

**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
À 1/50 000**

# **TOULON-SUR- ARROUX**

par

P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU, M. DONZEAU,  
M. CUNEY, J.-M. STUSSI, D. THIÉBLEMONT, D. JAUFFRET



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
TOULON-SUR-ARROUX À 1/50 000**

**par**

**P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU, M. DONZEAU,  
M. CUNEY, J.-M. STUSSI, D. THIÉBLEMONT,  
D. JAUFFRET**

**avec la collaboration de  
P.-J. DEBRIETTE, J. LAMBERT, Y. PAUTRAT,  
P. NEHLIG, R. WYNS**

**2006**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : CHÈVREMONT P., MARTEAU P., DONZEAU M. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Toulon-sur-Arroux (577). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU, M. DONZEAU, M. CUNEY, J.-M. STUSSI, D. THIÉBLEMONT, D. JAUFFRET, avec la collaboration de P.-J. DEBRIETTE, J. LAMBERT, Y. PAUTRAT, P. NEHLIG, R. WYNS (2006), 199 p.

– *pour la notice* : CHÈVREMONT P., MARTEAU P., DONZEAU M., CUNEY M., STUSSI J.-M., THIÉBLEMONT D., JAUFFRET D. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Toulon-sur-Arroux (577). Orléans : BRGM, 199 p. Carte géologique par P. CHÈVREMONT, P. MARTEAU, M. DONZEAU (2006).

© BRGM, 2006. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1577-2

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	<b>9</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>11</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>15</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>15</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE     LA CARTE</i>	<b>18</b>
<b>Socle varisque</b>	<b>21</b>
<b>Bassin stéphano-permien de Blanzly – Le Creusot</b>	<b>26</b>
<b>Lambeaux de couverture mésozoïque</b>	<b>27</b>
<b>Formations cénozoïques</b>	<b>27</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	<b>28</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>32</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>34</b>
<i>SOCLE VARISQUE</i>	<b>34</b>
<b>Roches métamorphiques</b> (série du Charollais)	<b>34</b>
<b>Formation sédimentaire dinantienne</b> (Tournaisien – Viséen inférieur)	<b>36</b>
<b>Roches magmatiques acides du batholite polyphasé         de Luzy</b>	<b>37</b>
<b>Filons de lamprophyres</b> (Stéphanien – Autunien)	<b>69</b>
<i>FORMATIONS SILICEUSES D'ÂGE INCERTAIN     (au sein du socle varisque et du bassin permien)</i>	<b>74</b>
<i>FORMATIONS STÉPHANO-PERMIENNES     (bassin de Blanzly – Le Creusot)</i>	<b>79</b>
<b>Stéphanien</b>	<b>79</b>
<b>Permien</b>	<b>83</b>
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	<b>90</b>
<b>Trias</b>	<b>90</b>
<b>Lias</b>	<b>91</b>
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	<b>92</b>
<b>Tertiaire</b>	<b>92</b>
<b>Plio-Quaternaire</b>	<b>92</b>
<b>Quaternaire</b>	<b>96</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>98</b>
<i>SOCLE VARISQUE</i>	<b>98</b>
<b>Roches métamorphiques</b>	<b>99</b>
<b>Formations dinantiennes</b>	<b>101</b>

<b>Roches magmatiques</b>	<b>102</b>
<i>BASSIN STÉPHANO-PERMIEN DE BLANZY - LE CREUSOT</i>	<b>125</b>
<b>Stéphanien</b>	<b>125</b>
<b>Permien</b>	<b>126</b>
<i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE</i>	<b>127</b>
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	<b>129</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>130</b>
<i>ÉVÉNEMENTS ANTÉ-VARISQUES</i>	<b>130</b>
<i>OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)</i>	<b>130</b>
<i>PÉNÉPLAINE PERMO-TRIASIQUE</i>	<b>136</b>
<i>INFLUENCE DES PHÉNOMÈNES ALPINS</i>	<b>136</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>139</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>139</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>147</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>149</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>158</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>158</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	<b>158</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>161</b>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<b>169</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>170</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>183</b>
<b>ANNEXE</b>	
<i>TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES ET TABLEAUX GÎTOLOGIQUES</i>	<b>185</b>

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 -	Position géologique de la feuille Toulon-sur-Arroux dans la partie nord-est du Massif central	<b>16</b>
Fig. 2 -	Schéma des entités anté-triasiques de la partie nord-est du Massif central	<b>20</b>
Fig. 3 -	Carte géologique simplifiée du batholite granitique de Luzy	<b>22</b>
Fig. 4 -	Série stratigraphique du gisement de Blanzay (Branchet, 1982)	<b>hors-texte</b>
Fig. 5 -	Reconstitution des paléoenvironnements dans la partie septentrionale du bassin de Montceau-les-Mines durant le dépôt de la Formation Grise autunienne (Gand <i>et al.</i> , 1992)	<b>86</b>
Fig. 6 -	Diagramme Al total - Mg pour les biotites des granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzy et de leucogranites de type Mesvres	<b>104</b>
Fig. 7 -	Diagrammes Q-P (a) et B-P (b) pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy, les enclaves sombres et les lamprophyres	<b>107</b>
Fig. 8a -	Diagramme A-B pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy, les enclaves sombres et les lamprophyres	<b>108</b>
Fig. 8b -	Diagramme A-B pour les granites alumino-potassiques subleucocrates, les leucogranites et les microgranites du batholite de Luzy	<b>109</b>
Fig. 9a -	Diagrammes Th-Zr, Th-Ta, Th-La et Th-U pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy, les enclaves sombres et les lamprophyres	<b>111</b>
Fig. 9b -	Diagrammes Th-Zr, Th-Ta, Th-La et Th-U pour les granites alumino-potassiques subleucocrates, les leucogranites et les microgranites du batholite de Luzy et pour une rhyolite stéphanienne	<b>112</b>
Fig. 10 -	Diagrammes Q-P (a) et B-P (b) pour les granites alumino-potassiques subleucocrates, les leucogranites et les microgranites du batholite de Luzy	<b>113</b>
Fig. 11 -	Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen <i>et al.</i> , 1978) pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy (a), pour une épisyénite, les enclaves sombres et les lamprophyres (b)	<b>114</b>
Fig. 12 -	Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen <i>et al.</i> , 1978) pour les granites subleucocrates alumino-potassiques (a) et les leucogranites (b) du batholite de Luzy	<b>116</b>
Fig. 13 -	Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen <i>et al.</i> , 1978) pour les microgranites filoniens du batholite de Luzy et pour une rhyolite stéphanienne	<b>120</b>

Fig. 14 - Modèle d'évolution géodynamique du Nord-Est du Massif central du Silurien au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998)	<b>131</b>
Fig. 15 - Gîtes et indices d'uranium de la concession de Grury (Guiollard, 2002)	<b>152</b>
Fig. 16 - Coupes d'exploitation de la 1 <sup>ère</sup> couche de Montceau-les-Mines (Branchet, 1982)	<b>156</b>
Fig. 17 - Carte de localisation des points des itinéraires géologiques	<b>163</b>

### **LISTE DES TABLEAUX (dans le texte)**

Tabl. 1 - Échelle chronostratigraphique utilisée pour le Paléozoïque (ère primaire)	<b>17</b>
Tabl. 2 - Batholite granitique polyphasé de Luzy : âges des roches plutoniques acides, principaux caractères et âges hypothétiques des six types de microgranites subvolcaniques ; âge des filons de lamprophyres recoupant le batholite	<b>23</b>
Tabl. 3 - Equivalence entre les symboles de la carte et ceux des diagrammes géochimiques	<b>105</b>
Tabl. 4 - Abréviations des noms des roches plutoniques de référence dans les diagrammes géochimiques Q-P, B-P et A-B	<b>106</b>
Tabl. 5 - Localisation et principale lithologie des 36 arrêts géologiques proposés	<b>162</b>

### **LISTE DES TABLEAUX (en annexe)**

Tabl. 1a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy	<b>186</b>
Tabl. 1b - Analyses chimiques (éléments en traces) de granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy	<b>187</b>
Tabl. 2a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de granites alumino-potassiques subleucocrates du batholite de Luzy	<b>188</b>
Tabl. 2b - Analyses chimiques (éléments en traces) de granites alumino-potassiques subleucocrates du batholite de Luzy	<b>189</b>
Tabl. 3a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de leucogranites du batholite de Luzy	<b>190</b>
Tabl. 3b - Analyses chimiques (éléments en traces) de leucogranites du batholite de Luzy	<b>191</b>
Tabl. 4a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de microgranites du batholite de Luzy et d'une rhyolite stéphanienne	<b>192</b>

Tabl. 4b - Analyses chimiques (éléments en traces) de microgranites du batholite de Luzy et d'une rhyolite stéphanienne	<b>193</b>
Tabl. 5a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques d'enclaves sombres du batholite de Luzy et de lamprophyres	<b>194</b>
Tabl. 5b - Analyses chimiques (éléments en traces) d'enclaves sombres du batholite de Luzy et de lamprophyres	<b>195</b>
Tabl. 6 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Toulon-sur-Arroux	<b>196-197</b>
Tabl. 7 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Toulon-sur-Arroux	<b>198-199</b>



## RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Toulon-sur-Arroux se situe en Bourgogne, dans le département de la Saône-et-Loire, pour l'essentiel, et dans celui de la Nièvre, pour l'angle nord-ouest. Une faille majeure, de direction générale SW-NE, passant au Nord-Ouest du bourg de Toulon-sur-Arroux, coupe ce territoire en deux parties à peu près égales et correspondant aux deux principales entités géologiques de la carte :

- au Nord-Ouest, le batholite granitique de Luzy dont la mise en place polyphasée a commencé à la fin du Tournaisien et s'est probablement terminée au Permien avec les derniers microgranites subvolcaniques ;
- au Sud-Est, le bassin sédimentaire continental de Blanzay – Le Creusot qui comprend des dépôts houillers du Stéphaniens sur ses deux bords et surtout des sédiments détritiques du Permien (Autunien et Saxonien).

### *Le batholite granitique composite et polyphasé de Luzy* comprend :

- une partie centrale constituée de granitoïdes porphyroïdes mésocrates et calco-alcalins magnésio-potassiques (subalcalins<sup>1</sup>), à biotite ± amphibole, comprenant du Nord-Est au Sud-Ouest : la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux, le granite de Cuzy et le granite d'Issy-l'Évêque – Grury, le granite de Grury ayant un âge proche de la limite entre le Tournaisien et le Viséen ( $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite [Supply, 1985]) ;
- deux bandes latérales et de petits stocks satellites de granites porphyroïdes subleucocrates et alumino-potassiques, intrusifs dans les granitoïdes mésocrates :
  - . au Sud-Est, le granite à biotite ± muscovite et localement tourmaline ou cordiérite d'Uchon – Sainte-Radegonde, qui a un âge de  $325 \pm 3$  Ma (proche de la limite entre le Viséen et le Namurien) d'après les datations par la méthode U-Th-Pb, à la microsonde électronique sur monazite, et U-Pb, à la microsonde ionique (SHRIMP) sur zircon (Cocherie, 2003) ;
  - . au Nord-Ouest, le granite à biotite ± muscovite de Luzy s.s., analogue, au plan géochimique, à celui d'Uchon-Sainte-Radegonde ;
- d'abondants filons ou stocks de divers leucogranites peralumineux et potassiques, intrusifs dans les granitoïdes porphyroïdes précédents et d'âge namuro-westphalien ;
- des filons, sills ou stocks, localement abondants, de microgranites porphyriques divers, mésocrates à leucocrates, subdivisés en quatre types, dont deux sont probablement liés génétiquement et spatialement aux granites porphyroïdes subleucocrates, alors que les deux autres sont postérieurs à ces granites.

<sup>1</sup> L'adjectif subalcalin, fréquemment employé par les granitologues français, est ambigu car dans le diagramme  $K_2O + Na_2O$  vs  $SiO_2$  (Kuno, 1968) la plupart des granitoïdes « subalcalins » se situent dans le champ « alcalin ». Cependant, pour des commodités d'écriture et de lecture, nous employons ici le terme de subalcalin en tant que synonyme de calco-alcalin magnésio-potassique.

En outre, le batholite granitique de Luzy encaisse quelques filons de lamprophyre datant du Stéphanien ou de l'Autunien, cantonnés dans la partie la plus occidentale de la carte. Il encaisse également des filons de quartz, massif ou bréchique, dont la mise en place, pour une partie au moins, date probablement du Lias.

Dans la partie la plus occidentale de la carte, se trouvent :

- quelques carapaces siliceuses sommitales qui correspondent probablement à des zones silicifiées sous-jacentes à une couverture mésozoïque complètement érodée dans ce secteur ;
- des filons de quartz ou de brèche siliceuse rouge, minéralisés en uranium et parfois en fluorine, barytine, galène, blende,... ; cette zone uranifère fait partie de la concession de Grury dont les gisements ont été exploités au cours de deux périodes : 1952-1963 et 1980-1986.

Ailleurs, le batholite de Luzy encaisse des indices de minéralisation en un ou plusieurs des éléments suivants : F, Ba, Pb, Zn, Cu, Mn, Fe, As, W. Au sein du granite de Cuzy, nous avons découvert une lentille d'épisyénite, formée aux dépens de ce granite par dissolution du quartz.

Sur les différents types de granitoïdes du batholite de Luzy, se sont développées des arènes dont l'importance croît d'Est en Ouest en même temps que l'altitude décroît.

***Le bassin sédimentaire continental de Blanzay – Le Creusot*** comprend :

- des dépôts houillers stéphaniens constituant, d'une part, de petits lambeaux étroits, dispersés le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux et, d'autre part, le grand bassin de Montceau-les-Mines dont une partie affleure dans l'angle sud-est de la présente carte ;
- des sédiments détritiques continentaux, autuniens et saxoniens, qui constituent l'essentiel du remplissage du bassin.

Au sein des sédiments stéphaniens du petit lambeau de Morentru se trouve une coulée ou un dôme-coulée de rhyolite.

Le Stéphanien du bassin de Montceau-les-Mines a donné lieu à d'importantes extractions industrielles de charbon à partir du XIX<sup>e</sup> siècle dans le secteur de Rozelay, aussi bien en galeries qu'à ciel ouvert, alors que les petits dépôts situés le long de la faille de Toulon-sur-Arroux n'ont fourni que des tonnages réduits par exploitations artisanales.

En bordure de la faille de Toulon-sur-Arroux, les sédiments autuniens renferment un gîte et trois indices de minéralisation stratiforme en uranium sous forme d'autunite.

Quelques petits lambeaux de sédiments détritiques dinantiens sont coincés le long du contact faillé entre les deux principales entités. Du côté sud-est, le bassin stéphano-permien est limité par une autre faille SW-NE le séparant des gneiss et autres roches métamorphiques de la série du « Charollais »<sup>2</sup>, qui n'apparaît que dans l'angle sud-est de la présente carte et se développe beaucoup plus largement sur les territoires des feuilles adjacentes.

*Les autres formations de la carte* sont représentées par la couverture sédimentaire secondaire comprenant le Trias détritique et le Lias inférieur carbonaté, les dépôts tertiaires sableux de l'Eocène sidérolithique et la formation plio-quadernaire des sables et argiles du Bourbonnais. Ces formations n'apparaissent que dans la partie la plus méridionale de la feuille sous forme de lambeaux de surface restreinte, reposant en discordance sur les terrains paléozoïques du bassin de Blanzay – Le Creusot et/ou sur la série métamorphique du Charollais.

Des formations superficielles se sont développées ou déposées sur l'ensemble des terrains décrits ci-dessus. Il s'agit d'altérites en place ou colluvionnées, de colluvions de pente ou de fond de vallon et d'alluvions quadernaires.

### ABSTRACT

The area represented by the Toulon-sur-Arroux sheet is in Burgundy, mostly in the Saône-et-Loire Department apart from the northwestern corner in the Nièvre Department. A major NE-SW fault to the northwest of the town of Toulon-sur-Arroux cuts the sector into two approximately equal parts corresponding to the two main geological units of the map area:

– to the northwest is the Luzy granite batholith, whose polyphase emplacement began at the end of the Tournaisian and probably ended in the Permian with the last subvolcanic microgranites;

– to the southeast is the Blanzay – Le Creusot continental sedimentary basin with mainly Permian (Autunian and Saxonian) detrital deposits, but with Stephanian coal deposits at its two edges.

---

<sup>2</sup> La série métamorphique dite du Charollais (Barrère, 1955) se trouve en fait au-delà de la limite nord-ouest du Charollais *s.s.* située à Mont-Saint-Vincent (feuille Montceau-les-Mines, *cf.* carte de synthèse géologique régionale).

*The polyphase composite Luzy granite batholith* is made up of:

- a central part containing mesocratic porphyritic biotite  $\pm$  amphibole granite with a magnesian-potassic (subalkaline<sup>1</sup>) calc-alkaline nature, represented from northeast to southwest by the Saint-Didier-sur-Aroux granodiorite, the Cuzy granite and the Issy-l'Évêque – Grury granite; the Grury granite has been dated at  $348 \pm 6$  Ma, i.e. close to the Tournaisian-Visean boundary, by the U-Pb method on zircon and uraninite (Supply, 1985);
- two lateral bands and small satellite stocks of subleucocratic aluminopotassic porphyritic granite intruding the mesocratic granite and represented by:
  - . the Uchon – Sainte-Radegonde biotite  $\pm$  muscovite granite, locally with tourmaline or cordierite, to the southeast -this has been dated at  $325 \pm 3$  Ma, i.e. near the Visean-Namurian boundary, by both the electron microprobe U-Th-Pb method on monazite and the ion microprobe U-Pb method (SHRIMP) on zircon (Cocherie, 2003);
  - . the Luzy biotite  $\pm$  muscovite granite s.s. to the northwest, which is geochemically similar to the Uchon – Sainte-Radegonde granite;
- abundant veins and stocks of varied Namurian-Westphalian peraluminous potassic leucogranite intruding the earlier porphyritic granite;
- locally abundant veins, sills and stocks of varied mesocratic to leucocratic porphyritic microgranite subdivided into four types, two probably genetically and spatially related to the subleucocratic porphyritic granite and the other three being younger.

Several lamprophyre veins of Stephanian and Autunian age cut the Luzy granite batholith in the westernmost part of the map area. The granite also contains veins of massive or brecciated quartz whose emplacement, at least in part, probably dates from the Lias.

In the westernmost part of the map area we find:

- a few silcrete caps that probably correspond to silicified zones below the Mesozoic cover, which has been completely eroded in this area;
- veins of quartz and red siliceous breccia that are mineralized in uranium and, in places, in fluorite, barite, galena, sphalerite, etc.; this uraniferous zone forms part of the Grury concession where deposits were mined during the periods 1952-1963 and 1980-1986.

---

<sup>1</sup> The term subalkaline, commonly employed by French hard-rock geologists in this context, is ambiguous because most 'subalkaline' granites plot within the 'alkaline' field in the  $K_2O + Na_2O$  vs  $SiO_2$  diagram of Kuno (1968). Nonetheless, for the reader's convenience, the term subalkaline is used as a synonym of potassic-magnesium calc-alkaline.

Elsewhere, the Luzy batholith contains mineral showings with one or more of the following elements: F, Ba, Pb, Zn, Cu, Mn, Fe, As, W. We also discovered a lens of 'episyenite' within the Cuzy granite that had formed at the expense of the granite through dissolution of the quartz.

The different granite bodies of the Luzy batholith are covered by grus whose thickness increases from east to west with decreasing altitude.

*The Blanzay – Le Creusot continental sedimentary basin* is made up of:

- Stephanian coal deposits occurring as small narrow outliers dispersed along the major Toulon-sur-Arroux Fault, and also in the large Montceau-les-Mines Basin part of which crops out in the southeastern corner of the map area;
- Autunian and Saxonian continental detrital sediment that makes up most of the basin fill.

A rhyolite flow or flow-dome is observed within the Stephanian sediments of the small Morentu outlier.

The Stephanian of the Montceau-les-Mines Basin in the Rozelay area has been industrially mined for its coal by both underground and open-pit methods since the XIX Century, whereas the small deposits along the Toulon-sur-Arroux Fault only provided small tonnages from small-scale mining activities.

At the edge of the Toulon-sur-Arroux Fault, the Autunian sediments contain a deposit and three occurrences of stratiform uranium mineralization in the form of autunite.

Some small outliers of Dinantian detrital sediment are wedged along the faulted contact between the two main units. On the southeastern side, the Stephanian-Permian basin is bounded by another NE-SW fault separating it from the gneiss and other metamorphic rocks of the 'Charollais' series<sup>2</sup>, which only occurs in the southeastern corner of the map area but is much more widely developed in the adjacent map areas.

*The other formations of the map area* are represented by the Mesozoic sedimentary cover rocks comprising Triassic detrital deposits and Early Liassic carbonates, Tertiary sandy deposits of the siderolithic Eocene and Pliocene-Quaternary Bourbonnais sands and clays. These formations are only found in the southernmost part of the map area as small surface out-

---

<sup>2</sup> The metamorphic series termed Charollais (Barrière, 1955) in fact occurs beyond the northwestern boundary of the Charollais *s.s.* located at Mont-Saint-Vincent (Montceau-les-Mines sheet, *cf.* regional geological map).

liers unconformably on the Palaeozoic rocks of the Blanzly – Le Creusot Basin and/or on the Charollais metamorphic series.

Surficial deposits, in the form of *in situ* or colluvial alterite, slope or valley-bottom colluvium and Quaternary alluvium, have developed or been deposited on all the above formations.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

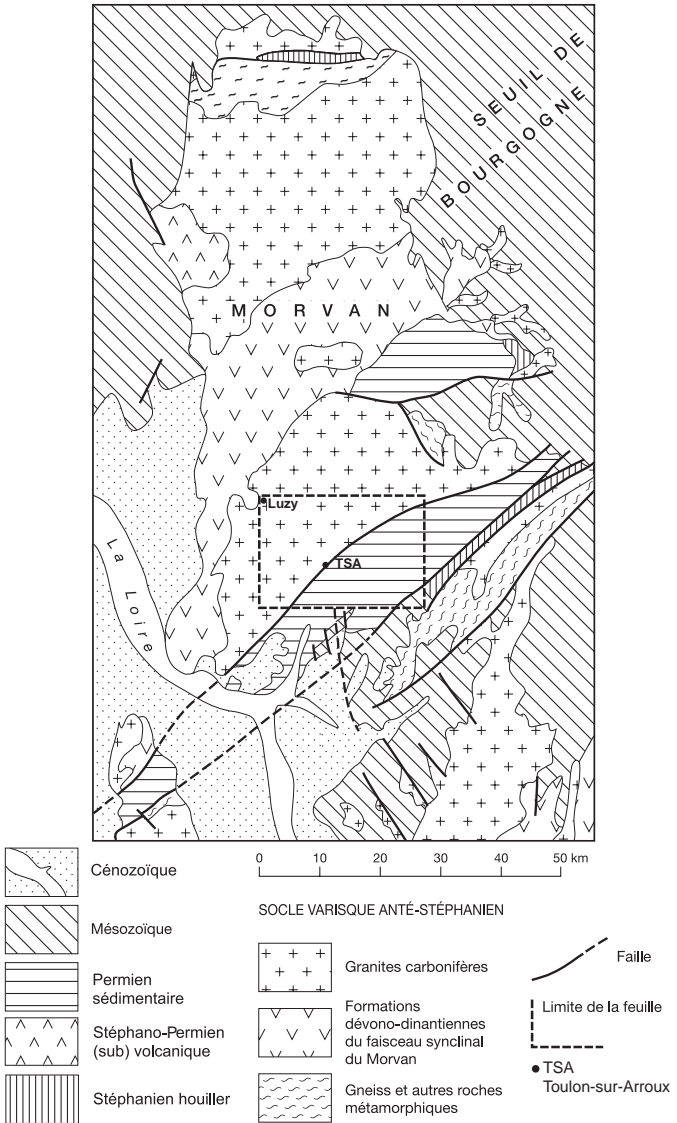
Le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux à 1/50 000 est situé dans la partie nord-est du Massif central, en région Bourgogne, dans le département de Saône-et-Loire (71) pour l'essentiel ; seul le secteur de Luzy, dans l'angle nord-ouest, se trouve dans la Nièvre (58). Il est couvert par les deux cartes IGN à 1/25 000 suivantes : Toulon-sur-Arroux pour la moitié orientale, Luzy pour la moitié occidentale.

L'altitude varie entre 663 m, en limite nord de la partie nord-est de la carte, et 240 m en limite sud de la feuille, au fond de la vallée de l'Arroux. Cette rivière et ses affluents drainent l'essentiel du territoire de la carte, y compris la partie sud-est que drainent le réseau de l'Oudrache et des affluents de la Bourbince ; sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial, l'Oudrache conflue avec la Bourbince qui se jette elle-même dans l'Arroux juste en amont du confluent de cette dernière avec la Loire, à Digoin. La partie nord-ouest de la présente carte est drainée par deux autres rivières : d'une part, l'Alène, qui passe à Luzy puis conflue plus à l'Ouest (feuille Fours) avec l'Aron, qui se jette dans la Loire à Decize, et, d'autre part, la Somme, qui se jette dans la Loire à Bourbon-Lancy. Tout ce réseau hydrographique fait partie du bassin versant de la Loire en rive droite.

Les quatre communes les plus peuplées sont les suivantes : Sanvignes-Mines, Toulon-sur-Arroux et Issy-l'Évêque (en Saône-et-Loire) et Luzy (dans la Nièvre). Le reste de la population est dispersé dans de nombreux villages et hameaux.

Luzy fut un site préhistorique que les Gaulois et les Helvètes convoitèrent et où les Romains s'installèrent. Les tanneries furent le siège d'une activité importante : il y en avait encore six au temps de Napoléon 1<sup>er</sup>. Vers 1860, la réalisation de la voie ferrée Nevers - Chagny favorisa l'expansion de la cité qui atteignit 3 485 habitants en 1911, mais la première guerre mondiale entraîna un arrêt du développement et une chute de la population. Aujourd'hui, Luzy se trouve à un carrefour de routes menant à Paris vers le Nord, la vallée du Rhône au Sud-Est, l'Auvergne au Sud, Dijon, via Autun, au Nord-Est, ce qui en fait un centre d'échange et de transit des produits régionaux : bois du Morvan, moutons et bœufs du Charollais, produits de la petite industrie et l'agriculture locale, vins de Bourgogne. Luzy se situe, en outre, à l'extrémité méridionale du Parc naturel régional du Morvan, qui, vers le Nord, s'étend jusqu'à Avallon, dans le département de l'Yonne.

Toulon-sur-Arroux est un lieu séculaire de communication entre le Morvan et le Charollais, qui a vu passer César poursuivant les Helvètes.



**Fig. 1 - Position géologique de la feuille Toulon-sur-Arroux dans la partie nord-est du Massif central**



Âge Odin (1994)	Système/période	Série/époque	Étage	Symbole	Âge Odin (1994)
250 Ma					250 Ma
	<b>Permien</b>	Permien supérieur = Thuringien		r3	
		Permien moyen = Saxonien		r2	258 + 8 Ma
		Permien inférieur = Autunien		r1	
295 Ma					295 Ma
	<b>Carbonifère</b>	Carbonifère supérieur	Stéphanien	h5	
			Westphalien	h4	305 Ma
			Namurien	h3	315 Ma
		Carbonifère inférieur	Viséen	h2	325 Ma
					345 Ma
			Tournaisien	h1	
355 Ma					355 Ma
	<b>Dévonien</b>	Dévonien supérieur	Famennien	d7	
			Frasnien	d6	375 Ma
		Dévonien moyen	Givétien	d5	
			Eifélien	d4	390 Ma
		Dévonien inférieur	Emsien	d3	
			Praguien	d2	
			Lokhovien	d1	
410 Ma					410 Ma
	<b>Silurien</b>				
440 Ma					440 Ma
	<b>Ordovicien</b>				
500 Ma					500 Ma
	<b>Cambrien</b>				
540 Ma					540 Ma

**Tabl. 1 - Échelle chronostratigraphique utilisée pour le Paléozoïque (ère primaire)**

L'antique Telonum a puisé sa substance dans l'Arroux, alors navigable, grâce à un monde de pêcheurs, de flotteurs et de mariniers. Elle a atteint son apogée au XVII<sup>e</sup> siècle à travers le labeur de ses paysans, artisans et hommes de savoir. Aujourd'hui, les résidents et les touristes peuvent s'y adonner aux plaisirs de la pêche sur un cours d'eau très poissonneux et de la randonnée à pied, en VTT ou à cheval, sur 80 km de sentiers balisés. À environ 7 km au Nord, sur la commune de La Boulaye, se trouve, depuis quelques années, le temple bouddhiste de Kagyu Ling ou temple des Mille Bouddhas, ouvert au public.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux est situé dans la partie nord-est du Massif central français. Comme le montrent la carte géologique, la carte de synthèse géologique régionale et la figure 1, sur ce territoire affleurent les entités géologiques suivantes, d'âge globalement décroissant :

- la série métamorphique dite du Charollais, présente uniquement dans l'angle sud-est de la carte ;
- quelques lambeaux d'une formation sédimentaire dinantienne, coincés le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux ;
- le batholite granitique composite de Luzy dont la mise en place polyphasée débute à la limite Tournaisien – Viséen et pourrait se terminer à l'Autunien voire au Saxonien pour les ultimes filons de microleucogranites ;
- quelques filons de lamprophyre, recoupant les roches plutoniques acides du batholite de Luzy et datant du Stéphanien ou de l'Autunien ;
- le bassin sédimentaire stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot, encastré dans le socle varisque antérieur, en étant limité par deux failles majeures de direction SW-NE ;
- des lambeaux restreints de sédiments mésozoïques discordants sur le bassin paléozoïque et sur la série métamorphique du Charollais ;
- des formations cénozoïques comprenant, entre autres, des altérites développées aux dépens des granitoïdes du batholite de Luzy ou des formations sédimentaires stéphano-permiennes.

L'échelle chronostratigraphique utilisée est celle d'Odin (1994) ; dans le tableau 1, figurent les limites utilisées pour le Paléozoïque.

Le **socle varisque**, en majorité cristallin et anté-stéphanien<sup>3</sup>, couvre environ 55 % de la surface de la carte et comprend :

---

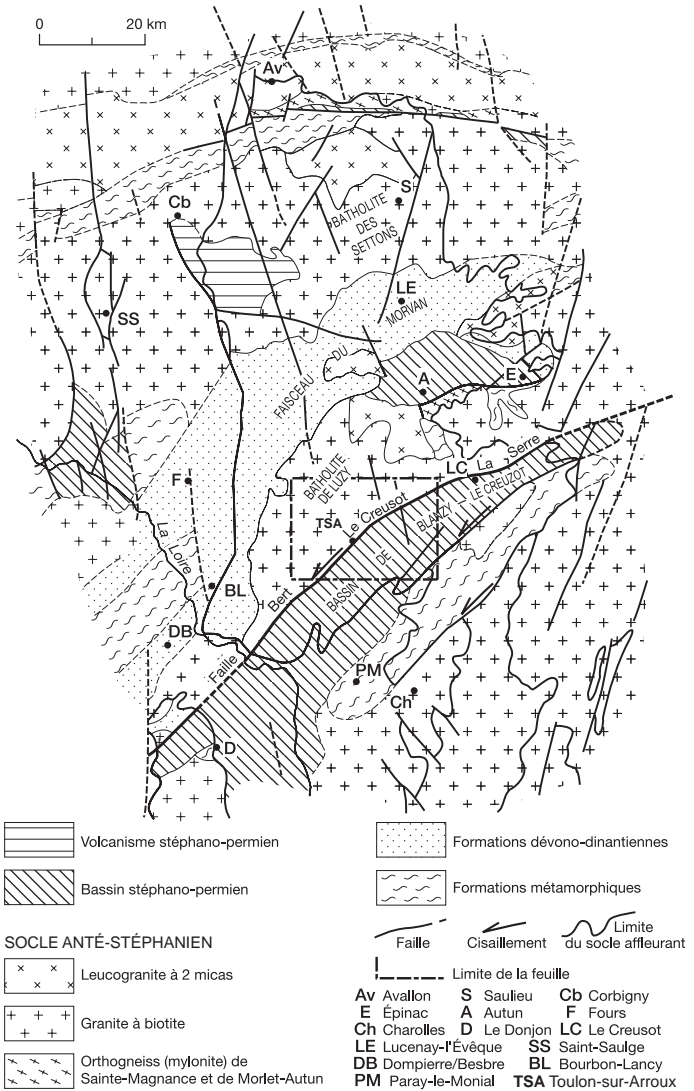
<sup>3</sup> Dans le Morvan et ailleurs dans le Massif central, les bassins - sédimentaires ou volcano-sédimentaires - stéphaniens et/ou permiens sont encastrés dans un socle essentiellement constitué d'entités anté-stéphaniennes mais renfermant fréquemment des filons, sills ou stocks de roches subvolcaniques d'âge stéphanien à permien.

- des para- et orthogneiss plus ou moins migmatitiques appartenant à la série métamorphique dite du Charollais, situés en bordure sud-est du bassin stéphano-permien de Blanzy – Le Creusot, dans l'angle sud-est de la carte ;
- de petits lambeaux de siltites et autres roches détritiques dinantiennes, coincés le long de la bordure nord-ouest du bassin stéphano-permien ;
- des roches magmatiques, qui constituent l'essentiel du socle de la carte, se trouvent dans la moitié nord-ouest de cette carte et comprennent par ordre d'importance décroissante :
  - des granitoïdes, essentiellement porphyroïdes, appartenant au vaste et complexe batholite de Luzy, qui comprend au moins trois générations de roches plutoniques carbonifères ;
  - quatre types de microgranites recoupant les roches plutoniques sous forme de filons, sills ou petits stocks, et d'âges échelonnés sur un intervalle de temps pouvant aller de la fin du Viséen au Saxonien d'après les relations avec les granitoïdes porphyroïdes, d'une part, et les connaissances régionales, d'autre part ;
  - de rares lamprophyres filoniens supposés dater du Stéphaniens ou de l'Autunien.

Au sein du socle, se trouvent, en outre, quelques filons et autres corps siliceux qui posent le problème de leur genèse et de leur âge de mise en place, probablement liasique (Baubron *et al.*, 1980) pour la plupart d'entre eux.

Le *bassin sédimentaire stéphano-permien de Blanzy – Le Creusot*, seconde entité géologique couvrant environ 45 % de la surface de la carte Toulon-sur-Arroux, est limité par deux failles majeures de direction SW-NE : au Sud-Est, la faille de Montceau-les-Mines et, au Nord-Ouest, la faille qui passe par Toulon-sur-Arroux et Le Creusot, en étant proche de la diagonale SW-NE de la carte. Cette faille est, à l'échelle nationale, une structure très importante, allant du Sillon Houiller, au Sud-Ouest (à Bortles-Orgues), jusqu'au graben du Rhin, au Nord-Est, en passant sous le fossé plio-quadernaire de la Bresse. Ce bassin comprend :

- des dépôts houillers stéphaniens, affectés par les compressions tardivarisques et très tectonisés, constituant, d'une part, de petits lambeaux peu épais, coincés le long du socle sur sa bordure nord-ouest, et renfermant une coulée ou un dôme-coulée de rhyolite dans le cas du lambeau de Morentu, et, d'autre part, la partie sud-ouest de l'important bassin de Blanzy – Montceau-les-Mines, situé sur la bordure sud-est de la présente carte ;
- des dépôts détritiques continentaux permien, puissants, moins tectonisés, qui constituent l'essentiel de son remplissage et qui encaissent quelques corps siliceux, supposés liasiques.



La structure du socle caché sous la couverture sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque est interprétée d'après les données des diverses prospections géophysiques et des sondages (Weber, 1975) et d'après la synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

**Fig. 2 - Schéma des entités anté-triasiques de la partie nord-est du Massif central**

(d'après Delfour *et al.*, 1995, modifié pour la feuille Épinaç par Chèvremont *et al.*, 1999)

Les **terrains secondaires**, discordants sur les deux entités précédentes, comprennent :

- les dépôts argilo-gréseux du Trias ;
- les grès blonds du Rhétien ;
- la lumachelle à cardinies de l'Hettangien, d'épaisseur décimétrique, visible à l'état de dalles démantelées dans les champs ;
- le calcaire gris-bleu, spathique, à gryphées du Sinémurien.

Ces terrains forment quelques buttes témoins en lambeaux dispersés, d'épaisseur faible dans l'angle sud-est et le centre-sud de la feuille.

Les **terrains tertiaires**, eux-mêmes discordants sur les formations précédentes, sont composés des sables mastic de l'Eocène sidérolithique, qui forment un nappage limité, en partie colluvionné, sur les terrains du Trias et du Permien dans la partie sud-est de la feuille.

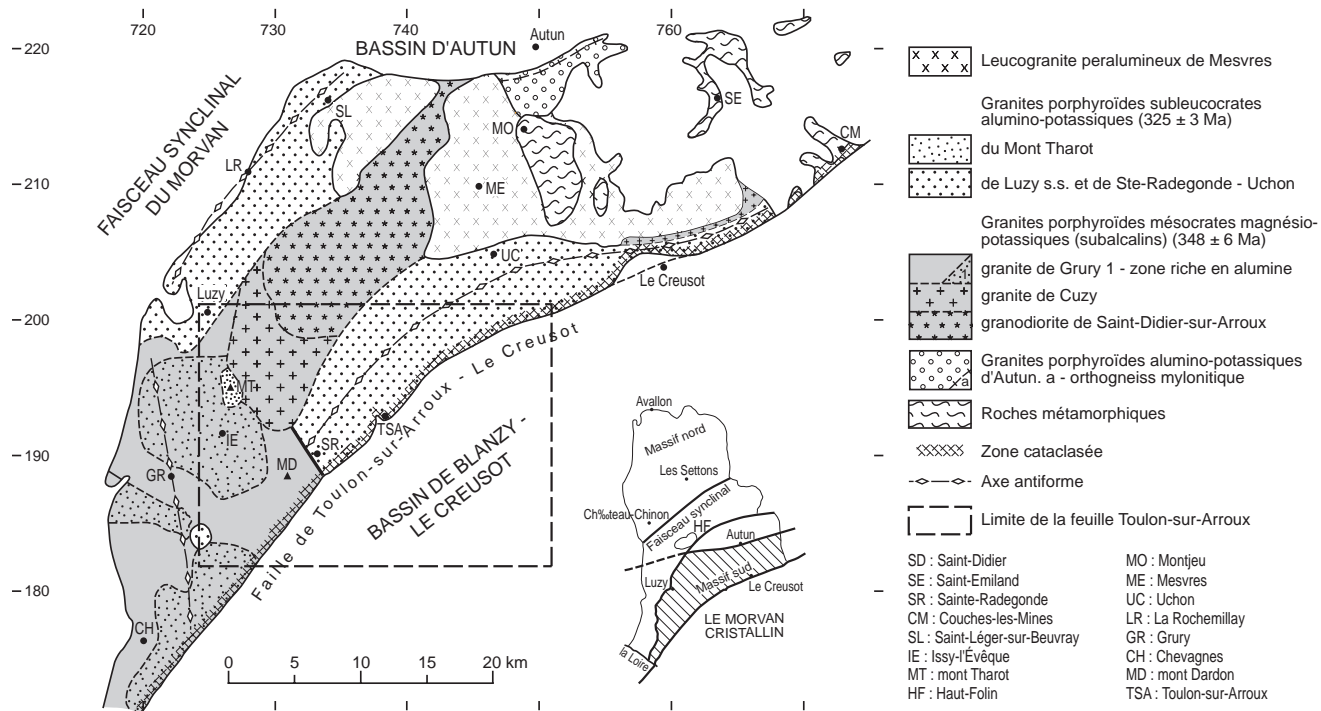
Les **formations plio-quadernaires** sablo-argileuses et conglomératiques du Bourbonnais couronnent la limite socle/bassin en discordance dans le Sud-Ouest de la feuille, où ils forment un chapelet de buttes témoins, allant en s'amenuisant vers le Nord, en rive droite de l'Arroux.

L'ensemble des terrains décrits ci-dessus est altéré ou colluvionné à des degrés divers, localement recouvert par les dépôts de versant et incisé par les alluvions fluviales le long des grands axes de drainage.

### **Socle varisque (fig. 1 et 2)**

Les **gneiss de la série métamorphique dite du Charollais** n'affleurent qu'à l'extrémité sud-est de la carte mais se développent largement sur les territoires des feuilles à 1/50 000 adjacentes : Montceau-les-Mines (Feys *et al.*, 1976), Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001) et Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971). Juste au Sud de la présente carte, à l'extrémité nord-est de la feuille Paray-le-Monial, les gneiss renferment la lentille d'éclogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble, qui est, dans cette série métamorphique, le seul témoin actuellement connu du stade de métamorphisme de haute pression - haute température (HP-HT) qui a eu lieu au début du cycle orogénique varisque.

Les **petits lambeaux de roches détritiques dinantiennes** sont microbréchifiés par suite de leur position le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux, qui constitue la limite nord-ouest du bassin de Blanzay-Le Creusot. Ils se rattachent aux formations sédimentaires, volcaniques et plutoniques mises en place au Carbonifère inférieur (325-355 Ma) dans la partie nord-



**Fig. 3 - Carte géologique simplifiée du batholite granitique de Luzzy (d'après la carte de J. Delfour *et al.*, 1990, légèrement modifiée et complétée)**

Étage âge	Roches plutoniques	Roches subvolcaniques acides		
	<i>Lamprophyres</i>	Lithologie et gisements	Symbole	Direction
358 ± 8 Ma				
Saxonien		microleucogranite à faciès de rhyolite : - un stock ou coulée au sein du petit bassin stéphanien de Morentu, - un filon à 2,5 km plus au Sud-Ouest	ρ	N130°E
Autunien	<i>lamprophyres</i>	microleucogranite porphyrique à biotite seule ou à deux micas : un stock (angle NW de la carte) et de nombreux filons particulièrement abondants dans l'angle SW de la carte	μ <sup>L</sup> γ	très variable
295 Ma				
Stéphanien		microgranite mésocrate porphyrique à biotite : un faisceau de filons dans le secteur de Cuzy, un stock et quelques autres filons ailleurs	μγ <sup>3</sup>	N110-130°E prédominante
305 Ma				
Westphalien	leucogranites peralumineux			
315 Ma				
Namurien				
325 Ma	granites porphyroïdes Al-K	microgranites subleucocrates et très porphyriques, à biotite seule ou à 2 micas, en faisceaux de filons recoupant les granites porphyroïdes Mg-K : - faciès orienté recoupant le granite de Cuzy, au Sud de Cuzy ; - faciès équant recoupant les granites d'Issy-l'Évêque–Grury (quart SW de la carte) et de Cuzy	ομγ <sup>2</sup> ρμγ <sup>2</sup>	~ E-W ~ NE-SW (N30-60°E)
Viséen supérieur				
Viséen inférieur				
345 Ma	granitoïdes porphyroïdes Mg-K			
Tourmaisien				
355 Ma				

**Tabl. 2 - Batholite granitique polyphasé de Luzy : âges des roches plutoniques acides, principaux caractères et âges hypothétiques des cinq types de microgranites subvolcaniques ; âge des filons de lamprophyres recoupant le batholite**

est du Massif central. Le batholite de Luzy les sépare de la principale entité que constitue ces formations : le faisceau synclinal dévono-dinantien du Morvan, comme le montrent les figures 1 et 2 ainsi que la carte de synthèse géologique régionale.

Le *batholite de Luzy* forme, à l'extrémité sud du Morvan, une entité complexe, polyphasée, d'allongement SW-NE. Les données acquises jusqu'à présent sur le terrain et en laboratoire permettent de mettre en évidence la zonéographie, illustrée par la carte de synthèse géologique régionale et la figure 3, et la chronologie (tabl. 2) suivantes :

– une zone centrale, constituée par un ensemble précoce de granitoïdes porphyroïdes mésocrates à biotite et localement amphibole, d'affinité subalcaline (Rolin et Stussi, 1991), comportant du Nord-Est au Sud-Ouest :

– la granodiorite porphyroïde à biotite et parfois amphibole de Saint-Didier-sur-Arroux, relativement riche en enclaves sombres ; seule son extrémité méridionale se trouve sur la carte de Toulon-sur-Arroux, le reste se situant sur la carte d'Autun (Arène *et al.*, 1991) ;

– le granite porphyroïde à biotite et parfois amphibole de Cuzy, à enclaves sombres localement et aux dépens duquel s'est formée, par dissolution du quartz, au moins une lentille d'épisyénite ;

– le granite porphyroïde à biotite et rare amphibole d'Issy-l'Évêque - Grury, qui renferme des zones riches en alumine (fig. 3) ; le granite d'Issy-l'Évêque est daté à  $350 \pm 31$  Ma par une isochrone Rb-Sr (Roques *et al.*, 1971), alors que celui de Grury, situé sur le territoire de la carte Bourbon-Lancy, est daté, par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985), à  $348 \pm 6$  Ma, soit de la fin du Tournaisien ou du début du Viséen (tabl. 1), âge que nous attribuons à l'ensemble des granitoïdes porphyroïdes subalcalins du batholite de Luzy (tabl. 2) ;

– deux zones latérales constituées de granites porphyroïdes subleucocrates et alumino-potassiques, à biotite prédominante, muscovite et localement cordiérite ou tourmaline :

. du côté nord-ouest, le granite porphyroïde de Luzy *s.s.*, limité au Nord-Ouest (en dehors des limites de la présente carte) par le faisceau volcano-sédimentaire dévono-dinantien du Morvan dans lequel il est intrusif, avec développement d'un métamorphisme de contact ; plus au Sud, un granite analogue constitue le stock du mont Tharot, intrusif dans le granite d'Issy-l'Évêque ;

. du côté sud-est, le granite porphyroïde de Sainte-Radegonde - Uchon, limité au Sud-Est par la faille majeure de Toulon-sur-Arroux – Le Creusot, renfermant de rares passages non porphyroïdes et ayant un âge proche de la limite entre le Viséen et le Namurien :  $325 \pm 3$  Ma, d'après les datations par les méthodes U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite et U-Pb à la microsonde ionique (SHRIMP) sur zircon



(Cocherie, 2003), âge que nous attribuons à l'ensemble des granites porphyroïdes alumino-potassiques du batholite de Luzy (tabl. 2) ; un granite analogue constitue, au sein du granite de Grury, un stock intrusif, situé au Sud-Ouest de Sainte-Radegonde, en limite occidentale de la présente carte et se prolongeant vers l'Ouest sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy (Delfour *et al.*, 1990).

Cet ensemble de granitoïdes mésocrates à subleucocrates, en grande majorité porphyroïdes, est recoupé par de nombreux petits corps de roches acides, plutoniques à subvolcaniques, comportant :

- divers types de leucogranites peralumineux, à biotite seule ou accompagnée de muscovite et/ou localement de cordiérite ou de tourmaline ;
- quatre types de microgranites porphyriques.

Sur le territoire de la présente carte, les leucogranites peralumineux ont un grain fin à moyen et forment, d'une part, des filons isolés et des essaims de minces filons, présents sur toute l'étendue du batholite, et, d'autre part, des stocks de taille variable, localement abondants. Ces leucogranites sont, pour la plupart, analogues à celui de Mesvres, qui constitue un massif relativement important, intrusif dans la partie nord-est de la granodiorite de Saint-Didier et situé sur les territoires des feuilles Autun (Arène *et al.*, 1991) et Le Creusot (Courel *et al.*, 1988) comme le montre la carte de synthèse géologique régionale. Le leucogranite de Mesvres est postérieur aux granites subleucocrates de Luzy *s.s.* et de Sainte-Radegonde – Uchon et antérieur aux dépôts houillers du Stéphanien moyen d'Épinac (Chèvremont *et al.*, 1999). Cependant, la variété pétrologique des leucogranites de la feuille Toulon-sur-Arroux implique probablement l'existence de plusieurs générations datant du Namurien et/ou du Westphalien et pouvant donc s'échelonner entre 325 à 305 Ma (tabl. 2).

Quatre types de microgranites porphyriques sont distingués. Les relations avec les granitoïdes porphyroïdes et des considérations régionales, détaillées dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques », permettent de les répartir en plusieurs générations (tabl. 2) :

- les microgranites subleucocrates et très porphyriques, à biotite seule ou accompagnée de muscovite, sont probablement liés génétiquement et spatialement aux granites porphyroïdes subleucocrates, ce qui implique qu'ils ont un âge proche de 325 Ma, c'est-à-dire de la limite entre le Viséen et le Namurien ;
- les microgranites porphyriques mésocrates à biotite et les microleucogranites pourraient être liés à la distension stéphano-autunienne.

Comme le montre la carte de synthèse géologique régionale, le batholite de Luzy est limité au Nord-Ouest par les formations sédimentaires et/ou volcaniques dévono-dinantiennes du faisceau synclinal du Morvan et les intrusions successives des granites de Grury et de Luzy *s.s.* ont provoqué un métamorphisme de contact (Delfour, 1989) dans les formations qui leur sont antérieures. Du côté sud-est, le batholite de Luzy est séparé du bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot par la faille majeure de Toulon-sur-Arroux. Le long de ce contact faillé, sont coincés de petits lambeaux de sédiments dinantiens h1-2, microbréchifiés et présentant localement des traces de métamorphisme thermique en bordure du granite de Sainte-Radegonde – Uchon.

Le batholite granitique de Luzy est en outre recoupé par 1) un mince filon d'une rhyolite analogue à celle d'un petit corps (coulée ou dôme-coulée ?) situé au sein des sédiments stéphaniens (petit lambeau de Morentu et 2) des filons de lamprophyres, mis en place au Stéphaniens ou à l'Autunien. Enfin, des entités siliceuses, constituées de quartz massif et/ou de (micro)brèches silicifiées et d'âge supposé liasique, lui sont spatialement associées sous forme soit de filons, soit de carapaces situées sur des sommets de collines. Ces carapaces sont probablement dues à une silicification sous une couverture mésozoïque complètement érodée de nos jours, là où elles se trouvent.

### **Bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot**

Le bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot atteint ici sa plus grande largeur : plus de 15 km. Il affleure dans la moitié sud-est de la carte. Sa limite nord-ouest, proche de la diagonale NE-SW de la carte, est la faille majeure de Toulon-sur-Arroux, qui le sépare du batholite granitique de Luzy et qui est hachée par de nombreux petits décrochements. Sa limite sud-est est la faille majeure de Montceau-les-Mines, qui le sépare de la série métamorphique du « Charollais », comme le montre la carte de synthèse géologique régionale ; mais sur le territoire de la carte, cette faille n'apparaît que dans l'angle sud-est où elle est masquée par un lambeau de sédiments du Trias.

Le bassin présente en surface des lambeaux de sédiments houillers stéphaniens coincés le long de la bordure nord-ouest, puis plusieurs compartiments faillés où affleurent des sédiments soit saxoniens, soit autuniens, sans plissement axial particulier. Enfin, au Sud-Est, un panneau de dépôts stéphaniens, assez large, recouvert en partie par les sédiments mésozoïques, constitue le prolongement du bassin houiller de Montceau-les-Mines, comme le montre la carte de synthèse géologique régionale.

On observe en général, du NNE au SSW, la succession de formations suivante :

- les grès et conglomérat à galets de socle de l'Autunien « inférieur » ;
- les argiles, pélites et grès de l'Autunien « supérieur » ;
- la série alternante du Saxonien : série argilo-gréseuse, à niveaux conglomératiques, rouge, grise et blanche ;
- les argilites et grès rouges du Saxonien, qui couvrent la plus grande surface du bassin ;
- les niveaux charbonneux, les grès et conglomérats du Stéphanien (*cf.* plus loin « Terrains non affleurants »).

Les dépôts détritiques et phytogènes les plus anciens appartiennent au Stéphanien B et affleurent très peu sur le territoire de la carte : lambeaux de Petit Château à Saint-Eugène. Ils sont particulièrement épais dans le bassin de Blanzay – Montceau-les-Mines.

### **Lambeaux de couverture mésozoïque**

La couverture mésozoïque affleure dans la partie la plus méridionale de la feuille, sous forme de buttes résiduelles préservées par l'érosion. Ces buttes représentent les derniers témoins septentrionaux de formations bien développées sur la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001). Sur la feuille Toulon-sur-Arroux, les sédiments mésozoïques n'affleurent qu'en deux endroits : dans l'angle sud-est de la carte (secteur de Rozelay) et dans le centre-sud, à Saint-Romain-sous-Versigny.

### **Formations cénozoïques**

L'*Éocène continental, dit sidérolithique*, n'est que très faiblement représenté ici : en limite méridionale de la carte, au Sud-Ouest de Sanvignes-les-Mines, se trouve la terminaison septentrionale d'une formation développée plus au Sud sur la feuille Paray-le-Monial, entre la Bourbince et l'Oudrache, et consistant en une série sablo-argileuse de couleur beige mastic recouvrant les formations mésozoïques et permienes.

Le Plio-Quaternaire est représenté, en rive droite de l'Arroux, au Sud-Ouest de Toulon-sur-Arroux, par des placages de *Sables et argiles du Bourbonnais*, recouvrant la zone complexe que constitue le contact faillé entre le batholite granitique de Luzy et les diverses formations paléozoïques du Viséen, Stéphanien et Permien.

Le *développement superficiel d'altérites* aux dépens du batholite granitique de Luzy et de formations sédimentaires du bassin de Blanzay – Le Creusot a probablement commencé au Tertiaire pour se poursuivre au Quaternaire en continuant actuellement.

En dehors de ces altérites, le *Quaternaire* comprend des alluvions anciennes à actuelles, des colluvions de pente ou de fond de vallon et des dépôts anthropiques très récents.

### TRAVAUX ANTÉRIEURS

La représentation géologique de la région a fait l'objet d'une première description générale dans l'« Explication de la Carte géologique de la France » de Dufrenoy et Elie de Beaumont (1848). Puis elle s'inscrit dans le cadre de la carte géologique de la France à 1/80 000 : feuille Autun (136), qui a fait l'objet de 3 éditions :

- en 1881, par Auguste Michel-Lévy et F. Delafond ;
- en 1940, par Albin Michel-Lévy et P. Lemoine ;
- en 1968, sous la coordination de H. Sanselme et R. Feys.

Elle s'inscrit, par ailleurs, dans le cadre des cartes de synthèse suivantes :

- carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000 : feuille Dijon (n° 182), éditée en 1963 sous la coordination de F. Permingeat ;
- carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000 : feuille Strasbourg, éditée en 1982 sous la coordination de P. Meloux ;
- carte géologique à 1/200 000 du Nord-Est du Massif central, dressée en 1964 par H. Sanselme, ingénieur-géologue au CEA (Commissariat à l'Energie Atomique) ;
- carte géologique de la France à 1/250 000 : feuille Chalon-sur-Saône (n° 24), publiée en 1987 avec sa notice explicative (Chiron *et al.*, 1987).

Toutes les cartes géologiques à 1/50 000 des huit feuilles adjacentes ont été éditées avant celle de Toulon-sur-Arroux, comme le montre le tableau suivant :

550 Fours (Delfour <i>et al.</i> , 1992)	551 Autun (Arène <i>et al.</i> , 1991)	552 Le Creusot (Courel <i>et al.</i> , 1988)
576 Bourbon-Lancy (Delfour <i>et al.</i> , 1990)	<b>577</b> <b>TOULON-SUR-ARROUX</b>	578 Montceau-les-Mines (Feys <i>et al.</i> , 1976)
599 Dompierre-sur-Besbre (Delfour <i>et al.</i> , 1988)	600 Paray-le-Monial (Donzeau <i>et al.</i> , 2001)	601 Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère <i>et al.</i> , 1971)

**Socle varisque.** Les terrains métamorphiques ont été reconnus lors des premiers levés géologiques à 1/80 000 par Auguste Michel-Lévy et F. Delafond (1876-1879) puis étudiés plus en détail par Albin Michel-Lévy (1908). J. Barrère (1955) a effectué une étude pétrographique de ces terrains qu'il qualifie de « série cristallophyllienne du Charollais ». G. Godard (1990) y a mis en évidence l'existence de reliques d'éclogites et les a décrites.

Le batholite granitique de Luzy est célèbre pour ses minéralisations en uranium. C'est en effet dans un secteur allant de Grury (feuille Bourbon-Lancy) à Issy-l'Évêque que furent exploités les premiers minéraux radioactifs français. P.-C. Guiollard (2002) donne l'historique suivant :

– vers 1830, J.-E. Carion, médecin à Issy-l'Évêque, découvre de la pyromorphite aux Dorains et en 1894, H. Marlot montre que cette pyromorphite est radioactive ; en 1903, débutent les travaux d'exploitation et, **en 1904, le premier gramme de radium français est extrait de cette pyromorphite au laboratoire de P. et M. Curie, à Paris ;**

– entre 1946 et 1961, le CEA découvre les indices et petits gîtes recensés sur le territoire de la présente carte (tabl. 6 et 7, en annexe) et les gisements situés juste à l'Ouest (feuille Bourbon-Lancy) : La Faye, en 1946, et les Brosses, en 1949 ;

– entre 1972 et 1989, la COGEMA (Compagnie générale des matières nucléaires) reprend à ciel ouvert l'exploitation de la partie superficielle des gisements.

Le lever géologique à 1/50 000, qui a accompagné la prospection du CEA, a servi au mémoire inédit de J. de Geoffroy (1951). Ensuite H.-G. Carrat (1955) a décrit le gisement de Bauzot, situé sur la présente carte, et a réalisé une étude pétrographique et géochimique (Carrat, 1966) qu'il a reprise dans sa thèse qui porte sur l'ensemble du Morvan cristallin (Carrat, 1969) ; il a en outre publié une synthèse sur les minéralisations en uranium du Morvan (Carrat, 1971).

Par ailleurs, M. Roques *et al.* (1971) ont daté le granite d'Issy-l'Évêque (feuille Toulon-sur-Arroux) à  $350 \pm 31$  Ma par une isochrone Rb-Sr ; J.-P. Supply (1985) a daté le granite de Grury (feuille Bourbon-Lancy) à  $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite.

Enfin, les synthèses régionales les plus récentes concernant le socle varisque du Morvan sont celles des auteurs suivants : J. Delfour (1989), P. Rolin et J.-M. Stussi (1991), H.-G. Carrat (1994, 1996), J. Delfour et C. Guerrot (1997), C. Leloix (1998).

**Paléozoïque : Stéphanien et Permien.** Les formations continentales du Paléozoïque, terrains houillers du Stéphanien et niveaux du Permien, notam-

ment ceux porteurs de « schistes bitumineux », n'ont pas été distinguées immédiatement ; elles ont fait l'objet de nombreuses études géologiques d'ensemble.

Après le Houiller, le Permien a attiré l'attention des géologues par la présence des « schistes bitumineux » et des formations de grès qui affleurent largement. M. Rozet (1840) évoque les « terrains houillers de l'Arroux ». En 1844, W. Manès publie une synthèse, et dans son échelle stratigraphique divise le « Grès bigarré » en deux étages, dont l'inférieur est difficile à distinguer du Houiller. C'est H. Coquant (1857) qui classe définitivement ces formations dans le Permien et Manigler (1860) qui les divise en trois unités.

La première monographie du fossé carbonifère et permien est due à F. Delafond (1902). R. Zeiler (1906) classe ensuite le Houiller dans le Stéphanien supérieur et moyen, P. Corsin (1948) date les couches exploitées à Blanzay du sommet du Stéphanien moyen et P. Pruvost (1949) divise le Houiller en trois étages. J. Langiaux (1994) attribue au Stéphanien B, C et D les formations supérieures exploitées en découverte.

En 1983, un mémoire géologique de l'Université de Dijon (compte rendu de la réunion de la RCP 642 du CNRS) est en grande partie consacré au bassin houiller de Blanzay – Montceau, avec des articles généraux (M. Branchet), sur les dépôts houillers (pétrographie par B. Alpern, B. Ligouis, E. Mériaux et sédimentologie par L. Courel), la faune (J. Langiaux, J.-C. Gall), la microflore (J. Doubinger) et la géologie structurale (J.-P. Gélard et B. Vallé).

Le problème de la limite entre Stéphanien et Autunien a suscité de nombreuses propositions contradictoires. Pour P. Pruvost (1949), l'étage le plus élevé du Houiller est « stéphano-permien » et pour J. Louis (1954) la sédimentation est continue du Stéphanien au Permien supérieur. R. Feys et C. Greber (1958) intègrent les données des derniers sondages réalisés et proposent une nouvelle échelle stratigraphique du Permo-houiller, avec un découpage des Grès Rouges en formations lors du levé de la carte à 1/50 000 de Montceau-les-Mines (Feys *et al.*, 1976).

La stratigraphie de R. Feys et C. Greber est toujours en vigueur pour le Stéphanien, mais contestée pour le Permien par J. Doubinger (1973) et G. Gand *et al.* (1992), qui ont établi un découpage calqué sur les formations marines du Permien stratotypique.

G. Gand *et al.* (1992) ont proposé pour l'ensemble du bassin un découpage en deux groupes de formations : le Groupe de Vendennesse – La Folie, avec, à sa base, la Formation grise, puis la Formation alternante, surmontée par le Groupe des Grès Rouges. Cette distinction pratique a été reprise pour la cartographie de ces formations sur la feuille Toulon-sur-Arroux, mais sur

le plan stratigraphique et de manière relativement arbitraire, c'est l'échelle de R. Feys qui est maintenue, la Formation grise, représentant l'Autunien de par ses nombreuses analogies avec l'Autunien du bassin d'Autun (dont la limite supérieure n'est pas calée), la Formation alternante et les Grès Rouges, correspondant au Saxonien.

**Mésozoïque.** Dans le Charollais, il a fait l'objet de premières reconnaissances en 1879-1880 lors des campagnes de levés pour les premières éditions des cartes géologiques Autun et Charolles à 1/80 000. Par la suite, les ouvrages fondamentaux concernant le Mésozoïque de la région sont les suivants : la thèse de R. Mouterde (1953) sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français ; les travaux des H.B.C.M. (Houillères des Bassins du Centre et du Midi) sur le bassin de Blanzay – Montceau-les-Mines et, notamment, la synthèse du Lias par Y. Le Calvez *et al.* (1960) et celle contenant des données sur le Lias, de R. Feys et C. Greber (1958) sur le bassin houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines ; la thèse de L. Courel (1970) sur le Trias et le Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Les thèses de R. Mouterde (1953) et L. Courel (1970) contiennent, en outre, une bibliographie exhaustive sur les travaux de l'époque. Citons enfin la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984), qui traite des terrains post-varisques.

**Éocène sidérolitique.** Vu son faible développement sur la feuille Toulon-sur-Arroux, l'Éocène sidérolitique n'y a pas fait l'objet d'études spécifiques. Il a été étudié sur le territoire des grands bassins tertiaires situés plus à l'Ouest et au Nord (Thiry, 1988).

**Plio-Quaternaire.** Les formations plio-quaternaires de la feuille Toulon-sur-Arroux ont fait l'objet d'études ponctuelles de N. Dequenne (1994) et de M. Cesaraccio (1994), sous la coordination de B. Valadas, puis, en 1994-1997, des travaux de M. Cesaraccio qui ont concerné l'ensemble de la feuille et ont abouti à la réalisation d'une maquette à 1/50 000 accompagnée d'une notice explicative (1997), puis d'une thèse (2000). Les sables et argiles du Bourbonnais ont surtout été étudiés plus à l'Ouest, dans la région de la Loire et de l'Allier, par A. Perreau (1950) et Y. Dewolf (1962), notamment. Ensuite, les travaux de J. Tourenq, en association avec divers auteurs (Clocchiati et Tourenq, 1971 ; de Ribault et Tourenq, 1972 ; Tourenq *et al.*, 1978 ; Tourenq et Turland, 1982) ont permis, entre autres, de dater les formations du Bourbonnais grâce à l'étude de leur contenu minéralogique (voir plus loin). Il convient enfin de citer la remarquable cartographie de L. Clozier sur la carte voisine de Dompierre-sur-Besbre (Delfour *et al.*, 1988), qui a permis d'orienter nos propres travaux de cartographie.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de terrain et le tracé des contours géologiques ont été effectués entre 1996 et 2002 par les géologues du BRGM suivants :

- P. Chèvremont (1998-2002) pour la série métamorphique anté-dinantienne, la formation sédimentaire dinantienne et les roches magmatiques (plutoniques à subvolcaniques) carbonifères à permienes, ainsi que pour les entités siliceuses et les arènes qui sont liées aux granitoïdes carbonifères ;
- P. Marteau (1996-1999), à la suite des levés préliminaires de R. Feys (1984), pour les formations stéphano-permiennes du bassin de Blanzay – Le Creusot et les placages cénozoïques développés sur ces formations ;
- M. Donzeau (1999) pour les sédiments mésozoïques qui subsistent en petits lambeaux discordants sur le bassin de Blanzay – Le Creusot et sur les roches métamorphiques du socle varisque.

La nature de l'occupation des sols (prairies d'élevage et bois, rareté des champs cultivés), les remaniements superficiels, l'évolution dissymétrique des versants, les effets de la pédogenèse, l'altération météorique ancienne concourent à créer une pénurie et une mauvaise qualité des affleurements. L'observation de contacts entre formations différentes reste partout l'exception. Les levés ont été réalisés de façon classique en examinant les données antérieures, en « balayant » le terrain de façon systématique et en recueillant des informations auprès des habitants rencontrés au hasard des campagnes de levés. Les photos aériennes ne se sont pas révélées d'une grande utilité à cause du parcellement anthropique qui masque les limites géologiques.

**Socle varisque, en majorité cristallin, et anté-stéphanien.** Dans la série métamorphique dite du Charollais, qui n'apparaît en surface que dans l'angle sud-est de la carte, les orthogneiss affleurent relativement bien alors que les paragneiss et micaschistes sont très altérés et ne sont visibles qu'à la faveur de rares affleurements de petite taille et de médiocre qualité.

Pour le batholite granitique de Luzy, qui apparaît sur une superficie beaucoup plus importante (environ 55 % de la surface de la carte), les conditions d'affleurement varient en fonction de deux paramètres : la nature des roches et la topographie. Par ordre de résistance décroissante à l'érosion, les roches sont les suivantes :

- les différents types de microgranites, qui ont fait l'objet de nombreuses petites exploitations ;
- les leucogranites, qui sont d'autant plus résistants que leur grain est plus fin et qui apparaissent soit en place à la faveur d'affleurements rocheux naturels ou de petites carrières, soit en traînées de « pierres volantes » ;
- les granites porphyroïdes ;



- la granodiorite porphyroïde à biotite et amphibole, qui n'apparaît que dans le secteur de Charbonnat – Les Courots en n'affleurant que sporadiquement sous forme de boules isolées au milieu d'une arène fortement développée ;
- les lamprophyres, qui sont en général très altérés en surface et ne se trouvent que dans la partie la plus occidentale de la carte.

Pour les granites porphyroïdes, qui constituent l'essentiel du batholite de Luzy, les conditions d'affleurement varient beaucoup d'un endroit à l'autre. Les chaos de boules et les barres rocheuses sont fréquents dans la partie nord-est de la carte où les reliefs sont les plus importants. Ailleurs, les affleurements rocheux sont plus sporadiques et apparaissent surtout dans les vallons les plus encaissés car l'arénisation est généralement très développée sur les plateaux et dans les vallées les plus larges où des alluvions fluviales masquent en outre le substratum granitique.

Enfin, les quelques lambeaux de roches détritiques dinantiennes, qui se trouvent le long du contact faillé entre le batholite de Luzy et le bassin stéphano-permien de Blanzy – Le Creusot, affleurent relativement bien malgré leur microbréchification.

**Stéphaniens.** Les dépôts sédimentaires stéphaniens affleurent peu, et mis à part quelques indices ou de minces niveaux charbonneux en certains points de la bordure nord du bassin, des grès et conglomérats sont représentés localement, mais sont difficiles à distinguer de ceux de la série permienne. Les informations sur la lithologie et la stratigraphie proviennent souvent de sondages ou de travaux miniers, puits, galeries et découvertes, maintenant inaccessibles.

**Permien.** Les dépôts autuniens « gris » forment quelques beaux affleurements avec des coupes partielles mais intéressantes en rive droite de l'Arroux ou à proximité des accidents internes au bassin. Pour les dépôts saxoniens, la série alternante affleure mieux, surtout dans le Nord du bassin, que les Grès Rouges, en réalité très argileux, avec colluvionnement généralisé dans la partie sud. En règle générale, l'altération des roches et l'occupation du sol (bois ou prairies) rendent difficiles les observations, et la couleur des terrains est un guide utile.

**Mésozoïque et plus récent.** Les formations post-permiennes affleurent très mal, à l'état de buttes témoins résiduelles préservées de l'érosion dans la partie la plus méridionale de la feuille. Elles ont été cartographiées par analogie ou continuité avec leurs équivalents, mieux caractérisés, de la feuille Paray-le-Monial, située juste au Sud.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *SOCLE VARISQUE*

#### **Roches métamorphiques (série du Charollais)**

Ces roches sont dues à un métamorphisme dévonien sur un protolite du Protérozoïque supérieur – Paléozoïque inférieur.

À l'extrémité sud-est de la carte, affleurent des orthogneiss œillés, mylonitiques au sein d'un couloir NE-SW, ainsi que des paragneiss micaschisteux. Ces roches métamorphiques appartiennent à la « série cristallophyllienne du Charollais » (Barrère, 1955) qui affleure beaucoup plus largement sur les cartes adjacentes (Paray-le-Monial, Montceau-les-Mines et Saint-Bonnet-de-Joux) comme le montre la carte de synthèse géologique régionale.

**Oζ. Orthogneiss œillés à biotite, fréquente muscovite et parfois sillimanite.** Qualifiés de gneiss « glanduleux » sur la carte Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971), ils se distinguent très aisément des paragneiss par la présence de cristaux de feldspath potassique, de teinte rose saumon, de 0,5 à 4 cm de long, en forme d'amandes par suite de la déformation synfoliale. Ces formes œillées se détachent au sein d'un fond gris constitué de quartz, feldspaths et micas (biotite et parfois muscovite).

Plusieurs affleurements rocheux se trouvent à environ 400 m au NNE de la ferme de la Fêvre, sur les deux rives d'un petit ruisseau où apparaît un gradient de mylonitisation croissant du Sud-Est au Nord-Ouest. Cependant, de bien meilleurs affleurements se trouvent plus au Sud, sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont *in* Donzeau *et al.*, 2001) et, notamment, dans le talus de la voie ferrée au Nord-Est du passage à niveau de Ciry-le-Noble (x : 750,50 ; y : 2 180,20).

L'observation en lame mince d'un échantillon provenant de ce talus montre une texture œillée, caractérisée par des yeux de feldspath potassique de taille  $\geq 5$  mm, enchâssés dans un fond grano-lépidoblastique à grain moyen. Ces yeux sont en fait constitués d'un assemblage de petites plages de feldspath potassique, présentant le quadrillage du microcline et finement perthitique, englobant de petits cristaux d'un ou plusieurs des minéraux suivants : feldspath potassique analogue à celui des yeux et parfois aurolé de quartz, plagioclase, quartz, biotite, mica blanc. D'abondants bourgeons myrmékites apparaissent en bordure des cristaux de plagioclase inclus dans les yeux, à la périphérie de ces mêmes yeux et au sein du fond granolépidoblastique. Ce dernier est, en outre, constitué des minéraux suivants :

- quartz, abondant sous forme, d'une part, d'amas polycristallins se moulant sur les yeux et englobant fréquemment de petites lattes de plagioclase et/ou des paillettes de mica(s) et, d'autre part, de petits cristaux dispersés au sein de feldspaths ;
- plagioclase parfois zoné (oligoclase, albite en bordure) et feldspath potassique subordonné, étroitement associés sous forme de petits amas ;
- biotite brun-rouge à inclusions sporadiques d'apatite et/ou de zircon avec auréole de radioactivité, sous forme d'amas de paillettes très allongés, cloisonnant la phase quartzo-feldspathique ;
- mica blanc, renfermant parfois de fines aiguilles de sillimanite, nettement moins abondant que la biotite avec laquelle il est en étroite association.

Dans la notice de la carte Saint-Bonnet-de-Joux (Barrère *et al.*, 1971) se trouve (p. 4) la précision suivante : « une étude aux rayons X effectuée au BRGM par C. Jacob sur un œil de feldspath provenant de Ciry-le-Noble, ayant au microscope les caractéristiques du microcline, a montré la présence indiscutable d'orthose et de microcline ».

La coexistence de biotite et de muscovite primaire à reliques de sillimanite dénote un caractère peralumineux, confirmé par les analyses à la microsonde électronique (Chèvremont *in* Donzeau *et al.*, 2001) qui montrent que la biotite est riche en aluminium ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 18\%$ ) et pauvre en magnésium ( $\text{MgO} \sim 7\%$ ). Les analyses de feldspath potassique permettent de calculer une composition variant dans la gamme Or 90-100, Ab 0-10.

• **Faciès mylonitique.** La limite nord-ouest du corps d'orthogneiss correspond à un couloir mylonitique d'orientation SW-NE, parallèle à la foliation synmétamorphe des gneiss. Vers le Sud-Ouest, ce couloir mylonitique disparaît sous les grès du Trias puis réapparaît sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont *in* Donzeau *et al.*, 2001), où un petit grattage récent (x : 748,80 ; y : 2 180,25) montre un faciès rose avec une linéation de  $10^\circ$  au 235, portée par un plan d'orientation  $\text{N}45^\circ\text{E}$  avec un pendage de  $70^\circ$  vers le NW ; les critères cinématiques indiquent un déplacement du compartiment supérieur vers le Nord-Est. Ce déplacement correspond vraisemblablement à un *cisaillement ductile dextre*.

Un échantillon provenant du grattage montre au microscope une texture mylonitique oblitérant une texture granolépido-blastique œillée, soulignée par des reliques de petits yeux de 0,1 à 1 cm de long avec des « ombres de pression » constituées de quartz  $\pm$  feldspaths et dont la dissymétrie est compatible avec un cisaillement dextre. La biotite, plus ou moins altérée en mica blanc + minéraux de fer et/ou titane, forme avec la muscovite (*pro parte* primaire) des traînées de petites lamelles et/ou de très fines paillettes soulignant les plans C.

**ζξ. Paragneiss micaschisteux à deux micas et fréquente sillimanite.** Dans la série métamorphique du Charollais, ces roches alumineuses se trouvent en petits corps lenticulaires au sein des paragneiss communs et des métatexites associées, dont ils se distinguent par une charge en micas nettement plus élevée. Cela est bien visible sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont *in* Donzeau *et al.*, 2001), mais, dans le cadre de la présente carte, ces paragneiss micaschisteux n'apparaissent qu'à la faveur de deux médiocres affleurements situés au Sud de la ferme de la Fèvre, de part et d'autre de la petite route qui mène à cette ferme. Ils ont un aspect satiné par suite de l'abondance des lamelles de micas, bien visibles sur les cassures les plus fraîches. Des hydroxydes de fer, de teinte brun rouille, enduisent les plans de foliation et les diaclases. Un examen attentif à la loupe permet d'observer localement des fibres de sillimanite de teinte nacrée.

L'examen d'un échantillon en lame mince montre une texture grano-lépidoblastique et la composition minéralogique suivante : quartz, biotite, muscovite et sillimanite de type fibrolite. Le quartz a une extinction onduleuse et se présente, d'une part, en cristaux isolés et, d'autre part, en petits amas lenticulaires allongés parallèlement à la foliation tectono-métamorphique. La biotite brune est plus ou moins altérée avec exsudation de limonite. La sillimanite n'apparaît qu'en reliques au sein de quelques cristaux de quartz ou de muscovite.

### **Formation dinantienne (Tournaisien – Viséen inférieur)**

**h1-2. Siltites, grès et microconglomérats, microbréchifiés.** Six petits lambeaux de roches détritiques dinantiennes, microbréchifiées, jalonnent le contact faillé entre le batholite granitique de Luzy et le bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot. Du Sud-Ouest au Nord-Est, ces lambeaux se trouvent près des hameaux ou des fermes suivants : Pully, Chevalot, Bois de Senétré, Bois de Toulon, le Chazelot, Creux des Vaux ; le dernier se prolonge, vers l'Est, sur le territoire de la feuille Montceau-les-Mines à 1/50 000 (Feys *et al.*, 1976). Les affleurements rocheux et les « pierres volantes » montrent une roche gris-vert qui est une microbrèche monogénique, constituée de fragments anguleux de petite taille (1 mm à 2 cm), à patine rouille, et d'une matrice formée de la même roche finement broyée. La microbréchification rend généralement difficile la détermination macroscopique de la roche sédimentaire originelle.

L'étude microscopique en lames minces permet de distinguer trois types de roches détritiques microbréchifiées :

– des siltites plus ou moins argileuses, comme dans le cas d'un échantillon provenant d'une petite carrière abandonnée située (x : 732,58 ; y : 2 185,48) 300 m à l'Est de la ferme de Chevalot, en bordure nord de la petite route ;

– des grès à grain fin ;

– des microconglomérats polygéniques à petits galets de quartz, lydienne, tufs et laves acides, etc. présents dans les deux lambeaux les plus au Nord-Est, situés l'un à 400 m au Sud-Ouest de la ferme du Chazelot et l'autre en limite orientale de la carte, juste à l'Est de la ferme du Creux des Vaux.

L'échantillon de siltite argileuse provenant de la petite carrière abandonnée se singularise, en outre, par la présence, d'une part, d'un réseau de fissures à remplissage de quartz et, d'autre part, d'amas phylliteux qui pourraient correspondre à la rétro-morphose de silicates dus à un métamorphisme de contact. De petits amas de biotite blastique apparaissent par ailleurs dans un échantillon de microconglomérat du lambeau du Creux des Vaux.

Plus à l'Est, dans la partie nord de la ville du Creusot, G. Gand a observé en 2003 (*in* Anonymes, 2003b) d'abondants passages de schistes tachetés ou de cornéennes. Les roches viséennes ont donc subi un métamorphisme thermique au contact du granite porphyroïde subleucocrate de Sainte-Radegonde – Uchon, ce qui est compatible avec une mise en place de ce granite à la fin du Viséen ou au début du Namurien.

## **Roches magmatiques acides du batholite polyphasé de Luzy**

Le batholite granitique de Luzy est une entité composite, d'orientation générale SW-NE, de mise en place polyphasée, comprenant, comme le montrent la carte de synthèse géologique régionale et la figure 3 :

1) *Une partie centrale* constituée de trois types de granitoïdes mésocrates d'affinité subalcaline, qui sont du Nord-Est au Sud-Ouest et par acidité globalement croissante :

– la granodiorite porphyroïde à biotite et parfois amphibole de Saint-Didier-sur-Arroux ( $\rho\gamma^1$ ) ;

– le granite porphyroïde à biotite et parfois amphibole de Cuzy ( $\rho\gamma_{ba}^3$ ), qui renferme une lentille d'épisyénite ( $\sigma\gamma$ ) ;

– le granite porphyroïde à biotite et rare amphibole d'Issy-l'Évêque – Grury ( $\rho\gamma_b^3$ ).

2) *Deux parties latérales* constituées de granites subleucocrates d'affinité alumino-potassique :

– du côté sud-est, une bande SW-NE largement représentée sur la carte et comprenant deux faciès :

– un granite porphyroïde subleucocrate à biotite, muscovite et localement tourmaline ou rare cordiérite : le granite de Sainte-Radegonde – Uchon ( $\rho\gamma_{bmt}^2$ ) ;

– un granite mésocrate de grain moyen à biotite ( $m\gamma_b^3$ ), correspondant à de petits corps que nous n'avons pu délimiter cartographiquement que dans le secteur de Sainte-Radegonde ;

– du côté nord-ouest, une autre bande SW-NE représentée uniquement dans l'angle nord-ouest de la carte et constituée par un granite porphyroïde subleucocrate à biotite, muscovite et rare cordiérite : le granite de Luzy s.s. ( $\rho\gamma_{bm}^2$ ) ; au Sud de cette bande, un granite analogue constitue le stock du mont Tharot, intrusif dans le granite d'Issy-l'Évêque.

Dans cet ensemble de granitoïdes, en grande majorité porphyroïdes, sont en outre intrusifs :

– d'abondants filons ou stocks de leucogranites peralumineux divers, différenciés cartographiquement ( $\gamma^{2-3}$ ,  ${}^L\gamma_{to}^2$ , P) ou non ( ${}^L\gamma^2$ ) ;

– des filons, sills ou petits stocks, plus ou moins abondants selon les endroits et constitués de microgranites divers, subdivisés en cinq types plus ou moins porphyriques et mésocrates à leucocrates ( $\rho\mu\gamma^2$ ,  $\sigma\mu\gamma^2$ ,  $\mu\gamma^3$ ,  ${}^L\mu\gamma$ ,  $\rho$ ).

Sur le terrain les granitoïdes porphyroïdes présentent localement une fabrique magmatique se traduisant par une orientation planaire des grands cristaux de feldspath potassique et/ou des enclaves. Cependant, cette orientation n'est nette et mesurable qu'aux endroits où elle est figurée sur la carte. Ailleurs, elle est ambiguë ou non mesurable à cause du recouvrement des rochers par des lichens et/ou des mousses ou du fait que les boules ont été déplacées par la nature ou par l'homme. À cette fabrique magmatique, se superpose, par endroits, soit une déformation ductile, soit, plus fréquemment, une cataclase ou une microbréchification comme c'est notamment le cas tout le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux.

Les zones dans lesquelles les granitoïdes porphyroïdes sont fortement arénisés en surface sont figurées sur la carte avec la teinte atténuée du granitoïde correspondant et le symbole  $\mathcal{A}$  suivi de celui du granitoïde : par exemple  $\mathcal{A}\rho\gamma^4$  pour l'arène développée sur la granodiorite porphyroïde à biotite et parfois amphibole, de Saint-Didier-sur-Arroux. Ces arènes font l'objet d'une description spécifique, donnée après celle des descriptions des différents faciès rocheux.

Les roches magmatiques du batholite de Luzy ont fait l'objet de 55 analyses chimiques dont les résultats figurent dans les tableaux 1 à 5 en annexe. Les principaux caractères spécifiques de chaque entité pétrographique sont donnés lors de la description du « caisson » correspondant, tandis que des interprétations plus synthétiques et des diagrammes géochimiques sont donnés dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ».

## **Granitoïdes calco-alkalins magnésio-potassiques (fin du Tournaisien – début du Viséen)**

$\rho\gamma^4$ . **Granodiorite porphyroïde à biotite et parfois amphibole de Saint-Didier-sur-Arroux.** Seule la partie la plus méridionale du massif de granodiorite est présente sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, dans le secteur de Charbonnat – Les Courots ; le reste du massif se trouve sur le territoire de la feuille Autun (Arène *et al.*, 1991) où les conditions d'affleurement sont meilleures, sur la commune de Saint-Didier-sur-Arroux notamment.

De petits chaos et des boules isolées se trouvent sur les montagnes de Charbonnat et des Courots et, très sporadiquement, entre ces deux reliefs. Ils montrent une roche qui est :

- porphyroïde avec des tablettes de feldspath potassique de répartition irrégulière et de longueur variant entre 1 et 5 cm ;
- mésocrate, plus riche en biotite et en enclaves sombres que les granites porphyroïdes de Sainte-Radegonde – Uchon et de Luzy s.s. ;
- recoupée par un réseau de minces filons de leucogranite à grain fin.

Ailleurs s'est développée une arénisation importante ( $\alpha\rho\gamma^4$ ).

L'étude microscopique de la granodiorite en lames minces montre une texture hypidiomorphe<sup>5</sup> et porphyroïde avec une matrice<sup>6</sup> de grain moyen (2 mm à 1 cm). Les grands cristaux de feldspath potassique sont (sub)automorphes à inclusions de plagioclase, biotite, quartz, et sont sertis dans une matrice formée globalement des minéraux suivants :

- plagioclase (sub)automorphe, présentant des macles polysynthétiques parfois tordues et un zonage de composition (oligoclase-andésine) auquel se superpose un zonage d'altération en microphyllites (« séricite ») ;
- feldspath potassique en petites plages xénomorphes, interstitielles au plagioclase ;
- quartz en cristaux xénomorphes de taille variable, à extinction onduleuse et parfois sous-grains ;
- abondante biotite brun-rouge en lamelles disposées en amas cloisonnant le quartz et les feldspaths ;
- rare mica blanc secondaire, associé à la biotite ;

<sup>5</sup> Texture hypidiomorphe : s'applique à une roche grenue dont certains minéraux sont subautomorphes à automorphes, d'autres xénomorphes.

<sup>6</sup> Matrice : dans une roche présentant des éléments de grande taille, partie qui englobe ces derniers ; dans le cas des roches plutoniques porphyroïdes la matrice est de grain fin à moyen et englobe de grands cristaux qualifiés de mégacristaux par certains auteurs ; dans le cas des roches microgrenues porphyriques, subvolcaniques ou volcaniques, la matrice ou mésostase est vitreuse, microgrenue ou finement grenue, et englobe des phénocristaux.

– minéraux accessoires : apatite et zircon, essentiellement en abondantes inclusions dans la biotite ; sphène, oxydes de fer et/ou titane, allanite.

Cette matrice est parfois totalement dépourvue de feldspath potassique.

L'amphibole n'a pas été observée dans les échantillons étudiés en lames minces, mais est certainement présente localement, comme c'est le cas sur le territoire de la feuille Autun (Arène *et al.*, 1991, notice p. 25).

Une analyse chimique (éch. 2A05, tabl. 1a-b en annexe) permet de confirmer la composition de granodiorite et l'affinité subalcaline, comme nous le verrons plus loin dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

• **Enclaves sombres de grain fin à moyen** ( $\eta$ ). Les enclaves sombres sont fréquentes et localement abondantes et volumineuses : au sommet d'une colline située au Sud de la ferme des Ménentraux, elles forment même un petit chaos de boules d'une roche à grain moyen (1 à 3 mm) riche en biotite (x : 732,05 ; y : 2 199,52 ; z : 377 m), qui figure sur la carte. Juste à l'Est de la même ferme, des rochers montrent des enclaves ovoïdes de longueur inférieure ou égale à 2 m, constituées d'une roche sombre à texture finement grenue et légèrement porphyrique (quelques cristaux de feldspath de 1 cm de long sont enchâssés dans une matrice de grain millimétrique).

Les études de lames minces montrent l'existence de deux types pétrographiques :

– d'une part, une diorite quartzifère – tonalite<sup>7</sup> à biotite seule, comme à la montagne des Courots, ou accompagnée d'amphibole verte, comme au Sud de la ferme des Ménentraux (2A87) ;

– d'autre part, une monzodiorite - monzonite à amphibole, clinopyroxène, biotite et sphène accessoire, ayant une composition modale de vaugnérite<sup>8</sup>, visible à l'Est de la ferme des Ménentraux (2A37).

Le grain est fin (0,1 à 1 mm) à moyen (1 à 3 mm) et la texture est fréquemment porphyrique par suite de la présence de xénocristaux<sup>9</sup> de plusieurs mm à 1 cm de longueur, constitués d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz, plagioclase, clinopyroxène (2A37), amphibole. En dehors de ces fréquents xénocristaux, la composition minéralogique est, dans le cas d'une diorite quartzifère – tonalite, la suivante : plagioclase, zoné ou non ; quartz à

<sup>7</sup> Tonalite : granitoïde dans lequel le quartz et le plagioclase sont nettement prédominants sur le feldspath potassique (*cf.* classification QAP de Streckeisen, 1973).

<sup>8</sup> Vaugnérite : roche magmatique de grain fin à moyen, riche en biotite et amphibole sur le plan minéralogique, en K et Mg sur le plan chimique (Sabatier, 1980, 1984).

<sup>9</sup> Xénocristaux : cristaux ayant poussé dans l'enclave par suite d'une contamination par le magma granitique environnant.



extinction onduleuse et à sous-grains plus ou moins abondants ; biotite brun-rouge à inclusions de zircon, accompagnée ou non d'amphibole verte. Dans le cas des enclaves de type monzodiorite – monzonite (2A37), la composition comprend, en outre, du feldspath potassique et du clinopyroxène. Dans les deux cas, les minéraux accessoires sont l'apatite en innombrables fines aiguilles criblant toute la roche, le sphène, le zircon et parfois (2A87) l'allanite.

$\rho\gamma_{ba}^3$ . **Granite porphyroïde à biotite et parfois amphibole de Cuzy.** Ce faciès constitue un terme de transition entre la granodiorite précédente et le granite porphyroïde à biotite d'Issy-l'Évêque – Grury. Localement, il contient des enclaves sombres de grain fin à moyen, riches en silicates ferromagnésiens : biotite, fréquente amphibole, rare clinopyroxène.

Un chaos de boules se trouve par exemple au Sud-Est du hameau de la Villette, sur la commune de Cuzy (point 1B108 ; x : 730,05 ; y : 2 197,32). La roche est constituée de tablettes de feldspath potassique, de 1 à 4 cm de longueur, enchâssées dans une matrice grise relativement riche en lamelles de biotite, isolées ou en amas cloisonnant les feldspaths et le quartz. L'étude microscopique montre des caractères très proches de ceux de la granodiorite précédente avec, cependant, une plus forte teneur modale en feldspath potassique.

En général, la biotite est le seul minéral coloré visible à l'œil nu. Cependant, juste au Sud-Est du Pont du Chêne (x : 731,97 ; y : 2 194,65) le talus de la D 985 montre un faciès relativement sombre, riche en biotite et renfermant des cristaux de sphène dont la longueur atteint 6 mm. Au Sud-Ouest du hameau de Chassigneux (point 1D85 ; x : 729,35 ; y : 2 193,91), une boule isolée est constituée d'un faciès sombre qui contient du sphène et un peu d'amphibole verte qui n'est visible qu'au microscope en lame mince.

Trois échantillons du granite de Cuzy ont fait l'objet d'analyses chimiques (tabl. 1a-b en annexe). Ils ont une teneur en  $\text{SiO}_2$  de 63,70 à 64,23 %, proche de celle de la granodiorite (63,70 %), mais sont plus pauvres en CaO (2,25-3,00 contre 3,6 %) et  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,08-3,25 contre 3,5 %) et nettement plus riches en  $\text{K}_2\text{O}$  (4,38-5,45 % contre 3,24 %). Leur composition est intermédiaire entre celle de la monzonite quartzifère et celle du granite de référence dans les diagrammes Q-P et B-P et leur affinité est également subalcaline comme nous le verrons en détail plus loin (fig. 7a et 7b, chapitre « Conditions de formation des entités géologiques »). Cette composition permet de préciser que le granite de Cuzy est un monzogranite mais par souci d'homogénéité avec les cartes voisines, toutes éditées, nous avons préféré conserver le terme plus général de granite.

• **Enclaves sombres de grain fin à moyen** ( $\eta$ ). Des enclaves sombres, relativement abondantes et de taille supérieure ou égale à 1 m sont présentes localement et correspondent aux petits corps figurés sur la carte ( $\eta$ ) autour des points d'observation suivants :

Point	X	Y	Localisation
1B83	728,55 728,75	2 200,57 2 200,80	600 à 800 m Nord-Est de Mangy (4 km ENE de Luzy)
1A31	726,07	2 198,55	500 m SSE de Montarmin (Sud-Est de Luzy)
1D50	730,22	2 195,84	Nord de la ferme de Bucheleure (Cuzy)
2C90	732,54	2 193,53	400 m Ouest les Angles du Bas (Sud-Ouest de Montmort)

Il est à remarquer que les deux premiers points se trouvent sur un alignement de direction N50°E qui se poursuit vers le Nord-Est, sur le territoire de la feuille Autun, comme le montre la carte de synthèse géologique régionale.

Le gisement le plus important (point 1B83) est celui de la Pierre aux Lièvres, entre Mangy et Bellagues, sur le flanc nord-ouest de la montagne du Talon Bois. Il consiste en des blocs plus ou moins arrondis, de volume individuel  $\leq 2 \text{ m}^3$ , éparpillés sur un carré d'environ 200 m de côté et constitués d'une roche de grain moyen, riche en lamelles de biotite et en prismes d'amphibole. L'affleurement le plus au Sud-Est montre un granite porphyroïde avec une enclave sombre renfermant de grands cristaux de feldspath potassique, le tout étant recoupé par un filon de leucogranite de direction N160°E et de 20 à 30 cm de puissance. L'étude d'une lame mince montre une texture hypidiomorphe grenue, à tendance monzonitique et à grain hétérogène (0,1 à 3 mm), et une composition de monzonite quartzifère, riche en minéraux colorés : biotite brune, amphibole verte et minéraux accessoires tels que sphène et oxydes de fer et/ou titane. Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à automorphes zonés ; le feldspath potassique, présentant le quadrillage du microcline ou non, forme des plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase, biotite, amphibole ; le quartz constitue des plages xénomorphes à extinction onduleuse.

Au point 1A31, se trouve, en sous-bois, un chaos de blocs d'une roche sombre à grain millimétrique, à biotite et à petits prismes d'amphibole visibles macroscopiquement. L'étude microscopique montre une composition de diorite légèrement quartzifère, à biotite plus ou moins chloritisée et à amphibole brune, déstabilisée en amphibole verte en bordure ou parfois entièrement.

Au point 1D50, l'entaille anthropique du flanc de la colline montre un granite porphyroïde plus ou moins arénisé avec un alignement N10°E d'enclaves sombres fortement arénisées et présentant les caractères suivants : grain fin à moyen, longueur de 2 à 15 m, épaisseur de 2 à 3 m, pendage de 70° vers l'Est. L'étude d'une lame mince révèle une composition de diorite quartzifère - tonalite, riche en biotite brun orangé (25 à 30 %).

Au point 2C90, en bordure d'un chemin, se trouvent de petits blocs arrondis d'une roche à grain fin, très dure à casser. L'étude pétrographique montre une texture micropegmatitique et une composition de monzonite légèrement

quartzifère à biotite brun orangé (20 à 25 %) et à clinopyroxène (5 à 7 %) parfois ouralitisé en bordure.

Les analyses chimiques des enclaves 2C90 et 1A31 (tabl. 5a-b en annexe) montrent qu'il s'agit de roches basiques à intermédiaires ( $\text{SiO}_2 = 51,35$  et  $55,20$  %) de composition monzodioritique à monzogabbroïque (cf. plus loin, fig. 7a et 7b), nettement plus riches en CaO (5,15 et 5,30 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (7,98 et 6,95 %) et MgO (9,27 et 6,40 %) que le granite environnant (granite de Cuzy, tabl. 1a-b), ce qui se traduit corrélativement par une valeur élevée du paramètre B (62,73 et 46,55 %), qui reflète l'indice de coloration. L'enclave 2C90 se singularise par des teneurs élevées en  $\text{K}_2\text{O}$  (5,38 %), Ba (4 800 ppm), Cr (451 ppm), Ni (191 ppm), Zr (469 ppm) et  $\Sigma\text{TR}$  (404 ppm), rarement rencontrées dans des roches aussi basiques.

• **Épisyénite** ( $\sigma\gamma$ ). Il s'agit d'une roche formée aux dépens du granite porphyroïde par dissolution partielle à totale du quartz. Le lever de la carte a permis d'en découvrir un gisement lenticulaire, d'allongement subméridien, situé sur le flanc sud de la montagne du Talon Bois, à environ 3 km au Nord de Cuzy. Au fond du thalweg de la Pierre Boulat, un amas rocheux montre un faciès gris. Plus haut, en allant vers le Nord, se trouvent des blocs d'un superbe faciès rose, totalement dépourvu de quartz, dans lequel il est facile de distinguer à l'œil nu d'abondantes tablettes de feldspath potassique de teinte rose et de longueur variant entre 1 et 7 cm, de petits amas de biotite chloritisée et d'abondantes petites cavités, tapissées d'hydroxydes de fer ou non.

L'étude pétrographique du faciès rose confirme la dissolution totale du quartz. En dehors des vides dus à cette dissolution, la roche a conservé la texture grenue porphyroïde du granite originel. En outre, l'épisyénite présente les altérations suivantes : une chloritisation totale de la biotite, qui forme des amas cloisonnant les feldspaths ; un fréquent développement de feldspath potassique secondaire en taches sur des cristaux de plagioclase ; des hydroxydes de fer remplissant partiellement certains des vides dus à la dissolution du quartz.

L'analyse chimique d'un échantillon (point 1B38, tabl. 1a-b en annexe) montre que l'épisyénite se distingue du granite de Cuzy par une diminution de la teneur en silice et une augmentation des teneurs en Na et surtout en K ( $\text{K}_2\text{O} = 6,6$  %) et en Ba (1 964 ppm). La différence est encore plus nette sur les paramètres Q et F (tabl. 1a en annexe et fig. 7a plus loin). En revanche, la teneur en U (3,4 ppm) est banale tandis que la teneur en Th (26,9 ppm) est analogue à celle du granite de Cuzy.

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde à biotite et rare amphibole d'Issy-l'Évêque – Grury** (348 ± 6 Ma). Ce granite gris ou localement rouge se distingue de celui de Cuzy de diverses façons :

- sur le terrain, par la rareté et la petite taille des enclaves sombres, un caractère globalement moins sombre et un développement plus important des zones arénisées ( $\mathcal{A}\rho\gamma^3_b$ ) ;
- en lame mince, par la rareté de l'amphibole et par le fait que la biotite forme fréquemment des amas cloisonnant les minéraux blancs de la matrice ;
- géochimiquement, par un caractère un peu plus acide et moins ferromagnésien et par la présence de zones riches en alumine (fig. 3).

• **Faciès gris.** Sur le territoire de la présente carte, le faciès type du dôme de Grury affleure à 2,5 km au Nord de La Chapelle-au-Mans, dans le talus de la route D 51 (x : 725,65 ; y : 2 184,50). Les tablettes de feldspath potassique ont une teinte rose pâle et une longueur de 1 à 3 cm. Elles sont serties dans une matrice de teinte grise et de grain moyen (0,1 à 1 cm) dans laquelle il est aisé de distinguer à l'œil nu les minéraux suivants : quartz vitreux, plagioclase gris clair, feldspath potassique rose pâle et biotite relativement abondante formant des amas de petites paillettes.

L'étude microscopique de la lame mince correspondante permet de préciser et de compléter les données minéralogiques :

- le plagioclase forme des cristaux subautomorphes à automorphes, à zonage oscillatoire avec une bordure renfermant parfois des bourgeons myrmékittiques au contact de feldspath potassique ;
- le feldspath potassique, quadrillé, se présente sous deux habitus : d'une part en grandes tablettes subautomorphes et d'autre part, dans la matrice, en petites plages xénomorphes, interstitielles au plagioclase ;
- le quartz constitue des plages de taille variable à extinction onduleuse et plus ou moins recristallisées ;
- la biotite (10 à 15 % en volume) a un pléochroïsme intense allant du brun pâle au marron foncé, forme des amas cloisonnant le quartz et les feldspaths de la matrice et a des inclusions de zircon et d'apatite ;
- les minéraux accessoires, associés à la biotite pour l'essentiel, sont les suivants : rare amphibole verte, sphène, allanite, zircon et apatite.

Dans une petite carrière abandonnée, située à 2,5 km au Sud d'Issy-l'Évêque (x : 725,38 ; y : 2 188,70), apparaît un faciès analogue, à l'exception d'une rubéfaction locale, développée aux épontes de fractures. L'étude de la lame mince montre des caractères analogues à ceux du faciès gris, à l'exception des faits suivants : l'absence d'amphibole, une altération locale de la biotite en chlorite verte + parfois feldspath potassique et la présence d'un réseau de fissures à remplissage de feldspath potassique, probablement de type adulaire.

Au sommet du mont Dardon, affleure un faciès très altéré, se désagrégeant sous le choc du marteau, à feldspath potassique rose et à abondante biotite en

amas cloisonnant le quartz et les feldspaths de la matrice. L'observation à la loupe montre la présence de sphène en cristaux à sections losangiques. L'étude microscopique révèle qu'il s'agit d'un granite à biotite, sans amphibole, dans lequel l'altération se traduit surtout par un intense développement de microphyllites au cœur des cristaux de plagioclase, tandis que la biotite n'est que partiellement chloritisée.

J. Delfour *et al.* (1990) signalent, en outre, les faits suivants :

- la présence d'amphibole au mont Dardon et dans le secteur de Grury (feuille Bourbon-Lancy) ;
- la présence de monazite, d'allanite métamictite, de thorite et d'uraninite parmi les minéraux accessoires ;
- fréquemment, le caractère intermédiaire entre le microcline et l'orthose du feldspath potassique, révélé par les diffractogrammes de rayons X.

Les analyses chimiques des éléments majeurs (tabl. 1a en annexe) montrent une composition qui se rapproche de celle du monzogranite subalcalin de type  $\rho\gamma_{ba}^3$ , mais qui est plus acide ( $SiO_2 = 64,6-70,7$  % contre  $63,7-64,2$  %) et moins riche en  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  et  $TiO_2$  ce qui se traduit par un paramètre B moins élevé ( $10-21$  % contre  $20-24$  %). Dans l'échantillon 5B91, provenant du mont Dardon, la perte au feu est relativement élevée ( $1,66$  %) par suite de l'altération météorique. Une étude plus approfondie des résultats, à l'aide des diagrammes Q-P et B-P (*cf.* plus loin, fig. 7a et 7b) notamment, suggère l'existence de deux sous-faciès :

- l'un à  $Q = 136-141$  ( $SiO_2 = 64-67$  %) et  $B = 97-117$ , proche du monzogranite de Cuzy ;
- l'autre plus acide et plus leucocrate :  $Q = 170-179$  ( $SiO_2 = 70-71$  %) et  $B = 56-80$ .

Cela traduit-il une différenciation interne et/ou une altération pouvant inclure une silicification (sous une couverture sédimentaire mésozoïque actuellement érodée) dont les reliques sont des carapaces siliceuses sommitales (*cf.* plus loin QS).

• **Faciès rubéfié.** Localement, le plagioclase peut avoir une teinte rouge brique. C'est notamment le cas dans les déblais de travaux pour uranium, situés à 1 km au SSW du centre du bourg d'Issy-l'Évêque ( $x : 724,68$  ;  $y : 2\ 190,12$ ). La teinte rouge brique est due à une intense rubéfaction affectant tous les cristaux de plagioclase, à l'exception de leurs bordures. Le feldspath potassique a une teinte rose plus soutenue que dans le faciès gris. L'étude d'une lame mince permet d'apporter les précisions suivantes :

- la biotite brune est fraîche en dehors de quelques rares lamelles partiellement chloritisées, mais renferme parfois de petites amandes de calcite ;

– le sphène, accessoire, est opacifié par suite d'une pseudomorphose en oxydes de fer et/ou titane.

• **Faciès cataclastique à microbréchique.** Une cataclase importante, pouvant aboutir à une microbréchification, affecte le batholite granitique de Luzy tout le long de la faille majeure, de direction générale SW-NE, qui le sépare du bassin sédimentaire de Blanzay – Le Creusot. Pour le granite porphyroïde subalcalin de type  $\rho\gamma_b^3$ , ce phénomène est, par exemple, bien visible dans deux carrières abandonnées et sur des affleurements naturels, situés au Nord de la ferme des Douilletts, près du point coté 302 (x : 728,97 ; y : 2 182,72).

À environ 5 km plus au NNE, sur le flanc SSE du mont Dardou, une cataclase, localement accompagnée d'une silicification, est visible le long d'une faille de direction N155°E, constituant, à cet endroit, la limite cartographique entre les granites porphyroïdes de types  $\rho\gamma_b^3$  et  $\rho\gamma_{bmt}^3$ . Plus au NNW, une mylonitisation est visible le long de cette même faille.

Ces phénomènes de déformation cassante ou ductile sont étudiés en détail dans le cas du granite porphyroïde alumino-potassique de type  $\rho\gamma_{bmt}^3$ .

### **Granites et microgranites alumino-potassiques subleucocrates (fin du Viséen – début du Namurien)**

$\rho\gamma_{bmt}^2$ . **Granite porphyroïde subleucocrate à biotite, fréquente muscovite et localement tourmaline ou rare cordiérite, de Sainte-Radegonde – Uchon (325 ± 3 Ma).** Ce granite forme une bande SW-NE dont la largeur atteint 7,5 km et qui est limitée, au Sud-Est, par la faille majeure de Toulon-sur-Arroux. Il s'étend de Sainte-Radegonde, au Sud-Ouest, jusque dans l'angle nord-est de la carte et se poursuit vers le Nord sur le territoire de la feuille Autun où se trouvent Uchon et son spectaculaire chaos du Carnaval.

Au Nord-Ouest de Dettey, se trouvent des affleurements spectaculaires aux noms évocateurs comme la Pierre qui Croule (x : 740,5 ; y : 2 198,02) – qui correspond à un chaos de boules de taille plurimétrique, en déséquilibre – ou le Bonnet du Diable, encore appelé profil de Napoléon (x : 740,53 ; y : 2 197,98). Dans toute la partie nord-est de la carte, les chaos, les barres rocheuses et les boules isolées sont abondants. Ailleurs, l'arénisation ( $\rho\gamma_{bmt}^2$ ) est très développée, notamment sur les plateaux, et les affleurements rocheux sont plus rares et se trouvent surtout dans les thalwegs les plus encaissés. Cependant, entre Toulon-sur-Arroux et Charbonnat, de nombreux affleurements, d'étendue variable, apparaissent sur les rives de l'Arroux ou forment des îlots, et en période d'étiage de nombreux rochers sont visibles localement dans le lit mineur et permettent parfois de traverser la rivière à pied sec.

Le caractère porphyroïde se traduit par la présence de tablettes de feldspath potassique, de teinte gris clair à rose et de 1 à 7 cm de longueur sur 0,5 à 3 cm de largeur. Ces grands cristaux sont généralement dispersés et répartis de façon hétérogène ; de petites accumulations aux contours flous apparaissent localement. Dans l'arène granitique, ils sont rarement entiers mais leurs débris sont facilement reconnaissables grâce à leur teinte et à la conservation d'une partie de leur forme ou de la macle de Carlsbad.

• **Faciès gris.** Le faciès commun est un granite subleucocrate de teinte gris clair, dans lequel les lamelles de biotite sont isolées ou forment de petits amas qui ont fréquemment tendance à cloisonner partiellement la phase quartzo-feldspathique comme, par exemple, sur les nombreux affleurements qui se trouvent juste au Nord de Sainte-Radegonde. Les grands cristaux de feldspath potassique ont une teinte qui varie du blanc nacré au rose pâle ; ils sont généralement dispersés mais forment parfois des accumulations aux contours flous, de taille pluridécimétrique à métrique.

Les études de lames minces apportent les précisions suivantes :

- le feldspath potassique se présente, non seulement, en grands cristaux subautomorphes à automorphes, perthitiques ou non, à inclusions de plagioclase, biotite, quartz, mais aussi en petites plages xénomorphes dans la matrice ;
- le plagioclase est subautomorphe à automorphe et présente un zonage de composition oscillatoire ou non, auquel se superpose fréquemment un zonage d'altération : le cœur (oligoclase voire andésine) est envahi de microphyllites, tandis que la bordure albitique est limpide. Cette bordure renferme parfois des bourgeons myrmékites au contact de feldspath potassique ;
- le quartz constitue des cristaux xénomorphes à subautomorphes de taille variable, à extinction fréquemment onduleuse et parfois à sous-grains.

La biotite est plus ou moins abondante : en général 6 à 10 % de la composition modale. Elle se présente en lamelles isolées ou en petits amas qui cloisonnent plus ou moins la phase quartzo-feldspathique de la matrice. Elle est soit fraîche, de teinte brun-rouge, soit partiellement à totalement altérée en chlorite verte + minéraux de fer et/ou titane + parfois mica blanc secondaire ou adulaire en fuseaux écartant les clivages. De la muscovite est omniprésente mais en proportion toujours inférieure à celle de la biotite.

Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite et le zircon, en inclusions dans de la biotite pour l'essentiel.

Les teneurs en éléments majeurs des 11 échantillons analysés (tabl. 2a en annexe) se rapprochent de celles des granites subleucocrates de Luzy s.s. (points 1A06 et 1A13) et du mont Tharot (points 1C29 et HC685) tout en étant un peu moins acides. En revanche, elles se distinguent nettement de celles des

granites magnésio-potassiques mésocrates (tabl. 1a en annexe) par un caractère plus acide ( $\text{SiO}_2 = 71,30-73,30$  % contre  $63,70-70,70$  %), plus alumineux ( $A/\text{CNK} = 1,08-1,27$  contre  $0,98-1,20$ ) et subleucocrate ( $B = 5,70-10,20$  % contre  $10,20-24$  %). Les diagrammes Q-P, B-P et A-B illustrent bien ces différences (cf. plus loin, fig. 7 et 8). En ce qui concerne les éléments en traces (tabl. 2b en annexe), le granite de Sainte-Radegonde – Uchon est nettement plus riche en Sn ( $15-20$  ppm) que les granites de Luzy s.s. et du mont Tharot ( $4-10$  ppm) et que les granitoïdes mésocrates ( $5-12$  ppm ; tabl. 1b en annexe).

• **Faciès rose à rouge.** Une teinte légèrement rosée, attribuable à l'altération supergène, s'observe fréquemment en surface, tandis qu'apparaît localement une teinte rose à rouge brique, se poursuivant en profondeur et due à une rubéfaction plus ou moins intense affectant à la fois le feldspath potassique et le plagioclase.

Par exemple, un granite porphyroïde à feldspath potassique rose pâle et à plagioclase rouge affleure à l'extrémité orientale du hameau de Fresse, dans le quart nord-est de la carte ( $x : 744,38$  ;  $y : 2\ 196,28$ ). Plus encore au Nord-Est, un faciès analogue se trouve aux épontes d'un filon de microgranite porphyrique, dans une carrière abandonnée située sur le flanc oriental de la montagne de Seris, entre Vernizy et Aigrefeuille ( $x : 749,23$  ;  $y : 2\ 199,92$ ). L'étude microscopique d'un échantillon de Fresse montre que le plagioclase est envahi de produits cryptocristallins argileux et/ou ferrugineux et que la biotite est fortement à complètement chloritisée.

Dans le secteur de Sainte-Radegonde, M. Cesaraccio (2000) a mis en évidence un développement d'albite secondaire aux dépens soit de feldspath potassique à partir des joints de grain et des microfractures, soit, parfois, de biotite.

• **Présence locale de tourmaline.** Localement, le granite de Sainte-Radegonde – Uchon renferme de la tourmaline tardive sous l'une et/ou l'autre des trois formes suivantes :

- ponctuations ou petits nodules disséminés ;
- prismes au cœur de tablettes de feldspath potassique ;
- placages dans des fractures.

Un symbole spécifique indique les points de la carte où de la tourmaline macroscopiquement noire, de type schorlrite, a été observée. La tourmaline est particulièrement fréquente dans la partie nord-est de la carte et notamment dans le secteur de La Tagnière :

- à l'extrémité nord du bourg ( $x : 743,6$  ;  $y : 2\ 200,6$ ) un spectaculaire affleurement rocheux permet d'observer un granite porphyroïde avec des feldspaths rubéfiés et, localement, de petits nodules de tourmaline ;



– sur le flanc sud-ouest du mont Ségau, un bloc erratique de granite porphyroïde renferme de la tourmaline sous forme d'une part de gerbes de prismes de 1 à 5 cm de long et, d'autre part, d'un remplissage de fracture sur environ 1 cm d'épaisseur.

À environ 3 km à l'ENE de La Tagnière, se trouvent des blocs de granite porphyroïde dans lequel la tourmaline apparaît, d'une part, sous forme de petits amas interstitiels et, d'autre part, en faisceaux de petits prismes au cœur de tablettes de feldspath potassique (x : 746,52 ; y : 2 200,95).

Ailleurs, la tourmaline n'apparaît que de façon beaucoup plus sporadique, comme, par exemple, près du sommet de la montagne de Bost (x : 733,86 ; y : 2 191,32) ou encore à 600 m au NNE de la Cour (x : 731,87 ; y : 2 191,78) où le granite porphyroïde renferme non seulement des nodules de tourmaline de 1 à 7 cm de diamètre, mais également des rosettes de muscovite de 1 à 5 mm de diamètre, développées sur de grands cristaux de feldspath potassique.

• **Présence locale de cordiérite.** La cordiérite est très difficile voire impossible à distinguer macroscopiquement, et nous n'avons décelé sa présence que dans deux lames minces qui montrent qu'elle est complètement pinitisée. Elle est associée à des amas de biotite rouge + muscovite et est accompagnée de monazite accessoire dans la lame mince concernant l'échantillon 3A61, sélectionné pour une datation radiométrique (cf. plus loin : « Conditions de formation des entités géologiques ») et provenant du chaos de la Pierre qui Croule (x : 740,55 ; y : 2 198,00). Dans l'autre échantillon, provenant d'un affleurement situé sur le versant sud de la colline de la Terrasse (4A78 ; x : 747,05 ; y : 2 200,90), elle se trouve, en petits prismes isolés dans une enclave de granite à grain moyen, légèrement porphyrique par suite de la présence de xénocristaux. Ce type d'enclave, observé uniquement à cet endroit, correspond probablement à un vestige de diatexite.

Par ailleurs, en limite occidentale de la carte et à environ 2 km au Nord de son extrémité sud-ouest, se trouve un stock de granite porphyroïde subleucocrate, situé dans le prolongement sud-ouest de la bande de Sainte-Radegonde – Uchon et intrusif dans le granite de Grury. Vers l'Ouest ce stock se prolonge sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy où il est cartographié par J. Delfour *et al.* (1990) en « granite à biotite et cordiérite » avec le symbole  $\gamma^{2-3M}$ , tout comme le granite de Luzy *s.s.*, ce qui souligne l'analogie de faciès entre ce granite et celui de Sainte-Radegonde – Uchon. La figure 3 montre que ce stock se trouve, en outre, au sein d'une des zones riches en alumine du granite de Grury.

• **Enclaves sombres de grain fin à moyen ( $\eta$ ).** Elles sont généralement rares et de petite taille (1 à 30 cm). Ces petites enclaves ont un grain fin à moyen (0,1 à 4 mm), une texture hypidiomorphe grenue, parfois légèrement

porphyrique, et une composition de tonalite ou de granodiorite, riche en biotite (20 à 30 %) mais dépourvue d'amphibole. Le cas échéant, le caractère porphyrique est dû à la présence de xénocristaux de quartz et parfois de plagioclase zoné, feldspath potassique, biotite.

Cependant, des enclaves sombres relativement abondantes et de taille supérieure ou égale à 1 m sont présentes dans l'angle nord-est de la carte où elles sont cartographiées avec le symbole  $\eta$  autour des deux points suivants :

Point	X	Y	Localisation
4B17	749,70	2 200,60	750 m Est de Vernizy
4B63	749,32	2 199,42	Extrémité ENE d'Aigrefeuille

Au point 4B63, en bordure ouest de la petite route qui va d'Aigrefeuille à Vernizy, affleure une roche très sombre à grain fin, renfermant localement des cristaux de quartz ou de feldspath de 0,5 à 2 cm de longueur. L'étude d'une lame mince montre la présence de quelques xénocristaux de quartz et une composition de diorite quartzifère avec environ 40 % de minéraux colorés : biotite brune et amphibole verte étroitement associées. L'apatite est un minéral accessoire se présentant en innombrables petites aiguilles criblant toute la roche.

L'échantillon 4B63 a une composition chimique (tabl. 5a-b en annexe) de roche intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 55,2 \%$ ) proche de celle de l'échantillon 1A31 qui correspond à une enclave du granite subalcalin de Cuzy. Cette composition est proche de celle de la monzodiorite quartzifère (mzdq) de référence dans le diagramme Q-P mais s'en éloigne dans le diagramme B-P (cf. plus loin fig. 7a et 7b) par suite d'une valeur élevée du paramètre B (268 en valeur absolue et 48 % en valeur relative, tabl. 5) ce qui traduit un indice de coloration élevé.

• **Faciès cataclastique à microbréchique.** Comme nous l'avons déjà signalé ci-dessus pour le granite subalcalin de type  $\rho\gamma^3$ , une cataclase importante, pouvant aboutir à une microbréchification, affecte le batholite granitique de Luzy tout le long de la faille majeure, de direction générale SW-NE, qui le sépare du bassin sédimentaire de Blanzly – Le Creusot.

Par exemple, au nord de la ferme du bois de Toulon, un ruisseau franchit en cascade une barre rocheuse constituée de granite porphyroïde cataclasé (x : 736,12 ; y : 2 189,15).

Au Nord-Est de Toulon-sur-Aroux, de nombreux affleurements rocheux permettent également d'observer la cataclase développée le long de la faille

majeure, au sein du granite porphyroïde et des filons postérieurs. L'ampleur de la déformation diminue avec l'éloignement de la faille :

– en bordure immédiate de la faille et à proximité, apparaît une microbrèche présentant parfois une forte anisotropie planaire comme c'est le cas au Sud-Ouest du Petit Thély (x : 738,82 ; y : 2 192,62) où affleure une roche qui montre, en lame mince, une ferruginisation de la biotite et une intense adularisation ;

– à 300 m de la faille (par exemple, en x : 740,80 ; y : 2 194,55), n'apparaît qu'un simple réseau de microfractures recoupant un ou plusieurs minéraux et la biotite est seulement chloritisée.

Une cataclase apparaît, en outre, sporadiquement le long de certaines des failles moins importantes. Par exemple, à l'Est du mont Ségau, une microbréchification affecte le granite porphyroïde le long d'une faille subméridienne, jalonnée en outre par un filon de quartz. L'étude en lame mince montre que les éléments de cette microbrèche monolithologique sont constitués soit de débris de granite à biotite et muscovite, soit de débris monominéraux provenant de ce granite, tandis que le ciment clastique est formé de fins débris de ces mêmes minéraux. Les cristaux de quartz présentent une extinction fortement onduleuse ou de très nombreux sous-grains.

Au Nord du mont Sanglier (x : 746,58 ; y : 2 201,15), un faciès cataclasique renferme une gouge argileuse de direction N45°E et de 15 cm de puissance.

• **Faciès mylonitique.** Correspondant à une intense déformation ductile le long de décrochements senestres, de direction N155-170°E, ce faciès a été observé à deux endroits du quart sud-ouest de la carte :

– en place sur un affleurement situé dans un pré à 500 m au Sud-Ouest du Verger (x : 734,40 ; y : 2 189,45) ;

– en blocs légèrement déplacés sur le flanc est du mont Dardou à proximité de la courbe de niveau 400, le long d'une faille de direction N155°E constituant à cet endroit la limite cartographique entre deux granites porphyroïdes : l'un aluminopotasique de type  $\rho_{\text{bmt}}^{\text{V}}$ , l'autre magnésio-potasique de type  $\rho_{\text{b}}^{\text{V}}$ .

La roche se débite selon des plans subverticaux, correspondant à la foliation mylonitique et portant une linéation subhorizontale. Sur des plans de coupe perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation, l'observation macroscopique montre une matrice mylonitique renfermant de minces rubans lenticulaires de quartz et moulant des yeux monominéraux, en majorité, feldspathiques, ayant une longueur de 2 mm à 2 cm et une dissymétrie locale qui indique un mouvement senestre. L'étude microscopique permet d'apporter les précisions suivantes :

– les yeux sont composés, par ordre d'abondance et de taille décroissantes, des minéraux suivants : feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite brun-rouge étonnamment fraîche ;

– la matrice est formée de rubans de quartz à texture finement engrenée dans un fond constitué de très fins débris de feldspaths et de quartz et de paillettes de mica blanc.

Dans les passages ultramylonitiques la déformation est tellement intense que la roche s'apparente à un « schiste » consistant en une alternance de lits lenticulaires très fins (40 à 400  $\mu\text{m}$ ), constitués soit de quartz, soit de feldspath potassique, soit encore de produits cryptocristallins plus ou moins opacifiés. L'étude en lame mince montre en outre un développement de plans C'.

• **Granite à grain moyen, à biotite** ( $m\gamma^3$ ). Le granite porphyroïde de Sainte-Radegonde – Uchon renferme localement des passages à grain moyen, sans grands cristaux de feldspath potassique. Cependant, parmi les petits corps observés, seuls ceux qui se trouvent autour de Sainte-Radegonde sont suffisamment grands pour figurer sur la carte.

Les tablettes de feldspath potassique sont rares, ont une longueur de 1 à 2 cm et sont noyés dans une matrice dont la taille de grain varie entre 1 et 7 mm. À 600 m au Sud du centre du bourg, une barre rocheuse de direction N155°E est formée d'un faciès rose avec des passées microbréchiques de 0,1 à 1 cm de puissance ; cette barre se situe à 800 m de la faille majeure qui constitue la limite sud-est du massif granitique de Luzy. Dans ce faciès, les cristaux de quartz sont bien visibles et notamment les plus gros, qui sont globuleux et ont un diamètre de 5 à 7 mm.

L'étude microscopique du faciès rose révèle une déformation ductile à cassante se surimposant à une texture hypidiomorphe grenue à tendance monzonitique. Les passées microbréchiques sont constituées de petits clastes de feldspaths et de quartz dans un ciment cryptocristallin opacifié. Dans le reste de la roche, la déformation se traduit par une torsion des macles polysynthétiques du plagioclase, une extinction fortement onduleuse et une recristallisation partielle du quartz, et un développement de kinks sur des lamelles de biotite. Cette dernière est en outre décolorée et/ou chloritisée.

$\rho\gamma_{\text{bm}}^2$ . **Granite porphyroïde subleucocrate à biotite, fréquente muscovite et localement cordiérite, de Luzy s.s.** Sur le territoire de la présente carte, ce faciès est en majeure partie arénisé en surface ( $\rho\gamma_{\text{bm}}^2$ ) et a une extension très limitée, dans l'angle nord-ouest de la feuille, autour de Luzy. Il se poursuit sur les territoires des trois cartes voisines : Bourbon-Lancy, Fours et surtout Autun. Ce faciès constitue, en outre, le stock du mont Tharot, intrusif dans le granite mésocrate subalcalin d'Issy-l'Évêque.

La meilleure zone d'affleurements se situe en limite occidentale de la carte, à l'Ouest et au Sud du hameau de Saint-André. Une carrière abandonnée se trouve à 400 m à l'WSW de ce hameau, à l'Ouest de la D 973 (point 1A13 ; x : 723,83 ; y : 2 198,93). Elle montre un granite gris, peu porphyroïde, localement très frais, alors qu'un peu plus au Sud, des affleurements rocheux naturels sont formés d'un granite analogue, à l'exception de la teinte rose de ses cristaux de plagioclase. Un peu plus au Nord, une autre carrière abandonnée permet d'observer un granite franchement porphyroïde, fortement arénisé et recoupé par un filon de leucogranite à grain moyen à deux micas. Plus au Nord, se trouvent des affleurements isolés de granite porphyroïde et des blocs de leucogranite peralumineux. En limite septentrionale de la carte, une carrière abandonnée d'allongement N-S montre un granite porphyroïde, plus ou moins arénisé et rubéfié selon les endroits, avec des tablettes de feldspath potassique de 1 à 6 cm de longueur (point 1A06 ; x : 725,22 ; y : 2 201,22).

La lame mince correspondant à l'échantillon 1A06 montre que la matrice a une texture à grain hétérogène (1 mm à 1 cm) et à tendance monzonitique. La biotite brun-rouge est peu abondante ( $\leq 7\%$ ), en partie décolorée ou chloritisée et n'est accompagnée ni de muscovite ni de cordiérite.

La cordiérite n'est pas non plus présente dans les deux lames minces confectionnées sur des échantillons du point 1A13 qui montrent également une texture hypidiomorphe à grain hétérogène (1 mm à 1 cm) et une tendance monzonitique mais avec d'abondants bourgeons myrmékites. La composition est celle d'un granite subleucocrate à deux micas : 5 à 8 % de biotite et 0,5 à 1 % de muscovite. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe et zoné, avec un cœur envahi de microphyllites incolores et parfois riche en inclusions de biotite chloritisée et une bordure fréquemment myrmékite au contact de feldspath potassique. Ce dernier est perthitique et se présente en plages xénomorphes à subautomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de quartz, ce qui confère une tendance monzonitique à la texture. Le quartz, xénomorphe, interstitiel aux feldspaths, a une extinction onduleuse et des sous-grains plus ou moins abondants. La biotite, de teinte brun-rouge, forme des lamelles isolées ou en petits amas, criblées d'inclusions de zircon avec halo de radioactivité ; elle peut également renfermer de petits prismes d'apatite et est parfois partiellement chloritisée.

En revanche, de la cordiérite pinitisée apparaît, en association avec de la biotite, dans un échantillon du granite prélevé un peu plus au Sud. Le plagioclase de ce granite est rose par suite d'une forte pigmentation par des hydroxydes de fer, seule sa bordure albitique étant limpide. Pour le reste, le granite est analogue au précédent.

Sur la carte Autun (Arène *et al.*, 1991) le granite à biotite et cordiérite n'est pas non plus distingué cartographiquement et est considéré comme un faciès particulier du granite de Luzy *s.s.*, apparaissant en bordure nord-ouest du batholite dans une zone restreinte, située entre le massif de leucogranite peralumineux de Mesvres et un stock de microleucogranite granophyrique. Sur la carte de Bourbon-Lancy, J. Delfour *et al.* (1990) ont grossièrement délimité un granite monzonitique à biotite et cordiérite ( $\gamma^{2-3M}$ ), envahi d'intrusions de leucogranites aplitiques ou microgrenus, localement à cordiérite. Nous avons prolongé ce contour sur la présente carte pour tracer la limite sud du granite de Luzy *s.s.*

Le granite subleucocrate du mont Tharot est rose pâle et relativement peu porphyroïde, comme le montre la carrière abandonnée, située sur le flanc sud (point 1C29 ; x : 726,02 ; y : 2 193,04). Le plagioclase zoné, est criblé de micro-paillettes phylliteuses en son cœur. La biotite, relativement riche en inclusions d'apatite, est en majeure partie pseudomorphosée en chlorite, parfois accompagnée d'adulaire. H.-G. Carrat (1969) signale la présence d'albite secondaire en remplissage de microfissures du microcline ou en cristaux automorphes.

Les analyses chimiques (tabl. 2a-b en annexe) confirment que les échantillons des granites de Luzy *s.s.* (1A06 et 1A13) et du mont Tharot (1C29 et HC865) sont subleucocrates (B = 6,7-7,1 % et 7,5-9,2 % respectivement) et montrent qu'ils ont des compositions très acides ( $\text{SiO}_2 = 73,9-75,2$  %), alumineuses (A/CNK = 1,09-1,17) et potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 4,60-4,98$  %). Leur gamme de composition est identique à celle des granites d'Uchon-Sainte-Radegonde (*cf.* plus loin, fig. 10a-b).

$\rho\mu\gamma^2$ . **Microgranite subleucocrate très porphyrique, à biotite seule ou à deux micas.** Ce faciès se distingue du faciès de type  $\mu\gamma^3$  par les traits suivants :

- un indice de coloration nettement plus faible et la fréquente coexistence de biotite et de muscovite ;
- un caractère très porphyrique se traduisant notamment par la présence de phénocristaux de feldspath potassique dont la longueur varie entre 0,5 et 5,5 cm ;
- un gisement en filons recoupant uniquement les granites porphyroïdes mésocrates et subalcalins.

Sur le terrain il se distingue de ces derniers par un caractère subleucocrate et de l'ensemble des granites porphyroïdes par son gisement en filons ou sills et par ses affleurements sous forme de blocs anguleux à légèrement arrondis de taille globalement plus petite. Enfin, il se distingue du faciès de type  $\rho\mu\gamma^2$  par une texture équante.

Les filons sont répartis de la façon suivante :

- un filon isolé de direction N45°E, recoupant le granite de Cuzy à environ 2,2 km au NNE de Cuzy ;
- un important faisceau de direction N30-60°E et d'environ 3 km de largeur, recoupant le granite d'Issy-l'Évêque – Grury dans l'angle sud-ouest de la carte, dans un secteur allant de La Chapelle-au-Mans au mont Dardon.

Ce faisceau filonien se poursuit vers le Sud-Ouest, sur le territoire de la feuille Dompierre-sur-Besbre à 1/50 000. J. Delfour *et al.* (1989) précisent dans la notice de cette carte (p. 40-41) qu'il existe deux principaux types de microgranites porphyriques : l'un à grands phénocristaux de feldspaths et l'autre « à grain fin » et leucocrate, correspondant respectivement à nos symboles  $\mu\gamma^2$  et  $\mu\gamma$ . Ces deux types ne sont pas distingués sur la carte de Dompierre-sur-Besbre, mais les précisions géographiques données dans la notice permettent de faire la distinction qui figure sur la carte de synthèse géologique régionale de Toulon-sur-Aroux. Sur ce même schéma, nous avons figuré une distinction analogue concernant la feuille Bourbon-Lancy à 1/50 000. Cependant, cette distinction est plus aléatoire car le faisceau filonien est beaucoup plus étendu et les précisions géographiques ne sont que très sommaires en ce qui concerne la répartition des deux types décrits dans la notice (Delfour *et al.*, 1990, p. 40-41 également) : l'un « très cristallin », l'autre presque rhyolitique, correspondant à nos symboles  $\mu\gamma$  et  $\mu\gamma$  respectivement.

Le faciès type est par exemple visible à 1,5 km au Nord de La Chapelle-au-Mans où il constitue un filon de direction N45°E et d'une puissance d'ordre décimétrique (point 5C51 ; x : 725,07 ; y : 2 183,65). La roche a une allure de béton : la mésostase de teinte grise ressemble à du ciment, tandis que les phénocristaux ont une longueur variable (0,2 à 5,5 cm) et une forme soit arrondie pour le quartz, soit anguleuse pour le plagioclase, de teinte blanc laiteux, et pour le feldspath potassique qui se distingue par sa teinte nacréée et par la fréquente présence de la macle de Carlsbad, soit encore lamellaire pour la biotite.

L'étude pétrographique montre que les phénocristaux représentent 25 à 40 % de la roche en volume et sont constitués des minéraux suivants : feldspath potassique perthitique, parfois chemisé de plagioclase en petits cristaux orientés parallèlement à l'allongement, et englobant fréquemment de petits cristaux de plagioclase ou de biotite ; plagioclase acide zoné ; quartz en plages plus ou moins arrondies, à extinction onduleuse ; biotite brune très pléochroïque (brun pâle à marron foncé) à inclusions d'apatite et de zircon avec halo de radioactivité. La mésostase, microgrenue, est composée des mêmes minéraux.

Le filon isolé, situé à 2,2 km au NNE de Cuzy, a une direction N45°E et se singularise par les caractères suivants :

- les phénocristaux se répartissent en deux classes granulométriques : d'une part quelques grandes tablettes de feldspath potassique de 3 à 4 cm de longueur et, d'autre part, d'abondants phénocristaux de feldspath potassique, plagioclase, quartz et biotite de taille nettement plus petite ( $\leq 1$  cm), comme cela est bien visible dans une carrière abandonnée située à l'extrémité nord-est du filon (point 1B73 ; x : 730,52 ; y : 2 199,10 ; z : 426 m) ;
- la présence d'enclaves sombres porphyriques, affleurant sous forme de boules à l'extrémité sud-ouest du filon (point 1B74 ; x : 730,30 ; y : 2 199,00).

Ce microgranite est à deux micas : biotite brun-rouge (environ 5 %) en lamelles, à inclusions d'abondant zircon et d'apatite ; muscovite en fines paillettes, associées à de la biotite ou non.

Les analyses chimiques de deux échantillons (1B73 et 5C51, tabl. 4a-b en annexe) confirment le caractère subleucocrate (B = 6,49 et 7,86 % respectivement) et très acide ( $\text{SiO}_2 = 72\text{-}73$  %) des microgranites de type  $\rho\mu\gamma^2$ . La composition en éléments majeurs se rapproche de celles des granites porphyroïdes subleucocrates comme cela est illustré par les diagrammes Q-P et B-P (cf. plus loin, fig. 10a-b).

Les enclaves sombres du filon 1B73 ont une texture hypidiomorphe grenue et légèrement porphyrique par suite de la présence de xénocristaux de feldspath potassique et de quartz de 1 à 2 cm de longueur dans un fond de grain fin à moyen (0,1 à 5 mm) et à fabrique planaire. La composition est celle d'une vaugnérite de type monzonite à biotite brune et amphibole verte, avec les minéraux accessoires suivants : sphène, oxydes de fer et/ou titane, abondante apatite en fines aiguilles.

L'analyse chimique de l'échantillon 1B74 (tabl. 4a-b en annexe) montre des teneurs en éléments majeurs compatibles avec la composition modale : la roche est, d'une part, pauvre en quartz ( $\text{SiO}_2 = 53,3$  %) et, d'autre part, relativement riche en  $\text{K}_2\text{O}$  (5,15 %), en CaO (5,8 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (7,45 %), MgO (5,40 %) et  $\text{TiO}_2$  (1,20 %) ; la richesse en minéraux colorés se traduit par une valeur élevée du paramètre B (43,81 %). Par rapport aux enclaves sombres du granite porphyroïde de Luzy, la roche est nettement moins riche en Cr (161 ppm contre 293-322 ppm) et Ni (64 ppm contre 132-146 ppm), plus riche en U (7,9 ppm contre 1,9-6,1 ppm) et surtout en Th (44,3 ppm contre 4,1-16,0 ppm) et en terres rares (tabl. 4b).

$\rho\mu\gamma^2$ . **Microgranite subleucocrate orienté et très porphyrique, à deux micas.** Ce faciès se distingue de celui de type  $\rho\mu\gamma^2$  par une fabrique planaire très nette et par une texture encore plus porphyrique avec des phénocristaux de feldspath potassique dont la longueur atteint localement 6 cm.



Il constitue des filons encaissés exclusivement dans les granites porphyroïdes subalcalins et en grande majorité dans le granite de Cuzy au sein duquel se trouve un faisceau de filons de direction oscillant autour d'E-W, situé à 2-3 km au Sud du bourg de Cuzy. Plus au Sud, le granite d'Issy-l'Évêque – Grury n'encaisse qu'un seul filon, de direction E-W et n'apparaissant que sur 0,6 km de longueur, situé à l'Est d'Issy-l'Évêque et juste à l'Ouest d'une faille subméridienne jalonnée par des lentilles de quartz rouge.

Le principal filon se suit sur 5 km de longueur à l'Ouest de Montmort. Les tablettes de feldspath potassique sont aplaties avec une épaisseur ne dépassant pas 1 cm et une longueur pouvant atteindre 6 cm ; elles ont une orientation planaire très nette, parallèle à la direction du filon. Ces caractères sont, par exemple, bien visibles sur deux affleurements situés, l'un dans le talus oriental de la D 985, à 200 m au Sud-Est du Pont du Chêne (x : 732,08 ; y : 2 194,58), l'autre un peu plus à l'Ouest en rive gauche du ruisseau d'Auzon (point 2C12 ; x : 731,97 ; y : 2 194,56). Encore plus à l'Ouest, le microgranite est cataclaté à microbréchifié à l'intersection avec la faille de direction N155°E, qui figure sur la carte.

Les enclaves sont rares, petites et de deux types lithologiques :

- des enclaves sombres, riches en biotite, et de forme ovoïde comme par exemple, d'une part, à l'Est du Pont du Chêne où elles ont une longueur de 5 à 10 cm et apparaissent au sein d'un bloc de microgranite isolé dans un pré, et, d'autre part, au Nord-Est de Chassigneux où nous avons observé une enclave sombre ovoïde avec une section elliptique de 4 x 3 cm (échantillon 1D95 ; x : 729,95 ; y : 2 194,18) ;
- un fragment de leucogranite aplitique de 30 cm de long et de 5 cm d'épaisseur, observé à l'Ouest de la ferme des Essarts, dans un bloc de microgranite se trouvant en contrebas du principal filon (x : 730,62 ; y : 2 194,22).

Cette dernière observation est très intéressante puisqu'elle prouve que le microgranite porphyrique subleucocrate est postérieur au leucogranite à grain fin.

La composition minéralogique est qualitativement analogue à celle du microgranite 1B73 (de type  $\rho\mu\gamma^2$ ) à l'exception de la présence locale de franges micropegmatitiques en bordure de phénocristaux de feldspath potassique. Les analyses chimiques de deux échantillons (1D95 et 2C12, tabl. 4a-b en annexe) révèlent une composition assez proche de celles des échantillons 5C51 et 1B73 et avec cependant les différences notables suivantes :

Éch.	K <sub>2</sub> O %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> %	MgO %	TiO <sub>2</sub> %	Ba ppm	Zr ppm	Cr ppm
1D95	5,20	2,15	0,70	0,33	699	158	43
2C12	5,25	2,20	0,80	0,37	620	160	44
5C51	4,87	1,82	0,70	0,27	461	121	40
1B73	4,70	1,65	0,50	0,23	339	84	27

En outre, les teneurs en terres rares lourdes sont nettement plus élevées (tabl. 4b en annexe) dans les échantillons 1D95 et 2C12 que dans 5C51 et surtout 1B73.

Les *enclaves sombres* (2C85) ont une texture porphyrique : sur un fond à grain très fin (0,1 à 0,2 mm) se détachent 15 à 20 % de cristaux de 1 à 2 mm de longueur qui semblent être plutôt des xénocristaux – cristallisés à partir du magma granitique qui entoure l'enclave – que des phénocristaux. Ces cristaux sont constitués de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite brun orangé. Le fond est composé des mêmes minéraux (mais présentant une texture à tendance granoblastique et planaire), est fortement enrichi en feldspath potassique sur quelques millimètres d'épaisseur au contact du microgranite encaissant et renferme de petits amas d'innombrables paillettes de biotite blastique, qui englobent parfois de petites lattes de plagioclase et rappellent les amas de biotite observés dans les tufs viséens au contact de granites de la carte Épinac à 1/50 000 (Chèvremont *et al.*, 1999).

### **Leucogranites peralumineux en filons ou stocks (Namurien – Westphalien)**

Au sein des différents granitoïdes mésocrates à subleucocrates du batholite de Luzy, se trouvent d'abondants filons ou stocks de leucogranites peralumineux. Parmi ces derniers, nous avons distingué, sur le terrain et sur la carte, les termes suivants :

- un leucogranite de grain fin à moyen et à tendance porphyroïde locale, à deux micas et cordiérite ( ${}^L\gamma^{2-3}$ ) ;
- un leucogranite de grain fin à moyen, à tourmaline ( ${}^L\gamma_t^2$ ) ;
- une rare pegmatite (P).

D'abondants leucogranites divers, en majorité de grain fin à moyen et à deux micas, n'ont pas pu être différenciés et sont cartographiés avec le symbole  ${}^L\gamma^2$ .

${}^L\gamma^{2-3}$ . **Leucogranite de grain fin à moyen, à deux micas et fréquente cordiérite ou rare tourmaline.** Ce granite se distingue des granites porphyroïdes subenvironnants par les caractères suivants :

- son mode de gisement en filon ou en petits stocks ;
- le grain du fond est nettement plus fin ( $\leq 4$  mm) et les tablettes de feldspath potassique sont nettement plus petites (1 à 2,5 cm) voire absentes ;
- l'indice de coloration est généralement plus faible ;
- la muscovite est en général bien visible macroscopiquement ;
- la cordiérite est présente dans la majorité des échantillons étudiés mais n'est généralement visible qu'au microscope où elle apparaît pinitisée.

La tourmaline est localement présente en faible quantité.

Sur la carte nous avons figuré :

- d'une part, un filon direction N95°E recoupant le granite porphyroïde mésocrate de Cuzy ( $\rho\gamma_{ba}^3$ ) dans la partie centrale du batholite de Luzy ;
- d'autre part, un filon de direction N60°E et quatre petits stocks intrusifs dans le granite porphyroïde subleucocrate de Sainte-Radegonde – Uchon ( $\rho\gamma_{bmt}^2$ ) dans un large quart nord-est de la carte.

• **Filons.** A 1,5 km au Nord de Cuzy, une petite carrière abandonnée montre un faciès gris très frais à cristaux de quartz globuleux de 1 mm à 1 cm de diamètre, constituant un filon de direction N95°E (point 1B47 ; x : 729,53 ; y : 2 198,60).

L'étude d'une lame mince montre une texture à tendance microgrenue porphyrique avec coexistence de deux classes granulométriques : 0,1-1 mm et 0,1-2 cm. La composition minéralogique se singularise par les caractères suivants : le feldspath potassique est un microcline quadrillé, le cœur des cristaux de plagioclase est parfois potassifié, la muscovite forme de fines paillettes, et un petit amas de mica blanc + biotite décolorée pourrait correspondre à une cordiérite complètement rétro-morphosée. La biotite (5 à 7 %), de teinte brun-rouge, est riche en petites inclusions de zircon avec halo pléochroïque et renferme, en outre, un peu d'apatite.

La carrière de la Basse Cour se trouve à l'extrémité SSW d'un filon de direction N60°E (2D36 ; x : 737,02 ; y : 2 194,42). Encore, épisodiquement, en exploitation, elle permet d'observer une roche hétérogranulaire : au sein d'un fond rosâtre à grain fin (0,1 à 1 mm), se détachent des cristaux plus grands, constitués des minéraux suivants : feldspath potassique en tablettes de teinte nacréée et de longueur variant entre 0,5 et 3 cm ; plagioclase rubéfié en lattes roses dont la taille ne dépasse pas 1 cm ; quartz vitreux en cristaux globuleux de diamètre variant entre 0,1 et 1 cm ; biotite en lamelles de 1 à 5 mm de long.

L'étude de la lame mince correspondante montre que le fond a une texture xénomorphe à grain fin (environ 0,5 mm en moyenne) et est composé de quartz, de feldspath potassique seul ou en association micropegmatitique avec du quartz, de plagioclase et de deux micas : biotite brun-rouge à inclusions de zircon et muscovite en proportions à peu près égales. Outre le zircon, les minéraux accessoires sont de l'apatite et un oxyde de fer et/ou titane.

En bordure sud-est du filon de la Basse Cour, le granite a un grain nettement plus homogène, variant entre 0,5 et 4 mm et renferme localement de la tourmaline. L'étude pétrographique montre que la biotite est totalement absente, que la muscovite se présente en lamelles isolées ou disposées en

petits amas, fibroradiés ou non, et que la tourmaline (2 à 3 % en volume) est xénomorphe et plus ou moins zonée avec une teinte allant du bleu au kaki.

• **Stocks.** Le stock le plus au Sud-Ouest se situe juste au Sud du hameau du Buisson Borget, à environ 3 km au Nord-Ouest du bourg de Toulon-sur-Arroux. Les petites carrières abandonnées, visibles depuis la D 985, montrent une roche tout à fait analogue à celle du filon de la carrière de la Basse Cour, située à 3,5 km au NNE. Les trois autres stocks se trouvent à l'Ouest et au Nord de Saint-Eugène. Dans le corps le plus occidental, une petite carrière abandonnée (point 3C10 ; x : 738,84 ; y : 2 194,32) montre un faciès à tendance porphyroïde : des tablettes de feldspath potassique de 1 à 2,5 cm de longueur et des cristaux arrondis de quartz de plusieurs millimètres de diamètre se détachent au sein d'une matrice dont la taille de grain ne dépasse pas 5 mm. Les deux autres stocks n'apparaissent que sous forme de blocs épars, constitués d'une roche analogue.

L'étude des lames minces permet de préciser que la texture est hypidiomorphe grenue. Le feldspath potassique est abondant sous deux habitus : essentiellement en plages xénomorphes pouvant englober de petits cristaux de plagioclase et, accessoirement, en cristaux automorphes et perthitiques. Le plagioclase est subautomorphe à automorphe, zoné, avec un cœur plus ou moins séricitisé et une bordure limpide pouvant renfermer de rares bourgeons myrmékites. Le quartz se présente en cristaux xénomorphes de taille variable ( $\leq 1$  cm) à extinction onduleuse. La biotite (5 à 7 %) est brun-rouge et riche en inclusions de zircon ; elle peut renfermer des fuseaux de feldspath potassique secondaire et/ou être chloritisée. De la muscovite primaire est parfois associée à la biotite tandis que du mica blanc secondaire s'est développé sur du plagioclase. La cordiérite, plus ou moins pinitisée selon les échantillons, est xénomorphe, de cristallisation tardive. La tourmaline et l'apatite sont de rares minéraux accessoires.

Les analyses chimiques (1B47, 2D36 et 3C10, tabl. 3a-b en annexe) montrent une composition proche de celles des granites porphyroïdes de Luzy s.s. (1A13) et du mont Tharot (1C29 et HC865), mais nettement plus alumineuse ( $A/CNK = 1,17-1,27$  contre  $1,09-1,14$ ) et plus leucocrate ( $B = 3,96-6,15$  % contre  $7,09-9,19$  %).

<sup>L</sup><sub>γ</sub><sup>2</sup>. **Leucogranite de grain fin à moyen, à tourmaline.** Ce faciès particulier est distingué cartographiquement là où la tourmaline est visible à l'œil nu ou à la loupe. Les filons et les petits stocks inventoriés se situent dans la partie nord-est de la carte, entre Montmort et le mont Sanglier à l'Est de La Tagnière, mais il est probable que d'autres filons existent dans cette zone et ailleurs. Les conditions d'affleurement permettent rarement d'estimer de façon fiable la puissance des filons cartographiés, laquelle varie probablement entre un mètre et plusieurs décamètres. Il existe, en outre, des filons de

faible puissance, non figurés sur la carte, comme par exemple en bordure orientale de la D 994, dans le virage du bois Brûlé (x : 737,75 ; y : 2 200,22), où un filon subvertical de leucogranite à tourmaline et rares micas, de 20 cm de puissance et de direction N40°E, recoupe un granite porphyroïde fortement arénisé.

Le faciès type est bien exposé sur la partie sommitale d'une colline située juste au Nord-Ouest du hameau d'Armecy, autour du point 2D69 (x : 735,83 ; y : 2 193,17). C'est une roche rose pâle à grain moyen (environ 2 mm en moyenne) dans laquelle l'observation macroscopique permet de distinguer des cristaux de quartz vitreux, de feldspath potassique rosé et de plagioclase blanc laiteux, de petites lamelles de mica blanc et de petits prismes de tourmaline noire, concentrés dans de petites zones assombries de ce fait. L'étude microscopique d'une lame mince apporte les précisions suivantes : la texture est hypidiomorphe grenue, la taille de grain varie entre 0,5 et 4 mm, la tourmaline se présente en cristaux xénomorphes zonés avec un cœur bleu et une bordure kaki, la muscovite forme des paillettes isolées ou groupées en petits amas, fibroradiés ou non.

L'analyse chimique de l'échantillon 2D69 (tabl. 3a-b en annexe) révèle notamment des anomalies positives en éléments de « départ acide » : Be = 35,4 ppm, Sn = 32,4 ppm, W = 6,2 ppm, Cs = 20,6 ppm, Ta = 8 ppm, U = 10,6 ppm.

Un faciès à grain fin ( $\leq 1$  mm) et particulièrement riche en tourmaline constitue un filon de direction N165°E et d'environ un mètre de puissance, visible grâce à une petite excavation pour abreuvoir, à 1 km à l'Est de la ferme du Rivet (x : 738,43 ; y : 2 197,43). La tourmaline, noire macroscopiquement et bleu-vert en lame mince, y est répartie de façon irrégulière avec une teneur modale qui atteint environ 20 % dans la zone la plus riche, de teinte gris foncé ; elle est accompagnée de quelques rosettes de muscovite.

**P. Pegmatite.** Quelques petits corps de pegmatite sont figurés sur la carte, là où ce faciès a pu être individualisé au sein des leucogranites divers. La taille des cristaux de quartz et de feldspaths varie – globalement et parfois en un même endroit - entre 1 et 50 cm. Deux faciès particuliers ont été observés en « pierres volantes » dans des champs labourés :

– une pegmatite graphique à muscovite, à 300 m à l'ENE de la ferme de Bucheleure (x : 730,53 ; y : 2 195,82) ;

– une pegmatite à tourmaline, à 600 m à l'ENE de Dettéy (x : 741,56 ; y : 2 197,82) ; les cristaux de quartz y atteignent 20 cm de longueur, tandis que la tourmaline se présente en prismes légèrement tordus, isolés ou disposés en faisceaux de longueur pluricentimétrique.

<sup>L</sup>γ<sup>2</sup>. **Leucogranites divers, non différenciés, généralement à deux micas.** Sur le terrain, ils se distinguent facilement des granitoïdes mésocrates à subleucocrates, environnants, grâce à leur caractère non porphyroïde et à leur teinte nettement plus claire. La taille de grain permet de distinguer quatre faciès :

Grain	Faciès
≤ 1 mm	à grain fin / aplite
1 mm à 1 cm	leucogranite à grain moyen
> 1 cm	pegmatite
1 mm à n cm (hétérogène)	aplito-pegmatite

Au sein des différents types de granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzy, ils constituent soit de petits stocks, soit des filons d'abondance, d'orientation et de puissance variables. Les filons sont isolés ou disposés en faisceaux comme, par exemple, au Nord de Cuzy, dans le secteur de la Grande Montagne où le granite de Cuzy est recoupé (voir carte) par un dense réseau de filons parallèles, de direction NW-SE et de puissance plurimétrique à pluridécamétrique. La forme et l'extension des stocks sont plus difficiles à appréhender, d'autant que les leucogranites ont une plus grande résistance à l'érosion que les granitoïdes porphyroïdes encaissants, de sorte que les affleurements se trouvent fréquemment sur les sommets des collines et alimentent des formations de versant qui masquent l'extension des corps.

Par ailleurs, en de nombreux endroits, des filons isolés ou en essaims ont une puissance et/ou une longueur trop faible(s) pour qu'il soit possible de les individualiser sur la carte. Nous avons distingué par une surcharge spécifique les « zones à intrusions de leucogranites » où ces filons sont particulièrement abondants et/ou donnent d'abondantes « pierres volantes » au sein de l'arène développée sur le granitoïde porphyroïde environnant.

L'étude microscopique des faciès à grain fin ou moyen montre une texture xénomorphe à hypidiomorphe grenue, parfois à tendance monzonitique, et une composition de leucogranite généralement à deux micas. Le feldspath potassique est souvent plus abondant que le plagioclase, qui est xénomorphe à subautomorphe et présente un zonage de composition auquel se superpose en général un zonage d'altération : le cœur est envahi de microphyllites incolores tandis que la bordure albitique est limpide ; cette bordure renferme parfois des bourgeons myrmékinitiques, au contact de cristaux de feldspath potassique. Le quartz présente toujours une extinction onduleuse. Il y a, en général, coexistence de deux micas (muscovite et biotite), mais la biotite est peu abondante (3 % maximum) et généralement décolorée et/ou chloritisée avec, parfois, de petites amandes de feldspath potassique écartant les clivages. Cependant, certains échantillons sont totalement dépourvus soit de biotite, soit

de mica blanc primaire. L'inventaire global des minéraux accessoires observés est le suivant : cordiérite pinitisée, tourmaline, zircon, oxydes de fer, grenat.

Le long de la faille majeure, qui sépare le batholite granitique de Luzy du bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot, les leucogranites divers ont subi les mêmes déformations cassantes que les granites porphyroïdes qui les encaissent. Ces déformations vont en effet du simple développement d'un réseau de microfractures jusqu'à une cataclase ou une microbréchification. Les microbrèches sont fréquemment hypersiliceuses par suite d'une silicification du ciment et/ou de la présence d'un réseau de veinules de quartz + parfois hématite.

Six échantillons de ces leucogranites divers ont fait l'objet d'analyses chimiques (tabl. 3a-b en annexe). Les teneurs en éléments majeurs confirment le caractère très acide ( $\text{SiO}_2 = 72,4-77,5 \%$ ) et très leucocrate ( $B = 0,3-4,2 \%$ ). Les intervalles de variation sont relativement importants pour les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  (4,6-6,8 %) et pour l'indice d'aluminosité ( $A/\text{CNK} = 1,05-1,24$ ).

### **Microgranites porphyriques tardifs en filons, sills ou stocks (Stéphaniens – Saxoniens ?)**

Comme cela est détaillé plus loin dans le chapitre « Condition de formation des entités géologiques », une comparaison avec les données pétrographiques et structurales régionales permet de considérer comme tardifs, d'âge stéphano-permien, les microgranites des types suivants :

- mésocrate, porphyrique (petits phénocristaux de 0,5 à 10 mm de longueur en général), à biotite ( $\mu\gamma^3$ ) ;
- leucocrate, à biotite seule ou à deux micas ( $\mu\gamma$ ) ;
- leucocrate, à faciès de rhyolite ( $\rho$ ).

Les microgranites de types  $\mu\gamma^3$  et  $\mu\gamma$  constituent d'abondants filons, sills ou petits stocks intrusifs dans les divers types de granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzy et dans une partie au moins des leucogranites. Le microleucogranite à faciès de rhyolite est rare et ne se trouve qu'à proximité de la faille majeure de Toulon-sur-Aroux, sous forme, d'une part, d'un petit corps qui a la particularité de se trouver au sein du petit bassin stéphaniens de Morentu et, d'autre part, d'un mince filon recoupant le granite porphyroïde mésocrate d'Issy-l'Évêque – Grury. Cette rhyolite est décrite plus loin avec les autres terrains du Stéphaniens.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranite mésocrate porphyrique, à biotite.** Ses caractères spécifiques sont, d'une part, un caractère mésocrate dû à une relative richesse en biotite, chloritisée ou non, et, d'autre part, une texture microgrenue porphyrique à petits phénocristaux : dans la majorité des cas, les phénocristaux

ont une longueur de 0,5 à 10 mm avec une moyenne de 2 à 3 mm. Il affleure généralement sous forme de blocs, soit disposés en chaos allongés – selon la direction du corps – au sommet de collines, soit dispersés sur les flancs de collines ou dans les zones pénéplanées.

Il constitue, d'une part, trois stocks et, d'autre part, des filons dont la puissance varie probablement entre quelques décimètres et une trentaine de mètres et qui sont répartis de la façon suivante :

- un faisceau de filons recoupant le granite porphyroïde subalcalin de Cuzy, au Nord et à l'Est de Cuzy, et ayant une direction variable : N110-130°E prédominante, N160°E, N65°E ;
- deux filons isolés, encaissés dans le granite porphyroïde mésocrate d'Issy-l'Évêque – Grury : l'un, de direction N145°E, à 3,2 km au NE d'Issy-l'Évêque, et l'autre, de direction N20°E, à l'Ouest d'Uxeau ;
- deux filons parallèles, de direction N10°E, recoupant le granite porphyroïde subleucocrate de Sainte-Radegonde, à la montagne de Seris, dans la partie nord-est de la carte ;
- un filon isolé, de direction N45°E, recoupant le leucogranite de la montagne de Vernay, à 2 km au Nord-Est de Saint-Eugène.

• **Faisceau filonien du secteur de Cuzy.** Un affleurement exceptionnel se trouve à 1,25 km au NNE de Cuzy, à l'entrée du centre de vacances Marcel Poullain (x : 729,67 ; y : 2 198,23 ; z : 315 m). Il montre, en allant du Nord-Est au Sud-Ouest, la succession lithologique suivante :

- 2 m de microgranite gris clair, très frais puis altéré ;
- 15 m de microgranite rose, rubéfié ;
- 3 m de microgranite arénisé ;
- 3 m de granite porphyroïde arénisé ;
- 3 m de leucogranite à grain moyen.

L'étude microscopique montre que le faciès gris frais et le faciès rubéfié ont une texture analogue avec une mésostase très finement grenue enchâssant quelques sphérolites quartzo-feldspathiques et 30 à 40 % de phénocristaux de 0,5 à 3 mm de longueur, constitués de plagioclase, de quartz et de biotite complètement chloritisée. La seule différence notable entre les deux est l'altération du plagioclase qui est plus fortement opacifié – par des produits argileux et/ou ferrugineux – et parfois envahi par du feldspath potassique secondaire dans le cas du faciès rubéfié. Dans le faciès gris altéré, les phénocristaux sont plus abondants (50 à 60 %) et globalement plus grands ( $\leq 5$  mm), la séricitisation du plagioclase est intense et la biotite est entièrement pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de fer et/ou titane + parfois carbonate et/ou mica blanc.



Cet exemple illustre les variations latérales de faciès qui peuvent exister à l'intérieur d'un même filon, d'une vingtaine de mètres de puissance dans ce cas.

Un faciès gris, remarquablement frais, constituant un filon de direction N160°E, affleure sous forme de chaos au sommet de la colline de Bellevue (2A56 ; x : 732,27 ; y : 2 197,75 ; z : 486 m) et se retrouve en blocs dispersés sur le versant oriental de la colline jusqu'au hameau de la Casse (z : 375 m). L'observation macroscopique permet de distinguer, d'une part, des phénocristaux dont la longueur varie entre 1 mm et 1 cm et qui sont constitués de tablettes de feldspaths de teinte blanchâtre, de cristaux arrondis de quartz à éclat vitreux et de lamelles de biotite, d'autre part, de rares petites enclaves sombres, plus ou moins riches en biotite, de taille plurimillimétrique.

L'étude pétrographique permet d'estimer à 25-30 % la proportion des phénocristaux et de préciser leurs caractères : plagioclase à zonage oscillatoire, rares inclusions de biotite et faible altération en microphyllites incolores ; quartz à extinction ondulée et fréquents golfes de corrosion ; biotite brun-rouge, rarement chloritisée, à inclusions de zircon et d'apatite. La mésostase microgrenue est formée de plagioclase, feldspath potassique, quartz et biotite. Une petite enclave sombre révèle une composition de diorite à grain fin (< 1 mm en moyenne) à biotite brun-rouge, accompagnée d'un peu de chlorite en rosettes et d'épidote.

À environ 2 km au Sud-Ouest, de part et d'autre du hameau de Celzy, le long de la petite route menant à Cuzy, un faciès altéré constitue un filon de direction N110°E, tronçonné par des failles. Macroscopiquement, ce faciès (2A46) se distingue du précédent par : 1) la présence de petites cavités miarolitiques, de 1 à 2 mm de long, enduites d'hydroxydes de fer ou renfermant parfois de petits cristaux de quartz pyramidé ; 2) la teinte vert pâle des phénocristaux de plagioclase.

L'étude microscopique de la lame mince correspondante montre les phénomènes d'altération suivants : le plagioclase est fortement à complètement « séricitisé » et la biotite est entièrement pseudomorphosée en chlorite verte + minéraux de fer et/ou titane + rare mica blanc.

Plus au Nord-Ouest (x : 731,05 ; y : 2 197,10), des blocs épars provenant du même filon montrent un faciès également miarolitique, mais avec des plagioclases de teinte rosée. L'étude pétrographique montre une altération analogue à la précédente et révèle, en outre, un caractère subleucocrate et le fait que la mésostase présente une texture granophyrique se traduisant par d'abondants assemblages de quartz et de feldspath potassique de type micropegmatite graphique. Ce faciès constitue un terme de transition avec les microleucogranites de type  $\mu\gamma$ .

Deux analyses chimiques (tabl. 4a-b en annexe) montrent que les faciès frais (2A56) et altéré (2A46) ont des compositions très proches en ce qui concerne la plupart des éléments. Le faciès altéré se distingue, cependant, par une perte au feu plus élevée (1,5 contre 0,9 %), une plus faible teneur en CaO (1,0 contre 2,1 %) et de plus fortes teneurs en terres rares (tabl. 4b). Par suite de leur caractère relativement peu acide ( $\text{SiO}_2$  proche de 68 %) et mésocrate, ces microgranites se rapprochent des granites porphyroïdes mésocrates de Cuzy et d'Issy-l'Évêque-Grury alors qu'ils s'éloignent nettement de la gamme de composition des granites porphyroïdes subleucocrates comme le montrent les diagrammes Q-P, B-P et B-A (cf. plus loin fig. 10a-b et 8b).

• **Filons de la montagne de Seris.** Dans l'angle nord-est de la carte, deux filons parallèles de direction N10°E arment la montagne de Seris. Le filon oriental est bien exposé dans une carrière abandonnée située sur le flanc oriental de la montagne (x : 749,23 ; y : 2 199,92). D'Est en Ouest, cette carrière montre la succession lithologique suivante :

- microgranite porphyrique gris, renfermant localement un réseau de fentes à remplissage de quartz + parfois calcite ;
- microgranite porphyrique rubéfié, avec des phénocristaux de feldspaths de teinte rose à rouge brique et un réseau de microfissures à remplissage de calcite ;
- granite porphyroïde rose, décrit *supra*.

Les phénocristaux ont une taille variant entre 1 et 7 mm. L'étude microscopique permet de préciser qu'ils représentent 25 à 30 % de la composition modale et sont constitués des minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante : plagioclase envahi de microphyllites incolores ; quartz à extinction onduleuse ; biotite complètement chloritisée avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane ; rare feldspath potassique. La mésostase a une texture micropegmatitique, est constituée qualitativement des mêmes minéraux + un peu de mica blanc, mais est riche en feldspath potassique. Dans le faciès rubéfié, de la calcite secondaire apparaît en taches sur des phénocristaux de plagioclase et au sein de lamelles de biotite chloritisée.

• **Filon de la montagne de Vernay.** Ce filon, de direction N45°E, présente deux particularités : d'une part, il recoupe un stock de leucogranite et, d'autre part, il est constitué d'un microgranite dont les phénocristaux de feldspath sont un peu plus grands (1 à 2 cm) que dans les autres filons. Dans la carrière abandonnée, située à 2,2 km au Nord-Est de Saint-Eugène (x : 743,82 ; y : 2 196,03), le zonage du plagioclase est visible à l'œil nu et la mésostase a une teinte beige clair.

• **Stocks.** Dans le quart sud-ouest de la carte, se trouvent trois stocks, alignés dans une direction N65°E. Le petit stock, le plus oriental, recoupe le granite

porphyroïde de Sainte-Radegonde. Les deux autres sont intrusifs dans le granite porphyroïde d'Issy-l'Évêque – Grury. Le plus occidental se trouve au Nord du hameau de Vaudelin, à la partie sommitale d'une petite colline (x : 728,90 ; y : 2 188,33 ; z : 407 m) et il est constitué d'un microgranite porphyrique rose dans lequel la longueur des tablettes de feldspath potassique ne dépasse pas 2 cm. L'étude d'une lame mince montre que la biotite est entièrement pseudomorphosée en chlorite verte + mica blanc + minéraux de fer et/ou titane ; de la chlorite est présente sous forme de rosettes.

Le stock le plus important en surface d'affleurement est celui de la Sauzée. Situé à 6,5 km à l'Ouest de Toulon-sur-Arroux et exploité dans plusieurs carrières, le gisement de la Sauzée se singularise par le fait qu'il comprend en son cœur un faciès de microgranite nettement plus porphyrique. En effet, ce faciès plus cristallin renferme d'abondants cristaux de feldspath potassique de teinte nacré et de longueur atteignant 3 cm, comme cela est bien visible dans le talus nord de la route D 42 à 500 m à l'Ouest du hameau de la Sauzée (point 6A01 ; x : 731,00 ; y : 2 189,63). Il passe rapidement à un faciès « banal », bien exposé dans la grande carrière abandonnée, située juste au Sud de la route, dans lequel les phénocristaux sont nettement plus petits avec une longueur variant entre 1 et 15 mm (3 à 5 mm en moyenne).

Dans le faciès « banal » les phénocristaux sont très abondants (60 à 75% en volume) et constitués des minéraux suivants : abondant plagioclase zoné, en plages de taille variable dont la plus grande (15 mm) est formée d'un assemblage de plusieurs dizaines de petits cristaux ; quartz riche en sous-grains et présentant parfois des golfes de corrosion ; biotite plus ou moins ferruginisée. La mésostase comprend du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase, quelques micropegmatites et de la biotite altérée en chlorite plus calcite.

Dans le faciès plus cristallin, les phénocristaux représentent environ 50 % de la composition modale et sont constitués uniquement de feldspaths avec beaucoup moins de plagioclase – envahi de paillettes de mica blanc secondaire – que de microcline moiré présentant des microfissures intracristallines à remplissage de calcite ou d'adulaire. La mésostase microgrenue est formée de quartz, de feldspaths et de biotite ferruginisée. L'analyse chimique (6A01, tabl. 4a-b en annexe) révèle une composition proche de celle des échantillons de microgranites 2A56 et 2A46 qui forment des filons dans le secteur de Cuzy.

Cette analogie chimique et la transition observée dans le stock de la Sauzée laissent supposer que ce stock et les filons sont constitués de microgranites comagmatiques, raison pour laquelle nous leur avons attribué le même symbole  $\mu\gamma^3$ . Conformément à leur composition modale, les microgranites de ce type sont nettement moins acides ( $\text{SiO}_2 \sim 68\%$ ) et plus colorés (B = 12,8-14,4 %) que les microgranites subleucocrates de type  $\rho\mu\gamma^2$  ou  $o\mu\gamma^2$  et, *a fortiori*, que les microleucogranites.

**lv. Microleucogranite porphyrique, à biotite seule ou à deux micas.**

Sur le terrain, il se distingue des autres types de microgranite par son caractère leucocrate, la petite taille des phénocristaux et une mésostase microgrenue à cryptocristalline de teinte soit gris clair dans un faciès qui a un aspect de béton, soit (le plus souvent) rose pâle. Les phénocristaux ont une taille qui varie généralement entre 0,2 et 4 mm et atteint exceptionnellement 1,2 cm. L'observation macroscopique permet de distinguer des cristaux de quartz anguleux à arrondis, des lattes de feldspath potassique rosé et de plagioclase blanc laiteux à vert pâle, des lamelles de biotite fréquemment chloritisée. L'extrême finesse du grain rend quasiment impossible la détermination macroscopique des minéraux de la mésostase ; cependant, une observation attentive à la loupe permet parfois d'y distinguer de petites paillettes de mica blanc.

Sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, il constitue un seul stock, situé à l'extrémité nord-ouest de la carte, et de nombreux filons de direction variable et répartis de façon très inégale avec une très forte concentration dans la partie sud-ouest de la carte.

• **Stock.** À l'extrémité nord-ouest de la carte, se trouve la partie méridionale d'un stock de microgranite granophyrique, qui se poursuit vers le Nord sur le territoire de la feuille Autun ; encore plus au Nord, ce type de microgranite envahit, sous forme de stocks, le contact entre la bordure nord-ouest du batholite de Luzy et les formations dinantiennes et constitue des filons au sein de ces formations, à peu de distance du batholite (Arène *et al.*, 1991).

Dans la partie nord du bourg de Luzy, une petite carrière abandonnée (x : 724,31 ; y : 2 201,22) montre une roche constituée d'une mésostase rose pâle enchâssant des phénocristaux de 1 à 5 mm de longueur, parmi lesquels on distingue, à l'œil nu, des lattes de plagioclase blanc, de petites tablettes de feldspath potassique rose, des cristaux arrondis de quartz vitreux et des paillettes de biotite verdâtre.

L'étude de la lame mince correspondante montre qu'il s'agit d'un microleucogranite granophyrique à biotite. Elle permet de préciser que les phénocristaux représentent 30 à 40 % de la composition modale et ont les caractères suivants : le plagioclase est automorphe, zoné et plus ou moins « séricitisé » ; le feldspath potassique est une orthose subautomorphe pouvant englober de petits cristaux de plagioclase ; le quartz présente parfois des golfes de corrosion ou des inclusions de biotite et est fréquemment aurolé d'une association symplectique de quartz et de feldspaths. La mésostase est formée de quartz, feldspaths, biotite verte et de très abondantes micropaillettes de mica blanc secondaire.

• **Filons.** Les mauvaises conditions d'affleurement rendent aléatoire l'estimation de la puissance des filons qui doit cependant varier entre quelques

mètres et 30 m d'après les données recueillies sur le territoire de la carte Paray-le-Monial à 1/50 000 (Chèvremont *in* Donzeau *et al.*, 2001).

*Dans l'angle nord-est de la carte*, apparaissent trois directions filoniennes : N20°E, N70-80°E, N150°E. Par exemple, une carrière abandonnée, située au Sud-Ouest d'Aigrefeuille, montre un filon de microgranite rose ayant une direction N20°E, un pendage de 45° vers l'Est et une largeur de l'ordre de 20 m, soit une puissance d'environ 14 m (x : 748,8 ; y : 2 199,1). Les phénocristaux (20 à 25 % en volume) ont une taille de 0,2 à 3 mm et sont constitués des minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante : quartz en cristaux anguleux ou arrondis avec de rares golfes de corrosion ; plagioclase zoné ou non, plus ou moins opacifié par des produits cryptocristallins ; microcline finement perthitique ; rare biotite décolorée et/ou chloritisée. Dans la mésostase le quartz est abondant et accompagné de feldspaths et de micropaillettes de mica blanc.

*Dans la partie sud-ouest de la carte*, les filons de microleucogranite sont très abondants entre La Chapelle-au-Mans et Uxeau et ont une direction variable parfois même au sein d'un seul filon comme à l'Est du bourg de La Chapelle-au-Mans où affleure, de façon discontinue, un filon de microgranite rose qui a une forme arquée avec une direction variant de N10 à N70°E. L'étude microscopique de ce faciès rose permet de préciser que les phénocristaux représentent 30 à 35 % de la composition modale et sont constitués des minéraux suivants : plagioclase envahi de micropaillettes de mica blanc ; feldspath potassique opacifié par des argiles ; quartz plus ou moins arrondi et à extinction onduleuse ; biotite entièrement pseudomorphosée en mica blanc et minéraux de fer et/ou titane. La mésostase, très finement grenue, est formée de quartz, de feldspaths et de mica blanc.

Quatre analyses chimiques d'éléments majeurs (tabl. 4a en annexe) confirment le caractère très acide ( $\text{SiO}_2 = 71,9\text{-}74,6\%$ ) et hololeucocrate ( $B = 1,5\text{-}3,5\%$ ) des microleucogranites. L'indice d'aluminosité A/CNK est de 1,23 à 1,25 dans les échantillons les moins altérés (PF de 0,92 à 1,23 %). Le tableau 4b montre que les microleucogranites sont métallogéniquement « spécialisés » en Sn (41-85 ppm), W (6-11 ppm), Cs (34-119 ppm), Nb (19-31 ppm) et Li (415 ppm) avec un maximum dans l'échantillon 4B51 qui provient du secteur de La Chapelle-au-Mans, dans l'angle sud-ouest de la carte. Cet échantillon et PM1A21 (qui provient du même secteur) montrent une évolution magmatique très poussée, caractérisée par une forte teneur en Rb (657-690 ppm) et de faibles teneurs en Ba (85-94 ppm) et Sr (32-54 ppm).

**$\rho$ . Microleucogranite à faciès de rhyolite porphyrique, riche en mica blanc.** Cette roche magmatique particulière, très leucocrate et de teinte beige clair, affleure en deux endroits de la carte :

– en bordure orientale de la petite route menant à la ferme de Morentu, à 800 m au SSW de cette ferme (point 6C07 ; x : 732,56 ; y : 2 185,84) où elle

constitue un petit corps qui correspond probablement à une coulée ou à un dôme-coulée au sein des roches environnantes : des sédiments houillers du petit bassin stéphanien de Morentru ;

– à 2,5 km plus au Sud-Ouest, dans le talus ouest de la petite route qui va du hameau de Montdemot à Uxeau, où elle constitue un filon subvertical de direction N130°E et d'environ 3 m de puissance, recoupant le granite porphyroïde de Luzy.

La roche du premier affleurement est constituée d'une mésostase microgrenue enchâssant 15 à 20 % de phénocristaux de 0,5 à 6 mm de longueur, constitués des minéraux suivants par ordre d'abondance décroissante : quartz soit anguleux et parfois automorphe, soit arrondi avec de rares golfes de corrosion ; plagioclase relativement frais ; feldspath potassique ; rare biotite entièrement pseudomorphosée en chlorite + minéraux de fer et/ou titane + abondant mica blanc. La mésostase comprend du quartz, des feldspaths et de l'abondant mica blanc.

Une analyse chimique (éch. 6C07, tabl. 4a-b en annexe) révèle un caractère très siliceux ( $\text{SiO}_2 = 76,8\%$ ) ; l'indice d'aluminosité très élevé ( $A/\text{CNK} = 2,63$ ) et la très faible teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,2 %) sont corrélés à l'importante altération en mica blanc. Elle montre, en outre, des anomalies positives en des éléments typiques des minéralisations de « départ acide » :  $\text{Li} = 435$  ppm,  $\text{Sn} = 67$  ppm,  $\text{W} = 9$  ppm.

La rhyolite filonienne est pétrographiquement analogue à la précédente à l'exception de la présence de petits cristaux accessoires d'hématite pouvant provenir de la rétromorphose de pyrite.

### **Filons de lamprophyres (Stéphanien - Autunien)**

En surface, les lamprophyres sont en général argilisés et très difficiles à identifier lorsque leur encaissant granitique est arénisé, de sorte que leur observation n'est possible que sur de rares affleurements naturels ou à la faveur de travaux anthropiques tels que des carrières, des exploitations minières ou des talus de route. Sur le territoire de la carte Bourbon-Lancy à 1/50 000 (Delfour *et al.*, 1990), la prospection de l'uranium a permis de détecter – sur des affleurements ou à l'aide d'un scintillomètre portatif de type SPP2 – d'abondants filons de lamprophyres recoupant le massif granitique de Luzy dans le secteur uranifère de Grury. Les travaux miniers ont permis de bien observer ces lamprophyres et de récolter des échantillons frais. Plus à l'Est, sur le territoire de la présente carte, nous n'avons pu observer et cartographier des filons de lamprophyres que sur neuf affleurements, tous situés près de la limite occidentale de la carte, à l'exception du filon des Gageots qui se trouve plus à l'Est, entre Issy-l'Évêque et Sainte-

Radegonde, et qui apparaît, en outre, sous forme de « pierres volantes » dans un champ.

Les roches les plus fraîches ont une teinte gris sombre et leur étude microscopique montre qu'elles sont riches en amphibole brune, ce qui leur confère une composition de spessartite, variété de lamprophyre distinguée sur la carte par le symbole Va et constituant trois des filons inventoriés. Les autres lamprophyres sont indifférenciés et affectés du symbole v.

L'inventaire des neuf filons ou faisceaux de filons de lamprophyre est le suivant :

Lamprophyre de type spessartite (va), riche en amphibole brune							
Localisation	Affleurement		X	Y	Direction	Pendage	Puissance
	n°	Type					
Sud Montrégu	1A86	boules	725,75	2 200,63	~N80°E	?	≥ 1 m
Les Verniauds	1C59	carrière	724,04	2 193,75	N65°E	45° SE	quelques m
SW l'Etang Neuf	5A87	sur piste	723,95	2 190,75	N160°E	~90°	60 cm

Lamprophyre indifférencié (v)							
Localisation	Affleurement		X	Y	Direction	Pendage	Puissance
	n°	Type					
W Saint-André	1A47	carrière	723,80	2 199,42	N45°E	75° SE	5 à 10 cm
NNE Broaille	1C37	carrière	724,34	2 192,78	N65°E	~90°	~1 m
Champrecy-du-Ht	5A49	talus	724,75	2 188,64	N50°E	80° SE	50 cm, 5 m
Les Gageots	5B69 5B74	rocher volantes	729,45 729,85	2 189,18 2 189,07	N110°E	?	quelques m
Bois Margosson	5A36	grattage	726,25	2 186,74	N70°E	~90°	20 cm, 1 m
Nord Le Beau	5C98	rocher	724,10	2 184,57	N60°E	~90°	~1 m

**Va. Lamprophyre à amphibole (spessartite).** À 250 m au Sud de la ferme de Montrégu, à 1,2 km au Nord-Est du centre du bourg de Luzy, se trouvent des boules éparses à patine sombre, de volume individuel  $\leq 1 \text{ m}^3$ , constituées d'une roche grise à grain moyen ou (localement) fin, riche en petits prismes d'amphibole. Cette roche, cartographiée en « amphibolite » sur la carte géologique à 1/80 000 (feuille Autun, 3<sup>e</sup> édition), ressemble sur le terrain à celle des enclaves sombres de type vaugnérinite qui affleurent à 3 km plus à l'Est, au Nord-Est de Mangy (cf. *supra*, point 1A83). Cependant, l'étude des lames minces montre qu'il s'agit d'une roche de texture et de composition nettement différentes. La texture est microlitique divergente avec une taille de grain pouvant atteindre 3,6 mm dans le faciès moyen et ne dépassant pas 1 mm dans le faciès fin qui correspond vraisemblablement à une « bordure figée ». La composition est celle d'une diorite ou d'un gabbro, légèrement quartzifère, dans la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973) et celle d'une spessartite dans la classification des

lamprophyres (Foucault et Raoult, 1988). Le stock quartzo-feldspathique comprend essentiellement du plagioclase zoné, frais ou légèrement séricitisé, et un peu de quartz interstitiel. L'indice de coloration est élevé par suite de l'abondance des minéraux suivants : amphibole brune (25 à 30 %), biotite brune (~ 5 %) en majeure chloritisée, pyrite en partie hématitisée (1 à 2 %). Les prismes d'amphibole ont une teinte brun orangé traduisant probablement une teneur relativement élevée en titane et une composition de kaersutite.

Le filon des Verniauds, visible dans une carrière encore exploitée épisodiquement en 2002, est formé d'une roche gris sombre, à grain fin, remarquablement fraîche, dont l'observation macroscopique à la loupe permet de distinguer de petites lattes de plagioclase, d'abondantes aiguilles d'amphibole et un peu de pyrite disséminée.

L'étude d'une lame mince montre une texture microlitique divergente avec une taille de grain ne dépassant pas 0,6 mm et une composition de spessartite : plagioclase zoné ; abondante amphibole brune (20 à 25 %) ; un peu de quartz ; un peu de chlorite verte en paillettes dispersées ou en petits amas ; pyrite très xénomorphe de cristallisation tardive.

Une spessartite constitue également le filon qui affleure sur une piste, au Sud-Ouest de l'Étang Neuf, à l'Ouest d'Issy-l'Évêque. La roche a une teinte grise et une texture porphyrique due à la présence d'environ 10 % de phénocristaux d'un silicate ferro-magnésien (pyroxène probable) complètement rétrotransformé au sein d'une mésostase de composition analogue à celle du lamprophyre des Verniauds, à l'exception de la présence de rare quartz interstitiel et de microfissures à remplissage d'adulaire.

**v. Lamprophyre indifférencié.** Le filon de la carrière abandonnée de Saint-André (au Sud-Ouest de Luzy) est constitué d'une roche très argilisée renfermant des paillettes de biotite. Il est trop mince pour figurer sur la carte.

À l'Ouest de la ferme de Champrecy-du-Haut, à 2,5 km au SSW d'Issy-l'Évêque, le talus d'une petite route permet d'observer un faisceau de deux filons parallèles. Le lamprophyre du principal filon se singularise par les phénomènes suivants : la biotite est abondante (20 à 25 %) et relativement fraîche, de teinte brun orangé ; le quartz (3 à 5 %) forme des phénocristaux arrondis dont le diamètre atteint 2 mm et coexiste avec une olivine, complètement rétrotransformée mais ayant conservé sa forme caractéristique. Le reste de la roche est constitué de feldspaths très altérés et d'hydroxydes de fer.

Dans le bois de Margosson, entre Issy-l'Évêque et La Chapelle-au-Mans, à l'Est de la D 51, un grattage superficiel montre deux filons de direction N70°E dont la puissance est d'environ 1 m, pour l'un, et ne dépasse pas 20 cm, pour l'autre (5A36 ; x : 724,04 ; y : 2 193,75). Dans le cas du filon le



plus mince, le lamprophyre, relativement frais, a une teinte très sombre, est légèrement porphyrique et faiblement minéralisé en pyrite disséminée. L'étude microscopique confirme la texture microgrenue porphyrique : 5 à 7 % de petits phénocristaux, ne dépassant pas 1 mm de longueur, sont sertis dans une mésostase microgrenue. Les phénocristaux sont constitués de plagioclase prédominant ou de biotite chloritisée. La mésostase comprend des microlites de feldspaths, un peu de quartz, de fines paillettes de biotite altérée, opacifiée, des carbonates, de l'épidote, des minéraux secondaires ferrotitanés et un peu de pyrite disséminée. Ce même filon montre une « bordure figée », à texture microgrenue porphyrique et fluidale, au contact d'un leucogranite à grain fin à biotite chloritisée lui-même intrusif dans le granite porphyroïde. Le leucogranite, qui n'apparaît que sur une largeur de 1 cm, présente un réseau de microfissures à remplissage de quartz + parfois épidote et renferme, en bordure du filon de lamprophyre, un chapelet de petits cristaux de pyrite. Dans le granite porphyroïde la microfissuration est moins importante et la biotite est également chloritisée. Dans ce cas, il est évident que c'est la mise en place du filon de lamprophyre qui a engendré, dans les granites encaissants, une microfissuration, une faible minéralisation en pyrite et une partie au moins de la chloritisation des biotites.

Le filon de Broaille et celui du Beau, qui affleure en rive droite de la Chevière, sont constitués d'une roche rosâtre à grain fin (< 1 mm). L'étude en lame mince (5C98) montre une texture hypidiomorphe à grain fin (< 1 mm en général avec une moyenne de 0,5 mm environ) et une composition de monzonite quartzifère à biotite chloritisée. Le plagioclase, pigmenté en rose et plus ou moins séricitisé, se présente en lattes automorphes pouvant atteindre 2 mm de long. Le feldspath potassique forme des cristaux xénomorphes, de même que le quartz, qui se singularise par sa petite taille (0,04 à 0,1 mm) et sa faible abondance. La biotite, entièrement chloritisée avec exsudation de minéraux de fer et/ou de titane, se présente sous trois habitus différents : en lattes automorphes, en lamelles subautomorphes, en plages fibroradiées. Des oxydes de fer sont des minéraux accessoires.

Le filon des Gageots, situé entre Issy-l'Évêque et Sainte-Radegonde, se distingue des précédents par les phénomènes suivants : une position nettement plus éloignée (5,75 à 6 km) de la limite ouest de la carte, une direction N105°E, et un caractère nettement porphyrique. Il affleure à 400 m à l'WNW de la ferme des Gageots, en contrebas de la petite route menant à la Chaterie (x : 729,45 ; y : 2 189,18), et se retrouve en « pierres volantes » dans les champs au Nord de la ferme.

Le caractère porphyrique se traduit par la présence de 15 à 20 % de phénocristaux, de 1 à 5 mm de longueur, sertis dans une mésostase grise à grain très fin et à fluidalité magmatique parallèle au contact avec le granite porphyroïde encaissant, fortement microfissuré de son côté. Les phénocristaux

sont constitués des minéraux suivants : plagioclase zoné ; biotite brune, localement décolorée ou chloritisée avec de fréquents fuseaux de feldspath potassique ; quartz en cristaux arrondis ; amphibole brune peu abondante. La mésostase est formée de microlites de plagioclase, d'un peu de quartz et de biotite plus ou moins altérée. La composition modale est celle d'une diorite légèrement quartzifère à biotite et amphibole.

• **Géochimie des lamprophyres.** Deux échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques (1C59 et 5A36, tabl. 5a-b en annexe). Ils ont des compositions de roches intermédiaires, plus riches en SiO<sub>2</sub> et plus pauvres en CaO et surtout en MgO que dans le cas des enclaves sombres que renferment certains granites, comme le montre le tableau ci-dessous. Le diagramme P-Q (*cf.* plus loin, fig. 7) montre que la composition de la spessartite 1C59 est celle d'une monzodiorite quartzifère, tandis que la composition plus acide du lamprophyre à biotite 5A36 se situe entre une monzonite quartzifère et une granodiorite. Les lamprophyres montrent des anomalies positives en V, Co, Cr et Ni qu'il est intéressant de comparer à celles des enclaves sombres :

Nature	Lamprophyres		Enclaves sombres dans			
	v	v <sub>a</sub>	$p\mu\gamma^2$	$p\gamma^2_{bmt}$	$p\gamma^3_{ba}$	
Éch.	5A36	1C59	1B74	4B63	1A31	2C90
SiO <sub>2</sub> %	60,30	56,90	53,30	55,60	55,20	51,35
MgO %	3,70	4,60	5,40	6,80	6,40	9,27
CaO %	3,70	4,60	5,80	5,30	5,30	5,15
V ppm	122	149	159	132	136	154
Co ppm	24	29	27	31	33	31
Cr ppm	157	137	161	322	293	451
Ni ppm	42	53	64	146	132	191

Ce tableau montre, entre autres, que les lamprophyres ont des teneurs en Cr et Ni :

- proches de celles de l'enclave 1B74 que renferme un filon de microgranite porphyrique subleucocrate ;
- mais 2 à 4 fois moins élevées que dans les enclaves 4B63, 1A31 et 2C90, contenues dans des granites porphyroïdes.

*FORMATIONS SILICEUSES D'ÂGE INCERTAIN  
(au sein du socle varisque et du bassin permien)*

**Quartz et (micro)brèches silicifiées**

Au sein du batholite granitique de Luzy, ces roches siliceuses forment :

– d'une part, des filons de puissance variable, dont l'abondance croît en allant de l'Est vers l'Ouest pour atteindre un maximum dans le secteur uranifère de Grury, sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy à 1/50 000 (Delfour *et al.*, 1990) ;

– d'autre part, des carapaces se trouvant sur les parties sommitales de quelques collines de la partie la plus occidentale de la carte, dans un vaste secteur allant de Luzy à La Chapelle-au-Mans en passant par Issy-l'Évêque.

Comme dans le cas de la feuille voisine Bourbon-Lancy (Delfour *et al.*, 1990), il est possible de distinguer deux faciès :

– un faciès blanc à gris constituant, d'une part, des filons et, d'autre part, les carapaces siliceuses sommitales ;

– un faciès rouge à violacé, calcédonieux, apparaissant uniquement dans la partie la plus occidentale de la présente carte en remplissage d'un réseau de filons lenticulaires de direction générale subméridienne.

Les carapaces correspondent probablement à des vestiges de zones silicifiées sous une couverture mésozoïque, qui de nos jours est entièrement érodée au-dessus du socle anté-permien de la carte, mais dont il subsiste des témoins au-dessus des dépôts permien du bassin de Blanzay – Le Creusot. Ces derniers encaissent, eux aussi, quelques filons de quartz blanc à gris.

Dans le bassin paléozoïque, des blocs de quartz, des brèches silicifiées et des silicifications en « pierres volantes » ont ainsi été observées en six points, cinq correspondant à des filons démantelés, le dernier à une carapace sommitale.

Il existe probablement plusieurs générations de filons de quartz : au moins une génération varisque (Delfour *et al.*, 1990, p. 43) et une génération liasique (Baubron *et al.*, 1980).

La silicification qui a donné les carapaces sommitales pourrait être liasique ou plus tardive.

**QR. Faciès rouge à violacé, calcédonieux, en filons.** Au sein du batholite granitique de Luzy, le faciès rouge à violacé, calcédonieux, constitue un faisceau de filons lenticulaires de faible puissance et de direction oscillant autour de N175°E, traversant une grande partie de la carte de l'Est de Luzy jusqu'à Uxeau ; plus à l'Ouest, sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy, un faciès rouge, analogue, constitue un important faisceau de filons de direction variant entre N135°E et N15°E, localement minéralisés en fluorine et/ou en pechblende (filons QcU de Delfour *et al.*, 1990). Vers le Sud, la zone filonienne de Luzy – Uxeau se prolonge sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001), à travers les sédiments saxoniens (r2G) du bassin de Blanzay - Le Creusot comme en témoignent :

- un affleurement de brèche siliceuse rouge, à éléments d'arkose, situé à l'Ouest de Gueugnon (x : 729,55 ; y : 2 178,63) ;
- des grès silicifiés encaissant une minéralisation filonienne consistant en des « cristaux » de galène dispersés dans une gangue de barytine et fluorine (x : 729,75 ; y : 2 174,3).

Les lentilles siliceuses se suivent surtout sous forme de traînées de « pierres volantes » dans les champs car les affleurements rocheux sont peu nombreux. L'affleurement le plus spectaculaire consiste en une barre rocheuse de direction Nord-Sud et d'environ 1 m de puissance se trouvant aux Fuzreaux, à 4 km au NNE d'Issy-l'Évêque (x : 727,42 ; y : 2 194,47) ; le quartz de cette barre a une teinte rouge à lie-de-vin et apparaît, d'une part, sous forme massive et, d'autre part, en ciment d'une brèche dont les éléments sont des fragments de granite de taille variant entre 1 mm et 3 cm. Plus au Sud, le faciès massif constitue la totalité du remplissage d'une autre lentille, de 60 cm de puissance, qui affleure sur un chemin carrossable (x : 728,40 ; y : 2 191,70) et qui se traduit par une mince bande très sèche dans le pré situé juste au Sud.

Un faciès particulier apparaît à 1,25 km au Sud-Ouest de Champoux sous forme de blocs déplacés, situés en bordure nord du pré dont ils proviennent (x : 726,90 ; y : 2 195,44) ; de gros blocs issus du même filon s'observent à l'entrée du camping d'Issy-l'Évêque. Tous ces blocs ont une patine brun rouille ; des cassures fraîches montrent un quartz gris sombre renfermant de petites géodes tapissées de cristaux de quartz pyramidé et recoupé par quelques veinules de quartz blanc. La teinte sombre est due à de l'hématite en remplissage d'un dense réseau de microfissures selon au moins trois directions planaires, avec un espacement interfissural de 20 à 200 mm dans le cas de la famille la plus serrée.

**Q. Faciès blanc à gris, en filons.** Le faciès blanc à gris, le plus commun, se trouve :

- d'une part, au sein du batholite granitique de Luzy, où il forme des filons de direction variable : N40-55°E, N80-110°E, N130-150°E, subméridienne ;
- d'autre part, au sein de sédiments permien situés en bordure nord-ouest du bassin de Blanzay – Le Creusot, où il forme quelques filons de direction proche de NE-SW, c'est-à-dire subparallèle à la faille majeure qui sépare ce bassin du batholite de Luzy.

• **Filons subméridiens.** Ils se trouvent principalement dans la moitié occidentale de la carte, à l'Est du faisceau filonien de Luzy – Uxeau. Par exemple, à 2 km au Nord-Ouest de Montmort, un filon de direction N160°E apparaît sous forme d'un spectaculaire chaos de blocs, de 4 à 5 m de large, au sommet (boisé) de la colline de la Pierre au Mercier (x : 732,42 ; y : 2 195,60 ; z : 448,40 m). Les blocs, de taille variable, sont constitués de

quartz blanc, massif ou, plus rarement, d'une brèche formée d'éléments de quartz blanc dans un ciment rouge composé d'hématite ou de quartz calcédonieux à hématite. Vers le NNW, ce filon de quartz se prolonge par une zone linéaire de microbrèche silicifiée affleurant, par exemple, à la Combe de Lossey (x : 732,05 ; y : 2 196,50). Par sa direction et la teinte localement rouge du quartz, ce filon se rapproche de ceux de type QR.

Dans la moitié orientale de la carte, les filons siliceux sont rares et de type (micro)brèche silicifiée comme, par exemple, à l'Est du mont Ségaud, au Sud de La Tagnière où une microbrèche constitue une barre rocheuse de direction Nord-Sud (x : 743,88 ; y : 2 199,60) et, un peu plus au Sud, des blocs et des « pierres volantes » dispersés dans des champs. L'étude en lame mince montre qu'il s'agit d'une microbrèche monolithologique, formée de fragments de granite, mono- ou polyminéraux, dans un ciment clastique, constitué de fins débris du même granite, et silicifié.

• **Filons de direction N40-55°E.** Peu abondants, ils se trouvent de part et d'autre de la faille majeure de même direction qui sépare le batholite granitique de Luzy du bassin permien de Blanzay – Le Creusot.

Du côté du batholite granitique ils sont situés à proximité (1,5 km au plus) de la faille majeure, voire le long de cette faille comme dans le cas du filon situé juste au Nord du hameau de Valette, en limite sud de la carte, ou de celui qui affleure à 3,5 km au Nord-Est de Saint-Eugène, au Sud de la ferme du Cerisier (x : 745,00 ; y : 2 196,50), sous forme d'une barre constituée d'une microbrèche silicifiée, développée aux dépens d'un granite porphyroïde. À l'Ouest de Toulon-sur-Arroux, le bois du Verger renferme d'abondants blocs de quartz qui proviennent probablement d'un filon situé au contact d'un petit bassin stéphanien et du batholite granitique, comme nous l'avons figuré sur la carte.

Du côté du bassin permien, quatre sites montrent des brèches et arkoses silicifiées, très dures, correspondant à des filons de 100 à 200 m de long et de direction N40-50°E et associées à des failles :

- en bordure d'un accident important séparant l'Autunien du Saxonien, dans la petite carrière de la Folie, à 4,5 km à l'ENE de Toulon-sur-Arroux ;
- en bordure de la faille majeure qui sépare le bassin permien du batholite granitique de Luzy, à la Tour du Soir, à 1,5 km au Nord de Toulon-sur-Arroux ;
- en bordure de failles intra-autunienne (forêt de Martenet) et intra-saxonienne (bois de Garnay).

• **Filons de direction N130-150°E.** Ils apparaissent dans le tiers occidental de la carte, aux endroits suivants, du Nord au Sud :

- à 3 km à l'WSW de Montmort, dans une carrière abandonnée où a été exploité un filon de quartz de direction N145°E, minéralisé en tungstène d'après les données de l'inventaire national (indice 05772X4004) ;
- entre Issy-l'Évêque et Sainte-Radegonde, où sont figurés 4 filons de direction N135-145°E ;
- au Nord de Valette, à l'Est de La Chapelle-au-Mans, où des lentilles quartzeuses jalonnent une faille de direction N145°E.

Quelques filons de quartz ont une direction subéquatoriale :

- l'un se trouve dans la moitié orientale de la carte, à 300 m au Nord de la ferme de Thul où il forme une petite barre de direction N100°E, de 4 m de longueur et de 50 cm de puissance visible, constituée d'une brèche hydrothermale : le granite est bréchifié par un réseau de fractures à remplissage de quartz et hydrothermalisé (x : 739,55 ; y : 2 198,75) ;
- les autres se situent dans la partie la plus occidentale de la carte, à proximité de carapaces siliceuses et deux d'entre eux passent par des sommets :
  - . le filon du mont Tharot (z : 431 m) de direction N80°E, situé à l'Est de la carapace siliceuse E-W du Grand Mont et constitué de quartz blanc exploité dans les petites carrières abandonnées figurées sur la carte ;
  - . le filon du mont Marvaux (z : 406 m) de direction N80-85°E et ayant une puissance de 4 à 5 m à son extrémité orientale où il a fait l'objet d'une exploitation dans une petite carrière montrant un quartz blanc à gris avec des cavités tapissées d'oxydes de fer et une éponge nord consistant en un granite porphyroïde arénisé (x : 727,06 ; y : 2 188,23).

Dans le bassin permien, une brèche silicifiée, visible dans une petite carrière à la Malvelle au Nord-Est de Vendennes-sur-Arroux, et une arkose silicifiée, située 300 m plus à l'Ouest, pourraient se rattacher à ce système de filons.

**QS. Faciès blanc à gris, en carapaces sommitales.** Dans la partie la plus occidentale de la carte, les reliefs couronnés par des carapaces quartzeuses sont, du Nord au Sud, les suivants :

Nom	Coordonnées du sommet		
	X	Y	Z
Montubé	725,02	2 198,45	331 m
Le Grand Mont	724,87	2 193,47	381 m
Bois Margosson	726,67	2 186,37	424 m
Bois Coupé	725,52	2 185,55	434 m

Ces carapaces se distinguent des filons par le fait qu'elles forment des « chapeaux » circulaires, centrés sur les sommets et de 10 à 20 m de diamè-

tre, à l'exception de celle du Grand Mont qui a une longueur de l'ordre de 250 m dans une direction E-W et qui est, en outre, la seule ayant fait l'objet d'une petite exploitation en carrière. Sur les flancs des collines, se trouvent, en abondance variable selon les endroits, des pierres et de petits blocs provenant des carapaces, constitués en général de quartz blanc à gris, massif avec parfois des passages microbréchiques à fragments de granite de quelques mm à quelques cm, comme au Grand Mont ou au Bois Coupé. À 250 m au Nord-Est du sommet du Bois Coupé, à la cote 410 du Bois Chamois, affleure une petite barre de direction N80°E, composée de granite porphyroïde, envahi de veines de quartz, qui pourrait correspondre à une « racine » d'une carapace érodée dont la base se trouvait à une vingtaine de mètres plus haut.

L'étude microscopique d'un échantillon de microbrèche du Bois Coupé montre une roche formée d'une matrice clastique silicifiée, emballant des fragments de granite constitués d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz à extinction onduleuse ou parfois en lanières, feldspath potassique, plagioclase séricitisé, biotite complètement altérée en chlorite ± mica blanc + minéraux de fer et/ou de titane.

Par ailleurs, une carapace siliceuse de même type se trouve au-dessus de sédiments permien du bassin de Blanzay – Le Creusot, dans la forêt de Martenet, au Nord de Bousserain. Des blocs de quartz et de grès quartzitiques et silicifiés sont éparpillés en sommet de butte (altitude 380-390 m) coiffant, sur une longueur de 300 m, les sédiments autuniens selon une direction NE-SW.

### *FORMATIONS STÉPHANO-PERMIENNES* *(bassin de Blanzay – Le Creusot)*

#### **Stéphanien**

**h5. Brèches, conglomérats, grès, siltites et argilites, couches de charbon.** Les sédiments stéphaniens sont présents sur les bordures nord-ouest et sud-est du bassin paléozoïque, où ils forment deux ensembles très différents en taille et en importance :

- sur la bordure nord-ouest, ce sont de petits lambeaux isolés, très tectonisés, constituant, du Nord-Est au Sud-Ouest, les gisements houillers peu épais de Petit-Château à Saint-Eugène, du bois de Toulon, de Morentu et de Pully ;
- en bordure sud-est du bassin, les puissantes formations du grand gisement houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines.

La formation et le remplissage par les dépôts détritiques et houillers des petits bassins de la marge nord-ouest et celui du bassin de Blanzay –

Montceau-les-Mines sont indépendants et se sont produits dans deux ensembles structuraux distincts.

*Sur la bordure nord-ouest*, les affleurements de terrains stéphaniens sont rares et peu variés : grès arkosiques et brèche à galets de microgranite porphyrique et de leucogranites en bordure du gisement de Petit-Château, grès grossiers conglomératiques au Nord du bois de Toulon (bois de Verger), argilites gris sombre schistosées et grès quartzeux arkosiques grossiers très replissés à Veillerot. Dans ces petits gîtes, où les minces couches ou lentilles de charbon ont fait l'objet de grattages dès le XVI<sup>e</sup> siècle, les séries, généralement à fort pendage, ont surtout été reconnues, de façon partielle, par les travaux miniers réalisés au XIX<sup>e</sup> siècle et au début du XX<sup>e</sup> siècle (Delafond, 1902 ; Kilian, 1916 ; Laville, 1986) ; il s'agit des gîtes de :

– Petit-Château (puits Saint-Jean, 143 m de profondeur) : 40 m de schistes à veines de charbon irrégulières de 0,5 m à 5 m à la base, grès et conglomérats au sommet (puissance totale d'environ 90 m compte tenu des pendages de plus de 60°). Cette succession se retrouve dans un petit lambeau pincé contre le socle, près de la Montagne de la Provençère, 1 300 m au Sud-Ouest de Petit-Château, où le Houiller reconnu sur une centaine de mètres d'épaisseur (40 m de niveaux schisteux renfermant 3 ou 4 couches de charbon, surmontés par des conglomérats et des grès) ;

– Bois de Toulon (puits de 89 m de profondeur, près du hameau du Chard) : schistes et grès schisteux noirs avec traces et lentilles de charbon à 35 et 89 m (épaisseur totale de la série non connue) ;

– Veillerot : présence d'un petit affleurement d'argilites gris-noir et de grès grossier quartzitique, très tectonisés, coincés contre le granite ;

– Morentru – Moulin Chevalot : grès schisteux, grès arkosiques quartzitiques, schistes noirs, mince couche de charbon (épaisseur de la série non connue) ;

– Pully (nombreux travaux dont les puits Championnet et Menans, 150 m chacun environ) : présence de 2 couches de charbon à 20 m (épaisseur 1,5 m) et à 115 m (épaisseur 1 m) dans le puits Menans, environ 50 m de schistes charbonneux et de grès noirs ou blancs micacés dans le puits Championnet. Compte tenu des pendages, l'épaisseur de Stéphienien reconnu est de l'ordre de 50 m. Il est séparé du socle, au Nord, par une zone de mylonites.

*Les terrains stéphaniens du bassin houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines* sont largement recouverts par des dépôts du Mésozoïque, du Cénozoïque et par des colluvions, de sorte qu'ils n'affleurent que très sporadiquement sur la feuille Toulon-sur-Arroux, entre Montmaillot et les Essarts, le long de la faille de l'Est (grès grossiers), et en bordure de la feuille, près de bois Chapelain (conglomérats). Cependant, la série est bien connue d'après les travaux miniers : découvertes des Fouthiaux et de Morteru, et nombreux sondages carottés. Elle est représentée par des termes grossiers (brèches, conglomérats, grès) et fins (silts, charbon).



Pour l'ensemble du bassin, on distingue trois aires de dépôts dont l'organisation est guidée par la structuration précoce stéphanienne : sur la feuille Toulon-sur-Arroux, il s'agit du bassin de Rozelay et, immédiatement au Sud (feuille Paray-le-Monial), des bassins de Perrecy et de Champéroux, qui sont dans le prolongement occidental du gisement de Montceau-les-Mines. Cette série, attribuée au Stéphanien B-C, est représentée dans son intégralité, à Rozelay, par les grandes unités définies par R. Feys et Ch. Greber (1958) : de la base au sommet, formations de Montceau-les-Mines, des Carrières, du Ponsard, et Formation bariolée.

Ces terrains stéphanien semblent se prolonger, en partie, vers le centre du bassin, au-delà de la faille permienne qui limite au Nord-Ouest les zones d'exploitation, car ils ont été recoupés par le sondage de Sanvignes-les-Mines entre 928 et 1 451 m de profondeur, où ils se sont révélés stériles (*cf.* coupe géologique schématique AB accompagnant la carte géologique).

### **Lithostratigraphie du Stéphanien (terrains non affleurants)**

La lithostratigraphie du Stéphanien, bien que très variable, a pu être établie de façon assez précise d'après les sondages carottés et les travaux miniers réalisés dans le bassin houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines ou en bordure de celui-ci. Elle est l'œuvre de nombreux auteurs et de leurs interprétations successives : Manès (1844), Delafond (1890, 1902), Zeiler (1906), Corsin (1948), Pruvost (1949), Louis (1954), Feys et Greber (1958), dont les travaux servent jusqu'à présent de référence, malgré quelques modifications ultérieures (Langiaux, 1984 ; Gand *et al.*, 1992).

La série stéphanienne, qui atteint environ 2 000 m de puissance au maximum, a été découpée en grandes unités, qui sont de la base au sommet : les formations de Montceau-les-Mines, des Carrières, du Ponsard, et la Formation bariolée.

• **Formation de Montceau-les-Mines : Stéphanien B (1 000 m ou plus).** Le conglomérat basal est mal connu. Dans le sondage du Russaulet, à proximité du secteur de Rozelay, sur la feuille Paray-le-Monial, il correspond à un ensemble stérile, épais de 600 m, constitué de conglomérats à galets et blocs de gneiss, de micaschistes très peu altérés, de grès grossiers arkosiques et de rares filets silto-charbonneux. La « brèche bordière », située à proximité du socle, est constituée par le même matériel, plus grossier et plus pauvre en matrice : blocs et galets de micaschistes plissés, micaschistes à sillimanite, gneiss, granite gneissique, granite à deux micas, granite à biotite, blastomylonite de granite porphyroïde (Vaysse, 1955).

Cet ensemble stérile dessine une bande allongée, de 1 à 1,6 km de large, parallèle à la faille bordière. Son épaisseur diminue du Nord au Sud : plus

de 850 m à Blanzly (feuille Montceau-les-Mines), 500 m dans le sondage du Marot (feuille Paray-le-Monial), et en s'éloignant de la bordure du socle : 200 à 250 m dans les sondages de Montmaillot et de Bois Bouché.

Sur ce conglomérat basal, se développent les séries houillères productives d'une puissance de 500 m environ (documentation HBCM, fig. 4, hors-texte) : de bas en haut, les 9<sup>ème</sup>, 8<sup>ème</sup>, 7<sup>ème</sup>, 6<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> couches de charbon sont réduites, par rapport au secteur de Montceau-les-Mines, à quelques filets de charbon ou de schistes charbonneux, et les termes sont essentiellement silto-gréseux jusqu'à la 4<sup>ème</sup> couche.

La 4<sup>ème</sup> couche, dans le secteur de Rozelay, atteint 5 à 10 m d'épaisseur, et, à son toit, les faciès stériles sont à prédominance gréseuse. La 3<sup>ème</sup> couche est très irrégulière, riche en intercalaires stériles, et dépasse rarement 1,5 m. La 2<sup>ème</sup> couche est très épaisse (plus de 20 m) avec, à son toit, des grès grossiers arkosiques à passées conglomératiques, fréquemment associés à des érosions, partielles ou totales de la couche. La 1<sup>ère</sup> couche est réduite, n'excédant jamais 5 m, et la Couche du Toit se résume à 2 bancs de charbon de quelques décimètres. Des cinérites sont associées aux 4<sup>ème</sup> et 2<sup>ème</sup> couches.

• **Formation des Carrières : Stéphanien B (260 m environ).** L'ensemble silto-gréseux, compris entre la Couche du Toit de l'assise de Montceau et la 1<sup>ère</sup> couche supérieure, est très épais (200 m, fig. 4, hors-texte). La 1<sup>ère</sup> couche fait, au plus, 3 m d'épaisseur, et les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> couches sont formées de filets de quelques décimètres de charbon. Les termes sus-jacents – Couche 0, Durix, de la Groseille – sont absents.

• **Formation du Ponsard : Stéphanien C (200 à 300 m).** Cette série stérile, observée seulement en sondages, est définie par M. Grangeon, R. Feys et Ch. Greber (1955) à partir des coupes des sondages du Ponsard et du Crié. Elle est formée de conglomérats polygéniques à galets de granite et de gneiss sains, à grosses orthoses rose saumon, très souvent maclées, de petits galets verdâtres d'arkoses à feldspaths roses, de siltites et grès fins homogènes, verdâtres, stériles, d'importantes passées de grès fins à moyens, riches en matrice silto-argileuse à reflets verdâtres vers la base de la série.

Par sa macroflore, M. Grangeon *et al.* (1955) l'attribuent au Stéphanien et, de par sa situation, elle comble la lacune stratigraphique entre le Stéphanien B et l'Autunien. Elle correspondrait à un Stéphanien supérieur, ou Stéphanien C (Feys et Greber, 1958). Elle témoigne d'une reprise d'érosion dans un environnement fluvio-torrentiel.

• **Formation bariolée (200 à 300 m, Feys et Greber, 1958).** Cette assise est mal caractérisée, sans fossiles, formée de conglomérats polygéniques souvent à ciment d'argilite chocolat, riches en galets de gneiss, granite

peu altéré et phénocristaux de feldspath rose saumon. Les intercalaires sont des argilites bariolées, vert et chocolat. Cette formation passe progressivement, vers sa base, à la Formation du Ponsard (dont elle pourrait, en réalité, être une variation latérale et donc faire partie en formant un seul ensemble) et vers le sommet à la formation grise, partie inférieure de la série permienne.

### **Structuration des formations stéphaniennes** (cf. coupe géologique schématique AB)

Les formations stéphaniennes du bassin de Blanzly – Montceau-les-Mines sont limitées par deux grandes zones de failles complexes et mal connues :

- au Sud-Est, la faille bordière qui les sépare du socle métamorphique du Charollais *s.l.* Cette faille de direction N45-50°E, reprenant probablement un accident majeur du socle métamorphique, est à jeu normal, avec un pendage de 60-70° vers le Nord-Ouest et un rejet de l'ordre de 800 m sur la feuille Toulon-sur-Arroux, où le socle a été atteint entre 1 200 et 1 300 m de profondeur. Le contact Stéphanien - socle est mal connu car la série houillère se stérilise dans cette zone, et les travaux miniers ne l'ont donc pas concernée ;
- au Nord-Ouest, la faille de l'Est (ou faille permienne), orientée N45-55°E, à pendage de 70-80° vers le Nord-Ouest, ayant un rejet de l'ordre de 800 m (Vallé, 1984), est ici normale alors qu'elle peut être inverse dans le secteur de Blanzly.

Outre ces deux accidents majeurs, d'autres failles obliques et transverses, moins importantes, délimitent des compartiments monoclinaux :

- la faille Nord de Perrecy (direction N130°E, pendage 50-55° NE et 250 m de rejet) est une faille normale à composante décrochante qui sépare les gisements de Rozelay et de Perrecy au Sud (feuille Paray-le-Monial) ;
- la faille de Rozelay (direction N120°E, pendage 50-55° NE, rejet de 100 à 180 m, augmentant d'Est en Ouest) et la faille des Porrots, sensiblement de même direction, ainsi que la faille des Essarts et la faille Drouin (direction N90°E à N75°E) traversent et compliquent la structure du gisement, globalement penté vers l'Ouest.

Les lambeaux stéphanien de la bordure nord-ouest du bassin de Blanzly – Le Creusot sont coincés le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux – Le Creusot, de direction N40-70°E, qui sépare le bassin houiller du batholite granitique de Luzy. Cette faille majeure est tronçonnée par de nombreuses petites failles transverses.

### **Permien**

Les séries permiennes constituent la plus grande partie des terrains affleurants dans le bassin de Blanzly – Montceau-les-Mines, bien qu'elles soient

souvent masquées par des formations d'altération résiduelles plus ou moins colluvionnées et localement par des placages de dépôts alluviaux d'âge quaternaire à miocène. On parvient généralement, malgré ces recouvrements, à distinguer les différentes formations, d'une part, d'après leur couleur, d'autre part, d'après la morphologie des secteurs couverts, les aires de répartition des grès et des conglomérats, souvent indurés, étant en relief par rapport aux secteurs à morphologie molle où prédominent les argilites.

À la base, les dépôts autuniens, caractérisés par la couleur grise et la présence de niveaux de « schistes bitumineux », ressemblent par bien des aspects à ceux de l'Autunien stratotypique du bassin d'Autun situé à une vingtaine de kilomètres plus au Nord (Marteau, 1983, 1989). Cependant, il est ici moins bien reconnu car les faciès bitumineux n'ont jamais donné lieu à exploitation et que, par ailleurs, il est plus tectonisé que dans le bassin d'Autun, donc plus difficile à corrélérer d'un point à un autre. Aussi, il n'est pas possible de le subdiviser en assises superposées ni de distinguer un « Autunien inférieur » et un « Autunien supérieur ». Localement, une coloration rose-rouge semble apparaître au sommet de l'Autunien, mais il ne s'agit pas de la série alternante, qui constitue, quant à elle, la partie inférieure du Saxonien.

La puissance des sédiments autuniens dépasse 900 m (sondages de Moulin Meyniaud près de Vendennes-sur-Arroux, du Grenouillat, de Sanvignes-les-Mines et de Charmoy au centre du bassin – feuille Montceau-les-Mines), et reste importante en bordure sud du bassin, au-dessus du Stéphanien : environ 700 m dans le sondage de Joux au Nord-Ouest de Rozelay.

Sur le plan cartographique, nous avons pu individualiser, pour l'Autunien, un ensemble grésio-conglomératique bien développé, surtout en bordure de socle, qui semble surmonter partiellement un ensemble fin argilo-silteux à gréseux, moins épais et plus réduit en extension, mieux représenté vers le centre du bassin. En réalité, les faciès grossiers dominants de bordure et les faciès fins plus développés dans le centre du bassin constituent surtout des variations latérales d'un même ensemble, de couleur grise à beige (par altération) quasi exclusivement.

Bien que paraissant *grosso modo* concordante sur les séries autuniennes, du moins ponctuellement comme cela semble être le cas en sondage, une « formation alternante », partiellement argileuse, à dominante grésio-conglomératique, de couleur rouge, violette, blanche et grise, est considérée comme étant la base des dépôts saxoniens. En effet, sa répartition dans le bassin est calquée sur celle du Saxonien et sa lithologie grossière indique une reprise de la subsidence correspondant à un nouveau cycle sédimentaire, dans des conditions climatiques sensiblement différentes de celles de l'Autunien.

Les terrains du Saxonien affleurent bien dans le bassin, sur sa bordure septentrionale, au Nord de Toulon-sur-Arroux, ainsi que dans sa moitié sud. Cet étage est caractérisé par l'apparition de la couleur rouge à lie-de-vin, peu intense à la base, dans la formation alternante où s'intercalent des niveaux gris et blancs, beaucoup plus soutenue dans le groupe des « Grès Rouges », formation en réalité très argileuse à l'affleurement dans beaucoup de secteurs. La partie inférieure du Saxonien est donc constituée par un ensemble de grès et de conglomérats avec, localement, un niveau argileux sommital bien individualisé cartographiquement. Quant à la partie supérieure, dont on ne connaît cependant pas précisément la limite, elle est représentée par un ensemble grésio-conglomératique à niveaux d'argiles et de psammites, de couleur rouge très prononcée.

Enfin, on observe dans le bassin permien des blocs de quartz, des brèches silicifiées et des silicifications, visibles sous la forme de « pierres volantes », correspondant à des filons démantelés ou à une carapace sommitale.

## Autunien

r1S. **Faciès schisto-gréseux : argilites gris-noir, pélites et grès fins gris** (800 à plus de 900 m en sondage). Les faciès fins argileux forment des séries rythmiques laminaires, régulièrement litées, pouvant atteindre quelques dizaines de mètres de puissance à l'affleurement, beaucoup plus épaisses en sondage, dans le centre du bassin (Grenouillat). Dans ces faciès fins se succèdent des petits lits millimétriques à centimétriques d'argilite gris-noir, feuilletée<sup>10</sup>, parfois carbonatée ou micacée, riche en matière organique plus ou moins évoluée (Marteau, 1983), avec quelques intercalations de silts quartzo-micacés, très rarement de grès fins.

Les affleurements les plus remarquables se situent le long de la vallée de l'Arroux, aux environs de Vendenesse-sur-Arroux, mais on en trouve également dans l'axe central du bassin, entre le Buisson, au Sud, et Courmarcou, au Nord. Le sondage d'Atrecy (1856), au Nord-Est de Vendenesse, a recoupé ces formations schisteuses sur plus de 60 m d'épaisseur.

Des niveaux franchement carbonatés, calcaro-dolomitiques, n'ont pas été observés sur le terrain, mais sont mentionnés dans les sondages de Moulin Meyniaud, Sanvignes-les-Mines, bois du Leu, Joux et Grenouillat, où ils sont peu fréquents et de nature lenticulaire.

---

<sup>10</sup> Les « schistes bitumineux » ne sont pas des schistes *s.s.*, mais des argilites compactées qui se délitent en feuillets, et ils ne sont pas bitumineux dans la mesure où la matière organique, d'origine essentiellement algale (algues d'eau douce, Botriococcacées) et accessoirement ligneeuse, qui peut représenter jusqu'à 25 % en poids de la roche, n'est pas libre, mais évoluée sous forme de kérogène mêlé à la phase minérale. Les hydrocarbures ne peuvent être libérés qu'après craquage du kérogène à des températures de l'ordre de 450 °C.



**Fig. 5 - Reconstitution des paléoenvironnements dans la partie septentrionale du bassin de Montceau-les-Mines durant le dépôt de la Formation Grise autunienne**

a : communauté xérophile à Coniphérophytes ; b : communauté mésophile à Calliptéridés ; c : communauté hydro-hygrophile à *Sphenophyllum* ; d : communauté hygrophile à *Cordaites*, *Pecopteris*, *Odontopteris* (Gand et al., 1992)

Ces faciès détritiques fins, à rares intercalations carbonatées, peuvent être interprétés comme des dépôts rythmiques pratiquement saisonniers (du type « varve » par endroits), en milieu subaquatique lacustre calme, même s'ils présentent parfois des déformations importantes, avec des figures de fluage et de convolutes liées à des glissements du sédiment non induré.

En plus de la matière organique d'origine algale, ils peuvent contenir des débris végétaux macroscopiques abondants (*Walchia*, *Callipteris*, à Vendennes-sur-Aroux ; anonyme, 1972). Les pélites et grès fins, avec parfois quelques passées plus grossières, constituent la plus grande partie de cette formation, bien développée dans le centre du bassin.

Dans cette formation grise, les communautés végétales suivantes ont été distinguées (Gan *et al.*, 1992, fig. 5) :

- la communauté hygrophile, avec des Cordaïtes, plusieurs espèces de Pecopteris (*P. cyathea*, *P. densifolia*, *P. integra*, *P. candolliana*, *P. clantoni*) et d'*Odontopteris* (*O. obtusa*, *O. dufresnoyi*) ; cette flore de marécage est surtout composée d'espèces stéphaniennes, mais appauvrie et en faibles quantités ;
- la communauté hydro-hygrophile, avec *Sphenophyllum*, d'environnement palustro-lacustre, très réduite, tandis que les Calamariacées (*C. cisti*, *C. gigas*, fluvio-lacustres) sont plus abondantes ;
- la communauté mésophile, du milieu exondé du domaine palustro-lacustre, avec des plantes pionnières (Callipteridés) ;
- la communauté mésophile et xérophile, abondante et en expansion, avec les Coniférophytes, croissants en domaine bordier, et des essences adaptées à la sécheresse (*Walchia*, *Ernestiodendron*, *Culmitzschia*).

La faune est surtout représentée par les Poissons (écaillés et os), alors que les invertébrés (Blattes, Ostracodes, Conchostracés, Mollusques *Anthracomya*) sont très rares (Gand, Courel, Debriette, 1992).

**r1C. Faciès grés-conglomératique : grès grossiers à passées d'argilites, conglomérats gris à galets de socle.** Cette formation, généralement indurée, affleure assez bien dans l'ensemble du bassin. Dans la moitié sud de la feuille, elle se trouve en bordure du socle cristallin du Morvan (batholite de Luzy), parfois en contact faillé, et ce jusqu'au niveau où l'Arroux pénètre dans le bassin. Elle forme une étroite structure en horst, orientée N45° à Sanvignes-les-Mines, puis réapparaît en bordure du bassin houiller stéphanien dans le secteur des Essarts.

Dans les parties centrale et nord du bassin, l'Autunien grés-conglomératique est délimité, dans une structure anticlinale parallèle à l'axe du bassin mais décalée vers le Nord, en contact souvent faillé avec le Saxonien rouge.

En bordure du socle, la série est constituée d'arkoses grossières à galets de socle, très peu évoluées (secteur du Moulin de la Valette à l'Est de Vendennes-sur-Arroux), puis de conglomérats très grossiers et hétérométriques, toujours à galets de socle pouvant atteindre 20 cm, formant des bancs assez réguliers, d'épaisseurs plurimétriques.

Vers le centre du bassin, les faciès sont moins grossiers, et on trouve essentiellement, toujours en bancs assez épais ravinant les niveaux sous-jacents, des grès grossiers conglomératiques à fines intercalations de pélites, de psammites ou d'argilites grises, devenant beiges par altération, et parfois présence de griffes charbonneuses.

L'épaisseur totale de ces dépôts est difficile à estimer car les coupes de terrain sont très fragmentaires. Les forages et puits réalisés dans le secteur de Pully (sondage de Rochefort et puits Championnet) ont traversé entre 140 et 300 m de série détritique grise à dominante grossière, celui de Joux en bordure sud environ 200 m. Vers le centre du bassin, ces épaisseurs diminuent plus ou moins fortement (environ 150 m dans le sondage de Grenouillat), et les bancs passent latéralement à des faciès plus fins, même si des intercalations grossières apparaissent encore au sein des faciès fins.

• **Stromatolites** (\*). Au Nord-Est de Sanvignes-les-Mines, un petit affleurement de stromatolites a été observé, mais sa relation avec l'encaissant n'apparaît pas clairement, car il se trouve près d'un contact entre Autunien et Saxonien. Cependant, ce niveau fait probablement partie de la série autunienne.

## Saxonien

r2G. **Série alternante argilo-gréseuse, à niveaux conglomératiques, rouge, grise et blanche** (épaisseur indéterminée). La formation alternante surmonte, apparemment en continuité, bien que localement avec discordance angulaire (Debriette, 1989), la série grise de l'Autunien. La couleur rouge, brun-rouge ou violette s'y développe, mais des niveaux clairs, gris ou blancs, sont toujours présents.

La lithologie reste dans l'ensemble comparable à celle de l'Autunien gris grossier sous-jacent : arkoses, grès et conglomérats hétérogéniques plus ou moins rubéfiés, argilites rouges, mais la proportion de faciès conglomératique est plus importante, et les galets de socle peuvent atteindre des dimensions de l'ordre du m<sup>3</sup> (secteur de la Mollière - Vaudon au Nord du bassin). On trouve d'autres affleurements en rive droite de la vallée du ruisseau des Pontins et dans le centre du bassin au Nord-Est de Grenouillat et de Sanvignes-les-Mines, ainsi que dans le bois de Garnay.



L'épaisseur de la formation alternante ne semble pas très importante (200 m ?) et reste difficile à estimer, car les attributions stratigraphiques de cette formation faites en sondages (Moulin Meyniaud, par exemple) semblent erronées, la présence de coloration rouge sporadique n'étant pas un critère suffisant pour dater cette formation.

La flore est pauvre et très peu étudiée : sur la feuille Montceau-les-Mines, des « bois de dicotylédones » (Delafond, 1902), des « Cordaïtes » (Tacnet, 1963) et des bois silicifiés ont été observés (rive gauche du lac de la Somme sur la feuille Montceau-les-Mines ; Gand *et al.*, 1992).

**r2b. Formation de Torcy : argiles et argiles gréseuses rouges bariolées** (épaisseur 30 à 40 m environ). Nous rattachons à la formation de Torcy – distinguée plus à l'Est par R. Feys (1976) sur la feuille Montceau-les-Mines, où elle est plus largement affleurante – une formation à dominante argileuse rouge brique, constituant une bande discontinue entre le hameau de Vallet et le secteur de Boulay, dans la partie nord du bassin.

Constituée essentiellement d'argilites litées, silto-micacées, d'apparence schisteuse, avec quelques intercalations gréseuses ou microconglomératiques micacées, elle semble correspondre à un faciès local en variation latérale du Saxonien rouge – à dominante plus grossière – de cette partie nord du bassin.

**r2R. Argilites, siltites et psammites rouges et lie-de-vin, niveaux grésos-conglomératiques** (épaisseur indéterminée, jusqu'à plus de 1 000 m). Le Saxonien rouge est caractérisé par une coloration très prononcée, rouge à lie-de-vin intense, même s'il subsiste de rares passées grises ou verdâtres. Il recouvre les formations sous-jacentes sur une grande partie du bassin, et il ne semble pas qu'il y ait de discordance majeure avec la formation alternante. Au Nord de Toulon-sur-Arroux, il est en contact faillé avec le socle.

Sur le plan lithologique, il apparaît que les faciès situés sur la bordure nord sont dans l'ensemble plus grossiers que ceux du centre et du Sud du bassin. L'épaisseur du Saxonien est difficile à établir sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, mais doit être assez importante, car les sondages situés plus à l'Est ou au Nord-Est (Bois du Verne, la Somme, la Vèvre, la Mouille Longue, CGM 17, sur la feuille Montceau-les-Mines) l'ont recoupé sur 150 à 450 m, tandis que ceux situés au plus au Sud-Ouest (Charles Michaud, Morillon et Moulin de l'Aiguille, sur la feuille Paray-le-Monial), l'ont traversé sur 900 à 1 000 m.

Les affleurements de bonne qualité sont rares sur la carte et se limitent aux secteurs en relief de la partie nord du bassin : grès, argilites et conglomérats sont bien représentés le long de la faille bordière et dans les vallées perpendiculaires, ainsi que dans le secteur de Grandmont – Maugenins.

Dans la moitié sud du bassin, où les argilites, pélites, psammites, dépôts fins fluviaux à lacustres, dominant et forment des reliefs mous, les coupes sont inexistantes. C'est d'après la couleur des terrains qu'il est possible de cartographier ces formations. Cependant, les observations faites en sondages montrent qu'il s'agit de séquences verticales monotones, se terminant par des niveaux fins, et souvent tronquées par les dépôts ultérieurs (Gand, Courel et Debriette, 1992).

La flore du Saxonien rouge est composée d'une végétation arborescente à Cordaïtes, Calamariacées (*Arthropytis*) et à Gymnospermes (*Araucarioxylon*, *Cordaioxylon*, *Erystophyton*) (Tacnet, 1950, 1963 ; Broutin, Gand, Debriette, 1994). L'importance de la communauté méso-xérophile à Coniphérophytes montre que les environnements fluvio-lacustres ont perduré, mais la faible fréquence des Calamariacées indique que le bassin a été surtout colonisé par les Coniférales.

La faune est très réduite : amphibiens, empreintes et d'invertébrés et traces de vertébrés tétrapodes associés à *W. hypnoïdes* et attribués à des Cotylosauriens dans la carrière des Couchets, à l'Est du Creusot, sur la feuille Montceau-les-Mines (Gand, 1981).

**Structuration des formations permienes.** Les formations permienes sont structurées par de grandes lignes de failles discontinues, grossièrement parallèles aux failles bordières, qui délimitent une zone centrale anticlinale et localement le horst de Sanvignes-les-Mines, où affleure l'Autunien. De nombreuses failles transverses compliquent cette zonation et individualisent des panneaux à pendages variables (*cf.* coupe géologique schématique AB).

## FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

Les terrains du Secondaire affleurent à la faveur de quelques buttes témoins préservées de l'érosion dans la partie la plus méridionale du territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux. Les différentes formations mésozoïques, généralement très dégradées, ont été cartographiées par analogie ou continuité avec leurs équivalents reconnus au Sud, sur la feuille Paray-le-Monial.

### Trias

Les affleurements du Trias, restreints à l'angle sud-est de la feuille et à la région de Saint-Romain-sous-Versigny, sont extrêmement réduits et de mauvaise qualité. Ils ont été datés en raison de leur continuité avec la bande triasique NNE-SSW reconnue à l'Est de la Bourbince sur la feuille Paray-le-Monial.

**tA-G. Trias indifférencié : argileux ou gréseux** (épaisseur visible : quelques mètres à une dizaine de mètres). Les affleurements du Trias les plus étendus se situent au lieu-dit la Fêvre, près de la rive droite de la Bourbince et dans le ruisseau du Moulin Neuf, à l'Est de Rozelay. Il s'agit d'une argile grise à rouge, très dégradée, renfermant quelques lentilles, d'épaisseur métrique, de grès grossier non classé à ciment légèrement carbonaté. À la Fêvre, une lentille, emballée dans des argiles triasiques colluvionnées, se situe à quelques mètres au-dessus d'un affleurement de la série métamorphique dite du Charollais (orthogneiss œillés à biotite, O<sub>3</sub>). A l'Est de Saint-Romain-sous-Versigny, affleure une marne versicolore qui présente le faciès caractéristique du Trias argileux, tandis qu'au Sud-Est affleure un banc métrique d'arkose grossière. L. Courel (1970) a rattaché les grès et les argiles bariolées respectivement au Muschelkalk et au Keuper, cependant, en l'absence de faune, nous avons préféré adopter la notation de faciès tA-G.

**t7. Grès blonds, argiles vertes (Rhétien)** (quelques mètres visibles). Le Rhétien affleure dans la région de Saint-Romain-sous-Versigny. Le meilleur affleurement se situe dans une petite carrière à la sortie nord de Saint-Romain, sur le côté ouest de la D306. La sole et le parement orientaux de la carrière montrent le sommet de la dalle de grès blonds, sur environ un mètre, surmontée par une passée argileuse verte métrique renfermant une lentille d'épaisseur décimétrique de grès blond arkosique. Les grès blonds présentent une granulométrie homogène à grains émoussés fins, en petits bancs bien individualisés souvent mal consolidés d'aspect sableux, avec parfois des grains clairs émoussés de feldspath.

## Lias

**l1. Lumachelle à cardinies (Hettangien)** (5 à 50 cm visibles). Le faciès de l'Hettangien visible sur la feuille Toulon-sur-Arroux est celui de la dalle à cardinies et pectens, classique en Bourgogne. Il s'agit d'une lumachelle calcarénitique à patine blanc beige clair qui affleure de façon discrète et très locale à l'état de débris dispersés dans les prés, notamment à l'Est du château de Saint-Romain-sous-Versigny.

**l2. Calcaire gris-bleu, spathique, à gryphées (Sinémurien)** (5 à 7 m visibles). Il affleure principalement dans de petites carrières, à l'Ouest de Rozelay et au Sud-Ouest de Saint-Romain-sous-Versigny. Sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, c'est la partie médiane de la formation qui est visible. Elle présente un faciès de calcaire cristallin en bancs d'épaisseur pluridécimétrique, à gryphées éparées de l'espèce *Gryphaea arcuata*.

## FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

### Tertiaire

e. **Sables mastic et argiles (Éocène sidérolithique)** (quelques mètres à 10-20 m ?). Cette formation sableuse, à grain fin à moyen, parfois argileuse, sans carbonate, de couleur beige mastic, est très peu représentée sur la carte Toulon-sur-Arroux : elle n'apparaît qu'en limite sud de la feuille, à l'Ouest de Sanvignes-les-Mines, sur la surface séparant la vallée de l'Oudrache du vallon du ruisseau du Moulin Neuf. Elle repose à la fois sur les Grès rouges du Saxonien et sur les formations mésozoïques, qui coiffent les dépôts houillers du bassin de Blanzay – Montceau-les-Mines, et elle se mélange aux colluvions de pente dérivant de ces entités.

Comme le montre la carte de synthèse géologique régionale, il s'agit de la fermeture nord de la série bien développée plus au Sud sur la feuille Paray-le-Monial, où elle forme la surface du plateau situé entre l'Oudrache et la Bourbince (Donzeau *et al.*, 2001). Le rattachement de ces surfaces au Sidérolithique, bien qu'il ne soit pas étayé par un argument chronostratigraphique, est suggéré sur la feuille Paray-le-Monial par un certain nombre d'arguments : faciès, superposition systématique à des profils d'altération latéritique, formation sommitale de silcrètes régionalement rattachées à l'Éocène supérieur, absence des minéraux volcaniques mondoriens.

### Plio-Quaternaire

#### **Formation des Sables et argiles du Bourbonnais (40 m environ)**

Sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, la formation détritique du Bourbonnais n'est présente qu'en rive droite de l'Arroux, dans une zone à cheval sur le bassin paléozoïque et le batholite granitique de Luzy : elle recouvre les buttes des Douillet, de Pully, du bois du Châtaignier, du bois de Vella, du Gros Buisson et du bois de la Grenouillère. Les affleurements sont rares et s'observent en bord de routes car les secteurs correspondants, situés en sommet de buttes, sont surtout boisés.

Il s'agit de quelques chenaux dans lesquels dominent des apports locaux latéraux, comme cela est visible sur les cartes Paray-le-Monial et, partiellement, Dompierre-sur-Besbre où la disposition particulière des sables à galets et la diminution du nombre d'unités cartographiques vers l'Est indiquent qu'il s'agit plus de dépôts de chenaux que de dépôts de bassin. La direction d'écoulement des chenaux, calquée sur celle de l'extension des plateaux du Bourbonnais, serait grossièrement NNE-SSW, soit parallèle aux axes des cours d'eau actuels : Arroux, Oudrache, Bourbince *pro parte*.

Dans le prolongement nord de celles présentes sur la feuille Paray-le-Monial, deux formations cartographiques, correspondant respectivement aux termes inférieur conglomératique et moyen fluviatile chenalisant (*pro parte*) de L. Clozier (*in* Delfour *et al.*, 1989), peuvent être distinguées :

- une formation de base sableuse à galets (environ 5 à 30 m) : FL1, terme inférieur conglomératique ;
- une formation sablo-argileuse (environ 5 à 15 m) : FL2, terme moyen fluviatile à chenaux.

**FL1. Terme inférieur conglomératique (5 à 30 m).** Il contient des galets de 2 à 20 cm de diamètre, exceptionnellement plus (30 à 40 cm), à silex largement dominants, quartz et éléments variés du socle varisque, rarement en provenance de la série sédimentaire post-varisque. Le silex est blond à patine noire, luisante ou mate, et présente souvent des traces en « coup d'ongle ». Certains de ces silex ont un aspect « tuberculé » et vacuolaire (dissolution de la silice) et sont blanchis en périphérie ; d'autres sont gris, poreux et altérés au cœur (silex « épuisés »). La matrice jaunâtre est sablo-argileuse (45 à 70 % de sable, fraction fine argileuse 5 à 35 %, à kaolinite dominante (Cesaraccio, 2000), la fraction sableuse étant de grain moyen à grossier, quartzo-feldspathique, présentant un faciès « gros sel » typique, dû à l'abondance des cristaux de feldspath.

**FL2. Terme moyen fluviatile à chenaux (5 à 15 m).** Ce terme est défini par la présence de sable quartzo-feldspathique « gros sel » et d'argile, et, surtout, par l'absence de galets en quantité importante. Le caractère fluviatile à chenaux de cette formation s'observe sur la feuille Dompierre-sur-Besbre. On y observe des chenaux métriques à décamétriques dont les stratifications obliques sont soulignées par des cailloutis et qui renferment des lentilles d'argile plus ou moins développées.

L'âge de cette formation a été déterminé essentiellement par analyse palynologique (Châteauneuf et Farjanel, 1982) et elle est comprise entre 2,5 Ma (Reuvérien terminal, à climat encore chaud) et 2 Ma (Prétilgien, à climat froid).

## Altérites

Les altérites sont distinguées sur les deux entités géologiques les plus étendues de la carte : d'une part, sur les différents types de granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzy et, d'autre part, sur les formations stéphano-permiennes du bassin de Blanzay – Le Creusot. Sur la carte elles sont figurées avec la teinte atténuée du substrat sur lequel elles se sont développées et avec le symbole  $\mathcal{A}$ , suivi de celui de ce substrat : par exemple  $\mathcal{A}\rho^3_{ba}$  pour l'arène développée sur le granite porphyroïde à biotite et parfois amphibole, de Cuzy ou  $\mathcal{A}hs$  pour les altérites développées sur des sédiments

stéphaniens. Dans la légende de la carte, elles sont figurées à gauche du substrat rocheux correspondant.

$\mathcal{A}p\gamma^4$ ,  $\mathcal{A}p\gamma_{ba}^3$ ,  $\mathcal{A}p\gamma_b^3$ ,  $\mathcal{A}p\gamma_{ba}^3$ ,  $\mathcal{A}p\gamma_{bmt}^2$ ,  $\mathcal{A}p\gamma_{bm}^2$ . **Arènes de granitoïdes porphyroïdes.** En surface, les différents types de granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzy ont fréquemment subi une arénisation dont l'épaisseur est généralement impossible à estimer en raison de l'extrême rareté des entailles anthropiques de hauteur suffisamment importante pour montrer la totalité du profil d'altération supergène.

C'est sur le granite de Cuzy que se trouvent les trois profils d'arénisation que M. Cesaraccio décrit dans sa thèse (2001, p. 179-190). Ces trois profils se situent aux endroits suivants :

Lieu-dit	X	Y	Z	Position
Les Moignerets	729,82	2 199,20	410	milieu de versant de la Grande Montagne
Lavault	729,58	2 196,32	325	milieu à bas de versant de la colline de Chassey
Est du Mousseau	729,85	2 198,30	325	bas de versant de la Montagne de la Vieille

Aux Moignerets, un talus montre un profil d'altération de 4 m de hauteur, développé sur un granite porphyroïde recoupé par un faisceau de filons de leucogranites de direction N145-160°E et de puissance ne dépassant pas 3 m. Les leucogranites de type aplites ou aplito-pegmatites ne sont pas arénisés mais débités en petits blocs anguleux selon un réseau de diaclases espacées de 20 à 30 cm. En revanche, le granite porphyroïde est transformé en une isaltérite, plus ou moins meuble, dans laquelle sont encore bien conservés les phénomènes suivants : le caractère porphyroïde, la présence d'une petite zone à enclaves sombres à grain fin et une accumulation de grands cristaux de feldspath potassique. M. Cesaraccio (2001) donne les précisions suivantes sur les minéraux : les cristaux de quartz et de feldspath potassique sont parfois fragmentés mais ont gardé leur cohérence, le plagioclase est altéré en une argile blanchâtre, la biotite peut être intacte, plus ou moins mordorée ou avoir subi une décoloration périphérique. Elle signale, en outre, qu'un sol brun acide de 15 à 20 cm d'épaisseur se trouve au sommet du profil.

À Lavault, la coupe a une hauteur ne dépassant pas 2 m et révèle une zone d'arénisation assez homogène, développée aux dépens du granite porphyroïde, et surmontée d'un sol de 10 cm d'épaisseur seulement. À la base du profil, il y a une juxtaposition de zones encore relativement cohérentes et de zones complètement arénisées.

Enfin, à l'Est de la ferme du Mousseau, le long de la petite route menant à une colonie de vacances, le profil a une hauteur de moins de 2 m, montre de bas en haut un granite peu désagrégé passant à un matériel de plus en plus ameubli mais renfermant encore des blocs de granite compact.

Sur ces trois profils, M. Cesaraccio (2001) a réalisé des analyses granulométriques et une étude des argiles. Aux Moignerets, la proportion de sable (50  $\mu\text{m}$  à 2 mm) varie de 40 à 56 % du haut vers le bas, tandis que la proportion d'argile varie en sens inverse. Parmi les minéraux argileux, l'ensemble kaolinite + vermiculite est largement prédominant. Sur la coupe de Lavault, l'augmentation de l'ameublissement de la base vers le sommet est beaucoup moins importante qu'ailleurs, la proportion de sable restant à peu près constante. L'étude des phyllites montre un mélange d'illite, chlorite et kaolinite. Sur le dernier profil, les analyses granulométriques révèlent de fortes valeurs pour les fractions grossière (42 %) et sableuse (45 %). La diffractométrie des rayons X met en évidence la présence d'illite et de kaolinite.

Sur les autres faciès de granitoïdes porphyroïdes, aucune étude spécifique de l'arénisation n'a été réalisée. Une arène claire, développée aux dépens du granite subleucocrate de Sainte-Radegonde – Uchon est bien visible, sur plusieurs mètres de hauteur, juste à l'Ouest du moulin de Montmort, dans le talus oriental de la D985 (x : 733,50 ; y : 2 193,20 ; z : 294-300 m) entre les deux intersections avec la D141 (route d'Issy-l'Évêque d'un côté, route de Montmort de l'autre). Cet affleurement se situe à l'Ouest de la vallée de l'Arroux où l'arénisation du granite porphyroïde subleucocrate est beaucoup plus développée que dans la partie nord-est de la carte, où l'altitude est nettement plus élevée (avec un point culminant à 663 m) et où se trouvent de spectaculaires chaos granitiques dont les plus célèbres sont ceux des secteurs de Dettey et d'Uchon. La cartographie des arènes montre d'ailleurs que, d'une façon générale, l'importance des surfaces arénisées augmente du Nord-Est vers le Sud-Ouest en même temps que le relief perd de l'altitude et devient monotone.

*A*<sub>h5</sub>, *A*<sub>r1</sub>, *A*<sub>r2</sub>. **Altérites développées sur les formations stéphano-permiennes.** Les altérites se développent largement sur les formations détritiques du Stéphanien et du Permien, où elles constituent des placages résiduels étendus, coiffant en position sommitale les reliefs du bassin paléozoïque. On y retrouve, sous forme meuble et déstructurée, les éléments constitutifs des sédiments sous-jacents, à savoir des galets et graviers dans une matrice sablo-argileuse, de teinte ocre dans le Stéphanien (*A*<sub>h5</sub>) et l'Autunien (*A*<sub>r1</sub>), et de couleur rouge dans le Saxonien (*A*<sub>r2</sub>). Bien que les altérites masquent les formations sous-jacentes, leur constitution et leur couleur permettent de connaître sans ambiguïté la nature du substratum.

Ces formations résiduelles passent latéralement, en direction des talwegs, à des colluvions, dont il est difficile de les différencier. Leur épaisseur semble généralement comprise entre 1 et 5 m.

## Quatenaire

### Formations alluviales

L'ensemble du réseau hydrographique de la feuille Toulon-sur-Arroux se situe dans le bassin versant de la Loire, en rive droite de ce fleuve. L'Arroux et ses affluents drainent l'essentiel du territoire de la carte, à l'exception de la partie nord-ouest que drainent l'Alène, affluent de l'Aron qui se jette dans la Loire à Decize, et la Somme qui conflue avec la Loire à Bourbon-Lancy.

L'Arroux a une direction N-S entre Charbonnat, dans le batholite granitique, et Toulon-sur-Arroux, à son entrée dans le bassin permien, où elle reprend la direction NE-SW générale. La largeur de sa vallée est très variable : de plus de 3 km au niveau de Charbonnat, elle se réduit de plus en plus à l'approche des gorges du Gourmandoux, qu'une petite route franchit par un pont, puis s'élargit à nouveau à 1 km de son entrée dans le bassin pour atteindre près de 3 km en limite sud de la feuille, à Vendennes-sur-Arroux.

Le long de la vallée de l'Arroux, aussi bien dans le batholite granitique que dans le bassin, les données lithologiques et altimétriques permettent de distinguer trois niveaux de terrasses : Fx, Fy et Fz constituées, respectivement, d'alluvions anciennes, subrécentes et récentes à actuelles. Les autres vallées sont trop étroites pour pouvoir faire une distinction entre Fy et Fz et les alluvions sont cartographiées en Fz.

**Fx. Alluvions anciennes : limons, sables, graviers, blocs.** Elles sont situées sur un premier niveau de terrasses entre 15 et 30 m au-dessus du lit actuel de l'Arroux. On les trouve dans deux secteurs distincts : sur le socle granitique, au Nord de la Sourdelle, surtout en rive gauche, et dans le bassin permien, au Nord de Toulon-sur-Arroux puis entre Arrouette et Vendennes-sur-Arroux, uniquement en rive gauche.

Ces terrasses résiduelles, formant des replats plus ou moins larges faiblement inclinés vers la rivière, passent vers le haut à des zones colluvionnées, dont il est difficile de les différencier et qui peuvent les recouvrir localement. Le sondage de la Mouille, au Nord de Toulon-sur-Arroux, montre une épaisseur de 8 à 9 m, avec de bas en haut : des sables à galets et graviers, mieux classés vers le milieu de la série, puis des passées plus fines (Cesaraccio, 2000).

Un vestige de terrasse ancienne apparaît également dans un champ, au Sud de Luzy, dans l'angle nord-ouest de la carte, en rive gauche de l'Alène, à une altitude de 15 à 25 m au-dessus du cours actuel de cette rivière. Il consiste en des galets de quartz blanc épars sur l'arène granitique ( $\rho\gamma_{bm}^3$ ).



**Fy. Alluvions subrécentes : limons, sables, graviers, galets.** Ces dépôts forment de larges replats dans la vallée de l'Arroux, surtout dans le bassin permien, où ils peuvent atteindre 1 km de largeur, soit en rive droite, comme par exemple au débouché dans le bassin au niveau de Toulon-sur-Arroux, soit en rive gauche au niveau de Vendennes-sur-Arroux. Leur altitude relative par rapport au cours d'eau actuel est comprise entre 3 et 10 à 15 m.

L'étude de M. Cesaraccio (2000) montre que le matériel alluvial est constitué de limons, de sables, de graviers et de galets et blocs de quartz, de silex et de roches cristallines. Les sablières situées en aval de Toulon-sur-Arroux montrent une épaisseur d'une dizaine de mètres et des niveaux sableux ou argileux alternant, de façon très irrégulière, avec des alluvions grossières disposées en lits soit horizontaux, soit obliques ou entrecroisés. Le volume des blocs peut dépasser le mètre cube, ce qui laisse supposer un transport en milieu périglaciaire. Le sondage de Blot, au Sud de Charbonnat, a recoupé des dépôts grossiers à galets de socle dans une matrice sableuse abondante.

**Fz. Alluvions récentes à actuelles : limons, sables, graviers, galets.** Le lit mineur de l'Arroux reste étroit sauf en limite sud de la feuille, à Vendennes-sur-Arroux. Il se compose d'alluvions récentes, de 5 et 10 m d'épaisseur, reposant sur un substratum constitué soit de granitoïdes varisques, formant localement des seuils rocheux en amont de Toulon-sur-Arroux, soit de sédiments permien. Ce type d'alluvions tapisse également les fonds de la vallée de l'Alène et des principales vallées des affluents de l'Arroux, de l'Alène et de la Somme.

D'après M. Cesaraccio (2000), les alluvions récentes à subactuelles de l'Arroux ont une composition hétérogène qui traduit une mise en place en période de crues ; elles sont formées de limons, de sables, de graviers et de galets. Ces derniers, toujours bien roulés, dépassent rarement 10 cm de longueur et ont des compositions analogues à celles des alluvions Fy.

E. Straffin *et al.* (1999) distinguent deux générations de nappes, la seconde recouvrant partiellement la première. Les datations au <sup>14</sup>C sur des fossiles végétaux et par luminescence optique sur des sables fins donnent les âges suivants : 3 700 à 2 900 ans pour la première nappe, moins de 1 500 ans pour la seconde.

## **Colluvions**

**Cv. Colluvions de fond de vallon et alluvions associées.** Les fonds de vallon du dernier ordre du réseau hydrographique sont tapissés d'une faible épaisseur de colluvions, partiellement reprises par les eaux de ruissellement dans les talwegs, avec une très faible énergie dans ces petits vallons.

**C. Colluvions de pente.** Les colluvions de pente dérivent directement par ruissellement diffus des formations altérées des zones de plateau, d'où elles sont issues et dont il est pratiquement impossible de distinguer la limite. C'est donc sur des critères de pente et d'altitude que les colluvions de pente ont été représentées. Ces dépôts de versant sont généralement plus fins que les altérites, et on peut distinguer leur origine et donc les individualiser cartographiquement dans les secteurs où n'affleure qu'une formation (Stéphanien, Autunien, Saxonien, Lias, Trias, ...) ; dans ce cas les colluvions sont figurées avec la notation **C** suivie du symbole de cette formation : par exemple, **Cr<sub>1</sub>** pour les colluvions de pente sur les sédiments de l'Autunien indifférencié, **Cr<sub>2</sub>** sur Saxonien indifférencié, **Ct** sur Trias indifférencié. Les colluvions d'origine variée, qui se développent dans les secteurs limitrophes ou sur de petits panneaux, sont cartographiées en colluvions sur substrat composite avec la notation **C**.

Dans la partie ouest du bassin stéphano-permien, les galets de grande taille issus des formations de cailloutis du Bourbonnais peuvent se mélanger aux colluvions développées sur le Permien sous-jacent. Dans la partie est, les formations permienues génèrent des colluvions mélangées à celles développées sur le Trias, où il est par ailleurs difficile de distinguer altérites et colluvions.

### **Dépôts anthropiques**

**X. Dépôts anthropiques : remblais, terrils.** Les remblais et les terrils remaniés, représentés sur la carte, résultent de l'activité minière dans le secteur de Rozelay (puits de Rozelay) et dans celui de Mont Maillot (fin du secteur d'exploitation de Montceau-les-Mines, avec les puits de Laugerette et de Saint-Amédée, et les découvertes des Fouthiaux et de Saint-Amédée). Autour des anciens puits, s'élèvent des terrils formés de schistes noirs et de grès divers ; quant aux découvertes, elles ont généré un volume important de morts terrains qui ont été reversés en partie dans les fosses. Ces résidus miniers sont souvent régalez sur place ou servent de matériaux de remblais. Les surfaces couvertes sont importantes : plusieurs centaines d'hectares.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

Dans ce chapitre et le suivant, certaines interprétations dépendent des connaissances et des idées actuelles et sont donc susceptibles d'évoluer dans le futur.

### *SOCLE VARISQUE*

Sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, le socle varisque comprend les entités suivantes, par ordre d'âge décroissant :

- la série métamorphique du Charollais, qui comprend des paragneiss plus ou moins alumineux et des micaschistes associés, des orthogneiss œillés, et, en dehors des limites de la feuille, des migmatites de types métatexites et diatexites, développées aux dépens des divers gneiss et une relique d'éclogite amphibolitisée, située dans la partie sommitale de la série ;
- des lambeaux de roches sédimentaires dinantiennes microbréchifiées ;
- le batholite granitique polyphasé de Luzy, constitué de deux générations de granoïdes porphyroïdes, recoupées par des filons ou autres petits corps de roches plutoniques à subvolcaniques, comprenant : 1) des leucogranites peralumineux, 2) des microgranites porphyriques subdivisés en cinq types et 3) des lamprophyres (tabl. 2) ;
- quelques filons de quartz qui posent le problème de leur(s) mode(s) et âge(s) de mise en place : à la fin de l'orogénie varisque, il y a quelque 280 Ma, et/ou au Lias (Baubron *et al.*, 1980) ou même plus tard ?

Les dépôts sédimentaires stéphano-permiens du bassin de Blanzay – Le Creusot peuvent être eux aussi considérés comme faisant partie du socle varisque puisqu'ils sont affectés par les dernières compressions varisques.

### **Roches métamorphiques (série dite du Charollais)**

Sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, les roches métamorphiques n'occupent qu'une surface très restreinte, dans l'angle sud-est. Aussi, ne faisons-nous ici que reprendre les principales données acquises sur les cartes à 1/50 000 limitrophes, toutes éditées avant la présente, et notamment sur la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001).

#### **Caractères géochimiques – Nature des protolites**

**Éclogite amphibolitisée.** L'éclogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble dérive d'un basalte tholéiitique à transitionnel, proche de celui des trapps intracontinentaux actuels.

**Orthogneiss œillés.** L'analyse chimique d'un échantillon de Ciry-le-Noble montre une roche acide ( $\text{SiO}_2$  : 70,6 %), très potassique ( $\text{K}_2\text{O}$  : 5,29 %) et peralumineuse (A/CNK : 1,17). Cependant, les teneurs en éléments traces ont des traits clairement distincts de ceux des leucogranites peralumineux, ce qui suggère que le fort indice d'aluminosité est un caractère acquis lors du métamorphisme et non un caractère primaire.

**Paragneiss et micaschistes.** Ces roches alumineuses dérivent respectivement de sédiments de type grauwackes et de pélites.

## Âge des protolites

Le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux n'a fait l'objet d'aucune datation radiométrique de roche métamorphique. Dans le cadre plus général du Massif central, les micaschistes et les paragneiss dérivent de sédiments dont les âges de dépôt sont encore mal connus actuellement : Précambrien supérieur ou Paléozoïque inférieur ? En revanche, les datations radiométriques des protolites des orthogneiss permettent de distinguer deux générations principales :

- une génération fini-protérozoïque à cambrienne (590-500 Ma) comprenant des métagranites peralumineux, comme l'orthogneiss œillé de l'arc de Fix, daté à  $528 \pm 9$  Ma par une isochrone Rb-Sr (R'Kha Chaham *et al.*, 1990) ;
- une génération ordovicienne (500-455 Ma) à laquelle se rattachent des métagranites soit à tendance alcaline sodique, soit franchement potassiques.

Les orthogneiss œillés de la série du Charollais dérivent de granites porphyroïdes qui se rattachent probablement à la première génération.

Les amphibolites et les éclogites amphibolitisées dérivent de laves et de tufs basaltiques mis en place dans un contexte de distension intracontinentale au Paléozoïque inférieur (Briand *et al.*, 1992).

## Les différents types de métamorphisme

**Relique d'une phase précoce de haute pression et de haute température (HP-HT).** Dans le Charollais *s.l.*, l'éclogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble est actuellement le seul témoin connu de la phase HP-HT éovarisque, probablement liée à une subduction de croûtes océanique et continentale. D'autres reliques de roches analogues se trouvent au Nord du bassin permien de Blanzay – Le Creusot, au sein des gneiss de Montjeu, sur le territoire de la feuille Le Creusot (*cf.* carte de synthèse géologique régionale). Pour l'éclogite amphibolitisée de Ciry-le-Noble, G. Godard (1990) estime que la pression était de 11 à 16 kb, pour 500 à 800°C, lors du métamorphisme éclogitique et de  $4 \pm 2$  kb au cours du métamorphisme rétrograde.

**Métamorphisme synfolial de type barrowien (MP-MT).** Dans les gneiss et les micaschistes, le métamorphisme synfolial se situe dans la zone à biotite + sillimanite, correspondant à un climat barrowien. La sillimanite, de type fibrolite, n'existe qu'en reliques, au sein de plages de muscovite et/ou de biotite, dans les faciès les plus alumineux. Le grenat et la cordiérite n'ont jamais été observés dans les gneiss du Charollais.

**Anatexie (MP à BP-HT).** Une anatexie (fusion partielle) s'est développée localement au sein des para- et orthogneiss, mais en dehors des limites de la présente carte. Sur la carte de Paray-le-Monial (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001) sont distingués deux types de migmatites :

- des métatexites à foliation encore nette, dans lesquelles l'anatexie est faible et se traduit essentiellement par des leucosomes à texture grenue et à composition variable : tonalite, granodiorite, granite ;
- des diatexites à deux micas, de composition granitique, dans lesquelles la foliation est fortement à complètement estompée par suite de l'intensité de l'anatexie.

Seules les métatexites à leucosomes tonalitiques, développées aux dépens de certains paragneiss plagioclasiques de type  $\rho\zeta$ , sont dépourvues de feldspath potassique. Ce dernier est présent dans les autres métatexites et est un minéral cardinal dans les diatexites à deux micas et, par définition, dans les granites associés.

Globalement, le gradient d'anatexie est croissant du Nord au Sud, c'est-à-dire en descendant dans l'empilement litho-structural de la série métamorphique du Charollais. Comme les leucosomes des métatexites sont fréquemment plissés, l'anatexie correspondante est précoce et date probablement de la fin de la période médiovarisque, c'est-à-dire du Dévonien moyen (375 à 385 Ma), d'après les connaissances régionales qui sont revues plus loin dans le chapitre « Synthèse géodynamique ».

## Formations dinantiennes

Les formations dinantiennes ne sont représentées que par de petits lambeaux de roches sédimentaires détritiques (siltites, grès et microconglomérats), microbréchifiées par suite de leur position le long de la faille majeure de direction SW-NE qui sépare le batholite granitique de Luzy du bassin stéphano-permien de Blanzy – Le Creusot. Plus à l'Est, sur le territoire de la feuille Le Creusot, de meilleurs affleurements permettent d'observer des roches viséennes que G. Gand (*in* Anonymes, 2003b) considère comme des grauwackes, localement charbonneux. A l'Ouest et au Nord du territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux (fig. 1 et 2) les formations dinantiennes sont beaucoup plus développées et constituent, avec des formations dévoniennes, le faisceau synclinal du Morvan, formé de roches sédimentaires, volcaniques et subvolcaniques d'âge compris entre 385 et 325 Ma. Les intrusions du granite de Grury puis de celui de Luzy *s.s.* ont engendré, dans les formations qui leur sont antérieures, un métamorphisme de contact dont la limite est figurée sur la carte de synthèse géologique régionale.

## Considérations paléogéographiques

(d'après J. Delfour *et al.*, 1995)

Du Tournaisien au Viséen moyen, les dépôts sédimentaires se font dans un environnement marin peu profond, par apports successifs, parfois bru-

taux, de matériaux érodés sur un continent proche ; puis, au Viséen supérieur, les conditions continentales émergées paraissent générales. Les alternances répétées de sédiments clastiques plus ou moins grossiers et de sédiments fins caractérisent un domaine épicontinental, subsident, alimenté par des turbidites. Sur le continent, constitué par le bâti métamorphique, le climat favorise la végétation, mais les conditions de transport des sédiments sont peu propices à la conservation des restes organiques.

L'activité volcanique débute au Dévonien supérieur (Famennien) par une suite de basaltes, andésites, dacites et soda-rhyolites, ayant les caractères d'un magmatisme calco-alcalin d'arc (*cf.* plus loin, fig. 14b). Elle est plus réduite durant les premiers temps du Carbonifère et reprend à la fin du Tournaisien où les laves acides prédominent et constituent des massifs isolés et des dômes au sein de la sédimentation détritique. Au Viséen inférieur, les épanchements de laves et ignimbrites acides dominent largement une sédimentation détritique où s'intercalent les produits de démantèlement des appareils volcaniques plus ou moins émergés, tufs et conglomérats à galets de dacite et rhyolite. Au Viséen supérieur, le volcanisme domine largement, laissant peu de place à des dépôts charbonneux qui sont de surcroît toujours associés à des tufs remaniés. Ce volcanisme est essentiellement aérien et fait de puissantes accumulations de tufs soudés ou d'ignimbrites, localisées dans des domaines dont la structuration est contrôlée par des fractures formées lors de la phase épirogénique intra-viséenne. Dans ces fosses volcano-plutoniques, orientées ENE-WSW, la subsidence est entretenue par la vidange des chambres magmatiques sous-jacentes. La très large extension et la relative homogénéité pétrographique des laves et des ignimbrites ne permettent ni de cerner les foyers d'éruption, ni de cartographier de caldeira.

L'activité volcanique, intense durant tout le Viséen, est accompagnée par la montée de granitoïdes : granophyres et autres microgranites à granites subvolcaniques qui envahissent peu à peu les formations volcano-sédimentaires.

### **Roches magmatiques**

D'orientation générale SW-NE, le batholite granitique de Luzy est une entité composite et polyphasée comprenant :

– une partie centrale constituée de granitoïdes porphyroïdes calco-alcalins magnésio-potassiques (subalcalins) mésocrates, à biotite et parfois amphibole, dont la composition va d'une granodiorite à un granite et dont l'âge est proche de la limite entre le Tournaisien et le Viséen, d'après la datation du granite de Grury à  $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985) ;

- deux parties latérales et des stocks de granites porphyroïdes aluminopotassiques subleucocrates, à biotite accompagnée généralement de muscovite et parfois de tourmaline ou de rare cordiérite, d'âge proche de la limite entre le Viséen et le Namurien, d'après la datation radiométrique à  $325 \pm 3$  Ma réalisée dans le cadre du présent travail (*cf.* plus loin, paragraphe « géochronologie ») ;
- d'abondants filons ou stocks de leucogranites peralumineux, généralement à deux micas, parfois à cordiérite ou à tourmaline ;
- des filons, sills ou stocks, localement abondants, de microgranites divers, plus ou moins porphyriques, mésocrates à leucocrates.

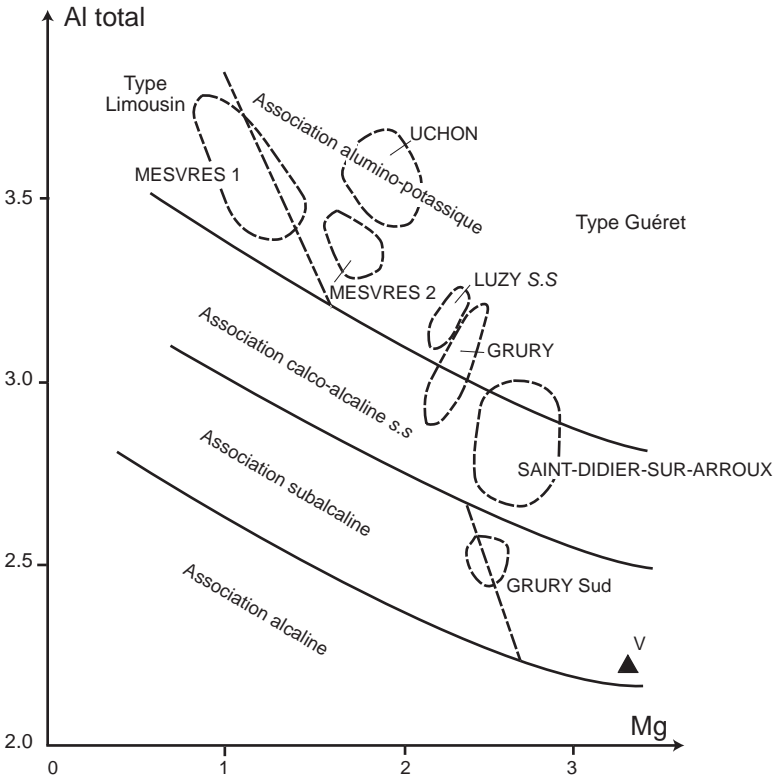
Cet ensemble de roches plutoniques à subvolcaniques, acides en dehors des enclaves de roches intermédiaires à basiques, est recoupé par des filons tardifs de lamprophyre.

Enfin, au sein du petit bassin stéphanien de Morentu, situé en bordure du batholite granitique de Luzy, se trouve une coulée ou un dôme-coulée de rhyolite.

### **Composition en Al et Mg des biotites des roches plutoniques**

Pour les biotites des roches plutoniques de la chaîne varisque les diagrammes Al-Mg (Nachit *et al.*, 1985) et Al-Fe-Mg (Chèvremont *et al.*, 1988) permettent de déterminer le type d'association magmatique avec une fiabilité généralement bonne. Cependant, les compositions en Al-Mg-Ti des biotites sont dépendantes de la température du milieu de cristallisation, de sorte que dans quelques cas des distorsions ont été observées par rapport aux méthodes de discrimination basées sur la géochimie des roches.

Aucune analyse de minéraux à la microsonde électronique n'a été faite sur des échantillons de la présente carte, mais les données qui figurent dans les notices des cartes limitrophes (Delfour *et al.*, 1990, 1991 ; Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001) permettent de réaliser un diagramme Al-Mg pour l'ensemble du batholite granitique de Luzy. Ce diagramme (fig. 6) montre que les différents types de granitoïdes du batholite de Luzy présentent des variations importantes de la composition de leurs biotites. Ces variations s'étalent sur l'ensemble du domaine couvert par les trois principales associations magmatiques de la chaîne varisque : subalcaline (calco-alcaline magnésio-potassique), calco-alcaline *s.s.* et aluminopotassique mésocrate à leucocrate. Cependant la nature calco-alcaline *s.s.* de la biotite de la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux ne semble être qu'apparente, due soit à un effet de rééquilibrage tardi- à post-magmatique lié à la mise en place d'intrusions plutoniques plus récentes, soit à des conditions P, T de cristallisation plus élevées que celles qui ont contrôlé le champ de stabilité de la biotite du granite de Grury.



Limites des domaines des associations magmatiques d'après H. Nachit *et al.* (1985)

Limites des champs des différents types de granitoïdes d'après :

Granitoïdes	Carte	Auteurs de la notice
Leucogranites de type Mesvres 1 Granite d'Uchon Granite de Grury Vaugnérîte (V)	Bourbon-Lancy	J. Delfour <i>et al.</i> , 1990
Granodiorite de Saint-Didier		
Leucogranite de type Mesvres 2 Granite de Luzu s.s	Autun	J. Delfour <i>et al.</i> , 1991
Granite de Grury Sud	Paray-le-Monial	M. Donzeau <i>et al.</i> , 2001

**Fig. 6 - Diagramme Al total - Mg pour les biotites de granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzu et de leucogranites de type Mesvres**



Malgré le nombre restreint d'échantillons, cela illustre la complexité du batholite de Luzy. Pour comprendre les mécanismes qui sont à l'origine de cette complexité, il a été nécessaire de réaliser une étude géochimique et une datation radiométrique d'un échantillon de granite porphyroïde subleucocrate.

## Géochimie des roches magmatiques acides et de leurs enclaves

Dans les tableaux 1 à 5 en annexe figurent les résultats des analyses chimiques de 55 échantillons dont 46 ont été prélevés et analysés dans le cadre du présent travail et les 9 autres au cours de travaux antérieurs concernant le territoire de la carte ou son voisinage immédiat. Les tableaux 1 à 4 concernent les 49 échantillons de roches magmatiques acides ; le tableau 5 en annexe concerne quatre enclaves de roches basiques à intermédiaires et deux filons de lamprophyre.

Les résultats des analyses sont interprétés à l'aide de diagrammes binaires. Le tableau 3 donne les équivalences entre les symboles utilisés dans ces diagrammes et ceux qui figurent sur la carte, dans la description des terrains et dans les tableaux d'analyses.

Types de roches magmatiques	Carte	Diagrammes
Lamprophyres	v, va	lampro
Rhyolite	ρ	r
Microgranites	$\mu^{\gamma}$ $p\mu^{\gamma^2}$ $o\mu^{\gamma^2}$ $\mu^{\gamma^3}$	mLg pmg2 omg2 mg3
Leucogranites	$L^{\gamma}$ $L^{\gamma^2}$ to, $L^{\gamma^2}$ $L^{\gamma^2-3}$ $L^{\gamma}$	Lg2 Lg2-3
Granites subleucocrates aluminopotassiques ( $\gamma$ AlK)	$p\gamma^2$ bmt $p\gamma^2$ bm	pg2bmt pg2bm.MT (1) pg2bm/Luz (2)
Enclaves sombres	$\eta$	enclaves
Granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques ( $\gamma$ CA.MgK)	$p\gamma^3$ b $p\gamma^3$ ba $p\gamma^4$	pg3b pg3ba pg4

(1) MT : mont Tharot ; (2) Luz : Luzy

**Tabl. 3 - Équivalences entre les symboles de la carte et ceux des diagrammes géochimiques**

Le tableau 4 donne les abréviations utilisées pour les 12 roches pluto-niques de référence dans les diagrammes concernant les paramètres multicationiques Q, P, B et A, calculés à partir des teneurs en certains éléments majeurs.

**Granitoïdes porphyroïdes mésocrates à subleucocrates.** Les teneurs en éléments majeurs et les paramètres multicationiques, (tabl. 1a et 2a en annexe), permettent de confirmer que les granitoïdes porphyroïdes du

ad	adamellite	dq	diorite quartzifère	sq	syénite quartzifère
gr	granite	mzdq	monzodiorite quartzifère	s	syénite
gd	granodiorite	mzq	monzonite quartzifère	mzgo	monzogabro
to	tonalite	mz	monzonite	go	gabbro

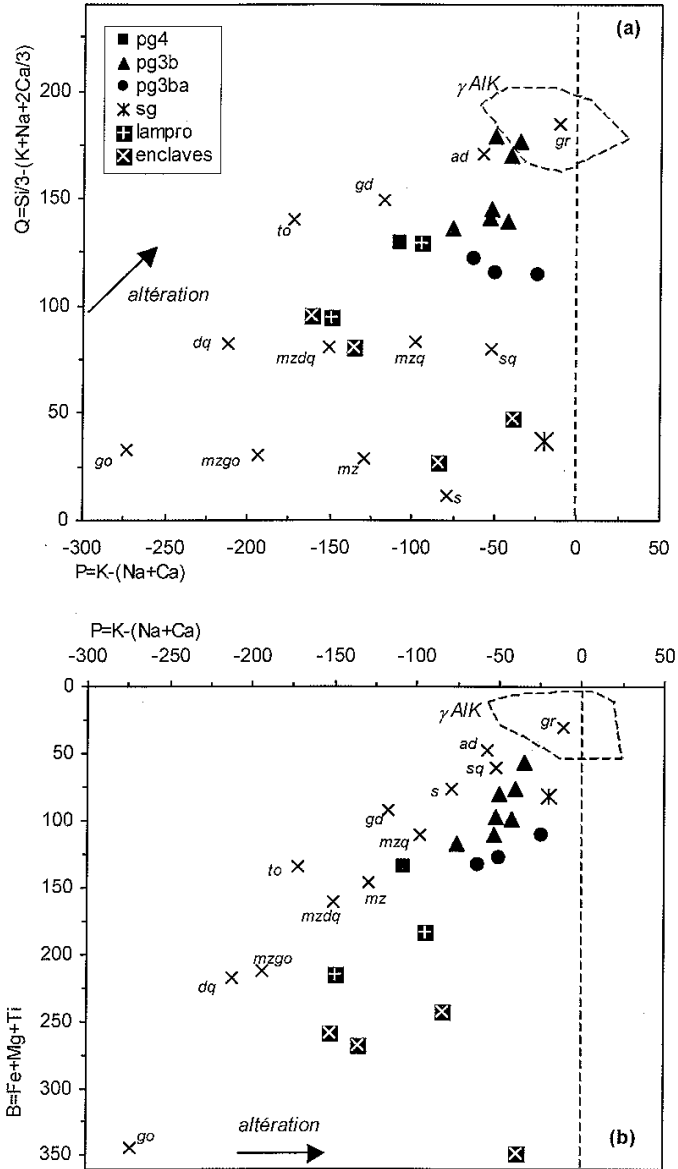
**Tabl. 4 - Abréviations des noms des roches plutoniques de référence dans les diagrammes géochimiques Q-P, B-P et A-B.**

batholite de Luzy se répartissent en deux types d'associations magmatiques selon le schéma de classification commun des granitoïdes varisques (La Roche *et al.*, 1980) :

– **une association calco-alkaline magnésio-potassique (CA-MgK ou subalkaline)**, comprenant les unités plutoniques de Saint-Didier-sur-Arroux, de Cuzy et d'Issy-l'Évêque – Grury (tabl. 1a en annexe), constituée de roches mésocrates (B = 10-24 %), faiblement acides ( $\text{SiO}_2 = 63,7$  à  $70,7$  %), potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 3,24$ - $5,45$  %), relativement magnésiennes ( $\text{MgO} = 0,91$ - $2,51$  %) et calciques ( $\text{CaO} = 1,26$ - $3,60$  %), et métalumineuses à faiblement peralumineuses (A = 7 à 49).

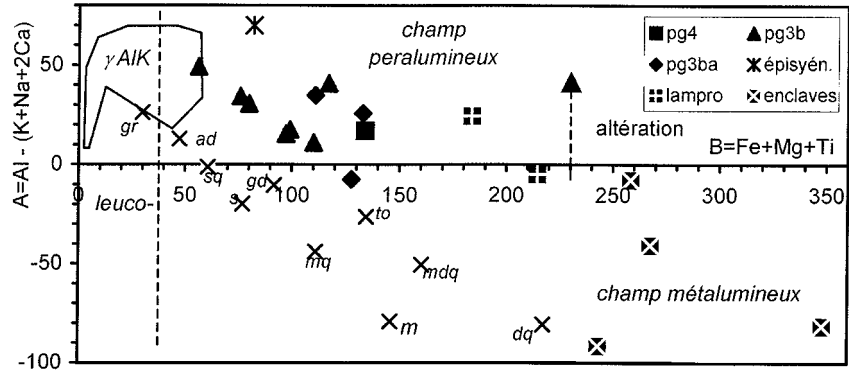
Les diagrammes Q-P (fig. 7a), B-P (fig. 7b) et A-B (fig. 8a) illustrent le fait que le monzogranite de Cuzy est moins riche en quartz et plus riche en minéraux ferromagnésiens que celui d'Issy-l'Évêque–Grury. L'échantillon 1B108 se dissocie des autres échantillons du granite de Cuzy par un enrichissement en feldspath potassique, dû à une cumulation de ce minéral. Le fractionnement au sein de l'unité de Cuzy (de 1D85 vers 1A74) est typiquement subalcalin, avec un accroissement important de la teneur en quartz et une décroissance des minéraux ferromagnésiens sans variation significative de la proportion de feldspath potassique (fig. 7a et 7b). En revanche, l'unité d'Issy-l'Évêque – Grury présente plutôt un fractionnement de type calco-alkalin *sensu stricto* avec un fort accroissement de la teneur en feldspath potassique sans variation importante de la teneur en quartz. Ceci résulte principalement du fait que l'échantillon 5B91 est plus pauvre en feldspath potassique que l'échantillon 5C04, pour une teneur en plagioclase équivalente.

Le seul échantillon de la granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux (2A05) s'individualise par un caractère nettement plus plagioclasiq (P = -108) pour une même teneur en quartz que les granites subalcalins, caractère plus typique des granites calco-alkalins *s.s.* Il présente également une teneur plus faible en Th (17 ppm), mais des teneurs en Cr (98 ppm), Ba (1029 ppm), Sr (488 ppm), Rb (248 ppm), Zr (296 ppm) et La (141 ppm) comparables ou supérieures à celles des monzogranites de Cuzy et d'Issy-l'Évêque–Grury (voir fig. 9a pour Th, Zr et La). Les rapports Th/U de ces granitoïdes subalcalins sont tous supérieurs à 4 (moyenne crustale) ou pro-



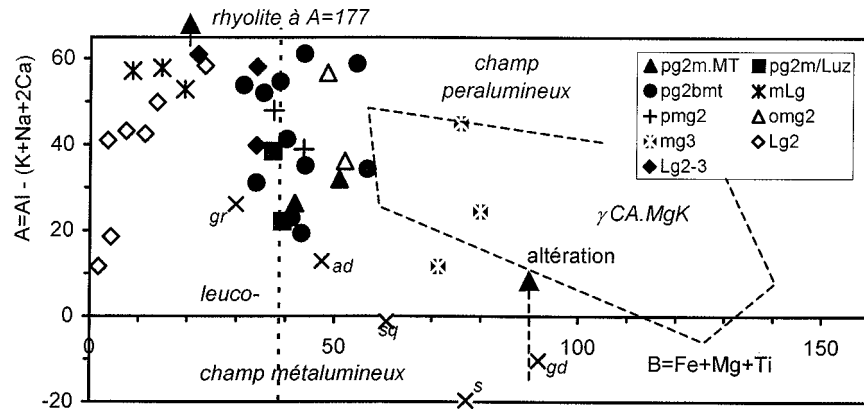
$\gamma AlK$  : champ des granites et microgranites aluminopotassiques (voir fig. 10 pour détails)  
 Voir tabl. 3 pour les symboles et et tabl. 4 pour les abréviations

**Fig. 7 - Diagrammes Q-P (a) et B-P (b) pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzu, les enclaves sombres et les lamprophyres**



$\gamma$ AIK : champ des granites aluminopotassiques (voir fig. 8b pour détails)  
 Voir tabl.3 pour les abréviations et tabl. 4 pour les symboles

**Fig. 8a - Diagramme A-B pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzu, les enclaves sombres et les lamprophyres**



$\gamma CA.MgK$  : champ des granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques (voir fig. 8a pour détails)  
 Voir tabl. 3 pour les symboles et tabl. 4 pour les abréviations

**Fig. 8b - Diagramme A-B pour les granites aluminopotassiques subleucocrates, les leucogranites et les microgranites du batholite de Luzu**

ches de 4 (fig. 9a), indiquant une perte en uranium probable à partir des minéraux hôtes de l'uranium métamictes : allanite et/ou thorie.

– **une association aluminopotassique (AIK)** (tabl. 2a en annexe) constituée de roches subleucocrates ( $B = 6-10 \%$ ), très acides ( $SiO_2 = 71,30-75,20 \%$ ), plus potassiques que les précédentes ( $K_2O = 4,19-5,36 \%$ ) mais beaucoup moins magnésiennes ( $MgO \leq 1 \%$ ) et calciques ( $CaO \leq 1,1 \%$ ), et nettement plus alumineuses dans l'ensemble ( $A = 19 \text{ à } 61$ ).

L'échantillon 1B38, très pauvre en quartz ( $Q = 37$ ) et riche en alcalins ( $Na_2O + K_2O = 11,43 \%$ ) correspond à une épisyénite affleurant au sein du granite de Cuzy. D'après ses teneurs en éléments peu mobiles (Th, terres rares, tabl. 1b en annexe), il dériverait plutôt d'un faciès de type d'Issy-l'Évêque – Grury que de type Cuzy.

Dans le diagramme de classification chimico-minéralogique Q-P :

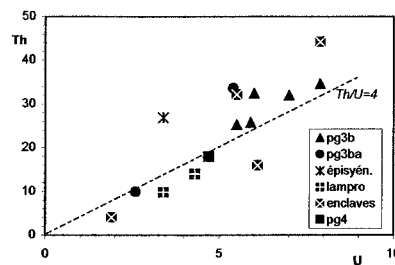
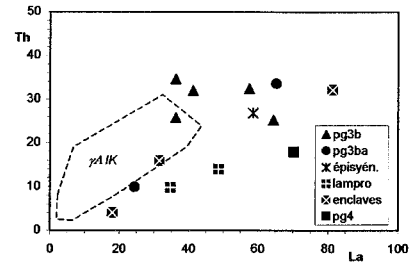
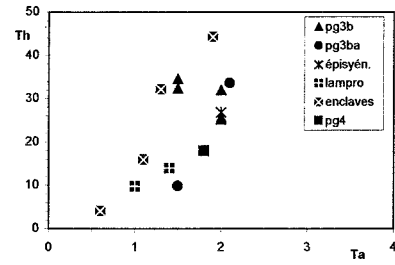
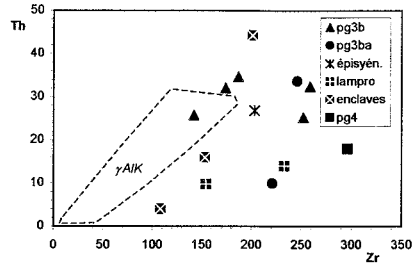
– les roches subalcalines (fig. 7a) se situent à l'intérieur ou au voisinage immédiat du quadrilatère dont les sommets correspondent aux compositions de référence des quatre roches plutoniques suivantes : granodiorite (gd), monzodiorite quartzifère (mzq), adamellite (ad) et syénite quartzifère (sq) ;

– les roches aluminopotassiques (fig. 7a pour comparaison et fig. 10a pour détails) ont des paramètres P et Q tous deux nettement plus élevés, ce qui les situe autour du granite (gr) de référence.

Dans les diagrammes B-P et A-B, le caractère plus leucocrate des roches aluminopotassiques est illustré par des valeurs plus faibles du paramètre B (fig. 7b et 8a pour comparaisons et fig. 10b et 8b pour détails).

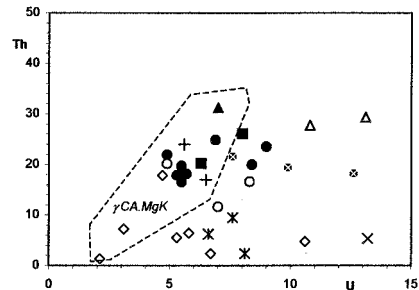
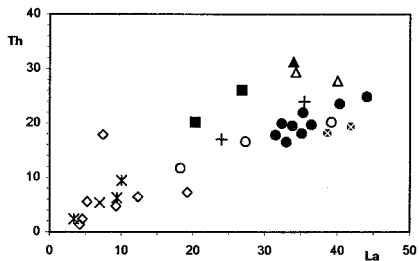
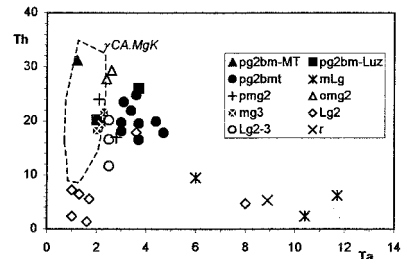
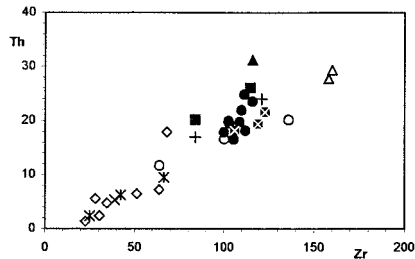
En ce qui concerne les éléments traces (tabl. 1b et 2b en annexe), les granitoïdes subalcalins présentent de fortes teneurs en Cr (38-98 ppm), Rb (191-248 ppm), Ba (570-1250 ppm), Sr (265-488 ppm), Th (18-35 ppm) ou La (36-65 ppm), sauf pour l'échantillon 1B108 du granite de Cuzy qui est enrichi en feldspath potassique et paradoxalement plus pauvre en Th (10 ppm) et terres rares (La = 24 ppm,  $\Sigma TR = 127$  ppm). Leurs spectres de terres rares (fig. 11a) montrent un fractionnement modéré des terres rares lourdes et des anomalies négatives modérées en Eu. L'échantillon 1D85 du granite de Cuzy, pauvre en quartz ( $Q = 116$ ) et métalumineux ( $A = -7$ ), est l'un des plus riches en Th (34 ppm). Cet élément a donc un comportement compatible lors du fractionnement. En revanche, les teneurs en terres rares et Zr présentent de larges fluctuations sans cohérence avec un fractionnement (diagrammes Th-Zr et Th-La, fig. 9a).

Les granites subleucocrates sont plus pauvres en Ba, Cr, Zn, Sr, Hf et Zr, (voir fig. 9a-b pour Zr), ainsi qu'en  $P_2O_5$  et terres rares légères, et présentent une faible accentuation des anomalies négatives en Eu (fig. 12a). Ces com-



$\gamma$ AlK : aire de répartition des granitoïdes aluminopotassiques  
 Voir tabl. 3 pour les symboles

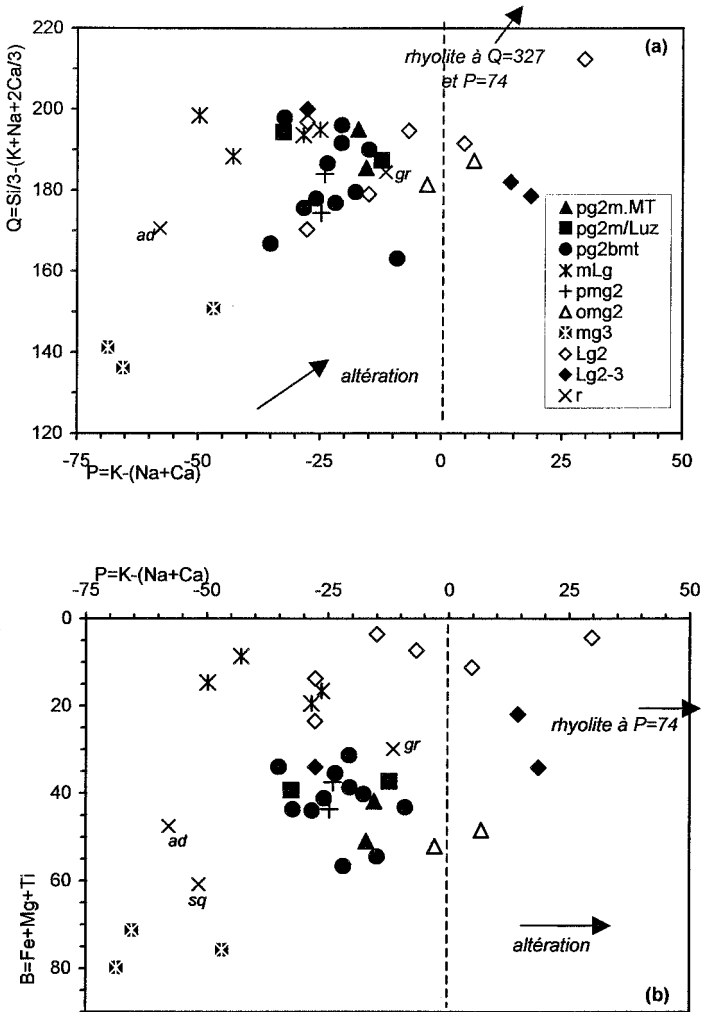
**Fig. 9a - Diagrammes Th-Zr, Th-Ta, Th-La et Th-U pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy, les enclaves sombres et les lamprophyres**



$\gamma$ AlK : aire de répartition des granitoïdes aluminopotassiques  
 Voir tabl. 3 pour les symboles

**Fig. 9b - Diagrammes Th-Zr, Th-Ta, Th-La et Th-U pour les granites aluminopotassiques subleucocrates, les leucogranites et les microgranites du batholite de Luzy et pour une rhyolite stéphanienne**





Voir tabl. 3 pour les symboles et tabl. 4 pour les abréviations

**Fig. 10 - Diagrammes Q-P (a) et B-P (b) pour les granites aluminopotassiques subleucocrates, les leucogranites et les microgranites du batholite de Luzu**

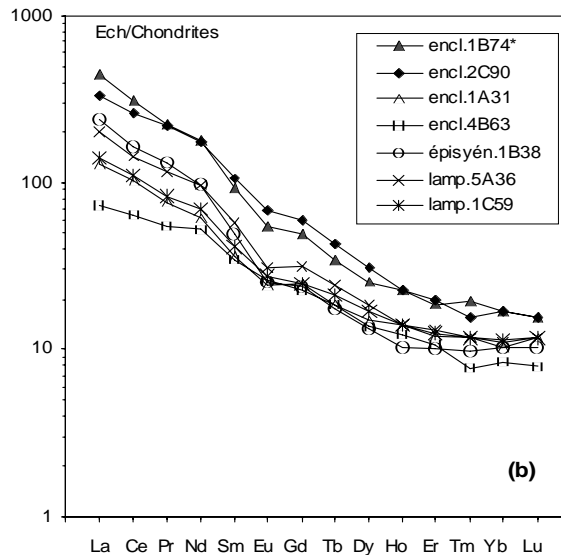
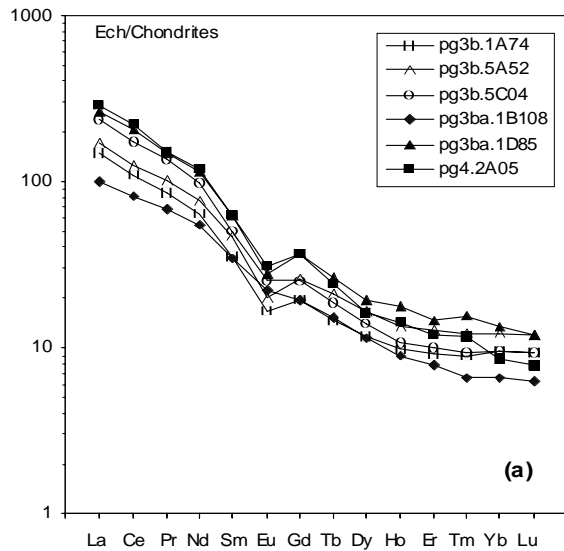


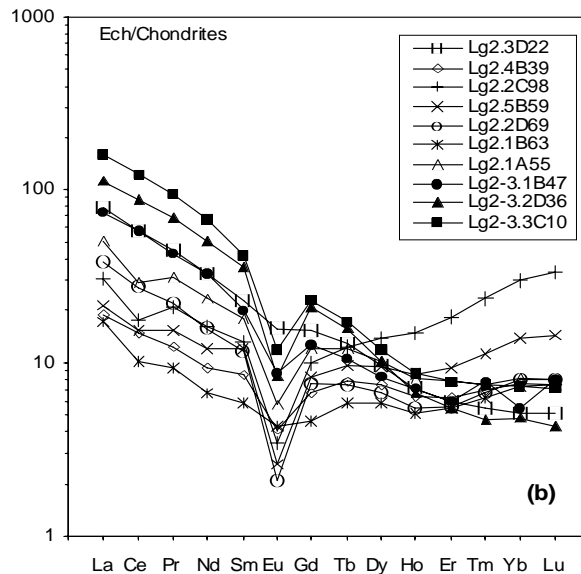
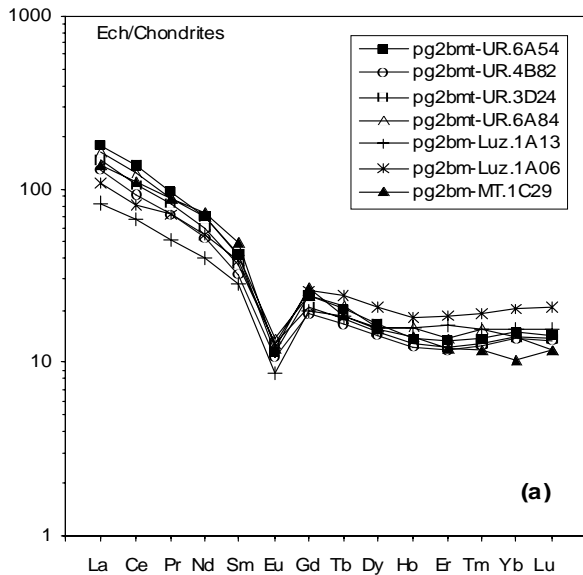
Fig. 11 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) pour les granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzu (a), pour une épisyénite, les enclaves sombres et les lamprophyres (b)

positions peuvent s'expliquer par une plus faible température des magmas induisant un fractionnement des feldspaths (Ba, Sr, Eu) et une plus faible solubilité du zircon (Hf, Zr) (Watson et Harrison, 1983) et de l'allanite. Les granites subleucocrates se distinguent également par des teneurs en moyenne plus élevées en Rb (253-321 ppm, à l'exception de 1C29 dans lequel Rb = 189 ppm), Sn (15-20 ppm pour l'unité de Sainte-Radegonde – Uchon), Ta (3-4,7 ppm, fig. 9b), Be (8-14 ppm) et Cs (13-32 ppm), mais des teneurs équivalentes en Nb et des spectres de terres rares présentant des fractionnements très voisins. Les rapports Th/U sont très variables (4 à 2) pour des teneurs en Th semblables (fig. 9b), ce qui indique la présence d'uraninite altérée à des degrés variables.

Si pour certains couples d'éléments il est possible de faire dériver les granites subleucocrates par cristallisation fractionnée des granitoïdes subalcalins (Th-Ta par exemple), l'hétérogénéité de la composition en éléments traces (par exemple Zr et TR) des granitoïdes subalcalins rapport à la très bonne régularité des corrélations inter-élémentaires pour les granites subleucocrates, ne permet pas d'envisager de manière simple une telle filiation, mais est plutôt en faveur de deux unités génétiquement distinctes. Le fractionnement entre terres rares lourdes est moins marqué dans les granites subleucocrates, et quasiment inexistant dans certains (ex. échantillon 1A13), ce qui suggère un rôle nul ou mineur du grenat.

Les échantillons de l'unité de Luzy (1A06, 1A13, 6A84) et celui du mont Tharot (1C29) sont parmi les plus potassiques des granites subleucocrates et sont parmi les moins peralumineux. Deux d'entre eux (1A06 et 1C29) se distinguent des autres granites subleucocrates par des teneurs en Th plus élevées (26 et 31 ppm respectivement, fig. 9b, hors-texte).

**Enclaves sombres.** Les quatre enclaves analysées (tabl. 5a-b en annexe) présentent des compositions variables ( $\text{SiO}_2 = 51,4\text{-}55,6\%$ ). Les enclaves 1A31 et 4B63 ont des compositions très proches, moyennement potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 2,10\text{-}2,90\%$ ), et se situent au voisinage de la monzodiorite quartzifère de référence dans le diagramme de classification Q-P (fig. 7a), et cela bien qu'elles soient contenues dans une roche mésocrate subalcaline pour l'une (1A31) et subleucocrate aluminopotassique pour l'autre (4B63). L'enclave 2C90 a une composition proche de la syénite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7a) ; elle est très magnésio-potassique, extrêmement riche en Ba (4 800 ppm), Cr (451 ppm), Ni (191 ppm), Zr (470 ppm) et somme des terres rares (420 ppm). L'enclave 1B74, contenue dans un filon de microgranite porphyrique subleucocrate, s'en distingue par un caractère très potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 5,15\%$ ) qui la situe au voisinage de la syénite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7a) ; elle se distingue en outre par des teneurs environ deux fois plus faibles en Cr (161 contre 293-322 ppm) et Ni (64 contre 132-146 ppm).



UR : Uchon - Ste Radegonde ; Luz : Luzuy ; MT : mont Tharot

**Fig. 12 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) pour les granites aluminopotassiques subleucocrates (a) et les leucogranites (b) du batholite de Luzuy**

Cependant, les quatre enclaves se rattachent à l'association subalcaline et présentent des rapports  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  faibles (0,9-1,25) qui les apparentent aux andésites et diorites calco-alkalines. Outre ces faibles rapports, les trois enclaves des granites montrent des teneurs relativement élevées en éléments traces fortement compatibles (ex. Cr = 2931-451 ppm ; Ni = 132-191 ppm) qui suggèrent qu'elles sont proches de liquides mantelliques primaires. La production de tels magmas andésitiques, par fusion partielle directe du manteau, requiert des teneurs en eau élevées pour des pressions de l'ordre de 15 kb (Kushiro et Sato, 1978).

En ce qui concerne les autres éléments traces, les enclaves présentent également les signatures géochimiques communes des roches subalcalines : fortes teneurs en Rb, Ba, terres rares légères etc. Cependant, ces teneurs sont très contrastées variant dans un rapport de 1/10 à 1/3 (selon les éléments) entre les échantillons 4B63 (Th = 4,1 ppm ; La = 18 ppm ; Ba = 557 ppm) et 1B74 (Th = 44,3 ppm ; La = 107,3 ppm ; Ba = 2 308 ppm) (cf. fig. 11b pour les terres rares). Ces différences témoigneraient d'une forte hétérogénéité du manteau source, localement intensément « enrichi ». Cet « enrichissement », commun aux roches basiques à intermédiaires potassiques, est classiquement attribué au recyclage de matériaux crustaux enfouis dans le manteau par subduction lors de la convergence varisque (Turpin *et al.*, 1988).

**Leucogranites peralumineux** (tabl. 3a-b en annexe). Ils se caractérisent par une forte teneur en quartz ( $170 < Q < 212$ , tabl. 3a et fig. 10a), mais présentent de très grandes variations de leurs proportions feldspath potassique/plagioclase comme les granites anatectiques (Cuney et Barbey, 1982), avec des faciès (2D69 et 3D22) plus plagioclasiques ( $P = -28$ ) et plus biotitiques ( $B = 14$  et  $24$ ) et des faciès très potassiques (5B59 et 2C98), très quartzeux et hololeucocrates ( $B = 0,32$  et  $0,79\%$ ) et de manière surprenante très peu peralumineux ( $A = 12$  et  $19$  ;  $A/\text{CNK} = 1,05$  et  $1,09$ ). Ce caractère très potassique peut provenir d'un départ de liquide anatectique au sein d'une matrice feldspathique (effet de filtre presse) ou d'une feldspathisation potassique. La plupart d'entre eux sont très pauvres en Th ( $< 7$  ppm), Zr ( $< 65$  ppm) et  $\Sigma\text{TR}$  ( $< 50$  ppm) en réponse à la faible température et au caractère fortement peralumineux de ces magmas leucogranitiques. Ils montrent également une extrême variabilité de leurs spectres de terres rares (fig. 12b) et de leurs teneurs en certains éléments traces reflétant l'hétérogénéité des matériaux anatectiques sources :

- 2D69 est riche en métaux rares : Sn (32 ppm), Ta (8 ppm), W (6 ppm) et Be (35 ppm) ;
- 2C98 est anormalement riche en Th (18 ppm) tout en conservant des teneurs en Zr et  $\Sigma\text{TR}$  faibles comme les autres leucogranites ;
- 2D22 par contre est nettement plus riche en terres rares que les autres leucogranites ( $\Sigma\text{TR} > 90$  ppm) ;

- 1B63 est le plus pauvre en Th (1,4 ppm), Zr (24 ppm) et  $\Sigma$ TR (21 ppm) ;
- 4B39 et 5B59 sont riches en plomb (83 ppm).

Les leucogranites montrent également les enrichissements en uranium les plus importants (jusqu'à 11 ppm) avec des rapports Th/U faibles (< 2) indiquant la présence d'uraninite comme minéral hôte prédominant de l'uranium.

**Microgranites porphyriques** (tabl. 4a-b en annexe). Les teneurs en éléments majeurs reflètent les différences pétrographiques concernant l'indice de coloration et la composition minéralogique :

Microgranites	B %	SiO <sub>2</sub> %	A	A/CNK	
Mésocrates à biotite	12,84-14,39	68,0-68,2	11,7-48,1	1,04-1,19	
Subleucocrates à 2 micas	de type $o\mu\gamma^2$	8,74-9,39	71,9-72,3	36,2-56,7	1,15-1,26
	de type $p\mu\gamma^2$	6,49-7,86	72,2-73,0	37,2-50,0	1,15-1,21
Leucocrates à 2 micas à faciès de rhyolite		02,64-02,97	71,9-74,6	52,9-57,9	1,25-1,43
		03,56	76,8	177,2	2,63

Les microgranites mésocrates à biotite de type  $\mu\gamma^3$  (6A01, 2A56, 2A46) sont nettement moins siliceux et moins alumineux que les autres. Ils sont en outre plus riches en CaO (1,0-1,8 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t (2,85-3,16 %), MgO (1,2-1,4 %) et aussi en Na<sub>2</sub>O (3,8-3,9 %). Dans le diagramme de classification Q-P (fig. 10a) ils se situent près de l'adamellite (ad) de référence, dans le même domaine que les granites porphyroïdes mésocrates subalcalins du batholite de Luzy. Les microgranites subleucocrates et les microleucogranites se trouvent eux au voisinage du granite de référence, dans un champ analogue à celui des granites porphyroïdes subleucocrates, alumino-potasiques, du batholite de Luzy. Deux sous-groupes se différencient toutefois dans le diagramme A-B (fig. 8b). Les quatre microgranites subleucocrates de types  $o\mu\gamma^2$  et  $p\mu\gamma^2$  sont relativement riches en biotite (B = 36-52 ; B % = 6,5-9,4) et moyennement peralumineux (A = 36-57) par rapport aux quatre microleucogranites  $\mu^L\gamma$  et à la rhyolite (B = 9-20 ; B % = 1,6-3,6 ; A = 53-177).

La rhyolite stéphanienne (6C07) a une composition extrêmement acide (SiO<sub>2</sub> = 76,8 %) et une teneur très faible en Na<sub>2</sub>O (inférieure à la limite de détection qui est de 0,20 %) qui suggère un lessivage quasi-total de cet élément lors d'une altération que corrobore la perte au feu élevée (2,9 %). Cette altération se traduit minéralogiquement par un important développement de mica blanc secondaire, ce qui explique la valeur très élevée des paramètres A (177, en dehors des limites du diagramme A-B, fig. 8b) et A/CNK (2,63).

En ce qui concerne les éléments traces (tabl. 4b en annexe) les différences les plus notables sont les suivantes :

Microgranites	Rb ppm	Ba ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	V ppm	Cr ppm
Mésocrates à biotite	199-216	637-689	269-312	106-123	19-27	37-39	56-96
Subleucocrates	250-324	339-699	72-216	84-160	11-17	7-24	11-44
Leucocrates	485-690	85-140	32-58	25-66	6-9	3-8	14-17

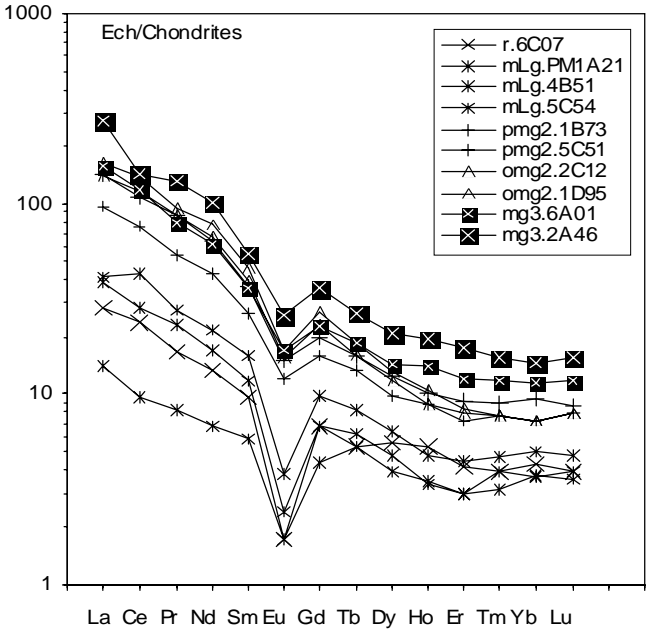
Les microgranites mésocrates sont en outre nettement plus riches en terres rares que les autres (tabl. 4b en annexe et fig. 13).

Comme tous les granitoïdes porphyroïdes du batholite de Luzy, les microgranites mésocrates à subleucocrates sont riches en Th (17-29,4 ppm), U (5,6-13,1 ppm), Ba (339-699 ppm) et La (24-66,6 ppm), et montrent un fractionnement assez marqué entre terres rares lourdes et des anomalies négatives en Eu (fig. 13). En dépit d'un caractère assez fortement alumineux ( $A/CNK = 1,15-1,26$ ), aucun des microgranites subleucocrates analysés ne présente les signatures géochimiques des leucogranites de l'association alumino-potassique, qui ont de très faibles teneurs en Sr, Zr, Hf et terres rares légères. Pour les microgranites mésocrates à subleucocrates, les teneurs assez ou très élevées en Ba, Sr, Th, terres rares légères ou Zr impliquent un fractionnement modéré des feldspaths (Ba, Sr) et une forte solubilité de la monazite (Th, terres légères) et, dans une moindre mesure, du zircon (Hf, Zr), même dans les termes les plus acides ( $SiO_2 > 70\%$ ). Les microgranites mésocrates pourraient représenter des équivalents subvolcaniques des granites porphyroïdes du batholite de Luzy qui auraient perdu du thorium par fractionnement de thortite et non pas d'allanite, car les terres rares ne fractionnent pas. Cependant, les données de terrains montrent qu'ils sont nettement postérieurs aux granites porphyroïdes.

Les microgranites subleucocrates sont aussi riches en Th que les granites porphyroïdes du batholite de Luzy. Par rapport aux granites porphyroïdes subleucocrates :

- ils se trouvent dans le même domaine dans le diagramme A-B (fig. 8b) ;
- dans les diagrammes Q-P et B-P (fig. 10a et 10b) le type  $\rho\mu\gamma^2$  (pmg2) se trouve dans le même champ, alors que le type  $\rho\mu\gamma^2$  (omg2) se situe plus à droite par suite d'une valeur plus élevée du paramètre P, due à une plus grande richesse en feldspath potassique.

Les microleucogranites, qui sont nettement plus alumineux ( $A = 53-93$ , voire 177 dans le cas exceptionnel de la rhyolite 6C07), présentent des spectres d'éléments traces compatibles avec les faciès les plus fractionnés des leucogranites de l'association alumino-potassique : faibles ou très faibles teneurs en Sr, Ba, Th, Zr, terres rares légères (ex. La = 3,4-10 ppm) ou terres rares lourdes (ex. Yb = 0,6-0,8 ppm), mais fortes teneurs en Rb (485-690 ppm) ou Ta (jusqu'à 11,7 ppm). Le fait qu'il s'agit de roches subvolcaniques, voire volcaniques (pour 6C07), montre que ces magmas très acides et de très basses



**Fig. 13 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) pour les microgranites filoniens du batholite de Luz y et pour une rhyolite stéphanienne**



températures ont pu être émis tout près de la surface, voire même à l'air libre. Ces roches présentent en outre de très fortes anomalies en éléments enrichis dans les granites à métaux rares : Li (415-425 ppm), Sn (41-85 ppm), W (6,5-11 ppm), Cs (34-119 ppm), Nb (19-48,5 ppm).

Il est remarquable de constater que les cinq échantillons de microleucogranite (PM1A21, 5C54, 6C07, 4B51) ou de leucogranite (2D69) enrichis en métaux rares (Ta, Sn, W, Li, Rb,...) sont tous localisés immédiatement au Nord de la faille majeure de Toulon-sur-Aroux et définissent corrélativement une bande prospective, d'orientation SW-NE, pour la recherche de granites à métaux rares plus fractionnés et donc plus enrichis en ces éléments.

### Géochimie des lamprophyres

Les deux échantillons analysés (tabl. 5a-b) ont des compositions intermédiaires ( $\text{SiO}_2 = 56,9-60,3 \%$ ) et fortement potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 2,4-3,1 \%$ ) qui les rattachent à l'association subalcaline et les situent dans le diagramme Q-P (fig. 7a) au voisinage des points de référence suivants : monzodiorite quartzifère pour la spessartite 1C59 et granodiorite pour le lamprophyre indifférencié 5A36.

Comme l'illustrent les spectres de terres rares (fig. 13), ces lamprophyres présentent de très bonnes analogies avec les enclaves monzodioritiques et les granitoïdes porphyroïdes mésocrates du batholite de Luzy. Cependant, comme cela a déjà été signalé plus haut, les lamprophyres ont des teneurs en Cr et Ni qui sont moins élevées que dans les enclaves 1A31, 2C90 et 4B63 qui sont contenues dans des granites porphyroïdes. Il ont en outre des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$ , Th et  $\Sigma\text{TR}$  très inférieures à celles des enclaves 2C90 et 1B74.

### Datations (tabl. 2)

**Granitoïdes porphyroïdes mésocrates et magnésio-potassiques du batholite de Luzy.** La datation radiométrique la plus fiable est celle du granite subalcalin de Grury :  $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985). Une datation du granite d'Issy-l'Évêque, analogue à celui de Grury, a donné un âge très proche mais avec une marge d'erreur beaucoup plus importante :  $350 \pm 31$  Ma par une isochrone Rb-Sr (Roques *et al.*, 1971). Aussi retenons-nous, pour l'ensemble des granitoïdes porphyroïdes subalcalins de la partie centrale du batholite polyphasé de Luzy, un âge de  $348 \pm 6$  Ma, proche de la limite entre le Tournaisien et le Viséen (345 Ma, tabl. 1 et 2). Cet âge est compatible avec le fait que sur sa bordure occidentale le granite de Grury est en contact intrusif avec des formations du Famennien (355-365 Ma) et du Tournaisien

(355-345 Ma) dans lesquelles il a développé une auréole de métamorphisme thermique, qui a une largeur d'environ 1 km sur le territoire de la feuille Bourbon-Lancy (Delfour *et al.*, 1990), comme le montre la carte de synthèse géologique régionale.

**Granites porphyroïdes subleucocrates et alumino-potassiques du batholite de Luzy.** H.-G. Carrat (1966, 1969) a mis en évidence un passage brutal des granitoïdes subalcalins centraux au granite de Sainte-Radegonde – Uchon et en déduit que ce dernier a « un caractère sécant qui ne peut toutefois pas être interprété comme le fait d'un âge plus récent ». P. Rolin et J.-M. Stussi (1991) affirment que la « non-colinéarité des variations de compositions chimiques » est un argument en faveur d'intrusions séparées. Dans le cadre du présent travail, les compléments d'analyses géochimiques réalisés ont permis d'arriver à une conclusion analogue et, pour résoudre fiablement le problème de l'âge des granites porphyroïdes subleucocrates, nous avons daté un échantillon (3A61 : x = 740,55 ; y = 2 197,00) du granite de Sainte-Radegonde par deux méthodes. Ces dernières ont donné un âge identique aux marges d'erreur près :  $324,6 \pm 3,4$  Ma par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite et  $324 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb à la microsonde ionique sur zircon, ce qui amène à retenir un âge de  $325 \pm 3$  Ma pour la mise en place du granite Sainte-Radegonde (Cocherie, 2003).

Cette datation permet d'attribuer à l'ensemble des granites porphyroïdes subleucocrates alumino-potassiques un âge de  $325 \pm 3$  Ma, nettement plus récent (de près de 23 Ma) que celui des granitoïdes subalcalins centraux. Cet âge, proche de la limite entre le Viséen et le Namurien (325 Ma, tabl. 1 et 2), est compatible avec le fait que l'intrusion du granite porphyroïde de Luzy *s.s.* a développé, en bordure nord-ouest du batholite, un métamorphisme thermique dans les formations volcano-sédimentaires du faisceau synclinal du Morvan, y compris dans la formation plutono-volcanique attribuée au Viséen supérieur (*cf.* carte de synthèse géologique régionale).

**Leucogranites peralumineux.** Les datations radiométriques réalisées jusqu'à présent sur les granitoïdes hercyniens de la partie orientale du Massif central montrent qu'il existe, pour chaque type pétrologique, un diachronisme se traduisant par des âges de plus en plus jeunes en allant du Nord vers le Sud. C'est en particulier le cas pour les leucogranites peralumineux :

– dans la partie septentrionale du Morvan, le leucogranite de la Pierre-qui-Vire a un âge proche de la limite entre le Viséen et le Namurien :  $323 \pm 4$  Ma d'après une isochrone Rb-Sr (Duthou *et al.*, 1984) et  $327 \pm 5$  Ma par la méthode Pb-Pb sur monazite (Supply, 1985) ;

– dans le Velay, les leucogranites tardimigmatitiques sont datés à  $288 \pm 7$  Ma dans le Nord (Pitiot, 1984) et à  $274 \pm 7$  Ma dans le Sud (Caen-Vachette *et al.*, 1982).

En vertu de ce diachronisme et du fait qu'ils sont intrusifs dans les granitoïdes porphyroïdes subleucocrates du batholite de Luzy, les leucogranites peralumineux à deux micas et parfois cordiérite (de type Mesvres) du Morvan méridional pourraient être un peu plus jeunes que le leucogranite à deux micas de la Pierre-qui-Vire et donc dater du début du Namurien. En revanche, il est possible que d'autres types de leucogranites et, en particulier le faciès à tourmaline, soient encore plus jeunes et puissent même dater du Westphalien. Comme il n'existe aucune datation radiométrique concernant les divers types de leucogranites du batholite de Luzy, il convient de rester prudent et de conclure que ces divers types se répartissent probablement en plusieurs générations pouvant s'échelonner du Namurien au Westphalien.

**Microgranites porphyriques.** Dans la partie nord-ouest du Morvan, J. Delfour et C. Guerrot (1997) distinguent, pour la période allant du Viséen au Stéphanien, quatre générations de microgranites :

- la première est représentée par le filon N-S de microgranite à biotite de Picampoix qu'ils ont daté à  $345 \pm 10$  Ma par la méthode Pb-Pb sur zircon ; elle est contemporaine des intrusions de granites subalcalins potassiques tels que le granite porphyroïde de Grury daté à  $348 \pm 6$  Ma (*cf.* ci-dessus) ;
- la seconde consiste en des filons NE-SW contemporains des volcanites acides, aériennes, du Viséen supérieur ;
- la troisième correspond à des filons de microgranites à deux micas de direction NW-SE à subméridienne, qui recoupent les intrusions namuro-westphaliennes de leucogranites peralumineux de type Mesvres ou la Pierre-qui-Vire et dont la mise en place est probablement associée à l'extension NW-SE à N-S stéphano-autunienne ;
- la quatrième accompagne le magmatisme acide, subvolcanique à volcanique, d'âge stéphanien à saxonien de la caldeira de Blismes – Montreuillon (fig. 1 et 2).

Sur le territoire de la présente carte et plus généralement au sein du batholite de Luzy, tous les microgranites sont postérieurs aux granitoïdes porphyroïdes subalcalins et aucun ne fait donc partie de la première génération mise en évidence dans la partie nord-ouest du Morvan.

Les microgranites subleucocrates de types  $\rho\mu\gamma^2$  et  $\sigma\mu\gamma^2$  constituent des filons ne recoupant que les granitoïdes porphyroïdes subalcalins et ont des caractères pétrologiques permettant d'envisager une liaison génétique avec les granites porphyroïdes alumino-potassiques de Luzy *s.s.* et de Sainte-Radegonde – Uchon. Aussi, est-il possible que ces microgranites constituent

des filons reliés en profondeur à une vaste entité de granite porphyroïde aluminopotassique dont les massifs de Luzy s.s. et de Sainte-Radegonde – Uchon constituent les parties affleurantes et dont l'intrusion a créé dans le granite porphyroïde subalcalin un réseau de fractures dans lesquelles se sont mis en place les filons de microgranites. Dans cette hypothèse, la présence d'une enclave de leucogranite à biotite chloritisée dans un des filons de microgranite de type  $\mu\gamma^2$  peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit d'une diatexite leucocrate d'âge dévonien, analogue à celles qui se trouvent au sein des gneiss, localement anatectiques, de Montjeu (feuilles Autun et Le Creusot, cf. carte de synthèse géologique régionale). Enfin, cette hypothèse implique que les microgranites subleucocrates ont le même âge que les granites porphyroïdes subleucocrates c'est-à-dire  $325 \pm 3$  Ma et qu'ils font donc partie d'une génération supplémentaire, se situant entre les générations 2 et 3 de J. Delfour et C. Guerrot (1997).

Les filons et stocks de microgranite mésocrate de type  $\mu\gamma^3$  recouperont surtout les granitoïdes porphyroïdes subalcalins, mais certains recouperont le granite de Sainte-Radegonde – Uchon. L'homogénéité pétrographique permet de supposer que tous ces corps sont cogénétiques et donc contemporains. Ces considérations et le fait que la plupart des filons ont une direction NW-SE à N-S sont compatibles avec un rattachement à la génération 3, stéphano-autunienne, de la partie nord-ouest du Morvan.

Les filons et stocks de microleucogranite recouperont également les deux familles de granites porphyroïdes. Les filons ont des directions très variables, mais les données pétrologiques plaident en faveur d'une analogie avec le magmatisme acide, subvolcanique à volcanique, de la caldeira stéphano-permienne de Blismes-Montreuil, située en bordure nord-ouest du Morvan (fig. 1 et 2). Les datations par traces de fission de l'uranium dans les zircons et par palynologie réalisées sur les roches volcaniques et sédimentaires de cette caldeira donnent les âges suivants (Carpena *et al.*, 1984) :

- complexe de Blismes :  $291 \pm 7$  Ma, soit Stéphanien ;
- formation sédimentaire du Pont-des-Amours : Autunien ;
- complexe de Montreuil :  $267 \pm 5$  Ma, soit Autunien-Saxonien ;
- filon tardif de rhyolite :  $258 \pm 5$  Ma, soit fin du Saxonien – début du Thuringien.

En conclusion, les relations avec les deux entités de granitoïdes porphyroïdes et les comparaisons pétrologiques et structurales avec les données concernant la partie nord-ouest du Morvan (Delfour et Guerrot, 1997) permettent d'établir, à titre d'hypothèse de travail, une chronologie de mise en place des divers types de microgranites du batholite polyphasé de Luzy. Seules des datations radiométriques permettraient de tester la validité de cette chronologie (tabl. 2).

**Lamprophyres.** À notre connaissance, personne n'a jamais réalisé de datation radiométrique sur des filons de lamprophyres du Morvan. En revanche, des lamprophyres sont datés à 290-295 Ma par la méthode Rb-Sr dans le Limousin (Leroy et Sonet, 1976 ; Chalier *et al.*, 1994) et à 292 Ma par la méthode K-Ar dans le forage GPF<sup>11</sup> de Sancerre – Couy (Hottin et Calvez, 1988), c'est-à-dire de l'Autunien inférieur. Cependant, en bordure nord du bassin d'Autun, se trouvent des vestiges de coulées de trachybasaltes shoshonitiques qui ont un chimisme analogue à celui de certains lamprophyres et sont supposés dater du Stéphanien (Delfour *et al.*, 1995 ; Chèvremont *et al.*, 1999). Il est donc probable que le magmatisme « lamprophyrique » a commencé au Stéphanien et s'est terminé à l'Autunien voire au Saxonien comme c'est le cas pour le magmatisme acide de la caldeira de Blismes-Montreuillon.

## BASSIN STÉPHANO-PERMIEN DE BLANZY – LE CREUSOT

### Stéphanien

Les assises détritiques et phytogènes stéphaniennes du bassin houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines se sont mises en place dans un fossé d'effondrement étroit et allongé (*cf.* carte de synthèse géologique régionale), limité au Sud-Est par une faille majeure qui le sépare du socle métamorphique et granitique varisque du Charollais *s.l.* (Feys *et al.*, 1972 ; *cf.* coupe A-B) et qui a eu des jeux polyphasés, comme nous le verrons plus loin dans la synthèse géodynamique. Le problème de la continuité des dépôts vers le Nord-Ouest sous le remplissage permien ultérieur n'est pas résolu ; ponctuellement ces dépôts sont identifiés, comme dans le cas du sondage de Sanvignes-les-Mines, qui a atteint du Stéphanien stérile sous le Permien (*cf.* coupe A-B), mais nous ne connaissons pas la limite du bassin carbonifère dans cette direction. Il est certain que les failles qui le limitent vers le Nord-Ouest ont joué, au moment de sa mise en place, un rôle dans l'approfondissement du bassin dans cette direction : probablement plus de 1 450 m de série carbonifère, en limite de la faille de l'Est, à l'aplomb de Sanvignes-les-Mines.

Ces séries à dominante détritique grossière correspondent à des apports torrentiels et par coulées boueuses, dans un environnement instable avec d'importants couloirs de transit de matériels détritiques. Des puits et des sondages ont montré la présence d'énormes blocs de gneiss, qui ont glissé à partir du socle sur des pentes abruptes ou ont été emportés par des coulées boueuses.

Faisant partie du bassin houiller de Blanzay – Montceau-les-Mines, les gisements de charbon de Rozelay et du secteur des Essarts (les Fouthiaux,

---

<sup>11</sup> Géologie Profonde de la France.

Saint-Amédée) se sont formés dans un domaine subsident, marqué par de fréquentes reprises d'érosion. Le compartimentage tectonique de la bordure du bassin a permis le dépôt de matière organique dans des zones abritées, où débouchent épisodiquement des coulées de boue (Courel, 1982). On dénombre seize couches principales, représentatives de bases de séquences de dépôts en limite de bordure de fossé. La plupart sont irrégulières, traduisant ainsi une tectonique synsédimentaire ou syndiagénétique conditionnant les dépôts (Vallé, Courel, Gélard, 1988).

## Permien

La série détritique continentale du Permien succède rapidement aux dépôts houillers du Stéphanien, déformés et plissés lors des dernières phases de serrage tardi-carbonifères. Elle marque l'installation d'un vaste bassin d'accumulation en système distensif N-S (Debriette, 1989) dont le remplissage va être polyphasé. D'après les épaisseurs du Permien et la granulométrie des décharges détritiques, c'est la bordure nord du bassin qui est tectoniquement la plus active et contrôle en grande partie la dynamique de son remplissage.

Le bassin de Blanzay – Le Creusot se présente donc comme un grand lac intramontagneux, à la topographie probablement irrégulière, aux berges localement encombrées de dépôts de coulées en masse, dans lequel se développe un réseau fluvial au régime dynamique modéré (fig. 5). Il est entouré de reliefs, malgré tout, relativement peu prononcés, d'où proviennent les sédiments détritiques : décharges conglomératiques grossières sur les bordures, surtout au Nord, sédiments plus fins sableux et argileux vers le centre, dans lesquels se mêlent, surtout à la base, quelques lits de cendres d'origine volcanique (cinérites, ou « gores » selon les anciens mineurs), témoins d'une activité magmatique régionale contemporaine, discrète dans ce bassin mais très développée dans le complexe autuno-saxonien de Montreuillon, en bordure nord-ouest du Morvan (fig. 1 et 2) comme nous l'avons vu ci-dessus.

À l'Autunien le plus inférieur, la paléogéographie semble contrastée, et les dépôts détritiques très grossiers de la bordure nord passent rapidement à des faciès argilo-silteux fins, riches en matière organique algaire, déposés en milieu lacustre relativement profond (quelques dizaines de mètres ?) à tendance euxinique, sous forme de vases noires, parfois entrecoupées de silts micacés évoquant des apports saisonniers à l'origine de faciès « varvés ». Cependant, de fines intercalations subaquatiques à bioturbations sont également interstratifiées dans les séries grossières et quelques dépôts organiques de type houiller s'accumulent même encore près de la bordure sud.

La partie supérieure de l'Autunien semble correspondre à l'installation généralisée d'un régime fluvial peu profond, dans un réseau chenalissant

étendu à l'ensemble du bassin, représenté par des grès à éléments conglomératiques avec des interlits plus argileux.

La sédimentation permienne est ensuite influencée par une dérive climatique vers une plus grande sécheresse, attestée par la relative abondance de la communauté mésophyle et xérophyle, adaptée à la sécheresse. Dans la formation alternante, attribuée au Saxonien, on ne rencontre plus de dépôts phytogènes, mais des conglomérats hétérogéniques, localement puissants et très grossiers avec des blocs de l'ordre du m<sup>3</sup> dans la partie septentrionale du bassin.

Paléogéographiquement, la reprise de cette sédimentation détritique grossière, de type chenaux fluviatiles subaériens et courants de masse, indique une reprise de subsidence du bassin et un comblement centripète des milieux subaquatiques (Gand *et al.*, 1992). Cependant, il ne semble pas que cette formation se soit déposée vraiment dans la totalité du bassin de l'époque, ou alors elle a été partiellement érodée par la formation des grès rouges sus-jacente.

Celle-ci reprend en discordance sur les formations sous-jacentes, indiquant un arrêt quasi-général de la subsidence et donc de la sédimentation. La reprise des apports grossiers en bordure des failles bordières est nette, surtout au Nord du bassin, avec des conglomérats à structure fruste et très chargés en matrice, alors que vers le centre les réseaux fluviatiles sont mieux organisés, associés à des dépôts fins sous faible tranche d'eau (Gand *et al.*, 1992). Des argiles et pélites semblent marquer la fin de la sédimentation permienne et le comblement du bassin.

Malgré une épaisseur de sédiments dépassant largement 1 000 m, ce bassin n'a jamais été très profond, comme le montre la permanence des dépôts de type fluvial intercalés dans les faciès lacustres, et il a dû être pratiquement comblé plusieurs fois durant son fonctionnement.

### *COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE*

Cette couverture n'étant que très peu représentée sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, nous reprenons ici la synthèse concernant le Trias et le Lias de la carte Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001), située juste au Sud.

Au **Trias**, les premiers sédiments se déposent sur une surface d'érosion plane résultant d'une période de dénudation du substrat anté-secondaire qui a duré une soixantaine de millions d'années environ. Les lagunes, préfigurant la progression marine sur la plate-forme continentale, progressent vers l'Ouest. D'une manière générale, les premiers dépôts du Trias bourguignon sont de

type germanique et débutent au Muschelkalk par une sédimentation gréseuse grossière (tG). Les pseudomorphoses de sel gemme trahissent la concentration minérale de l'eau mais les évaporites sont éliminées par des dissolutions répétées. Puis la sédimentation détritique terrigène s'affine au Keuper (tA), se mêle de plus en plus à des carbonates de précipitation (marnes, grès à ciment carbonaté, dolomies). Le territoire de la feuille Paray-le-Monial se situe près de la limite de transgression triasique (Courel, 1970), ainsi que l'attestent les variations rapides de faciès et d'épaisseur d'Est en Ouest.

Au **Rhétien**, la mer s'avance jusque sur la marge morvandelle. Les sédiments de type « grès blonds », triés, calibrés et plus ou moins émoussés, et les argiles noires à traces de plantes témoignent, cette fois, d'un milieu plus marin dans un environnement subdital à supratidal mais très proche des terres morvandelles encore émergées.

### **Plates-formes calcaires réduites et vasières du Jurassique inférieur**

Trois séquences de sédimentation peuvent être reconnues dans les formations du Lias :

- une première séquence, que l'on peut qualifier de transition puis de développement des conditions franchement marines, s'étend de l'Hettangien au Sinémurien supérieur ;
- une deuxième séquence, essentiellement faite de vases carbonatées de milieu plus profond, qui correspond au Sinémurien supérieur et au Pliensbachien supérieur ;
- une troisième séquence de même type qui intéresse le Toarcien inférieur et moyen, le Toarcien supérieur étant absent.

La série secondaire s'arrêtant au Sinémurien sur la feuille Toulon-sur-Arroux, seule la première séquence concerne cette feuille.

À l'**Hettangien** s'affirme, sur tout le territoire de la feuille, un caractère marin qui persistera pendant tout le Jurassique. Les premiers fossiles marins apparaissent dès la base de la sédimentation carbonatée : lumachelle à huîtres et cardinies, ainsi que des foraminifères. Cependant, des apports terrigènes continueront de se mêler épisodiquement aux dépôts carbonatés marins.

Au **Sinémurien**, les conditions de mer calme, peu profonde, s'étendent à toute la région avec une très remarquable uniformité. Partout, précipitent des boues calcaires, auxquelles se mêlent des débris d'échinodermes et autres bioclastes. Les huîtres comme les gryphées et de nombreuses espèces de mollusques, prolifèrent en même temps que se déposent des coquilles de cépha-



lopodes (ammonites et bélemnites) venus du large. Ainsi se construit la première plate-forme calcaire de l'ère secondaire, avec des dépôts peu épais (10 à 15 m) mais d'extension régionale. À son toit, précipitent des phosphates, et le fer apparaît de manière soit diffuse, soit en pseudo-oolithes. Dès le Sinémurien supérieur, quand débute la deuxième séquence, la sédimentation argilo-silteuse en eau carbonatée reprend. Elle alterne d'abord avec des dépôts plus carbonatés (calcaires argileux), et la faune benthique se raréfie considérablement alors que les nageurs sont toujours présents et que certains, même, prolifèrent (bélemnites).

Un intervalle d'environ 140 millions d'années, allant de la fin du Sinémurien au début de l'Eocène, non documenté dans la succession stratigraphique, nous sépare des formations cénozoïques.

## FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

### Tertiaire

Au **Tertiaire**, la mer a quitté la région depuis longtemps, sans doute dès la fin du Jurassique. Les premiers dépôts – et les seuls connus sur la présente feuille – sont les formations sableuses et argileuses de l'**Éocène sidérolithique**. Ces dépôts se font sur un substratum émergé depuis plusieurs dizaines de millions d'années au cours desquelles il a été soumis à l'érosion et à l'altération latéritique. Un domaine continental pénéplané et un climat chaud servent de cadre à de vastes épandages fluviaux. Une croûte siliceuse ou silcrète, non observée sur la feuille Toulon-sur-Arroux, mais présente sous forme de quelques vestiges sur la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001), couronne ces formations. Elle se forme près de la surface et correspond à des conditions de drainage médiocre marquant la fin du fonctionnement des profils latéritiques.

### Plio-Quaternaire

Après une lacune de dépôt d'environ 40 millions d'années, **les sables et argiles du Bourbonnais** se déposent en de vastes épandages fluviaux en domaine continental émergé. Ces dépôts sont contemporains du volcanisme mondorien, situé à environ 100 km au Sud-Ouest, comme en témoigne la présence de minéraux symptomatiques tels que des zircons, amphiboles et quartz de ponces, provenant des pluies de cendres des phases paroxysmales ; cela permet de leur attribuer un âge compris entre 3 et 0,25 Ma. Les formations du Bourbonnais sont en position marginale par rapport aux bassins de la Loire et de l'Allier, et nous sommes ici sur les derniers témoins orientaux. Les conditions de sédimentation sont dominées par les apports

latéraux à caractère torrentiel orientés vers le Sud-Ouest, les formations sont incomplètes et peu différenciées par rapport à celles du bassin bouronnais *s.s.* (Clozier, *in* Delfour *et al.*, 1989) et le contenu minéralogique est atypique avec notamment un cortège minéral mondorien incomplet voire localement absent.

## Quaternaire

La mise en place du réseau hydrographique actuel et l'action des phénomènes superficiels en domaine périglaciaire confèrent à la région son modelé actuel.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

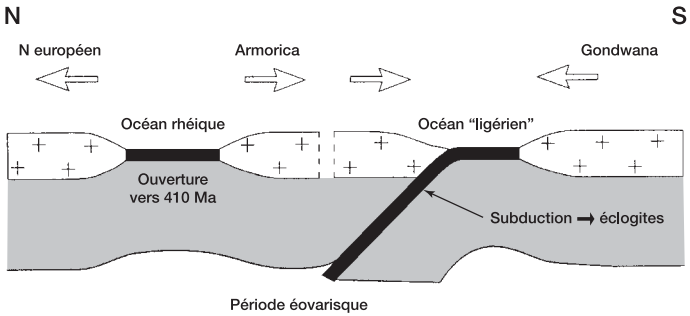
### ÉVÈNEMENTS ANTÉ-VARISQUES

Ils sont encore mal connus actuellement. Les protolites des roches métamorphiques du Massif central constituent un ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques dont l'âge de mise en place pourrait s'échelonner du Protérozoïque supérieur, pour les dépôts sédimentaires les plus anciens, au Silurien.

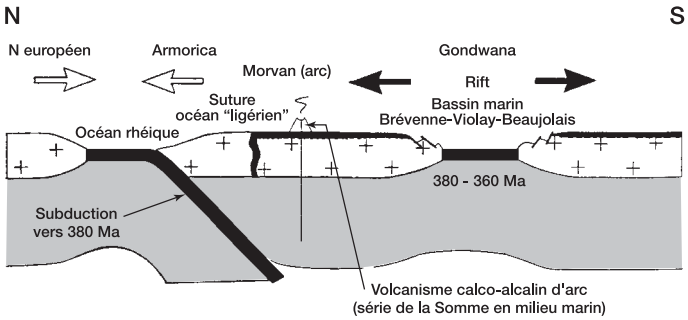
### OROGENÈSE VARISQUE (OU HERCYNIENNE)

Le socle varisque du Nord-Est du Massif central appartient à la zone axiale de la Chaîne varisque. P. Ledru *et al.* (1989) proposent pour l'orogénèse varisque un modèle monocyclique divisé en trois périodes : éo-, médio- et néovarisques. Cependant, ce modèle monocyclique doit être reconsidéré en ce qui concerne la période médiovarisque, très complexe dans le cas du Morvan entre autres, comme le soulignent des auteurs tels que M. Faure *et al.* (1997) qui proposent un autre modèle d'évolution géodynamique, illustré par la figure 14 (d'après C. Leloix, 1998).

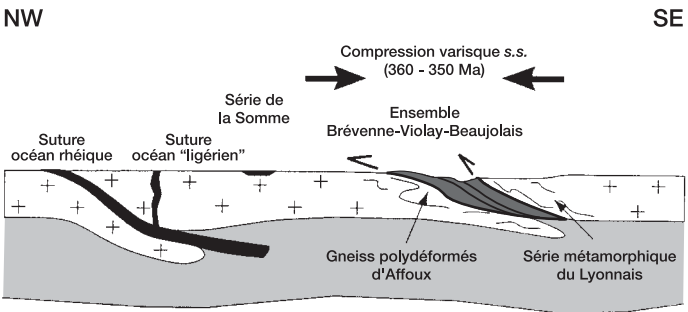
**La période éovarisque** (Silurien ; 435 à 410 Ma) correspond à la subduction de croûtes océanique et continentale, se traduisant par un métamorphisme de haute pression ( $\leq 20$  kb) et de moyenne température ( $\leq 800$  °C), à l'origine de granulites et d'éclogites dont une relique amphibolitisée est connue au sein de la série métamorphique dite du Charollais, sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001). Cette subduction légèrement vers le Nord (fig. 14a), a fait disparaître le domaine océanique, créé au Cambro-Ordovicien, appelé « ligérien » (Autran et Cogné, 1980), et sa bordure méridionale, constituée de



a - Silurien à Dévonien inférieur



b - Dévonien moyen à supérieur



c - Tournaisien

Fig. 14 - Modèle d'évolution géodynamique du NE du Massif central, du Silurien au Tournaisien (d'après C. Leloix, 1998)

croûte continentale. Cela est bien argumenté dans le Lyonnais (Gardien *et al.*, 1990), où des restes de la lithosphère océanique sont identifiés. En arrière de cette subduction s'ouvre l'océan rhéique dont un témoin correspond aux ophiolites du cap Lizard dans les Cornouailles, en Angleterre.

**La période médiovarisque** (Dévonien basal à Tournaisien inférieur ; 410 à 350 Ma) est plus complexe. Il y a d'abord fermeture de l'océan « ligérien » et collision du continent Nord-Gondwana aminci avec des blocs continentaux situés au Sud de l'océan rhéique. Puis, au Dévonien moyen à supérieur (Givétien-Famennien ; 380 à 360 Ma), il y a (fig. 14b) :

– fermeture de l'océan rhéique par subduction vers le Sud sous la marge nord-gondwanienne, comme en témoigne dans le Morvan la présence d'un volcanisme calco-alcalin au sein de la série épicontinentale de la Somme, datée du Dévonien supérieur (feuille Bourbon-Lancy, Delfour *et al.*, 1990) ; ce type de volcanisme va se poursuivre jusqu'au Viséen basal ;

– une distension intra- et arrière-arc qui se traduit, entre autres, par le rifting de la Brévenne (à l'Ouest de Lyon) à la fin du Dévonien vers 360 Ma.

Dans le modèle de M. Faure *et al.* (1997) :

Au Dévonien inférieur à moyen a lieu l'exhumation des roches métamorphiques de HP-MT éovarisques, avec une diminution de pression conduisant à la rétomorphose des éclogites dans le faciès amphibolite et à une anatexie précoce. Cette première phase d'anatexie varisque est bien caractérisée et calée par radiochronologie dans le Lyonnais, où elle est datée à  $384 \pm 16$  Ma (Duthou *et al.*, 1994), le Limousin et le Rouergue où les âges radiométriques sont analogues :  $375 \pm 6$  Ma et  $383 \pm 5$  Ma pour les migmatites développées aux dépens des orthogneiss du Thaurion (méthode Rb-Sr sur roches totales ; Duthou, 1977) et de Meuzac (U-Pb sur zircon ; Pin et Peucat, 1986) respectivement. Dans le Charollais, c'est probablement aussi lors de cette anatexie précoce du Dévonien moyen que se forment les métatexites, les diatexites à deux micas, voire les roches plutoniques de la « ligne monzonitique du Charollais » (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001).

Il ne semble pas y avoir de surépaississements crustaux importants associés à la suture « ligérienne » et aux collisions de blocs continentaux liés à cette suture du Dévonien inférieur. L'exhumation dès 380 Ma des zones anatectiques précoces et le retour de la sédimentation marine dès le Givétien (~ 380 Ma) dans le Morvan suggèrent un régime en extension au-dessus de la subduction vers le Sud d'un océan rhéique situé à l'emplacement de l'actuel Bassin parisien (Leloix *et al.*, 1997). Les témoins plutoniques de cette subduction sont des diorites-tonalites calco-alcalines comme celles d'Aydat en Auvergne et de Beaumont-Huriel dans la Marche, datées respectivement à  $365 \pm 3$  Ma et  $360 \pm 1$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Pin et Paquette, 2002).

Ce n'est qu'après la distension précédente, au Dévonien terminal, vers 360 Ma, que débute la compression hercynienne proprement dite (fig. 14c).

**La période néovarisque** se subdivise, pour le Massif central pris dans son ensemble (Ledru *et al.*, 1989), en des stades 1 (350 à 320 Ma) et 2 (320 à 280 Ma) qui correspondent :

- le premier, à un épaissement crustal dû à la réactivation de la collision avec des chevauchements et de grands décrochements crustaux ;
- le deuxième, à un amincissement crustal et à une extension conduisant à l'effondrement de la chaîne.

À une époque proche de la limite entre le Tournaisien et le Viséen (345 Ma, tabl. 1), dans la partie orientale du Massif central, de grands décrochements dextres, de direction généralement SW-NE, s'accompagnent de la mise en place de granites « syntectoniques » comme celui du Grand-Chemin dans le Lyonnais, daté à  $349 \pm 3$  Ma et  $346 \pm 3$  Ma par la méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur biotites et muscovites (Costa *et al.*, 1989). C'est probablement à la même époque qu'ont lieu les décrochements ductiles dextres d'Autun, de direction proche d'E-W (Rolin et Stussi, 1991), et de Ciry-le-Noble, de direction SW-NE, mis en évidence sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Chèvremont, *in* Donzeau *et al.*, 2001) et se prolongeant dans l'angle sud-est de la présente carte. Des failles de direction proche de SW-NE constituent aussi :

- la limite nord-ouest du batholite de granites porphyroïdes subalcalins du Charollais dont le faciès à biotite + amphibole de Mary est daté à 345 Ma par une isochrone Rb-Sr (Viallette, 1973) ;
- la limite sud-est du batholite granitique polyphasé de Luzy ; cette faille affecte à la fois le granite subalcalin d'Issy-l'Évêque – Grury, daté à  $348 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur zircon et uraninite (Supply, 1985), et le granite aluminopotassique de Sainte-Radegonde – Uchon, daté à  $325 \pm 3$  ou 6 Ma dans le cadre du présent travail (*cf.* datations dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ») ; elle a donc probablement contrôlé la mise en place du granite d'Issy-l'Évêque – Grury puis joué en faille cassante après la mise en place du granite de Sainte-Radegonde – Uchon.

Ces décrochements contrôlent aussi une activité volcanique qui tend à se localiser dans des gouttières ou fosses volcano-plutoniques où les accumulations subaériennes de laves et leurs cortèges subvolcaniques deviennent énormes aussi bien dans le Morvan (Delfour *et al.*, 1995) que dans le Roannais – Beaujolais (Leistel et Gagny, 1984). Au Viséen supérieur, ce magmatisme évolue vers des termes ayant un chimisme intermédiaire entre les lignées peralumineuse et subalcaline et résultant de la fusion partielle de para- et orthogneiss alumineux. Ce magmatisme du Viséen supérieur est

largement représenté, comme le montre la carte de synthèse géologique régionale, au sein de la partie la plus septentrionale des formations dévonianiennes de la bordure nord-ouest du batholite granitique de Luzy.

À la fin du Viséen, la phase de compression, dite sudète, plisse modérément, sans les schistosier, les formations volcano-sédimentaires déposées depuis le Dévonien moyen-supérieur, ce qui donne la structure synclinoriale du faisceau du Morvan (fig. 2).

Cette phase de compression est suivie d'une extension généralisée, commençant vers 322 Ma dans le Lyonnais (Costa *et al.*, 1989) et plus généralement autour de 325 Ma, c'est-à-dire de la limite entre le Viséen et le Namurien (tabl. 1), dans le Nord-Est du Massif central. C'est au cours de cette extension que se mettent en place les granites subleucocrates aluminopotassiques du batholite de Luzy, puis les leucogranites peralumineux de type Mesvres et autres.

Un régime compressif réapparaît au Westphalien terminal et se poursuit au cours de tout le **Stéphanien**. Au cours de cette période, la contrainte compressive tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre : N-S à la fin du Westphalien et au Stéphanien A et B inférieur, elle devient NW-SE à la transition entre Stéphanien B et C puis E-W au Stéphanien C (Bonijoly et Castaing, 1984 ; Gélard *et al.*, 1986 ; Blès *et al.*, 1989). Ce régime compressif réactive les grandes failles comme celle de Bert – Le Creusot, structure majeure arquée du bâti hercynien, de direction générale SW-NE, qui va du Sillon Houiller au Sud-Ouest jusqu'au graben du Rhin au Nord-Est, en passant par Toulon-sur-Arroux. Ces failles décrochantes n'étant pas rectilignes, des bassins en « trans-tension » peuvent se former aux endroits où elles présentent des inflexions ; ce modèle (Crowell, 1974) explique la formation des bassins stéphanien de Montceau-les-Mines et de la bordure nord-ouest du bassin de Blanzky–Le Creusot (Gélard *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989).

Du Westphalien terminal au Stéphanien B inférieur, la compression N-S se traduit par un système de cisaillements conjugués (Blès *et al.*, 1989) à jeu dextre sur les failles de direction N140-170 et à jeu senestre sur les accidents de direction N10 à N50 et donc en particulier sur les failles majeures de direction proche de SW-NE qui bordent le bassin de Blanzky – Le Creusot. Au Stéphanien B supérieur et au Stéphanien C, la compression NW-SE puis E-W se traduit par un jeu dextre de ces grands accidents de bordure, contemporain du remplissage sédimentaire du bassin (Gélard et Vallé, 1983 ; Langiaux, 1984). Dans le bassin de Montceau-les-Mines, la compression NW-SE se traduit en outre par des failles inverses syndiagénétiques et accompagnées de microplis, observées dans le Stéphanien B supérieur (Gélard et Vallé, 1983 ; Gélard *et al.*, 1986).

Ces bassins, de dimensions variées mais généralement allongés et étroits, recueillent au Stéphanien moyen les produits de l'érosion des reliefs environnants ainsi qu'une abondante accumulation de dépôts phytogènes de matière organique d'origine ligneuse, à l'origine des couches de charbon, dans laquelle s'intercalent des poussières fines produites par des émissions d'origine volcanique.

Au Stéphanien, a lieu en outre, une activité magmatique, subvolcanique à volcanique, bimodale : acide d'une part, intermédiaire à basique d'autre part. Les termes subvolcaniques acides sont des microleucogranites mis en place sous forme de filons, de sills ou de stocks dans les entités anté- à synstéphanien. Les termes volcaniques acides sont bien connus au sein du complexe stéphanien de Blismes, situé en bordure nord-ouest du Morvan (fig. 1 et 2) et constitué d'une succession de coulées d'ignimbrites et de dépôts de tufs ou de brèches (Carpena *et al.*, 1984). Le magmatisme intermédiaire à basique, beaucoup plus discret, se traduit par des coulées de trachybasalte shoshonitique dont il reste des vestiges en bordure nord du bassin d'Autun (Delfour *et al.*, 1995 ; Chèvremont *et al.*, 1999), et probablement aussi par la mise en place de filons précoces de lamprophyres.

À la fin du Stéphanien, la compression, proche d'E-W, plisse le bassin stéphanien de Montceau-les-Mines (Vallé *et al.*, 1988).

À l'Autunien, une distension N-S, reconnue dans le bassin d'Autun (Marteau, 1983) et dans celui de l'Aumance à l'extrémité nord du Sillon Houiller (Paquette, 1980 ; Gros, 1981), est contrôlée par les failles bordières qui jouent en failles normales (*cf.* carte de synthèse géologique régionale) à cette époque. Elle provoque l'apparition, dans le bassin, d'une fracturation N60 à N100°E, avec des failles synsédimentaires dans les formations permienes et surtout le basculement de blocs structuraux vers le socle de la bordure nord, ce qui explique la discordance locale de la Formation alternante sur l'Autunien, puis du Saxonien sur la Formation alternante et les variations d'épaisseur des différentes formations permienes.

Le remplissage détritique du bassin lacustre se fait donc par saccades, avec des alternances de décharges grossières et d'accumulation de sédiments fins, jusqu'à son comblement et l'arrêt de la subsidence.

Le magmatisme acide alcalin, qui a débuté au Stéphanien, se poursuit à l'Autunien et se termine au Saxonien comme c'est le cas pour le complexe volcanique de Montreuillon, qui constitue la partie supérieure de la caldeira de Blismes – Montreuillon en bordure nord-ouest du Morvan (fig. 1 et 2) et qui consiste en de nombreuses petites nappes ignimbritiques, empilées ou imbriquées, datées à  $267 \pm 5$  Ma (Carpena *et al.*, 1984). C'est probablement aussi le cas pour de nombreux filons et autres petits corps subvolcaniques aci-

des que renferment le socle varisque. Ces corps subvolcaniques stéphano-permiens sont abondants au sein du horst granitique de Saint-Saulge (Nièvre), à l'Ouest de la caldeira de Blismes – Montreuillon, et pourraient être représentés, sur une étendue beaucoup plus grande, par les filons et stocks de microleucogranites peralumineux qui recoupent les granitoïdes du batholite de Luzy et d'autres entités anté-stéphaniennes du socle du Morvan.

L'activité magmatique autunienne se traduit en outre, dans la majeure partie du Massif central, par la mise en place de filons de lamprophyres de chimisme intermédiaire à basique avec une affinité alcaline potassique plus ou moins nette.

La phase compressive saalienne, qui marque la fin de l'orogénèse varisque, comprime les bassins stéphaniens à saxoniens et accentue les pendages des couches et le basculement des panneaux structuraux.

### *PÉNÉPLAINE PERMO-TRIASIQUE*

Du Permien supérieur au Trias moyen, la cordillère hercynienne est complètement érodée et le substratum forme un piémont ou glacis d'érosion aplani. De cette surface d'érosion des premiers temps de l'ère secondaire il ne reste plus de témoin perceptible en surface sur la présente feuille. Sa trace sous la discordance des grès du Trias est cependant visible en deux points situés plus au Sud, sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001).

### *INFLUENCE DES PHÉNOMÈNES ALPINS*

Alors que l'orogénèse varisque (hercynienne) a influencé l'histoire de la région jusqu'à la fin du Permien, les phénomènes alpins prennent le relais du début du Secondaire à l'Actuel. L'ouverture progressive de l'océan alpin – la Téthys (formation du rift puis de l'océan) – et la surrection de la Chaîne alpine (fermeture de l'océan téthysien et collision de ses bordures) sont les moteurs de phénomènes tectoniques et sédimentaires puissants dont le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux subit certains contrecoups, bien qu'il soit à l'écart de ces grands événements orogéniques.

**À la limite entre le Rhétien<sup>12</sup> et le Lias**, il y a environ 203 Ma, débute une longue période d'extension et de sédimentation marine. Le Massif central forme la marge passive nord de l'océan téthysien. Ses bordures s'effondrent progressivement vers l'Est, en direction de la marge alpine, sous l'action des failles normales listriques du rift liasique, fracturation qui réactive également

---

<sup>12</sup> Rhétien = dernier étage du Trias.



des accidents anciens. Au Lias, dans le Morvan, l'extension est de direction NW-SE et s'accompagne d'un épisode de silicification et de minéralisation de type « socle – couverture » à fluorine, barytine, galène, etc. (Baubron *et al.*, 1980 ; Valette, 1983 ; Blès *et al.*, 1989). Le Charollais *s.l.* est recouvert par une mer peu profonde de plate-forme épicontinentale. Une sédimentation peu épaisse, en fort contraste avec les accumulations de la fosse alpine, ou de celles d'épaisseur intermédiaire du Jura, s'y dépose. Dans la sédimentation, le retour de la mer est annoncé par les lagunes évaporitiques du Trias, conséquences de l'amorce du rift alpin. Dès l'Hettangien, le milieu marin s'installe sur toute la Bourgogne et perdurera au moins jusqu'à la fin du Jurassique.

Dans le cadre strict de la feuille Toulon-sur-Arroux, il n'existe aucun témoin de dépôts sédimentaires pendant l'intervalle d'environ 140 millions d'années qui va de la fin du Sinémurien jusqu'à l'Éocène. Il est cependant probable que des sédiments jurassiques post-sinémuriens ont existé dans le secteur, comme c'est le cas un peu plus au Sud sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (*cf.* carte de synthèse géologique régionale), et qu'ils ont été complètement érodés par la suite.

**Au Crétacé supérieur**, la lithosphère ouest-européenne enregistre un changement de comportement mécanique et thermique majeur en réponse à la convergence Afrique-Eurasie : à un régime extensif succède un régime compressif de direction N-S prédominante, remarquablement constante à travers toute la plaque ouest-européenne (Blès *et al.*, 1989 ; Ziegler, 1990 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Cette déformation lithosphérique induit une surrection des principaux domaines de socle actuels, une diminution drastique de la vitesse de subsidence des bassins intracratoniques (Bassin parisien) et la création de flexures subsidentes au niveau de la future Chaîne pyrénéenne. Elle présente toutes les caractéristiques de déformations de faible amplitude (quelques centaines de mètres) et de grande longueur d'onde (> 200-300 km), compatible avec un flambage lithosphérique sur lequel se surimpose localement un rift. Cette déformation, à grande longueur d'onde, va se poursuivre durant tout le Cénozoïque et les données géomorphologiques montrent qu'elle est toujours active actuellement (Wyns, 1991 ; Bonnet *et al.*, 2000).

Suite au bombement lithosphérique, la quasi-totalité du Sud-Est de la France est émergée au Paléocène – Éocène et le restera jusqu'à l'Actuel. La zone soulevée est alors soumise à l'altération latéritique jusqu'à l'Éocène supérieur, soit pendant une durée d'environ 25 Ma. Une phase d'érosion et d'altération s'installe dans la durée. Les dépôts sableux du Sidérolithique se mettent en place sur une surface qui a déjà subi une altération continentale prolongée. La « compression pyrénéenne » est responsable d'un épisode de fracturation du bâti et notamment (Donzeau *et al.*, 2001) d'un rejeu des failles décrochantes de direction N135-170 qui tronçonnent les grands accidents bordiers du bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot (*cf.* carte de synthèse géologique régionale).

Localement, apparaît, en outre, un volcanisme basique sous-saturé en silice. Aucun témoin de ce volcanisme n'est connu sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux, mais de petits corps de roches basiques alcalines sont connus dans un environnement relativement proche : d'une part le neck d'ankaratrite<sup>13</sup> de Drevin (feuille Le Creusot, *cf.* carte de synthèse géologique régionale) et, d'autre part, les necks et dykes de basaltes *s.l.* de la feuille Charolles, située juste au Sud de la feuille Paray-le-Monial. Des datations par la méthode K-Ar sur roches totales (Bellon *et al.*, 1974) donnent un âge de  $49,6 \pm 1$  Ma pour le neck de Drevin et de  $44,5 \pm 2$  Ma pour celui de Launay, dans le Charollais. Encore plus au Sud, dans le Forez, la néphéline à mélilite de Marcoux est datée à 49,8 Ma par Bellon et Hernandez (1979) et à  $62,3 \pm 1,4$  Ma par Lenoir *et al.* (1999). Ces datations radiométriques montrent l'existence d'un volcanisme alcalin précoce, débutant au Paléocène et se poursuivant à l'Éocène. Ce volcanisme, discret, se met probablement en place dans des zones en transtension lors de la « compression pyrénéenne ».

À l'Éocène supérieur, le flambage lithosphérique se résorbe à la suite d'une relaxation des contraintes à l'échelle européenne (début de l'extension oligocène au Priabonien) et l'altitude du bâti diminue, provoquant l'arrêt de l'altération latéritique. La sédimentation devient carbonatée tout en restant pour l'essentiel continentale : c'est la période de formation des calcaires lacustres. Cette période d'extension, induite par une composante décrochante du mouvement relatif des plaques Europe et Afrique, entraîne la formation, en Europe de l'Ouest, d'un système de rift intracontinental orienté N-S à NE-SW (Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Merle *et al.*, 1998) autour de l'arc alpin.

Dans la région qui nous intéresse, il est responsable de la formation des bassins de Limagne, de Roanne – Montbrison et de la Bresse, ces deux derniers encadrant le Charollais et le Morvan, à l'Ouest et à l'Est respectivement. Leur contenu sédimentaire est le produit d'une alternance de régimes marins et fluvio-lacustres, l'épaisseur des sédiments atteignant un à plusieurs milliers de mètres dans la Limagne et la Bresse, quelques centaines de mètres dans le bassin de Roanne – Montbrison, qui est exclusivement fluvio-lacustre (*in* Merle *et al.*, 1998).

Le volcanisme basique alcalin est relativement abondant à l'Oligocène supérieur et au Miocène, comme le montrent, dans le Forez, d'une part, des considérations morphotectoniques et paléomagnétiques (Bobier et Glangeaud, 1959) et, d'autre part, 7 datations radiométriques par la méthode K-Ar qui donnent des âges compris entre 13 et 24 Ma (Bellon et Hernandez, 1979).

---

<sup>13</sup> Variété de basanite à néphéline, riche en pyroxène.

Au Miocène, avec la reprise de la compression alpine, un nouvel anti-forme lithosphérique se forme autour de l'arc alpin ; le Massif central français en constitue l'extrémité occidentale. Le relief ainsi créé s'accroît probablement à partir du Miocène supérieur, sans doute en relation avec la remontée asthénosphérique<sup>14</sup> et l'accentuation du volcanisme alcalin.

Le soulèvement du Massif central, dont l'essentiel a été réalisé à partir du Miocène supérieur, a entraîné une reprise de l'altération lessivante et de l'érosion, qui se poursuivent actuellement. La mise en place des Sables du Bourbonnais au Plio-Pléistocène, en réponse au soulèvement régional post-miocène moyen, constitue un analogue récent de la mise en place du Sidérolithique à l'Éocène en réponse au soulèvement de la compression pyrénéenne.

Au **Plio-Quaternaire**, sur fond de volcanisme mondorien, le rejeu des accidents oligocènes, associé à des modifications climatiques (climat plus humide) est responsable de la mise en place des deux séquences grossières du Bourbonnais. Sur le territoire des feuilles Paray-le-Monial et Toulon-sur-Arroux, ce rejeu s'est poursuivi tardivement car les contours cartographiques du Bourbonnais, notamment entre l'Oudrache et l'Arroux, se calquent localement sur les directions « oligocènes ». En dehors des parties latérales, les dépôts du Bourbonnais s'inscrivent dans le cadre des dépressions oligocènes. Les cours de la Loire et de l'Allier sont préfigurés. Un réseau de collecteurs secondaires s'y raccorde, annonçant les principaux affluents (Clozier, *in* Delfour *et al.*, 1989). Le refroidissement du climat durant la période des cycles glaciaires du Quaternaire, avec son cortège de phénomènes météoriques, contribue au modelé actuel du paysage.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RESSOURCES EN EAU

#### Présentation générale

La feuille Toulon-sur-Arroux est entièrement située dans le bassin de la Loire. Elle est couverte essentiellement par la partie moyenne du bassin versant de l'Arroux, ce cours d'eau traversant toute la partie centrale de la feuille, du Nord au Sud. La partie la plus orientale de la feuille est drainée par la Sorme et de petits affluents de la Bourbince, gros affluent de l'Arroux juste avant son confluent avec la Loire, mais qui ne fait que frôler l'angle sud-est de la feuille. La partie nord-ouest est couverte par le bassin de l'Alène, affluent de l'Aron qui se jette lui-même dans la Loire, à Decize, et par le bassin de la Somme, qui prend sa source au Sud d'Issy-l'Évêque et se jette dans la Loire à Bourbon-Lancy.

---

<sup>14</sup> Asthénosphère = manteau supérieur sous la lithosphère rigide.

L'ensemble de la feuille présente un relief vallonné et assez confus. L'axe bas médian de la feuille, occupé par la vallée de l'Arroux (point le plus bas de la feuille à environ 240 m d'altitude sur l'Arroux à Vendenesse-sur-Arroux, en limite sud de la feuille), est encadré par deux zones hautes :

- au Nord-Est, l'extrémité sud du massif d'Uchon dont le point culminant, sur la feuille, se trouve à 663 m d'altitude ;
- au Sud-Ouest, non loin des sources de la Somme, le mont Dardon qui culmine à 506 m d'altitude.

Deux types de réservoirs aquifères sont présents sur la feuille :

- les réservoirs du socle cristallin anté-stéphanien ;
- les réservoirs des formations gréseuses et/ou argileuses stéphano-permiennes.

Ils sont, dans l'ensemble, ou plutôt, à première vue, peu productifs. Leurs ressources sont peu exploitées et peu étudiées du fait :

- d'une part, de l'absence de grandes villes sur la feuille ;
- d'autre part, de la nécessité de mettre en œuvre des opérations de prospections préliminaires si l'on veut tirer parti au mieux de leurs ressources.

Il existe, sur la feuille, quelques lambeaux de formations plus récentes, mésozoïques ou cénozoïques, qui peuvent contenir des réserves aquifères : grès du Trias, calcaires du Lias, faciès sablo-graveleux des sables et argiles du Bourbonnais d'âge plio-quadernaire. Cependant, leurs surfaces d'affleurement sont très réduites si bien que leurs réserves en eau souterraine, en ce qui concerne cette feuille, sont presque insignifiantes. Il n'en sera donc plus question dans la suite de cette notice.

À ce schéma d'ensemble, se superposent les alluvions récentes des cours d'eau qui n'ont un développement notable que dans la vallée de l'Arroux, où elles constituent le seul réservoir aquifère productif et facile à exploiter présent sur la feuille.

## **Climatologie et hydrologie**

### **Climatologie**

Les précipitations sur la feuille peuvent être évaluées par les postes pluviométriques de la météorologie nationale de Toulon-sur-Arroux, Montceau-les-Mines (à 4 km du bord est de la feuille) et Antully (plus éloigné, 12 km de l'angle nord-est de la feuille, mais qui peut représenter les zones hautes du Nord-Est de la feuille).

- Sur la période 1951-1980, les hauteurs moyennes annuelles ont été de :
- 834,3 mm à Toulon-sur-Arroux (265 m d'altitude) ;
  - 901,7 mm à Montceau-les-Mines (288 m d'altitude) ;
  - 1 064,9 mm à Antully (le Martinet, 520 m d'altitude).

Les données fournies par ces trois postes permettent d'estimer la hauteur moyenne annuelle des précipitations sur la feuille à environ 900 mm vers 350 m d'altitude et 1 000 mm vers 500 m d'altitude. La répartition saisonnière est sensiblement la même sur ces trois postes. Elle est de type océanique atténuée, c'est-à-dire que les quatre saisons sont également arrosées. On note seulement un maximum de précipitation un peu plus marqué sur la période novembre-décembre-janvier au poste d'altitude (Antully).

Il n'y a pas de station complète de la météorologie nationale sur la feuille. Les températures moyennes annuelles (période 1951-1980) peuvent être évaluées par les trois stations encadrantes en situation de plaine : Nevers (Marzy) à 80 km au Nord-Ouest, Mâcon à 50 km à l'ESE et Vichy à 60 km au Sud-Ouest :

- 10,3 °C à Nevers (176 m d'altitude) ;
- 10,8 °C à Mâcon (216 m d'altitude) ;
- 10,5 °C à Vichy (249 m d'altitude).

Une station complète de la météorologie nationale existe, à une altitude relativement importante, à 12 km au Sud-Est de la limite est de la feuille : Mont-Saint-Vincent à 602 m d'altitude ; la température moyenne annuelle (période 1951-1980) y est de 9,1 °C.

À partir de ces données, on peut estimer la température moyenne annuelle sur la feuille, à :

- 10,5 °C pour une altitude de 250 m ;
- 9,8 °C pour une altitude de 400 m.

## **Hydrologie**

Il existe une station de jaugeage sur l'Arroux, à Rigny-sur-Arroux, hors de la feuille à 10 km à l'aval de Vendennes-sur-Arroux. L'étude des débits de l'Arroux à cette station, gérée par la Direction régionale de l'environnement (DIREN) de la région Bourgogne, ne permet cependant pas de fournir des renseignements précis sur les ressources en eau souterraine présentes sur la feuille. En effet, le bassin versant concerné s'étend sur une beaucoup plus grande surface. Cependant, les deux grands types de formations dominants y sont, comme sur la feuille Toulon-sur-Arroux, le socle cristallin, d'une part, et les formations stéphano-permiennes, d'autre part. Les enseignements fournis par les débits à Rigny-sur-Arroux peuvent donc

donner des indications globales sur la ressource en eau souterraine vidangeable existant sur la feuille.

À titre purement indicatif, nous indiquons ci-dessous pour la station de jaugeage de l'Arroux à Rigny-sur-Arroux, la surface du bassin versant, la période de calcul des moyennes, le débit moyen annuel, le débit moyen du mois le plus faible de chaque année (QMNA) et la valeur du rapport QMNA/débit moyen annuel, rapport qui permet d'avoir une idée globale de l'importance des ressources aquifères vidangeables de l'ensemble du bassin versant considéré (plus le rapport est élevé, plus ces réserves sont importantes) :

- surface du bassin versant : 2 277 km<sup>2</sup> ;
- période des mesures : 1968-1991 ;
- débit moyen annuel : 29,6 m<sup>3</sup>/s soit 13,0 l/s/km<sup>2</sup> ;
- QMNA : 3,01 m<sup>3</sup>/s soit 1,32 l/s/km<sup>2</sup> ;
- rapport QMNA/débit moyen annuel : 0,10.

La valeur du rapport (0,10) indique une ressource en eau souterraine globalement faible. La valeur de débit moyen annuel, quant à elle, est conforme à ce que laisse prévoir les valeurs régionales moyennes de hauteur de précipitation et de température annuelle.

## **Ressources en eau du socle**

Sur la feuille Toulon-sur-Arroux, le socle cristallin anté-stéphanien est constitué de rares roches métamorphiques (gneiss et micaschistes), cantonnées dans l'angle sud-est de la feuille, et, pour l'essentiel, de différents types de granitoïdes faisant partie du vaste batholite de Luzy.

Comme pour toutes les zones de socle, les ressources en eau sont essentiellement liées d'une part, aux altérations de surface ou de faible profondeur, qui développent des produits à porosité d'interstices, et d'autre part, aux zones de fractures, jusqu'à des profondeurs qui peuvent être importantes. Ces fractures, en général en charge, jouent le rôle de drains pour les eaux contenues dans les altérites. Les ressources sont peu liées à la nature lithologique des formations.

### **Ressources des altérites**

L'altération supergène des roches du socle (granite et gneiss essentiellement) donne naissance à un manteau d'altérites de nature sableuse à sablo-argileuse (arène) présentant une épaisseur très variable (de 0 à plusieurs mètres) – mais difficile à évaluer en l'absence d'investigations spécifiques (géophysique) – et une porosité d'interstices non négligeable (quelques %

pour ce qui est de la porosité efficace). Les nappes contenues dans ces altérites sont cependant peu productives du fait des perméabilités jamais importantes. Elles donnent naissance à des sources nombreuses mais de faible débit, et les surfaces piézométriques sont peu profondes. Certaines de ces sources sont captées pour l'alimentation en eau potable (comme par exemple sur la commune de Montmort, avec les sources de la Casse, 577 2X 0029, de la Barge basse, 577 2X 0030, et de la Barge haute, 577 2X 0031).

Les eaux contenues dans ces altérites sont peu minéralisées et neutres ou légèrement acides.

### **Ressources profondes ou liées aux fractures**

Du fait de l'absence de forages profonds dans ces zones, les données se rapportant aux ressources profondes du socle manquent totalement sur cette feuille. On peut simplement signaler qu'en d'autres régions de socle, certains forages en roches massives granitiques ou gneissiques ont donné des débits de quelques m<sup>3</sup>/h à quelques dizaines de m<sup>3</sup>/h. On peut signaler aussi que des exploitations minières par galeries en zone de granite - comme par exemple en Vendée - nécessitent souvent des exhaures à des débits non négligeables.

Il est donc raisonnable de penser que les zones de socle profond de la feuille Toulon-sur-Arroux renferment aussi des ressources non négligeables mais, comme en toute zone de socle, leur mise en évidence nécessite une prospection préliminaire fine par méthodes géophysiques ou détection des gaz du sol afin de repérer les fractures susceptibles de fournir des débits importants.

À titre d'exemple, nous donnons un résumé des résultats d'une étude de prospection d'eau souterraine dans le granite sur la feuille voisine Autun mais à moins de 10 km de la limite nord de la feuille Toulon-sur-Arroux (rapport BRGM 88 SGN 999 3E/BOU, décembre 1988). Trois forages ont été réalisés :

- F1 à Étang-sur-Arroux (la Vernée) ;
- F2 à Saint-Didier-sur-Arroux (le Verdeau) ;
- F3 à Saint-Didier-sur-Arroux (le Reverdeau).

Pour le forage F1 le log lithologique est le suivant :

- arène argileuse, de 0 à 17 m ;
- granite faiblement fissuré, de 17 à 73 m ;
- granite compact, de 73 à 79 m, fond de trou.

Pour le forage F2 le log lithologique est le suivant :

- arène argileuse à argilo-sableuse, de 0 à 14 m ;
- granite plus ou moins fracturé, de 14 à 61 m, fond de trou.

Pour le forage F3 le log lithologique est le suivant :

- arène plus ou moins argileuse, de 0 à 19 m ;
- granite très altéré et fissuré de, 19 à 47 m, fond de trou.

F1 n'a recoupé que de faibles venues d'eau entre 28 et 79 m ; débit en fin de foration : 2,4 m<sup>3</sup>/h.

F2 a recoupé des venues d'eau de plusieurs m<sup>3</sup>/h entre 22 et 61 m ; débit en pompage d'essai de 24 h : 34 m<sup>3</sup>/h (36 m<sup>3</sup>/h en fin de foration).

F3 a recoupé quelques venues d'eau importantes ; débit en pompage d'essai de 12 h : 36 m<sup>3</sup>/h (38,5 m<sup>3</sup>/h en fin de foration).

Nous voyons ainsi que si un granite peu fissuré ne donne que de faibles débits (F1), un granite intensément fracturé peut en donner d'importants (plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>/h dans le cas de F2 et de F3), d'où l'importance de prospections préliminaires pour repérer les zones fracturées. La faille majeure de Toulon-sur-Aroux, qui traverse la feuille suivant la diagonale SW-NE, doit vraisemblablement constituer un drain pour les eaux souterraines profondes, aussi bien du côté du batholite granitique de Luzy (compartiment nord-ouest) que du côté du bassin stéphano-permien (compartiment sud-est). Ce rôle de drain sera encore plus probable s'il s'avère que le dernier rejeu ayant affecté cette faille s'est fait en distension.

### **Ressources en eau des formations stéphano-permiennes**

Ces formations, de nature gréseuse ou argileuse, peuvent être altérées en surface, donnant alors des argiles ou des grès désagrégés. Comme pour les zones de socle, l'épaisseur de ces produits d'altération est difficile à évaluer en l'absence de prospections géophysiques. En profondeur, comme les formations de socle, elles sont de nature fissurée.

Les ressources en eaux des formations permienes semblent peu importantes et localisées dans les niveaux gréseux. Elles se manifestent par des sources nombreuses et de faible débit. Sur les feuilles voisines, certaines sont captées pour adduction d'eau potable (AEP), ainsi, par exemple, la source du Champ-Vallet (578 1X 0017), à 500 m seulement du bord oriental de la feuille, sur la commune de Charmoy, et qui est captée par cette commune ; cette source sort d'un niveau de grès rouge permien comportant quelques niveaux silicifiés ; l'eau de cette source montre un pH nettement acide.

Sur la feuille voisine Paray-le-Monial, quelques forages de recherche d'eau, peu profonds, ont été réalisés par des particuliers mais n'ont montré que de faibles débits. Ces ouvrages sont tout à fait représentatifs des mêmes



formations sur la feuille Toulon-sur-Arroux ; aussi reprenons-nous les principaux résultats de l'un d'eux : le forage, situé à Rigny-sur-Arroux (lieu-dit « Roche le Haut » ; n° BSS : 600 1X 0002), réalisé en juin 1974 et d'une profondeur de 20 m. Ce forage a montré la succession suivante, de haut en bas depuis la surface (cotes en mètres depuis la surface) :

- de 0 à 4 m : argile grise puis argile devenant de plus en plus sableuse, attribuable au Plio-Quaternaire ;
- de 4 à 9 m : argile rouge ;
- de 9 à 15 m : alternance de grès rouge avec bancs d'argile rouge et verte ;
- de 15 à 20 m : grès fin argileux rouge et vert.

Les formations situées entre 4 et 20 m de profondeur sont attribuées au Permien.

Ce forage, crépiné de 3 à 7 m et de 14 à 20 m, montrait un niveau statique à 0,80 m. Lors du pompage d'essai (durée : 5 h), le débit n'a été que de 90 l/h avec un rabattement de 7 m, soit un débit insignifiant.

En profondeur, les formations permienes peuvent contenir quelques ressources aquifères. C'est ce que montrent quelques-uns des forages profonds pour la recherche de houille, réalisés sur la feuille ou les feuilles voisines et mentionnant des indications de venue d'eau au cours des travaux.

On peut signaler ainsi le forage du moulin de Rochefort, à Vendennes-sur-Arroux, sur l'ancienne concession minière de houille de Pully (archives du service des mines). Réalisé en 1919, il a été arrêté à une profondeur de 316 m. Il a atteint le granite à 274 m, après avoir traversé du Permien et, peut-être, du Carbonifère. Des venues d'eau sont signalées :

- entre 63 et 70 m, « venue d'eau » dans du grès avec de grandes fissures ;
- entre 189 et 192 m, « forte venue d'eau » dans une formation notée « granite » au sein d'alternances de grès et de schistes, probablement des arkoses.

Nous reprenons aussi quelques ouvrages déjà cités sur la feuille voisine Paray-le-Monial :

- à Oudry : sondage pour recherche de houille réalisé de 1909 à 1924 (n° BSS : 600 3X 0019) ; profondeur finale : 521 m ; le Houiller, recoupé de 195 m jusqu'au fond du forage, a montré une venue d'eau à 290 m de profondeur d'un débit évalué à 250 l/h ;
- à Perrecy-les-Forges (puits n° 1) (n° BSS : 600 4X 0021) : sondage pour recherche de houille ; profondeur finale : 310 m ; le Houiller, recoupé de 55 m (ou 70 m) jusqu'au fond du forage, a montré une venue d'eau à 115 m de profondeur, dans un niveau de grès accompagné de gypse, d'un débit évalué à 12 à 15 hl/h, soit 1 à 1,5 m<sup>3</sup>/h ;

– à Perrecy-les-Forges (puits n° 2) (n° BSS : 600 4X 0022) : sondage pour recherche de houille ; profondeur finale : 281 m ; dans le Houiller, recoupé de 60 m jusqu'au fond du forage, aucune venue d'eau n'a été notée.

Les niveaux aquifères sont liés, soit à des zones fracturées, soit à des niveaux d'évaporite, la grande solubilité de ces produits pouvant entraîner un accroissement de la perméabilité de la formation.

Au vu de ces données, il semble cependant que ces ressources profondes soient peu importantes.

Pour réellement connaître le potentiel aquifère des formations stéphanopériennes profondes, il conviendrait, en fait, de dépouiller les dossiers de tous les forages de recherche de houille réalisés sur la feuille et de noter toutes les indications de venues d'eau qu'ils contiennent. Les résultats d'une telle étude seraient vraisemblablement fort instructifs.

Comme pour les ressources en eau du socle, on souligne ici le rôle très probable comme drain des eaux souterraines profondes de la faille majeure de Toulon-sur-Aroux de direction SW-NE (voir en fin de paragraphe précédent).

### **Ressources en eau des alluvions**

Les alluvions récentes (Fz) n'ont de l'importance, en tant que réservoir aquifère, que dans la vallée de l'Arroux. Elles sont constituées d'alluvions sablo-argileuses peu perméables sur une épaisseur de 0,50 à 1 ou 2 m au maximum, surmontant des dépôts sablo-graveleux dont l'épaisseur peut varier entre 3 et 6 à 7 m et qui constituent le réservoir proprement dit.

Sur la feuille, tout le long de la vallée de l'Arroux se succèdent des zones où la plaine alluviale est étroite (moins de 500 m entre chaque versant) et des zones où, au contraire elle est plus large (environ 1 000 m entre chaque versant). C'est dans les zones les plus larges que les alluvions ont leurs plus fortes épaisseurs, jusqu'à 6 m et même, localement, davantage, pour les seules alluvions graveleuses (rapport BRGM/CETE Autun, 80 SGN 016 BOU et CETE 71 - 9001-1, 1980). Ces secteurs sont au nombre de trois, de l'amont vers l'aval :

- de part et d'autre de Charbonnat ;
- entre Toulon-sur-Aroux et le hameau de Rives ;
- la boucle de Vendenesse-sur-Aroux.

Dans ces secteurs, le réservoir aquifère peut être réellement intéressant. Ainsi, dans la boucle de Vendenesse-sur-Aroux le réservoir est exploité par le champ captant du syndicat des eaux de la Bourbince et de l'Oudrache qui

alimente 12 communes (indices BSS : 577 6X 0028, 0029 et 0030). Sur ce champ captant (rapport BRGM R 39562, juin 1997), les forages de reconnaissance ont montré des épaisseurs d'alluvions comprises entre 6,30 m et 8,15 m, voire davantage. Ces alluvions sont constituées de 0,50 à 1,50 m de couverture argilo-limoneuse surmontant des sables et des graviers reposant eux-mêmes sur un substratum granitique ou permo-carbonifère. Les alluvions graveleuses sont noyées sur plus de 5 m ; les pompages d'essai sur les forages de reconnaissance ont montré des caractéristiques hydrodynamiques intéressantes :

- le plus souvent, 40 à 80 m<sup>3</sup>/h avec des rabattements compris entre 1,35 et 2,73 m, soit des débits spécifiques de 16,8 à 40 m<sup>3</sup>/h/m ;
- en un point, débit de 180 m<sup>3</sup>/h avec 2 m de rabattement, soit un débit spécifique de 90 m<sup>3</sup>/h/m ;
- a contrario, en un unique point, 3,50 m<sup>3</sup>/h avec 2,60 m de rabattement, soit un débit spécifique de 1,35 m<sup>3</sup>/h/m seulement (en ce point, l'épaisseur des alluvions noyées n'est que de 2,87 m).

Nous nous rendons compte, sur ce champ captant, de l'intérêt des alluvions de l'Arroux en tant que ressource en eau souterraine, mais essentiellement lorsque les alluvions graveleuses ont une épaisseur importante, supérieure à 4 m.

Il faut aussi signaler que l'eau de ces alluvions est, en général, assez fortement chargée en fer et en manganèse.

Enfin, sur ces alluvions, peuvent apparaître des conflits d'usage entre l'exploitation des alluvions pour les granulats et leur exploitation pour l'eau potable puisque là où le réservoir est le plus intéressant pour la ressource en eau souterraine, il est aussi le plus intéressant pour les granulats.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Roches du socle varisque**

De nombreuses carrières, dont la plupart sont indiquées sur la carte, ont servi à l'extraction de matériaux rocheux pour la construction de maisons et/ou l'empierrement de chemins. Au moment des levés de la carte (1998-2002), seules quelques petites exploitations artisanales étaient encore en activité épisodiquement, en particulier au sein de petits corps de leucogranite de grain fin à moyen situés au sommet de certaines collines.

## **Granites et microgranites**

Les roches magmatiques les plus fréquemment exploitées sont d'une part, les leucogranites et, d'autre part, les microgranites porphyriques et, en particulier, ceux qui forment des stocks comme celui de la Sauzée, au Nord-Ouest de Sainte-Radegonde ; dans ce stock ont été implantées plusieurs carrières dont la plus grande, située juste au Sud de la route D 42, présente plusieurs gradins. Les granites porphyroïdes non altérés n'ont fait l'objet que de quelques rares et petites exploitations, mais les arènes développées à leurs dépens ont fait et font encore parfois l'objet de grattages superficiels pour « cran ». Dans les murs des constructions se mêlent fréquemment de petits blocs de granites porphyroïdes et de leucogranites divers ramassés sur des affleurements rocheux et/ou dans des champs labourés.

## **Lamprophyres**

Nous avons répertorié deux carrières implantées dans des filons de lamprophyres :

- la petite carrière des Verniauds dont étaient encore extraits, en 2002, des blocs de lamprophyre de type spessartite (x : 724,04 ; y : 2 193,75) ;
- la petite carrière abandonnée, située au NNE de Broaille, où un mince filon de lamprophyre indifférencié a été exploité en même temps que le granite porphyroïde encaissant (x : 724,34 ; y : 2 192,78).

## **Quartz**

Du quartz blanc à gris n'a fait l'objet que de rares petites exploitations comme, par exemple, dans le cas de la carapace siliceuse située au sommet du Grand Mont (x : 724,87 ; y : 2 193,87) ou du filon du mont Tharot qui se trouve un peu plus à l'Est.

## **Roches sédimentaires du bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot**

Les grès hétérométriques du Stéphanien et du Permien ont été utilisés comme pierre de taille et moëlon dans les bâtiments anciens. Ils ont été exploités dans de nombreuses petites carrières dont on ne retrouve que des traces, car elles sont souvent remblayées ou éboulées. Ces grès sont en effet assez tendres à tailler, mais de qualité moyenne car ils résistent mal à l'altération météorique étant hétérogènes, poreux et mal cimentés.

Les arènes provenant de l'altération des grès ont été largement utilisées pour la confection de mortiers et le sont encore localement pour des besoins individuels.

## **Roches sédimentaires mésozoïques**

Le calcaire sinémurien ou « pierre bleue » a été exploité comme pierre à bâtir et pierre à chaux. On retrouve ce calcaire dans beaucoup de constructions anciennes de la région, soit seul, soit en association avec la « pierre jaune » du Bajocien, dont aucun affleurement n'est connu sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux. Les exploitations remontent au moins au Moyen Âge, car ces pierres apparaissent dans les églises romanes. Elles devaient déjà être actives à l'époque romaine. La pierre à chaux était principalement utilisée en amendement dans les champs. On voit encore quelques fours à chaux en ruine. L'exploitation de ces calcaires, très florissante si l'on en juge par le nombre des anciennes carrières, a été progressivement abandonnée entre les deux guerres.

Quelques petites carrières abandonnées de pierre bleue du Sinémurien sont disséminées dans le Sud de la feuille Toulon-sur-Arroux : à l'Ouest de Rozelay et au Sud-Ouest de Saint-Romain-sous-Versigny.

## **Alluvions quaternaires**

Les sables et graviers des terrasses fluviales de la vallée de l'Arroux sont largement exploités de façon industrielle dans de grandes sablières en amont et en aval de Toulon-sur-Arroux. Ces sablières enlaidissent le paysage et sont réutilisées comme plans d'eau.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les 41 gîtes et indices minéraux recensés dans le fichier informatique de la banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM à Orléans sont localisés sur la carte et leurs principales caractéristiques figurent dans les tableaux 6 et 7 en annexe. La plupart de ces gîtes et indices n'ont pas été retrouvés sur le terrain à cause de coordonnées imprécises et/ou de la disparition des anciens travaux de reconnaissance ou d'exploitation. En revanche, les levés de la présente carte ont permis de découvrir un nouvel indice de minéralisation consistant en un filon de quartz à mispickel situé à proximité du gîte de charbon de Morentu, sur la commune d'Uxeau (x : 732,63 ; y : 2 185,96).

Sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux à 1/50 000, le BRGM n'a pas réalisé de campagne de prospection alluvionnaire et géochimique dans le cadre de l'Inventaire du territoire. En revanche, deux substances ont fait l'objet d'une recherche systématique :

– l'uranium prospecté à partir de 1946 par le CEA (Commissariat à l'énergie atomique) puis par la COGEMA (Compagnie générale des matières nucléaires), au sein du batholite granitique de Luzy et du bassin permien de Blanzly – Le Creusot ;

– le charbon recherché et exploité aux XIX<sup>e</sup> et XX<sup>e</sup> siècles, au sein des terrains houillers stéphanien qui constituent d'une part le bassin de Blanzly – Montceau-les-Mines et d'autre part de petits lambeaux coincés le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux – Le Creusot qui sépare le bassin permien de Blanzly – Le Creusot du batholite de Luzy.

En dehors de l'uranium et du charbon, les diverses prospections ont abouti à la découverte des substances minérales suivantes :

- des minéraux de métaux tels que Cu, Pb, Zn, Mn, Fe, W, Cr ;
- de la barytine et de la fluorine ;
- du feldspath et du kaolin.

## **Minéralisations encaissées dans le batholite granitique de Luzy**

### **Kaolin, feldspath**

D'après les données de la Banque du sous-sol (BSS), ces minéraux ont été extraits, ensemble ou séparément, de filons de pegmatite ou de quartz situés autour de Cuzy, au sein du granite porphyroïde à biotite et parfois amphibole :

<b>N° BSS</b>	<b>Substance(s)</b>	<b>Gangue</b>
1-4007	feldspath	pegmatite
2-4001	feldspath, kaolin	quartz
2-4003	kaolin	pegmatite à scheelite

Le dernier point se trouve à proximité d'un champ renfermant de petits blocs et des pierres de pegmatite à muscovite *pro parte* graphique (*cf.* chapitre « Description des terrains »).

### **Fluorine, barytine**

Six indices filoniens de minéralisation en fluorine et/ou barytine figurent dans le fichier de la BSS, mais nous n'en avons pas retrouvé de trace sur le terrain. En outre de la fluorine et de la barytine sont associés à l'uranium des gîtes de Bauzot (5-4004) et du Batou (5-4006).

### **Plomb, zinc, cuivre**

D'après les données du fichier BSS, le filon des Douilletts (5-4001) se trouve près de la limite sud de la carte, au contact faillé entre le batholite de

Luzy et le bassin de Blanzay – Le Creusot ; la minéralisation consiste en galène, césurite et pyrolusite dans une gangue de quartz, fluorine et barytine. Il pourrait s'agir du filon de quartz de direction N140°E et de 1,5 m de puissance, qui figure sur la carte, un peu plus au Nord que le point donné par le fichier BSS.

Ces métaux sont associés à de l'uranium dans le gîte de Bauzot (5-4004).

Nous n'avons pas retrouvé de trace des filonnets de pyromorphite de Vaudelin (5-4010), ni du champ filonien de Lavault (1-4005) situé à 1 km au Sud de Cuzy et minéralisé en galène, limonite et pyrite dans une gangue de quartz.

### **Manganèse, fer**

Trois indices filoniens de manganèse sont connus :

- le filon de granite minéralisé en pyrolusite de Luzy (1-4008) ;
- le filon de quartz à Mn, Fe, U de La Tagnière, situé en limite nord de la carte (3-4001) ;
- le filon de quartz à fluorine, galène et oxydes de la montagne du Bost (6-4004).

### **Arsenic**

L'indice du moulin de La Chapelle (1-4006) est constitué d'un filon et de veinules de quartz à mispickel de direction N-S à NNW-SSE.

### **Tungstène**

Le filon de quartz de direction N145°E, qui apparaît dans une carrière abandonnée située à environ 3 km à l'WSW de Montmort, est minéralisé en scheelite et en wolframite d'après H. de Chaignon (1900).

### **Uranium**

Le batholite granitique de Luzy encaisse quelques filons minéralisés en uranium, tous situés dans la concession de Grury (fig. 15) qui est à cheval sur les cartes à 1/50 000 Bourbon-Lancy et Toulon-sur-Arroux. Sur cette dernière, la concession va de Luzy à La Chapelle-au-Mans en passant par Issy-l'Évêque et renferme cinq gîtes :

- le Bauzot, Broaille, le Batou et la Croix sur la commune d'Issy-l'Évêque ;
- les Oudots sur la commune de Marly-sous-Issy.

Les données minières relatives à ces gisements sont extraites du livre de P.-C. Guiollard (2002).

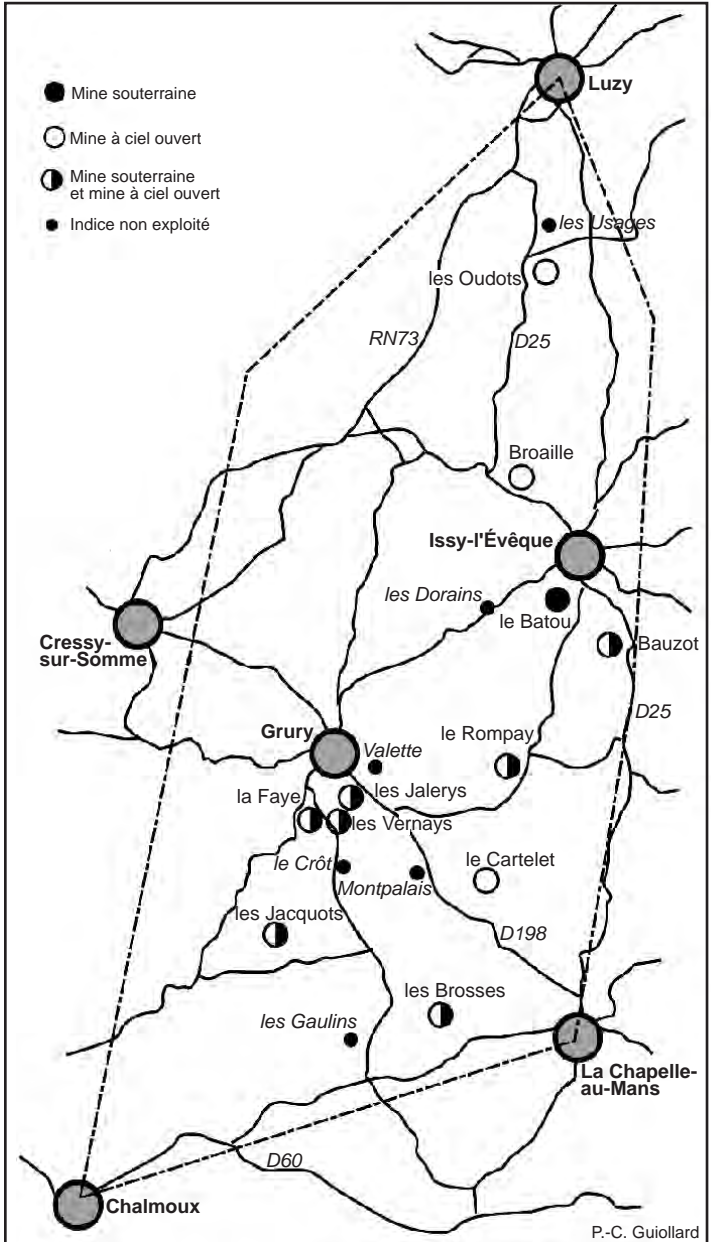


Fig. 15 - Gîtes et indices d'uranium de la concession de Grury  
(P.-C. Guillard, 2002)



**Gisement du Bauzot (5-4004).** Située à 2 km au SSE du centre du bourg d'Issy-l'Évêque, l'ancienne exploitation minière, qui figure sur le fond topographique à 1/50 000 (x : 725,9 ; y : 2 189,35), n'est plus accessible. Le gisement, décrit par H.-G. Carrat (1955), consistait en un champ filonien minéralisé en U accompagné de F, Ba, Pb, Zn, Cu avec covellite, bornite et barytine dans une gangue de quartz, fluorine et calcite.

P.-C. Guiollard (2002) donne les précisions suivantes : la minéralisation uranifère consistait en pechblende sous forme de filonnets et de minuscules franges, associée à de la pyrite, de la galène et de la blende dans une gangue de quartz, fluorine et calcite ; en outre, des filonnets de pechblende se trouvaient parfois au sein des épontes de granite.

Le gisement était constitué de trois filons de direction NW-SE :

- le filon Borne Pillot, de 3 à 10 m de puissance, minéralisé de façon très irrégulière et exploité entre la surface et le niveau -160 ;
- le filon Alphonse, de faible puissance (0 à 0,3 m), exploité entre les niveaux -120 et -160 ;
- le filon Verchère constitué d'une série de filonnets spatialement liés à un filon de fluorine sans uranium et exploité entre les niveaux -160 et -200.

**Gisement du Batou (5-4006).** Il consiste en un filon, de direction NW-SE, situé dans le prolongement nord-ouest du faisceau filonien du Bauzot et minéralisé en produits noirs dans une bande de granite broyé et argilisé.

En 1953 un puits de 34 m de profondeur et 357 m de galeries ont permis de reconnaître ce filon, et, en 1954, des sondages ont montré que la minéralisation a un enracinement profond mais que les teneurs en uranium sont trop faibles.

**Gisement de Broaille (1-4003).** En 1951, une reconnaissance par un puits de 12 m de profondeur et 40 m de galeries a révélé la présence d'abondants minéraux secondaires (autunite, chalcocite,...) concentrés dans des filonnets aux épontes d'un filon siliceux. En 1963, une petite excavation de 5 m de profondeur a permis d'exploiter la partie superficielle du gisement.

**Gisement des Oudots (1-4002).** Il consiste en un filon siliceux à passages bréchiques minéralisé en autunite. Il a fourni d'exceptionnels échantillons d'autunite baryfère. Des sondages ont permis de reconnaître un petit tonnage exploitable en 1967-1974, et deux fosses d'exploitation ont été ouvertes en 1980-1982.

**Gisement de la Croix (1-4004).** D'après le fichier BSS du BRGM, ce gisement non exploité correspond à une minéralisation en autunite et oxy-

des encaissée dans un granite argilisé, recoupé par un filon de lamprophyre. Nous n'avons pas retrouvé de trace de ce filon en surface.

En dehors de ces cinq gîtes, l'uranium est connu sous forme d'indices sur les communes de Luzy, d'Issy-l'Évêque et de Marly-sous-Issy (tabl. 3 et 4, en annexe).

Les données concernant la production minière (Guiollard, 2002) sont les suivantes :

Gisement	Date	Extraction de minerai	Teneur en U	Production d'U
Bauzot	1952-1957	52 000 t	0,94 ‰	48 880 kg
	1984-1986	?	?	5 600 kg
Broaille	1951, 1963	900 t	0,55 ‰	500 kg
Le Batou	1953-1954	570 t	1,55 ‰	855 kg
Les Oudots	1980-1982	20 764 t	2,47 ‰	51 313 kg

Sur le plan métallogénique, H.-G. Carrat (1971) décrit plusieurs phases de concentration de l'uranium :

- une préconcentration à uraninite prédominante et à uranotorite disséminées dans des massifs granitiques il y a 280 à 300 Ma ;
- une concentration principale due au processus suivant : des solutions supergènes météoriques et des fluides hydrothermaux d'origine profonde ont lessivé l'uranium dans les parties superficielles des massifs granitiques enrichis et l'ont déposé dans des fractures ouvertes à partir de la compression saaliennne, il y a 250 Ma environ.
- de nouveaux dépôts ou remaniements ultérieurs.

Il signale en outre les faits suivants :

- dans le secteur de Grury, le plus riche en gisements du Morvan, les concentrations sont localisées dans des zones où le granite porphyroïde à biotite est recoupé par d'abondantes veines d'aplite et par de gros filons de lamprophyres ;
- les minéralisations sont spatialement et génétiquement associées à des filons de quartz rouge ou de brèche siliceuse.

## **Minéralisations encaissées dans le bassin stéphano-permien de Blanzly – Le Creusot**

### **Uranium dans les sédiments permien**

Le gîte de Chevalot (6-4001) et trois indices correspondent à des minéralisations stratiformes en autunite au sein de grès ou d'arkoses du Permien. Le gîte de Chevalot et les indices de Beaumont (3-4002) et de Veillerot (6-4006) se trouvent à proximité de la faille majeure qui sépare le bassin stéphano-permien du batholite granitique de Luzy.

### **Charbon stéphanien**

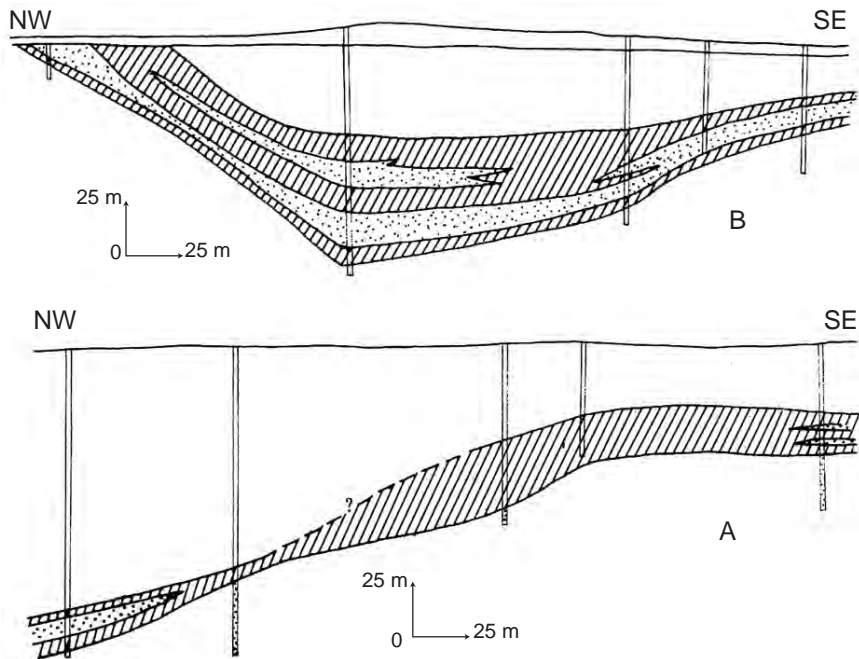
Les gisements de charbon des secteurs de Saint-Amédée – Ceurney, de Laugerette et de Rozelay sont dans le prolongement de ceux exploités au Nord-Est, sur la feuille Montceau-les-Mines, et de ceux de Perrecy-les-Forges au Sud-Ouest, dont ils sont séparés par des failles majeures : faille du Piedroit, vers Montceau-les-Mines, et faille de Rozelay, vers le Sud-Ouest.

Dans le périmètre de la feuille Toulon-sur-Arroux, de nombreux puits ont été creusés entre 1831 et 1962, et certains ont fonctionné jusqu'en 1991 : Laugerette (1906-1966), Ramus (1883-1968), Saint-Amédée (1877-1971), Baudras (1913-1966), Montmaillot (1831-1858), Sainte-Barbe (1853-1922), Rozelay 1 (1938-1991) et Rozelay 2 (1962-1991), de la Révolution (1831-?). Sur la concession de Blanzly, l'extraction se faisait par le puits de Rozelay 1 (453,11 m, diamètre 5,70 m, de 1938 à 1986). Le puits de Rozelay 2 (381,90 m, diamètre 4,70 m, de 1961 à 1986) servait de retour d'air et de puits de service. Ils furent mis en sommeil, jusqu'en 1991. Tous ces puits ont été remblayés. Les couches exploitées en souterrain ont été (cf. fig. 5 pour positions stratigraphiques) :

- Assise de Montceau : 1<sup>re</sup> couche (charbon flambant sec) dans les secteurs Ramus-Laugerette et Saint-Amédée – Ceurney (8<sup>e</sup> couche irrégulière, de 4 à 10 m d'épaisseur, comme montré par la fig. 16 plus au Nord) sur environ 4 km<sup>2</sup>, 2<sup>e</sup> couche (2 à 4 m d'épaisseur sur environ 5 km<sup>2</sup>) dans les secteurs Ramus-Laugerette et Saint-Amédée – Ceurney, 4<sup>e</sup> couche (sur environ 2 km<sup>2</sup>) dans le secteur Saint-Amédée – Ceurney ;
- assise des Carrières, couches supérieures : 1<sup>re</sup> couche et couche Durix, entre 1947 et 1957 par descenderies.

Les méthodes d'exploitation industrielle ont évolué avec la modernisation des techniques. Les principales sont les suivantes :

- galeries et piliers dépilés puis foudroyage et grands dépilages, de 1833 à 1860 ;
- méthode remblayée en dépilage par tranches horizontales prises en montant dans des sous-étages descendant, de 1860 aux années 1950 ;



**Fig. 16 - Coupes d'exploitation de la 1<sup>ère</sup> couche de Montceau-les-Mines (Branchet, 1982)**  
 A : Secteur de Sainte-Hélène – Barrat ; B : Secteur du Puits Saint-Louis

– méthode des tranches unidescendantes avec remblayage et soutènement marchand, des années 1950 à la fermeture des mines souterraines en 1991.

L'exploitation se faisait par diverses méthodes, combinées selon la configuration et la complexité du gîte : remblayage pneumatique, foudroyage, plancher souple. Pour la 2<sup>e</sup> couche, par exemple, la première taille se fit avec soutènement marchand et foudroyage, puis le soutènement marchand associé au soutirage fut employé.

Il n'est pas possible de connaître le tonnage de charbon extrait en mines souterraines sur le territoire de la feuille Toulon-sur-Arroux. De 1833 à 1991, la production totale en fond de l'ensemble du bassin de Montceau-les-Mines a été de l'ordre de 190 Mt, la production annuelle comprise entre 1 Mt et 2,5 Mt de 1890 à 1980. Les effectifs ouvriers ont atteint 12 000 personnes en 1918, pour décroître régulièrement de 10 000 à moins de 2 000 entre 1950 et 1983.

Par ailleurs, le faisceau des couches supérieures de l'Assise des Carrières, qui avait fait l'objet de grattages dès le XVI<sup>e</sup> siècle, a été exploité à ciel ouvert, jusqu'à 100 m de profondeur en amont pendage des couches exploitées en souterrain, dans les découvertes de Saint-Amédée (de 1929 à 1932, de 1939 à 1947 puis de 1995 à 2000 : environ 1,7 Mt au total) et des Fouthiaux, entre 1981 et 1996 (environ 4 Mt).

Ces couches sont la 1<sup>re</sup> couche supérieure (7 à 8 m, parfois digitée en 2 ou 3 bancs), la 2<sup>e</sup> couche supérieure (2 à 3,5 m), les couches 3 et 0, la couche 00 ou Durix (jusqu'à 5 m). Les charbons de ces couches sont des charbons flambants secs (30 à 40 % de matière volatile).

Dans la découverte de Morteru, située au Sud de celle des Fouthiaux, des veines minces, rattachées à l'Assise de Montceau, ont été également exploitées en 1980 (58 000 t).

La qualité des charbons produits dans le bassin couvrait toute la gamme allant des flambants aux anthracites. Dans le périmètre de la feuille Toulon-sur-Arroux, il s'agissait surtout de flambants secs.

## **Arsenic**

Le nouvel indice découvert lors des levers de la présente carte correspond à un petit affleurement de quartz riche en mispickel situé au sein du petit bassin houiller de Morentu, juste au Nord du petit corps de micro-leucogranite porphyrique à faciès de rhyolite (x : 732,63 ; y : 2 185,96). En raison des mauvaises conditions d'affleurement, il n'est pas possible d'observer les relations avec ce contexte géologique.

## *RISQUES NATURELS*

### **Sismicité historique (J. Lambert)**

D'après la base de données « SisFrance » consacrée à la sismicité historique de la France métropolitaine depuis l'an 1000, l'activité sismique du département de la Saône-et-Loire apparaît comme très faible. Dans les limites de la feuille Toulon-sur-Arroux à 1/50 000, aucun épicentre de tremblement de terre n'est répertorié.

En effet, depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle, seule une dizaine d'épicentres ont pu être dénombrés, correspondant pour l'essentiel aux effets de secousses mineures issues principalement de l'Autunois et du Mâconnais. Ces séismes locaux – dont la plus forte intensité épacentrale a atteint le degré VI sur l'échelle MSK (légères fissurations des murs) lors de la secousse du 26 novembre 1887 à Saint-Pierre-de-Varennes – n'ont pas été ressentis jusqu'à Toulon-sur-Arroux.

Depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, seuls quelques grands séismes d'origine lointaine ont pu étendre leurs effets jusqu'à Toulon-sur-Arroux même. En témoignent les secousses du 19 février 1822 (Bugey-Savoie) et du 25 janvier 1946 (Valais-Suisse) ; mais celle plus récente du 15 juillet 1996 (Annecy-Savoie) de degré VII n'a pas atteint Toulon-sur-Arroux, limitant ses effets à la région mâconnaise (degré II-III).

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

La connaissance actuelle du peuplement ancien de la région couverte par la carte Toulon-sur-Arroux est très partielle en raison de divers facteurs, historiques ou environnementaux. Les vastes zones boisées ou les pâtures ne se prêtent pas à un repérage aisé des vestiges et cette région, un peu à l'écart des grands centres archéologiques voisins (Autun, Bibracte), n'a jamais fait l'objet de recherches systématiques développées, du moins avant 1974. Cependant, les informations éparses disponibles tendent à indiquer que le peuplement préhistorique, proto-historique et antique de cette région est intimement lié à sa topographie : vaste plaine alluviale de l'Arroux entourée de zones de collines plus ou moins élevées.

### **Préhistoire**

Les indices d'occupation paléolithiques sont rares et dispersés. Il s'agit d'outils caractéristiques isolés, comme des bifaces à Poiseuil (la Boulaye), une

pointe moustérienne à Jorse (Issy-l'Évêque) ou d'épandages d'objets lithiques qui évoquent plus clairement un habitat temporaire : Bois Brûlé (Charbonnat), Bessy (Saint-Romain-sous-Versigny), la Tour Va ou la Vigne (Sanvignes-les-Mines), Pierre-Creuse (Issy-l'Évêque). Comme souvent pour ces périodes, ils se répartissent de manière aléatoire dans l'espace, en fonction des déplacements de chasse. Le site de l'Abergement, situé sur une basse terrasse de l'Arroux entre Toulon-sur-Arroux et Montmort, cumule des indices d'occupation du Paléolithique moyen (industrie levallois à bifaces) et du Paléolithique supérieur (lamelles, lames tronquées et à crans) ; celui de la Pécherette (Uxeau) a été attribué à l'Azilien (Paléolithique final). Toutes les cultures du Paléolithique ne sont donc pas représentées, en particulier au cours du Paléolithique supérieur, mais des indices existent au-delà de la présente carte. Grâce à ce semis d'indices, la vallée de l'Arroux est généralement considérée comme un axe de liaison important, pour ces groupes de chasseurs nomades, entre les vallées de la Loire et de la Saône, même si les conditions géologiques locales n'ont pas permis l'enregistrement ou la découverte de sites d'habitat significatifs.

Les connaissances archéologiques sont très voisines pour la période néolithique. Les outils isolés sont majoritairement des haches polies, très fréquemment citées dans la bibliographie ancienne : la Grenouillère, Talmenot, Dézy, Chevannes, etc. (Toulon-sur-Arroux), les Bragny (Issy-l'Évêque), etc. Les indices de sites d'habitat (concentrations de silex taillés caractéristiques et parfois de tessons de poteries) sont toutefois plus abondants : la Sourdelle, Poiseuil, les Bruyères, le Grand Theuriot (La Boulaye), Armecy, Auzon, Pierre Creuse (Montmort), Essaule (Saint-Romain-sous-Versigny), Montbugy (Sanvignes-les-Mines), dans la vallée principale, mais aussi sur les collines. Malheureusement, la céramique qui permet une sériation chronologique ou culturelle fine, est rarement présente, empêchant de distinguer l'ancienneté relative de ces sites et l'évolution du terroir. L'existence d'un menhir à proximité du château de Dompierre-sous-Sanvignes n'a jamais pu être prouvée, mais il faut rappeler la présence du menhir granitique du Chafaud, situé immédiatement au Nord de cette carte, sur une basse terrasse de l'Arroux de la commune de Saint-Nizier-sur-Arroux.

Ces indices préhistoriques ont rarement fait l'objet d'études approfondies, et de nombreux autres vestiges sont mentionnés dans la bibliographie ancienne sans aucune précision de localisation ou d'attribution chronologique.

## **Protohistoire**

L'état des connaissances du peuplement protohistorique (âges des métaux) n'est pas meilleur. Les outils isolés en bronze sont rares ; il s'agit surtout de haches : Toulon-sur-Arroux, Montfeurton (La Tagnière). Des tertres tumulaires sont connus à différents endroits : Montfaucon (Toulon-sur-Arroux), la Motte

(La Boulaye), Mauvais Pas (Vendennes-sur-Arroux), la Guette, les Vernailoux (Uxeau). Ils se situent généralement sur les hauteurs ou en position d'interfluve. À l'inverse, dans la vallée, la photographie aérienne a permis d'enregistrer des nécropoles à enclos fossoyés : la Tour du Bois (Uxeau), les Chevrettes, Champ Ruet, Champ Michelot, etc. (Montmort), les Champs Bons, les Champs des Crots (Vendennes-sur-Arroux), les Tras (Toulon-sur-Arroux). En revanche, l'habitat correspondant à ces nécropoles reste inconnu, à l'exception des enceintes fortifiées de hauteur comme le mont Dardon (Uxeau, Issy-l'Évêque), partiellement fouillé en 1975-1979. Sans doute occupée dès l'âge du Bronze, cette hauteur est ceinturée d'une ligne de fortification englobant une surface d'environ 6 ha et a fait l'objet de remaniements constants jusqu'au Moyen-Âge, lesquels rendent difficile son interprétation. D'autres fortifications de hauteur existent, mais sans avoir jamais été explorées.

Les érudits du XIX<sup>e</sup> siècle ont cherché à localiser sur Montmort l'emplacement de la bataille de Jules César contre les Helvètes, lors de la Guerre des Gaules, en s'appuyant sur des sépultures gauloises fouillées en 1889. Des recherches plus récentes (1986), n'ont pas permis de confirmer cette localisation, si ce n'est au mont de Joux l'exploration d'un fossé (découvert en 1886) dont le remplissage contenait du mobilier gaulois et romain. Ce fossé, non défensif, peut être l'indice d'une position tactique éphémère, lors de ce conflit.

L'absence des habitats, l'ancienneté des découvertes funéraires ou la rareté de fouilles récentes soignées interdisent cependant de dresser un tableau précis de l'occupation protohistorique de ce territoire ou de ses caractéristiques culturelles.

## Antiquité

Avec la période gallo-romaine, le peuplement humain se densifie et atteint la quasi-totalité des espaces accessibles. Il s'organise autour d'itinéraires dont les tracés sont partiellement reconnus : une voie relie Toulon-sur-Arroux à Bourbon-Lancy ; une voie Autun – Feurs traverse la commune de Charbonnat du Nord-Est au Sud-Ouest ; la D 240 reprend un tracé ancien et croiserait, à Toulon-sur-Arroux, un itinéraire perpendiculaire ; un autre carrefour de voies anciennes existerait à « la Croix Vieille » sur la même commune, etc. Ces voies antiques, ou parfois plus anciennes, franchissent à plusieurs reprises l'Arroux au moyen de gués localisés sur Montmort, Charbonnat, Vendennes-sur-Arroux et Toulon-sur-Arroux. Plusieurs agglomérations actuelles sont réputées avoir une origine gallo-romaine : Vendennes-sur-Arroux, Sanvignes-les-Mines, Dettey ou Toulon-sur-Arroux, qui serait la *Telonum* de la Table de Peutinger<sup>15</sup> et aurait

---

<sup>15</sup> Document cartographique antique, à l'échelle de l'empire romain.



disposé d'un port. Une seule nécropole à incinération est mentionnée à l'écart de Thil-sur-Arroux.

Surtout, les villas gallo-romaines se généralisent et ont été repérées dès le XIX<sup>e</sup> siècle sur de nombreuses communes, quelles que soient les conditions environnementales locales : Busserole (Uxeau), les Plaines (Charbonnat), la Velue et Preneaux (Montmort), la Coupe de Prama, les Genièvres et Champs des Crots (Vendennes-sur-Arroux), Montmaillot et Montmirat (Sanvignes-les-Mines), Ryon (Saint-Bérain-sous-Sanvignes), la Montagne (La Tagnière), etc. Les sols légers des vastes méandres situés au Sud de Toulon-sur-Arroux ont été intensément cultivés dès cette époque, comme en témoigne plusieurs villas dont celle de la Landière, fouillée en 1990-1992. Les bâtiments étudiés, progressivement transformés entre le deuxième âge du Fer et l'antiquité tardive, correspondent à la *pars rustica* d'une vaste villa (partie agricole). À quelque distance, une anomalie de relief évoque la présence possible d'un théâtre rural, proche de la voie Toulon – Bourbon-Lancy et de l'agglomération de *Telonum*. Une autre villa, fouillée en 1899, au Pont de la Forge (Sainte-Radegonde) évoque plutôt une riche maison de maître disposant de placages de marbre et d'enduits peints.

Enfin, des extractions d'argile ou des indices d'activités métallurgiques, partiellement documentés pour des périodes récentes (XVIII<sup>e</sup> siècle), peuvent fort bien avoir une origine beaucoup plus ancienne ; c'est le cas à Vendennes-sur-Arroux et à Uxeau.

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

La complexité de l'imbrication et la dispersion des différentes entités du socle varisque anté-permien rendent impossible l'établissement d'un itinéraire continu permettant de découvrir ces entités dans leur ordre chronologique de mise en place. C'est pourquoi, les affleurements les plus intéressants de ce socle et des terrains postérieurs sont présentés par ordre chronostratigraphique, en allant des entités les plus anciennes aux plus récentes. Le tableau 5 donne la localisation et la principale lithologie des 36 arrêts proposés, situés sur la figure 17.

#### **Roches métamorphiques du Charollais**

(métamorphisme dévonien, éo- à médiovarisque,  
sur un protolite du Protérozoïque supérieur - Paléozoïque inférieur)

La série métamorphique dite du Charollais apparaît à l'extrémité sud-est de la feuille Toulon-sur-Arroux, mais sur une surface très restreinte et dans de mauvaises conditions d'affleurement. En revanche, de bons affleure-

Arrêt	Carte	x	y	Lithologie	Symbole
1	600	748,44	2178,72	Métatexite	M1
2	600	750,52	2180,24	Orthogneiss œillé	oζ
3	600	751,53	2181,86	Éclogite amphibolitisée	δψ
4	577	732,60	2185,50	Siltites cataclasées	h1-2
5	577	731,56	2200,93	Granodiorite porphyroïde	ργ
6	577	728,55	2200,57	Enclaves sombres	η
7	577	731,97	2194,65	Granite porphyroïde à biotite	ργ <sub>bi</sub>
8	577	725,38	2188,70	Granite porphyroïde à biotite	ργ <sub>bi</sub>
9	577	724,68	2190,12	Granite porphyroïde rubéfié	ργ <sub>r</sub>
10	577	740,50	2198,02	Granite porphyroïde à 2 micas	ργ <sub>m</sub>
11	577	743,60	2200,60	Granite porphyroïde à biotite et tourmaline	ργ <sub>bt</sub>
12	577	723,83	2198,93	Granite porphyroïde à 2 micas	ργ <sub>m</sub>
13	577	726,02	2193,00	Granite porphyroïde à biotite	ργ <sub>bi</sub>
14	577	732,08	2194,58	Microgranite porphyrique subleucocrate	ομγ
15	577	733,50	2193,07	Arène de granite porphyroïde	σργ <sub>bi</sub>
16	577	736,12	2189,15	Granite porphyroïde cataclasé	ργ <sub>ca</sub>
17	577	738,84	2194,32	Leucogranite à 2 micas et cordiérite	ργ <sub>cd</sub>
18	577	735,83	2193,17	Leucogranite à 2 micas et tourmaline	ργ <sub>tm</sub>
19	577	729,10	2190,20	Leucogranite à 2 micas	ργ <sub>m</sub>
20	577	731,00	2189,63	Microgranite porphyrique à biotite	μγ <sub>bi</sub>
21	577	729,67	2198,23	Microgranite porphyrique à biotite	μγ <sub>bi</sub>
22	600	725,25	2178,90	Microleucogranite porphyrique	μ <sup>σ</sup> γ
23	577	732,70	2185,85	Rhyolite	ρ
24	577	732,72	2186,12	sédiments houillers	h5
25	577	734,67	2187,88	Sédiments houillers plissés	h5
26	577	732,56	2185,84	Lamprophyre à amphibole brune	υ <sub>b</sub>
27	577	724,77	2188,67	Lamprophyre	υ
28	577	732,07	2182,47	Formation grise schisto-gréseuse	r1S
29	577	728,10	2181,60	Conglomérat à matrice arkosique	r1C
30	577	743,95	2192,00	Conglomérat, grès, argillites	r1C
31	577	748,90	2197,95	Série alternante : grès arkosiques, conglomérats	r2G
32	577	741,85	2195,03	Brèche à blocs et galets de socle	r2R
33	577	749,98	2194,05	Argiles, grès, conglomérats rouges	r2R
34	577	732,42	2195,60	Filon de quartz blanc massif à bréchique	Q
35	577	727,42	2194,47	Filon de quartz rouge	Qr
36	577	725,52	2185,55	Carapace siliceuse sommitale	Qs

Carte 577 : Toulon-sur-Aroux ; carte 600 : Paray-le-Monial (partie nord)

**Tabl. 5 - Localisation et principale lithologie des 36 arrêts géologiques proposés**



ments se trouvent juste au Sud, sur le territoire de la feuille Paray-le-Monial (Donzeau *et al.*, 2001) où se situent les trois arrêts proposés.

- **Arrêt 1.** À environ 2 km à l'WSW de Ciry-le-Noble, juste au Nord de la petite route menant au hameau de Civry, sur les deux rives du ruisseau, se trouvent des affleurements rocheux de **paragneiss migmatitiques de type métatexites** avec des leucosomes plissés.
- **Arrêt 2.** À Ciry-le-Noble, au Nord-Est du passage à niveau, le talus nord de la voie ferrée est entaillé dans un **orthogneiss œillé** relativement riche en grands cristaux de feldspath potassique de teinte rose saumon.
- **Arrêt 3.** À l'extrémité nord-est de la carte, 4 km au NNE de Ciry-le-Noble, se trouve un remarquable affleurement d'**éclogite amphibolitisée** situé entre la petite route et la voie ferrée, juste à l'Ouest du passage à niveau.

### **Formation dinantienne** (Tournaisien - Viséen inférieur)

- **Arrêt 4.** À 3,5 km à l'ESE d'Uxeau et à 400 m à l'Est de la ferme de Chevalot, en bordure nord d'une petite route, des **siltites cataclasées à microbréchifiées**, situées le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux, apparaissent dans une petite carrière abandonnée et sur le chemin qui se trouve juste au Nord. Entre la carrière et l'intersection de la cote 268, le talus nord de la route montre, d'Ouest en Est, les mêmes siltites puis un leucogranite et un granite porphyroïde également cataclasés.

### **Roches magmatiques du batholite polyphasé de Luzy**

**Granitoïdes mésocrates, calco-alcalins magnésio-potassiques**  
(fin du Tournaisien - début du Viséen)

- **Arrêt 5.** Près de la limite nord de la carte, à la montagne des Courots, à 4,5 km WSW de Charbonnat et à 300 m au Nord de la D 47, en limite orientale du département de la Nièvre, autour de la cote  $z = 419$ , se trouve un chaos de boules de **granodiorite porphyroïde à biotite** avec 1) de petites enclaves sombres aplaties, de longueur ne dépassant pas 20 cm et 2) des filonnets de leucogranite à grain fin.
- **Arrêt 6.** À la Pierre aux Lièvres, entre Mangy et Bellagues, sur le flanc nord-ouest de la montagne du Talon Bois, des blocs dispersés, plus ou moins arrondis et de volume individuel  $\leq 2 \text{ m}^3$ , correspondent à des **enclaves**

**sombres** d'une roche de grain moyen, riche en lamelles de biotite et en prismes d'amphibole.

• **Arrêt 7.** À 2,25 km à l'WNW de Montmort, juste au Sud-Est du Pont du Chêne, dans le talus de la D 985, se situe un affleurement de **granite porphyroïde riche en biotite** et renfermant des cristaux de sphène dont la longueur atteint 6 mm.

• **Arrêt 8.** À 2,5 km au Sud du bourg d'Issy-l'Évêque et à l'Est du hameau de Champcery-du-Haut, juste au Nord d'une petite route, une carrière abandonnée est implantée dans **un granite porphyroïde à biotite**, gris en dehors d'une rubéfaction locale développée aux épontes de fractures.

• **Arrêt 9.** À 1 km au SSW du centre du bourg d'Issy-l'Évêque, en bordure ouest d'une petite route, les déblais de travaux anciens pour uranium montrent un **faciès rubéfié de granite porphyroïde à biotite**. La teinte rouge brique est due à une intense rubéfaction affectant tous les cristaux de plagioclase à l'exception de leurs bordures.

### **Granites et microgranites subleucocrates, alumino-potassiques** (fin du Viséen - début du Namurien)

• **Arrêt 10.** Au Nord-Ouest de Dettey, se trouvent de spectaculaires chaos de boules de **granite porphyroïde à biotite et un peu de muscovite** : la Pierre qui Coule (3A61) et le Bonnet du Diable encore appelé profil de Napoléon (3A17).

• **Arrêt 11.** À l'extrémité nord du bourg de la Tagnière, un affleurement rocheux montre un **granite porphyroïde à biotite** avec des feldspaths rubéfiés et, localement, de petits **nodules de tourmaline**.

• **Arrêt 12.** En limite ouest de la carte, la carrière abandonnée de Saint-André (Luzy), juste à l'Ouest de la D 973, permet d'observer un **granite porphyroïde à biotite et un peu de muscovite**.

• **Arrêt 13.** Sur le flanc sud du mont Tharot, une carrière abandonnée est implantée dans un stock de **granite porphyroïde à biotite**, sans muscovite.

• **Arrêt 14.** À 200 m au Sud-Est du Pont du Chêne (arrêt 7), le talus de la D 985 est entaillé dans un filon allongé E-W de **microgranite subleucocrate très porphyrique à deux micas**, présentant une nette fabrique magmatique planaire. Cette fabrique est marquée par l'orientation, parallèle à la direction du filon, des tablettes de feldspath potassique qui sont aplaties avec une épaisseur ne dépassant pas 1 cm et une longueur pouvant atteindre 6 cm.

• **Arrêt 15.** À l'Est du moulin de Montmort, le talus oriental de la D 985 est entaillé dans une **arène de granite porphyroïde subleucocrate**.

• **Arrêt 16.** À 1,75 km à l'WSW du centre du bourg de Toulon-sur-Arroux et au Nord-Ouest de la ferme du bois de Toulon, un ruisseau franchit en cascade une barre rocheuse constituée d'un **granite porphyroïde cataclaté**, situé le long de la faille majeure de Toulon-sur-Arroux. L'accès le plus commode se fait par l'amont : à la ferme du bois de Verger, descendre la piste N-S jusqu'au ruisseau, puis longer ce ruisseau en descendant jusqu'à la cascade.

### **Leucogranites peralumineux en filons ou stocks**

(Namurien - Westphalien)

• **Arrêt 17.** À 3 km à l'Ouest de Saint-Eugène, en bordure nord d'une petite route menant à la Boulaye, une carrière abandonnée est implantée dans un **stock de leucogranite à tendance porphyroïde à deux micas et cordiérite**.

• **Arrêt 18.** À 2 km au Sud-Est de Montmort et à 500 m au Nord-Ouest du hameau d'Armecy, au sommet de la colline, se trouvent des affleurements d'un **stock de leucogranite à grain moyen à deux micas et tourmaline**, de teinte rose pâle.

• **Arrêt 19.** À 4 km à l'ESE du bourg d'Issy-l'Évêque, juste au Sud de la D 42, un alignement N80° d'affleurements rocheux correspond à un **filon de leucogranite à grain moyen à deux micas**.

### **Microgranites porphyriques tardifs en filons, sills ou stocks**

(Stéphanien-Saxonien ?)

• **Arrêt 20.** À 2 km au Nord-Ouest du bourg de Sainte-Radegonde, la grande carrière abandonnée de la Sauzée est implantée dans un **stock de microgranite porphyrique à biotite** à petits phénocristaux (entre 1 et 15 mm avec une moyenne de 3 à 5 mm). Au Nord de la carrière, dans le talus nord de la D 42, affleure un faciès plus cristallin dans lequel la longueur des phénocristaux de feldspath potassique atteint 3 cm.

• **Arrêt 21.** À 1,25 km au NNE de Cuzy, à l'entrée du centre de vacances Marcel Poullain, la route est entaillée dans un **filon de microgranite porphyrique à biotite** d'une vingtaine de mètres de puissance, montrant des variations internes de faciès (*cf.* description du caisson  $\mu\gamma^3$ ).

• **Arrêt 22.** À 7 km à l'Ouest de Gueugnon (feuille Paray-le-Monial : Donzeau *et al.*, 2001), une petite carrière abandonnée est implantée dans un

**filon de microleucogranite** avec une « bordure figée » à son toit, au contact du granite porphyroïde de Luzy. Accès à pied à partir de la D 60.

• **Arrêt 23.** À 500 m au Nord de l'arrêt 4, à l'intérieur (côté est) d'un virage de la petite route menant à la ferme de Morentru, se trouve un affleurement rocheux de **microleucogranite à faciès de rhyolite**, situé au sein d'un petit bassin stéphanien, « coincé » le long de la faille majeure de Toulon-sur-Aroux.

### Formations sédimentaires stéphanienes

Le Stéphanien affleure peu actuellement, que ce soit dans les petits bassins de la bordure nord ou dans le prolongement du bassin houiller de Montceau-les-Mines, au Sud-Est, où les grandes exploitations en découverte, aujourd'hui ennoyées ou remblayées, permettaient des observations très complètes de la série houillère. Dans ce secteur, il ne subsiste plus que quelques affleurements de grès au Sud des Essarts.

• **Arrêt 24.** À 300 m au NNW de l'arrêt précédent (23), juste à l'Est de la petite route, au niveau de l'extrémité sud d'un étang, une petite carrière abandonnée est implantée dans des sédiments houillers du Stéphanien, constitués de schistes noirs plissés et altérés, surmontés par des grès arkosiques quartzitiques gris-noir silicifiés et indurés.

• **Arrêt 25.** À 200 m au SSE de la ferme de Veillerot, à proximité immédiate du socle, une petite excavation montre une lame de grès grossiers indurés et d'argilites schisteuses noires, l'ensemble étant très tectonisé.

### Filons de lamprophyres (Stéphanien - Autunien)

• **Arrêt 26.** Près de la limite ouest de la carte, au lieu-dit les Verniauds, à 750 m au NNW du hameau des Bernards, une petite carrière - épisodiquement en activité - montre un **filon de lamprophyre à amphibole brune**, de direction N65°, recoupant un granite porphyroïde plus ou moins arénisé.

• **Arrêt 27.** À 2,5 km au SSW du centre du bourg d'Issy-l'Évêque et à 500 m à l'Ouest de l'arrêt 9, le talus nord de la petite route, menant de Champrecy-du-Haut au Bauzot, montre un faisceau de **deux filons parallèles de lamprophyre** porphyrique, de direction N50° et, respectivement, de 0,50 m et 5 m de puissance, recoupant un granite porphyroïde et un filon de microleucogranite.

## Formations sédimentaires permienes

### Autunien

• **Arrêt 28.** Juste au Nord de Vendennes-sur-Arroux, un spectaculaire affleurement de la **Formation grise de l'Autunien inférieur** se trouve dans le talus ouest de la petite route longeant l'Arroux en rive droite. Il s'agit d'argilites noires, finement litées, à débit schisteux, riches en matière organique, à minces intercalations de grès fins plus ou moins argileux. Cet ensemble est très représentatif de la sédimentation lacustre en milieu calme, équivalente à la série des schistes bitumineux du stratotype de l'Autunien dans le bassin d'Autun.

• **Arrêt 29.** En limite sud de la carte, juste au Sud du moulin de Valette, le talus sud de la petite route menant à Gueugnon, permet d'observer - sur environ 150 m de longueur - un **conglomérat autunien**, constitué d'une matrice arkosique de grain moyen à grossier, emballant des galets et des blocs arrondis constitués de granoïdes porphyroïdes et de leucogranites du batholite de Luzy, ainsi que de gros cristaux de feldspath potassique provenant des faciès porphyroïdes. Vers le Sud-Est, ce conglomérat est surmonté de sédiments détritiques de grain fin (siltite) à moyen (arkose micacée), à débit en plaquettes. Au Nord du moulin de Valette, on peut vérifier que la base de cette série est formée d'une brèche de démantèlement de socle, avec des blocs atteignant un mètre de longueur.

• **Arrêt 30.** Dans un petit chemin, à environ 100 m au Sud de la ferme de Mont Chien, se trouve un bel affleurement constitué d'un banc de grès et conglomérats, ravinant des argilites grises.

### Saxonien

Les faciès argileux du Saxonien rouge marquent fortement la couleur des sols dans une large partie du bassin mais ne présentent pas d'affleurements remarquables. Dans les niveaux détritiques grossiers, les coupes peuvent être plus intéressantes. Les meilleurs points d'observation se situent dans les secteurs en relief de la bordure nord, ainsi que près des grandes failles de la partie centrale du bassin.

• **Arrêt 31.** À environ 300 m au Sud du lieu-dit Sorme, la série alternante est représentée par un bel affleurement de grès arkosiques bariolés, surmontés par un conglomérat hétérogène très grossier.

• **Arrêt 32.** Au Nord de Saint-Eugène, le long de la route menant à la ferme de Petit Château, une brèche à blocs et galets de microgranite porphyrique et de leucogranite semble représenter les faciès très grossiers de bordure de



bassin, en relation avec les failles bordières. Ce faciès montre également une altération poussée de type latéritique possible.

• **Arrêt 33.** Au Nord des Maugeunins, au bord de la route qui longe le flanc oriental de la montagne de la Garde, se trouve une succession de niveaux argileux, gréseux ou conglomératiques rouges.

### **Formations siliceuses d'âge mal connu (Lias ?)**

• **Arrêt 34.** À 2 km au Nord-Ouest de Montmort, au sommet de la colline de la Pierre au Mercier, un **filon de quartz blanc à bréchiq**ue apparaît sous forme d'un spectaculaire chaos de blocs, de 4 à 5 m de large.

• **Arrêt 35.** À 4 km au NNE du bourg d'Issy-l'Évêque, au lieu-dit les Fuzreaux, une barre rocheuse, de direction Nord-Sud et d'environ 1 m de puissance, correspond à un **filon de quartz de teinte rouge à lie-de-vin**, d'environ 1 m de puissance.

• **Arrêt 36.** À 5,5 km au Sud du bourg d'Issy-l'Évêque, à l'Ouest de la D 51 et au Nord-Ouest de la ferme du Bois Coupé, au sommet ( $z = 434$ ) d'une petite colline, se trouve un vestige d'une **carapace siliceuse sommitale**, constituée d'une microbrèche à ciment siliceux et à petits fragments de granite plus ou moins silicifiés.

### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains réalisés en France. Elle rassemble les données concernant le sous-sol de la feuille Toulon-sur-Arroux. Elle fournit notamment des logs détaillés des sondages HBCM et BRGM utilisés ou effectués pour conforter les levés de la carte géologique, ainsi que des données hydrogéologiques.

La BSS est consultable :

– au Service géologique régional de Bourgogne : parc technologique, 1, rue Louis de Broglie 21000 Dijon ;

– au BRGM, Maison de la géologie : 77, rue Claude Bernard 75005 Paris ;

– sur le site internet Infoterre : <http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr>

BIBLIOGRAPHIE

- ALPERN B., LIGOUIS B., MÉRIAUX E. (1983) – Caractères pétrographiques de la première couche de Montceau-les-Mines ; contribution à l'étude sédimentologique. *Mém. géol. Univ. Dijon* n° 8, p. 55-70.
- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) – Abundances of the elements : meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ANONYME (1972) – La flore fossile de Vendénese. Contribution à l'étude de l'Autunien supérieur du bassin de Blanzay. *La Physiophile. Rev. Sci. nat. Montceau-les-Mines*, 77, p. 8-32.
- ANONYME (2003a) – Le bassin permien de Blanzay - Le Creusot et ses bordures carbonifères. *Bull. Inf., Géol. Bass. Paris*, vol. 40, n° 3, p. 4-19.
- ANONYME (2003b) – Circuit et arrêts. Les affleurements permo-carbonifères des environs du Creusot. *Bull. Inf., Géol. Bass. Paris*, vol. 40, n° 3, p. 20-22.
- ARÈNE J., DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., DELANCE J.-H. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Autun (551). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CARROUÉ J., CORNET J., DELANCE J.-H., FEYS R., LEMIERRE B. (1991), 88 p.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) – La zone interne de l'orogénie varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In COGNÉ J. et SLANSKY M. - Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, 26<sup>e</sup> Cong. géol. Int., colloque C6, Paris 1980, *Mémoires du BRGM* n° 108, 306 p.
- BARRÈRE J. (1955) – Étude de la série cristallophylienne du Charollais. Les éclogites d'Ardes-sur-Couze. Mémoire dipl. géol. Pétrogr., Clermont-Ferrand, 61 p., 1 pl. carte h.t.
- BARRÈRE J., SCOLARI G., L'HOMER A., NEAU G. avec la collaboration de LEFAVRAIS A., LILLE R., ALABOUVETTE B., CHAILLOU D., SANSELME H., DESPOIS J. (1971) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Bonnet-de-Joux (601). Orléans BRGM. Notice explicative par BARRÈRE J., BOUILLER R., L'HOMER A., NEAU G., SCOLARI G., VINCENT P.L. (1971), 42 p. + annexes.
- BAUBRON J.C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÉGU J., TOURAY J.-C., ZISERMAN A. (1980) – Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, n° 14, sér. D, p. 951-953.
- BELLON H., GILLOT P.-Y., NATIVEL P. (1974) – Eocene Volcanic Activity in Bourgogne, Charollais, Massif Central (France), p. 53-58.
- BELLON H., HERNANDEZ J. (1979) – Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 175-179.

- BLÈS J.-L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, p. 79-111.
- BOBIER C., GLANGEAUD L. (1959) – Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Sér. 6, t.1, p. 867.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIII, juin 1984, p. 187-199.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) – Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.
- BRANCHET M. (1983) – Le bassin houiller de Blanzay : présentation générale. Mémoires géologiques de l'université de Dijon n° 8, pp. 1-30.
- BRIAND B., BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., PIBOULE M., OUALI H., CAPIEZ P. (1992) – Affinité alcaline des métabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géol. de la France*, 2, p. 9-15.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1982) – Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, p. 135-138.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUÉRIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1955) – Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXVI, n° 5, p. 839-859.
- CARRAT H.-G. (1955) – Le gisement d'uranium de Bauzot. *Sci. de la Terre*, t. III, n° 3-4, p. 152-206.
- CARRAT H.-G. (1962) – Le Morvan et l'Autunois. In « Les minerais uranifères français ». Presses univ. fr., Paris, t. III, p.1-104.
- CARRAT H.-G. (1965) – Sur les relations entre les différents stades de la granitisation hercynienne dans le socle granitique du Morvan septentrional et ceux du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 261, n° 3, p. 5153-5156.
- CARRAT H.-G. (1966) – Contribution à la pétrographie et à la géochimie du massif de Luzy (Morvan méridional). *Sci. de la Terre*, t. XI, n° 4, p. 415-473.
- CARRAT H.-G. (1969) – Le Morvan cristallin. Étude pétrographique, géochimique et structurale ; position de l'uranium. Thèse d'État, Univ. de Nancy, 2 tomes, 379 p.
- CARRAT H.-G. (1971) – Relations entre la structure des massifs granitiques et la distribution de l'uranium dans le Morvan. *Mineralium Deposita*, 6, p. 1-22.

- CARRAT H.-G. (1994) – Les structures arquées du Morvan dans la construction de la chaîne hercynienne de l'Europe occidentale. Première partie : données nouvelles sur la géologie structurale du Morvan cristallin. *Bull. Soc. hist. nat.* Autun, 152, p. 5-36.
- CARRAT H.-G. (1996) – Les structures arquées du Morvan dans la construction de la chaîne hercynienne de l'Europe occidentale. Deuxième partie : essai de synthèse géodynamique de la formation du Massif central. *Bull. Soc. hist. nat.* Autun, 158, p. 5-40.
- CESARACCIO M. (1994) – Cartographie des formations superficielles. Feuille de Toulon-sur-Arroux. L'exemple du compartiment de Cuzy. Rapport inédit, laboratoire URA 1562 CNRS de Clermont-Ferrand, 12 p. + une carte à 1/25 000 des formations superficielles des environs de Cuzy.
- CESARACCIO M. (1997) – Cartographie des formations superficielles. La carte de Toulon-sur-Arroux. Rapport inédit, Univ. de Paris VII, comportant une maquette à 1/50 000 et une notice de 22 p. + annexes.
- CESARACCIO M. (2000) – Évolution géomorphologique du massif de Luzy et du bassin de Blanzay (Morvan méridional). Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse de docteur de l'université de Paris 7. 379 p., 65 fig., 46 tabl., 1 carte h.t.
- CHAIGNON H. de (1912) ) – Catalogue raisonné des roches et minéraux du Morvan. *Bull. Soc. Hist. Nat.* d'Autun, 233 p.
- CHALIER M., VIRLOGEUX D., DUTHOU J.-L. (1994) – Les lamprophyres du district aurifère de Saint-Yrieix (Limousin, Massif central français). Âge Rb/Sr autunien et relations
- CHÂTEAUNEUF J.-J., FARJANEL G. (1982) - Datations des bassins de Gouzou (Creuse), Pontamour (Puy-de-Dôme) et du Libournais (Gironde-Dordogne). Rapport interne BRGM, n° 82, SGN075GEO, 120 p.
- CHEILLETZ A., CUNNEY M., COULIBALY Y., BROUAND M., CATHELINÉAU M., STUSSI J.-M. (1997) – L'adularisation à l'interface socle-couverture dans la région de Charroux-Civray. Communications et posters des journées scientifiques de l'ANDRA, 13-14 octobre 1997, Poitiers, résumé VG12, p. 16.
- CHÈVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (de), PUPIN J.P., ROSSI P. (1988) – Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. *Doc. BRGM*, n° 152, 151 p.
- CHÈVREMONT P., FLOC'H J.-P. (1996) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par CHÈVREMONT P., FLOC'H J.P., MÉNILLET F., STUSSI J.M., DELBOS R., SAURET B., BLÈS J.-L., COURBE C, VUAILLAT D., GRAVELAT C. avec la collaboration de LEMIERRE B., DOMINIQUE P., HOTTIN A.M. (1996), 172 p.

- CHÈVREMONT P., RÉMOND C., MARTEAU P., CLOZIER L., THIÉBLEMONT D., JAUFFRET D., THEVENOT J.P. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Épinac (525). Orléans : BRGM. Carte géologique par RÉMOND C., CHÈVREMONT P., MARTEAU P., FEYS R., CLOZIER L.
- CHIRON J.-C., FLEURY R., KERRIEN Y. (1987) – Notice explicative de la feuille Chalon-sur-Saône à 1/250 000. Editions du BRGM, Orléans, 62 p.
- CLOCCHIATI R., TOURENQ J. (1971) – Présence de quartz des ponces du Mont-Dore, d'âge pliocène, dans les argiles sableuses du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t 269, p. 683-684.
- COCHERIE A. (1978) – Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. de Rennes, 207 p.
- COCHERIE A. (1984) – Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Doc. BRGM*, Orléans, n° 90, 246 p.
- COCHERIE A. (2003) – Datation du granite de Luzy : apport conjoint des datations U-Pb (SHRIMP) sur zircon et U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Note technique BRGM ANA/ISO-NT/2003/009, 8 p. + annexes.
- COQUANT H. (1857) – Mémoire géologique sur l'existence de terrain permien et du représentant du grès vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre (Jura). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XIV.
- CORSIN P. (1948) – Sur l'âge des couches houillères du bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 227, p. 858-860.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAUX J.-M. (1989) – <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating in the Monts du Lyonnais area (French Massif Central) : an uplifted complex in a collisional context. *Terra*, abstracts, vol. 1, n° 1, p. 265 (EUG Strasbourg, mars 1989).
- COUREL L. (1970) – Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif Central français. Thèse, Faculté des Sciences de l'université de Dijon, 3 vol., 358 p.
- COUREL L. (1983) – Place du charbon dans le bassin d'effondrement stéphanien de Blanzay-Montceau. Mémoires géologiques de l'université de Dijon n° 8, p. 71-82.
- COUREL L., GAND G., MENOT J.C., FEYS R., ARÈNE J., FOURNIGUET J. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille le Creusot (552). Orléans BRGM. Notice explicative par COUREL L., ARÈNE J., FEYS R., GAND G., MENOT J.-C., CORNET J., GUILLAUMET J.P. (1988), 54 p.
- CROWELL J.-C. (1974) – Origin of late Cenozoic basin in southern California. In Didsinson W.-R. Ed, *Tectonics and sedimentation*. Stanford Univ. Press, p. 190-204.

- CUNEY M., BARBEY P. (1982) – Mise en évidence de phénomènes de cristallisation fractionnée dans les migmatites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, p. 37-42.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n°125 et 126, vol. 1, 615 p., 347 fig. ; vol.2, 65 cartes.
- DEBRIETTE P.-J. (1989) – Structuration des formations permienes du bassin de Blanzay-Montceau-les-Mines. *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, n° 114, pp. 17-30.
- DEBRIETTE P.-J., GENNA A. (en préparation) – Évolution structurale du bassin de Blanzay-Montceau et Le Creusot (données nouvelles et interprétations).
- DELAFOND M. (1889) – Bassin houiller et permien d'Autun et d'Épinac - Stratigraphie. Études des gîtes minéraux de la France, fasc. 1 stratigraphie, 104 p. Imp. Nat. Paris.
- DELAFOND F. (1902) – Bassin houiller permien de Blanzay et du Creusot. études des gîtes minéraux de la France, fasc. 1 stratigraphie, 125 p., 29 fig., 1 atlas. Imp. Nat. Paris.
- DELFOUR J., CARRAT H.-G., FEYS R., FLEURY R., CLOZIER L. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H., CLOZIER L. (1989), 116 p.
- DELFOUR J. (1989) – Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géol. de la France*, n°4, 1989, p. 49-77.
- DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., MAUGENEST M.-C. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy (576). Orléans : BRGM. Notice explicative DELFOUR J., CLOZIER L., CARRAT H., CORNET J., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 109 p.
- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CLOZIER L. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Fours (550). Orléans : BRGM. Notice explicative DELFOUR J., CLOZIER L., ALABOUVETTE B., CORNET J., MERCIER-BATARD F. (1992), 83 p. + annexes.
- DELFOUR J., GUERROT C. (1997) – Âge Viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géol. de la France*, n° 2, 1997, p. 3-11.

- DELFOUR J., CLOZIER L., FEYS R., LABLANCHE G. (1995) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Évêque (524). Orléans : BRGM. Notice explicative par DELFOUR J., CLOZIER L., CORNET J., LABLANCHE G., FEYS R. (1995), 100 p.
- DEQUENNE N. (1994) – Cartographie des formations superficielles. Feuille de Toulon-sur-Arroux. Exemple du compartiment de socle au Nord-Est de la feuille. Rapport inédit, laboratoire URA 1562 du CNRS Clermont-Ferrand, 6 p. + une carte à 1/25 000 des formations superficielles des environs de la Tagnière.
- DESROUSSEAUX J. (1938) – Bassins houillers et lignitifères de la France. Statistiques de l'industrie minière, Mém. annexe.
- DEWOLF (1962) – Étude des problèmes posés sur la formation dite « des sables et argiles du Bourbonnais ». *Bull. Ass. Fr. Et. Sols*, n° 6-7, p. 337-342.
- DIDIER J., BARBARIN B. (1991) – Enclaves and granite petrology. *Developments in Petrology* 13, Elsevier, 1991, 625 p.
- DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P. (2001) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Paray-le-Monial (600). Orléans : BRGM. Notice explicative par DONZEAU M., CHÈVREMONT P., MARTEAU P. (2001), 147 p.
- DOUBINGER J. (1973) – Études paléontologiques dans le Permien du bassin de Blanzay. *La physiophile ; Rev. Sci. nat. de Montceau-les-Mines*, p. 131-170.
- DOUBINGER J. (1983) – Études palynologiques dans le bassin stéphanien de Montceau-les-Mines (1° couche) : aspects stratigraphiques et paléoécologiques. Mémoires géologiques de l'université de Dijon n° 8, p. 43-50.
- DRUMMOND M.-S., DEFANT M.J. (1990) – A model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, p. 21503-21521.
- DUTHOU J.-L. (1977) – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme: le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse État. *Annales sci. Univ. Clermont II*, n° 63 ; fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 294 p., 84 fig.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALLETTE Y. (1984) – Paleozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  system. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) – Âge Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, série II, p. 791-796.
- ENGLAND P.C., THOMPSON A.-B. (1984) – Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 71, 4, p. 894-928.

- EVENSEN M.N., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) – Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, p. 1199-1212.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1997, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FEYS R., GREBER C. (1958) – Le bassin houiller de Blanzy et du Creusot. *Rev. Ind. Min.* Juin-Juillet 1958 et publ. BRGGM n° 21, Orléans, 42 p, 34 fig, 3 tabl.
- FEYS R., ALABOUVETTE B., BOULLER R., VINCENT P.-L. KOCH B., BOISSONNAS J., BARRÈRE J., avec la collaboration de LEFAVRAIS-RAYMOND A., L'HOMER A. (1976) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Montceau-les-Mines (578). Orléans BRGM. Notice explicative par BOISSONNAS J., BARRÈRE J., FEYS R., ALABOUVETTE B., VINCENT P.-L., CORNET J., KOCH B. (1976), 42 p.
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F. (1988) – Dictionnaire de géologie. 3<sup>e</sup> édition, 352 p. Masson éditeur.
- FOURCADE S., ALLÈGRE C. (1981) – Trace element behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association of the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-185.
- GALL J.C. (1983) – Interprétation paléocéologique de la faune des nodules fossilifères du Stéphanien de Montceau-les-Mines. Mémoires géologiques de l'université de Dijon n° 8, p. 51-54.
- GAND G. (1981) – Découverte de traces de Reptiles cotylosauriens dans le Permien du bassin de Blanzy-Le Creusot (Saône-et-Loire, France). Une étape dans la succession des palichnofaunes de Vertébrés tétrapodes. *C.R. Acad. Sci. Paris* 292, 4, 163-167.
- GAND G., COUREL L., DEBRIETTE P.-J. (1992) – Le bassin permien Blanzy – Le Creusot (Massif central français). *Bull. Soc. Hist. nat. d'Autun*, n° 139, p. 5-44.
- GAND G., STAPF K., BROUTIN J., DEBRIETTE P.-J. (1992) – The importance of silicified woods, stromatolites and trace of conifers for the paleoecology and the stratigraphy in the lower Permian of the northeastern Blanzy-le Creusot basin (Massif Central France). *Newsl. Stratig.* 28, 1, p. 1-32.
- GARDIEN V., TEGYEV M., LARDEAUX J.-M., MISSERI M., DUFOUR E. (1990) – Crustal-mantle relationships in the french Variscan chain : the example of the southern monts du Lyonnais unit (eastern French Massif central). *J. Metam. Geol.*, 8, p. 477-492.
- GÉLARD J.-P., VALLÉ B. (1983) – Faille inverse syndiagénétique dans le Stéphanien B de Montceau-les-Mines et autres indicateurs compressifs élémentaires : place dans l'interprétation du remplissage. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 7, p. 83-86.



- GÉLARD J.-P., CASTAING C., BONIJOLY D., GROLIER J. (1986) – Structure et dynamique de quelques bassins houillers limniques du Massif Central. *Mém. Soc. géol. France*, N.S., n° 149, p. 57-72.
- GEOFFROY J. de (1951) – Le batholite de Luzy. Rapport CEA inédit.
- GILL J.-B. (1981) – Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GODARD G. (1990) – Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, sér. II, p. 227-232.
- GOLITSYN M., COUREL L., DEBRIETTE P.-J. (1997) – A fault-related coalification anomaly in the Blanzay - Montceau coal basin (massif Central, France). *International Journal of coal geology* 33 (1997), p. 209-228.
- GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1955) – Définition d'une intermédiaire entre Stéphanien et Autunien dans les sondages du Crie et du Ponsard. (Bassin houiller et permien de Blanzay et du Creusot, Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 240, p. 325-327.
- GROS Y. (1981) – La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, Saint-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.-P., GAULIER J.-M., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LESTRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O., VAIRON J., GRANDJEAN G. (2000) – Mesozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, p. 183-246.
- GUIOLLARD P.-C. (2002) – L'Uranium du Morvan et du Forez. éd. Guiollard, 94 p.
- HBCM - HOULLÈRES DE BLANZY – Copies de documents miniers non référencées.
- HENDERSON P. (éditeur) (1984) – Rare earth element geochemistry. *Developments in Geochemistry*, 2, Elsevier, Amsterdam, 510 p.
- HOFMANN A.-W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- HOTTIN A.M., CALVEZ Y. (1988) – Résultats analytiques sur quelques minéraux du forage de Sancerre-Couy. *Doc. BRGM*, Orléans, 137, p. 225-234.
- KILIAN (1916) – Constitution géologique et mise en valeur de la concession de Pully. Recherche de houille. Note non référencée, 45 p. Grenoble.
- KUNO H. (1968) – Differentiation of basaltic magmas. *In Basalts*, 2, p. 623-688. H. Hess and A. Poldevart ed., Wiley Intersciences Publ., New-York.

- KUSHIRO I., SATO H. (1978) – Origin of some calc-alkalic andesites in the Japanese islands. *Bull. Volcanol.*, 41, pp. 576-585.
- LA ROCHE de H. (1964) – Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.
- LA ROCHE de H., STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre*, Nancy, XXIV, 1, p. 5-121.
- LANGIAUX J. (1983) – Inventaire des restes organiques et des traces de vie dans les formations sommitales productives du bassin de Blanzly-Montceau. Mémoires géologiques de l'université de Dijon n° 8, p. 31-42.
- LANGIAUX J. (1994) – Flores et faunes des formations supérieures du Stéphanien de Blanzly – Montceau (Massif central français). Stratigraphie et paléoécologie. Thèse de l'université de Strasbourg et suppl. n° 100, la Physiophile, 270 p., 347 fig., 7 pl.
- LAVILLE P. (1986) – Cartographie de la bordure nord-ouest du bassin de Blanzly. Secteur Toulon-sur-Arroux – Charmoy. Rapport de stage, 24 p., 3 fig., 6 pl., 1 carte h.t. HBCM, Houillères de Blanzly.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS R., MOUTERDE R. (1960) – Lias du Charollais. Rapport inédit. Houillères du bassin de Blanzly-Montceau.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUÉNARDEL J.M., FLOCH J.P., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), tome V, n° 3, p. 605-618.
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C., JOHAN V., BRIAND B., DIDIER J., FEYBESSE J.-L., LAGARDE J.-L., LARDEAUX J.-M., MARIGNAC C., MONTEL J.M., SCHULMANN K., VITEL G. (à paraître) – Le massif du Velay (Massif central français) : un témoin de l'évolution thermique de la croûte durant l'orogénèse varisque.
- LEISTEL J.-M., GAGNY C. (1984) – Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25, p. 19-31.
- LELOIX C. (1998) – Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan). Thèse, Univ. d'Orléans, 233 p. + annexes.
- LELOIX C., FAURE M., FEYBESSE J.-L. (1997) – La tectonique à vergence nord du Dévono-dinantien du Nord-Est du Massif central et la fermeture de l'océan rhéique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris 324, p. 669-675.

- LENOIR X., DAUTRIA J.-M., BRIQUEU L., CANTAGREL J.-M., MICHARD A. (1999) – Nouvelles données géochronologiques, géochimiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez : relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris. p. 201-207.
- LEROY J., SONET J. (1976) – Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, série D, p. 1477-1480.
- LOUIS J. (1954) – Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif central. Thèse ès Sciences, Lyon, Lémery imprimeur, 173 p.
- MANÈS W. (1844) – Mémoire sur les bassins houillers de Saône-et-Loire. Texte et Atlas, *Gîtes minéraux*, Annales des Mines, 4<sup>e</sup> série, n° 4, p. 475-496. Paris.
- MANIGLER (1860) – Note sur le bassin houiller du centre de la France. *Bull. Soc. Ind. Min.* t. 5, p. 693-773.
- MARTEAU P. (1983) – Le bassin permocarbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Documents BRGM, n° 64, 198 p., 54 fig., 19 tabl., 5 pl.
- MATTE P. (1986) – Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MERLE O., MICHON L., CAMUS G., DE GOER A. (1998) – L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 5.
- MICHEL-LÉVY A. (1908) – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVIII, n° 120, 297 p., 7 pl. h.t., 51 fig.
- MİYASHIRO A. (1974) – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MONTEL J.-M. (1986) – Experimental determination of the solubility of Cemonazite in  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$  melts at 800°C, 2kbar, under  $\text{H}_2\text{O}$ -saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659-662.
- MONTEL J.-M., BOULOTON J., VESCHAMBRE M., PELLIER C., CERET K. (2002) – Âges stéphaniens des microgranites du Velay (Massif central français). *Géol. de la France*, 2002, n° 1, p. 15-20, 2 fig., 1 tabl.
- MOUTERDE R. (1953) – Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central Français. Thèse n° 183. Faculté des Sciences de l'université de Lyon.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.-M., CARRON J.-P. (1985) – Composition chimique des biotites et typologie magmatique des grani-toïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, série II, n° 11, p. 813-818.
- ODIN G.-S. (1994) – Geological time scale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, série II, p. 59-71.

- PAQUETTE M. (1980) – Le bassin autunien de l'Aumance (Allier). Sédimentologie (charbon, cinérites...), tectonique syndiagénétique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. de Dijon.
- PEARCE J.A., HARRIS B.-W.-N., TINDLE A.-G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, p. 956-983.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.-R. (1976) – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PERREAU A. (1950) – Les alluvions à chailles de la vallée de l'Allier. *Rev. Sci. nat. Auvergne*, nouv. sér., t. 16, n° 14, p. 3-6.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) – Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Fr.*, Paris, 8, IV, p.13-20.
- PIN C., PAQUETTE J.L. (2002) – Le magmatisme basique calco-alcalin du nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodin. Acta* 15, p. 63-77.
- PITTIOT P. (1984) – Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 185 p.
- PRUVOST P. (1949) - La série stéphanienne du bassin houiller de la Loire. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXII, p. 279-295.
- RAIMBAULT L. (1984) – Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute-Corrèze, France). Thèse Doc. Ing., E.N.S. Mines Paris, 482 p.
- RIBAULT L., TOURENQ J. (1972) – Mise en évidence de trois types d'apports détritiques dans les sables et argiles du Bourbonnais d'après l'examen de la surface des grains de quartz au microscope électronique à balayage. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 528-531.
- R'KHA CHAHAM K., COUTURIÉ J.P., DUTHOU J.-L., FERNANDEZ A., VITEL G. (1990) – L'orthogneiss œillé de l'Arc de Fix un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyperalumineux dans le Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, p. 845-850.
- ROLIN P., STUSSI J.-M. (1991) – Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 1, p. 123-130.
- ROQUES M., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971) – Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung. Clermont-Ferrand, Plein-Air Service, édit. p. 269-289.
- ROZET M. (1840) – Dévonien à Diou et à Saint-Léon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1<sup>ère</sup> série, t. XI, p. 256-257.

- SABATIER H. (1980) – Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéralogie*, 103, p. 507-522.
- SABATIER H. (1984) – Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif central français : une association particulière de roches acides et basiques. Thèse de doctorat d'état, univ. P. et M. Curie (Paris VI), 559 p. une association particulière de roches grenues acides et basiques.
- STRAFFIN E., BLUM M.-D., COLLS A., STOKES S. (1999) – Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux rivers (Burgundy, France). *Bull. Assoc. Fr. Et. Quater.*, vol. 10, n° 4, p. 271-282.
- STRECKEISEN J.L. (1973) – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Geotimes*, october 1973, p. 26-30, 6 fig.
- STUSSI J.-M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- SUPPLY J.P. (1985) – Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 146 p.
- TAYLOR S.-R., MAC LENNAN S.-M. (1985) – The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Sci. Publ. Oxford*, 312 p.
- THIÉBLEMONT D. (1999) – Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sci. Terre Planet., 329, p. 243-250.
- THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.-L. (1994) – La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.
- THIRY M. (1988) – Les grès lustrés de l'Éocène du Bassin de Paris : des sil-crètes pédologiques. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, vol. 25, n° 4, p. 15-24.
- TOURENQ J., AMBROISE D., ROHRLICH V. (1978) – Sables et argiles du Bourbonnais. Mise en évidence des relations entre les minéraux lourds à l'aide de l'analyse factorielle des correspondances. Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Société géologique de France - BRGM éd.
- TOURENQ J., TURLAND M. (1982) – Sédimentologie. Datations et corrélations de formations détritiques azoïques par les minéraux lourds des volcans du Massif central. Synchronisme du Tertiaire terminal de Cosne d'Allier et des sables et argiles du Bourbonnais à l'aide des zircons volcaniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294 (8 février 1982).
- TURPIN L., VELDE D., PINTÉ G. (1988) – Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, p. 73-86.

- VALLÉ B. (1984) – Structuration du bassin de Blanzly (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphanien et place du charbon. Tectonique précoce et tardive. Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Dijon, 203 p., 109 fig., 3 pl. h.t.
- VALLÉ B., COUREL L., GÉLARD J.-P. (1988) - Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagénétique dans le bassin stéphanien à régime cisailant de Blanzly-Montceau (Massif central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, t. IV, n° 4, p. 529-540.
- VAYSSE A. (1955) – Sondage du Marot. Inventaire pétrographique des galets de la brèche de base. Rapport BRGGM A7473.
- VELDE D. (1971a) – Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite : minettes et roches voisines. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, p. 216-239.
- VELDE D. (1971b) – Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 94, p. 411-426.
- WATSON E.-B. (1979) – Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 407-419.
- WATSON E.B., HARRISON T.M (1983) – Zircon saturation revisited : temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, p. 295-304.
- WÉBER C. (1975) – Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> série), sect. II, n° 3 et 4, p. 219-243.
- WINKLER H.-G.-F. (1979) – Petrogenesis of metamorphic rocks. 5<sup>e</sup> édition. Springer Verlag. New-York - Heidelberg - Berlin. 349 p.
- WOOD D.-A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979) – Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 319-339.
- WYNS R. (1991) – Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, 1991, p. 11-42.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In : LEDRU P. (Coord.), Colloque GéoFrance 3D : résultats et perspectives. Doc. BRGM, 293, p. 103-108.
- WYNS R. (2002) – Tectonic significance of continental weathering sequences: the example of France during the Cenozoic. *Terra Nova* (soumis).
- ZEILER R. (1906) – Bassin houiller et permien de Blanzly et du Creusot. Etude des gîtes minéraux de la France fasc. II. Flore fossile. Imp. Nat. Paris, 265 p.
- ZIEGLER P.A. (1990) – Geological atlas of western and central Europe. Shell International Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, p. 239.

## AUTEURS

Les auteurs de la notice sont les géologues suivants :

- P. CHÈVREMONT<sup>1</sup>, pour la coordination, le socle varisque, les arènes granitiques et les alluvions déposées sur le socle ;
- P. MARTEAU<sup>2</sup> pour les formations sédimentaires du bassin stéphano-permien de Blanzay – Le Creusot, leurs altérites et leurs placages cénozoïques, ainsi que pour les formations alluviales de l'ensemble de la feuille ;
- M. DONZEAU<sup>1</sup> pour les formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques ;
- M. CUNEY<sup>3</sup>, J.-M. STUSSI (retraité) et D. THIÉBLEMONT<sup>1</sup> pour la géochimie des roches magmatiques ;
- D. JAUFFRET<sup>4</sup> pour l'hydrogéologie.

Avec la collaboration de :

- P.-J. DEBRIETTE<sup>5</sup>, géologue, pour le Stéphaniens et les exploitations de charbon ;
- J. LAMBERT<sup>6</sup>, géologue, pour la sismicité historique ;
- Y. PAUTRAT<sup>7</sup>, archéologue, pour la préhistoire et l'archéologie ;
- P. NEHLIG<sup>8</sup>, géologue, pour la synthèse géodynamique ;
- R. WYNS<sup>8</sup>, géologue, pour le Tertiaire et la synthèse géodynamique.

<sup>1</sup> BRGM, CDG/CG, BP 6009, 45060 ORLÉANS cedex 2

<sup>2</sup> BRGM, SGR/CHA, BP 137, 51685 REIMS cedex 2

<sup>3</sup> CNRS-CREGU, BP 23, 54506 VANDOEUVRE-LES-NANCY cedex

<sup>4</sup> BRGM, SGR/BOU, 1, rue Louis de Broglie, 21000 DIJON

<sup>5</sup> HBCM Charbonnages de France, 71300 MONTCEAU-LES-MINES

<sup>6</sup> BRGM, ARN/RIS, BP 6009, 45060 ORLÉANS cedex 2

<sup>7</sup> DRAC Bourgogne, 41, rue Vannerie, 21000 DIJON

<sup>8</sup> BRGM, CDG/MA, BP 6009, 45060 ORLÉANS cedex 2

**ANNEXE**

*TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES ET TABLEAUX  
GËTOLOGIQUES*



Lithologie	Granitoïdes magnésio-potassiques (subcalcalins) mésocrates												Épisyénite
Massif	Issy-l'Évêque -- Grury							Cuzy			St-Didier	Cuzy	
Symbole	$p\gamma^3_b$							$p\gamma^3_{ba}$			$p\gamma^4$	$\sigma\gamma$	
N° éch.	PM1A36	1A74	5A52	5C04	HC715	HC166B	5B91	1B108	1D85	HC829	2A05	1B38	
x	725,25	725,62	725,38	725,65	725,70	729,10	730,10	730,05	729,35	731,80	731,56	729,33	
y	2 178,90	2 197,70	2 188,70	2 184,50	2 184,50	2 186,00	2 187,75	2 197,32	2 193,90	2 195,00	2 200,93	2 200,07	
Source (1)	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	Carrat	Carrat	CRPG	CRPG	BRGM	Carrat	BRGM	CRPG	
SiO <sub>2</sub> %	70,68	70,57	69,96	66,53	66,50	65,80	64,58	64,23	64,00	63,70	63,70	60,56	
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,51	0,49	0,65	0,65	0,68	0,77	0,68	0,83	0,98	0,89	0,55	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	14,63	15,14	15,64	15,50	15,20	16,45	16,85	15,50	16,60	16,70	19,42	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	2,33	3,18	3,08	3,87	3,63	3,42	4,22	4,08	4,60	4,65	4,84	3,17	
MnO	0,04	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,09	0,10	0,09	0,07	
MgO	0,91	1,36	1,26	1,71	2,27	1,84	2,19	2,06	2,40	2,51	2,50	1,43	
CaO	1,26	1,82	1,86	2,47	2,70	2,38	2,48	2,25	3,00	2,85	3,60	0,26	
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,23	3,15	3,09	3,12	3,21	3,48	3,08	3,10	3,25	3,50	4,83	
K <sub>2</sub> O	4,43	4,10	4,45	4,76	4,50	4,42	3,81	5,45	4,90	4,38	3,24	6,60	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,21	0,19	0,24	0,20	0,45	0,27	0,37	0,30	0,38	0,32	0,23	
PF	1,14	0,78	0,83	0,91	1,25	2,66	1,66	0,83	0,60	1,41	0,50	1,48	
total	99,7	100,45	100,47	99,93	100,39	100,12	99,98	99,94	99,32	100,81	99,88	98,60	
Q	176,15	178,79	170,06	139,09	140,91	139,63	135,78	114,58	115,59	121,93	129,19	36,97	
P	-35,32	-49,44	-40,13	-42,49	-53,11	-52,01	-75,46	-23,55	-49,32	-62,54	-108,25	-20,00	
A	49,11	30,60	34,31	17,68	11,10	15,45	40,85	34,91	-7,48	25,67	17,04	75,49	
B	56,38	80,13	76,13	99,25	110,25	97,25	117,13	111,00	127,88	133,13	134,13	82,25	
F	322,48	296,08	308,81	316,66	303,84	318,12	302,10	329,42	311,54	299,94	291,68	435,78	
A/CNK	1,20	1,12	1,13	1,06	1,04	1,05	1,14	1,12	0,98	1,09	1,05	1,25	
Q %	31,74	32,22	30,64	25,06	25,39	25,16	24,46	20,64	20,83	21,97	23,28	6,66	
F %	58,10	53,35	55,64	57,06	54,75	57,32	54,43	59,36	56,13	54,04	52,56	78,52	
B %	10,16	14,44	13,72	17,88	19,86	17,52	21,10	20,00	23,04	23,99	24,17	14,82	

(1) Carrat : thèse de H.-G. Carrat (1969, p. 268) ; BRGM-Orléans : fluo X (2002) ; CRPG-Nancy : émission-ICP (2003)

Si = SiO<sub>2</sub> x 1000/60

Ti = TiO<sub>2</sub> x 1000/80

Al = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 1000/51

Fe = Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> x 1000/80

Mn = MnO x 1000/71

Mg = MgO x 1000/40

Ca = CaO x 1000/56

Na = Na<sub>2</sub>O x 1000/31

K = K<sub>2</sub>O x 1000/47

Q = Si/3-(K+Na+2Ca/3)

P = K-(Na+Ca)

A = Al-(K+Na+2Ca)

B = Fe+Mg+Ti

F = 555-(Q+B)

A/CNK = Al/(2Ca+Na+K)

Q % = Qx100/555

F % = Fx100/555

B % = Bx100/555

**Tabl. 1a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de granitoides calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite de Luzy**

Lithologie	Granitoïdes magnésio-potassiques mésocrates									Épisyénite
Gisement	Issy-l'Évêque -- Grury					Colzy		St-Didier	Colzy	
Symbole	$\text{p}\gamma^3_b$					$\text{p}\gamma^3_{ba}$		$\text{p}\gamma^4$	$\sigma\gamma$	
N° éch.	1A74	PM1A36	5A52	5C04	5B91	1B108	1D85	2A05	1B38	
Source (1)	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	BRGM	BRGM	CRPG	
Li ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	53,0	104,0	nd	
Be	5,6	6,7	6,3	4,9	8,4	5,7	nd	nd	4,4	
Sn	6,8	7,6	7,6	5,2	5,3	6,5	5,0	12,0	8,6	
W	0,9	0,6	0,4	1,8	2,0	0,6	1,0	2,0	4,7	
Cs	19,0	11,1	21,1	8,7	23,9	8,5	nd	nd	3,6	
Pb	38,2	48,6	38,9	35,8	24,3	39,4	nd	nd	30,8	
Zn	50,7	41,5	53,3	62,6	69,5	70,7	nd	nd	53,1	
Rb	226,0	207,0	220,7	191,3	194,3	219,4	193,0	248,0	200,2	
Ba	496,7	570,1	716,6	973,5	963,9	1 253,0	1 120,0	1 029,0	1 964,0	
Sr	266,6	265,1	316,3	393,6	475,0	388,6	444,0	488,0	367,5	
Th	34,6	25,7	32,0	32,4	25,2	9,9	33,6	17,9	26,9	
U	7,9	5,9	7,0	6,0	5,5	2,6	5,4	4,7	3,4	
Nb	14,3	13,2	15,0	15,5	16,2	14,8	35,0	32,1	14,3	
Ta	1,5	2,0	2,0	1,5	2,0	1,5	2,1	1,8	2,0	
Hf	5,6	4,4	5,3	7,2	6,8	5,8	6,9	8,1	5,5	
Zr	186,9	142,0	174,0	258,8	251,9	221,1	246,0	296,0	203,2	
Y	16,6	20,2	22,9	18,2	22,9	14,5	23,1	19,1	17,7	
V	40,4	31,3	42,1	53,6	67,5	56,6	76,0	89,0	46,3	
Co	6,5	5,1	6,8	8,7	10,4	9,4	16,0	18,0	7,4	
Cr	42,7	38,2	45,3	58,7	64,6	61,0	89,0	98,0	59,3	
Ni	15,2	14,7	15,3	19,4	23,8	20,1	26,0	30,0	18,3	
La ppm	36,2	36,3	41,3	57,5	64,5	24,5	65,3	70,2	58,6	
Ce	69,3	68,8	80,1	111,2	125,2	52,6	131,0	140,6	105,7	
Pr	8,3	8,5	9,9	13,0	14,8	6,6	14,3	14,7	12,9	
Nd	30,1	31,2	36,5	46,1	55,3	26,2	54,5	56,3	46,1	
Sm	5,5	6,1	7,2	7,8	10,4	5,4	9,6	9,7	7,6	
Eu	1,0	1,0	1,2	1,5	1,8	1,3	1,6	1,8	1,5	
Gd	3,9	4,3	5,3	5,2	7,2	4,0	7,5	7,5	4,8	
Tb	0,6	0,6	0,8	0,7	1,0	0,6	1,0	0,9	0,7	
Dy	3,0	3,5	4,3	3,5	4,9	2,9	4,9	4,1	3,4	
Ho	0,6	0,6	0,8	0,6	0,8	0,5	1,0	0,8	0,6	
Er	1,5	1,8	2,1	1,7	2,1	1,3	2,4	2,0	1,7	
Tm	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	
Yb	1,6	1,9	2,0	1,6	1,6	1,1	2,2	1,4	1,7	
Lu	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	
$\Sigma TR$ ppm	162,0	165,2	192,0	250,8	289,9	127,2	296,0	310,5	245,8	

(1) analyses ICP-MS BRGM-Orléans (2002), CRPG-Nancy (2003)

nd = non déterminé

$\Sigma TR$  : somme des terres rares

**Tabl. 1b - Analyses chimiques (éléments en traces)  
de granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques  
du batholite de Luzu**

Lithologie	Granites aluminos-potassiques subleucocrates														
	Massif	stock du mont Tharot		Luzy s.s.		Sainte-Radegonde – Uchon									
Symbole	$p\gamma_{bm}^2$		$p\gamma_{bm}^2$		$p\gamma_{bmt}^2$										
N° éch.	1C29	HC865	1A13	1A06	HC63B	4B82	2D70	3D24	3A61	3B63	3A35	6A84	4A90	6A54	HC726B
x	726,02	726,00	723,83	725,22	732,50	750,40	736,96	741,75	740,55	743,62	739,38	732,70	746,52	733,50	732,50
y	2 193,04	2 193,00	2 198,93	2 201,22	2 208,10	2 201,40	2 192,87	2 195,94	2 198,00	2 200,58	2 200,02	2 188,77	2 200,95	2 191,13	2 191,80
Source (1)	BRGM	Carrat	BRGM	CRPG	Carrat	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	BRGM	CRPG	CRPG	Carrat
SiO <sub>2</sub> %	74,50	73,90	75,20	73,40	73,30	73,15	72,66	72,58	72,36	72,29	72,16	72,10	72,02	71,68	71,30
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,24	0,22	0,24	0,24	0,21	0,23	0,26	0,20	0,23	0,24	0,29	0,21	0,32	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	13,30	13,50	13,74	14,30	14,73	14,23	14,68	14,88	14,39	14,60	14,50	14,72	14,65	13,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	2,00	1,73	1,53	1,65	1,58	1,60	1,61	2,06	1,42	1,95	1,70	2,25	1,77	2,46	1,86
MnO	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,07	0,06	0,06	0,05
MgO	0,90	0,69	0,70	0,55	0,74	0,35	0,69	0,59	0,55	0,46	0,79	1,00	0,43	0,79	0,68
CaO	0,60	0,39	0,80	0,45	1,18	0,86	0,58	0,91	1,08	0,73	1,10	1,10	0,98	0,86	0,68
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,55	3,60	3,40	3,41	3,25	3,48	3,26	3,69	3,24	3,42	3,30	3,22	3,06	3,44
K <sub>2</sub> O	4,70	4,98	4,60	4,95	4,95	4,68	4,93	4,19	4,85	4,56	4,78	4,90	4,60	4,66	5,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,14	0,09	0,10	0,14	0,12	0,16	0,13	0,14	0,14	0,16	0,14	0,12	0,16	0,00
PF	0,90	1,23	0,60	1,17	0,96	0,84	1,22	1,00	0,59	0,75	0,83	1,00	0,83	1,20	1,65
total	100,62	100,19	100,90	99,69	100,86	99,84	99,83	99,72	99,80	98,80	99,82	100,65	98,96	99,90	98,96
Q	200,29	185,44	194,25	187,25	177,86	191,56	179,44	197,91	166,75	191,21	175,60	176,75	186,53	189,95	163,01
P	-17,17	-15,52	-32,54	-12,37	-25,75	-20,60	-17,70	-32,24	-35,11	-20,51	-28,24	-21,84	-23,48	-14,90	-9,07
A	32,90	26,38	22,13	38,50	22,93	53,86	41,31	61,20	31,14	54,71	35,13	34,32	52,05	58,85	19,33
B	51,00	41,88	39,38	37,38	41,25	31,38	40,25	43,75	34,00	38,75	44,00	56,75	35,50	54,50	43,25
F	303,71	327,69	321,37	330,38	335,89	332,06	335,31	313,34	354,25	325,04	335,40	321,50	332,97	310,55	348,74
A/CNK	1,14	1,11	1,09	1,17	1,09	1,23	1,17	1,27	1,12	1,24	1,14	1,14	1,22	1,26	1,08
Q %	36,09	33,41	35,00	33,74	32,05	34,52	32,33	35,66	30,04	34,45	31,64	31,85	33,61	34,23	29,37
F %	54,72	59,04	57,90	59,53	60,52	59,83	60,42	56,46	63,83	58,57	60,43	57,93	59,99	55,95	62,84
B %	9,19	7,55	7,09	6,73	7,43	5,65	7,25	7,88	6,13	6,98	7,93	10,23	6,40	9,82	7,79

(1) Carrat : thèse de H.-G. Carrat (1969, p. 268) ; BRGM-Orléans : fluo X (2002) ; CRPG-Nancy : émission-ICP (2003)  
voir tableau 1a pour le calcul des paramètres multicatationiques

**Tabl. 2a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicatationiques de granites aluminos-potassiques subleucocrates du batholite de Luzy**

Lithologie	Granites aluminopotassiques subleucocrates											
Gisement	mt Tharot	Luzy s.s.			Sainte-Radegonde -- Uchon							
Symbole	$pY_{bm}^2$	$pY_{bm}^2$			$pY_{bmt}^2$							
N° éch.	1C29	1A13	1A06	4B82	2D70	3D24	3A61	3B63	3A35	6A84	4A90	6A54
Source (1)	BRGM	BRGM	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	BRGM	CRPG	CRPG
Li ppm	64,0	99,0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	145,0	nd	nd
Be	nd	nd	7,8	14,3	11,9	8,1	13,5	13,4	8,5	nd	10,9	14,0
Sn	4,0	9,0	9,7	18,3	16,5	14,6	15,9	19,6	17,8	17,0	16,7	19,3
W	<1,0	2,0	1,2	3,9	1,9	1,3	2,1	2,7	1,8	2,0	2,9	5,5
Cs	nd	nd	14,8	24,2	13,2	20,7	22,9	32,0	23,2	nd	30,7	25,2
Pb	nd	nd	66,9	36,8	30,1	37,5	36,1	32,0	40,9	nd	44,2	36,7
Zn	nd	nd	44,4	35,7	35,7	34,3	32,3	37,4	38,0	nd	40,5	46,7
Rb	189,0	278,0	262,1	297,4	274,7	253,0	280,6	321,3	285,8	291,0	298,6	320,7
Ba	253,0	212,0	388,3	339,0	418,1	403,8	370,0	341,9	413,3	431,0	521,9	375,4
Sr	164,0	130,0	175,5	140,2	173,7	179,0	169,6	134,1	183,3	224,0	205,4	138,7
Th	31,2	20,1	26,0	17,8	18,1	19,7	17,0	19,9	18,5	23,5	21,9	24,8
U	7,0	6,3	8,0	5,3	5,7	5,5	5,5	8,4	5,5	9,0	4,9	6,9
Nb	25,4	26,6	18,1	15,7	15,0	13,6	14,4	16,8	14,9	29,1	13,1	18,0
Ta	1,2	2,2	3,7	4,7	3,0	3,0	3,7	4,4	3,7	3,1	3,4	3,6
Hf	4,4	3,2	4,1	3,5	3,5	3,6	3,3	3,4	3,4	3,9	3,7	3,7
Zr	116,0	84,0	114,9	101,6	112,0	108,9	105,5	102,7	103,0	116,0	109,8	111,4
Y	19,7	25,4	39,5	21,9	19,9	22,5	20,1	20,6	21,3	22,1	22,8	24,1
V	20,0	14,0	20,6	16,1	18,1	20,7	16,3	18,1	19,9	21,0	17,5	23,3
Co	8,0	7,0	3,4	2,6	3,1	3,6	2,8	3,1	3,4	9,0	3,0	3,7
Cr	52,0	47,0	27,2	21,5	20,4	21,1	25,5	26,2	24,3	59,0	24,5	23,9
Ni	17,0	15,0	10,9	7,0	8,3	8,4	7,3	7,9	8,7	25,0	8,4	8,6
La ppm	34,0	20,3	26,8	31,5	35,1	36,4	33,0	32,4	33,9	40,3	35,3	44,1
Ce	71,0	43,0	51,7	59,5	66,0	67,8	62,9	67,1	65,2	78,1	66,4	87,5
Pr	8,5	4,9	6,8	7,0	7,7	8,0	7,2	7,3	7,4	8,5	7,9	9,5
Nd	34,8	18,9	26,1	24,6	27,2	28,6	25,4	25,6	26,1	33,1	28,3	33,4
Sm	7,6	4,4	5,9	5,0	5,4	5,6	5,0	5,1	5,0	6,3	5,7	6,5
Eu	0,7	0,5	0,7	0,6	0,7	0,8	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,7
Gd	5,5	4,1	5,3	3,9	4,0	4,2	3,8	3,8	3,8	5,0	4,4	4,9
Tb	0,7	0,7	0,9	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,8	0,7	0,8
Dy	4,0	4,1	5,3	3,6	3,5	3,8	3,4	3,5	3,6	4,1	4,0	4,3
Ho	0,8	0,9	1,0	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,9	0,7	0,8
Er	2,0	2,7	3,1	2,0	1,9	2,1	1,8	1,9	2,1	2,3	2,1	2,2
Tm	0,3	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4
Yb	1,7	2,6	3,3	2,3	2,1	2,3	2,1	2,2	2,4	2,3	2,3	2,5
Lu	0,3	0,4	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4
$\Sigma TR$ ppm	171,9	107,9	138,0	142,0	155,5	161,8	147,0	151,4	152,1	183,2	159,3	197,7

(1) analyses ICP-MS BRGM-Orléans (2002), CRPG-Nancy (2003)

nd = non déterminé

$\Sigma TR$  : somme des terres rares

**Tabl. 2b - Analyses chimiques (éléments en traces) de granites aluminopotassiques subleucocrates du batholite de Luzy**

Lithologie	Leucogranites peralumineux									
	stock	filon	filon	filon	stock	filon	filon	filon	filon	stock
Symbole	$L_{\gamma}^2$	$L_{\gamma}^2$	$L_{\gamma}^2$	$L_{\gamma}^2$	$L_{\gamma}^{2-10}$	$L_{\gamma}^2$	$L_{\gamma}^2$	$L_{\gamma}^{2-3}$	$L_{\gamma}^{2-3}$	$L_{\gamma}^{2-3}$
N° éch.	3D22	4B39	2C98	5B59	2D69	1B63	1A55	1B47	2D36	3C10
x	741,85	749,02	731,16	729,10	735,81	729,86	724,00	729,53	737,02	738,84
y	2 195,23	2 200,43	2 193,98	2 190,20	2 193,17	2 198,84	2 197,22	2 198,60	2 194,42	2 194,32
source (1)	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	BRGM	CRPG	CRPG
SiO <sub>2</sub> %	72,36	74,80	77,52	77,06	75,55	75,22	74,94	74,10	72,85	72,05
TiO <sub>2</sub>	0,12	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,08	< L.D.	0,05	0,18	0,17	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	14,73	12,06	12,48	14,21	14,17	13,98	14,00	14,84	14,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,24	0,29	0,35	0,14	0,76	0,25	0,59	1,54	1,09	1,53
MnO	0,04	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,04	< L.D.	< L.D.	0,06	< L.D.	< L.D.
MgO	0,26	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,13	0,17	0,13	0,50	0,25	0,49
CaO	0,58	0,49	< L.D.	< L.D.	0,26	0,50	0,30	0,80	0,32	0,49
Na <sub>2</sub> O	3,75	3,67	2,92	2,75	3,76	3,33	3,27	3,40	3,08	2,92
K <sub>2</sub> O	4,87	5,27	5,82	6,79	4,62	5,15	5,43	4,53	5,61	5,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	< L.D.	0,08	0,16	0,18	0,12	0,15	0,27	0,18
PF	1,04	0,49	0,37	0,44	0,81	0,76	0,93	0,60	1,15	1,36
total	99,89	99,89	99,04	99,74	100,38	99,73	99,74	99,86	99,63	99,80
Q	170,34	179,03	212,45	194,74	196,86	194,76	191,56	196,08	182,02	178,59
P	-27,69	-14,99	29,66	55,78	-27,62	-6,75	4,71	-27,58	14,32	18,57
A	58,41	40,97	18,58	11,66	49,91	43,15	42,54	39,88	61,00	58,16
B	23,50	3,63	4,38	1,75	13,75	7,38	11,25	34,00	22,00	34,13
F	361,16	372,35	338,17	358,51	344,39	352,86	352,19	324,92	350,98	342,29
A/CNK	1,24	1,17	1,09	1,05	1,22	1,18	1,18	1,17	1,27	1,25
Q %	30,69	32,26	38,28	35,09	35,47	35,09	34,52	35,33	32,80	32,18
F %	65,07	67,09	60,93	64,6	62,05	63,58	63,46	58,54	63,24	61,67
B %	4,23	0,65	0,79	0,32	2,48	1,33	2,03	6,13	3,96	6,15

(1) BRGM-Orléans : fluo X (2002) ; CRPG -Nancy : émission -ICP (2003)

< L.D. inférieur à la limite de détection

voir tableau 1a pour le calcul des paramètres multicationiques

**Tabl. 3a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de leucogranites du batholite de Luzu**

Lithologie	Leucogranites peralumineux									
	Stock	Filon	Filon	Filon	Stock	Filon	Filon	Filon	Filon	Stock
Symbole	$L_{Y^2}$	$L_{Y^2}$	$L_{Y^2}$	$L_{Y^2}$	$L_{Y_{to}^2}$	$L_{Y^2}$	$L_{Y^2}$	$L_{Y^2-3}$	$L_{Y^2-3}$	$L_{Y^2-3}$
N° éch.	3D22	4B39	2C98	5B59	2D69	1B63	1A55	1B47	2D36	3C10
Source (1)	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	BRGM	CRPG	CRPG
Li	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	98,0	nd	nd
Be	4,1	19,9	3,8	2,8	35,4	13,7	13,1	nd	6,2	6,3
Sn	5,3	4,8	4,8	2,0	32,4	2,9	3,3	12,0	14,3	10,1
W	0,8	1,4	2,7	1,4	6,2	1,3	1,1	4,0	3,7	2,1
Cs	7,3	6,7	10,0	4,8	20,6	5,9	16,5	nd	14,5	15,3
Pb	58,5	83,4	61,0	82,4	22,7	74,0	64,5	nd	25,9	38,5
Zn	20,6	16,8	< L.D.	8,7	42,1	12,1	10,9	nd	31,6	37,7
Rb	186,7	165,8	347,4	302,4	413,4	136,9	211,4	277,0	270,0	283,2
Ba	500,5	232,8	32,8	76,0	52,8	98,8	154,1	231,0	310,0	453,8
Sr	205,6	58,4	39,3	38,3	28,2	56,1	48,1	118,0	71,5	117,2
Th	7,3	2,4	17,9	5,6	5,3	1,4	6,5	11,7	16,6	20,2
U	3,1	6,7	4,7	5,3	10,6	2,1	5,8	7,0	8,3	4,9
Nb	7,5	5,3	13,9	9,5	16,8	4,6	6,7	22,2	15,0	16,4
Ta	1,0	1,0	3,6	1,7	8,0	1,6	1,3	2,5	2,6	2,3
Hf	2,0	1,3	4,4	1,9	1,7	0,9	2,0	2,3	3,3	4,1
Zr	63,8	29,1	68,0	28,3	36,3	24,0	51,4	64,0	100,2	136,1
Y	12,2	12,1	26,8	16,1	10,5	9,6	15,6	11,4	11,3	15,1
V	7,2	< L.D.	2,8	1,8	4,3	< L.D.	2,7	11,0	6,7	14,6
Co	1,4	0,3	0,3	0,7	0,8	0,4	0,6	8,0	1,3	2,7
Cr	11,3	6,1	6,5	7,2	10,9	7,9	8,2	39,0	11,4	16,7
Ni	5,4	< L.D.	< L.D.	4,3	4,9	4,3	4	13	4,9	6,2
La ppm	19,2	4,6	7,4	5,2	9,3	4,2	12,3	18,2	27,4	39,2
Ce	37,1	9,4	11,3	9,8	17,5	6,4	18,8	37,4	56,0	78,5
Pr	4,3	1,2	2,0	1,5	2,1	0,9	3,0	4,1	6,7	9,0
Nd	15,5	4,4	7,6	5,7	7,4	3,1	11,1	15,4	23,9	31,9
Sm	3,6	1,3	2,0	1,9	1,8	0,9	2,8	3,1	5,5	6,4
Eu	0,9	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,5	0,5	0,7
Gd	3,1	1,4	2,0	1,7	1,6	0,9	2,5	2,6	4,3	4,7
Tb	0,5	0,3	0,5	0,4	0,3	0,2	0,5	0,4	0,6	0,6
Dy	2,5	1,9	3,5	2,4	1,7	1,5	2,6	2,1	2,6	3,0
Ho	0,4	0,4	0,8	0,5	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,5
Er	1,0	1,0	3,0	1,5	0,9	0,9	1,3	1,0	0,9	1,3
Tm	0,1	0,2	0,6	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
Yb	0,9	1,3	4,9	2,3	1,3	1,2	1,3	0,9	0,8	1,2
Lu	0,1	0,2	0,8	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
$\Sigma TR$ ppm	89,0	27,6	46,8	33,7	44,6	21,2	57,3	86,5	129,6	177,4

(1) analyses ICP-MS BRGM-Orléans (2002), CRPG -Nancy (2003)

nd non déterminé

< L.D. inférieur à la limite de détection

$\Sigma TR$  : somme des terres rares

**Tabl. 3b - Analyses chimiques (éléments en traces) de leucogranites du batholite de Luzy**

Lithologie	Rhyolite	Microleucogranites				Microgranites subleucocrates				Microgranites mésocrates		
		$\mu^{\text{L}}\gamma$		$\mu^{\text{L}}\gamma$		$\rho\mu\gamma^2$		$\rho\mu\gamma^2$		$\mu\gamma^3$		
N° éch.	6C07	HC-Luc	PM1A21*	4B51	5C54	1B73	5C51	2C12	1D95	6A01	2A56	2A46
x	732,56	727,00	725,17	750,78	726,00	730,52	725,05	731,97	729,95	731,00	732,27	731,60
y	2 185,84	2 183,80	2 181,06	2 201,82	2 182,54	2 199,10	2 196,03	2 194,56	2 194,18	2 189,63	2 197,75	2 196,97
Source (1)	BRGM	Carrat	BRGM	CRPG	CRPG	BRGM	CRPG	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM
SiO <sub>2</sub> %	76,80	74,60	71,90	74,35	74,29	73,00	72,20	72,30	71,90	68,00	68,10	68,20
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,10	< 0,05	0,07	0,10	0,23	0,27	0,37	0,33	0,43	0,43	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	14,80	15,90	14,73	14,25	14,70	14,54	14,30	14,20	15,50	15,50	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0,89	0,79	0,87	0,62	1,07	1,65	1,82	2,20	2,15	3,16	2,87	2,85
MnO	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,11	0,07	0,07
MgO	0,30	0,14	< 0,20	< 0,20	0,19	0,50	0,70	0,80	0,70	1,40	1,20	1,40
CaO	0,40	0,69	0,60	0,31	0,33	0,80	0,90	1,00	0,40	1,80	2,10	1,00
Na <sub>2</sub> O	< 0,20	3,80	3,30	4,00	3,68	3,40	3,48	3,00	3,00	3,90	3,80	3,80
K <sub>2</sub> O	4,15	4,00	4,27	4,31	4,52	4,70	4,87	5,25	5,20	4,20	4,45	4,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	<0,05	0,53	0,38	0,30	0,16	0,18	0,23	0,24	0,16	0,15	0,15
PF	2,90	1,23	1,60	0,92	1,09	1,00	1,19	0,80	1,20	1,30	0,90	1,50
total	< 100,70	100,21	< 99,29	99,74	99,87	100,19	100,20	100,30	99,38	99,96	99,57	99,08
Q	327,16	198,54	195,00	188,46	193,74	186,35	174,35	181,29	187,27	141,18	136,07	150,79
P	74,70	-49,80	-26,31	-42,85	-28,41	-23,96	-24,69	-2,93	6,72	-68,59	-65,40	-46,82
A	177,24	57,87	93,03	57,19	52,91	49,99	37,24	36,20	56,73	24,47	11,66	48,09
B	19,75	14,63	16,50	8,63	19,38	36,00	43,63	52,13	48,50	79,88	71,25	75,75
F	208,09	341,83	343,50	357,92	341,89	332,65	337,03	321,59	319,23	333,94	347,68	328,46
A/CNK	2,63	1,25	1,43	1,25	1,23	1,21	1,15	1,15	1,26	1,09	1,04	1,19
Q %	58,95	35,77	35,13	33,96	34,91	33,58	31,41	32,66	33,74	25,44	24,52	27,17
F %	37,49	61,59	61,89	64,49	61,60	59,94	60,73	57,94	57,52	60,17	62,64	59,18
B %	3,56	2,64	2,97	1,55	3,49	6,49	7,86	9,39	8,74	14,39	12,84	13,65

(1) Carrat : thèse de H. -G. Carrat (1969 , p. 268) ; BRGM -Orléans : fluo X (2002) ; CRPG -Nancy : émission -ICP (2003)  
voir tableau 1a pour le calcul des paramètres multicationiques

**Tabl. 4a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques de microgranites du batholite de Luzy et d'une rhyolite stéphaniennne**

Lithologie	Rhyolite	Microleucogranites			Microgranites subleucocrates				Microgranites mésocrates		
Symbole	$\rho$	$\mu^L\gamma$			$\rho\mu\gamma^2$		$\rho\mu\gamma^2$		$\mu\gamma^3$		
N° éch.	6C07	PM1A21	4B51	5C54	1B73	5C51	2C12	1D95	6A01	2A56	2A46
Source (1)	BRGM	BRGM	CRPG	CRPG	BRGM	CRPG	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM
Li ppm	435,0	415,0	nd	nd	76,0	nd	63,0	129,0	132,0	90,0	108,0
Be	nd	nd	5,5	7,8	nd	8,3	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	67,0	nd	84,9	41,1	13,0	9,6	11,0	11,0	8,0	7,0	4,0
W	9,0	nd	11,2	6,5	2,0	3,9	4,0	2,0	4,0	1,0	2,0
Cs	nd	nd	119,0	33,7	nd	9,8	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	nd	nd	17,0	9,4	nd	51,0	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	nd	nd	48,6	43,5	nd	38,5	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	637,0	690,0	657,0	484,8	293,0	250,1	324,0	313,0	199,0	208,0	216,0
Ba	140,0	94,0	84,7	116,5	339,0	461,5	699,0	620,0	637,0	640,0	689,0
Sr	48,0	54,0	31,8	58,3	154,0	216,6	163,0	193,0	312,0	310,0	269,0
Th	5,4	2,4	5,9	9,5	17,0	22,7	27,8	29,4	18,2	19,4	21,6
U	13,2	8,1	6,6	7,6	6,5	5,6	10,8	13,1	12,6	9,9	7,6
Nb	48,5	31,0	29,1	19,4	24,3	12,8	29,0	30,3	22,6	23,9	22,2
Ta	8,9	10,4	11,7	6,0	2,8	2,1	2,4	2,6	2,0	2,2	2,3
Hf	1,9	1,8	1,8	2,3	3,2	3,9	5,0	5,2	3,6	4,1	4,4
Zr	39,0	25,0	42,4	66,5	84,0	121,2	158,0	160,0	106,0	119,0	123,0
Y	7,8	7,7	6,4	9,1	12,0	17,0	16,1	13,7	19,1	19,7	26,6
V	10,0	< 10,0	2,8	7,8	15,0	24,6	18,0	18,0	39,0	37,0	38,0
Co	6,0	< 5,0	0,7	1,3	7,0	4,3	8,0	8,0	12,0	11,0	12,0
Cr	20,0	< 10,0	13,8	17,0	27,0	40,0	43,0	44,0	96,0	56,0	57,0
Ni	14,0	< 10,0	5,2	7,4	13,0	12,7	16,0	14,0	20,0	14,0	17,0
La ppm	7,0	3,4	9,4	10,0	24,0	35,5	40,0	34,3	38,6	41,8	66,6
Ce	15,1	6,2	18,3	27,6	48,8	69,5	87,4	74,0	75,6	79,3	92,9
Pr	1,6	0,8	2,2	2,7	5,2	8,4	9,2	8,4	7,6	8,4	12,8
Nd	6,4	3,2	8,2	10,3	20,2	30,1	36,6	32,0	29,2	32,1	48,6
Sm	1,5	0,9	1,8	2,4	4,1	5,7	7,1	6,1	5,5	5,9	8,5
Eu	0,1	0,1	0,1	0,2	0,7	0,9	1,0	0,9	1,0	1,1	1,5
Gd	1,4	0,9	1,4	2,0	3,3	4,0	5,5	4,8	4,6	5,3	7,3
Tb	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,8	1,0
Dy	1,4	1	1,2	1,6	2,5	3,2	3,3	3,0	3,6	4,1	5,3
Ho	0,3	0,2	0,2	0,3	0,5	0,6	0,6	0,5	0,8	0,8	1,1
Er	0,7	0,5	0,5	0,7	1,2	1,5	1,4	1,3	2,0	2,3	2,9
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4
Yb	0,7	0,6	0,6	0,8	1,2	1,6	1,2	1,2	1,9	2,1	2,4
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4
$\Sigma TR$ ppm	36,6	18,2	44,3	59,3	112,6	162,0	194,4	167,5	171,7	184,6	251,7

(1) analyses ICP-MS BRGM-Orléans (2002), CRPG -Nancy (2003) nd = non déterminé

$\Sigma TR$  = somme des terres rares

**Tabl. 4b - Analyses chimiques (éléments en traces) de microgranites du batholite de Luzu et d'une rhyolite stéphannienne**



Lithologie	Lamprophyres		Enclaves sombres			
	v	v <sub>a</sub>	η			
N° éch.	5A36	1C59	1A31	4B63	1B74*	2C90
x	726,22	724,07	726,07	749,31	730,30	732,54
y	2 186,46	2 194,75	2 198,53	2 199,45	2 199,00	2 193,53
Source (1)	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM	CRPG
SiO <sub>2</sub> %	60,30	56,90	55,20	55,60	53,30	51,35
TiO <sub>2</sub>	1,20	1,07	0,92	0,87	1,20	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	17,00	16,80	16,00	16,10	14,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6,10	6,90	6,95	6,94	7,45	7,98
MnO	0,11	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12
MgO	3,70	4,60	6,40	6,80	5,40	9,27
CaO	3,60	4,90	5,30	5,30	5,80	5,15
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,50	3,20	3,20	2,80	1,92
K <sub>2</sub> O	3,10	2,36	2,10	2,90	5,15	5,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,25	0,19	0,19	0,51	0,85
PF	2,00	1,60	2,20	1,00	1,30	1,59
<i>total</i>	<i>99,49</i>	<i>99,18</i>	<i>99,37</i>	<i>98,92</i>	<i>99,13</i>	<i>99,16</i>
Q	129,41	94,66	95,66	80,87	27,17	47,43
P	-95,10	-150,19	-153,19	-136,17	-84,32	-39,41
A	24,38	-4,78	-7,78	-40,49	-91,35	-81,35
B	183,75	214,63	258,38	267,63	243,13	348,13
F	241,84	245,71	200,96	206,51	284,71	159,44
A/CNK	1,08	0,99	0,98	0,89	0,78	0,77
Q %	23,32	17,06	17,24	14,57	4,89	8,55
F %	43,57	44,27	36,21	37,21	51,30	28,73
B %	33,11	38,67	46,55	48,22	43,81	62,73

(1) BRGM-Orléans : fluo X (2002), CRPG-Nancy : émission-ICP (2003)  
voir tableau 1a pour le calcul des paramètres multicationiques

\* enclave dans le filon de microgranite 1B73

**Tabl. 5a - Analyses chimiques (éléments majeurs) et paramètres multicationiques d'enclaves sombres du batholite de Luzy et de lamprophyres**

Lithologie	Lamprophyres		Enclaves sombres			
	v	v <sub>a</sub>	η			
N° éch.	5A36	1C59	1A31	4B63	1B74*	2C90
Source (1)	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM	BRGM	CRPG
Li ppm	81,0	121,0	74,0	88,0	93,0	nd
Be	nd	nd	nd	nd	nd	5,8
Sn	4,0	3,0	4,0	8,0	9,0	2,0
W	2,0	2,0	1,0	<1,0	<1,0	1,3
Cs	nd	nd	nd	nd	nd	15,1
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	56,3
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	95,0
Rb	133,0	132,0	120,0	143,0	172,0	218,1
Ba	946,0	683,0	439,0	557,0	2308,0	4808,0
Sr	471,0	690,0	527,0	542,0	953,0	1031,0
Th	14,0	9,8	16,0	4,1	44,3	32,2
U	4,3	3,4	6,1	1,9	7,9	5,5
Nb	29,6	20,3	18,5	14,2	33,4	19,7
Ta	1,4	1,0	1,1	0,6	1,9	1,3
Hf	6,2	4,5	4,4	3,1	5,9	10,4
Zr	233,0	154,0	153,0	108,0	201,0	469,0
Y	20,0	19,1	19,0	17,3	31,0	36,2
V	122,0	149,0	136,0	132,0	159,0	154,4
Co	24,0	29,0	33,0	31,0	27,0	30,6
Cr	157,0	137,0	293,0	322,0	161,0	451,2
Ni	42,0	53,0	132,0	146,0	64,0	191,2
La ppm	48,6	34,7	31,5	18,0	107,3	81,3
Ce	93,0	70,4	65,6	40,9	198,5	168,2
Pr	11,1	8,1	7,3	5,3	21,8	20,9
Nd	45,7	33,3	28,7	24,6	84,8	83,7
Sm	8,8	6,4	5,5	5,3	14,4	16,5
Eu	1,8	1,6	1,4	1,5	3,2	4,0
Gd	6,5	5,1	5,1	4,6	10,0	12,2
Tb	0,9	0,8	0,7	0,7	1,3	1,6
Dy	4,7	4,3	3,8	3,5	6,4	7,8
Ho	0,8	0,8	0,8	0,7	1,3	1,3
Er	2,2	2,1	2,0	1,8	3,1	3,3
Tm	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,4
Yb	1,8	1,9	1,7	1,4	2,8	2,8
Lu	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4
ΣTR ppm	226,5	170,1	154,7	108,7	455,8	404,4

(1) analyses ICP-MS BRGM (2002), CRPG (2003)

nd = non déterminé

ΣTR = somme des terres rares

**Tabl. 5b - Analyses chimiques (éléments en traces)  
d'enclaves sombres du batholite de Luzy  
et de lamprophyres**

Classement national	x	y	z	Commune		Lieu-dit	Nature	Etat	Substances (1)	
05771X4001	724,15	2198,80	300	58	149	Luzy	Saint-André	Indice	non retrouvé	U
05771X4002	724,50	2196,90	310	71	280	Marly-sous-Issy	les Oudots (les Usages)	Indice	prospect	U
05771X4003	724,00	2192,20	320	71	239	Issy-l'Evêque	Broaille	Indice	non retrouvé	U
05771X4004	725,10	2192,10	340	71	239	Issy-l'Evêque	la Croix	Gîte	non exploité	U
05771X4005	729,30	2196,25	400	71	166	Cuzy	Lavault	Indice	prospect	Pb
05771X4006	729,60	2195,50	350	71	166	Cuzy	Moulin-de-la-Chapelle	Indice	accessible	As
05771X4007	729,25	2196,75	300	71	166	Cuzy	Cuzy	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	<i>Feldspath</i>
05771X4008	725,00	2200,00	280	58	149	Luzy	Luzy	Indication	non retrouvé	Mn
05772X4001	731,40	2195,20	310	71	166	Cuzy	Chevannes-sous-Auzon	Gîte	ancienne exploitation	<i>Feldspath, kaolin</i>
05772X4002	731,60	2200,20	380	58	149	Luzy	les Courots	Indication	non retrouvé	Ba, F, Pb
05772X4003	730,60	2195,70	400	71	317	Montmort	Auzon (de 730,6/2195,7 à 732,25/2193,7)	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	<i>Kaolin</i>
05772X4004	731,40	2193,50	340	71	239	Issy-l'Evêque	les Essarts (la Pérolle)	Indice	prospect	W
05772X4005	731,90	2200,30	400	71	98	Charbonnat	Ménetraux	Affleurement	accessible	F
05772X4006	733,15	2196,70	340	71	317	Montmort	Mauvernay	Affleurement	accessible	F
05773X4001	744,00	2201,75	310	71	531	Tagnière (La)	la Tagnière	Indice	prospec	Mn, Fe, U
05773X4002	742,80	2194,80	320	71	411	Saint-Eugène	Beaumont	Indication	non retrouvé	U
05773X4003	741,65	2195,00	340	71	411	Saint-Eugène	Petit Château (puits St-Eugène)	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	<i>Charbon</i>
05774X4001	750,80	2198,20	340	71	103	Charmoy	Charmoy (les Garreaux)	Indication	non retrouvé	U
05775X4001	728,80	2182,10	280	71	565	Vendennes-sur-Arroux	les Douillerts (les Chazots)	Indice	prospect	Pb, Zn, Cu, U
05775X4002	730,25	2190,70	390	71	239	Issy-l'Evêque	Montgillard	Indication	non retrouvé	U
05775X4003	728,50	2188,50	400	71	239	Issy-l'Evêque	Montevrier	Indication	non retrouvé	U

(1) les substances exploitées sont indiquées en italiques

**Tabl. 6 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Toulon-sur-Arroux**

Classement national	x	y	z	Commune		Lieu-dit	Nature	État	Substances (1)	
05775X4004	725,70	2189,20	360	71	239	Issy-l'Évêque	Bauzot	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	U, F, Ba, Pb, Zn, Cu
05775X4005	726,60	2184,70	320	71	88	Chapelle-au-Mans (La)	les Buis	Indication	non retrouvé	F
05775X4006	724,80	2189,90	310	71	239	Issy-l'Évêque	le Batou	Gîte	non exploité	U, F, Ba
05775X4007	728,40	2187,20	400	71	552	Uxeau	bois Michelot	Indice	prospect	F
05775X4008	730,80	2183,60	320	71	565	Vendennes-sur-Arroux	Pully (grand puits)	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	Charbon
05775X4009	726,60	2182,60	350	71	88	Chapelle-au-Mans (La)	Rangoux (Lucenier)	Indice	prospect	Ba, F, Pb
05775X4010	728,60	2187,80	320	71	552	Uxeau	Vaudelin	Indication	non retrouvé	Pb
05775X4011	725,60	2187,00	410	71	239	Issy-l'Évêque	la Montagne	Indication	non retrouvé	F, Ba
05775X4012	725,70	2189,20	360	71	239	Issy-l'Évêque	les Combes (champ filonien de Bauzot)	Gîte	non exploité	F, U
05776X4001	733,10	2185,30	290	71	552	Uxeau	Chevalot-uranium	Gîte	non exploité	U
05776X4002	736,15	2189,75	310	71	542	Toulon-sur-Arroux	les Brosses-Moliaud	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	Charbon
05776X4003	733,10	2185,30	300	71	552	Uxeau	Chevalot-Charbon	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	Charbon
05776X4004	733,90	2190,20	360	71	542	Toulon-sur-Arroux	Montagne du Bost	Indication	prospect non retrouvé	F, Pb, Mn
05776X4005	734,75	2188,25	260	71	474	Sainte-Radegonde	Veillerot-charbon	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	Charbon
05776X4006	734,40	2187,90	360	71	474	Sainte-Radegonde	Veillerot-uranium	Indice	ancienne exploitation, inaccessible	U
05776X4007	733,15	2186,60	320	71	552	Uxeau	Morentu	Gîte	ancienne exploitation, inaccessible	Charbon
05777X4001	740,20	2190,60	320	71	542	Toulon-sur-Arroux	Montagne de Giverdey	Indice	accessible	Cr
05778X4001	750,95	2186,10	330	71	499	Sanvignes-les-Mines	Bois Bouche (sondage Ceurnay-1)	Sondage	prospect	Charbon
05778X4002	749,90	2184,90	300	71	499	Sanvignes-les-Mines	Puits des Baudras	Gîte	ancienne exploitation	Charbon
05778X4003	747,20	2182,10	300	71	346	Perrecy-les-Forges	Puits des Rozelay (Les Porrots)	Gîte	exploité	Charbon

(1) les substances exploitées sont indiquées en italiques

**Tabl. 6 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Toulon-sur-Arroux (fin)**

Classement national	Substances (1)	Type de gisement	Paragenèse	Gangue	Contexte géologique	Références
05771X4001	U	Filon	Autunite	Quartz	Batholite de Luzy, filons de lamprophyre	H.-G. Carrat (1962)
05771X4002	U	Filon	Pechblende, uranocircite	Quartz, jaspe	Granite, aplites	H.-G. Carrat (1962)
05771X4003	U	Filon	Oxydes d'uranium	Quartz	Batholite de Luzy	H.-G. Carrat (1962)
05771X4004	U	Filon	Autunite, oxydes	Granite, argile	Batholite de Luzy recoupé par un gros filon de lamprophyre	H.-G. Carrat (1962)
05771X4005	Pb	Champ filonien	Galène, limonite, pyrite	Quartz	Batholite de Luzy - structure de Semelay	archives BRGM (2)
05771X4006	As	Filon, filonnet	Mispickel	Quartz	Batholite de Luzy - structure de Semelay	archives BRGM (2)
05771X4007	<i>Feldspath</i>	Filon	Feldspath	Pegmatite	Batholite de Luzy	archives BRGM (2)
05771X4008	Mn	Filon	Pyrolusite	Granite	Batholite de Luzy	archives BRGM (2)
05772X4001	<i>Feldspath, kaolin</i>	Filon	Feldspath, kaolin	Quartz	Granite, pegmatite, leucogranite	archives BRGM (2)
05772X4002	Ba, F, Pb	Filon	Barytine		Batholite de Luzy	carte géol. 1/80 000 (1968)
05772X4003	<i>Kaolin</i>	Filon, filonnet	Kaolin, feldspath, scheelite	Pegmatite	Batholite de Luzy	H. de Chaignon (1912)
05772X4004	W	Filon	Scheelite, wolframite	Quartz	Batholite de Luzy	H. de Chaignon (1912)
05772X4005	F	Filon	Fluorine	Quartz, granite	Batholite de Luzy, aplites	archives BRGM (2)
05772X4006	F	Filon	Fluorine	Quartz, granite	Batholite de Luzy, aplites	archives BRGM (2)
05773X4001	Mn, Fe, U	Filon	Limonite, hématite, oxydes	Quartz, brèche	Batholite de Luzy	archives BRGM (2)
05773X4002	U	Stratiforme	Autunite	Grès	Bassin de Blanzay en contact faillé avec le batholite de Luzy	archives BRGM (2)
05773X4003	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, grès	Petits lambeaux houillers	J. Desrousseaux (1938)
05774X4001	U	Stratiforme	Autunite	Grès	Bassin de Blanzay en contact faillé avec le batholite de Luzy	carte gît.(Dijon) 1/320 000
05775X4001	Pb, Zn, Cu, U	Filon	Galène, césurite, pyrolusite	Quartz, fluorine, barytine	Contact batholite de Luzy - bassin de Blanzay	carte gît.(Dijon) 1/320 000
05775X4002	U	Filon	Vanadate d'uranium, galène	Quartz	Batholite de Luzy	carte géol. 1/80 000 (1968)
05775X4003	U	Filon	Oxydes d'uranium		Batholite de Luzy	carte gît.(Dijon) 1/320 000

(1) les substances exploitées sont indiquées en italiques (2) archives Bourbonnais – Lyonnais – Morvan, fiches DAM/DL, Clermont-Ferrand

**Tabl. 7 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Toulon-sur-Arroux**

Classement national	Substances (1)	Type de gisement	Paragenèse	Gangue	Contexte géologique	Références
05775X4004	<i>U, F, Ba, Pb, Zn, Cu</i>	Champ filonien	Covellite, bornite, barytine	Quartz, fluorine, calcite	Batholite de Luzy	H.-G. Carrat (1968)
05775X4005	<i>F</i>	Filon	Fluorine		Batholite de Luzy	carte géol. 1/80 000
05775X4006	<i>U, F, Ba</i>	Filon	Autunite, oxydes	Granite, mylonite, quartz	Batholite de Luzy, filons de microgranite, lamprophyre, apélite	H.-G. Carrat (1962)
05775X4007	<i>F</i>	Filon	Fluorine, pyromorphite	Brèche, quartz	Batholite de Luzy	carte géol. 1/80 000 (1968)
05775X4008	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, grès	Petits lambeaux houillers	J. Desrousseaux (1938)
05775X4009	<i>Ba, F, Pb</i>	Filon	Barytine, galène, pyrolusite	Quartz, fluorine	Batholite de Luzy	carte géol. 1/80 000 (1968)
05775X4010	<i>Pb</i>	Filonnet	Pyromorphite	Quartz	Batholite de Luzy	carte géol. 1/80 000 (1968)
05775X4011	<i>F, Ba</i>	Filon	Fluorine, barytine	Quartz	Batholite de Luzy	archives BRGM (2)
05775X4012	<i>F, U</i>	Champ filonien	Fluorine, barytine, autunite	Quartz	Batholite de Luzy, filons de microgranite, lamprophyre, apélite	H.-G. Carrat (1968)
05776X4001	<i>U</i>	Stratiforme	Autunite	Arkose	Bassin de Blanzly en contact faillé avec le batholite de Luzy	H.-G. Carrat (1962)
05776X4002	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, grès	Lambeau houiller en bordure NW du bassin de Blanzly	M. Delafond (1882)
05776X4003	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, grès	Lambeau houiller en bordure NW du bassin de Blanzly	M. Delafond (1882)
05776X4004	<i>F, Pb, Mn</i>	Filon	Fluorine, galène, oxydes	Quartz	Batholite de Luzy	H. de Chaignon (1912)
05776X4005	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, grès	Lambeau houiller en bordure NW du bassin de Blanzly	M. Delafond (1882)
05776X4006	<i>U</i>	Stratiforme	Autunite	Arkose	Bassin de Blanzly en contact faillé avec le batholite de Luzy	H.-G. Carrat (1962)
05776X4007	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, grès	Lambeau houiller en bordure NW du bassin de Blanzly	M. Delafond (1882)
05777X4001	<i>Cr</i>	Filon	Chrome	Quartz	Grès rouges	H. de Chaignon (1912)
05778X4001	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Schiste, arkose	Lambeau houiller stéphanien	R. Feys <i>et al.</i> (1958)
05778X4002	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Grès, schiste	Lambeau houiller stéphanien	R. Feys <i>et al.</i> (1958)
05778X4003	<i>Charbon</i>	Stratiforme	Houille	Grès, schiste	Lambeau houiller stéphanien	R. Feys <i>et al.</i> (1958)

(1) les substances exploitées sont indiquées en italiques (2) archives Bourbonnais – Lyonnais – Morvan, fiches DAM/DL, Clermont-Ferrand

**Tabl. 7 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Toulon-sur-Arroux (fin)**

# Série stratigraphique du gisement

Échelle : 1/5000

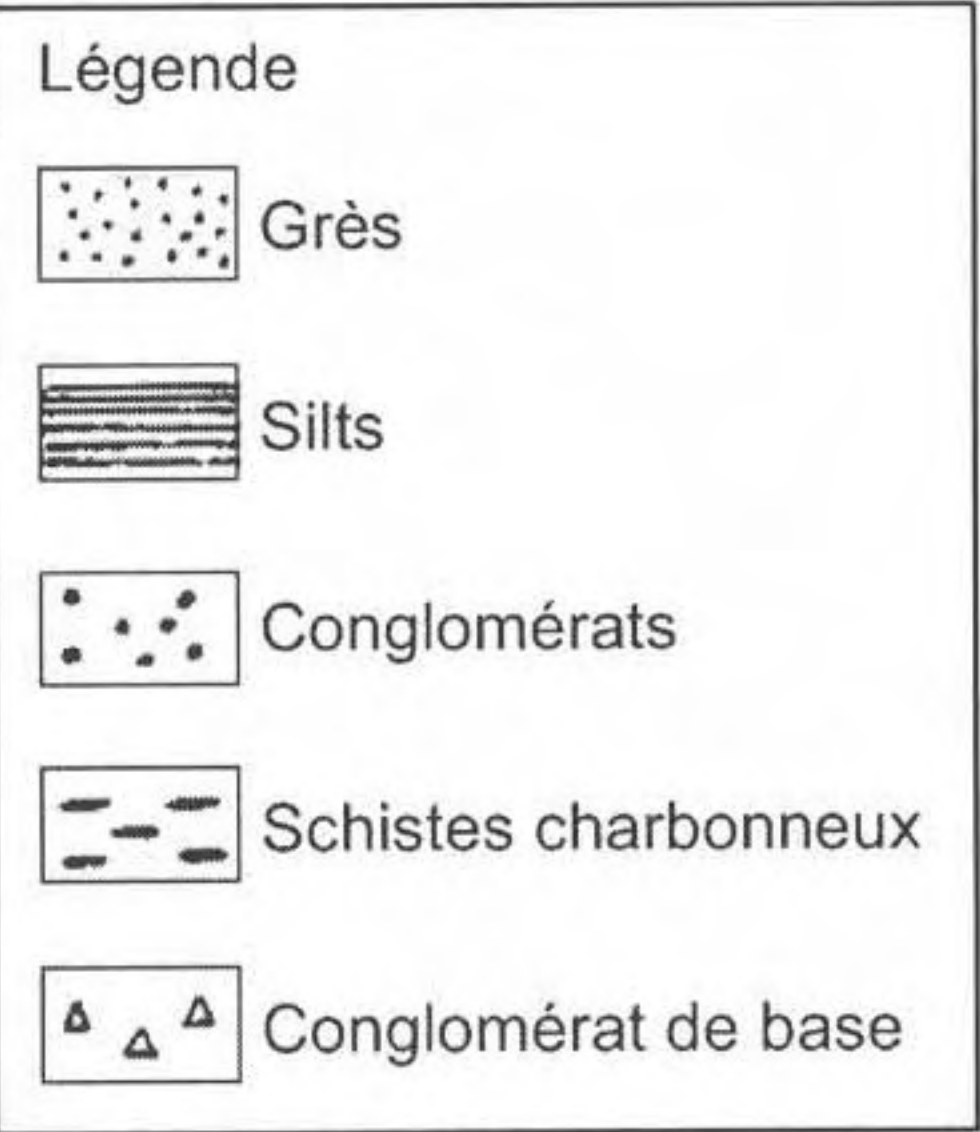
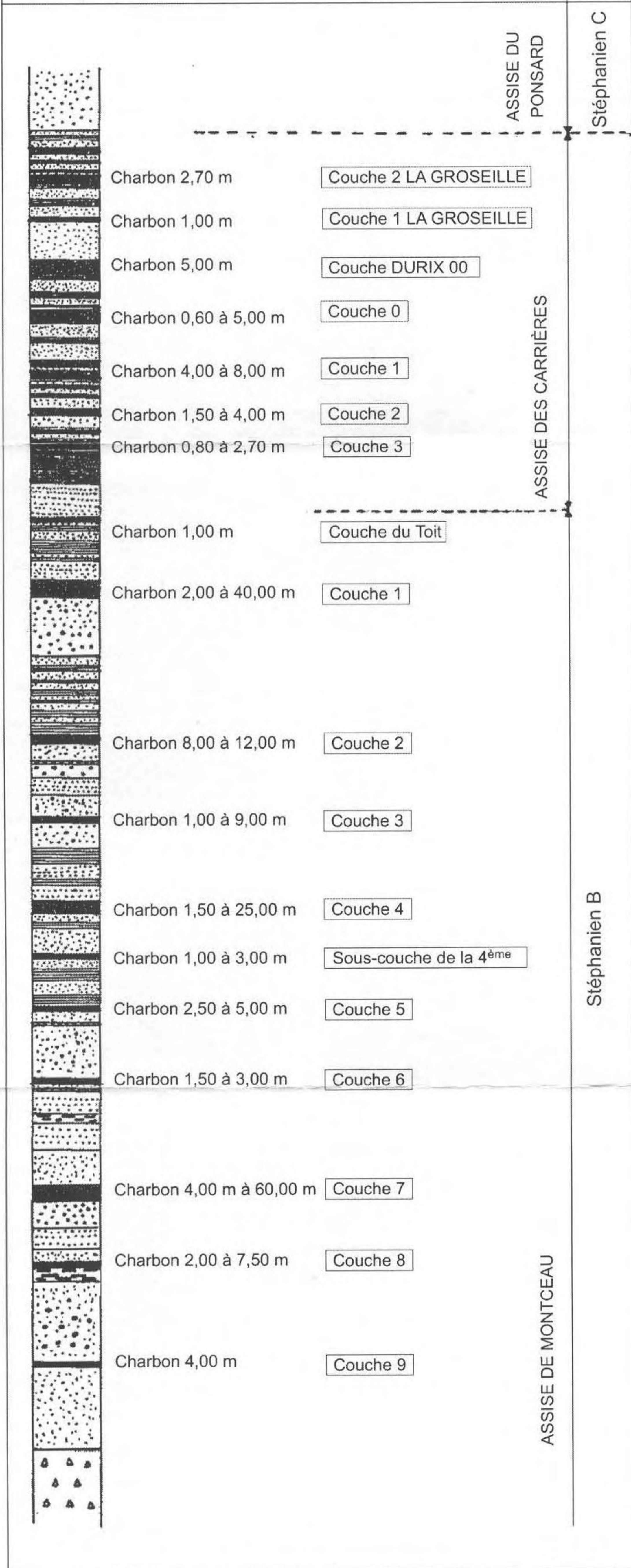
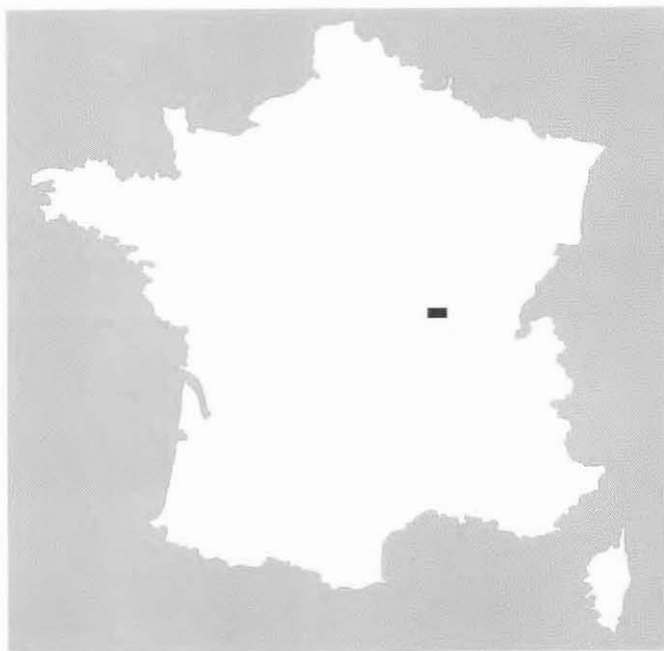


Fig. 4 - Série stratigraphique du gisement de Blanzky (Branchet, 1982)



## TOULON-SUR-ARROUX

La carte géologique à 1/50 000  
TOULON-SUR-ARROUX est recouverte  
par la coupure AUTUN (N° 136)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Fours	Autun	Le Creusot
Bourbon-Lancy	TOULON-SUR-ARROUX	Montceau-les-Mines
Dompierre-sur-Besbre	Paray-le-Monial	Bonnet-de-Joux