



**HAL**  
open science

**Les séquences magmatiques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias du Nevada (Etats-Unis d'Amérique) et de Colombie britannique (Canada) : structure, pétrologie et géochimie : implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines et les processus d'accrétion continentale .**

Olivier Blein

► **To cite this version:**

Olivier Blein. Les séquences magmatiques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias du Nevada (Etats-Unis d'Amérique) et de Colombie britannique (Canada): structure, pétrologie et géochimie : implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines et les processus d'accrétion continentale .. Géochimie. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 1996. Français. NNT: . tel-00690779

**HAL Id: tel-00690779**

**<https://theses.hal.science/tel-00690779>**

Submitted on 24 Apr 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



# THÈSE

Présentée par

**BLEIN Olivier**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR**

**DE L'UNIVERSITÉ DE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE 1**

(arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)

(Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE)

Date de soutenance : 12 Juin 1996

8 NOV. 1996

---

**Les séquences magmatiques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias du Nevada (États-Unis d'Amérique) et de Colombie britannique (Canada) : structure, pétrologie et géochimie. Implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines et les processus d'accrétion continentale.**

---



Université Joseph Fourier  
 Laboratoire

associé au C.N.R.S-ESA 5025

**Géodynamique des Chaînes alpines**

15, rue Maurice Gignoux  
 38031 Grenoble Cedex - France



LGCA



**THÈSE**

Présentée par

**BLEIN Olivier**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR**

DE L'UNIVERSITÉ DE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE 1

(arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)

(Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE)

8 NOV. 1996

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1

INSTITUT DE GÉOLOGIE

DOCUMENTATION

15, RUE MAURICE CIGNOUX

F 38031 GRENOBLE CEDEX

TÉL. (33) 76 63 59 66

FAX. (33) 76 87 82 43

---

**Les séquences magmatiques d'arc du  
Paléozoïque supérieur et du Trias du Nevada  
(États-Unis d'Amérique) et de Colombie  
britannique (Canada) : structure, pétrologie et  
géochimie. Implications dans l'évolution  
géodynamique des Cordillères nord-américaines  
et les processus d'accrétion continentale.**

---

Date de soutenance : 12 Juin 1996

Composition du Jury :

Arnaud PÊCHER..... Président du Jury ..... Université de Grenoble 1  
Henriette LAPIERRE..... Directeur ..... Université de Grenoble 1  
René MAURY ..... Rapporteur ..... Université de Brest  
Richard SCWEICKERT..... Rapporteur ..... Université du Nevada, Reno  
Jacques CHARVET ..... Examineur ..... Université d'Orléans  
Jean HERNANDEZ..... Examineur ..... Université de Lausanne  
Patrick MONIÉ ..... Examineur ..... Université de Montpellier II  
Marc TARDY ..... Examineur ..... Université de Savoie, Chambéry

Thèse préparée au sein du Laboratoire : Géodynamique des Chaînes Alpines

Avant toute chose, je tiens à remercier Henriette Lapiere pour m'avoir proposé ce sujet et aidé à le mener à bien par ses conseils, son aide et son enthousiasme. Je tiens également à la remercier pour tous ces moments passés sur le terrain et lors de notre séjour aux États-Unis.

Je remercie Richard Schweickert pour sa coopération et son accueil chaleureux à Reno lors de nos missions et durant notre séjour.

Je remercie Arnaud Pêcher, Jacques Charvet et Marc Tardy pour leur aide précieuse sur le terrain.

Je remercie également Georges Mascle de m'avoir accueilli dans son laboratoire.

Je remercie James Gill pour son invitation à l'Université de Californie, Santa Cruz, et de m'avoir initié ainsi que Zenon Pallacz à la géochimie isotopique.

Merci également à Joachim Ruiz ainsi que toute sa famille pour leur accueil chaleureux et leur joie de vivre.

Je remercie René Maury d'avoir accepté d'être un des rapporteurs de cette thèse.

Je remercie Patrick Monié pour m'avoir initié aux joies des datations et d'avoir accepté d'examiner cette thèse.

Je remercie Jean Hernandez d'avoir accepté d'examiner cette thèse.

Je remercie également Francis Cœur et François Sénebier pour avoir réalisé des broyages et des tris de minéraux dans des temps records.

C'est avec plaisir que j'ai passé ces années de doctorat à Grenoble, je tiens à remercier tous les "tricycles"; Claire pour sa bonne humeur et son accent du Sud; Pascale notre rayon de soleil; Bruno toujours le seul ours vivant des Alpes; Édouard pour toutes ces blagues; Sébastien, pour son humeur toujours agréable; Bob, et je finirai au garde à vous pour le seul et l'unique Philippe.

Pour finir, je tiens à dédier ce travail à mes parents, à ma sœur et à Chrystel avec qui je partage tous les instants de cette vie...

J'achèverai ces remerciements par ces quelques lignes d'Alexandre Zinoviev extraites de "Vivre, la confession d'un robot".

#### LE BESOIN D'UNE CONFESSION

Même les gens en parfaite santé et comblés, qui n'ont pas commis de grands péchés, éprouvent périodiquement le besoin de se confesser. La confession aide les gens à purifier leur âme de tout ce qui les fait souffrir et les empêche de vivre. Les croyants se confessent aux prêtres et, ça travers eux, à Dieu. Les athées se confessent à leur proches, à leurs collègues et leurs amis, voire même à des compagnons de beuverie ou de route rencontrés par hasard. En occident, on a inventé la psychanalyse qui tient lieu de confession. Chez nous, ce sont les organisations du parti et des JC qui remplissent cette fonction, ainsi que toutes les autres organisations et associations auxquelles presque tous les membres de la société ont affaire en règle générale. Les gens se confessent aussi à eux-mêmes. De plus, ils le font systématiquement, le plus souvent, sans même en avoir conscience. Bref, la confession en tant que forme de purification de l'âme est un élément tout aussi normal et nécessaire de la vie humaine que la purification du corps et du milieu où vit l'homme. L'homme, privé de confession, se condamne à des maladies et à des souffrances spirituelles. C'est uniquement pour cette raison que j'entreprends mon récit. Peut-être m'aidera-t-il à sortir de la crise spirituelle qui s'est abattue sur moi ces derniers temps et à continuer de vivre comme j'ai vécu jusqu'à présent. Il est facile de vivre. Vivre, sans prétendre à quoi que ce soit de plus que le seul fait de vivre.

## ABSTRACT

The North American Cordillera is composed of several lithospheric fragments that accreted to North America since the late Devonian. These lithospheric fragments are characterized by oceanic basin or volcanic arc sequences. The Late Paleozoic and Triassic arc sequences were interpreted to belong to a single arc system.

In the past ten years, major advances have been made in understanding Permian arc rocks. The late Paleozoic to Triassic arc sequences of Eastern Klamath and Sierra Nevada (California) are built on oceanic and continental basement, respectively. In western Nevada, upper Paleozoic arc sequences are exposed in two distinct areas: Black Rock Desert and Excelsior Mountains.

In the Black Rock Desert, the Bilk Creek Paleozoic-Triassic arc sequences show striking similarities with the Eastern Klamath and Blue Mountains arc terranes. Magmatism is continuous from mid-Permian until Late Triassic time, and rests conformably on Early Permian carbonates with Tethyan affinities, and derives from a N-MORB type mantle source.

In the Excelsior Mountains, the Black Dyke Formation is composed of lavas and pyroclastic breccias overlain conformably by volcanoclastic turbidites. This volcanic activity occurs during Early Permian around 276 Ma. This arc magmatism shares similarities with the upper Paleozoic Sierra Nevada arc. In both areas, volcanic arc sequences are characterized by: (i) Early Permian age; (ii) calc-alkaline volcanic rocks; and (iii) low  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  values ranging between -11 to +5.5. In Sierra Nevada, upper Paleozoic arc was built on a lower Paleozoic metamorphose sedimentary sequence, the Shoo Fly Complex. This arc was separated from North American margin by an oceanic basin, Golconda Basin.

Low  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  values of magmatic rocks of Sierra Nevada and Excelsior Mountains suggest that magmas derive from a mantle source contaminated by an old continental crustal component, probably Proterozoic. During magma ascent and stocking in the arc crust, assimilation of crustal material took place while melts differentiated by crustal fractionation.

Upper Paleozoic arc sequences of Sierra Nevada and Excelsior Mountains are folded, and overlain unconformably by Triassic and Jurassic sediments, respectively. These deformations and unconformities are related to the Sonoma Orogeny, reflecting the collision of this arc with the North American margin.

After the accretion of this arc, a calc-alkaline to shoshonitic magmatism occurs during Triassic time on the North American margin. Magmatic diversity reflects probably variations of the nature and/or thickness of the crust of the North American margin, on which built this andean-type Triassic arc.

## RÉSUMÉ

Le continent nord-américain présente sur sa bordure Pacifique un domaine constitué par l'accrétion du Paléozoïque supérieur au Cénozoïque de fragments lithosphériques : les Cordillères nord-américaines. Ces fragments lithosphériques sont caractérisés par des séquences volcaniques d'arc ou de bassin océanique. Les séquences volcaniques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias ont longtemps été considérées comme un seul arc.

Depuis une dizaine d'années, des équipes françaises ont montré que les séquences d'arc du Paléozoïque et du Trias des Klamath orientales et de Sierra Nevada (Californie du Nord) étaient établies respectivement sur une lithosphère océanique et un bloc continental. Dans le Nevada occidental, les séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur affleurent dans deux régions distinctes : Black Rock Desert et Excelsior Mountains.

Dans le Black Rock Desert, la séquence permo-triasique de Bilk Creek ressemble en tout point à celle des Klamath orientales et des Blue Mountains. Il s'agit d'un magmatisme d'arc permo-triasique continu, reposant sur des calcaires permien inférieurs à affinité téthysienne. Ce magmatisme dériverait d'une source mantellique de type-MORB.

Dans les Excelsior Mountains, la formation Black Dyke est constituée de laves et de pyroclastites recouvertes en concordance par des turbidites volcanoclastiques. Cette activité volcanique se produit au Permien inférieur autour de 276 Ma. Ce magmatisme d'arc présente de nombreuses similitudes avec celui de Sierra Nevada. Dans les deux cas, il s'agit d'un magmatisme exclusivement Permien, caractérisé par : (i) des roches volcaniques calco-alkalines; et (ii) de faibles valeurs d' $\epsilon\text{Nd}_{(T=275\text{Ma})}$  comprises entre -11 et +5,5. Cet arc est séparé du continent nord-américain par un domaine océanique, le bassin de Golconda. En Sierra Nevada, cet arc paléozoïque est établi sur une séquence sédimentaire du Paléozoïque inférieur tectonisée.

Les faibles valeurs de l' $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  des roches magmatiques de Sierra Nevada et des Excelsior Mountains suggèrent que les magmas dérivent d'une source mantellique, contaminée par une vieille croûte continentale, probablement protérozoïque. Ces magmas subissent au cours de leur remontée et leur stockage dans des chambres des assimilations de matériel crustal lors de leur fractionnement et de leur cristallisation.

Le Paléozoïque supérieur volcanique et sédimentaire d'arc de Sierra Nevada et des Excelsior Mountains est plissé, puis recouvert en discordance par des sédiments respectivement du Trias ou du Jurassique. Ces déformations et cette discordance sont liées à la phase orogénique Sonoma, induite par la collision de cet arc avec la marge nord-américaine.

Après l'accrétion de cet arc, un magmatisme calco-alkalin à shoshonitique se développe au Trias en bordure du craton. Sa diversité reflète vraisemblablement des variations dans la nature et l'épaisseur de la croûte qui forme la marge occidentale cratonique américaine et sur laquelle s'édifie cet arc de type andin.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>Chapitre I. INTRODUCTION.....</b>	<b>p 1</b>
<b>I.1. LES GRANDS DOMAINES DES CORDILLÈRES NORD-AMÉRICAINES .....</b>	<b>p 3</b>
I.1.1. Le domaine cordilléraire.....	p 3
I.1.2. Le domaine plutono-volcanique .....	p 3
I.1.3. La chaîne côtière .....	p 3
<b>I.2. LES "SUSPECT TERRANES".....</b>	<b>p 7</b>
<b>I.3. LES SÉQUENCES D'ARCS DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR DANS LES CORDILLÈRES NORD-AMÉRICAINES .....</b>	<b>p 9</b>
I.3.1. Le "terrane" Eastern Klamath .....	p 9
I.3.1.1. L'épisode volcanique du Dévonien inférieur (Formations Copley et Balaklala).....	p 9
I.3.1.2. L'épisode volcanique du Pennsylvanien (Formation Baird).....	p 13
I.3.1.3. L'épisode volcanique du Permien (Formations Nosoni, Dekkas et Bully Hill).....	p 13
I.3.2. Le "terrane" Northern Sierra .....	p 13
I.3.2.1. Le complexe du Shoo Fly.....	p 15
I.3.2.2. Le cycle volcanique du Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur (Formations Sierra Buttes, Taylor et Keddie Ridge) .....	p 15
I.3.2.3. Le cycle volcanique du Permien (Formations Goodhue et Reeve).....	p 17
<b>I.4. L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU NEVADA.....</b>	<b>p 19</b>
I.4.1. La marge stable cratonique paléozoïque inférieur.....	p 19
I.4.2. Les orogénèses dans le domaine des "suspect terranes".....	p 19
I.4.2.1. L'orogénèse Antler (Dévonien supérieur-Mississippien inférieur).....	p 19
I.4.2.2. L'orogénèse Sonoma (Permien supérieur-Trias inférieur).....	p 20
I.4.2.3. L'orogénèse cimmérienne (Trias supérieur-Jurassique inférieur).....	p 20
I.4.2.4. L'orogénèse névadienne (Jurassique supérieur).....	p 20
I.4.3. Les déformations intra-continentales crétacées et paléogènes.....	p 21
I.4.4. Les "Basins and Ranges".....	p 21
<b>I.5. LES BUTS DE CETTE ÉTUDE.....</b>	<b>p 23</b>
 <b>Chapitre II. LES SÉQUENCES D'ARC PERMO-TRIASIQUE DU NEVADA : TÉMOINS DE DEUX ARCS INSULAIRES.....</b>	 <b>p 27</b>
<b>II.1. INTRODUCTION .....</b>	<b>p 27</b>
<b>II.2. ARC INSULAIRE À AFFINITÉ OCÉANIQUE : LES SÉQUENCES DU BLACK ROCK DESERT.....</b>	<b>p 31</b>
II.2.1. Introduction.....	p 31
II.2.2. Les séquences d'arcs du Black Rock Desert.....	p 33
* Les séquences d'arc insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats-Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines. Lapiere H., Charvet J., Blein O. et Rouer O, <i>Bull. Soc. géol. France</i> , v. 165, p. 541-557, 1994. ....	p 34
II.2.3. La séquence sédimentaire de Jackson Mountains.....	p 67
II.2.3.1. Le Paléozoïque (Formation McGill).....	p 67

II.2.3.2. Le Trias (Unit X-Boulder Creek beds).....	p 67
II.2.3.3. Le magmatisme calco-alcalin du Jurassique moyen à supérieur (Formation Happy Creek).....	p 69
II.2.3.4. Implications géodynamiques.....	p 69
II.2.4. Conclusions.....	p 69
<b>II.3. ARC INSULAIRE À AFFINITÉ CONTINENTALE : LA FORMATION BLACK DYKE, NEVADA CENTRO-OCCIDENTAL.....</b>	<b>p 73</b>
II.3.1. Introduction.....	p 73
II.3.2. La formation Black Dyke.....	p 74
* La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidentale) témoin le plus oriental de l'arc paléozoïque de Sierra Nevada. Blein O., Lapierre H., Schweickert R.A., Monié P. et Pêcher A, <i>C.R. Acad. Sci. Paris</i> , v. 319, p. 201-208, 1994.....	p 75
* Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island Arc in Western Nevada ? Blein O., Lapierre H., Schweickert R.A., Monié P., Maluski H. et Pêcher A, <i>Journal of Geology</i> , v. 104, p. 485-492, 1996.....	p 86
II.3.3. Conclusions.....	p 97
<b>II.4. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DES SÉQUENCES D'ARC PERMO-TRIASIQUES DU NEVADA.....</b>	<b>p 98</b>
<b>Chapitre III. STRATIGRAPHIE, STRUCTURE ET GÉOCHIMIE DE L'ARC PERMIEN DE BLACK DYKE.....</b>	<b>p 99</b>
III.1. INTRODUCTION.....	p 99
III.2. CARACTÈRES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES.....	p 101
III.2.1. Introduction.....	p 101
III.2.2. Stratigraphie et Structure.....	p 101
* Stratigraphy and structure of an Early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada): Implications for Permian palinspastic reconstructions. Blein O., Lapierre H., Schweickert R.A., Pêcher A., Monié P., Maluski H. et Charvet J., <i>Geological Society of America Bulletin</i> , soumis.....	p 102
* Miocene folding in the Basin and Range: the eastern Garfield Hills, central-western Nevada. Blein O., Pêcher A., Schweickert R.A. et Lapierre H., <i>Journal of Structural Geology</i> , soumis.....	p 138
III.2.3. Conclusions.....	p 147
III.2.3.1. Stratigraphie.....	p 147
III.2.3.2. Datation.....	p 148
III.2.3.3. Analyse structurale.....	p 148
III.2.3.4. Corrélation.....	p 149
III.3. GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES ET COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES ROCHES IGNÉES D'ARC DE LA FORMATION BLACK DYKE.....	p 150
III.3.1. Introduction.....	p 150
III.3.2. Caractéristiques géochimiques du volcanisme de la formation Black Dyke.....	p 150
* Occurrence of a continent-based Paleozoic island arc in Nevada and Northern California. Its implication in the geodynamic evolution of the US Cordillera and in the process of continental growth. Blein O., Lapierre H., Schweickert R.A., Gill J., Pallacz Z. et Barton M., soumis à <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i> .....	p 151
III.4. CONCLUSIONS.....	p 189

## Chapitre IV. LE VOLCANISME TRIASIQUE DE MARGE ACTIVE (NEVADA CENTRO-OCCIDENTAL).....p 191

IV.1. INTRODUCTION.....	p 191
IV.2. GÉOCHIMIE ET COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DU VOLCANISME TRIASIQUE DU NEVADA CENTRO-OCCIDENTAL.....	p 194
IV.2.1. Introduction.....	p 194
IV.2.2. La formation Pablo.....	p 194
* Le volcanisme shoshonitique de la fin Permien et/ou du début du Trias (Formation Pablo) du Nevada centro-occidentale : témoin d'une subduction Paléo-Pacifique sous le craton nord-américain. Blein O., Reynaud C., Lapierre H., Schweickert R.A. et Pêcher A.....	p 195
IV.2.3. La séquence mésozoïque de Garfield Flat.....	p 225
IV.2.3.1. Cadre géologique.....	p 225
IV.2.3.2. Pétrographie.....	p 225
IV.2.3.3. Géochimie.....	p 229
IV.2.3.4. Conclusion.....	p 233
IV.3. CONCLUSIONS.....	p 235

## Chapitre V. LE VOLCANISME TRIASIQUE DE MARGE ACTIVE DE COLOMBIE BRITANNIQUE, CANADA.....p 237

V.1. INTRODUCTION.....	p 237
V.1.1. Le "terrane" Wrangellia.....	p 237
V.1.2. Le "terrane" Chilliwack.....	p 237
V.1.3. Le "terrane" Stikinia.....	p 241
V.1.4. Le "terrane" Cache Creek.....	p 241
V.1.5. Le terrane Quesnellia.....	p 242
V.1.5.1. Le Harper Ranch Group.....	p 242
V.1.5.2. Le Okanagan Group.....	p 242
V.1.5.3. Le Nicola Group.....	p 242
V.1.6. Buts de cette étude.....	p 243
V.2. CARACTÉRISATION DU VOLCANISME PERMIEN DU "TERRANE" CHILLIWACK.....	p 245
V.2.1. Introduction.....	p 245
V.2.2. Le volcanisme d'arc permien.....	p 245
V.2.2.1. Pétrographie et minéralogie de quelques échantillons de roches volcaniques du "terrane" Chilliwack.....	p 245
V.2.2.2. Géochimie.....	p 245
V.2.3. Conclusions.....	p 253
V.2.4. Contexte géodynamique.....	p 253
V.3. CARACTÉRISATION DU VOLCANISME TRIASIQUE DU NICOLA GROUP DU TERRANE QUESNELLIA.....	p 255
V.3.1. Introduction.....	p 255
V.3.2. Le Nicola Group.....	p 255
V.3.2.1. Stratigraphie.....	p 255
V.3.2.2. Pétrographie des faciès du Nicola Group.....	p 259
V.3.2.3. Composition chimique des minéraux magmatiques.....	p 263
V.3.2.4. Géochimie des laves du Nicola Group.....	p 268
V.3.3. Conclusions.....	p 271
V.3.4. Contexte géodynamique.....	p 271

V.4. DISCUSSION .....	p 273
-----------------------	-------

**Chapitre VI. EVOLUTION DES ARCS PALÉOZOÏQUE-MÉSOZOÏQUE :  
IMPLICATIONS DANS L'ACCRÉTION CONTINENTALE.....**

VI.1. PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS .....	p 275
VI.2. LES MODÈLES GÉODYNAMIQUES.....	p 277
VI.2.1. Le modèle de Churkin (1974), Burchfield et Davis (1972, 1975), Miller (1987) et Miller <i>et al.</i> (1992) .....	p 277
VI.2.2. Le modèle de Speed (1979), Speed and Sleep (1982) et Snyder and Bruckner (1983) .....	p 279
VI.2.3. Les modèles des géologues français.....	p 279
VI.2.3.1. Modèle de Roure et Sosson (1986) .....	p 279
VI.2.3.2. Modèle de Lapierre <i>et al.</i> (1990).....	p 281
VI.2.4. Le modèle de Silberling (1973) et Lupe and Silberling (1985).....	p 282
VI.3. VERS DE NOUVEAUX MODÈLES .....	p 282
VI.3.1. Diversités faunistiques des séquences ignées et sédimentaires paléozoïques des terranes.....	p 282
VI.3.2. Modèle de Lapierre <i>et al.</i> (1994) .....	p 283
VI.3.3. Nouveau modèle à deux arcs .....	p 283

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	p 287
-----------------------------------	-------

**ANNEXES**

**LISTES DES FIGURES**

**Chapitre I. INTRODUCTION**

Figure I.1 : Carte structurale des Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis (d'après Aubouin <i>et al.</i> , 1986).....	p 2
Figure I.2 : Coupe synthétique des principaux domaines morpho-structuraux aux Etats-Unis d'Amérique, entre le Pacifique et le front de l'Overthrust Belt en Utah (Sosson, 1990).....	p 4
Figure I.3 : Carte générale des suspect terranes des Cordillères nord-américaines (d'après Coney <i>et al.</i> , 1980).....	p 6
Figure I.4 : Carte géologique simplifiée du domaine cordilléraire nord-américain (modifiée d'après Silberling, 1973, et Roure, 1984).....	p 10
Figure I.5 : Carte géologique des Klamath orientales (modifiée d'après Strand, 1962, 1963; Irwin, 1977; Wagner et Saucedo, 1986) .....	p 11
Figure I.6 : Sections lithostratigraphiques pour le terrane Eastern Klamath (d'après Miller et Harwood, 1990).....	p 12
Figure I.7 : Carte géologique simplifiée de l'unité orientale en Sierra Nevada (d'après D'Allura <i>et al.</i> , 1977; Hannah et Moores, 1986).....	p 14
Figure I.8 : Sections lithostratigraphiques pour le terrane northern Sierra (d'après Miller et Harwood, 1990).....	p 16
Figure I.9 : Carte géologique simplifiée des affleurements pré-Tertiaires du Nevada d'après Stewart et Carlson (1977).....	p 18
Figure I.10 : Diagramme résumant la chronologie et la nature de la tectonique et du magmatisme des séquences d'arc insulaire et de bassin arrière-arc associées dans les Cordillères nord-américaines au cours du Paléozoïque et leur comparaison avec des événements enregistrés sur la marge continentale (d'après Miller <i>et al.</i> , 1992).....	p 22
Figure I.11 : Modèle de collision arc-marge passive dans le Great Basin, localisation des prismes d'accrétion des allochtones des Roberts Mountains et du Golconda, d'après Speed (1979) et Speed et Sleep (1982).....	p 24
Figure I.12 : Evolution géodynamique (Jurassique à Paléogène) des Cordillères ouest-américaines (Roure et Sosson, 1986).....	p 25

**Chapitre II. LES SÉQUENCES D'ARC PERMO-TRIASIQUE DU NEVADA :  
TÉMOINS DE DEUX ARCS INSULAIRES**

Figure II.1 : Carte géologique simplifiée du domaine cordilléraire nord-américain (modifiée d'après Silberling, 1973; Roure, 1984).....	p 28
Figure II.2 : Carte géologique simplifiée du Black Rock Desert (modifiée d'après Stewart et Carlson, 1978).....	p 29
Figure II.3 : Colonne litho-stratigraphique du terrane eastern Klamath et du terrane Black Rock à Quinn River Crossing (d'après Jones, 1990) .....	p 30
Figure II.4 : Colonnes litho-stratigraphiques simplifiées des séquences de Jackson Mountains (modifiées d'après Russell, 1981) et de Pine Forest Range (d'après Wyld, 1990).....	p 32

*Les séquences d'arc insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats-Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines, 1994. Lapierre H., Charvet J., Rouer O. et Blein O., Bull. Soc. géol. France, t. 165, n°6, pp. 541-557.*



Figure 1 : Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines montrant la localisation des séquences volcano-sédimentaires d'arc paléozoïques et triasiques [d'après Miller et al., 1992].....	p 39
Figure 2 : Carte schématique du Nevada occidental montrant la localisation des secteurs étudiés (Bilk Creek et Pine Forest Ranges) [d'après Wyld, 1990].....	p 41
Figure 3 : Carte géologique de l'extrémité méridionale du chaînon de Bilk Creek [d'après Jones, 1990].....	p 42
Figure 4 : Coupes géologiques illustrant la stratigraphie et les relations des formations volcano-sédimentaires paléozoïques et triasiques affleurant à Bilk Creek.....	p 44
Figure 5A : Carte simplifiée de Pine Forest Range [d'après Wyld, 1990].....	p 52
Figure 5B : Coupe géologique SW-NE dans les formations volcano-sédimentaires paléozoïques et triasiques de Pine Forest Range.....	p 52
Figure 6 : Spectres de terres rares et des éléments en traces des laves permiennes et triasiques du Nevada occidental (normalisés aux chondrites d'après Evenson et al. [1978]; aux MORB d'après Sun et McDonough [1989] et aux ORG d'après Pearce et al. [1984]).....	p 54
Figure 7 : Colonnes lithostratigraphiques simplifiées des séquences d'arc des Klamath orientales, de Bilk Creek et des Blue Mountains, d'après Cogan [1960]; Vallier [1977, 1989]; Jones [1990]; Charvet et al. [1990] et nos propres observations.....	p 56
Figure 8 : Reconstitution géodynamique des Cordillères nord-américaines (Californie, Oregon et Nevada occidental) depuis le Permien jusqu'au Trias supérieur-Jurassique inférieur.....	p 60
Figure II.5 : Colonne litho-stratigraphique de la séquence de Jackson Mountains (d'après Russell, 1981) .....	p 68
Figure II.6 : Colonnes litho-stratigraphiques simplifiées du terrane eastern Klamath, du terrane northern Sierra et des séquences d'arc permo-triasique du Nevada (modifiées d'après Jones, 1990; Russell, 1981; Wyld, 1990) .....	p 70
Figure II.7 : Carte géologique simplifiée de la région d'Hawthorne (d'après Stewart et Carlson, 1978).....	p 72
La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidentale) : témoin le plus oriental de l'arc Paléozoïque de Sierra Nevada, 1994. Blein O., Lapierre H., Schweickert, R.A., Monié P. et Pêcher A., C.R. Acad. Sci. Paris, t. 319, série II, p. 201-208.	
Figure 1 : Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines d'après Miller et al. (1992).....	p 77
Figure 2 : Carte schématique du Nevada centro-occidental indiquant la localisation des secteurs étudiés.....	p 77
Figure 3 : Colonne lithostratigraphique simplifiée de la formation de Black Dyke.....	p 79
Figure 4 : Spectres de terres rares des roches ignées de la formation de Black Dyke, normalisés aux chondrites d'après Evenson et al. (1978).....	p 82
Figure 5 : Eléments traces des roches ignées de la formation de Black Dyke, normalisés aux N-MORB de Sun et McDonough (1989).....	p 82
Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island Arc in Western Nevada? 1996. Blein O., Lapierre H., Schweickert R.A., Monié P., Maluski H. et Pêcher A., Journal of Geology, v. 104, p. 485-492.	
Figure 1 : Simplified map of Paleozoic volcanic arcs in California and western Nevada and their inferred basement.....	p 87
Figure 2 : Geochemical features of Lower Permian igneous rocks from Black Dyke Butte.....	p 89
Figure 3 : Sr and Nd isotopic variations for lavas of the Black Dyke (Nevada), Goodhue (Northern Sierra terrane), and Nosoni-Dekkas-Bully Hill formations (Eastern Klamath terrane).....	p 90

### Chapitre III. STRATIGRAPHIE, STRUCTURE ET GÉOCHIMIE DE L'ARC PERMIEN DE BLACK DYKE

Figure III.1 : Carte géologique simplifiée de la région d'Hawthorne (d'après Stewart et Carlson, 1978).....	p 100
Stratigraphy and structure of an Early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada). Implications for Permian palinspastic reconstructions, submitted. Blein O., Lapierre H., Schweickert, R.A., Pêcher A., Monié P., Maluski H. et Charvet J., Geol. Soc. Am. Bull.	
Figure 1 : Simplified map of Paleozoic volcanic arcs in California and Western Nevada.....	p 104
Figure 2 : Geologic sketch map of the region near Mina, Nevada.....	p 105
Figure 3 : Lithostratigraphic columns of the Black Dyke Fm. at Black Dyke Butte.....	p 108
Figure 4 : Lithostratigraphic columns of the Black Dyke Fm. at Marietta Mines.....	p 110
Figure 5 : Geologic map of Marietta Mines area (modified from Garside, 1982).....	p 112
Figure 6 : Synthetic lithostratigraphic column of the Black Dyke Fm.....	p 113
Figure 7 : Simplified diagram illustrating the formation of the Black Dyke and Mina formations.....	p 115
Figure 8 : Histogram of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dates from the Black Dyke Fm.....	p 116
Figure 9 : Age spectra resulting from single grain analyses of samples BD10b, BD10a, and BD172.....	p 117
Figure 10 : Structural map of the Black Dyke Butte area (modified from Oldow and Speed, 1985).....	p 122
Figure 11 : Cross section of the Black Dyke Fm. at Black Dyke Butte.....	p 123
Figure 12 : Geologic map of the Northern Sierra terrane, California (Harwood, 1992).....	p 127
Figure 13 : Geochemical features of lower Permian igneous rocks of the Black Dyke Fm. and Northern Sierra terrane.....	p 128
Figure 14 : Time lithology columns of the Eastern Klamath terrane, Northern Sierra terrane, and Havallah sequence (modified from Harwood and Murchey, 1990).....	p 131
Figure 15 : Model of sequential arc-passive margin collision from Late Devonian to Early Triassic.....	p 133
Miocene folding in the Basin and Range: the eastern Garfield Hills, central-western Nevada, submitted. Blein O., Pêcher A., Schweickert, R.A. et Lapierre H., Geol. Soc. Am. Bull.	
Figure 1 : Simplified geologic map of the eastern Garfield Hills, central-western Nevada (modified from Oldow & Speed 1985).....	p 139
Figure 2 : Diagrammatic models showing the kinematic development of the central Walker Lane Belt from Oligocene time to the present (modified from Keller et al. 1989).....	p 140
Figure 3 : Structural map of the Black Dyke Mountains (modified from Oldow & Speed 1985).....	p 141
Figure 4 : Wulf canvas, lower hemisphere, showing: (A) orientation and kinematic data for thrust fault; (B) orientation of Tertiary ash-flow tuffs.....	p 143
Figure III.2 : Diagrammes ternaires de Dickinson et al. (1983) pour les grès des formations Black Dyke et Mina.....	p 146
Occurrence of a Paleozoic island arc with continental affinities in western Nevada and northern California. Its implications in the geodynamic evolution of the U.S. Cordillera and the process of continental growth, submitted. Blein O., Lapierre H., Schweickert, R.A. et Gill J., ?	
Figure 1 : Simplified map of the terranes of northern California and western Nevada.....	p 152

Figure 2 : Interpretative pre-Jurassic cross section of the northern Great Basin (Schweickert and Snyder, 1981; Farmer and DePaolo, 1983).....	p 154
Figure 3 : Lithostratigraphic columns of the Black Dyke Formation.....	p 156
Figure 4 : Compositions of clinopyroxenes of Black Dyke lavas and plutonic rocks (Morimoto, 1989).....	p 157
Figure 5 : Mg/(Mg+Fe*) diagram for amphiboles from lavas, gabbros and diorites of the Black Dyke Formation.....	p 157
Figure 6 : Chondrite normalized REE distributions for the lavas of the Black Dyke Formation.....	p 163
Figure 7 : Trace element plots for the lavas of the Black Dyke Formation.....	p 164
Figure 8 : Primitive Mantle normalized element distributions for the lavas of the Black Dyke Formation (Primitive Mantle factors after Sun and McDonough, 1989).....	p 166
Figure 9 : Hf/3-Th-Ta tectonomagmatic discrimination diagram for the lavas of the Black Dyke Formation (after Wood et al., 1980).....	p 167
Figure 10 : Chondrite normalized REE distributions for the plutonic rocks of the Black Dyke Formation (Chondrite normalizing factors after Sun and McDonough, 1989).....	p 167
Figure 11 : Nb versus Y and Rb versus (Y+Nb) discrimination diagrams for the plutonic rocks of the Black Dyke Formation.....	p 168
Figure 12 : $\epsilon Nd(T=275Ma)$ and $\epsilon Sr(T=275Ma)$ plot for the lavas of the Black Dyke Formation and Northern Sierra terrane.....	p 171
Figure 13 : $^{144}Nd/^{143}Nd$ versus MgO plot for the lavas of the Black Dyke Formation.....	p 171
Figure 14 : Geologic map of the Northern Sierra terrane, California (modified from Harwood, 1992).....	p 173
Figure 15 : Chondrite normalized REE distributions for the lavas of the Goodhue and Reeve formations and Eureka Peak (Chondrite normalizing factors after Sun and McDonough, 1989).....	p 174
Figure 16 : $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ bulk-mixing model for the lavas of the Black Dyke Formation and lower Permian arc sequence of the Northern Sierra terrane...p 178-179	
Figure 17 : 0.1xN-MORB normalized REE distributions for batch melting and lavas of the Black Dyke Formation and Northern Sierra terrane.....	p 182
Figure 18 : Hypothetic pre-Jurassic cross-section of the Great Basin.....	p 184

#### Chapitre IV. LE VOLCANISME TRIASIQUE DE MARGE ACTIVE (NEVADA CENTRO-OCCIDENTAL)

Figure IV.1 : Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines..... p 192

*Le volcanisme shoshonitique de la fin du Permien et/ou du début du Trias (Formation Pablo) du Nevada centro-occidental : témoin d'une subduction paléo-pacifique sous le craton nord-américain, soumis. Blein O., Reynaud C., Lapierre H., Schweickert, R.A. et Pêcher A., Bull. Soc. géol. France.*

Figure 1 : Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines.....	p 198
Figure 2 : Carte géologique des Shoshone Mountains et Paradise Range [d'après Stewart et Carlson, 1978].....	p 200
Figure 3 : Coupe réalisée dans le Sud de Paradise Range [d'après Silberling et John, 1989].....	p 202
Figure 4 : Coupe réalisée dans le Knickerbocker Wash [d'après Silberling, 1959].....	p 202
Figure 5 : Colonne lithostratigraphique simplifiée de la formation Pablo.....	p 204
Figure 6 : Diagramme Wo-En-Fs de compositions des clinopyroxènes [Morimoto, 1989].....	p 206
Figure 7 : Diagrammes $(Ti+Cr)=f(Ca)$ et $Ti=f(Ca+Na)$ de compositions des clinopyroxènes [Leterrier et al., 1982].....	p 206
Figure 8 : Variations chimiques cœur-bordure des clinopyroxènes du basalte KW24.....	p 208

Figure 9 : Spectres de terres rares des roches ignées de la formation Pablo et du Koipato Group normalisés aux chondrites d'après Sun et McDonough [1989].....	p 212
Figure 10 : Spectres étendus des éléments traces et terres rares des roches ignées de la formation Pablo, normalisés au N-MORB d'après Sun and McDonough [1989].....	p 213
Figure 11 : Diagramme $(La/Sm)=f(La)$ des roches ignées de la formation Pablo.....	p 214
Figure 12 : Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb, discriminant de l'environnement géotectonique pour les laves de la formation Pablo [d'après Pearce, 1983].....	p 214
Figure 13 : Diagramme des $\epsilon Nd(T)$ en fonction des $\epsilon Sr(T)$ pour les roches ignées de la formation Pablo.....	p 216
Figure 14 : Diagramme $^{144}Nd/^{143}Nd = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$ des roches ignées de la formation Pablo.....	p 216
Figure IV.2 : Carte géologique simplifiée et coupe réalisée dans la région de Garfield Flat (d'après Oldow, 1985; Oldow et Stueur, 1985).....	p 224
Figure IV.3 : Colonne lithostratigraphique caractéristique d'une séquence ignimbrétique de la séquence de Garfield Flat.....	p 226
Figure IV.4 : Photographies des lames minces NE62, NE67 et NE76.....	p 227
Figure IV.5 : Photographies des lames minces NE66B et NE74A.....	p 228
Figure IV.6 : Spectres des terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des laves de Garfield Flat.....	p 231
Figure IV.7 : Spectres étendus normalisés au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989) des laves de Garfield Flat.....	p 231
Figure IV.8 : Diagramme Hf/3-Th-Ta des laves de Garfield Flat (Wood et al., 1980).....	p 232
Figure IV.9 : Spectres de terres rares des roches ignées de la formation Black Dyke, de la formation Pablo et de la séquence de Garfield Flat normalisés aux chondrites (d'après Sun et McDonough, 1989).....	p 234

#### Chapitre V. LE VOLCANISME PERMO-TRIASIQUE D'ARC DE COLOMBIE BRITANNIQUE, CANADA

Figure V.1 : Carte géologique simplifiée de la Colombie Britannique (d'après Wheller et al., 1991).....	p 238
Figure V.2 : Carte géologique simplifiée (modifiée d'après Monger, 1989) et colonnes litho-stratigraphiques simplifiées (d'après Monger, 1977) du "terrane" Chilliwack, Colombie Britannique.....	p 239
Figure V.3 : Carte géologique simplifiée de la partie Sud du "terrane" Cache Creek (d'après Monger et al., 1991).....	p 240
Figure V.4 : Carte géologique simplifiée du "terrane" Chilliwack (modifiée d'après Monger, 1989).....	p 244
Figure V.5 : Photographies des lames minces CW1-CW6.....	p 246
Figure V.6 : Photographies des lames minces CW7-CW11.....	p 247
Figure V.7 : Spectres des terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) de trois roches volcaniques du Chilliwack Group.....	p 250
Figure V.8 : Variation du rapport (La/Sm) en fonction des teneurs en La de trois roches volcaniques du Chilliwack Group.....	p 250
Figure V.9 : Spectres étendus normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989) de trois roches volcaniques du Chilliwack Group.....	p 251
Figure V.10 : Position des trois échantillons de roches volcaniques du Chilliwack Group dans le triangle Hf/3-Th-Ta de Wood et al. (1980).....	p 251
Figure V.11 : Spectres des terres rares, normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des roches volcaniques du Chilliwack Group comparés aux spectres des roches volcaniques permianes des Blue Mountains.....	p 252
Figure V.12 : Carte géologique simplifiée de la région de Kamloops (modifiée d'après Monger et McMillan, 1989).....	p 256
Figure V.13 : Associations lithostratigraphiques observées dans les différentes séquences du Nicola Group.....	p 257

Figure V.14 : Photographies des lames minces CC23 et CC44.....	p 258
Figure V.15 : Photographies des lames minces CC21 et CC22.....	p 260
Figure V.16 : Diagrammes ternaires de Dickinson <i>et al.</i> (1983) indiquant la source des grès volcano-détritiques du Nicola Group.....	p 262
Figure V.17 : Diagramme Mg/(Mg+Fe*) en fonction de Si pour les amphiboles primaires de la dolérite CC44.....	p 263
Figure V.18 : Diagrammes de composition des clinopyroxènes (Ca-Mg-Fe, d'après Morimoto, 1988) des laves CC21-CC22-CC44 du Nicola Group.....	p 264
Figure V.19 : Diagrammes de Leterrier <i>et al.</i> (1982) pour les clinopyroxènes des laves CC21-CC22-CC44 du Nicola Group.....	p 266
Figure V.20 : Spectres des terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des laves du Nicola Group.....	p 268
Figure V.21 : Variation du rapport (La/Sm) en fonction des teneurs en La pour les laves du Nicola Group.....	p 268
Figure V.22 : Spectres étendus normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989) des laves du Nicola Group.....	p 269
Figure V.23 : Spectres des terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des laves du Groupe Nicola comparés aux spectres des laves permienes de Pine Forest Range, du Koipato Group et de la Formation Pablo.....	p 270
Figure V.24 : Modèle interprétatif indiquant les relations possibles au Trias entre les "terranes" canadiens et nord-américains (d'après Monger <i>et al.</i> , 1991).....	p 272

## Chapitre VI. ÉVOLUTION DES ARCS PALÉOZOÏQUES-MÉSOZOÏQUES : IMPLICATIONS DANS LES PROCESSUS DE L'ACCRÉTION CONTINENTALE

Figure VI.1 : Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines.....	p 276
Figure VI.2 : Modèles géodynamiques interprétant les séquences d'arc paléozoïques supérieures comme les témoins d'un seul arc.....	p 278
Figure VI.3 : Modèle de Lapiere <i>et al.</i> (1990). .....	p 280
Figure VI.4 : Modèle à deux arcs séparés par un vaste domaine océanique.....	p 284

## LISTES DES TABLEAUX

### Chapitre II. LES SÉQUENCES D'ARC PERMO-TRIASIQUE DU NEVADA : TÉMOINS DE DEUX ARCS INSULAIRES

*Les séquences d'arc insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats-Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines, 1994. Lapiere H., Charvet J., Rouer O. et Blein O., Bull. Soc. géol. France, t. 165, n°6, pp. 541-557.*

Tableau I : Analyses chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des laves permienes et triasiques du Nevada occidental.....p 47

*La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidental) : témoin le plus oriental de l'arc Paléozoïque de Sierra Nevada, 1994. Blein O., Lapiere H., Schweickert, R.A., Monié P. et Pêcher A., C.R. Acad. Sci. Paris, t. 319, série II, p. 201-208.*

Tableau I : Analyses représentatives (éléments traces et terres rares) des roches magmatiques de la formation de Black Dyke.....p 81

Tableau II : Datations par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la formation de Black Dyke.....p 81

*Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island Arc in Western Nevada? 1996. Blein O., Lapiere H., Schweickert R.A., Monié P., Maluski H. et Pêcher A., Journal of Geology, v. 104, p. 485-492.*

Table I : Comparison of all field, petrographic and chemical data of the Black Dyke, Goodhue, and Nosoni-Dekkas-Bully Hill formations.....p 92

### Chapitre III. STRATIGRAPHIE, STRUCTURE ET GÉOCHIMIE DE L'ARC PERMIEN DE BLACK DYKE

*Stratigraphy and structure of an Early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada). Implications for Permian palinspastic reconstructions, submitted. Blein O., Lapiere H., Schweickert, R.A., Pêcher A., Monié P., Maluski H. et Charvet J., Geol. Soc. Am. Bull.*

Table 1 :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results obtained by laser-probe fusion of single grains of amphiboles.....p 118

Table 2 :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results obtained by laser-probe step-heating of single grains of amphiboles.....p 120-121

*Occurrence of a Paleozoic island arc with continental affinities in western Nevada and northern California. Its implications in the geodynamic evolution of the U.S. Cordillera and the process of continental growth, submitted. Blein O., Lapiere H., Schweickert, R.A. et Gill J., ?*

Table 1 : Characteristics of main petrographic types of mafic lavas.....p 158

Table 2 : Major, trace and rare earth elements concentrations of lavas of the Black Dyke Formation from Black Dyke Butte.....p 160

Table 3 : Major, trace and rare earth elements concentrations of lavas of the Black Dyke Formation from Marietta Mines.....p 161

**Table 4** : Major, trace and rare earth elements concentrations of plutonic rocks of the Black Dyke Formation from Black Dyke Butte.....p 162

**Table 5** : Major, trace and rare earth elements concentrations of plutonic rocks of the Black Dyke Formation from Marietta Mines.....p 162

**Table 6** : Whole rock Rb-Sr and Sm-Nd isotope data of the igneous rocks from the Black Dyke Formation, Sierra Nevada and Eureka Peak.....p 170

**Table 7** : Major, trace and rare earth elements concentrations of lavas and plutonic rocks from Eureka Peak.....p 175

**Table 8** : Mineral/melt partition coefficients for basaltic liquids.....p 181

**Chapitre IV. LE VOLCANISME TRIASIQUE DE MARGE ACTIVE (NEVADA CENTRO-OCCIDENTAL)**

*Le volcanisme shoshonitique de la fin du Permien et/ou du début du Trias (Formation Pablo) du Nevada centro-occidental : témoin d'une subduction paléo-pacifique sous le craton nord-américain, soumis. Blein O., Reynaud C., Lapierre H., Schweickert, R.A. et Pêcher A., Bull. Soc. géol. France.*

**Tableau I** : Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des laves de la formation Pablo, du Koipato Group et de Wassuk Range.....p 210

**Tableau II** : Compositions isotopiques du Nd et du Sr des laves de la formation Pablo, du Koipato Group et de Wassuk Range.....p 215

**Tableau I** : Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des roches ignées de la séquence volcanique de Garfield Flat. ....p 230

**Chapitre V. LE VOLCANISME PERMO-TRIASIQUE D'ARC DE COLOMBIE BRITANNIQUE, CANADA**

**Tableau II** : Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des laves du Chilliwack Group.....p 248

**Tableau III** : Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des laves du Nicola Group. ....p 267

# Chapitre I.

## INTRODUCTION

## Chapitre I. INTRODUCTION

Le continent nord-américain présente sur sa bordure Pacifique un domaine constitué par l'accrétion du Paléozoïque supérieur au Cénozoïque de fragments lithosphériques océaniques et/ou continentaux : les Cordillères nord-américaines. Ces Cordillères s'étendent de l'Alaska au Mexique sur plus de 7000 kilomètres de long. Leur largeur est extrêmement variable, de quelques centaines de kilomètres en Colombie Britannique (Canada) à plus de 1500 kilomètres le long du transect San Francisco-Denver (États-Unis) (Fig. I.1). Elles sont segmentées par d'importants linéaments obliques. Le linéament de Lewis and Clarke sépare les Cordillères canadiennes de celles des États-Unis, tandis que les linéaments du Texas et du Caltam divisent les Cordillères nord-américaines des "Sierra Madre" mexicaines (Fig. I.1).

Ces fragments lithosphériques ou "terrane", qui constituent la majeure partie de ces Cordillères, sont caractérisés par des séquences volcaniques de bassin océanique ou d'arc paléozoïques et mésozoïques. La structure, la pétrologie et la géochimie des laves d'arc permettent d'établir la nature lithosphérique des fragments, ainsi que la chronologie de leur accrétion à la marge nord-américaine.

Depuis une dizaine d'années, des recherches menées par des équipes françaises ont montré que les séquences d'arc du Paléozoïque et du Trias des Klamath orientales et de Sierra Nevada (Californie du Nord) étaient établies respectivement sur une lithosphère océanique et un bloc à affinité continentale.

Le but de cette thèse était d'étendre le champ de ces recherches à l'analyse structurale, pétrologique et géochimique des séquences d'arc permienes et triasiques présentes au Nevada (États-Unis d'Amérique) et en Colombie Britannique (Canada). Les données structurales, pétrologiques et géochimiques obtenues sur les séquences d'arc du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur nous permettront de préciser l'évolution de la marge nord-américaine durant cette période.

Ces recherches ont été financées par les programmes internationaux suivants :

- au Nevada - CNRS-NSF;
- en Colombie Britannique : action spécifique MENESR.

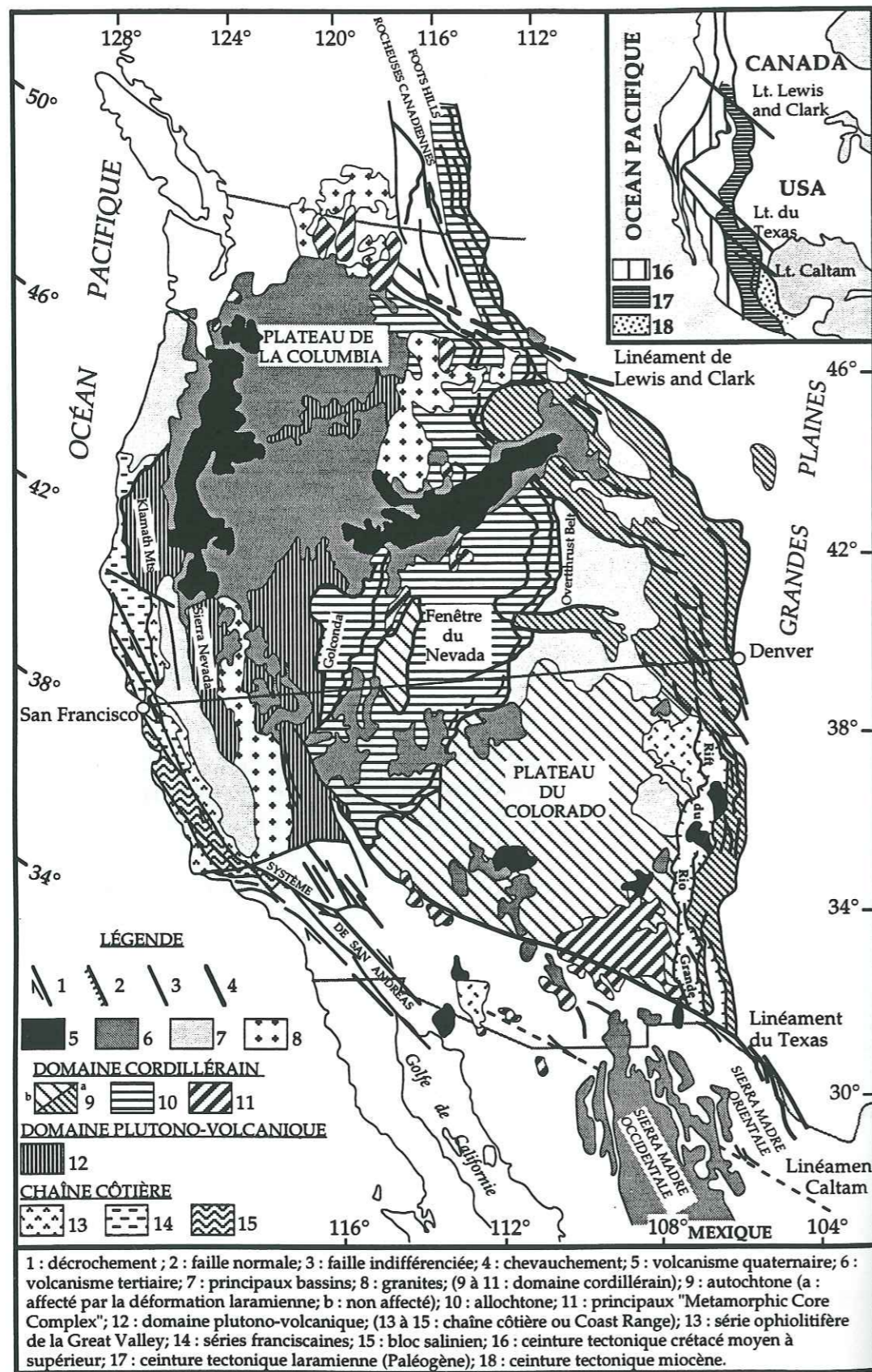


Figure I.1 : Carte structurale des cordillères de l'Ouest des Etats Unis, (d'après Aubouin *et al.*, 1986).

## I.1. LES GRANDS DOMAINES DES CORDILLÈRES NORD-AMÉRICAINES

Les Cordillères nord-américaines peuvent être subdivisées d'Est en Ouest en trois grands domaines : le domaine cordillérain (Fig. I.1, 9 à 11), le domaine plutono-volcanique (Fig. I.1, 12) et la chaîne côtière (Fig. I.1, 13 à 15).

### I.1.1. Le domaine cordillérain

Ce domaine comprend deux grands ensembles (l'allochtone et l'autochtone cordillérains) séparés par l'Overthrust Belt (Fig. I.1, 9 et 10).

L'autochtone cordillérain est constitué de séries condensées de plateforme du Paléozoïque. Chevauché à l'Ouest par l'allochtone cordillérain, il est affecté par une tectonique de socle dans les Montagnes Rocheuses.

L'allochtone cordillérain inclut d'une part à l'Est les formations protérozoïques et paléozoïques déposées sur la marge occidentale du continent nord-américain, et d'autre part à l'Ouest du Paléozoïque inférieur igné et sédimentaire (l'allochtone des Roberts Mountains) charrié sur la marge du craton à la fin du Dévonien et/ou au début du Carbonifère lors de l'orogénèse Antler. Ce Paléozoïque inférieur représenterait les témoins d'un bassin océanique associé à un arc insulaire. Il est chevauché à l'Ouest par le domaine plutono-volcanique le long du chevauchement de Golconda (Fig. I.1).

Le Plateau du Colorado et la fenêtre du Nevada représentent des domaines autochtones, peu déformés, comparés aux unités du domaine cordillérain proprement dit (Fig. I.1 et I.2). Le plateau du Colorado, peu déformé, n'est affecté que par des flexures accompagnées de fracturations survenues la fin du Mésozoïque et durant le Cénozoïque.

### I.1.2. Le domaine plutono-volcanique

Défini sous ce nom par Roure *et al.* (1986), ce domaine représente l'ensemble structural et lithostratigraphique le plus complexe, car il est affecté par une tectonique polyphasée. Il est limité respectivement à l'Ouest et à l'Est par les chevauchements des Coast Ranges et du Golconda (Fig. I.1 et I.2). Le domaine plutono-volcanique est caractérisé par un déversement systématique des structures jurassiques vers l'Est. Il est constitué de séquences plutono-volcaniques et sédimentaires d'arcs insulaires, dont l'âge varie du Paléozoïque moyen au Trias, et de sutures ophiolitiques paléozoïques et triasiques. L'ensemble arcs-sutures est recouvert en discordance par des séries volcanogènes du Jurassique moyen-supérieur, et est recoupé par un important plutonisme d'âge Trias supérieur à Crétacé inférieur (Fig. I.2).

### I.1.3. La chaîne côtière

La chaîne côtière ou "Coast Ranges" est constituée principalement par le domaine franciscain (Fig. I.1). Alors qu'il est peu représenté au Canada, car recouvert par du volcano-sédimentaire tertiaire, il est connu en détail aux Etats-Unis et au Mexique (Basse Californie; Rangin 1977, 1982). Ce domaine



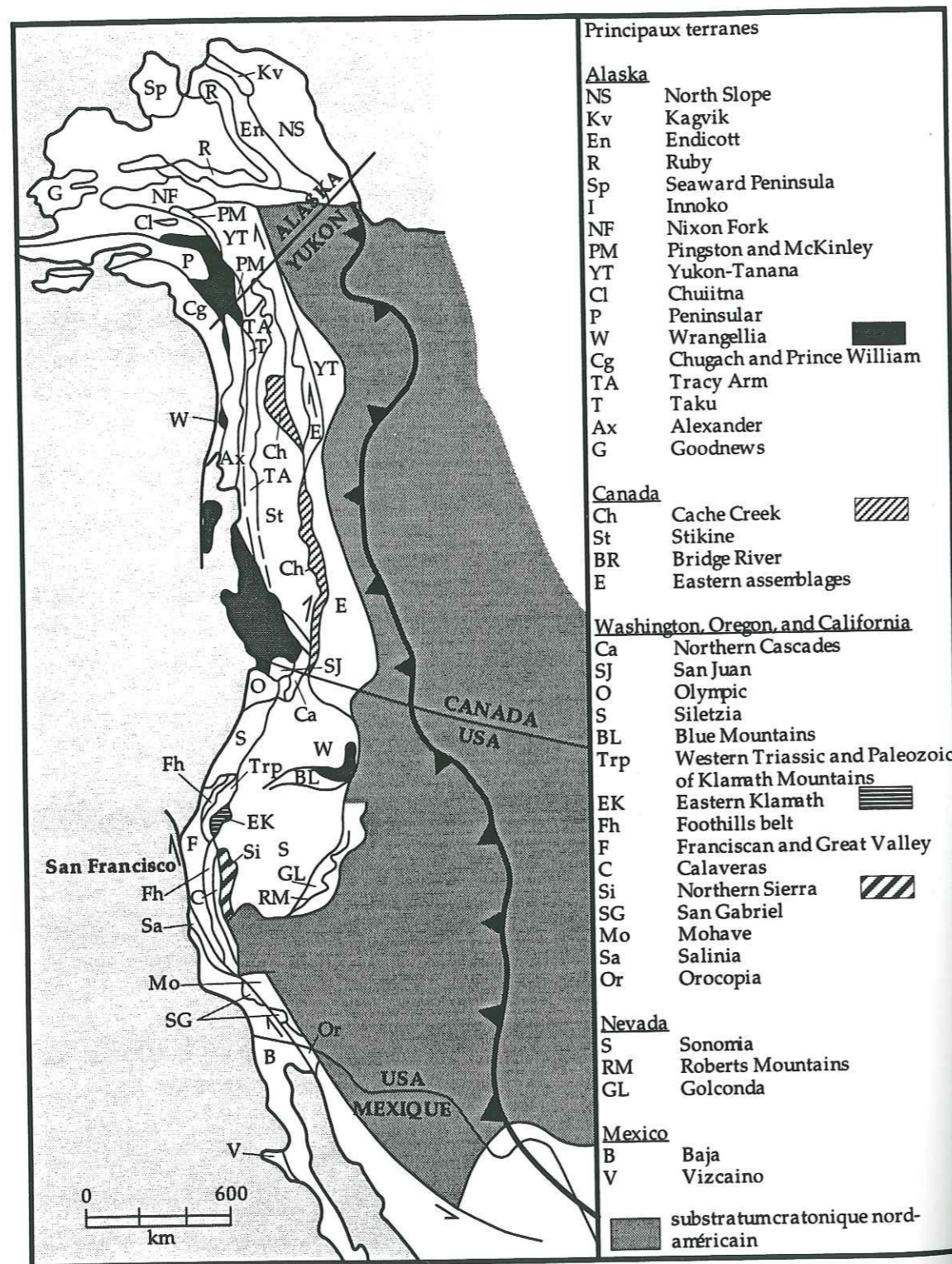


Figure I.3 : Carte générale des suspects terranes des Cordillères nord-américaines (d'après Coney *et al.*, 1980).

## I.2. LES "SUSPECT TERRANES"

Du point de vue de la terminologie américaine, les Cordillères nord-américaines sont formées des "suspect terranes" et de l'avant pays (Coney *et al.*, 1981). L'avant-pays est un domaine constitué par les sédiments de la marge nord-américaine.

Les "suspect", "displaced" ou "exotic terranes" correspondent en fait à une mosaïque de fragments lithosphériques océaniques et/ou continentaux, qui au cours du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque, se sont successivement accrétés au craton nord-américain. Ces qualificatifs (suspect, displaced ou exotic) sont dus à leur caractère allochtone par rapport au continent, auquel ils s'accrètent après avoir parcouru parfois plusieurs milliers de kilomètres (Keavey et Vine, 1990).

Un "suspect terrane" est donc une unité cartographique caractérisée par une histoire géologique différente de celle des unités adjacentes et du continent auquel il s'accrète. Les principaux critères de distinction utilisés pour les caractériser sont :

- 1) l'histoire stratigraphique et sédimentaire;
- 2) la paléontologie et le paléo-environnement;
- 3) l'affinité magmatique;
- 4) la nature, l'histoire et le style de la déformation;
- 5) le paléomagnétisme.

Les Cordillères nord-américaines, qui s'étendent de l'Alaska au Mexique, représentent la principale zone d'investigation de ces "suspect terranes". Plus de 50 "suspect terranes" y ont été recensés. La Figure I.3 présente la distribution des principaux "suspect terranes" identifiés. Ils sont constitués de roches précambriennes à jurassiques, et se seraient accrétés à la marge occidentale du continent nord-américain à partir du Trias, lorsque celle-ci serait devenue active (Keavey et Vine, 1990). Quatre principaux types de "suspect terranes" ont été identifiés dans ces Cordillères par Jones *et al.* (1983) :

- 1) le "terrane" stratigraphique, caractérisé par une histoire stratigraphique distincte typique :
  - d'un bloc continental contenant des sédiments détritiques à affinité crustale et un substratum cristallin;
  - d'un fragment océanique formé par de la croûte océanique recouverte par des sédiments marins profonds;
  - d'un arc insulaire caractérisé par des roches volcaniques et/ou plutoniques et des sédiments volcano-clastiques;
- 2) le "terrane" perturbé, caractérisé par un assemblage hétérogène de flyschs, de serpentines, de calcaires et de grès avec occasionnellement des faciès métamorphiques schistes bleus;
- 3) le "terrane" métamorphique, pour lequel l'empreinte métamorphique a détruit toute stratigraphie originale;
- 4) le "terrane" composite, résultant de la collision antérieure à l'accrétion au continent de deux ou plusieurs "terranes".

À titre d'exemple, l'histoire du "terrane" Wrangellia représente une évolution type d'un "suspect terrane". Défini dans les monts Wrangell en



Alaska, il comprend une séquence d'arc insulaire du Paléozoïque supérieur (formations Skolai et Sicker), recouverte par d'épaisses tholéiites triasiques (formations Kartmusen et Nicolai), recouvertes par des calcaires du Trias supérieur. Cette distinction stratigraphique et magmatique a permis l'identification de plusieurs fragments de ce "suspect terrane" dans les Cordillères nord-américaines (Fig. I.3). Les données stratigraphiques, paléontologiques, magmatiques et paléomagnétiques ont permis de reconstituer son histoire. Il semble que sa position originelle au Trias soit dans le Pacifique occidental (à la position actuelle de la Nouvelle Guinée). Après avoir traversé le Pacifique, le "terrane" Wrangellia s'est accrété à la marge occidentale du continent nord-américain, puis s'est fragmenté. Les différents fragments furent alors translétés vers leur position actuelle par le jeu de failles décrochantes majeures.

Les Cordillères nord-américaines se sont donc développées suivant une tectonique d'accrétion. La complexité de cette chaîne de montagnes est due à la diversité et au nombre des fragments accrétés, associés à de multiples épisodes de déformation.

### I.3. LES SÉQUENCES D'ARCS DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR DANS LES CORDILLÈRES NORD-AMÉRICAINES

En Californie, les principales séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur affleurent dans les Klamath orientales et en Sierra Nevada, et représentent deux "terrane", Eastern Klamath et Northern Sierra, caractérisés par un substratum paléozoïque inférieur tectonisé et des roches volcaniques et sédimentaires paléozoïques supérieures à mésozoïques (Fig. I.4).

#### I.3.1. Le "terrane" Eastern Klamath

Les Klamath orientales sont constituées de trois grands ensembles structuraux (Fig. I.5) :

- 1) le complexe ultrabasique de Trinity, une épaisse nappe ultramafique, constituée de plusieurs générations de roches intrusives mafiques et ultramafiques, représentant un bassin arrière-arc contemporain de l'arc dévonien de Copley (Fig. I.5);
- 2) le complexe de Yreka, composé d'un assemblage complexe de roches sédimentaires ordoviciennes à dévoniennes, la présence de zircons protérozoïques inférieurs traduit l'origine cratonique de la source, à laquelle s'ajoute une seconde source détritique plutono-volcanique ordovicienne et/ou silurienne (Fig. I.5);
- 3) la séquence de Redding, constituée de roches volcaniques et sédimentaires dévoniennes à jurassiques, et caractérisée par trois épisodes magmatiques majeurs (formations Copley et Balaklala, Formation Baird et formations Nosoni, Dekkas et Bully Hill) séparés par des périodes de sédimentation détritique et/ou carbonatée (Fig. I.5).

##### I.3.1.1. L'épisode volcanique du Dévonien inférieur (formations Copley et Balaklala)

Le premier épisode volcanique est constitué d'un volcanisme bimodal (formations Copley et Balaklala; Kinkel *et al.*, 1956; Barker *et al.*, 1979; Lapiere *et al.*, 1985a, 1985b; Brouxel *et al.*, 1987, 1988). Constitué de laves massives, de brèches pyroclastiques et de laves en coussins, le magmatisme de la formation Copley caractérise un environnement d'arc insulaire primitif. La fin du développement de cet arc primitif est marquée par l'émission de rhyolites tholéiitiques pauvres en K<sub>2</sub>O (Formation Balaklala).

La formation sédimentaire Kennett du Dévonien moyen, recouvrant les rhyolites de la formation Balaklala, est constituée de faciès volcanoclastiques peu profonds, de cherts et de calcaires (Fig. I.6; Boucot, 1973).

Une discordance angulaire sépare la formation Kennett de la formation Bragdon daté du Mississippien. La formation Bragdon constituée d'argilites, de grès et de conglomérats, reflète une sédimentation rapide alimentée par le démantèlement du substratum de l'arc (Fig. I.6; Watkins, 1985; Miller, 1989). La formation Bragdon est recouverte en concordance par les roches pennsylvaniennes de la formation Baird.

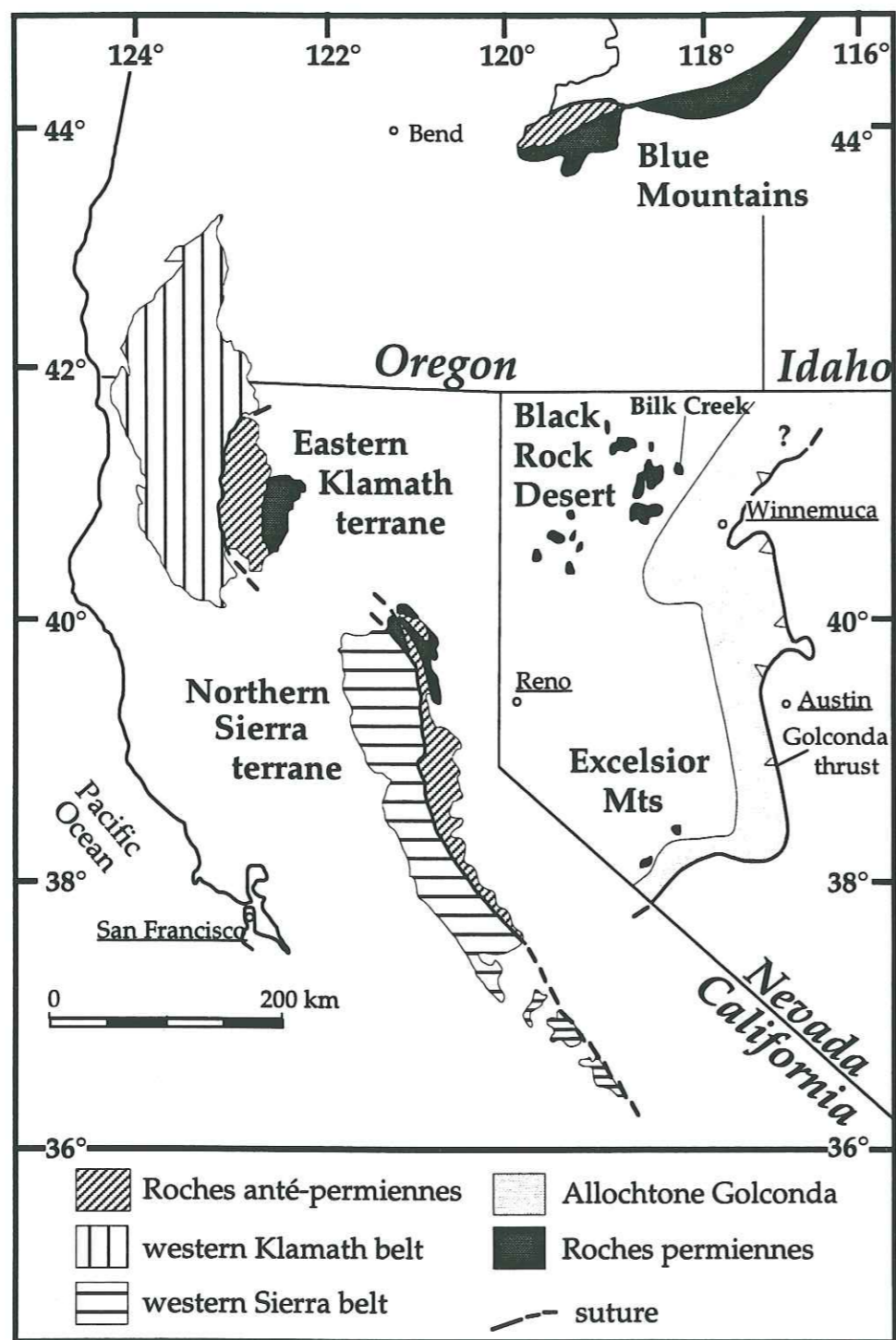


Figure I.4 : Carte géologique simplifiée du domaine cordillérai nord-américain (modifiée d'après Silberling, 1973 et Roure, 1984).

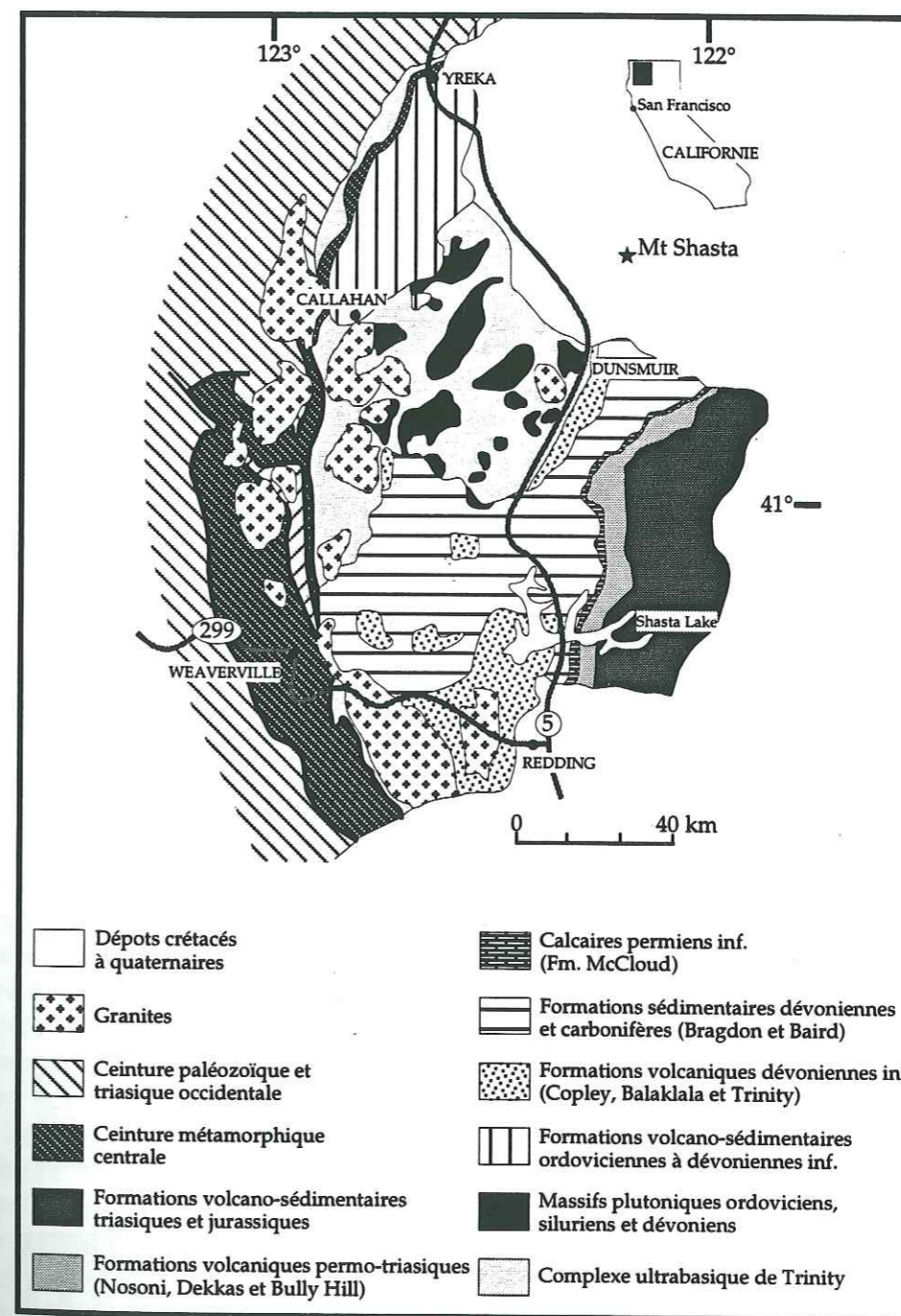


Figure I.5 : Carte géologique des Klamath orientales (modifiée d'après Strand, 1962, 1963; Irwin, 1977; Wagner et Saucedo, 1986).

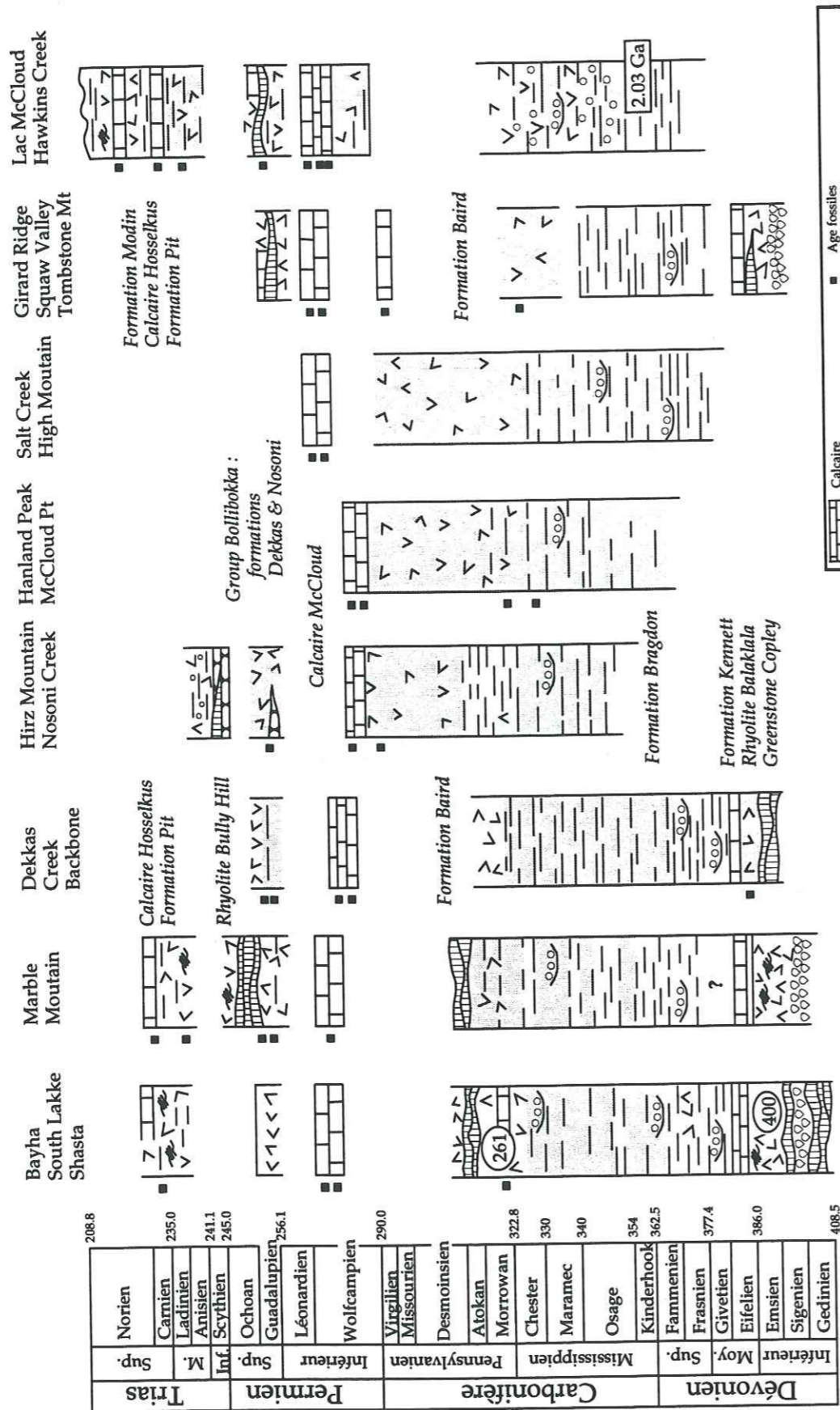


Figure I.6 : Sections lithostratigraphiques pour le terrane Eastern Klamath (d'après Miller et Harwood, 1990).

### I.3.1.2. L'épisode volcanique du Pennsylvanien (Formation Baird)

La formation Baird comprend des coulées volcaniques massives intercalées entre des argilites et des dépôts volcano-clastiques (Miller, 1989; Fig. I.6). Elle est recouverte par des calcaires du Permien inférieur de la formation McCloud (Fig. I.6). Ces carbonates sont caractérisés par une faune à fusulinidés présentant des affinités téthysiennes. Cette sédimentation est recouverte par le dernier cycle volcanique du Permien.

### I.3.1.3. L'épisode volcanique du Permien (formations Nosoni, Dekkas et Bully Hill)

Le volcanisme permien est constitué par une succession de trois cycles éruptifs (Formations Nosoni, Dekkas et Bully Hill; Albers et Robertson, 1961), formés de basaltes, d'andésites, de dacites et de rhyolites (Fig. I.6). La formation Nosoni, épaisse de 300 à 800m, est formée de tufs, de brèches, de coulées et de roches pyroclastiques, organisés en cinq éruptions volcaniques principales. L'activité volcanique reprend avec la formation Dekkas, formée de deux épisodes volcaniques. Le premier, d'une épaisseur de 300m, est formé de basaltes et d'andésites basiques associés à des brèches pyroclastiques. Le deuxième épisode, n'affleurant que localement, est constitué de coulées dacitiques prismées. Finalement, la formation Bully Hill est constituée de coulées prismées et d'abondantes brèches pyroclastiques.

Les laves des formations Nosoni, Dekkas et Bully Hill présentent des caractéristiques géochimiques typiques de séries tholéitiques d'arc insulaire. Toutefois quelques basaltes de la formation Nosoni présentent une affinité calco-alcaline, tandis que certaines laves de la formation Bully Hill présentent des caractères de boninites (Alibert *et al.*, 1991). La géochimie isotopique suggère que ces laves proviennent de la fusion d'une source de type N-MORB contaminée par des sédiments subductés (Alibert *et al.*, 1991). Le cycle volcanique permien représente le témoin d'un arc insulaire mature, construit sur une croûte épaisse dans des conditions sub-aériennes (Alibert *et al.*, 1991).

Le Permien est recouvert en concordance par la formation triasique Pit constituée d'argillites et de tufs siliceux représentant une sédimentation hémipélagique (Fig. I.6; Albers et Robertson, 1961). La formation Pit est elle-même recouverte par des calcaires triasiques supérieurs de la formation Hosselkus (Fig. I.6). Une discordance angulaire sépare ces sédiments triasiques des roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique inférieur à moyen.

### I.3.2. Le "terrane" Northern Sierra

Ce "terrane" est constitué de trois principales unités lithotectoniques (Fig. I.7):

- 1) les roches paléozoïques inférieures du complexe du Shoo Fly, constituant le substratum de l'arc paléozoïque supérieur;
- 2) les roches volcaniques et sédimentaires dévoniennes à permien de l'arc volcanique, et sa couverture mésozoïque;

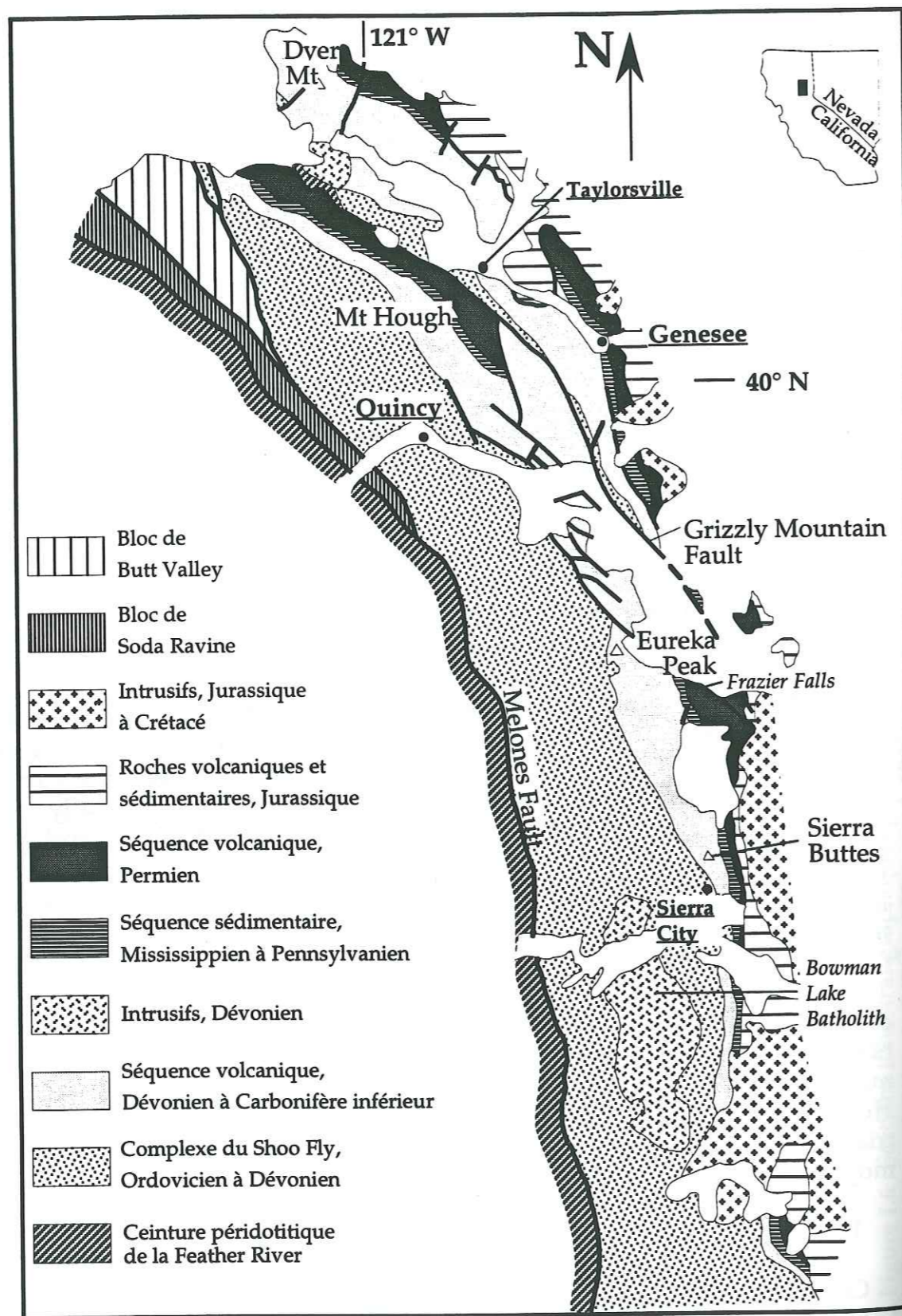


Figure I.7 : Carte géologique simplifiée de l'unité orientale en Sierra Nevada (D'Allura *et al.*, 1977; Hannah et Moores, 1986).

3) les écaïlles tectoniques de roches sédimentaires permo-triasiques comprises entre le complexe du Shoo Fly et le ceinture péridotitique de la Feather River.

### I.3.2.1. Le complexe du Shoo Fly

Le complexe du Shoo Fly, substratum de l'arc paléozoïque supérieur, est constitué de calcaires, de quartzites, de pélites et de turbidites. D'Allura *et al.* (1977) et Schweickert *et al.* (1984) y reconnaissent la présence de quatre écaïlles principales, à savoir les écaïlles de Lang-Halsted, de Duncan, l'allochtone de Culbertson Lake et le mélange de Sierra City.

Ces écaïlles sont constituées de roches sédimentaires carbonatées et détritiques, localement associées à des pillow-lavas basaltiques alcalins. Les roches détritiques proviennent du démantèlement de roches crustales précambriennes appartenant au craton nord-américain et de roches plutono-volcaniques d'arc insulaire.

Le complexe du Shoo Fly représente donc un bassin sédimentaire paléozoïque inférieur à substratum océanique, proche du craton nord-américain et d'un arc insulaire. Ce complexe est recouvert en discordance par la séquence d'arc du Paléozoïque supérieur, caractérisée par deux cycles volcaniques, l'un Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur et l'autre Permien, séparés par des cherts et des radiolarites du Carbonifère moyen.

### I.3.2.2. Le cycle volcanique du Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur (formations Sierra Buttes, Taylor et Keddie Ridge)

Ce premier cycle volcanique débute par les roches détritiques de la formation Grizzly, suivi par trois événements éruptifs principaux (Fig. I.8; Rouer *et al.*, 1989a, 1989b) :

- 1) un volcanisme acide, la formation Sierra Buttes;
- 2) un volcanisme basique, la formation Taylor;
- 3) une série shoshonitique différenciée, la formation Keddie Ridge.

Le volcanisme acide de la formation Sierra Buttes, représenté par des rhyodacites, des rhyolites et des ignimbrites, est caractérisé par une affinité magmatique calco-alcaline et des valeurs d' $\epsilon_{Nd(T)}$  négatives (Rouer *et al.*, 1989a, 1989b). Cet épisode éruptif provient de la cristallisation fractionnée d'un magma andésitique contaminé par un matériel crustal.

Le volcanisme basique de la formation Taylor est constitué essentiellement de roches pyroclastiques de nature basaltique à andésitique. L'évolution dans le temps d'un milieu marin à sub-aérien, s'accompagne d'une évolution du magmatisme d'une affinité tholéiitique à calco-alcaline. Comme pour le volcanisme de la formation Sierra Buttes, on note l'intervention d'un composant crustal dans la genèse de ces roches (Rouer *et al.*, 1989a, 1989b).

N'affleurant que localement, la série shoshonitique (basalte-rhyolite) de la formation Keddie Ridge, représente la fin du cycle volcanique, et caractérise un environnement d'arc insulaire à substratum continental. Elle annonce également des événements importants dans l'évolution d'un arc magmatique :

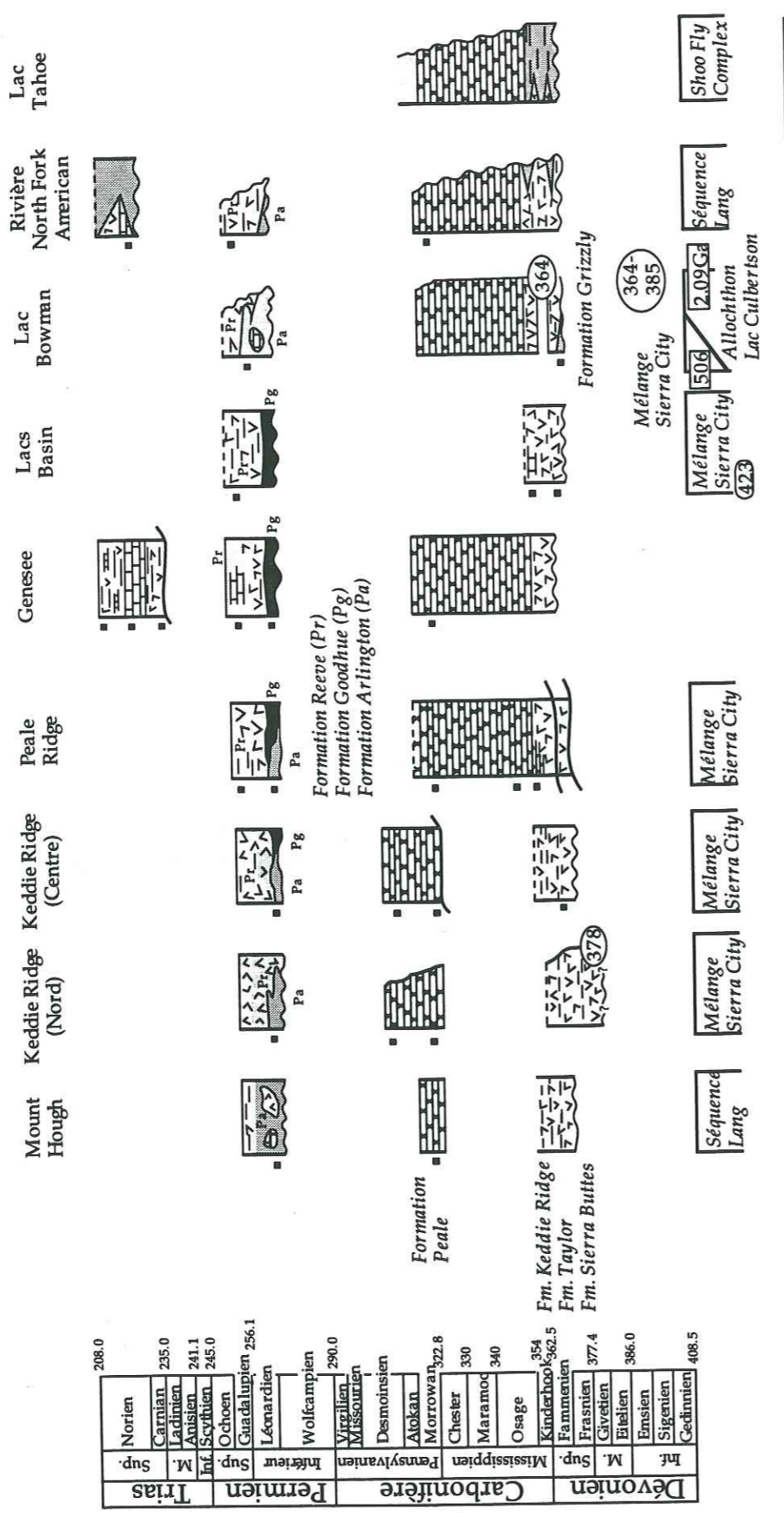


Figure 1.8 : Sections lithostratigraphiques pour le terrane northern Sierra (d'après Miller et Harwood, 1990).

1) soit un ralentissement de la subduction liée à la déformation de l'arc;  
 2) soit un changement de direction de l'inclinaison du plan de subduction.  
 Ce premier cycle volcanique s'achève avec la formation Keddie Ridge. Il est séparé du cycle permien par des cherts radiolaritiques rubanés carbonifères (Fig. I.8; Formation Peale).

I.3.2.3. Le cycle volcanique du Permien (formations Goodhue et Reeve).

Le cycle volcanique permien est constitué par les formations volcaniques Goodhue et Reeve, sur lesquelles reposent en concordance des roches volcano-sédimentaires permienes de la formation Robinson (Fig. I.8; Harwood, 1983). Latéralement, cet ensemble volcano-sédimentaire permien passe à des séries volcano-détritiques de même âge, la formation Arlington (Fig. I.8). Les terrains volcaniques permien sont recouverts en discordance par des calcaires noriens (Formation Hosselkus Limestone). Cette discordance marque l'existence d'une phase de déformation à la limite Permien-Trias, l'orogénèse Sonoma connue également au Nevada.

La formation Goodhue est constituée de coulées en coussins de basaltes porphyriques à clinopyroxènes associées à des hyaloclastites. Vers le sommet, les coulées en coussins font place à des coulées massives indiquant l'évolution du milieu d'un régime sous-aquatique au moment de la reprise de l'activité volcanique à un régime sub-aérien lors des dernières émissions basaltiques. A Frazier Falls, Durell et D'Allura (1977) ont observé à la base de la formation Goodhue, 500m de brèches pyroclastiques grossières associées à quelques tufs à hornblende. Ces brèches, composées d'inclusions de diorites à hornblendes et de roches gabbroïques, passent verticalement aux basaltes en coussins de la formation Goodhue.

La formation Reeve recouvre en concordance la formation Goodhue. Toutefois, ce découpage stratigraphique n'est pas rigoureux. Localement des basaltes de type Goodhue s'interstratifient dans la formation Reeve, et vice versa. La formation Reeve est constituée pour les trois quarts de brèches pyroclastiques et de tufs, localement des coulées massives andésitiques s'interstratifient dans ces faciès pyroclastiques. De plus tous les faciès volcaniques de la formation Reeve sont caractérisés par l'abondance de phénocristaux centimétriques de plagioclases. Les phénocristaux de clinopyroxènes sont rares et de petite taille, quand aux olivines elles sont absentes.

Les laves de ce cycle volcanique sont typiques d'une série sub-alkaline d'arc insulaire, présentant une affinité calco-alkaline. L'étude isotopique de ces laves montre qu'elles ont conservé une empreinte mantellique contaminée par du matériel crustal (Rouer, 1989).

Ce cycle volcanique permien est recouvert en discordance par des sédiments triasiques supérieurs détritiques. Cette discordance représente l'existence d'une phase de collision entre le "terrane" Northern Sierra et la marge nord-américaine ou un fragment lithosphérique.

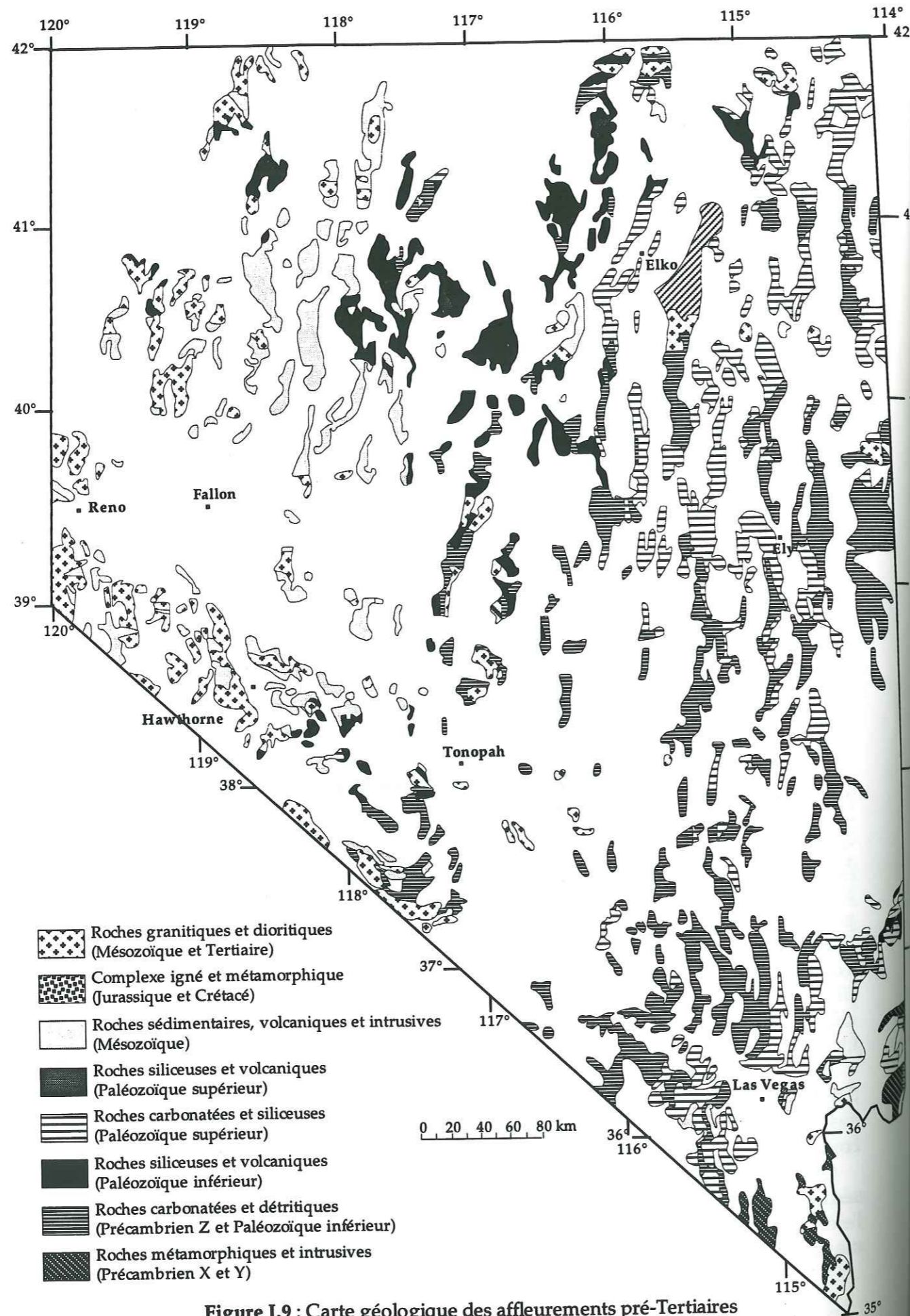


Figure I.9 : Carte géologique des affleurements pré-Tertiaires du Nevada d'après Stewart J.H. et Carlson J.E. (1977).

#### I.4. L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU NEVADA

Le Nevada se situe à cheval dans les domaines des "suspect terranes" et de la marge cratonique. Son évolution géologique se traduit par l'existence de deux influences distinctes, une paléo-pacifique dans le domaine des "suspect terranes", et une seconde continentale dans le domaine de la marge. Cette situation privilégiée permet de reconstituer dans cette région l'évolution des Cordillères nord-américaines depuis 1,7 Ga, âge des roches les plus anciennes présentes dans la région de Las Vegas.

##### I.4.1. La marge stable cratonique paléozoïque inférieure

Du Protérozoïque supérieur au Dévonien terminal, une marge stable s'édifie en bordure occidentale du continent nord-américain : du Protérozoïque supérieur au Cambrien inférieur, la sédimentation est terrigène et provient de l'érosion du craton nord-américain (Fig. I.9); du Cambrien moyen au Dévonien inférieur, une sédimentation carbonatée prédomine.

L'étude des courbes de subsidence tectonique des carbonates permet d'établir que cette sédimentation s'effectue au niveau d'une marge stable créée par un épisode de rifting au Protérozoïque terminal-Cambrien inférieur, auquel succède une expansion océanique en liaison avec une subsidence thermique (Bond et Kominsz, 1984; Blick et Levy, 1992).

##### I.4.2. Les orogénèses dans le domaine des "suspect terranes"

On note dans ce domaine, la présence de nombreuses phases orogéniques qui sont de plus en plus jeunes d'Est en Ouest.

###### I.4.2.1. L'orogénèse Antler (Dévonien supérieur-Mississippien inférieur)

A la fin du Dévonien début du Mississippien, lors de l'orogénèse Antler, la fin de l'évolution en marge stable de la bordure ouest américaine se manifeste par une structuration des domaines les plus occidentaux. Dans le Nevada, des unités à affinité d'arc insulaire (Schweickert, 1981; Schweickert and Snyder, 1981) et paléo-océanique viennent chevaucher la marge stable par l'accident des Roberts Mountains. Différents processus géodynamiques permettent d'expliquer l'orogénèse Antler :

- 1) le charriage d'un bassin arrière arc sur la marge ouest américaine;
- 2) la fermeture d'un bassin marginal ou d'un domaine océanique et le charriage d'un prisme d'accrétion sur la marge (Speed and Sleep, 1981);
- 3) la collision d'un domaine Beltia infra-cambrien et paléozoïque inférieur avec le craton nord-américain d'après Ketner (1977) et Roure (1984).

Après la phase Antler, on assiste du Mississippien au Jurassique inférieur, au démantèlement de la chaîne paléozoïque de l'Antler, et au dépôt de sédiments molassiques sur la marge du craton (Dickinson, 1977; Nilsen et Stewart, 1980). Ces sédiments sont présents de part et d'autre du chevauchement des Roberts Mountains. A partir du Trias, une

sédimentation à prédominance détritique s'installe sur la bordure occidentale du continent nord-américain.

#### I.4.2.2. L'orogénèse Sonoma (Permien supérieur-Trias inférieur)

Inconnue sur le craton nord-américain dans les séries de la marge paléozoïque et sur l'allochtone des Roberts Mountains, la phase de déformation Sonoma permo-triasique est strictement localisée dans l'allochtone de Golconda. La discordance du Trias inférieur (Koipato Group) sur la séquence ophiolitique du Paléozoïque supérieur (formations Havallah et Pumpnickel) demeure sa plus évidente expression. Cette orogénèse permet de regrouper certaines unités isolées de l'Ouest américain. Si cette orogénèse fut considérée comme la conséquence d'une collision entre un arc et le craton (Speed, 1971; Burchfiel et Davis, 1972; 1975; Silberling, 1973; Churkin, 1974; Speed, 1977b, 1979; Schweickert et Snyder, 1981; Bruckner et Snyder, 1981) le fait qu'elle soit localisée dans une seule unité est plutôt un argument en faveur d'une structuration de cette unité avant son accrétion à la marge nord-américaine (Roure et Sosson, 1986).

#### I.4.2.3. L'orogénèse cimmérienne (Trias supérieur-Jurassique inférieur)

Comme l'orogénèse Sonoma, l'orogénèse cimmérienne semble spécifique au domaine des "suspects terranes". Les déformations liées à cette orogénèse ont été observées dans les Blue Mountains (Oregon), les Klamath orientales et dans l'Ouest du Nevada (Roure, 1984; Sosson, 1983). Roure et Sosson (1986) considèrent que cet épisode est responsable de l'édification d'un arc composite, le bloc américano-mexicain, lié à la collision loin du continent nord-américain de plusieurs "suspect terranes". Dans le Sud-Est du Nevada, Oldow et Bartel (1987) considèrent l'orogénèse cimmérienne comme une phase extensive.

#### I.4.2.4. L'orogénèse névadienne (Jurassique supérieur)

Toutes les unités situées structurellement au dessus du chevauchement de Golconda ont subi une déformation plicative et synschisteuse de vergence Sud-Est post-Jurassique moyen et anté-Crétacé inférieur. Vers l'Est, dans les unités des Roberts Mountains, Ketner et Smith (1974) ont décrit des déformations du Jurassique ou du Crétacé inférieur. Dans l'avant-pays, des conglomérats apparaissent dès le Jurassique supérieur vraisemblablement en liaison avec l'orogénèse névadienne active à l'Ouest (Le Vot, 1984; Villien, 1980). Si jusqu'au Jurassique supérieur l'accrétion des "terranes" au craton nord-américain est peu argumentée par les données de terrains, par contre, à partir du Jurassique supérieur ces "suspect terranes" semblent définitivement rattachés au continent nord-américain (Roure et Sosson, 1986). Toutes les unités vont alors connaître la même histoire structurale à partir du Jurassique supérieur.

#### **I.4.3. Les déformations intra-continentales crétacées et paléogènes**

A partir du Crétacé, le Nevada en grande partie émergé va subir une tectonique intra-continentale caractérisée par le transport vers l'Est de toutes les unités des différents domaines. Certains contacts chevauchants anciens sont alors repris (Babaie, 1987).

#### **I.4.4. Les "Basins and Ranges"**

L'évoquation de l'évolution géologique du Nevada ne peut être complète sans quelques lignes sur les "Basins and Ranges". Cette province, une des plus caractéristiques de l'Ouest américain, est constituée de chaînons orientés Nord-Sud séparés par de vastes dépressions, représentant une morphologie de horsts et grabens basculés du Tertiaire.

Son origine encore incomprise est sujet à de nombreuses discussions. De nombreux modèles ont tenté d'expliquer les mécanismes de déformation induisant de telles structures. Deux modèles sont envisagés pour expliquer les mécanismes qui contrôlent l'extension :

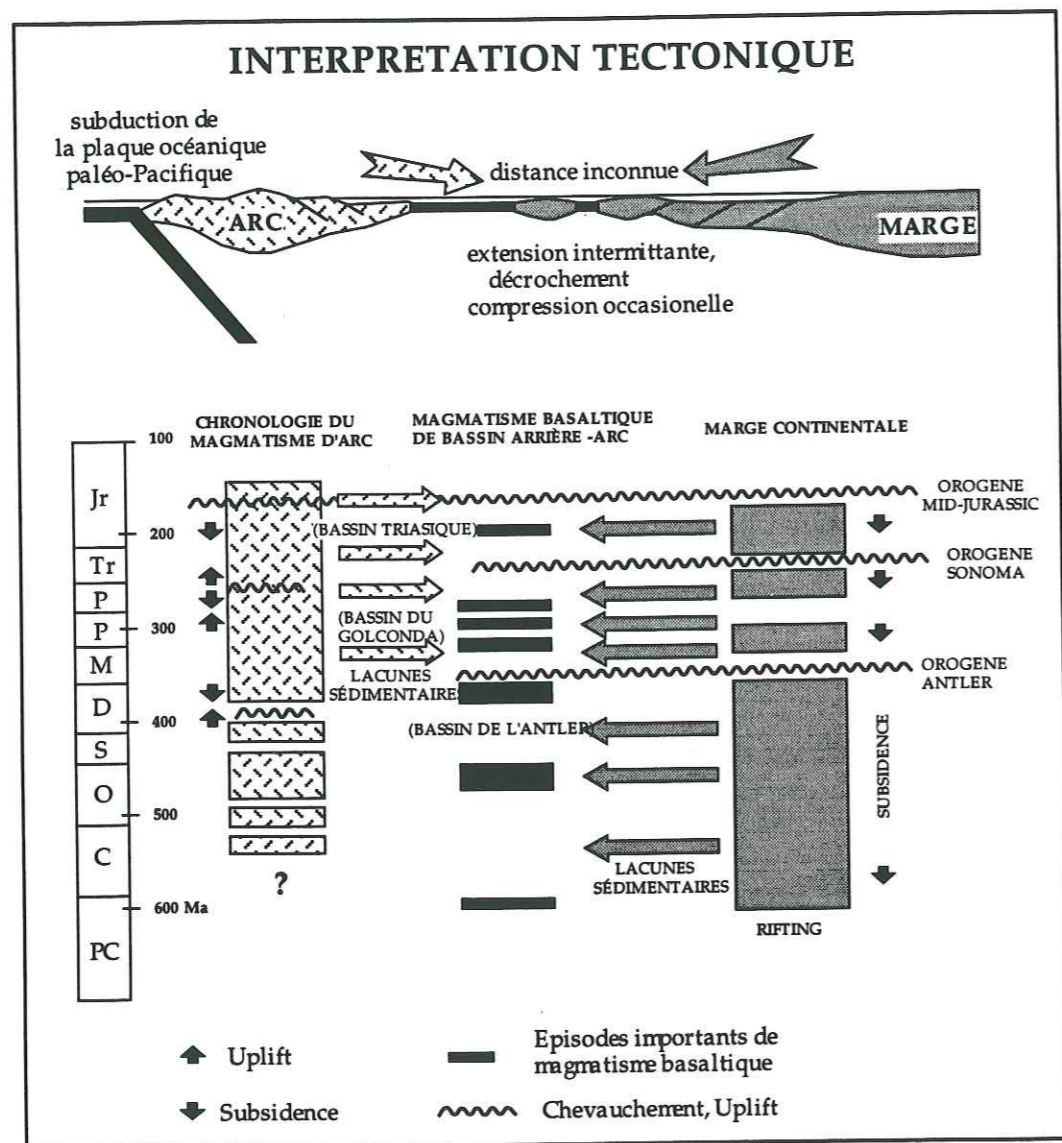
- 1) le premier modèle considère une extension symétrique accommodée, soit par une zone de découplage horizontale à la limite fragile-ductile de la croûte (Eaton, 1979; Smith et Bruhn, 1984), soit par un découplage sur des zones de cisaillement anastomosées;
- 2) le second modèle considère une extension asymétrique sur une zone de cisaillement faiblement pentée atteignant le Moho ou la base de la lithosphère (Wernicke, 1981; Wernicke et Burchfiel, 1982; Wernicke, 1985).

Le contexte géodynamique de la formation des "Basins and Ranges" est lui aussi très discuté, et de nombreux modèles tentent de l'expliquer. Plusieurs de ces modèles lient sa formation à la remontée de panaches mantelliques :

- 1) en position arrière-arc (Scholtz *et al.*, 1971; Karig et Jency, 1972; Thompson et Burke, 1974);
- 2) par l'activité de la ride Est-Pacifique sous la province (Menard, 1960; Cook, 1969; McKee, 1971; Gough, 1974);
- 3) par convection provoquant un rifting (Smith et Sbar, 1974; Suppe *et al.*, 1975).

Pour Atwater (1970), la formation des "Basins and Ranges" est induite par le mouvement coulissant des plaques nord-américaine et pacifique. D'autres auteurs suggèrent que la croûte subit un effondrement gravitaire à la suite d'un sur-épaississement mésozoïque (Coney et Harms, 1984; Gaudemer, 1986; Malavieille, 1987). Finalement le modèle de Michel-Noël (1988) combine chronologiquement les autres :

- 1) effondrement à l'Oligocène;
- 2) extension arrière-arc au Miocène;
- 3) extension asymétrique sur une zone de cisaillement au Plio-Quaternaire.



**Figure I.10 :** Diagramme résumant la chronologie et la nature de la tectonique et du magmatisme des séquences d'arc insulaire et de bassin arrière-arc associées dans les Cordillères nord-américaines au cours du Paléozoïque et leur comparaison avec des événements enregistrés sur la marge continentale (d'après Miller *et al.*, 1992).

## I.5. LES BUTS DE CETTE ÉTUDE

Dans le domaine des "suspect terranes", les séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur présentes dans les Klamath orientales et en Sierra Nevada ont été interprétées par les auteurs américains comme appartenant à un seul et même arc accolé au craton nord-américain durant la phase orogénique Sonoma à la fin du Permien ou au début du Trias. Deux modèles principaux soutiennent cette hypothèse.

Pour Burchfiel et Davis (1981) et Miller *et al.* (1992), cet arc borderait le craton nord-américain, dont il serait séparé par un bassin arrière-arc (Fig. I.10). Le magmatisme observé serait généré par une subduction vers l'Est d'un paléo-Pacifique. Des variations de direction et d'intensité de convergence de la plaque paléo-Pacifique engendreraient différents événements compressifs et extensifs enregistrés au niveau du bassin arrière-arc au cours du temps (Fig. I.10). Inversement, Speed (1979) considère que cet arc est séparé du craton nord-américain par un vaste domaine océanique, le bassin de Golconda (Fig. I.11). Ce domaine de Golconda se subduirait vers l'Ouest sous l'arc, entraînant sa collision avec le continent nord-américain à la fin du Permien début du Trias.

Par opposition à ces deux modèles, Roure et Sosson (1986) font intervenir plusieurs blocs exotiques. Le domaine plutono-volcanique résulterait de la collision d'arcs insulaires formant à la fin du Lias le bloc américano-mexicain (Fig. I.12; Roure, 1984; Roure et Sosson, 1986). Ce bloc serait ensuite entré en collision ou accolé à la marge occidentale nord-américaine suivant un modèle de type taïwanais (Roure et Sosson, 1986) durant l'orogénèse névadienne au Jurassique supérieur.

Depuis la publication de ces différents modèles, de nouvelles données structurales et géochimiques ont été acquises. Depuis les débuts des années 80, l'étude du magmatisme des différentes séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur des Klamath orientales et de Sierra Nevada (Brouxel, 1987; Martin, 1989; Rouer, 1989) permet de préciser les modèles existants, et de constater l'existence de différences géochimiques majeures entre les séquences d'arcs des Klamath orientales et de Sierra Nevada.

Les séquences d'arcs des Klamath orientales représentent un magmatisme d'un arc insulaire océanique, évoluant depuis un stade immature à un stade mature (Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Lapierre *et al.*, 1987; Charvet *et al.*, 1990; Alibert *et al.*, 1991). Par opposition, celles de Sierra Nevada présentent des caractéristiques géochimiques constantes au cours du temps, celles d'un arc insulaire installé sur un fragment continental et dont le magmatisme est fortement influencé par un composant crustal (Rouer et Lapierre, 1989; Rouer *et al.*, 1989a, 1989b).

Dans le Nevada occidental de nombreuses séries d'arcs permo-triasiques sont connues. Représentent-elles un seul arc (Speed, 1979) ou bien sont-elles semblables aux séries des Klamath orientales et de Sierra Nevada? L'un des buts de cette étude, qui rentre dans le cadre d'un projet de coopération NSF-CNRS, est d'élargir nos connaissances des séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur des Klamath orientales et de Sierra Nevada, à celles présentes au



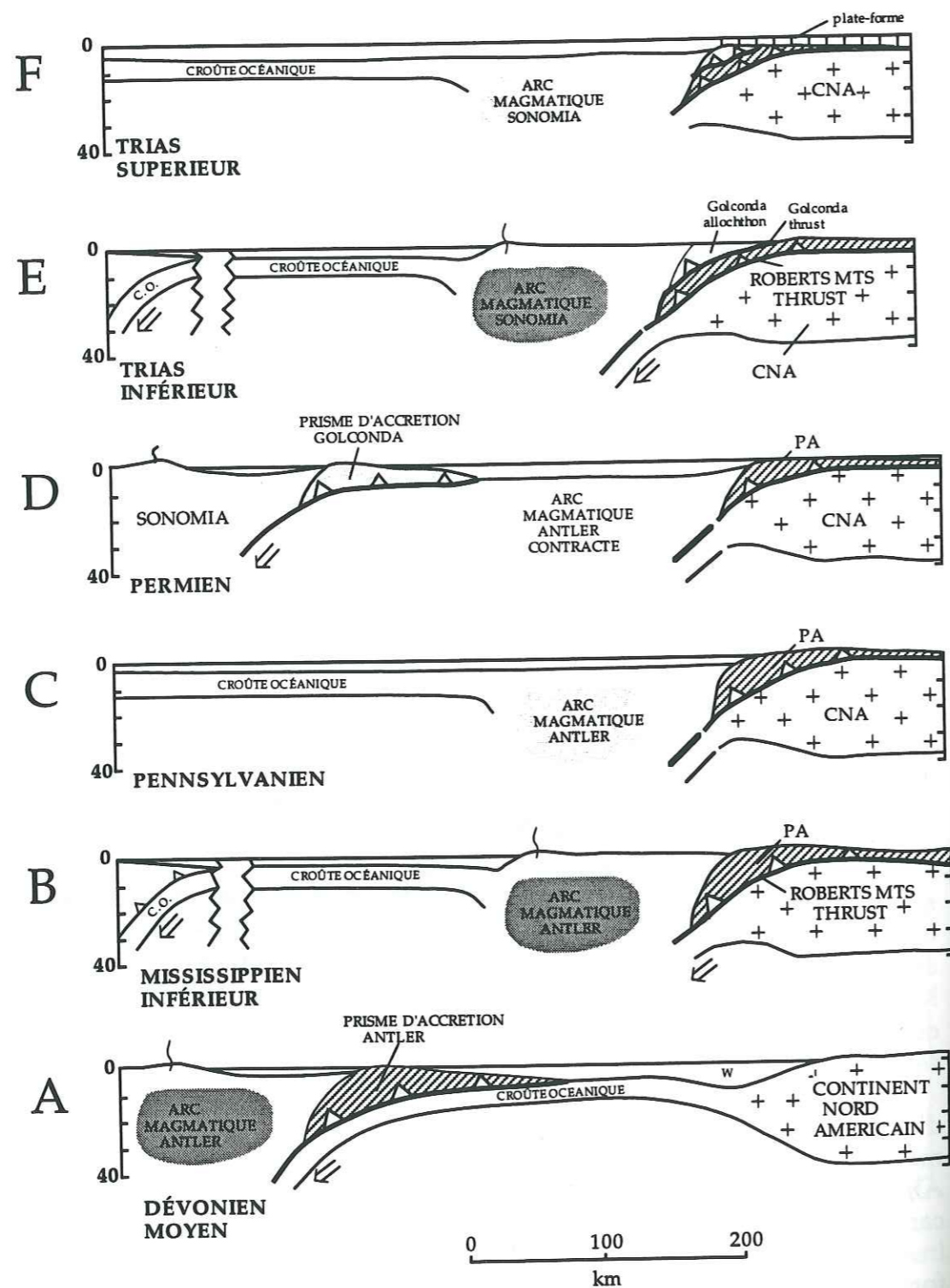


Figure I.11 : Modèle de collision arc-marge passive dans le Great Basin, localisation des prismes d'accrétion des allochtones des Roberts Mountains et du Golconda, d'après Speed (1979) et Speed et Sleep (1982).

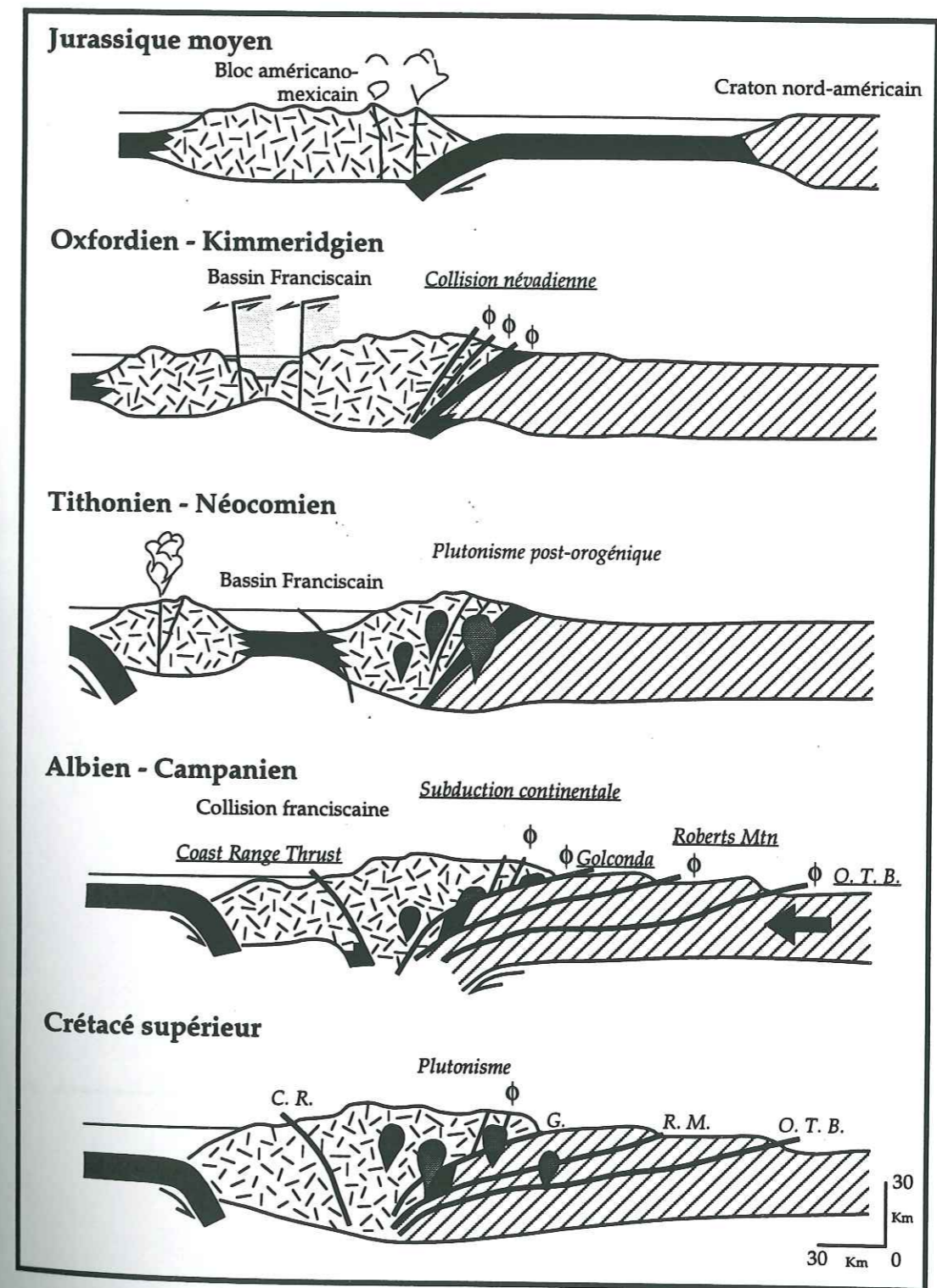


Figure I.12 : Evolution géodynamique (Jurassique à Paléogène) des Cordillères ouest-américaines (Roure et Sosson, 1986).

Nevada occidental. L'étude stratigraphique, structurale et magmatique des séquences d'arcs permo-triasiques du Nevada occidental permettra de mieux connaître l'évolution de la bordure occidentale du craton nord-américain, d'un régime de marge passive au Paléozoïque supérieur à une marge active au Mésozoïque.

## Chapitre II.

# LES SÉQUENCES D'ARC PERMO- TRIASIQUE DU NEVADA : TÉMOINS DE DEUX ARCS INSULAIRES

## Chapitre II. LES SÉQUENCES D'ARC PERMO- TRIASIQUE DU NEVADA : TÉMOINS DE DEUX ARCS INSULAIRES

### II.1. INTRODUCTION

Les séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur affleurent au Nevada occidental dans deux régions distinctes : Black Rock Desert et Excelsior Mountains (Fig. II.1). Dans Black Rock Desert, ces séquences d'arcs sont présentes dans Jackson Mountains, Bilk Creek Mountains et Pine Forest Range (Fig. II.1). Alors qu'au Nevada centro-occidental, on les retrouve dans les Garfield Hills, les Excelsior et Pilots Mountains. Pour Speed (1979) toutes ces séquences d'arcs appartiennent à un seul arc, Sonomia, accréte à la marge nord-américaine à la fin du Permien et/ou au début du Trias.

Les travaux récents de Jones (1990) et Wyld (1990) sur les séquences paléozoïques du Black Rock Desert établissent des corrélations stratigraphiques entre les séquences de Pine Forest Range et Bilk Creek Mountains avec celles de Sierra Nevada, des Klamath orientales ou des Blue Mountains. Toutefois ces auteurs considèrent toujours que ces séquences appartiennent à un même arc frangeant la marge du craton nord-américain.

L'acquisition de nouvelles données notamment géochimiques (Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Lapierre *et al.*, 1987; Rouer et Lapierre, 1989; Rouer *et al.*, 1989a, 1989b; Alibert *et al.*, 1991) a permis de préciser les modèles existants. Pour Lapierre *et al.* (1990), deux arcs insulaires, édifiés sur lithosphère océanique ou continentale et liés à des subductions pentées vers l'Ouest, borderaient le craton nord-américain.

Le but de ce Deuxième Chapitre est de synthétiser les données existantes concernant les différentes séquences d'arcs du Paléozoïque supérieur dans le Nevada occidental, et de les compléter par une étude de l'affinité magmatique des laves observées afin de les comparer avec celles connues dans les Cordillères nord-américaines (Sierra Nevada, Klamath orientales et Blue Mountains).

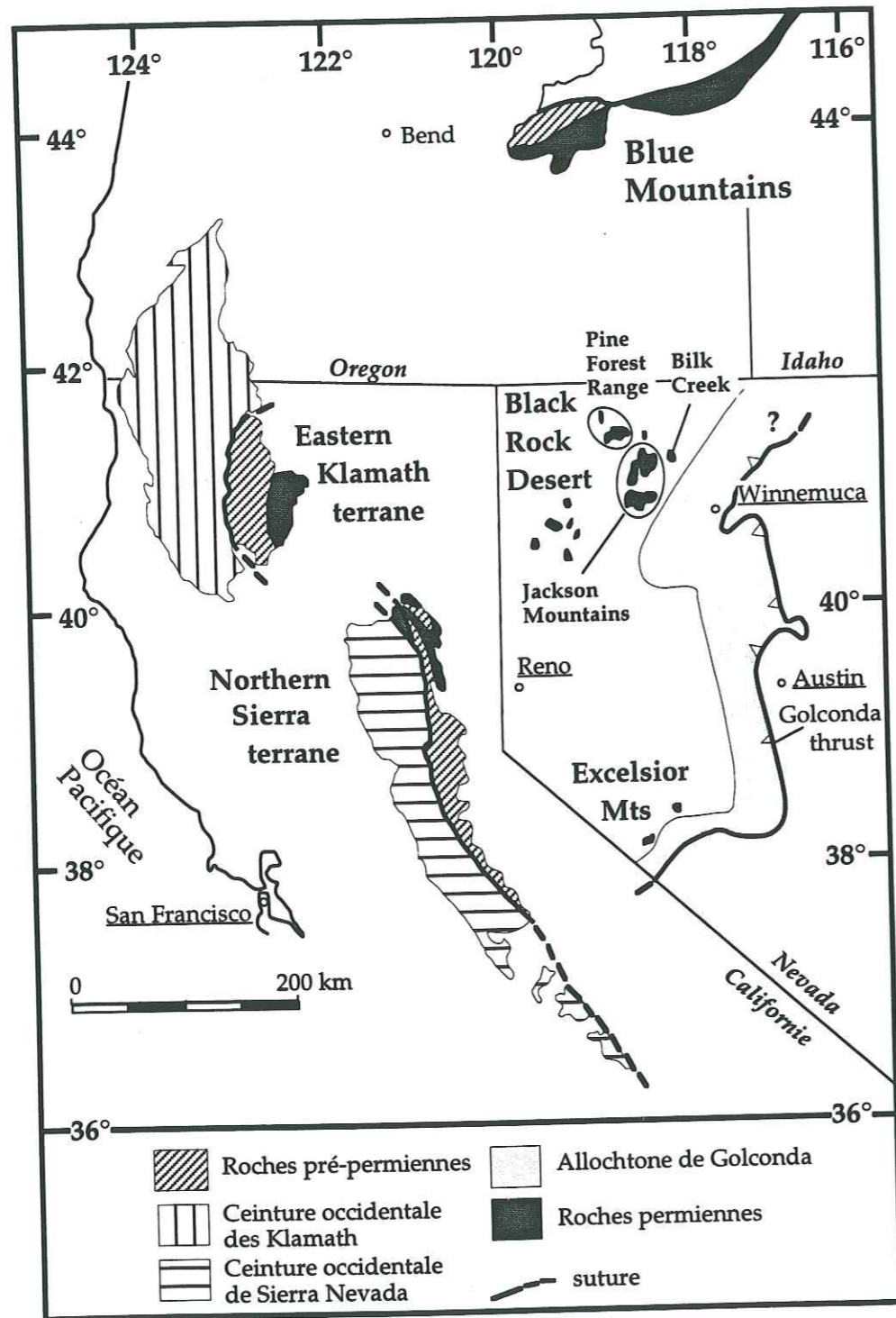


Figure II.1 : Carte géologique simplifiée du domaine cordillérai nord-américain (modifiée d'après Silberling, 1973; Roure, 1984).

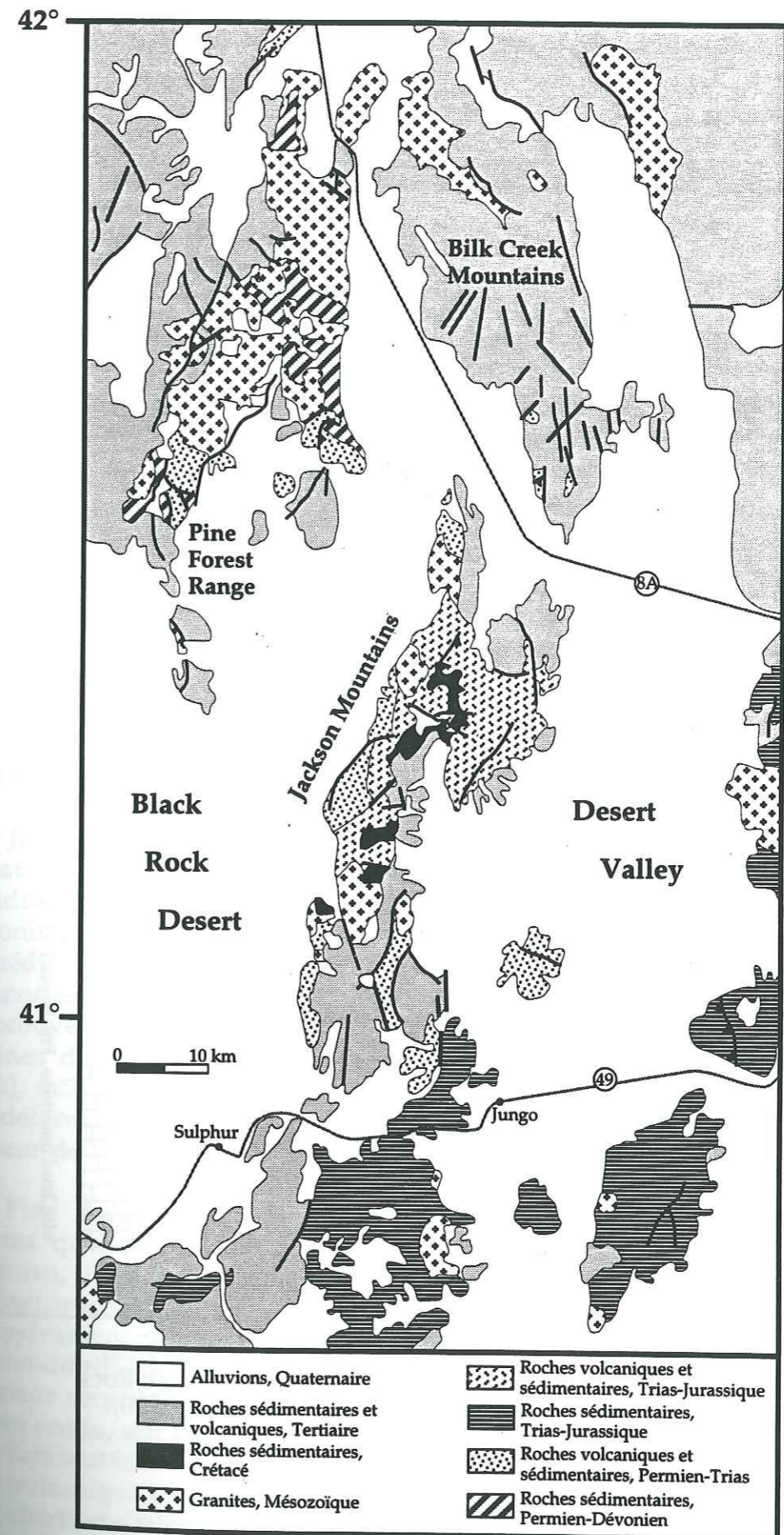


Figure II.2 : Carte géologique simplifiée du Black Rock Desert (modifiée d'après Stewart et Carlson, 1978).

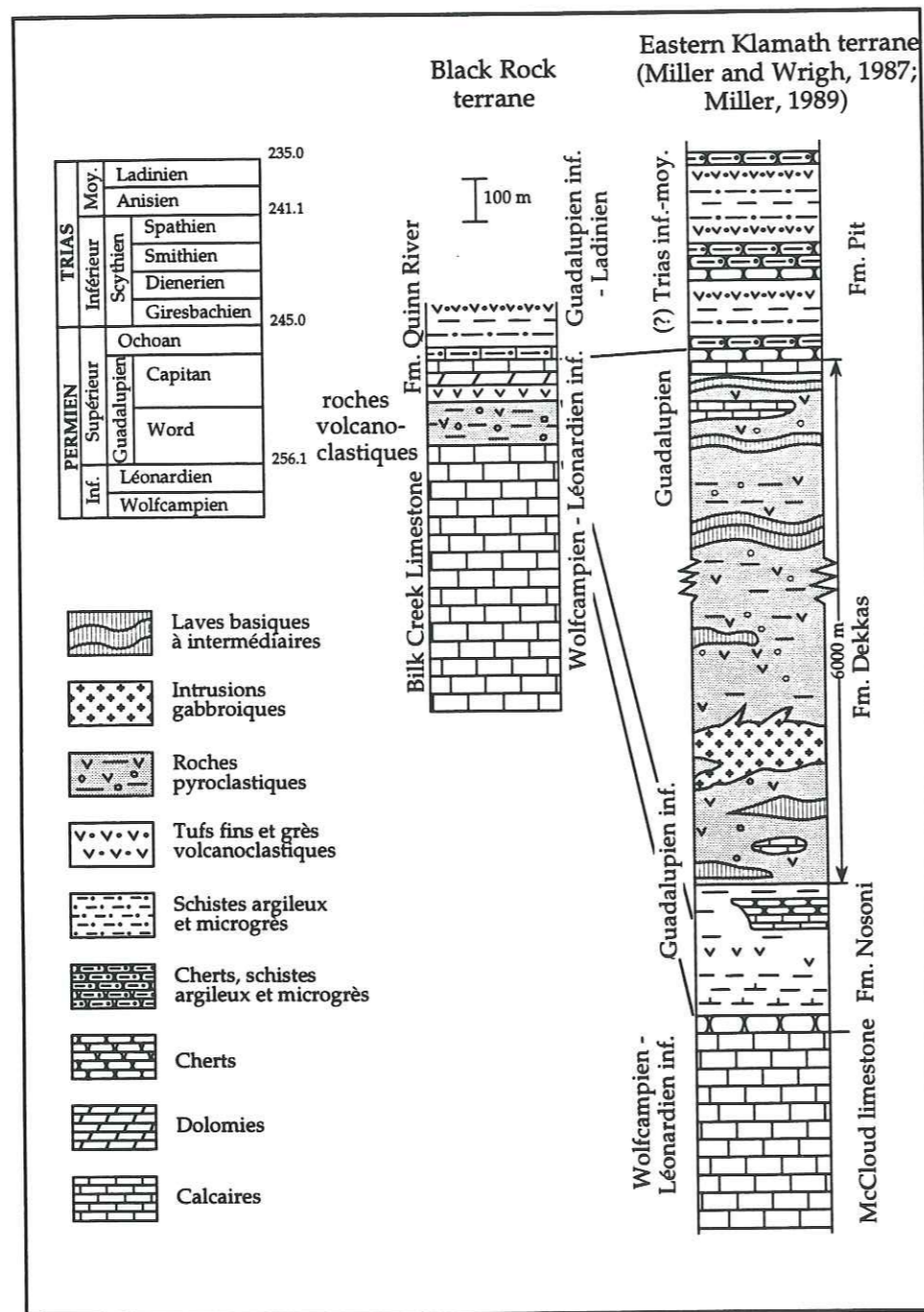


Figure II.3 : Colonne litho-stratigraphique du terrane Eastern Klamath et du terrane Black Rock à Quinn River Crossing (d'après Jones, 1990).

## II.2. ARC INSULAIRE À AFFINITÉ OCÉANIQUE : LES SÉQUENCES DU BLACK ROCK DESERT

### II.2.1. Introduction

Dans Black Rock Desert, au nord du 41<sup>ème</sup> parallèle, les formations permo-triasiques affleurent dans trois chaînons : Bilk Creek Mountains, Jackson Mountains et Pine Forest Range (Fig. II.2). Ces chaînons sont séparés par de vastes dépressions créées lors de la formation des "Basins and Ranges".

À Bilk Creek Mountains, les deux unités cartographiques observées par Jones (1990), les "terrane" Black Rock et Jackson, sont séparés par le chevauchement de Quinn River. Le "terrane" Jackson est constitué de sédiments grésopélitiques paléozoïques surmontés en concordance par des calcaires bioclastiques à fusulines. Le "terrane" Black Rock, constitué de roches permo-triasiques, est caractérisé par des calcaires permien inférieurs (Formation Bilk Creek), recouverts par des roches volcaniques et volcanoclastiques permiennes (Fig. II.3). Finalement, des dolomies, des grès et des pélites permo-triasiques (Formation Quinn River) surmontent la séquence volcano-détritique permienne (Jones, 1990). Les données lithologiques et paléontologiques (fusulines permiennes et radiolaires triasiques) indiquent que le "terrane" Black Rock présente de fortes similitudes avec le "terrane" Eastern Klamath (Jones, 1990).

À Jackson Mountains, la séquence stratigraphique débute par une formation du Paléozoïque supérieur (Formation McGill) constituée de turbidites qui renferment des faunes remaniées du Dévonien au Carbonifère. Cette séquence paléozoïque est recouverte en discordance par des sédiments triasiques, terrigènes à la base évoluant vers des faciès volcanoclastiques au sommet (Unit X-Boulder Creek Beds; Fig. II.4). Le Trias est recouvert en discordance par des laves et des brèches volcaniques calcaires du Jurassique moyen à supérieur (Fig. II.4; Formation Happy Creek), marquant une activité volcanique de marge active. Toutes ces séries sont déformées et métamorphosées avant le dépôt des molasses du Crétacé inférieur de la formation King Lear.

À Pine Forest Range, la séquence Paléozoïque-Trias débute par des schistes quartzo-feldspathiques associés à des amphibolites (peut-être Dévonien; Fig. II.4), recouverts par une séquence détritique siliceuse mississippienne devenant volcanoclastique vers le sommet. Le Pennsylvanien débute par des carbonates recouverts par une séquence volcano-détritique permienne (Fig. II.4). Localement, affleure un Permien supérieur constitué de cherts et de shales. Le Trias peut être subdivisé en quatre unités, soit de bas en haut (Fig. II.4) :

- (1) carbonatée et clastique;
- (2) volcanique et volcanoclastique;
- (3) cherts et shales;
- (4) volcanique et volcanoclastique.

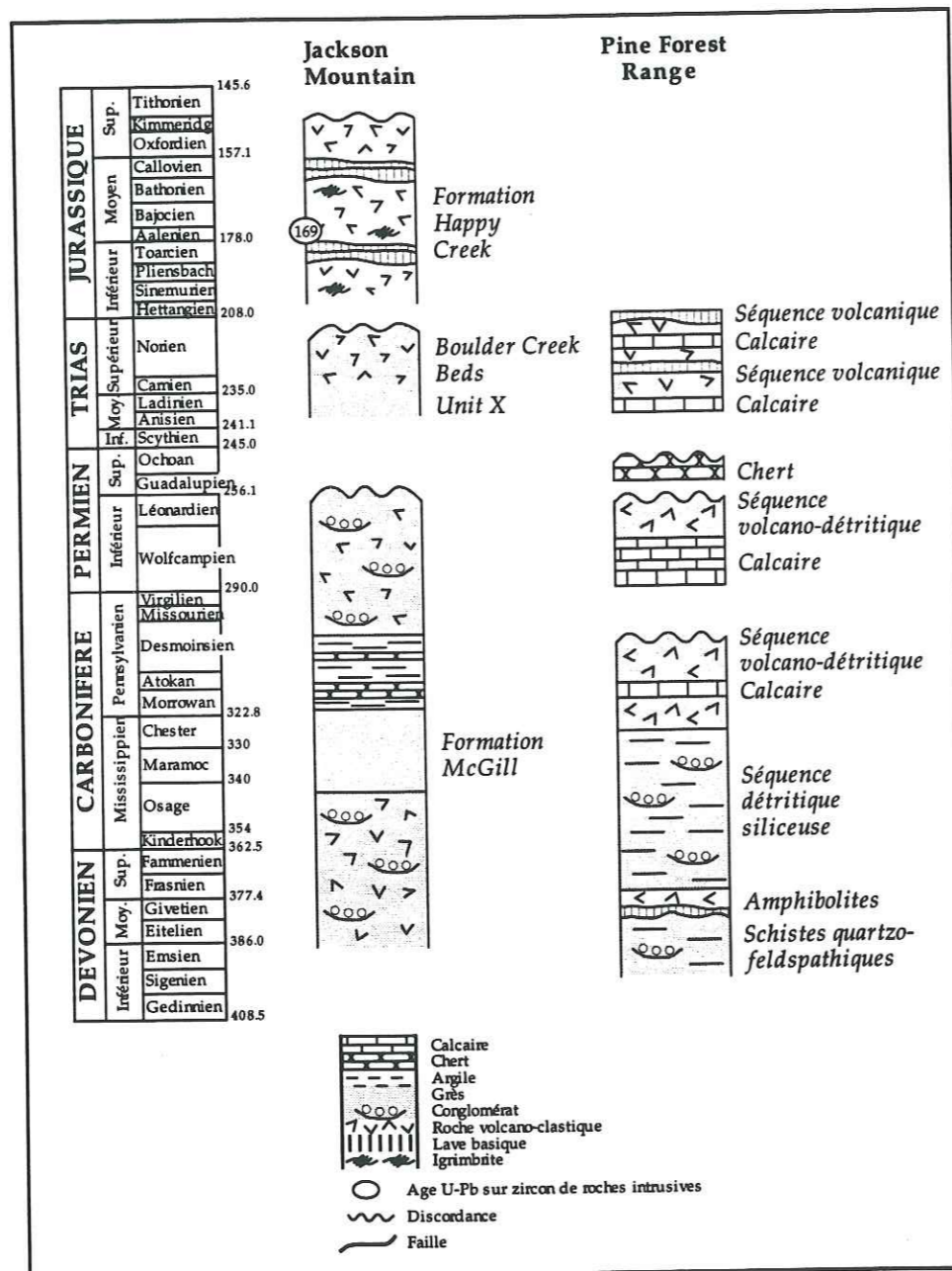


Figure II.4 : Colonnes litho-stratigraphiques simplifiées des séquences de Jackson Mountains (modifiées d'après Russell, 1981) et de Pine Forest Range (d'après Wyld, 1990).

D'après Wyld (1990), cette séquence du Paléozoïque-Trias présente de nombreuses similitudes avec les séquences de même âge de Sierra Nevada, des Klamath orientales et des Blue Mountains.

## II.2.2. Les séquences d'arcs du Black Rock Desert

L'article ci-après intitulé :

Les séquences d'arcs insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats-Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines, H. Lapiere, J. Charvet, O. Blein et O. Rouer, *Bull. Soc. géol. France*, 1994, t. 165, n°6, pp. 541-557;

présente de nouvelles données structurales, pétrographiques et géochimiques des formations volcaniques permo-triasiques de Bilk Creek et triasiques de Pine Forest Range.

## Les séquences d'arcs insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats-Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines

par Henriette LAPIERRE\*, Jacques CHARVET\*\*, Olivier BLEIN\* et Olivier ROUER\*\*\*

*Mots clefs.* - Arcs insulaires, Paléozoïque, Trias, Pétrologie, Géochimie, Géodynamique, Ouest américain.

*Résumé.* - Au Nevada occidental deux types de séquences d'arc du Paléozoïque-Trias sont connues. Le premier type, représenté par la séquence de Bilk Creek, comprend un Carbonifère détritique et siliceux, auquel succède un Permien volcanique et carbonaté à fusulines. Le Trias concordant est volcanoclastique et radiolaritique. Le volcanisme daté du Permien inférieur débute par des basaltes calco-alcalins et se termine par de rares épanchements rhyolitiques à affinité tholéiitique d'arc. Cette séquence est tout à fait comparable au Paléozoïque supérieur-Trias des Klamath orientales et des Blue Mountains.

Le deuxième type affleure à Pine Forest Range et Jackson Mountains. L'extrême base du Paléozoïque est mal datée. Au Carbonifère inférieur, la sédimentation est d'abord détritique et volcanoclastique puis devient calcaire et néritique au Mississippien-Permien. Le Trias discordant comprend des calcaires, des grès et des conglomérats riches en débris volcaniques dans lesquels s'interstratifient des basaltes calco-alcalins et des pyroclastites. Cette discordance, marquée par l'émersion des calcaires permien et un conglomérat à la base du Trias est induite par la phase orogénique fini-permienne de Sonoma. Le Paléozoïque de Pine Forest Range ressemble à celui du nord de la Sierra Nevada car il est affecté par la phase Sonoma mais il s'en distingue par la présence d'un volcanisme calco-alcalin au Trias, inconnu en Sierra Nevada.

Ainsi, l'arc Paléozoïque-Trias des Klamath-Blue Mountains édifié sur lithosphère océanique s'étend jusqu'au Nevada occidental, immédiatement à l'ouest du chevauchement du Golconda. De la même manière, les séquences volcanogènes permien du Nevada méridional et occidental peuvent être corrélées à l'arc édifié sur substratum continental de Sierra Nevada. Un tel dispositif de séquences d'arc édifiées pour partie sur lithosphère océanique et pour partie sur croûte continentale évoque pour le contexte géodynamique des Cordillères nord-américaines au Paléozoïque supérieur-Trias un modèle proche de celui des arcs actuels de Java-Banda.

### The Permian-Triassic arc sequences of northwestern Nevada (USA): key elements in the geodynamic evolution of the Cordilleran

*Key-words.* - Island arcs, Palaeozoic, Triassic, Petrology, Geochemistry, Geodynamic, Western United States.

*Abstract.* - In western Nevada, two types of Palaeozoic-Triassic arc sequences are exposed. The first type known as Bilk Creek sequence consists of Carboniferous chert-quartzite arenites overlain conformably by Permian fusulinids-bearing carbonates and

\* Lab. Géodynamique des Chaînes Alpines URA-CNRS 69, Univ. Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, F. 38031 Grenoble Cedex.

\*\* Lab. Géologie structurale, URA-CNRS 1366, GDR 969, Univ. d'Orléans, B.P. 6957, F. 45067 Orléans Cedex 02.

\*\*\* CRSCM - CNRS, 1A rue de la Ferrollerie, F. 45071 Orléans Cedex 2.

Manuscrit déposé le 27 janvier 1994; accepté après révision le 3 juin 1994.

Triassic volcanoclastic sandstones and radiolarian cherts. The Permian arc is composed of calc-alkaline pillow basalts and tholeiitic rhyolites. The Bilk Creek Palaeozoic-Triassic arc sequence shows striking similarities with the eastern Klamath Mountains and Blue Mountains arc terranes: *i.e.*, Permian fusulinids and Permian-Triassic radiolarian faunas; Carboniferous and Triassic siliceous and detrital sedimentation; Permian calc-alkaline mafic lavas and arc-tholeiitic rhyolites.

The second type of sequence are exposed at Pine Forest Range. The Lower Carboniferous consists of detrital and volcanoclastic sediments while brachiopod and crinoid-bearing carbonates prevail in the Upper Carboniferous and Permian sequence. The Triassic beds made up of carbonates, sandstones and volcanoclastic rocks as well as calc-alkaline volcanic and pyroclastic rocks rest unconformably on the older strata. This unconformity, marked by a basal conglomerate and hard grounds on the Permian carbonate surface, is linked to the Late Permian Sonoma orogeny. The Pine Forest Palaeozoic rocks are affected like those of the northern Sierra terrane by the Sonoma orogeny. The difference between these two arc sequences lies in the presence of arc volcanism during the Triassic in the Pine Forest Range. Such a volcanism is unknown in Sierra Nevada.

Thus, the intra-oceanic eastern Klamath-Blue Mountains arc sequences of Palaeozoic-Triassic age extend up to western Nevada. Similarly, the continent-based arc sequence of northern Sierra terrane can be correlated with coeval Permian arc rocks exposed in southern and western Nevada. Thus, during the late Palaeozoic-Triassic times, the North American Cordillera encompasses a complex set of mostly sub-marine arc sequences built on continental and oceanic fragments located above an oceanic subduction. We suggest that these various late Palaeozoic-early Mesozoic arc segments rimmed the North American craton much as the Recent Sunda-Banda arcs rim Asia and Australian cratons.

### Extended abstract

#### I. - Introduction

The Cordillera (fig. 1) extends from Alaska down to Mexico and is composed of several continental and oceanic fragments that accreted to North America since the late Devonian. It is classically admitted that these accretions are related to subductions dipping to the east and becoming younger westwards [Roberts *et al.*, 1958; Silberling, 1973; Jones *et al.*, 1976]. The late Palaeozoic arc sequences exposed in the eastern Klamath Mountains, northern Sierra Nevada, Oregon and Nevada were interpreted to belong to a single arc system that collided with cratonic America during the late Permian-early Triassic when occurred the Sonoma orogeny. For Burchfiel and Davis [1981] and Miller *et al.* [1992], this arc was fringing North America. In contrast, for Speed [1979] this arc was built on the far travelled Sonoma microplate that was divided from the North American plate by the Golconda basin.

Lithologic, age, structural, biogeographic and geochemical data indicate that the Black Rock terrane at Quinn River is correlative with the eastern Klamath terrane in northern California [Wyld, 1990; Jones, 1990] and the Blue Mountains in northern Oregon [Charvet *et al.*, 1990]. It therefore may have a similar basement. Isotopic data on the arc rocks indicate that the eastern Klamath island arc terrane was built on oceanic crust [Brouxel *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Alibert *et al.*, 1991]. Palaeozoic island arc rocks of the northern Sierra Nevada in contrast have continental affinities [Rouer *et al.*, 1989].

## II. - Geologic setting

In northwestern Nevada, the arc rocks of Palaeozoic to early Triassic age are exposed in the Bilk Creek Mountains and Pine Forest Range, located in the Black Desert region (fig. 2). In the southern extremity of Bilk Creek Range, Jones [1990] has recognized two distinct terranes: (i) the Black Rock terrane composed of Palaeozoic chert-quartzite arenite (Pzqa), tectonically overlain (Quinn River thrust) by Permian to Triassic strata; (ii) the Jackson terrane formed of ash-tuffs in which are included blocks of Permian limestones and Jurassic hornblende-rich diorites. The Black Rock and Jackson terranes are overlain unconformably by Upper Cretaceous-Tertiary rocks (fig. 3).

Palaeozoic rocks are exposed at Pine Forest Range. They are overlain unconformably by Triassic sandstones, volcanic rocks and limestones (fig. 2) [Wyld, 1990].

## III. The Permian-Triassic volcanic and sedimentary rocks from Bilk Creek Mountains

The NW-SE cross sections shown in figure 4 illustrate the lithostratigraphic successions of the Palaeozoic and Triassic rocks and the structural relations between the Black Rock and Jackson terranes (figs. 3). The Palaeozoic-Triassic sequence is composed of four units that are from base to top:

(i) a chert-quartzite arenite unit (Pzqa) that shows many similarities with the Bragdon Fm. of Carboniferous age exposed in the eastern Klamath Mountains;

(ii) the Lower Permian Bilk Creek limestones (Pbc) that yielded fusulinids similar to those found in the Mc Cloud Fm. in the eastern Klamath Mountains;

(iii) detrital and volcanoclastic sediments (Psv) in which are interbedded tuffs, pillow basalts (NE 5, NE 26) and rhyolites (NE 27);

(iv) limestones and calcarenites partly dolomitized of late Permian age overlain conformably by Triassic radiolarites, mudstones and tuffs (PTRqr).

Locally, the Triassic strata are thrust (Quinn River thrust) upon the Upper Permian limestones. The absence of any unconformity between the Permian and Triassic rocks indicates that the Sonoma tectonic disturbance did not affect the Black Rock terrane.

The Bilk Creek limestones are intruded by a hornblende-rich diorite porphyry of Jurassic age ( $184 \pm 7$  Ma;  $191 \pm 9$  Ma) [Jones, 1990].

The basaltic andesites (NE 9A-B, NE 10; table I) are highly altered and no igneous minerals are preserved. Orthopyroxene and clinopyroxene phenocrysts are replaced by smectite + chlorite + calcite. Pumpellyite and prehnite occur as filling vesicles. These rocks are Ti-poor (table I). They are light rare earth elements (LREE) enriched [(La/Yb)<sub>N</sub> = 3; fig. 6A] and show features of calc-alkaline rocks in the spidergrams normalized to N-MORB (fig. 6A') [Sun and McDonough, 1989]. Their  $\epsilon Nd_{(T=250 \text{ Ma})}$  is +5,4.

The rhyodacite (NE 27; table I) shows tholeiitic affinities (fig. 6B and 6B'). They share with the basalts similar  $\epsilon Nd$  ratios (+5,5)

## IV. - The Palaeozoic and Triassic volcanic and sedimentary rocks from Pine Forest Range

The Palaeozoic sequence from Pine Forest Range consists of quartzites, schists and amphibolites metamorphosed by Jurassic and Cretaceous plutons. These metamorphic rocks are overlain by Mississippian sandstones [Cvs and Ct; Wyld, 1990; fig. 5A] and biocalcarenes (Cl; fig. 5A) that, in turn, are capped by Pennsylvanian carbonates and tuffs. The uppermost Palaeozoic strata are composed of Lower Permian limestones and conglomerates. Hard grounds are present on the top of the Permian limestones that are overlain unconformably by Triassic conglomerates (fig. 5B). This gap in the sedimentation between the early Permian and the mid-Triassic is linked to the presence of the Sonoma orogeny. The mid- to Upper Triassic is formed of limestones, lava flows, volcanoclastic and pyroclastic rocks.

The basaltic andesites (BC3, BC9, BC10; table I) are clinopyroxene-orthopyroxene-plagioclase phyric. Orthopyroxene and plagioclase are altered while clinopyroxene is fresh and shows augite to diopside composition. These mafic lavas exhibit calc-alkaline affinities because, they are Ti- and Nb- depleted (fig. 6D') and LREE enriched [(La/Yb)<sub>N</sub> = 2.2-2.5; fig. 6D]. Moreover, their incompatible elements ratios fall in the range of arc calc-alkaline suites (table I).

## V. - Comparison with the Palaeozoic-Triassic from the Cordillera

The Palaeozoic and Triassic rocks from Bilk Creek Mountains show many similarities with those exposed in the eastern Klamath Mountains [Silberling and Jones, 1982; Jones *et al.*, 1988; Jones, 1990]. In both areas, detrital and siliceous sediments followed by carbonates prevailed during the Carboniferous and Permian respectively. Both areas exhibit identical Permian fusulinids and Triassic radiolaria. In both areas, the Sonoma orogeny is absent. Finally, in both arc sequences, calc-alkaline mafic lavas (figs. 6A and 6A') erupted during the early Permian while felsic tholeiitic lavas (fig. 6B) characterize the end of the arc activity during the late Permian-early Triassic.

The Palaeozoic-Triassic from Pine Forest Range and the northern Sierra Nevada arc terrane are affected by the Sonoma orogeny but in northern Sierra Nevada, the arc volcanism ceased late Permian. The Triassic mafic calc-alkaline volcanism from Pine Forest Range differs from those of the Koipato and Blue Mountains. In the Koipato, the volcanism consists of aerial K-rich calc-alkaline rhyolites and ignimbrites emitted in an active continental margin environment. In the Blue Mountains, the arc magmatic activity consists of mafic tholeiitic and/or calc-alkaline mafic pillow lavas (figs. 6C and 6C').



**Conclusions**

Thus, the eastern Klamath-Blue Mountains intra-oceanic arc sequences of Palaeozoic-Triassic age extend up to western Nevada. Similarly, the continent-based arc sequence of northern Sierra terrane can be correlated with coeval Permian arc rocks exposed in southern and western Nevada. During the Late Palaeozoic-Triassic, the North American Cordillera encompasses a complex set of mostly sub-marine arc sequences built on continental and oceanic fragments located above an oceanic subduction.

These diverse late Palaeozoic-early Mesozoic arc segments rimmed the North American craton much as the Recent Sunda-Banda arcs rim Asia and Australian cratons. The late Permian-early Triassic Sonoma orogeny could correspond to the collision of the northern Sierra Nevada arc with the North American craton, while the eastern Klamath-Blue Mountains intra-oceanic arc, located farther west, accreted to North America only at the late Triassic (Fig. 7).

**I. - INTRODUCTION**

Les Cordillères nord-américaines (fig. 1) qui s'étendent depuis l'Alaska jusqu'au Mexique sont classiquement interprétées comme formées par un puzzle de fragments lithosphériques continentaux et/ou océaniques accrétés à la marge occidentale du craton nord-américain depuis la fin du Dévonien jusqu'au milieu du Crétacé. Selon de nombreux auteurs, ces accrétions seraient liées à des subductions océaniques sous le craton nord-américain qui seraient de plus en plus jeunes en allant vers l'Ouest [Roberts *et al.*, 1958; Silberling, 1973; Jones *et al.*, 1976].

Les séries d'arc du Paléozoïque supérieur présentes en Californie, en Oregon et au Nevada sont interprétées comme appartenant à un seul et même arc accolé au craton nord-américain durant la phase Sonoma survenue à la fin du Permien ou au début du Trias. Pour Burchfiel et Davis [1981], Miller *et al.* [1992], cet arc bordait le craton nord-américain.

Inversement, Speed [1979] considère que cet arc édifié sur la microplaque continentale de Sonomia était séparé du craton américain par un vaste bassin océanique dit de Golconda.

En 1986, Roure et Sosson proposent un modèle quelque peu différent. L'édification des Cordillères se serait faite en deux temps. Au cours du Paléozoïque et du Trias, la collision d'arcs insulaires associée à la fermeture de bassins marginaux conduit à la formation d'un bloc composite appelé américano-mexicain, qui s'accrète à la marge occidentale nord-américaine à la fin du Jurassique lors de la phase névadienne.

L'acquisition de nouvelles données :

(i) *structurales* - présence de la phase Antler dans les Klamath orientales [Charvet *et al.*, 1989] et en Sierra Nevada septentrionale [Varga et Moores, 1981; Schweickert et Snyder, 1981; Hanson et Schweickert, 1986; Schweickert et Lahren, 1987];

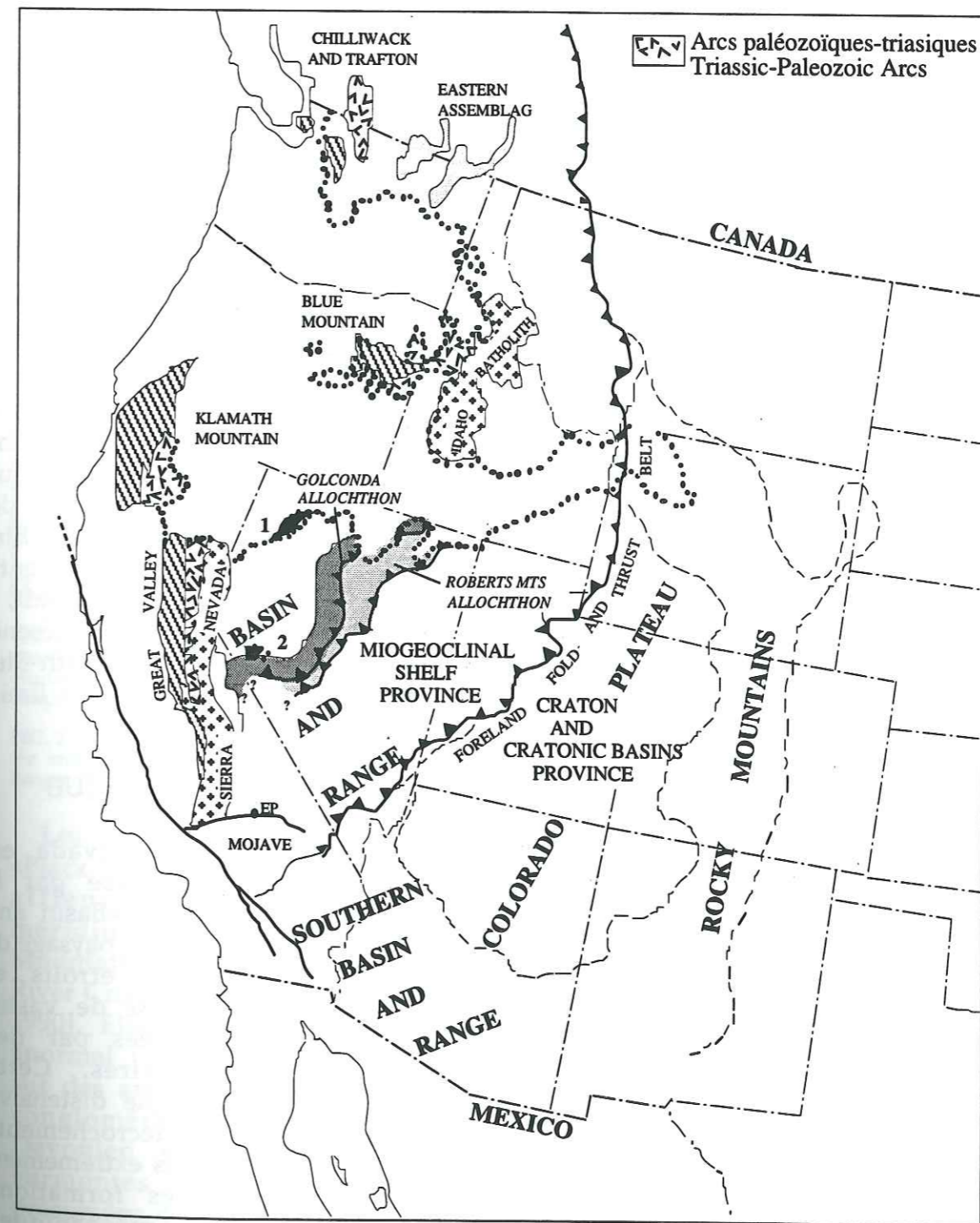


FIG. 1. - Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines montrant la localisation des séquences volcano-sédimentaires d'arc paléozoïques et triasiques [d'après Miller *et al.*, 1992]. 1 : Quinn River et Pine Forest Range; 2 : Excelsior Ranges (formation permienne de Black Dyke).

FIG. 1. - Simplified map of the North American Cordillera showing the location of the Palaeozoic and early Mesozoic arcs sequences [after Miller *et al.*, 1991]. 1 : Quinn River and Pine Forest Range; 2 : Excelsior Ranges (Lower Permian Black Dyke Formation).

(ii) *géochimiques* - magmas orogéniques paléozoïques dépourvus [Brouxel *et al.* 1987 et 1988; Lapierre *et al.*, 1987; Charvet *et al.*, 1990; Alibert *et al.*, 1991] ou non de contamination crustale [Rouer et Lapierre, 1989; Rouer *et al.*, 1989] nous a conduits à préciser le modèle proposé par Rouer et Sosson [1986]. Nous pensons que le craton nord-américain était bordé par deux arcs insulaires totalement distincts édifiés respectivement sur des lithosphères océanique (Klamath orientales et Blue Mountains) et continentale (Sierra Nevada). Le développement de ces arcs était lié à des subductions pentées vers l'Ouest [Lapierre *et al.*, 1990]. Ce n'est qu'au Trias supérieur que ces arcs se sont soudés pour former le bloc américano-mexicain qui, depuis la fin du Jurassique, fait partie intégrante des Cordillères.

Des séries d'arc paléozoïques sont aussi connues au Nevada occidental. Appartiennent-elles toutes au même arc à substratum continental (microplaque Sonomia) comme le pense Speed [1979] ou sont-elles à rattacher aux arcs des Klamath-Blue Mountains ou de Sierra Nevada ? Les formations paléozoïques et triasiques de Quinn River Crossing et de Pine Forest Range (fig. 2) ont été récemment considérées comme les prolongements des séries d'arc des Klamath orientales, des Blue Mountains et de Sierra Nevada [Wyld, 1990; Jones, 1990]. Jones [1990] est encore plus précise puisqu'elle admet que le Permien de «Black Rock terrane» (Quinn River; fig. 2) est en tous points comparable à celui des Klamath orientales. Par ailleurs, des

données pétrographiques et géochimiques préliminaires indiquent que les laves calco-alcalines permienes de Black Dyke, présentes dans les chaînons d'Excelsior au Nevada méridional (fig. 1) ressemblent fortement à celles de Sierra Nevada [Lapierre *et al.*, 1992; Blein *et al.*, 1993; 1994].

Cette étude est consacrée aux caractères stratigraphiques et structuraux du Paléozoïque et du Trias de Quinn River et de Pine Forest. Elle est complétée par l'analyse pétrographique et géochimique des composants volcaniques. Puis ce Paléozoïque-Trias sera comparé à celui des Klamath orientales et des Blue Mountains. Si la similitude entre ces deux séries se confirmait, il faudra alors expliquer la présence de témoins de l'arc Klamath-Blue Mountains si proches de la limite orientale des Cordillères.

## II. - CADRE GÉOLOGIQUE

La géologie du Nevada est profondément marquée par la phase distensive des «Basin and Range» qui a induit un paysage de chaînons nord-sud étroits et linéaires séparés par de vastes dépressions comblées par des dépôts alluvionnaires. Cette importante tectonique distensive accompagnée de décrochements rend les corrélations extrêmement difficiles entre les formations paléozoïques et mésozoïques affleurant dans les chaînons.

Le Paléozoïque et le Trias présents dans la région de Black Rock Desert affleurent dans deux chaînons nord-sud, soit d'Est en Ouest : Bilk Creek Mountains et Pine Forest Range (fig. 2).

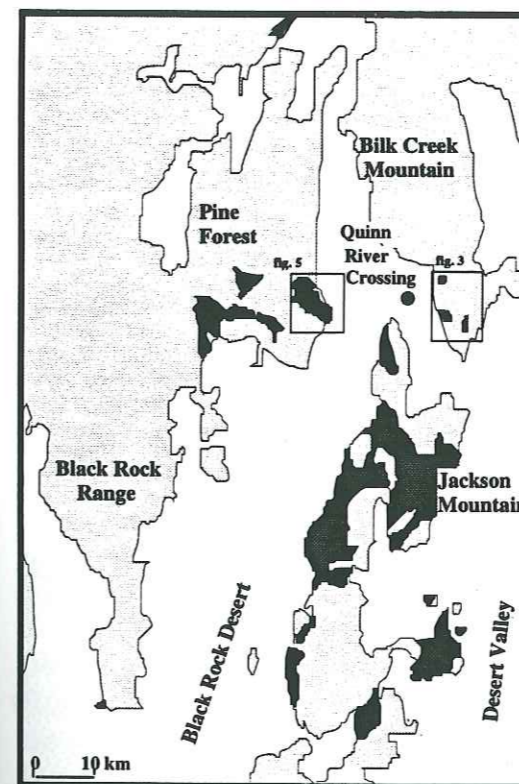


FIG. 2. - Carte schématique du Nevada occidental montrant la localisation des secteurs étudiés (Bilk Creek et Pine Forest Ranges) [d'après Wyld, 1990].

FIG. 2. - Sketch map showing the localisation of the studied areas (Bilk Creek and Pine Forest Ranges) [after Wyld, 1990].

Les formations permienes de «Black Rock terrane» [Jones, 1990] affleurent à l'extrémité méridionale de Bilk Creek Mountains, non loin de Quinn River Crossing (figs. 2 et 3) [Jones, 1990]. Elles reposent en contact anormal («Quinn River thrust») sur des arénites siliceuses et des conglomérats postérieurs au Dévonien moyen et qui sont surmontés par des cinérites présumées du Jurassique, à blocs de roches ignées et calcaires («Jackson terrane»).

«Le Black Rock terrane» comprend un Permien inférieur représenté par des calcaires, des laves et des siltites, surmonté par un Permo-Trias siliceux et volcanoclastique.

Les «Black Rock et Jackson terranes» sont recouverts en discordance par du Crétacé supérieur-Tertiaire. Les faunes permienes [fusulinidés du Permien inférieur; Skinner et Wilde, 1966; radiolaires du Permien supérieur; Silberling et Jones, 1982] et triasiques [Silberling et Jones, 1982] sont identiques à celles des Klamath orientales. En outre, la similitude entre ces deux régions est confortée par l'absence de toute déformation liée à la phase Sonoma, survenue à la limite du Permien-Trias [Silberling et Jones, 1982]. C'est pourquoi Skinner et Wilde [1966], Silberling et Jones [1982] considèrent que les formations permo-triasiques de Black Desert et des Klamath orientales appartiennent au même domaine tectono-stratigraphique. Cette idée n'est pas partagée par tous puisque Speed [1979], Ketner et Wardlaw [1981] considèrent que les formations permienes de Black Desert appartiennent, comme toutes celles du Nevada, à la microplaque Sonomia. Elles font donc alors partie du «Golconda allochthon» déformé lors de la phase Sonoma.

Le chaînon de Pine Forest Range est formé essentiellement de Paléozoïque surmonté par un Trias détritique, calcaire et volcanique. Le Paléozoïque pourrait être corrélé à celui du chaînon de Bilk Creek alors que le Trias serait à rattacher au Mésozoïque de Jackson Mountain qui se continue jusqu'au Jurassique terminal par les laves calco-alcalines de la Formation de Happy Creek. Ces dernières appartiennent déjà à l'histoire névadienne des Cordillères nord-

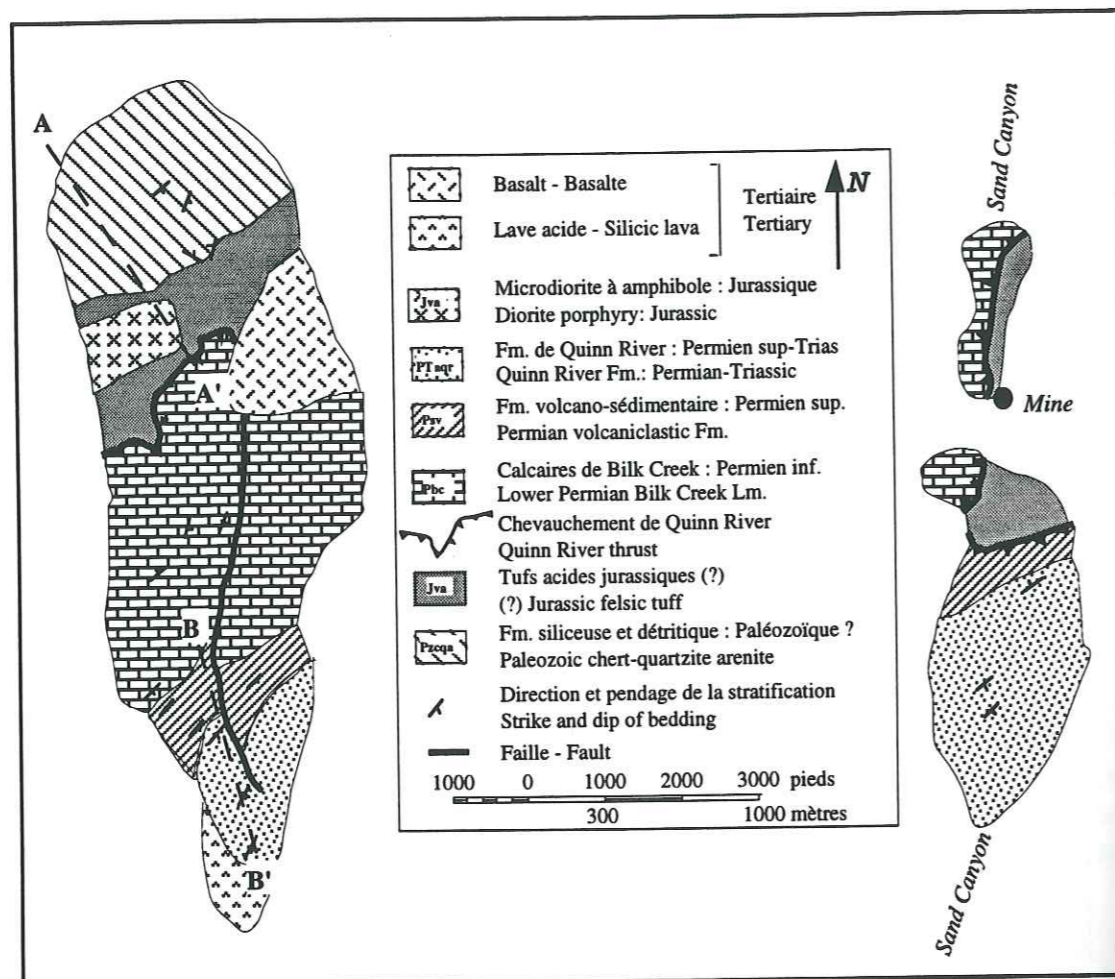


FIG. 3 - Carte géologique de l'extrémité méridionale du chaînon de Bilk Creek [d'après Jones, 1990].

FIG. 3. - Geologic map of the southern Bilk Creek Mountains [after Jones, 1990].

américaines. Une importante discordance suivie d'une lacune du Jurassique moyen sépare le Trias du Jurassique supérieur volcanique. Cette discordance serait le témoin de la phase tectonique majeure fini-triasique ou jurassique inférieure, responsable de la collision des arcs Klamath-Blue Mountains et Sierra Nevada ou Sonoma (phase cimmérienne de Roure et Sosson [1986] ou phase névadienne précoce; Schweickert *et al.* [1980]).

La bordure orientale de Pine Forest Range est limitée par une faille normale pentée vers l'Est.

Les formations paléozoïques et triasiques s'ennoient vers l'Ouest sous les dépôts volcanogènes tertiaires et quaternaires. Ces formations dessinent une série d'anticlinaux et de synclinaux allongés NW-SE, généralement déversés vers le Sud-Ouest et décalés par de nombreux accidents transverses (figs. 2 et 5A). Elles sont recoupées par plusieurs petits plutons calco-alcalins basiques et acides du Jurassique supérieur et/ou du Crétacé qui induisent localement un métamorphisme de contact [Wyld, 1990].

### III. - LE PERMO-TRIAS VOLCANIQUE ET SÉDIMENTAIRE DE BILK CREEK

#### A) Présentation géologique

Les formations constitutives de Jackson et de Black Rock «terrane» affleurent dans deux chaînons d'altitude modeste; le point culminant ne dépassant pas 1400 m (4700 pieds; fig. 3). Ils sont localement recouverts par des conglomérats du Mésozoïque supérieur-Tertiaire, des basaltes et des rhyolites tertiaires.

Les trois formations reconnues par Jones [1990] dans le «Black Rock terrane» sont : les calcaires de Bilk Creek (Pbc, 600 m), l'association volcano-sédimentaire (Psv, 125 m) et la formation calcaire, siliceuse et volcanoclastique de Quinn River (PTRqr, 170 m).

Le faciès le plus commun dans les calcaires de Bilk Creek est une biosparite très riche en fusulinidés, coraux, crinoïdes et brachiopodes du Permien inférieur. Les fusulinidés seraient du Wolfcampien moyen à supérieur [Skinner et Wilde, 1966].

La séquence volcano-sédimentaire qui surmonte en concordance les calcaires de Bilk Creek débute par des siltites. Elle se continue par des grès turbiditiques à fragments volcaniques alternant avec des siltites et des argillites. Les faciès gréseux renferment des cristaux cassés de feldspaths potassiques, de quartz, de biotites chloritisées et des fragments volcaniques basiques riches en microlites feldspathiques.

La formation dolomitique puis grésopélimitique de Quinn River est

considérée comme permo-triasique sur la base des faunes récoltées. Les brachiopodes présents dans les horizons dolomitiques de la base sont du Guadalupien inférieur. Les radiolarites situées immédiatement au-dessus des calcaires ont fourni une faune du Guadalupien supérieur. Des radiolaires, des conodontes et de rares ammonoidés récoltés au milieu et au sommet de l'alternance grésopélimitique ont fourni des âges du Trias inférieur (Spathien-Anisien inférieur) et moyen (Ladinien) [Silberling et Jones, 1982]. L'âge du Guadalupien supérieur des calcaires de Quinn River est confirmé par Blome et Reed [1993]. De plus, sur la base de nouvelles faunes de radiolaires, ces auteurs considèrent que le sommet de la formation de Quinn River serait carnienne (Trias supérieur).

Le «Jackson terrane» est formé d'un Paléozoïque (Pzqa) mal daté composé de brèches siliceuses, de grès-quartzites et de pélites surmonté par des cinérites siliceuses (Jva) présumées du Jurassique. Les formations paléozoïques seraient postérieures au Dévonien moyen sur la base des radiolaires trouvés dans les fragments des brèches et les pélites siliceuses. Les blocs inclus dans les tufs jurassiques (?) seraient formés de calcaire permien et de microdiorite (Jvh) datée du Jurassique ( $184 \pm 7$  Ma;  $191 \pm 9$  Ma) par la méthode K/Ar sur hornblendes.

Le «Black Rock terrane» chevauche le «Jackson terrane» le long du «Quinn River thrust» [Wilden, 1961].

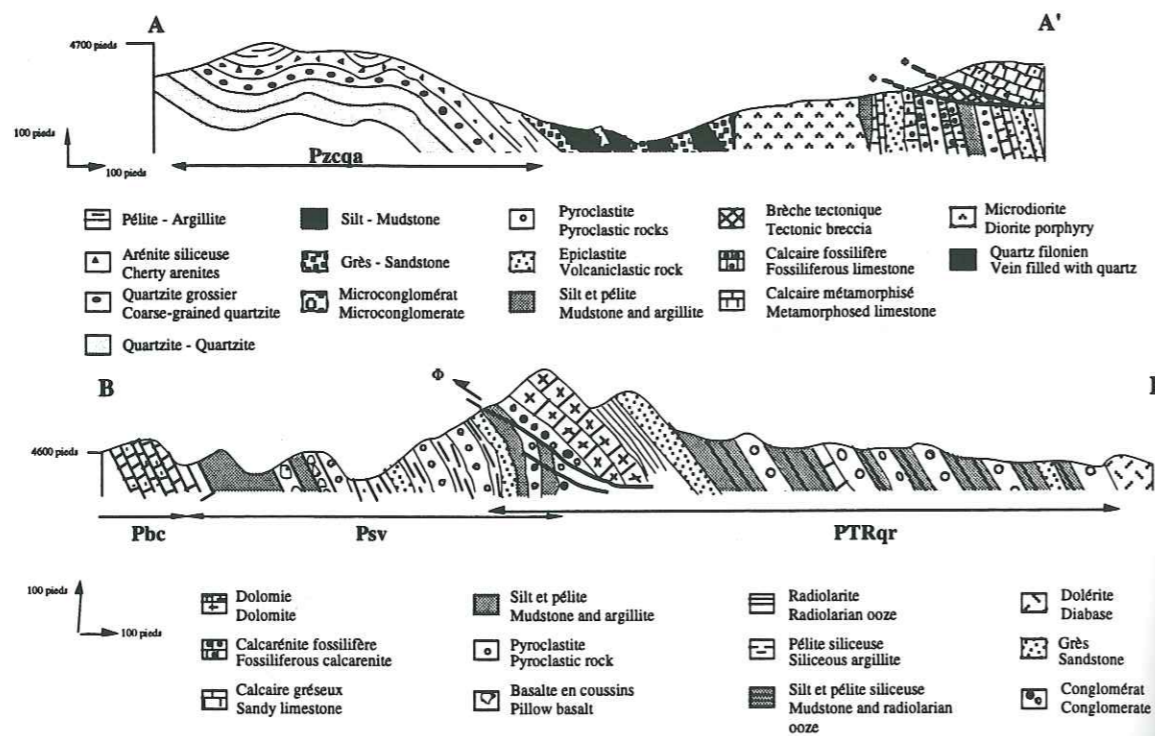


FIG. 4. - Coupes géologiques illustrant la stratigraphie et les relations des formations volcano-sédimentaires paléozoïques et triasiques affleurant à Bilk Creek. La localisation des coupes est reportée sur la figure 3.

FIG. 4. - Cross sections showing the stratigraphic and tectonic relations of the Palaeozoic and Triassic volcano-sedimentary formations exposed at Bilk Creek. The location of the cross sections is shown in figure 3.

**B) Relations stratigraphiques et structurales**

Différentes coupes réalisées au Sud de Bilk Creek Range nous ont permis de préciser la stratigraphie du Permo-Trias.

La coupe BB' (figs. 3 et 4) faite au Sud du chaînon occidental nous a permis d'établir la succession lithostratigraphique du «Black Rock terrane». Ce dernier comprend un Permien inférieur calcaire (Calcaires de Bilk Creek), volcanique (andésites basiques à débit en coussins, NE 9b et NE 10) et volcanoclastique surmonté par un Permo-Trias (Formation de Quinn River) d'abord calcaire puis siliceux (radiolarites), détritique et tuffacé. Un contact anormal mineur légèrement penté vers l'Est, marqué en fait dans le détail

par plusieurs plans de cisaillement, affecte le sommet du Permien volcanique et la base de la formation de Quinn River. Le conglomérat à galets de lave et à ciment tuffacé, présent au sommet des calcaires dolomités de la formation de Quinn River, devait initialement représenter un terme de passage avec la séquence volcano-sédimentaire sous-jacente.

La coupe AA' (fig. 4) réalisée dans le Nord du chaînon occidental permet d'observer les termes les plus bas de cette séquence qui forment une tête d'anticlinal de sédiments détritiques et siliceux post-dévonien supérieurs (Pzcqa; fig. 3) affectés par une schistosité pentée vers l'Ouest. Le Permo-Trias est formé de grès à

intercalations de basaltes (NE 5 et NE 26) et de rhyolites (NE 27) surmontés par des calcaires bioclastiques renfermant des fusulines, des débris de coraux et d'oursins. Une intrusion de microdiorite à amphiboles datée du Jurassique s'insinue entre les sédiments détritiques et les biocalcarénites à fusulines. Enfin, à l'extrémité méridionale de la coupe, les calcaires dolomités de la base de la Formation de Quinn River chevauchant les biocalcarénites (chevauchement de Quinn River) par l'intermédiaire d'une très belle cataclasite.

Ces deux coupes (figs. 3 et 4) montrent qu'en réalité le «Jackson terrane» n'est formé que de sédiments grésopétilitiques (Pzcqa) surmontés en concordance par des calcaires bioclastiques à fusulines. Donc, les cinérites siliceuses présumées jurassiques (?) à blocs de microdiorite et de calcaire permien (Jva-h) cartographiés au sud-est du Paléozoïque détritique et siliceux dans le chaînon occidental et au nord-est dans le chaînon oriental n'existeraient pas. Cette constatation est en accord avec les observations de Ketner et Wardlaw [1981]. Nous n'y avons observé que des calcaires permien plus ou moins détritiques, dolomités et riches en fusulines, coraux et oursins. Vers le sud (coupe BB'; figs. 3 et 4), ces calcaires passent progressivement et en concordance à des siltites et des tufs rouges et ils sont chevauchés par des calcaires en tous points comparables. Ces calcaires correspondent à la base de la formation de Quinn River. Ce contact anormal - chevauchement

de Quinn River [Wilden, 1961] - bien que nettement plus important que celui qui limite la base de la formation de Quinn River, serait donc aussi intra Permo-Trias. Le Permo-Trias de Quinn River est affecté par des plis ouverts métriques d'axe N20°. Enfin, ce n'est que près de la mine, localisée au NE du chaînon oriental (fig. 3), que nous avons observé des tufs clairs et des grès rouges extrêmement frais et non déformés reposant en discordance sur les calcaires siliceux à entroques, polypiers et fusulines de la base de la formation de Quinn River et non affectés par le chevauchement de Quinn River. Ces tufs et grès correspondent à la couverture Mésozoïque supérieur-Tertiaire (Mzcqc; fig. 3).

Ainsi, le Paléozoïque-Trias de Quinn River est formé de quatre séquences, soit de bas en haut :

- (i) brèches et sédiments siliceux, calcaires, pétilites et conglomérats à galets siliceux du Paléozoïque moyen (Pzcq; vraisemblablement du Carbonifère moyen et plus précisément Mississippien par analogie avec la formation de Bragdon dans les Klamath orientales, cf plus loin);
- (ii) calcaires de Bilk Creek du Permien inférieur (Pbc);
- (iii) sédiments détritiques fins, andésites basiques (NE9b et NE10), tufs et épicalcrites à rares intercalations basaltiques (NE 5 et NE 26) et rhyolitiques (NE27; Psv);
- (iv) calcaires et calcirudites dolomités du Permien supérieur, radiolarites, pétilites et tufs triasiques (PTRqr).

Aucune discordance n'est présente entre le Permien supérieur et le Trias inférieur et donc le Paléozoïque de Bilk Creek

n'est pas affecté par la phase Sonoma.

Le Jurassique n'est représenté que par des intrusions de microdiorite à hornblende. Localement, les calcaires du Permien supérieur chevauchent les pélites et radiolarites triasiques supérieures (chevauchement de Quinn River). La distinction entre Jackson et Black Desert terranes ne semble plus se justifier.

### C) Pétrographie et affinités magmatiques des composants volcaniques

#### 1) Les laves

Elles ne sont présentes que dans le Permien et se rattachent à deux faciès principaux : andésites basaltiques (NE 9A-B, NE 10, NE5) et rhyodacites (NE27).

a) Les andésites basaltiques (NE9a-b, NE10; coupe BB', figs. 3 et 4) sont extrêmement transformées (perte au feu entre 6 et 9 %; tabl. I). Leur texture est porphyrique avec des plagioclases centimétriques zonés (30 % de la composition modale) regroupés en agrégats gloméroporphyriques, des clinopyroxènes centimétriques isolés (15 % de la composition modale) ou associés aux feldspaths et de très nombreux oxydes ferrotitanés plurimillimétriques, tardifs puisque isolés dans la mésostase dont le verre est entièrement transformé en smectites, chlorites et pumpellyite. Les bordures des coussins sont très riches en vacuoles pluricentimétriques remplies de calcite. L'andésite NE 10 diffère des précédentes par la présence d'orthopyroxène, inclus

très souvent dans les clinopyroxènes.

Les cœurs des plagioclases, bordés d'albite, sont transformés en séricite ou en albite+épidote. Les clinopyroxènes et les orthopyroxènes, dont seule la forme du cristal est préservée, sont totalement remplacés par une association chlorites-smectites avec des filonnets de calcite mimant les clivages orthogonaux. Les oxydes ferrotitanés (titanomagnétite) se déstabilisent en sphène. Cette transformation ne semble pas modifier les concentrations en titane, élément considéré comme peu mobile durant les processus de métamorphisme hydrothermal de bas degré. L'ordre de cristallisation de ces andésites basaltiques : plagioclases ± oxydes Fe-Ti → clinopyroxènes ± orthopyroxènes est typique des séries calco-alcalines.

Les analyses des éléments majeurs, éléments en traces et les terres rares ont été réalisées au Laboratoire de Pétrologie magmatique, Université d'Aix-Marseille III (tabl. I). La majorité des éléments ont été dosés avec un spectromètre d'émission à plasma (ICP AES) séquentiel Jobin et Yvon, modèle JY38, type III. Le standard utilisé est la diabase W2 USGS. Les imprécisions analytiques sont de 1 à 3 % pour les éléments majeurs et de moins de 3 % pour les éléments en traces et les terres rares. Mn, Na, K et Rb sont dosés par absorption atomique avec une imprécision < 4 %. Les éléments en traces - Hf, Ta, Nb, Zr, Y - de deux échantillons (NE 9b et NE10; tabl.

TABLE I - Analyses chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des laves permianes et triasiques du Nevada occidental. \*Analyses par ICPMS.

TABLE I. - Major, trace and rare earth elements of the western Nevada Permian and Triassic volcanic rocks. \*Analyses by ICPMS.

Echantillon	BC 3	BC 9	BC 10	NE 9b	NE 10	NE 27
Localisation	Pine Forest	Pine Forest	Pine Forest	Bilk Creek	Bilk Creek	Bilk Creek
Roche	andésite basique	andésite basique	andésite basique	andésite basique	andésite basique	rhyolite
SiO <sub>2</sub> % pds	44,58	45,85	46,78	47,74	50,25	71,34
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,77	0,75	0,75	0,80	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,67	19,00	15,10	18,61	19,37	13,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	3,33	2,90	1,69	2,11	1,69
FeO	6,56	5,95	7,95	7,23	7,64	3,38
MnO	0,17	0,19	0,18	0,16	0,16	0,10
MgO	5,93	4,52	9,46	3,18	3,58	1,44
CaO	12,87	12,20	9,40	7,71	3,64	0,60
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,58	1,95	3,30	5,10	4,45
K <sub>2</sub> O	0,08	0,06	1,30	1,28	1,26	1,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,16	0,18	0,24	0,28	0,20
PF	5,53	5,44	3,68	7,50	5,95	2,16
Total	98,96	100,05	99,63	99,39	100,14	100,49
Ni ppm	39,00	23,00	78,00	8,00	10,00	10,00
Cr	98,00	30,00	251,00	22,00	22,00	16,00
V	309,00	367,00	318,00	229,00	254,00	36,00
Hf	-	-	-	1,54*	1,45*	-
Ta	-	-	-	0,21*	0,69*	-
Y	12,00	10,00	13,00	11,57*	12,64*	40,00
Zr	62,00	60,00	97,00	40,8*	38,72*	184,00
Nb	2,00	3,00	2,00	2,49*	4,12*	6,00
Sr	214,00	242,00	447,00	602,00	982,00	127,00
Rb	11,00	10,00	30,00	14,00	14,00	18,00
La	7,15	4,94	6,07	7,88	7,67	8,90
Ce	15,40	11,00	13,70	16,50	15,50	17,80
Nd	8,85	7,35	8,02	11,60	11,80	14,80
Sm	1,87	1,75	2,30	2,60	2,68	3,31
Eu	1,10	1,06	1,04	1,02	1,01	0,67
Gd	2,38	1,88	2,38	3,01	3,01	4,58
Dy	3,05	2,40	2,62	3,03	2,91	5,87
Er	-	-	-	0,81	0,48	0,82
Yb	1,79	1,48	1,63	1,74	1,74	4,90
Lu	0,50	0,46	0,50	0,28	0,27	0,73
Ti/V	14,17	12,59	14,15	19,65	18,90	75,00
Ti/Zr	70,65	77,00	46,39	100,29	71,64	14,67
Zr/Y	5,17	6,00	7,46	3,52	3,06	4,60
Nb/Y	0,17	0,30	0,15	0,21	0,53	0,15
Zr/Nb	31,00	20,00	48,50	16,38	9,39	30,70
La/Nb	3,50	1,64	3,03	2,83	1,83	-
Ta/Hf	-	-	-	0,13	0,47	-
Eu/Eu*	1,60	1,79	1,35	1,01	1,01	0,55
(La/Yb) <sub>N</sub>	2,70	2,26	2,52	3,06	2,98	1,23

I) ont été redosés par ICMPS (modèle Finnigan) au Laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université d'Arizona (Tucson) selon les méthodes analytiques de Roberts et Ruiz [1989]. Le standard utilisé pour réaliser ces analyses était une diabase (W2). Les imprécisions analytiques sont inférieures à 3 %. Enfin, les rapports isotopiques  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  des laves de Bilk Creek ont été obtenues avec un spectromètre de masse VG SECTOR, pluricollecteur au Laboratoire de Géochimie de l'Université de Californie (Santa Cruz).

Les éléments en traces incompatibles sont classiquement subdivisés en éléments à faible potentiel ionique (low ionic potential : Sr, K, Rb, Ba  $\pm$  Th) [Wilson, 1989] ou «low field strength elements» (LFSE, rapport rayon/charge > 0,2: K, Rb, Ba, Sr, Th) [Sun and McDonough, 1989] et éléments à fort potentiel ionique (high ionic potential : Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc and Cr) [Wilson, 1989] ou «high field strength elements» (HFSE, rapport rayon/charge < à 0,2: Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) [Sun and McDonough, 1989]. Afin d'éviter toute erreur d'interprétation, nous utiliserons dorénavant les sigles LFSE et HFSE.

Géochimiquement, ces andésites basaltiques sont pauvres en  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 0,8$  %; tabl. I) et riches en alumine ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18-19$  %; tabl. I). Ces caractères sont typiques de laves orogéniques. Leurs teneurs faibles en MgO, Cr et Ni et leur relative richesse en Zr montrent que ce sont des laves déjà différenciées. Leurs rapports Ti/V, Ti/Zr, Zr/Y, Nb/Y, Zr/Nb et enfin

Hf/Ta (tabl. I) sont dans les champs des valeurs de laves calco-alcalines faiblement potassiques [Gill, 1981; Wilson, 1989]. Leur enrichissement modéré en terres rares légères [(La/Yb)<sub>N</sub> ~ 3; tabl. I; fig. 6A'] s'observe fréquemment dans les tholéiites d'arc et/ou les laves calco-alcalines peu potassiques [Gill, 1981; Wilson, 1989]. L'anomalie négative en Europium ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,01$ ) est peu marquée. Leur rapport La/Nb supérieur à 1 est typique de laves calco-alcalines. Enfin, les spectres étendus de ces andésites (fig. 6A'), normalisés aux N-MORB [Sun et McDonough, 1989] montrent que, comparées aux tholéiites de dorsales océaniques, elles sont fortement appauvries en HFSE (Ti, Gd, Y et Yb) et enrichies en éléments lithophiles (Rb, K, Sr) et en terres rares légères (La, Ce). De tels caractères chimiques confirment le caractère calco-alcalin de ces laves. On peut néanmoins penser que l'enrichissement en éléments lithophiles est accentué par le métamorphisme de bas degré qui affecte ces roches. Le rapport  $\epsilon\text{Nd}$  [ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512848$  mesuré;  $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,25$ ] de l'échantillon NE10 recalculé à l'âge de 250 Ma est de + 5.4.

b) L'andésite (NE 5), tout aussi altérée, diffère des précédentes par sa richesse en plagioclases (plus de 40% de la composition modale) et la présence des seuls orthopyroxènes. La fluidalité est marquée par l'agencement des microphénocristaux et microlites de plagioclases. Les rares oxydes sont exclusivement concentrés dans la mésostase.

c) La rhyodacite (NE 27;  $\text{SiO}_2 = 71$  %; tabl. I) est constituée de phénocristaux centimétriques d'albite (~30 % de la composition modale) et de quartz peu abondant (< 5 %) inclus dans une mésostase anciennement vitreuse. Actuellement, ce verre est remplacé par de la calcédoine microcristalline. Cette lave est riche en inclusions d'andésite acide et surtout de latite caractérisée par une texture trachytique riche en microlites d'albite et de feldspath potassique.

Cette rhyolite peu alumineuse (13 %) et peu potassique ( $\text{K}_2\text{O} \leq 1$  %) est fortement enrichie en Barium (tabl. I). Son spectre de terres rares presque plat [(La/Yb)<sub>N</sub> = 1,2; fig. 6B] rappelle celui des tholéiites d'arc. Il présente en outre une forte anomalie négative en Europium ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,55$ ) et une concavité vers le haut marquée au niveau des terres rares lourdes. Le diagramme étendu des éléments traces, normalisé aux Granites océaniques [ORG, Pearce *et al.*, 1984] (fig. 6B') montre que cette lave est bien tholéiitique d'arc. En effet, elle est enrichie en LFSE alors qu'elle est fortement appauvrie en HFSE, tout particulièrement en Nb. Le rapport  $\epsilon\text{Nd}$  [ $^{143}/^{144}\text{Nd} = 0,512821$ , rapport mesuré;  $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,22$ ] recalculé à l'âge de 250 Ma est de + 5.5.

## 2) Les pyroclastites

Les pyroclastites étudiées ici appartiennent exclusivement à la formation permo-triasique de Quinn River. Leur distinction est basée sur la granulométrie et la

nature de leurs éléments clastiques.

Les tufs à lapillis sont composés de fragments volcaniques dont la taille est inférieure au décimètre. Ils sont généralement polygéniques. Le faciès le plus classique (NE 32) est constitué de fragments andésitiques et de quelques phénocristaux entiers de plagioclases fréquemment corrodés pris dans un ciment carbonaté peu abondant. Les andésites sont toutes à plagioclases et pyroxènes altérés en chlorites-smectites. Elles ne diffèrent que par la texture de leur mésostase qui est soit intersertale à lattes millimétriques de plagioclases et petits oxydes ferro-titanés cimentés par des smectites, soit trachytique caractérisée par une accumulation de microlites coalescents d'albite et peut-être de feldspath potassique.

Les tufs à cristaux (NE 12) renferment presque exclusivement des phénocristaux entiers ou cassés de plagioclases albitisés ou remplacés par de la calcite. Les rares fragments de lave sont formés par une mésostase riche en phyllites où baignent quelques rares microlites feldspathiques inframillimétriques.

Enfin, les cinérites (NE 15) sont constituées d'esquilles de verre siliceux et de microlites feldspathiques baignant dans un abondant ciment siliceux.

Ainsi, le volcanisme orogénique de Bilk Creek est formé de quelques laves basiques calco-alcalines et de rares rhyolites tholéiitiques épanchées sous l'eau et surmontées par des tufs de même composition.

### 3) Conclusion

Le volcanisme orogénique de Bilk Creek se manifeste surtout au Permien par quelques coulées basiques calco-alcalines et de rares rhyodacites émises dans un environnement néritique (dépôts sédimentaires à fusulines, brachiopodes et crinoïdes). Toujours immergé, il se prolonge au Permien supérieur-Trias inférieur par des dépôts pyroclastiques. Au Trias, les éruptions ont cessé; le démantèlement des appareils volcaniques alimente la sédimentation détritique qui s'accumule dans un bassin plus ou moins subsident. La rareté des coulées volcaniques et des niveaux pyroclastiques ainsi que leur granulométrie relativement fine suggèrent que les sédiments permo-triasiques de Bilk Creek se sont déposés relativement loin de l'axe volcanique.

#### IV. - LE PALÉOZOÏQUE ET LE TRIAS VOLCANIQUE ET SÉDIMENTAIRE DE PINE FOREST RANGE

##### A) Succession stratigraphique

La succession stratigraphique du Paléozoïque et du Trias de Pine Forest Range a été établie d'abord par Wilden [1964], Smith [1973] et Silberling *et al.* [1987]. Récemment, Wyld [1990], à partir d'une cartographie détaillée, a précisé non seulement la stratigraphie mais aussi les relations structurales entre les différentes unités lithostratigraphiques.

Le Paléozoïque débute par des schistes quartzo-feldspathiques et

des amphibolites mal datés dont le métamorphisme thermique est lié aux plutons jurassiques (Theodore daté à 181 Ma) et crétacés (Duffer Peak daté à 96 Ma; Rattelsnake Spring daté à 108 Ma) qui recourent ces roches. Ces métamorphites n'ont pu être datées directement mais les petites intrusions déformées qui s'insèrent dans ces roches sont triasiques (235 Ma sur zircons); elles sont considérées comme mississippiennes (carbonifères) ou plus anciennes. Leurs relations stratigraphiques avec le Mississippien qui les surmonte sont mal établies mais elles présentent les mêmes lithologies et déformations. Le Mississippien (Cvs et Ct; fig. 5A) est formé de pélites, de siltites et de grès parfois conglomératiques à galets volcaniques et plutoniques. Des calcaires néritiques ayant fourni une faune de conodontes du Mississippien supérieur s'intercalent en lentilles dans la série détritique; ils deviennent prédominants au sommet (Cl; fig. 5A). Ce sont alors des biocalcarénites pétries de crinoïdes entiers ou fragmentés. Le Paléozoïque se continue par un Pennsylvanien calcaire et volcano-sédimentaire. Enfin, le sommet du Paléozoïque est constitué par un Permien carbonaté puis radiolaritique et pélitique. Des discordances angulaires locales séparent ces différents niveaux. Le volcanisme pennsylvanien est représenté par des tufs dacitiques datés à 310 et 320 Ma sur zircons et des clastes de lave de composition intermédiaire à acide. Les calcaires permien renferment au sommet des brachiopodes du Guadalupien

inférieur alors que les crinoïdes et les coraux présents à la base seraient du Carbonifère supérieur ou du Permien inférieur. Localement, des conglomérats à galets de basalte et d'andésite s'intercalent dans les calcaires.

Une importante discordance marquée par un conglomérat sépare le Trias du Paléozoïque (voir paragraphe suivant et coupe fig. 5B). Le Trias débute par des sédiments détritiques plus ou moins grossiers à interlits calcaire et pélitique, surmontés d'abord par des calcaires puis par des coulées volcaniques associées à des conglomérats et des grès volcanodétritiques. Il se termine par des pélites, des radiolarites et enfin, par des grès et conglomérats riches en débris volcaniques et à rares coulées et filons volcaniques. Les conodontes de la base des calcaires sont du Ladinien ou du Carnien alors que ceux du sommet sont Norien. Les pélites et les sédiments volcanoclastiques sont datés du Norien supérieur par des ammonoïdes.

Les coupes orientées NE-SW que nous avons levées pour l'étude des volcanismes paléozoïque et triasique concernent exclusivement le Sud de Pine Forest Range (fig. 5A) entre Dyke Canyon et Bishop Canyon.

Le Carbonifère supérieur affleure peu et les quelques fragments volcaniques récoltés n'ont pu être analysés géochimiquement car beaucoup trop altérés. Un laccolithe de dolérite calco-alcaline s'insère dans les calcaires du Permien inférieur qui renferment quelques rares intercalations siliceuses (NE 51; Pls). Les niveaux silico-pélitiques sont absents.

Les derniers horizons permien sont des calcaires gréseux en plaquettes montrant des signes d'émersion. En effet, les sommets des bancs supportent des «hardgrounds» remplis par des pélites rouges. La stratification des calcaires est N95°E - 65° SW. Ils sont surmontés par un conglomérat (S0 : N90°E; 50 S) à galets de cherts et de calcarénites à débris d'encrines cimentés par un calcaire gréseux. Puis affleure au-dessus une alternance (S0 : N120°E, 55SW) de grès grossiers parfois microconglomératiques, de siltites et de pélites microplissées (axe des plis N165 --> 30SSE). Des cinérites acides (NE 53) et de minces horizons calcaires s'intercalent dans la sédimentation détritique. La discordance du Trias sur le Permien est donc parfaitement marquée : traces d'émersion des calcaires permien, présence d'un conglomérat et légère discordance angulaire du conglomérat sur les calcaires sous-jacents; lacune du Permien supérieur et du Trias inférieur.

Le reste de la coupe est formée des calcaires du Trias moyen à supérieur (Ladinien au Carnien) surmontés par des laves, des brèches volcaniques et des roches détritiques. Ce volcanisme est daté du Norien grâce aux conodontes. Les rares coulées volcaniques massives sont basaltiques (BC 3, BC 9, BC 10) et andésitiques. Les niveaux pyroclastiques prédominent. Ce sont des tufs à fragments arrondis d'andésites et de basaltes riches en phénocristaux d'amphibole et de clinopyroxène, de tufs feldspathiques finement lités et enfin de cinérites acides. Quelques

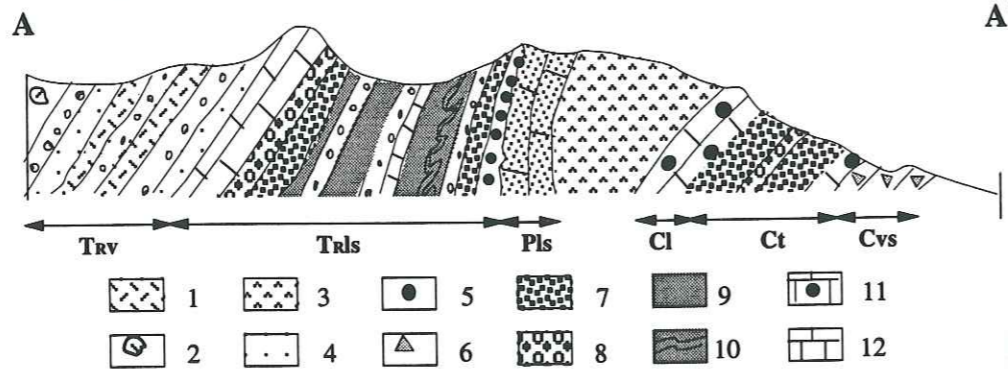
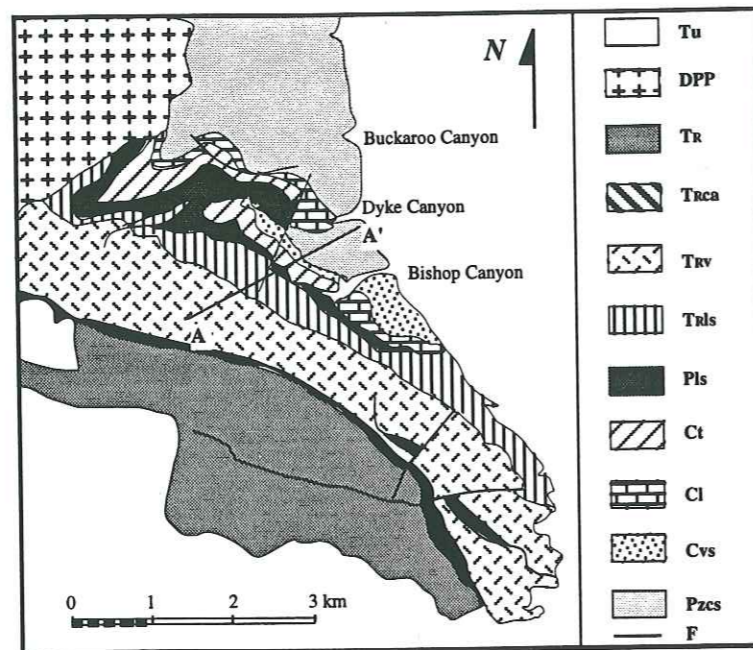


FIG. 5A. - Carte simplifiée de Pine Forest Range [d'après Wyld, 1990]. Tu : Tertiaire; DPP : Pluton de Duffer Peak (96 Ma) [Wyld, 1990]; TR : Trias supérieur (Norien) volcanoclastique; TRca : Trias siliceux et pélitique; TRv : Trias volcanique et volcanoclastique; TRls : Trias calcaire; Pls : Permien supérieur calcaire; Ct : Carbonifère supérieur (Pennsylvanien) volcanoclastique; Cl : Carbonifère moyen calcaire; Cvs : Carbonifère inférieur (Mississippien supérieur) volcanoclastique; PZcs : Dévonien (?) - Mississippien bréchiq. et siliceux. F : faille.

FIG. 5A. - Geological map of the Pine Forest Range [after Wyld, 1990]. Tu : Tertiary; DPP : Duffer Peak pluton (96 Ma) [Wyld, 1990]; TR : Triassic (Norian) volcanic-lithic rich clastic rocks; TRca : Triassic chert and shale; TRv : Triassic lava and volcanoclastic rocks; TRls : Triassic limestone; Pls : Upper Permian limestone; Ct : Upper Carboniferous (Pennsylvanian) volcanoclastic rocks; Cl : Middle Carboniferous limestone; Cvs : Lower Carboniferous (Upper Mississippian) volcanic-lithic rich rocks; PZcs : Devonian (?) - Mississippian chert-lithic clastic rocks. F : fault.

FIG. 5B. - Coupe géologique SW-NE dans les formations volcano-sédimentaires paléozoïques et triasiques de Pine Forest Range. 1 : lave massive; 2 : pillow lava; 3 : dolérite calco-alkaline crétaécée ou tertiaire; 4 : pyroclastites et sédiments volcanoclastiques; 5 : conglomérats à galets de calcaire; 6 : brèches siliceuses; 7 : grès grossiers à débris volcaniques; 8 : conglomérats à galets volcaniques; 9 : siltites et mudstones; 10 : pélites siliceuses microplissées; 11 : biocalcarénites; 12 : calcaires.

FIG. 5B. - SW-NE cross section in the Palaeozoic and Mesozoic volcano-sedimentary formations exposed at Pine Forest Range. 1 : unpillowed lava flow; 2 : pillow lava; 3 : Cretaceous or Tertiary calc-alkaline diabase; 4 : pyroclastic and volcanoclastic rocks; 5 : conglomerates with limestone pebbles; 6 : chert lithic breccias; 7 : coarse grained volcanic-lithic sandstone; 8 : conglomerates with volcanic pebbles; 9 : siltites and mudstones; 10 : folded siliceous slates; 11 : biocalcarenes; 12 : limestones.

rare pillow lavas basaltiques apparaissent au sommet de la pile volcanique. Les niveaux sédimentaires sont des conglomérats à galets de basalte et d'andésite passant progressivement vers le haut à des grès et des siltites toujours très riches en fragments volcaniques.

En conclusion, le Paléozoïque de Pine Forest Range comprend un Carbonifère moyen détritique puis calcaire, surmonté en concordance par un Pennsylvanien détritique localement volcanique et un Permien calcaire et détritique.

Une discordance, soulignée par un conglomérat, sépare le Permien supérieur du Trias. Le Trias inférieur marque alors que la sédimentation se poursuit jusqu'à la fin du Norien.

**B) Pétrographie et affinité magmatique des composants volcaniques**

Les laves sont des basaltes andésitiques à phénocristaux d'orthopyroxènes, de clinopyroxènes et de plagioclases. Les orthopyroxènes sont systématiquement transformés en chlorite ou serpentine. Les clinopyroxènes (augite-diopside), pluricentimétriques et toujours préservés, sont soit en cristaux isolés et corrodés (BC 10), soit regroupés en agrégats glomérophyriques (BC 3). Ils renferment systématiquement des oxydes ferro-titanés, des plagioclases et plus rarement des reliques millimétriques d'orthopyroxènes. Les phénocristaux de plagioclases, en agrégats glomérophyriques, altérés en séricite ou en albite,

sont très fortement zonés et présentent des figures en syneusis. Ils peuvent être parfois très abondants et former plus de 60 % des phénocristaux (BC 9). Cette richesse en plagioclases se traduit naturellement par de fortes teneurs en alumine (tabl. I).

La mésostase est toujours abondante, fréquemment vacuolaire, parfois très riche en verre (maintenant transformé en palagonite; BC10). Elle renferme soit des microlites de plagioclases disposés en rosette, soit des microphénocristaux de clinopyroxène, soit enfin des granules d'oxydes ferro-titanés. Les vacuoles millimétriques à centimétriques sont remplies par de la chlorite (BC 3) ou de la prehnite (BC 9).

En conclusion, la minéralogie de ces basaltes et l'ordre de cristallisation observé : plagioclases ----> oxydes Fe-Ti ----> cpx ± opx sont des caractères typiques de laves calco-alkalines.

Cette affinité magmatique est confirmée par les caractères géochimiques. En effet, ces laves, comparées aux N-MORB, sont appauvries en Titane et Niobium (fig. 6D'). Leurs spectres de terres rares sont enrichis en terres rares légères [La/Yb]<sub>N</sub> = 2,2-2,5 (fig. 6D). Enfin, leurs rapports Ti/V, Ti/Zr, Zr/Y, Nb/Y, Zr/Nb, La/Nb (tabl. I) ainsi que leurs teneurs en Thorium, Hafnium et Tantale [Wyld, 1990] sont typiques de laves calco-alkalines moyennement potassiques.

Les faciès les plus courants parmi les pyroclastites sont des tufs polygéniques à fragments de basalte à deux pyroxènes, d'andésite à plagioclases seuls ou associés à des hornblendes vertes



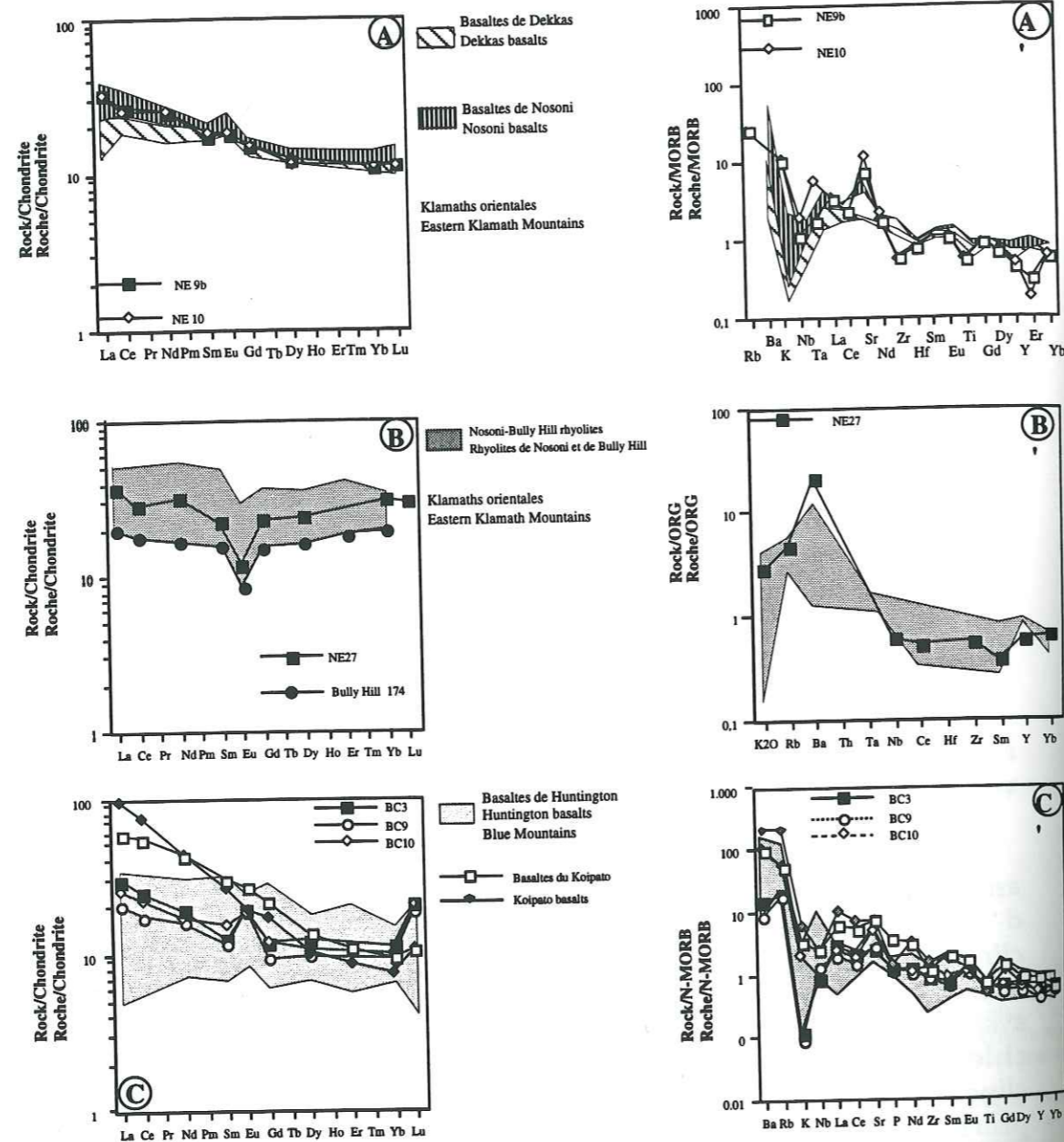


FIG. 6. - Spectres de terres rares et des éléments en traces des laves permienne et triasiques du Nevada occidental (normalisés aux chondrites d'après Evenson *et al.* [1978]; aux MORB d'après Sun et McDonough [1989] et aux ORG d'après Pearce *et al.* [1984]). Les spectres étendus des échantillons NE 9b et NE 10 sont établis à partir des analyses en éléments traces (Ta, Hf, Nb, Zr, Y) réalisés par ICPMS.  
 FIG. 6. - Rare earth and trace elements patterns of the Permian and Triassic lavas exposed in western Nevada (normalized to chondrites after Evenson *et al.* [1978]; to MORB after Sun and McDonough [1989] and to ORG after Pearce *et al.* [1984]). Trace element patterns of the NE 9b and NE 10 are based on the analyses (Ta, Hf, Zr, Nb, Y, Zr) performed by ICPMS.

ou brunes. Les fragments acides sont extrêmement rares. Il faut signaler aussi la présence de cinérites formées d'esquilles de verre basique ou acide et de siltites formées d'une alternance de lits infracentimétriques de fragments volcaniques et d'hématite.

Le volcanisme orogénique est surtout présent à la fin du Carnien. Il se manifeste par quelques coulées d'andésites calco-alcalines et surtout par des projections pyroclastiques.

C) Conclusion

Le Paléozoïque de Pine Forest Range diffère beaucoup de celui de Bilk Creek. En effet, le volcanisme n'est présent que remanié dans les grès carbonifères ou sous la forme de cinérites acides de même âge. Le Permien est calcaire et néritique comme à Bilk Creek mais les fusulines sont absentes et on ne connaît aucun volcanisme orogénique à cette époque. De plus, la lacune du Trias inférieur, l'émersion des calcaires permien et la discordance du Trias moyen et supérieur sur les formations sous-jacentes attestent la présence de la phase tectonique Sonoma à la limite Permien supérieur-Trias inférieur, connue dans tout le Nevada et le Nord de la Sierra Nevada. Enfin, le volcanisme d'arc s'exprime surtout au Trias supérieur par des émissions calco-alcalines, tantôt aériennes tantôt sous-marines, dont certains éléments sont remaniés dans des brèches et des «debris flows» qui s'accumulent dans un cône sous-marin rétrogradant.

V. - COMPARAISON AVEC LE PALEOZOÏQUE-TRIAS DANS LES CORDILLÈRES NORD-AMÉRICAINES

A) Le Paléozoïque-Trias de Bilk Creek

La similitude des formations volcano-sédimentaires de Bilk Creek avec celles, contemporaines, des Klamath orientales a été soulignée par de nombreux géologues [entre autres Silberling et Jones, 1982; Jones *et al.*, 1988; Jones, 1990]. Cette similitude est basée sur la présence (fig. 7) :

- d'une faune identique de fusulines dans les calcaires permien inférieurs de Bilk Creek et de Mc Cloud. Cette faune est par ailleurs totalement distincte de celle observée dans les carbonates de la plate-forme nord-américaine (par exemple, les calcaires permien d'Antler Peak; Nevada centro-occidental).
- des lithologies comparables - radiolarites hémipélagiques, pélites siliceuses, sédiments volcanoclastiques et tufs riches en cristaux ignés - dans le Trias inférieur et moyen des formations de Quinn River et de Pit [Jones, 1990].

Cependant cette similitude ne s'arrête pas aux seules lithologies et faunes permo-triasiques. En effet, les faciès détritiques à fragments volcaniques et siliceux de l'unité Pzcqa de Bilk Creek (fig. 3) [Jones, 1990] sont très comparables à ceux de la formation carbonifère de Bragdon (Klamath orientales; fig.1). De plus, dans ces deux régions, la sédimentation est continue durant tout le Permien supérieur et le Trias inférieur sans aucune trace

d'une quelconque phase tectonique. Enfin, les volcanismes permien de Bilk Creek et des Klamath orientales présentent des affinités magmatiques et un environnement sédimentaire identiques.

En effet, le volcanisme d'arc des Klamath orientales débute après le dépôt des calcaires de Mc Cloud. Le premier épisode volcanique dit de Nosoni, daté du Leonardien supérieur-Guadalupien [Coogan, 1960] comprend des coulées massives de basaltes, d'andésites, de dacites et de rhyolites interstratifiées avec des pyroclastites et surtout des sédiments volcanoclastiques [Martin, 1989; Alibert *et al.*, 1991]. Il faut citer au sommet de ce premier épisode la présence d'ignimbrites

et de basaltes à diopside dépourvus de plagioclases, riches en magnésium (MgO = 9 %) et fortement enrichis en terres rares légères [La/Yb]<sub>N</sub> = 51] [Martin, 1989; Alibert *et al.*, 1991]. Le second épisode volcanique connu sous le nom de Dekkas comprend à la base, des basaltes en coulées prismées surmontés par une puissante accumulation de dacites. Les roches de composition intermédiaire sont peu abondantes. Enfin, le volcanisme d'arc permien des Klamath se termine par des rhyolites associées à quelques rares basaltes à affinité boninitique (formation de Bully Hill, Martin, [1989]; Alibert *et al.*, [1991]). Tout ce volcanisme est affecté par un métamorphisme

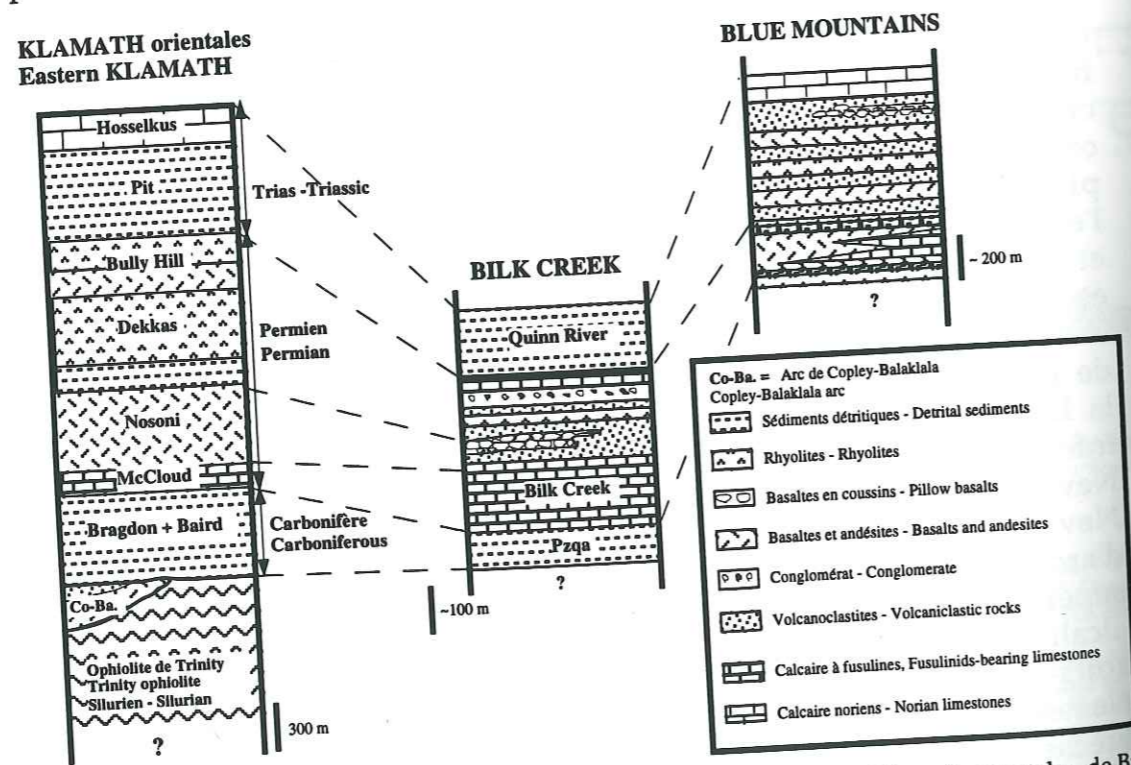


FIG. 7. - Colonnes lithostratigraphiques simplifiées des séquences d'arc des Klamath orientales, de Bilk Creek et des Blue Mountains, d'après Coogan [1960]; Vallier [1977, 1989]; Jones [1990]; Charvet *et al.* [1990] et nos propres observations.

FIG. 7. - Simplified lithostratigraphic columns of the arc sequences exposed in the eastern Klamath Mountains, Bilk Creek and Blue Mountains. Data are after Coogan [1960]; Vallier [1977, 1989]; Jones [1990]; Charvet *et al.* [1990] and our own field data.

hydrothermal de bas degré (pumpellyite ± prehnite ± épidote ± chlorite ± datolite [Martin, 1989; Alibert *et al.*, 1991]). L'ensemble des laves basiques et acides présente des caractères de tholéiites d'arc (spectres de terres rares plats) ou de laves calco-alcalines (spectres de terres rares enrichis en terres rares légères [cf. Martin, 1989; Alibert *et al.*, 1991]).

Toutes les laves basiques permien de Bilk Creek et des Klamath orientales sont à plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène ± olivine (dans les Klamath). Les figures 6A et 6A' permettent de comparer les spectres de terres rares et des éléments traces des basaltes andésitiques permien de Bilk Creek avec ceux des basaltes andésitiques basaltiques de Nosoni et de Dekkas. On remarque que les laves calco-alcalines de Bilk Creek ressemblent fortement à celles de Nosoni : spectres de terres rares enrichis en terres rares légères, anomalie positive en Europium, εNd comparables; même distribution des éléments traces, à l'exception du Sr dont les concentrations sont plus élevées dans les laves de Bilk Creek.

Il apparaissait logique de comparer l'unique rhyolite observée dans le Permien de Bilk Creek avec les laves acides de même composition des Klamath orientales. Pour que la comparaison soit valable, nous avons tenu compte du même degré de différenciation des laves siliceuses, estimé à partir de la présence de phénocristaux de quartz et surtout les concentrations en Cr et Ni, éléments compatibles considérés

comme peu mobiles durant les processus d'altération et de métamorphisme de bas degré. La comparaison a donc été établie à partir des rhyolites de Nosoni et de Bully Hill; les laves de Dekkas étant des dacites (pas de phénocristaux de quartz, teneurs en Cr et Ni plus élevées) [Martin, 1989]. Le spectre de terres rares de la rhyolite de Bilk Creek se trouve dans le champ de ceux des rhyolites de Nosoni et de Bully Hill. Il est plat comme celui des rhyolites tholéiitiques de Bully Hill mais il présente une plus forte concentration en terres rares (environ 40 fois les chondrites; fig. 6 B; Echantillon 174; tabl. I) [Martin, 1989; Alibert *et al.*, 1991]. Le rapport εNd de la rhyolite de Bilk Creek est égal ou légèrement supérieur à ceux de rhyolites de Bully Hill. Comparée aux rhyolites des Klamath, celle de Bilk Creek présente le même appauvrissement en HFSE [ORG, Pearce *et al.*, 1984]. Cet appauvrissement est classique dans les laves acides orogéniques et plus particulièrement dans les tholéiites d'arc [Pearce *et al.*, 1984].

Donc, le Paléozoïque de Bilk Creek est identique à celui des Klamath orientales : (i) même sédimentation siliceuse et détritique au Carbonifère puis carbonatée néritique de mer chaude au Permien inférieur, (ii) faune identique de fusulines et de radiolaires, (iii) même affinité calco-alcaline du volcanisme basique au Permien inférieur et rhyolitique tholéiitique d'arc à la fin de l'activité magmatique de l'arc à la limite Permo-Trias. Cependant, l'épaisseur réduite des séries sédimentaires et le nombre

restreint de coulées volcaniques à Bilk Creek suggèrent que ce Paléozoïque s'est déposé relativement loin de l'axe volcanique et dans un bassin moins profond ou tout au moins moins subsident que celui des Klamath orientales. Enfin, pour compléter cette similitude entre la séquence d'arc de Bilk Creek et celle des Klamath, il faut souligner que la phase orogénique Sonoma est absente et que le Trias est identique dans ces deux régions. On peut donc raisonnablement conclure que le Paléozoïque-Trias de Bilk Creek et des Klamath orientales, bien qu'éloignés actuellement de plusieurs centaines de kilomètres, ont appartenu à la fin du Trias au même environnement géodynamique qui est celui d'un arc insulaire intra-océanique.

Vallier [1977; 1989] signale la présence d'une discordance entre le Permien et le Trias dans les Blue Mountains, attribuée à la phase Sonoma dans la succession volcanique tholéiitique d'arc [Charvet *et al.*, 1990] de la Snake River (Seven Devils Group de Vallier [1977 et 1989] ou Wallowa terrane de Silberling *et al.* [1984]). Nous n'avons jamais observé cette discordance et en fait aucun hiatus n'apparaît dans le volcanisme d'arc de cette séquence, épaisse de plus de 1000 mètres (fig. 7) [Vallier, 1977]. Le Trias volcanique d'arc réaffleure plus au sud, toujours le long de la Snake River, près de Huntington (Olds Ferry terrane de Silberling *et al.* [1984] ou la formation de Huntington de Brooks [1979] mais le Permien n'affleure plus. Il est constitué de basaltes tholéiitiques à débit en coussins [Charvet *et al.*,

1990]. Les rhyolites en rares coulées et dômes sont aussi tholéiitiques. Nous considérons donc que le volcanisme d'arc permo-triasique des Blue Mountains appartient au même environnement que celui des Klamath, à savoir un arc intra-océanique dont l'activité volcanique se serait poursuivie au Trias dans les Blue Mountains [Charvet *et al.*, 1990]. Toutefois, un doute demeure sur l'appartenance des laves triasiques orogéniques de Huntington à l'arc Klamath-Blue Mountains, puisque dans cette région le Permien n'affleure pas. Cependant, dans ces deux régions, l'environnement sédimentaire est comparable et le volcanisme identique [Charvet *et al.*, 1990].

#### B) Le Paléozoïque-Trias de Pine Forest Range

La comparaison du Paléozoïque-Trias de Pine Forest Range avec les séquences de même âge affleurant au Nevada, en Californie du nord (Klamath orientales et Sierra Nevada septentrionale) et en Oregon est plus délicate. En effet, dans la plupart des séquences, seuls affleurent le Paléozoïque ou le Trias, le volcanisme est présent soit au Permien soit au Trias, enfin, le Carbonifère est très différent dans Pine Forest Range, puisqu'il est calcaire alors que dans les autres régions, il est siliceux, détritique et parfois volcanique. Cependant, le caractère qui différencie ces diverses séquences est la présence ou l'absence de la phase Sonoma [Silberling, 1973]. En effet, la phase Sonoma se traduit par l'arrêt du magmatisme permien (arc ou

expansion océanique), une lacune du Permien supérieur et/ou du Trias inférieur ainsi qu'une discordance majeure à la base du Trias. Les séquences d'arc où la phase Sonoma est parfaitement connue affleurent au Nevada oriental (dans l'allochtone du Golconda; fig. 1, Sonoma, Humboldt et Tobin Ranges) [Silberling et Roberts, 1963; Silberling, 1973] au Nevada occidental dans les Jackson et Pine Forest Ranges (fig. 2) [Wyld, 1990] et enfin, en Sierra Nevada septentrionale (fig. 1) [Harwood, 1983 et 1988; Miller et Harwood, 1990]. Le volcanisme triasique orogénique dans ces séquences n'est présent que dans l'allochtone du Golconda (fig. 1) et naturellement à Pine Forest Range. Dans l'allochtone du Golconda, ce volcanisme est connu sous le nom de Koipato [Silberling, 1973]. Il s'agit d'une série calco-alcaline basalte-rhyolite hautement potassique du Trias moyen à supérieur qui repose en discordance sur des radiolarites (Fm. Havallah) et des basaltes de type N-MORB permien (Fm. Pumpnickel). Elle présente tous les caractères pétrographiques et géochimiques d'un volcanisme de marge active car les rhyolites, à faciès d'ignimbrite prédominant et les rapports isotopique  $\epsilon_{Nd}(T=215 \text{ Ma})$  des laves compris entre +3,7 et -9,5 indiquent clairement que le magma mantellique a été profondément contaminé par la croûte continentale [Lapierre *et al.*, 1989].

Le volcanisme d'arc de Pine Forest Range est totalement différent de ceux pénecontemporains de

Huntington (Blue Mountains) et du Koipato (figs. 6C et 6C'). Les basaltes de Pine Forest Range sont calco-alcalins alors que ceux de Huntington sont exclusivement tholéiitiques [Charvet *et al.*, 1990]. Les basaltes de Pine Forest Range diffèrent de ceux du Koipato (Limerick Greenstone) car ils sont nettement moins enrichis en terres rares légères (fig. 6C) et en HFSE (fig. 6C').

Ainsi, si le Paléozoïque-Trias de Pine Forest Range est affecté comme celui du Nord de la Sierra Nevada par la phase Sonoma, il s'en distingue par un Carbonifère carbonaté et néritique alors que, dans la Sierra Nevada, il est siliceux et volcanique (série shoshonitique, Rouer *et al.* [1989]). De plus, en Sierra Nevada, le volcanisme est totalement absent au Trias. Enfin, le Trias de Pine Forest Range est totalement différent de celui du Koipato qui est gréseux et continental et auquel s'associe un volcanisme de marge active.

#### C) Conclusions

On peut donc raisonnablement admettre que les formations volcano-sédimentaires du Paléozoïque-Trias de Bilk Creek, des Klamath orientales et des Blue Mountains appartiennent au même contexte géodynamique d'arc insulaire intra-océanique. Le rattachement du Paléozoïque-Trias de Pine Forest Range à l'arc édifié sur lithosphère continentale de Sierra Nevada apparaît plus difficile compte tenu des différences lithologiques du Carbonifère-Permien et du Trias dans ces deux régions. De plus, le Trias de Pine Forest Range ne peut

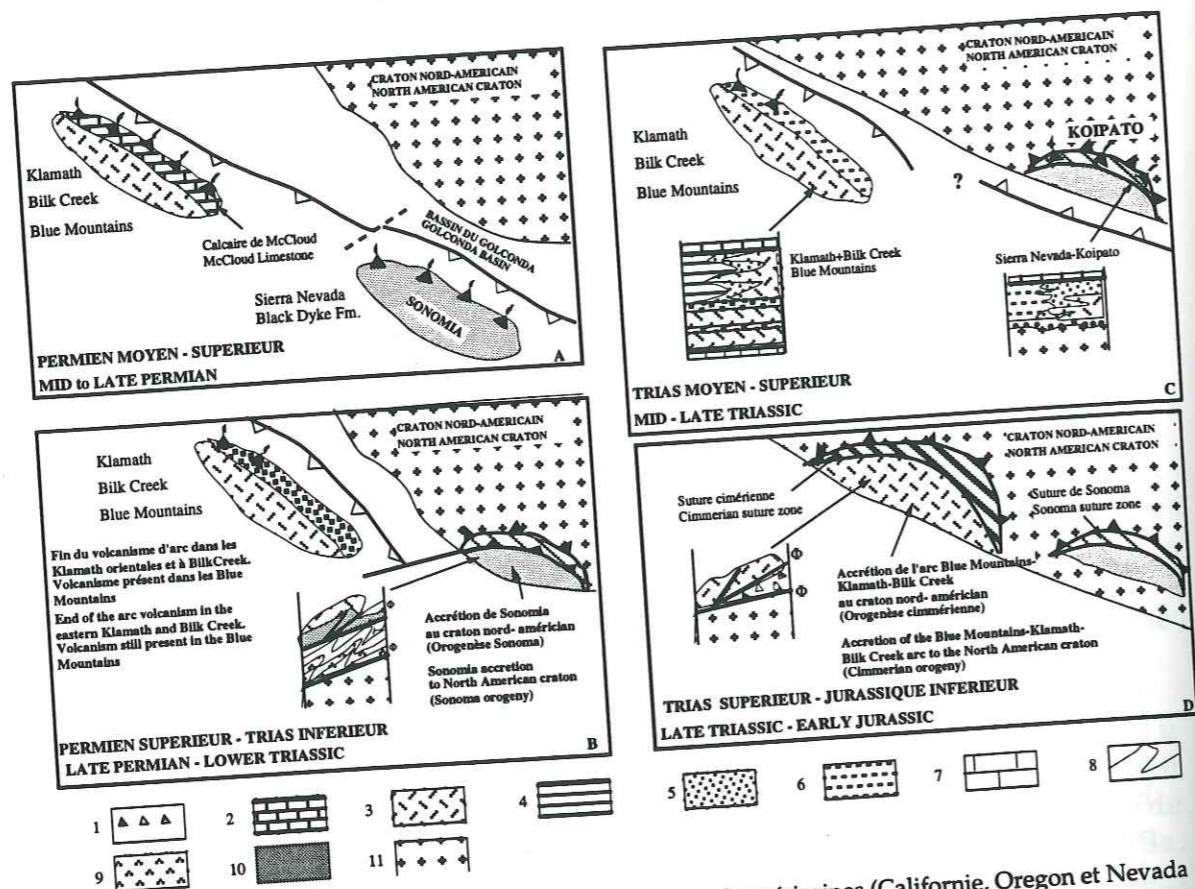


FIG. 8. - Reconstitution géodynamique des Cordillères nord-américaines (Californie, Oregon et Nevada occidental) depuis le Permien jusqu'au Trias supérieur-Jurassique inférieur.  
 1 : mélanges colorés avec schistes bleus triasiques et fragments ophiolitiques paléozoïques; 2 : calcaires permien à fusulines (type Mc Cloud); 3 : lithosphère océanique; 4 : sédimentation triasique pélagique (pélites et radiolarites); 5 : sédimentation volcanoclastique permienne et triasique; 6 : sédimentation détritrique triasique; 7 : sédimentation calcaire triasique; 8 : sédiments océaniques permien (formation Havallah) déformés lors de la phase Sonoma; 9 : basaltes en coussins de type N-MORB permien (formation Pumpnickel) du Golconda déformés lors de la phase Sonoma; 10 : micro-plaque Sonomia; 11 : craton nord-américain.

FIG. 8. - Cartoon illustrating the geodynamic evolution of the North American Cordillera (California, Oregon and western Nevada) from Permian until late Triassic-early Jurassic times.  
 1 : colored mélanges including blocks of Triassic blueschists and Permian dismembered ophiolites; 2 : fusulinids-bearing permian limestones (Mc Cloud type limestone); 3 : oceanic lithosphere; 4 : pelagic Triassic sediments (pelites and radiolarian oozes); 5 : Permian and Triassic volcanoclastic sediments; 6 : Triassic detrital sediments; 7 : Triassic limestone; 8 : Permian oceanic sediments of the Golconda basin (Havallah Formation) deformed during the Sonoma orogeny; 9 : N-MORB type pillow basalts (Pumpnickel Formation) of the Golconda basin deformed during the Sonoma orogeny; 10 : Sonomia microplate; 11 : North American craton.

être considéré comme une simple variation de faciès de celui du Koipato. En effet, les laves acides calco-alcalines fortement potassiques prédominent dans le volcanisme continental de marge active du Koipato alors que le volcanisme calco-alcalin de l'arc triasique partiellement sous-marin de Pine Forest Range est exclusivement basique.

## VI. - IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES

L'extension orientale, immédiatement à l'Ouest du Golconda, des formations permotriasiques d'arc du Nord californien n'est connue que depuis 1990. En outre, l'importance de la présence ou l'absence de phase Sonoma dans la distinction des séries d'arc des Cordillères n'est admise que par Schweickert et Lahren [1987]. En effet, dans un article récent, le modèle géodynamique proposé par Miller *et al.* [1992] pour le Paléozoïque supérieur-Trias des Cordillères nord-américaines est toujours celui d'un arc insulaire frangeant la marge nord-américaine dont le développement est lié à une subduction pentée vers l'Est. Ce modèle ne tient naturellement en aucun compte des corrélations possibles entre ces séquences d'arc du Paléozoïque supérieur-Trias, séparées par des accidents décrochants et/ou chevauchants et des granites mésozoïques. Il apparaît raisonnable de considérer que leur répartition géographique actuelle depuis la frontière canadienne jusqu'en Californie et au Nevada (fig. 1) ne reflète pas leur disposition à la fin du Trias

avant leur accretion au craton américain. En effet, ces séries sont affectées par plusieurs phases compressives (jurassiques, crétacées) suivies par l'extension des «Basin and Range». Il est donc très difficile de rétablir, dans les reconstitutions géodynamiques anté-jurassiques, la position relative de ces différents fragments d'arc entre eux et par rapport au craton nord-américain. Les seules informations disponibles sur le Paléozoïque-Trias des Cordillères sont l'existence de deux arcs dont le développement est lié à la subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère de même nature ou différente.

- (i) Le premier est édifié sur une lithosphère océanique dès le Silurien (arc-bassin marginal) [Brouxel *et al.*, 1988; Lécuyer *et al.*, 1991], tectonisée à la fin du Dévonien [Charvet *et al.*, 1989]. L'activité volcanique orogénique reprise au Permien se continuera jusqu'à la fin du Trias. Les témoins de cet arc affleurent dans les Blue Mountains, les Klamaths orientales et au Nevada occidental (Bilk Creek).

- (ii) Le deuxième repose sur un substratum continental et des sédiments détritiques tectonisés avant la fin du Dévonien supérieur. L'activité volcanique débute au Dévonien supérieur et se termine à la fin du Permien. La phase Sonoma fini-permienne induit l'arrêt du volcanisme et la discordance du Trias moyen sur les formations plus anciennes. Les témoins de cet arc sont connus en Sierra Nevada et au Nevada méridional (Fm. permienne de Black Dyke; Blein *et al.* [1993]) et peut-être au Nevada occidental (Pine Forest et Jackson Ranges).

Le modèle géodynamique que nous avons proposé en 1990 pour le Paléozoïque supérieur-Trias faisait appel à l'existence de ces deux arcs, séparés entre eux et du craton nord-américain par deux domaines océaniques [Lapierre *et al.*, 1990]. La phase Sonoma correspondait à la collision de l'arc Sierra Nevada avec la marge du craton nord-américain ou un autre fragment lithosphérique.

Un autre modèle géodynamique possible pour le Paléozoïque supérieur-Trias des Cordillères nord-américaines, illustré dans la figure 8, serait un dispositif comparable à celui que l'on observe dans les arcs actuels de la Sonde et de Banda dont le développement est lié à la subduction de l'océan Indien sous la marge Eurasiatique [Milsom *et al.*, 1993]. Cette subduction de l'océan Indien entraîne l'Australie qui entre en collision avec l'arc et provoque la tectonisation de Timor alors que le volcanisme d'arc est encore actif aussi bien à l'Ouest (arc Sud-Ouest de Banda ou southwest Banda Arc) qu'à l'Est (Bali, Sumbawa, Flores). Les séquences d'arc du Paléozoïque-Trias affectées par la phase Sonoma représenteraient des équivalents de l'île de Timor. Elles correspondraient à des îles volcaniques les plus proches de la marge passive nord-américaine (équivalente à la marge passive australienne) qui entreraient en collision avec cette dernière dès la fin du Permien ou au début du Trias. Les séquences d'arc Klamath-Blue Mountains-Bilk Creek beaucoup plus éloignées de la marge du craton nord-américain (équivalentes des arcs

actuels de Banda), ne seraient impliquées dans la collision arc-craton qu'au Norien ou au début du Jurassique.

Il est difficile compte tenu des données connues actuellement sur la cinématique de la phase Sonoma de préciser la vergence de la subduction au Permo-Trias. Nous préférons néanmoins envisager une subduction pentée vers l'Ouest, sous les blocs exotiques.

Dans ce modèle, il faut admettre que dès la collision permienne terminée, une subduction pentée alors vers l'Est reprend cette fois-ci en bordure du craton et un volcanisme aérien de marge active s'édifie sur le continent américain (volcanisme du Koipato). On peut alors imaginer que les basaltes calco-alcalins triasiques de Pine Forest et de Jackson associés à une sédimentation sous-marine sont l'expression de ce magmatisme de marge active mais édifié en bordure du craton, sur une lithosphère plus mince alors que le volcanisme du Koipato aérien et continental s'épanche plus à l'arrière sur le craton même.

Naturellement pour affiner et préciser ce modèle, il faudrait :

- (i) dater toutes les séquences d'arc du Nevada considérées comme appartenant à la microplaque Sonomia de Speed [1979] et caractériser leur volcanisme orogénique;
- (ii) pouvoir établir une chronologie précise des déformations.

*Remerciements.* - Ce travail a été réalisé dans le cadre des URA-CNRS 69 et 1377 et grâce à un financement de l'INSU pour les missions et les frais analytiques. Il nous faut remercier tout spécialement Dr David Howell du

Geological Survey des Etats Unis (Menlo Park, Californie) qui nous a fourni gratuitement un véhicule tout terrain pour toute la durée de la mission en 1991.

### Références

- ALIBERT C., MARTIN P. & LAPIERRE H. (1991). - The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California. - *J. Vol. Geothermal Research*, 46, 299-322.
- BASALTIC STUDY PROJECT (1981). - Basaltic volcanism on the terrestrial planets. - Pergamon Press Inc., Elmsford, New York, 1286 pp.
- BLEIN O., LAPIERRE H., PECHER A. & SCHWEICKERT R. A. (1993). - Calc-alkaline mafic rocks of the Black Dyke Formation: remnants of the final activity of a submerged Permian volcano. - *Geol. Soc. Am., Abstracts with programs*, 25, 5, 11.
- BLEIN O., LAPIERRE H., SCHWEICKERT R. A., MONIE P. & PECHER A. (1994). - La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidentale) : témoin le plus oriental de l'arc Paléozoïque de Sierra Nevada, C. R. Acad. Sci. Paris (sous presse).
- BLOME C. D. & REED K. M. (1993). - Quinn River Formation, Black Rock terrane, northern Nevada : new Permian and Triassic radiolarian data. - *Geol. Soc. Am., Abstracts with programs*, 25, 5, 11.
- BROOKS H. C. (1979). - Geologic map of the Huntington and part of the Olds Ferry Quadrangles, Baand and Malheur Counties, Oregon. - Oregon Department of Geology and Mineral Industries Geological Map Series GMS, 35, scale 1/62.500.
- BURCHFIEL B. C. & DAVIS G. A. (1981). - Triassic and Jurassic tectonic evolution of the Klamath-Sierra Nevada terrane, *In*, ERNST, W. G., Ed., The geotectonic development of California. - Rubey Volume I, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 50-70.
- BROUXEL M. & LAPIERRE H. (1988). - Geochemical study of an early Palaeozoic island-arc-back arc basin system. Part 1 : The Trinity ophiolite. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1111-1119.
- BROUXEL M., LAPIERRE H., MICHARD A. & ALBAREDE F. (1987). - The deep layers of a Palaeozoic arc : Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, 386-400.
- BROUXEL M., LAPIERRE H., MICHARD A. & ALBAREDE F. (1988). - Geochemical study of an early Palaeozoic island-arc-back arc basin system. Part 2 : Eastern Klamath, early to middle Palaeozoic island-arc volcanic rocks (northern California). - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1120-1130.
- CHARVET J., LAPIERRE H. & CAMPOS C. (1989). - Mise en évidence de la phase Antler dans les Klamaths orientales. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 1629-1635.
- CHARVET J., LAPIERRE H., ROUER O., COULON C., CAMPOS C. & LECUYER C. (1990). - Tectono-magmatic evolution of Palaeozoic and early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho, *In*, HARWOOD D. S. & MILLER M. M., Eds., Palaeozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. - *Boulder Colorado, Geol. Soc. Am. Special Paper*, 255, 255-275.
- COOGAN A. H. (1960). - Stratigraphy and paleontology of the Permian

- Nosoni and Dekkas Formations (Bolliboka Group). - Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 36, 243-316.
- EVENSON N. M., HAMILTON P. J. & O'NIONS R. K. (1978). - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- HANSON R. E. & SCHWEICKERT R. A. (1986). - Stratigraphy of mid-Palaeozoic island-arc rocks in part of the northern Sierra Nevada, Sierra and Nevada Counties, California. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 446-457.
- HARWOOD D. S. (1983). - Stratigraphy of upper Palaeozoic volcanic rocks and regional unconformities in part of the northern Sierra terrane, California. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 413-422.
- HARWOOD D. S. (1988). - Tectonism and metamorphism in the northern Sierra terrane, northern California, *In*, ERNST W. G., Ed., *Tectonic and metamorphic evolution of the U. S. Cordillera*, Rubey Volume 7. - Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 764-788.
- GILL J. B. (1981). - Orogenic andesites and plate tectonics. - Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- JONES A. E. (1990). - Geology and tectonic significance of terranes near Quinn River Crossing, Nevada, *In*, HARWOOD D. S. & MILLER M. M., Eds., *Palaeozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*, Boulder Colorado. - *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 255, 239-253.
- JONES A. E., LANGENHEIM V. E., JONES D. L. & RENNE P. (1988). - New age data from Quinn River Crossing, Humboldt County Nevada, Implications for Palaeozoic and Mesozoic tectonics. - *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs*, 20, A 109-A 110.
- JONES D. L., BLAKE M. C. & RANGIN C. (1976). - The four Jurassic belts of northern California and their significance to the geology of the southern California borderland, *In*, HOWELL D. H., Ed., *Aspects of the geologic history of the California borderland, Pacific section*, Am. Assoc. Pet., Geol., Mix, Pub. 24, 343-362.
- KETNER K. B. & WARDLAW B. R. (1981). - Permian and Triassic rocks near Quinn River Crossing, Humboldt County, Nevada. - *Geology*, 9, 123.
- LAPIERRE H., BOUXEL M., ALBAREDE F., COULON C., LECUYER C., MARTIN P., MASCLE G. & ROUER O. (1987). - Palaeozoic to Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath Mountains (northern California) and the geodynamic evolution of northwestern America. - *Tectonophysics*, 140, 155-177.
- LAPIERRE H., CHARVET J., ROUER O. & COULON C. (1990). - Model for the geodynamic evolution of the western North America Cordillera during Palaeozoic and Early Mesozoic, *In*, WILEY T. J., HOWELL D. G. & WONG F. L., Eds., *Terrane analysis of China and the Pacific rim*, Houston Texas - Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 13, 103-131.
- LAPIERRE H., CHARVET J., COULON C. & BUCHER H. (1989). - The Triassic Koipato calc-alkaline volcanism (Nevada, U.S.A.): the ultimate arc-magmatism before the American-Mexican building. - *E. U. G. Strasbourg, Terra Abstracts*, 1, 1, p. 630.
- LAPIERRE H., BLEIN O., SCHWEICKERT R. A., CHARVET J. & ROUER O. (1992). - Calc-alkaline lavas of Black Dyke Formation, western Nevada: Part of the northern Sierra Nevada Palaeozoic island arc? - *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, 24, 5, 63.
- LECUYER C., BROUXEL M. & LAPIERRE H. (1991). - Petrogenesis of magmas at a fossil slow-spreading center: The Trinity ophiolite (northern California, USA). - *Bull. Soc. géol. France*, 165, 5, 795-809.
- MARTIN P. (1989). - Le volcanisme permien d'arc insulaire des Klamaths orientales (Californie, USA). *Pétrogenèse et implications*

- géodynamiques. - Thèse d'Université de Nancy I, 170 pp.
- MILLER M. M. & HARWOOD D. S. (1990). - Paleogeographic setting of upper Palaeozoic rocks in the northern Sierra and eastern Klamath terranes, northern California, *In*, HARWOOD D. S. & MILLER M. M., Eds., *Palaeozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*, Boulder Colorado. - *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 255, 175-192.
- MILLER M. M., CALVIN H. S., WRIGHT J. E. & MADRID R. (1992). - The Late Palaeozoic paleogeographic and tectonic evolution of the western US Cordillera, *In*, *The geology of North America*, vol G3, Cordillera orogen; Conterminous USA. - *Geol. Soc. Am., Special Publications*, 57-106.
- MILSON J. & AUDLEY-CHARLES M. G. (1986). - Post collision isostatic readjustment in the southern Banda Arc, *In*, COWARD A. P. & RIES A. C., Eds., *Collision tectonics* - *Geol. Soc. Special Publication*, 19, 353-364.
- PEARCE J. A. & CANN J. R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. - *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 290-300.
- PEARCE J. A., HARRIS N. B. W. & TINDLE A. G. (1984). - Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretations of granitic rocks. - *J. Petrology*, 25, 956-983.
- ROBERTS S. J. & RUIZ J. (1989). - Geochemical zonation and evolution of the lower crust in Mexico. *J. Geophys. Research*, 94, 7961-7974.
- ROBERTS R. J., HOLTZ P. E., GILLULY H. & FERGUSON H. G. (1951). - Palaeozoic rocks of northern central Nevada. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 42, 12, 2813-2857.
- ROUER O. & LAPIERRE H. (1989). - Comparison between two Palaeozoic island-arc terranes in northern California (eastern Klamath and northern Sierra Nevada): Geodynamic constraints. - *Tectonophysics*, 169, 341-349.
- ROUER O., LAPIERRE H., COULON C. & MICHAEL A. (1989). - New petrological and geochemical data on mid-Palaeozoic island-arc volcanics of northern Sierra Nevada, California: evidence for a continent-based island arc. - *Can. J. Earth Sci.*, 26, 2465-2478.
- ROURE F. & SOSSON M. (1986). - Late Jurassic collision between a composite exotic block and the North American continent: a model for the Cordillera building. - *Bull. Soc. géol. France*, (8) II, n° 6, 945-939.
- SCHWEICKERT R. A. & SNYDER W. S. (1981). - Palaeozoic plate tectonics of the Sierra Nevada and adjacent regions, *In*, ERNST W. G., Ed., *The geotectonic development of California*. - Rubey Volume I, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 182-201.
- SCHWEICKERT R. A. & LAHREN M. M. (1987). - Continuation of Antler and Sonoma orogenic belts to the eastern Nevada, California, and late thrusting in a compressional arc. - *Geology*, 15, 270-273.
- SCHWEICKERT R. A., AMSTRONG R. L. & HARAKEL J. E. (1980). - Lawsonite blue schist in the northern Sierra Nevada, California. - *Geology*, 8, 27-31.
- SKINNER J. W. & WILDE G. L. (1966). - Permian fusulinids from northwestern Nevada. - *Lawrence University of Kansas Paleontological Contributions Paper*, 392, part 1, 1-10.
- SILBERLING N. J. (1973). - Geologic events during Permian-Triassic time along the Pacific margin of the United States, *In*, LOGAN A. & HILLS L. V., Eds., *The Permian and Triassic system and their mutual boundary*. - Canadian Society Petrol. Geology, 2, 345-362.
- SILBERLING N. J. & JONES D. L. (1982). - Tectonic significance of Permian-Triassic strata in northwestern Nevada and northern California. - *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs*, 14, 234.
- SILBERLING N. J. & ROBERTS R. J. (1962). - Pre-Tertiary stratigraphy and structure of northwestern Nevada. - *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 72, 58 p.
- SILBERLING N. J., JONES D. L., BLAKE M. C. Jr. & HOWELL D. G. (1984).

- Lithotectonic terrane map of western conterminous United States. - U. S Geological Survey Open-File Report, 84-523, C1-C43.
- SILBERLING N. J., JONES D. L., BLAKE M. C. Jr. & HOWELL D. G. (1987). - Lithotectonic terrane map of western conterminous United States. - U. S Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1874C, scale 1/2.500.000.
- SMITH (1973). - Geologic map of the Duffer Peak Quadrangle, Humboldt County, Nevada. - US Geological Survey Miscellaneous Field Investigations Map I-606, scale 1/48.000.
- SPEED R. C. (1979). - Collided Palaeozoic microplate in the western United States. - *J. Geology*, 87, 279-292.
- SUN S.-S. & MCDONOUGH W. F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes, *In*, SAUNDERS A. D. & NORRY M. J., Eds., *Magmatism in Ocean Basins*. - *Geol. Soc. Special Publications*, 42, 313-345.
- VALLIER T L. (1977). - The Permian and Triassic Seven Devils Group (western Idaho and northeastern Oregon. - U. S. Geological Survey Professional Paper, 1437, 58 p.
- VALLIER T L. (1989). - Geology of Pre-Tertiary igneous rocks in the Blue Mountains province of Oregon and Idaho. Implications for the geologic evolution of a complex island arc. - U. S. Geological Survey Professional Paper, 1438.
- VAN BERGEN M. J., VROON P. Z. & HOOGEWERFF J. A (1993). - Geochemical and tectonic relationships in the east Indonesian arc-continent region : implications of the subduction of the Australian passive margin. - *Tectonophysics*, 223, 97-116.
- VARGA R. J. & MOORES E. M. (1981). - Age, origin and significance of an unconformity that predates island-arc volcanism in the northern Sierra Nevada. - *Geology*, 9, 512-518.
- WILDEN R. (1961). - Major westward thrusting of Post-Middle Triassic age in north-western Nevada, *In*, Short papers in the geologic and hydrologic sciences Articles 147-292. - Geological Survey Research, US Geological Survey Professional Paper 424-C, C116-C120.
- WILDEN R. (1964). - Geology and mineral deposits of Humboldt County, Nevada. - Nevada Bureau of Mines Bull., 59, 154 p.
- WILSON M. (1989). - Igneous petrogenesis, A global tectonic approach, Academic Division of Unwin Hyman Ltd., London, 466 pp.
- WYLD S. J. (1990). - Palaeozoic and Mesozoic rocks of the Pine Forest Range, northwest Nevada, and their relation to volcanic arc assemblages of the western U. S. Cordillera, *In*, HARWOOD D. S. & MILLER M. M., Eds., *Palaeozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes, Boulder Colorado*. - *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 255, 219-237.

### II.2.3. La séquence sédimentaire de Jackson Mountains

Le Paléozoïque-Mésozoïque de Jackson Mountains peut être divisé en quatre séries (Russell, 1981) :

- (1) le Paléozoïque sédimentaire et volcanique (Formation McGill);
- (2) le Trias (Unit X-Boulder Creek Beds);
- (3) un épisode volcanique du Jurassique moyen à supérieur (Formation Happy Creek);
- (4) des molasses du Crétacé inférieur (Formation King Lear).

#### II.2.3.1. Le Paléozoïque (Formation McGill)

La formation McGill essentiellement turbiditique a été subdivisée en deux membres (Fig. II.5).

Le membre inférieur est formé principalement de grès volcanoclastiques et siliceux associés à des conglomérats, des brèches volcanoclastiques et des pélites (Fig. II.5). Le matériel volcanique proviendrait du démantèlement de laves d'un arc insulaire. Vers le sommet, l'augmentation des grès siliceux et des pélites traduit l'arrêt du volcanisme et marque l'apparition d'une source terrigène.

La base du membre supérieur est constituée de turbidites, riches en quartz et en fragments lithiques, notamment carbonatés, surmontées par des pélites et des cherts (Fig. II.5). Les faunes observées dans des blocs de carbonates indiquent des âges Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur et Permien. Au sommet, apparaissent de nouveau des turbidites volcanoclastiques, recoupées par des chenaux de brèches grossières à éléments volcaniques

Toutes les roches sédimentaires de la formation McGill sont des dépôts turbiditiques profonds accumulés dans un bassin alimenté par différentes sources (volcanique, terrigène ou carbonatée). Les turbidites du membre inférieur représentent un cône de déjection sous-marin profond, alors que celles du membre supérieur sont des dépôts de bas de pente. Au cours du temps, les faciès de talus progradent sur le bassin.

#### II.2.3.2. Le Trias (Unit X-Boulder Creek Beds)

L'unité X est constituée de pélites, de calcarénites, de grès et de blocs de calcaires massifs (Fig. II.5). Vers le sommet, apparaissent des niveaux volcanoclastiques. Le dernier horizon de roches sédimentaires non-volcaniques définit la limite avec l'unité Boulder Creek Beds, composée principalement de roches volcanoclastiques et de rares laves (Fig. II.5). L'unité Boulder Creek Beds renferme aussi quelques olistolithes de calcaire massif qui contiennent des faunes du Ladinien terminal et du début du Carnien (235 Ma). Comme pour la séquence paléozoïque, les faciès de bassin évoluent de la base au sommet, d'un milieu de bassin profond vers des dépôts de bas de pente, marquant la progradation sur le bassin des faciès de talus.

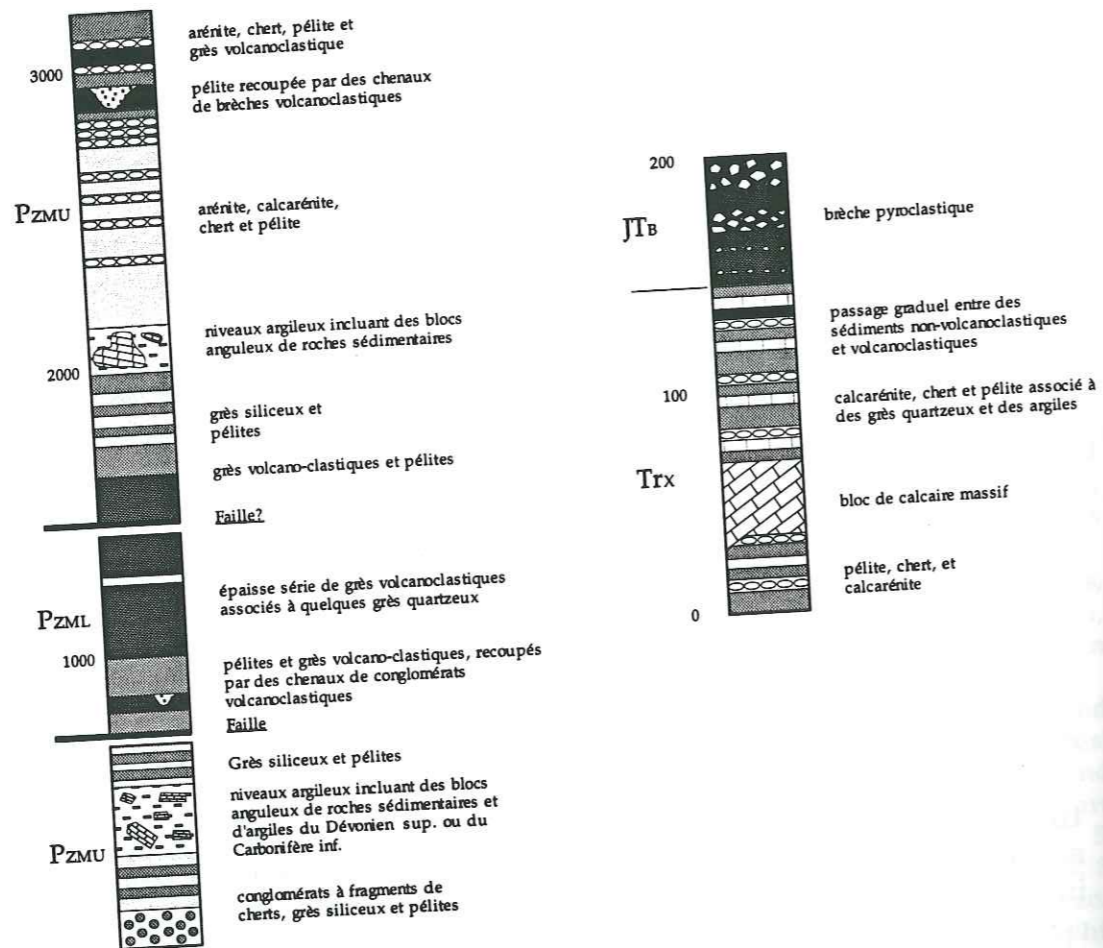


Figure II.5 : Colonne litho-stratigraphique de la séquence de Jackson Mountains (d'après Russell, 1981).

### II.2.3.3. Le magmatisme calco-alcalin du Jurassique moyen à supérieur (Formation Happy Creek)

Le Trias est recouvert en discordance par la formation volcanique Happy Creek, composée de coulées massives, de brèches volcanoclastiques et de passés pélitiques (Fig. II.5). La rareté des laves en coussins traduit l'existence d'un milieu sub-aérien. Les roches volcaniques et pyroclastiques sont recoupées par des diorites plus ou moins riches en quartz. Ce magmatisme est daté du Jurassique moyen par radiochronologie (Rb-Sr, 169Ma; Russell, 1981). Il représente un des témoins du magmatisme de marge active qui s'installe en bordure du craton nord-américain dès le milieu du Jurassique.

Cette série volcanique est déformée et métamorphisée dans le faciès schiste vert durant l'orogénèse Névadienne fini-jurassique, avant le dépôt des molasses du Crétacé inférieur (Formation King Lear).

### II.2.3.4. Implications géodynamiques

Le Paléozoïque de Pine Forest Range et Jackson Mountains est constitué de roches sédimentaires, les roches volcaniques sont absentes. A Pine Forest Range, la sédimentation terrigène ou volcanoclastique est associée à quelques calcaires dépourvus de faunes à fusulines. A Jackson Mountains, la sédimentation volcanoclastique est associée à des sédiments siliceux du Pennsylvanien. Pine Forest Range et Jackson Mountains sont, au Paléozoïque, loin des axes volcaniques représentés par les arcs Klamath orientale-Blue Mountains et Sierra Nevada. Toutefois leur sédimentation est rythmée par l'apport de matériel volcanique, synchrone des éruptions volcaniques. Il est néanmoins difficile de déterminer la provenance de ce matériel volcanique : l'arc Klamath orientale-Blue Mountains et/ou l'arc Sierra Nevada?

Au contraire, le Trias de Pine Forest Range présente de nombreuses similitudes avec celui de Jackson Mountains, basées sur la présence dans les deux chaînes :

- d'une lacune du Trias inférieur et d'un conglomérat de la base du Trias moyen qui repose en discordance sur le Permien (Fig. II.6);
- d'un Trias moyen et supérieur calcaire et volcanique à Pine Forest Range et volcanoclastique dans les Jackson Mountains (Fig. II.6). De plus, tout le Trias de Jackson Mountains présente des fragments de calcaires remaniés contenant des conodontes ladinien, carniens et noriens observés à Pine Forest Range (Russell, 1981; Wyld, 1990).

Ces observations impliquent qu'au cours du Trias, Pine Forest Range et Jackson Mountains faisaient partie d'un même environnement tectonique proche d'un axe volcanique.

### II.2.4. Conclusions

Nous constatons donc que les formations volcano-sédimentaires du Black Rock Desert présentent des affinités soit avec l'arc insulaire observé dans les Klamath orientales et les Blue Mountains, soit avec celui de Sierra Nevada. Le Permien-Trias de Bilk Creek présente les mêmes caractéristiques que celui Klamath orientale-Blue Mountains. Ces similitudes, déjà



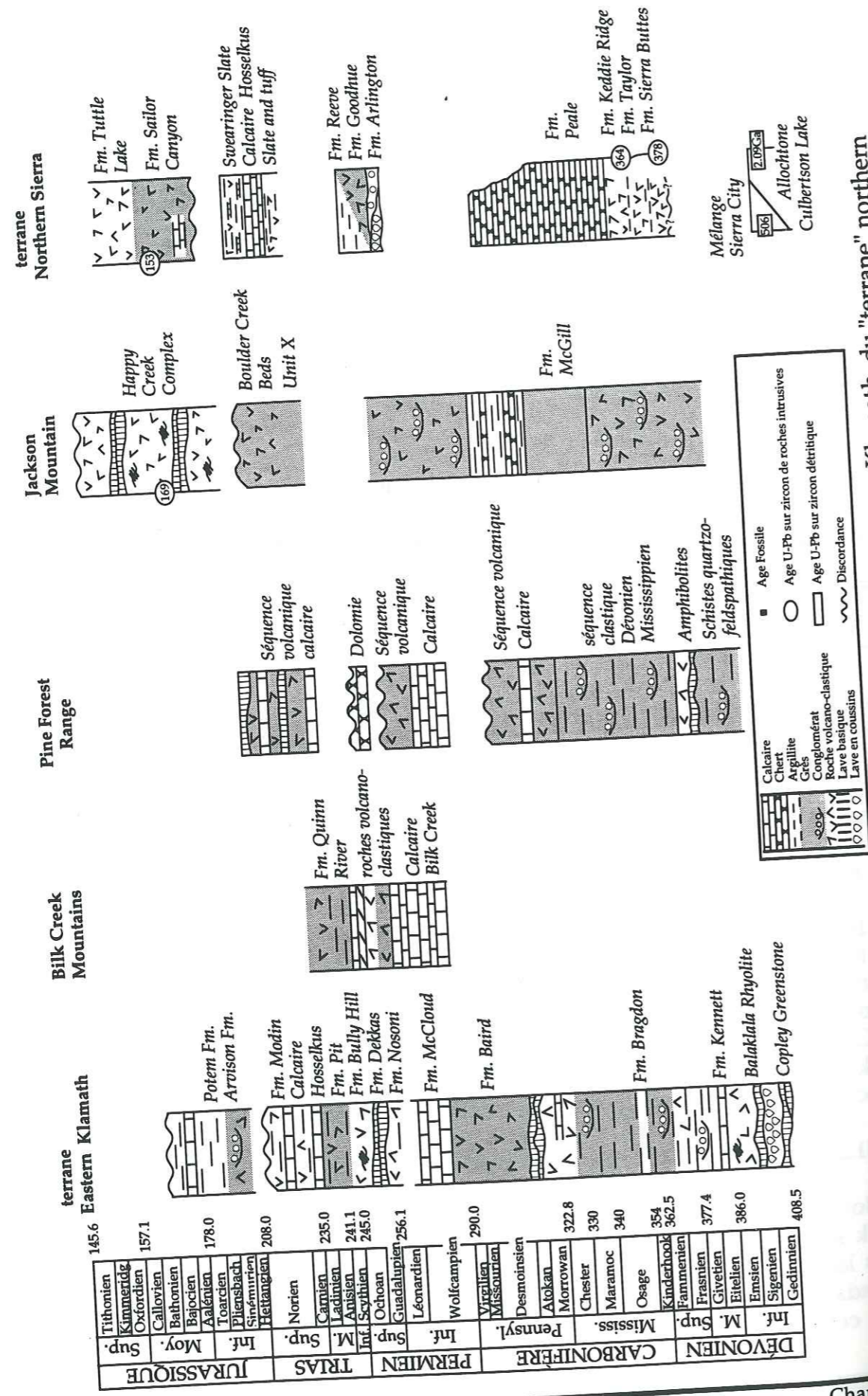


Figure II.6 : Colonnes litho-stratigraphiques simplifiées du "terrane" eastern Klamath, du "terrane" northern Sierra et des séquences d'arc permo-triasique du Nevada (modifiée d'après Jones, 1990; Russell, 1981; Wyld, 1990).

soulignées par de nombreux auteurs (Silberling et Jones, 1982; Jones *et al.*, 1988; Jones, 1990; Lapierre *et al.*, 1990), sont basées sur la présence :

- (1) de fusulines du Permien inférieur à affinité téthysienne;
- (2) l'absence de discordance à la limite Permien-Trias;
- (3) de lithologies comparables dans le Trias inférieur et moyen;
- (4) d'une affinité calco-alkaline du volcanisme basique du Permien inférieur et de rhyolite tholéiitique d'arc à la fin de l'activité magmatique à la limite Permo-Trias;

(5) de valeurs d' $\epsilon(\text{Nd}) > 5$  suggérant que ce magmatisme dérive d'une source mantellique de type MORB contaminée par des sédiments subductés (Alibert *et al.*, 1991).

Par opposition, le Paléozoïque-Trias de Pine Forest Range et Jackson Mountains se distingue de celui de Bilk Creek par la présence :

- (1) d'un Paléozoïque sédimentaire;
- (2) d'une discordance à la limite Permien-Trias. Cette discordance, associée à une lacune de tout le Trias inférieur, est caractéristique du Paléozoïque-Trias de Sierra Nevada affecté par l'orogénèse Sonoma. Au Trias moyen et supérieur, Pine Forest Range et Jackson Mountains, caractérisés par des roches volcaniques et volcanoclastiques associées à des carbonates, sont liés à un volcanisme d'arc ou de marge active.



Figure II.7 : Carte géologique simplifiée de la région d'Hawthorne (d'après Stewart et Carlson, 1978).

## II.3. ARC INSULAIRE À AFFINITÉ CONTINENTALE : LA FORMATION BLACK DYKE, NEVADA CENTRO-OCIDENTAL

### II.3.1. Introduction

Dans le Nevada centro-occidental, au sud du 39<sup>ème</sup> parallèle, deux formations, Mina et Black Dyke, sont constituées de roches sédimentaires ou ignées du Paléozoïque supérieur appartenant à un contexte d'arc volcanique. Elles affleurent de part et d'autre du chevauchement Luning, dans Garfield Hills, Excelsior et Pilots Mountains (Fig. II.7). Avant leur définition par Speed (1977a), ces deux formations étaient regroupées sous une seule formation Excelsior.

D'après Speed (1977a), Garside (1979, 1982) et Oldow et Speed (1985), la formation Mina est constituée principalement de turbidites volcanoclastiques et de grès grossiers auxquels s'associent des pélites et des cherts. Trois unités cartographiques distinctes ont été observées dans la formation Mina :

- 1) une unité turbiditique, épaisse de 500m, constituée de conglomérats, microconglomérats et grès volcanoclastiques à fragments lithiques;
- 2) une unité pélitique, épaisse de 70m, caractérisée par de argiles rouges et vertes associées à de fins niveaux turbiditiques feldspathiques;
- 3) une unité clastique, épaisse de 500m, incluant des cherts associés à des grès quartzo-feldspathiques et des pélites.

Des fusulines et des âges K/Ar obtenus sur amphiboles (Speed, 1977a) indiquent que les roches de la formation Mina sont mississippiennes à permien. Structuralement, la formation Mina présente une déformation complexe. Elle est fortement plissée, affectée par de nombreuses failles, et généralement ses strates sont en position inverse (Speed, 1977a). Une forte discordance angulaire sépare la formation Mina de la formation jurassique Dunlap.

La formation Black Dyke affleure en écaillés dans l'allochtone Luning et ne présente aucun contact stratigraphique avec des roches pré-tertiaires. La formation Black Dyke, épaisse de 1500m, est constituée à 70% de brèches pyroclastiques massives présentant des faciès mono ou polyolithologiques. Ces brèches sont associées à des coulées massives, des laves en coussins et des roches volcanodétritiques. Les laves, fortement porphyriques, ont des compositions basiques à intermédiaires et présentent différentes associations minérales : cpx-plag-ol-hbl, pl-hbl et pl-qz. Dans certains cas, les clinopyroxènes constituent jusqu'à 60% des laves, tandis que les plagioclases ne forment généralement que 10 à 20% de ces mêmes laves (Speed, 1977a; Garside, 1979, 1982). D'après Talukdar (1972) et Rogers *et al.* (1974), les laves de la formation Black Dyke sont principalement des andésites basiques ayant une affinité magmatique shoshonitique.

### II.3.2. La formation Black Dyke

Les deux articles suivant :

La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidental) témoin le plus oriental de l'arc paléozoïque de Sierra Nevada, O. Blein, H. Lapiere, R. A. Schweickert, P. Monié et A. Pêcher, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, p. 201-208, 1994;

Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island Arc in Western Nevada?, O. Blein, H. Lapiere, R. A. Schweickert, P. Monié, H. Maluski et A. Pêcher, *J. Geology*, v. 104, p. 485-492, 1996;

exposent des résultats stratigraphiques et géochimiques obtenus sur des roches ignées de la formation Black Dyke échantillonnées exclusivement dans les Garfield Hills à Black Dyke Butte. Ces résultats ont permis la détermination du contexte de dépôt des roches volcaniques et sédimentaires de la formation Black Dyke, une caractérisation du type de magmatisme ainsi qu'une comparaison avec les formations volcaniques contemporaines de Sierra Nevada et des Klamath Mountains.

## La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidental) : témoin le plus oriental de l'arc Paléozoïque de Sierra Nevada.

Olivier BLEIN, Henriette LAPIERRE, Richard A. SCHWEICKERT, Patrick MONIE et  
Arnaud PECHER

**Résumé** - La séquence volcano-sédimentaire du Permien inférieur de Black Dyke, située en bordure occidentale des "Basin and Range" représente un des témoins les plus orientaux des Cordillères nord-américaines. Elle est formée de basaltes et de pyroclastites, recouverts en concordance par des sédiments volcano-détritiques. Des cumulats gabbroïques à pargasite sont présents en fragments dans les brèches volcaniques et les conglomérats, et en enclaves dans les laves. Toutes ces roches ignées attestent de l'affinité calco-alkaline d'arc de la formation de Black Dyke.

Dans les Cordillères nord-américaines, la formation de Black Dyke est comparable à celle contemporaine de Goodhue en Sierra Nevada. Ces deux séries volcaniques du Permien inférieur peuvent être considérées comme les témoins d'un arc paléozoïque édifié sur un fragment continental.

### The Permian Black Dyke Formation (west-central Nevada): easternmost remnant of the Sierra Nevada Paleozoic arc.

**Abstract** - The Black Dyke Formation represents the easternmost Lower Permian arc sequence of the Cordillera. It is exposed in west-central Nevada near the western boundary of the Great Basin. Its stratigraphic succession consists of basalts and pyroclastic rocks overlain conformably by volcanoclastic sediments. Pargasite-bearing gabbroic cumulates occur as fragments in the breccias and the conglomerates, and as xenoliths in the lavas. All these rocks show features of the calc-alkaline suite.

The Black Dyke Formation is similar to the Lower Permian Goodhue calc-alkaline suite in the northern Sierra Nevada. These two Lower Permian volcanic suites represent the remnants of a Paleozoic continent-based island arc.

#### Abridged English Version

The North American Cordillera is characterized by important Permian arc-magmatism (eastern Klamaths, northern Sierra Nevada and west-central Nevada) (figure 1). According to Speed (1977; 1979), these sequences belong to a micro continental magmatic-arc. Burchiel and Davis (1975) and Miller *et al.* (1990) suggested that this arc was fringing the North American continental margin. In the eastern Klamaths, magmatism was continuous from Permian until Triassic. Arc tholeiites predominate and were likely built on oceanic crust (Brouxel *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Alibert *et al.*, 1991). In contrast, in the northern Sierra Nevada, the arc volcanic rocks are restricted to Permian age and were affected by the Late Permian-Early Triassic Sonoma

orogeny. Moreover, they belong to calc-alkaline suites displaying continental affinities (Rouer *et al.*, 1989). The Black Dyke Formation represents one of the easternmost Permian arc sequences of the U. S. Cordillera. It is considered as one of the remnants of a magmatic arc or alternatively represents a lateral equivalent of the island arc sequences exposed in the eastern Klamaths or the northern Sierra Nevada.

In west-central Nevada (figure 1), the two main exposures of the Black Dyke Formation are located at Marietta and at Black Dyke Butte (figure 2). At Black Dyke Butte, this formation occurs as a klippe resting on the Mesozoic Luning and Dunlap Formations, and forms an east-west trending anticline. The two flanks of the anticline show different lithostratigraphies (figure 3).

Along the northern flank, the lithostratigraphic pile, 1200 m thick, can be divided into six units; the three lower units are mainly formed of igneous rocks while the three uppermost ones consist of volcanoclastic sediments derived from the erosion of the underlying rocks (figure 3). The lowermost unit (Pr1) of the volcanic succession, consists of coarse breccias with interlayered sparse lava flows. The breccias are rich in gabbroic amphibole cumulates which occur as angular fragments in the breccias or as rounded xenoliths in some basalts. The Pr1 unit is overlain by pyroclastic breccias interbedded with phyrific basalts (Pr2). At the base the breccias are polymict. Towards the top, they become monomict and are formed of basaltic or basic andesitic fragments. The top of the volcanic pile (Pr3) consists of monomict breccia and lavas flows, overlain by avalanche breccia and coarse-grained sandstones. The base of the sedimentary succession begins with thick volcanoclastic turbidites in which volcanic debris flows and lavas blocks (Pr4) occur; it grades upwards into conglomerates, sandstones, limestones and greywackes (Pr5-6). The whole sequence is intruded by coeval plugs of diorite-porphry.

Along the southern flank of the anticline, the formation is less thick (270 m; figure 3). The unit Pr1 is overlain by massive polymict breccia formed of basaltic, amphibole-bearing gabbroic cumulates and diorite-porphry fragments (Pr2'). Then, the sequence is exclusively sedimentary, and consists of avalanche breccias (Pr3') grading upwards into conglomerates and graded sandstones (Pr4').

The basalts are clinopyroxene, plagioclase, olivine or amphibole phyrific. The basic andesites are plagioclase and clinopyroxene phyrific.

They were affected by low grade greenschist metamorphism.

The Black Dyke volcanic rocks are  $TiO_2$ -poor (table I). Their Ba/La, La/Nb and Zr/Nb ratios fall within the range of medium to K-rich calc-alkaline suites. All these volcanic rocks show LREE-enriched patterns (table II; figure 4a). The spidergrams (figure 5a) exhibit negative anomalies in Nb, Zr and Ti, typical of arc magmas. The gabbroic cumulates are less enriched in LREE (figure 4b) than the basalts because of the abundant amphibole they contain; minerals depleted in LREE and known to concentrate the medium and heavy REE (table I). The diorite-porphyrines share with the basalts similar REE patterns.

Ages were obtained by  $^{40}Ar/^{39}Ar$  laser probe dating on single amphibole grains. These  $^{40}Ar/^{39}Ar$  results, ranging between  $264.6 \pm 8.4$  and  $275.3 \pm 1.8$  Ma (table II), suggest an Early Permian age for the Black Dyke Formation.

The Black Dyke Formation may be compared with the contemporaneous arc sequences exposed in the eastern Klamaths and the northern Sierra Nevada (figure 1). It is unlikely that the arc sequences of the Black Dyke and the eastern Klamath Mountains belonged to the same arc environment. In the eastern Klamath Mountains, the Permian lavas are low-K tholeiites emitted in an intra-oceanic setting (Alibert *et al.*, 1991) and are not affected by the Sonoma orogeny. In contrast, the volcanism at Black Dyke Butte belongs to a medium-K calc-alkaline suite contaminated by a crustal component. The Black Dyke Formation bears many similarities with the arc rocks exposed in the northern Sierra Nevada (figure 1).

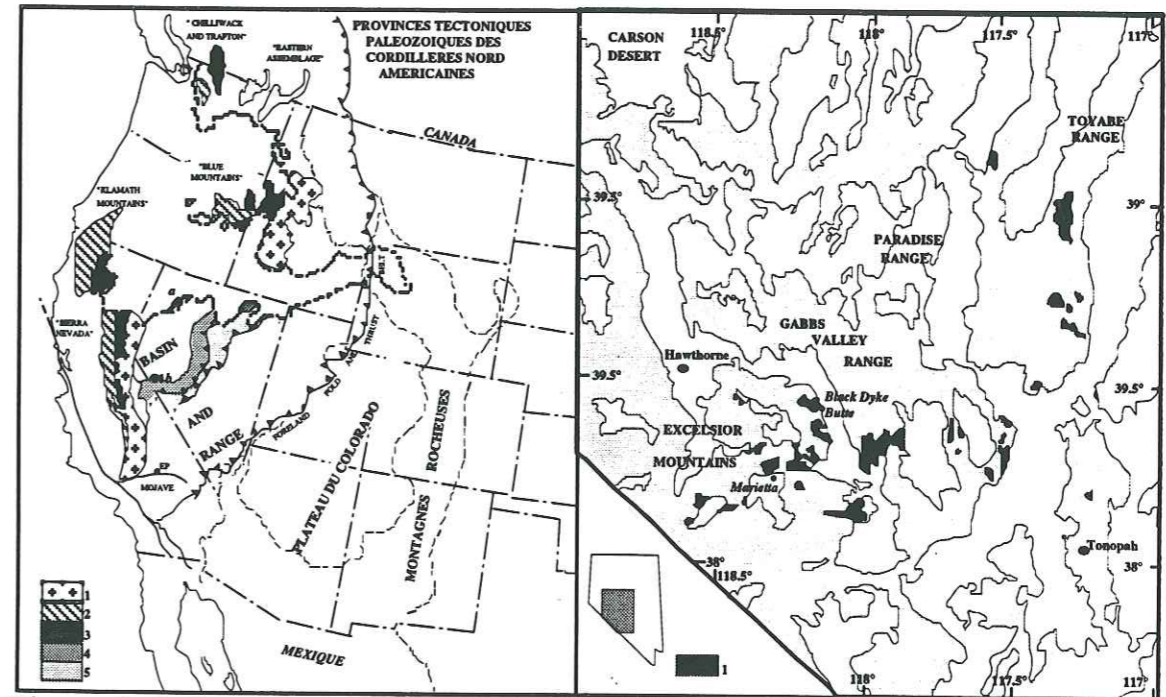


Figure 1 Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines d'après Miller *et al.* (1992). 1 : Roches intrusives Mésozoïque-Cénozoïque ; 2 : Complexes d'accrétion Paléozoïque (?) -Mésozoïque ; 3 Séquences d'arc insulaire Paléozoïque-Mésozoïque ; 4 : Allochtone de Golconda ; 5 : Allochtone des Monts Roberts ; a : désert de Black Rock ; b : Chaînon d'Excelsior.

Simplified map of the North American Cordillera after Miller *et al.*, 1992. 1 : Mesozoic-Cenozoic intrusive Rocks ; 2 : Paleozoic (?) -Mesozoic accretionary complexes ; 3 : Paleozoic-Mesozoic island arc sequences ; 4 : Golconda Allochthon ; 5 : M<sup>ts</sup> Roberts

Both sequences are of Early Permian age, and the magmatic affinity of their volcanics is similar, *i.e.* medium-K calc-alkaline with continental affinities (figure 4a-5a).

The calc-alkaline volcanic rocks of Early Permian age present at Black Dyke and in the northern Sierra Nevada terrane likely represent the same island arc environment.

### I. INTRODUCTION

Le domaine cordilléraire est classiquement considéré comme formé de fragments continentaux ou

Allochthon ; a : Black Rock Desert ; b : Excelsior Mountains.

Figure 2 Carte schématique du Nevada centro-occidental indiquant la localisation des secteurs étudiés. 1 : formations permienes.

Sketch map of the west-central Nevada showing the location of the studied area. 1 : Permian Formations.

océaniques successivement accrétés à la marge occidentale du craton nord-américain depuis le Paléozoïque inférieur jusqu'au début du Tertiaire (Coney *et al.*, 1980; Roure et Sosson, 1986; Oldow *et al.*, 1989). Dans ce domaine, le magmatisme d'arc permien est largement développé (Klamaths orientales, Sierra Nevada septentrionale et Nevada centro-occidental; figure 1). Il s'agit d'épanchements basiques sous-marins interstratifiés dans une sédimentation volcano-détritique et néritique.

En 1979, Speed émet l'hypothèse que ces séquences appartiendraient à

un seul arc, Sonomia, édifié sur un fragment continental. Cet arc serait séparé du craton nord-américain par un vaste domaine océanique dit de Golconda. Pour Burchfiel et Davis (1975) et pour Miller *et al.* (1990), cet arc borderait au contraire le craton nord-américain.

Le magmatisme dans l'arc volcanique des Klamaths orientales est continu depuis le Permien jusqu'au Trias et dériverait de sources mantelliques dépouillées de contamination crustale (Brouxel *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Alibert *et al.*, 1991). De plus, la phase tectonique fini-permienne-début triasique de Sonoma est inconnue. Par contre, les laves calco-alcalines de Sierra Nevada septentrionale sont essentiellement permienues et dérivent de sources mantelliques contaminées par de la croûte continentale (Rouer *et al.*, 1989). De plus, elles sont affectées par la phase orogénique de Sonoma.

Les séquences d'arc insulaire du Dévonien-Trias du Nevada se situent principalement dans le désert de Black Rock et dans les chaînons Excelsior (figure 1). Les séquences du désert de Black Rock ressemblent à celles des Klamaths orientales (Jones, 1990; Lapierre *et al.*, 1994). Celles des chaînons d'Excelsior, en particulier la formation de Black Dyke (Speed, 1977; 1979), sont moins connues. Représentent-elles une extension orientale des séquences d'arc de Californie du Nord, ou sont-elles les témoins d'un magmatisme d'arc insulaire ou de marge active indépendants de ceux présents à l'Ouest ?

L'âge et la caractérisation du magmatisme de Black Dyke apparaissent donc essentiels dans la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines à la fin du Paléozoïque.

## II. CADRE GEOLOGIQUE

La région étudiée se situe sur la bordure occidentale des "Basin and Range", à l'Est des premiers contreforts de la chaîne de Sierra Nevada.

Le volcanisme d'arc permien du Nevada centro-occidental est représenté principalement par la formation de Black Dyke. Elle affleure au Nord de Marietta et à Black Dyke Butte, où elle a été définie par Speed (1977) (figure 2). Epaisse de 1200 m, elle est formée de brèches volcaniques, de basaltes porphyriques et d'une couverture sédimentaire détritique. Ce volcanisme a été considéré comme shoshonitique (Rogers *et al.*, 1974; Speed, 1977). Des datations K/Ar sur des hornblendes de niveaux turbiditiques ont fourni des âges de  $252 \pm 3$  Ma (Permien supérieur; Speed, 1977). Toutefois, la succession lithostratigraphique, l'âge et l'affinité magmatique des laves n'étaient pas connus. C'est pourquoi, une étude détaillée de la formation de Black Dyke a été entreprise dans le cadre d'un projet conjoint NSF-CNRS, dont nous présentons ici les premiers résultats.

## III. STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE BLACK DYKE

A Black Dyke Butte comme à Marietta, la formation de Black Dyke repose en klippe sur des formations mésozoïques.

A Black Dyke Butte, la structure générale de la formation est un antiforme d'axe N 100°, déversé vers le Sud. En son coeur, affleure la base de la succession lithostratigraphique. La formation de Black Dyke ne présente pas la même succession lithologique sur les flancs nord et sud de l'antiforme. Sur la retombée nord,

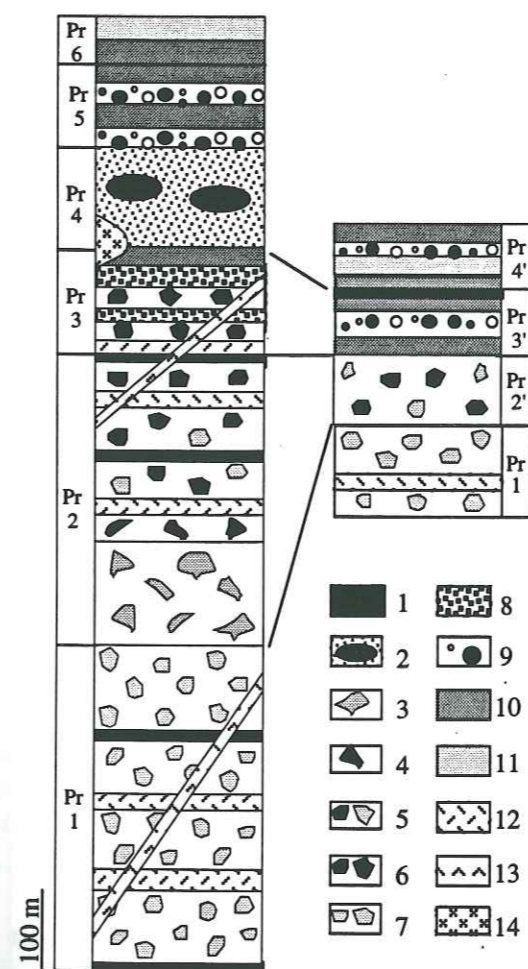


Figure 3 Colonne lithostratigraphique simplifiée de la Formation de Black Dyke. 1 : Tufs ; 2 : Turbidites à olistolithes ; 3 : Brèches de basaltes porphyriques en coussins ; 4 : Brèches de basaltes aphyriques en coussins ; 5 : Brèches volcaniques polygéniques ; 6 : Brèches volcaniques à fragments basaltiques ; 7 : Brèches volcaniques à fragments plutoniques ; 8 : Brèches volcanoclastiques ; 9 : Conglomérats ; 10 : Grès grossiers ; 11 : Grès fins ; 12 : Couléées basaltiques ; 13 : Filons basiques ; 14 : Necks.

Simplified lithostratigraphic column of the Black Dyke Formation. 1 : Tuffs ; 2 : Turbidites with olistoliths ; 3 : Pillow-breccias of porphyric basalts ; 4 : Pillow-breccias of aphyric basalts ; 5 : Polymict pyroclastic breccias ; 6 : Pyroclastic breccias with basaltic fragments ; 7 : Pyroclastic breccias with plutonic fragments ; 8 : Avalanche breccias ; 9 : Conglomerates ; 10 : Coarse-grained sandstones ; 11 : Fine-grained sandstones ; 12 : Basaltic flows ; 13 : Basic dykes ; 14 : Necks.

la succession est plus épaisse. Deux parties ont pu être reconnues : la partie basale épaisse de 900 m, à

dominante volcanique, et la partie sommitale, épaisse de 300 m et exclusivement sédimentaire.

La base volcanique a été subdivisée en trois unités sur des critères de faciès volcaniques et pyroclastiques. L'unité Pr1 est caractérisée par une accumulation de brèches volcaniques grossières riches en fragments centimétriques de cumulats gabbroïques et de microdiorites à amphiboles (figure 3). Les basaltes en rares coulées et filons, sont à amphiboles, et renferment des enclaves arrondies de cumulats gabbroïques, identiques à ceux des brèches.

L'unité Pr2 diffère de la précédente par la présence à sa base de brèches de coussins basaltiques aphyriques et/ou porphyriques et de hyaloclastites cimentées par une matrice anciennement vitreuse.

Elles sont surmontées de brèches soudées à chaud, parfois granoclassées dans lesquelles s'intercalent des basaltes à plagioclases et clinopyroxènes. Ces brèches initialement polygéniques et formées d'éléments ramonés, deviennent monogéniques vers le sommet (figure 3).

L'unité Pr3 est constituée à sa base d'une alternance de basaltes, de brèches volcaniques monogéniques et de brèches volcanoclastiques qui passent progressivement vers le sommet à des microbrèches et des grès grossiers (figure 3).

Dans la couverture sédimentaire détritique qui surmonte en concordance les faciès volcaniques et pyroclastiques, trois unités ont été distinguées en tenant compte de la granulométrie des roches sédimentaires et des associations lithologiques. L'unité Pr4 correspond à des turbidites qui passent vers le sommet à un olistostrome, épais de 120 mètres environ (figure 3). A la

base, la matrice turbiditique est organisée en bancs conglomératiques lenticulaires passant vers le haut et latéralement à des grès tendres, grossiers et riches en fragments volcaniques. Vers le haut, ces faciès détritiques se chargent en débris de laves et de brèches, rappelant des coulées clastiques ou débris flows. Enfin, au sommet de Pr4, apparaissent des olistolithes de nature variée : cumulats gabbroïques à amphiboles et clinopyroxénites, brèches et basaltes riches en plagioclases. Le magmatisme s'exprime par des filons et des necks de microdiorite à enclaves de cumulats à amphiboles, identiques à ceux en fragments dans les brèches de l'unité Pr1. Les deux dernières unités de la formation, Pr5 et Pr6 (figure 3), sont constituées de conglomérats et de grès, provenant de l'érosion de niveaux ignés sous-jacents.

La succession établie sur la retombée méridionale de l'antiforme diffère par : (i) la réduction de l'épaisseur des unités Pr2 et Pr3 qui ne sont constituées que par des brèches polygéniques et volcanoclastiques (figure 3); (ii) l'absence des olistolithes du Pr4 remplacés par des grès (figure 3).

#### IV. CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DE BLACK DYKE

Le magmatisme est surtout basique. Les seuls minéraux systématiquement transformés sont les olivines et les orthopyroxènes remplacés par chlorites, smectites ou serpentines.

Les basaltes aphyriques (< 20% de phénocristaux) et porphyriques (20 et 30% de phénocristaux) sont à plagioclases, clinopyroxènes et olivine ou amphibole. Les andésites basiques sont à plagioclases et clinopyroxènes.

Les plagioclases, quand ils ne sont pas transformés en albite ou adulaire, ont des compositions d'andésine, de labrador ou de bytownite (An<sub>50</sub>-An<sub>74</sub>). Les clinopyroxènes, généralement non zonés, se présentent toujours sous deux habitus : en phénocristaux plurimillimétriques isolés ou en amas gloméroporphyriques de cristaux millimétriques. Leur composition est celle d'une augite riche en Ca (Wo<sub>41-46</sub>-En<sub>40-45</sub>-Fs<sub>11-16</sub>). Seul le filon basaltique BD33, renferme des clinopyroxènes non-zonés ou à zonation inverse. Le basalte BD9 se distingue par des amphiboles zonées à coeur de pargasite et bordure de hornblende édénitique, et des clinopyroxènes plus riches en Cr (Wo<sub>46-50</sub>-En<sub>41-46</sub>-Fs<sub>6-12</sub>). Tous les clinopyroxènes sont dans le champ des basaltes calco-alcalins dans les diagrammes de Leterrier *et al.* (1982).

L'ordre de cristallisation des minéraux est : olivine, oxydes de Fe-Ti, plagioclases, clinopyroxènes en agrégats gloméroporphyriques ou en phénocristaux isolés, amphiboles. Cette séquence est caractéristique d'une série calco-alcaline.

Les gabbros sont à amphiboles et plagioclases. Les plagioclases s'associent en orthocumulat, et sont altérés en albite ou en adulaire. Les quelques minéraux frais sont des andésines (An<sub>40</sub> à An<sub>46</sub>). Les amphiboles, en baguettes millimétriques à centimétriques, sont systématiquement zonées, avec des coeurs de pargasite ferrifère et des bordures de hornblende édénitique. Elles incluent des oxydes ferro-titanés, des plagioclases, des clinopyroxènes et des apatites. Les clinopyroxènes peu abondants se présentent sous deux habitus : en cristaux isolés millimétriques et en agrégats gloméroporphyriques associés aux plagioclases. Les cristaux isolés sont

**Tableau I** Analyses représentatives (éléments traces et terres rares) des roches magmatiques de la formation de Black Dyke  
Representative analysis (trace and rare earth elements) of the igneous rocks from the Black Dyke Formation

Echantillons	BD12	BD66	BD 9	BD 15	BD 19
Unité	Pr 1	Pr 3'	Pr 1	Pr 2b	Pr 2b
Roche	micro-diorite	cumulat à amphiboles	basalte	andésite basique	basalte
TiO <sub>2</sub> %	0,71	1,20	0,82	0,85	1,06
MgO	3,70	7,78	5,00	5,28	5,42
Cr ppm	27	151	276	44	75
Ni	14	49	74	26	36
V	241	480	328	294	421
Y	18	14,1	17	14,9	21
Zr	55	21	39	53	62
Nb	4,14	1,83	5	2,73	5
La	15,80	4,74	13,50	10,60	12,40
Ce	35,00	12,50	30,30	24,00	27,80
Nd	20,00	11,00	16,60	14,80	15,20
Sm	4,17	2,72	4,21	3,14	4,09
Eu	1,31	0,92	1,22	1,02	1,20
Gd	4,52	3,55	3,94	3,60	4,05
Dy	3,78	3,14	2,95	3,26	3,50
Yb	2,01	1,38	1,46	1,77	2,14
Lu	0,31	0,19	0,20	0,26	0,30
Ta*	0,26	0,10	0,19	0,16	0,17
Hf*	1,86	0,92	1,28	1,88	1,87
Th*	4,17	0,84	2,46	3,17	2,64
[La/Yb] <sub>n</sub>	5,32	2,32	6,25	4,05	3,92
Eu/Eu*	0,93	0,91	0,93	0,94	0,91

Analyses effectuées par ICP au Laboratoire de Pétrologie Magmatique, URA 1277, Saint Jérôme, Aix-Marseille-III. \* ICPMS au Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren Belgique.

**Tableau II** Datations par la méthode 40Ar/39Ar de la formation de Black Dyke.  
40Ar/39Ar data of the Black Dyke Formation.

Méthodes analytiques	BD 9	BD 66	BD 89
âge plateau obtenu par fusion en paliers sur mono grain	264,6 Ma	273,3 Ma	275,3 Ma
âge isochrone sur plusieurs fusion totale de mono grain	± 8,4 Ma	± 11,1 Ma	± 4,6 Ma ± 1,8 Ma

Datations effectuées au Laboratoire de Tectonique et géochronologie, URA 1371, Montpellier-III.

des diopsides ( $Wo_{48-49}-En_{36-39}-Fs_{12-16}$ ), tandis que les agrégats sont des augites ( $Wo_{48-49}-En_{43-46}-Fs_{6-9}$ ). Comme dans les laves, les oxydes ferro-titanés sont nombreux. L'ordre de cristallisation des minéraux observés est : diopside, oxydes de Fe-Ti, plagioclases, amphiboles, plagioclases, apatite.

Les microdiorites légèrement fluidales, présentent la même association minéralogique que les

cumulats à amphiboles. Toutefois, les plagioclases représentent la phase minérale majeure.

La cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés et la présence d'amphiboles impliquent une forte fugacité en  $O_2$ , caractérisant un processus de différenciation d'un magma calco-alcalin.

La série basique de Black Dyke a toutes les caractéristiques chimiques d'un magmatisme calco-alcalin basique : (i)

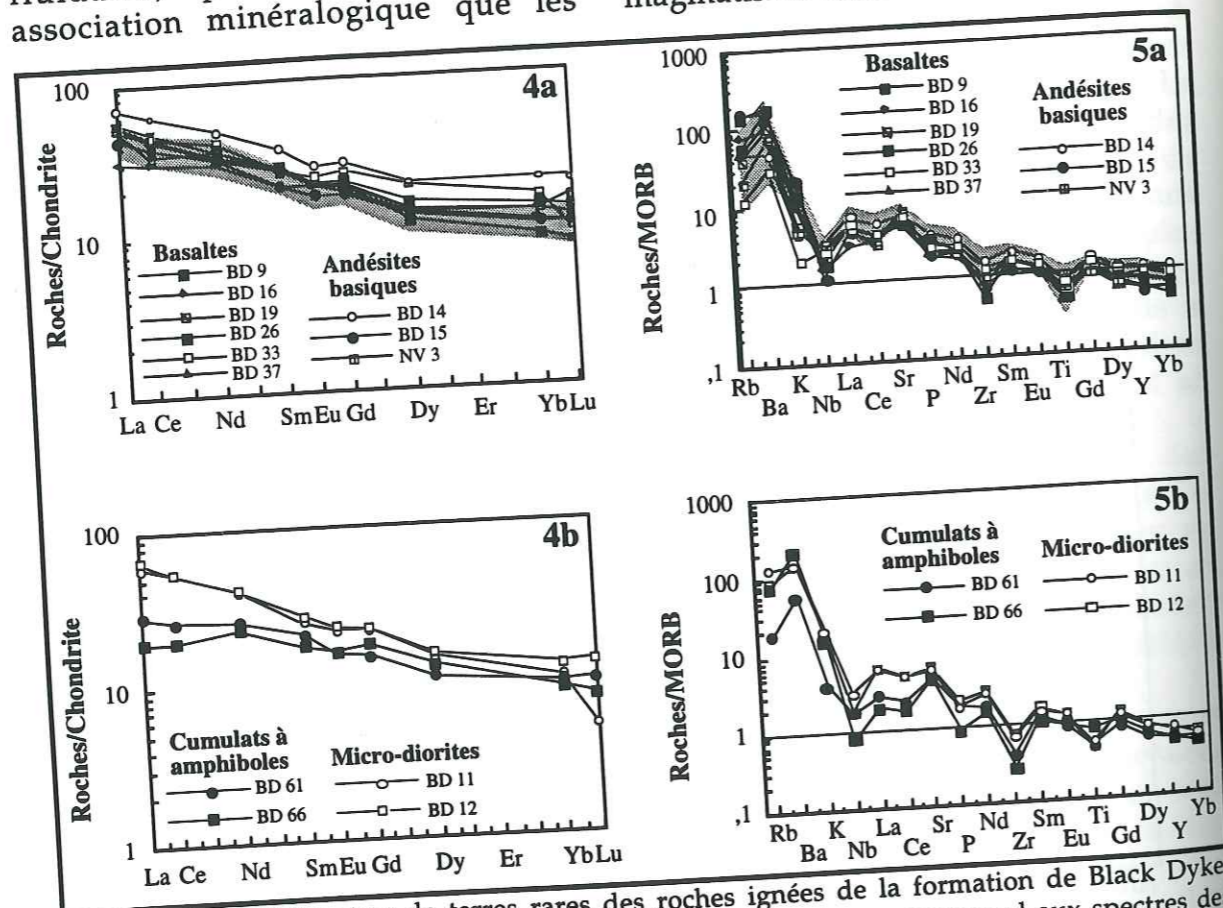


Figure 4 (a et b) Spectres de terres rares des roches ignées de la formation de Black Dyke, normalisés aux chondrites d'après Evenson *et al.* (1978). Le champ corespond aux spectres des terres rares des laves permiennees de Goodhue.

Chondrite-normalized REE distributions for the igneous rocks of the Black Dyke Formation, normalizing factors after Evenson *et al.* (1978). The field indicates the range of the REE patterns from the Permian Goodhue lavas.

Figure 5 (a et b) Eléments traces des roches ignées de la formation de Black Dyke, normaliss aux N-MORB de Sun et McDonough (1989). Le champ corespond aux spectres des terres rares des laves permiennees de Goodhue.

N-MORB-normalized trace elemnt plots for the igneous rocks of the Black Dyke Fm., N-MORB-normalization factors after Sun et McDonough (1989). The field indicates the range of the REE patterns from the Permian Goodhue lavas.

teneurs en  $TiO_2$  inférieures à 1,3% (tableau I; Gill, 1981; Wilson, 1989); (ii) des rapports Ba/La, La/Nb et Zr/Nb compris dans la fourchette de ceux des andésites calco-alcalines moyennement à fortement potassiques (Gill, 1981). Les spectres des terres rares des basaltes sont systématiquement enrichis en terres rares légères (figure 4a;  $(La/Yb)_N$  compris entre 3,4 et 6,3), caractéristiques de laves basiques calco-alcalines (Whitford *et al.*, 1981). Le rapport  $Eu/Eu^*$  ( $0,88 < Eu/Eu^* < 0,99$ ) est inférieur à 1, indiquant le fractionnement précoce des plagioclases. Les compositions des laves reportées dans un diagramme multi-éléments présentent des anomalies négatives en Nb, Zr et Ti, caractéristiques des magmas d'arc insulaire (figure 5a). Les cumulats à amphiboles diffèrent par un enrichissement plus faible en terres rares légères (figure 4b). Ceci est du à l'abondance des amphiboles pauvres en terres rares légères, et qui concentrent préférentiellement les terres rares intermédiaires et lourdes. Mais ils montrent une anomalie négative en Eu ( $0,87 < Eu/Eu^* < 0,89$ ), indiquant la cristallisation précoce des plagioclases. Les microdiorites présentent des spectres des terres rares (figure 4b) et des spectres étendus (figure 5b) identiques à ceux des laves.

## V. DATATION

Des datations par la méthode  $^{40}Ar/^{39}Ar$  ont été effectuées sur des amphiboles de basalte (BD9), de cumulats gabbroïques en galets dans des conglomérats (BD66) ou en fragments dans les brèches volcaniques (BD89).

Les isochrones obtenues pour les échantillons BD89 et BD66, donnent respectivement des âges de  $275.3 \pm 1.8$

et  $275.0 \pm 4.6$  Ma. Des paliers de températures progressifs ont été appliqués sur les amphiboles du basalte BD9. Les deux âges plateau obtenus sont de  $264.6 \pm 8.4$  et  $273.3 \pm 11.1$  Ma. Tous ces âges  $^{40}Ar/^{39}Ar$  suggèrent un âge Permien inférieur pour la formation de Black Dyke (tableau II).

## VI. CONCLUSIONS

La formation allochtone de Black Dyke est constituée à Black Dyke Butte de laves basiques associées à des pyroclastites, recouvertes en concordance par des sédiments volcano-détritiques.

La partie volcanique est formée surtout de brèches volcaniques alternant avec des coulées massives, recoupées par des filons et des necks de microdiorites. La rareté des hyaloclastites et l'absence de pillow lava indiquent que ce volcanisme était sub-aérien. Les basaltes et les andésites basiques, pétrographiquement homogènes, sont à deux pyroxènes et plagioclases, accompagnés d'olivine ou de pargasite. Elles présentent toutes des caractéristiques géochimiques calco-alcalines de type moyennement à fortement potassique.

Lorsque le volcanisme arrive à son terme, une érosion importante entraîne le démantèlement des appareils volcaniques et le dépôt d'une sédimentation détritique grossière. Cette phase de démantèlement et de sédimentation est certainement d'ordre régionale, car elle est présente partout où affleure la formation de Black Dyke

Les données acquises permettent d'envisager une comparaison avec les séquences d'arc insulaire des Klamaths orientales et de Sierra Nevada septentrionale. En examinant

l'affinité magmatique des laves, il est difficile d'identifier la formation de Black Dyke à la séquence d'arc des Klamaths orientales. En effet, cette dernière présente une affinité tholéiitique à calco-alcaline faiblement potassique, dans un contexte d'arc intra-océanique, et résulte de magmas qui n'ont pas subi de contamination crustale (Brouxel *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1988; Charvet *et al.*, 1990). De plus leur âge, Permien supérieur à Triasique inférieur, est incompatible avec l'âge Permien inférieur de la formation de Black Dyke.

Par contre, les données de la formation de Black Dyke se rapprochent de celles acquises sur les formations du Permien inférieur d'arc insulaire de Sierra Nevada (figure 1). La séquence permienne de cet arc insulaire comprend deux formations volcaniques, Goodhue et

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- C. ALIBERT, P. MARTIN et H. LAPIERRE, The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California, *J. Vol. Geothermal Research*, 46, 1991, p. 299-322.
- M. BROUXEL, H. LAPIERRE, A. MICHARD et F. ALBAREDE, The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 85, 1987, p. 386-400.
- M. BROUXEL, H. LAPIERRE, A. MICHARD et F. ALBAREDE, Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back arc basin system. Part 2: Eastern Klamaths, early to middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1988, p. 1120-1130.
- B. C. BURCHFIEL et G. A. DAVIS, Nature and controls of Cordilleran orogenies, western United States; Extensions of an earlier synthesis, *Amer. J. Sci.*, 275, 1975, p. 363-396.
- J. CHARVET, H. LAPIERRE, O. ROUER, C. COULON, C. CAMPOS et C. LECUYER, Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and early Mesozoic rocks in the eastern

Reeve. Les faciès pétrographiques de la formation de Goodhue (Rouer *et al.*, 1989), sont, comme ceux de Black Dyke, des basaltes calco-alcalins comme le montrent les spectres de terres rares (figure 4a) et les diagrammes multi-éléments (figure 5a). Des données isotopiques préliminaires indiquent que les laves de Black Dyke ont subi, comme celles de Sierra Nevada, une contamination crustale.

Ces arguments nous font penser que les volcanismes d'âge Permien inférieur de Sierra Nevada et de la formation de Black Dyke appartiennent vraisemblablement à un seul arc installé sur un substratum continental. La formation de Black Dyke serait un témoin de l'arc de Sierra Nevada, déplacé vers l'Est lors des phases tectoniques mésozoïques.

Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 255, 1990, p. 255-275.

- P. J. CONEY, D. L. JONES et J. H. W. MONGER, Cordilleran suspect terranes, *Nature*, 288, 1980, p. 329-333.
- N. M. EVENSON, P. J. HAMILTON et R. K. O'NIONS, Rare earth abundances in chondritic meteorites, *Geo. Cosmo. Acta*, 42, 1978, p. 119-1212.
- J. GILL, Orogenic Andesites and Plate Tectonics, *Springer Verlag eds.*, 1981.
- A. E. JONES, Geology and tectonic significance of terranes near Quinn River Crossing, Nevada, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 255, 1990, p. 239-253.
- H. LAPIERRE, J. CHARVET, O. BLEIN et O. ROUER, Les séquences volcano-sédimentaires permo-triasiques du Nevada occidental (Etats-Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des arcs insulaires paléozoïques des Cordillères nord-américaines, *Bull. Soc. geol. France*, (soumis).
- J. LETERRIER, R. C. MAURY, P. THONON, D. GIRARD et M. MARCHAL, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-

volcanic series, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, 1982, p. 139-154.

- M. M. MILLER et D. S. HARWOOD, Paleogeographic setting of upper Paleozoic rocks in the northern Sierra and eastern Klamath terranes, northern California, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 255, 1990, p. 175-192.
- J. S. OLDOW, A. W. BALLY, H. G. AVE LALLEMANT et W. P. LEEMAN, Phanerozoic evolution of the North American Cordillera, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, p. 139-232.
- J. J. W. ROGERS et 7 co-auteurs, Paleozoic and Lower Mesozoic volcanism and continental growth in the western United States, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 85, 1974, p. 1913-1924.
- O. ROUER, H. LAPIERRE, C. COULON et A. MICHARD, New petrological and geochemical data on mid-Paleozoic island-arc volcanics of the northern Sierra Nevada, California: Evidence for a continent-based island arc, *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1989, p. 2465-2478.
- F. ROURE et M. SOSSON, Late Jurassic collision between a composite exotic block

and the North American continent, a model for the Cordilleran building, *Bull. Soc. geol. France*, (8), II, 1986, p. 945-959.

- R. C. SPEED, Excelsior Formation, west-central Nevada: Stratigraphic appraisal, new divisions, and paleogeographic interpretations, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Sec., Pacific Coast Paleogeography Symposium 1*, 1977, p. 325-336.
- R. C. SPEED, Collided Paleozoic microplate in the western United States, *J. Geol.*, 87, 1979, p. 279-282.
- S. S. SUN et W. F. MCDONOUGH, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geol. Soc. Special Publications*, 42, 1989, p. 313-345.
- D. J. WHITFORD, W. M. et P. A. JEZEK, Neodymium isotopic composition of Quaternary island arcs lavas from Indonesia, *Geo. Cosmo. Acta*, 45, 1981, p. 989-995.
- M. WILSON, Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach, *Academic Division of Unwin Hyman Ltd*, 1989.

O. B., H. L. et A. P. : Lab. Géodynamique des Chaînes Alpines, URA-CNRS 69, Univ. Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble

R. A. S. : Uni. Nevada, Dpt Geol. Sci., Reno, NV 89557-0035

P. M. Lab. Tectonique Géochronologie, URA-CNRS 1371,

Univ. Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5



# Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island Arc in Western Nevada?

Olivier Blein<sup>2</sup>, Henriette Lapiere<sup>2</sup>, Richard A. Schweickert<sup>3</sup>, Patrick Monié<sup>4</sup>,  
Henri Maluski<sup>4</sup> and Arnaud Pêcher<sup>2</sup>

<sup>2</sup>: ERS-CNRS 129, Université J. Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, France.

<sup>3</sup>: Department of Geological Sciences, University of Nevada, Reno, NV 89557-0138, USA.

<sup>4</sup>: URA-CNRS 1371, Laboratoire de Tectonique et de Géochronologie, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cédex 5, France.

## ABSTRACT

Allochthonous upper Paleozoic volcanic island-arc suites of the U.S. Cordillera have previously been interpreted as parts of a single island arc. New lithologic, age, structural, biogeographic and geochemical data indicate the presence at least of two arcs, one built on a basement with continental crustal affinities including that of the Northern Sierra terrane, and the other built on an oceanic basement including that of the Eastern Klamath terrane. In the Garfield Hills, western Nevada, the Lower Permian Black Dyke Formation appears to be a remnant of the Northern Sierra Paleozoic island arc. It consists of calc-alkaline rocks with low to negative  $\epsilon_{Nd}$  ratios. Volcanic rocks share similar ages, magmatic affinities, and  $\epsilon_{Nd}$  ratios with lavas of the Goodhue Formation in the Northern Sierra terrane. Our new data suggest that these rocks are part of the Northern Sierra terrane, and we therefore infer that part of western Nevada was originally underlain by a basement with continental crustal affinities.

## INTRODUCTION

Allochthonous upper Paleozoic volcanic island-arc suites of the U.S. Cordillera are known in the Northern Sierra Nevada, the Eastern Klamath Mountains, the Blue Mountains of eastern Oregon, and western Nevada (Miller et al. 1992). Two opposing geodynamic models have been proposed to explain the development and accretion of these arc sequences to the North American margin during the Sonoma orogeny. In both models, these upper Paleozoic arc sequences were interpreted to represent a single island arc. In one model, these arc sequences developed in a west-facing arc system called the McCloud arc, fringing the North American plate. Accretion occurred as the result of collapse and closure of a back-arc basin in Permo-Triassic time (Burchfiel and Davis 1975; Miller 1987; Wyld, 1991; Miller et al. 1992). In the other model, the arc sequences belonged to an east-facing arc called Sonomia. Strata of an oceanic basin were deformed, offscraped, and incorporated into a growing accretionary prism east of the arc (Speed 1979; Schweickert and Snyder 1981; Snyder and Brueckner 1983; Brueckner and Snyder 1985), prior to collision during the Sonoma orogeny.

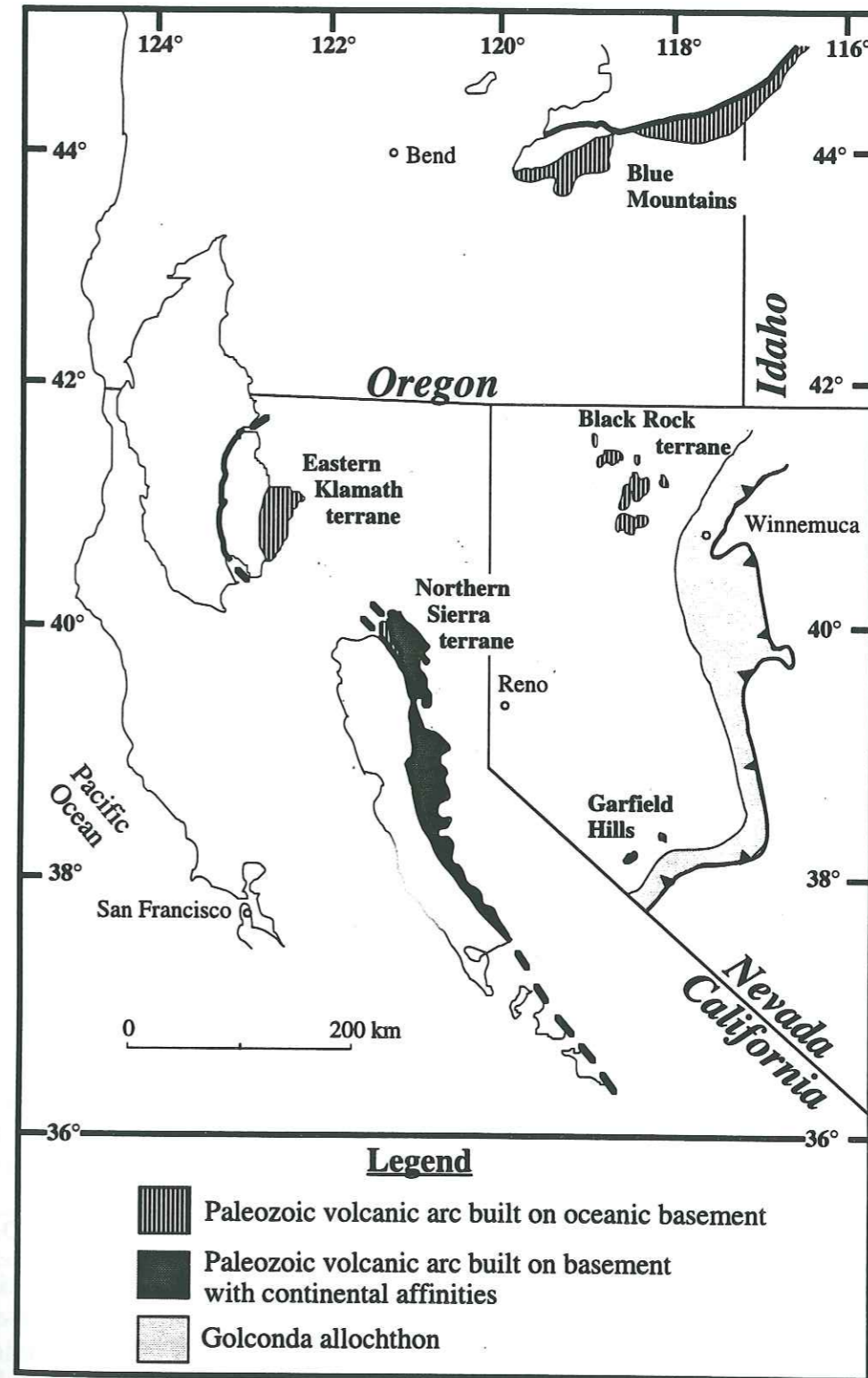


Figure 1. Simplified map of Paleozoic volcanic arcs in California and western Nevada and their inferred basement.

Geochemical and isotopic data suggest that two distinctly different Permian arc assemblages may have existed, and that current models must be revised (Brouxel et al. 1987, 1988; Rouer et al. 1989; Charvet et al. 1990, Alibert et al. 1991). The Eastern Klamath terrane, the Blue Mountains and Black Rock terrane in NW Nevada are parts of an island arc terrane that was built on oceanic crust (Wyld 1990; Jones 1990; Lapierre et al. 1994). In contrast, Paleozoic island arc rocks of the Northern Sierra terrane belong to an arc system whose basement had continental affinities (Rouer et al. 1989).

Our purpose here is to report on a study of a region of western Nevada in which the nature and affinity of the Paleozoic crust and basement are unknown. Sparse occurrences of Paleozoic volcanic rocks that crop out in the Garfield Hills (Fig. 1) provide important information on the nature of the basement on which the arc was built.

**THE BLACK DYKE FORMATION**

In the Garfield Hills, the Black Dyke Formation described by Speed (1977), is exposed in several slices within or upon the Luning allochthon (Oldow 1983). Its base is not exposed. The Black Dyke Formation consists of mafic lava flows and pyroclastic rocks and conformably overlying volcanoclastic turbidites. Pargasite-phyric basalts at the base of the section contain cognate amphibole-bearing gabbroic cumulates. They are interbedded with pyroclastic rocks which are composed predominantly of fragments of diorite porphyries and gabbros. Clinopyroxene-plagioclase phyric

basalts and andesites are present higher in the section.

Ages were obtained by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar laser probe dating on single amphibole grains. These <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar results, ranging between 264 ± 8.4 and 275 ± 1.8 Ma, suggest an Early Permian age for the Black Dyke Formation (Blein et al. 1994).

The basalts and mafic andesites are TiO<sub>2</sub>-poor (TiO<sub>2</sub> ≤ 1.3 wt %), indicating that they belong to orogenic suites. Cr and Ni contents are low, indicating that the lavas were fractionated. Their Ti/Zr, Ti/V, Y/Nb, Zr/Y and Zr/Nb ratios fall in the range of calc-alkaline suites (Gill 1981). On a plot of La versus Nb (Fig. 2A), the basalts and andesites fall in the K-rich calc-alkaline field (Gill 1981). Their LREE-enriched patterns (Fig. 2B) and N-MORB-normalized spider diagrams (Sun and McDonough 1989; Fig. 2C) are very similar to those of medium-K calc-alkaline suites. Rb, K and Ba are highly variable, reflecting alteration and low-grade metamorphism.

Gabbros are less enriched in LREE (Figs. 2D-E; (La/Yb)<sub>N</sub> ~ 3) than the basalts because they are rich in amphibole, which is depleted in LREE and is known to concentrate the HREE. However, microdiorites share similar REE patterns with the volcanic rocks.

**Sr AND Nd ISOTOPIC DATA**

Sr and Nd isotopic compositions of eight samples from the Black Dyke Formation in the Garfield Hills were measured on a multicollector VG Sector 54.30 thermal ionisation mass spectrometer, at the University of California in Santa Cruz. The igneous rocks show a wide range of Sr and Nd isotopic

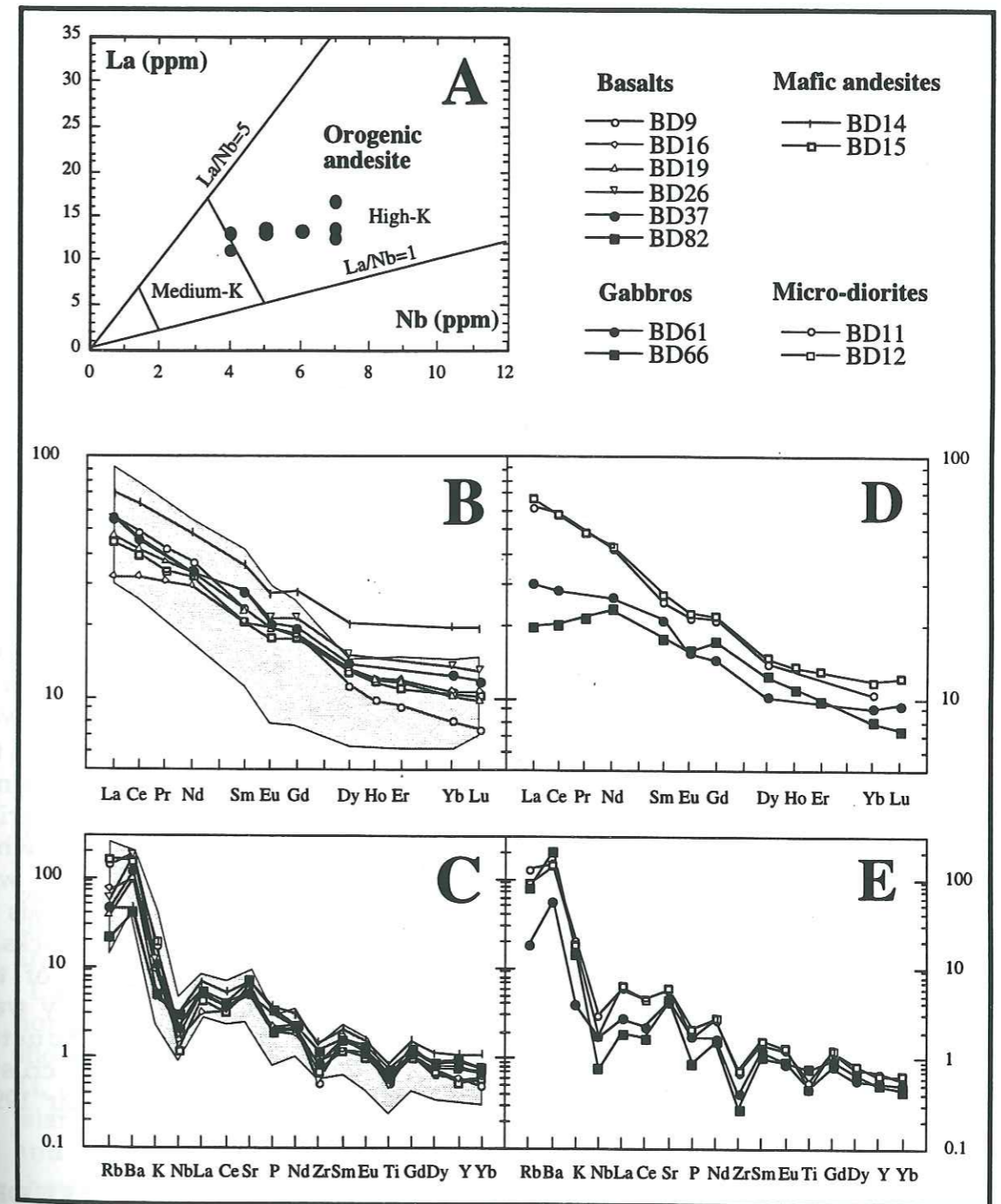


Figure 2. Geochemical features of Lower Permian igneous rocks from Black Dyke Butte. Chondrite normalization values are after Evensen et al. (1978). N-MORB normalization values are after Sun and McDonough (1989). The shaded area represents the field of rare earth and trace element patterns of mafic lavas of the Goodhue Formation in the Northern Sierra terrane (data after Rouer et al. 1988).

- A: Nb versus La plot (Gill 1981). Black Dyke rocks fall in the K-rich calc-alkaline field.
- B: Rare Earth Element patterns of the basalts and basaltic andesites.
- C: MORB-normalized spidergrams of the basalts and basaltic andesites.
- D: Rare Earth Element patterns of the gabbroic cumulates and microdiorites.
- E: MORB-normalized spidergrams of the gabbroic cumulates and microdiorites.

compositions, with  $\epsilon_{\text{Sr}}$ , 275Ma ranging from +6 to +22.5, and  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , 275Ma ranging from -1.4 to +5.3 (Fig. 3). The samples are displaced from the mantle array toward higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values, due to alteration.

Two groups of rocks can be distinguished on the basis of the  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios. A first group composed of basalts and mafic andesites shows positive  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios that range between +1.2 and +5.3. The second group, consisting of pargasite-phyric basalts, diorite porphyries and amphibole-gabbroic cumulates, exhibits negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios (0.4 to -1.4) that are near the Bulk Earth value.

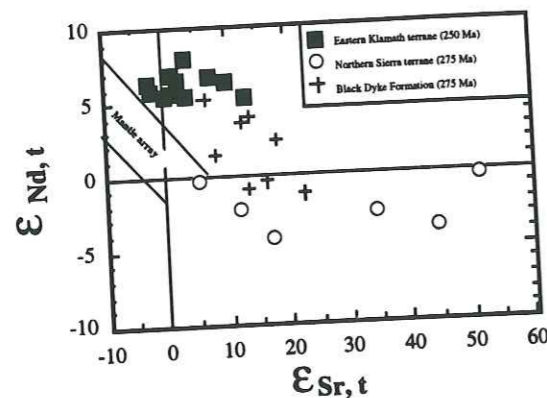


Figure 3. Sr and Nd isotopic variations for lavas of the Black Dyke (Nevada), Goodhue (Northern Sierra terrane), and Nosoni-Dekkas-Bully Hill formations (Eastern Klamath terrane).

Most oceanic arcs (*i.e.*, Izu-Bonin, Mariana), exhibit a relatively limited range of  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (+6 to +9; DePaolo 1988), which reflects the limited range of available magma source materials, N-MORB type mantle and subducted sediments. The calc-alkaline rocks of the Black Dyke Formation have a wide range of lower  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values and differ from basalts in present-day oceanic arcs. They are similar to rocks in island

arcs built on relatively young continental crust (Japan and Sunda arcs), which exhibit a wide range of  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (+6 to -4; Stolz et al. 1990).

The highest  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratio of +5.3 from the Black Dyke Formation represents the isotopic composition of the most depleted [the highest  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512554 \pm 0.0011$ ] source of the Black Dyke magmas, and points to a mantle enriched by an OIB component or recycled crustal material (De Paolo 1988). Basalts and andesites with positive  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios (+5 to +1) likely were derived from this enriched mantle contaminated by the incorporation of subducted, continentally derived sediments. The pargasite-phyric basalt (-1), cognate gabbroic inclusions (-0.5) and diorite porphyries (-1.5) show the lowest  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios. The low  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratio of the diorite porphyries can be explained by crustal assimilation during fractionation (AFC process), while crustal contamination was important in the petrogenesis of the pargasite-bearing mafic rocks.

Thus, the arc magmas of the Black Dyke Formation likely were contaminated by subducted sediments or continental crustal melts (Plank and Langmuir 1993; Vroon et al. 1993).

#### PERMIAN VOLCANIC ARC OF THE NORTHERN SIERRA TERRANE

In the Northern Sierra terrane, Upper Devonian to Permian island arc volcanic rocks rest depositionally upon a metasedimentary basement (Shoo Fly Complex). The Shoo Fly Complex is composed, in large part, of siliceous metasedimentary rocks

derived from a continental landmass, which may have been North American craton (Girty et al. 1993). Within the island arc sequence, Devonian to Mississippian volcanic rocks are overlain by Mississippian to Pennsylvanian radiolarian cherts, and these are overlain disconformably by basalts and basaltic andesites of the Lower to mid-Permian Goodhue Formation (Harwood 1990). The mid-Paleozoic calc-alkaline and tholeiitic rocks show negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (-1 to -12) which indicate that crustal contamination was an important process in the genesis of these rocks (Rouer et al. 1989). In the southern part of the Northern Sierra terrane, structures within the upper Paleozoic sequences are truncated by Late Triassic strata and show evidence of folding and faulting related to a Late Permian and/or Early Triassic orogeny (Sonoma orogeny).

Nearly all Permian volcanic rocks of the Goodhue Formation show calc-alkaline affinities, with an enrichment in LREE ( $3.5 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 8.4$ ). N-MORB normalized element distributions show typical negative anomalies in Ti, Nb, and Zr, characteristic of island-arc. All the Permian rocks and clinopyroxene phenocrysts show low and negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios (-0.2 to 4.3; Figs. 2-3; Rouer et al. 1988). They probably formed from melting of a mantle source, but show major involvement of continental crustal components, such as the metasedimentary rocks of the Shoo Fly Complex, or metamorphosed sialic rocks.

The Black Dyke and Goodhue Formations are both Early Permian (Table I). A comparison of all field,

petrographic and chemical data shows that volcanic rocks of the Black Dyke and Goodhue Formations share the same calc-alkaline features. Basaltic and andesitic volcanic rocks in both units have phenocrysts of plagioclase, Ca- and Fe-rich clinopyroxene, and hornblende. The two units have identical trace element and REE patterns (see also Figs. 2B-C).  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios, ranging from +5 to -4, in both cases indicate a complex mantle source characterized by mixing of two or three components. The lack of high  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ratios, ranging from +7 to +10, requires the presence of an enriched mantle source, assimilation of arc-crust material, and/or incorporation of subducted sediments derived from a cratonic source.

#### PERMIAN VOLCANIC ARC OF THE EASTERN KLAMATH MOUNTAINS

In the Eastern Klamath Mountains, volcanic arc remnants record intermittent volcanism from pre-Devonian to Early Jurassic times. They rest depositionally upon a basement formed of the Trinity ophiolite (Brouxel et al. 1987, 1988).

Middle to Upper Permian volcanic rocks (Nosoni, Dekkas and Bully Hill Formations) consist mainly of tholeiitic andesites and rhyolites with minor basalts, although some basalts of the Nosoni Formation (Alibert et al. 1991; Table I), show calc-alkaline affinities. Permian island-arc rocks are overlain by the Triassic Pit Formation. Apparent stratigraphic concordance between the Permian and Triassic rocks (Renne and Scott 1988), seems to preclude the

**Table I.** Comparison of all field, Petrological and Chemical Data from Igneous Rocks of the Black Dyke, Goodhue, and Nosoni-Dekkas-Bully Hill Formations

<u>Garfield Hills</u>	<u>Northern Sierra</u>	<u>Eastern Klamaths</u>
Black Dyke Fm	Goodhue Fm	Nosoni, Dekkas and Bully Hill Fms
breccia, pillow lava	breccia, pillow lava	breccia, pillow lava
over 1.2 km partial thickness	up to 3.3 km	1.5 km thickness
andesite, olivine basalt	hornblende andesite, olivine basalt	andesite, rhyolite, and minor basalt
opx-cpx-plag-ol-hbl phenocrysts	opx-cpx-plag-ol-hbl phenocrysts	opx-cpx-plag-ol phenocrysts
CAB & CAA	CAB & CAA	LKT & minor CAB
Eps(Nd) -1.5 to +5.3	Eps(Nd) -6 to 0	Eps(Nd) +5 to +8
mature island arc with strong crustal component	mature island arc with strong crustal component	mature island arc, built on a thickened oceanic crust
Basement: unexposed	Basement: Taylorsville seq & Shoo Fly Complex	Basement: Trinity ophiolite

existence of a Permian-Triassic angular unconformity corresponding to the Sonoma orogeny. The main tectonic event affecting the Eastern Klamaths is of late Early or early Middle Jurassic age (Wright and Fahan 1988). The Permian volcanic rocks are characterized by: (i) predominance of low-K tholeiitic suites with abundant acidic volcanic rocks, (ii) minor LREE-enrichment ( $0.7 < (La/Yb)_N < 3.7$ ), and  $\epsilon_{Nd, 250Ma} =$

+5 to +8 (Fig. 3). The Permian island-arc volcanic rocks are remnants of a mature island arc, built on a thickened crust in partially sub-aerial conditions (Alibert et al. 1991). Geochemical features suggest that the island-arc rocks were derived from MORB-type mantle sources contaminated by a few percent of slab-derived sediments (Alibert et al. 1991).

## DISCUSSION

The Black Dyke Formation is a typical calc-alkaline suite, and shares petrographic and chemical similarities with the correlative Goodhue Formation of the Northern Sierra terrane. In both areas, the arc rocks show a wide range of  $\epsilon_{Nd}$  values (+5 to -12) that are predominantly negative. The  $\epsilon_{Nd}$  ratios of rocks from the Northern Sierra terrane are even lower than those from Black Dyke Formation. These similarities suggest that they formed in the same tectonic environment, and they probably had similar types of basement. This basement was probably continental crust or a thick pile of old continentally derived sediments.

Available evidence suggests that two distinct Permian arc-types may have existed west of the North American continental margin. One arc-type, composed in part of the Black Dyke Formation and the Northern Sierra terrane, is characterized by calc-alkaline suites generated from enriched (OIB-type) mantle sources, and contaminated by variable amounts of old crustal components (Rouer and Lapierre 1989; Rouer et al. 1989). A second arc-type is composed of rocks of the Eastern Klamath terrane, the Blue Mountains and the Black Rock terrane, and is characterized by tholeiitic suites generated from MORB-type mantle sources contaminated by subducted sediments, and lacking crustal contamination (Lapierre et al. 1987; Brouxel et al. 1987, 1988; Charvet et al. 1990; Alibert et al. 1991; Lapierre et al. 1994). Differences in the age of tectonic events, present in the two types do not support interpretation of a single arc assemblage.

In modern arcs such as the Aleutians or Banda, differences in the type of basement on which the arc-volcanoes are built are common. Nevertheless, in such settings, volcanic activity is more or less contemporaneous despite differences in the type of basement, and geochemical variations observed across strike are generally time dependent.

It is important to note that volcanic activity in the two upper Paleozoic sequences of the Eastern Klamath Mountains, the Blue Mountains and the Black Rock terrane (Eastern Klamath arc) and Northern Sierra terrane and Black Dyke Formation (Northern Sierra arc) was diachronous. In the Eastern Klamath arc, volcanism began in the late Early Permian and lasted until the mid-Triassic, while in the Northern Sierra arc, volcanism was active only during the Early Permian. Moreover, during the late Paleozoic, mainly arc tholeiites were erupted in the Eastern Klamath arc while only calc-alkaline rocks were emitted in the Northern Sierra arc. Finally, the Northern Sierra terrane accreted to the North American margin during the Sonoma orogeny (Late Permian-Early Triassic), while arc volcanism was still active in the Eastern Klamath terrane, and the Blue Mountains. The Eastern Klamath arc likely collided the western margin of North America during the Late Triassic or Middle Jurassic (Irwin 1981; Charvet et al. 1990).

Stratigraphic data suggest that the Eastern Klamath and Northern Sierra arcs were distinct, and were separated by a significant geographic barrier. The presence of diagnostic Tethyan corals in Lower Permian strata indicates that the

Eastern Klamath arc was confined to an area 5000 km west of the North America margin (Stevens and Rycerski 1983; Belasky and Runneger 1994). During this time, the Northern Sierra arc records active arc volcanism, whereas in the Eastern Klamath arc shallow-water carbonate platforms (McCloud Formation) were free of reworked volcanic material. In contrast, during Permian times, arc-derived volcanoclastic sediments were deposited in the Golconda basin, which separates the Northern Sierra arc from the margin of North America. This suggests that the Northern Sierra arc terrane was located near the Golconda Basin (Harwood and Miller 1990).

### CONCLUSIONS

In 1979, Speed concluded that the Permian volcanic sequence of western Nevada consists of andesite, basalt and sedimentary rocks, like those of the Northern Sierra terrane. We show here that the Lower Permian Black Dyke Formation, in western Nevada, is closely similar to Permian arc rocks in the Northern Sierra terrane. The volcanic rocks have medium-K calc-alkaline affinities, with low to negative  $\epsilon_{Nd}$  ratios, like those of the Goodhue Formation in the Northern Sierra terrane.

Considering stratigraphic and structural data, it is now possible to hypothesize two distinct upper Paleozoic arc assemblages in Nevada, each with different types of basement, and different histories. As shown in Figure 1, we hypothesize that Sierran-type arc basement with continental affinities extends eastward beneath Mesozoic terranes to include the

former basement beneath the Black Dyke Formation. We also infer that Eastern Klamath-type arc basement with oceanic affinities lies beneath the Black Rock terrane, based upon stratigraphic and magmatic affinities discussed by Jones (1990), Wyld (1990) and Lapierre et al. (1994).

The recognition of two arc systems clarifies the distribution of upper Paleozoic arc assemblages in Nevada, and reconciles the accretion of the Northern Sierra terrane to the North America margin while the Eastern Klamath terrane was possibly thousands of kilometers west of the North America margin. It is important to note, however, that the present distribution of Paleozoic and Mesozoic rocks in western Nevada was probably greatly modified by Mesozoic strike-slip displacement along the Mojave-Snow Lake Fault (Schweickert and Lahren 1990) and the Pine Nut fault (Oldow 1983).

More work is needed to clarify the relations between the two upper Paleozoic arc systems and to identify clearly the tectonic boundary that separates them.

### ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by a NSF-CNRS joint program. The authors thank B. Clark Burchfiel for critical reviews on an earlier manuscript.

### REFERENCES CITED

- Alibert, C.; Martin, P.; and Lapierre, H., 1991, The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California: *Jour. Volc. Geoth. Res.*, v. 46, p. 299-322.
- Belasky, P., and Runneger, B., 1994, Permian longitudes of Wangreilia, Stikinia, and Eastern Klamath terranes based on coral biogeography: *Geology*, v. 22, p. 1095-1098.

- Blein, O.; Lapierre, H.; Schweickert, R. A.; Monié, P.; and Pêcher, A., 1994, La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidentale) : témoin le plus oriental de l'arc paléozoïque de Sierra Nevada: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 319, série II, p. 201-208.
- Brouxel, M.; Lapierre, H.; Michard, A.; and Albarède, F., 1987, The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 85, p. 386-400.
- \_\_\_\_\_; Lapierre, H.; Michard, A.; and Albarède, F., 1988, Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back arc basin system. Part 2: Eastern Klamath, early to middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California): *Geol. Soc. America Bull.*, v. 100, p. 1120-1130.
- Brueckner, H. K., and Snyder, W. S., 1985, Structures of the Havallah sequence, Golconda allochthon, Nevada: Evidence for prolonged evolution in an accretionary prism: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 90, p. 998-1012.
- Burchfiel, B. C., and Davis, G. A., 1975, Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: Extensions of an earlier synthesis: *Am. Jour. Sci.*, v. 275-A, p. 363-396.
- Charvet, J.; Lapierre, H.; Rouer, O.; Coulon, C.; Campos, C.; and Lécuyer, C., 1990, Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho, in Harwood, D.S., and Miller, M.M., eds., Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: *Geol. Soc. America Spec. Paper*, v. 255, p. 255-275.
- DePaolo, D.J., 1988, Neodymium Isotope Geochemistry, *Minerals and Rocks*, 20, Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 187 pp.
- Evensen, N. M.; Hamilton, P. J.; and O'Nions, R. K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites: *Geoch. Cosmo. Acta*, v. 42, 1199-1212.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics, Berlin, Springer-Verlag, 390 pp.
- Girty, G. H.; Hanson, A. D.; Yoshinobu, A. S.; Knaack, C. D.; and Jonhson, D., 1993, Provenance of Paleozoic mudstones in a contact metamorphic aureole determined by rare earth element, Th, and Sc analyses, Sierra Nevada, California: *Geology*, v. 21, p. 363-366.
- Harwood, D. S., and Miller, M. M., 1990, Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: *Geol. Soc. America Spec. Paper*, v. 255, 422 pp.
- Irwin, W. P., 1981, Tectonic accretion of the Klamath Mountains, in Ernst, W. G., ed., The geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, v. 6, p. 29-49.
- Jones, A. E., 1990, Geology and tectonic significance of terranes near Quinn River Crossing, Nevada, in Harwood D. S. & Miller M. M., eds., Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: *Geol. Soc. America Spec. Paper*, v. 255, p. 239-253.
- Lapierre, H.; Brouxel, M.; Albarède, F.; Coulon, C.; Lecuyer, C.; Martin, P.; Mascle, G.; and Rouer, O., 1987, Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath Mountains (North California) and the geodynamic evolution of the northwestern America: *Tectonophysics*, v. 140, p. 155-177.
- \_\_\_\_\_; Charvet, J.; Blein, O.; and Rouer, O., 1994, Les séquences volcano-sédimentaires permo-triasiques du Nevada occidentale (Etats Unis) : éléments clefs dans l'évolution géodynamique des arcs insulaires paléozoïques des Cordillères nord-américaines: *Bull. Soc. géol. France*, v. 165, p. 541-558.
- Miller, M. M., 1987, Dispersed remnants of a northeast Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, western U. S.: *Tectonics*, v. 6, p. 807-830.
- \_\_\_\_\_; Stevens, C. H.; Wright, J. E.; and Madrid, R., 1992, The Late Paleozoic paleogeographic and tectonic evolution of the western US Cordillera, in The geology of North America, Cordillera orogen; Conterminous USA.: *Geol. Soc. America Spec. Publications*, v. G3, p. 57-106.
- Oldow, J. S., 1983, Tectonic implications of a late Mesozoic fold and thrust belt in northwestern Nevada: *Geology*, v. 11, p. 542-546.

- Plank, T., and Langmuir, C.H., 1993, Trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones: *Nature*, v. 362, p.739-743.
- Renne, P. R., and Scott, G. R., 1988, Structural chronology, oroclinal deformation, and tectonic evolution of the southeastern Klamath Mountains, California: *Tectonics*, v. 7, p. 1223-1242.
- Rouer, O.; Lapierre, H.; et Coulon, C., 1988, La série calco-alcaline permienne d'arc du Nord de la Sierra Nevada (Californie, U.S.A.): ultime étape magmatique dans l'évolution de la bordure de la microplaque Sonoma: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 307, série II, p. 57-62.
- \_\_\_\_\_; Lapierre, H.; Coulon, C.; and Michard, A., 1989, New petrological and geochemical data on mid-Paleozoic island-arc volcanics of Northern Sierra Nevada, California: evidence for a continent-based island arc: *Can. Jour. Earth Sci.*, v. 26, p. 2465-2478.
- \_\_\_\_\_, and Lapierre, H., 1989, Comparaison between two Paleozoic island-arc terranes in northern California (Eastern Klamath and Northern Sierra Nevada): *Geodynamic constraints: Tectonophysics*, v. 169, p. 341-349.
- Schweickert, R. A., and Snyder, W. S., 1981, Paleozoic plate tectonic of the Sierra Nevada and adjacent regions, *In* Ernst, W. G., eds., *the Geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall*, p. 182-201.
- \_\_\_\_\_, and Lahren, M. M., 1990, Speculative reconstruction of the Mojave-Snow Lake Fault: Implications for Paleozoic and Mesozoic orogenesis in the western United States: *Tectonics*, v. 9, p. 1609-1629.
- Snyder, W. S., and Brueckner, H. K., 1983, Tectonic evolution of the Golconda allochthon, Nevada: Problems and perspectives, *in* Stevens, C. H., ed., *Pre-Jurassic Rocks in Western North America Suspect Terranes: SEPM Spec. Publ. 32, Pacific Section*, p. 103-123.
- Speed, R. C., 1977, Excelsior Formation, west-central Nevada: Stratigraphic appraisal, new divisions, and paleogeographic interpretations, *in* Stewart, J. H., Stevens, C. H., and Frische, A. E., eds., *Paleozoic Paleogeography of the western United States: SEPM, Pacific Section*, p. 325-362.
- \_\_\_\_\_, 1979, Collided Paleozoic microplate in the western United States: *Jour. Geol.*, v. 87, p. 279-282.
- Stevens, C. H., and Rycerski, B. A., 1983, Permian colonial rugose corals in the western Americas- Aids in positioning of suspect terranes, *in* Stevens, C. H., ed., *Pre-Jurassic Rocks in Western North America Suspect Terranes: SEPM Spec. Publ. 32, Pacific Section*, p. 23-33.
- Stolz, A. J.; Varne, R.; Davies, G. R.; Wheller, G. E.; and Foden, J. D., 1990, Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 105, p. 585-601.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, *in* Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in Ocean Basins: Geol. Soc. America Spec. Publications*, v. 42, p. 313-345.
- Vroon, P.Z.; Van Bergen, M.J.; White, W.M.; and Varekamp, J.C., 1993, Sr-Nd-Pb Isotope Systematics of the Banda Arc, Indonesia: Combined Subduction and Assimilation of Continental Material: *Jour. Geophysical Research*, v. 98, B12, p. 22349-22366.
- Wright, J. E., and Fahan, M; R., 1988, An expanded view of Jurassic orogenesis on the western United States Cordillera; Middle Jurassic (pre-Nevadan) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment, Klamath Mountains, California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 100, p. 859-876.
- Wyld, S. J., 1990, Paleozoic and Mesozoic rocks of the Pine Forest Range, northwest Nevada, and their relation to volcanic arc assemblages of the western U. S. Cordillera., *In*, Harwood, D.S., and Miller, M.M., eds., *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: Geol. Soc. America Spec. Paper*, v. 255, p. 219-237.
- \_\_\_\_\_, 1991, Permo-Triassic tectonism in volcanic arc sequences of the western U. S. Cordillera and implications for the Sonoma orogeny: *Tectonics*, v. 10, p. 1007-1017.

### II.3.3. Conclusions

Les principales conclusions sur la formation Black Dyke à Black Dyke Butte sont les suivantes :

- 1) l'existence de deux parties, volcanique et sédimentaire, chaque partie étant subdivisée en trois unités distinctes;
- 2) la partie volcanique présentant de bas en haut :
  - (i) des brèches pyroclastiques et des faciès magmatiques extrusifs et intrusifs à amphiboles;
  - (ii) des hyaloclastites et de brèches pyroclastiques basaltiques à clinopyroxènes et plagioclases;
  - (iii) des brèches pyroclastiques et des coulées massives à plagioclases associés à des faciès volcano-détritiques;
- 3) la partie volcanique est recouverte par une partie sédimentaire provenant de l'érosion des unités volcaniques sous-jacentes. La sédimentation de cette partie évolue depuis des turbidites grossières jusqu'à des turbidites fines. La première unité est caractérisée par la présence de niveaux olistholitiques interstratifiés dans les turbidites grossières.

Les laves observées sont des basaltes et des andésites basiques à phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase, d'olivine et d'amphibole. L'ordre de cristallisation, ol  $\Rightarrow$  oxydes Fe-Ti  $\Rightarrow$  pl  $\Rightarrow$  cpx  $\Rightarrow$  amph, caractérise l'affinité calco-alcaline de ces laves.

Les basaltes et les andésites basiques présentent toutes les caractéristiques géochimiques d'une série magmatique calco-alcaline moyennement potassique. Ces laves présentent un enrichissement en Thorium (0,8 ppm < Th < 4,5 ppm), et des valeurs d' $\epsilon_{Nd}(T=275Ma)$  comprises entre +1.5 et +5,5 suggérant qu'elles dérivent d'une source mantellique enrichie. Cette source mantellique serait contaminée par l'incorporation de sédiments subductés ou par des processus d'assimilation un composant crustal durant le fractionnement.

#### II.4. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DES SÉQUENCES D'ARCS PERMO-TRIASIQUES DU NEVADA

Les différentes séquences d'arcs permo-triasiques du Nevada n'appartiennent pas à un seul arc volcanique frangeant le continent nord-américain. Leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques confirment l'hypothèse émise par Lapierre *et al.* (1990, 1994), concernant l'existence de deux arcs volcaniques permo-triasiques totalement distincts à l'Ouest de la marge nord-américaine.

Le magmatisme d'arc du Nevada centro-occidental (Formation Black Dyke) présente de nombreuses similitudes avec celui de Sierra Nevada (formations Goodhue et Reeve). Dans les deux cas, il s'agit d'un magmatisme :

- (1) exclusivement Permien;
- (2) caractérisé par des roches volcaniques calco-alcalines;
- (3) caractérisé par de faibles valeurs d' $\epsilon Nd_{(T=275Ma)}$  comprises entre +1.5 et +5,5, suggérant qu'elles dérivent d'une source fortement contaminée.

Cet arc est séparé du continent nord-américain par un domaine océanique, le bassin de Golconda. En Sierra Nevada, cet arc paléozoïque est établi sur une séquence sédimentaire du Paléozoïque inférieur tectonisée (Complexe du Shoo Fly).

Par opposition, la séquence permo-triasique de Bilk Creek ressemble en tous points à celle des Klamath orientales et des Blue Mountains. Il s'agit d'un magmatisme d'arc permo-triasique continu, reposant sur des calcaires permien inférieurs à affinité téthysienne. Ce magmatisme dérive d'une source mantellique de type-MORB contaminée par des sédiments subductés ( $\epsilon Nd_{(T=275Ma)} > +5$ ; Alibert *et al.*, 1991). D'après Belaski et Runnegar (1994), cet arc se situe à plus de 3500 km de la marge nord-américaine à la fin du Permien.

Au Paléozoïque, Pine Forest Range et Jackson Mountains se situent loin des axes volcaniques, mais leur sédimentation est influencée par l'apport de matériel volcanique provenant de l'arc des Klamath orientales-Blue Mountains et/ou de Sierra Nevada. À partir du Trias, Pine Forest Range et Jackson Mountains présentent une similitude avec l'arc de Sierra Nevada. Ils subissent l'influence de la phase orogénique Sonoma. Cette phase correspond à la collision de ce dernier avec la marge nord-américaine ou un fragment lithosphérique. Au Trias supérieur, Pine Forest Range et Jackson Mountains se situent à proximité d'un axe volcanique.

L'étude des séquences d'arc du Nevada occidental confirme l'hypothèse de Lapierre *et al.* (1990). Le craton nord-américain est bordé au Paléozoïque par deux arcs volcaniques distincts édifiés respectivement sur des lithophères océanique (Klamath orientales, Blue Mountains et Bilk Creek Mountains) et continentale (Sierra Nevada et Nevada centro-occidental). Au Paléozoïque, Pine Forest Range et Jackson Mountains pourraient représenter des séquences de bassins proches de l'arc de Sierra Nevada puisque soumises à l'orogénèse Sonoma. Leur signification géodynamique au Trias sera précisée lors de l'étude du volcanisme de marge active du Nevada centro-occidental (cf Chapitre IV).

## Chapitre III.

# STRATIGRAPHIE, STRUCTURE ET GÉOCHIMIE DE L'ARC PERMIEN DE BLACK DYKE

## Chapitre III. STRATIGRAPHIE, STRUCTURE ET GÉOCHIMIE DE L'ARC PERMIEN DE BLACK DYKE

### III.1. INTRODUCTION

Dans le Nevada centro-occidental, les formations Mina et Black Dyke du Paléozoïque supérieur appartiennent à un contexte d'arc volcanique. La formation Black Dyke est constituée de roches plutoniques, volcaniques volcanoclastiques et sédimentaires, alors que la formation Mina est exclusivement formée de sédiments siliceux et de turbidites volcanoclastiques.

Les buts de ce chapitre sont multiples. Nous présenterons, dans un premier temps, les caractéristiques stratigraphiques et structurales des deux formations Black Dyke et Mina, complétées par des datations du magmatisme de Black Dyke. Nous préciserons ainsi les relations paléogéographiques liant ces deux formations durant leur dépôt, ainsi que les déformations qu'elles ont subies depuis le Permien.

Ensuite, nous déterminerons les caractères géochimiques des roches magmatiques de Black Dyke, à partir des concentrations en éléments majeurs et traces et des compositions isotopiques du Sr et du Nd. Nous pourrons ainsi appréhender la nature des processus magmatiques qui ont présidé à la genèse de ce volcanisme d'arc et de répondre à quelques questions essentielles :

- 1 - Quelle est la nature de la source mantellique ?
- 2 - Est-elle contaminée par un composant crustal ?
- 3 - Quelle est l'importance cette contamination ?
- 4 - Où et quand s'effectue cette contamination, au niveau de la source mantellique ou lors du fractionnement et de la cristallisation des liquides magmatiques ?

Ces résultats permettront de préciser la nature du ou des lignées magmatiques de la formation Black Dyke et de l'arc paléozoïque de Sierra Nevada à laquelle les roches ignées de Black Dyke semblent se rattacher.



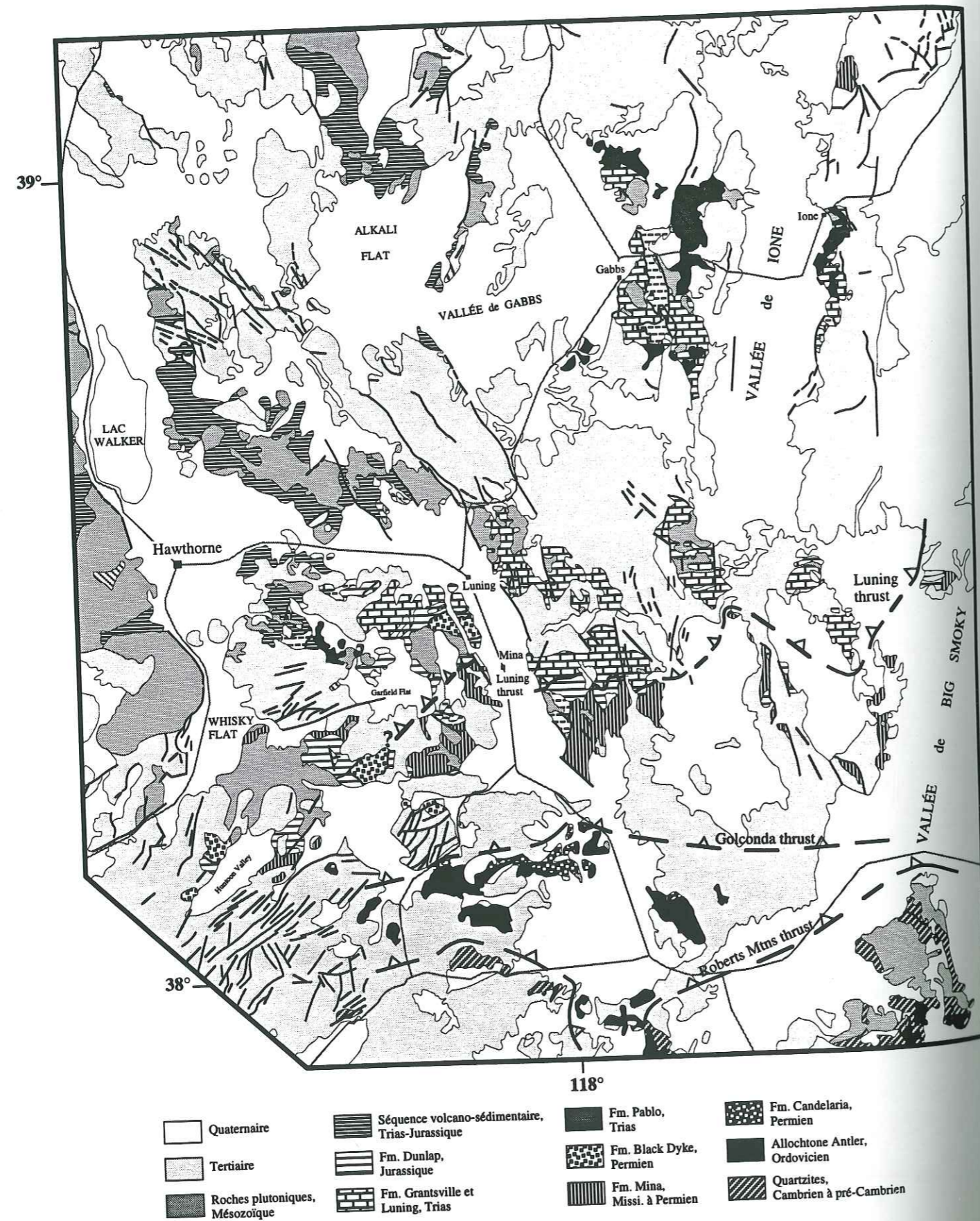


Figure III.1 : Carte géologique simplifiée de la région d'Hawthorne (d'après Stewart et Carlson, 1978).

### III.2. CARACTÈRES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

#### III.2.1. Introduction

Dans les secteurs de Garfield Hills, Excelsior et Pilot Mountains, les formations Black Dyke et Mina du Paléozoïque supérieur affleurent de part et d'autre du chevauchement Luning (Fig. III.1).

D'après Speed (1977a, 1977b) et Oldow et Speed (1985), la formation Black Dyke affleure en klippe sur l'allochtone de Luning, ou en éaille à la base de l'allochtone de Pamlico. Localement, à Mac Canyon, la formation Black Dyke forme des éailles au sein de l'allochtone de Luning (Oldow et Speed, 1985). La formation Mina affleure systématiquement sous le chevauchement de Luning, dans l'allochtone du Golconda (Fig. III.1).

#### III.2.2. Stratigraphie et structure

Le premier article intitulé :

Stratigraphy and structure of an Early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada): Implications for Permian palinspastic reconstructions (O. Blein, H. Lapierre, R. A. Schweickert, A. Pêcher, P. Monié, H. Maluski et J. Charvet, soumis à *Geol. Soc. Am. Bulletin*;

présente la synthèse des données stratigraphiques et structurales acquises sur la formation Black Dyke à Black Dyke Butte et Marietta Mines. Elle est complétée par des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphiboles magmatiques, effectuées au Laboratoire de Géochronologie, de Géochimie et Pétrologie de Montpellier. Ces données seront comparées à la séquence d'arc permienne de Sierra Nevada avec laquelle la formation Black Dyke présente de nombreuses similitudes.

Le second article intitulé :

Miocene folding in the Basin and Range: the Excelsior Mountains, central-western Nevada, O. Blein, R. A. Schweickert, A. Pêcher et H. Lapierre, soumis à *J. Struc. Geology*; relate l'observation d'un plissement de tufs tertiaires et leur chevauchement par la formation Black Dyke. Ces structures compressives tertiaires, décrites pour la première fois dans cette région du Nevada, sont contemporaines de la formation des "Basins and Ranges". Nous essayerons d'interpréter ces structures compressives dans le contexte général extensif des "Basins and Ranges".

# Stratigraphy and structure of an Early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada): Implications for Permian palinspastic reconstructions.

O. BLEIN and H. LAPIERRE, ERS-CNRS 129, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble, France.  
R. A. SCHWEICKERT, Department of Geological Sciences, University of Nevada, Reno, NV 89557-0138, USA.

A. PÊCHER, ERS-CNRS 129, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble, France.

P. MONIE and H. MALUSKI, URA-CNRS 1371, Laboratoire de Tectonique et de Géochronologie, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cédex 5, France.

J. CHARVET, URA-CNRS 1369, FR 009, Université d'Orléans, Laboratoire de Géologie Structurale, B. P. 6759, 45067 Orléans Cédex 02, France.

## ABSTRACT

The Black Dyke Formation is part of a late Paleozoic island arc in the western part of the Great Basin. It is exposed in several slices within or upon the Luning allochthon at Black Dyke Butte and Marietta Mines, 50 km southwest of Hawthorne, Nevada. It comprises a Permian igneous sequence overlain conformably by volcanoclastic and turbiditic sediments.

Important differences occur between the two main exposures of the Black Dyke Formation. At Black Dyke Butte, the lower most unit (Pb1) is composed of pyroclastic breccia with angular fragments of gabbro, diorite porphyry, and porphyritic basalt, and interbedded by pargasite-phyric basalt which encloses cognate pargasite-gabbroic inclusions. An overlying unit (Pb2) consists of clinopyroxene-phyric pillow-basalt and hyaloclastite overlain by polymict pyroclastic breccia. At Marietta Mines, in contrast, the basal unit includes pillow-basalts that are thicker, locally olivine-phyric, and associated with volcanoclastic rocks. The highest

unit of the igneous sequence at Black Dyke Butte (Pb3) is composed of pyroclastic breccia, plagioclase-phyric andesite and volcanoclastic sedimentary rocks. At Marietta Mines, andesites contain huge plagioclase phenocrysts, and diorite porphyries intrude the pyroclastic rocks. Syenitic and granitoid cobbles are present in conglomerates.

The sedimentary sequence at Black Dyke Butte is composed of an olistostrome conformably capped by well-bedded volcanoclastic turbidites. The latter are absent at Marietta Mines. The olistoliths were derived from the igneous sequence, and locally consist of serpentized ultramafic rocks and clinopyroxene cumulates.

Amphiboles from different parts of the Black Dyke Formation give  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of 276 Ma. This suggests an Early Permian age for this formation.

The Black Dyke Formation is involved in east-west folds overturned toward the south, and lies within or above the Luning allochthon. In contrast, the upper Paleozoic Mina Formation, in an

inverted position, lies beneath the thrust. The amount of displacement between the Black Dyke and Mina formations is limited by the fact that: 1) cobbles of the Black Dyke Formation occur in conglomerates of the Mina Formation; 2) both formations are overlain unconformably by the Jurassic Dunlap Formation.

The Black Dyke Formation exhibits many similarities with the upper Paleozoic arc sequence of the Northern Sierra terrane. Lower Permian volcanic and volcanoclastic rocks in both areas are characterized by identical rock types: amphibole-bearing breccias and tuffs, clinopyroxene-phyric basalts, andesites with huge plagioclase phenocrysts, and pyroclastic rocks predominate over lava flows.

The igneous rocks of the Black Dyke Formation and the Permian arc succession of the Northern Sierra terrane are calc-alkaline, Th-rich, and characterized by low  $\epsilon\text{Nd}(T=275\text{Ma})$  ratios that range between +5.5 to -11. This suggests the involvement of a continental crustal component in the magma sources.

Available evidence suggests that the Black Dyke Formation and the Northern Sierra terrane developed in the same geodynamic setting, an island arc constructed on a basement with continental affinities, *i.e.*, lower Paleozoic supracrustal rocks of the Shoo Fly Complex. This arc was separated from the North American craton by the Havallah basin. During the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny, this arc accreted to North America.

## INTRODUCTION

Major advances have been made, in the past ten years, in understanding Permian arc rocks in the western United States. During Early Permian time, some arc sequences, for example, in the Eastern Klamath Mountains, had biogeographic affinities quite different from that of cratonal North America (Skinner and Wilde, 1965; Ross, 1967; Ross and Ross, 1981; Stevens and Rycerski, 1983). Some arc sequences, including the Northern Sierra terrane (abbreviated hereafter to NST) in California, and the Pine Forest Range in Nevada, were affected by the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny (Harwood, 1983; Wyld, 1990). In other sequences, including the Eastern Klamaths and Blue Mountains, deposition was continuous from Early Permian to Late Triassic time, and the rocks were only affected by a Late Triassic to Early Jurassic compressive event (Irwin, 1981; Charvet et al., 1990). The late Paleozoic arc sequences of the US Cordillera can be subdivided into two main assemblages on the basis of the distribution, abundance and magmatic affinities of arc igneous rocks and the nature of their sources. The first assemblage, which includes the Eastern Klamaths, Bilk Creek, and the Blue Mountains (Fig. 1), is characterized by the predominance of arc-tholeiites with minor low-K calc-alkaline suites generated by depleted mantle sources, devoid of any crustal contamination (Lapierre et al., 1987; Brouxel et al., 1987 and 1988; Charvet et al., 1990; Alibert et al., 1991; Lapierre et al., 1994). In contrast, in the second

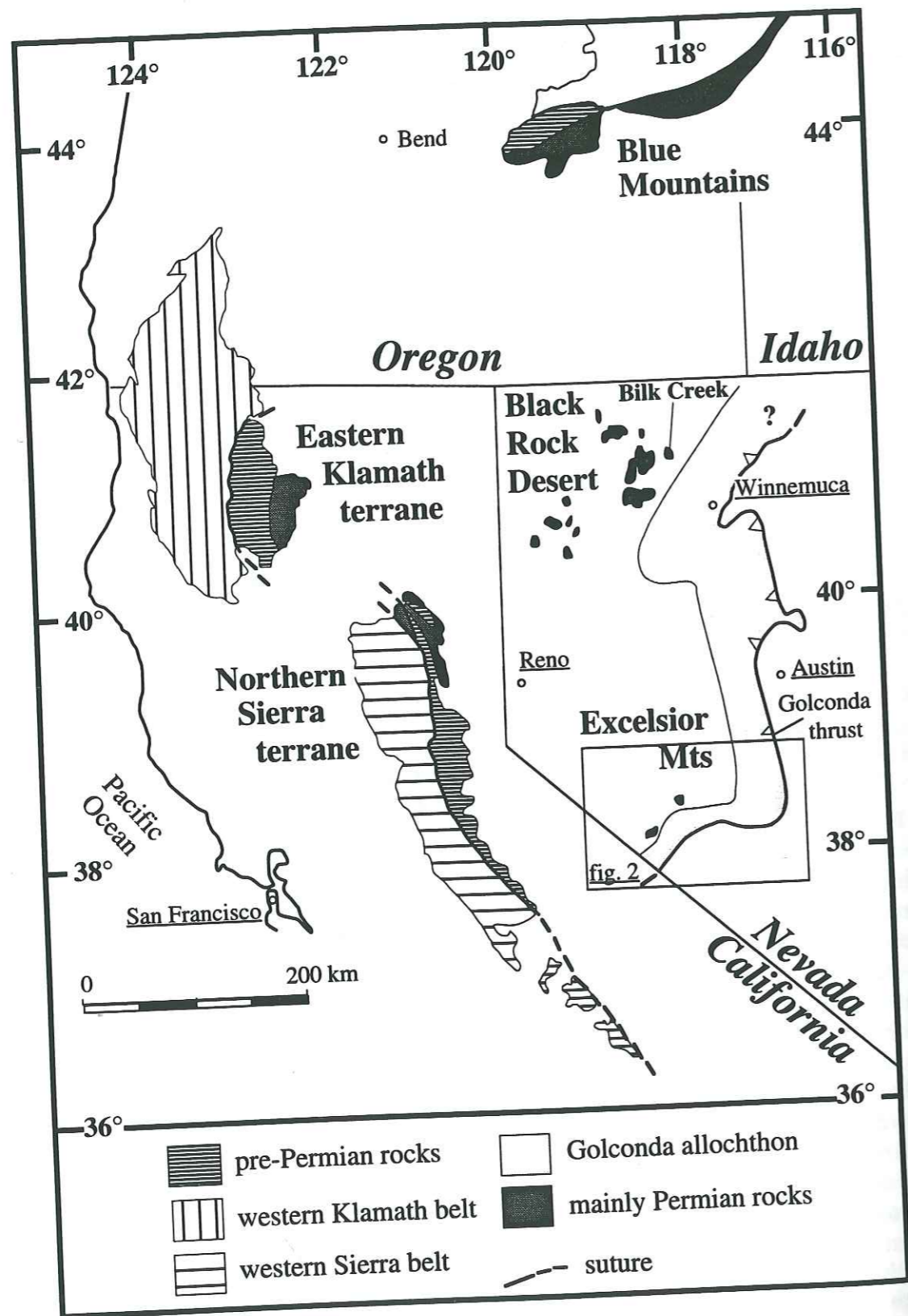


Figure 1. Simplified map of Paleozoic volcanic arcs in California and Western Nevada.

assemblage represented by the NST, calc-alkaline suites predominate (Fig. 1). These rocks possibly formed by melting of an enriched mantle source with major involvement of crustal components (Rouer and Lapierre, 1989; Rouer et al., 1989b; Blein et al., 1994; 1996a). A case can be made that these two assemblages represent two different Paleozoic island arc arcs (Blein et al., 1996a). Recent publications demonstrated that Paleozoic arc sequences exposed in the Black Rock Desert, in north-western Nevada, could be coeval with the Eastern Klamath terrane (Jones, 1990; Lapierre et al., 1994) and/or the Northern Sierra arc terrane (Wyld, 1990). The purpose of this paper is to present new data on the stratigraphy, age, and structure of the Black Dyke Formation in central-western

Nevada. The Paleozoic arc sequences in west-central Nevada in the Excelsior Mountains (Fig. 1) are slices within the Mesozoic Luning allochthon. The nature and affinities of these rocks are not well known. With new data, we compare this arc sequence with units of similar age to the east and to the west. Our results place important new constraints on geodynamic relations of these Permian off-shore arcs with North America and on palinspastic reconstructions for late Paleozoic time.

#### GEOLOGIC SETTING OF THE BLACK DYKE FORMATION

Within the Excelsior Mountains and Garfield Hills region (Fig. 2), Paleozoic and Mesozoic rocks have

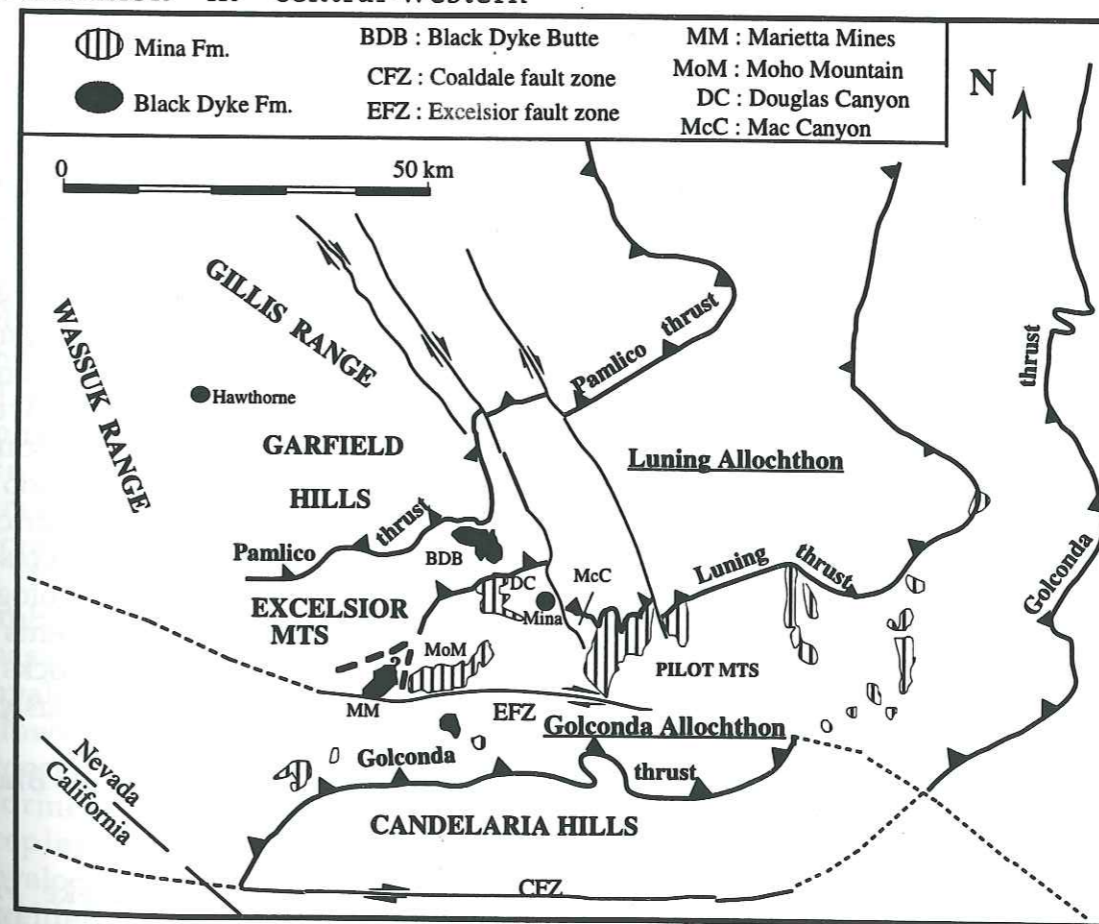


Figure 2. Geologic sketch map of the region near Mina, Nevada.

been imbricated within the Luning thrust belt. The Luning allochthon consists mainly of upper Triassic and Jurassic shelf strata that were thrust southeasterly during Jurassic or Cretaceous times (Fig. 2; Speed, 1977a-b; Oldow et al., 1993). The two main exposures of the Black Dyke Fm. are located at Black Dyke Butte (abbreviated hereafter to BDB), 10 km northwest of Mina, and at Marietta Mines (abbreviated hereafter to MM), 25 km southwest of Mina (Fig. 2). The Black Dyke Fm. forms two large tectonic slices at or near the top of the Luning allochthon. Another upper Paleozoic unit, the Mina Fm. lies structurally below the Luning allochthon.

According to Speed (1977a), the Black Dyke Fm. consists of massive breccia, hornblende- and pyroxene-phyric basaltic andesite, minor dacite, mafic intrusive rock, volcanogenic conglomerate, turbidite, and sparse limestone deposited in an intra-oceanic island arc environment. On the basis of major element chemistry, Talukdar (1972) and Rogers et al. (1974) concluded that the lavas of the Black Dyke Fm. belong to a shoshonitic suite. Our new work on petrology and geochemistry shows that gabbro, diorite porphyry and mafic lava of the Black Dyke Fm. belong to a calc-alkaline suite characterized by LREE enriched patterns and high Th/Ta ratios (Blein et al., 1994; 1996a).

Structural relations of the Black Dyke Fm. at BDB have been interpreted in several ways. Speed (1977a-b) interpreted the Black Dyke Fm. as a klippe, lying structurally upon the Luning allochthon. Oldow and Speed (1985) showed that the Black Dyke Fm. lies structurally beneath or at

the base of the Pamlico allochthon. At Mac Canyon, Oldow and Speed (1985) showed that a smaller slice of Black Dyke Fm. occurs within the Luning allochthon.

At MM, the Black Dyke Fm. is overlain unconformably by the Lower Jurassic Dunlap Fm. while elsewhere, the Black Dyke Fm. is in fault contact with surrounding Mesozoic rocks.

### STRATIGRAPHY OF THE BLACK DYKE FORMATION

The Black Dyke Fm. has been divided into two sequences: a lower igneous sequence and a conformable upper sedimentary sequence.

We distinguish three different types of breccia in the Black Dyke Fm.: 1) pillow breccia, 2) pyroclastic breccia, and 3) avalanche breccia. Pillow breccia is a fragmental volcanic rock, and shows a various find of coarse breccias composed of lapilli to block size material. The joints between fragments are either healed during cooling. Such breccia is monolithologic with little or no matrix. Pyroclastic breccia is a consolidated aggregate of angular volcanic particles greater than 2 mm in size. Fragments were produced directly from volcanic processes. Such breccia is mono or polyolithologic. The avalanche breccia differs from pyroclastic breccia because it is polyolithologic, graded, and includes fragments of volcanic and volcanoclastic rocks of all the units described previously.

#### Stratigraphic section at Black Dyke Butte

At BDB, the Black Dyke Fm. defines a major east-west trending anticline flanked by two small

synclines. Along the northern limb of the major anticline, the succession is 1200 m thick, and is the most complete. There, the Black Dyke Fm. has been subdivided into six units; the three lower units represent the igneous sequence, and are mainly composed of volcanic and pyroclastic rocks. The three uppermost units which are part of the sedimentary sequence, consist of volcanoclastic and turbiditic sedimentary rocks.

#### The igneous sequence

The lowest unit (Pb1) is 400 m thick (Fig. 3). It consists of pyroclastic breccia, tuff, and sparse basaltic flows, and is locally intruded by basaltic dikes. Pyroclastic breccia, in 1 to 10 m beds, is composed of angular fragments of gabbro, hornblende-diorite porphyry, and uncommon porphyritic basalt. These fragments form up to 50% of the breccia, and are embedded within a matrix of crystal-rich tuff. Fragments of pargasite-Ca-rich clinopyroxene gabbro are abundant at the base of the unit, while fragments of diorite porphyry predominate at the top. The basaltic flows are pargasite-phyric and contain abundant rounded cognate gabbroic inclusions that are up to 20 cm long (Blein et al., 1994; 1996a).

Pb1 is overlain conformably by aphyric or clinopyroxene-phyric basaltic pillow-breccia (Pb2a) and hyaloclastite with local mafic lava flows (Fig. 3). The hyaloclastite consists of basaltic glass shards in a formerly glassy matrix now replaced by smectites. The hyaloclastite is in turn overlain by welded or nonwelded breccia interbedded with plagioclase-phyric

basalt (Pb2b). At the base of unit Pb2b, the breccia is polymict and includes fragments reworked from underlying units. Breccia locally grades upward into tuff. At the top, breccia is monomict and is formed solely of angular fragments of porphyritic basalt or andesite.

Volcanoclastic rocks occur within unit Pb3, which is 130 m thick. The basal part of the unit (Pb3a) is composed of massive basaltic and andesitic flows interbedded with pyroclastic breccia (Fig. 3). The latter is monomict and contains basaltic or andesitic fragments. Volcanoclastic rocks in the upper part of the unit (Pb3b) define 5 to 6 fining-upward cycles grading from avalanche breccia to coarse-grained sandstone.

#### The sedimentary sequence

The sedimentary sequence is composed of an olistostrome (unit Pb4) which is overlain conformably by well-bedded volcanoclastic turbidites (units Pb5 and Pb6; Fig. 3). The lowermost unit is a basal conglomerate that rests more or less conformably on underlying volcanic and/or volcanoclastic breccia. The conglomerate includes pebbles and cobbles of basalt, andesite, and gabbro reworked from underlying units. It grades upwards into coarse- to medium-grained, to plane-laminated sandstone. Bouma sequences A and AB predominate. The sandstone contains broken and intact detrital grains of plagioclase, clinopyroxene, and amphibole in an argillaceous matrix. Sandstone contains olistoliths that increase in size and in number in section. At the base, debris flows, olistoliths and local volcanic breccia and lava flows are interbedded in

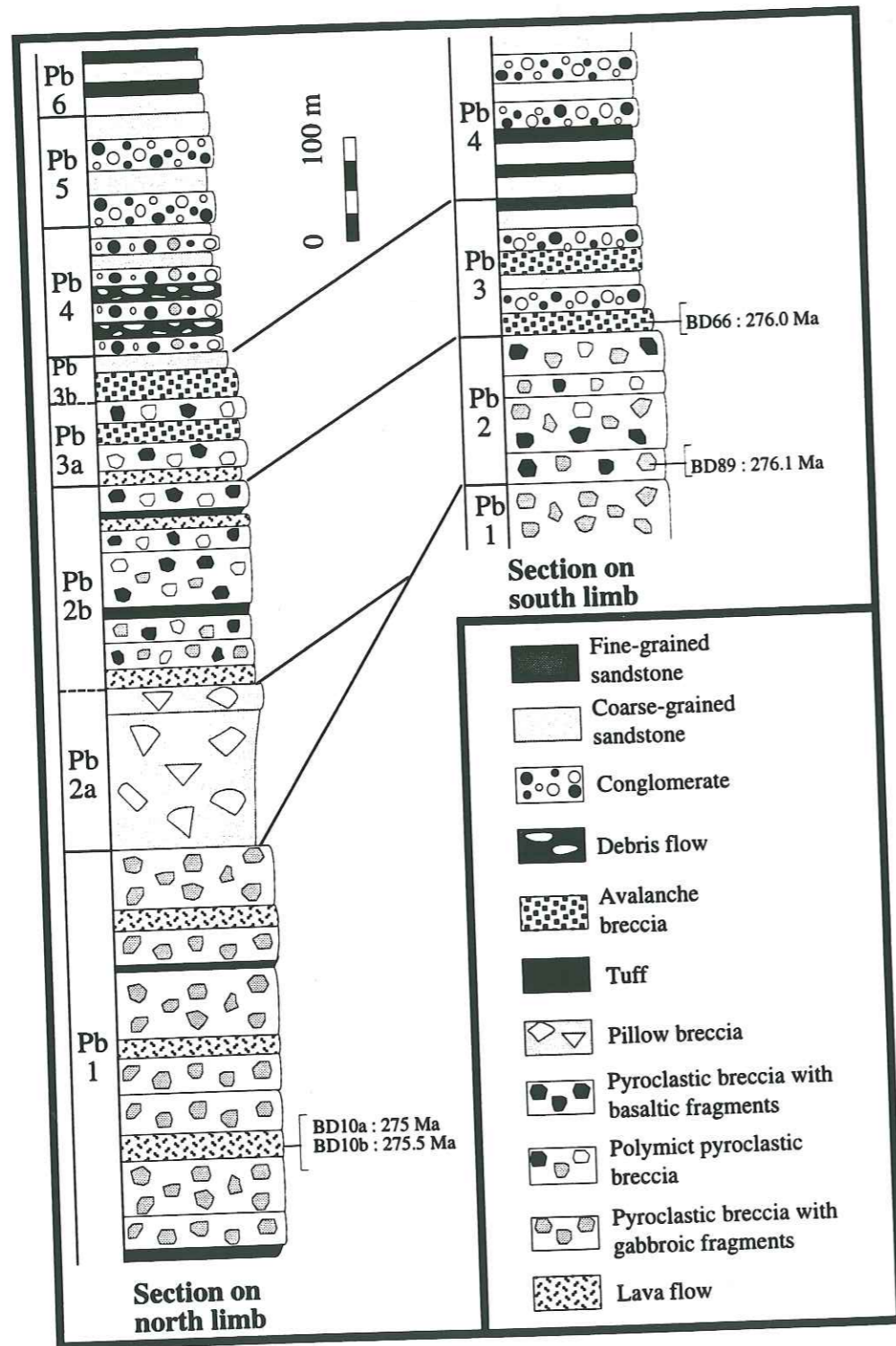


Figure 3. Lithostratigraphic columns of the Black Dyke Fm. at Black Dyke Butte.

volcaniclastic turbidites. Locally olistoliths of igneous rocks are up to 100 m across. Most olistoliths were derived from underlying units. However, some olistoliths consist of serpentinized ultramafic rocks and olivine-clinopyroxenite. Volcaniclastic turbidite is locally intruded by gabbro and diorite porphyry, and by dikes of plagioclase-phyric andesite.

The uppermost 200 m of the sedimentary sequence consist of well lithified and bedded, dark-green volcaniclastic turbidite. The turbidite forms fining-upward cycles of conglomerate and coarse-grained greywacke (Pb5), that grade into coarse- to fine-grained greywacke, and mudstone (Pb6). Gabbroic and basaltic pebbles are abundant in the conglomerate, while greywacke is composed of crystal fragments of plagioclase, pyroxene, and green amphibole.

#### Facies changes between the northern and southern limbs of the anticline

The stratigraphic succession on the southern limb of the anticline differs in the following ways: (i) its thickness is only 300 m; (ii) breccia, tuff and lava flows in unit Pb2 on the north limb are replaced by avalanche breccia; (iii) Pb3 breccia on the north limb is replaced by avalanche breccia and coarse-grained sandstone; (iv) debris flows and olistoliths (Pb4) in the north limb are replaced by a coarsening-upward section of quartz-rich sandstone, that grades into conglomerate and sandstone.

Pb2 avalanche breccia in the south limb contains abundant fragments of aphyric and porphyritic basalt, hornblende-

cumulate gabbro, and diorite porphyry.

#### Stratigraphic succession at Marietta Mines

The lithostratigraphic section at MM is similar to that established at BDB. However, the igneous sequence at MM differs in the following ways: (i) unit Pb1 is absent; (ii) pillow basalts are clinopyroxene-rich; (iii) andesite contains large plagioclase phenocrysts; (iv) diorite porphyry intrudes the section, and (v) a thick conglomerate contains granitoid and syenitic cobbles.

#### The igneous sequence

The lowermost exposed unit (Pb2) consists of a 100-m-thick section of pillow basalts interbedded with and overlain by green hyaloclastite (Fig. 4, lithostratigraphic columns 1 to 5). The basalts have large and abundant clinopyroxene phenocrysts. Olivine phenocrysts occur locally. The pillow lava and hyaloclastite are overlain by conglomerate that grades upward into coarse to medium-grained sandstone. Pebbles of clinopyroxene-rich basalt in the conglomerate, and plagioclase and clinopyroxene crystals in sandstone indicate that these volcanogenic strata were derived from the underlying basalts.

Unit Pb3a is mainly composed of pyroclastic breccia and is overlain by volcaniclastic strata (Pb3b). The composition of Pb3a pyroclastic breccia varies from base to top. The lowermost breccia is purple and contains clasts of aphyric and porphyritic basalt. It grades upward into a monomict breccia with large,

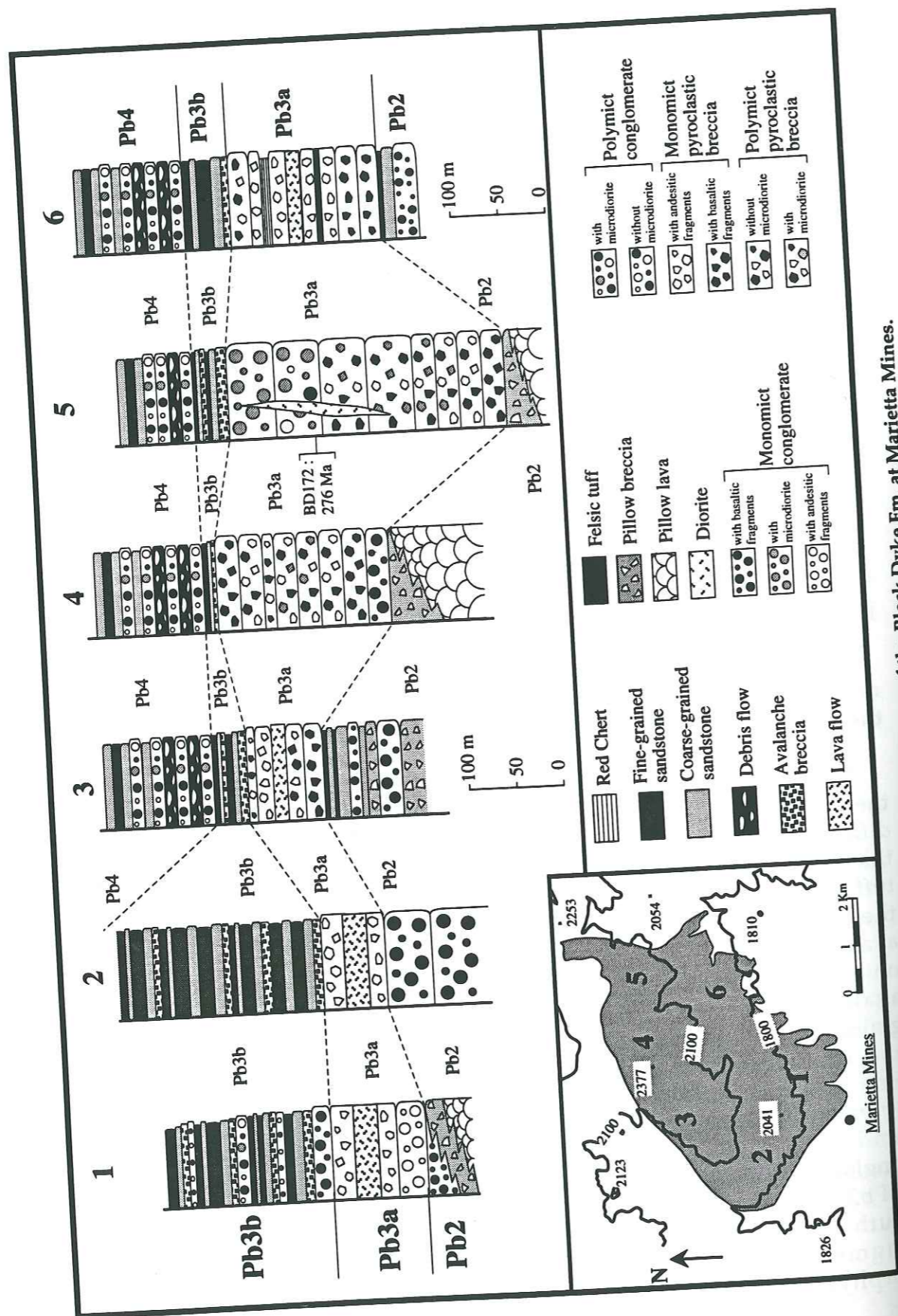


Figure 4. Lithostratigraphic columns of the Black Dyke Fm. at Marietta Mines.

angular fragments of plagioclase-rich andesite (Pb3a; Fig. 4, lithostratigraphic columns 3 to 6). In the southwestern part of MM, this plagioclase-rich andesite forms a massive flow up to 20 m thick (Fig. 4; lithostratigraphic columns 1 and 2). In the southeastern part of the area, red chert and fine-grained felsic tuff are interbedded with the monomict breccia (Fig. 4; lithostratigraphic column 6). The breccia at the top of the unit Pb3a is polymict, and contains fragments of diorite porphyry and rare cobbles of syenitic and granitic rocks. Amphibole cumulates commonly form inclusions in diorite porphyry.

On the eastern slope of MM, dikes of diorite porphyry intrude the breccia (Pb3a; Fig. 4, lithostratigraphic column 5). The breccia grades upward into a 150-m-thick conglomerate. This conglomerate contains pebbles and cobbles of clinopyroxene-phyric basalt, plagioclase-phyric andesite and diorite porphyry, which were derived from underlying lava and breccia. Diorite porphyry forms up to 75% or more of the conglomerate clasts. The conglomerate in turn is intruded by dikes and plugs of fine-grained quartz diorite.

Volcaniclastic strata of unit Pb3b define fining upward cycles with a basal conglomerate or avalanche breccia that grades upward into coarse-grained sandstone and which, in turn, grades into fine-grained plane-laminated sandstone. The grain size of the volcanogenic strata is related to the underlying rocks. In the northeastern part of MM, where Pb3a is composed of conglomerate rich in diorite porphyry pebbles, the overlying sedimentary rocks

are predominantly conglomerate and breccia with minor thin sandstone layers (Fig. 4; lithostratigraphic column 5). In contrast, in the southwestern part of the area, where Pb3a consists of basaltic and/or andesitic breccia, Pb3b is composed mainly of sandstone. The thickness of volcaniclastic strata of unit Pb3b is highly variable (Fig. 4).

*The sedimentary sequence*

The sedimentary sequence at MM consists of a volcanoclastic turbidite with debris flows and olistoliths similar to that exposed at BDB. The volcanoclastic turbidite consists of conglomeratic beds, 2 to 4 m thick, that grade upward into sandstone. Debris flows, olistoliths, and pebbles in the conglomerates and crystal fragments in the sandstones were derived from underlying units.

**Relationships of the Black Dyke Formation with the Mina and Dunlap formations.**

The Black Dyke and Mina formations are overlain unconformably by the Dunlap Fm. The Dunlap Fm. rests upon the Mina Fm. with marked angular unconformity west of Moho Mountain (Fig. 2). The basal part of the Dunlap Fm. consists of conglomerate with pebbles and cobbles of chert, quartzite and siliceous siltstone in a medium-grained sandy matrix of quartz, chert and feldspars.

The contact between the Dunlap Fm. and the Black Dyke Fm. is well exposed at two localities at MM: 1) in the eastern part of the area, and 2) in the western part of the area near Mines Creek (Fig. 5).

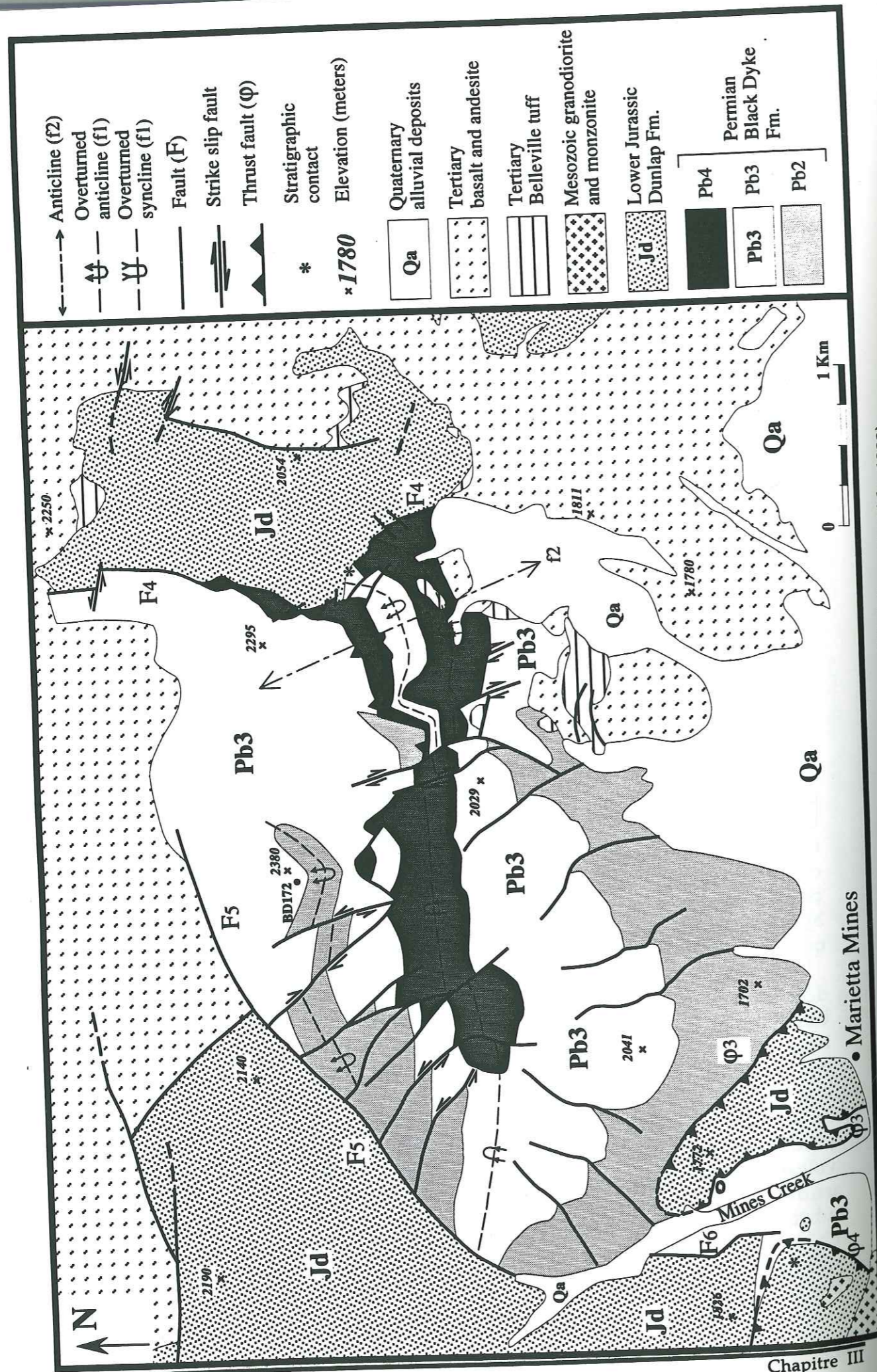


Figure 5. Geologic map of Marietta Mines area (modified from Garside, 1982).

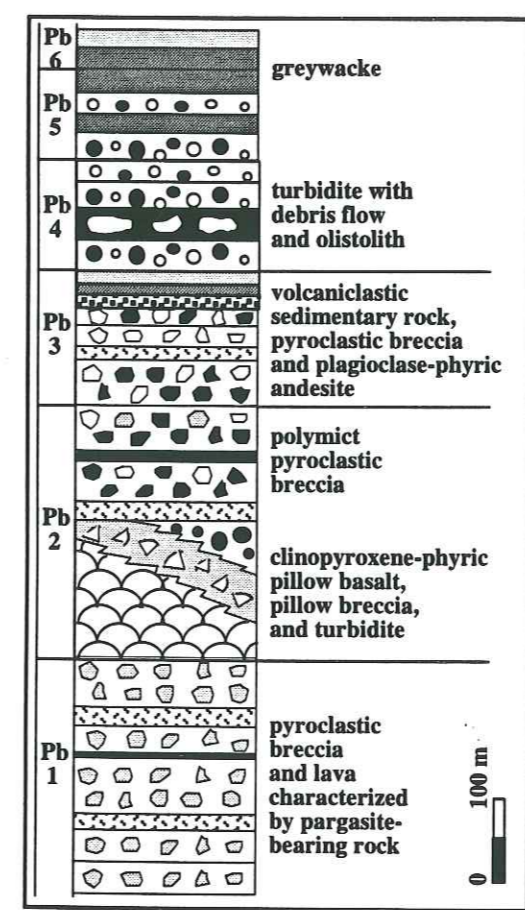


Figure 6. Synthetic lithostratigraphic column of the Black Dyke Fm.

In the eastern part of the area, the basal conglomerate of the Dunlap Fm. contains clasts of chert, quartzite and siliceous siltstone. Bedding strikes 075° and dips 62° North. The conglomerate unconformably overlies coarse-grained sandstone of the Black Dyke Fm. that strikes 055° and dips 83° South. The unconformity surface strikes 090° and dips 65°N.

Near Mines Creek, the lowermost beds of the Dunlap Fm. are conglomeratic and pebbly reddish sandstone that contain clasts of chert, quartzite and volcanic rock. They rest on coarse-grained sandstone of the Black Dyke Fm. that strikes 125° and dips 55° South. The unconformity strikes 155° and dips 75° West.

In both areas, the detritus in the Dunlap is mostly siliceous and was

probably derived from the erosion of chert and siliceous sandstone of the Mina Fm. Igneous clasts derived from the underlying Black Dyke Fm. are rather uncommon. This suggests that prior to deposition of the Dunlap, the Mina and Black Dyke formations were in the same vicinity.

Indeed, west of Mina, in Douglas Canyon (Fig. 2), conglomerates in the Mina Fm. contain cobbles and pebbles of syenitic and granitic rocks. Speed (1977a) interpreted the Mina turbidites to have been derived exclusively from a volcanic source, and to have been deposited in a location proximal to the sediment source.

Cobbles and pebbles of syenitic and granitic rocks in the Mina Fm. are petrologically and geochemically similar to those in Pb3a conglomerate at MM. These plutonic rocks are of intermediate to silicic composition and include plagioclase, pargasite, clinopyroxene, K-feldspar and quartz. They show calc-alkaline affinities with LREE enriched patterns, and low Nb and Ta concentrations (Blein, unpublished data). Moreover, greywacke of the Black Dyke Fm. is lithologically similar to volcanogenic turbidites of the Mina Fm., and both are composed of detrital clinopyroxene, hornblende and plagioclase. We concur that the Mina Fm. was deposited in a basin neighbouring an island arc whose remnants are the calc-alkaline lavas and hypabyssal and plutonic rocks (Blein et al., 1994; 1996a) of the Black Dyke Fm..

**Discussion**

A composite column of the Black Dyke Fm. is shown in Fig. 6.

Several characteristic features of the Black Dyke Fm. are the presence of: (i) pargasite phyrlic basalt with cognate inclusions of pargasite-gabbroic cumulates at BDB, (ii) clinopyroxene phyrlic pillow basalt and plagioclase phyrlic andesite at MM, (iii) cobbles of syenitic and granitic rocks in conglomerate in the upper part of the igneous sequence at MM, and finally, (iv) a turbidite section with large slide blocks in the lower part of the sedimentary sequence.

The nature and types of breccias, the relative abundance of pyroclastic rocks and lava flows, the lateral changes, and thickness variations provide important constraints on the paleogeography of the Black Dyke Fm. (Fig. 7).

At BDB, most of the mafic lava flows are massive and pyroclastic breccias are thick and non graded. This suggests that these rocks accumulated along the slopes of subaerial volcanoes where explosive volcanism predominated.

In contrast, at MM, basaltic flows are pillowed, indicating that the volcanism was submarine. At the end of the initial episode of basaltic volcanism, the pillows were eroded and volcanoclastic sediments were deposited. Volcanism renewed with the eruption of plagioclase-phyric andesite. After a period of volcanic quiescence, during which volcanoclastic sediments derived from the erosion of the lavas and pyroclastic rocks were deposited along the slopes of the volcanic edifice, hornblende diorite porphyry and quartz diorite formed dikes. These hypabyssal rocks suggest proximity to vents. These rocks were eroded immediately,

and debris were deposited in gravels.

From these data we infer that the paleogeography of the Black Dyke Fm. consisted of suberial and submerged volcanoes separated by intra-volcano basins, in which volcanoclastic rocks of the igneous sequence were deposited.

At the conclusion of volcanic activity, uplift and intense erosion of the volcanic edifices accompanied by basin subsidence took place. The abundance of clasts of ultramafic, mafic and felsic plutonic rocks in conglomerates indicates that roots of the volcanoes were exposed and eroded. The presence of debris flows, olistoliths and abrupt thickness and facies changes along strike within the sedimentary sequence indicate that the sediments were deposited in an area of considerable relief. As sediments were deposited, the basin began to fill.

While volcanic activity was occurring in the arc, sediments of the Mina Fm. were deposited in a nearby basin. Coarse-grained turbidites of the Mina Fm. probably were deposited in submarine fans developed near the base of subaerial and submarine volcanoes, and fine-grained turbidites were deposited far from the arc-volcanoes. In deeper parts of the basin, siliceous sedimentation led to the deposition of chert. However, the exact geographic location of the Mina basin with respect to the arc and to the North American craton is not known.

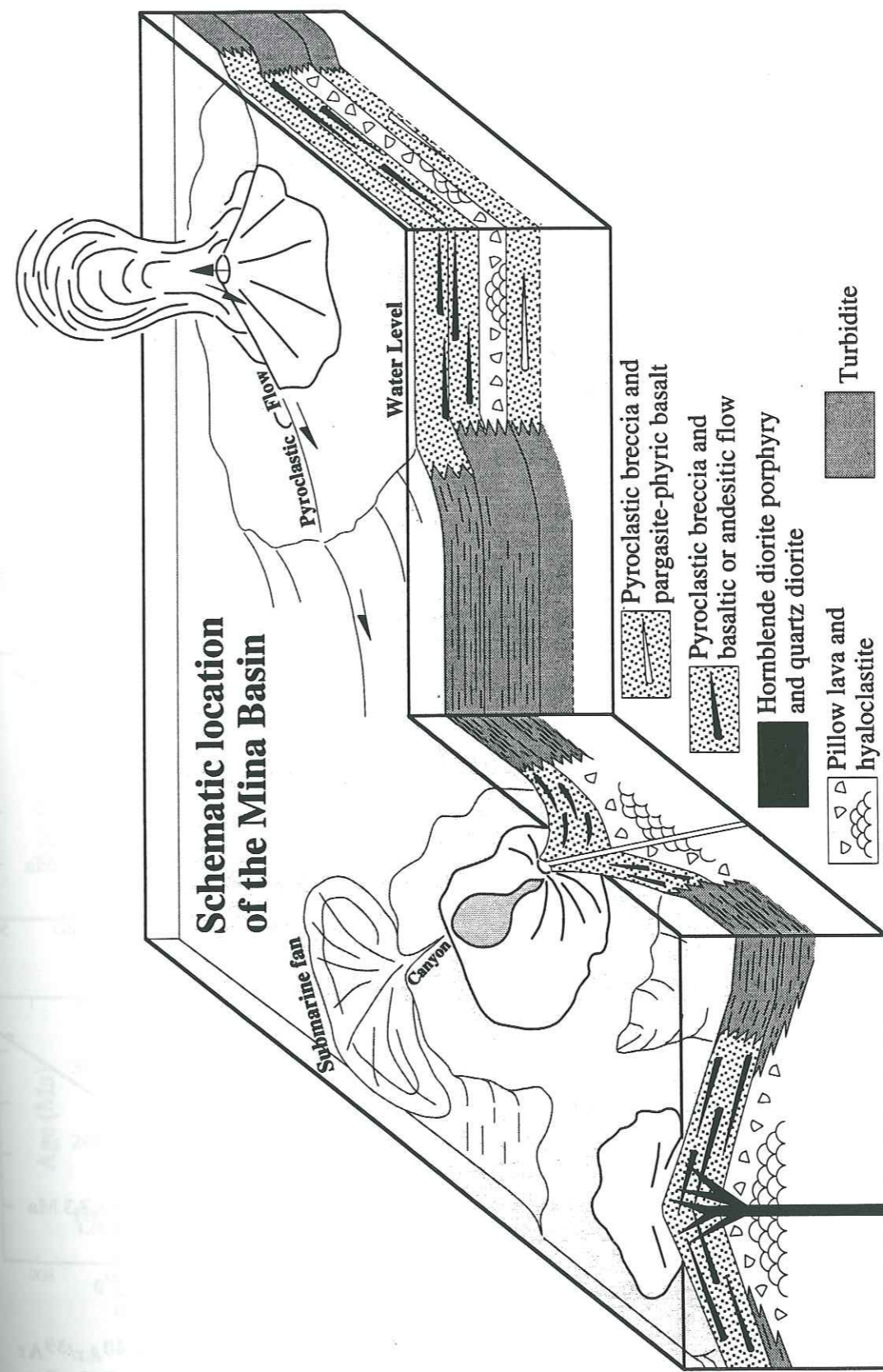


Figure 7. Simplified diagram illustrating the formation of the Black Dyke and Mina formations.



## AGE OF THE BLACK DYKE FORMATION

Ages reported in this study were obtained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser-probe analysis of single grains. The analytical device at Laboratoire de Géochronologie in Montpellier (France) is similar to that described by Dalrymple (1989), and consists of a continuous 6 W argon-ion laser (Lexel 3500), an optic system including a beam attenuator and focusing lenses, a 300 cc extraction-cleanup line and a MAP 215-50 mass spectrometer equipped with a Nier ion source and a JLI electron multiplier. The ion source operates with a trap current of 200  $\mu\text{A}$  and a filament current of 2.2 A. A sensitivity of  $9.4 \times 10^{-18}$  mol/mV was determined with the electron multiplier operating at 2.1 kV. Under these conditions, the  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio of atmospheric argon is  $284.9 \pm 0.6$ .

Both total fusion and step-heating experiments were carried out on single grains of amphibole placed on a Cu-holder beneath a Pyrex window of the sample chamber. Each analysis involved 5 min for lasering and gas cleaning and 15 min for data acquisition through 10 sets of data.

The samples were irradiated in the McMaster reactor (Canada) for 70 hours with a fast neutron flux of  $0.08 \times 10^{13}$  n/cm<sup>2</sup>/s. An internal standard with an age of  $344.5 \pm 4$  Ma and MMHb-1 (Samson and Alexander, 1987) were used as flux monitors. Classical isotope corrections including blanks, mass discrimination, radioactive decay of  $^{37}\text{Ar}$  and  $^{39}\text{Ar}$  and Ca, K and Cl mass interferences were applied (e.g. McDougall and Harrison, 1988). Blanks monitored every

three experiments were  $6 \times 10^{-17}$ ,  $5.5 \times 10^{-19}$ ,  $3 \times 10^{-18}$ ,  $1 \times 10^{-18}$  and  $3 \times 10^{-18}$  mol for masses 40 to 36 respectively, and remained relatively constant throughout a day of analysis. The quoted errors represent two standard deviations and were calculated following McDougall and Harrison (1988). The analytical results are reported in tables 1 and 2.

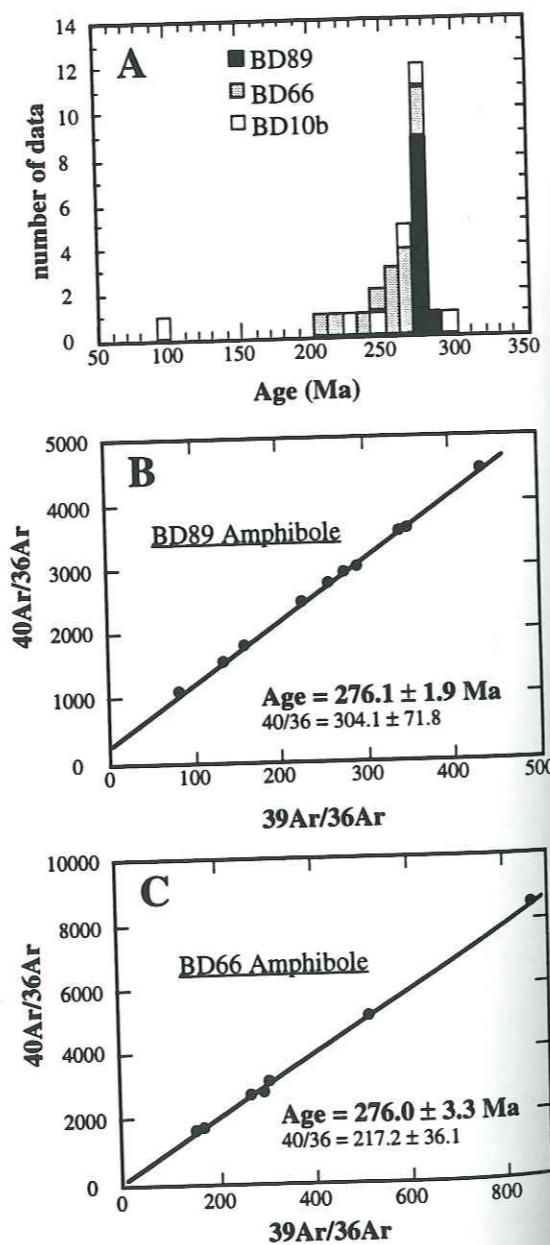


Figure 8. A: Histogram of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe dates from the Black Dyke Fm.. B and C: Isotopic correlation plots for samples BD89 and BD66, respectively.

## Results

Five amphibole-phyric igneous rocks from BDB and MM have been dated by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser-probe. At BDB, three ferro-pargasitic amphiboles from cumulate gabbroic rocks (BD10a, BD66 and BD89), and one ferro-pargasitic to edenitic amphibole from a basalt flow (BD10b) were selected. Sample BD10a is an inclusion within the basalt flow (BD10b) in unit Pb1. BD89 is from a polymictic volcanic breccia in the lower part of unit Pb2 and BD66 is from an avalanche breccia in unit Pb3. At MM, a ferro-pargasitic amphibole (BD172) was extracted from a dioritic dike cutting polymict breccia of unit Pb3a.

In a first experiment, a series of laser fusion ages of single grains was obtained on samples BD10b,

BD66 and BD89 (Table 1). Figure 8a presents an histogram summarizing 29 age determinations on these three samples. For BD89, a large cm-sized amphibole crystal fragmented before irradiation, the data cluster in a narrow range between  $273.0 \pm 3.6$  and  $280.9 \pm 1.3$  Ma, correlated with variations of the Ca/K ratio from 6.8 to 8.9. On an isotope correlation plot (Fig. 8b), the data lie on a single mixing line corresponding to an isochron age of  $276.1 \pm 1.9$  Ma and an initial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio close to atmospheric. Thirteen  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fusion ages on different amphiboles from sample BD66 range between  $208.9 \pm 1.2$  and  $278.4 \pm 3.7$  Ma, with no obvious

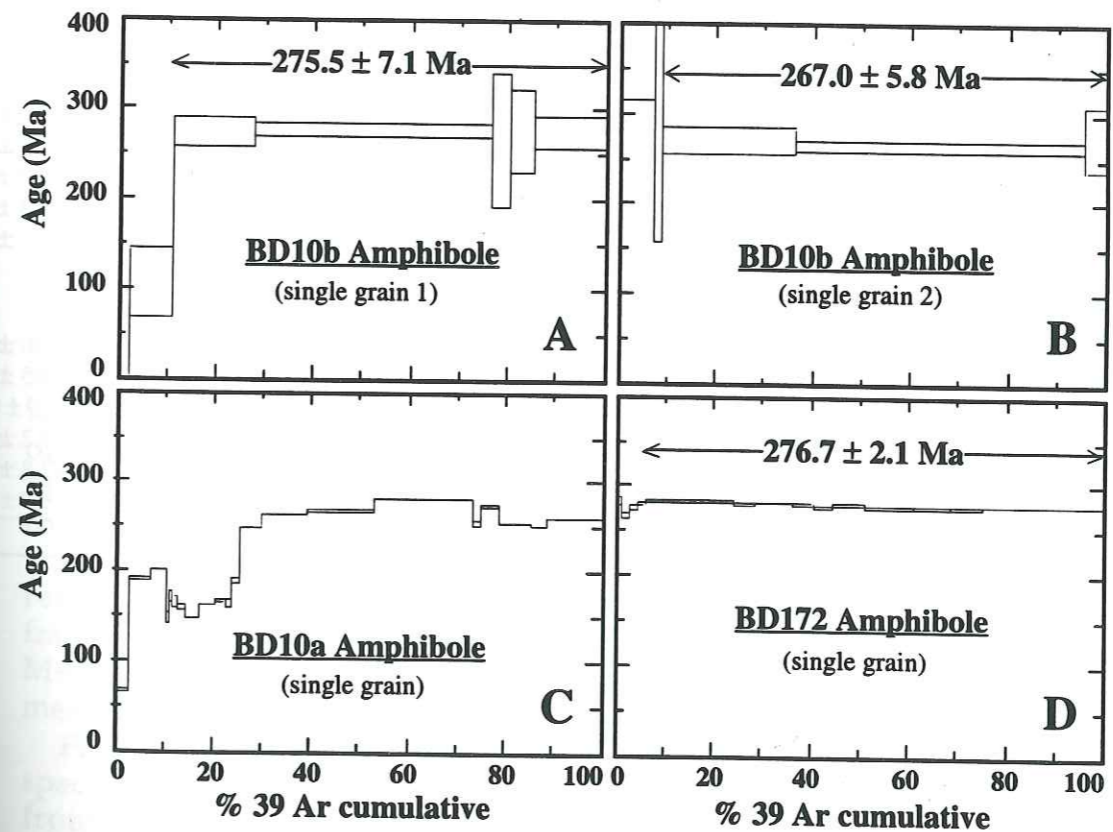


Figure 9. A, B, C, and D: Age spectra resulting from single grain analyses of samples BD10b, BD10a, and BD172, respectively.

TABLE 1.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  RESULTS OBTAINED BY LASER-PROBE FUSION OF SINGLE GRAINS OF AMPHIBOLES

Sample number	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}(1)$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-16}$ (mol)	AGE $\pm$ 2s. (Ma)
<b>BD89 Amphibole</b>						
						$J = 0.017337$
1	9.496	0.641	4.468	0.0853	9.265	$275.0 \pm 1.7$
2	9.684	0.917	3.737	0.0752	7.815	$280.0 \pm 2.1$
3	9.537	0.277	4.117	0.0962	4.370	$276.0 \pm 3.0$
4	9.536	0.342	4.006	0.0942	12.852	$276.0 \pm 0.9$
5	9.422	0.560	4.911	0.0885	4.222	$273.0 \pm 3.6$
6	9.716	0.404	3.771	0.0906	9.117	$280.9 \pm 1.3$
7	9.611	0.280	3.934	0.0954	13.080	$278.0 \pm 1.0$
8	9.460	0.331	4.465	0.0953	6.962	$274.0 \pm 2.1$
9	9.528	0.365	4.125	0.0936	11.917	$275.8 \pm 1.4$
10	9.671	0.222	3.917	0.0966	15.030	$279.7 \pm 1.2$
<b>BD66 Amphibole</b>						
						$J = 0.017337$
1	8.920	0.565	5.756	0.0933	5.741	$259.4 \pm 2.2$
2	7.853	1.208	6.161	0.0818	7.254	$230.3 \pm 10.1$
3	9.148	0.599	6.323	0.0899	5.079	$265.6 \pm 2.3$
4	7.232	0.369	4.577	0.1232	5.012	$213.1 \pm 2.9$
5	8.780	0.349	5.835	0.1021	4.926	$255.6 \pm 3.9$
6	9.221	0.361	6.434	0.0969	7.243	$267.3 \pm 2.5$
7	9.282	0.196	6.264	0.1014	5.206	$269.2 \pm 2.7$
8	9.166	0.332	6.376	0.0984	7.645	$266.1 \pm 1.4$
9	9.626	0.309	5.862	0.0944	3.100	$278.4 \pm 3.7$
10	9.542	0.117	6.084	0.1011	9.046	$276.2 \pm 1.1$
11	7.081	0.209	4.554	0.1324	8.602	$208.9 \pm 1.2$
12	8.772	0.348	6.769	0.1022	5.836	$255.4 \pm 3.0$
13	8.320	0.072	5.673	0.1176	11.453	$243.1 \pm 1.2$
<b>BD10b Amphibole</b>						
						$J = 0.017337$
1	8.390	0.766	7.566	0.0921	4.927	$245.0 \pm 2.3$
2	7.825	2.093	6.422	0.0487	5.855	$229.5 \pm 5.2$
3	3.002	0.888	0.593	0.2456	22.622	$91.5 \pm 0.8$
4	9.284	0.396	4.710	0.0951	8.522	$269.2 \pm 1.4$
5	10.163	0.456	7.297	0.0851	2.478	$292.8 \pm 4.2$
6	9.636	0.666	7.095	0.0833	6.337	$278.7 \pm 1.7$

Note: (1) ratio  $\times$  1000.

correlation with the Ca/K variations. On the isochron plot (Fig. 8c), the majority of the data points define an alignment consistent with an age of  $276.0 \pm 3.3$  Ma, identical to the age obtained on BD89. The low initial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  value probably reflects some amount of recent argon loss that could be due to the proximity of Mesozoic granites (Fig. 10). Six amphiboles from sample BD10b show a large spread of fusion ages between 91.5 to 292.8 Ma, again reflecting the effects of argon loss due to Mesozoic intrusions and/or weathering.

In a second experiment, step-heating was applied on single amphiboles from BDB and MM. During this procedure, the diameter of the laser beam was enlarged to at least twice the size of the mineral being analysed in order to ensure homogeneous heating. The resulting age spectra are reported in Figure 9. Two step-heating analyses were performed on optically fresh single grains of amphibole from sample BD10b. The number of heating steps was limited by the small grain size of the selected amphiboles close to 150  $\mu\text{m}$ . Nonetheless, the two age spectra from 2 different grains (Fig. 9a-b) yield concordant plateau ages of  $275.5 \pm 7.1$  and  $267.0 \pm 5.8$  Ma, respectively, which can be related to different Ca/K ratios. Only minor loss or gain of argon are recorded by the first heating fractions, possibly a response to the Mesozoic thermal overprint mentioned above.

Figure 9-c presents the age spectrum of a mm-size amphibole from the gabbroic rock BD10a enclosed within the basalt BD10b. The first 30% of argon released

shows discordant ages ranging from 86.1 to 201.6 Ma, correlated with discordant and low Ca/K ratios. The remaining part of the spectrum has higher and more concordant Ca/K ratios and apparent ages ranging from 247.7 to 280.4 Ma. The isotope correlation plot does not exhibit a linear trend.

For sample BD172 from MM, the age spectrum of a mm-sized amphibole is remarkably flat and corresponds to a plateau age of  $276.7 \pm 2.1$  Ma (Fig. 9d) and an identical isochron age of  $276.6 \pm 0.5$  Ma.

#### Interpretation of results

At BDB, the amphiboles of the lavas and cumulate gabbroic rocks range from pargasitic hornblende to edenite. The volcanic rocks show very little evidence of post-magmatic alteration, as indicated by the preservation of plagioclase. The mineralogy, geochemistry and isotopic ratios of the cumulate gabbroic rocks are similar to those of the lavas, which suggests that the rocks are cogenetic (Blein et al., 1994). These features are supported by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates. Amphibole BD10b from a lava near the base of the section gives ages in the range of 267-275 Ma, while amphibole BD10a from a gabbroic xenolith gives a maximum age of about 280 Ma. Amphiboles BD89 and BD66 from gabbroic fragments in overlying breccias of unit Pb2 and Pb3 yield similar isochron ages of  $276.0 \pm 2.6$  Ma. At MM, a pargasite from a dioritic dike cutting the upper part of the igneous sequence (Pb3a) gives a plateau age of  $276.7 \pm 2.1$  Ma.

Despite differences in stratigraphic position and mineral

TABLE 2.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  RESULTS OBTAINED BY LASER-PROBE STEP-HEATING OF SINGLE GRAINS OF AMPHIBOLES

Sample number	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}(1)$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	% $^{39}\text{Ar}$	AGE $\pm$ 2s. (Ma)
<b>BD10b Amphibole1</b>						
			J=0.017337			
1	0.000	4.286	12.361	0.0086	2.28	0
2	3.360	3.022	6.450	0.0318	10.89	102.1 $\pm$ 38.5
3	9.379	0.976	7.626	0.0758	27.13	271.8 $\pm$ 15.7
4	9.590	0.235	6.499	0.0970	76.47	277.5 $\pm$ 7.0
5	9.170	1.339	4.454	0.0659	80.33	266.2 $\pm$ 74.7
6	9.599	0.121	6.363	0.1004	85.23	277.7 $\pm$ 46.5
7	9.505	0.738	5.516	0.0822	100	275.2 $\pm$ 18.2
Total $^{39}\text{Ar}$ = 3.22 10-16 mol						
Total age = 255.4 $\pm$ 7.6 Ma						
Plateau age = 275.5 $\pm$ 7.1 Ma						
<b>BD10b Amphibole2</b>						
			J=0.017337			
1	12.935	2.691	1.055	0.0158	7.13	365.0 $\pm$ 50.2
2	10.964	2.607	4.663	0.0209	9.00	314.0 $\pm$ 157.4
3	9.295	1.154	7.722	0.0708	36.22	269.6 $\pm$ 14.2
4	9.139	0.251	7.794	0.1013	95.97	265.3 $\pm$ 5.2
5	9.513	0.757	7.411	0.0816	1000	275.4 $\pm$ 36.6
Total $^{39}\text{Ar}$ = 2.50 10-16 mol						
Total age = 275.1 $\pm$ 7.0 Ma						
Plateau age = 267.0 $\pm$ 5.8 Ma						
<b>BD10a Amphibole</b>						
			J=0.016905			
1	2.893	0.909	0.406	0.2527	2.43	86.1 $\pm$ 2.0
2	6.600	0.294	0.980	0.1383	7.05	190.8 $\pm$ 0.9
3	6.995	0.424	2.315	0.1250	10.15	201.6 $\pm$ 1.2
4	5.038	1.342	3.779	0.1197	10.74	147.5 $\pm$ 5.9
5	5.904	0.564	4.001	0.1411	11.55	171.6 $\pm$ 6.0
6	5.685	0.213	2.655	0.1648	12.37	165.6 $\pm$ 6.1
7	5.515	0.359	0.804	0.1620	14.13	160.8 $\pm$ 2.5
8	5.098	0.557	0.640	0.1638	16.79	149.1 $\pm$ 1.4
9	5.587	0.025	0.645	0.1776	20.16	162.8 $\pm$ 1.0
10	5.733	0.097	0.622	0.1694	22.00	166.9 $\pm$ 2.1
11	5.676	0.054	1.763	0.1733	23.35	165.3 $\pm$ 3.4
12	6.556	0.345	2.534	0.1369	24.90	189.6 $\pm$ 3.1
13	8.706	0.122	4.825	0.1107	29.29	247.7 $\pm$ 0.9
14	9.320	0.077	4.255	0.1048	38.56	264.0 $\pm$ 0.5
15	9.461	0.077	4.314	0.1032	45.44	267.7 $\pm$ 0.7
16	9.470	0.115	4.526	0.1020	52.10	267.9 $\pm$ 0.8
17	9.947	0.029	4.695	0.0996	73.02	280.4 $\pm$ 0.9
18	9.002	0.059	4.132	0.1091	74.27	255.5 $\pm$ 3.6
19	9.712	0.031	4.556	0.1020	78.27	274.3 $\pm$ 1.7
20	9.047	0.013	4.470	0.1100	84.77	256.8 $\pm$ 0.7
21	8.939	0.067	5.179	0.1096	88.53	253.9 $\pm$ 1.0
22	9.247	0.102	5.580	0.1048	100	262.0 $\pm$ 0.7
Total $^{39}\text{Ar}$ = 17.30 10-16 mol						
Total age = 242.6 $\pm$ 1.8 Ma						
Plateau age = N.D.						

TABLE 2. (continued)

Sample number	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}(1)$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	% $^{39}\text{Ar}$	AGE $\pm$ 2s. (Ma)
<b>BD172 Amphibole</b>						
			J=0.016905			
1	100.092	2.166	5.139	0.0035	0.04	1786.6 $\pm$ 62.1
2	14.945	1.892	6.197	0.0295	0.10	406.4 $\pm$ 41.3
3	11.537	1.740	8.325	0.0421	0.18	321.4 $\pm$ 36.4
4	9.272	1.239	8.149	0.0683	0.31	262.7 $\pm$ 15.4
5	4.108	1.271	8.073	0.1519	0.41	121.1 $\pm$ 18.1
6	6.112	1.527	16.931	0.0897	0.64	177.4 $\pm$ 8.4
7	9.651	0.240	12.235	0.0962	1.10	272.6 $\pm$ 3.9
8	9.220	0.213	5.152	0.1016	2.06	261.3 $\pm$ 3.2
9	9.641	0.115	4.211	0.1002	4.03	272.4 $\pm$ 2.2
10	9.742	0.067	4.314	0.1006	5.59	275.0 $\pm$ 1.6
11	9.843	0.032	3.848	0.1006	12.83	277.7 $\pm$ 0.5
12	9.860	0.026	3.758	0.1006	23.99	278.1 $\pm$ 0.5
13	9.762	0.021	3.731	0.1017	28.32	275.6 $\pm$ 0.7
14	9.911	0.018	3.759	0.1003	36.58	279.4 $\pm$ 0.6
15	9.849	0.025	3.776	0.1007	40.35	277.8 $\pm$ 0.8
16	9.753	0.049	3.736	0.1010	44.50	275.3 $\pm$ 0.8
17	9.860	0.032	3.703	0.1004	50.31	278.1 $\pm$ 0.7
18	9.805	0.031	3.690	0.1010	60.97	276.7 $\pm$ 0.6
19	9.759	0.073	3.843	0.1002	68.21	275.5 $\pm$ 0.7
20	9.762	0.064	4.018	0.1004	75.40	275.6 $\pm$ 0.9
21	9.770	0.271	4.373	0.0941	100	275.8 $\pm$ 0.7
Total $^{39}\text{Ar}$ = 35.65 10-16 mol						
Total age = 277.3 $\pm$ 2.1 Ma						
Plateau age = 276.7 $\pm$ 2.1 Ma						

Note:

(1) ratio x 1000

N.D. = not determined.

chemistry as indicated by the Ca/K variations, the amphibole ages for the lavas and for the early cumulates formed on the floor of the magma chamber are indistinguishable, about 276 Ma, Early Permian, throughout the Black Dyke sequence. This suggests that the deposition and cooling of the volcanic succession occurred relatively rapidly, within the 2.5 Ma error margin attached to the 276 Ma age of the formation. Deviations from this Permian age probably reflect argon loss during the intrusion of Mesozoic granites in this area.

### STRUCTURAL ANALYSIS

The Black Dyke Fm. occurs in large tectonic slices at or near the

top of the Luning allochthon (Fig. 2). The establishment of a lithostratigraphic sequence in this study has revealed the internal structure of the Black Dyke Fm. at BDB and MM.

### Black Dyke Butte

At BDB, the Black Dyke Fm. crops out in two exposures that are separated by a northwest-striking dextral strike-slip fault (F3, Fig. 10). This fault displaces thrust faults ( $\phi_1$  and  $\phi_2$ ) and an older strike-slip fault (F1), with a right-lateral slip component.

The Black Dyke Fm. forms a major east-west trending, overturned anticline (hingeline trends 100°E, and plunges 7°W; Fig.

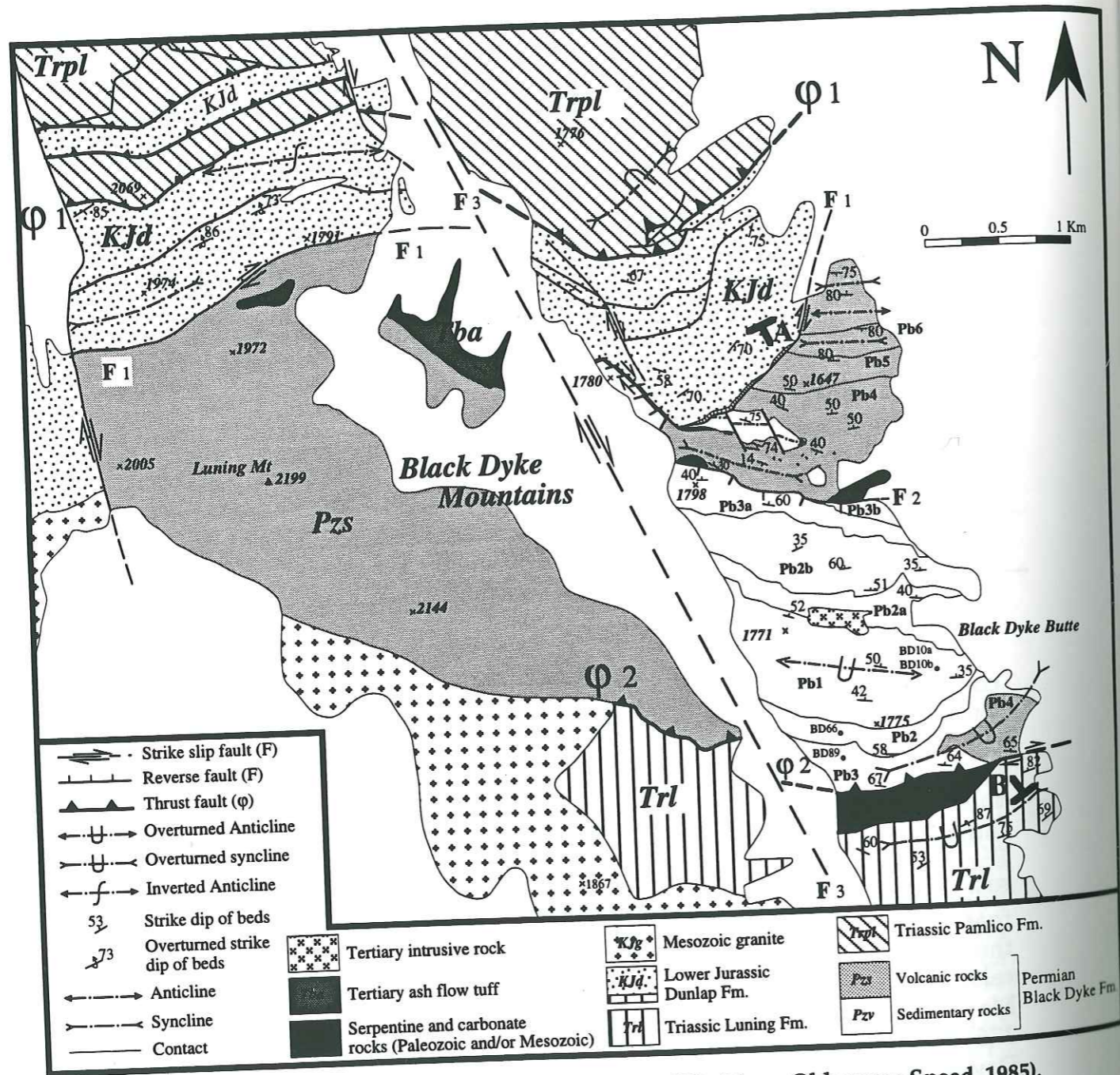


Figure 10. Structural map of the Black Dyke Butte area (modified from Oldow and Speed, 1985).

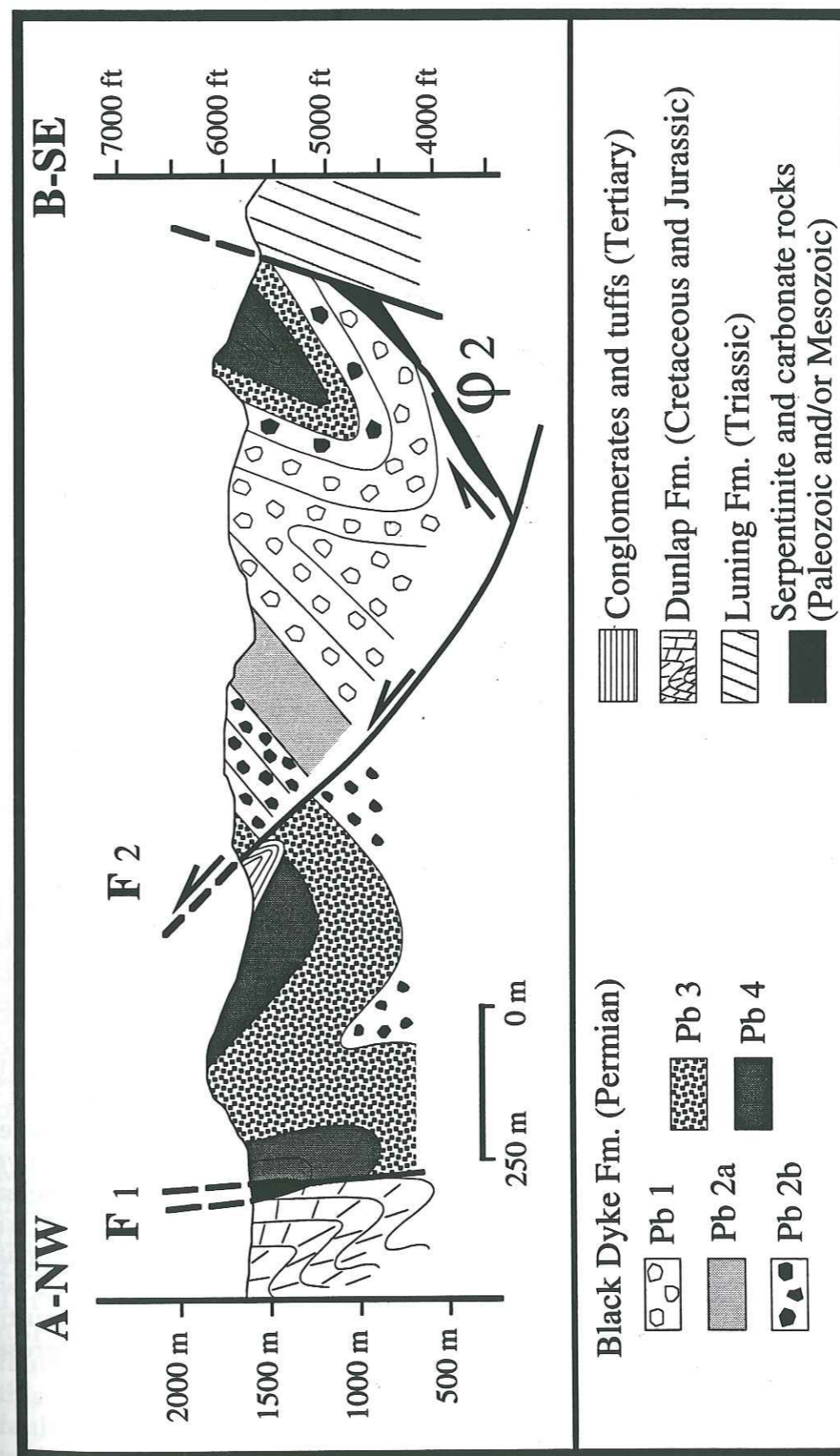


Figure 11. Cross section of the Black Dyke Fm. at Black Dyke Butte.

11). Unit Pb1 lies along the hinge zone of this anticline. This anticline shows a 1 km half-wavelength and an amplitude of 40°. Along the northern limb, folds are observed in the sedimentary sequence (Fig. 10-11). These folds have variable hingelines bearing from N 121° to N 078° while hingelines plunge 6° to 31° east. These folds are cross-cut by the northern fault contact (F<sub>1</sub>) with the Dunlap Fm. (Fig. 10). The northern fault (F<sub>1</sub>) therefore postdates the folds involving the Black Dyke Fm..

The northern fault (F<sub>1</sub>) between the Dunlap and Black Dyke formations shows a complicated pattern which changes from east to west (Fig. 10). At its east end, it is a northeast-striking dextral strike-slip fault outlined by dolomitic limestone and sheared serpentine (Fig. 10). Slices of dolomitic limestone were derived from the base of the Dunlap Fm.. Along the western part of fault F<sub>1</sub> (Fig. 10), the dextral strike-slip fault is cross cut by a northwest-striking dextral strike-slip fault (F<sub>4</sub>), interpreted as a splay of fault F<sub>3</sub>. This fault is, in turn, cross cut by several minor sinistral strike-slip faults (Fig. 10). These sinistral strike-slip faults are also outlined by sheared serpentine.

Locally, the sheared serpentine crops out in the sedimentary sequence of the Black Dyke Fm. (Figs. 10-11). The serpentine does not seem to outline tectonic contacts. The exposures are not aligned, and the sedimentary sequence does not show major tectonic disturbances. The serpentine, like the amphibole- or clinopyroxene-bearing cumulates, seems to form olistoliths in the turbidites (unit Pb4) of the Black

Dyke Fm. During folding, these olistoliths of serpentine have been remobilized and shattered.

The southern tectonic contact ( $\phi_2$ , Figs. 10-11) between the Black Dyke and Luning formations, also has a complicated pattern. On the east end, the fault dips steeply to the north, and is a dextral strike-slip fault associated with vertical folds. Toward the west, the fault splits into two faults whose dips decrease to 20° North at the far western end. These two splays are interpreted as thrust faults following Oldow and Speed (1985). An 87 Ma granite intrudes this fault-contact  $\phi_2$ , and the Black Dyke and Luning formations west of fault F<sub>3</sub> (Fig. 10). Thus, the Black Dyke Fm. was thrust southward over the Triassic Luning Fm. before 87 Ma.

In two locations (Fig. 10-11), rocks of the Black Dyke Fm. are thrust over upper Oligocene-lower Miocene ash-flow tuffs along a reverse fault (F<sub>2</sub>). Tertiary ash-flow tuffs in the footwall of the reverse fault are tilted and folded (Fig. 11), and define an overturned syncline with a south-dipping hinge surface, and an east-west trending hingeline plunging to the east (109°E35°; Fig. 10). Based on the geometry and the spatial distribution of these structures, we interpret the fold and the reverse fault to be related to the northwest-striking strike-slip fault. These east-plunging folds and east-striking reverse faults involving Tertiary rocks, were contemporaneous with extension and right-slip faulting between 11 Ma and the present (Blein et al., 1996b).

## Marietta Mines

At MM the Black Dyke Fm. defines major east-west folds (f<sub>1</sub>; Fig. 5) that are overturned toward the south. Their hingelines vary in trend from east to west, from N 015° to N 100°. The f<sub>1</sub> folds are folded, and the hingeline of the second fold f<sub>2</sub> plunges steeply to the north west (Fig. 5).

The folded strata are cut by small displacement northwest- to northeast-striking strike-slip faults (Fig. 5). The northwest faults show both sinistral and dextral movement. Along these faults, we observed a variation in thickness of unit Pb3 (Fig. 5). These faults therefore represent reactivated Permian normal faults. The northeast-striking faults show dextral movement, with horizontal separations ranging from 10 to 200 m.

The Black Dyke Fm. is in fault or stratigraphic contact with Mesozoic and Cenozoic rocks. The large block of MM is generally separated on the east by a strike-slip fault (F<sub>4</sub>; Fig. 5) from the Dunlap Fm. (Fig. 5). This fault is nearly vertical, is characterized by dextral movement, and had local reverse displacement. This fault is cross cut by minor sinistral strike-slip faults, which have horizontal separations of a few meters.

The northwest boundary of the MM block is a high-angle fault dipping steeply to the northwest (F<sub>5</sub>; Fig. 5), and characterized by a 1-2 m gouge zone. This fault cuts Tertiary andesitic rocks and northwest-striking strike-slip faults. Garside (1982) considered this fault to be a Tertiary normal fault or a Mesozoic thrust fault with a relatively high-angle fault

plane and renewed movement in the late Tertiary. This high angle fault may be also part of a set of Tertiary faults with left-lateral slip components, which characterize the Candelaria Hills and Excelsior Mountains (Speed and Cogbill, 1979).

Along the southwest boundary of the MM block, thrusts ( $\phi_3$  and  $\phi_4$ ) and high-angle faults (F<sub>6</sub>) separate the Black Dyke and Dunlap formations (Fig. 5). Locally, the Dunlap Fm. forms a klippe overlying the Black Dyke Fm.. The mines are developed in a 5-m-thick gouge zone along the thrust fault ( $\phi_3$ ). West of Mines Creek, we observed a second thrust ( $\phi_4$ ). Here, the Dunlap and Black Dyke formations are thrust over the Black Dyke Fm. (Fig. 5). The contact is marked by a strong schistosity.

The stratigraphic contacts have been previously described in the relationships between the Black Dyke and Dunlap formations.

## Conclusions.

At both BDB and MM, the Black Dyke Fm. is involved in major east-west folds that are overturned toward the south. The Jurassic Dunlap Fm. unconformably overlies the folded Black Dyke Fm. at MM.

At BDB, we assume that the Black Dyke and Dunlap formations belong to the same tectonic slice caught between two major thrust faults  $\phi_1$ , and  $\phi_2$ . The fault at the northern end of BDB neither dips beneath the Black Dyke Fm. (Speed, 1977a-b), nor seems to be an overturned thrust (Oldow and Speed, 1985). We mapped this northern fault-contact as a dextral

strike-slip fault. The stratigraphy of the Dunlap Fm. suggests that the displacement along this fault is not very important. Pebbles of volcanic rocks of the Black Dyke Fm. are found in the basal conglomerates of the Dunlap Fm.. This indicates that during the deposition of the Dunlap Fm., the two formations were in proximity.

The southern fault at BDB ( $\phi_2$ ) is a major thrust, and experienced recent dextral strike-slip movement in the eastern part, probably contemporaneous with dextral displacement on the northern fault contact (F1). At BDB, the Black Dyke Fm. and its sedimentary cover, the Dunlap Fm., were thrust southward over the Luning Fm. prior to 87 Ma.

At MM, we interpret the Black Dyke Fm. as the basement of the Dunlap Fm.. The discovery of a stratigraphic contact between the Dunlap and Black Dyke formations permits the conclusion that the Dunlap Fm. is the sedimentary cover of the Black Dyke Fm.. The eastern boundary of the MM block seems to be a dextral strike-slip fault (F4), with local reverse displacement, and not a thrust fault (Garside, 1982). The south-western boundary consists of high-angle and thrust faults and the Dunlap Fm. is locally thrust over the Black Dyke Fm.. The Black Dyke Fm. is not a klippe over the Dunlap Fm., as suggested by Garside (1982).

In the Excelsior Mountains, the Mina Fm. everywhere lies below the Luning thrust (Fig. 2), while the Black Dyke Fm. has been interpreted to lie above the Luning thrust. Speed (1977a-b) interpreted the Black Dyke Fm. as a klippe, lying structurally upon the Luning

allochthon. Oldow (1978), and Oldow and Speed (1985) viewed the Black Dyke Fm. as a slice at the base of the Pamlico allochthon. However, in Mac Canyon, 3 km east of Mina, smaller slices of Black Dyke Fm. are imbricated within the Luning allochthon (Oldow, 1987), suggesting that the Black Dyke could in part represent depositional basement to the Luning allochthon.

Our data suggest that the Luning thrust does not represent a major boundary between two different structural domains. The Black Dyke Fm. observed above and beneath the Luning thrust, shows major structural similarities with the Mina Fm. The two formations show the same south-vergent folds, suggesting they occupy the same structural position. They are both overlain unconformably by the Jurassic Dunlap Formation, and the Luning thrust, which has been inferred to extend between Moho Mountain and Marietta Mines, is not observed.

#### COMPARISON OF THE BLACK DYKE FORMATION WITH THE NORTHERN SIERRA TERRANE

##### The northern Sierra terrane

The Northern Sierra terrane (NST) contains three principal lithotectonic units: 1) lower Paleozoic supracrustal rocks of the Shoo Fly Complex, 2) upper Devonian to upper Permian plutonic, volcanic and sedimentary rocks, and its Mesozoic cover, and 3) Permo-Triassic sedimentary rocks in tectonic slivers that lie between the Shoo Fly Complex and the Feather River Peridotite belt to the west (Fig. 12; Miller and Harwood, 1990).

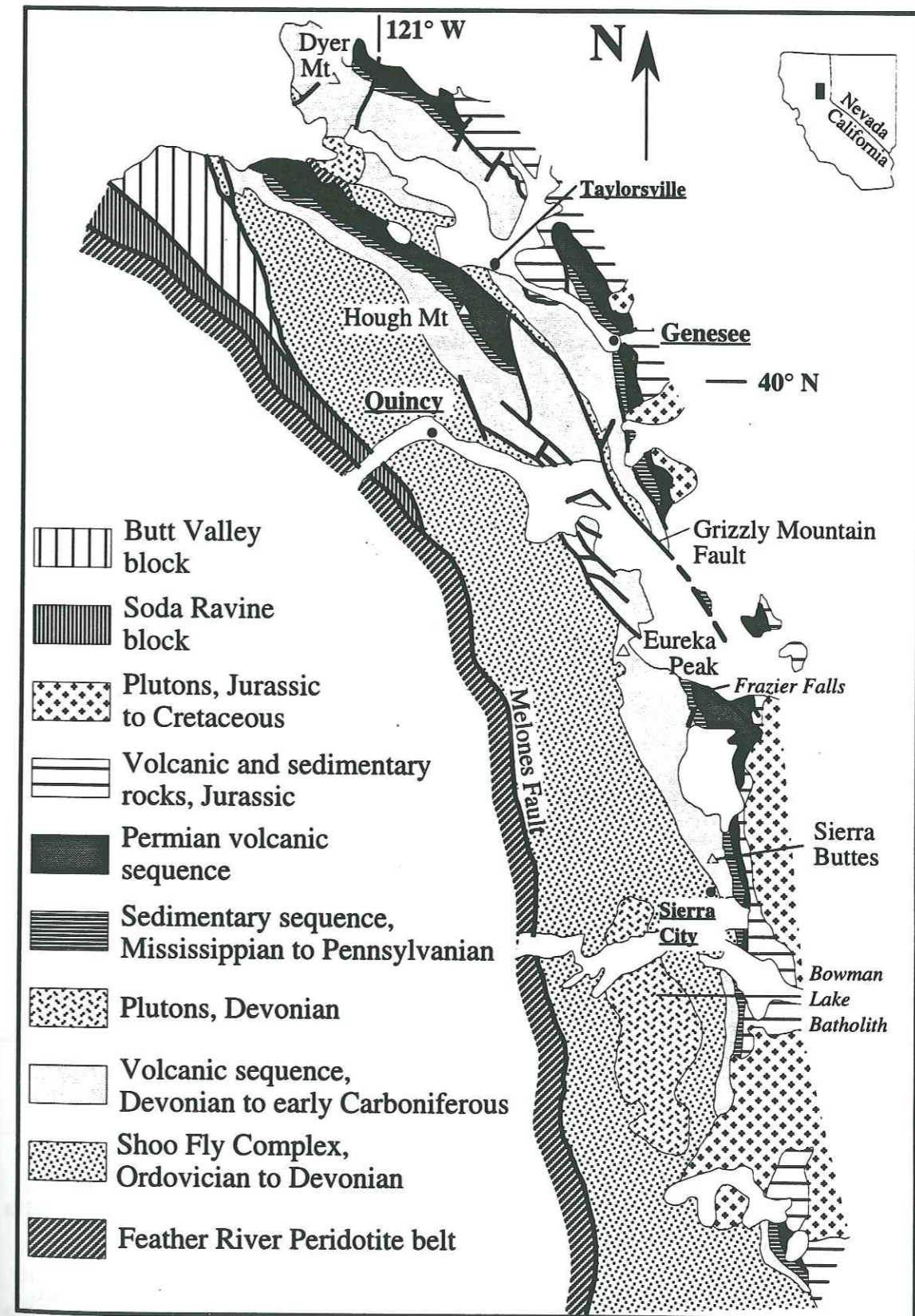


Figure 12. Geologic map of the Northern Sierra terrane, California (Harwood, 1992).

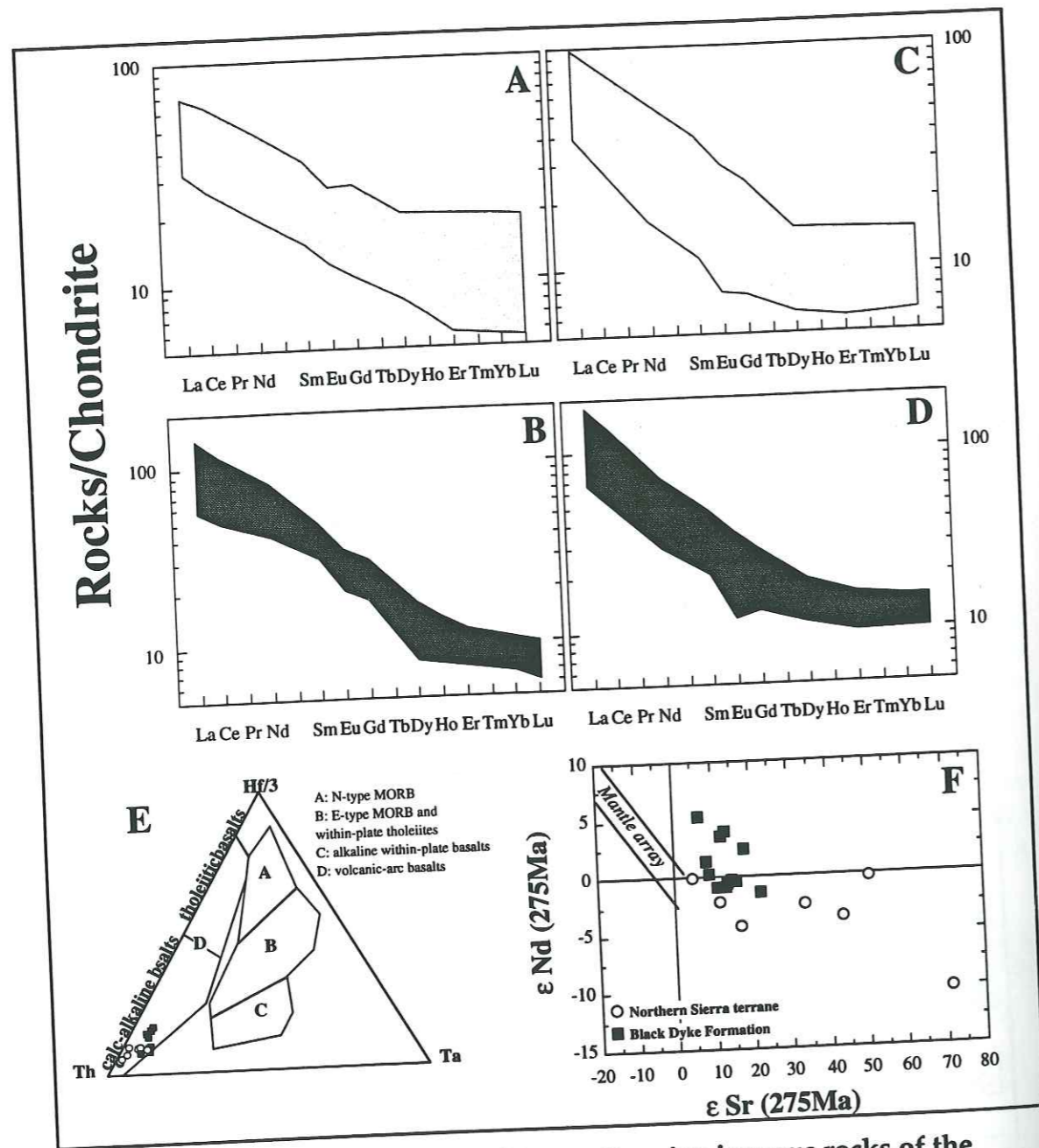


Figure 13. Geochemical features of Lower Permian igneous rocks of the Black Dyke Fm. and Northern Sierra terrane. Chondrite normalization values are after Evensen et al. (1978).

- A: Rare Earth Element patterns of basalts and basaltic andesites of Black Dyke Butte.
- B: Rare Earth Element patterns of basalts and basaltic andesites of Marietta Mines.
- C: Rare Earth Element patterns of basalts of the Goodhue Fm.
- D: Rare Earth Element patterns of basalts and andesites of the Reeve Fm.
- E: Hf-Th-Ta diagram of Wood (1980), for basalts of the Black Dyke Fm. and Northern Sierra terrane.
- F: Sr and Nd isotopic variations for lavas of the Black Dyke Fm., and Northern Sierra terrane.

The Shoo Fly Complex composes the basement of the NST and contains the oldest rocks, *i.e.*, limestones, interbedded with quartzites, pelites and turbidites. The upper Paleozoic sequence rests unconformably on the Shoo Fly Complex and comprises two igneous arc successions, Late Devonian to Early Carboniferous and mid-Permian in age, separated by a widespread mid-Carboniferous radiolarian chert (Harwood, 1988; 1992).

The first igneous arc sequence, the Taylorsville sequence, is composed of the calc-alkaline silicic volcanic and volcanoclastic rocks of the Sierra Buttes Fm., and the cogenetic Bowman Lake batholith (Hanson *et al.*, 1988; Rouer *et al.*, 1989a), the basalts, andesites and pyroclastic rocks of the Taylor Fm., and finally, the shoshonitic basalt-dacite suite of the Keddie Ridge Fm. (Fig. 13; Hannah and Moores, 1986; Harwood, 1988). All the Devonian to lower Carboniferous arc volcanic and plutonic rocks show negative  $\epsilon_{Nd}$  ratios (-8.9 to -0.88; Rouer *et al.*, 1989b). These data imply a continental crustal contribution to the mid-Paleozoic arc magmas.

The mid-Permian volcanic succession rests unconformably on the chert member of the Peale Fm. and comprises the overlapping and laterally equivalent Arlington, Goodhue and Reeve formations (Fig. 13; Harwood, 1988, 1992). The Goodhue Fm. is characterized by pillow basalts, basaltic breccias and mafic tuffs. The most striking feature of the Goodhue Fm. is the presence of large augite phenocrysts in the basalts. Near Frazier Falls, Durrell and D'Allura (1977) reported hornblende-bearing

tuffs that grade upward into the typical clinopyroxene-rich basalts. These tuffs rest on pyroclastic breccias that enclose fragments of hornblende-phyric diorite and gabbro. The shallow-water and subaerial andesitic breccias, tuffs and lavas of the Reeve Fm. rest conformably on the Goodhue mafic rocks. Tuffaceous slates, volcanoclastic sandstones, thin stringers of cherts, and chert-rich conglomerates are associated with the andesites and andesitic pyroclastic rocks. Locally, rhyolitic domes and flows occur at the top of the Reeve Fm. The andesites are characterized by plagioclase phenocrysts that may attain a length of 15 mm. Clinopyroxene phenocrysts are small and sparse. The mid-Permian arc lavas and plutonic rocks show calc-alkaline affinities with LREE enriched patterns, and with respect to N-MORB, negative anomalies in Ti, Nb, and Zr. Moreover, these rocks show, like the mid-Paleozoic lavas, negative  $\epsilon_{Nd}$  ratios (-11 to -1; Rouer *et al.*, 1989a-b).

The Permian volcanic sequence is locally overlain unconformably by Upper Triassic limestone and conglomerates, or by younger Jurassic volcanogenic strata (Harwood, 1983). The Triassic unconformity truncates the structures within the upper Paleozoic sequence and offers evidence of folding and faulting possibly related to the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny.

### Similarities and differences between the Early Permian rocks of the NST and the Black Dyke Formation

Fossils and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data indicate an Early Permian age for igneous rocks of both the Northern Sierra terrane and central-western Nevada. The volcanic and sedimentary rocks of these two units share similar facies and stratigraphic successions. Moreover, the igneous rocks are geochemically similar.

In both areas, the Lower Permian sequence begins with pyroclastic rocks formed of fragments of gabbro, diorite and diorite porphyry that contain amphibole and clinopyroxene phenocrysts. The clinopyroxene-rich pillow-basalts of the Goodhue Fm. are identical to those exposed at MM or found as fragments in the Pb2 breccias at BDB. The plagioclase-phyric andesite found in fragments and/or in flows in the Pb3 unit of MM is similar to the Reeve andesite. Finally, in both areas, an important erosional event occurred at the end of the arc-igneous activity, and the Lower Permian sequence ends with the deposition of volcanogenic detrital rocks.

The Lower Permian igneous rocks of NST and Black Dyke Fm. exhibit calc-alkaline affinities with LREE enriched patterns, low  $\text{TiO}_2$ , Nb, and Ta contents, and high Th levels (Fig. 14). Both suites have low to negative  $\epsilon\text{Nd}$  values. The volcanic rocks of NST show even more negative  $\epsilon\text{Nd}$  ratios than those of Black Dyke Fm. (Blein et al., 1996a).

However, the Permian sequence of NST differs from that of the

Black Dyke because its thickness exceeds 2000 m while at Black Dyke, it is less than 1200 m. Rhyolites are not present in the Black Dyke Fm., and conglomerates with granitoid and syenitic cobbles have not been observed in the NST. Finally, the Paleozoic rocks of the NST were affected by the Sonoma orogeny while there is no direct evidence of this orogeny in the Black Dyke Fm.

### CONCLUSIONS AND DISCUSSION

Stratigraphic, geochemical and isotopic data establish a direct correlation between the Paleozoic arc of the Northern Sierra terrane and the Black Dyke Fm. in central-western Nevada.

Lower Permian volcanic and volcanoclastic rocks are synchronous in the two areas. The episodes of volcanism are characterized by the same volcanic facies: amphibole-bearing breccias and tuffs, clinopyroxene-rich pillow-basalts, plagioclase-phyric andesite, and pyroclastic rocks dominating on lava flows. And finally, the volcanic episodes are overlain conformably by volcanoclastic sediments resulting from the erosion of the underlying rocks.

The igneous rocks of the Black Dyke Fm. and the Permian arc succession of NST are chemically nearly identical. Basalts, andesites, plutonic and hypabyssal rocks show calc-alkaline affinities and  $\epsilon\text{Nd}$  values ranging between +5.5 to -11, suggesting the involvement of a crustal component in the magma source.

These similarities suggest that the Permian arc rocks from NST

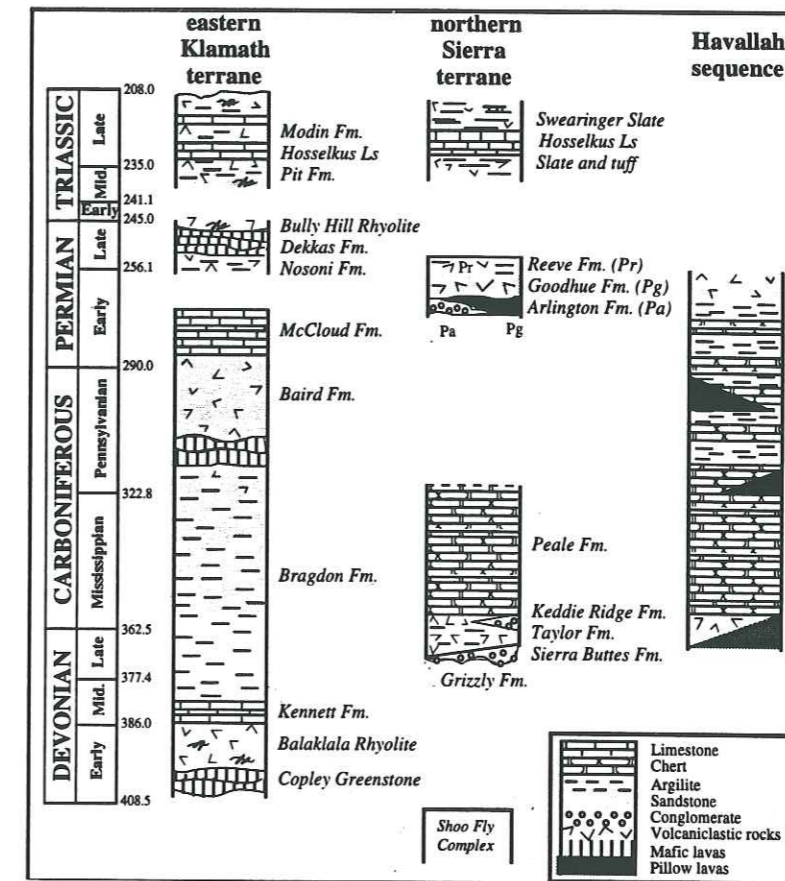


Figure 14. Time lithology columns of the Eastern Klamath terrane, Northern Sierra terrane, and Havallah sequence (modified from Harwood and Murchey, 1990).

and south-central Nevada formed in the same tectonic environment, and had similar type of basement, *i.e.*, a crust with continental affinities. If this statement is correct, the lower Paleozoic supracrustal rocks of the Shoo Fly Complex could represent the basement of the Black Dyke Fm.

The tectonic history of the Black Dyke Fm. may also be similar to that of the NST. The Paleozoic igneous and sedimentary rocks of the NST were weakly folded during the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny, prior to the deposition of the Late Triassic conglomerate and limestone (Harwood, 1983). The Black Dyke and Mina formations were folded before the deposition of the Lower

Jurassic Dunlap Fm. Indeed, the basal conglomerate of the Mina Fm. rests on overturned strata of the Mina Fm. and truncates folds in the Black Dyke and Mina formations. This suggests that both the Mina and Black Dyke formations were folded by the same compressional event before the deposition of the Dunlap Fm. The age of this compressional event is not well constrained. This tectonic event is pre-Dunlap Fm., *i.e.*, pre Jurassic and could have been related to the Late Permian to Early Triassic Sonoma orogeny.

Harwood and Murchey (1990) demonstrated that the NST evolved within depositional proximity of the Havallah basin which represents a Late Devonian



to Late Permian oceanic basin thrust over the margin of the North American craton during the Sonoma orogeny (Fig. 1). Volcaniclastic rocks deposited in the Havallah basin during synchronous episodes of Late Devonian to Early Mississippian and mid-Permian arc-volcanism in the NST (Fig. 13). Between Early Mississippian and mid-Pennsylvanian times, siliceous pelagic sediments were deposited in the two areas (Fig. 13). Direct evidence for an active arc is lacking in both areas during this time (Murchey, 1990).

Thus, the Black Dyke Fm. and the Permian igneous and volcaniclastic sequence of the NST represent a late Paleozoic island arc built on a basement with continental affinities. This late Paleozoic island arc was separated from the North American craton by the Havallah oceanic basin.

In the North American Cordillera, the other most extensive upper Paleozoic island arcs are exposed in the Eastern Klamath terrane (EKT) in northern California and Blue Mountains in eastern Oregon. In most geodynamic models, the Paleozoic arc sequences (NST and EKT) were interpreted to represent a single island arc (Burchfiel and Davis, 1975; Speed, 1979; Schweickert and Snyder, 1981; Snyder and Brueckner, 1983; Miller, 1987; Wyld, 1990). Nevertheless, the histories of deposition in the NST and EKT differ considerably.

In the EKT, the Upper Devonian-Lower Mississippian Bragdon Fm. contains cherts, sedimentary rocks, and silicic pyroclastic debris. Coeval strata in the NST record voluminous volcanism (Fig. 13-15). During the

Carboniferous, the EKT records active arc volcanism, indicating relative proximity to a subduction zone, whereas rocks of the NST record a common stratigraphic evolution, siliceous pelagic sediments, with basal rocks of the Havallah sequence (Fig. 13-15; Harwood and Murchey, 1990). These significant differences between the EKT and NST terranes imply a bathymetric or geographic barrier between the two terranes (Miller and Harwood, 1990).

In the Early Permian, a shallow-water carbonate platform (McCloud Fm.) developed in the EKT, while in the NST, island-arc igneous activity began (Fig. 13-15). Comparison of fusulinids, corals, brachiopods, and gastropods between the EKT, the North American margin, and the Tethyan provinces, suggests at least 6000 km of separation of the EKT relative to the North American craton during the Early Permian (Stevens et al., 1990; Belasky and Runnegar, 1994). The upper Paleozoic sequence of the EKT rests on an oceanic basement, *i.e.*, Trinity ophiolite and the Early Devonian arc, which is different from that of the NST, represented by the supracrustal rocks of the Shoo Fly Complex. Moreover, Upper Permian subduction-related igneous rocks of the EKT show features of typical intra-oceanic mature island arcs with high  $\epsilon_{Nd}$  ratios suggesting that these rocks generated from MORB-type mantle source contaminated by subducted sediments, and lacking crustal contamination (Charvet et al., 1990; Alibert et al., 1991; Lapiere et al., 1994; Blein et al., 1996a).

In the EKT, Renne and Scott (1988) reported apparent

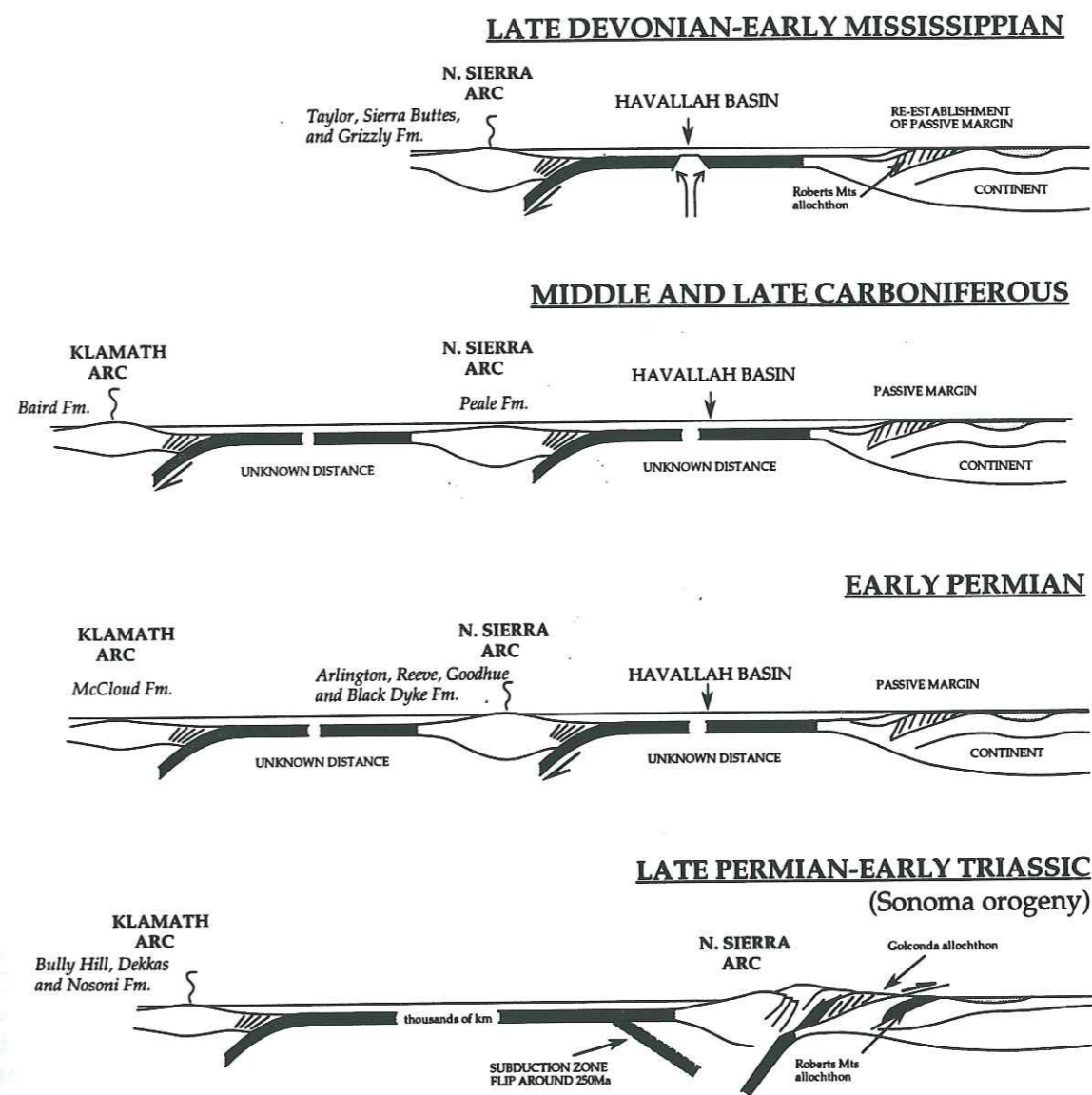


Figure 15. Model of sequential arc-passive margin collision from Late Devonian to Early Triassic.

stratigraphic concordance between the Permian and Triassic rocks, while in the NST, upper Paleozoic rocks are truncated by Upper Triassic rocks and offer evidence of deformation related to the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny. Finally, the NST-Black Dyke arc accreted to North America during the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny while arc volcanism was still active in the EKT and the Blue Mountains (Fig. 15). Tethyan corals in Upper Permian strata in the EKT (Stevens and Rycerski, 1983), indicate that the EKT was in an area several thousands of km west of the North American craton.

Thus, two different island arcs existed in this region at the end of Paleozoic times. The NST-Black Dyke arc was likely built on a basement with continental affinities. This arc was separated from the North American craton by the Havallah basin. It accreted to North America during the Late Permian-Early Triassic Sonoma orogeny. The EKT arc was built on oceanic crust thickened by sediments and arc magmas. This arc was located far from North American craton and accreted to North America during the Late Triassic or Early Jurassic.

#### REFERENCES CITED

- Alibert, C., Martin, P., and Lapierre, H., 1991, The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 46, p. 299-322.
- Belasky, P., and Runnegar, B., 1994, Permian longitudes of Wangrellia, Stikinia, and Eastern Klamath terranes based on coral biogeography: *Geology*, v. 22, p. 1095-1098.
- Blein, O., Lapierre, H., Schweickert, R. A., Monié, P., and Pêcher, A., 1994, La

formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidental) témoin le plus oriental de l'arc paléozoïque de Sierra Nevada: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 319, p. 201-208.

Blein, O., Lapierre, H., Schweickert, R. A., Monié, P., Maluski, H., and Pêcher, A., 1996a, Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic island arc in western Nevada? *Journal of Geology* (in press).

Blein, O., Pêcher, A., Schweickert, R. A., and Lapierre, H., 1996b, Miocene folding in the Basin and Range: the Excelsior Mountains, central-western Nevada: *Journal of Structural Geology* (submitted).

Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarède, F., 1987, The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 85, p. 386-400.

Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarède, F., 1988, Geochemical study of an Early Paleozoic island-arc-back arc basin system. Part 2: Eastern Klamaths, Early to Middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California): *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1120-1130.

Burchfiel, B. C., and Davis, G. A., 1975, Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: Extensions of an earlier synthesis: *American Journal of Sciences*, v. 275-A, p. 363-396.

Charvet, J., Lapierre, H., Rouer, O., Coulon, C., Campos, C., and Lécuyer, C., 1990, Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and Early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho: *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 255-275.

Dalrymple, G. B., 1989, The GLM continuous laser system for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating: description and performance characteristics, in Shanks, W. C. and Criss, R. E., eds., *New frontiers in stable isotopic research: Laser probes, ion probes and small-sample analysis*: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 1890, p. 89-96.

Durrell, C., and D'Allura, J. A., 1977, Upper Paleozoic section in eastern Plumas and Sierra Counties, Northern

Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 844-852.

Evensen, N. M., Hamilton, P. J., and O'Nions, R. K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 1199-1212.

Garside, L. J., 1982, Geologic map of the Moho Mountain Quadrangle, Nevada: Nevada Bureau of Mines and Geology, Map 74.

Hannah, J. L., and Moores, E. M., 1986, Age relationships and depositional environments of Paleozoic strata, northern Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 787-797.

Hanson, R. E., Saleeby, J. B., and Schweickert, R. A., 1988, Composite Devonian island-arc batholith in the northern Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 446-457.

Harwood, D. S., and Murchey, B. L., 1990, Biostratigraphic, tectonic, and paleogeographic ties between upper Paleozoic volcanic and basinal rocks in the Northern Sierra terrane, California, and the Havallah sequence, Nevada, in Harwood, D. S. and Miller, M. M., eds., *Paleozoic and Early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*: *Geological Society of America Special Paper*, p. 157-173.

Harwood, D. S., 1983, Stratigraphy of upper Paleozoic volcanic rocks and regional unconformities of the Northern Sierra terrane, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 413-422.

Harwood, D. S., 1988, Tectonism and metamorphism in the northern Sierra terrane, northern California, in Ernst, W. G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the Western United States*, Rubey v. 7, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 764-788.

Harwood, D. S., 1992, Stratigraphy of Paleozoic and Lower Mesozoic rocks in the Northern Sierra Terrane, California: *U.S. Geological Survey Bulletin*, v. 1957, 78 pp.

Irwin, W. P., 1981, Tectonic accretion in the Klamath Mountains, in Ernst, W. G., ed., *The geotectonic development of*

California: Prentice-Halls, Englewood Cliffs, New-Jersey, p. 29-49.

Jones, A. E., 1990, Geology and tectonic significance of terranes near Quinn River Crossing, Nevada: *Geological Society of America Special Publication*, v. 255, p. 239-253.

Lapierre, H., Brouxel, M., Albarède, F., Coulon, C., Lécuyer, C., Martin, P., Mascle, G., and Rouer, O., 1987, Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath mountains (North California) and the geodynamic evolution of the northwestern America: *Tectonophysics*, v. 140, p. 155-157.

Lapierre, H., Charvet, J., Blein, O., and Rouer, O., 1994, Les séquences d'arcs insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 165, p. 541-557.

McDougall, I. and Harrison, T. M., 1988, *Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method*: Clarendon press, Oxford, 212 pp.

Miller, M. M., 1987, Dispersed remnants of a northeast Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, western U. S.: *Tectonics*, v. 6, p. 807-830.

Miller, M. M., and Harwood, D. S., 1990, Paleogeographic setting of upper Paleozoic rocks in the northern Sierra and eastern Klamath terranes, northern California, in Harwood D. S. and Miller, M. M., eds., *Paleozoic and Early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*: *Geological Society of America Special Paper*, p. 175-192.

Murchey, B. L., 1990, Age and depositional setting of siliceous sediments in the upper Paleozoic Havallah sequence near Battle Mountain, Nevada; Implications for the paleogeography and structural evolution of the western margin of North America, in Harwood D. S. and Miller, M. M., eds., *Paleozoic and Early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*: *Geological Society of America Special Paper*, p. 137-155.

Oldow, J. S., 1978, Triassic Pamlico Formation: an allochthonous sequence of volcanogenic-carbonate rocks in west-

- central Nevada, in McDougall, D. G., and Howell, K. A., eds., *Mesozoic Paleogeographic of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2: Los Angeles, California*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists, p. 233-236.
- Oldow, J. S., 1987, Complex fold and thrust relationships, Mac Canyon, northern Pilot Mountains, west-central Nevada, in Hill, M. L., ed., *Cordilleran Section of the Geological Society of America Centennial Field Guide: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, v. 1, p. 69-72.
- Oldow, J. S., and Speed, R. C., 1985, Preliminary geologic map of the Mina NW Quadrangle, Mineral County, Nevada: *United States Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map, MF-1487*, scale 1:24,000.
- Oldow, J. S., Satterfield, J. I., and Silberling, N. J., 1993, Jurassic to Cretaceous transpressional deformation in the Mesozoic marine province of the northwestern Great Basin, in Lahren, M. M., Trexler, J. H. Jr., and Spinosa, C., eds., *Crustal evolution of the Great Basin and Sierra Nevada: Cordilleran/Rocky Mountain Section: University of Nevada, Reno*, Geological Society of America Guidebook, p. 129-166.
- Renne, P. R., and Scott, G. R., 1988, Structural chronology, oroclinal deformation, and tectonic evolution of the southeastern Klamath Mountains, California: *Tectonics*, v. 7, p. 1223-1242.
- Rogers, J. J. W., Burchfiel, B. C., Abbott, E. W., Anepohl, J. K., Ewing, A. H., Koehnken, P. J., Novitsky-Evans, J. M., and Talukdar, S. C., 1974, Paleozoic and Lower Mesozoic volcanism and continental growth in the western United States: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1923-1924.
- Ross, C. A., 1967, Development of fusulinid (Foraminiferida) faunal realms: *Journal of Paleontology*, v. 41, p. 1341-1354.
- Ross, C. A., and Ross, J. R. P., 1981, Biogeographical influences on late Paleozoic faunal distributions, in G. P. Larwood and C. Nielsen, eds., *Recent and Fossil Bryozoa: Fredensborg, Denmark*, Olsen and Olsen Printers, p. 199-211.
- Rouer, O., and Lapierre, H., 1989, Comparison between two Paleozoic island-arc, in northern California (Eastern Klamath and Northern Sierra Nevada): geodynamic implications: *Tectonophysics*, v. 169, p. 341-349.
- Rouer, O., Lapierre, H., Mascle, G., Coulon, C., and Albers, J., 1989a, Geodynamic implications of Devonian silicic arc magmatism in the Sierra Nevada and Klamath Mountains, California: *Geology*, v. 17, p. 177-180.
- Rouer, O., Lapierre, H., Coulon, C., and Michard, A., 1989b, New petrological and geochemical data on mid-Paleozoic island-arc volcanics of northern Sierra Nevada, California: Evidence for a continent-based island arc: *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 26, p. 2465-2478.
- Samson, S. C., and Alexander, E. C., 1987, Calibration of the interlaboratory  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard, MMHb-1: *Chemical Geology (Isotope Geoscience section)*, v. 66, p. 27-34.
- Schweickert, R. A., and Snyder, W. S., 1981, Paleozoic plate tectonic of the Sierra Nevada and adjacent regions, in Ernst, W. G., eds., *The Geotectonic development of California: Englewood Cliffs*, Prentice-Hall, New Jersey, p. 182-201.
- Skinner, J. W., and Wilde, G. L., 1965, Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Lake Shasta area, northern California: *University of Kansas Paleontological Contributions, Protozoa*, v. 6, p. 1-98.
- Snyder, W. S., and Brueckner, H. K., 1983, Tectonic evolution of the Golconda allochthon, Nevada: Problems and perspectives, in Stevens, C. H., ed., *Pre-Jurassic Rocks in Western North America Suspect Terranes*, Spec. Publ. 32: S E P M Pacific Section, Los Angeles, Calif., p. 103-123.
- Speed, R. C., 1977a, Excelsior Formation, west-central Nevada: Stratigraphic appraisal, new divisions, and paleogeographic interpretations, in Stewart, J. H., Stevens, C. H., and Frische, A. E., eds., *Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1: Los Angeles, California*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 325-336.
- Speed, R. C., 1977b, Island-arc and other paleozoic age in the western Great Basin, in Stewart, J. H., Stevens, C. H., and Frische, A. E., eds., *Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1: Los Angeles, California*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 349-362.
- Speed, R. C., 1979, Collided Paleozoic microplate in the western United States: *Journal of Geology*, v. 87, p. 279-292.
- Speed, R. C., and Cogbill, A. H., 1979, Candelaria and other left-oblique slip faults of the Candelaria region, Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 149-163.
- Stevens, C. H., and Rycerski, B. A., 1983, Permian colonial rugose coelocystea Nevada, and their relation to volcanic arc assemblages of the western U.S. Cordillera, in Harwood, D. S. and Miller, M. M., eds., *Paleozoic and Early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper*, p. 219-237.
- Stevens, C. H., Yancey, T. E., and R. A. Hanger, 1990, Significance of the provincial signature of Early Permian faunas of the eastern Klamath terrane, in Harwood, D. S. and Miller, M. M., eds., *Paleozoic and Early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 219-237.
- Talukdar, S. C., 1972, Implications of petrological study of Paleozoic-Mesozoic rocks of Mineral County, Nevada, Univ. Houston, Texas, Rice University, Ph. D. thesis.
- Wood, D. A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and Planetary Sciences Letter*, v. 50, p. 11-30.
- Wyld, S. J., 1990, Paleozoic and Mesozoic rocks of the Pine Forest Range, northwest Nevada, and their relation to volcanic arc assemblages of the western U. S. Cordillera., In Harwood, D.S., and Miller, M.M., eds., *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes., Boulder Colorado: Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 219-237.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 F. 38041 B.P. 53  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail: plabour@ujf-grenoble.fr

# Miocene folding in the Basin and Range: the eastern Garfield Hills, central-western Nevada

OLIVIER BLEIN <sup>a</sup>, ARNAUD PÉCHER <sup>a</sup>, RICHARD A. SCHWEICKERT <sup>b</sup>,  
HENRIETTE LAPIERRE <sup>a</sup>

<sup>a</sup> UPRES-A 129, Université J. Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, France

<sup>b</sup> Department of Geological Sciences, University of Nevada, Reno, NV 89557-0138, USA

**Abstract** - Within Nevada, Tertiary contractional structures have been reported from southern Walker Lane Belt and the cogenetic Lake Mead fault system. They are younger than 15 Ma, and consist of east-plunging folds and east-striking reverse faults.

We report, from the eastern Garfield Hills in central-western Nevada, observations of Tertiary contractional structures that include east-plunging folds and east-striking reverse faults that deform 27-22 Ma ash-flow tuffs. These contractional structures were contemporaneous with extension and right-lateral strike-slip faulting, which occurred from 11 Ma to present.

## INTRODUCTION

The study area is located in the eastern Garfield Hills, western Nye County in the central Walker Lane Belt. This belt of late Cenozoic deformation (Stewart, 1980) flanks the western Great Basin and separates it from the Sierra Nevada. The central Walker Lane Belt, as defined Locke *et al.* (1940), marks an abrupt physiographic change from the north-northeast trending fault-bound mountains lying to the east and a terrain of more heterogeneous fabric to the west.

Reverse faults and compressional folds of Cenozoic age have been documented locally in the Great Basin province (Stewart 1980, Newman 1976). In this short note, we report observations of folding that affected upper Oligocene-lower Miocene silicic ash-flow tuffs in the eastern Garfield Hills. Using magmatic events and structural data, we present a structural

chronology for this Cenozoic folding, related to the mid Cenozoic tectonics of the Great Basin.

## GEOLOGICAL SETTING

According to Hardyman & Oldow (1991), the Cenozoic tectonic history of the central Walker Lane Belt involved a 70° to 90° rotation in the extension direction since 19 to 15 Ma (Fig. 1). Early extension (30 to 15 Ma) was oriented north-northwest-south-southeast, and is indicated by east-north-easterly-half-grabens (Fig. 1). Displacement on northwest-striking strike-slip faults was left lateral during this time interval. East-west directed extension dominated from about 15 to 10 Ma (Fig. 1). During this period, most of the tilt of Tertiary and pre-Tertiary rocks occurred on north-south normal faults that flatten with depth ('Yerington'-style listric normal faults). By about 10 to 8 Ma, the regional extension direction had rotated to

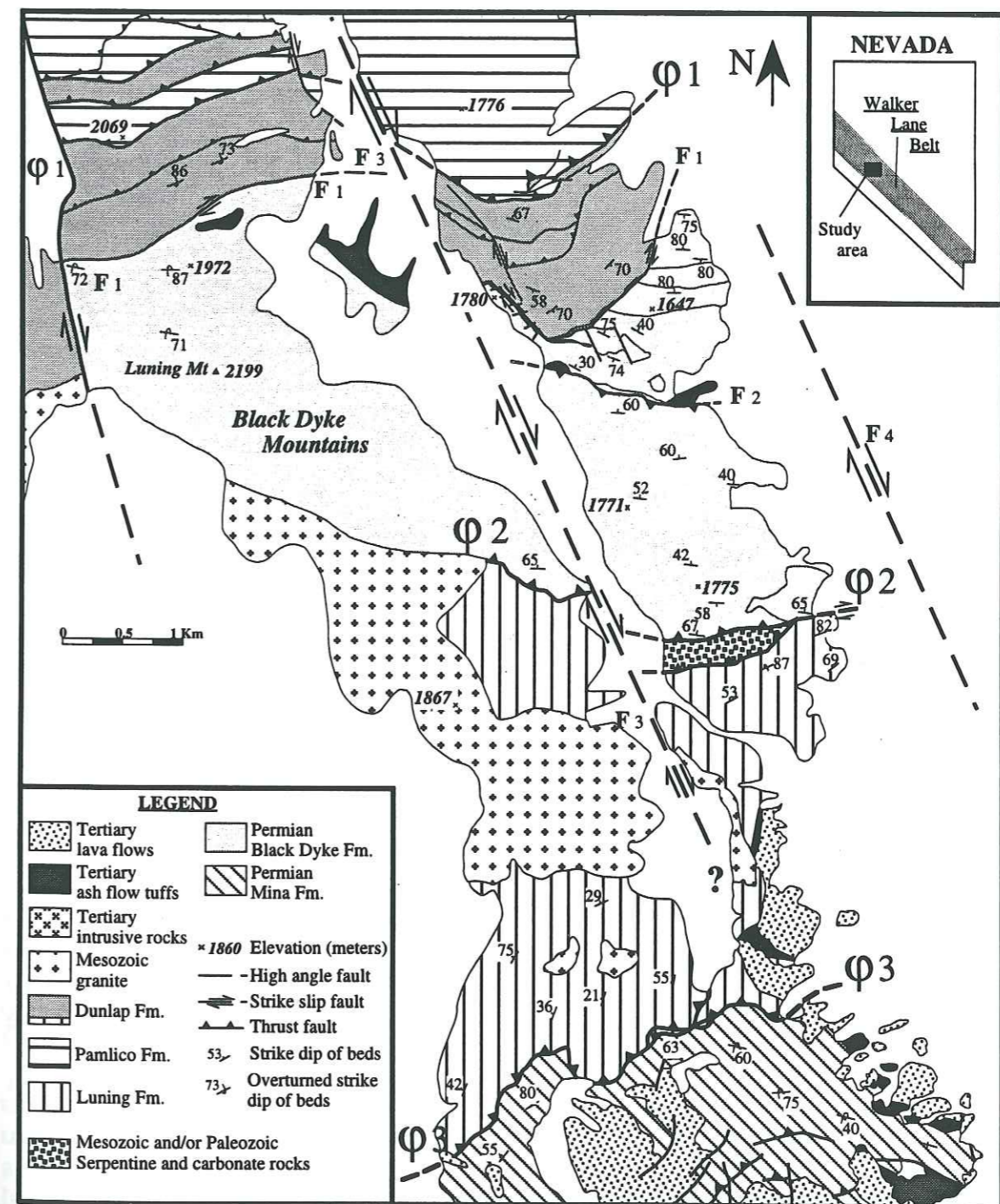


Figure 1. Simplified geologic map of the eastern Garfield Hills, central-western Nevada (modified from Oldow & Speed, 1985).

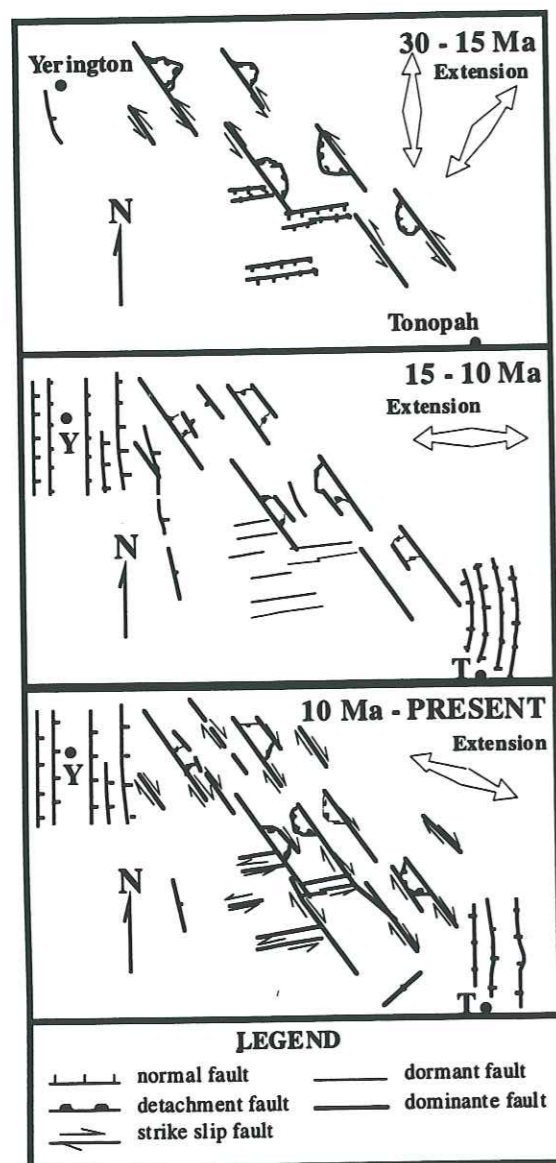


Figure 2. Diagrammatic models showing the kinematic development of the central Walker Lane Belt from Oligocene time to the present (modified from Keller *et al.* 1989)

a northwest-southeast orientation (Fig. 1). The result of this extension has been dominant right-lateral displacement on pre-existing, northwest-striking high-angle faults (Hardyman & Oldow 1991, Oldow 1992) and normal faulting on north-northeast normal faults.

Dilles & Gans (1995) provided evidence that extension occurred in the central Walker Lane from 15 Ma to present. From 30 to 15 Ma, east-west extension occurred east of the Walker Lane Belt, in central Nevada. This extension was characterized by normal faults and northwest-striking right-lateral strike-slip faults. It differs from north-northwest-south-southeast extension associated with northwest-striking right-lateral strike-slip faults proposed by Hardyman & Oldow (1991).

The study area, located in the eastern Garfield Hills of central-western Nevada (Fig. 2), lies within a complexly deformed terrane of imbricate thrust sheets composed of upper Paleozoic and Mesozoic rocks (Oldow *et al.* 1993). In the present study, we investigate the deformation of upper Oligocene-lower Miocene ash-flow tuffs of sequence 1, present at Black Dyke Mountain (Fig. 2).

### TERTIARY STRATIGRAPHY

In the eastern Garfield Hills, the Cenozoic stratigraphy is divided into three volcanic assemblages. The lower sequence (sequence 1) is dominated by dacitic to rhyolitic ash-flow tuffs, which overlie intermediate lavas, and yield K/Ar ages from 29 to 20 Ma (Marvin *et al.* 1977, Proffett

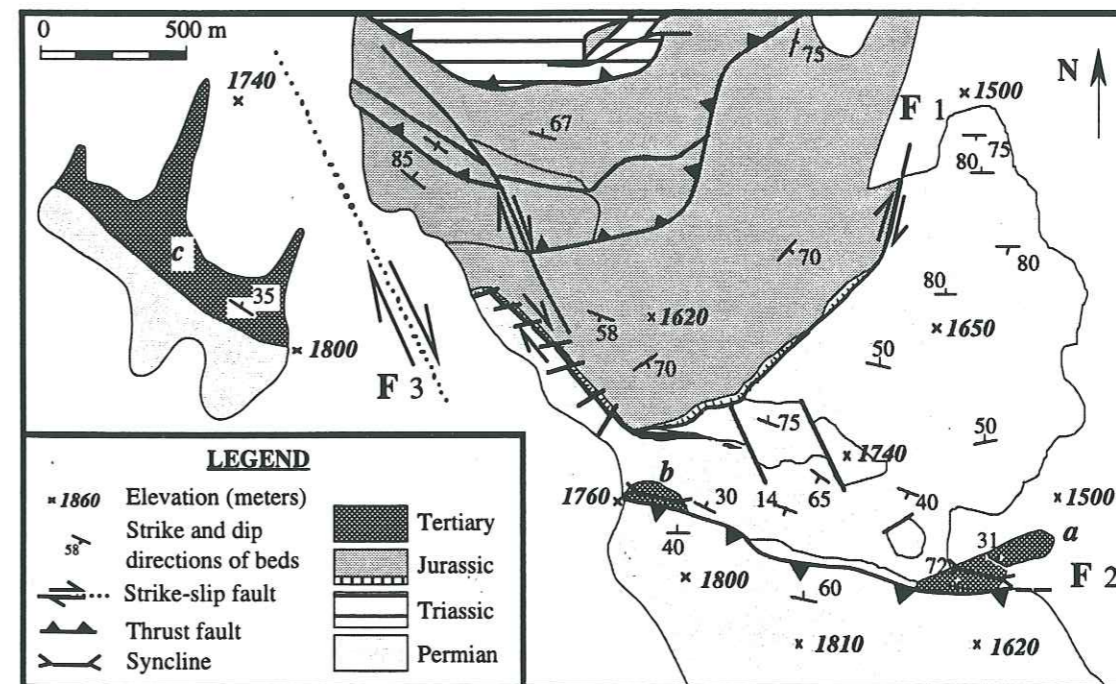


Figure 3. Structural map of the Black Dyke Mountains (modified from Oldow & Speed, 1985).

1977, Speed & Cogbill 1979, Ekren *et al.* 1980). They are part of a southward sweep of calc-alkaline volcanism during the mid Cenozoic, in Nevada. The volcanic rocks unconformably overlie the pre-Tertiary formations (Garside 1982).

Andesitic rocks (sequence 2) unconformably overlying the upper Oligocene-lower Miocene ash-flow tuffs, consist mainly of lava flows, flow breccias, and lahars. These intermediate volcanic rocks are well-dated from 20 to 15 Ma (Proffett 1977, Speed & Cogbill 1979, Ekren *et al.* 1980). They exhibit important lateral thickness changes interpreted to be related to topography existing during deposition.

During the past 6 Ma, only scattered volcanic activity occurred in Nevada. The youngest volcanic rocks are basaltic cinder cones and lava flows. In the Excelsior Mountains, the volcanic rocks consist of Pliocene (6 Ma) olivine-pyroxene basalt (Garside 1982), and minor interbedded sedimentary rocks (sequence 3). Locally, the younger basaltic rocks overlie the andesitic rocks (sequence 2) with angular unconformity in the Yerington district (Proffett 1977) or in the Candelaria Hills (Speed & Cogbill 1979).

At Black Dyke Mountain, Tertiary volcanic and sedimentary rocks are upper Oligocene-lower Miocene in age, and represent sequence 1, 27 to 22

Ma (Marvin *et al.* 1977), named the Belleville tuff (Oldow and Speed, 1985). The basal part of the sequence consists of a few meters of pebbles, cobbles and boulders of volcanic rocks in a white tuffaceous matrix. The clasts are mainly mafic lavas and pyroclastic breccia of the lower Permian Black Dyke Formation and Tertiary rhyolitic tuffs. This conglomerate unconformably overlies the Black Dyke Formation, and is overlain by rhyodacite ash-flow tuffs. In some areas, the ash-flow tuffs directly overlie the pre-Tertiary rocks. Ash-flow tuffs contain moderately to strongly compacted white pumice, plagioclase phenocrysts, lithic fragments, and sparse mafic minerals. Quartz forms phenocrysts and sparse microphenocrysts in a devitrified to glassy matrix.

### STRUCTURAL ANALYSIS

In the eastern Garfield Hills area, ranges are elongated north-south, and are bounded by northwest-striking strike-slip faults (F<sub>3</sub>, Fig. 1). Northwest-striking strike-slip faults offset east-striking Mesozoic thrust faults with a right-lateral strike-slip component (F<sub>3</sub>, Fig. 1). In each block, Oligocene ash-flow tuffs are tilted eastward or northeastward (Fig. 3).

Locally, Lower Permian rocks of the Black Dyke Formation are thrust over Tertiary ash-flow tuffs (Fig. 3). In both places, the fault dips southwest (124°E, dipping 33°S, Fig. 4A), and is marked by a narrow gouge zone. The ash-flow tuffs in the footwall of the reverse fault are tilted and/or folded (Fig. 3). In the eastern exposure (Fig. 3,

exposure a), Tertiary strata beneath the reverse fault dip steeply to the north. One hundred meters from the fault, the dip is less than 31° toward the north-east. In the western exposure (Fig. 3, exposure b), the ash-flow tuffs define a more complete fold: an overturned syncline with a south-dipping axial surface, and an east-west hingeline plunging to the east (109°, plunging 35°E, Fig. 4B). Based on the geometry, the spatial distribution, and the similarity in orientation, we interpret the fold and the reverse fault as contemporaneous structures. They both indicate north-northeast shortening, younger than 22 Ma, the age of the ash-flow tuffs.

The hingeline of the fold plunges an amount similar to the eastward dip of the ash-flow tuffs in the area away from the fault (Fig. 3, exposure c). We suggest that the hingeline of the fold and the ash-flow tuffs both were tilted eastward due to normal-slip on the northwest striking faults. In two exposures (Fig. 3, exposures b and c) the stratigraphic contact between Permian and Tertiary rocks dips over 25° east. As the slope between the two exposures is less than 5%, it implies a normal component along the northwest striking faults, west-side down.

### DISCUSSION

The Walker Lane Belt, which constitutes an important Cenozoic tectonic boundary stretching from Las Vegas, Nevada to northeastern California, is one of the most complex regions in the western Great Basin. Contractional

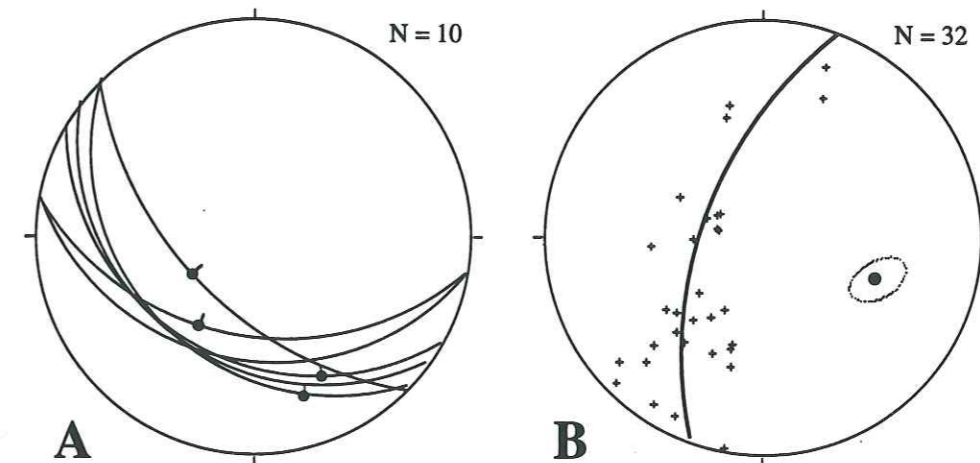


Figure 4. Wulf canvas, lower hemisphere, showing: (A) orientation and kinematic data for thrust fault. N = number of data; (B) orientation of Tertiary ash-flow tuffs (crosses): best-fit great circle has been calculated. Its pole indicates the fold axis (trace of the elliptical cone for 95% confidence level is indicated min/max half aperture).

structures have been observed in the Las Vegas Valley Shear Zone. They are younger than 15 Ma, and contemporaneous with extensional structures (Cakir & Aydin 1990, Fletcher & Bartley 1991, Anderson & Barnhardt 1993, Duebendorfer & Simpson 1994). Development of south-vergent contractional structures including tight, east-plunging folds and east-striking reverse faults, followed extension and right-lateral strike-slip faulting.

Tertiary contractional deformation also occurred in the central Walker Lane Belt. Here, Oligocene ash-flow tuffs were folded in to an overturned syncline, and over thrust by Permian rocks. The deformation was later than 22 Ma, the age of the ash-flow tuffs. The fold orientation requires northeast-southwest regional shortening. This kinematic situation is easy to reconcile with approximately east-west extension from 11 Ma to

present (Fig. 4). We interpreted the fold and reverse fault as associated with northwest-striking strike-slip faults.

According to Keller *et al.* (1989), the northwest-striking faults represent a right-lateral strike-slip component (Fig. 4). In the eastern Garfield Hills, the right-lateral strike-slip component of the fault F<sub>3</sub> decreases from north to south. While the value is higher than 500 meters for the thrust fault  $\Phi$ 1, it decreases to less than 500 meters for the thrust fault  $\Phi$ 2, and finally the thrust fault  $\Phi$ 3 is not affected by this strike slip fault. The lateral slip component could be transferred to a northwest-striking strike-slip fault (F<sub>4</sub>, Fig. 1) along the east side of Black Dyke Mountain. In this case, a N150° - 165°E striking dextral wrench system could have produced N110°E trending folds, and east-striking reverse faults.

### Acknowledgement

This work was funded by a NSF-CNRS joint program.

### REFERENCES

- Anderson, R. E. & Barnhardt, T. P. 1993. Aspects of three-dimensional strain at the margin of the extensional orogen, Virgin Depression area, Nevada, Utah, and Arizona. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 105, 1019-1052.
- Cakir, M. & Aydin, A. 1990. Deformation around the intersection of the Las Vegas shear zone and the Lake Mead fault system, SE Nevada. *Geol. Soc. Am. Abstracts Programs* 22, A96.
- Dilles, J. H. & Gans, P. B. 1995. The chronology of Cenozoic volcanism and deformation in the Yerington area, western Basin and Range and Walker Lane. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 107, 474-486.
- Duebendorfer, E. M. & Simpson, D. A. 1994. Kinematics and timing of Tertiary extension in the western Lake Mead region, Nevada. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 106, 1057-1073.
- Ekren, E. B., Byers, F. M. Jr., Hardyman, R. F., Marvin, R. F. & Silberman, M.L. 1980. Stratigraphy, preliminary petrology, and some structural features of Tertiary volcanic rocks in the Gabbs Valley and Gillis Ranges, Mineral County, Nevada. *U. S. Geol. Survey Bulletin* 1464, 54 p.
- Fletcher, J. M. & Bartley, J. M. 1991. Deformation paths in a crustal-scale shear zone undergoing constrictional strain, central Mojave metamorphic core complex. *Geol. Soc. Am. Abstracts Programs* 23, A246.
- Garside, L. J. 1982. Geologic map of the Moho Mountain quadrangle, Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology Map* 74, scale 1:24,000.
- Hardyman, R. F. & Oldow, J. S. 1991. Tertiary tectonic framework and Cenozoic history of the central Walker Lane, Nevada. In: *Geology and ore deposits of the Great Basin* (edited by Raines, G. L., Lisle, R. E., Schafer, R. W. & Wilkinson, W. H.), Symposium Proceedings, Reno, Nevada. *Geol. Soc. Nevada*, 279-231.
- Keller, R. P., Oldow, J. S. & Hardyman, R. F. 1989. Transtensional low-angle detachment faults, central Walker Lane, Nevada. *Geol. Soc. Am. Abstracts Programs* 21, 100-101.
- Locke, A., Billingsley, P. R. & Mayo, E. B. 1940. Sierra Nevada tectonic patterns. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 51, 513-540.
- Marvin, R. F., Mehnert, H. H., Speed, R. C. & Cogbill, A. H. 1977. K-Ar ages of Tertiary igneous and sedimentary rocks of the Mina-Candelaria region, Mineral County, Nevada. *Isochron/West* 18, 9-12.
- Newman, G. W. 1976. Late Cretaceous (?) - Eocene faulting in the east-central Basin and Range. In *Basin and Range symposium and Great Basin field conference* (edited by Newman, G. W. & Goode, H. D.) *Rocky Mountain Assoc. Geol. and Utah Geol. Assoc.*, 167-173.
- Oldow, J. S. & Speed R. C. 1985. Preliminary geologic map of the Mina northwest quadrangle, Mineral County, Nevada. *U.S. Geol. Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1487*, scale 1:24,000.
- Oldow, J. S., Satterfield, J. I. & Silberling, N. J. 1993. Jurassic to Cretaceous transpressional deformation in the Mesozoic marine province of the northwestern Great Basin. In *Crustal evolution of the Great Basin and Sierra Nevada: Cordilleran/ Rocky Mountain Section* (edited by Lahren, M. M., Trexler, J. H. Jr. & Spinosa, C.), University of Nevada, Reno. *Geol. Soc. Am. Guidebook*, 129-166.
- Oldow, J. S. 1992. Late Cenozoic displacement partitioning in the northwestern Great Basin. In *Structure, tectonics and mineralization of the Walker Lane: Walker Lane Symposium* (edited by Craig, S. T.), Reno, Nevada. *Geol. Soc. Nevada*, 17-52.
- Proffett, J. M. Jr. 1977. Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 88, 247-266.
- Speed, R. C. & Cogbill, A. H. 1979. Cenozoic volcanism of the Candelaria region, Nevada. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 90, 456-493.
- Stewart, J. H. 1980. Geology of Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology, Special Publication* 4, 136 p.

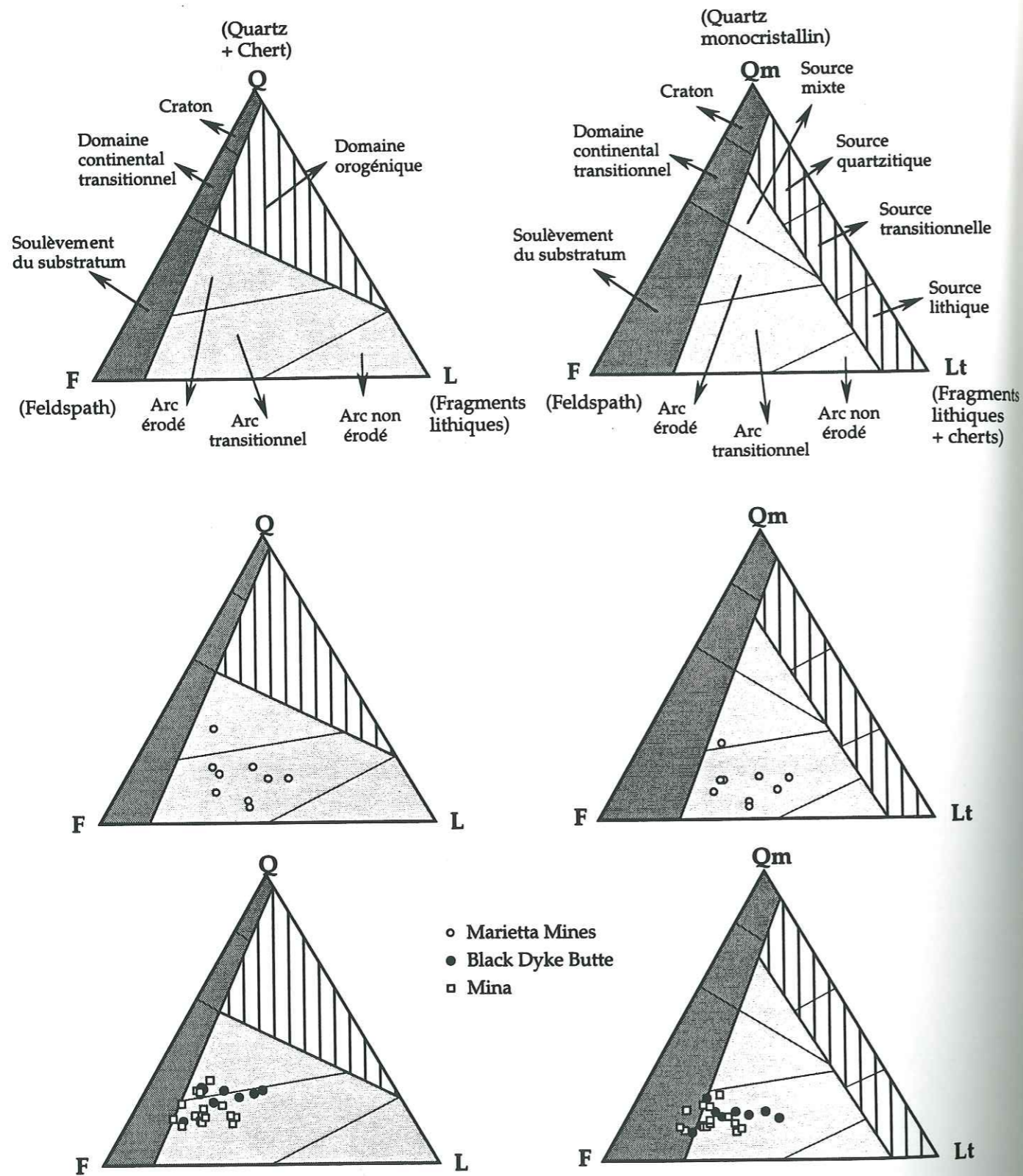


Figure III.2 : Diagrammes ternaires de Dickinson *et al.* (1983) pour les grès des formations Black Dyke et Mina.

### III.2.3. Conclusions

#### III.2.3.1. Stratigraphie

À Black Dyke Butte et Marietta Mines, la formation Black Dyke est caractérisée par des laves et des pyroclastites recouvertes par des sédiments volcanoclastiques. La succession litho-stratigraphique, observée à Marietta Mines diffère de celle de Black Dyke Butte par :

- une plus faible épaisseur (600m);
- l'absence de l'unité Pb1, caractérisée par des faciès intrusifs ou extrusifs à amphiboles;
- l'existence de faciès sédimentaires au sein de la séquence volcanique qui traduisant un milieu de dépôt sous-marin, plus éloigné de l'axe volcanique;
- la présence dans l'unité Pb2 de basaltes en coussins à olivine, riches en grands phénocristaux de clinopyroxène;
- des coulées massives et des brèches pyroclastiques à larges phénocristaux de plagioclases dans l'unité Pb3;
- des filons de diorites à amphibole au sommet de l'unité Pb3;
- des conglomérats à galets de syénite et de granite.

À Black Dyke Butte et Marietta Mines, l'épisode volcanique est suivi d'un soulèvement et d'une intense érosion des édifices volcaniques.

La séquence sédimentaire de la formation Black Dyke présente de nombreuses similitudes avec les turbidites de la formation Mina. Afin de réaliser une comparaison entre les composants sédimentaires de ces deux formations, nous avons échantillonné des grès dans la séquence volcanique à Marietta Mines (MM), dans les successions sédimentaires à Black Dyke Butte (BDB) et de la formation Mina. Les turbidites de Mina sont constituées dans le Canyon McDouglas (Fig. III.1) de grès grossiers, fins et laminés, dans lesquels s'interstratifient quelques niveaux conglomératiques. Ces conglomérats sont constitués de nombreux galets plutoniques à amphibole d'affinité orogénique.

Ces grès ont été reportés dans les diagrammes ternaires de Dickinson et Suczek (1979). D'après ces auteurs, les grès proviennent de l'érosion de trois sources : bloc continental, arc volcanique, zone orogénique. La caractérisation de chaque source est basée sur :

- le degré d'érosion pour les arcs, variation depuis un pôle constitué de roches volcaniques vers un pôle représenté par des roches plutoniques;
- la lithologie des roches pour les zones orogéniques;
- le rapport craton/couverture sédimentaire pour les blocs continentaux (Dickinson et Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983).

Dans ces diagrammes (Fig. III.2), les sédiments détritiques de MM se situent dans le champ des grès provenant de l'érosion d'un arc transitionnel, la source détritique est constituée de roches volcaniques et plutoniques. Par contre, les grès de BDB et de la formation Mina diffèrent par leur richesse en plagioclases (Fig. III.2). Ils évoluent depuis un pôle situé dans le champ des grès d'arc transitionnel vers un pôle situé dans un champ



du domaine continental. Ce champ continental caractérise un soulèvement du substratum, formé par un bloc continental (Fig. III.2).

Ces résultats traduisent une évolution de la source détritique des grès au cours du temps. Lors de l'épisode volcanique, l'arc semble être la source principale du détritisme. Après l'arrêt du volcanisme, la source évolue depuis un pôle "arc volcanique" vers un pôle "continental". Cette évolution traduit le soulèvement de l'arc, et l'érosion de son substratum constitué de roches à affinité crustale.

### III.2.3.2. Datation

Des amphiboles de différents faciès (basalte, diorite et gabbro cumulat) ont pu être datées par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Les amphiboles analysées - hornblendes pargasitiques et édénites - sont peu affectées par l'altération post-magmatique. Ainsi un basalte de l'unité Pb1 présente des âges plateaux compris entre 267 et 276 Ma, alors que les amphiboles d'un cumulat, inclus dans ce basalte ont un âge maximum de 280 Ma. Des cumulats à amphiboles présents dans des brèches ont des âges isochrones de 276 Ma, tout comme un filon dioritique de l'unité Pb3 de Marietta Mines.

Malgré les différences de position des échantillons dans la séquence stratigraphique et les variations chimiques des amphiboles, les âges obtenus pour les laves, les diorites et les cumulats sont identiques, et ont une valeur moyenne de 276 Ma. Ces résultats suggèrent que le dépôt et le refroidissement des faciès ignés de Black Dyke sont rapides, et inclus dans la marge d'erreur de 2,5 Ma rattaché à l'âge moyen obtenu de 276 Ma.

### III.2.3.3. Analyse structurale

L'étude détaillée de la formation Black Dyke a permis de constater que celle-ci :

- est affectée par des plis E-W déversés vers le Sud, est recouverte en discordance par la formation Dunlap du Jurassique;
- ne forme pas à Marietta Mines une klippe sur la formation Dunlap;
- n'est pas séparée, à Black Dyke Butte, de la formation Dunlap par un chevauchement majeur;
- présente des similitudes structurales avec la formation Mina.

En effet, ces deux formations sont affectées par des plis E-W déversés vers le Sud, et sont recouvertes en discordance par la formation Dunlap du Jurassique.

Toutes ces observations permettent de conclure que les formations Black Dyke et Mina font partie du même ensemble structural, affecté par les mêmes déformations et recouvertes en discordance par la formation Dunlap. Elles ne constituent pas deux unités structurales distinctes séparées par des chevauchements majeurs, comme cela a été écrit dans la littérature.

Toutefois, il existe une différence structurale majeure entre les formations Black Dyke et Mina. La formation Mina affleure toujours en position inverse. Cette différence de structuration pourrait résulter des différences de compétences entre les roches sédimentaires de Mina et volcaniques de Black Dyke. Les roches sédimentaires se déformeraient plus

facilement que les roches volcaniques. Cette différence peut être également due à la position de la formation Mina lors de son dépôt. Si nous émettons l'hypothèse qu'elle occupe une position entre l'arc et la marge. Nous pouvons alors penser que sa déformation se fait alors qu'elle est incorporée au prisme d'accrétion au cours de la subduction.

### III.2.3.4. Corrélation

La formation Black Dyke et les formations Goodhue et Reeve de Sierra Nevada partagent de nombreuses similitudes stratigraphiques, tectoniques et géochimiques, attestant de leur mise en place dans un même contexte géodynamique qui est celui d'un arc volcanique.

Ce volcanisme d'arc permien est constitué en Sierra Nevada et au Nevada, de brèches pyroclastiques à amphiboles, recouvertes par des basaltes et des andésites en coussins et des brèches pyroclastiques à fragments de basalte à clinopyroxène. Ce volcanisme s'achève par l'émission de coulées massives et de brèches pyroclastiques à faciès andésitiques, riches en plagioclases centimétriques. Après son arrêt, nous observons une forte érosion qui localement peut atteindre le substratum continental de l'arc.

Toutes les laves des formations Goodhue, Reeve et Black Dyke présentent une affinité calco-alkaline, caractérisée par la cristallisation précoce des oxydes Fe-Ti, et un enrichissement en terres rares légères ( $2 < [\text{La}/\text{Yb}]_n < 14$ ). Ces laves présentent une contamination crustale exprimée par de fortes teneurs en Th ( $1,5 \text{ ppm} < \text{Th} < 13,5 \text{ ppm}$ ) et Pb ( $3 \text{ ppm} < \text{Pb} < 18 \text{ ppm}$ ), et que des valeurs d' $\epsilon\text{Nd}(T)$  comprises -11 entre et +5,5.

### III.3. GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES ET COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES ROCHES IGNÉES D'ARC DE LA FORMATION BLACK DYKE

#### III.3.1. Introduction

Les formations Black Dyke, Goodhue et Reeve de Sierra Nevada représentent les témoins d'un volcanisme permien calco-alcalin d'arc. Ce volcanisme présente une affinité crustale, marquée par des fortes teneurs en Th et des valeurs d' $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  comprises entre -11 et +5,5.

Grâce à une étude systématique du comportement des éléments majeurs et traces, ainsi que des compositions isotopiques du Sr et du Nd, nous essayerons de définir la nature de la ou des sources magmatiques des roches calco-alcalines, et de préciser les processus magmatiques qui ont régi leur genèse.

#### III.3.2. Caractéristiques géochimiques du volcanisme de la formation Black Dyke

L'article intitulé :

Occurrence of a Paleozoic island arc with continental affinities in western Nevada and Northern California. Its implication in the geodynamic evolution of the US Cordillera and in the process of continental growth, Blein O., Lapierre H., Schweickert R. A., et Gill J., sera soumis prochainement;

présente la synthèse des données géochimiques acquises sur la formation Black Dyke à Black Dyke Butte et Marietta Mines. Cette étude est complétée par la géochimie d'une part des galets plutoniques des conglomérats de la formation Mina et d'autre part des filons basiques et des roches plutoniques d'Eureka Peak, interprété comme les témoins d'une chambre magmatique liée aux éruptions basaltiques permienes de la Formation Goodhue, en Sierra Nevada (Rouer *et al.*, 1992). Sur la base des concentrations en éléments traces et des compositions isotopiques du Nd et du Sr, nous tenterons de définir la nature de la source mantellique et celle du contaminant crustal et de quantifier le taux de fusion partielle et l'importance de la contamination crustale.

## OCCURRENCE OF A PALEOZOIC ISLAND ARC WITH CONTINENTAL AFFINITIES IN WESTERN NEVADA AND NORTHERN CALIFORNIA: IMPLICATIONS FOR THE GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE U.S. CORDILLERA AND THE PROCESS OF CONTINENTAL GROWTH.

Olivier Blein and Henriette Lapierre

URA-CNRS 69, Université J. Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cédex, France

Richard A. Schweickert

Department Geological Sciences, University of Nevada, Reno, NV 89557-0138

James Gill

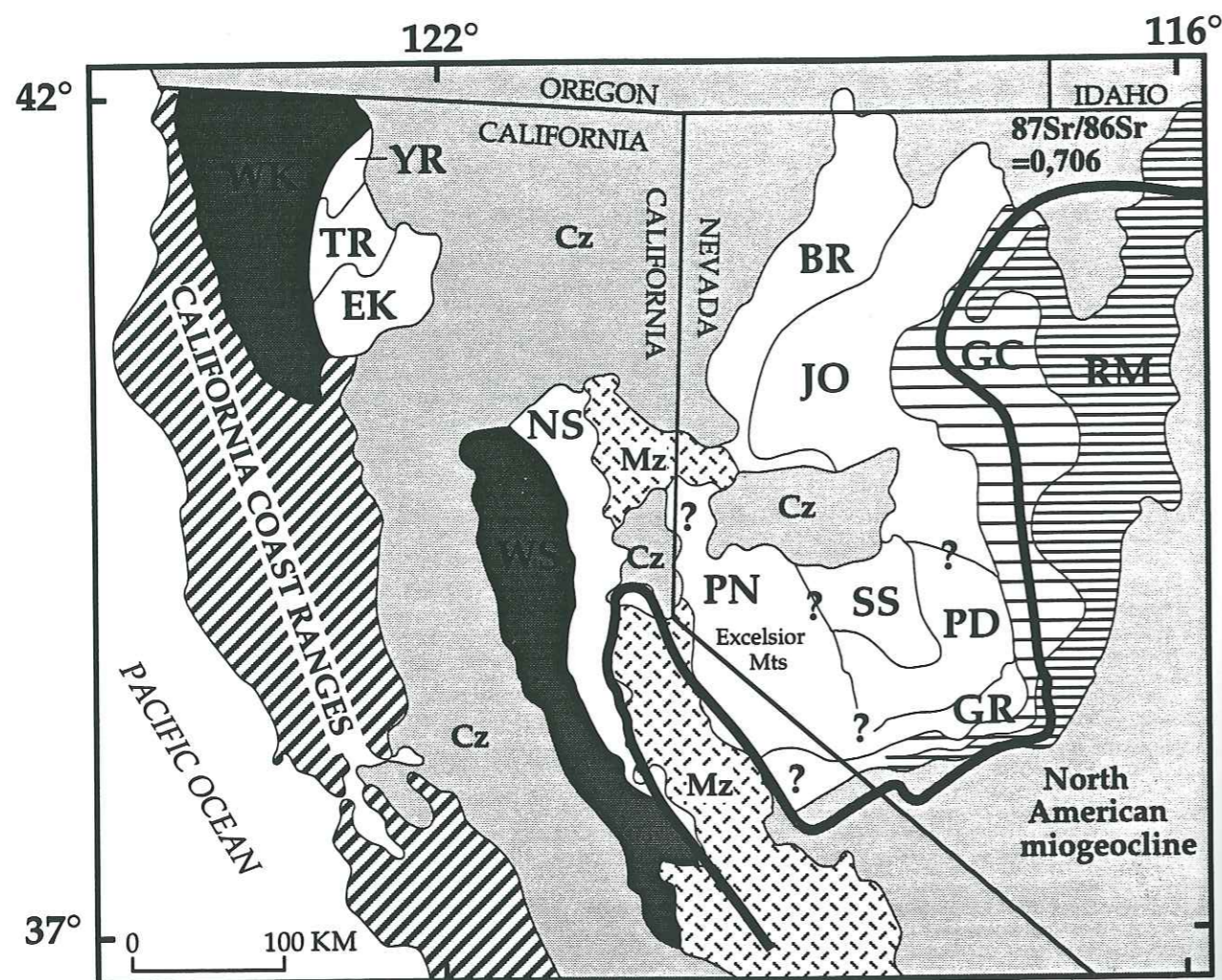
Department of Earth Sciences, University of California, Santa Cruz, CA 95064

#### ABSTRACT

Igneous remnants in western Nevada (Black Dyke Formation) record Early Permian island-arc volcanism. These igneous rocks consist of clinopyroxene-rich olivine-bearing basalts, plagioclase-phyric andesites, and amphibole-phyric basalts with fragments of amphibole-gabbro, diorite porphyry, and reworked granitoids. These rocks exhibit calc-alkaline affinities, and are Th- and Pb-rich. Their  $\epsilon\text{Nd}_{(T=250 \text{ Ma})}$  and  $(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i$  ratios range between -1.5 and +5.5 and 0.70451 and 0.79576, respectively.

The igneous rocks of the Black Dyke Formation show many similarities with lower Permian rocks in the northern Sierra Nevada. Both arc suites are calc-alkaline, and show a wide range of  $\epsilon\text{Nd}_{(T=250 \text{ Ma})}$  ratios (-11 to +5) which are very low for mafic rocks. The  $\epsilon\text{Nd}_{(T=250 \text{ Ma})}$  of mafic rocks from northern Sierra are even lower than those of the Black Dyke Formation, and felsic rocks of the northern Sierra show the lowest  $\epsilon\text{Nd}_{(T=250 \text{ Ma})}$  values.

This wide range of Nd isotopic ratios suggests that the lower Permian calc-alkaline rocks were derived from partial melting of a mantle source which was strongly contaminated by a crustal component. The highest  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  (+5.5) ratio probably represents the Nd isotopic composition of the mantle source. Modelling indicates that this source could have been an N-MORB mantle contaminated by Precambrian crustal material in the mantle wedge. The Precambrian crustal component could have been subducted sediments, such as those in the Shoo Fly Complex which were derived from the erosion of the nearby North American craton, or continental blocks detached from the craton during a late Precambrian or early Paleozoic rifting event. The calc-alkaline felsic rocks characterized by the lowest  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  ratio (-11) probably assimilated wall rock sediments belonging to the Shoo Fly Complex, which is known to be the basement of the northern Sierra Nevada



- |  |   |
|--|---|
| Cz : Cenozoic cover  | PD : Paradise terrane                                     |
| Mz : Mesozoic granitic rocks of<br>Sierra Nevada batholith | PN : Pine Nut terrane                                     |
| BR : Black Rock terrane                                    | RM : Roberts terrane                                      |
| EK : Eastern Klamath terrane                               | SS : Sand Springs terrane                                 |
| GC : Golconda terrane                                      | TR : Trinity terrane                                      |
| GR : Gold Range terrane                                    | WK : Terranes of western and<br>central Klamath Mountains |
| JO : Jungo terrane   | WS : Terranes of western<br>Sierra Nevada                 |
| NS : Northern Sierra terrane                               | YR : Yreka terrane  |

Figure 1 : Simplified map of terranes of northern California and northwestern Nevada.

arc terrane. The crustal affinity of Early Permian arc rocks from the northern Sierra and western Nevada implies that the late Permian and/or early Triassic accretion of the Paleozoic northern Sierra arc terrane to North America, included old sialic material, represented by thick, crustally-derived sediments and/or continental blocks.

## INTRODUCTION

The North American Cordillera contain a number of continental and/or oceanic fragments that collided with the craton during the late Paleozoic and for early Cenozoic (Silberling, 1973; Burchfiel and Davis, 1975; Speed, 1979; Coney *et al.*, 1981). Fragments exposed in the eastern Klamath, Blue Mountains, northern Sierra Nevada and western Nevada are characterized by upper Paleozoic arc sequences (Fig. 1; Miller *et al.*, 1992).

Geodynamic models consider these upper Paleozoic arc sequences to belong to a west-facing (Burchfiel and Davis, 1975; Miller, 1987; Wyld, 1991; Miller *et al.*, 1992) or to an east-facing arc (Speed, 1979). Accretion of this arc occurred in Permian Triassic time. Strata of an oceanic basin, once located between the arc and the craton were incorporated into an accretionary prism, east of the arc (Speed, 1979; Schweickert and Snyder, 1981; Snyder and Brueckner, 1983; Brueckner and Snyder, 1985).

However, structural, geochemical and isotopic data suggest the presence of two distinct arc assemblages (Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Rouer *et al.*, 1989b; Charvet *et al.*, 1990, Alibert *et al.*, 1991). One arc assemblage, composed of arc rocks in the Eastern Klamath terrane, the Blue Mountains and the Black Rock terrane in NW Nevada, are parts of an intra-oceanic arc (Jones, 1990; Lapiere *et al.*, 1994). In contrast, Paleozoic island arc rocks of the northern Sierra terrane belong to an arc system whose basement has continental affinities (Rouer *et al.*, 1989b; Blein *et al.*, 1996).

The characterization of the deep basement of the Paleozoic island arc sequences exposed in western Nevada and northeastern California is important to depict the nature of the crust which presently lies beneath Mesozoic and Tertiary intrusive rocks. Regional tectonic relations and isotopic data indicate that Precambrian sialic crust is lacking in these regions (Speed, 1979; Kistler and Petermann, 1973, 1978; Farmer and DePaolo, 1983; Elison *et al.*, 1990), but tectonic models allow numerous possibilities for the nature of the crust.

According to a model proposed by Schweickert and Snyder (1981) and Farmer and DePaolo (1983), the crust that lay beneath the northern Great Basin prior to the formation of the Mesozoic batholiths, consisted of ocean-floor type greenstones, arc-type volcanic rocks and terrigenous clastic strata (Fig. 2). No sialic material lay beneath the Paleozoic arc sequences which accreted during the Early Triassic. Beneath Precambrian crystalline basement lay east of these accreted terranes beneath Cambrian to Triassic shelf carbonates.

The purpose of this paper is to discuss the nature and affinity of the basement of the Permian igneous arc assemblages exposed in western Nevada and the northern Sierra Nevada, based up on trace element and isotopic compositions of the subduction-related magmatic rocks. This should help to infer the nature of the young crust generated, after the

accretion of the Paleozoic and Early Mesozoic arc assemblages, and prior to the emplacement of the Mesozoic plutons.

This paper deals first with the petrology, trace element and isotopic composition of igneous arc rocks of the Black Dyke Formation. Then, we compare the petrology and geochemistry of the rocks of the Black Dyke Formation with those of same age, exposed in the northern Sierra arc terrane. Finally, we try, using  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic compositions of arc rocks from both sequences, to characterize the different sources of the late Paleozoic magmas, and to discuss the affinities of the basement on which these arc sequences were built.

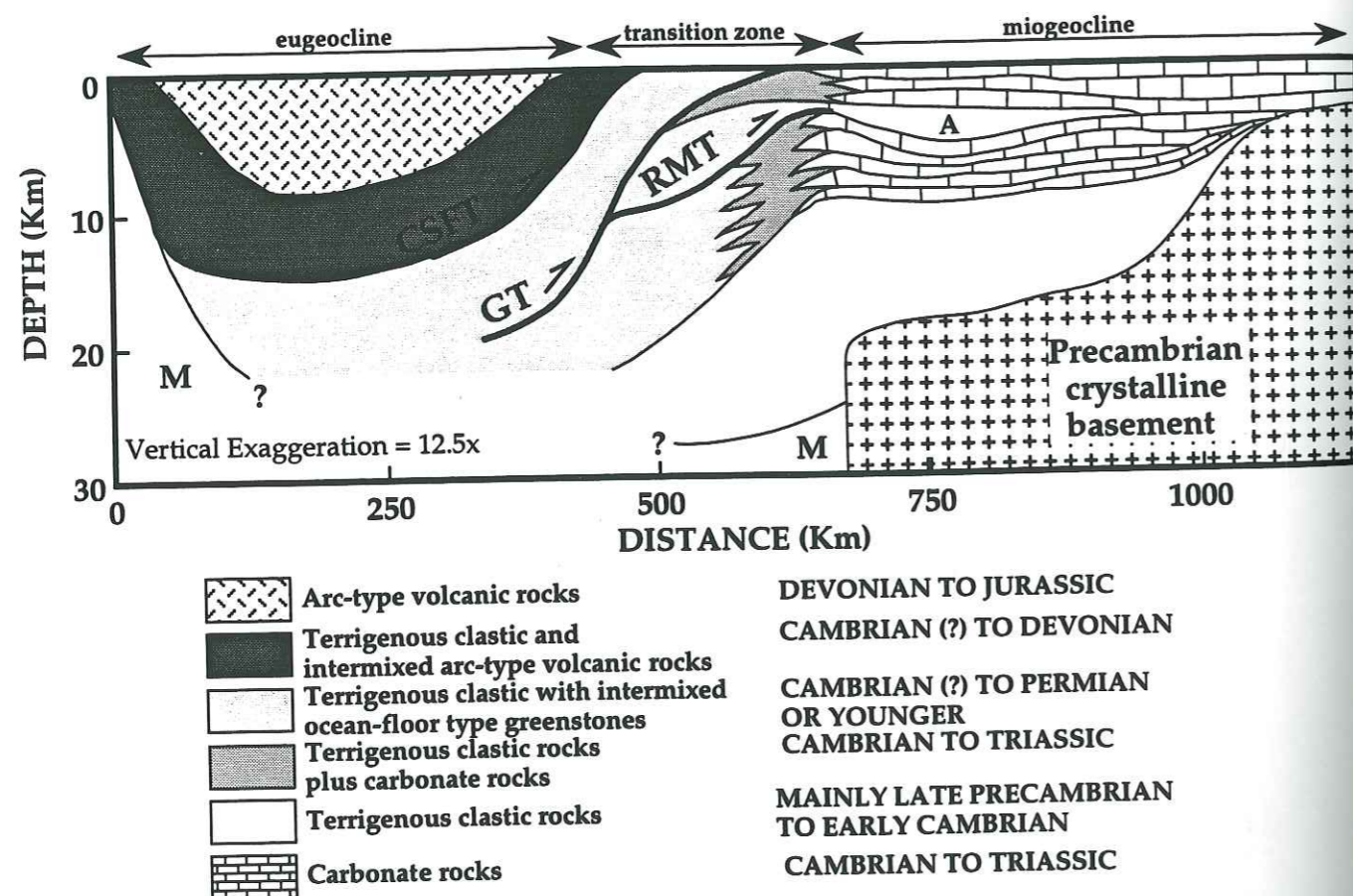


Figure 2 : Interpretative pre-Jurassic cross section of the northern Great Basin (Schweickert and Snyder, 1981; Farmer and DePaolo, 1983). RMT, Roberts mountains Thrust; GT, Golconda Thrust; CFST, Calaveras-Shoofly Thrust; A, Antler flysch; M, mantle.

## A - THE LOWER PERMIAN BLACK DYKE FORMATION

### a) Geologic setting

The Black Dyke Formation in the Garfield Hills and Excelsior Mountains, in west-central Nevada (Fig. 1), forms two main exposures, one located at Black Dyke Butte (abbreviated hereafter to BDB) and the other at Marietta Mine (abbreviated hereafter to MM). The Black Dyke Formation occurs as large tectonic slices within or upon the Luning allochthon, which consists mainly of Upper Triassic and Jurassic shelf strata (Speed, 1977; Oldow *et al.*, 1993). At MM, the lower Jurassic Dunlap Formation unconformably overlies the Black Dyke Formation (Blein *et al.* submitted).

The Black Dyke Formation is composed of two main sequences: an igneous sequence overlain conformably by a sedimentary sequence. In the igneous sequence, we recognized three main units consisting of pillow lavas, massive flows, and pyroclastic rocks. The sedimentary sequence, at the base, includes volcanic debris flows and an olistostrome which contains olistoliths derived from the erosion of the underlying units (Blein *et al.*, 1994, Blein *et al.*, 1996; Fig. 3). Towards the top of the sequence, strata are finer grained and graded-bedded.

The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages obtained on amphibole grains from basalts and gabbros range between  $264 \pm 8.4$  and  $276 \pm 2.5$ . They suggest an Early Permian age for the Black Dyke Formation (Blein *et al.*, 1994; Blein *et al.*, submitted).

### b) Petrology and mineralogy of the igneous rocks of the Black Dyke Formation

Igneous rocks of the Black Dyke Formation consist of aphyric and porphyritic basalts, and mafic porphyritic andesites with xenoliths of gabbroic cumulates, and porphyries of mafic to intermediate composition. The rocks have experienced low grade greenschist metamorphism. Olivine and orthopyroxene are replaced by chlorite or epidote and plagioclase by albite. Some plagioclases show fresh cores that have been observed and analysed. Clinopyroxenes are generally preserved, but in some cases, they are partially replaced by actinolitic hornblende.

The gabbroic cumulate rocks contain clinopyroxene, amphibole, plagioclase and Fe-Ti oxides. Most commonly, the clinopyroxenes are diopside, and occur as millimetric phenocrysts, or are Fe-rich diopside in glomeroporphyritic aggregates with plagioclases (Fig. 4). Euhedral plagioclase shows orthocumulate textures, and is andesine ( $\text{An}_{40-46}$ ). Finally, amphiboles show an evolution from pargasite to edenitic hornblende, and they contain inclusions of small microphenocrysts of clinopyroxenes, plagioclases and Fe-Ti oxides (Fig. 5). The most common sequence of crystallization for the gabbroic cumulates is diopside  $\Rightarrow$  plagioclase  $\pm$  Fe-Ti oxides  $\Rightarrow$  amphibole  $\Rightarrow$  apatite.

At BDB, the porphyries are of gabbroic to dioritic composition. They show fluidal aphyric textures with green zoned poikilitic hornblende (with Fe-Ti oxides and plagioclase inclusions), plagioclase and clinopyroxene phenocrysts. At MM, the amphibole of the diorite porphyry differs in composition which is pargasitic and ferroan-pargasitic (Fig. 5). Moreover,

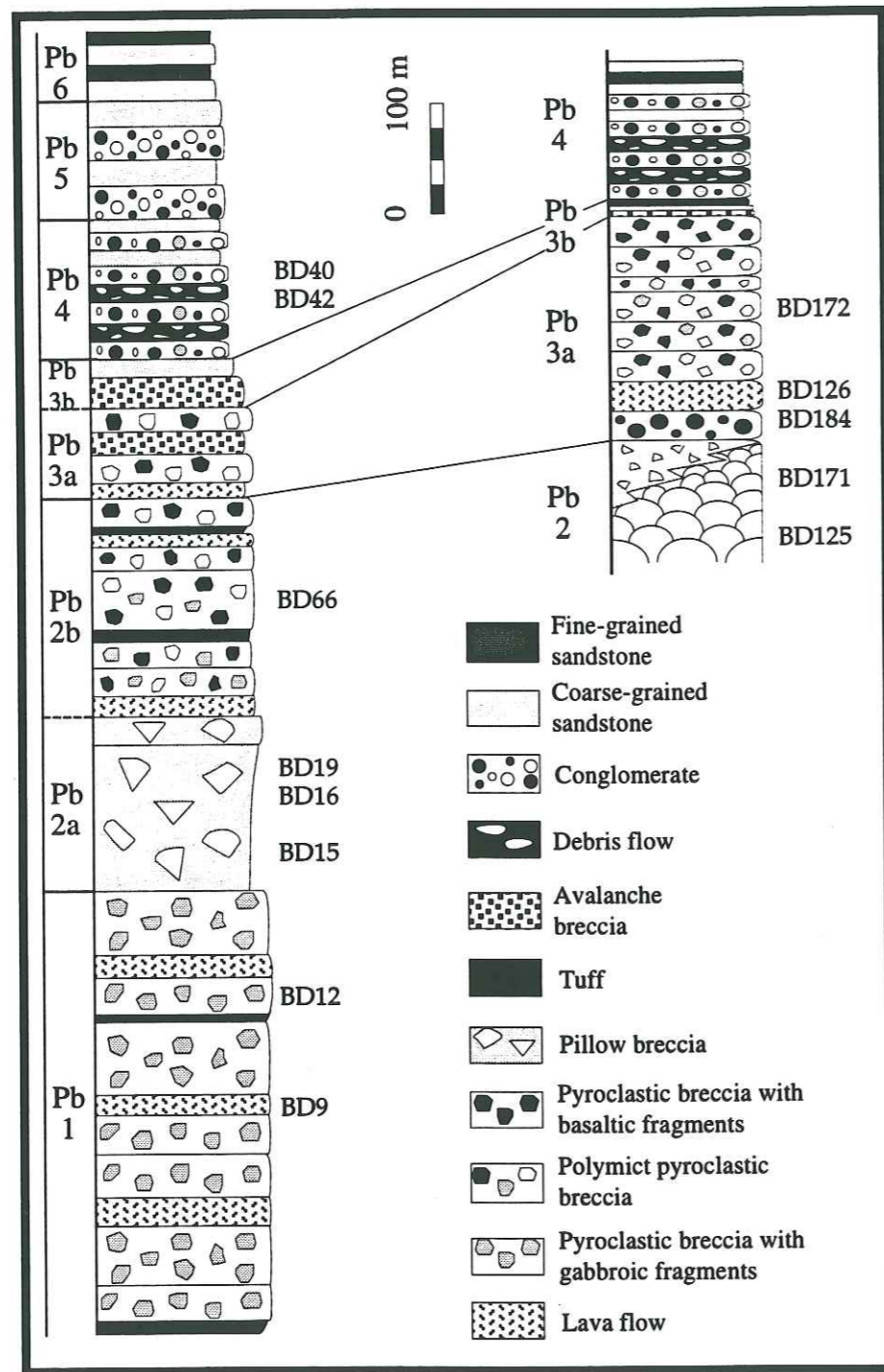


Figure 3 : Lithostratigraphic columns of the Black Dyke Formation.

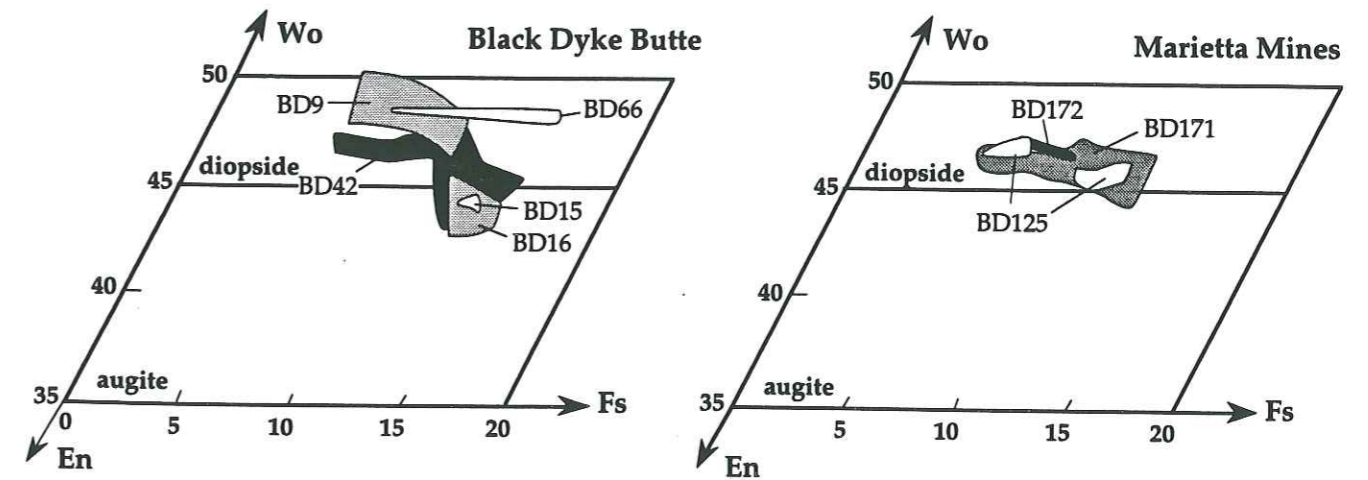


Figure 4 : Compositions of clinopyroxenes of Black Dyke lavas and plutonic rocks (Morimoto, 1989).

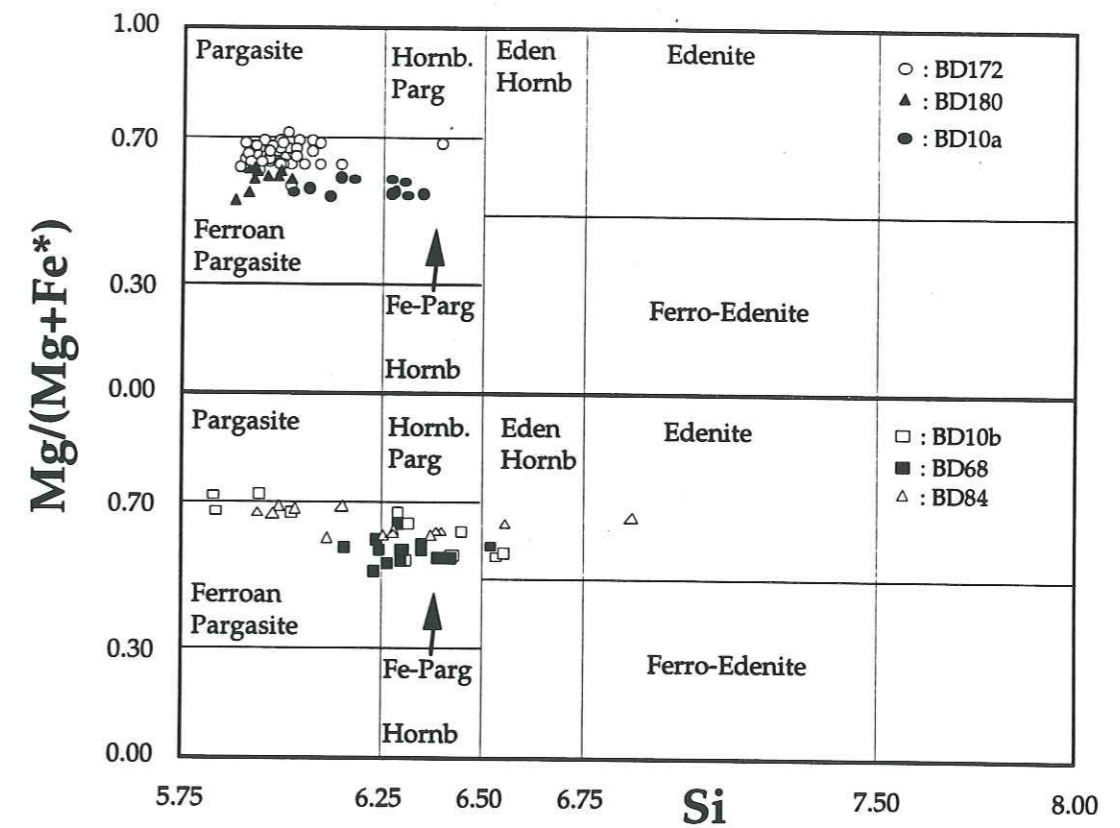


Figure 5 : Mg/(Mg+Fe\*) diagram for amphiboles from lavas, gabbros and diorites of the Black Dyke Fm.

	Texture	Phenocrysts		
Type i	porphyritic	pla < 2 mm	cpx < 2 mm	oliv < 2 mm
Type ii	porphyritic	cpx > 3 mm	pla < 2 mm	oliv < 2 mm
Type iii	porphyritic	pla > 3 mm	cpx < 2 mm	oliv < 2 mm
Type iv	hyalopilitic	cpx < 1 mm	oliv < 1 mm	pla < 1 mm
Type v	hyalopilitic	amph < 10 mm	cpx < 2 mm	pla < 2 mm
Type vi	hyalopilitic	pla < 2 mm	pla < 2 mm	
Type vii	intersertal	oliv < 2 mm	pla < 2 mm	pla < 2 mm
Type viii	doleritic	cpx < 3 mm	pla < 2 mm	oliv < 1 mm
Type ix	doleritic	pla < 3 mm	cpx < 2 mm	oliv < 1 mm

Table 1 : Characteristics of main petrographic types of mafic lavas.

the amphibole has an oscillatory zonation from core to border, marked by a Si-enrichment. This zonation suggests magma mixing processes were important during the growth of these amphiboles.

The mafic lavas of the Black Dyke Formation contain olivine, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts with Ti-magnetites included in the groundmass or in the clinopyroxene phenocrysts and, in some cases, in the plagioclase phenocrysts.

Nine petrographic types have been distinguished, based on the textures, phenocryst abundance, the presence of olivine or amphibole phenocrysts, and the abundance of plagioclase versus clinopyroxene (Table 1). The first three types occur in both exposures. They are olivine- (Type i), clinopyroxene- (Type ii) and plagioclase-phyric (Type iii) basalts. They differ in the modal percentage and size of the phenocrysts. Three other petrographic types are solely present at BDB, *i.e.*, aphyric basalt with hyalopilitic texture (Type iv), and amphibole- (Type v) or clinopyroxene-plagioclase phyric basalt (Type vi). Finally, the three remaining types, found at MM, are: intersertal olivine-phyric basalt (Type vii); clinopyroxene- (Type viii) or plagioclase-phyric basalts (Type ix) with doleritic textures.

Preserved igneous mineral compositions were obtained on the automated Camebax microprobe of the ENSEEG of the Campus Scientifique de St Martin d'Hères (France).

At BDB, clinopyroxene of the lavas is zoned from core to rim, respectively, from Ca-rich diopside (En<sub>40</sub>-Fs<sub>6</sub>-Wo<sub>50</sub>) to Fe-rich augite (En<sub>43</sub>-Fs<sub>16</sub>-Wo<sub>41</sub>) (Fig. 4). Basaltic dykes include zoned and unzoned clinopyroxene phenocrysts. The zoned crystals have augitic or Fe-rich diopside cores rimmed by Ca-rich diopside or augite, respectively. At MM, most of the clinopyroxenes are diopside, ranging from Ca-rich diopside (En<sub>46</sub>-Fs<sub>7</sub>-Wo<sub>47</sub>) to Fe-rich diopside (En<sub>42</sub>-Fs<sub>13</sub>-Wo<sub>45</sub>) (Fig. 4). Amphiboles of basalt BD9 are pargasitic to edenitic-hornblende phenocrysts showing silica-enriched rims (Fig. 5).

Clinopyroxene compositions and the early crystallized Ti-magnetites indicate that the basalts and andesites have calc-alkaline affinities. The mineral chemistry of the plutonic rocks and porphyries is strikingly similar to that of the volcanic rocks.

### c) Major- and trace-element geochemistry of the igneous rocks

Twenty three igneous rocks of the Black Dyke Formation have been analyzed for major and compatible trace elements (Ni, Cr, and Sr) at the Laboratoire de Pétrologie magmatique (J.-L. Germanique) of St Jérôme University, Aix-Marseille III (France) by ICP-AES (Jobin and Yvon JY38, Type III, using the diabase W2 USGS for standard. Analytical errors are 1-3 % for major elements, and less than 3 % for Ni, Cr and Sr concentrations.

Thirteen selected samples were analyzed for trace element and Sr and Nd isotopic compositions. Analyses of trace and Rare Earth Elements were performed by ICP-MS at the Laboratory of the Musée Royal d'Afrique Centrale (Tervuren, Belgium), with analytical errors less than 3 %. Representative major, trace, and Rare Earth Element data for the lavas of the Black Dyke Formation are presented in Tables 2 and 3. Additional data for the plutonic rocks of the Black Dyke Formation are given in Tables 4 and 5.

#### Major and compatible trace element variations of the lavas

Most of the samples show contain less than 2.5 wt% H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>. Lavas of the Black Dyke Formation are mafic in composition (SiO<sub>2</sub> < 54%), with low TiO<sub>2</sub> (<1.3%), and moderate to high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10.2-17.6%) contents. Their abundances in MgO (3.5-13.2%) and (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)<sub>tot</sub> (8.2-14.7%) are moderate to high.

Lavas from BDB and MM have different Ni, Cr and MgO contents. At MM, Ni contents range between 97 and 390 ppm, and are lower than 103 ppm at BDB. Cr contents are less than 166 ppm in the lavas at MM and range between 14 and 480 ppm in those of BDB. These differences in Ni and Cr contents are correlated with MgO wt%, which is higher in the mafic lavas of MM compared to those of the lavas exposed at BDB (Tab. 2-3).

Thus, it is clear that the MM lavas are more mafic than the BDB ones. This is reflected in the presence of olivine phenocrysts in all the lavas from MM. Nevertheless, high Ni contents (> 97 ppm) of the MM lavas are uncommon for island arc lavas with similar MgO and SiO<sub>2</sub> contents.

#### Incompatible trace element variations of the lavas

Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE plots (Fig. 6) indicate a systematic LREE-enrichment for the lavas of the Black Dyke Formation. At BDB, two groups of volcanic rocks are observed. The first group is composed by lavas of units Pb2 and Pb3 (Fig. 3). Basalts are LREE-enriched ([La/Yb]<sub>n</sub> = 3-4.5, [La]<sub>n</sub> = 30-70; Fig. 6a), and show [Gd/Yb]<sub>n</sub> ratios ranging between 1.2 to 1.8 and [Yb]<sub>n</sub> ratios higher than 8. In contrast, basalts in units Pb1 and Pb4 (Fig. 3) are more LREE-enriched ([La/Yb]<sub>n</sub> = 4.5-7.5, [La]<sub>n</sub> = 25-60; Fig. 6b), and are depleted in HREE ([Gd/Yb]<sub>n</sub> = 1.9-2.5, [Yb]<sub>n</sub> = 5-8; Fig. 6b).

Echantillon	BD9	BD 14	BD 15	BD 16	BD 19	BD 21	BD 26	BD 33	BD 37	BD 40	BD 42	BD 46	BD 82	NV 3
Unité	Pb 1	Pb 2a	Pb 2a	Pb 2a	Pb 2a	Pb 2a	Pb 2b	Pb 2b	Pb 3b	Pb 4	Pb 4	Pb 4	Pb 2b	Pb 2
Type	v	iii	iii	i	iv	iv	i	iii	i	ii	ii	vi	i	iii
SiO2	44,66	53,19	50,32	52,55	51,50	51,25	53,56	51,65	51,07	48,55	52,30	50,17	53,92	52,56
TiO2	0,82	1,30	0,85	0,95	1,06	0,96	0,76	1,19	0,91	0,60	0,80	0,83	1,16	0,98
Al2O3	14,46	14,91	17,39	15,96	13,76	13,79	15,08	15,50	16,41	11,69	12,72	13,48	15,85	16,23
Fe2O3	4,94	4,03	5,17	4,62	7,58	7,38	7,20	10,28	9,90	8,00	7,39	4,78	8,10	7,64
FeO	4,69	4,80	4,06	3,26	4,27	3,68	2,53	1,99	1,30	2,29	3,38	5,04	2,99	2,77
MnO	0,19	0,16	0,18	0,15	0,20	0,18	0,12	0,12	0,15	0,17	0,14	0,16	0,15	0,17
MgO	5,00	5,70	5,28	7,17	5,42	4,50	4,28	4,11	3,48	6,42	7,35	8,05	3,65	4,08
CaO	12,54	6,40	7,99	7,49	8,29	11,09	9,05	5,62	5,97	15,01	9,57	8,14	6,51	6,68
Na2O	2,52	5,11	3,16	4,30	4,29	3,26	3,08	6,42	5,56	3,46	3,16	2,44	5,20	5,68
K2O	2,20	0,58	2,56	1,19	0,72	0,91	1,52	0,24	1,37	0,72	1,24	3,11	0,64	0,60
P2O5	0,30	0,51	0,26	0,26	0,29	0,22	0,42	0,35	0,27	0,19	0,34	0,33	0,46	0,32
H2O+	7,76	3,02	2,96	2,42	2,33	2,84	2,09	1,97	3,41	3,13	1,90	3,12	1,91	1,44
H2O-	0,25	0,09	0,17	0,03	0,21	0,13	0,26	0,10	0,20	0,28	0,44	0,32	0,24	
Fe2O3 tot	10,10	9,31	9,64	8,21	12,28	11,43	9,98	12,47	11,33	10,52	11,11	10,33	11,39	10,69
Total	100,33	99,80	100,35	100,35	99,92	100,19	99,95	99,54	100,00	100,51	100,73	99,97	100,78	99,15
Ni ppm	74	15	26	52	36	103	29	26	21	103	67	43	30	25
Cr	276	28	44	109	75	146	51	26	36	484	251	132	46	19
V	328	388	294	364	421	378	278	466	260	268	316	301	397	411
Y	17	31	14,90	15,80	21	20	26	28	22	13	18	18	27	22
Zr	39	108	53	69	62	56	41	90	62	33	47	55	87	74
Nb	5	7	2,73	3,60	5	4	4	6	5	5	6	5	7	7
Ba	1112	294	956	599	591	626	1066	185	744	86	439	877	260	453
Sr	470	608	575	503	466	477	442	589	461	1350	315	421	642	683
Rb	78	26	87	42	22	28	32	7	26	6	20	53	12	12
La	13,40	16,80	10,60	7,50	11,30	11,10	13,10	13,30	13,10	7,05	15,63	13,70	13,50	12,60
Ce	30,00	38,90	24,00	19,40	25,00	22,50	27,50	29,00	28,00	16,10	34,79	32,60	30,20	21,50
Pr	3,96	-	3,24	2,87	3,46	-	-	-	-	2,17	4,55	-	-	-
Nd	17,20	22,50	14,80	13,40	15,20	15,30	15,59	19,00	15,60	9,25	19,68	18,90	16,40	16,80
Sm	3,58	5,46	3,14	3,17	3,54	2,97	4,19	3,91	4,20	2,28	4,53	4,52	4,12	3,86
Eu	1,14	1,58	1,02	1,15	1,12	1,06	1,24	1,35	1,18	0,70	1,08	1,18	1,36	1,21
Gd	3,74	5,69	3,60	3,69	3,79	3,76	4,37	5,02	3,96	5,51	3,88	4,07	4,56	3,67
Dy	2,88	5,16	3,26	3,34	3,35	3,39	3,80	4,84	3,51	2,07	3,09	3,07	4,08	3,40
Ho	0,55	-	0,66	0,68	0,67	-	-	-	-	0,39	0,62	-	-	-
Er	1,55	-	1,82	1,95	1,94	-	-	-	-	0,96	1,55	-	-	-
Yb	1,37	3,34	1,77	1,81	1,73	1,42	2,33	2,61	2,12	0,95	1,33	1,52	2,34	2,08
Lu	0,19	0,49	0,26	0,27	0,25	0,05	0,33	0,24	0,30	0,15	0,19	0,25	0,39	0,38
Hf	1,28	-	1,88	2,31	1,87	-	-	-	-	1,00	1,62	-	-	-
Th	2,46	-	3,17	3,56	2,64	-	-	-	-	1,53	3,30	-	-	-
Ta	0,19	-	0,16	0,22	0,17	-	-	-	-	0,15	0,35	-	-	-
Pb	7,00	-	6,30	10,90	6,20	-	-	-	-	17,45	3,41	-	-	-
U	0,92	-	1,42	1,72	1,54	-	-	-	-	0,49	0,91	-	-	-
(La/Yb)n	7,02	3,61	4,30	2,97	4,69	5,61	4,03	3,66	4,43	5,32	8,43	6,47	4,14	4,35
(Gd/Yb)n	2,16	1,35	1,47	1,45	1,69	1,73	1,49	1,24	1,64	1,99	2,82	2,46	1,46	1,54
(La)n	57	71	45	32	48	47	55	56	55	30	66	58	57	53
(Yb)n	8	20	10	11	10	8	14	15	12	6	8	9	14	12
Eu/Eu*	0,95	0,87	0,93	1,03	0,93	0,97	0,89	0,93	0,88	0,60	0,79	0,84	0,96	0,98

Table 2 : Major, trace and rare earth elements concentrations of lavas of the Black Dyke Fm. from Black Dyke Butte.

Echantillon	BD 125	BD 126	BD 153	BD 156	BD 157	BD 158	BD 171	BD 184
Unité	Pb2	Pb3	Pb2	Pb2	Pb2	Pb2	Pb2	Pb3
Type	ii	i	iii	ix	viii	ii	vii	vii
SiO2	44,82	53,1	50,62	50,83	46,53	48,1	47,87	49,88
TiO2	0,68	0,77	0,88	0,77	0,92	0,76	0,76	0,83
Al2O3	10,27	17,61	15,58	14,26	11,69	11,97	14,48	15,23
Fe2O3	7,49	5,51	5,84	4,17	11,08	6	6,49	6,6
FeO	4,42	2,78	4,7	4,7	3,27	5,25	3,5	3,15
MnO	0,16	0,16	0,22	0,26	0,18	0,2	0,15	0,14
MgO	13,21	3,78	5,74	8,19	8,5	11,1	7,08	5,52
CaO	11,91	7,26	8,5	9,73	12,02	9	7,56	6,9
Na2O	2,6	4,5	4,1	3,35	2,6	3,1	3,3	4,1
K2O	1,09	2,17	1,11	0,89	1,55	1,05	4,25	4,43
P2O5	0,25	0,5	0,5	0,45	0,31	0,28	0,43	0,46
H2O+	2,48	1,46	1,38	1,6	1,48	1,6	3,02	1,9
H2O-	0,44	0,12	0,42	0,38	0,18	0,16	0,14	0,12
Fe2O3 tot	12,35	8,57	11,01	9,34	14,68	11,78	10,34	10,07
Total	99,82	99,72	99,59	99,58	100,31	98,57	99,03	99,26
Ni ppm	351	85	108	153	218	390	131	97
Cr	453	121	166	280	12	405	192	166
V	261	329	347	283	311	290	338	347
Y	15	20	20	17	18	16	17,7	19
Zr	55	98	75	65	56	57	89	75
Nb	3,4	6,4	5	3	3	6	6,1	4
Ba	212	791	455	366	557	358	1842	1384
Sr	411	519	466	397	1014	393	473	1746
Rb	13,7	72	50	28	30	26	59	49
La	16,4	34	24	21,1	17,4	13,6	28	22,9
Ce	36	71	51,04	45,8	40,4	30,1	61	48,4
Pr	5,03	9,12	-	-	-	-	7,85	-
Nd	23	38	29,9	25,7	24,9	19,4	34	28
Sm	4,81	7,3	6,89	5,74	5,78	4,64	6,17	5,98
Eu	1,28	1,97	1,59	1,46	1,65	1,14	1,7	1,52
Gd	4,29	6,16	4,86	4,13	4,66	3,65	5,67	4,71
Dy	3,08	4,29	3,04	2,54	2,84	2,05	3,95	2,73
Ho	0,52	0,78	-	-	-	-	0,72	-
Er	1,37	1,94	-	-	-	-	1,83	-
Yb	1,15	1,77	1,56	1,3	1,38	1,26	1,61	1,49
Lu	0,15	0,25	0,25	0,23	0,27	0,28	0,21	0,24
Hf	1,61	2,58	-	-	-	-	2,41	-
Th	4,54	10,32	-	-	-	-	9,24	-
Ta	0,08	0,26	-	-	-	-	0,22	-
Pb	9,5	17,9	-	-	-	-	16,7	-
U	1,29	1,8	-	-	-	-	2,45	-
(La/Yb)n	10,23	13,78	11,04	11,64	9,04	7,74	12,47	11,02
(La)n	69	143	101	89	73	57	118	97
Eu/Eu*	0,86	0,90	0,84	0,92	0,97	0,85	0,88	0,88

Table 3 : Major, trace and rare earth elements concentrations of lavas of the Black Dyke Fm. from Marietta Mines.

Echantillon	BD 11	BD12	BD 61	BD 66	BD 84
Unité	Pb 1	Pb 1	Pb 5	Pb 3	Pb 4
Type	diorite	diorite	gabbro	gabbro	gabbro
SiO2	47,2	55,5	49,9	47,6	43,9
TiO2	0,86	0,71	0,73	1,20	1,23
Al2O3	16,45	16,38	16,63	14,66	17,34
Fe2O3	5,01	4,06	5,03	5,57	4,80
FeO	3,72	3,39	3,34	7,07	5,81
MnO	0,15	0,13	0,16	0,18	0,20
MgO	3,11	3,70	5,18	7,78	7,27
CaO	10,13	5,46	10,72	8,24	9,02
Na2O	3,14	5,42	4,08	3,03	2,16
K2O	2,59	2,29	0,49	1,84	3,67
P2O5	0,24	0,30	0,24	0,12	0,07
H2O+	7,41	2,79	2,36	1,29	4,67
H2O-	0,16	0,12	0,09	0,51	0,38
Fe2O3 tot	9,10	7,79	8,70	13,35	11,19
Total	100,2	100,2	99,0	99,1	100,5
Ni ppm	19	14	30	49	10
Cr	30	27	89	151	11
V	275	241	313	480	400
Y	20	18	15	14,10	16
Zr	52	55	30	21	34
Nb	7	4,14	4	1,83	6
Ba	927	892	359	1288	857
Sr	514	537	380	391	309
Rb	71	48	10	43	83
La	14,80	15,80	7,03	4,74	7,56
Ce	35,50	35	17,02	12,50	15,90
Pr	-	4,62	-	2,06	-
Nd	19,40	20	12,22	11	10,40
Sm	3,82	4,17	3,24	2,72	3,04
Eu	1,25	1,31	0,90	0,92	1,03
Gd	4,40	4,52	3,01	3,55	3,16
Dy	3,57	3,78	2,62	3,14	2,48
Ho	-	0,77	-	0,63	-
Er	-	2,16	-	1,64	-
Yb	1,76	2,01	1,55	1,38	1,17
Lu	0,12	0,31	0,24	0,19	0,12
Hf	-	1,86	-	0,92	-
Th	-	4,17	-	0,84	-
Ta	-	0,26	-	0,10	-
Pb	-	7,70	-	2,72	-
U	-	1,39	-	0,30	-
(La/Yb)n	6,03	5,64	3,25	2,46	4,63
(La)n	62	67	30	20	32
Eu/Eu*	0,93	0,92	0,88	0,91	1,02

Table 4 : Major, trace and rare earth elements concentrations of the plutonic rocks of the Black Dyke Fm. at Black Dyke Butte.

Echantillon	BD 172	BD 204	BD 205	BD 222
Unité	Pb3a	Pb3a	Pb3a	Pb3b
Type	diorite	syenite	granite	granite
SiO2	52,67	70,8	69,8	62,4
TiO2	0,73	0,21	0,22	0,48
Al2O3	14,47	13,30	12,80	15,74
Fe2O3	5,05	2,31	2,24	3,19
FeO	4,54	-	-	1,52
MnO	0,19	0,05	0,04	0,09
MgO	5,64	1,49	0,79	1,69
CaO	7,53	1,22	2,58	3,53
Na2O	6,00	4,50	3,39	4,60
K2O	0,60	3,85	6,17	4,27
P2O5	0,48	0,10	0,10	0,21
H2O+	2,34	-	-	2,01
H2O-	0,10	-	-	0,01
Fe2O3 tot	10,04	-	-	4,86
Total	100,34	99,2	100,0	99,7
Ni ppm	401	10	10	12
Cr	132	270	193	80
V	272	13	-	90
Y	21	15	28	21
Zr	84	133	111	53
Nb	8	9,4	11,2	10,7
Ba	86	924	991	896
Sr	475	212	156	548
Rb	22	37	58	177
La	12,90	33,78	60	31,06
Ce	23	60,90	116,82	62,05
Pr	2,77	6,38	12,86	7,32
Nd	10,70	20,43	42,95	26,39
Sm	2,01	3,76	7,72	5,44
Eu	0,56	0,48	0,76	1,08
Gd	2,06	3,26	6,37	4,57
Dy	1,81	2,91	5,15	3,75
Ho	0,35	0,57	1,09	0,74
Er	1,13	1,53	2,75	1,94
Yb	1,07	1,74	2,66	1,80
Lu	0,16	0,28	0,48	0,29
Hf	-	5,02	3,32	0,99
Th	-	24,90	23,20	14,20
Ta	-	0,67	0,51	0,50
Pb	-	15,82	14,93	7,02
U	-	3,61	4,02	2,89
(La/Yb)n	8,65	13,93	16,18	12,38
(La)n	54	143	253	131
Eu/Eu*	0,84	0,42	0,33	0,66

Table 5 : Major, trace and rare earth elements concentrations of the plutonic rocks of the Black Dyke Fm. at Marietta Mines.

## Rocks/Chondrite

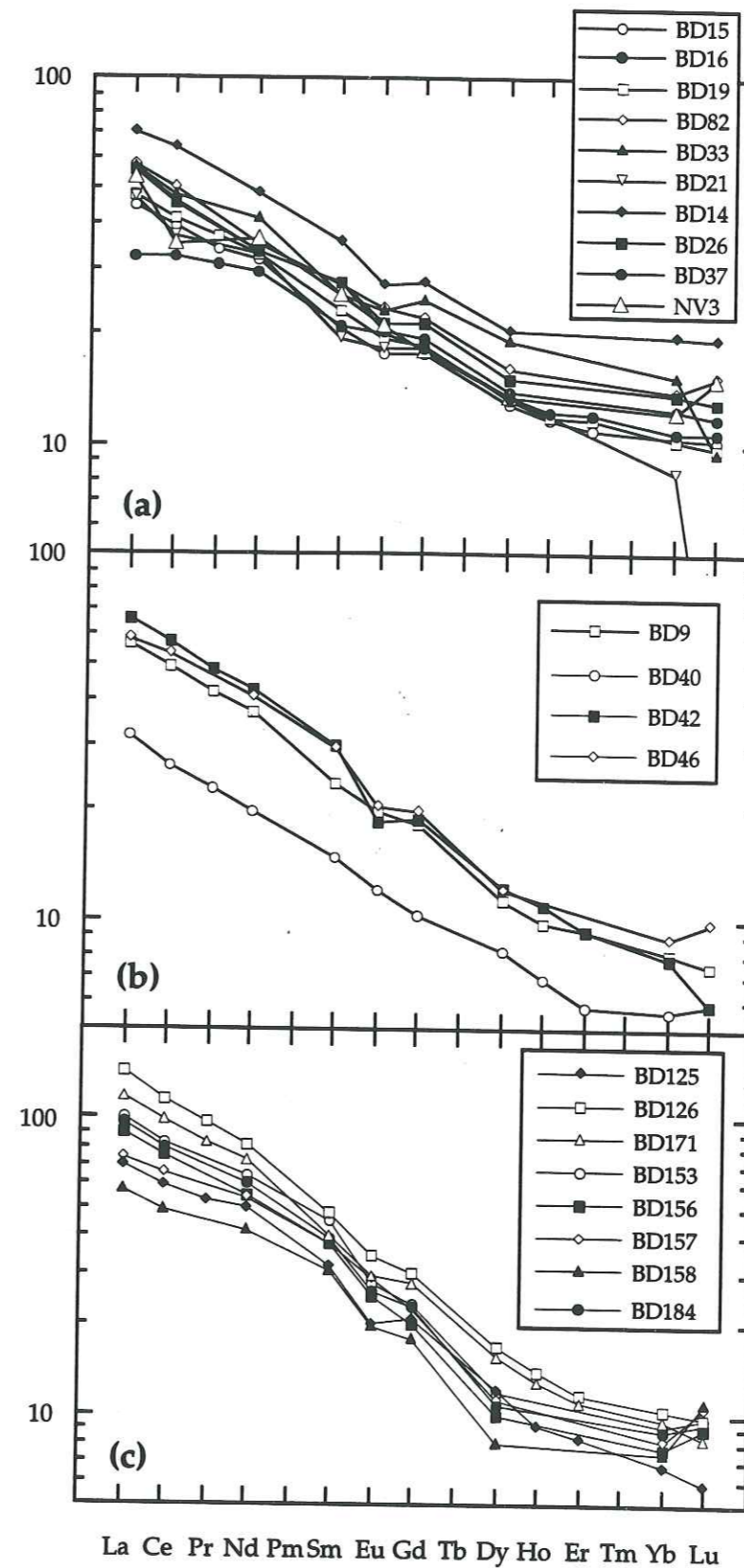


Figure 6 : Chondrite-normalized REE distributions for the lavas of the Black Dyke Formation (a: Black Dyke Butte, Pb2-3; b: Black Dyke Butte, Pb1-4; c: Marietta Mines; normalizing factors after Sun and McDonough, 1989).



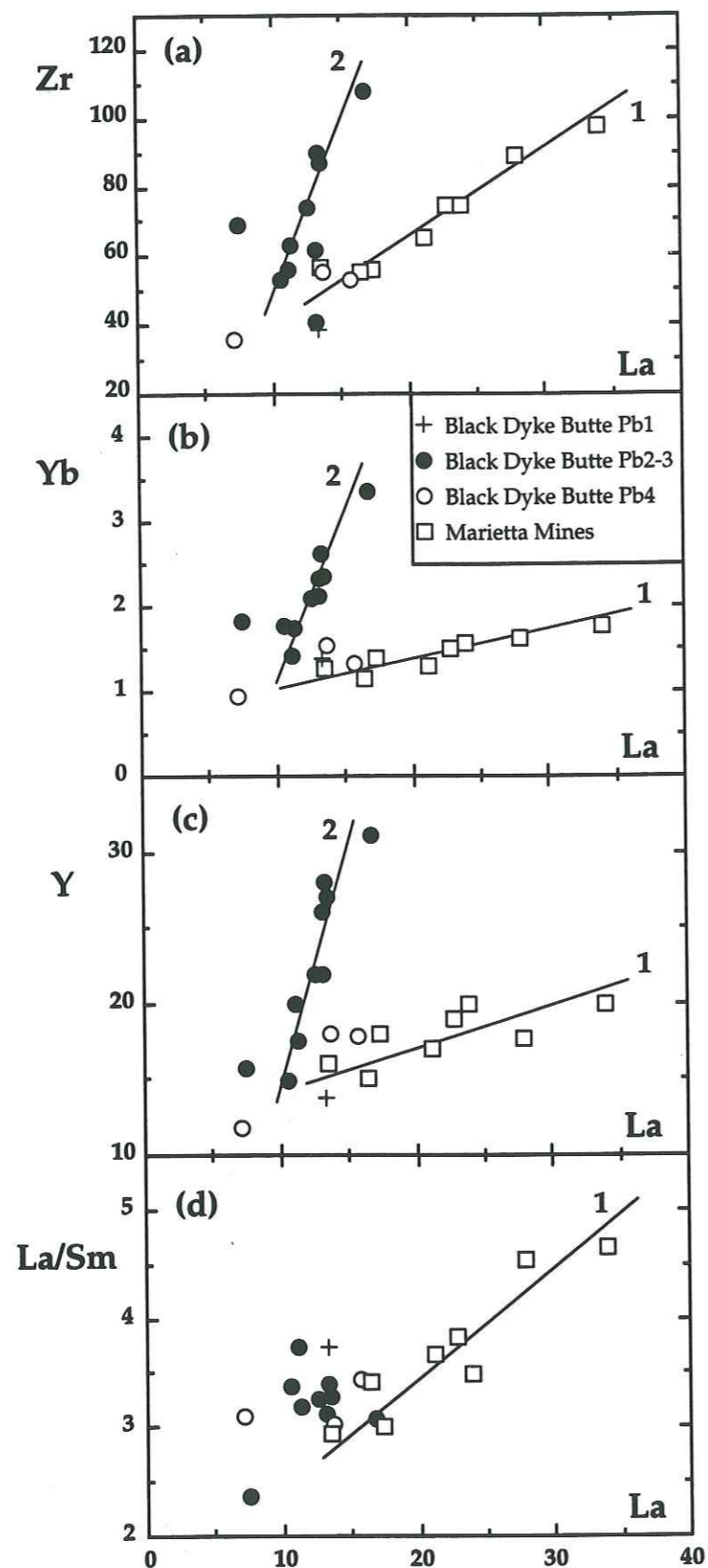


Figure 7 : Trace element plots for the lavas of the Black Dyke Formation. (a) Zr versus La, (b) Yb versus La, (c) Y versus La, (d) La/Sm versus La.

At MM, basalts and basaltic andesites are moderately to strongly LREE-enriched ( $[La/Yb]_n = 7.5-14$ ,  $[La]_n = 55-145$ ; Fig. 6c). The LREE-enrichment of the lavas from BDB is similar to medium-K calc-alkaline suites, whereas those of MM exhibit LREE features of high-K calc-alkaline suites. In these plots, several of lavas exhibit negative Eu anomalies, which may reflect minor plagioclase removal.

On Zr-La, Y-La, or Yb-La plots (Fig. 7), the MM lavas show a clear positive trend (Trend 1) which indicates that these lavas likely were derived from a common parental magma by crystal fractionation or batch partial melting.

In the case of the BDB lavas, two different chemical trends are defined (Fig. 7). The lavas of units Pb2 and Pb3 show a steep positive trend (Trend 2; Fig. 7). The lavas of units Pb1 and Pb4 belong either to the MM trend (Trend 1) or to the Pb2-Pb3 trend (Trend 2). So, for the BDB lavas, there was clearly more than one parental magma source.

On (La/Sm)-La plots (Fig. 7), the lavas of MM show a positive trend indicating that they could have been derived from a parental magma by different batch partial melting. In contrast, BDB lavas show no trends, and certainly represent different magmatic suites formed by crystal fractionation of a single magma source.

For all the lavas of the Black Dyke Formation, Depleted Mantle normalized element distributions (Fig. 8) exhibit typical negative anomalies in Ti, Nb and Zr, characteristic of island-arc lavas.

In a Hf-Th-Ta plot (Fig. 9), lavas from BDB and MM are in the field of calc-alkaline island arc rocks. For similar Ta and Hf contents, the lavas of MM are more Th-enriched. Their Th contents range between 4.5 and 10.3 ppm, while those of the BDB do not exceed 3.5 ppm. The lavas of MM are Pb-enriched (Pb = 9.5-18 ppm) compared to those of BDB (Pb = 6-11 ppm; Tables 2-3). The Th-enrichment of the BDB lavas is similar to that of medium-K calc-alkaline suites, whereas lavas of MM exhibit Th contents of high-K calc-alkaline suites.

#### Geochemistry of the plutonic rocks

Diorite porphyries from BDB and MM display the same LREE-enrichment ( $[La/Yb]_n = 5.5-9$ ,  $[La]_n = 54-67$ ; Fig. 10), but differ by the incompatible-element contents. Diorite porphyry (BD172) shows higher concentrations in Ni, Cr and MgO. At BDB, amphibole-bearing cumulate rocks are less LREE-enriched ( $[La/Yb]_n = 2-6$ ,  $[La]_n = 20-70$ ; Fig. 10a) than the basalts because they are rich in amphibole, minerals depleted in LREE and known to concentrate the medium and heavy REE. At MM, plutonic rocks are essentially syenite and granite ( $SiO_2 > 62\%$ ), which show a strongly LREE-enrichment ( $[La/Yb]_n = 12-16$ ,  $[La]_n = 130-255$ ; Fig. 10b).

On a Nb-Y plot (Fig. 11a), most samples fall within the volcanic arc (VAG) and syn-collisional (syn-COLG) granite fields. Separation of VAG from syn-COLG for these samples is activated on the Rb-(Y+Nb) diagram (Fig. 11b), in which samples plot in the VAG field. Rb-(Yb-Ta) and Ta-Yb plots (no shown here) indicate a VAG source.

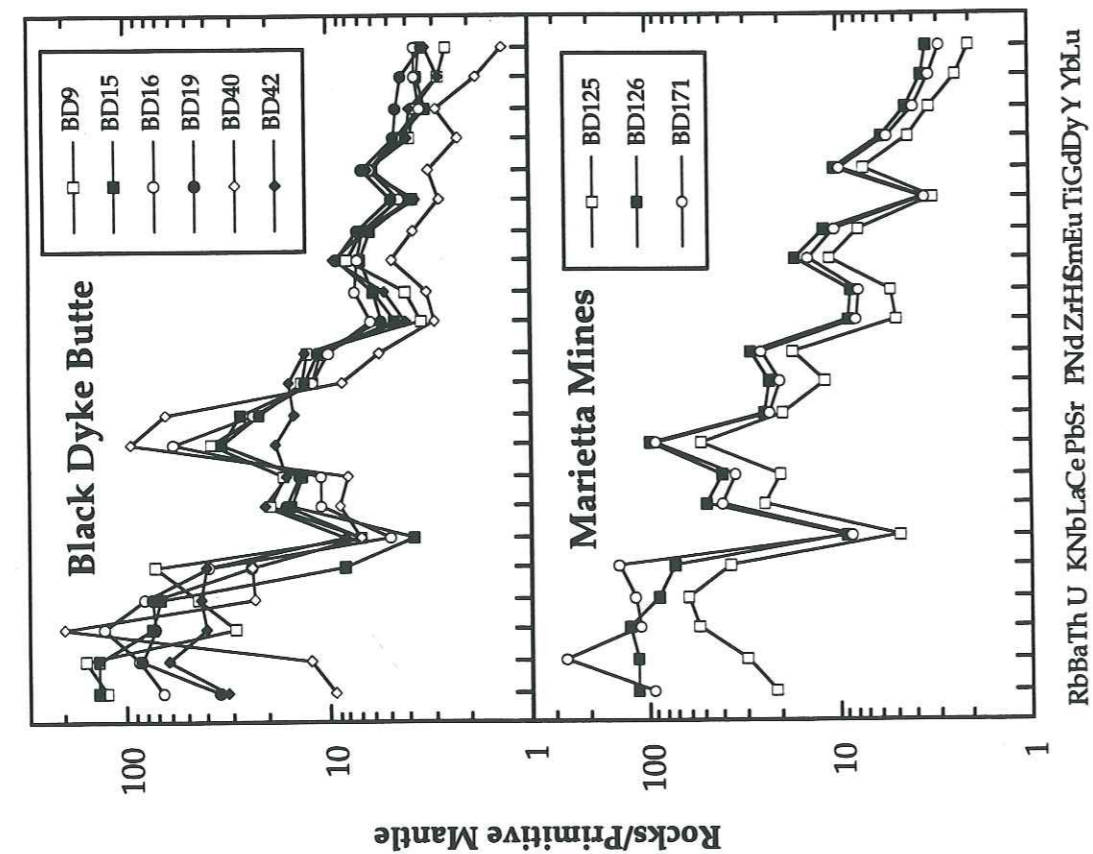
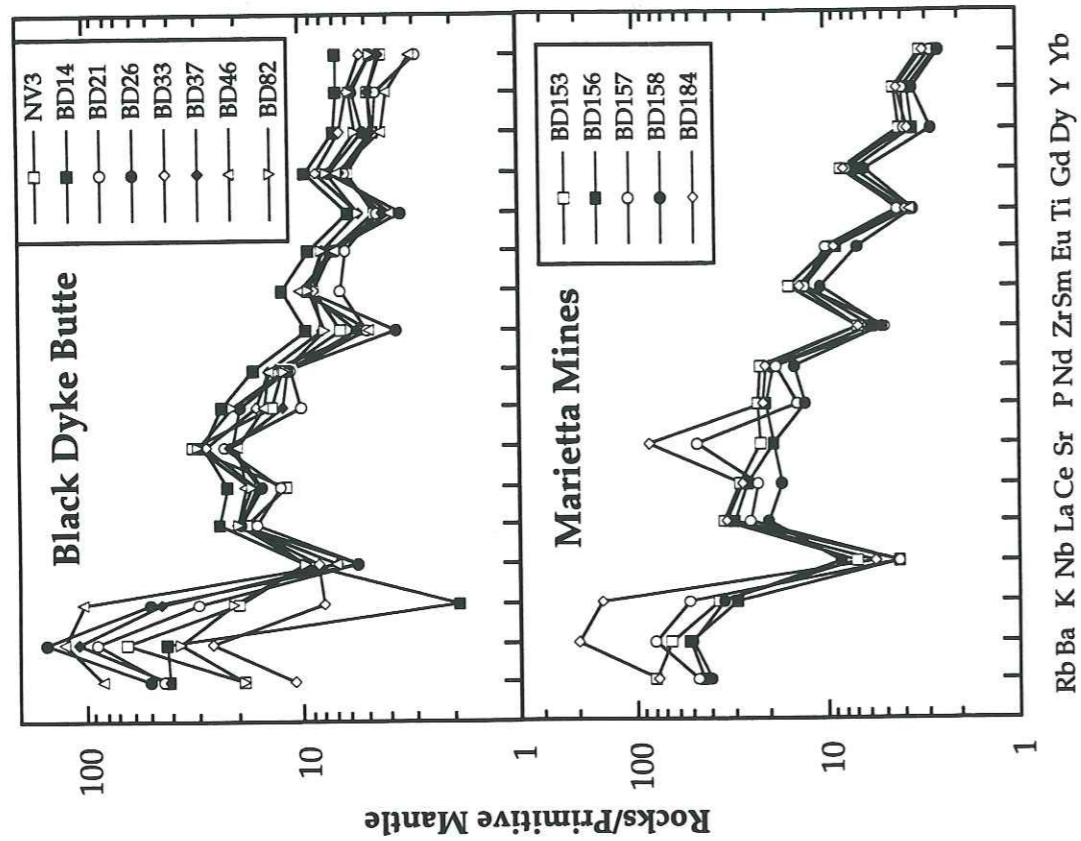


Figure 8 : Primitive Mantle normalized element distributions for the lavas of the Black Dyke Formation (Primitive Mantle factors after Sun and McDonough, 1989).

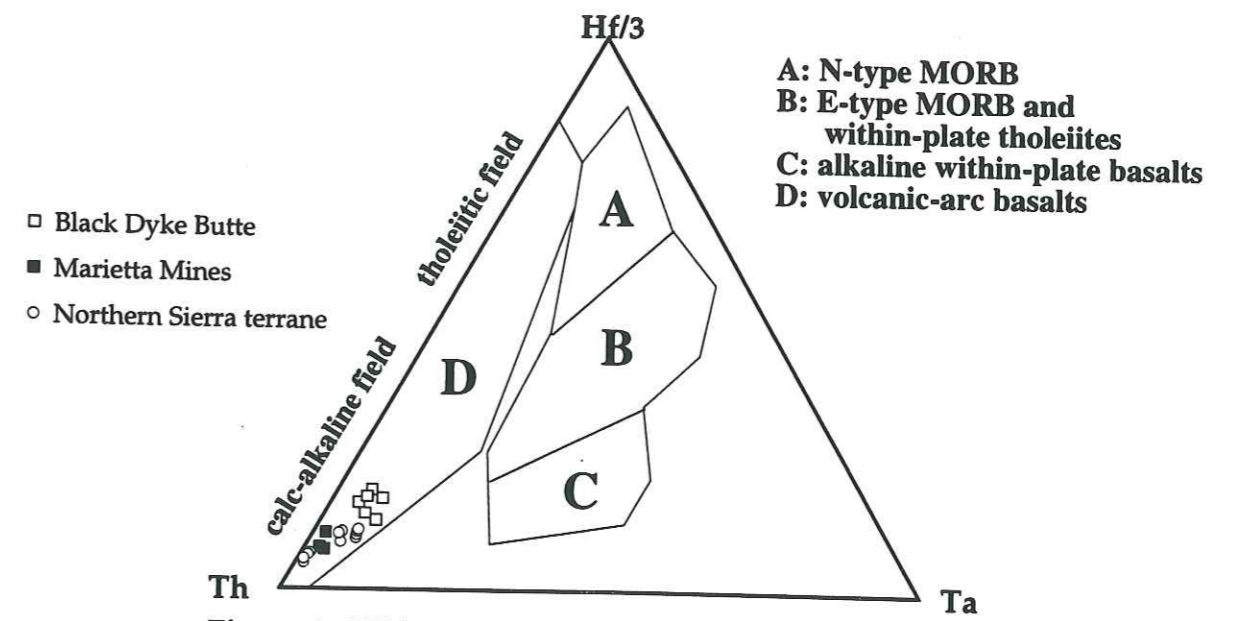


Figure 9 : Hf/3-Th-Ta tectonomagmatic discrimination diagram for the Permian lavas of the Black Dyke Formation and the Northern Sierra terrane (after Wood *et al.*, 1980).

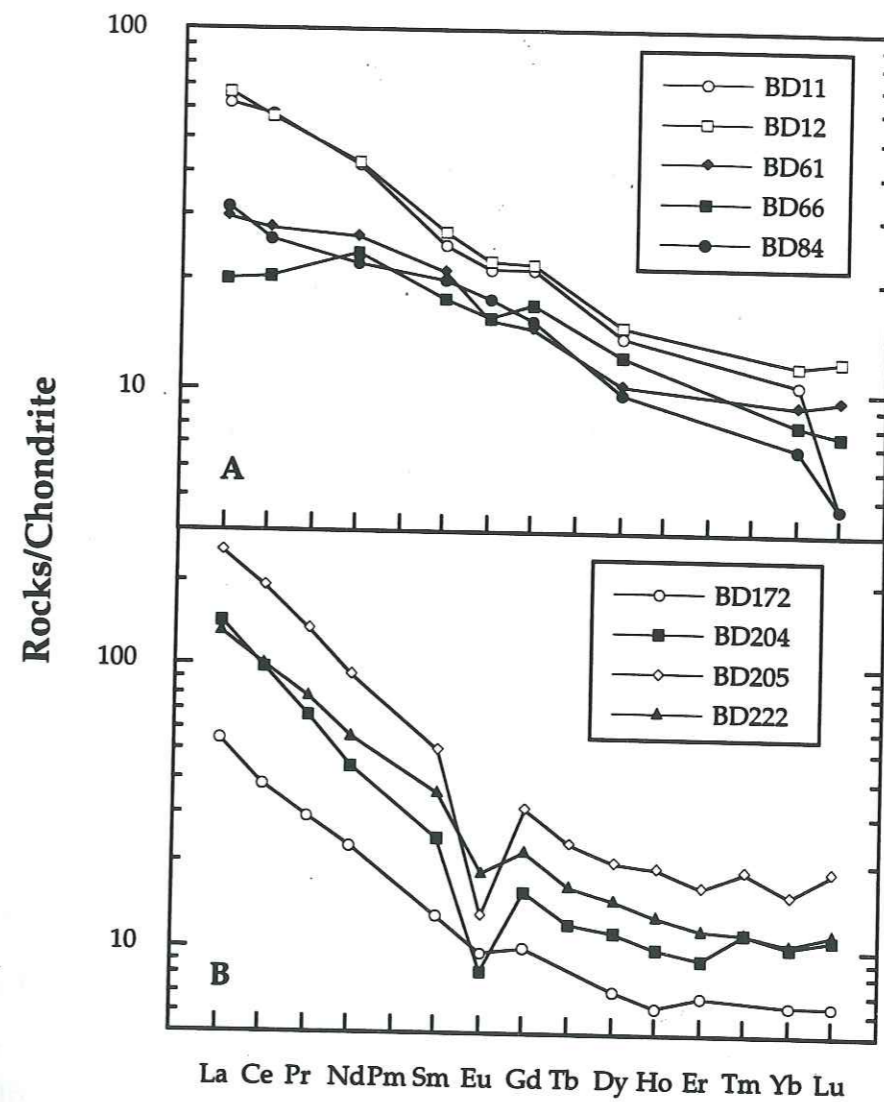


Figure 10 : Chondrite-normalized REE distributions for the plutonic rocks of the Black Dyke Formation (A: Black Dyke Butte; B: Marietta Mines; normalizing factors after Sun and McDonough, 1989).

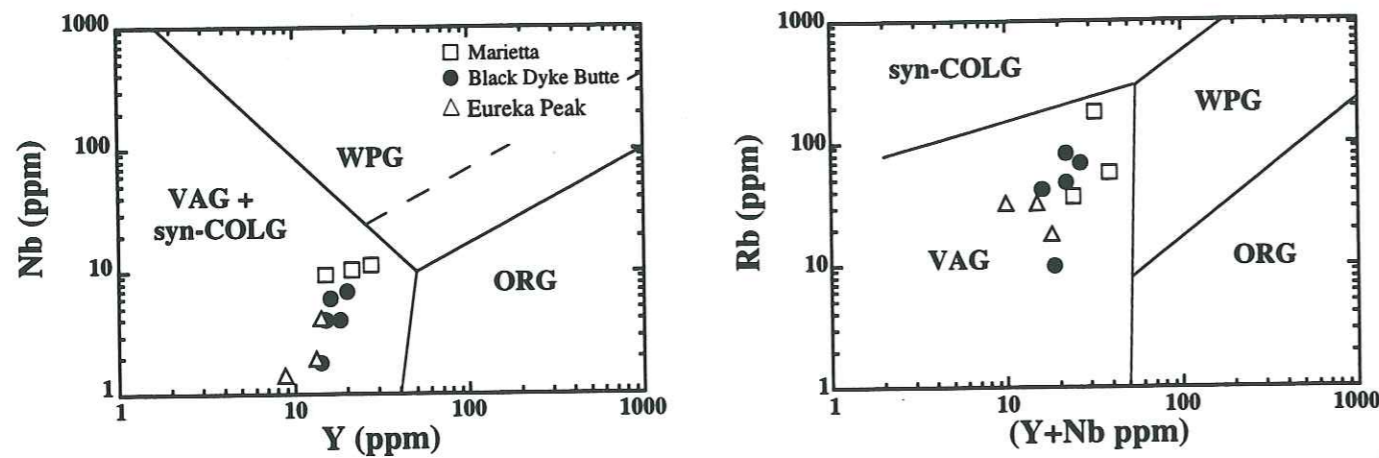


Figure 11 : Nb versus Y and Rb versus (Y+Nb) discrimination diagrams for the plutonic rocks of the Black Dyke Formation and the Eureka Peak, Sierra Nevada.

#### d) Sr and Nd isotopic data

Sr and Nd isotopic compositions of twelve selected samples of the Black Dyke Formation were measured on a multicollector VG sector 54.30 TIMS at the University of California, Santa Cruz.

#### Analytical techniques

Dissolution of 100 mg of the sample is carried out with 1 ml of Nitric acid and 5 ml of Hydrofluoric acid. After evaporation to dryness, the residue is dissolved with concentrated Nitric acid, and evaporated down to dryness. Then the residue is treated again with 6N HCl solution and evaporated again to dryness. Then, Sr separation is carried out on a AG50W-X8, 100-200 mesh cation exchange resin column filled with 2.5N HCl. Ba is then eluted using 6N HCl. The REE are collected with 6N HCl. The REE are loaded on a column filled by HDEHP coated resin beads. The sample is taken up in 0.25N HCl. After the sample is washed with 0.25N HCl, the Nd is collected with 0.25N HCl. After washing again with 0.25N HCl, Sm is collected with 0.5N HCl.

Sr is loaded onto single Ta filaments. The filaments must have been outgassed. Both Nd and Sm are analysed on triple filaments, a central Re ionization filament and two side Ta filaments. The sample is loaded on one of these filaments, usually the outer. All isotopic data are measured on a multicollector VG Sector 54.30 at the University of California in Santa Cruz.

#### Results

The Sr and Nd isotopic compositions are given in Table 5. An age of 275 Ma (Blein *et al.*, 1994) has been taken to calculate the initial Sr and Nd ratios (Table 6). All the  $\epsilon_{\text{Sr}(T)}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  discussed in this paper have been

calculated with the Sr and Nd contents obtained by ICP-AES and ICPMS, respectively. A few samples have been analyzed spiked and unspiked. For this study, we prefer to use the results from unspiked samples.

The igneous rocks of the Black Dyke Formation show a wide range of Sr and Nd isotopic compositions with  $\epsilon_{\text{Sr}(T)} = +4.7$  to  $+22.5$  and  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70451$  to  $0.70576$ , and  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -1.4$  to  $+5.3$  and  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512210$  to  $0.512554$  (Table 6).

At BDB, two groups of rocks can be distinguished on the basis of the  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values. A first group, consisting of basalts and mafic andesites, shows higher  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values ranging between  $+1.2$  to  $+5.3$  (Fig. 12). The second group, which is characterized by low  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = -1.4$  to  $-0.2$  (Fig. 12), is composed of amphibole-phyric basalt (BD9), diorite porphyry (BD12) and amphibole-gabbroic cumulate (BD66).

At MM, the lavas show a wide range of Sr isotopic compositions with  $\epsilon_{\text{Sr}(T)} = +4.7$  to  $+13.7$ . In contrast, their ratios are homogeneous and cluster around 0 ( $-0.9 < \epsilon_{\text{Nd}(T)} < +0.2$ ) which is the Bulk Earth composition (Fig. 12). These low and homogeneous  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values indicate that they probably represent one single mantle source.

Most oceanic arcs (*i.e.*, Izu-Bonin, Mariana) exhibit a relatively limited range of  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values from  $+6$  to  $+9$  (DePaolo, 1988), which reflects the limited range of available magma source materials, N-MORB type mantle and subducted sediments. The calc-alkaline rocks of the Black Dyke Formation have a wide range of lower  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values and differ from basalts in present-day oceanic arcs. They are similar to rocks in island arcs built on young continental crust (Japan and Sunda arcs) which exhibit a wide range of  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values ( $+6$  to  $-4$ ) (Stolz *et al.*, 1990).

The highest  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  value of  $+5.3$  (BD15) certainly represents the isotopic composition of the most depleted ( $[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_i = 0.512554 \pm 0.0011$ ) mantle source of the Black Dyke lavas, and points to a mantle enriched by an OIB component or recycled crustal material (DePaolo, 1988). The involvement of a N-Morb source cannot be assumed. And the strong Nb and Ta depletion observed indicate that the OIB component was not a major component in the mantle source. The igneous rocks with lower  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values were derived from an enriched mantle contaminated by a crustal component.

These isotopic variations may reflect mixing of different components in the mantle source, assimilation of crustal-derived sediment during assimilation fractional crystallisation (AFC) within the arc crust, or incorporation of a crustal component into the mantle wedge during subduction (Thirlwall and Graham, 1984; Davidson, 1987).

The isotopic variability of the first group more likely reflects mixing of the source prior to magma generation. A small amount of sediments can markedly modify the Sr and Nd isotopic ratios of the mantle source. In contrast, a correlation between MgO and Nd isotopic ratios for the second and third groups can be explained by an AFC process involving crustal-derived sediments (Fig. 13).

	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	Eps Sr(T) Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	Eps Nd(T)	
<b>Black Dyke Butte</b>												
BD 9	79	470	0,707024 ± 6	0,4863	0,70512	13,4	3,58	17,2	0,512457 ± 0,0009	0,12583	0,512232	-1,0
BD12	48	537	0,706774 ± 6	0,2586	0,70576	22,5	4,17	20	0,512437 ± 0,0009	0,12604	0,512210	-1,4
BD66	43	391	0,706576 ± 6	0,3181	0,70533	16,4	2,72	11	0,512543 ± 0,0008	0,14949	0,512274	-0,2
BD15	87	575	0,706364 ± 10	0,4377	0,70465	6,7	3,14	14,8	0,512705 ± 0,0011	0,12883	0,512554	5,3
BD16	42	503	0,706083 ± 7	0,2415	0,70514	13,7	3,17	13,4	0,512742 ± 0,0008	0,14302	0,512485	3,9
BD19	23	466	0,706018 ± 6	0,1428	0,70546	18,2	3,54	15,2	0,512653 ± 0,0009	0,14080	0,512400	2,3
BD40	6	1350	0,705107 ± 6	0,0129	0,70506	12,5	2,18	9,37	0,512722 ± 0,0009	0,14066	0,512469	3,6
BD42	20	315	0,705479 ± 6	0,1837	0,70476	8,3	4,25	19,1	0,512587 ± 0,0008	0,13459	0,512345	1,2
<b>Marietta</b>												
BD125	13,7	411	0,705108 ± 8	0,0964	0,70473	7,9	4,81	23	0,512522 ± 0,0009	0,12643	0,51229	0,2
BD126	72	519	0,706517 ± 8	0,4013	0,70495	10,9	7,3	38	0,512447 ± 0,0009	0,11613	0,51224	-0,9
BD171	59	473	0,705918 ± 9	0,3608	0,70451	4,7	6,17	34	0,512464 ± 0,0008	0,10971	0,51227	-0,3
BD184	49	1746	0,705457 ± 6	0,0812	0,70514	13,7	5,98	27,3	0,512490 ± 0,0008	0,13233	0,51225	-0,6
<b>Sierra Nevada</b>												
HL18	27	287	0,705880 ± 10	0,2721	0,70482	9,1	5,59	23,9	0,512538 ± 0,0008	0,14134	0,51228	0,0
HL10	47	495	0,711260 ± 8	0,2748	0,71018	85,3	6,51	31,7	0,511913 ± 0,0008	0,12398	0,51169	-11,6
KM1*	24	378	0,710293 ± 6	0,1837	0,70957	76,7	1,8	8,6	0,512151 ± 0,0008	0,12652	0,51192	-7,0
KM5*	16	223	0,709590 ± 8	0,2076	0,70878	65,3	1,82	12,7	0,512162 ± 0,0008	0,08682	0,51194	-6,7
KM10*	24	311	0,709760 ± 6	0,2233	0,70889	66,9	1,73	7,38	0,512231 ± 0,0008	0,14177	0,51181	-9,3
SC57	37	315	0,709079 ± 8	0,3399	0,70775	50,7	4	17,6	0,512560 ± 0,0008	0,13740	0,51231	0,6
<b>Eureka Peak</b>												
EL3'	32	257	0,712830 ± 14	0,3604	0,71142	102,863	2,53	14,20	0,512174 ± 0,0009	0,10770	0,51198	-5,9
EL9	18	320	0,712179 ± 14	0,1628	0,71154	104,598	3,01	18,80	0,512153 ± 0,0008	0,09678	0,51198	-6,0
<b>Shoo Fly Complex</b>												
91B3b	223	101	0,772725 ± 14	6,4022	0,74768	618	7,09	42,7	0,511391 ± 0,0008	0,10035	0,51121	-20,956
MW92	160	108	0,748717 ± 37	4,3083	0,73186	393	5,05	29,2	0,511343 ± 0,0009	0,10456	0,51115	-22,041

Table 6 : Whole rock Rb-Sr isotope data of the igneous rocks from the Black Dyke Formation, Sierra Nevada and Eureka Peak.

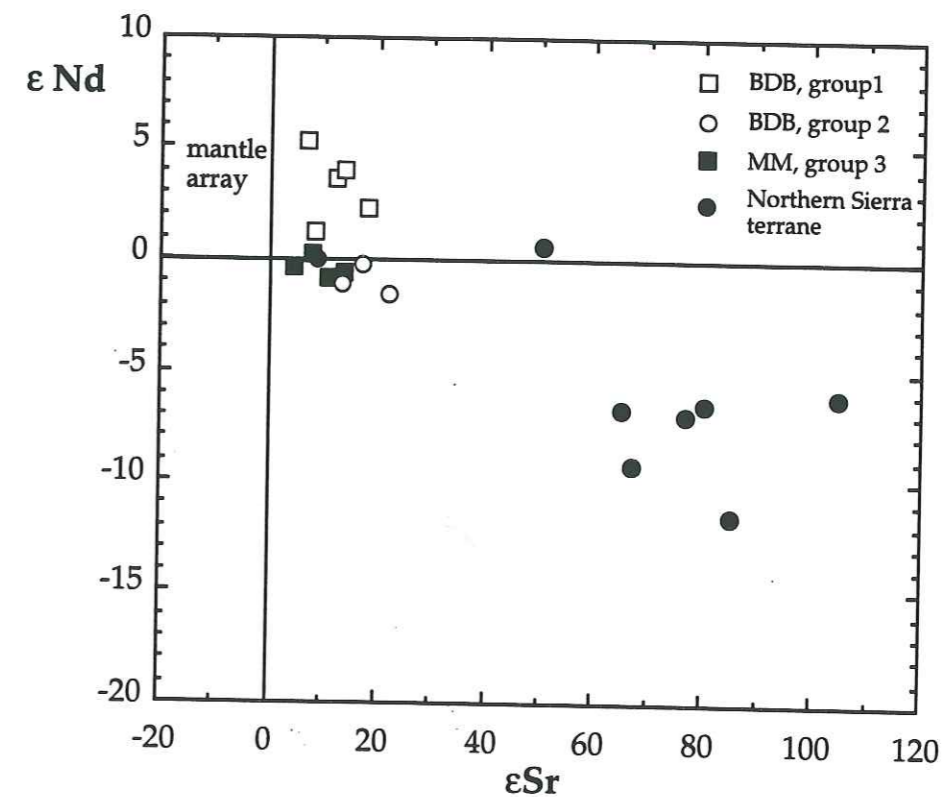


Figure 12 :  $\epsilon\text{Nd}_{(T=275\text{Ma})}$  and  $\epsilon\text{Sr}_{(T=275\text{Ma})}$  plot for the lavas of the Black Dyke Formation and Northern Sierra terrane.

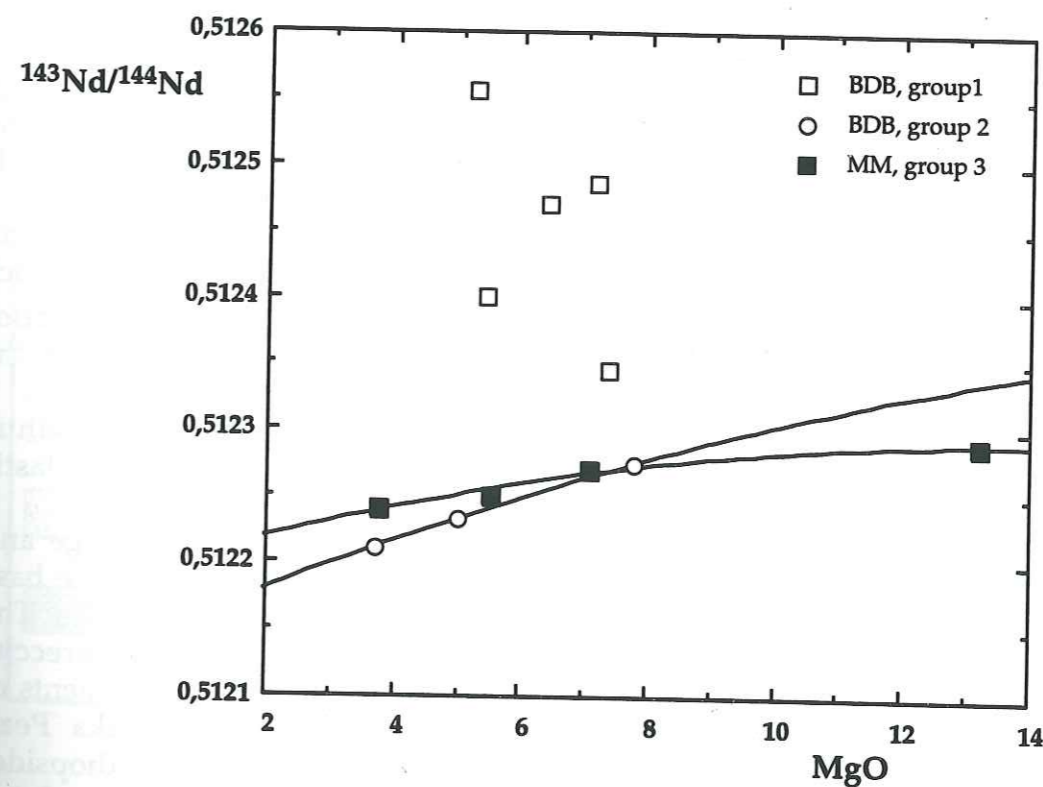


Figure 13 :  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$  versus MgO plot for the lavas of the Black Dyke Formation.

**e) Summary and conclusions**

The MM lavas display a more primitive character than those from BDB, marked by higher MgO, Ni, and Cr contents. However, the MM lavas are more LREE-, Th- and Pb-enriched, compared to those exposed at BDB. This characteristic is even present for the rocks exhibiting similar petrographic facies. BD125, compared to BD40 (Type ii) is more LREE-enriched and its depletion in HREE is less important (Fig. 6). Similar geochemical features may be observed in plagioclase-phyric basalts (Type i).

The igneous rocks of the Black Dyke Formation present a distinctive arc signature reflected in higher Zr/Nb and La/Nb ratios, and lower Nb/U and Nb/Pb ratios ( $Zr/Nb = 6.6-21.7$ ;  $La/Nb = 1.2-7$ ;  $Nb/U = 1.9-10.2$ ;  $Nb/Pb = 0.3-1.8$ ; Table 2-5). Their  $\epsilon Nd$  ratios, which range between -1.4 and +5.5, suggest that these rocks were derived from a mantle source more or less contaminated by crustal component. Their relatively low Ce/Pb values indicate that sediment was likely the crustal component ( $Ce/Pb = 0.8-10.2$ ; Table 2-5). The presence of strong Nb and Ta depletion indicates that OIB was not an important component in their source. Thus, igneous rocks of the Black Dyke Formation probably formed from the melting of a mantle source contaminated by variable amounts of sediments, such as sediments derived from the erosion of an old craton or metamorphosed sialic rocks from the continental crust.

**B. THE LOWER PERMIAN ARC SEQUENCE OF THE NORTHERN SIERRA TERRANE**

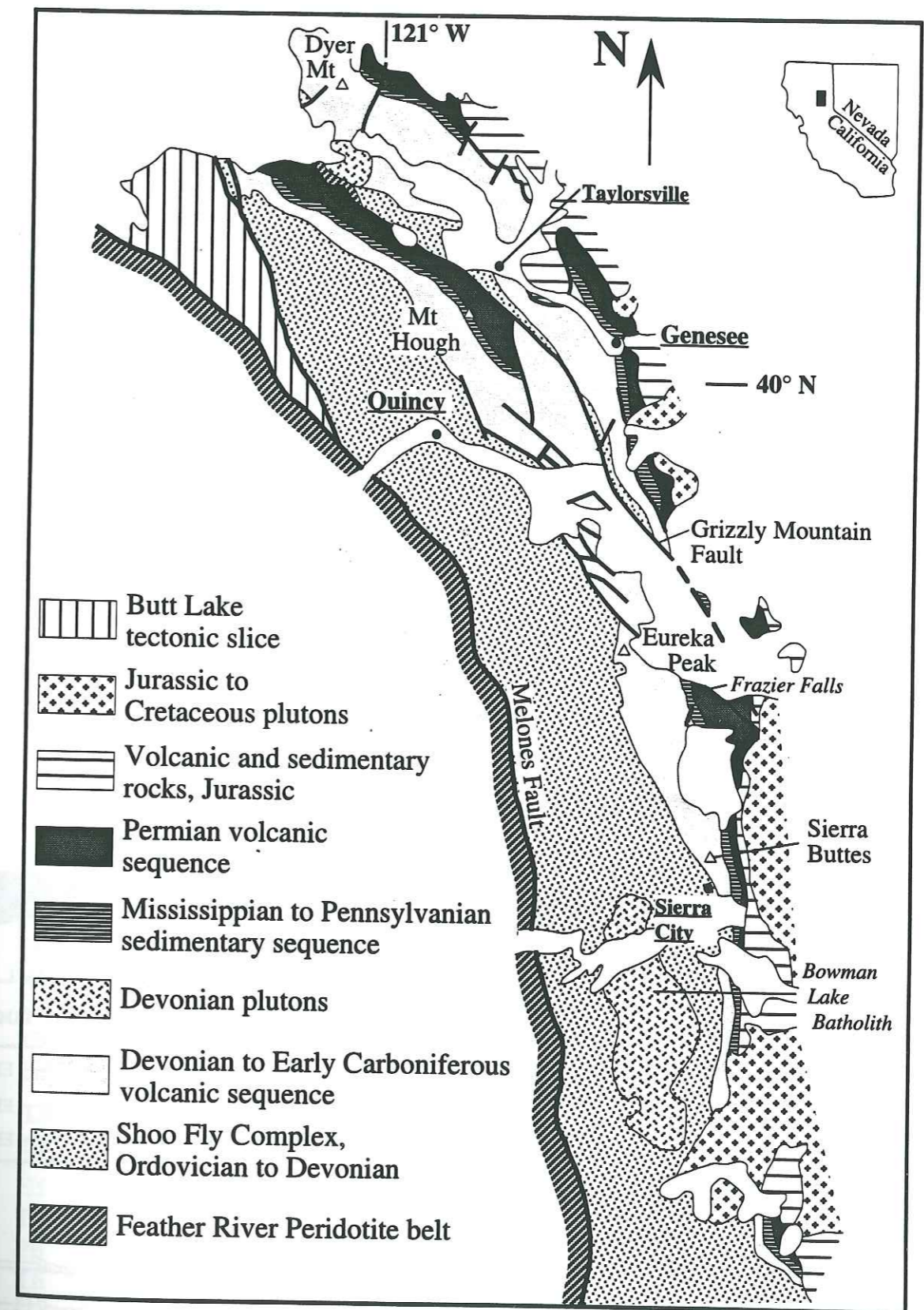
**a) Geologic setting**

The northern Sierra terrane crops out in the northeastern part of the Sierra Nevada, and consists of lower Paleozoic to upper Mesozoic rocks (Fig. 14). Two magmatic arc sequences (Late Devonian to Early Carboniferous and lower Permian), separated by mid-Carboniferous radiolarian cherts (Peale Formation), unconformably overlie the Shoo Fly Complex.

The older arc sequence is composed of tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic suites (Hanson and Schweickert, 1986; Rouer *et al.*, 1989a) which show negative  $\epsilon Nd(T)$  values (-8.9 to -0.9; Rouer *et al.*, 1989b). These ratios suggest that a continental crustal component was largely involved in the genesis of the mid-Paleozoic arc magmas.

The Permian arc sequence consists of pillow basalts (Goodhue Formation), andesites (Reeve Formation), and volcanoclastic and epiclastic rocks (Arlington Formation; Harwood, 1992).

The Goodhue Formation is characterized by mafic lavas with large and abundant clinopyroxene phenocrysts. Pillow lavas are common at the base of the formation, while the upper part is dominated by massive flows. The volcanic rocks are interbedded with pyroclastic rocks: pillow breccia, pyroclastic breccia, and hornblende-bearing tuffs which enclose fragments of hornblende-bearing diorite and gabbro. The calc-alkaline Eureka Peak layered intrusion consists of gabbro and diorite with local olivine-diopside-ultramafic rocks (Lovering and Durrell, 1959). This intrusion and its related dyke swarm are genetically linked to the Goodhue mafic lavas, on the basis of mineralogy and trace element chemistry (Rouer *et al.*, 1992).



**Figure 14 :** Geologic map of the Northern Sierra terrane, California (modified from Harwood, 1992).

The Reeve Formation is characterized by pyroclastic rocks, volcanoclastic sandstones, andesite flows, and intrusive rocks enclosing large and abundant plagioclase phenocrysts. Locally, rhyolitic domes and flows occur in the upper part of the formation.

**b) Major- and trace-element variations of the volcanic rocks.**

Basalts of the Goodhue Formation are mafic in composition ( $\text{SiO}_2 < 54\%$ ), with low  $\text{TiO}_2$  ( $< 1\%$ ), high MgO contents, the andesites of the Reeve Formation are MgO-poor ( $< 3.5\%$ ). Both lavas are LREE enriched ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n$  3.5-8.5,  $[\text{La}]_n = 30-100$ ; Fig. 15). The more acidic rocks are  $\text{K}_2\text{O}$ -rich (1.5-4.5%), and display highly enriched REE patterns ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 9.5-12$ ,  $[\text{La}]_n = 140-165$ ; Fig. 15).

In Depleted Mantle normalized element distributions (Sun and McDonough, 1989), all the lavas of the Goodhue and Reeve formations show typical negative anomalies in Ti, Nd and Zr, characteristics of island arc basalts. Their Th contents range between 3.6 and 13.5 ppm.

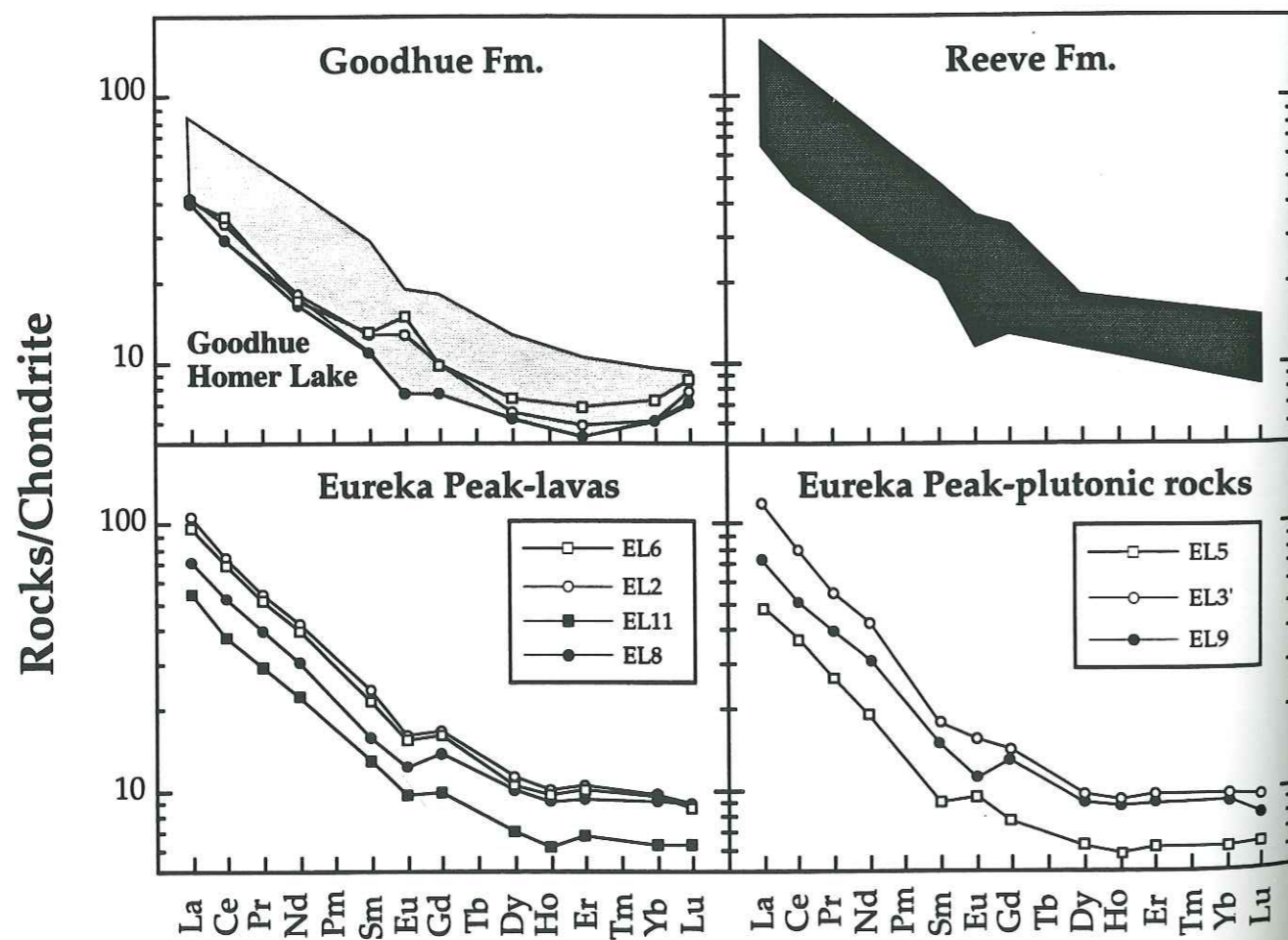


Figure 15 : Chondrite normalized REE distributions for the lavas of the Goodhue and Reeve formations and Eureka Peak (Chondrite normalizing factors after Sun and McDonough, 1989).

Samples Rocks	EL3' diorite	EL5 gabbro	EL9 gabbro	EL2 basalte	EL6 dolérite	EL8 basalte	EL11 basalte
SiO <sub>2</sub>	61,7	50,83	53,38	54,77	53,82	52,94	50,14
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,59	0,67	0,79	0,77	0,64	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	16,97	13,88	17,72	17,01	16,02	15,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,4	9,35	10,96	9,59	11,12	11	12,11
MnO	0,12	0,17	0,2	0,23	0,2	0,22	0,26
MgO	2,01	4,89	5,77	2,01	3,44	5,15	6,43
CaO	5,27	10,07	8,68	8,25	7,92	6,38	9,04
Na <sub>2</sub> O	4,01	1,73	2,11	1,72	2,23	2,9	2,42
K <sub>2</sub> O	1,14	1,37	1,38	1,73	0,55	1,85	1,65
H <sub>2</sub> O+	1,82	2,56	2,2	2,62	3,19	3,13	1,99
Total	98,87	98,53	99,23	99,43	100,25	100,23	99,86
Ni ppm	30	49	58	41	36	44	44
Cr	90	196	295	16	37	98	173
V	109	273	231	185	279	239	285
Y	14	8,7	13,2	14,8	14,4	12,9	9,3
Zr	69	26	40	49	49	39	26
Nb	4	1,38	1,9	2,9	2,5	2,1	1,29
Ba	1444	1145	1260	753	1082	1626	603
Sr	320	489	257	408	505	429	193
Rb	18,2	33	32	43	19,2	52	40
La	26,8	11,2	17,1	25,2	23,1	17,2	12,9
Ce	48	21	31	46	43	32	23
Pr	5,19	2,35	3,69	5,24	4,96	3,77	2,77
Nd	18,8	9,1	14,2	19,7	18,5	14,3	10,7
Sm	3,01	1,51	2,53	3,66	3,3	2,45	2,01
Eu	0,98	0,61	0,7	0,95	0,9	0,72	0,56
Gd	3,11	1,77	2,83	3,44	3,32	2,87	2,06
Dy	2,66	1,64	2,49	2,89	2,7	2,58	1,81
Ho	0,54	0,33	0,51	0,58	0,55	0,52	0,35
Er	1,66	1,03	1,57	1,74	1,67	1,55	1,13
Yb	1,7	1,05	1,56	1,64	1,62	1,56	1,07
Lu	0,24	0,16	0,21	0,23	0,22	0,23	0,16
(La/Yb) <sub>n</sub>	10,66	7,21	7,41	10,39	9,64	7,46	8,15
Eu/Eu*	0,98	1,14	0,80	0,82	0,83	0,83	0,84
Hf	2,32	0,90	1,37	1,54	1,64	1,38	0,89
Ta	0,26	0,13	0,14	0,16	0,13	0,13	0,07
Pb	23,70	33,00	42,20	9,40	9,50	7,20	4,80
Th	11,72	4,18	6,54	9,56	8,07	7,11	4,95
U	4,28	1,67	2,36	3,86	3,64	2,61	1,86

Table 7 : Major, trace and rare earth elements concentrations of permian lavas and plutonic rocks from Eureka Peak.

The mafic volcanic dykes of Eureka Peak are similar to the basalts of the Goodhue Formation, and more specifically to those sampled near Homer Lake (Fig. 15). They share: low  $\text{TiO}_2$  (< 0.8%), Ni (< 44 ppm) and Cr contents (< 73 ppm), and LREE-enriched patterns ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 7.5-10.5$ ,  $[\text{La}]_n = 50-110$ ; Fig. 15). However, they have marked negative Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.85$ ) due to plagioclase removal. Their Th levels are similar to those of high-K calc-alkaline suites. The Pb contents range between 4.8 and 9.5 ppm.

On the Hf-Th-Ta plot, all the Permian volcanic rocks fall in the calc-alkaline field (Fig. 9).

#### c) Geochemical characteristics of the plutonic rocks.

The Eureka Peak plutonic rocks have geochemical characteristics similar to the Eureka Peak mafic dykes and the Goodhue basalts, *i.e.*, low  $\text{TiO}_2$  (< 0.8%); REE patterns enriched in LREE ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 7.2-10.7$ ,  $[\text{La}]_n = 47-113$ ); (iii) same Th contents (Th = 4-12 ppm). Nevertheless, they have higher Cr (Cr = 90-195 ppm) and Pb (Pb = 23-42 ppm) abundances (Table 7). They show negative or positive Eu anomalies, due to plagioclase removal or accumulation, respectively. On Nb-Y and Rb-(Y+Nb) plots (Fig. 11), the felsic plutonic rocks fall within the volcanic arc granite field (VAG).

#### d) Sr and Nd isotopic data.

Sr and Nd compositions of the lavas of the Goodhue and Reeve used for this study are from Rouer (1989). Additional isotopic data on samples belonging to the Goodhue Fm. and Eureka Peak intrusion, were analyzed at UCSC, using similar techniques described in a previous section. The Sr and Nd isotopic compositions are listed in Table 6. An age of 275 Ma (Blein *et al.*, 1994) has been taken to calculate the initial Sr and Nd ratios (Table 6)

The igneous rocks of northern Sierra terrane show a wide range of Sr and Nd isotopic compositions. The  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  and initial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> range from +9.1 to +104.8 and 0.70485 to 0.71125, respectively. The  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  and initial ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> range from -11.60 to +0.56, and 0.511690 to 0.512284, respectively (Table 6).

In the  $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) - \epsilon\text{Sr}(\text{T})$  plot (Fig. 12), all samples, with the exception of HL18, do not plot in the mantle array but are shifted to the right side of the plot, towards higher  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  values (> 50). This shift indicates that these rocks are enriched in radiogenic Sr, due to alteration and thermal metamorphism linked to the Mesozoic intrusions.

Three groups can be distinguished on the basis of the  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  values. A first group consists solely of basalts, and shows the highest and homogeneous  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  values of 0 (Fig. 12 ; -0,01 to +0,56). The second group, composed of basalt, andesite, and gabbro is characterized by  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  ratios showing a mean value of -6 (-5.9 to -7) (Fig. 12). Finally, the third group, made up of felsic lava, exhibits the lowest  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ , which range between -11 and -9.

All  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  ratios of Permian arc rocks from the northern Sierra are lower than both those of the igneous rocks of the Black Dyke Formation, and of

most oceanic arcs, which exhibit a range of  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  values from +6 to +9 (DePaolo, 1988)

The ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> variations of Permian arc rocks from the northern Sierra reflect mixing between a mantle source and a crustal component. The contamination may have result from processes such as: (i) incorporation of a crustal component into the mantle wedge during subduction (Thirlwall and Graham, 1984; Davidson, 1987) for the basalts and gabbros, (ii) assimilation of crustal-derived sediment during assimilation fractional crystallisation (AFC) within the arc crust for rocks of intermediate composition; (iii) melting of upper continental crust or old craton-derived clastic sediments.

#### Conclusions

The Permian volcanic arc sequence of the northern Sierra terrane and central-western Nevada have similar ages, stratigraphic successions, lithologies, and geochemical and isotopic compositions

In both areas, the stratigraphic succession consists of: pyroclastic breccias with fragments of gabbro, diorite and diorite porphyry, clinopyroxene-rich pillow basalt, and plagioclase-rich andesite. Moreover, in both areas, an erosional event occurred at the end of the igneous activity.

Igneous rocks of the Goodhue, Reeve and Black Dyke formations exhibit medium to high-K calc-alkaline affinities, and are enriched in Th and Pb. Mafic igneous rocks predominate. All the rocks show a wide range of  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ . Olivine basalts and gabbros in both sequences exhibit negative  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  ratios reflecting mixing between a mantle-source and a crustal component. Moreover, the rhyolites display the lowest  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ , indicating that they may have been derived solely from the melting of crustal material.

These similarities suggest that the Permian arc rocks from the northern Sierra terrane and central-western Nevada formed in the same tectonic environment. The lower Paleozoic Shoo Fly Complex could represent the basement of the Black Dyke Formation.

#### C. MULTICOMPONENT SOURCES IN THE GENESIS OF THE PERMIAN CALC-ALKALINE MAGMAS

##### a) Geochemical modeling

###### Based on Nd and Sr isotopic compositions

Models of Nd-Sr isotopic variations using N-MORB, sedimentary, and continental crustal end-member compositions are shown in Figure 18. Concentrations of Sr and Nd in MORB-source peridotite are assumed to be 0.1xN-MORB values (White and Dupré, 1986; Sun and McDonough, 1989). We infer that Nd isotopic ratios of Lower Permian arc rocks from the northern Sierra Nevada and Nevada were derived from a mantle source contaminated by incorporation of subducted sediments or by Assimilation Fractionation Crystallisation process. We model different mechanisms of crustal contamination to constrain the different sources involved in genesis of the calc-alkaline magmas.

This modeling is based exclusively on samples in which both Sr and Nd isotopic ratios were measured. In addition, Sr and Nd isotopic compositions

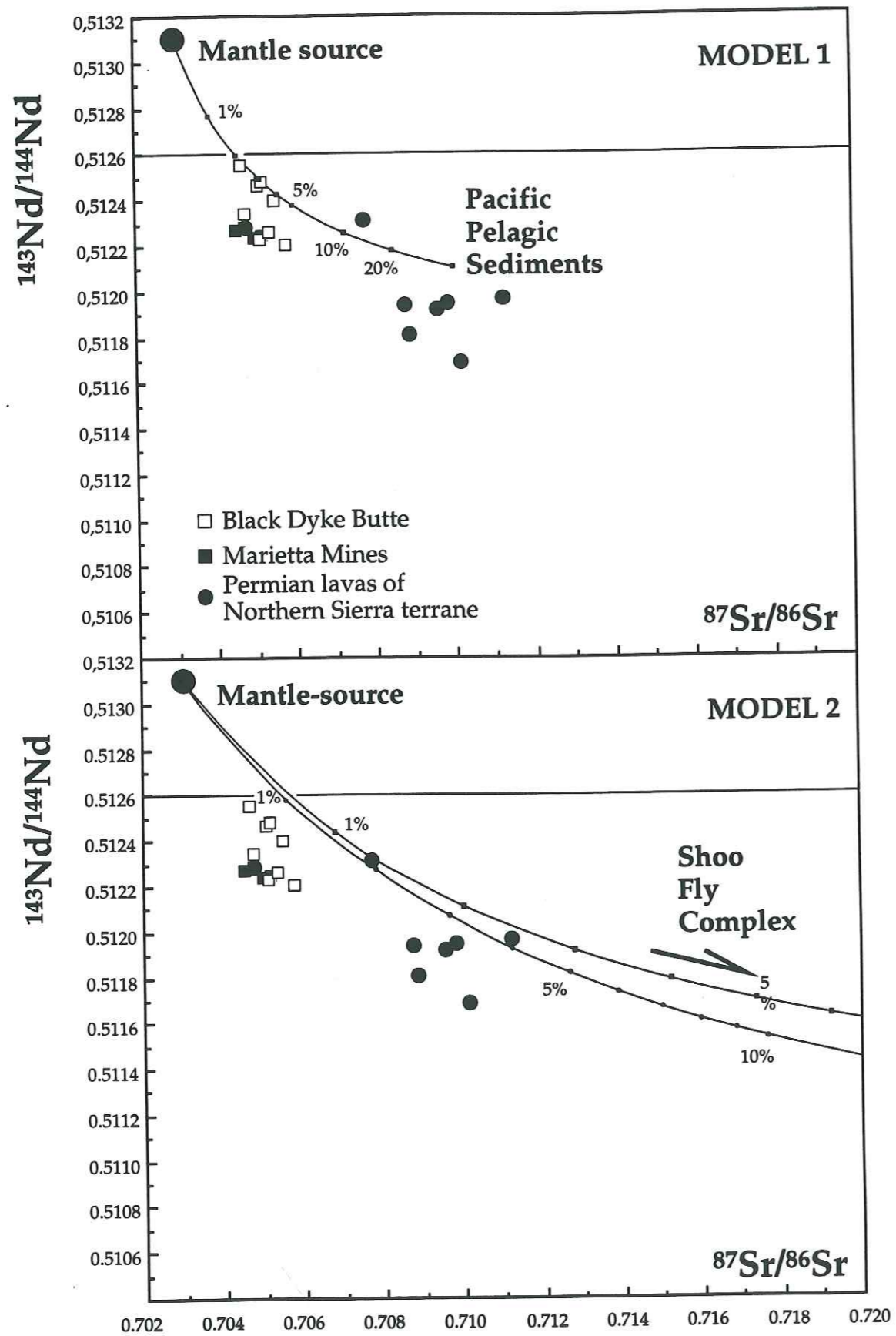


Figure 16 :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bulk-mixing model for lavas of the Black Dyke Formation and lower Permian arc sequence of the Northern Sierra terrane.

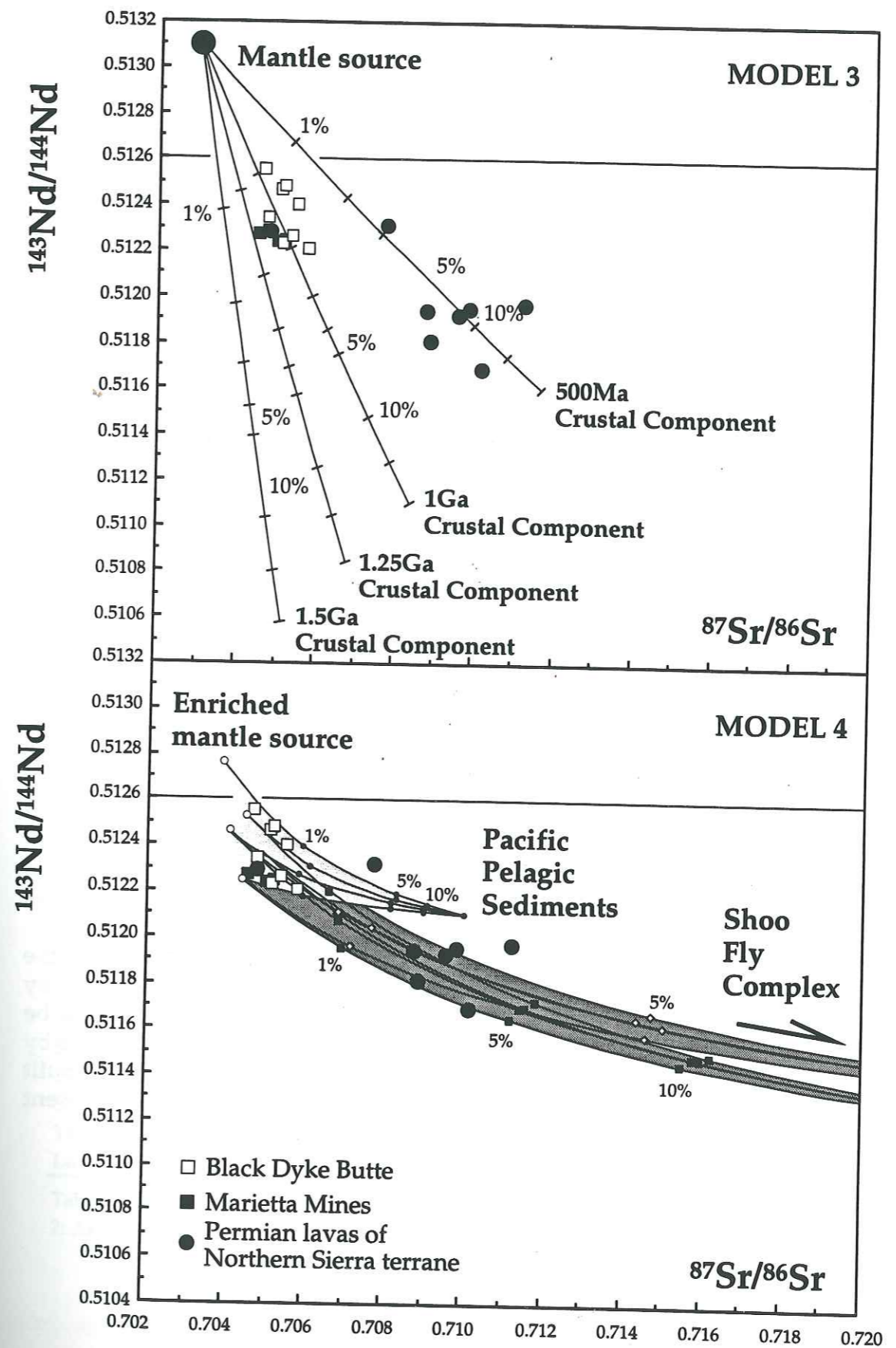


Figure 16 (bis) :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bulk-mixing model for lavas of the Black Dyke Formation and lower Permian arc sequence of the Northern Sierra terrane.



of sandstones and clays of the Shoo Fly complex provided by G. Girty (Girty *et al.*, 1993) were measured (H. Lapierre) on a Finnigan MAT 261 multicollector mass spectrometer at the Laboratoire de Géochimie de l'Université Paul Sabatier in Toulouse (France), using analytical procedures described by Benoit *et al.* (in press). An age of 275 Ma has been taken to calculate the Sr and Nd isotopic ratios of these sediments (Table 6). Trace element abundances of Shoo Fly sediments are after Girty *et al.* (1993). For all the following models, we will use a simple mixing model, and each component are characterized Nd and Sr concentrations, and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios.

Model 1 shows incorporation of subducted sediments in a mantle-source. The contaminant end member is represented by Pacific pelagic sediments, which are characterized by low Nd isotopic ratios ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51215$ ; Ben Othman *et al.*, 1989). Note that the Nd isotopic compositions of the igneous rocks cannot be explained by the mixing of subducted Pacific sediments with a N-MORB source (Fig. 16a). Therefore, the contaminant end member must have lower Nd isotopic ratios.

Model 2 explores contamination of the N-MORB source by sediments of the Shoo Fly Complex. As in model 1, Nd isotopic ratios of the melting model are higher than those of the Lower Permian rocks (Fig. 16b). Thus, the contaminant end member must have still lower Sr and Nd isotopic ratios, which are only known in Precambrian crust or sediments derived from Precambrian rocks.

Thus, we need to propose a different model (Model 3), which shows mixing of a mantle source with 1 to 1.25 Ga crustal components. This mixing model produces an enriched mantle, when contaminated with less than 2% of a Precambrian crustal component, which is characterized by Nd isotopic ratios lower than 0.5126 (Fig. 16c).

The Nd isotopic compositions of lavas of the Black Dyke Fm. can therefore be explained by contamination of an enriched mantle by 1-1.25 Ga crustal material.

To explain the wide range of  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  in the Permian lavas of the northern Sierra, and assuming that these ratios were not modified by alteration and metamorphism processes, this enriched mantle must also be contaminated by subducted sediments derived from the nearby craton or by partial melting of the Shoo Fly Complex on which the arc rocks are built (Model 4; Fig. 16d). So, in the modeling, the Shoo Fly sediments represent the third end-member.

#### Based on trace and REE elements

Next, we model the effects of melting of a mantle source contaminated by an old crustal component, using trace and rare earth elements, and test the previous isotopic model. Concentrations of trace and rare earth elements in the peridotite source are assumed to be 0.1\* N-MORB values (White and Dupré, 1986; Sun and McDonough, 1989) contaminated by 1 to 1.5% of a continental crustal component (Taylor and McLennan, 1981). Figure 17a shows that the addition of 1 to 1.5% of a crustal component to a depleted mantle wedge will produce an arc magma source enriched in high field strength, rare earth elements and characterized by a strong positive Pb anomaly.

We use as a starting assemblage a spinel-amphibole bearing peridotite. The presence of magmatic amphibole in the gabbros and basalts of the Black Dyke Formation suggests that amphibole was present in the Black Dyke mantle source. Many authors have argued that amphibole is involved in the arc source region, and their arguments are supported by the inversion models proposed by McKenzie and O'Nions (1991). The fraction of amphibole peridotite required in the present model ranges between 15 to 30%. Peridotite starting assemblage is composed of olivine, opx, cpx, spinel, amphibole and garnet. Partition coefficients of trace elements for each minerals are shown on table 8.

	olivine(1)	clino.(1)	ortho.(2)	amphibole(1)	spinel	plagio.(1)	garnet (3)
Rb	0,0098	0,031	0,022	0,29	-	0,071	0,042
Th	0,003	0,03	0,0075	0,05	-	0,01	-
U	0,002	0,04	0,002	0,1	-	0,01	-
La	0,0067	0,056	0,010	0,5442	0,01	0,190	0,001
Ce	0,0060	0,092	0,020	0,8430	0,01	0,111	0,007
Pb	0,0012	0,006	0,0024	0,01	-	0,3	-
Sr	0,014	0,06	0,04	0,46	-	1,83	0,012
Nd	0,0059	0,2300	0,03	1,3395	0,01	0,090	0,026
Sm	0,0070	0,4450	0,05	1,8035	0,01	0,072	0,102
Eu	0,0074	0,4740	0,05	1,5565	0,01	0,443	0,243
Y	0,01	0,9	0,18	1	-	0,03	9
Yb	0,0491	0,5420	0,34	1,6420	0,01	0,056	6,167
Lu	0,0454	0,5060	0,42	1,5625	0,01	0,053	6,950

Table 8 : Mineral/melt partition coefficients for basaltic liquids (1: Fujimaki *et al.*, 1984; 2: Arth, 1976; 3: Irving and Frey, 1978).

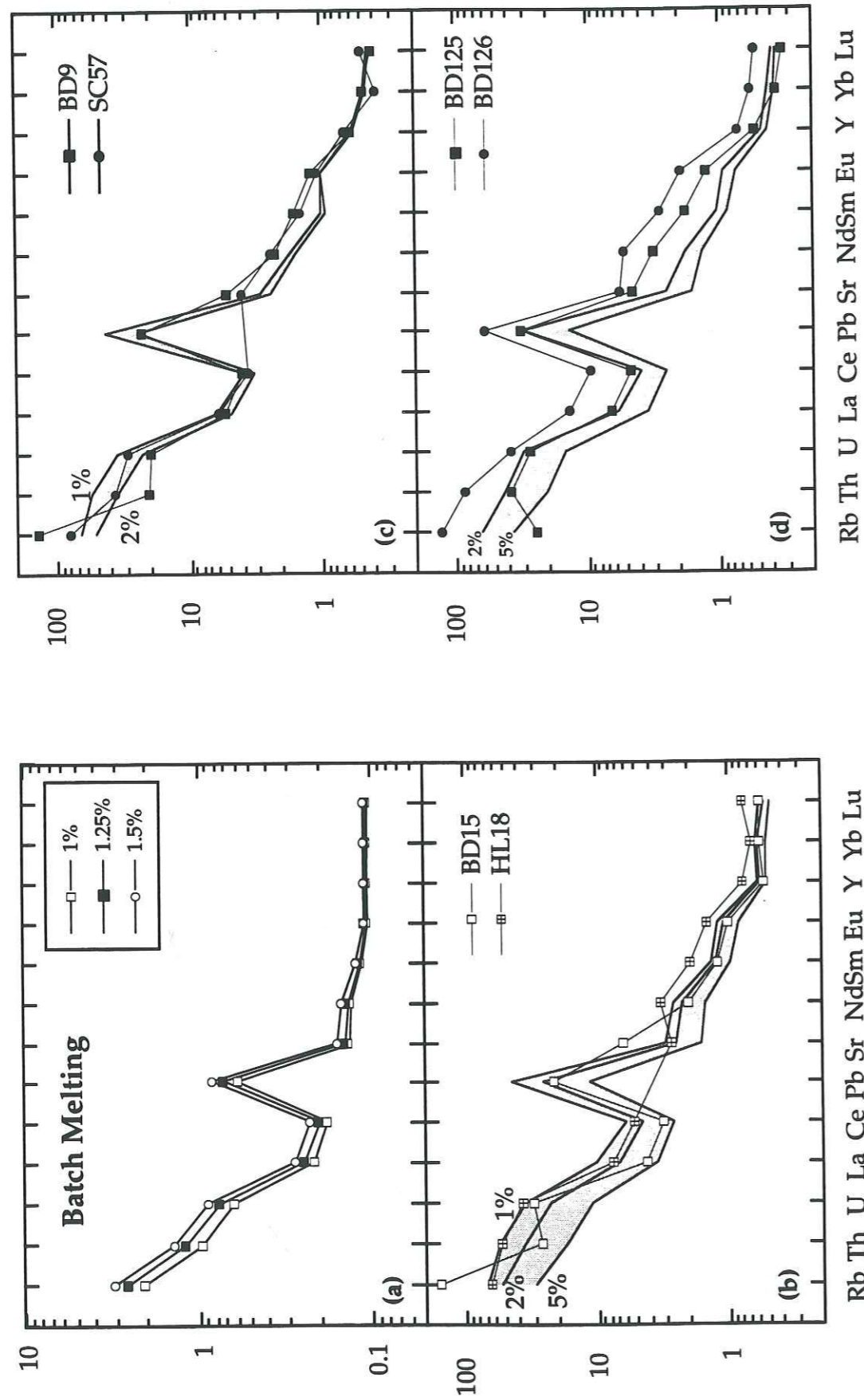


Figure 17 : 0.1xN-MORB normalized REE distributions for batch melting and lavas of the Black Dyke Formation and Northern Sierra terrane.

In the case of samples BD15 (Black Dyke Fm.) and HL18 (Goodhue Fm.) (Fig. 17b), the melting model is based on a starting assemblage of olivine (0.581), opx (0.267), cpx (0.107), spinel (0.028), and amphibole (0.017). The best fit REE patterns correspond to a melt fraction of 1-5%, leaving a peridotitic residue of 10% cpx. Differences in Rb and Sr abundances between BD15 and HL18 and the model melt are attributed to alteration of the Permian rocks. In contrast, the negative Th anomaly present in BD15 is likely related to the presence of rutile in the peridotitic residue.

For samples BD9 (Black Dyke Fm.) and SC57 (Goodhue Fm.), the melting model is based on a starting assemblage of olivine (0.580), opx (0.266), cpx (0.106), spinel (0.027), amphibole (0.016) and garnet (0.005). The best-fit REE patterns correspond to a melt fraction of 1-2%, leaving a peridotitic residue of 9% cpx and 0.5% garnet (Fig. 17c). As for sample BD15, differences occur for Rb, Sr and Th levels between the Permian rocks and the model melt. Moreover, sample BD9 shows higher concentrations of Nd, Sm and Eu than the model melt. This difference may imply the presence of a third mixing end-member in the melting or fractionation process.

For samples BD125 and BD126, the melting model is based on a starting assemblage of olivine (0.583), opx (0.262), cpx (0.094), spinel (0.022), amphibole (0.034) and garnet (0.005). The best-fit REE patterns correspond to a melt fraction of 2-5%, leaving a peridotitic residue of 8% cpx and 0.5% garnet (Fig. 17d). BD125 and BD126 are enriched in REE relative to the model melt, which probably implies, as with sample BD15, the presence of a third mixing end-member in the melting or fractionation process. This third end-member could represent crustal material incorporated in the melt during fractionation.

The models for samples BD15, BD125, and BD126 apparently require that assimilation of crustal material, possibly represented by wall rock sediments of the magma chamber, *i.e.*, Shoo Fly sediments, occurred during fractionation (Assimilation Fractionation Crystallisation, AFC process).

### b) Discussion and conclusions

Lower Permian calc-alkaline igneous rocks of western Nevada (Black Dyke Fm.) and the northern Sierra (Goodhue and Reeve Formations, Eureka Peak intrusion) show a wide range of Nd isotopic compositions ( $\epsilon_{Nd(T)}$  = -11 to +5.3). Mafic rocks, such as olivine basalts and gabbros, show strongly negative  $\epsilon_{Nd(T)}$  ratios, suggesting that these rocks display crustal affinities and were derived from a mantle highly contaminated by crust.

Modelling indicates the presence of three end members in the genesis of the Lower Permian calc-alkaline rocks: N-MORB mantle, Precambrian crustal material, and sediments similar to those of the Shoo Fly Complex. The highest  $\epsilon_{Nd(T)}$  (+5.5) ratio of basalts from BDB likely represents the Nd isotopic composition of the mantle source. This source could be an enriched mantle (Oceanic Island Basalt ?) or N-MORB source contaminated by Precambrian crust. Based on the Nd isotopic compositions of the calc-alkaline rocks, this enriched mantle was most likely produced by incorporation of a small percentage (1 to 2%) of an old crustal component such as Precambrian crystalline basement in N-MORB source. This mantle source probably was composed of olivine (0.580-0.583), opx (0.262-0.267), cpx

(0.094-0.107), spinel (0.022-0.028), amphibole (0.0170.034) and garnet (0-0.005), and characterized by Nd isotopic ratios lower than 0.5126. The Precambrian crustal material could have been represented by sediments derived from the nearby North American craton, incorporated in to the mantle wedge by subduction, or by fragments which formed the deep basement of some arc volcanoes.

In contrast, the most felsic lavas show the lowest  $\epsilon Nd(T)$  ratios (-11), suggesting that they may have been derived from melting of sediments or of Precambrian material. These rocks cannot solely have been derived from the melting of the Shoo Fly type sediments because the latter exhibit much lower negative  $\epsilon Nd(T)$  (-20). However, the crustal affinity of the calc-alkaline felsic rocks may be easily explained by an AFC process. The assimilated crustal material could have been Shoo Fly sediments, interpreted as derived from the erosion of North American Precambrian crust and deposited in an accretionary prism (Girty and Wardlaw, 1984).

The Early Permian calc-alkaline magmas, emplaced during growth of the northern Sierra-Black Dyke Paleozoic arc, were likely derived from a N-MORB mantle source contaminated in the mantle wedge by subducted Precambrian-derived sediments. Then, during magma ascent and stocking at different levels of the arc crust and basement, assimilation of Shoo Fly type sediments took place while melts differentiated by crystal fractionation.

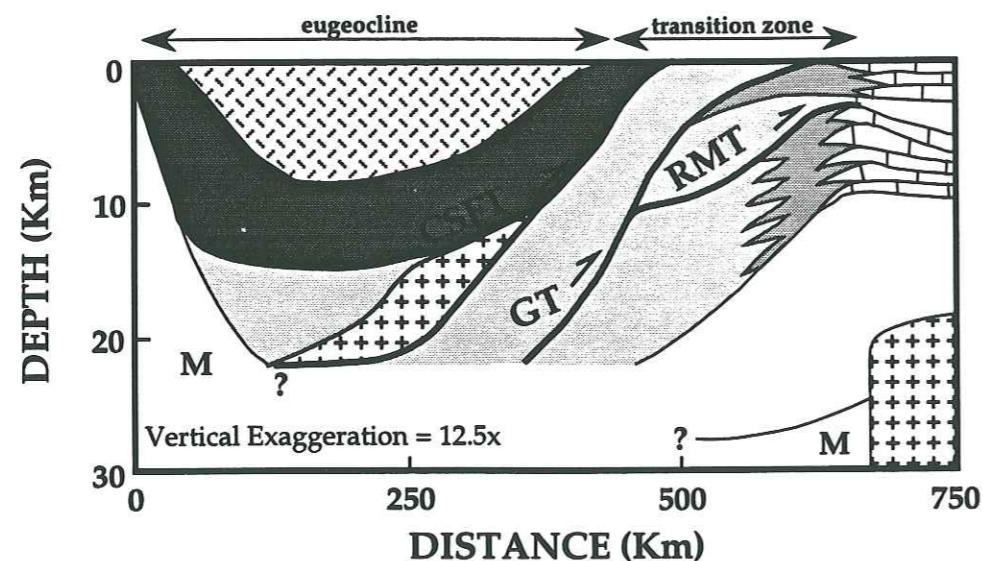


Figure 18 : Hypothetical pre Jurassic cross-section of the western edge of the North American craton (modified from Farmer and DePaolo, 1983).

#### D. IMPLICATIONS OF THE PALEOZOIC ARC MAGMAS FOR THE CONTINENTAL GROWTH OF THE NORTH AMERICAN PLATE

The wide range of Nd isotopic compositions of Lower Permian rocks in the northern Sierra terrane and the Black Dyke Formation differ significantly from those of present-day oceanic arcs but they fall in the range of arc rocks built on young continental crust.

DePaolo (1981) and DePaolo and Wasserberg (1976) have shown that Mesozoic granites in western Nevada, extend from  $\epsilon Nd$ - $\epsilon Sr$  data typical of oceanic island arcs towards values known to be characteristic of Precambrian continental crust. Farmer and DePaolo (1983) suggested that these granites represent mixtures of mantle-derived and Precambrian crustally derived components. They interpreted the Precambrian crustal source to be represented by sedimentary rocks deposited on the shelf, which are composed of Proterozoic to Cambrian clastic rocks and Cambrian to Devonian carbonates (Fig. 2). The mantle source should be represented by Paleozoic arc and oceanic terranes accreted to cratonal North America, prior to the Late Jurassic. This implies, according to the model of Farmer and DePaolo (1983), that the Paleozoic arc terranes were exclusively formed of mantle-derived magmas, which is not the case.

The arc magmas of the northern Sierra terrane and the Black Dyke Formation emplaced between Devonian and Early Permian times show systematically low to negative  $\epsilon Nd$  ratios (Rouer et al., 1989; this study). This implies that the mantle source of the arc magmas was contaminated by an old crustal component - likely of Precambrian age - during the entire growth of the arc, *i.e.*, from Devonian to Early Permian. Thus, we assume that this Precambrian crustal component is not exclusively represented by sediments derived from the near-by North American craton, but by fragments of Precambrian crust detached from the craton during a late Proterozoic or early Paleozoic rifting event (Monger and Price, 1979). During the mid-Paleozoic, a west facing arc developed (northern Sierra terrane), partly or entirely built on these Precambrian blocks.

Fig. 18 is a hypothetical cross-section, modified after Farmer and DePaolo (1983), of the crust at the edge of the North American craton, after the Late Permian-Early Triassic accretion of the northern Sierra terrane-Black Dyke Fm. arc and the Golconda Basin.

#### CONCLUSIONS

Lower Permian arc sequences exposed in the northern Sierra Nevada and the Excelsior Mountains represent the remnants of a mid- to late Paleozoic arc that collided with North America during the Late Permian or Early Triassic. In the Excelsior Mountains, the Lower Permian arc rocks are composed of pyroclastic breccia with amphibole-igneous bearing fragments, clinopyroxene-phyric pillow basalts and plagioclase-rich andesites. These igneous rocks display medium to high-K calc-alkaline affinities and are Th- and Pb-enriched. They show many similarities with the Lower Permian plutonic and volcanic rocks (Goodhue and Reeve Fms and Eureka Peak intrusion) in the northern Sierra Nevada. These Permian arc rocks have

$\epsilon$ Nd values which range between -11.6 and +5.5. The strongly negative ratios reflect important involvement of crustal material in the mantle source.

Nd and Sr isotopic variations of the Early Permian magmas imply multicomponent sources in their genesis, i.e., an N-MORB mantle source in which an old (Precambrian) crustal component, represented by sediments derived from the nearby North-American craton or sialic blocks, was incorporated into the mantle wedge during subduction. The magmas, which were derived from partial melting of this crustal-contaminated mantle source, assimilated old crustal-derived Shoo Fly-type sediments during their ascent and stocking in the arc crust. This implies that the Paleozoic northern Sierra arc terrane to North America during the late Permian and/or early Triassic, old sialic material, represented by thick crustally derived sediments and/or continental blocks, amalgamated to the western edge of cratonal America.

#### REFERENCES CITED

- Alibert, C., Martin, P., and Lapierre, H., 1991, The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California: *Jour. Volc. Geoth. Res.*, v. 46, p. 299-322.
- Arth, J. G., 1976, Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications: *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, v. 56, p. 229-255.
- Benoit *et al.* (in press)
- Ben Othman, D., White, W. M., and Patchett, J., 1989, The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 94, p. 1-21.
- Blein, O., Lapierre, H., Schweickert, R. A., Monié, P., and Pêcher, A., 1994, La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidentale) témoin le plus oriental de l'arc paléozoïque de Sierra Nevada: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 319, p. 201-208.
- Blein O., Lapierre H., Schweickert R. A., Monié, P., Maluski, H. et Pêcher A. 1996, Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island arc in Western Nevada? *Jour. Geology*, 104, p. 485-492.
- Blein O., Lapierre H., Schweickert R. A., Pêcher A., Monié, P., Maluski, H. et Charvet J. (soumis). - Stratigraphy and structure of an early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada): Implications for Permian palinspatic reconstructions. *Geol. Soc. America Bulletin*.
- Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarède, F., 1987, The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 85, p. 386-400.
- Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarède, F., 1988, Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back arc basin system. Part 2: Eastern Klamath, early to middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California): *Geol. Soc. America Bull.*, v. 100, p. 1120-1130.
- Brueckner, H. K., and Snyder, W. S., 1985, Structures of the Havallah sequence, Golconda allochthon, Nevada: Evidence for prolonged evolution in an accretionary prism: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 90, p. 998-1012.
- Burchfiel, B. C., and Davis, G. A., 1975, Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: Extensions of an earlier synthesis: *Am. Jour. Sci.*, v. 275-A, p. 363-396.
- Charvet, J., Lapierre, H., Rouer, O., Coulon, C., Campos, C., and Lécuyer, C., 1990, Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho, in Harwood, D.S., and Miller, M.M., eds., *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*: *Geol. Soc. America Spec. Paper*, v. 255, p. 255-275.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H., 1981, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, v. 299, p. 329-333.
- Davidson, J. P., 1987, Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.51, p. 2185-2198.
- DePaolo, D.J., 1981, A neodymium and strontium isotopic study of Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *J. Geophys. Res.*, v. 86, p. 10470-10488.
- DePaolo, D.J., 1988, *Neodymium Isotope Geochemistry*, Minerals and Rocks, 20, Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 187 pp.
- DePaolo, D.J., and Wasserburg, G. J., 1976, Nd isotopic variations and petrogenetic models: *Geophys. Res. Lett.*, v. 3, p. 249-252.
- Durrell, C., and D'Allura, J. A., 1977, Upper Paleozoic section in eastern Plumas and Sierra Counties, Northern Sierra Nevada, California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 88, p. 844-852.
- Farmer, G. L., and DePaolo, D. J., 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary Granite in the western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure 1. Nd and Sr isotopic studies in the Geocline on the northern Great Basin: *J. Geophys. Res.*, v. 88, p. 3379-3401.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., and Aoki, K., 1984, Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceedings of the Fourteenth lunar and planetary science conference, Part 2: *J. Geoph. Res.*, v. 89, suppl. B662-B672.
- Girty, G. H., and Wardlaw, M.S., 1984, Was the Alexander terrane a source of feldspathic sandstones in the Shoo Fly, Sierra Nevada, California? *Geology*, v. 8, p. 339-242.
- Girty, G. H., Hanson, A. D., Yoshinobu, Knaack, C., and Johnson, D., 1993, Provenance of Paleozoic mudstones in a contact metamorphic aureole determined by rare earth element, Th, and Sc analyses, Sierra Nevada: *Geology*, v. 21, p. 363-366.
- Hanson, R. E., and Schweickert, R. A., 1986, Stratigraphy of mid-Paleozoic island-arc rocks in part of the northern Sierra Nevada, Sierra and Nevada Counties, California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 97, p. 986-998.
- Harwood, D. S., 1992, Stratigraphy of Paleozoic and Lower Mesozoic rocks in the Northern Sierra Terrane, California: *U.S. Geological Survey Bulletin*, v. 1957, 78 pp.
- Irving, A. J., and Frey, F. A., 1978, Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic compositions: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 42, p. 771-787.
- Jones, A. E. 1990, Geology and tectonic significance of terranes near Quinn River Crossing, Nevada: *Geological Society of America Special Publication*, v. 255, p. 239-253.
- Kistler, R. W., Petermann, Z. E. (1973). - Variations in Sr, Rb, K, Na and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 3489-3512.
- Kistler, R. W., Petermann, Z. E. (1978). - reconstructions of crustal blocks of California on the basis of initial strontium isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, v. 1071.
- Lapierre, H., Charvet, J., Blein, O., Rouer, O. 1994, Les séquences d'arcs insulaires permotriasiques du Nevada nord-occidental (Etats Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines: *Bull. Soc. géol. France*, v. 165, p. 541-557.
- Lovering, J. K., and Durrell, C., 1959, Zoned gabbro pegmatites of Eureka Peak, Plumas County, California: *Jour. Geol.*, v. 67, p. 253-268.
- McKenzie, D., and o'Nions, R. K., 1991, Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations: *Jour. Petrology*, v. 32, p. 1021-1091.
- Miller, M. M., 1987, Dispersed remnants of a northeast Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, western U. S.: *Tectonics*, v. 6, p. 807-830.
- Miller, M. M., Stevens, C. H., Wright, J. E., and Madrid, R., 1992, The Late Paleozoic paleogeographic and tectonic evolution of the western US Cordillera, in *The geology of North America, Cordillera orogen; Conterminous USA.*: *Geol. Soc. America Spec. Publications*, v. G3, p. 57-106.
- Monger, J.W.H., and Price, R.A., 1979, Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera, progress and problems: *Can. J. Earth Sci.*, v. 16, p. 770-791.

- Morimoto, N. (1988). - Nomenclature of pyroxenes. *American mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- Oldow, J. S., Satterfield, J. I., and Silberling, N. J., 1993, Jurassic to Cretaceous transpressional deformation in the Mesozoic marine province of the northwestern Great Basin, in Lahren, M. M., Trexler, J. H. Jr., and Spinosa, C., eds., *Crustal evolution of the Great Basin and Sierra Nevada: Cordilleran/ Rocky Mountain Section: University of Nevada, Reno, Geological Society of America Guidebook*, p. 129-166.
- Rouer, O. 1989, Le magmatisme d'arc paléozoïque de Sierra Nevada (N. Californie - USA) et son rôle dans l'évolution géodynamique du domaine cordilléraire nord-américain. *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. d'Orléans, 300 p.
- Rouer, O., Lapiere, H., Mascle, G., Coulon, C., and Albers, J., 1989a, Geodynamic implications of Devonian silicic arc magmatism in the Sierra Nevada and Klamath Mountains, California: *Geology*, v. 17, p. 177-180.
- Rouer, O., Lapiere, H., Coulon, C., and Michard, A., 1989b, New petrological and geochemical data on mid-Paleozoic island-arc volcanics of northern Sierra Nevada, California: Evidence for a continent-based island arc: *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 26, p. 2465-2478.
- Rouer, O., Lapiere, H., Bonhomme, M. G., and Mascle, G., 1992, L'intrusion paléozoïque calco-alcaline d'Eureka Peak en Sierra Nevada (Californie septentrionale) : une chambre magmatique d'arc insulaire alimentant le volcan sous-marin composite de Mills Peak: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 314, p. 1363-1370.
- Schweickert, R. A., and Snyder, W. S., 1981, Paleozoic plate tectonic of the Sierra Nevada and adjacent regions, in Ernst, W. G., eds., *the Geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall*, p. 182-201.
- Silberling, N. J., 1973, Geologic events during Permian-Triassic time along the Pacific margin of the United States, in *Geologists Alberta Society of Petroleum*, éd., *The Permian and Triassic systems and their mutual boundary*, Logan, A. and Hills, L. V., p. 345-362.
- Snyder, W. S., and Brueckner, H. K., 1983, Tectonic evolution of the Golconda allochthon, Nevada: Problems and perspectives, in Stevens, C. H., ed., *Pre-Jurassic Rocks in Western North America Suspect Terranes: SEPM Spec. Publ. 32, Pacific Section*, p. 103-123.
- Speed, R. C., 1977, Island-arc and other paleogeographic terranes of late Paleozoic age in the western Great Basin, in Stewart, J.H., Stevens, C.H., and Fritsche, A.E., eds., *Paleozoic paleogeography of the western United States: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1*, p. 349-362.
- Speed, R. C., 1979, Collided Paleozoic microplate in the western United States: *Jour. Geol.*, v. 87, p. 279-282.
- Stolz, A. J., Varne, R., Davies, G. R., Wheller, G. E., and Foden, J. D., 1990, Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 105, p. 585-601.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Oceans Basins, Geological Society Special Publication*, p. 313-345.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, v. A301, p. 381-399.
- Thirlwall, M. F., and Graham, A. M., 1984, Evolution of high-Ca, high-Sr C-series basalts from Grenada, Lesser Antilles: the effects of intracrustal contamination. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 141, p. 427-445.
- White, W. M., and Dupré, B., 1986, Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: Isotopic and trace element constraints. *J. Geophys. Res.*, v. 91, p. 5927-5941.
- Wyld, S. J., 1991, Permo-Triassic tectonism in volcanic arc sequences of the western U. S. Cordillera and implications for the Sonoma orogeny: *Tectonics*, v. 10, p. 1007-1017.

### III.4. CONCLUSIONS

Les formations de Sierra Nevada (formations Goodhue et Reeve) et des Excelsior Mountains (Formation Black Dyke) représentent un magmatisme permien calco-alcalin. Ce magmatisme est formé surtout par des faciès basiques, caractérisés par des valeurs d' $\epsilon\text{Nd}(T)$  comprises entre +5,5 et -7 et des rapports isotopiques ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> inférieurs à 0,5126 qui suggèrent que ces roches dérivent d'une source mantellique fortement contaminée par un composant crustal.

Cette contamination semble s'effectuer au niveau de la source mantellique, par incorporation de matériel sialique très ancien (> 1Ga). Les liquides magmatiques issus de cette source peuvent ensuite subir une seconde contamination durant leur fractionnement et leur cristallisation par une assimilation au sein du substratum paléozoïque inférieur de l'arc.

Ces données suggèrent que le magmatisme permien de Sierra Nevada et des Excelsior Mountains représente un arc établi sur des fragments continentaux constitués de roches sialiques pré-cambriennes.

D'après Kistler et Petermann (1973, 1978), la ligne du Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7060$ ) représente la limite occidentale du domaine cratonique nord-américain. Ainsi, à l'Ouest de cette ligne se situerait un domaine à croûte hybride comprenant pour l'essentiel des terrains paléozoïques. Les granites de ce domaine présentent des rapports isotopiques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> compris entre 0,706 et 0,704. Ils seraient produits par une source mantellique contaminée par un composant crustal représenté par des roches volcaniques et sédimentaires paléozoïques (Farmer and DePaolo, 1983).

L'étude du volcanisme d'arc permien de type Sierra Nevada va à l'encontre de cette hypothèse et prouve l'existence de blocs de roches sialiques pré-cambriennes à l'Ouest de la ligne du Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7060$ ).

**Chapitre IV.**

**LE VOLCANISME  
TRIASIQUE DE MARGE  
ACTIVE DU NEVADA  
CENTRO-OCCIDENTAL**

## Chapitre IV. LE VOLCANISME TRIASIQUE DE MARGE ACTIVE DU NEVADA CENTRO- OCCIDENTAL

### IV.1. INTRODUCTION

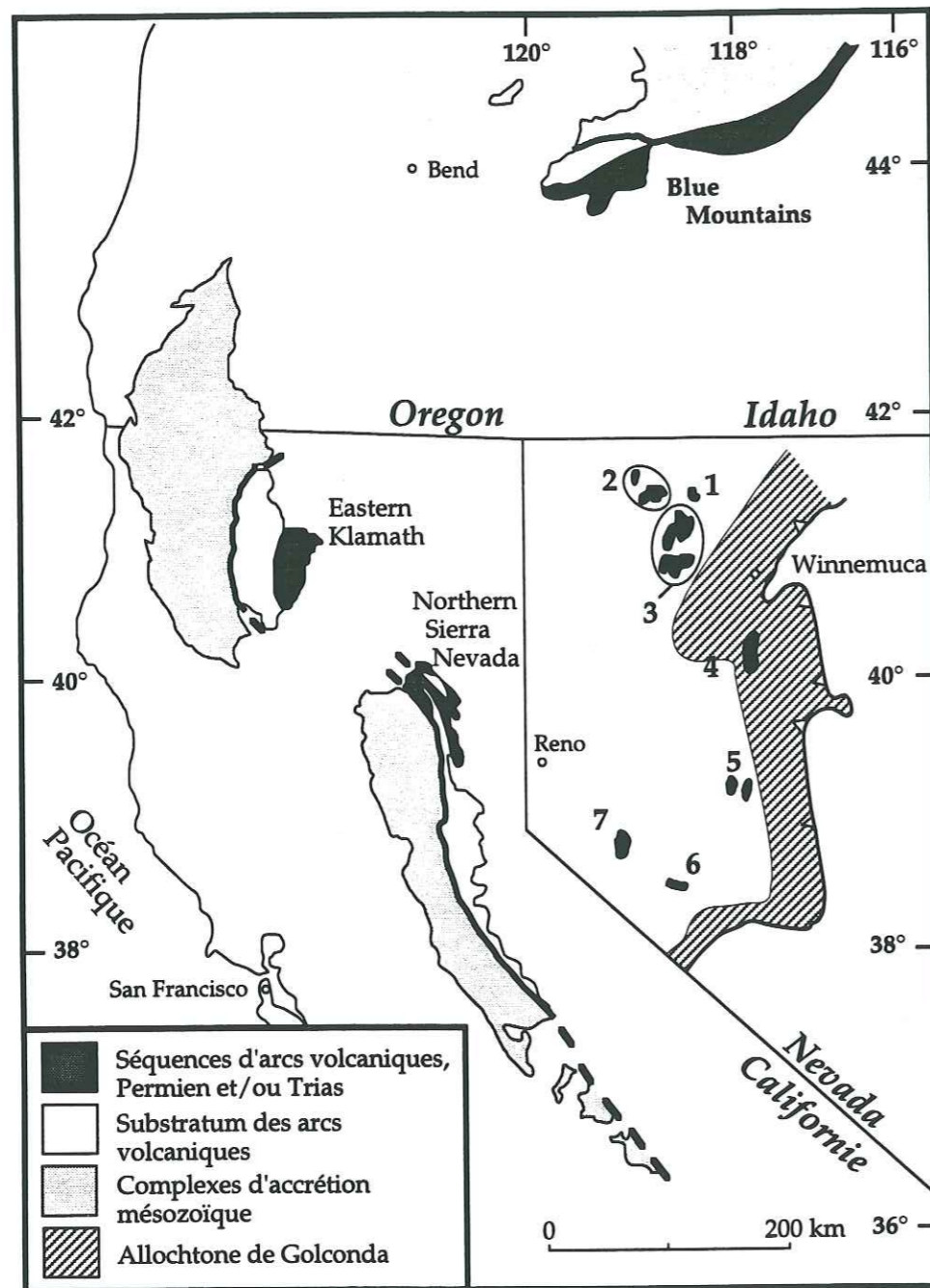
Les Cordillères nord-américaines se caractérisent par la présence au Paléozoïque de deux arcs insulaires. Le premier arc (type I) affleure dans les Klamath orientales, les Blue Mountains, et Bilk Creek Mountain. Au Paléozoïque supérieur-Trias, il comprend des laves tholéitiques et calco-alcalines qui reposent sur des calcaires à fusulines d'affinité téthysienne du Permien inférieur (Formation McCloud). Ces laves, caractérisées par des valeurs d' $\epsilon\text{Nd}(T=250\text{Ma})$  compris entre +5 et +8, se sont épanchées dans un environnement intra-océanique. Cet arc s'est accrété à la marge occidentale du craton nord-américain à la fin du Trias ou au début du Jurassique (Lapierre *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1994).

Le second arc (type II), connu en Sierra Nevada et dans les Excelsior Mountains, s'est édifié sur un bloc continental. Il entre en collision avec la marge occidentale du craton nord-américain à la fin Permien et/ou au début du Trias (phase orogénique Sonoma) (Speed, 1979; Silberling, 1973; Rouer et Lapierre, 1989; Lapierre *et al.*, 1994).

Après l'accrétion de ces deux arcs à la marge nord-méricaine, un important et puissant magmatisme orogénique se développe à partir du Jurassique moyen le long de la marge occidentale du continent nord-américain, depuis le sud de la plaque nord-américaine (Californie, Arizona et Mexique) jusqu'aux Rocheuses canadiennes (Wright and Fahan, 1988; Dilles and Wright, 1988; Fisher, 1990; Busby-Spera, 1990; Schermer et Busby, 1994; Jones et al., 1995). Ce magmatisme est représenté par des séries calco-alcalines composées de basaltes, de rhyolites et de plutons zonés, plus ou moins fortement potassiques.

Cependant, il existe au Nevada occidental de nombreuses séquences volcaniques triasiques dont le contexte géodynamique est encore discuté. Ces séquences triasiques affleurent dans différentes régions : Black Rock Desert, Humboldt et Paradise Ranges, Shoshone et Excelsior Mountains (Fig. IV.1).

Dans Black Rock Desert, ces séquences volcaniques affleurent dans Bilk Creek et Jackson Mountains (Fig. IV.1). A Pine Forest Range, ce volcanisme est associé à des grès volcanoclastiques, des calcaires, des cherts et des shales (cf. Chapitre II). Il est représenté par des brèches pyroclastiques associées à quelques coulées basaltiques à andésitiques calco-alcalines. Pour certains auteurs, ce volcanisme triasique se rattacherait à l'arc paléozoïque (Wyld, 1990). Pour d'autres, il appartiendrait déjà au contexte de marge active qui aurait débuté déjà au Trias inférieur (Lapierre *et al.*, 1994).



**Figure IV.1 :** Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines. 1 : Bilk Creek ; 2 : Pine Forest Range ; 3 : Jackson Mountains ; 4 : Humboldt Range ; 5 : Shoshone Mountains et Paradise Range ; 6 : Excelsior Mountains-Garfield Flat ; 7 : Wassuk Range.

Plus au sud, dans Humboldt Range, le volcanisme du Trias inférieur est constitué de basaltes et d'andésites associés à des ignimbrites, des tufs et des sédiments volcanoclastiques ou des couches rouges continentales (Koipato Group). Il repose en discordance sur des formations océaniques paléozoïques déformées de l'allochtone de Golconda. Il affleure également à Wassuk Range, où il est constitué d'andésites, de brèches pyroclastiques et de rhyolites (Dilles et Wright, 1988). Ce volcanisme calco-alcalin est le principal témoin d'un magmatisme de marge active qui débiterait immédiatement après la collision de l'arc à substratum continental (type Sierra Nevada) avec le craton nord-américain (Lapierre *et al.*, soumis).

Dans les Shoshone Mountains et Paradise Range (Fig. IV.1), la formation Pablo, plus ou moins bien datée, est considérée comme une variation latérale de faciès des laves du Koipato Group (Silberling, 1973; Lapierre *et al.*, soumis).

Enfin, pour être complet, il faut signaler la présence dans les chaînons de Gardfield Flat (Fig. IV.1) de laves acides et des ignimbrites associées à des couches rouges (grès et conglomérats continentaux) non datées. Nous tenterons sur la base de l'environnement sédimentaire du volcanisme acide et du caractères géochimiques des laves de caractériser leur contexte de mise en place.

Donc, le but de ce Quatrième Chapitre est de synthétiser les données existantes ou acquises au cours de cette thèse sur les différentes séquences volcaniques du Trias du Nevada occidental, afin de les comparer avec celles de même âge connues dans les Cordillères nord-américaines.



## IV.2. GÉOCHIMIE ET COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DU VOLCANISME TRIASIQUE DU NEVADA CENTRO-OCCIDENTAL

### IV.2.1. Introduction

La formation Pablo, mal datée, est classiquement interprétée comme appartenant au Koipato Group du Trias inférieur ou à la formation Black Dyke du Permien inférieur. L'acquisition de nouvelles données pétrographiques, géochimiques et isotopiques nous a permis de caractériser le volcanisme orogénique de la formation Pablo et de la rattacher au magmatisme de marge active du Koipato Group.

### IV.2.2. La formation Pablo

L'article ci-après intitulé :

Le volcanisme shoshonitique de la fin du Permien et/ou du début du Trias (Formation Pablo) du Nevada centre-occidental : témoin d'une subduction paléo-pacifique sous le craton nord-américain, O. Blein, C. Reynaud, H. Lapierre, R.A Schweickert. et A Pêcher, soumis au *Bull. Soc. géol. France*;

présente de nouvelles données pétrographiques et géochimiques de la formation triasique Pablo du Nevada centro-occidental.

## Le volcanisme shoshonitique de la fin du Permien et/ou du début du Trias (Formation Pablo) du Nevada centro-occidental : témoin d'une subduction paléo-pacifique sous le craton nord-américain.

par OLIVIER BLEIN\*, CÉDRIC REYNAUD\*, HENRIETTE LAPIERRE\*,  
RICHARD A. SCHWEICKERT\*\* et ARNAUD PECHER\*

*Mots clefs.* - Volcanisme, shoshonite, marge active, Trias, géochimie, orogénèse Sonoma, Cordillères nord-américaines.

*Résumé* - La formation Pablo affleure dans les chaînons de Paradise Range et Shoshone Mountains du Nevada centro-occidental. Elle est formée de coulées andésitiques interstratifiées dans des turbidites qui sont surmontées successivement par des calcaires néritiques, puis des andésites et des dacites associées à des pyroclastites. Les calcaires renferment une faune remaniée du Permien supérieur. Cette formation est recouverte en discordance par du Trias moyen (Formation Grantsville) ou supérieur (Formation Luning).

La pétrogenèse des laves de la formation Pablo est dominée par la cristallisation précoce de titano-magnétites et de plagioclases calciques. Ces laves normalisées au Manteau Primitif présentent des anomalies négatives en Ti, Nb, Ta et Zr, caractéristiques de laves orogéniques. Elles montrent également un important enrichissement en terres rares légères ( $[La/Yb]_n = 8-22$ ) et des rapports Nb/Y élevés ( $Nb/Y = 0,7-3$ ), caractères de séries shoshonitiques. Leurs fortes teneurs en Th (Th = 8-20 ppm) et leurs faibles valeurs de  $\epsilon Nd_{(T=250Ma)}$  comprises entre -1,4 et +0,84, suggèrent une contamination par un composant crustal.

La formation Pablo présente de nombreuses similitudes - prédominance d'andésites et de dacites, pyroclastites abondantes, magmas contaminés par un composant crustal - avec les autres séquences volcaniques calco-alkalines du Trias inférieur du Nevada (Koipato Group et Wassuk Range), interprétées comme les témoins d'un volcanisme de marge active. Ce dernier débiterait après la collision de l'arc paléozoïque à affinité continentale avec la marge nord-américaine qui survient à la fin du Permien et/ou au début du Trias (phase Sonoma). Cet arc paléozoïque est connu en Sierra Nevada et dans les Excelsior Mountains (Formation Black Dyke, Nevada).

### The late Permian-early Triassic shoshonitic volcanism from western-central Nevada (Pablo Formation): remnant of a paleo-Pacific subduction below the North American craton.

*Key-words* - Volcanism, shoshonite, active margin, Triassic, geochemistry, Sonoma orogeny, North American Cordillera.

*Abstract* - The Pablo Formation forms small exposures in the Paradise Range et Shoshone Mountains in central-western Nevada. This formation is composed of basaltic and andesitic flows interlayered with volcanoclastic turbidites which are in turn overlain by neritic limestones, andesites and dacites associated with pyroclastic breccias and tuffs. The limestones yielded reworked Upper Permian fauna. Middle (Grantsville Formation) and/or late Triassic (Luning Formation) rest with a disconformity on the Pablo Formation.

The lavas observed in the Pablo Formation are mainly andesites and dacites with minor basalts. They are characterized by early crystallizing Ti-magnetites and Ca-rich plagioclases. The spidergrams, normalized to Primitive Mantle, exhibit negative anomalies

\* Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UPRES-Associée au CNRS 5025, Université J. Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, F 38031 Grenoble Cedex.  
\*\* Department of Geological Sciences, University of Nevada, Reno, NV 89557-0138, USA.

in Ti, Nb, Ta, and Zr typical of orogenic lavas. Further more, these volcanic rocks are LREE-enriched ( $[La/Yb]_n = 8-22$ ) and show high Nb/Y ratios ( $Nb/Y = 0.7-3$ ), both features of shoshonitic suites. Their high Th levels (Th = 8-20 ppm) and low  $\epsilon Nd_{(T=250Ma)}$  values ( $\epsilon Nd_{(T)} = -1.4$  to  $+0.84$ ) suggest that they derived from the partial melting of a mantle source contaminated by a crustal component.

The Pablo Formation exhibits many similarities with the early Triassic volcanic and sedimentary rocks of the Koipato Group and from the Wassuk Range, considered as the remnants of an Andean-type magmatic arc. This continental arc developed along the western edge of the North American margin, immediately after the accretion of the Paleozoic arc with continental affinities with North America. This accretion took place during the late Permian-early Triassic Sonoma orogeny. Remnants of this Paleozoic arc are presently exposed in Northern Sierra Nevada and Excelsior Mountains (Black Dyke Formation, Nevada).

### *Abridged English Version*

#### I. - Introduction

Two types of island arcs occur in the North American Cordillera during the late Paleozoic-early Triassic times. The first type (Type I) is exposed in eastern Klamath Mountains, Blue Mountains, and Bilk Creek Range (fig. 1). Its stratigraphy is continuous from late Permian to late Triassic, and is composed of mafic arc-tholeiites with minor low-K calc-alkaline suites. Both suites show high  $\epsilon Nd_{(T)}$  ratios which fall in the range of intra-oceanic island arc [Lapierre *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1994]. In contrast, calc-alkaline suites restricted to early Permian age, characterized by low to negative  $\epsilon Nd_{(T)}$  ratios, predominate in the second type (Type II) which crops out in northern Sierra Nevada and Excelsior Mountains (fig. 1). The basement of this second type is inferred to present continental affinities [Rouer and Lapierre, 1989; Rouer *et al.*, 1989; Lapierre *et al.*, 1994; Lapierre *et al.*, soumis; Blein *et al.*, 1996].

After the accretion of these two island arcs to North America sometime during the Triassic, a mid-Jurassic to Cretaceous west-facing magmatic continental arc developed the western edge of North America, from north-western Mexico in the south up to the Canadian Rockies in the north [Wright and Fahan, 1988; Dilles and Wright, 1988; Fisher, 1990; Busby-Spera *et al.*, 1990; Schermer et Busby, 1994; Jones *et al.*, 1995].

#### II. - Geologic setting and stratigraphy of the Pablo Formation

In western Nevada, volcanic and sedimentary rocks of early Mesozoic age are present in many isolated localities (figs. 1 and 2): (i) the early Triassic Koipato Group which rests unconformably on the deformed Paleozoic rocks of the Golconda allochthon; (ii) the Pablo Formation in the Shoshone Mountains; (iii) and the sequence of Greenstone of Shamrock Canyon in the Paradise Range. The sequence of Greenstone of Shamrock Canyon is considered to be part of the Pablo Formation [Silberling, 1959].

Silberling [1959] has subdivided the Pablo Formation into three members, which are from the base to the top: clastic, limestone, and greenstone (fig. 5). The clastic member consists of andesitic and felsic flows, interbedded with volcanoclastic turbidites. The contact between the clastic member and the

overlying limestones is gradational and interlensing. The limestones are locally bioclastic and composed of shell fragments, indicating a shallow-water deposition. They yielded a reworked late Permian fauna which suggests a late Permian or younger age for this part of the Pablo Formation. The clastic and limestone members could represent the recurrent rapid deposition in a shallow marine basin of volcanic flows, reworked material from a nearby terrane of volcanic, granitic, and sedimentary rocks. The greenstone member is composed of altered felsic andesitic lavas and volcanic breccias and tuffs. The middle Triassic Granstville Formation or the upper Triassic Luning Formation rest with a disconformity on the Pablo Formation. Both formations are affected by Mesozoic polyphase deformations [Oldow, 1984].

#### III. Petrology and geochemistry of the lavas of the Pablo Formation

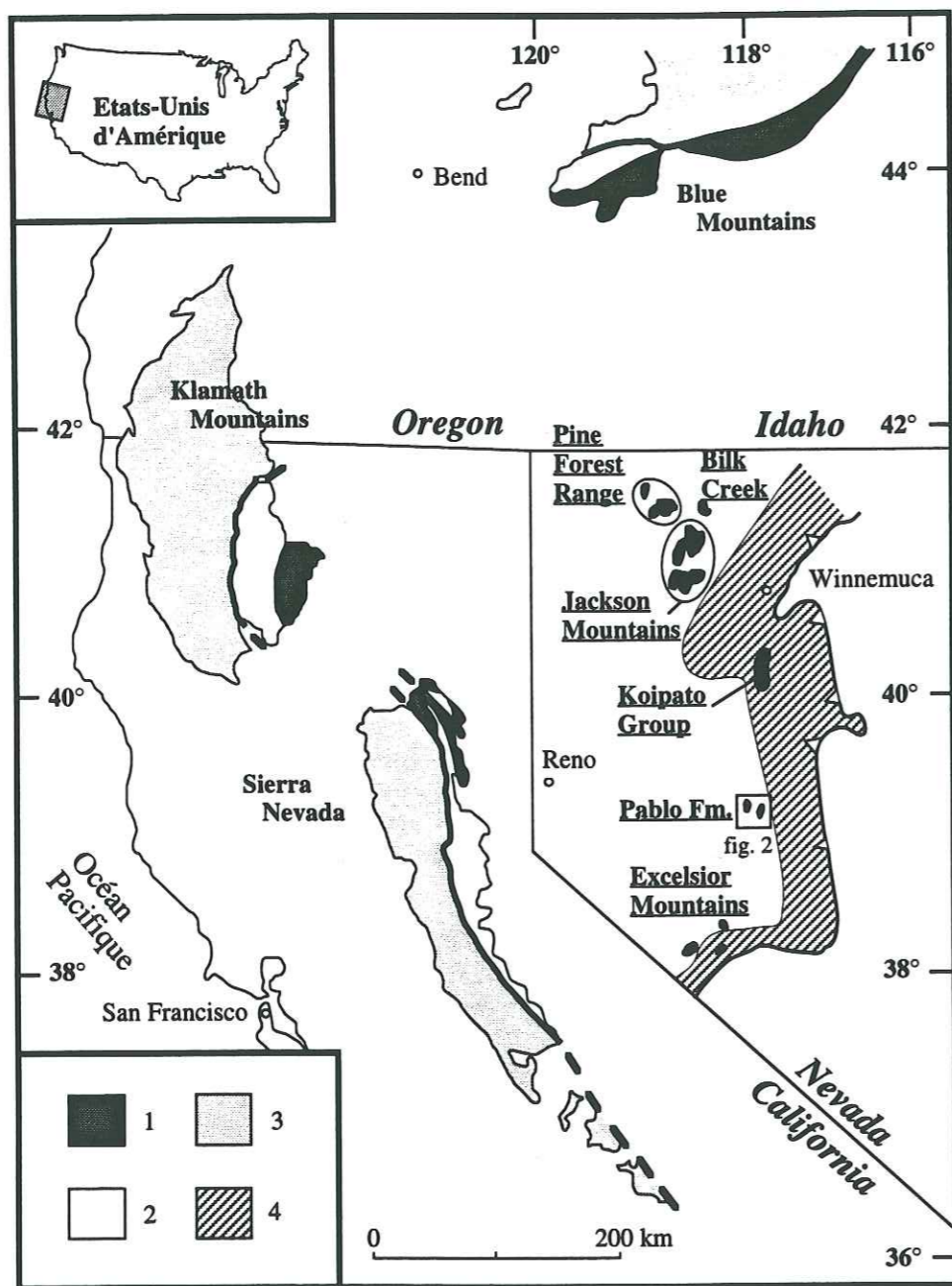
The main lava types observed in the Pablo Formation are plagioclase- and clinopyroxene-phyric andesites and dacites. Basalts are rare. All the lavas are affected by a low grade metamorphism. When preserved, the clinopyroxene shows a Fe- and (Ca+Na)-rich-diopside composition (fig. 6) which falls in the range of shoshonitic clinopyroxenes [Lefevre, 1979], and in the field of orogenic (fig. 7a) and alkali basalts (fig. 7b) respectively [Leterrier *et al.*, 1982].

Early crystallizing Ti-magnetite and Ca-rich plagioclase indicate that basalts and andesites are typical orogenic lavas. The analyzed rocks are TiO<sub>2</sub>-poor (< 1%; tabl. I), and exhibit enriched Light Rare Earth Element patterns ( $[La/Yb]_n = 8-22$ ; fig. 9a-b) and high Nb/Y ratios ( $Nb/Y = 0.7-3$ ) which are similar to those of shoshonitic suites emitted at convergent plate boundaries [Winchester and Floyd, 1976; Morisson, 1980]. Rocks are depleted in Heavy Rare Earth Element patterns (fig. 9b). Few felsic lavas show a concavity in HREE (fig. 9a) which reflect the presence of zircon, mineral known to concentrate these REE [Nagasawa, 1970]. The Primitive Mantle-normalizing spidergrams exhibit negative anomalies in Ti, Nb, Ta, and Zr typical of subducted-related magmas (fig. 10a-b). Their Th/Yb ratios suggest a continental margin setting for these volcanic rocks (fig. 12) [Pearce, 1983].

The lavas show a wide range of Sr and Nd isotopic compositions with  $\epsilon Sr_{(T=250Ma)}$  and  $\epsilon Nd_{(T=250Ma)}$  which range between -0.4 to +19.6, and -1.4 to +0.8 respectively (tabl. II). Most of the samples are displaced from the mantle array toward higher or lower  $^{87}Sr/^{86}Sr$  values, due to the alteration which has affected these rocks (figs. 13 and 14). The  $\epsilon Nd_{(T)}$  ratios, which are close to the Bulk Earth composition, unequivocally require contamination of mantle-derived magmas by crustal component. All the analyzed rocks suggest that the Pablo Formation represents a shoshonitic suite emitted in an active margin setting.

#### IV. Geodynamic environment of the Pablo Formation

The Pablo Formation shows many similarities with the Koipato Group and the volcanic sequence exposed in the Wassuk Range. Moreover, it has considered to be coeval with the andesitic and rhyolitic flows of the



**Figure 1 :** Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines.  
 1 : Séquences d'arcs volcaniques permien et/ou triasique; 2 : Substratum des arcs volcaniques; 3 : Complexes d'accrétion mésozoïque; 4 : Allochtone du Golconda.

**Figure 1 :** Simplified geologic map of north-american Cordillera.  
 1 : Permian and/or Triassic volcanic arc sequences; 2 : Volcanic arc basement; 3 : Mesozoic accretionary complex; 4 : Golconda allochthon.

Limerick Greenstone which represents the base of Koipato Group [Silberling, 1973].

The Koipato Group is a sequence of andesites, dacites and rhyolites interbedded with tuffs, ignimbrites and volcanoclastic sediments that lie in central Nevada. It rests with a marked angular unconformity on folded upper Paleozoic rocks of the Havallah sequence of Silberling and Roberts [1962]. Fission-track dating on zircon [McKee and Burke, 1972] indicate an age of  $225 \pm 30$  Ma for this unit of the Koipato Group. Ammonites, near the top of the unit, are considered to be upper early Triassic in age [Silberling, 1973].

The lavas of the Pablo Formation, the Koipato Group and from Wassuk Range share in common:

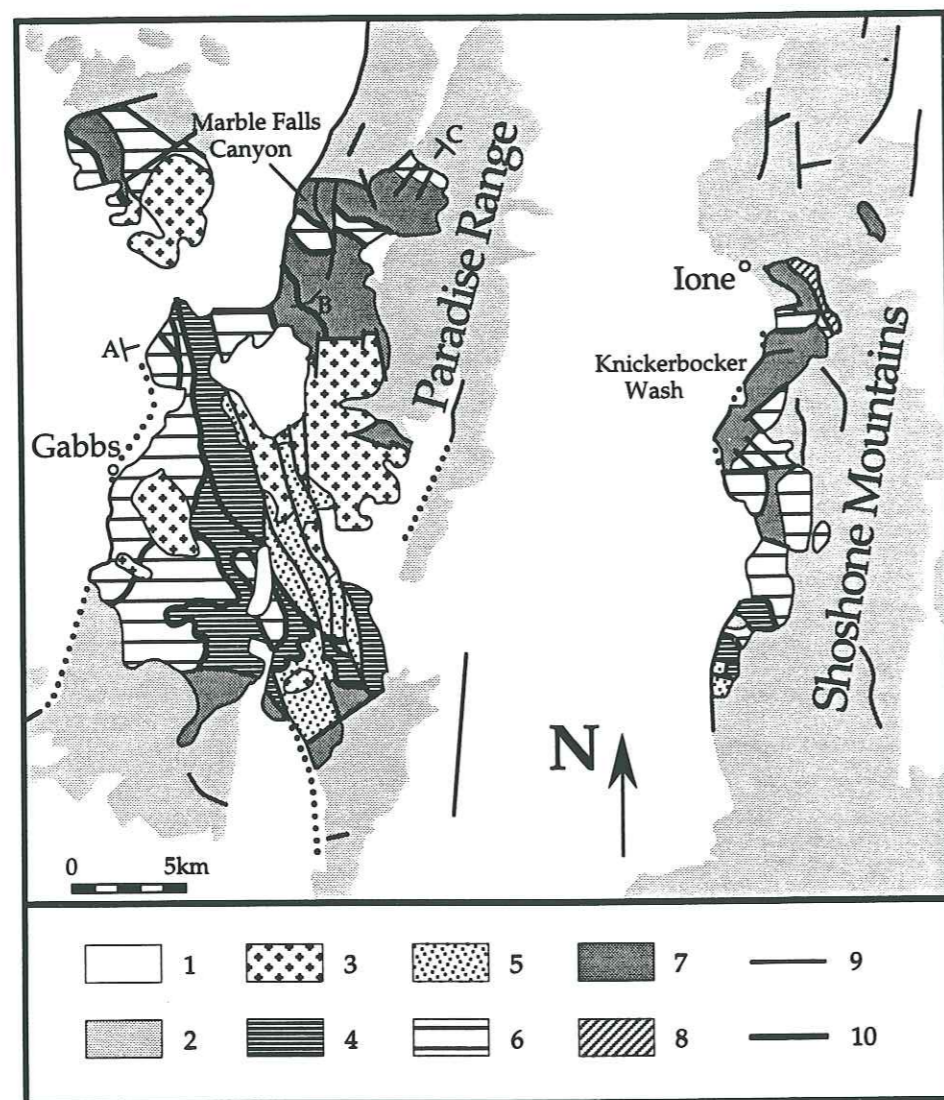
- bracketed between late Permian and middle Triassic in age;
- abundant andesites and dacites with minor basalts;
- thick pyroclastic breccias and tuffs of acidic composition;
- LREE enrichment ( $[La/Yb]_n = 6-13$ );
- low  $\epsilon Nd$  ratios suggesting a contamination by a component with continental affinities.

Igneous rocks of the Pablo Formation and Koipato Group have identical trace elements, REE patterns, and isotopic data. They formed in an active margin setting. This continental margin magmatic arc develops after the accretion of the Paleozoic continental affinities arc (northern Sierra Nevada and Excelsior Mountains), and before the accretion of intra-oceanic Paleozoic-Mesozoic arc (eastern Klamath Mountains, Blue Mountains, and Bilk Creek).

## I. - INTRODUCTION

De nombreuses séquences ignées et sédimentaires d'arc insulaire paléozoïque et mésozoïque sont connues dans les Cordillères nord-américaines. Au Paléozoïque, ces séquences se rattachent à deux types principaux. Le premier type affleure largement dans les Klamath orientales, les Blue Mountains, et Bilk Creek Mountain (fig. 1). Il est formé de laves tholéitiques à calco-alcalines, datées du Permien supérieur au Trias supérieur, qui reposent sur des calcaires à fusulines d'affinité téthysienne du Permien inférieur (Formation McCloud). Ces laves, caractérisées par des valeurs de  $\epsilon Nd(T=250Ma)$  comprises entre +6 et +8, se sont épanchées dans un environnement d'arc insulaire intra-océanique (Type I). Cet arc s'est accrété à la marge occidentale du craton nord-américain à la fin du Trias ou au début du Jurassique [Lapierre *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1994].

Le second type est connu dans le nord de la Sierra Nevada et dans les Excelsior Mountains (fig. 1). Il comprend des roches ignées calco-alcalines du Permien inférieur. Ces roches reposent sur une puissante série volcano-sédimentaire du Dévonien au Carbonifère (Séquence de Taylorsville), qui s'est déposée en discordance sur un substratum paléozoïque inférieur fortement tectonisé (Complexe du Shoo Fly). Les roches ignées du Permien inférieur sont calco-alcalines et leurs valeurs de  $\epsilon Nd(T=275Ma)$  sont



**Figure 2 :** Carte géologique des Shoshone Mountains et Paradise Range [d'après Stewart et Carlson, 1978].

1 : Quaternaire, dépôts alluviaux; 2 : Tertiaire, roches volcaniques; 3 : Mésozoïque, granites; 4 : Trias sup. - Jurassique inf., formations Gabbs et Sunrise; 5 : Jurassique inf. et moy., formation Dunlap; 6 : Trias moy. et sup., formations Grantsville et Luning; 7 : Permien sup. et/ou Trias inférieur, formation Pablo; 8 : Cambrien, quartzites.

**Figure 2 :** Geologic map of the Shoshone Mountains and Paradise Range [from Stewart and Carlson, 1978].

1 : Quaternary, alluvial deposits; 2 : Tertiary, volcanic rocks; 3 : Mesozoic, granites; 4 : Late Triassic - early Jurassic, Gabbs and Sunrise formations; 5 : Early to middle Jurassic, Dunlap Formation; 6 : Middle to late Triassic, Grantsville and Luning formations; 7 : Late Permian and/or early Triassic, Pablo Formation; 8 : Cambrian, quartzites.

comprises entre -11 et +5,5. Elles appartiennent à un arc insulaire (Type II) édifié sur un fragment lithosphérique à affinité continentale. Cet arc s'est accrété à la marge nord-américaine à la fin du Permien et/ou au début du Trias, lors de la phase orogénique Sonoma [Silberling, 1973; Rouer and Lapiere, 1989; Rouer *et al.*, 1989; Lapiere *et al.*, 1994].

Après l'accrétion de ces deux arcs insulaires, un important magmatisme orogénique se développe à partir du Jurassique moyen le long de la marge nord-américaine, depuis le Mexique jusqu'au Canada [Wright and Fahan, 1988; Dilles and Wright, 1988; Fisher, 1990; Busby-Spera *et al.*, 1990; Schermer et Busby, 1994; Jones *et al.*, 1995]. Ce magmatisme est représenté par des séries basaltes-rhyolites et des plutons zonés calco-alcalins, plus ou moins fortement potassiques.

Cependant, on connaît au Nevada occidental des basaltes, des andésites et des ignimbrites d'affinité calco-alcaline, interstratifiés dans des couches détritiques rouges du Trias inférieur (Koipato Group). Ces roches triasiques reposent en discordance sur des formations océaniques du Paléozoïque (séquence de bassin d'Havallah), déformées lors de la phase orogénique Sonoma. Ce volcanisme calco-alcalin du Koipato Group, pro-parte aérien et épanché en milieu continental, représenterait les toutes premières manifestations d'un magmatisme de marge active, qui débiterait immédiatement après la collision de l'arc à affinité continentale (type II, phase Sonoma) avec la marge nord-américaine [Lapiere *et al.*, soumis].

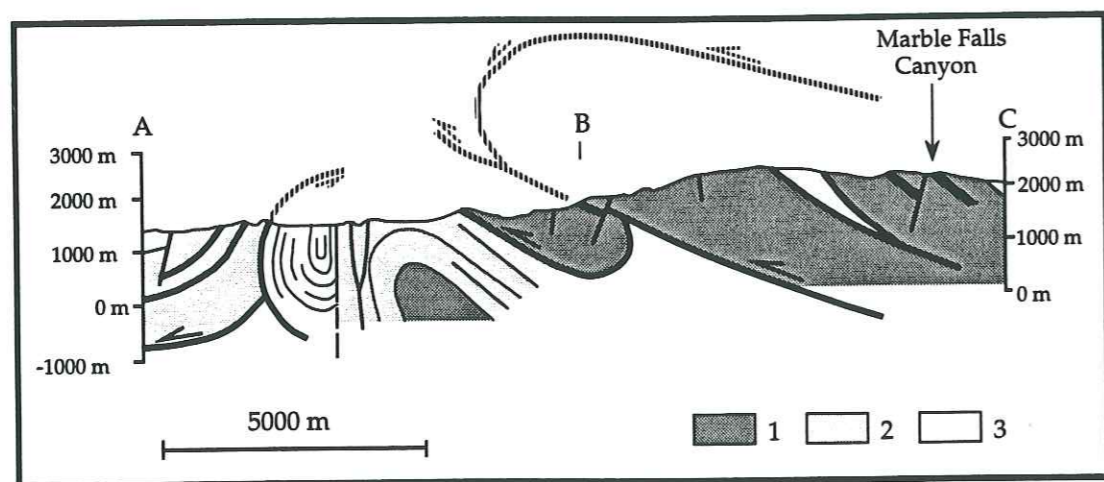
Plus au Sud (fig. 2), affleurent des formations volcano-sédimentaires (Pablo et Greenstone of Shamrock Canyon) non datées. Elles sont considérées comme permien et/ou triasiques. Pour Silberling [1973], elles présentent des similitudes de faciès avec le Koipato Group. Pour d'autres auteurs américains [Silberling et John, 1989], elles pourraient représenter des variations latérales de faciès de la formation permienne de Black Dyke, située plus au Sud dans les Excelsior Mountains (fig. 1).

Enfin, il faut signaler la présence à Wassuk Range d'un complexe plutono-volcanique de composition intermédiaire à acide, daté du Trias inférieur (âge U/Pb de 242 Ma obtenu sur zircon, Schweickert et Lahren [1993]).

Nous nous proposons ici de caractériser les affinités magmatiques des laves des formations Pablo et Greenstone of Shamrock Canyon par l'analyse minéralogique, géochimique et isotopique des différents faciès observés. Ensuite, nous comparerons ces laves avec celles permien et triasiques de la formation Black Dyke et triasiques du Koipato Group et de Wassuk Range, afin de préciser leur contexte géodynamique de mise en place (arc insulaire ou marge active ?).

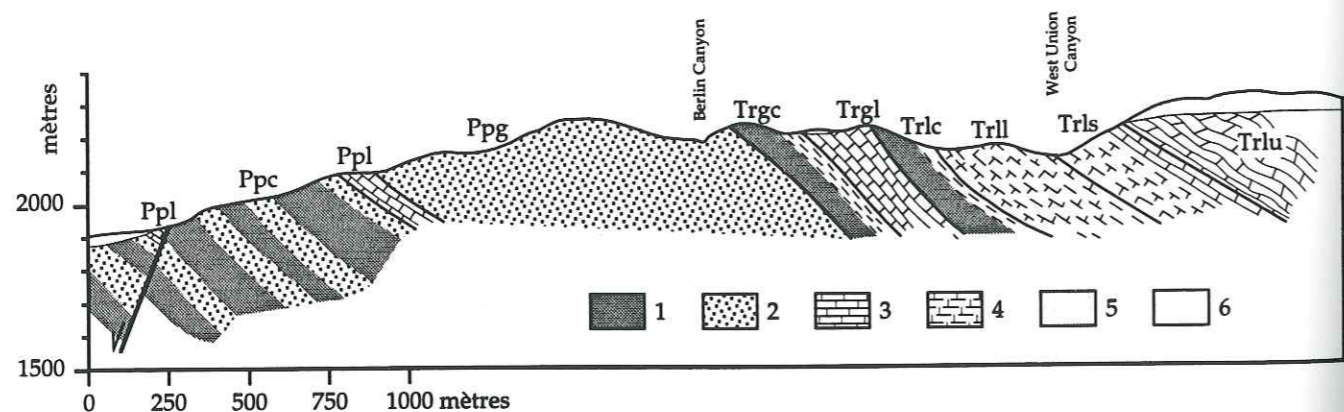
## II. - CADRE GÉOLOGIQUE

Les formations volcano-sédimentaires de Pablo et Greenstone of Shamrock Canyon, localisées dans la province du "Great Basin", affleurent en boutonnière sous une importante couverture cénozoïque à quaternaire (fig. 2). La distension des "Basin and Range" a provoqué un découpage des formations paléozoïques et mésozoïques, entraînant ainsi d'importantes



**Figure 3 :** Coupe réalisée dans le Sud de Paradise Range [d'après Silberling et John, 1989]. 1 : Formation Pablo; 2 : Fm. Grantsville et Luning; 3 : Fm. Gabbs et Sunrise.

**Figure 3 :** Section realized south of Paradise Range [from Silberling and John, 1989]. 1 : Pablo Formation; 2 : Grantsville and Luning Fms.; 3 : Gabbs and Sunrise Fms.



**Figure 4 :** Coupe réalisée dans le Knickerbocker Wash [d'après Silberling, 1959]. 1 : Sédiments volcanoclastiques; 2 : Roches volcaniques; 3 : Calcaires; 4 : Calcaires argileux; 5 : Laves tertiaires; 6 : Sédiments quaternaires; Trlu : membre calcaire, Trls : membre argileux, Trll : membre calcaire-argileux, Trlc : membre clastique, Luning Fm. Trias sup.; Trgl : membre calcaire, Trgc : membre clastique, Grantsville Fm. Trias moy.; Ppg : membre volcanique, Ppl : membre calcaire, Ppc : membre clastique, Pablo Fm. Permien et/ou Trias.

**Figure 4 :** Section realized in the Knickerbocker Wash [from Silberling, 1959]. 1 : Volcaniclastic sediments; 2 : Volcanic rocks; 3 : Limestones; 4 : Argilous calcareous; 5 : Tertiary lavas; 6 : Quaternary sediments; Trlu : carbonate member, Trls : calcareous shale member, Trll : shaly limestone member, Trlc : clastic member, Luning Fm. upper Triassic; Trgl : limestone member, Trgc : clastic member, Grantsville Fm. middle Triassic; Ppg : volcanic member, Ppl : limestone member, Ppc : clastic member, Pablo Fm. Permian and/or Triassic.

discontinuités entre les différents gisements et empêchant toutes corrélations stratigraphiques et structurales.

Les formations Pablo et Greenstone of Shamrock Canyon présentent des successions lithostratigraphiques identiques. C'est pour cette raison, qu'elles sont parfois regroupées sous le terme de Formation Pablo. Elles ont été subdivisées en trois membres : détritique, calcaire et volcanique [Silberling, 1959; Silberling et John, 1989]. Elles sont affectées par une tectonique polyphasée mésozoïque (figs. 2 et 3) [Oldow, 1984]. La première déformation, serait liée à un raccourcissement NE-SW associés, caractérisée par des plis isoclinaux et des chevauchements NE-SW associés, toujours liée un raccourcissement, mais cette fois-ci de direction NE-SW, reprend les structures antérieures. Elle est marquée par des plis droits et des chevauchements orientés NW-SE. Toutes ces structures compressives sont ensuite fortement perturbées par des failles normales N-S et E-W liées à la distension oligo-miocène des "Basin and Range".

### III. - SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION PABLO

La succession stratigraphique de la formation Pablo a été levée dans Knickerbocker Wash (figs. 2 et 4). Seul le membre volcanique a été étudié dans Marble Falls Canyon.

Dans Knickerbocker Wash, le membre détritique est constitué de grès volcanoclastiques, granoclassés, à lentilles de conglomérats dans lesquels s'interstratifient quatre coulées de laves (fig. 5). Les conglomérats, épais d'une dizaine de mètres, sont riches en galets granitiques. Les grès dérivent de l'érosion de laves de composition basique à intermédiaire. Les trois premières coulées sont formées d'andésite porphyrique tandis que celle du sommet est beaucoup plus leucocrate.

Le passage des sédiments détritiques aux calcaires qui les surmontent est progressif. En effet, on observe au sommet des grès, des intercalations calcaires qui augmentent en nombre et en épaisseur jusqu'à la disparition complète des faciès détritiques (fig. 5). Les calcaires en bancs épais, localement bioclastiques, sont très recristallisés. Ils renferment des brachiopodes déformés du genre *Composita*, et des lamellibranches remaniés du genre *Schizodu* du Permien supérieur [Silberling, 1959]. Le volcanisme se manifeste localement par des lentilles de tufs.

Le dépôt des sédiments détritiques et carbonatés s'effectue dans un bassin peu profond [Silberling, 1973], comme l'atteste le caractère massif des coulées volcaniques. Les grès et les conglomérats représentent des turbidites granoclassées, à stratifications laminaires et/ou entrecroisées, caractéristiques de séquences de Bouma de type A-C-D [Silberling et John, 1989]. Ces turbidites proviennent du démantèlement de roches sédimentaires, volcaniques et granitiques. Les laves et les roches plutoniques remaniées dans ces turbidites dérivent vraisemblablement de l'érosion d'appareils volcaniques, édifiés à proximité du bassin. Par opposition aux turbidites, les calcaires représentent une période de dépôt plus calme, perturbée toutefois par quelques niveaux turbiditiques et tuffacés.

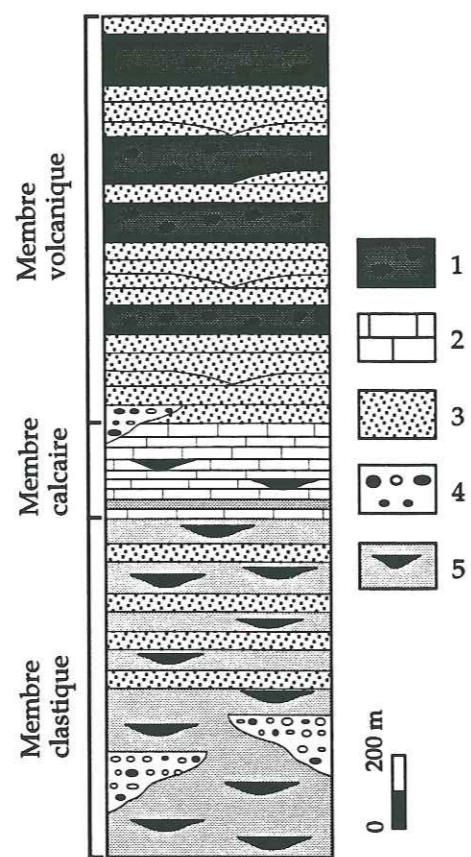


Figure 5 : Colonne lithostratigraphique simplifiée de la formation Pablo. 1 : Brèches volcaniques; 2 : Calcaires; 3 : Coulées de laves; 4 : Conglomérats; 5 : Grès.

Figure 5 : Simplified lithostratigraphic column of Pablo Formation. 1 : Volcanic breccias; 2 : Limestones; 3 : Lava flows; 4 : Conglomerates; 5 : Sandstones.

Le contact entre les calcaires et le membre volcanique sommital est souligné par des chenaux de conglomérats à galets d'andésites semblables à celles des coulées sous-jacentes. Le membre volcanique est constitué par des andésites massives, des brèches pyroclastiques, associées à quelques passées détritiques localisées à la base, qui soulignent la stratification (fig. 5). Vers le sommet, la stratification est à peine visible, compte tenu de l'homogénéité des faciès volcaniques.

Ainsi, dans les termes supérieurs de la formation Pablo, le milieu de dépôt, initialement sub-aquatique, devient progressivement sub-aérien. L'association brèche pyroclastique-coulée andésitique massive caractérise un magmatisme explosif rencontré généralement dans un contexte d'arc insulaire ou de marge active.

A Marble Falls, la formation Pablo présente la même succession stratigraphique. Le membre détritique constitué de turbidites diffère de celui de Knickerbocker Wash par la présence d'ignimbrites au sommet.

Dans Shoshone Mountains, la formation Pablo est recouverte en discordance stratigraphique par la formation Grantsville du Trias moyen, elle-même recouverte en discordance stratigraphique par la formation Luning du Trias supérieur. A Paradise Range, la formation Luning repose directement en discordance sur la formation Pablo.

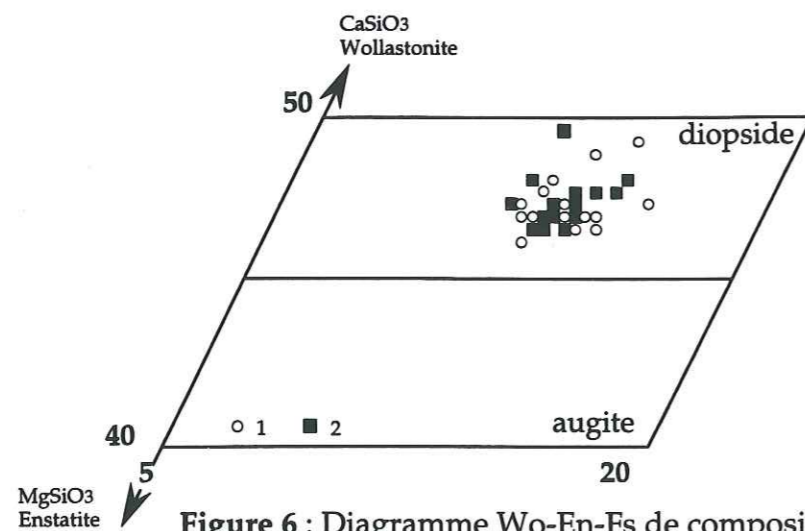
#### IV. - PÉTROGRAPHIE DES LAVES DE LA FORMATION PABLO

L'étude pétrographique et géochimique des laves de la formation Pablo est basée sur des échantillons prélevés exclusivement dans les coulées.

Le volcanisme de la formation Pablo est essentiellement andésitique à dacitique. Les basaltes sont rares. Les laves sont affectées par un métamorphisme schiste vert avec préservation des textures mais avec une transformation systématique des minéraux magmatiques, à l'exception des clinopyroxènes qui sont localement préservés, comme dans le basalte KW24. Les olivines sont remplacées par des chlorites ou des serpentines. Les plagioclases sont albitisés, et les clinopyroxènes s'altèrent en actinote et/ou calcite.

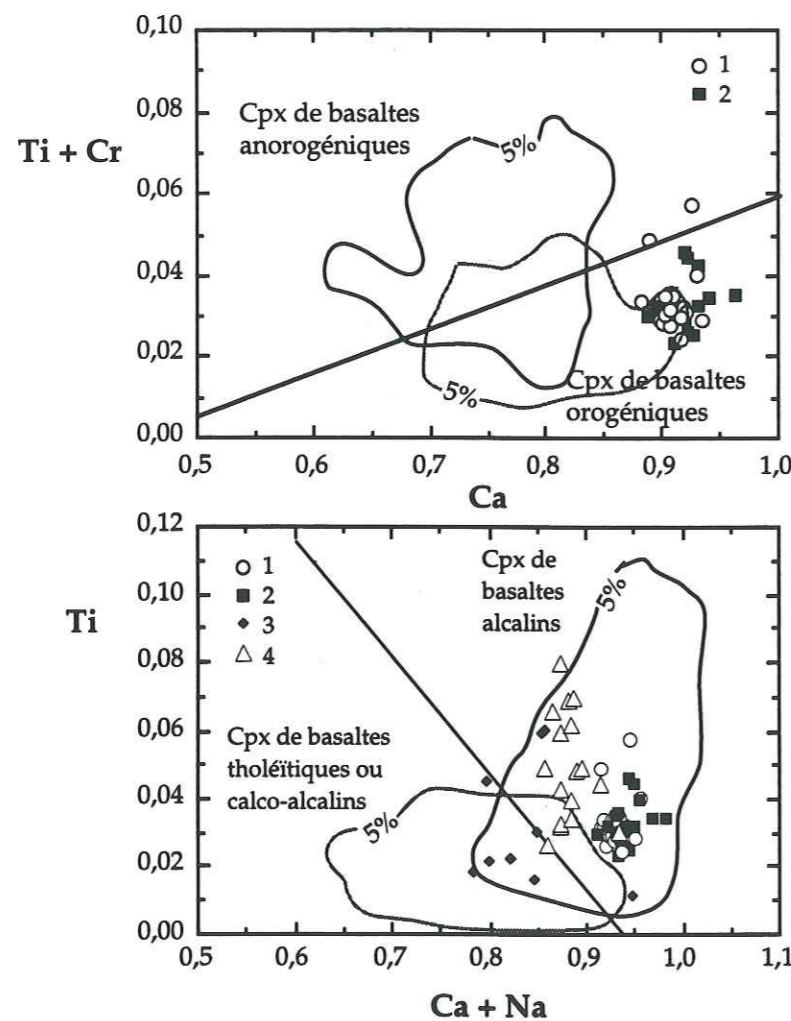
Aucune différence de texture et/ou de composition minéralogique n'est observée entre les faciès reconnus dans les Shoshone Mountains et ceux de Paradise Range.

Les basaltes sont caractérisés par une texture fluidale, légèrement porphyrique (< 20% de phénocristaux) et la présence d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase. La fluidalité est soulignée par les microlites de plagioclase. Les andésites basiques se distinguent des basaltes par une plus grande richesse en phénocristaux (20 à 40%) qui sont essentiellement des plagioclases. Les andésites acides, à texture porphyrique parfois fluidale, sont plus riches en phénocristaux (> 40%) que leurs homologues basiques et leur mésostase renferme des microlites de plagioclase. Les phénocristaux des andésites acides sont représentés principalement par des plagioclases centimétriques associés à quelques clinopyroxènes et à des amphiboles magmatiques aciculaires.



**Figure 6 :** Diagramme Wo-En-Fs de compositions des clinopyroxènes [Morimoto, 1989]. 1 : Type I; 2 : Type II.

**Figure 6 :** Clinopyroxenes compositions in the Wo-En-Fs diagram [Morimoto, 1988]. 1 : Type I; 2 : Type II.



**Figure 7 :** Diagrammes  $(Ti+Cr)=f(Ca)$  et  $Ti=f(Ca+Na)$  de compositions des clinopyroxènes [Leterrier *et al.*, 1982]. 1 : Cpx, Type I; 2 Cpx, Type II; 3 : Cpx, volcanisme shoshonitique du Pérou [Lefevre, 1979]; 4 : Cpx, volcanisme shoshonitique de la Formation Keddie Ridge, Mississippien Sierra Nevada [Rouer, 1989].

**Figure 7 :** Clinopyroxenes compositions in the  $(Ti+Cr)=f(Ca)$  diagram [Leterrier *et al.*, 1982]. 1 : Cpx, Type I; 2 Cpx, Type II; 3 : Cpx, shoshonitic volcanism from Pérou [Lefevre, 1979]; 4 : Cpx, shoshonitic volcanism of the Keddie Ridge Formation, Mississippian from Sierra Nevada [Rouer, 1989].

La séquence de cristallisation - olivine  $\Rightarrow$  plagioclase calcique  $\Rightarrow$  oxydes ferro-titanés  $\Rightarrow$  clinopyroxène  $\Rightarrow$  amphibole - est typique d'une série calco-alcaline. La cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés et la présence d'amphibole indiquent que la différenciation magmatique s'est produite sous une forte fugacité en oxygène.

Le basalte KW24 diffère légèrement des laves précédemment décrites par sa richesse en clinopyroxènes qui ont été analysés à la microsonde électronique automatisée CAMEBAX de l'ENSEEG du Campus Scientifique de St Martin d'Hères, Université J. Fourier, Grenoble I. Ce sont des diopsides riches en Fe (fig. 6; Morimoto [1988]). Dans le diagramme  $(Ti+Cr)=f(Ca)$  de Leterrier *et al.* [1982] (fig. 7a), ces diopsides se regroupent dans le domaine des basaltes orogéniques. Par contre, dans le diagramme  $(Ca+Na)=f(Ti)$ , ils tombent dans le champ des clinopyroxènes de basaltes alcalins (fig. 7b). Ceci est lié aux teneurs en Ca et Na ( $Ca+Na > 0,9$ ) et Ti, qui sont plus élevées que celles de clinopyroxènes de basaltes calco-alcalins [Leterrier *et al.*, 1982]. Ces teneurs sont comparables à celles de clinopyroxènes de basaltes shoshonitiques du Pérou [Lefevre, 1979] ou de basaltes shoshonitiques paléozoïques de la formation Keddie Ridge [Rouer *et al.*, 1989].

Ces diopsides sont zonés et présentent deux types de variations chimiques cœur  $\Rightarrow$  bordure. Le premier type (Type I) est caractérisé par une diminution rapide puis lente des teneurs en Si, tandis qu'Al suit un comportement diamétralement opposé à celui de Si (fig. 8a). Par opposition, le deuxième type (Type II) présente une alternance d'augmentation et de diminution de Si, du cœur vers la bordure (fig. 8b). Comme pour le Type I, Al suit un comportement diamétralement opposé à celui de Si. Ces fluctuations se retrouvent également pour des éléments comme Ti ou Mg (fig. 8c-d). Ces variations chimiques cœur  $\Rightarrow$  bordure reflètent l'existence d'une histoire magmatique, caractérisée par d'importantes variations de la fugacité en oxygène de la chambre magmatique. On peut penser que cette chambre ne représentait pas un système complètement clos.

Ainsi, les compositions chimiques des phénocristaux de diopside suggèrent que le basalte à olivine hôte présente des affinités shoshonitiques. La cristallisation des diopsides s'est effectuée dans un système régulièrement perturbé par des variations physico-chimiques (température, fugacité d' $O_2$ ).

## V. PROCÉDURES ET CONDITIONS ANALYTIQUES

### A) Eléments majeurs

Les éléments majeurs ont été dosés à l'ICP-AES de l'Institut Dolomieu à l'Université J. Fourier, Grenoble I. Les attaques ont été effectuées par O. Blein, et l'acquisition des données par F. Keller. Les incertitudes analytiques sont inférieures à 5% pour les éléments majeurs.

Pour l'analyse des éléments majeurs, de 200 à 300 mg de poudre sont attaqués dans des béchers en téflon, avec 1 ml d' $HNO_3$  concentré et 4 ml d' $HF$  concentré. Les béchers fermés sont portés à une température de  $150^\circ C$  pendant 24 heures. Après addition d' $HNO_3$  concentré, la solution est ramenée à 50 ml par ajout d'eau distillée.

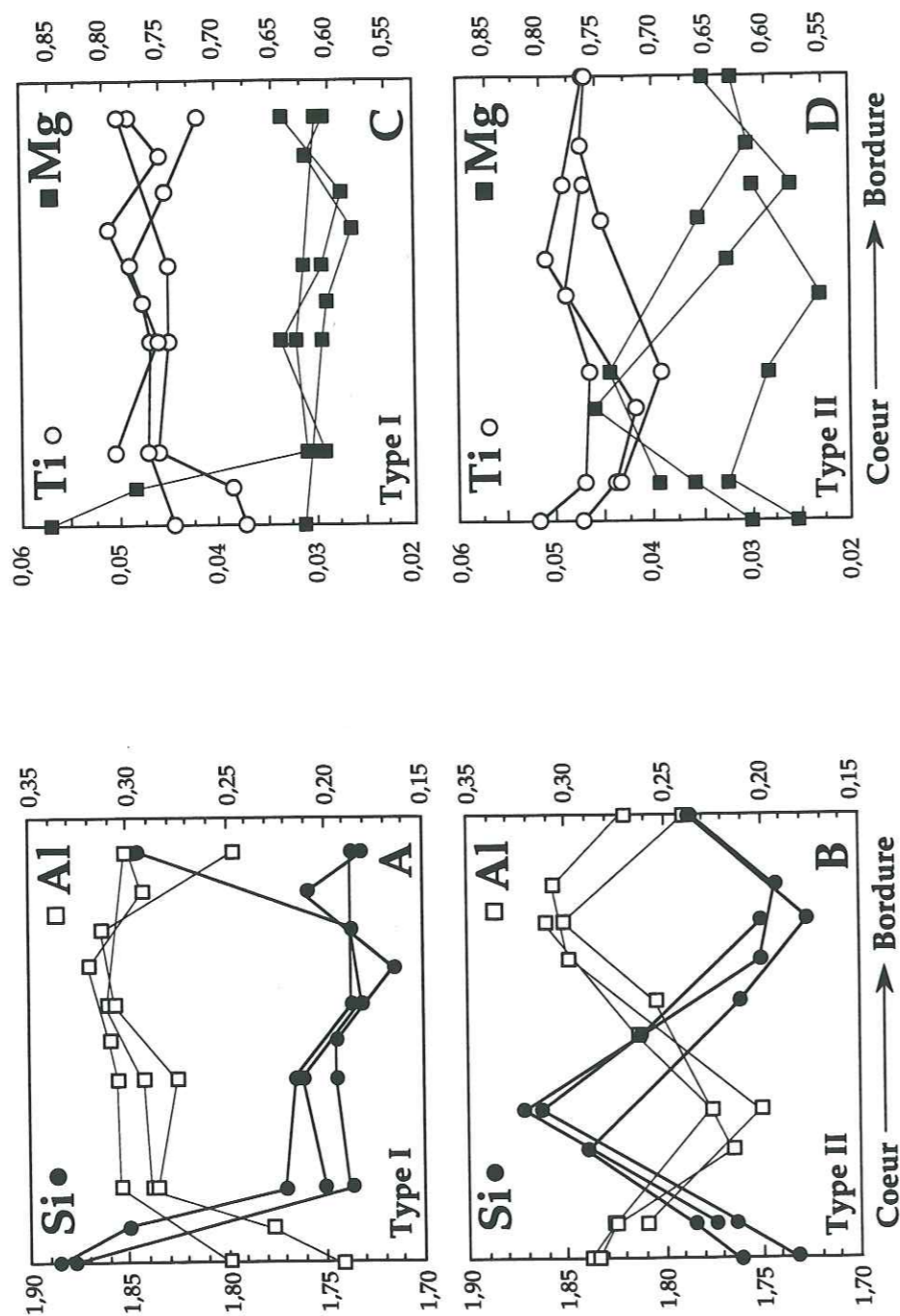


Figure 8 : Variations chimiques cœur⇒bordure des clinopyroxènes du basalte KW24.

Figure 8 : Chemical variations heart⇒rim for clinopyroxenes of the basalt KW24.

Pour analyser la silice, à 1 ml de cette solution on rajoute 1 ml d'HBr concentré et 48 ml d'eau distillée. La solution obtenue est prête pour l'analyse de la silice. Pour analyser les autres éléments majeurs, au 49 ml de la solution restante on ajoute 3 ml d'HClO<sub>4</sub> concentré. Cette solution est chauffée, puis après évaporation, le résidu obtenu est repris en HCl dilué, et ramené à 100 ml par ajout d'eau distillée. 1 ml de cette solution est de nouveau diluée dans 99 ml d'eau distillée. La solution obtenue est prête pour l'analyse des éléments majeurs autres que la silice.

### B) Eléments traces

Les éléments traces ont été analysés (L. Savoyant, S. Portales) par ICP-MS, au Laboratoire de Géofluides-Bassins-Eau de l'Université de Montpellier II. Les standards utilisés sont JB1 et DRN. Les incertitudes analytiques pour les éléments traces et les terres rares sont comprises entre 1 et 3%. Les attaques ont été réalisées par H. Lapierre au Laboratoire de Géochimie de l'ENS de Lyon.

Pour l'analyse des éléments traces, 100 à 150 mg de poudre sont attaqués avec 1 ml d'HNO<sub>3</sub>, 3 ml d'HF et 0,1 ml d'HClO<sub>4</sub>. Les béchers fermés sont portés à une température de 100°C pendant 24 heures. Cette solution est ensuite évaporée. Le résidu est ensuite repris dans 1 ml d'HNO<sub>3</sub>, afin que l'évaporation d'HClO<sub>4</sub> soit totale. Après cette nouvelle évaporation, le résidu est repris par de l'HNO<sub>3</sub>.

### C) Rapports isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd

Les compositions isotopiques en Sr et Nd de cinq échantillons ont été obtenues avec un spectromètre de masse pluricollecteur VG 54E modifié, au Laboratoire de Géochimie isotopique (UA 10) de l'Université B. Pascal, Clermont-Ferrand. Les procédures analytiques utilisées sont décrites par Poitrasson [1994]. Les analyses ont été réalisées par H. Lapierre.

Pour la séparation du Sr et du Nd, environ 100 mg de poudre sont attaquées avec 2 à 5 ml d'Hf concentré et de 0,2 à 0,5 ml d'HClO<sub>4</sub> concentré dans des béchers en téflon fermés pendant 24 heures, puis ouverts, afin d'évaporer la solution. Le résidu ainsi formé est repris par de l'HCl 2,5 N. Le Sr et les terres rares sont séparés sur une résine cationique (TEMEX) en milieu HCl.

Les REE sont reprises en HCl 0,3N, puis la séparation du Nd se fait sur des petites colonnes HDEHP, toujours en milieu HCl.

Le Sr est déposé sur un filament simple de Ta, après dépôt avec de l'acide phosphorique concentré. Le Nd est déposé sur l'un des filaments latéraux d'un support triple Ta-Re-Ta avec de l'acide phosphorique faiblement concentré.

Les analyses isotopiques du Sr nécessitent entre 6 et 10 blocs de 10 rapports. Pour le Nd entre 10 et 12 blocs sont nécessaires.

Les valeurs des standards utilisés sont NBS 987 normalisé à  $^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr} = 0,1194$  et la Jolla normalisé à  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ .



Echantillons Roches	KW6		KW7		KW11		KW13		KW24		KW26		MC1		MC6		2		4		5		6		7		8		WR5			
	basalte andésitique	clastique	basalte	clastique	andésite	volcanique	andésite	volcanique	basalte	volcanique	andésite	volcanique	andésite	volcanique	andésite	volcanique	basalte	Limerick	dacite	Limerick	dacite	Rochester	dacite	Rochester	rhyolite	Rochester	rhyolite	Rochester	rhyolite	Wassuk Range		
SiO <sub>2</sub> pds%	56,42	47,77	60,61	62,53	44,58	59,27	58,04	58,20	52,21	68,54	69,22	76,02	72,65	79,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,59	20,03	17,03	18,78	18,25	19,18	17,85	17,90	16,45	12,08	14,48	11,99	14,04	10,91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	6,51	9,94	6,25	4,84	12,01	5,21	6,27	7,51	6,67	3,70	2,15	1,13	1,54	0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
MnO	0,11	0,11	0,07	0,10	0,16	1,41	0,12	0,06	0,09	0,03	0,07	0,28	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
MgO	3,04	3,34	1,94	1,94	6,35	1,41	2,31	1,22	7,24	0,56	0,08	0,16	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
CaO	2,34	6,40	1,84	2,32	7,87	2,93	5,30	2,07	7,11	0,25	1,86	1,38	2,37	0,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Na <sub>2</sub> O	5,95	5,10	6,36	7,17	2,92	8,29	3,71	5,02	1,67	0,11	0,08	0,16	0,09	8,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
K <sub>2</sub> O	2,79	1,77	2,00	0,94	3,00	0,09	3,08	3,11	3,43	3,67	9,97	6,75	7,90	8,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
TiO <sub>2</sub>	0,99	0,89	0,47	0,30	1,41	0,60	0,82	1,01	0,56	0,20	0,32	0,29	0,09	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,52	0,22	0,23	0,27	0,18	0,39	0,40	0,18	0,26	0,12	0,12	0,06	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
PF	3,80	4,94	2,76	1,77	4,09	1,94	2,66	2,51	3,73	9,10	0,63	0,99	0,81	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	100,82	100,80	99,55	100,90	100,91	99,21	100,56	99,13	99,34	99,50	99,18	99,11	99,64	99,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Rb ppm	34,6	24,3	38,73	21,6	114	4	91	104	105	123	397	204	276	285	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sr	250,4	453,2	304	584	497	636	698	346	560	54	84	94	77	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Y	13,6	18,7	15,43	18	21,2	20,9	15	18,5	15,7	37,3	38,4	25,4	37,7	40,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zr	204	78	124	214	66	247	40	176	103	235	287	230	161	134	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Nb	37	14	11	23,9	6,72	36,7	24	20,1	5	14	11	11	11	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ba	1166	1138	1146	584	1414	91	1595	2322	1133	1889	3132	2504	578	605	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
La	32,4	23,7	25,3	50,7	20,1	55,8	37,6	34,9	22,9	56,4	56,7	42,5	35,2	32,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ce	54,4	50,1	50,3	135,8	42,7	115,4	75,1	75,8	47,1	110,2	112,7	83,6	73,1	68,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pr	7,58	6,23	5,92	9,82	5,44	11,8	8,6	8,6	19,9	46,2	45,6	34,7	29,4	29,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Nd	29,2	25,8	23	33,9	24,1	41,8	30,8	33,2	4,01	8,63	8,64	6,54	6,94	7,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sm	5,04	5,29	4,11	5,36	5,44	6,47	5,29	5,93	1,09	1,58	1,81	1,35	0,65	0,59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Eu	1,36	1,6	0,99	1,47	1,6	1,75	1,49	1,53	0,341	7,65	7,77	5,59	6,8	7,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Gd	4,28	5	3,55	3,78	5,3	4,96	4,43	4,55	0,55	6,24	6,17	4,19	6,02	6,42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Tb	0,53	0,65	0,49	0,51	0,68	0,62	0,51	0,55	0,259	2,59	2,59	2,34	3,41	3,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Dy	2,92	3,82	2,92	2,93	3,91	3,51	2,88	3,09	0,57	3,23	3,34	2,34	3,41	3,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ho	0,56	0,74	0,59	0,58	0,75	0,67	0,53	0,57	0,221	1,41	1,41	1,54	1,41	1,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Er	1,51	2	1,71	1,65	1,98	1,87	1,4	1,54	0,2	3,23	3,34	2,34	3,41	3,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Tm	0,22	0,29	0,26	0,261	0,273	0,279	0,2	0,221	1,22	2,94	3,22	2,28	3,49	3,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Yb	1,43	1,82	1,95	1,76	1,68	1,89	1,23	1,38	0,26	2,94	3,22	2,28	3,49	3,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Lu	0,23	0,28	0,32	0,298	0,259	0,319	0,19	0,225	0,26	0,55	0,65	0,48	0,68	0,63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(La/Yb) <sub>N</sub>	16,25	9,34	9,31	20,66	8,58	21,18	21,93	18,14	13,48	13,75	12,62	13,37	7,23	7,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(La/Sm) <sub>N</sub>	4,15	2,89	3,97	6,11	2,39	5,57	4,59	3,80	3,69	4,22	4,23	4,20	3,27	2,99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,48	2,27	1,51	1,78	2,61	2,17	2,98	2,75	2,31	2,15	2,00	2,03	1,61	1,82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Eu/Eu*	0,90	0,95	0,79	1,00	0,91	0,94	0,94	0,90	0,90	0,94	0,94	0,90	0,94	0,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Hf	4,65	1,97	3,23	4,13	1,72	5,25	1,31	3,28	-	1,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ta	2,05	0,99	0,79	1,54	0,47	2,39	1,47	1,16	-	10,72	8,02	10,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	6,61	12,35	9,94	4,11	4,89	8,02	10,72	10,54	-	11,64	24,01	11,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	9,57	8,72	10,48	19,89	6,17	24,01	11,64	11,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau I. Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des laves de la formation Pablo, du Koipato Group et de Wassuk Range.

## VI. - CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES DES LAVES DE LA FORMATION PABLO

Les basaltes et les andésites de la formation Pablo (tabl. I) sont pauvres en TiO<sub>2</sub> (≤ 1%), et riches en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17,9-20%), caractères typiques de laves orogéniques [Wilson, 1989]. Leurs faibles teneurs en MgO (< 3,4%) indiquent que ces roches sont déjà différenciées.

Les laves de Pablo présentent des teneurs élevées en éléments hygromagmatophiles (Zr = 40-238 ppm, Y = 8,7-18,7 ppm, Nb = 7-38 ppm; tab. I) pour des roches de séries calco-alcalines. De même, leur rapport Nb/Y (Nb/Y = 0,71-2,87; tabl. I) est supérieur à celui de laves calco-alcalines de même basicité. Seul le basalte KW24 (Nb/Y = 0,38; tabl. I) fait exception. De telles valeurs du rapport Nb/Y seraient plutôt caractéristiques de séries alcalines [Winchester et Floyd, 1976], et plus précisément de séries shoshonitiques [Morrison, 1980].

Les spectres de terres rares des basaltes et des andésites, normalisés aux Chondrites [Sun et McDonough, 1989] sont enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ([La/Yb]<sub>N</sub> = 9-22; fig. 9a-b). Cependant le fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes permet de distinguer deux groupes. Le premier groupe, composé de laves ayant des teneurs en SiO<sub>2</sub> inférieures à 59%, est caractérisé par des rapports [La/Sm]<sub>N</sub> compris entre 2,5 et 4,6, et des rapports [Tb/Lu]<sub>N</sub> compris entre 1,56 et 1,82 (tabl. I). Le second, formé par des laves plus acides (SiO<sub>2</sub> > 59%; tabl. I) est plus enrichi en terres rares légères ([La/Sm]<sub>N</sub> = 3,9-5,8), et montre au niveau des terres rares lourdes une concavité liée au fractionnement plus important de Tb, Dy, Ho, Yb et Lu par rapport à Er et Tm ([Tb/Lu]<sub>N</sub> < 1,32). Les plus fortes concentrations en terres rares lourdes du second groupe (laves acides) seraient liées à la présence du zircon, minéral connu pour concentrer ces éléments [Nagasawa, 1970].

Dans les diagrammes multi-éléments, normalisés au Manteau Primitif [Sun et McDonough, 1989], les spectres des laves présentent des anomalies négatives en Ti, Nb, Ta et Zr caractéristiques des magmas orogéniques (fig. 10a-b). La majorité des laves de la formation Pablo présente dans le diagramme (La/Sm)=f(La)(fig. 11) une droite de corrélation positive qui ne passe pas par l'origine. Ceci suggère qu'elles ne dérivent pas d'un même magma par cristallisation fractionnée mais représentent plutôt de liquides issus d'une même source magmatique mais avec des taux différents de fusion partielle [Treuil et Varet, 1973; Steinberg *et al.*, 1979].

Toutes ces laves sont enrichies en Th (Th = 6-24 ppm; tabl. I), et présentent des rapports Th/Yb élevés (Th/Yb = 4,8-12,7). Dans le diagramme (Th/Yb)=f(Ta/Yb) [Pearce, 1983], elles tombent dans le champ des laves de marges continentales actives (fig. 12). Ce résultat suggère qu'elles sont fortement contaminées par un composant crustal à affinité continentale.

Les rapports isotopiques (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) et (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) ont été recalculés à un âge de 250 Ma (tabl. II). Les rapports (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> sont compris entre 0,512246 et 0,512359 et ceux du (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> varient de 0,703647 à 0,705584. Les valeurs de l'εNd(T=250Ma), compris entre +0,82 et -1,37, sont relativement

Roches/Chondrite

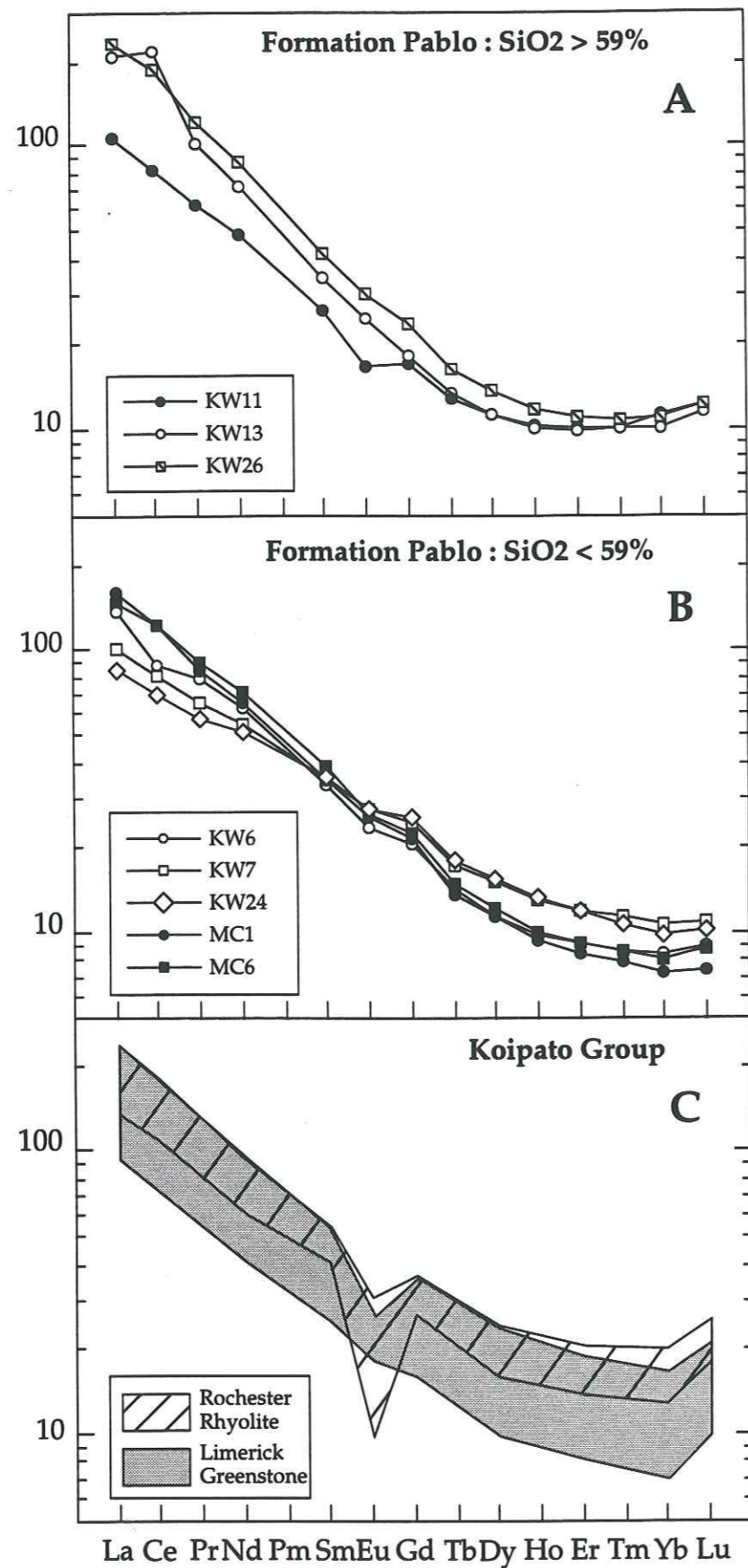


Figure 9a-b-c : Spectres de terres rares des roches ignées de la formation Pablo (a-b) et du Koipato Group (c), normalisés aux chondrites d'après Sun et McDonough [1989].

Figure 9a-b-c : Chondrite normalized REE distributions for the igneous rocks of the Pablo Formation (a-b) and of Koipato Group (c), normalizing factors after Sun and McDonough [1989].

Roches/Manteau Primitif

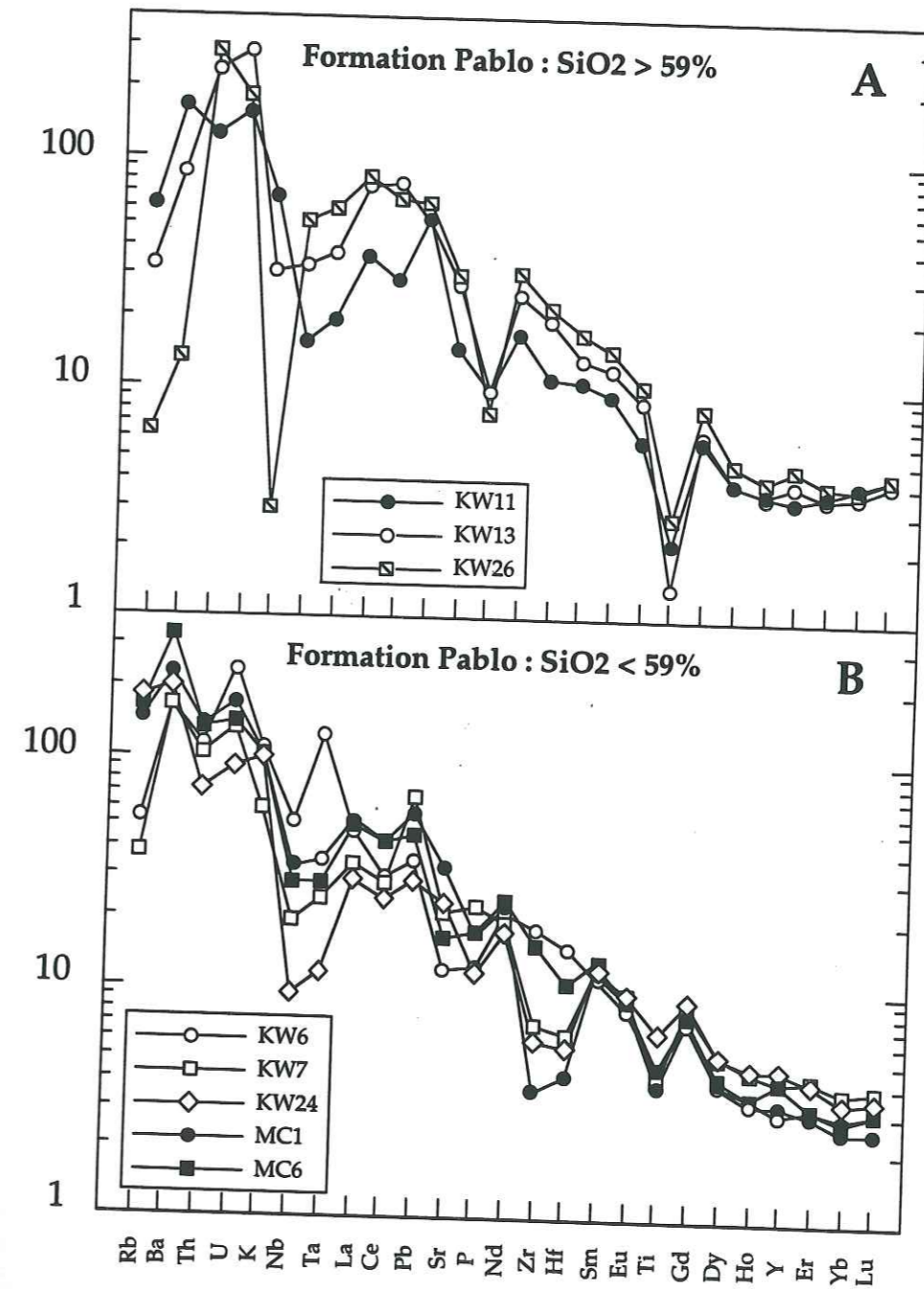


Figure 10a-b : Spectres étendus des éléments traces et terres rares des roches ignées de la formation Pablo, normalisés au manteau primitif de Sun et McDonough [1989].

Figure 10a-b : Primitive Mantle normalized trace element plots for the igneous rocks of the Pablo Formation, primitive mantle factors after Sun and McDonough [1989].

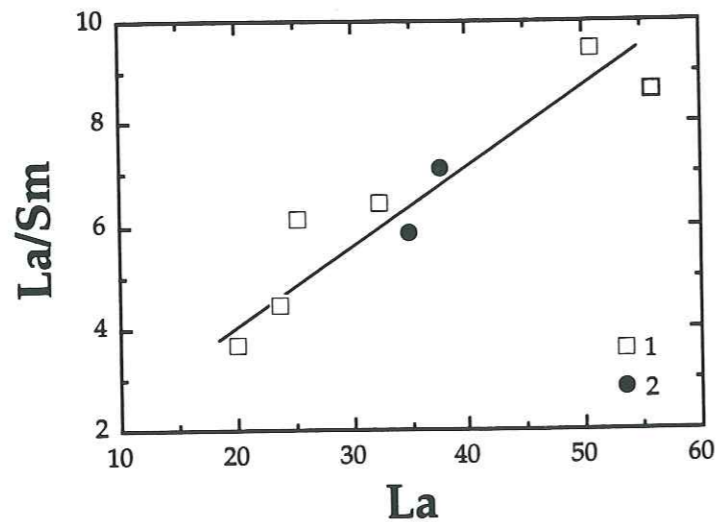


Figure 11 : Diagramme  $(La/Sm)=f(La)$  des roches ignées de la formation Pablo. 1 : Knickerbocker Wash; 2 : Marble Canyon.

Figure 11 :  $(La/Sm)$  versus La diagram for igneous rocks of the Pablo Formation. 1 : Knickerbocker Wash; 2 : Marble Canyon.

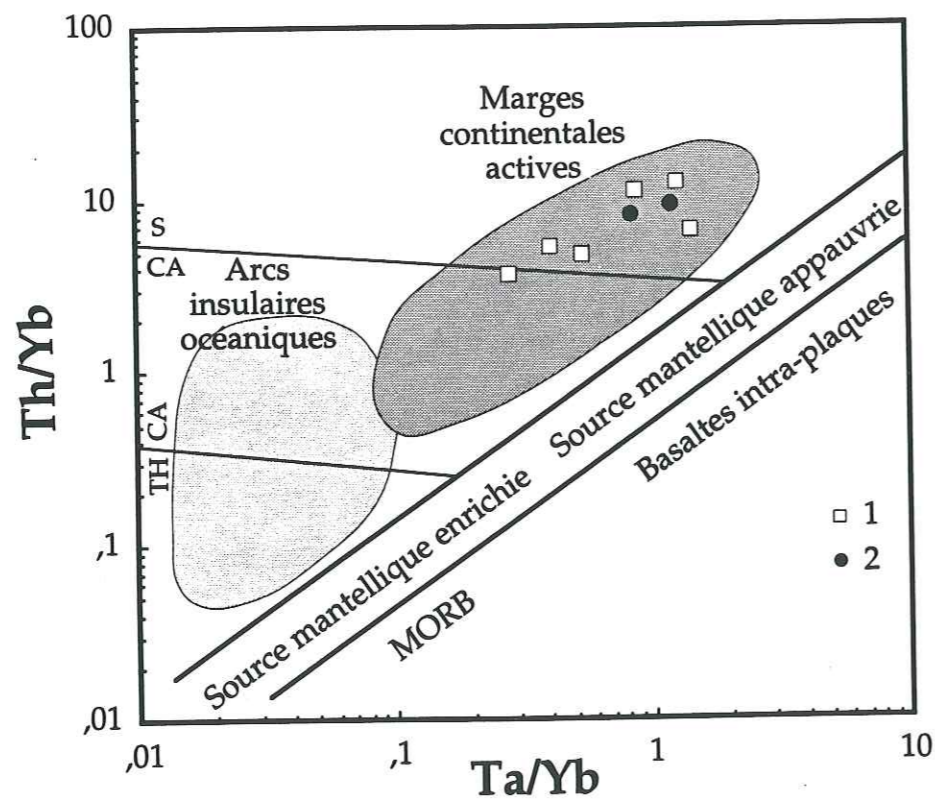


Figure 12 : Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb, discriminant de l'environnement géotectonique pour les laves de la formation Pablo [d'après Pearce, 1983].

Figure 12 : Th/Yb versus Ta/Yb plot to show the tectonic environment for the lavas of the Pablo Formation [after Pearce, 1983].

Echantillons	MC 1	MC 6	KW 6	KW 24	KW 26	6	WR5
t (Ma)	250	250	250	250	250	250	250
Sm (ppm)	5,29	5,93	3,36	5,44	6,47	6,61	3,11
Nd	30,8	33,2	14,5	24,1	41,8	37,8	17,3
Rb	91	104	8	114	4	204	102
Sr	698	346	79,4	497	636	94	211
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512528±8	0,512536±9	0,512503±7	0,512469±8	0,512441±9	0,512033±11	0,512560±10
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,70573±11	0,706741±12	0,706621±9	0,70682±11	0,705423±10	0,723941±11	0,708554±14
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	0,512358	0,512359	0,512274	0,512246	0,512288	0,511860	0,512390
$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t$	0,704389	0,703649	0,705584	0,704460	0,705358	0,702290	0,703374
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	0,82	0,84	-0,83	-1,37	-0,55	-9,09	1,2
$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	2,60	-10,75	19,58	0,77	13,52	-27,3	-6,76

Tableau II : Compositions isotopiques du Nd et du Sr des laves de la formation Pablo, du Koipato Group et de Wassuk Range.

homogènes et proches du Bulk Earth, alors que celles de  $\epsilon_{\text{Sr}}(T=250\text{Ma})$  beaucoup plus dispersés (tabl. II), varient de -10,75 à +19,58.

Seuls les points représentatifs du basalte à olivine (KW24) et d'une andésite (MC1) tombent dans le Mantle Array (fig. 13). Les autres laves ont des valeurs de  $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$  nettement inférieures ou supérieures, et sont donc très nettement décalées vers la gauche ou la droite du diagramme  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)=f(\epsilon_{\text{Sr}}(T))$ . Ceci indiquerait que le système radiogénique Rb-Sr de KW24 et MC1 a été nettement moins perturbé que celui des autres laves. Cette différence de valeurs des  $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$  peut être expliquée par la présence d'un métamorphisme thermique lié à des intrusifs acides du Crétacé supérieur (fig. 2) [Silberling, 1959; Silberling et John, 1989] qui recoupe la formation Pablo et sa couverture triasique. Néanmoins, ce métamorphisme semble avoir des effets différents en fonction des échantillons analysés. S'il induit dans presque toutes les laves un enrichissement en Sr radiogénique, il n'en est pas de même pour l'échantillon MC6 de Marble Canyon, qui a été appauvri en Sr radiogénique. Par ailleurs, bien que le système Rb-Sr des deux laves KW24 et MC1 semble moins perturbé, il apparaît difficile d'admettre, compte tenu du métamorphisme thermique subi par ces laves, que les valeurs de leurs  $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$  soient représentatives de la composition isotopique du magma shoshonitique dont elles dérivent.

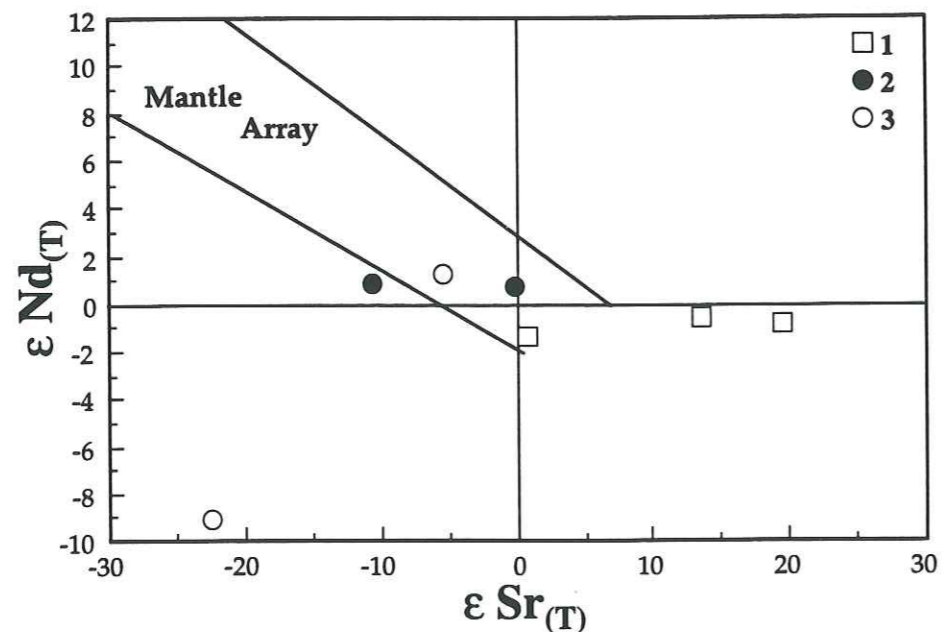


Figure 13 : Diagramme des  $\epsilon Nd(250Ma)$  en fonction des  $\epsilon Sr(250Ma)$  pour les roches ignées de la formation Pablo. 1 : Knickerbocker Wash; 2 : Marble Canyon; 3 : Koipato Group.

Figure 13 : Plot of  $\epsilon Nd(250Ma)$  versus  $\epsilon Sr(250Ma)$  for igneous rocks of the Pablo Formation. 1 : Knickerbocker Wash; 2 : Marble Canyon; 3 : Koipato Group.

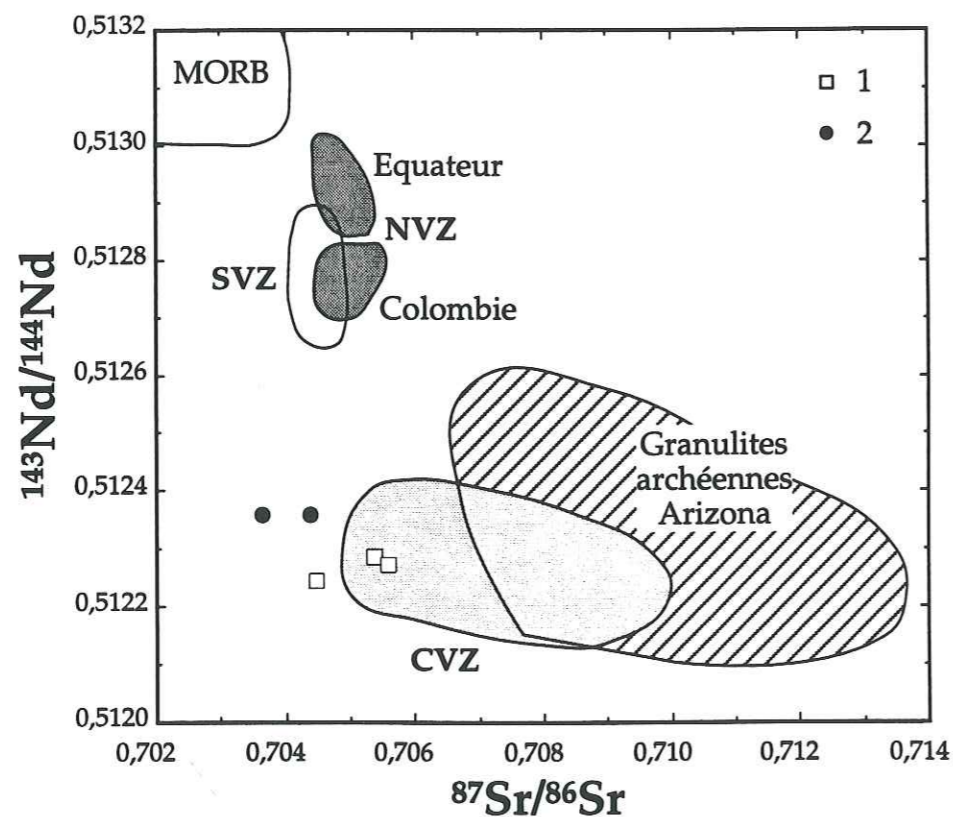


Figure 14 : Diagramme  $(^{143}Nd/^{144}Nd)=f(^{87}Sr/^{86}Sr)$  des roches ignées de la formation Pablo. 1 : Knickerbocker Wash; 2 : Marble Canyon; NVZ, SVZ et CVZ : Wilson [1989]; Granulites archéennes, Arizona : Esperança et al. [1988] et Kempton et al. [1990].

Figure 14 : Plot  $(^{143}Nd/^{144}Nd)$  versus  $(^{87}Sr/^{86}Sr)$  for igneous rocks of the Pablo Formation. 1 : Knickerbocker Wash; 2 : Marble Canyon; NVZ, SVZ et CVZ : Wilson [1989]; Archean granulites, Arizona : Esperança et al. [1988] and Kempton et al. [1990].

Les valeurs de l' $\epsilon Nd(T)$  des laves de la formation Pablo sont toutes voisines de zéro. Il n'existe aucune relation entre le degré de fractionnement de ces laves et la valeur des  $\epsilon Nd(T)$ . Ainsi c'est le basalte à olivine (KW24) qui présente la valeur de l' $\epsilon Nd(T)$  la plus faible (tabl. II), alors que celles des laves plus différenciées sont supérieures, voisines de 0. L'absence de corrélation entre des valeurs de l' $\epsilon Nd(T)$  et le degré de fractionnement des laves confirment l'absence de contamination durant les processus de fractionnement et de cristallisation. Ces laves sont issues d'une source magmatique fortement contaminée par incorporation d'un composant crustal caractérisé par de faibles valeurs de l' $\epsilon Nd(T)$ .

Les rapports  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$  des laves de la formation Pablo, compris entre 0,51224 et 0,51236, sont très comparables à ceux des laves actuelles de la zone volcanique centrale (CVZ) de la Cordillère andine (fig. 14) [Wilson, 1989], connues pour être édifiées sur une croûte continentale très épaisse (> à 50 km), constituée de gneiss protérozoïques ( $\pm 2$  Ga). Cette similitude suggère que le magmatisme triasique de Pablo a été vraisemblablement contaminé par une croûte continentale. Ce croûte est vraisemblablement constituée par des granulites observées actuellement dans des laves des "Basin and Range" en Arizona. Ces granulites protérozoïques caractérisées de faibles valeurs du rapport  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$  [Esperança et al., 1988; Kempton et al., 1990], ont certainement des caractéristiques proches du contaminant crustal des laves triasiques de la formation Pablo (fig. 14).

Ainsi, les laves shoshonitiques de la formation Pablo présentent toutes les caractéristiques d'un volcanisme orogénique lié à une subduction dans un contexte d'un arc insulaire à substratum continental ou de marge active. Leurs fortes teneurs en Th et leurs valeurs de l' $\epsilon Nd(T)$  négatives ou proches de 0, reflètent une contamination par un composant crustal, représenté vraisemblablement par des roches protérozoïques. La formation Pablo représenterait un volcanisme de marge active semblable à celui que l'on observe actuellement dans la zone volcanique centrale (CVZ) de la Cordillère andine, établi sur une lithosphère continentale constitué de roches protérozoïques.

#### V. - CONTEXTE GÉODYNAMIQUE : DISCUSSION

Les données acquises permettent d'envisager une comparaison soit avec :

- (i) le volcanisme permien inférieur calco-alcalin d'arc (Formation Black Dyke), édifié sur un fragment lithosphérique à affinité continentale (Type II);
- (ii) le volcanisme triasique calco-alcalin plus ou moins fortement potassique (Koipato Group et Wassuk Range) de marge active.

La formation Pablo est très différente de celle de Black Dyke. La formation Black Dyke du Permien inférieur [Blein et al., 1996] ne renferme pas de calcaires. Ses dépôts sédimentaires sont des olistostromes surmontés par des turbidites grossières et des grauwackes granoclassés. Aucune intercalation sédimentaire franche ne vient s'intercaler dans la pile volcanique, constituée surtout de laves basiques à débit en coussins et de

brèches pyroclastiques à fragments de gabbro et de diorite [Blein *et al.*, 1994]. Du point de vue géochimique, les roches ignées de la formation Black Dyke ont une affinité calco-alcaline, avec un enrichissement en terres rares légères moins important que celui des laves de la formation Pablo. Enfin, du point de vue tectonique, la formation Black Dyke est affectée par une phase tectonique anté-Jurassique [Blein *et al.*, soumis], puisqu'elle est affectée de plis à vergence sud-ouest qui sont absents dans sa couverture sédimentaire jurassique, représentée par la formation Dunlap. Cette déformation est vraisemblablement liée à la collision de l'arc paléozoïque de Type II avec la marge du craton nord-américain qui survient à la fin du Permien ou au début du Trias (phase Sonoma). Inversement, la formation Pablo, bien que recouverte en discordance par du Trias supérieur, a été déformée en même temps que sa couverture durant le Jurassique supérieur [Oldow, 1984]. Il est donc difficile de considérer la formation Pablo comme une variation latérale de faciès de la formation Black Dyke.

Par contre, la formation Pablo présente quelques similitudes avec le Koipato Group, plus particulièrement avec les termes de base formés par les andésites et les dacites de Limerick Greenstone [Silberling, 1973] et avec la séquence volcanique de Wassuk Range (fig. 1).

Le Koipato Group [Silberling, 1973; Burke, 1973; Johnson, 1977; Virke, 1977] du Trias inférieur ( $225 \pm 30$  Ma, âge obtenu par traces de fission sur zircon, McKee et Burke [1972]; faune d'ammonites, Silberling [1973]) repose en discordance sur les formations océaniques paléozoïques déformées d'Havallah [Silberling and Roberts, 1962]. Il est formé d'andésites et de laves acides, associées à des brèches pyroclastiques, des ignimbrites et des sédiments volcanoclastiques. Le volcanisme est d'abord associé à une sédimentation clastique déposée dans un bassin peu profond, puis devient sub-aérien. Les ignimbrites et les rhyolites s'interstratifient dans des couches détritiques rouges continentales.

La séquence de Wassuk Range du Trias inférieur (242 Ma U/Pb sur zircon) est aussi formée d'andésites et de rhyolites, associées à des brèches pyroclastiques et des grès volcanoclastiques [Dilles et Wright, 1988].

Ces trois séquences volcaniques sont formées de laves de composition intermédiaire à acide, épanchées dans des bassins peu profonds où prédominent une sédimentation détritique. Dans le Koipato Group, le volcanisme acide du sommet est nettement aérien et continental. Enfin, il faut signaler que la sédimentation carbonatée n'est présente que dans la formation Pablo.

Les laves du Koipato Group et de Wassuk Range normalisées aux chondrites de Sun et McDonough [1989], présentent un enrichissement en terres rares légères ( $[La/Yb]_n = 6-13$ ,  $[La]_n = 96-240$ ; fig. 9c). Elles présentent également dans les diagrammes multi-éléments, normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989], des anomalies négatives en Ti et Nb, caractéristiques de magmas orogéniques. Enfin, les laves acides du Koipato Group se regroupent dans le champ des granites d'arc [Diagramme Nb=f(Y) Pearce *et al.*, 1984; Lapierre *et al.*, soumis]. Les rhyolites du Koipato sont caractérisées par des valeurs de  $\epsilon Nd(T)$  de -9 [Lapierre *et al.*, soumis] qui sont comparables à celles de roches acides émises dans un contexte de marge active [Wilson, 1989; Barth *et al.*, 1995]. Les laves acides de Wassuk Range

ont des valeurs supérieures ( $\epsilon Nd(T) = +1,2$ ), proches du "Bulk Earth" et comparables à celles des laves de la formation Pablo. Donc, les volcanismes du Koipato Group et de Wassuk Range s'apparentent à des séries calco-alcalines marquées par une forte contamination crustale [Lapierre *et al.*, soumis].

La formation Pablo, le Koipato Group et la séquence de Wassuk Range présentent en commun :

- une prédominance de laves acides sur les faciès basiques;
- la présence d'épais niveaux pyroclastiques acides (tufs et ignimbrites);
- le caractère sub-aérien à aérien des éruptions;
- des sources magmatiques fortement contaminées par un composant crustal.

Ces caractères plaident en faveur d'un environnement de marge active pour ce volcanisme du Trias inférieur. Ces similitudes nous permettent d'envisager que ces trois ensembles volcano-sédimentaires du Trias inférieur appartiennent vraisemblablement au même arc magmatique de type andin, lié à la subduction du paléo-Pacifique sous la marge occidentale du craton nord-américain. Cependant, les laves de la formation Pablo présentent une affinité shoshonitique, alors que celles du Koipato Group et de Wassuk Range sont calco-alcalines.

Plusieurs sources magmatiques peuvent donc être envisagées pour ces volcanismes de marge active. Les laves shoshonitiques de la formation Pablo et les rhyolites calco-alcalines de Wassuk Range, caractérisées par des valeurs de  $\epsilon Nd(T)$  proches de 0 (tabl. II), dérivent probablement d'une source mantellique plus ou moins fortement contaminée par un composant crustal. Le caractère shoshonitique des laves de la formation Pablo pourrait s'expliquer par :

- un taux de fusion partielle plus faible;
- une plus forte participation des sédiments subductés;
- une source mantellique plus métasomatisée par des fluides de la subduction.

Le caractère continental des rhyolites du Koipato et leur affinité crustale s'expliquent aisément par leur position géographique, plus orientale et plus interne (par rapport à l'arc paléozoïque à substratum continental accréte au craton nord-américain à la fin du Permien et/ou au début du Trias), que la formation Pablo et la séquence de Wassuk Range (fig. 1). En effet, les différents termes volcano-sédimentaires du Koipato Group s'édifient sur l'allochtone du Golconda, représenté par les formations océaniques d'Havallah déformées lors de la collision de l'arc paléozoïque à affinité continentale avec la marge nord-américaine (phase Sonoma) et donc déjà accrétees au craton américain.

Classiquement, dans les marges actives, les séries shoshonitiques se localisent à l'aplomb des parties les plus profondes du plan de subduction, loin de la marge du craton. Il semble que ce ne soit pas le cas ici. Cependant, on peut raisonnablement admettre que l'éruption des shoshonites de la formation Pablo dans un bassin peu profond, localisé en bordure du craton nord-américain, a pu se faire à la faveur de décrochements, orientés plus ou moins parallèlement à la marge. En effet, de tels mécanismes sont invoqués pour expliquer :

- l'épanchement et la distribution géographique des différentes associations volcaniques calco-alcalines le long de la marge pacifique nord-américaine durant le Trias [Schweickert et Lahren, 1993; Lapierre *et al.*, soumis] et le Jurassique supérieur [Schermer et Busby, 1994];

- l'arrêt du volcanisme de marge active à la fin du Trias [Lapierre *et al.*, soumis];

- et la mise en place de plutons calco-alcalins durant le Crétacé [Tobisch *et al.*, 1995].

## VI. - CONCLUSIONS

La formation Pablo comprend des andésites et de rares basaltes interstratifiés dans des grès et des conglomérats à galets de lave et de granite, surmontés d'abord par des calcaires néritiques, puis par des andésites associées à des brèches pyroclastiques et des tufs. Les conglomérats et les grès proviennent du démantèlement d'appareils volcaniques. L'absence de laves à débit en coussins et la présence de calcaire néritique indiquent que le bassin de sédimentation de la formation Pablo était peu profond.

Les laves de la formation Pablo présentent des caractères shoshonitiques marqués par :

- des phénocristaux de diopside riches en (Na+Ca);

- un enrichissement en terres rares légères, et des concentrations en éléments hygromagmatophiles (Zr, Y, Nb) plus élevés que dans les séries calco-alcalines.

Les spectres multi-éléments normalisés au Manteau Primitif présentent également des anomalies négatives en Ti, Nb, Ta, et Zr caractéristiques de roches orogéniques. Leurs fortes concentrations en Th et leurs valeurs de l'eNd<sub>(T)</sub> voisines de zéro indiquent l'existence d'une source mantellique contaminée par un composant crustal.

Les laves de Pablo présentent de nombreuses similitudes avec celles du Koipato Group et de Wassuk Range, interprétées comme émises dans un contexte de marge active. Ce volcanisme de type andin débute au Trias inférieur après la collision de l'arc insulaire paléozoïque à affinité continentale (Type II) avec la marge nord-américaine. Il s'édifie sur un substratum représenté par les terrains accrétés au craton nord-américain lors de la phase Sonoma, à savoir, l'arc insulaire paléozoïque à affinité continentale et le bassin océanique paléozoïque du Golconda.

Pendant le développement de ce volcanisme de marge active se produit à l'Ouest de la marge, les ultimes émissions volcaniques de l'arc insulaire intra-océanique (Type I). Après l'accrétion de cet arc paléozoïque-trias au craton nord-américain à la fin du Trias et/ou au début du Jurassique [Lapierre *et al.*, 1987; Brouxel *et al.*, 1987, 1988; Charvet *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1994], un puissant magmatisme calco-alcalin se développe au Jurassique moyen, le long de toute la marge nord-américaine depuis le Mexique jusqu'au Canada.

Dans ce contexte géodynamique, il reste toutefois à expliquer la brièveté du magmatisme de marge active du Trias inférieur. En effet, les laves calco-alcalines et shoshonitiques sont recouvertes par du Trias carbonaté ou

détritique, dépourvu de tout volcanisme orogénique. Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer l'arrêt de l'activité volcanique. Cette dernière cesserait lorsque survient au Trias moyen la collision de l'arc intra-océanique paléozoïque-trias (Type I) avec la marge nord-américaine. On peut aussi proposer qu'une faille transformante affecterait la lithosphère océanique à l'Ouest du Nevada central, entraînant l'apparition de points triples le long de la marge à partir desquels se développe une zone de marge passive.

*Remerciements* : Cette étude a été entreprise dans le cadre d'un projet conjoint NSF-CNRS. Il nous faut remercier tout particulièrement Françoise Vidal pour son aide et ses conseils au cours de la réalisation des analyses isotopiques.

## Références

- BARTH A.P., WOODEN J.L., TOSDAL R.M. & MORRISON J. (1995). - Crustal contamination in the petrogenesis of a calc-alkalic rock series: Josephine mountain intrusion. - *Geol. Soc. America Bull.*, 107, 201-212.
- BLEIN O., LAPIERRE H., SCHWEICKERT R.A., MONIÉ P. & PÊCHER A. (1994). - La formation permienne de Black Dyke (Nevada centro-occidentale) : témoin le plus oriental de l'arc Paléozoïque de Sierra Nevada. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, 201-208.
- BLEIN O., LAPIERRE H., SCHWEICKERT R.A., MONIÉ P., MALUSKI H. & PÊCHER A. (1996). - Remnants of the Northern Sierra Nevada Paleozoic Island arc in Western Nevada? - *Jour. Geology*, 104, 485-492.
- BLEIN O., LAPIERRE H., SCHWEICKERT R.A., PÊCHER A., MONIÉ P., MALUSKI H. & CHARVET J. (soumis). - Stratigraphy and structure of an Early Permian island arc: the Black Dyke Formation (western Nevada): Implications for Permian palinspatic reconstructions. - *Geol. Soc. America Bulletin*.
- BROUXEL M., LAPIERRE H., MICHARD A. & ALBAREDE F. (1987). - The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, 386-400.
- BROUXEL M., LAPIERRE H., MICHARD A. & ALBAREDE F. (1988). - Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back arc basin system. Part 2: Eastern Klamath, early to middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California). - *Geol. Soc. America Bulletin*, 100, 1120-1130.
- BURKE D.B. (1973). - Reinterpretation of the Tobin Thrust - Pre-Tertiary geology of the southern Tobin Range, Pershing County, Nevada. *PhD thesis*, Stanford University of California, Stanford, California.
- BUSBY-SPERA C.J., MATTINSON J.M., RIGGS N.R. & SCHERMER E.R. (1990). - The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran deserts and the Sierran-Klamath region; Similarities and differences in paleogeographic evolution. In: D.S. HARWOOD & M.M. MILLER Eds, Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. - *Geol. Soc. America Special Paper*, 255, 325-337.
- CHARVET J., LAPIERRE H., ROUER O., COULON C., CAMPOS C. & LECUYER C. (1990). - Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho. In: D.S. HARWOOD & M.M. MILLER Eds, Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. - *Geol. Soc. America Special Paper*, 255, 255-275.
- DILLES J.H. & WRIGHT J.E. (1988). - The chronology of early Mesozoic arc magmatism in the Yerington district of western Nevada and its regional implications. - *Geol. Soc. America Bull.*, 100, 644-652.
- ESPERANCA S., CARLSON R.W. & SHIREY S.B. (1988). - Lower crustal evolution under central Arizona: Sr, Nd and Pb isotopic and geochemical evidence from the mafic xenoliths of Camp Creek. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 26-40.

- FISHER G.R. (1990). - Middle Jurassic syntectonic conglomerate in the Mt. Tallac roof pendant, northern Sierra Nevada, California. In D.S. HARWOOD & M.M. MILLER Eds, Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. - *Geol. Soc. America Special Paper*, 255, 339-350.
- JONES N.W., MACKEE J.W., ANDERSON T.H. & SILVER L.T. (1995). - Jurassic volcanic arc in northeastern Mexico: a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. In: C. JACQUES-AYALA, C.M. GONZALEZ-LEON, J. ROLDAN-QUINTANA Eds, Studies in the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas. - *Geol. Soc. America Special Paper*, 301, 179-190.
- JOHNSON M.G. (1977). - Geology and mineral deposits of Pershing County, Nevada. - *Nevada Bureau of Mines Bull.*, 89, 115 p.
- KEMPTON P.D., HARMON R.S., HAWKESWORTH C.J. & MOORBATH S. (1990). - Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 3401-3426.
- LAPIERRE H., BROUXEL M., ALBAREDE F., COULON C., LECUYER C., MARTIN P., MASCLE G. & ROUER O. (1987). - Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath mountains (North California) and the geodynamic evolution of the northwestern America. - *Tectonophysics*, 140, 155-157.
- LAPIERRE H., CHARVET J., ROUER O., COULON C. & CAMPOS C. (1990). - Plate tectonics models proposed for the Cordillera geodynamic evolution (N. California and Oregon) during Paleozoic and early Mesozoic times. In: J. AUBOUIN & J. BOURGOIS Eds, Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins, 1-35.
- LAPIERRE H., CHARVET J., BLEIN O. & ROUER O. (1994). - Les séquences d'arcs insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines. - *Bull. Soc. géol. France*, 165, 541-557.
- LAPIERRE H., SCHWEICKERT R.A., CHARVET J., COULON C. & BUCHER H. (soumis). - The Koipato calc-alkaline suite (Western Nevada): Remnant of an Early Mesozoic continental active margin arc following the collision of Sonoma arc with the North American Craton. - *Jour. Geology*.
- LEFEVRE C. (1979). - Un exemple de volcanisme de marge active dans les andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel (zonation et pétrogénèse des andésites et shoshonites). Thèse de 3<sup>ème</sup> Cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. & MARHAL M. (1982). - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- McKEE E.H. & BURKE D.B. (1972). - Fission-track age bearing on the Permian-Triassic boundary and time of the Sonoma orogeny in north-central Nevada. - *Geol. Soc. America Bull.*, 83, 1949-1952.
- MORIMOTO N. (1988). - Nomenclature of pyroxenes. - *Min. Mag.*, 52, 535-550.
- MORRISON G.W. (1980). - Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. - *Lithos*, 13, 97-108.
- NAGASAWA H. (1970). - Rare earth concentrations in zircon and apatites and their host dacites and granites. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 359-364.
- OLDOW J.S. (1984). - Evolution of a late Mesozoic back-arc fold and thrust belt, northwestern Great Basin, USA. *Tectonophysics*, 102, 245-274.
- PEARCE J.A. (1983). - The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J. HAWKESWORTH & M.J. NORRY Eds, Continental basalts and mantle xenoliths, 230-249.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984). - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- POITRASSON F. (1994). - Apports du système radiométrique Samarium-Néodyme à la connaissance du magmatisme anorogénique intracontinental. Exemple du Sud-Est de la France (Corse et Estérel). Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 232p.

- ROUER O. & LAPIERRE H. (1989). - Comparison between two Paleozoic island-arc, in northern California (eastern Klamath and northern Sierra Nevada): geodynamic implications. - *Tectonophysics*, 169, 341-349.
- ROUER O., LAPIERRE H., COULON C. & MICHARD A. (1989). - New petrological and geochemical data on mid-Paleozoic island-arc volcanics of northern Sierra Nevada, California: Evidence for a continent-based island arc. - *Can. J. Earth Sc.*, 26, 2465-2478.
- SCHERMER E.R. & BUSBY C. (1994). - Jurassic magmatism in the central Mojave Desert: Implications for arc paleogeography and preservation of continental volcanic sequences. - *Geol. Soc. America Bull.*, 106, 767-790.
- SCHWEICKERT R.A. & LAHREN M.M. (1993). - Triassic-Jurassic arc in Eastern California and western Nevada: Arc evolution, cryptic tectonic breaks, and significance of the Mojave-Snow Lake fault. In: G. DUNN & K. McDOUGALL Eds, Mesozoic Paleogeography of the western United States II. - *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Sec.*, 71, 227-246.
- SILBERLING N.J. (1959). - Pre-Tertiary stratigraphy and Upper triassic paleontology of the Union District, Shoshone Mountains, Nevada. - *Geol. Soc. Amer. Professional Paper*, 322, 65 p.
- SILBERLING N.J. (1973). - Geologic events during Permian-Triassic time along the Pacific margin of the United States. In: A. LOGAN & L.V. HILLS Eds, The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. - *Geologists Alberta Society of Petroleum*, 345-362.
- SILBERLING N.J. & ROBERTS R.J. (1962). - Pre-Tertiary stratigraphy and structure of northwestern Nevada. - *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 72, 58 p.
- SILBERLING N.J. & JOHN D.L. (1989). - Geologic map of Pre-Tertiary rocks of Paradise Range and southern Lodi Hills, west-central Nevada. - *U.S. Geological Survey*, Scale 1:24 000, Map MF-2062.
- STEINBERG M., TREUIL M. & TOURAY J.C. (1979). - Géochimie, Principes et Méthodes : II, Cristallogénèse et éléments traces. *Doin* Ed, 281-599.
- STEWART J.H. & CARLSON J.E. (1978). - Geologic map of Nevada, *U.S. Geological Survey*, Scale 1:500 000.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: A.D. SAUNDERS & M.J. NORRY Eds, Magmatism in the Oceans Basins. - *Geol. Soc. London Special Publication*, 313-345.
- TOBISCH O.T., SALEEBY J.B., RENNE P.R., MCNULTY B. & TONG W. (1995). - Variations in deformation fields during development of a large-volume magmatic arc, central Sierra Nevada, California. - *Geol. Soc. America Bull.*, 107, 148-166.
- TREUIL M. & VARET J. (1973). - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse des magmas basaltiques : exemple de l'afar. - *Bull. Soc. géol. France*, 7, 506-540.
- VIRKE G. (1977). - Geology and Silver mineralisation of the Rochester District, Pershing County, Nevada, *PhD thesis*, University of Nevada, Reno, Nevada.
- WILSON M. (1989). - Igneous petrogenesis, A global tectonic approach, *Academic Division of Unwin Hyman Ltd.*, London, 466 pp.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1976). - Geochemical magma type discrimination: applications to altered and metamorphosed basic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 459-469.
- WRIGHT J.E. & FAHAN M.R. (1988). - An expanded view of Jurassic orogenesis in the western United States Cordillera: Middle Jurassic (pre-Nevadan) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment, Klamath Mountains, California. - *Geol. Soc. America Bull.*, 100, 859-876.

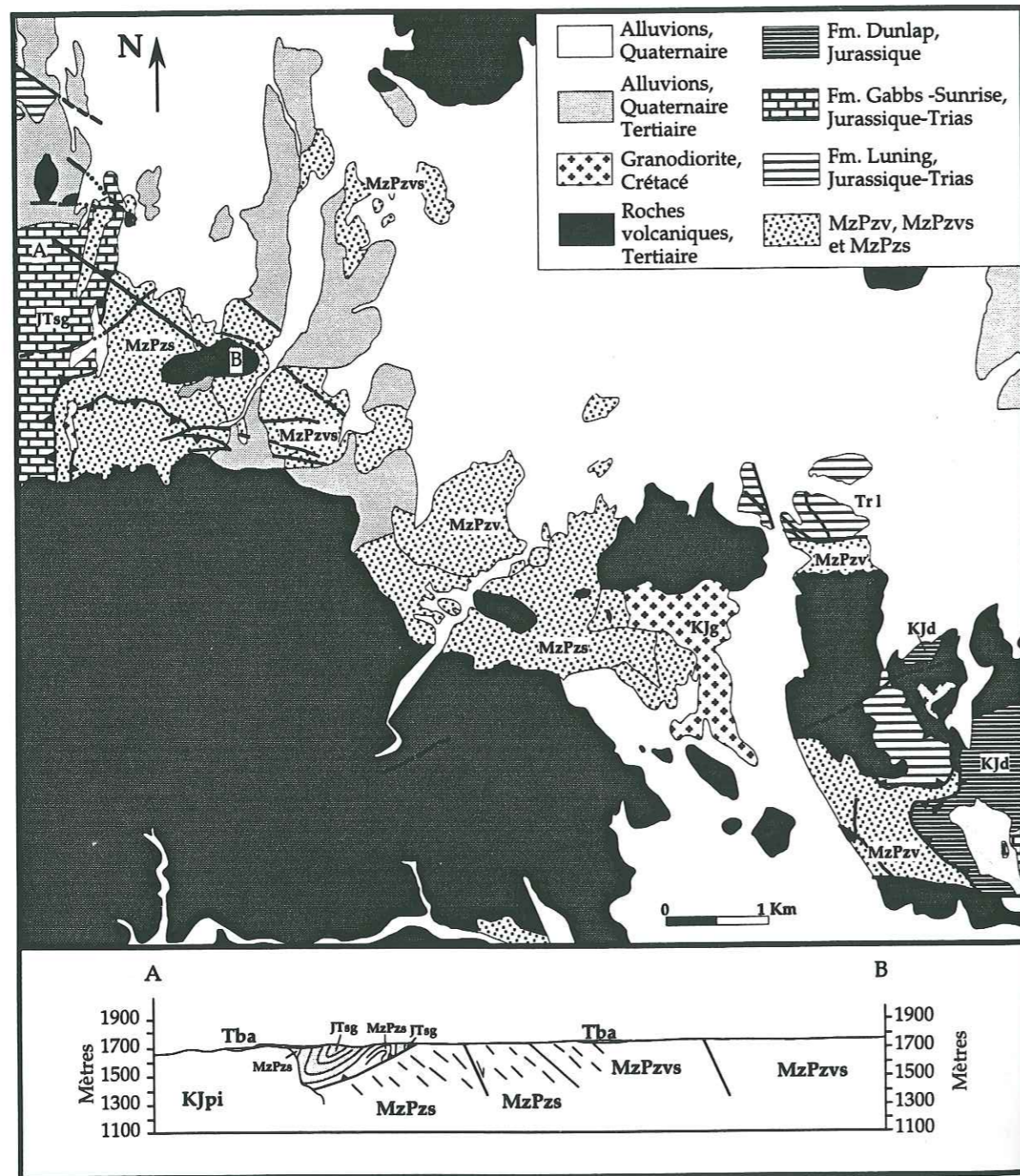


Figure IV.2 : Carte géologique simplifiée et coupe réalisée dans la région de Garfield Flat (d'après Oldow, 1985; et Oldow et Steuer, 1985).

### IV.2.3. La séquence mésozoïque de Garfield Flat

#### IV.2.3.1. Cadre géologique

À Garfield Flat, affleure une séquence volcano-sédimentaire non datée, considérée comme mésozoïque et/ou paléozoïque. Cette séquence a été décrite par Oldow (1985) et Oldow et Steuer (1985), et divisée en trois unités discordance par des sédiments triasiques à jurassiques des formations Sunrise et Gabbs (Fig. IV.2).

Les roches volcaniques sont essentiellement des brèches pyroclastiques et des ignimbrites en bancs épais d'une dizaine de mètres (Fig. IV.3). Les brèches pyroclastiques acides forment la base des bancs et elles sont surmontées en concordance et d'une manière progressive par les ignimbrites de teinte violine, plus ou moins riches en flammes. Le sommet de chaque banc est constitué par des ignimbrites fluidales. Entre chaque niveau brèche-ignimbrite s'intercalent des conglomérats et des grès constitués de galets volcaniques, sédimentaires et calcaires, qui passent à des pélites rouges.

Cette association brèches-ignimbrites-couches rouges rappellent beaucoup les termes supérieurs acides du Koipato Group du Trias inférieur.

Les faciès andésitiques et rhyolitiques sont constitués de phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de clinopyroxènes inférieurs à 4mm. Les brèches pyroclastiques sont constituées de fragments de laves de composition intermédiaire à acide.

#### IV.2.3.2. Pétrographie

Cinq faciès principaux ont été reconnus dans cette séquence:

- NE62 est une andésite porphyrique. Les phénocristaux constituent plus de 40% de la roche (Fig. IV.4). Ce sont des plagioclases et des clinopyroxènes présents en proportion égale. Les clinopyroxènes, en amas gloméroporphyriques, incluent des grains d'oxydes ferro-titanés. Ces oxydes ne sont pas présents dans les plagioclases. La mésostase est composée de microlites de plagioclases.

- NE67 est également porphyrique (Fig. IV.4). Toutefois, ici les phénocristaux de plagioclase prédominent, les clinopyroxènes représentant moins de 20% du volume total. Les oxydes sont inclus dans les seuls clinopyroxènes. La mésostase est composée de microlites de plagioclases baignant dans un verre recristallisé.

- NE76 diffère des deux précédents faciès par la présence de phénocristaux d'amphiboles (Fig. IV.4). Les phénocristaux sont constitués pour les 2/3 de plagioclases; le 1/3 restant étant formé d'amphiboles aciculaires. La mésostase est identique à celle des andésites précédentes.

- NE66B est une rhyolite peu porphyrique (moins de 20% de phénocristaux) (Fig. IV.5). Les phénocristaux sont représentés par des plagioclases et des feldspaths potassiques, associés à quelques reliques de clinopyroxènes. La mésostase présente peu d'oxydes ferro-titanés, elle est constituée essentiellement de plagioclases.



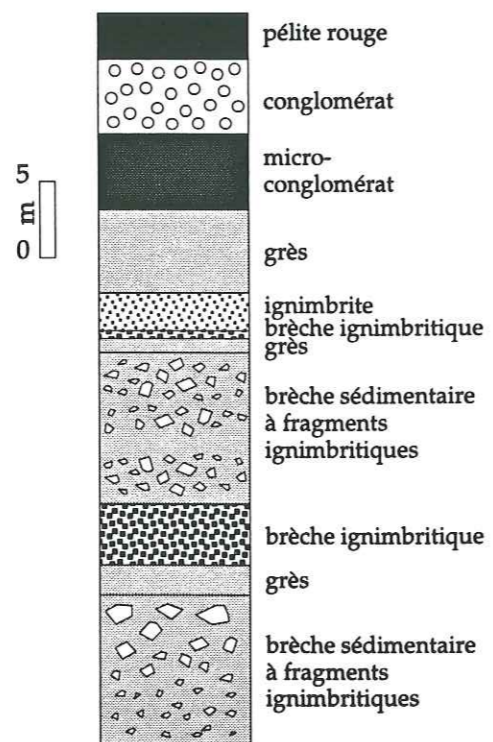


Figure IV.3 : Colonne litho-stratigraphique caractéristique d'une séquence ignimbristique de la séquence volcanique de Garfield Falt.

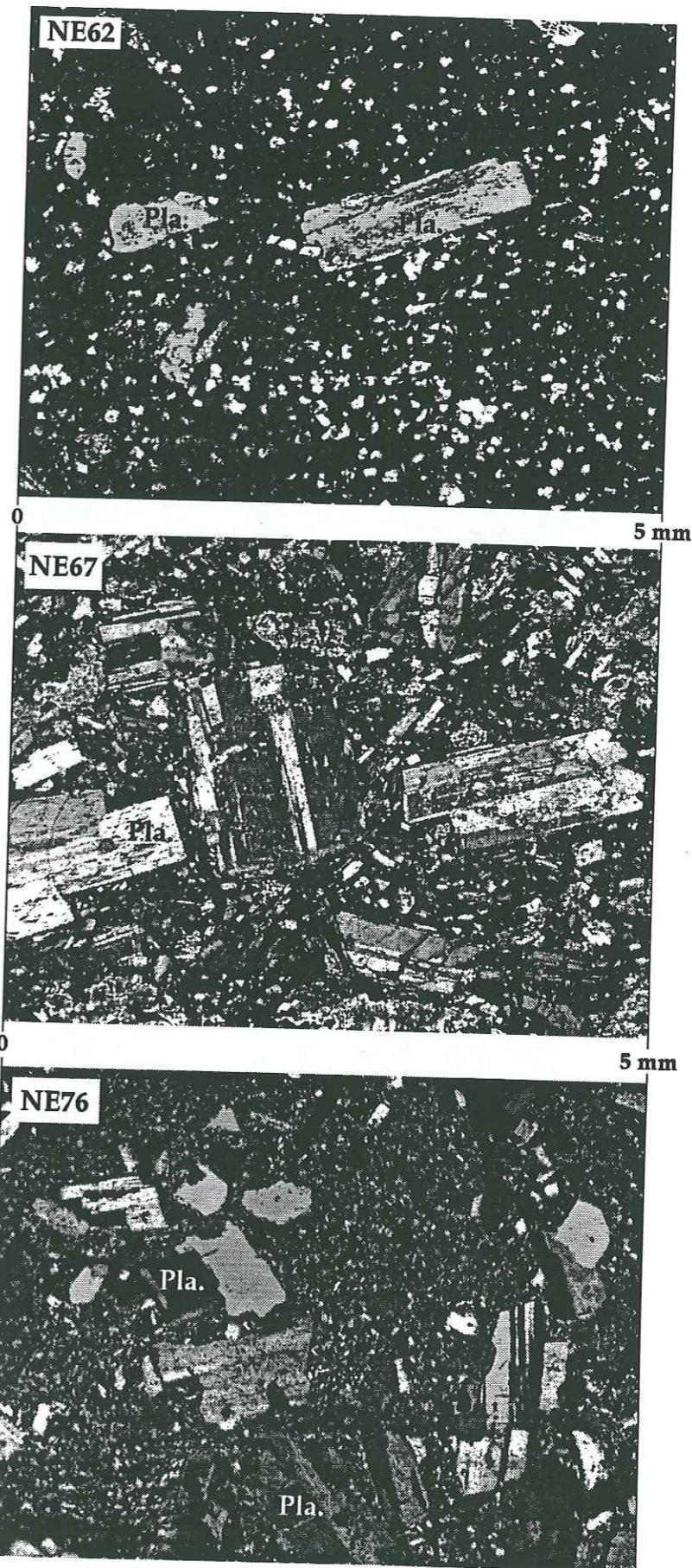


Figure IV.4 : Photographie des lames minces NE62-NE67-NE76.

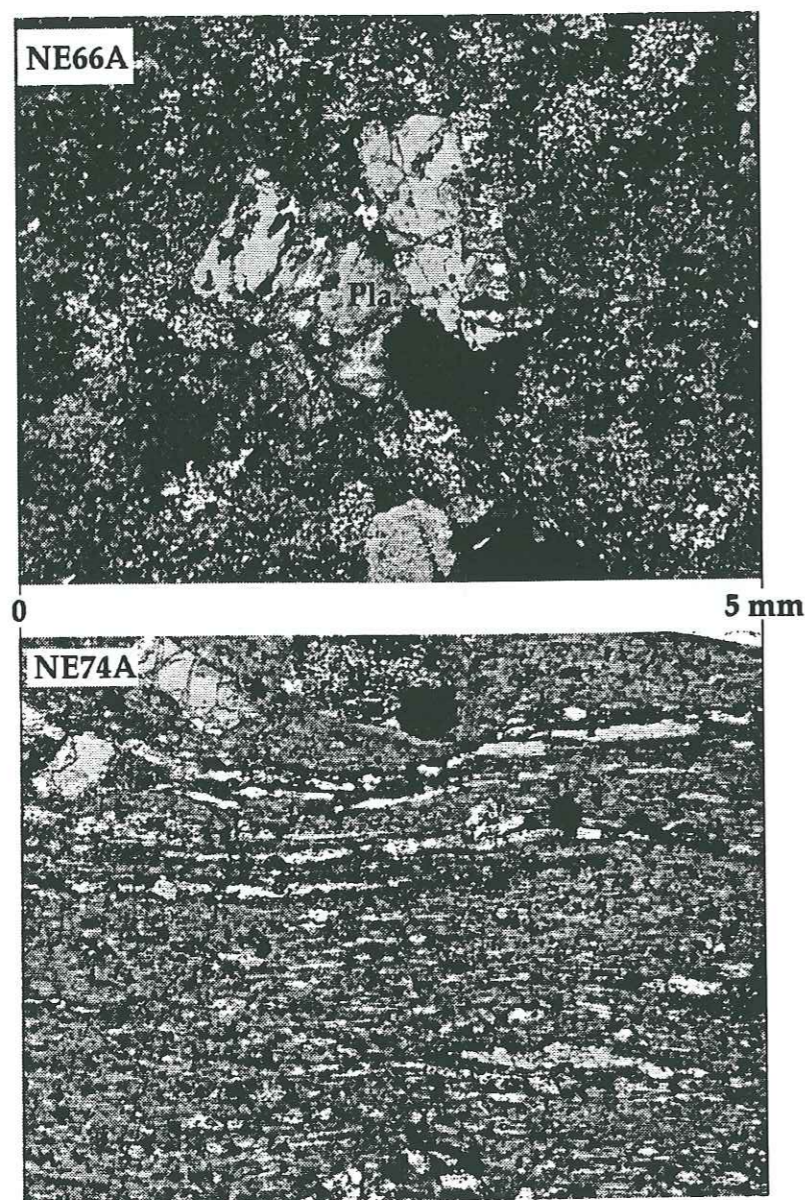


Figure IV.5 : Photographie des lames minces NE66A-NE74A.

- NE74A est rhyolite fluidale constituée de quelques phénocristaux de plagioclases (Fig. IV.5).

L'ordre de cristallisation de cette série volcanique est le suivant :  
 plagioclase  $\Rightarrow$  oxyde Fe-Ti  $\Rightarrow$  clinopyroxène  $\Rightarrow$  plagioclase  $\Rightarrow$  amphibole  $\Rightarrow$  feldspath K.

#### IV.2.3.3. Géochimie

##### a. Les éléments majeurs

Les roches de Garfield Flat sont de composition intermédiaire à acide avec des teneurs en silice variable ( $\text{SiO}_2 = 60-70\%$ ; tableau I). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  inférieures à 1% ( $\text{TiO}_2 = 0,16-0,88\%$ ) traduisent leur origine orogénique. Elles présentent des pertes au feu assez élevées (1,6 à 4,8%).

Ces laves sont peu magnésiennes ( $\text{MgO} = 0,04-1,2\%$ ). Leurs teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-19\%$ ) sont variables. Par contre, elles sont riches en  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O} = 0,7-4,8\%$ ; tableau I). NE62 est le seul faciès riche en  $\text{CaO}$  (6,08%; tableau I) richesse liée à la présence de nombreux phénocristaux de clinopyroxènes. Les laves andésitiques diffèrent des faciès plus acides par des teneurs plus élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O} = 5,5-10\%$ ), et en  $\text{CaO}$  ( $\text{CaO} = 2-6\%$ ). La somme ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) est comprise entre 6 et 11 %. Ces valeurs sont typiques d'une série shoshonitique. Toutefois, les éléments alcalins sont les plus mobiles durant le métamorphisme, ces valeurs sont donc peu significatives.

##### b. Les éléments traces et les terres rares

Les laves de Garfield Flat sont pauvres en éléments de transition, ce qui montre qu'elles sont déjà bien fractionnées ( $\text{Cr} = 4-60$  ppm;  $\text{Ni} = 1-19$  ppm;  $\text{V} = 5-105$  ppm; tableau I). Par contre, leurs teneurs en éléments hygromagmatophiles sont élevées. Pour les faciès de composition intermédiaire, les teneurs en Zr, Y et Nb ( $\text{Zr} = 120-145$  ppm;  $\text{Y} = 15-17$  ppm;  $\text{Nb} = 7-16$  ppm) sont plus faibles que pour les termes acides ( $\text{Zr} = 301-467$  ppm;  $\text{Y} = 26-42$  ppm;  $\text{Nb} = 17-25$  ppm). Ces laves ont des rapports Nb/Y compris entre 0,48 et 0,95. De telles valeurs indiquent que les laves de Garfield Flat présentent des caractères intermédiaires entre ceux de série calco-alcaline et shoshonitique (Winchester et Floyd, 1976).

Les laves de Garfield Flat, normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) sont enrichies en terres rares légères (Fig. IV.6;  $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2-16$ ), et similaires à ceux de séries calco-alcalines. Toutefois, le fractionnement des terres rares légères par rapport aux lourdes permet de distinguer deux groupes. Le premier groupe, formé par les andésites, est fortement enrichi en terres rares légères  $[\text{La}/\text{Yb}]_n > 13$  ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 13-16$ ; tableau I). Le second groupe, constitué par les termes acides est nettement moins enrichi en terres rares légères ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 1-10$ ; tableau I). Cette différence est liée à la présence de zircon dans les laves acides et qui concentre les terres rares lourdes ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 0,9-1,6$ ; tableau I; Nagasawa, 1970; Puchelt et Emmermann, 1976).

Dans les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif

Echantillon	NE 62*	NE 66A*	NE 66B*	NE 67	NE 70*	NE 74A*	NE 76
Lieu	Garfield	Garfield	Garfield	Garfield	Garfield	Garfield	Garfield
	Flat	Flat	Flat	Flat	Flat	Flat	Flat
Roche	Andésite	Rhyolite	Rhyolite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Andésite
SiO <sub>2</sub>	61,85	69,38	69,52	67,83	67,71	65,32	60,49
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,77	0,77	0,86	0,16	0,64	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	13,71	13,04	13,93	17,4	16,89	18,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,91	4,35	4,51	4,87	0,67	2,74	2,66
FeO	0,47	0,31	0,36	0,61	0,15	0,34	1,15
MnO	0,18	0,05	0,1	0,07	0,06	0,04	0,08
MgO	1,3	0,67	0,67	0,78	0,19	0,63	1,19
CaO	6,08	1,49	1,91	2,2	2,34	1,22	2,04
Na <sub>2</sub> O	5,5	2,6	3,14	3,32	10,05	4,92	6,44
K <sub>2</sub> O	0,72	4,45	4,45	3,48	0,08	4,58	4,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,23	0,24	0,25	0,09	0,16	0,31
H <sub>2</sub> O+	4,88	1,92	2,18	2,6	1,92	2,04	1,6
H <sub>2</sub> O-	0,12	0,36	0,08	0,16	0,12	0,44	0,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot							
Total	100,19	100,29	100,97	100,96	100,94	99,96	99,90
Ni (ppm)	9	6	7	1	15	13	19
Cr	60	11	9	4	12	10	13
V	105	50	52	52	5	32	95
Y	14,8	27,0	26,3	42,0	16,1	26,2	17,0
Zr	120	418	467	351	142	301	145
Nb	11,2	25,3	25,0	24	7,7	17,6	12
Ba	441	5080	4978	1181	304	2177	3033
Sr	509	363	393	314	481	372	592
Rb	40	150	131	124	6	139	125
La	22,33	42,94	22,52	48,40	27,63	16,79	28,80
Ce	45,85	84,76	56,70	93,90	53,23	40,04	58,20
Pr	5,20	9,64	6,48	-	5,35	4,86	-
Nd	20,53	32,80	27,16	43,80	19,76	20,24	25,40
Sm	3,84	7,10	6,34	8,91	3,38	5,52	4,70
Eu	1,08	1,32	2,00	1,46	0,81	1,62	1,29
Gd	2,92	5,67	5,79	7,13	2,50	6,82	3,41
Tb	0,48	0,88	1,00	-	0,44	1,25	-
Dy	2,41	4,98	6,23	5,76	2,35	8,19	2,46
Ho	0,44	0,99	1,33	-	0,46	1,86	-
Er	1,31	2,86	3,97	-	1,23	5,86	-
Tm	0,18	0,44	0,59	-	0,18	0,93	-
Yb	1,21	3,00	3,94	4,09	1,27	6,04	1,57
Lu	0,17	0,54	0,67	0,77	0,18	1,05	0,28
(La/Yb) <sub>N</sub>	13,24	10,27	4,10	8,49	15,61	1,99	13,16
Eu/Eu*	0,99	0,64	1,01	0,56	0,74	0,81	0,99
Hf	2,77	11,84	11,95	-	3,95	7,51	-
Ta	0,85	2,72	1,61	-	0,70	1,35	-
Pb	9,18	22,83	17,18	-	3,79	8,85	-
Th	5,96	26,38	20,58	-	13,20	18,47	-
U	5,18	9,38	7,53	-	2,57	7,16	-

Tableau I : Analyses des éléments majeurs et traces des roches ignées de la séquence volcanique de Garfield Flat

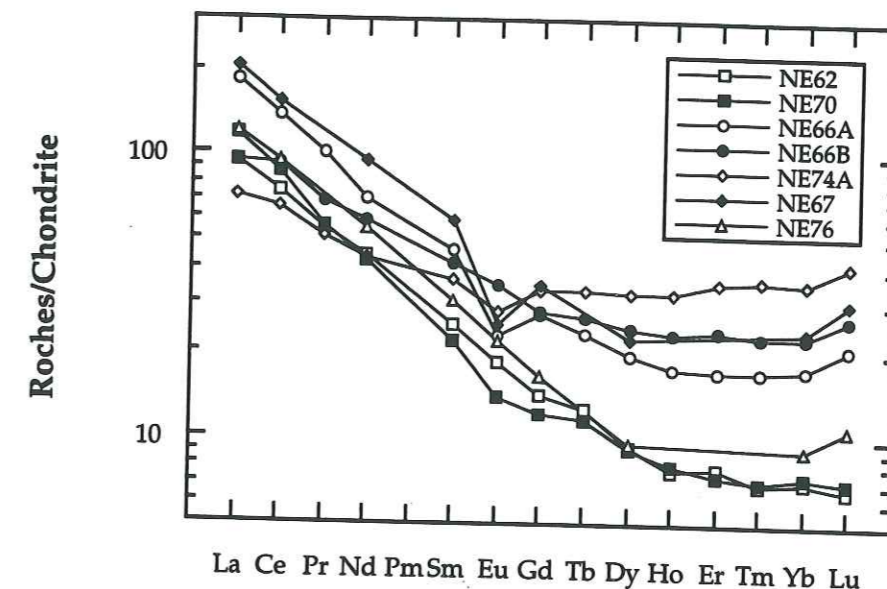


Figure IV.6 : Spectres de terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des laves de Garfield Flat.

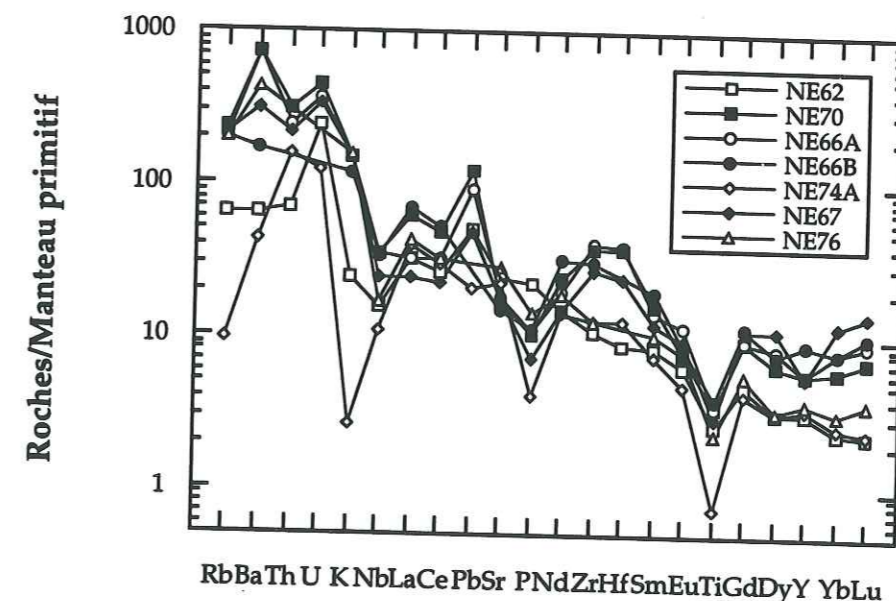


Figure IV.7 : Spectres étendus normalisés au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989) des laves de Garfield Flat.

(Sun et McDonough, 1989), les laves présentent des anomalies négatives en Nb et Ti par rapport aux terres rares, caractéristiques des magmas orogéniques (Fig. IV.7). Toutes ces roches sont enrichies en Th.

Les teneurs en Hf, Th et Ta (Hf = 2,5-4 ppm; Th = 5,5-13,5 ppm; Ta = 0,7-0,8 ppm) des andésites sont également plus faibles que celles des termes acides (Hf = 7,5-12 ppm; Th = 18-27 ppm; Ta = 1-3 ppm). Dans le triangle de Wood *et al.* (1980), les laves de Garfield Flat occupent le champ des laves calco-alcalines (Fig. IV.8).

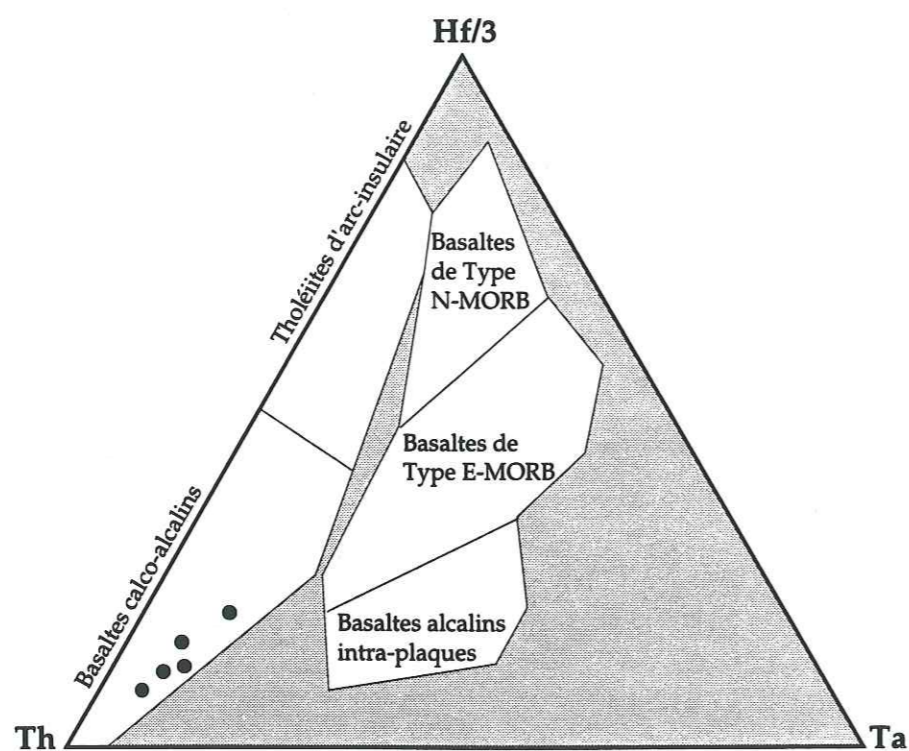


Figure IV.8 : Diagramme Hf/3-Th-Ta des laves de Garfield Flat (Wood *et al.*, 1980).

#### IV.2.3.4. Conclusion

La séquence de Garfield Flat est constituée d'andésites et de laves acides enrichies en terres rares légères ( $[La/Yb]_n = 1-16$ ;  $[La]_n = 70-205$ ) et qui présentent des caractères intermédiaires entre ceux de séries calco-alcaline et shoshonitique. Cette affinité shoshonitique est marquée par des rapports (Nb/Y) élevés (en moyenne 0,74).

Compte tenu de l'absence de datation précise sur le volcanisme de Garfield Flat, et pour tenter de préciser son contexte géodynamique, il nous faut comparer la séquence de Garfield Flat, d'une part avec la formation permienne de Black Dyke, et d'autre part avec les séquences calco-alcalines triasiques, présentes au Nevada (Pine Forest Range, Koipato Group et la formation Pablo).

La formation Black Dyke et la séquence de Garfield Flat sont différentes à tout point de vue. Le milieu du volcanisme est aérien et continental à Garfield Flat alors que les roches volcaniques, pyroclastiques et sédimentaires de Black Dyke se sont déposées un bassin marin plus ou moins profond. La nature des laves est aussi différente. Le volcanisme de Garfield Flat est surtout acide. Inversement, les termes basiques prédominent à Black Dyke. De plus, les laves de Garfield Flat sont, comparées à celles de Black Dyke, enrichies en Nb, Zr, Pb et Th. Enfin, les laves de Black Dyke sont typiquement calco-alcalines alors que celles de Garfield Flat montrent des affinités intermédiaires entre des séries calco-alcalines et shoshonitiques (Fig. IV.9).

Par contre, le volcanisme de Garfield Flat est comparable à celui de composition intermédiaire à acide de Wassuk Range, de la formation Pablo et surtout du sommet du Koipato Group (Fig. IV.9; Séquence de China Mountain; Lapiere *et al.*, soumis).

En effet, la séquence de Garfield Flat et le sommet du Koipato Group ont en commun :

- un volcanisme continental et aérien car les laves sont dans les deux unités intercalées dans des couches rouges (conglomérats, grès, pélites rouges);
- des ignimbrites associées à des laves déjà fortement fractionnées;
- des affinités calco-alcalines fortement potassiques et/ou shoshonitiques.

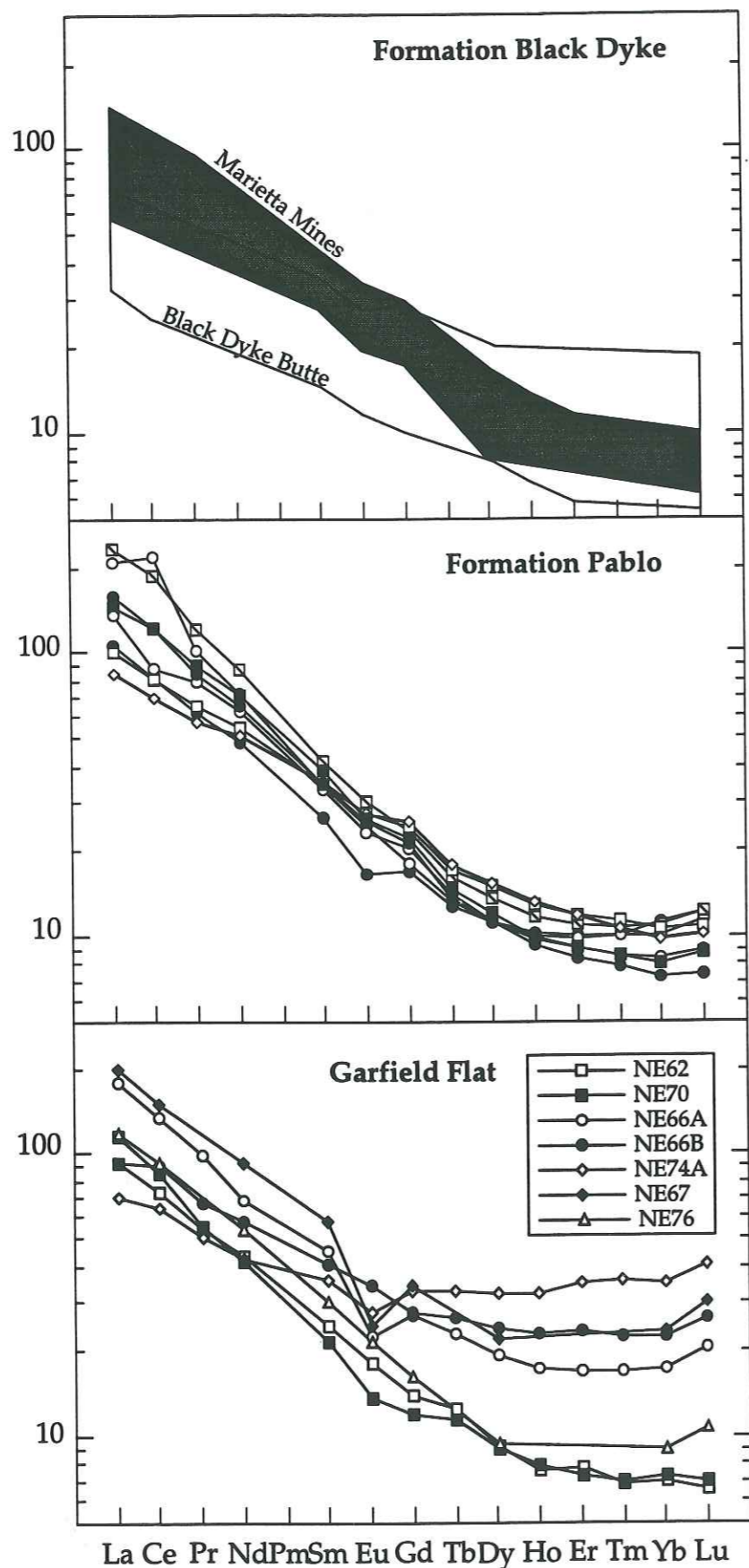


Figure IV.9 : Spectres de terres rares des roches ignées de la formation Black Dyke, de la formation Pablo et de la séquence de Garfield Flat normalisées aux chondrites (d'après Sun et McDonough, 1989).

#### IV.3. CONCLUSIONS

Les similitudes pétrographiques (abondance de faciès de composition intermédiaire à acide) et géochimiques (enrichissement en terres rares légères et contamination crustale), et le milieu continental ou néritique des éruptions nous permettent d'envisager que les séquences volcaniques de Garfield Flat, de Wassuk Range, de la formation Pablo et du Koipato Group appartiennent à un même contexte qui est celui d'une marge active triasique.

Cependant, nous observons une évolution dans l'affinité de ces laves depuis des termes calco-alcalins jusqu'à des shoshonites. Cette évolution est marquée par une augmentation progressive des rapports (Nb/Y). Pour les laves du Koipato Group, ils sont inférieurs à 0,5 ( $Nb/Y = 0,28-0,5$ ). Ils sont compris entre 0,48 et 0,95 pour les laves de Garfield Flat. Finalement, pour les laves de la formation Pablo, ces rapports sont compris entre 0,4 et 2,8 avec une moyenne à 1,64. Cette évolution marque l'existence de sources magmatiques différentes pour ce volcanisme de marge active; celle de la formation Pablo étant à la fois la plus enrichie en éléments hydromagmatophiles.

Nous avons vu dans le Chapitre II que des séquences de Black Rock Desert (Pine Forest Range et Jackson Mountains) étaient caractérisées par un volcanisme calco-alcalin triasique. Ces séquences ne se rattachent pas au volcanisme permo-triasique de l'arc intra-océanique (Klamath orientales-Blue Mountains). Elles s'en distinguent par la présence :

- (i) d'un Paléozoïque sédimentaire;
- (ii) d'une discordance à la limite Permien-Trias. Cette discordance, associée à une lacune du Trias inférieur, est caractéristique du Paléozoïque-Trias de Sierra Nevada, affecté par l'orogénèse Sonoma.

Au Trias moyen et supérieur, les séquences de Pine Forest Range et de Jackson Mountains, caractérisées par des laves calco-alcalines, interstratifiées dans des sédiments volcanoclastiques et des calcaires néritiques pourraient représenter les faciès les plus septentrionaux du volcanisme de marge active observé au Nevada centro-occidental. Néanmoins, ces séquences se différencient des volcanismes du Nevada centro-occidental par une affinité calco-alcaline beaucoup moins enrichie en terres rares légères ( $[La/Yb]_n = 2-3$ ). Pour confirmer cette différence, il faudrait compléter les données analytiques par le dosage du Th, Ta, Hf et Pb et les compositions isotopiques du Nd et du Sr pour mettre en évidence l'absence ou la présence d'une contamination crustale.

Donc, au Trias, un volcanisme de marge active débute après l'accrétion de l'arc de type Sierra Nevada-Excelsior Mountains à la marge nord-américaine. Ce magmatisme est représenté par des séries calco-alcalines à shoshonitiques, fortement enrichies en terres rares légères, Th, Pb. Les faibles valeurs de  $\epsilon Nd(T)$  traduit leur affinité crustale.

Toutefois, ce volcanisme présente une grande diversité dans les affinités magmatiques des laves. Cette diversité peut traduire :

- une contamination par des sédiments subductés différentes suivant les fragments de l'arc magmatique;

- une variation de la nature et/ou l'épaisseur du substratum sur lequel se sont édifiés les appareils volcaniques, ou le contexte tectonique de mise en place des associations volcaniques (faille, décrochement). Ainsi le Koipato Group et la formation Pablo s'édifient sur l'allochtone de Golconda, représentant un ancien bassin charrié sur la marge continentale. La séquence de Garfield Flat, proche spatialement de la formation Black Dyke, s'édifie vraisemblablement sur le substratum de l'arc permien à affinité continentale. Les séquences de Pine Forest Range et Jackson Mountains s'édifient sur un Paléozoïque ayant des affinité avec l'arc permien à affinité continental, toutefois ces dépôts s'effectuent loin de l'axe volcanique sur un substratum probablement moins épais et ayant une affinité continentale moins marquée, ou même de composition différente (croûte de type intermédiaire).

## Chapitre V.

# LE VOLCANISME PERMO-TRIASIQUE D'ARC DE COLOMBIE BRITANNIQUE, CANADA

## Chapitre V. LE VOLCANISME PERMO- TRIASIQUE D'ARC DE COLOMBIE BRITANNIQUE, CANADA

### V.1. INTRODUCTION

Les Cordillères canadiennes, à l'Ouest des Montagnes Rocheuses, sont divisées en quatre grands domaines (Fig. V.1) :

- (i) la chaîne d'Omineca;
- (ii) le domaine intermontagneux;
- (iii) le domaines côtier;
- (iv) le domaine insulaire.

Ces domaines sont composés de plusieurs unités tectono-stratigraphiques ou "terrane", caractérisées par des séquences de bassin océanique et d'arc insulaire datées du Paléozoïque supérieur et/ou du Mésozoïque inférieur. En Colombie Britannique, les principaux "terrane" sont nommés : Wrangellia, Chilliwack, Stikinia, Cache Creek et Quesnellia (Fig. V.1; Monger *et al.*, 1982; Coney, 1989; Monger *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1992).

Nous présenterons brièvement les principales caractéristiques des "terrane" qui affleurent en Colombie Britannique.

#### V.1.1. Le "terrane" Wrangellia

Le "terrane" Wrangellia est constitué de Paléozoïque supérieur et de Mésozoïque inférieur. Le Paléozoïque supérieur, presque exclusivement sédimentaire (grès, cherts, argilites) et parfois tuffacé (Brandon *et al.*, 1986) est surmonté en discordance par des basaltes tholéitiques en coussins, des brèches volcaniques et des sédiments volcanoclastiques du Trias supérieur.

#### V.1.2. Le "terrane" Chilliwack

Le terrane Chilliwack, situé à la frontière américano-canadienne, est considéré comme le prolongement du Paléozoïque supérieur volcanique et sédimentaire, présent dans les Blue Mountains et les Klamath orientales (Monger, 1977; Miller *et al.*, 1992). Ce "terrane" est constitué d'un empilement d'écaillés pentées vers l'Est (Fig. V.2), de Paléozoïque supérieur (Chilliwack Group) recouvert en discordance par du Trias supérieur (Formation Cultus).

Le Chilliwack Group débute par des argilites, des siltites et des calcaires du Pennsylvanien inférieur, surmontés d'abord par du Pennsylvanien supérieur volcanodétritique, puis par des calcaires du Permien inférieur qui renferme une faune de fusulines et de brachiopodes, identique à celle que





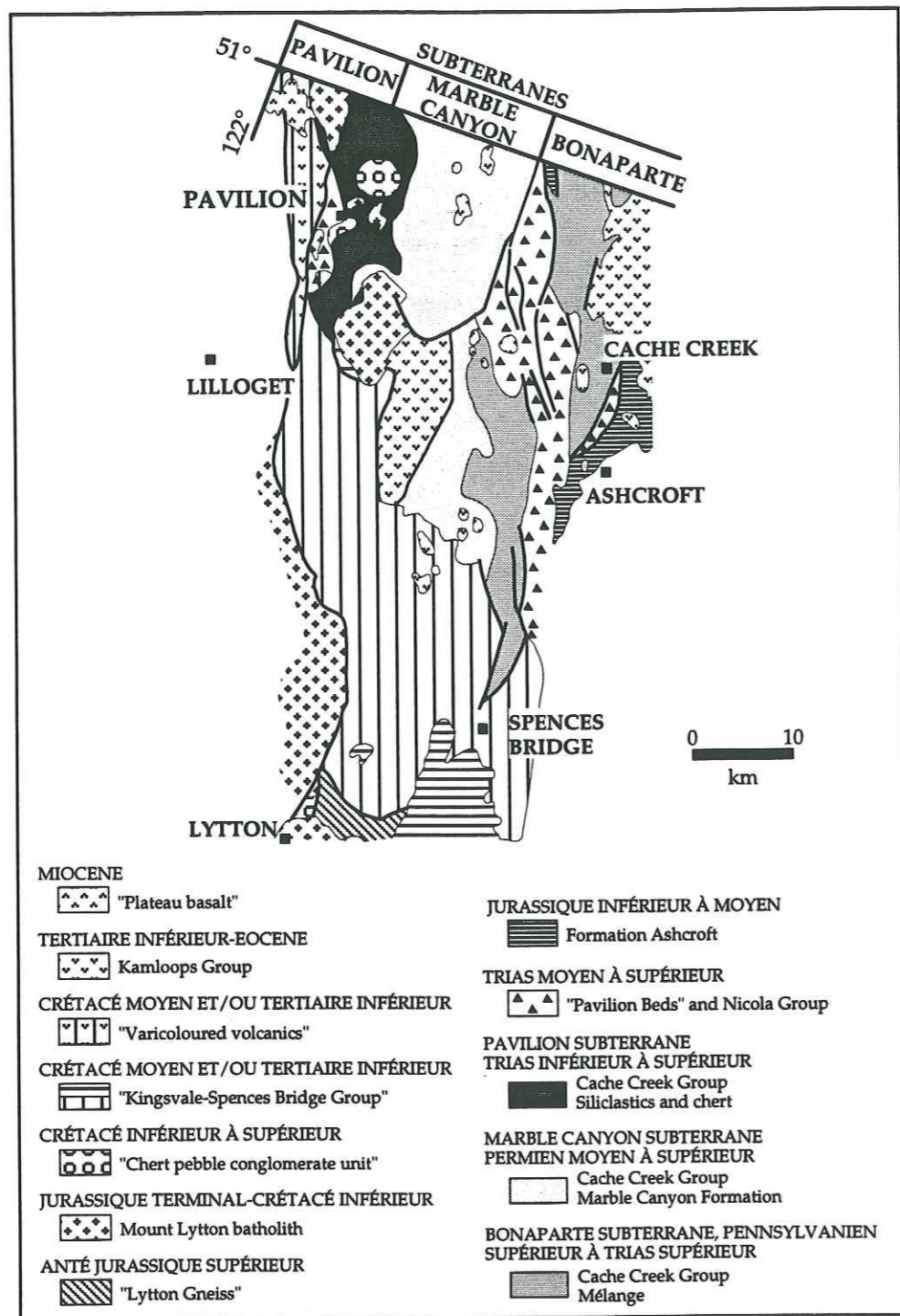


Figure V.3 : Carte géologique simplifiée de la partie Sud du "terrane" Cache Creek (d'après Monger *et al.*, 1991).

l'on trouve dans les Klamath orientales et les Blue Mountains et qui présente une affinité téthysienne (faune de type McCloud : Skinner et Wilde, 1966; Monger et Berg, 1984; Miller, 1987; Miller *et al.*, 1992; Belasky et Runnegar, 1994). Des laves acides et basiques reposent en concordance sur les calcaires permien.

### V.1.3. Le "terrane" Stikinia

Le "terrane" Stikinia est un des plus grands "terrane" des Cordillères canadiennes. Il est constitué de roches ignées et sédimentaires datées du Paléozoïque supérieur, surmontées en discordance par du Mésozoïque volcanogène d'arc.

Le Paléozoïque supérieur est constitué d'argilites siliceuses, de laves et de pyroclastites passant vers le haut à des calcaires néritiques du Mississippien supérieur. Le Permien, discordant, comprend des laves basiques et des rhyolites recouvertes en concordance par les calcaires à fusulines et polypiers de type McCloud (Skinner et Wilde, 1966; Monger et Berg, 1984; Miller, 1987; Miller *et al.*, 1992; Belasky et Runnegar, 1994). Localement, le Permien inférieur est surmonté par des basaltes associés à des phyllites (Monger *et al.*, 1991).

Les "terrane" Stikinia et Chilliwack représentent pour de nombreux géologues (Monger, 1977; Miller, 1987; Coney, 1989; Monger *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1992) un arc insulaire caractérisé par deux épisodes volcaniques survenus au Paléozoïque supérieur et au Trias. Les produits volcaniques du Paléozoïque supérieur seraient séparés de ceux du Trias par une discordance, induite par une phase tectonique accompagnée de métamorphisme. Le développement de l'arc serait lié par la subduction pentée vers l'Ouest d'une lithosphère océanique dont les témoins sont représentés actuellement par le "terrane" Cache Creek.

### V.1.4. Le "terrane" Cache Creek

Le "terrane" Cache Creek représente une suture océanique relativement mal datée. La localité type de ce "terrane" est localisée au Sud de la Colombie Britannique. Trois unités y ont été définies soit, d'Est en Ouest (Fig. V.3) : le "subterrane" Bonaparte, le "subterrane" de Marble Canyon et celui du Pavilion (Monger et Berg, 1984; Monger et McMillan, 1984).

Le "subterrane" Bonaparte est un mélange tectonique, constitué de blocs de calcaires de cherts, de basaltes et de serpentinites pris dans une matrice pélitique et siliceuse fortement schistosée. Les âges des blocs varient du Pennsylvanien supérieur au Permien supérieur alors que la matrice serait permienne à triasique. Certaines laves ont des faciès rappelant ceux du Nicola Group du "terrane" Quesnellia (Shannon, 1982). Les déformations observées dans la matrice et les blocs sont comparables à celles que l'on attribue aux prismes d'accrétion.

Le "subterrane" Marble Canyon est formé pour l'essentiel de calcaires permien de plate-forme dans lesquels s'intercalent des coulées volcaniques associées à des volcanoclastites et des argilites.

Le "subterrane" Pavilion comprend des matériaux d'âge triasico-jurassique : turbidites remaniant parfois du matériel volcanique, cherts associés à des basaltes en coussins.

Ce "terrane" composite de Cache Creek ressemblerait à l'empilement d'écaillés, présentes dans les Klamath centrale, et en Sierra Nevada, qui sont formées de matériel océanique du Trias supérieur (métamorphisé ou non dans le faciès schistes bleus), de laves d'arc du Paléozoïque supérieur et de calcaires permien type McCloud (Monger, 1977; Miller, 1987; Coney, 1989; Monger *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1992).

#### V.1.5. Le "terrane" Quesnellia

Le "terrane" Quesnellia présente des séries volcaniques et sédimentaires du Paléozoïque supérieur, surmontées en discordance par du Trias (Read et Okulitch, 1977). Le Paléozoïque supérieur, relativement mal connu, y est représenté par les deux groupes du Harper Ranch et de Okanagan.

##### V.1.5.1. Le Harper Ranch Group

Le Harper Ranch Group (Dévonien supérieur-Permien supérieur) est formé de turbidites qui renferment parfois d'énormes olistholites de calcaires. On y trouve aussi localement des laves calco-alcalines, comparables à celles de même âge qui affleurent en Sierra Nevada et dans le Sud du Nevada (Monger *et al.*, 1991). Il représenterait le témoin d'un bassin associé à un arc volcanique actif (Smith, 1974).

##### V.1.5.2. Le Okanagan Group

Le Okanagan Group est constitué de calcaires, d'argilites, de cherts, de roches vertes et des roches ultrabasiques carbonifères ou permien qui témoigneraient d'un ancien bassin océanique (Monger, 1977; Milford, 1984).

##### V.1.5.3. Le Nicola Group

Les roches volcaniques et sédimentaires du Trias supérieur-Jurassique inférieur du Nicola Group recouvrent en discordance le Paléozoïque des groupes Harper Ranch et Okanagan (Read et Okulitch, 1977), déformé par une phase tectonique fini-permienne. Les laves seraient calco-alcalines à l'Ouest et shoshonitiques à l'Est (Monger *et al.*, 1991).

Le contexte géodynamique du "terrane" Quesnellia serait celui d'un arc insulaire. Plus généralement, selon le modèle proposé par Monger *et al.*, (1991), les "terranes" Stikinia et Quesnellia représenteraient deux arcs insulaires, localisés de part et d'autre du bassin océanique de Cache Creek. Le développement de ces deux arcs serait lié au bassin de Cache Creek qui subductait à la fois vers l'Est et l'Ouest.

#### V.1.6. Buts de cette étude

Pour Monger *et al.* (1991), les grandes unités tectono-stratigraphiques du Paléozoïque et du Mésozoïque, définies aux Etats Unis se prolongent vers le Nord dans les Cordillères canadiennes, uniquement perturbées par de grands accidents décrochants tertiaires.

Aussi, devrait-on retrouver en Colombie Britannique, les deux grandes associations ignées et sédimentaires d'arcs, définies plus au Sud, en Californie, au Nevada et en Oregon:

- l'arc intra-océanique du Paléozoïque-Trias (type I) présent dans les Klamath orientales, les Blue Mountains et le Black Rock Desert (Nevada occidentale) et qui serait représenté au Canada par les "terranes" Chilliwack et Stikinia;
- l'arc à substratum continental du Paléozoïque (type II) de Sierra Nevada dont l'équivalent canadien serait le "terrane" Quesnellia.

Cependant, les contextes géodynamiques des séquences volcaniques paléozoïques et mésozoïques des "terranes" de Colombie Britannique sont toujours un sujet de discussion parmi les géologues canadiens.

Cependant, il semble admis que les roches volcaniques orogéniques mésozoïques des "terranes" Stikinia et Quesnellia appartiennent à deux arcs, séparés par le bassin océanique du "terrane" Cache Creek (Monger *et al.*, 1991).

Par contre, les contextes géodynamiques des volcanismes paléozoïques des "terranes" Stikinia et Quesnellia ne sont pas bien cernés. Cependant, les géologues canadiens et américains s'accordent pour considérer le Permien sédimentaire et volcanique du Chilliwack Group ("terrane" Stikinia) comme le prolongement de l'arc Klamath-Blue Mountains car le Permien inférieur, présent dans ces trois régions - Chilliwack, Blue Mountains, Klamath orientales - est caractérisé par des carbonates de plate-forme renfermant une faune à affinité téthysienne (type McCloud).

L'étude pétro-géochimique des laves des Chilliwack et du Nicola groupes, dont nous présentons ici les premiers résultats vont nous permettre :

- de justifier ou non si le "terrane" Chilliwack est bien le prolongement de celui, présent dans les Blue Mountains et les Klamath orientales;
- de comparer le volcanisme triasique du Nicola Group du "terrane" de Quesnellia, à celui, pénécontemporain, de marge active qui affleure dans tout l'Ouest du Nevada (Koipato, Pablo, Pine Forest Range).

Cette étude est financée par le MENESR dans le cadre des Actions spécifiques. Elle est entreprise en collaboration avec L. Struick et C. Evenchick du Service géologique du Canada à Vancouver (Colombie Britannique).

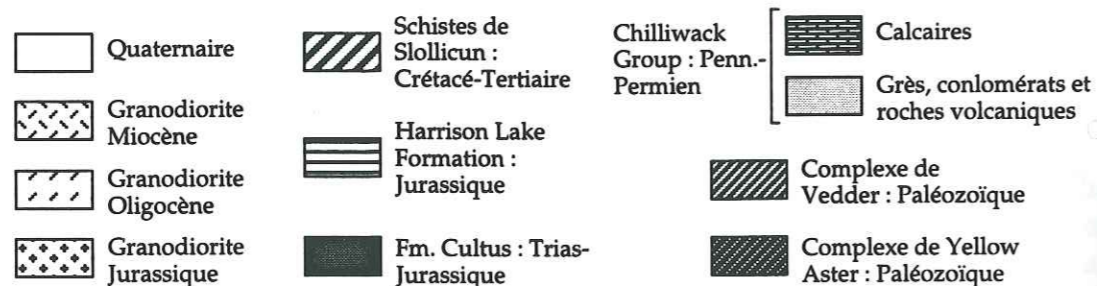
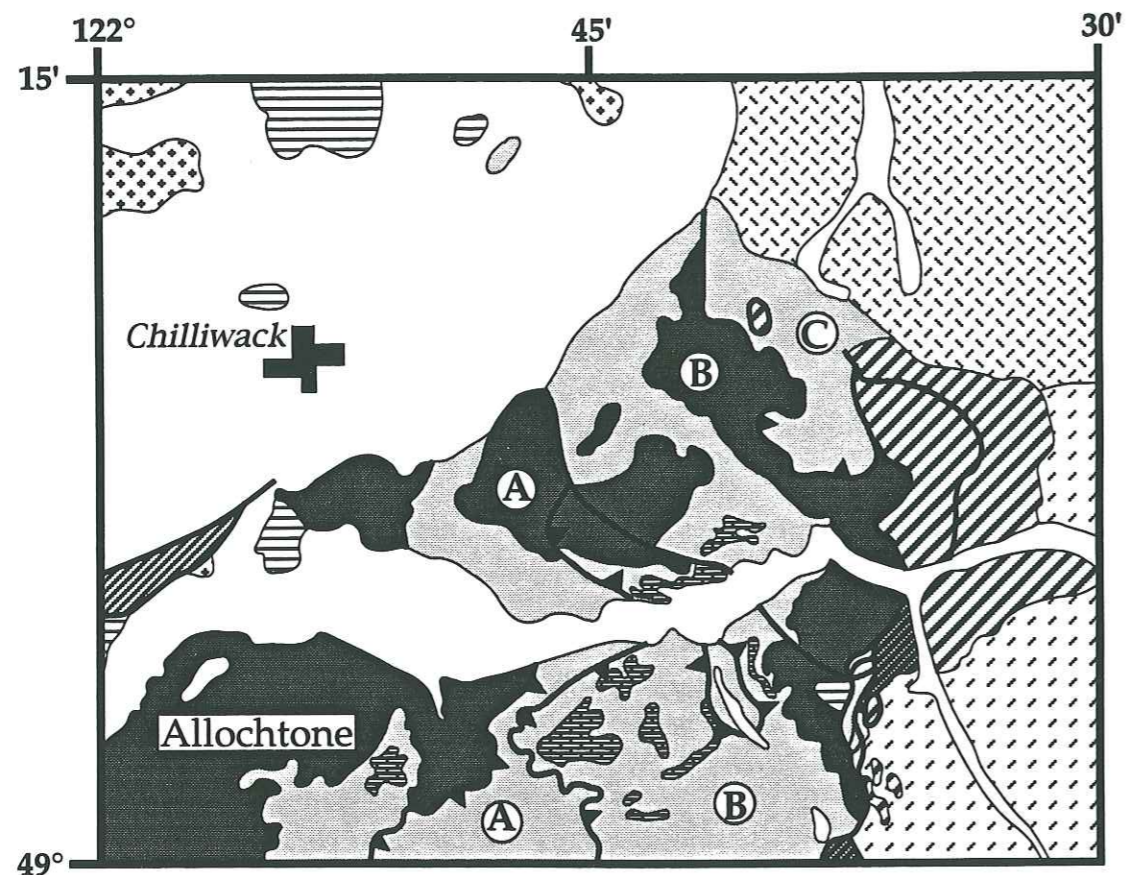


Figure V.4 : Carte géologique simplifiée du "terrané" Chilliwack (modifiée d'après Monger, 1989).

## V.2. CARACTÉRISATION DU VOLCANISME PERMIEN DU "TERRANE" CHILLIWACK

### V.2.1. Introduction

Le "terrané" Chilliwack est constitué d'un empilement de trois écailles déversées vers l'Ouest (Fig. V.4). Les déformations subies par le Paléozoïque sont bien marquées par les lentilles de calcaires permien (Fig. V.4).

Les successions lithostratigraphiques paléozoïques des différentes écailles sont illustrées dans la Figure V.4 où sont aussi reportées les localisations des différents échantillons analysés.

### V.2.2. Le volcanisme d'arc permien

#### V.2.2.1. Pétrographie et minéralogie de quelques échantillons de roches volcaniques du "terrané" Chilliwack

Les échantillons décrits ci-dessous ont été prélevés le long de la rivière sur la piste de Chipmunk Creek (Fig. V.4). Ils appartiennent à une séquence de brèches, de laves acides et de pélites noires indurées et schisteuses, épaisse d'environ 50m, monoclinale et pentée vers l'Est, qui repose sur les calcaires permien très recristallisés de type McCloud. Le contact entre les calcaires et cette séquence n'est pas visible le long de la piste. L'échantillon de dolérite provient d'un élément de la brèche qui renferme aussi des fragments de roches sédimentaires. Les dacites et les rhyolites, finement litées, s'intercalent dans les pélites noires.

. CW1 : Dolérite à texture intergranulaire (Fig. V.5). Elle est constituée de phénocristaux de plagioclases séricitisés (70%), d'oxydes ferro-titanés (10%), d'amphiboles chloritisés (5%) et de quelques pyroxènes épidotitisés.

. CW6 : Dacite à texture porphyrique fluidale. Elle renferme des phénocristaux de plagioclases et de quartz (Fig. V.5). Les plagioclases sont systématiquement altérés en séricite. La mésostase est constituée de plagioclases et de quelques oxydes ferro-titanés.

. CW7 : Dacite à texture subaphyrique (Fig. V.6). Les rares phénocristaux (moins de 5%) sont des plagioclases et quelques quartz.

. CW9 : Dacite, comparable à CW6, mais très déformée.

. CW11 : Rhyolite à nombreux phénocristaux de plagioclases et de quartz (Fig. V.6).

#### V.2.2.2. Géochimie

##### a. Les éléments majeurs

Les roches du Chilliwack Group sont plus ou moins altérées (perte au feu (PF) = 3,4-4,15%). D'après les concentrations en SiO<sub>2</sub> (SiO<sub>2</sub> = 51-70%; tableau II), leur composition varie depuis celles des basaltes jusqu'à celles des rhyolites. Cependant, ces roches sont faiblement magnésiennes (MgO = 3-

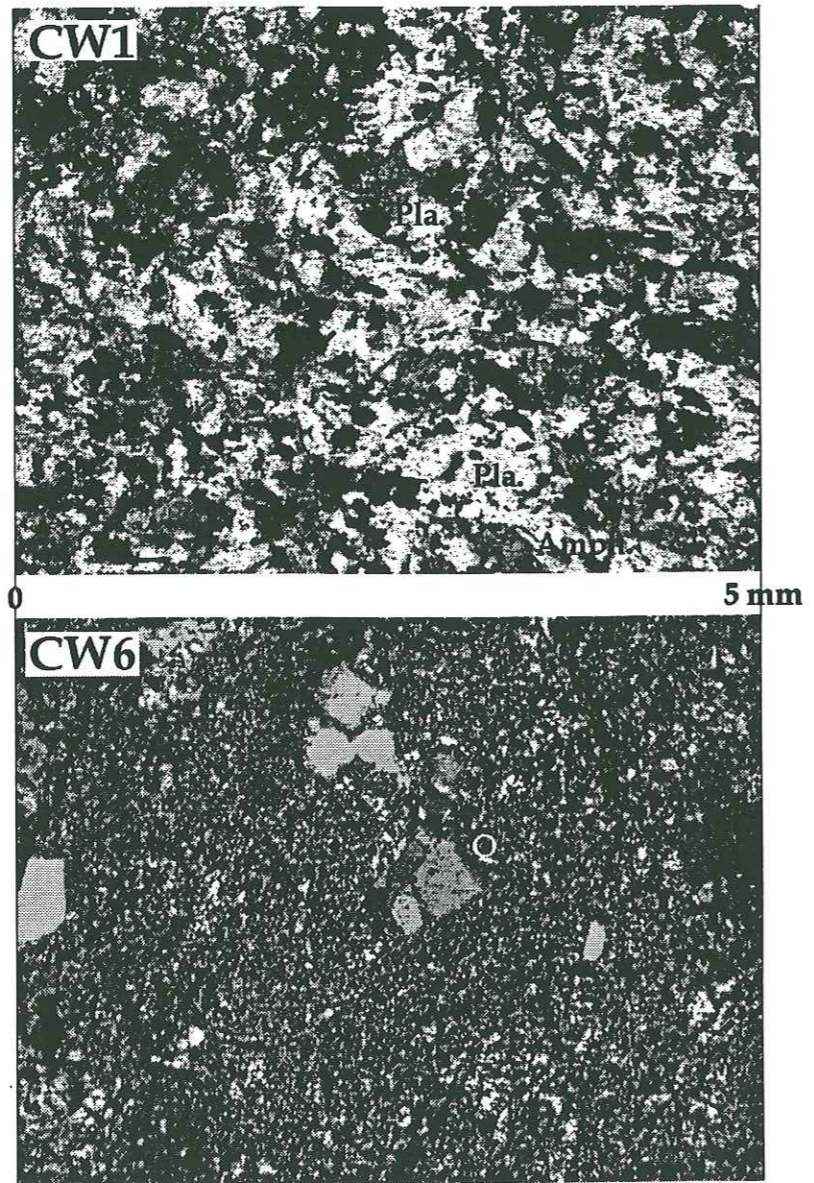


Figure V.5 : Photographie des lames minces CW1 et CW6.

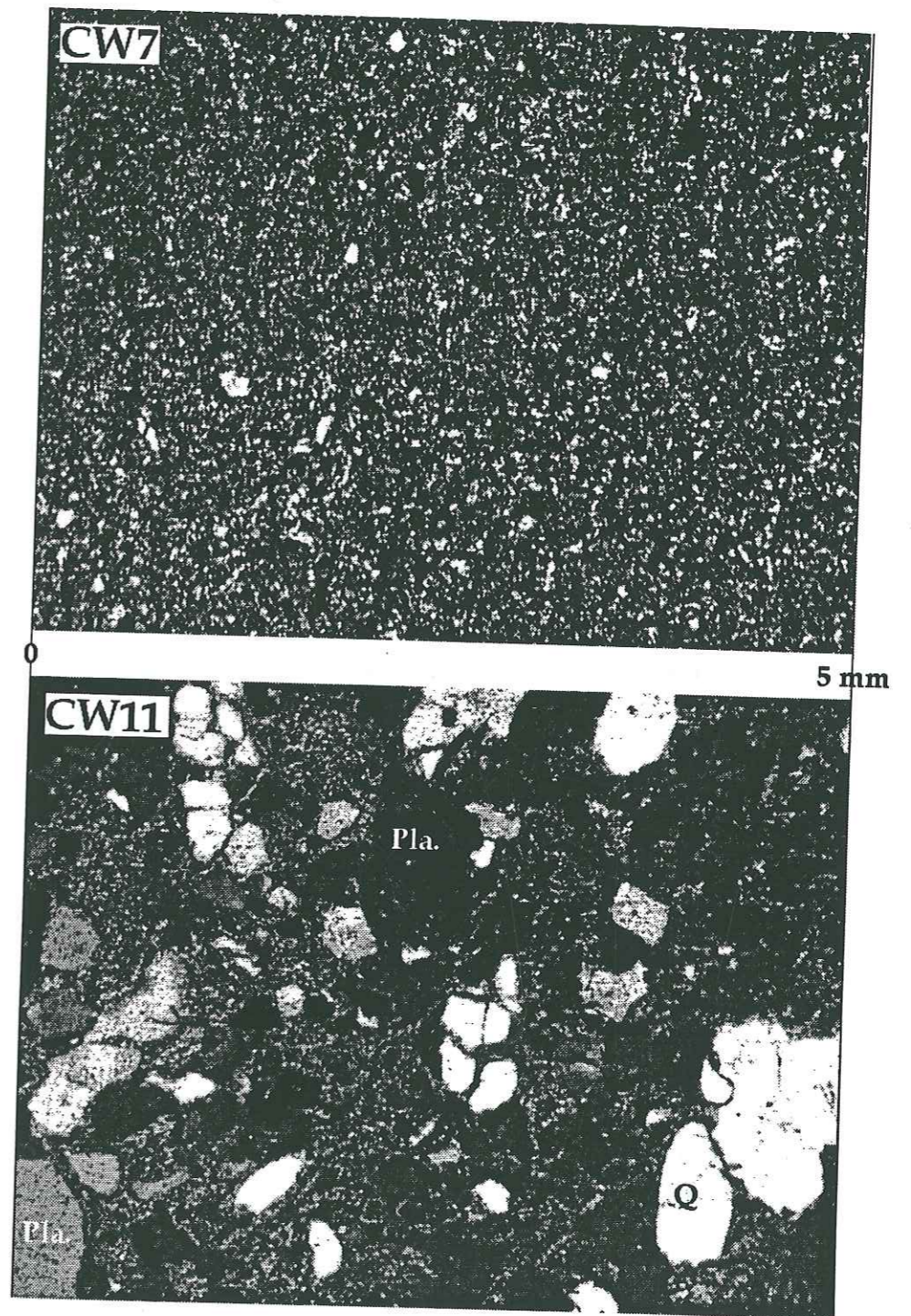


Figure V.6 : Photographie des lames minces CW7 et CW11.

Echantillons	CW1	CW9	CW11
Roches	basalte	andésite	rhyolite
SiO <sub>2</sub>	56,21	50,62	70,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	20,69	12,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	9,68	8,44	4,1
MnO	0,14	0,15	0,18
MgO	4,57	3,5	2,71
CaO	4,52	3,19	3,25
Na <sub>2</sub> O	3,93	3,96	1,16
K <sub>2</sub> O	0,12	3,49	1,1
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,23	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,29	0,13
PF	3,76	4,15	3,46
Total	99,82	99,71	99,61
Rb	1,85	46,39	35,12
Sr	153,42	115,71	326,80
Y	34,96	35,42	54,24
Zr	93,22	154,28	150,52
Nb	2,51	6,29	4,04
Cs	0,28	1,12	1,71
Ba	94	1005	2948
La	9,61	18,57	14,37
Ce	23,69	38,47	34,98
Pr	3,46	4,99	4,76
Nd	16,99	21,92	22,51
Sm	4,58	4,99	6,05
Eu	1,76	1,78	1,48
Gd	5,70	5,61	8,14
Tb	0,94	0,86	1,25
Dy	6,10	5,51	8,30
Ho	1,27	1,17	1,78
Er	3,44	3,29	5,09
Tm	0,50	0,49	0,76
Yb	3,11	3,18	5,14
Lu	0,48	0,52	0,86
(La/Yb) <sub>n</sub>	2,22	4,19	2,01
Eu/Eu*	1,05	1,03	0,64
Hf	2,80	3,70	4,28
Ta	0,18	0,36	0,20
Pb	0,97	3,45	8,95
Th	0,68	3,02	1,75
U	0,33	1,43	0,98

Tableau II : Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des laves du Chilliwack Group.

4,6%) et calciques CaO (CaO = 3-4,5%). On peut donc penser qu'à l'exception de la dolérite, le volcanisme de Chilliwack est plutôt acide. Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, bien que variables (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12,5-20,7%) et les concentrations en TiO<sub>2</sub> < 1,3% sont classiques de séries orogéniques. Les teneurs en alcalins sont très variables (Na<sub>2</sub>O = 1-4%; K<sub>2</sub>O = 0,1-3,5%), et peu significatives compte tenu de l'altération subit par ces roches.

#### b. Les éléments traces et les terres rares

Les laves du Chilliwack Group présentent des teneurs élevées en éléments hygromagmatophyles (Zr, Y et Nb). Les teneurs en Zr, Y et Nb (Zr = 93-155 ppm; Y = 35-55 ppm; Nb = 2,5-6,3 ppm) augmentent en fonction du degré de fractionnement des laves. Leurs rapports (Nb/Y) sont très faibles, inférieurs à 0,2. Des rapports inférieurs à 0,5 correspondent soit à des basaltes océaniques, soit à des laves d'arc tholéitiques ou calco-alcalines (Pearce et Cann, 1973).

Les spectres des laves, normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989), sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig. V.7; [La/Yb]<sub>n</sub> = 2-4, [La]<sub>n</sub> = 40-78). Cet enrichissement est comparable à celui de séries calco-alcalines. La différenciation des dolérites aux rhyolites se traduit par l'augmentation de l'enrichissement en terres rares légères, alors que les teneurs en terres rares lourdes restent constantes (Fig. V.7). L'échantillon CW11 présente un spectre plus plat caractérisé par des concentrations élevées en terres rares lourdes et une forte anomalie négative en Eu (Fig. V.7; [La/Yb]<sub>n</sub> = 2, [Yb]<sub>n</sub> = 30). Ce spectre est typique d'un liquide différencié de composition rhyolitique. Les laves du Chilliwack Group semblent issues d'une même source, mais avec différents taux de fusion partielle.

Le diagramme (La/Sm) = f(La) permet de confirmer le caractère cogénétique des ces laves, souligné précédemment. Nous notons une augmentation du rapport (La/Sm) en fonction de l'augmentation des teneurs en La (Fig. V.8). Selon la méthode de Steinberg *et al.* (1979), nous pouvons déduire que ces laves sont issues d'une même source, mais avec différents taux de fusion partielle.

Les spectres étendus, normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989), présentent des anomalies en Nb, Zr et Ti caractéristiques de laves orogéniques liées à un contexte d'arc volcanique (Fig. V.9). On note l'apparition d'une anomalie positive en Pb au cours de la différenciation depuis CW1 à CW11. Les teneurs en Pb évoluent en fonction du degré de fractionnement des laves (Pb = 0,9-9 ppm). Cette augmentation des teneurs en Pb semble liée au degré de fractionnement des laves, donc à un processus de cristallisation fractionnée.

L'affinité magmatique des roches volcaniques du Chilliwack Group est précisée à l'aide des teneurs en Th, Hf et Ta. Dans le diagramme de Wood *et al.* (1980), elles se placent en limite des champs des laves d'arc tholéitiques et calco-alcalines (Fig. V.10). Seul le basalte CW1, caractérisé par un rapport (Hf/Th) supérieur à 3, se situe dans le champ des basaltes à affinité tholéitique.

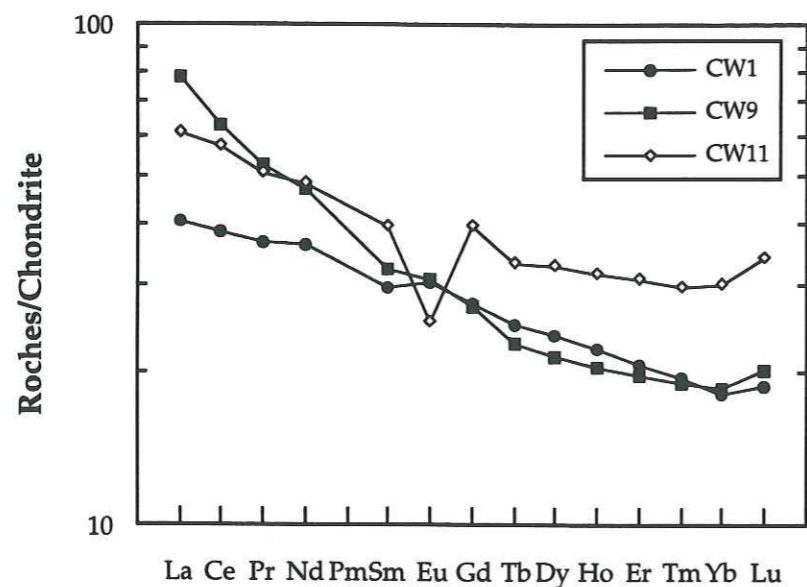


Figure V.7 : Spectres des terres rares, normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989), de trois roches volcaniques du Chilliwack Group.

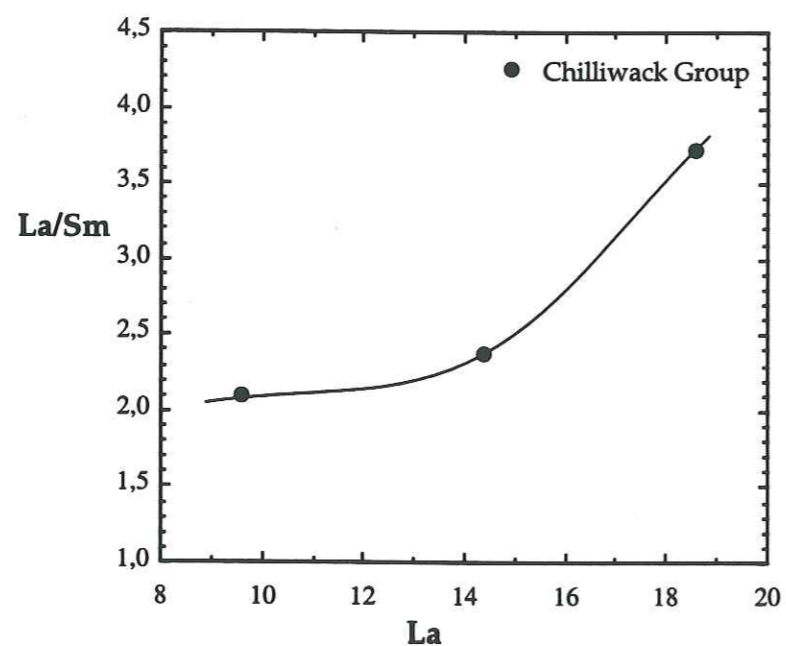


Figure V.8 : Variation du rapport (La/Sm) en fonction des teneurs en La de trois roches volcaniques du Chilliwack Group.

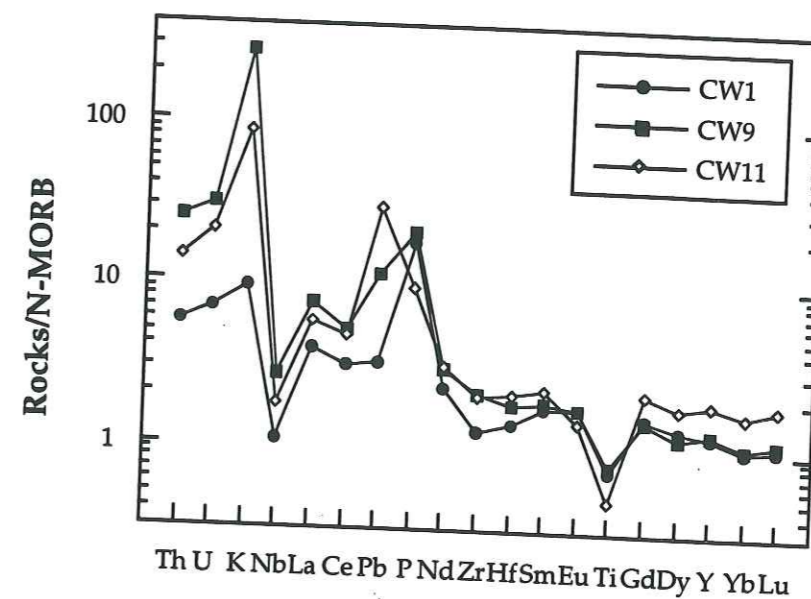


Figure V.9 : Spectres étendus, normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989), de trois roches volcaniques du Chilliwack Group.

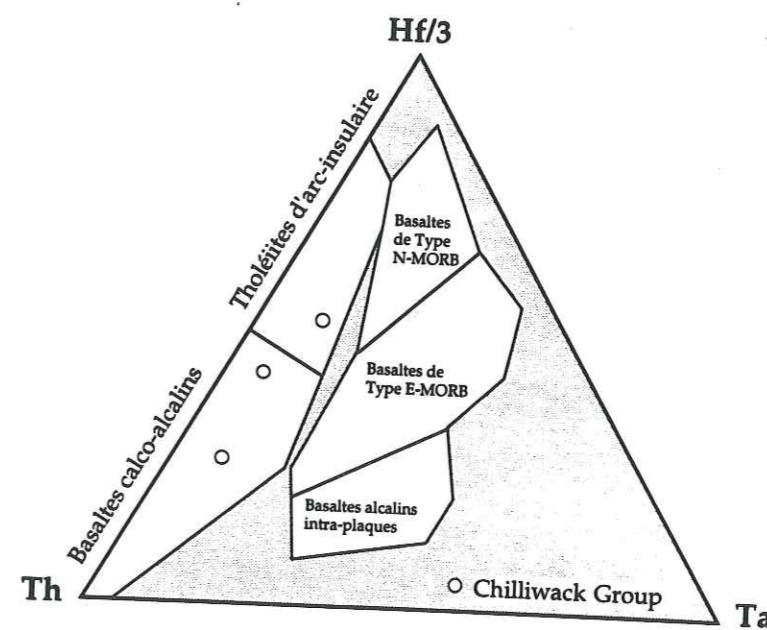


Figure V.10 : Position des trois échantillons de roches volcaniques du Chilliwack Group dans le triangle Hf/3-Th-Ta de Wood *et al.* (1980).

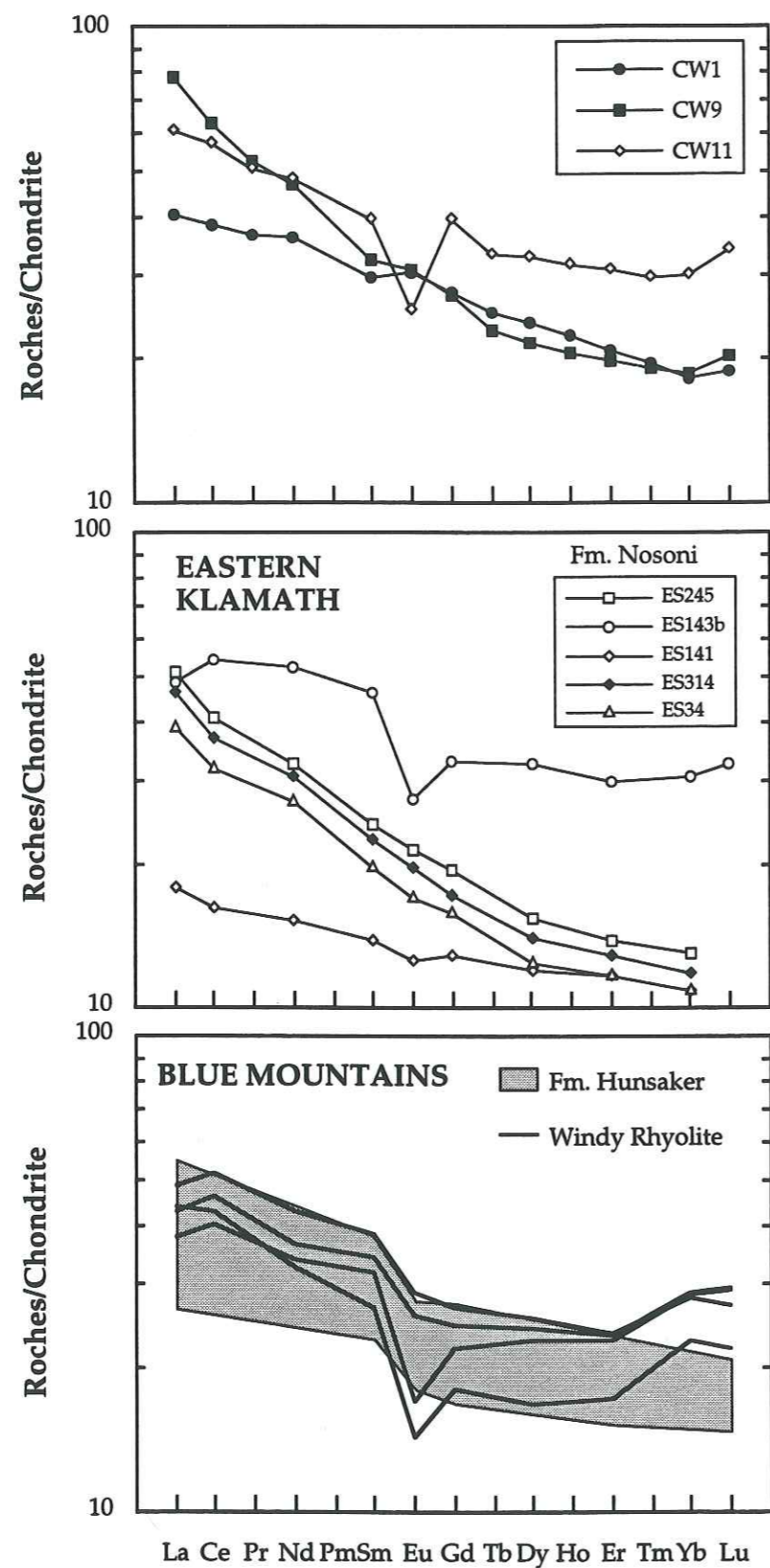


Figure V.11 : Spectres des terres rares, normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989), des roches volcaniques du Chilliwack Group comparés aux spectres des roches volcaniques permiennees des Blue Mountains.

### V.2.3. Conclusions

Les roches volcaniques permiennees du Chilliwack Group appartiennent à une série caractérisée par :

- un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes;
- la présence d'un terme rhyolitique enrichi en terres rares lourdes par rapport aux termes basiques et intermédiaires;
- des anomalies négatives en Zr, Nb et Ti pour les spectres normalisés au N-MORB;
- de faibles teneurs en Th par rapport à l'Hf, situant les laves du Chilliwack Group à la limite des domaines tholéiitique et calco-alcalin.

### V.2.4. Contexte géodynamique

Le volcanisme permien du Chilliwack Group peut être comparé avec le volcanisme calco-alcalin d'arc (Sierra Nevada-Excelsior Mountains), édifié sur un fragment de lithosphère continentale (Type II) ou avec celui tholéiitique à calco-alcalin d'arc intra-océanique (Type I); Klamath orientales-Blue Mountains), tous deux de même âge permien.

Le volcanisme d'arc du Chilliwack Group est très différent de celui des formations Goodhue-Reeve-Black Dyke de l'ensemble Sierra Nevada-Excelsior Mountains. Ces dernières sont constituées essentiellement de laves basiques, les termes intermédiaires à acides restent rares. De plus, elles ne sont pas associées aux calcaires de plate-forme de type McCloud. Géochimiquement, les roches ignées des formations Goodhue-Reeve-Black Dyke sont calco-alcalines, moyennement à fortement potassiques, avec des enrichissements en terres rares légères plus importants. Elles présentent de fortes teneurs en Th, et sont très proches du pôle Th dans le diagramme de Wood *et al.* (1980).

Par contre le volcanisme du Chilliwack Group présente de nombreuses similitudes avec celui de l'arc Klamath orientales-Blue Mountains.

Les roches volcaniques de l'arc Klamath orientales-Blue Mountains sont associées avec les calcaires de plate-forme qui renferment une faune de fusulines et brachiopodes à affinité téthysienne (de type McCloud; Skinner et Wilde, 1966; Monger et Berg, 1984; Miller, 1987; Miller *et al.*, 1992; Belasky et Runnegar, 1994). Ce sont des séries volcaniques différenciées basalte-rhyolite (Formation Nosoni, Eastern Klamath; Formation Hunsaker, Blue Mountains) ainsi que des rhyolites (Windy Rhyolite, Blue Mountains). La formation Nosoni, constituée de basaltes, d'andésites, de dacites et de rhyolites, présente une affinité tholéiitique à calco-alcaline ( $[La/Yb]_n = 1,5-3,7$ ; Fig. V.11). Dans les Blue Mountains, le volcanisme d'arc est caractérisé par une série tholéiitique différenciée, basalte-rhyolite, la Formation Hunsaker ( $[La/Yb]_n = 1,2$ ; Fig. V.11), et des rhyolites (Windy Ridge Rhyolite) présentant des affinités tholéiitique à calco-alcaline ( $[La/Yb]_n = 1,2-2,1$ ; Fig. V.11). Le volcanisme permien de l'arc Klamath orientales-Blue Mountains est caractérisé par des suites tholéiitiques à calco-alcalines présentant de

nombreux faciès acides. Les valeurs d' $\epsilon\text{Nd}$  de ces roches sont comprises entre +6,7 et +8,4, et suggèrent qu'elles dérivent d'une source mantellique de type N-MORB contaminée par un composant crustal (Alibert *et al.*, 1991).

Le Chilliwack Group et les séquences de l'arc Klamath orientales-Blue Mountains ont en commun des séries basalte-rhyolite tholéitiques et calco-alcalines. Ces similitudes et la présence de calcaires permien de type McCloud suggèrent que toutes ces séquences volcaniques sont issues d'un même arc volcanique intra-océanique proparte permien.

Cependant, un grand problème tectono-stratigraphique demeure entre le "terrane" Chilliwack d'une part et les Klamath orientales-Blue Mountains d'autre part.

En effet, dans le "terrane" Chilliwack, le Trias supérieur (Formation Cultus) est discordant sur les roches volcaniques et sédimentaires permien et il y a une lacune du Trias inférieur et moyen. Cette discordance marquerait-elle dans ce "terrane" la présence d'une phase tectonique fini-permienne et/ou début triasique (Sonoma ?)

Au contraire, dans les Klamath orientales-Blue Mountains, la sédimentation est continue à la limite Permien-Trias, le volcanisme d'arc se poursuit jusqu'à la fin du Trias (Norien). On ne note aucune coupure dans toute la succession stratigraphique depuis les calcaires du Permien inférieur jusqu'aux calcaires noriens du sommet.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
M.A.I.S.C.A. D.S. G.E.O.S.C.I.E.N.C.E.S.  
L.O.C.U.M.E.N.T.A.T.I.O.N.  
F. 38041 G.I.E. C.E.L.E. C.E.D.E.X.  
T.L. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: plabour@ujf-grenoble.fr

### V.3. CARACTÉRISATION DU VOLCANISME TRIASIQUE DU NICOLA GROUP DU "TERRANE" QUESNELLIA

#### V.3.1. Introduction

Le "terrane" Quesnellia est constitué d'une séquence volcano-sédimentaire paléozoïque recouverte en discordance par une nouvelle séquence volcanique triasique.

La séquence paléozoïque est constituée principalement de sédiments volcano-détritiques et de calcaires associés à des laves calco-alcalines. Elle représenterait un bassin associé à un arc volcanique actif. D'après Monger *et al.* (1991), ces séries d'arc seraient comparables aux séquences de l'arc de type Sierra Nevada.

Cette séquence paléozoïque est surmontée en discordance par le Nicola Group, daté du Trias supérieur et du Jurassique et qui représente aussi une séquence volcanique d'arc. La discordance du Trias sur le Paléozoïque et la lacune du Trias inférieur sont dues à une phase tectonique, survenue à la fin du Permien et/ou au début du Trias. Cette phase tectonique serait à corrélérer avec la phase Sonoma qui affecte le Paléozoïque de l'arc de type Sierra Nevada.

D'après Monger *et al.* (1991), les roches volcaniques du Nicola Group sont calco-alcalines à l'Ouest et calco-alcalines et shoshonitiques à l'Est.

Donc comme pour le Chilliwack Group, le but de cette étude est de caractériser l'affinité ou les affinités magmatiques des roches volcaniques du Nicola Group.

#### V.3.2. Le Nicola Group

##### V.3.2.1. Stratigraphie

Le Nicola Group est subdivisé d'Ouest en Est en 4 unités litho-stratigraphiques : Western Belt, Central Belt, Eastern Belt et Sedimentary Belt (Fig. V.12).

La Western Belt est constituée d'argiles, de calcaires, de sédiments volcanoclastiques, associés à des brèches pyroclastiques et des coulées volcaniques (Fig. 43). Elle est bordée à l'Ouest par le "subterrane" Bonaparte du "terrane" Cache Creek (Fig. V.12). La base de la Western Belt est constituée de debris flows contenant de nombreux fragments de cherts pouvant provenir du "terrane" Cache Creek.

Le contact entre la Western Belt et le "subterrane" Bonaparte est interprété de différentes façons. Il représenterait soit :

- un contact par décrochement présentant une composante normale, avec un effondrement du compartiment Ouest;
- un contact stratigraphique, le Nicola Group se dépose au sommet du complexe de mélange;



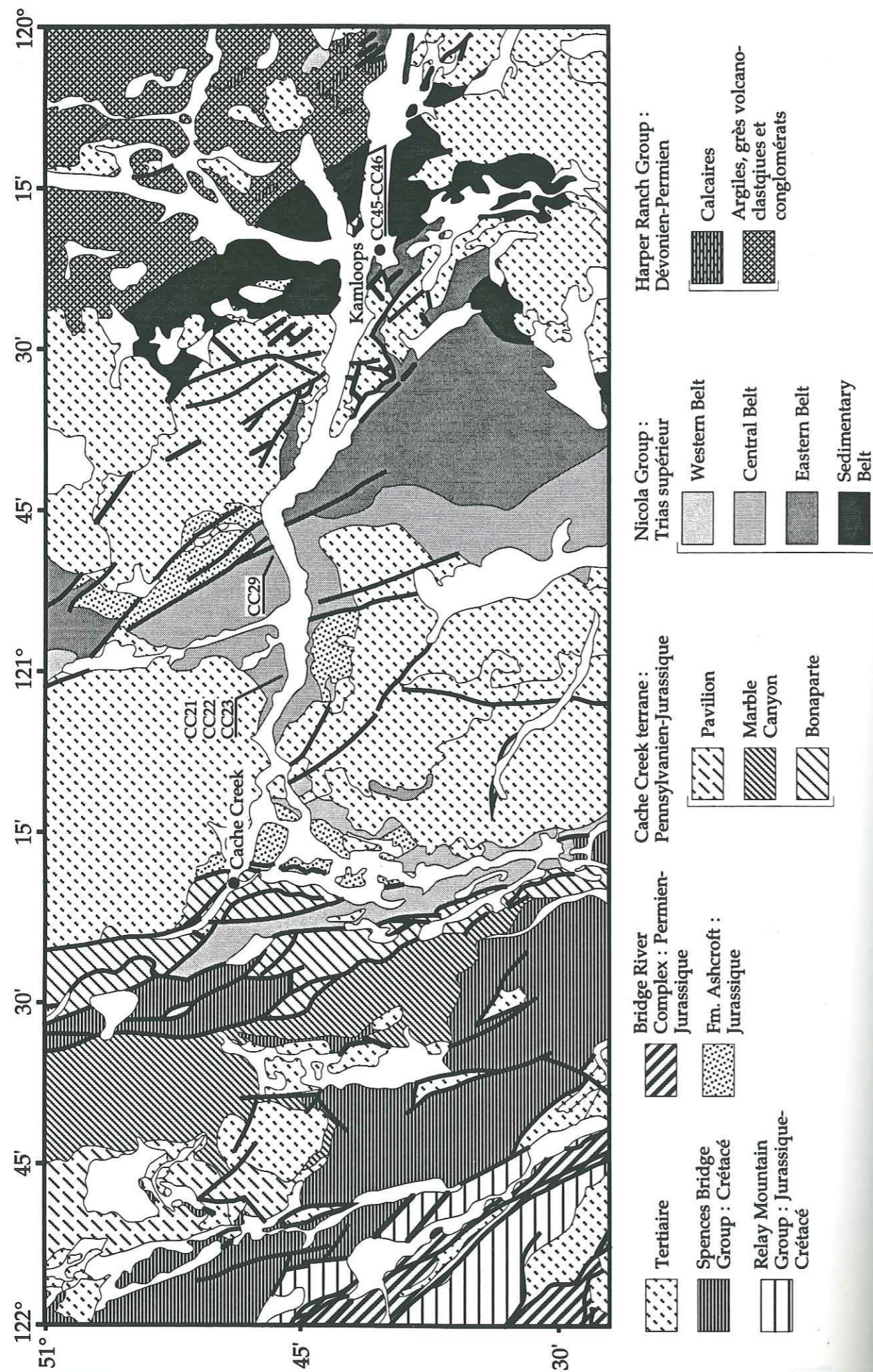


Figure V.12 : Carte géologique simplifiée de la région de Kamloops (modifiée d'après Monger et McMillan, 1989).

- le "terrane" Cache Creek a chevauché le Nicola Group au Trias supérieur, et les debris flows marqueraient l'avancée de l'allochtone Cache Creek;
- le "terrane" Cache Creek chevauche le Nicola Group au Jurassique supérieur.

Les relations entre le "terrane" Cache Creek et le Nicola Group ne sont donc pas claires, mais il semble que la Western Belt représente une sédimentation avant-arc pouvant localement recouvrir le Bonaparte Group qui présente toutes les caractéristiques d'un prisme d'accrétion.

La Central Belt est constituée de faciès volcaniques, brèches pyroclastiques, coulées massives associées à quelques tufs (Fig. V.13). Cette unité représente l'ancien axe volcanique du Nicola Group. Elle est recoupée par des plutons triasiques à jurassiques.

Avec les Eastern et Sedimentary Group, nous retrouvons des faciès sédimentaires associés à des roches volcaniques (Fig. V.13). Les faciès sédimentaires augmentent en allant vers l'Est. Ces deux groupes représentent un ancien bassin arrière-arc alimenté par le volcanisme de l'arc proche.

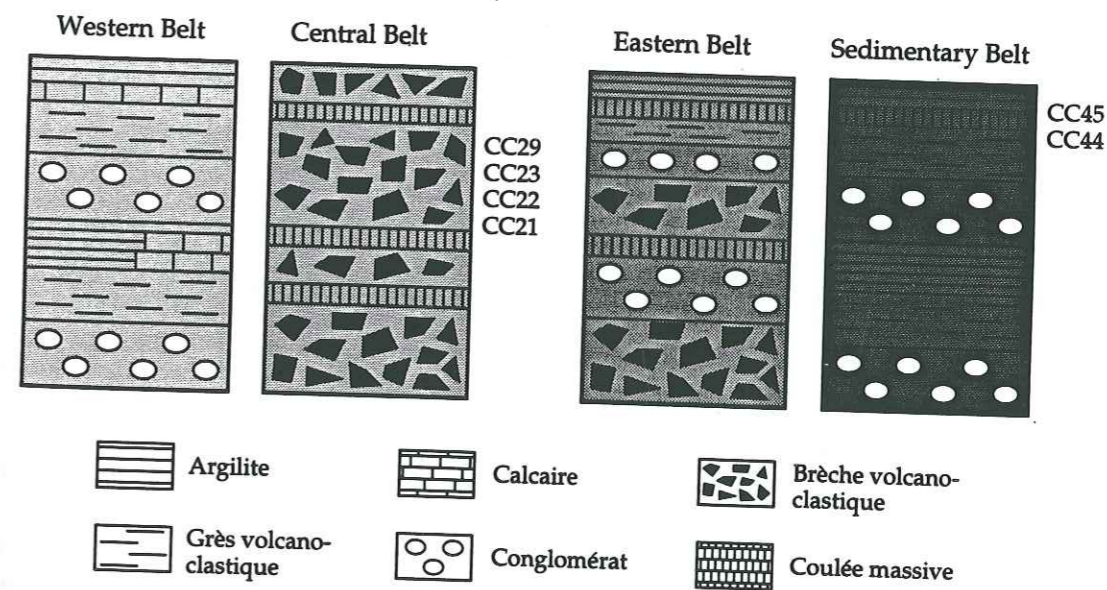


Figure V.13 : Associations lithostratigraphiques observées dans les différentes séquences du Nicola Group.

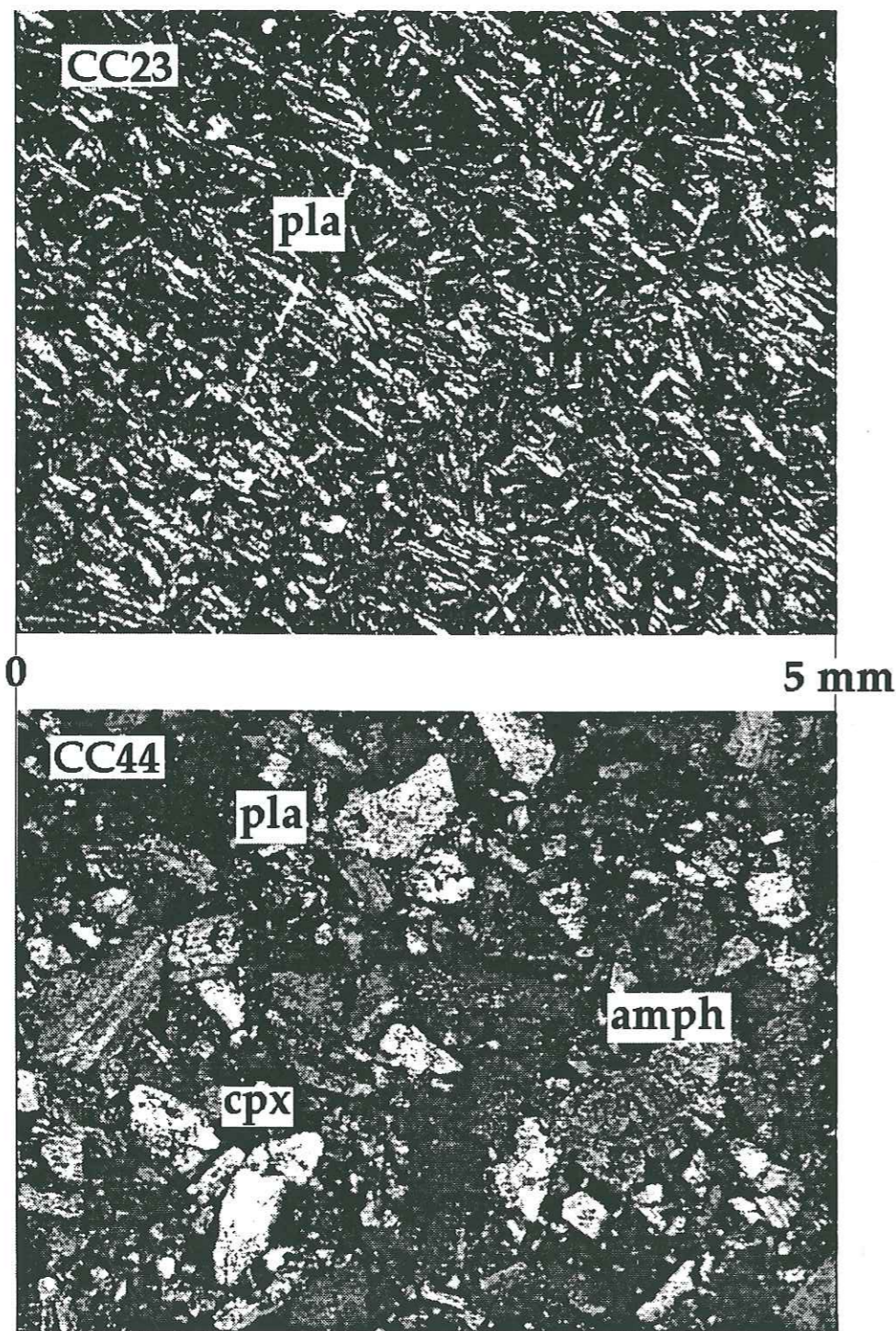


Figure V.14 : Photographie des lames minces CC23 et CC44.

### V.3.2.2. Pétrographie des faciès du Nicola Group

Tous les échantillons de laves étudiées ont été prélevés :  
 - le long de la route (Interstate I) reliant Cache Creek à Kamloops (CC23 à CC29; Fig. V.12);  
 - le long de la branche Sud de la rivière Thompson.

. Entre Cache Creek et Kamloops, les séquences volcaniques du Nicola Group sont constituées de brèches volcaniques polygéniques, associées à des laves basiques porphyriques ou non. Les conditions d'affleurement ne permettent pas souvent de trancher sur la nature du gisement - filons ou coulées - des laves. Cependant, on observe parfois nettement des filons (par ex. CC23, CC29) de basaltes et d'andésites recoupant les brèches. Ces dernières sont massives, plutôt grossières, et formées de fragments volcaniques, pluricentimétriques, anguleux ou arrondis. Cette association de brèches volcaniques non stratifiées avec peut être de rares coulées, recoupées par de nombreux filons volcaniques représentent les témoins d'anciens édifices volcaniques.

. Le long de la rivière Thompson, les deux dolérites échantillonnées et analysées forment deux minces coulées intercalées dans des grès et des sédiments siliceux.

Les échantillons prélevés dans l'association brèche-lave sont représentatifs du volcanisme de la Central Belt alors que les dolérites de la rivière Thompson se rattachent à l'Eastern Belt.

#### a. Les laves

##### \*Central Belt

. CC23 : Ce basalte porphyrique est constitué de phénocristaux d'olivine (2%) totalement calcitisée et chloritisée, de pyroxènes chloritisés (7%) et d'oxydes (1%) (Fig. V.14). La mésostase présente une texture fluidale marquée par l'orientation des microlites de plagioclases (Fig. V.14). Elle renferme en outre des microlites de clinopyroxènes chloritisés et de nombreux oxydes (20%).

. CC21 : Cette andésite basique présente la même texture fluidale que le basalte précédent. Elle renferme des phénocristaux de plagioclases (20%) très séricitisés et de clinopyroxènes (5%) qui peuvent se regrouper en agrégats gloméroporphyriques (Fig. V.15). Les oxydes s'observent dans la mésostase mais aussi en inclusion dans les phénocristaux de plagioclases.

. CC22 : L'andésite basique CC22 diffère de la précédente (CC21) par sa plus grande richesse en phénocristaux et microlites de clinopyroxènes (30%; Fig. V.15).

. CC29 : Cette andésite basique, toujours porphyrique, diffère des deux autres faciès précédemment décrits, par l'abondance des plagioclases qui forment plus de 55% des phénocristaux.

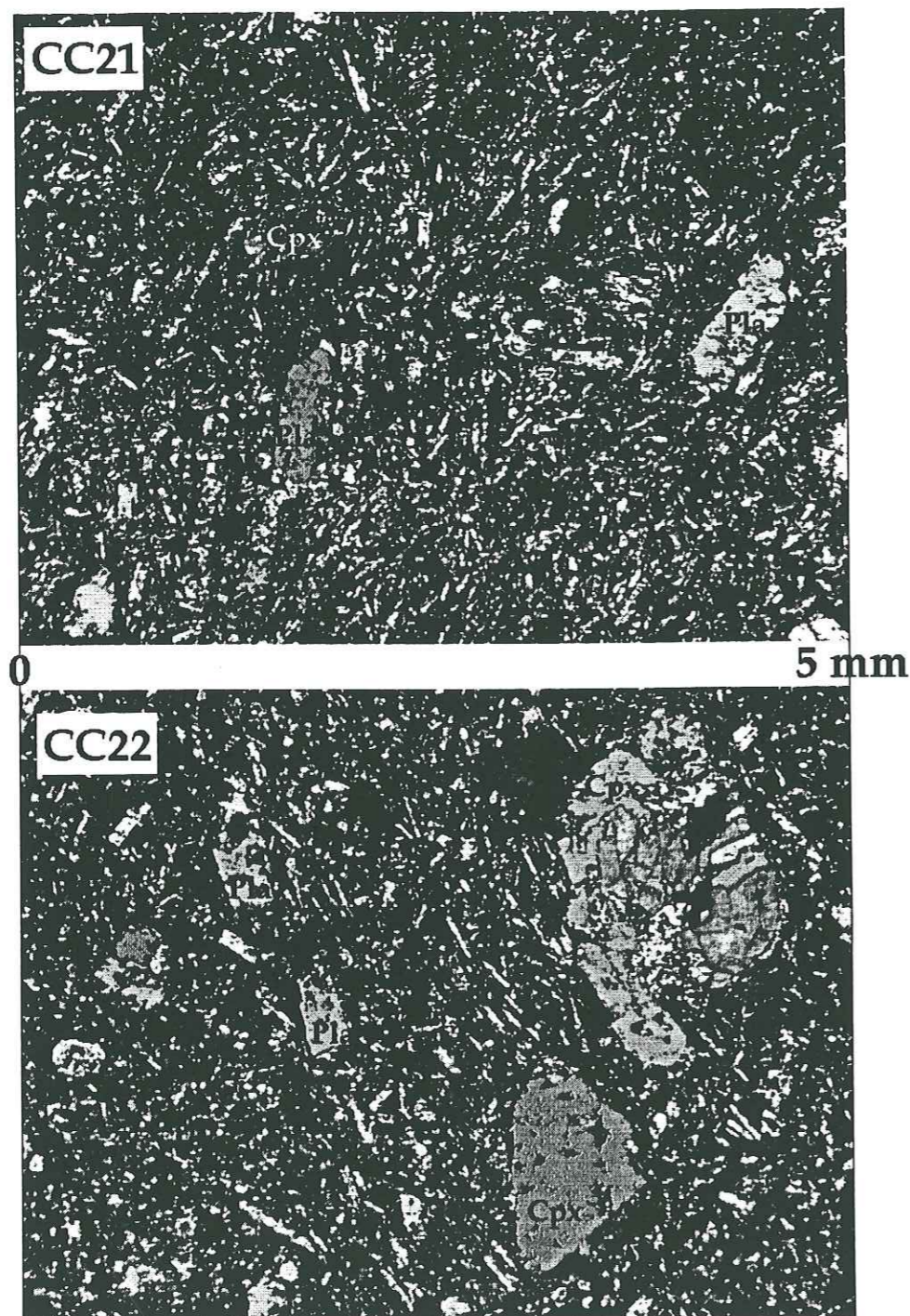


Figure V.15 : Photographie des lames minces CC21 et CC22.

\*Les dolérites de l'Eastern Belt (Fig. V.14)

. Ces dolérites fines (CC44-CC45) présentent une texture intersertale porphyrique. Les phénocristaux sont formés par des plagioclases (60%), des clinopyroxènes (5%) et des amphiboles (6%). La mésostase est très chloritisée (Fig. V.14).

b. Les roches pyroclastiques de la Central Belt

Les brèches pyroclastiques échantillonnées entre Cache Creek et Kamloops, dont la taille des éléments est centimétrique à décimétrique, prédominent largement sur les tufs et les coulées massives. Ces brèches sont constituées de faciès pétrographiques identiques à ceux des filons ou des coulées. Ce sont des basaltes et des andésites basiques. La matrice reliant les fragments est constituée de plagioclases et d'oxydes ferro-titanés.

Les tufs sont peu abondants, ils sont constitués de microlites de plagioclases indiquant une fluidalité et d'oxydes ferro-titanés.

c. Les roches sédimentaires

Les roches sédimentaires échantillonnées et observées au microscope ont été récoltées dans les Western, Eastern et sedimentary Belts. Ce sont des grès volcanoclastiques constitués de fragments de minéraux (feldspath, clinopyroxène, quartz) et de roches volcaniques et sédimentaires. Nous avons au microscope déterminé la nature et le pourcentage des différents composants qui composent ces grès. D'après cette estimation, ces grès sont pauvres en quartz (Fig. V.16) et occupent le champ des arcs transitionnels dans les diagrammes de Dickinson et Suczek (1979) (Fig. V.16). En d'autres termes, ces grès dérivent de l'érosion de produits ignés d'un arc où le magmatisme est toujours actif.

d. Conclusion à l'étude pétrographique des différents faciès du Nicola Group

Les conclusions déduites de cette première étude concernent surtout les formations de la Central Belt :

- les brèches volcaniques prédominent sur les faciès volcaniques;
- les termes basiques semblent plus abondants que les laves acides;
- malgré le métamorphisme de bas degré qui provoque l'altération des minéraux, les textures sont toujours préservées;
- la séquence de cristallisation observée dans les laves est la suivante :  
plagio  $\Rightarrow$  oxyde Fe-Ti  $\Rightarrow$  cpx  $\Rightarrow$  amphibole;
- la cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés et la présence d'amphiboles impliquent de fortes fugacités d'O<sub>2</sub>, caractéristiques d'un processus de différenciation d'un magma de type calco-alcalin.

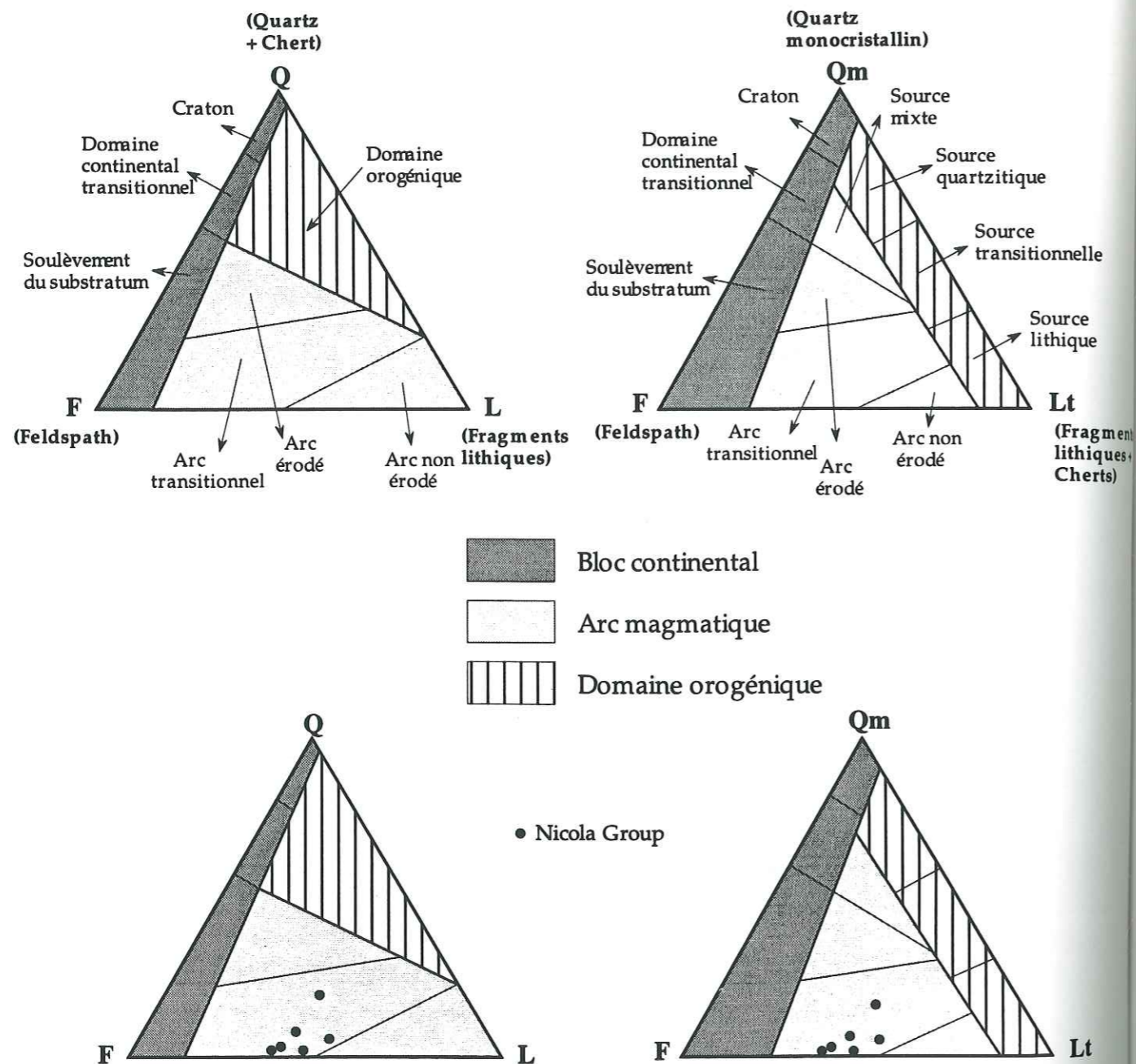


Figure V.16 : Diagrammes ternaires de Dickinson *et al.* (1983) indiquant la source des grès volcano-détritiques du Nicola Group.

V.3.2.3. Composition chimique des minéraux magmatiques

a. Les amphiboles

Les amphiboles se présentent sous la forme de cristaux automorphes, de couleur brun-vert ou brun-jaune, avec un léger pléochroïsme.

Le remplissage des sites dans les amphiboles se fait en utilisant la formule standard préconisée par Leake (1978) et qui s'énonce comme suit :



A = Na, K

B = Mg, Ca, Na, Mn, Fe<sup>2+</sup>

C = Al, Ti, Cr, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg et correspond aux sites M1, M2 et M3

T = Al, Si, Fe<sup>2+</sup>, Ti

La nomenclature des amphiboles est établie grâce au diagramme covariant de l'indice Mg/(Mg+Fe) en fonction de Si (Leake, 1978). Les analyses des amphiboles de la dolérite CC44 se situent dans plusieurs champs. Cette variation de composition est due à une zonation chimique du cœur vers la bordure, depuis une composition de pargasite ferrifère vers une ferro-édénite (Fig. V.17). Cette évolution marquée par une augmentation des teneurs en Si suivie d'une chute des teneurs en Mg, est synchrone d'un phénomène de cristallisation fractionnée entraînant un enrichissement en Si du liquide résiduel.

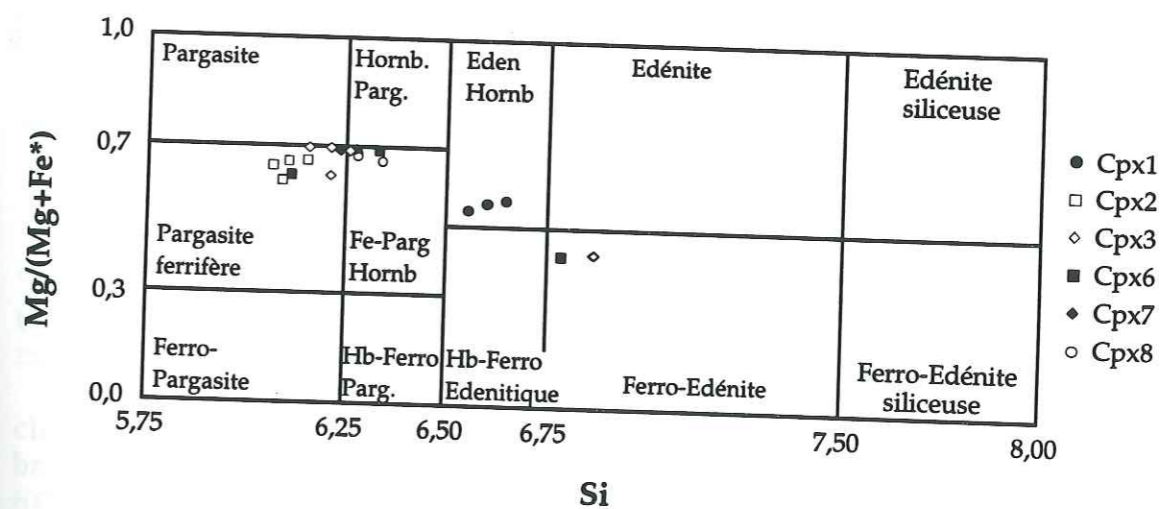


Figure V.17 : Diagramme Mg/(Mg+Fe\*) en fonction de Si pour les amphiboles primaires de la dolérite CC44.

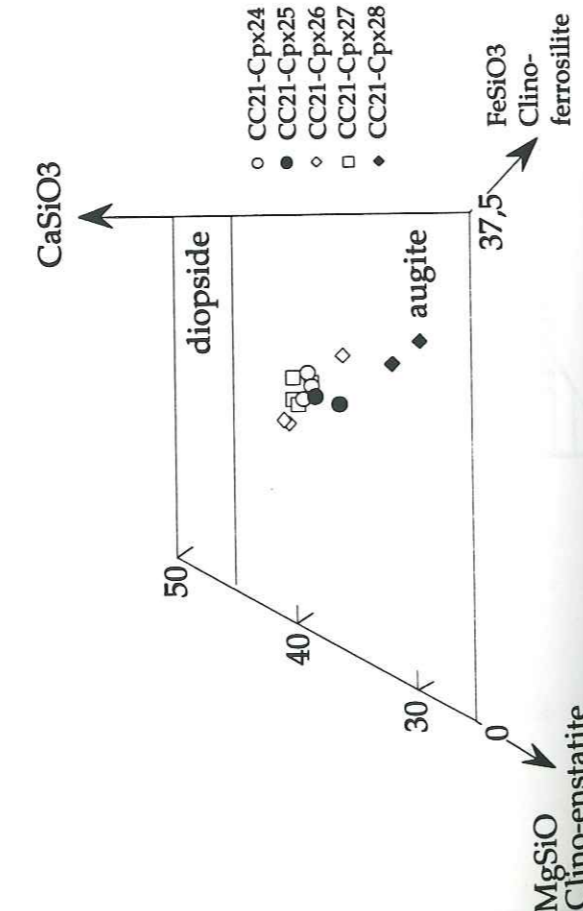
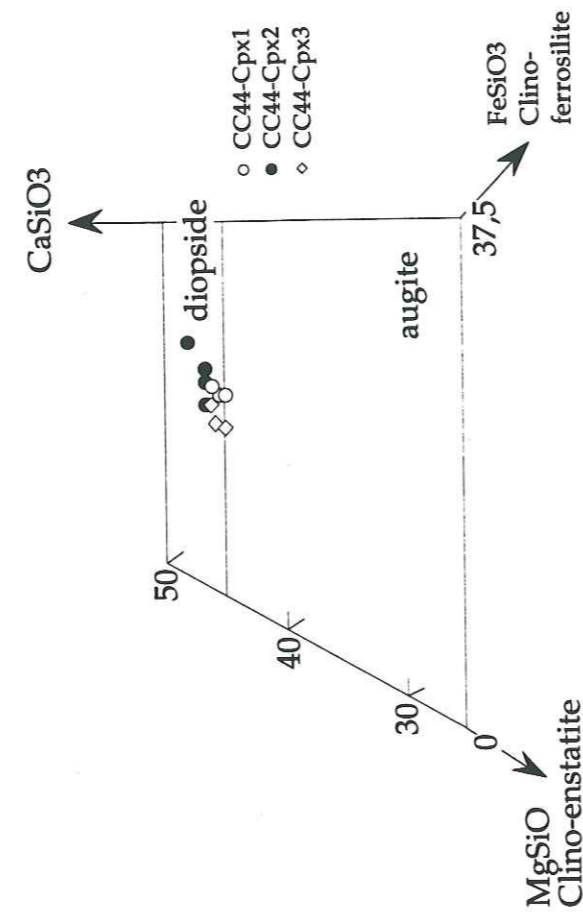
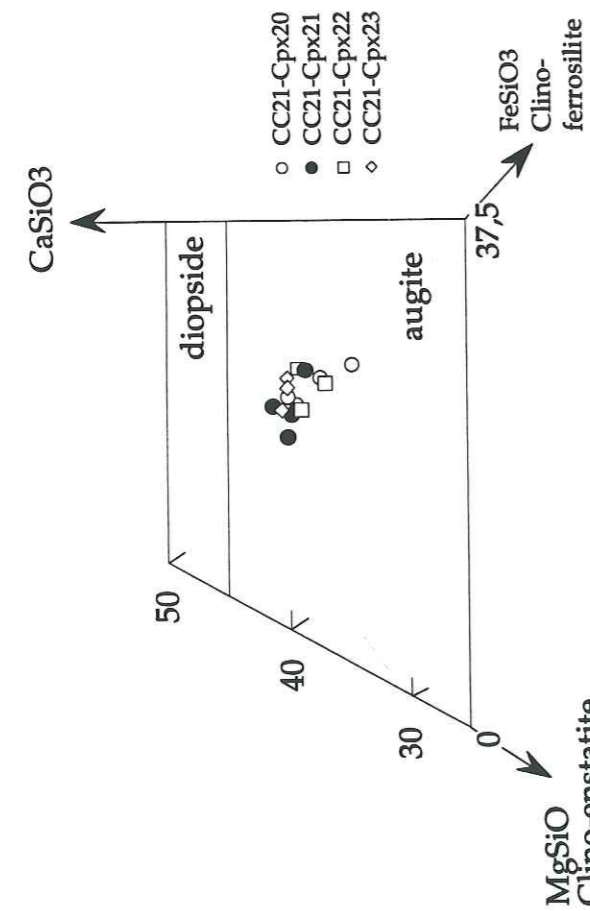
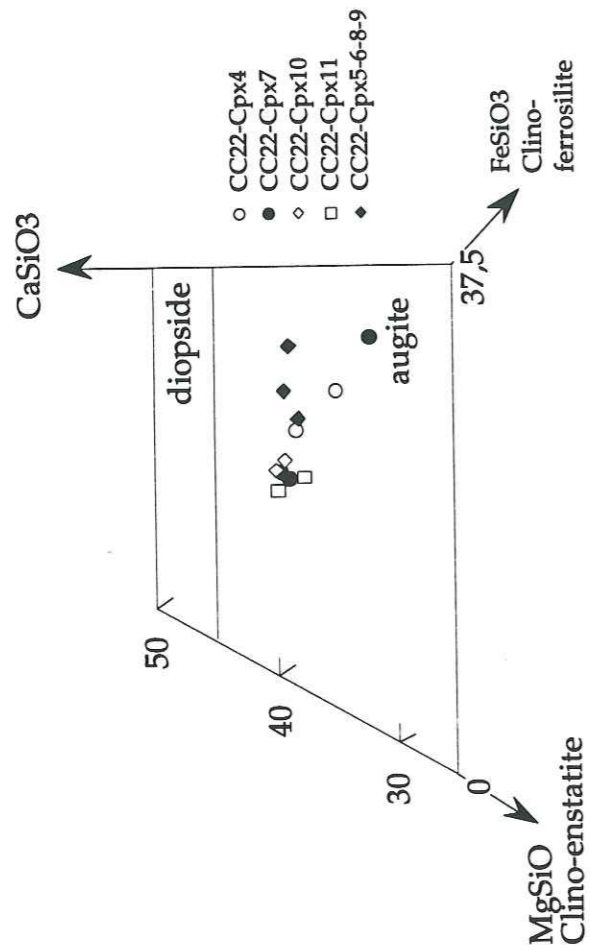


Figure V.18 : Diagramme de compositions des clinopyroxènes (Ca-Mg-Fe, d'après Morimoto, 1988) des laves CC21-CC22-CC44 du Nicola Group.

### b. Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes de trois faciès différents, CC21-CC22-CC44, ont été analysés.

Les clinopyroxènes de l'échantillon CC21 occupent le domaine des augites (Wo<sub>29-42</sub>-En<sub>41-46</sub>-Fs<sub>13-23</sub>) dans le diagramme de Morimoto (1988) (Fig. V.18). Ils présentent des variations cœur⇒bordure marquées par un enrichissement en Fe. Les microlites sont plus riches en Fe que les phénocristaux.

La faible valeur de la somme (Na+Ca) inférieure à 0,85, ainsi que les faibles teneurs en Ti des clinopyroxènes, caractérisent des roches basiques sub-alkalines (Fig. V.19). Dans le diagramme (Ti+Cr) = f(Ca), tous les points se situent dans le domaine des clinopyroxènes de basaltes orogéniques (Ca = 0,61-0,8; Fig. V.19). L'affinité magmatique des clinopyroxènes est établie grâce au diagramme Ti = f(Al<sub>tot</sub>). Les clinopyroxènes de l'échantillon CC21 se situent dans le champ représentatif des clinopyroxènes de laves basiques calco-alkalines (Fig. V.19). Quelques points se situent dans le champ représentatif des clinopyroxènes de laves basiques tholéitiques.

Les clinopyroxènes de l'échantillon CC22 occupent également le domaine des augites (Wo<sub>32-44</sub>-En<sub>37-47</sub>-Fs<sub>11-28</sub>) dans le diagramme de Morimoto (1988) (Fig. V.18). Ils se caractérisent par des variations cœur⇒bordure marquées par un enrichissement en Fe. Les microlites sont plus riches en Fe que les phénocristaux.

La faible valeur de la somme (Na+Ca) inférieure à 0,90, ainsi que les faibles teneurs en Ti des clinopyroxènes, caractérisent des roches basiques sub-alkalines (Fig. V.19). Dans le diagramme (Ti+Cr) = f(Ca), tous les points se situent dans le domaine des clinopyroxènes de basaltes orogéniques (Ca = 0,63-0,84; Fig. V.19). L'affinité magmatique des clinopyroxènes est établie grâce au diagramme Ti = f(Al<sub>tot</sub>). Les clinopyroxènes de l'échantillon CC22 se situent dans le champ représentatif des clinopyroxènes de laves basiques calco-alkalines (Fig. V.19).

Les clinopyroxènes de l'échantillon CC44 occupent également le domaine des diopsides (Wo<sub>45-49</sub>-En<sub>35-43</sub>-Fs<sub>12-16</sub>) dans le diagramme de Morimoto (1988) (Fig. V.18). Ils se caractérisent par des variations cœur⇒bordure marquées par un enrichissement en Fe et en Ca.

La valeur de la somme (Na+Ca) comprise entre 0,910 et 0,965 situe les clinopyroxènes à la limite des champs des clinopyroxènes des roches basiques sub-alkalines et alcalins (Fig. V.19). Dans le diagramme (Ti+Cr) = f(Ca), tous les points se situent dans le domaine des clinopyroxènes de basaltes orogéniques (Ca = 0,87-0,94; Fig. V.19). L'affinité magmatique des clinopyroxènes est établie grâce au diagramme Ti = f(Al<sub>tot</sub>). Les clinopyroxènes se situent dans le champ représentatif des clinopyroxènes de laves basiques calco-alkalines (Fig. V.19).

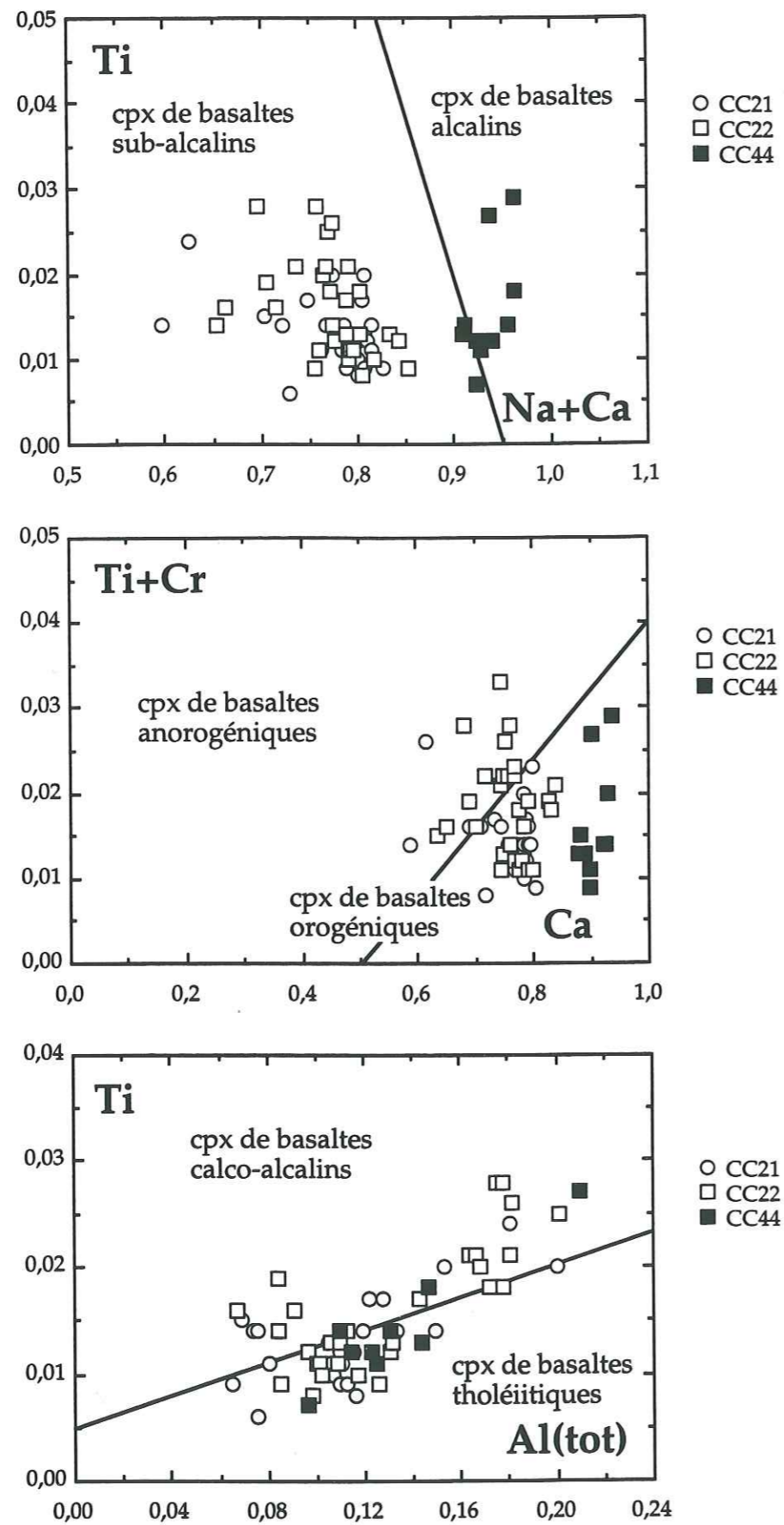


Figure V.19 : Diagrammes de Leterrier *et al.* (1982) pour les clinopyroxènes des laves CC21-CC22-CC44 du Nicola Group.

Echantillons	CC21	CC22	CC23	CC29	CC44	CC45
Roches	basalte	basalte	basalte	basalte	dolérite	dolérite
SiO <sub>2</sub>	52,64	53,29	51,44	50,61	49,7	49,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,67	13,17	14,77	16,42	16,53	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	10,52	10,02	12,06	9,49	11,04	10,7
MnO	0,18	0,18	0,19	0,2	0,19	0,17
MgO	4,01	3,43	4,54	3,54	5,02	5,62
CaO	6,89	5,9	4,48	6,21	9,29	8,82
Na <sub>2</sub> O	3,37	2,34	4,54	3,65	3,54	3,45
K <sub>2</sub> O	1,44	1,75	0,21	1,12	1,82	1,66
TiO <sub>2</sub>	1,02	1,14	1,34	0,96	0,85	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,21	0,22	0,29	0,33	0,36
PF	2,04	7,17	4,84	6,34	1,5	2,73
Total	99,34	99,01	99,04	99,21	99,81	99,71
Rb	18,4	37,4	2,6	19,9	45,8	38,7
Sr	397	108	197	306	829	709
Y	21,0	28,6	28,7	27,8	26,6	24,9
Zr	59,1	87,3	77,8	88,0	54	55,6
Nb	4,65	2,18	4,39	3,72	2,12	2,18
Cs	1,250	1,746	0,389	4,401	2,87	2,86
Ba	318	197	86	309	1406	908
La	5,68	7,64	7,68	7,40	8,11	8,76
Ce	14,24	18,91	19,24	19,46	17,93	18,80
Pr	2,02	2,71	2,75	2,88	2,58	2,69
Nd	9,88	13,40	13,76	14,38	12,48	12,92
Sm	2,72	3,68	3,83	3,84	3,34	3,43
Eu	0,95	1,01	1,25	1,32	1,12	1,16
Gd	3,32	4,45	4,56	4,59	4,65	4,34
Tb	0,53	0,72	0,73	0,72	0,67	0,64
Dy	3,43	4,63	4,78	4,67	4,33	4,13
Ho	0,75	1,01	1,02	1,00	0,91	0,85
Er	2,21	3,04	3,05	2,94	2,57	2,37
Tm	0,33	0,45	0,45	0,43	0,376	0,348
Yb	2,16	2,97	2,96	2,89	2,39	2,20
Lu	0,36	0,49	0,47	0,47	0,385	0,354
(La/Yb) <sub>n</sub>	1,88	1,84	1,86	1,84	2,43	2,86
Eu/Eu*	0,96	0,76	0,91	0,96	0,87	0,92
Hf	1,73	2,50	2,26	2,39	1,65	1,70
Ta	-	-	-	-	0,14	0,13
Pb	1,95	6,63	4,07	4,57	5,01	4,59
Th	0,90	1,45	1,20	0,78	1,07	1,36
U	0,57	0,84	0,74	0,42	0,75	0,88

Tableau III : Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares des laves du Nicola Group.

Les compositions des clinopyroxènes des laves CC21-CC22-CC44 montrent que leurs roches hôtes présentent une affinité magmatique tholéiitique ou calco-alcaline.

### V.3.2.4. Géochimie des laves du Nicola Group

#### a. Les éléments majeurs

Les roches du Nicola Group sont plus ou moins altérées (perte au feu (PF) = 2,1-7,2%). Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  ( $\text{SiO}_2 = 49,5-53,3\%$ ; tableau II) indiquent que ces roches sont essentiellement basiques. Toutefois, ces roches sont peu magnésiennes ( $\text{MgO} = 3,4-5,6\%$ ) mais fortement calciques  $\text{CaO}$  ( $\text{CaO} = 4,5-9,3\%$ ). Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , bien que variables ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,2-16,7\%$ ) et les concentrations en  $\text{TiO}_2 < 1,34\%$  sont classiques de séries orogéniques. Les teneurs en alcalins sont très variables ( $\text{Na}_2\text{O} = 2,3-4,5\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,2-1,8\%$ ), et peu significatives compte tenu de l'altération subit par ces roches.

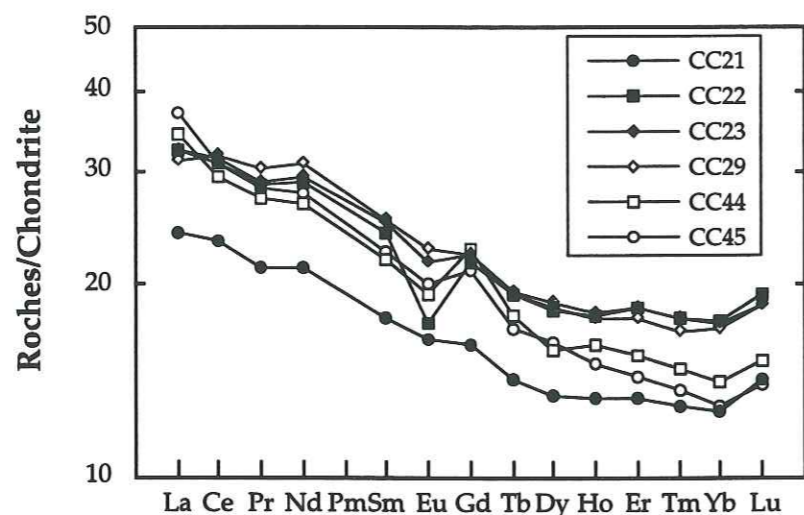


Figure V.20 : Spectres des terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des laves du Nicola Group.

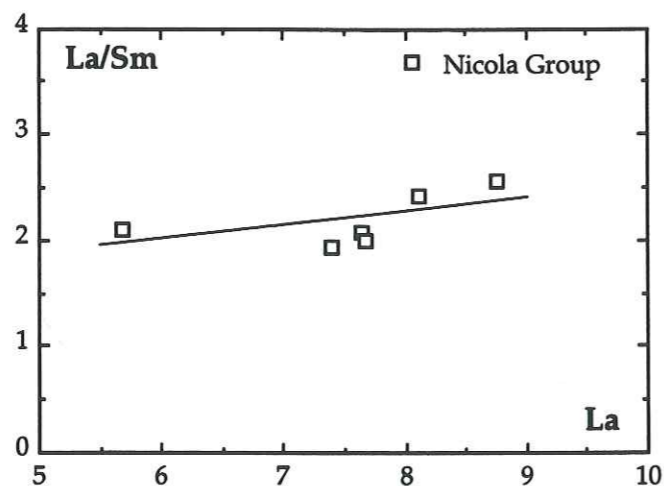


Figure V.21 : Variation du rapport (La/Sm) en fonction des teneurs en La pour les laves du Nicola Group.

#### b. Les éléments traces et les terres rares

Les laves et les andésites basiques du Nicola Group présentent des teneurs constantes en éléments hygromagmatophyles (Zr, Y et Nb). Les teneurs en Zr, Y et Nb (Zr = 54-88 ppm; Y = 21-29 ppm; Nb = 2-4,7 ppm) montrent une légère augmentation. Les rapports (Nb/Y) sont très faibles, inférieurs à 0,25, correspondent à des valeurs de basaltes océaniques, ou de laves d'arc tholéiitiques ou calco-alcalines (Pearce et Cann, 1973).

Les spectres de terres rares des laves du Nicola Group, normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989), sont légèrement enrichis en terres rares légères ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 1,8-2,9$ ,  $[\text{La}]_n = 24-37$ ; Fig. V.20), et similaires à ceux de séries légèrement calco-alcalines. Nous observons une légère différence entre les laves de la Central Belt caractérisées par des rapports  $[\text{La}/\text{Yb}]_n$  inférieurs à 2, alors que les dolérites de la Sedimentary Belt ont un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes plus prononcés ( $[\text{La}/\text{Yb}]_n > 2,4$ ).

Le diagramme  $(\text{La}/\text{Sm}) = f(\text{La})$  permet de constater une faible variation du rapport (La/Sm) en fonction de l'augmentation des teneurs en La (Fig. V.21). Selon la méthode décrite par Steinberg *et al.* (1979), ces laves présentent une évolution par cristallisation fractionnée.

Les spectres de terres rares, normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989), présentent des anomalies en Ti, Nb et Zr caractéristiques de laves orogéniques d'arc insulaire (Fig. V.22). Nous notons également la présence d'une anomalie positive en Pb pour toutes les laves.

L'affinité magmatique des laves du Nicola Group est précisée à l'aide des teneurs en Th et en Hf. Les laves du Nicola Group ont des rapports (Hf/Th) compris entre 1,3 et 3,1. D'après Wood *et al.* (1980), ces valeurs inférieures à 3 sont caractéristiques d'une affinité calco-alcaline.

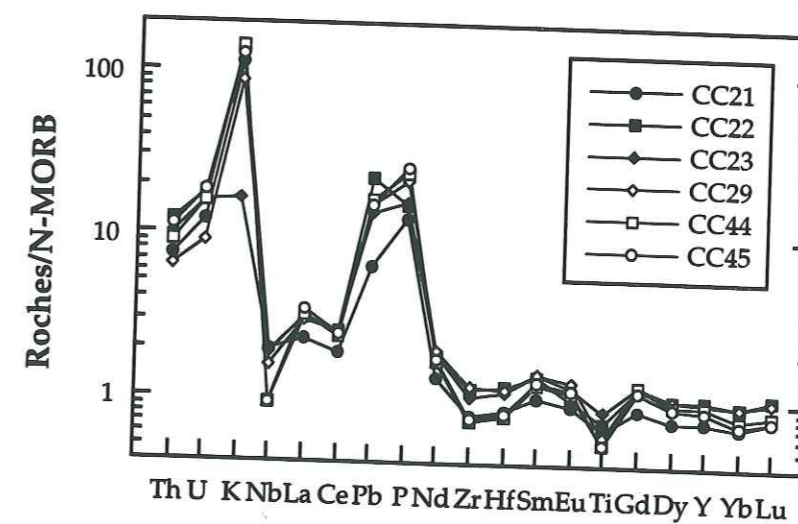


Figure V.22 : Spectres étendus normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989) des laves du Nicola Group.

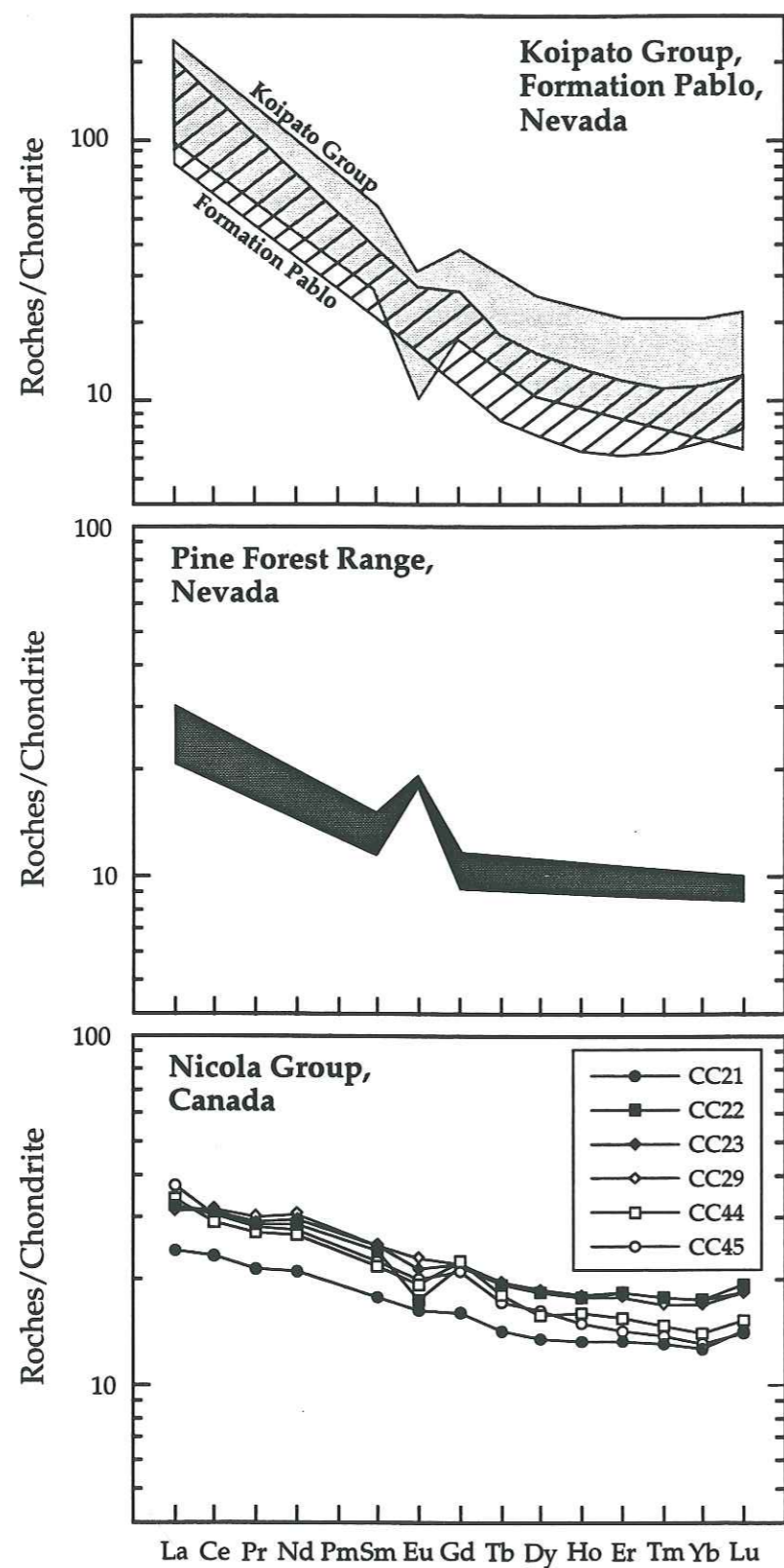


Figure V.23 : Spectres des terres rares normalisés au Chondrite (Sun et McDonough, 1989) des laves du Nicola Group comparés aux spectres des laves triasiques de Pine Forest Range, du Koipato Group et de la Formation Pablo.

### V.3.3. Conclusions

L'étude pétrographique, minéralogique et géochimiques des laves du Nicola Group nous permettent de dire que ce volcanisme du Trias sup. est calco-alcalin.

Cette affinité est marquée par :

- la composition des clinopyroxènes;
- des rapports (Nb/Y) et (Zr/Nb) comparables à ceux de laves calco-alcalines;
- un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes;
- des anomalies négatives en Zr, Nb et Ti par rapport au N-MORB;
- des rapports (Hf/Th) < à 3.

### V.3.4. Contexte géodynamique

Le volcanisme triasique du Nicola Group peut être comparé soit avec :  
 (i) le volcanisme triasique d'arc intra-océanique (Type I; Blue Mountains);  
 (ii) le volcanisme triasique calco-alcalin et/ou shoshonitique de marge active du Nevada occidental (Koipato Group, Wassuk Range, Formation Pablo, Garfield Flat et Pine Forest Range).

Le volcanisme d'arc triasique des Blue Mountains comprend un ensemble de coulées basaltiques à andésitiques interstratifiées dans des pyroclastites, des tufs, des grès volcanoclastiques et des calcaires ladino-carniens (Lapierre *et al.*, 1988). Ces laves présentent des spectres de terres rares, normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) plats parfois très légèrement appauvris ( $[La/Yb]_n = 0,06-1$ ) ou enrichis ( $[La/Yb]_n = 1,8$ ) en terres rares légères, caractéristiques de tholéiites d'arc. Quelques spectres enrichis en terres rares légères ( $[La/Yb]_n = 2-4,3$ ) montrent une affinité calco-alcaline (Lapierre *et al.*, 1988). Malgré la présence de quelques faciès à affinité calco-alcaline, le volcanisme triasique tholéiitique des Blues Mountains est différent du volcanisme du Nicola Group.

Par contre, les laves basaltiques et andésitiques calco-alcalines du Nicola Group présentent de nombreuses similitudes avec celles de même affinité qui affleurent dans Pine Forest Range et qui se rattachent au magmatisme de marge active, qui débute dès le Trias inférieur et/ou moyen au Nevada occidental, après l'accrétion de l'arc paléozoïque Sierra Nevada-Excelsior Mountains au craton nord-américain (Fig. V.23).

Pour Monger *et al.* (1991), le volcanisme du Nicola Group appartient à un arc qui bordait la marge canadienne, et dont le développement était lié à la subduction du terrane Cache Creek, pentée vers l'Est.

Donc, d'après les données pétro-géochimiques préliminaires obtenues sur les laves du Trias supérieur-Jurassique inférieur du Nicola Group, ces dernières se rattachent à une série calco-alcaline enrichie en Th et Pb. Elles ressemblent à des laves même âge, de Pine Forest Range.



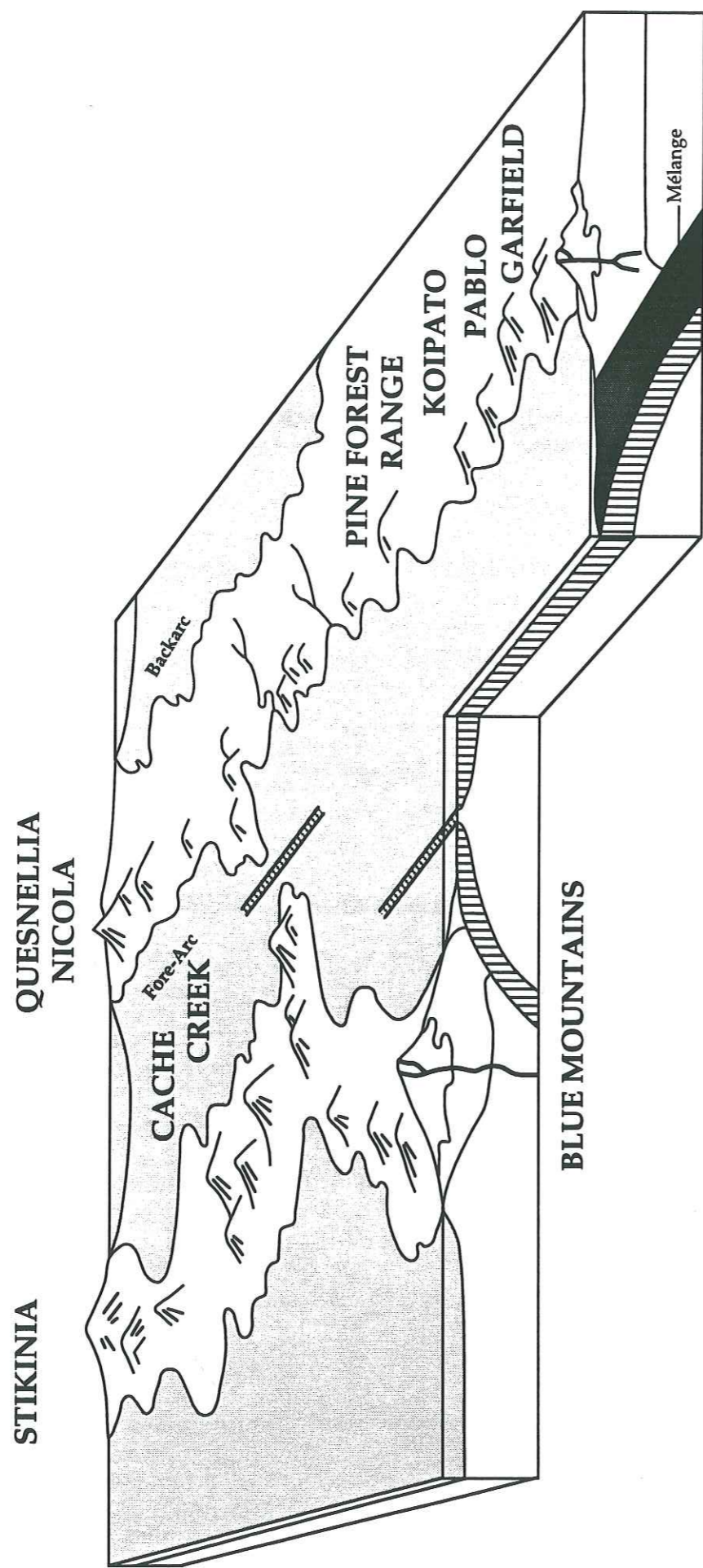


Figure V.24 : Modèle interprétatif indiquant les relations possibles au Trias entre les "terrane" canadiens et nord-américains (d'après Monger *et al.*, 1991).

Ainsi, il est fort probable que le Nicola Group représente une extension du volcanisme de marge active affleurant au Nevada occidental (Fig. V.23). Toutefois ce volcanisme de marge active semble se déplacer au cours du temps, à la fois vers l'Ouest et vers le Nord. En effet, les laves du Koipato Forest Range, Jackson Mountains et Nicola Group, localisées à la fois plus à l'Ouest et plus au Nord sont du Trias supérieur.

#### V.4. CONCLUSIONS

Dans l'attente de nouvelles données structurales sur le Permo-Trias du "terrane" Chilliwack, et sur les compositions isotopiques des laves permiennes, nous ne pouvons affirmer que le "terrane" Chilliwack représente en Colombie britannique, le prolongement de l'arc intra-océanique du Paléozoïque-Trias des Klamath-Blue Mountains.

Par contre, il nous paraît raisonnable d'affirmer que le volcanisme du Trias sup-Jurassique du Nicola Group se rattache au magmatisme de marge active, qui se développe dès le Trias inférieur, au Nevada (Fig. V.24).

**Chapitre VI.**

**ÉVOLUTION DES ARCS  
DU PALÉOZOÏQUE-  
TRIAS : IMPLICATIONS  
DANS LES PROCESSUS  
DE L'ACCRÉTION  
CONTINENTALE**

## Chapitre VI. ÉVOLUTION DES ARCS DU PALÉOZOÏQUE-TRIAS : IMPLICATIONS DANS LES PROCESSUS DE L'ACCRÉTION CONTINENTALE

### VI.1. PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS

L'activité magmatique de l'arc Sierra Nevada et de la formation Black Dyke dans les Excelsior Mountains (Fig. VI.1) est brève et se produit au Permien inférieur autour de 276 Ma. Elle est constituée de laves et de pyroclastites recouvertes en concordance par des turbidites volcanoclastiques. Trois faciès volcaniques ont été reconnus. Ce sont :

- des brèches pyroclastiques à fragments de cumulats basiques à amphiboles et de microdiorites à amphiboles;
- des basaltes en coussins, avec ou sans olivine, riches en phénocristaux centimétriques de clinopyroxènes;
- des coulées massives d'andésite, caractérisées par de très grandes lattes de plagioclases.

L'empilement volcanique est recouvert par des turbidites qui proviennent de l'érosion des appareils volcaniques et parfois du substratum de l'arc présentant une affinité continentale (cf Chap. III.2.3.1).

La formation Black Dyke est composée essentiellement de roches ignées (laves, gabbros, microdiorites, granitoïdes) calco-alcalines, caractérisées par la cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés, des enrichissements en terres rares légères, et des rapports Hf/Th inférieurs à 3.

Les faibles valeurs de l' $\epsilon_{Nd(T)}$  des roches magmatiques, comprises entre +5,5 et -11, suggèrent que les magmas calco-alcalins dérivent d'une source mantellique, contaminée par une vieille croûte continentale, probablement protérozoïque. Ces magmas subissent au cours de leur remontée et leur stockage dans des chambres plus ou moins superficielles des assimilations de matériel crustal lors de leur fractionnement et de leur cristallisation.

Les séquences d'arc Sierra Nevada-Excelsior Mountains sont très différentes de celles des Klamath orientales-Blue Mountains (Fig. VI.1), développées dans un contexte intra-océanique, et accrétées au craton nord-américain qu'à la fin du Trias.

Le Paléozoïque supérieur volcanique et sédimentaire d'arc de Sierra Nevada et des Excelsior Mountains est plissé, écaillé, puis recouvert en discordance par des sédiments respectivement du Trias supérieur et du Jurassique. Ces déformations et cette discordance sont liées à la phase

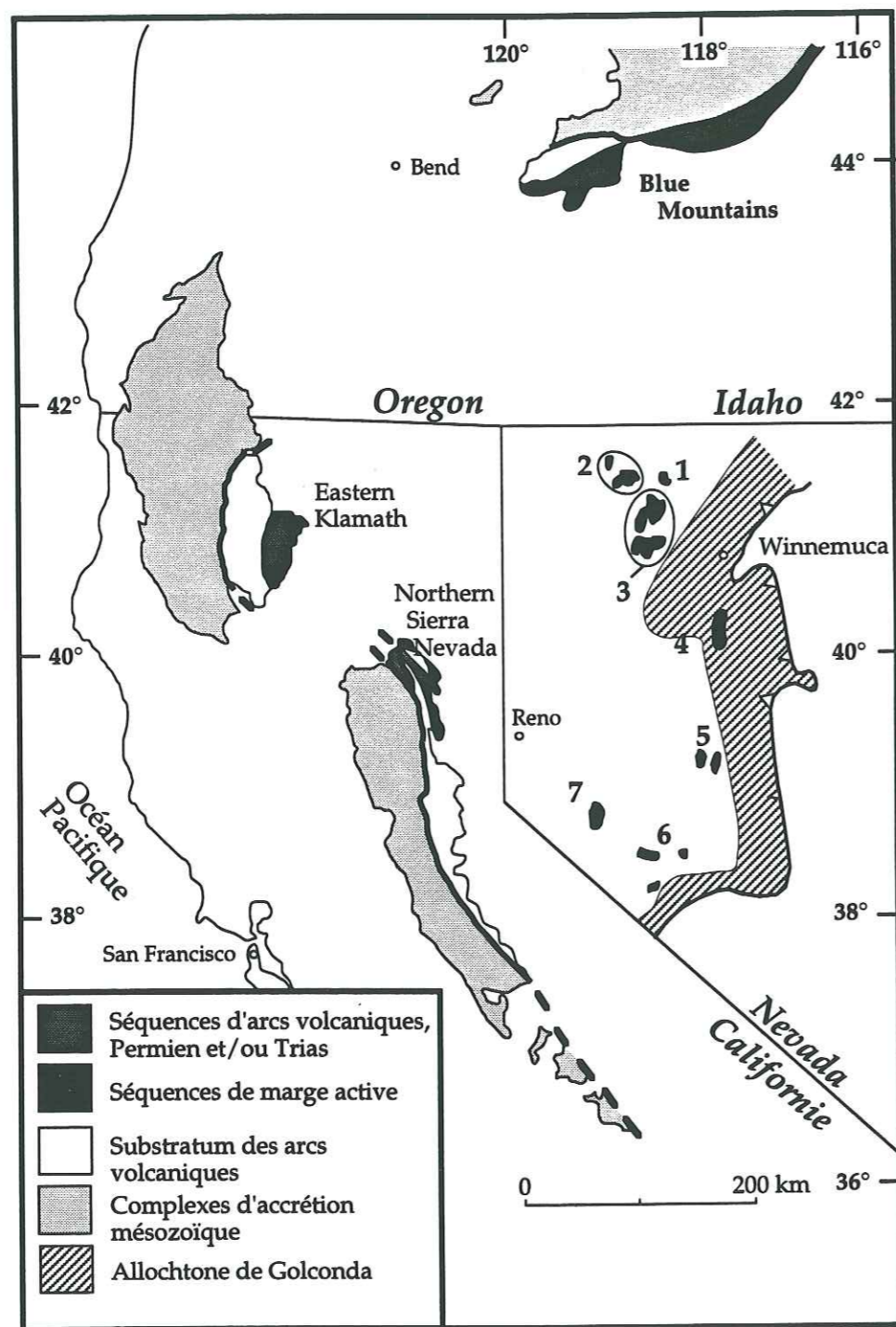


Figure VI.1 : Carte géologique simplifiée des Cordillères nord-américaines. 1 : Bilk Creek ; 2 : Pine Forest Range ; 3 : Jackson Mountains ; 4 : Humboldt Range ; 5 : Shoshone Mountains et Paradise Range ; 6 : Excelsior Mountains ; 7 : Wassuk range.

orogénique Sonoma, induite par la collision de cet arc avec la marge nord-américaine.

Après l'accrétion de cet arc, un magmatisme (représenté entre autres par des laves de composition intermédiaire à acide, calco-alcalines et/ou shoshonitiques) se développe au Trias en bordure du craton (Fig. VI.1). On retrouve de nombreux témoins de ce volcanisme orogénique à l'Ouest du Nevada. Sa diversité reflète vraisemblablement des variations dans la nature et l'épaisseur de la croûte qui forme la marge occidentale cratonique américaine et sur laquelle s'édifie cet arc de type andin.

Au Nevada centro-occidental, le volcanisme est représenté par des séries calco-alcalines potassiques et/ou shoshonitiques, édifiées sur l'allochtone du Golconda (arc Sierra Nevada-Excelsior Mountains + bassin océanique de Golconda) fortement contaminées par un composant crustal. Dans ce cas, les laves s'édifient sur le craton nord-américain, épaissi par les formations plutono-volcaniques océaniques du bassin d'Havallah et de l'arc à substratum continental, accrétés à la fin du Permien.

Par contre, plus au Nord-Ouest et à l'Ouest du chevauchement du Golconda (Fig. VI.1), si on considère la position géographique actuelle de Pine Forest Range, le volcanisme du Trias supérieur est représenté par des laves basiques calco-alcalines, semblables à celles d'un arc volcanique, édifié sur une croûte de type intermédiaire (continentale amincie, ou océanique épaissie). Ce Trias volcanique repose en discordance sur du Paléozoïque affecté par la phase Sonoma et, donc appartient au même domaine - arc Sierra Nevada-Excelsior Mountains + bassin océanique de Golconda - mais en bordure de ce dernier, et probablement sur une croûte composite plus mince que pour les laves affleurant plus au Sud.

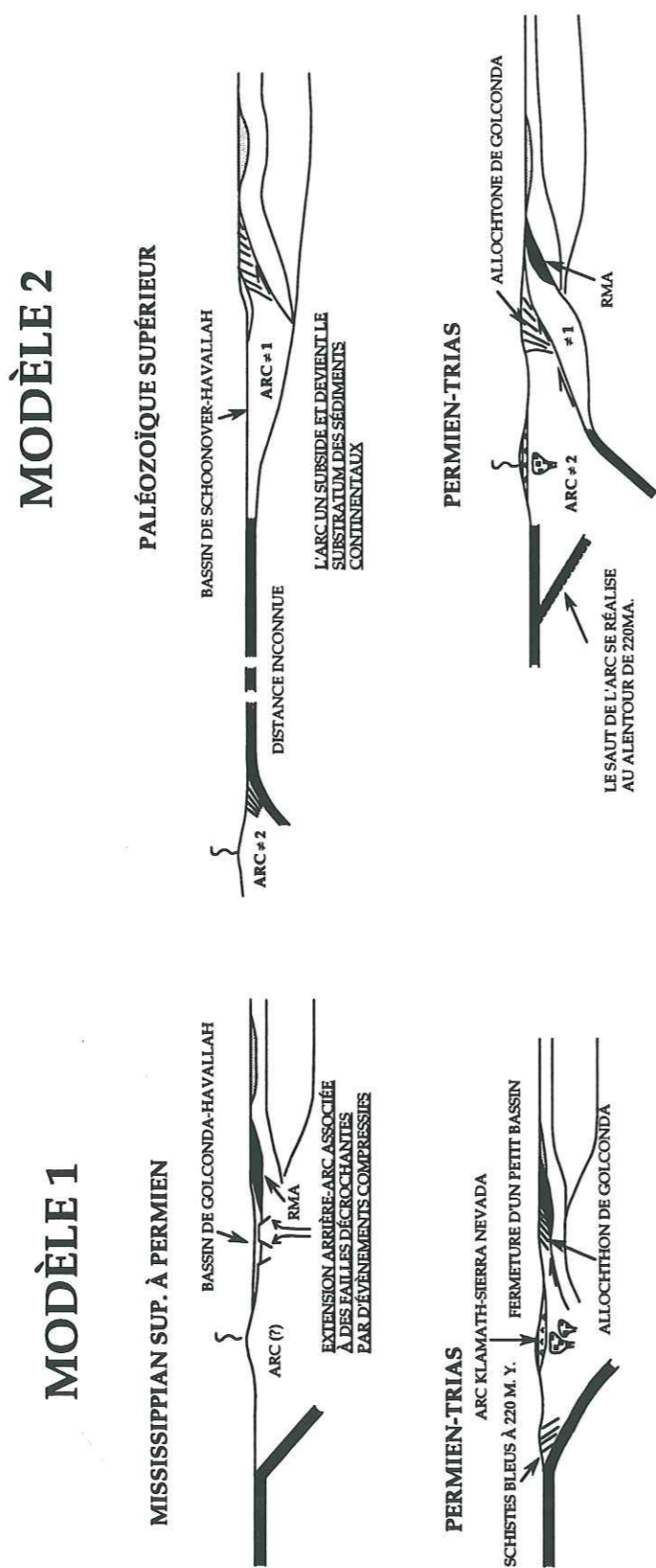
## VI.2. LES MODÈLES GÉODYNAMIQUES

Jusqu'à la fin des années 80, deux modèles se sont opposés pour interpréter le développement des séquences d'arc paléozoïques supérieures et triasiques et leur accrétion à la marge nord-américaine. Ces deux modèles ont comme point commun de considérer les séquences d'arc de Californie, d'Oregon et du Nevada comme appartenant à un seul arc accolé au craton durant la phase Sonoma survenue à la fin du Permien et/ou au début du Trias.

### VI.2.1. Le modèle de Churkin (1974), Burchfield et Davis (1972, 1975), Miller (1987) et Miller *et al.* (1992)

Selon ces auteurs, les séquences d'arc insulaire se sont développées en bordure du continent nord-américain et non pas, très loin du continent, quelque part au milieu du Paléo-Pacifique (Fig. VI.2). Ceci est basé sur le fait que les séquences d'arc sont établies en partie sur des sédiments à affinité continentale.

Une subduction intermittente, pentée vers l'Est, serait à l'origine du développement de cet arc en bordure du continent nord-américain. Dans ce modèle, le bassin de Golconda représenterait un bassin arrière-arc. Son



**Figure V.2 :** Modèles géodynamiques interprétant les séquences d'arc paléozoïques supérieures comme les témoins d'un seul arc. Le Modèle 1 est proposé par Burchfield et Davis (1972, 1975), Silberling (1973) et Miller *et al.* (1992). Le second modèle est présenté par Speed (1979), Speed and Sleep (1982), Snyder and Brueckner (1983), et Dickinson *et al.* (1983).

développement serait lié à des failles transformantes induisant temporairement un régime en transpression ou en transtension.

### VI.2.2. Le modèle de Speed (1979), Speed and Sleep (1982) et Snyder and Bruckner (1983)

Ce second modèle considère que l'arc Sonomia, représenté par toutes les séquences paléozoïques orogéniques affleurant en Californie et au Nevada, est séparé de la marge nord-américaine par un domaine océanique, le bassin d'Havallah ou de Golconda (Fig. VI.2). L'allochtone du Golconda représenterait un ancien prisme d'accrétion auquel ont été incorporé des sédiments et des laves du bassin de Golconda. La structure de l'allochtone du Golconda résulterait de déformations au sein du prisme d'accrétion durant la subduction. Les structures attribuées à l'orogénèse Sonoma auraient été transportées.

### VI.2.3. Les modèles des géologues français

Des études structurales, pétro-géochimiques menées par des équipes françaises ont établi qu'il existait des divergences majeures entre les séquences d'arc présentes dans les Klamath orientales et en Sierra Nevada. Différents modèles ont été proposés, qui prennent en compte les différences structurales et pétro-géochimiques entre les deux arcs.

#### VI.2.3.1. Modèle de Roure et Sosson (1986).

D'après Roure et Sosson (1986), les Cordillères nord-américaines seraient constituées de deux grands domaines :

- (i) le domaine cordilléraire constituant la marge passive du continent nord-américain jusqu'à la fin du Jurassique;
- (ii) le bloc américano-mexicain, indépendant du continent américain auquel il s'accrète à la fin du Jurassique moyen (avant l'Oxfordien).

Le modèle, proposé par Roure et Sosson (1986) diffère beaucoup des précédents où les différents arcs venaient successivement s'accréter à la marge du craton nord-américain.

En effet, dans leur modèle, Roure et Sosson (1986) regroupent toutes les séquences Paléozoïque-Trias d'arc des Cordillères en deux arcs distincts :

- (i) l'arc des Klamath, édifié sur un substratum structuré au Dévonien inférieur;
- (ii) l'arc de Sierra Nevada, construit sur un substratum structuré à la fin du Permien.

Au Trias supérieur-Lias (orogénèse cimmérienne), ces deux arcs se soudent pour former le bloc américano-mexicain, qui s'accrète à la marge nord-américaine au Jurassique moyen.

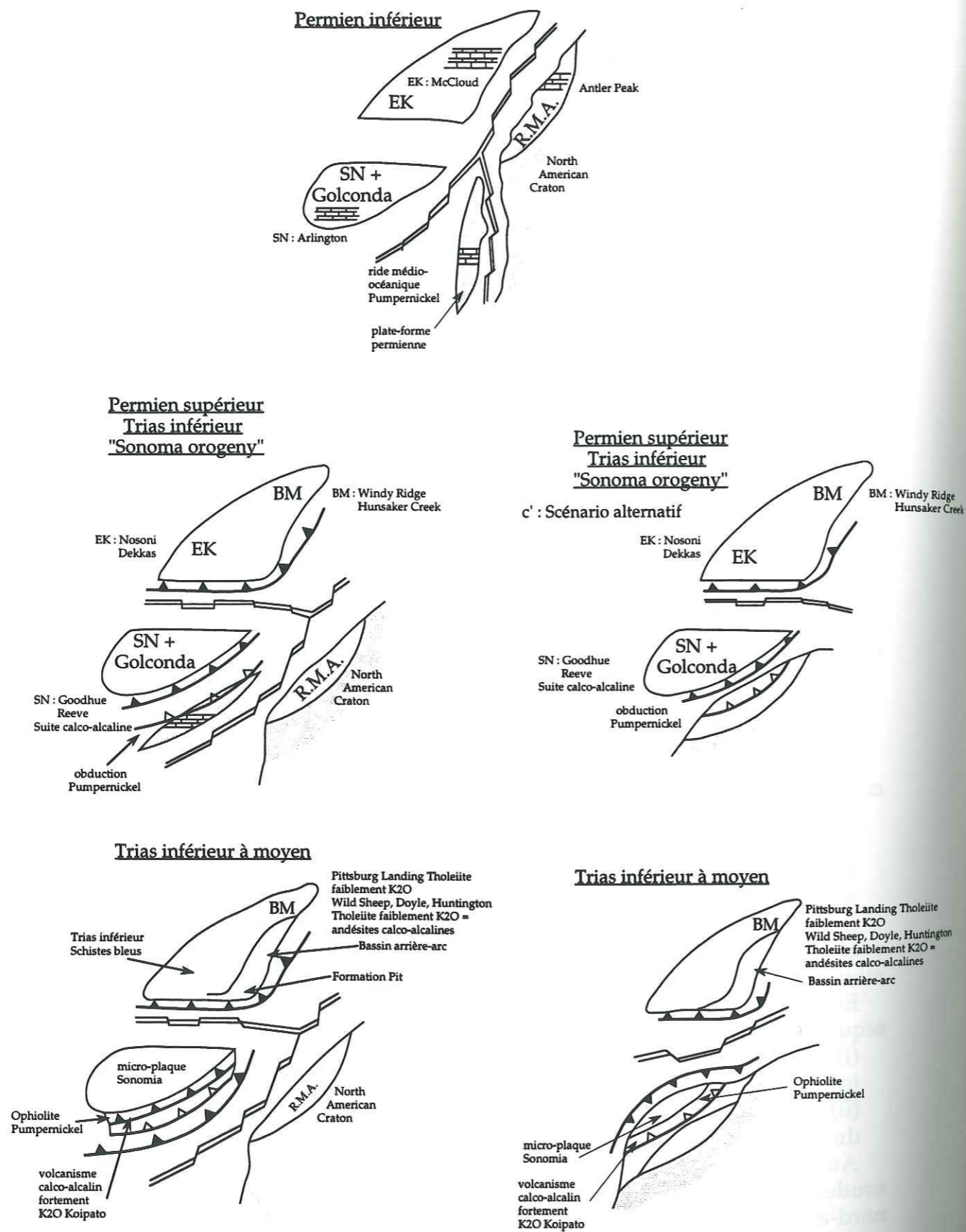


Figure VI.3 : Modèle de Lapierre *et al.* (1990).

VI.2.3.2. Modèle de Lapierre *et al.* (1990).

Le modèle proposé par Lapierre *et al.* (1990) est surtout axé sur l'histoire anté-cimmérienne des Cordillères, c'est à dire avant la formation du bloc américano-mexicain.

Pour ces auteurs, les séquences volcaniques d'arc du Paléozoïque et du Trias des Cordillères nord-américaines forment deux arcs distincts (Paléozoïque-Trias des Klamath orientales-Blue Mountains; arc Paléozoïque de Sierra Nevada) sur des différences :

- (i) de structure (présence ou absence de la phase fini-permienne-début triasique de Sonoma);
- (ii) d'âge du volcanisme (exclusivement paléozoïque ou se prolongeant jusqu'à la fin du Trias);
- (iii) de signatures isotopiques des magmas (sources mantelliques contaminées ou non par du matériel crustal).

L'arc intra-océanique Paléozoïque-Trias des Klamath orientales-Blue Mountains, où la phase Sonoma est absente (pas de discordance ou d'arrêt de la sédimentation à la limite Permien-Trias) et les magmas d'arc sont dépourvus de contamination crustale.

L'arc de Sierra Nevada, édifié sur un bloc continental, où le Paléozoïque est affecté par la phase Sonoma, avec une lacune du Trias inférieur et un Trias supérieur discordant et dépourvu de volcanisme, et enfin des magmas d'arc qui dérivent d'une source mantellique fortement contaminée par de la croûte continentale.

Ces auteurs suggèrent également des corrélations avec des séquences de même âge affleurant au Nevada.

Ces deux arcs Klamath-Blue Mountains et Sierra Nevada se développeraient à la faveur d'une subduction pentée vers l'Ouest d'un domaine océanique (bassin de Golconda), bordant le craton nord-américain (Fig. VI.3).

L'activité volcanique du Paléozoïque supérieur de l'arc Sierra Nevada débiterait au Permien inférieur (Fm. Goodhue) par la subduction du domaine océanique de Golconda.

Au même moment se déposent les carbonates de plate-forme dans les Klamath orientales (Fm. McCloud).

Au Permien supérieur-Trias inférieur, les similitudes de faciès observées entre le Permo-Trias des Klamath orientales et des Blue Mountains suggèrent qu'ils appartiennent au même arc intra-océanique.

Au Nevada et en Sierra Nevada, le Trias ou le Jurassique se déposent en discordance sur les séquences volcaniques permienues, déformées au cours de l'orogène Sonoma. Cette phase marquerait la fermeture du domaine océanique d'Havallah et entraînerait la collision de l'arc Sierra Nevada avec une plate-forme calcaire permienne, localisée plus à l'Est. Le volcanisme du Trias inférieur/moyen du Koipato serait produit par une subduction vers

l'Ouest d'un domaine océanique, situé entre l'arc de Sierra Nevada et la marge du craton nord-américain qui est alors passive.

L'arc Klamath orientales-Blue Mountains rentrerait en collision à la limite Trias supérieur-Jurassique inférieur avec l'arc de type Sierra Nevada, pour former le bloc volcano-plutonique américano-mexicain de Roure et Sosson (1986).

#### VI.2.4. Le modèle de Silberling (1973) et Lupe et Silberling (1985)

Dans un modèle comparable, tout au moins pour l'arc Sierra Nevada, Silberling (1973) et Lupe et Silberling (1985) proposent que l'orogénèse Sonoma représente la collision de la microplaque Sonomia (équivalent de l'arc de type Sierra Nevada) avec la marge nord-américain (Fig. VI.3). Dans ce cas de figure, le volcanisme du Koipato représenterait un magmatisme de marge active lié à une subduction océanique, pentée vers l'Est, sous le continent nord-américain (Fig. VI.3).

### VI.3. VERS DE NOUVEAUX MODÈLES

Avant d'aborder la présentation et la discussion sur les nouveaux modèles proposés pour les Cordillères nord-américaines, il nous faut mentionner les études récentes basées sur les diversités des faunes du Paléozoïque supérieur trouvées dans les séquences d'arc des "terrane".

#### IV.3.1. Diversités faunistiques des séquences ignées et sédimentaires paléozoïques des "terrane"

Des études faunistiques menées depuis le début des années 90 ont souligné les différences paléogéographiques entre les séquences d'arc des Klamath orientales, de Sierra Nevada et les séquences océaniques du bassin d'Havallah. En étudiant la diversité et l'abondance de groupes faunistiques, des paléontologues ont estimé les distances qui séparaient les différents "terrane" de la marge nord-américaine à différentes périodes durant le Paléozoïque et le Mésozoïque.

Harwood et Murchey (1990) établissent que le "terrane" Northern Sierra (arc Sierra Nevada) et le bassin Havallah connaissent du Dévonien supérieur au Permien supérieur, des dépôts synchrones très comparables. Ces deux domaines présentent de nombreuses similitudes stratigraphiques soulignant leur proximité. De plus, Murchey (1990) découvre des faunes à radiolaires, spongiaires et fusulines semblables dans les dépôts de l'arc Sierra Nevada et du bassin de Golconda. Ces faunes sont de même affinité que celles présentes dans les sédiments déposés sur la marge nord-américaine. Murchey (1990) établit que l'arc Sierra Nevada et le bassin de Golconda ont toujours été proches de la marge nord-américaine au Paléozoïque supérieur.

D'après Stevens *et al.* (1990), le "terrane" des Klamath orientales était éloigné de la marge nord-américaine au Permien d'au moins 5000 km. Ce résultat va à l'encontre de la distance maximum de 1000 km estimée par

Miller (1987) qui considérait que ce "terrane" bordait la marge nord-américaine.

Plus récemment, Belasky et Runnegar (1994) en étudiant la distribution des faunes permienne estiment également que le "terrane" des Klamath orientales était situé à 5000 km de la marge nord-américaine au Permien inférieur. Au Permien supérieur, ce même "terrane" était plus de 3000 km de la marge. Ces résultats indiquent clairement une origine intra-Pacifique pour le "terrane" des Klamath orientales et exclut pour celui-ci un environnement en bordure du continent nord-américain. Ces données mettent également en évidence l'importante distance parcourue par ce "terrane" avant de s'accréter à la marge et soulignent le caractère intra-océanique le l'arc des Klamath orientales.

#### VI.3.2. Modèle de Lapierre *et al.*, 1994

Nous avons proposé récemment pour illustrer le contexte des arcs du Paléozoïque-Trias des Cordillères nord-américaines un modèle comparable à celui des arcs actuels de la Sonde et de Banda (Lapierre *et al.*, 1994).

Ce modèle fait appel à l'existence de deux arcs dont le développement est lié à une subduction océanique sous une lithosphère de même nature ou différente.

- (i) le premier arc est édifié sur une lithosphère océanique dès le Silurien, tectonisé à la fin du Dévonien. L'activité volcanique orogénique reprise au permien se continuera jusqu'à la fin du Trias;
- (ii) le deuxième repose sur un substratum continental et des sédiments tectonisés avant la fin du Dévonien supérieur. L'activité volcanique débute avant la fin du Dévonien supérieur et se termine au Permien.

L'arc reposant sur un substratum continental correspondrait à des îles volcaniques proches de la marge passive, équivalentes à l'île de Timor dans le système actuel la Sonde-Banda. Les séquences établies sur une lithosphère océanique seraient plus éloignées de la marge, et seraient les équivalents des arcs de Banda.

#### VI.3.3. Nouveau modèle à deux arcs

Un modèle à deux arcs, inspiré de celui proposé par Lapierre *et al.* (1990) et se rapprochant de la situation actuelle des arcs insulaires du Sud-Est asiatique pourrait expliquer tous les caractères structuraux, pétro-géochimiques des séquences d'arc du Paléozoïque-Trias des Cordillères nord-américaines.

Le premier arc est représenté par le type Sierra Nevada-Excelsior Mountains. Cet arc est séparé de la marge par un domaine océanique (par exemple représenté par les roches océaniques de Golconda), dont la faible largeur lui permet de garder des liens faunistiques avec la marge nord-américaine (Fig. V.4). Cet arc est établi sur un bloc sialique pré-cambrien car pendant tout son développement, les compositions isotopiques du Nd des magmas montrent une signature crustale  $\pm$  marquée (Rouer *et al.*, 1989; Blein *et al.*, 1996, cf. chapitre III). Le magmatisme serait produit par la subduction sous l'arc du bassin océanique de Golconda. Par rapport aux arcs

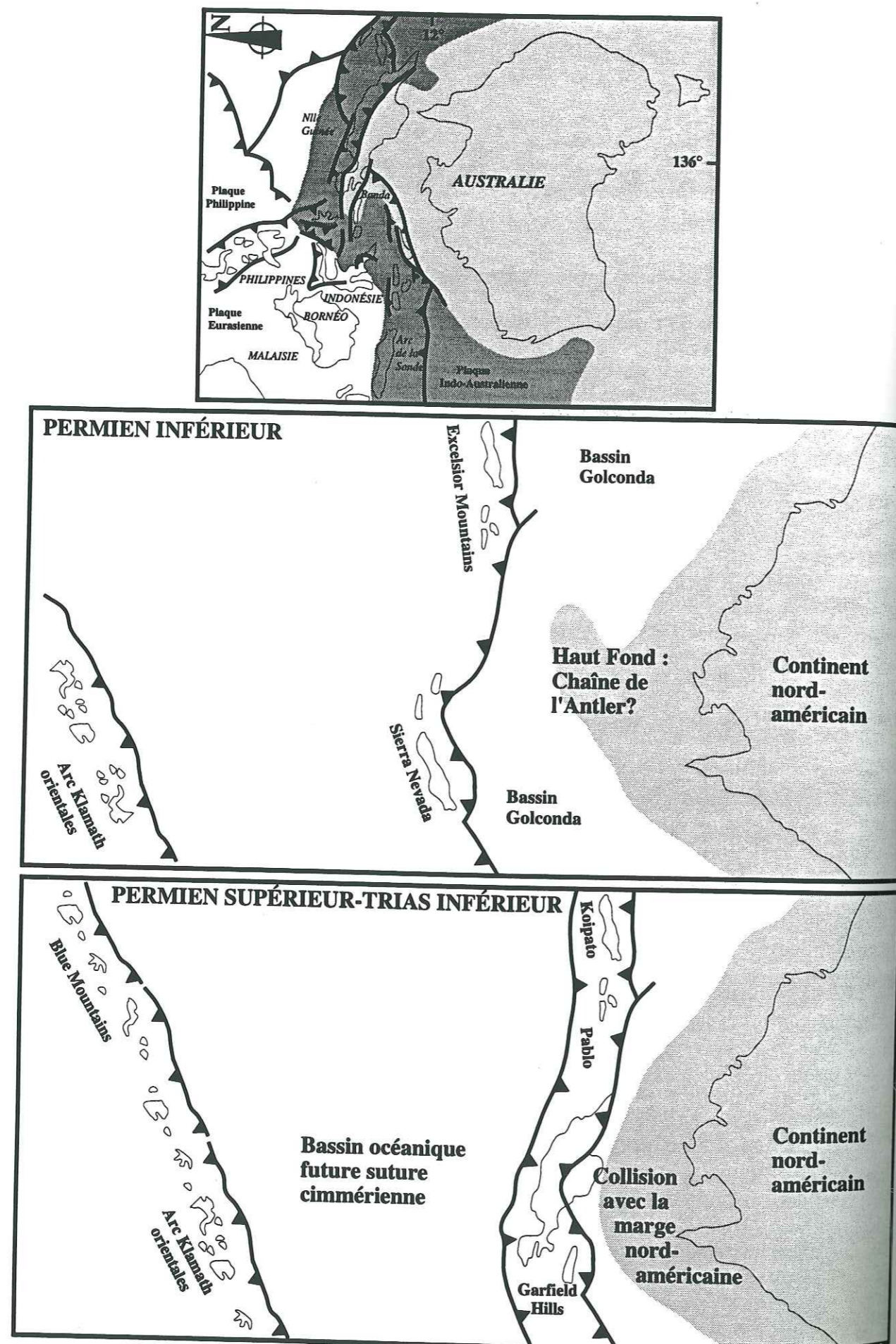


Figure VI.4 : Modèle à deux arcs séparés par un vaste domaine océanique.

actuels du Sud-Est asiatique, l'arc de Sierra Nevada serait un équivalent de l'arc de Banda (Fig. V.4). Ces deux arcs sont caractérisés par la subduction d'un domaine océanique bordant un domaine cratonique (Australie pour l'arc actuel de Banda, craton nord-américain pour l'arc paléozoïque Sierra Nevada-Excelsior Mountains) où sont entraînés dans la subduction des sédiments provenant du démantèlement d'un vieux craton. Dans les deux cas, il y a collision avec un fragment continental important. Les déformations observées dans l'allochtone du Golconda seraient identiques à celles que l'on observe au Mio-Pliocène dans l'île de Timor.

Le second arc serait intra-océanique, comme l'arc des Mariannes-Izu-Bonin. Il se rapprocherait de la marge par subduction du domaine océanique qui le séparait du premier arc, subduction pentée aussi vers l'Ouest (Fig. V.4). Ce domaine était très large, plusieurs milliers de km, notamment au Permien. Les témoins de ce domaine océanique sont représentés actuellement par les écailles ophiolitiques datées du Permo-Trias et les schistes bleus triasiques qui affleurent dans les Klamath centrales, en Sierra Nevada (Calaveras complex), immédiatement à l'Ouest des Blue Mountains (Baker Complex) et la suture océanique de Cache Creek (sutures cimmériennes de Roure et Sosson, 1986)

A la fin du Permien et/ou début du Trias, l'arc de Sierra Nevada-Excelsior Mountains rentre en collision avec la marge américaine immergée et qui forme une sorte de promontoire ou de haut fond, représentée par la chaîne de l'Antler (Fig. V.4). Après cette collision, le domaine océanique, situé entre les deux arcs subducte sous la nouvelle marge ainsi créée, permettant le développement du magmatisme de marge active du Trias (Koipato Group, Pablo, Gardfield Flat et Pine Forest Range; Fig. V.4). Cette situation peut être comparée au volcanisme du nord de l'île de Timor, lié à la subduction de la Mer de Banda, située au Nord de l'arc.

En définitive, les résultats acquis au cours de cette thèse sur la formation Black Dyke, renforcent les données acquises antérieurement par Brouxel (1987) et Rouer (1989) et confirment bien l'existence dans les Cordillères nord-américaines de deux arcs fondamentalement différents :

- un arc édifié sur un substratum continental, exclusivement paléozoïque, représenté par le "terrane" Northern Sierra et la formation Black Dyke;
- un arc intra-pacifique Paléozoïque-Trias dont on retrouve des témoins dans les Klamath orientales, les Blues Mountains et au Nevada occidental (Bilk Creek).

Ces deux arcs s'accrètent successivement à la fin du Permien/début du Trias et à la fin du Trias, à la marge du craton nord-américain. Après l'accrétion de l'arc paléozoïque à substratum continental, un magmatisme de marge active s'installe sur la marge nord-américaine.

Le contexte géodynamique des Cordillères nord-américaines à la fin du Paléozoïque et au Trias devait être très comparable à celui des arcs actuels qui se développent aux confins des plaques indo-australienne et pacifique (Fig. V.4).



Pour parfaire et compléter ce travail, il faudrait :

- dater et préciser le contexte géodynamique de nombreuses petites séquences volcaniques, considérées comme du Paléozoïque supérieur ou du Trias, présentes dans les chaînons occidentaux du Nevada;
- tester le modèle proposé ci-dessus à l'ensemble des Cordillères nord-américaines.

Pour cela, il faut établir sur la base de données structurales et pétrographiques, des corrélations avec les séquences d'arc de même âge, présentes plus au Nord dans les Cordillères canadiennes, et plus précisément en Colombie Britannique.

Des résultats préliminaires montrent que le volcanisme du Trias supérieur du Nicola Group pourrait être l'équivalent de celui pénécotemporain de marge active, présent dans tout l'Ouest et le centre du Nevada.

Il reste cependant à caractériser les affinités magmatiques des roches ignées du Paléozoïque supérieur de Colombie Britannique ("terranes" Stikinia et Quesnellia) afin de les comparer à celles des deux arcs, Klamath orientales-Blue Mountains, Sierra Nevada-Excelsior Mountains, maintenant bien connus, présents plus au Sud.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBERS, J. P., ROBERTSON, J. F. (1961). - Geology and ore deposits of east Shasta copper-zinc district, Shasta County, California. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, v. 338, 107 p.
- ALIBERT, C., MARTIN, P., LAPIERRE, H. (1991). - The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 46, p. 299-322.
- ATWATER, T. (1970). - Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3536.
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., ROURE, F., TARDY, M. (1986). - Traits généraux des cordillères de l'ouest des Etats-Unis. *Bulletin Société géologique de France*, v. 5, p. 741-754.
- BARKER, F., MILLARD, H. T. Jr., KNIGHT, R. J. (1979). - Reconnaissance geochemistry of Devonian island-arc volcanic and intrusive rocks, West Shasta district, California, in Trondjemites, dacites and related rocks, BAKER, F. (ed.), Berlin, Elsevier, p. 531-545.
- BELASKY, P., RUNNEGAR, B. (1994). - Permian longitudes of Wrangellia, Stikinia, and eastern Klamath terranes based on coral biogeography. *Geology*, v. 22, p. 1095-1098.
- BLAKE, M. C. Jr., JAYKO, A. S., McLAUGHLIN, R. J., UNDERWOOD, M. B. (1988). - Metamorphic and tectonic evolution of the Franciscan complex, northern California, in *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, ERNST, W. G. (ed.), Rubey v. 7. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 1035-1060.
- BOUCOT, A. J. (1973). - Pre-late Middle Devonian biostratigraphy of the eastern Klamath Belt, northern California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 5, p. 15.
- BRANDON, M. T., ORCHARD, M. J., PARRISCH, R. R., SUTHERLAND BROWN, A., YORATH, C. J. (1986). - Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia, in *Current Research, Part A. Geological Survey of Canada, Paper 86-1A*, p. 683-694.
- BROUXEL, M. (1987). - Géochimie d'un arc insulaire intra-océanique fossile et son bassin marginal : les séries paléozoïques de Copley, Balaklala et le cortège ophiolitique de Trinity (Klamath orientales, Nord Californie, USA). *Thèse de 3 cycle*, Univ. de Nancy I-CRPG, 323 p.
- BROUXEL, M., LAPIERRE, H., MICHARD, A., ALBARÈDE, F. (1987). - The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 85, p. 386-400.
- BROUXEL, M., LAPIERRE, H., MICHARD, A., ALBARÈDE, F. (1988). - Geochemical study of an Early Paleozoic island-arc-back arc basin system. Part 2: Eastern Klamaths, Early to Middle Paleozoic island-arc volcanic rocks (northern California). *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1120-1130.
- BURCHFIEL, B. C., DAVIS, G. A. (1972). - Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen in the United States. *American Journal of Science*, v. 272, p. 97-118.
- BURCHFIEL, B. C., DAVIS, G. A. (1975). - Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States : Extensions of an earlier synthesis. *American Journal of Science*, v. 275-A, p. 363-396.
- BURCHFIELD, B. C., DAVIS, G. A. (1981). - Triassic and Jurassic tectonic evolution of the Klamath-Sierra Nevada terrane, in *The geotectonic development of California*, ERNST, W. G., (ed.), Rubey v. I. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, p. 50-70.
- BUSBY-SPERA, C. J., MATINSON, J. M., RIGGS, N. R., SCHERMER, E. R. (1990). - The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran deserts and the Sierran-Klamath region; Similarities and differences in paleogeographic evolution, in *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*, HARWOOD, D. S., MILLER, M. M. (éd.), *Geological Society of America Special Paper*, Boulder, Colorado, v. 255, p. 325-337.

- CHARVET, J., LAPIERRE, H., ROUER, O., COULON, C., CAMPOS, C., LÉCUYER, C. (1990). - Tectono-magmatic evolution of Paleozoic and Early Mesozoic rocks in the eastern Klamath Mountains, California, and the Blue Mountains, eastern Oregon-western Idaho, in Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes, HARWOOD, D. S., MILLER, M. M., (eds.). *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 255-275.
- CHURKIN, M. Jr., (1977). - Paleozoic marginal ocean basin volcanic arc systems in the Cordilleran foldbelt, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation, DOTT, R. H., SHAVER, R. H. (eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication 19, p. 395-408.
- CONEY, P. J. (1989). - Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 107-125.
- CONEY, P. J., JONES, D. L., MONGER, J. W. H. (1981). - Cordilleran suspect terranes. *Nature*, v. 299, p. 329-333.
- CONEY, P. J., HARMS, T. A. (1984). - Cordilleran metamorphic core complexes. Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, v. 12, p. 550-554.
- COOK, H. E., (1969). - Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development, in Geology of continental slopes, DOYLE, L. J., PILKEY, O. H. (eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, v. 27, p. 287-305.
- COWAN, D. S. (1974). - Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1623-1634.
- D'ALLURA, J. A., MOORES, E. M., ROBINSON, L. (1977). - Paleozoic rocks of the northern Sierra Nevada : Their structural and paleogeographic implications. in Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1, STEWART, J. H., STEVENS, C. H., FRISCHE, A. E. (eds.), Los Angeles, California. *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 395-408.
- DICKINSON, W. R. (1977). - Paleozoic plate tectonic and the evolution of the Cordilleran continental margin, in Paleozoic paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1, STEWART, J. H., STEVENS, C. H., FRISCHE, A. E. (eds.). *Pacific Section of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 137-155.
- DICKINSON, W. R., SUCZEK, C. A. (1979). - Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A., RYBERG, P. T. (1983). - Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 222-235.
- DILLES, J. H., WRIGHT, J. E. (1988). - The chronology of early Mesozoic arc magmatism in the Yerington district of western Nevada and its regional implications. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 644-652.
- DURRELL, C., D'ALLURA, J. A. (1977). - Upper Paleozoic section in eastern Plumas and Sierra Counties, Northern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 844-852.
- EATON, G. P. (1979). - A plate-tectonic model for late Cenozoic crustal spreading in the western United States, in Rio Grande rift : tectonics and magmatism, RIECKER, R. E. (ed.), Washington D.C.. *American Geophysical Union*, p. 7-32.
- ERNST, W. G. (1970). - Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence : crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 886-901.
- FISHER, G. R., (1990). - Middle Jurassic syntectonic conglomerate in the Mt. Tallac roof pendant, northern Sierra Nevada, California, in HARWOOD D. S., MILLER, M. M., (eds.), Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes. *Geological Society of America Special Paper*, Boulder, Colorado, v. 255, p. 339-350.
- GARSDIE, L. J. (1979). - Geologic map of the Camp Douglas Quadrangle, Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology*, Map 63, scale 1:24,000.
- GARSDIE, L. J. (1982). - Geologic map of the Moho Mountain Quadrangle, Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology*, Map 74, scale 1:24,000.
- GAUDEMER, Y. (1986). - Mécanismes de la déformation intracontinentale dans l'Ouest des Etats-Unis. *Thèse de 3 cycle*. Univ. Paris VII.
- GOUGH, D. I. (1974). - Electrical conductivity under western North America in relation to heat flow, seismology, and structure. *Journal of Geomagnetism*.
- HANNAH, J. L., MOORES, E. M. (1986). - Ages relationships and depositional environments of Paleozoic strata, northern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 787-797.
- HARWOOD, D. S. (1983). - Stratigraphy of upper Paleozoic volcanic rocks and regional unconformities in part of the northern Sierra terrane, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 413-422.
- HARWOOD, D. S., MURCHEY, B. L. (1990). - Biostratigraphy, tectonic, and paleogeography ties between upper Paleozoic volcanic and basinal rocks in the northern Sierra terrane, California, and the Havallah sequence Nevada, in Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes, HARWOOD, D. S., MILLER, M. M., (eds.). *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 157-173.
- HSU, K. J. (1971). - Franciscan melanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 1162-1170.
- IRWIN, W. B. (1977). - Review of Paleozoic rocks of the Klamath Mountains, in Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1, STEWART, J. H., STEVENS, C. H., FRISCHE, A. E. (eds.), Los Angeles, California. *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 441-454.
- JONES, A. E. (1990). - Geology and tectonic significance of terranes near Quinn River Crossing, Nevada. *Geological Society of America Special Publication*, v. 255, p. 239-253.
- JONES, D. L., HOWELL, D. G., CONEY, P. J., MONGER, J. W. H. (1983). - Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America, in HASHIMOTO, M., UYEDA, S. (eds.), Accretion tectonics in the Circum Pacific Regions, Terra Scientific Publication, p. 21-35.
- KARIG, D. E., JENSKY, W. (1972). - The proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science letters*, v. 17, p. 169-174.
- KEAVEY, P., VINE, F. J. (1990). - Global Tectonics, Oxford, Blackwell Swertife Publications, 300 p.
- KETNER, K. B. (1977). - Deposition and deformation of Lower Paleozoic paleogeography of western United States, in Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1, STEWART, J. H., STEVENS, C. H., FRISCHE, A. E. (eds.), Los Angeles, California. *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 251-258.
- KETNER, K. B., SMITH, J. F. (1974). - Folds and overthrust of Late Jurassic and Early Cretaceous age. *U.S. Geological Survey, Journal of Research*, v. 2, p. 417-419.
- KINKEL, A. R., HALL, W. E. Jr., ALBERS, J. P. (1956). - Geology and base-metal deposits of west Shasta copper-zinc district, Shasta County, California. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, v. 285, 156 p.
- KISTLER, R. W., PETERMANN, Z. E. (1973). - Variations in Sr, Rb, K, Na and initial Sr/Sr in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 3489-3512.
- KISTLER, R. W., PETERMANN, Z. E. (1978). - Reconstruction of crustal rocks of California on the basis of initial strontium isotopic composition of Mesozoic granitic rocks. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, v; 1071, p. 1-17.
- LAPIERRE, H., CABANIS, B., COULON, C., BROUXEL, M., ALBARÈDE, F. (1985a). - The early Devonian volcanism in the eastern Klamath Mountains, California; Evidence for an immature island arc. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 214-227.
- LAPIERRE, H., CABANIS, B., COULON, C., BROUXEL, M., ALBARÈDE, F. (1985b). - The geodynamic setting of the Early Devonian Kuroko-type sulfide deposits in the eastern Klamath Mountains (northern California) inferred by the petrological and geochemical characteristics of associated island-arc volcanic rocks. *Economic Geology*, v. 80, p. 2100-2113.

- LAPIERRE, H., BROUXEL, M., ALBARÈDE, F., COULON, C., LÉCUYER, C., MARTIN, P., MASCLE, G., ROUER, O. (1987). - Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath mountains (North California) and the geodynamic evolution of the northwestern America. *Tectonophysics*, v. 140, p. 155-157.
- LAPIERRE, H., ROUER, O., CHARVET, J., LÉCUYER, C., GROSS, E., COULON, C. (1988). - Les magmatismes tholéitiques d'arc permo-triasiques des Blue Mountains (Oregon oriental) : corrélations possibles avec les unités voisines de Californie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 306, p. 1103-1108.
- LAPIERRE, H., CHARVET, J., ROUER, O., COULON, C., CAMPOS, C. (1990). - Plate tectonics models proposed for the Cordillera geodynamic evolution (N. California and Oregon) during Paleozoic and early Mesozoic times, in AUBOUIN, J., BOURGOIS, J. (ed.). *Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins*, p. 1-35.
- LAPIERRE, H., CHARVET, J., BLEIN, O., ROUER, O. (1994). - Les séquences d'arcs insulaires permo-triasiques du Nevada nord-occidental (Etats Unis) : éléments clés dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines. *Bulletin Société géologique de France*, v. 165, p. 541-557.
- LAPIERRE, H., SCHWEICKERT, R. A., CHARVET, J., COULON, C., BUCHER, H. - The Koipato calc-alkaline suite (Western Nevada) : Remnant of an Early Mesozoic continental active margin arc following the collision of Sonoma arc with the North American Craton (soumis).
- LEAKE, B. E. (1978). - Nomenclature of amphiboles, compiled for subcommittee on amphiboles, International Mineralogical Association. *Mineralogical Magazine*, v. 42, p. 533-563.
- LETERRIER, J., MAURY, R., THONON, P., GIRARD, D., MARHAL, M. (1982). - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 59, p. 139-154.
- LE VOT, M. (1984). - L'Overthrust Belt face aux Unita Mountains (Utah, USA). Etude géologique du Mont Nebo des Promontory Mountains et d'Antelope Island. *Thèse de 3 cycle*, Univ. Brest.
- LITTLE, J. R. (1983). - Geology of the Greenwood map-area, British Columbia. *Geological Survey of Canada*, Paper 79-26, 39 p.
- LUPE, R., SILBERLING, N. J. (1985). - Genetic relationship between Lower Mesozoic continental strata of the Colorado Plateau and marine strata of the western Great Basin: Significance for accretionary history of cordilleran lithotectonic terranes, in Circum Pacific Council for Energy and Mineral resources. *Earth Sciences Series*, v. 1, p. 263-271.
- MALAVIEILLE, J. (1987). - Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie : les Metamorphic core complexes du Basin and Range (USA). *Thèse d'Université des Sciences et Techniques*, Montpellier.
- MARTIN, P. (1989). - Le volcanisme permien d'arc insulaire des Klamath orientales (Californie, USA), pétrogenèse et implications géodynamiques. *Thèse de 3 cycle*, Univ. de Nancy, 170 p.
- McKEE, E. H. (1971). - Tertiary igneous chronology of the Great Basin of western United States : Implications for tectonics models. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 3497-3502.
- MENARD, H. W. (1960). - The East Pacific Rise. *Science*, v. 132, p. 1737-1746.
- MICHEL-NOËL, G. (1988). - Mécanismes et évolution de l'extension intra-continentale des Basin and Range, et développement tectonique des bassins sédimentaires. *Thèse de Doctorat*, Paris VI.
- MILFORD, J. C. (1984). - Geology of the Apex Mountain Group, north and east of the Similkaman River, south-central British Columbia. Ph. D. thesis, University of Western Ontario, 355p.
- MILLER, M. M. (1986). - Intra-arc sedimentation and tectonism; Late Paleozoic evolution of eastern Klamath terrane, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p.170-189.
- MILLER, M. M. (1987). - Dispersed remnants of a northeast Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, western U.S.. *Tectonics*, v. 6, p. 807-830.

- MILLER, M. M. (1989). - Intra-arc sedimentation and tectonism; Late Paleozoic evolution of the eastern Klamath terrane, California : *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p.170-189.
- MILLER, M. M., HARWOOD, D. S. (1990). - Paleogeographic setting of upper Paleozoic rocks in the northern Sierra and eastern Klamath terranes, northern California. *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 175-192.
- MILLER, M. M., STEVENS, C. H., WRIGHT, J. E., MADRID, R. (1992). - The Late Paleozoic paleogeographic and tectonic evolution of the western US Cordillera, in The geology of North America, Cordillera orogen ; Conterminous USA. *Geological Society of America Special Publications*, v. G3, p. 57-106.
- MONGER, J. W. H. (1977). - Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 1832-1859.
- MONGER, J. W. H., BERG, H. C., (1984). - Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska, in Lithotectonic terrane maps of the North American Cordillera, SILBERLING, N. J., JONES, D. L. (eds.), *U.S. Geological Survey*, Open-File report 84-523, p. B1-B7.
- MONGER, J. W. H., McMILLAN, W. J., (1984). - Geology, Aschcroft, British Columbia. *Geological Survey of Canada*, Map 42-1989, scale 1:250,000.
- MONGER, J. W. H., WHEELER, J. O., TIPPER, H. W., GABRIELSE, H., HARMS, T., STRUIK, L.C., CAMPBELL, R. B., DODDS, C. J., GEHRELS, G. E., and O'BRIEN, J. (1991). - Part B. Cordilleran terranes, in Upper Devonian to Middle Jurassic assemblages. Chapter 8 of Geology of the Cordilleran orogen in Canada, GABRIELSE, H., YORATH, C.J. (ed.), *Geological Survey of Canada*, Geology of Canada, N° 4, p. 281-327.
- MORIMOTO, N. (1988). - Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- MURCHEY, B. L. (1990). - Age and depositional setting of siliceous sediments in the upper Paleozoic Havallah sequence near Battle Mountain, Nevada; Implications for the paleogeography and structural evolution of the western margin of North America, in Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes, HARWOOD, D. S., MILLER, M. M., (eds.). *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 137-155.
- NAGASAWA, H. (1970). - Rare earth concentrations in zircon and apatites and their host dacites and granites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 9, p. 359-364.
- NILSEN, T. H., STEWART, J. H. (1980). - The Antler orogeny : Mid-Paleozoic tectonism in western north America. *Geology*, v. 8, p. 298-302.
- OLDOW, J. S., BARTEL, R. L. (1987). - Early to Middle (?) Jurassic extensional tectonism in the western Great Basin : growth faulting and synorogenic deposition of the Dunlap Formation. *Geology*, v. 15, p. 740-743.
- OLDOW, J. S. (1985). - Preliminary geologic map of the Pamlico Quadrangle, Mineral County, Nevada. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map*, MF-1485, scale 1:24,000.
- OLDOW, J. S., STEUER, R. C. (1985). - Preliminary geologic map of the Marble Mountain Quadrangle, Mineral County, Nevada. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map*, MF-1486, scale 1:24,000.
- OLDOW, J. S., SPEED, M. R. (1985). - Preliminary geologic map of the Mina NW Quadrangle, Mineral County, Nevada. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map*, MF-1487, scale 1:24,000.
- PAGE, B. M., ENGBRETSON, D. (1984). - Correlation between the geologic record and computed plate motions for central California. *Tectonics*, v. 3, p. 133-155.
- PEARCE, J. A., CANN, J. R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 19, p. 290-300.
- PLATT, J. P. (1975). - Metamorphic and deformational processes in the Franciscan complex, California : some insight from the Catalina Schist terrain. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 1337-1347.
- PUTCHELT, H., EMMERMANN, R. (1976). - Bearing of Rare Earth patterns of apatites from igneous and metamorphic rocks. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 31, p. 279-286.

- RANGIN, C. (1977). - Sobre la presencia de Jurasico Superior con amonitas en Sonora septentrional. Instituto de Geologia, UNAM. *Revista*, v. 1, p. 1-4.
- RANGIN, C. (1982). - Contribution à l'étude du système cordilléran mésozoïque du Nord du Mexique. *Thèse de 3 cycle*, Univ. Paris VI, Pierre et Marie Curie, (82-12).
- READ, P. B., OKULITCH, A. V. (1977). - The Triassic unconformity of south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 1127-1145.
- ROGERS, J. J. W. et al. (1974) - Paleozoic and Lower Mesozoic volcanism and continental growth in the western United States. *Geological Society of American Bulletin*, v. 85, p. 1923-1924.
- ROUER, O. (1989). - Le magmatisme d'arc paléozoïque de Sierra Nevada (N. Californie - USA) et son rôle dans l'évolution géodynamique du domaine cordilléran nord-américain. *Thèse de 3 cycle*, Univ. d'Orléans, 300 p.
- ROUER, O., LAPIERRE, H. (1989). - Comparison between two Paleozoic island-arc, in northern California (Eastern Klamath and Northern Sierra Nevada): geodynamic implications. *Tectonophysics*, v. 169, p. 341-349.
- ROUER, O., LAPIERRE, H., MASCLE, G., COULON, C., ALBERS, J. (1989a). - Geodynamic implications of Devonian silicic arc magmatism in the Sierra Nevada and Klamath Mountains, California. *Geology*, v. 17, p. 177-180.
- ROUER, O., LAPIERRE, H., COULON, C., MICHARD, A. (1989b). - New petrological and geochemical data on mid-Paleozoic island-arc volcanics of northern Sierra Nevada, California: Evidence for a continent-based island arc. *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 26, p. 2465-2478.
- ROURE, F. (1984). - Une coupe géologique du Golconda au Pacifique (Oregon, NW du Nevada et Nord de la Californie) : évolution mésozoïque et cénozoïque de la marge ouest-américaine. *Thèse de 3 cycle*, Univ. Paris VI, Pierre et Marie Curie.
- ROURE, F., SOSSON, M. (1986). - Late Jurassic collision between a composite exotic block and the North American continent : a model for the Cordillera building. *Bulletin Société géologique de France*, (8), v. 6, p. 945-959.
- ROURE, F., CARAYON, V., RANGIN, C. (1986). - Evolution comparée des bassins franciscains de Californie de l'Oregon et de basse Californie (Etats-Unis et Mexique). *Bulletin Société géologique de France*, (8), v. 6, p. 931-944.
- RUSSELL, B. J. (1981). - Pre-Tertiary paleogeography and tectonic history of the Jackson Mountains, northwestern Nevada. PhD. thesis, Northwestern University.
- SCHOLZ, C. H., BARANZAGI, M., SBAR, M. L. (1971). - Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. *Geological Society of American Bulletin*, v. 82, p. 2979-2990.
- SCHWEICKERT, R. A. (1981). - Tectonic evolution of the Sierra Nevada Range, in *The Geotectonic development of California*, ERNST, W. G. (ed.), Rubey v. 1. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 182-202.
- SHANNON, K. R., (1982). - Cache Creek Group and contiguous rocks, near Cache Creek, British Columbia. M.Sc. thesis, University of British Columbia, 72 p.
- SILBERLING, N. J. (1973). - Geologic events during Permian Triassic time and space, in Backbone of the Americas, CHILDS, O. E. (ed.), Tulsa. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 2, p. 231-242.
- SKINNER, J. W., WILDE, G. L., (1966). - Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the lake Shasta area, northern California. University of Kansas Paleontology Contributions, *Protozoa*, v. 6, p. 1-98.
- SMITH, R. B. (1974). - Geology of the Harper Ranch Group (Carboniferous- Permian) and Nicola Group (Upper Triassic), northwest of Kamloops, British Columbia. M. Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 211p.
- SMITH, R. B., BRUHN, R. L. (1984). - Intra-plate extensional tectonics of the eastern Basin and Range : Interferences of structural style from seismic reflection data, regional tectonics and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5733-5762.
- SMITH, R. B., SBAR, M. (1974). - Contemporary tectonics and seismicity of the western United States with emphasis on the Intermountain Seismic belt. *Geological Society of American Bulletin*, v. 85, p. 1205-1218.

- SOSSON, M. (1983). - Etude du chevauchement de Golconda, Hot Spring Range, Nevada, Etats-Unis. *Terra Cognita*, v. 3, p. 250-251.
- SPEED, R. C. (1977a). - Excelsior Formation, west-central Nevada : Stratigraphic appraisal, new divisions, and paleogeographic interpretations, in *Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1*, STEWART, J. H., STEVENS, C. H., FRISCHE, A. E. (eds.), Los Angeles, California. *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 325-336.
- SPEED, R. C. (1977b). - Island-arc and other paleogeographic terranes of late Paleozoic age in the western Great Basin, in *Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1*, STEWART, J. H., STEVENS, C. H., FRISCHE, A. E. (eds.), Los Angeles, California. *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 349-362.
- SPEED, R. C. (1979). - Collided Paleozoic microplate in the western United States. *Journal of Geology*, v. 87, p. 279-292.
- STEINBERG, M., TREUIL, M., TOURAY, J. C. (1979). - Géochimie, principes et méthodes : II, Cristallogéochimie et éléments traces. Doin (éd.), Paris, p. 281-599.
- STEVENS, C. H., YANCEY, T.E., HANGER, R. A. (1990). - Significance of the provincial signature of Early Permian faunas of the eastern Klamath terrane, in *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*, HARWOOD, D. S., MILLER, M. M., (eds.). *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 201-218.
- STEWART, J. H., CARLSON, J. E. (1978). - Geologic map of Nevada, scale 1 : 500 000. *Nevada Bureau of Mines and Geology*, Map 930.
- STEWART, J. H., CARLSON, J. E. (1977). - Million-scale, Geologic map of Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology*, Map 57.
- STRAND, R. G. (1962). - Geologic atlas of California, Redding sheet : 1/250,000. *California Division of Mines and Geology*.
- STRAND, R. G. (1963). - Geologic atlas of California, Weed sheet : 1/250,000. *California Division of Mines and Geology*.
- SUN, S. S., McDONOUGH, W. F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Oceans Basins*, SAUNDERS, A. D., NORRY, M. J., (eds.), *Geological Society Special Publication*, p. 313-345.
- SUPPE, J., POWELL, C., BERRY, R. (1975). - The Goat Mountain and Pacific ridge complex : a reformed but still-intact Late Mesozoic Franciscan schuppen complex, in *Mesozoic paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium 2*, HOWELL, D., McDOUGALL, K. (eds.). *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 431-451.
- TALUKDAR, S. C. (1972). - Implications of petrological study of Paleozoic-Mesozoic rocks of Mineral County, Nevada. Ph. D. thesis, Univ. Houston, Texas.
- THOMPSON, G. A., BURKE, D. B. (1974). - Regional geophysics of the Basin and Range province. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 2, p. 213-238.
- VILLIEN, A. (1980). - Etude géologique d'un segment de l'Overthrust belt des cordillères de l'Amérique du Nord : l'Utah centro-méridional, U.S.A. *Thèse de 3 cycle*, Univ. Bretagne Occidentale.
- WAGNER, D., SAUCEDO, G. J. (1986). - Geologic map of the Weed quadrangle : 1/250,000. *California Division of Mines and Geology*, regional geologic map series, map 4A.
- WATKINS, R. (1985). - Volcaniclastic and carbonate sedimentation in late Paleozoic island-arc deposits eastern Klamath Mountains, California. *Geology*, v. 13, p. 709-713.
- WERNICKE, B. (1981). - Low-angle normal faults in the Basin and Range province : Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, v. 291, p. 645-648.
- WERNICKE, B. (1985). - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 108-125.
- WERNICKE, B., BURCHFIEL, B. C. (1982). - Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 4, p. 105-115.
- WOOD, D. A. (1980). - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of the crust contamination of

basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic province. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 50, p. 11-30.

WRIGHT, J. E., FAHAN, M. R. (1988). - An expanded view of Jurassic orogenesis in the western United States Cordillera: Middle Jurassic (pre-Nevadan) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment, Klamath Mountains, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 859-876.

WYLD, S. J. (1990). - Paleozoic and Mesozoic rocks of the Pine Forest Range, northwest Nevada, and their relation to volcanic arc assemblages of the western U. S. Cordillera, in Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes, HARWOOD, D. S., MILLER, M. M., (eds.), Boulder Colorado: *Geological Society of America Special Paper*, v. 255, p. 219-237.

## ANNEXES

## SOMMAIRE

### ANNEXE 1

Localisation des échantillons prélevés au cours de cette thèse dans le Nevada centro-occidental.

### ANNEXE 2

Photographies des principaux faciès pétrographiques de la formation Black Dyke, de la séquence volcanique mésozoïque Garfield Flat, de la formation Pablo et du Nicola Group.

### ANNEXE 3

Analyses et formules structurales des amphiboles, des plagioclases et des clinopyroxènes des roches volcaniques de la formation Black Dyke, de la formation Pablo et du Nicola Group.

**ANNEXE 1**

**LOCALISATION DES  
ÉCHANTILLONS  
ÉTUDIÉS**



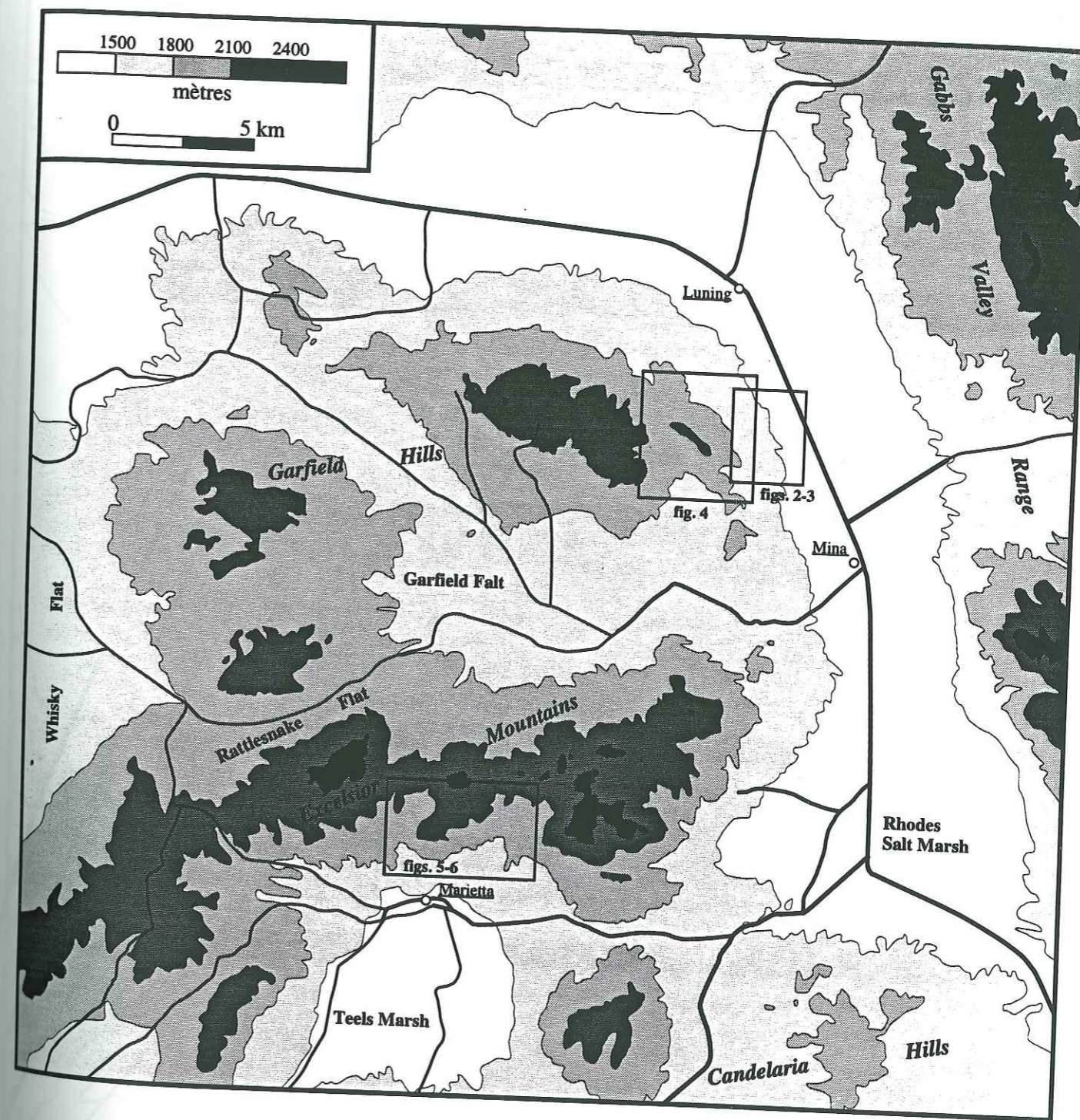


Figure 1 : Localisation des différents secteurs échantillonnés.

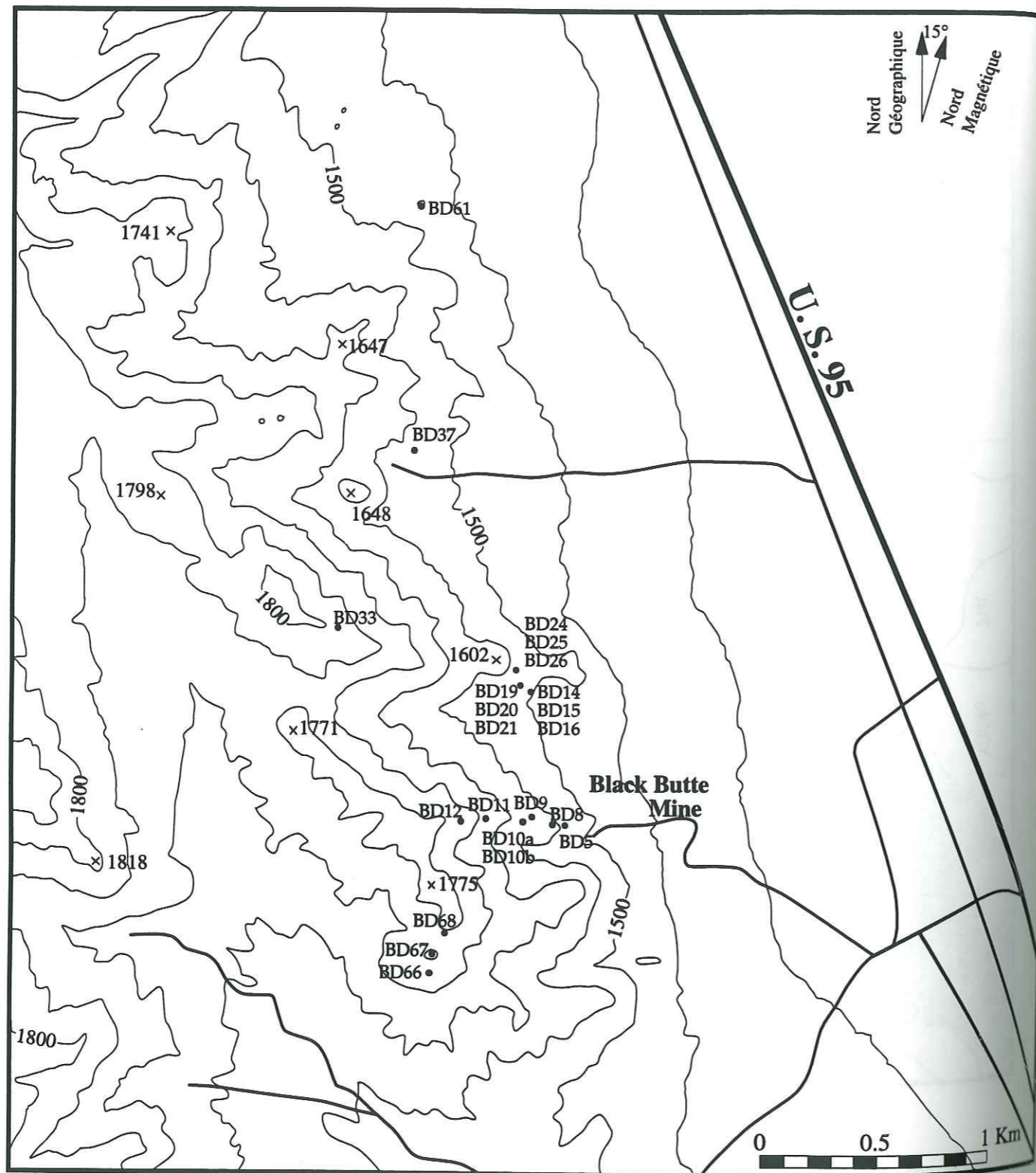


Figure 2 : Localisation des différents échantillons étudiés prélevés en 1992 à Black Dyke Butte dans la formation Black Dyke.

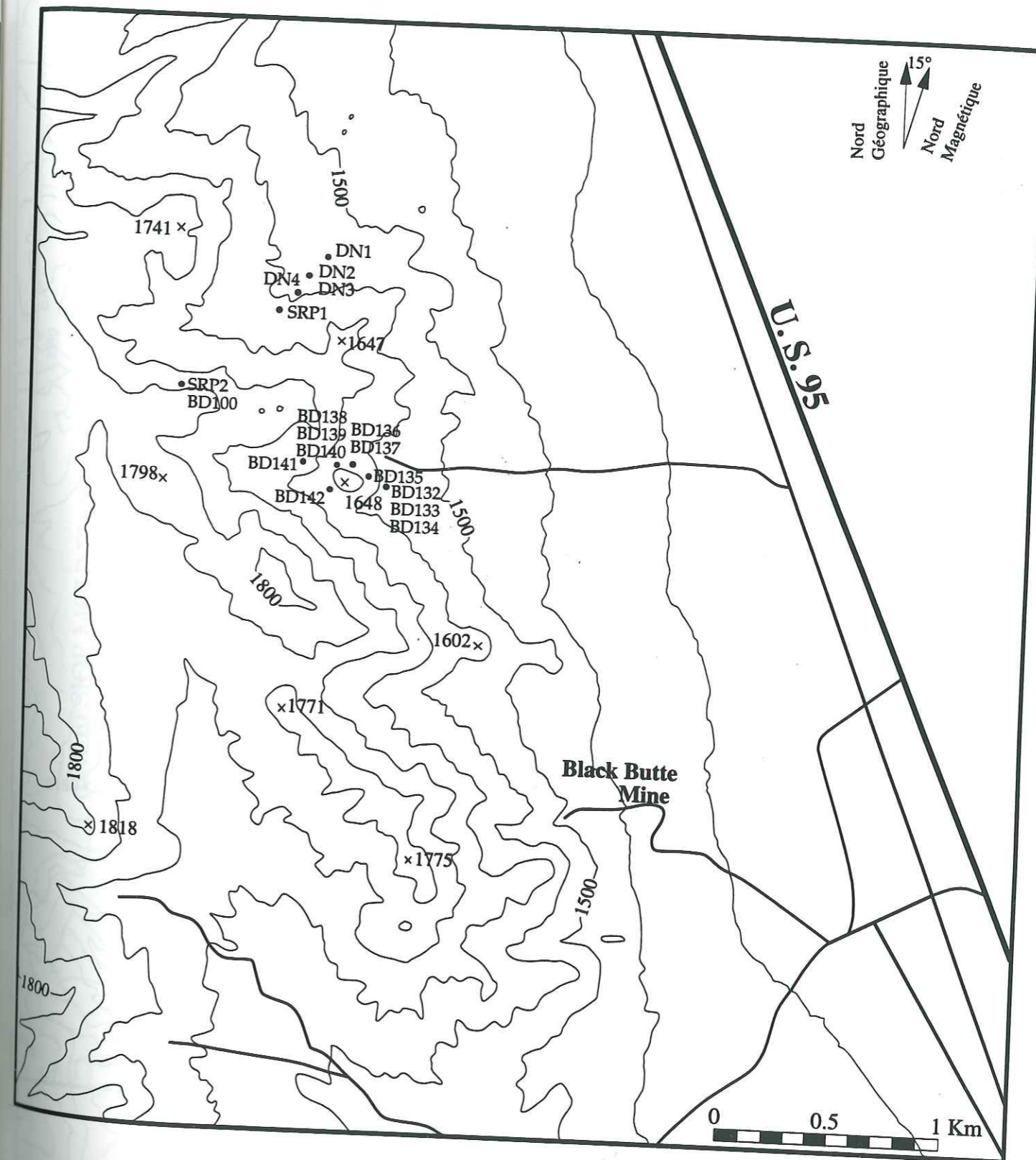


Figure 3 : Localisation des différents échantillons étudiés prélevés en 1993 à Black Dyke Butte dans la formation Black Dyke.



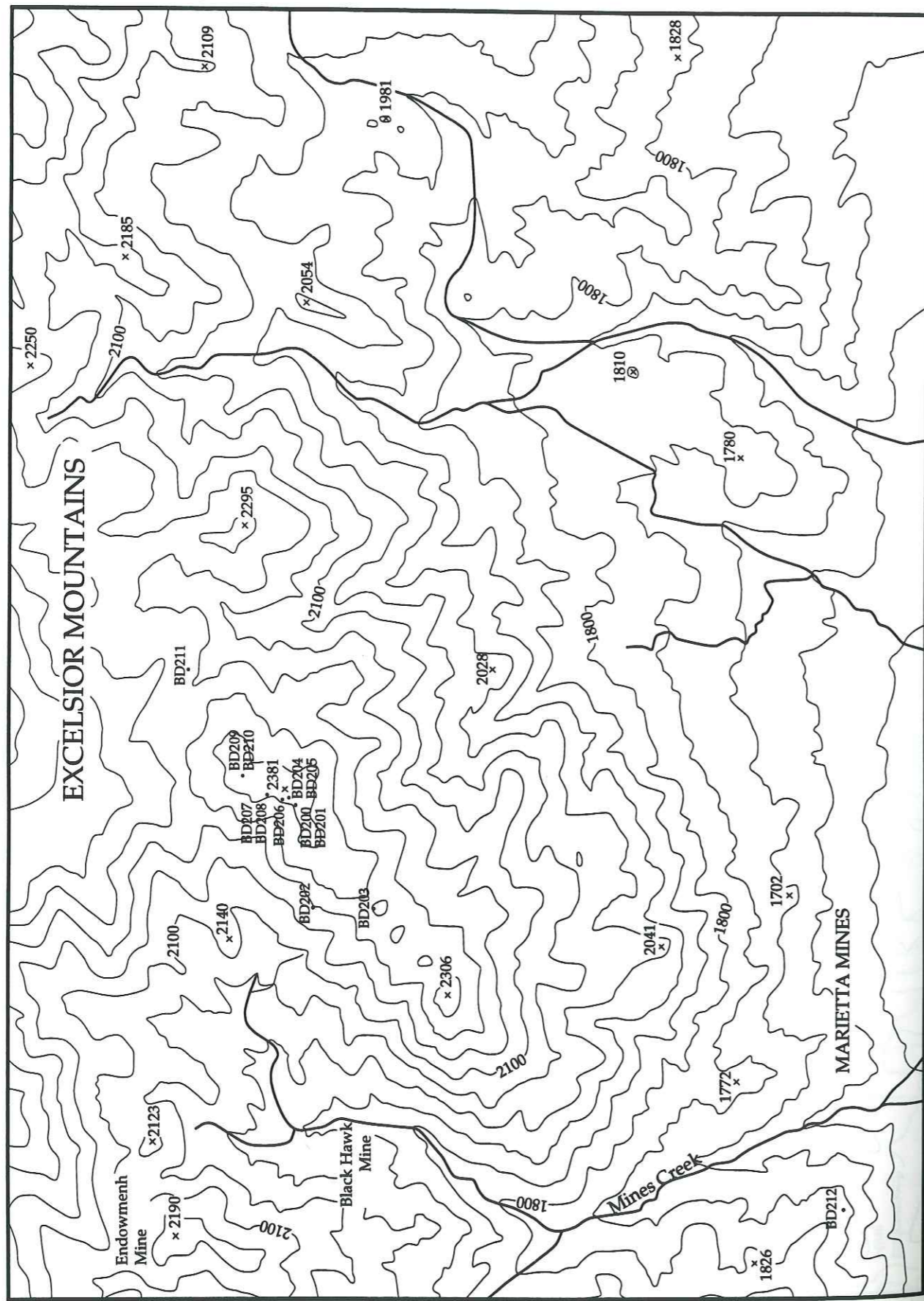


Figure 6 : Localisation des différents échantillons étudiés prélevés en 1994 à Marietta Mines dans la formation Black Dyke.

# ANNEXE 2

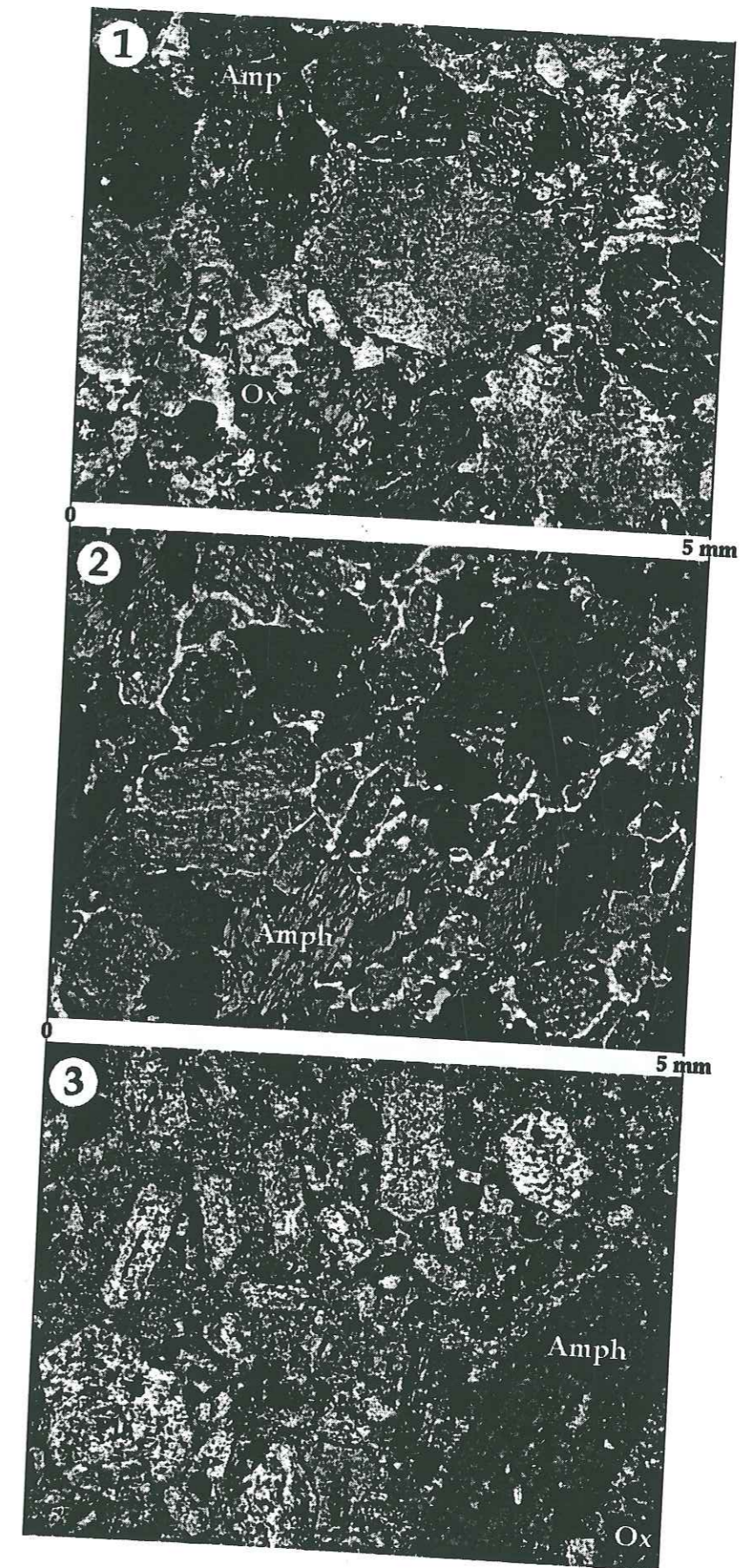
## PHOTOGRAPHIES DES PRINCIPAUX FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES ÉTUDIÉS

## Planche 1

**Photo 1** : Gabbro à texture grenue montrant des plagioclases, des amphiboles et des oxides ferro-titanés; BD8, Formation Black Dyke.

**Photo 2** : Gabbro à texture grenue montrant des plagioclases, des amphiboles et des oxides ferro-titanés; BD10A, Formation Black Dyke.

**Photo 3** : Micro-diorite à texture micro-grenue à phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles, d'oxides ferro-titanés et de clinopyroxènes; BD12, Formation Black Dyke.

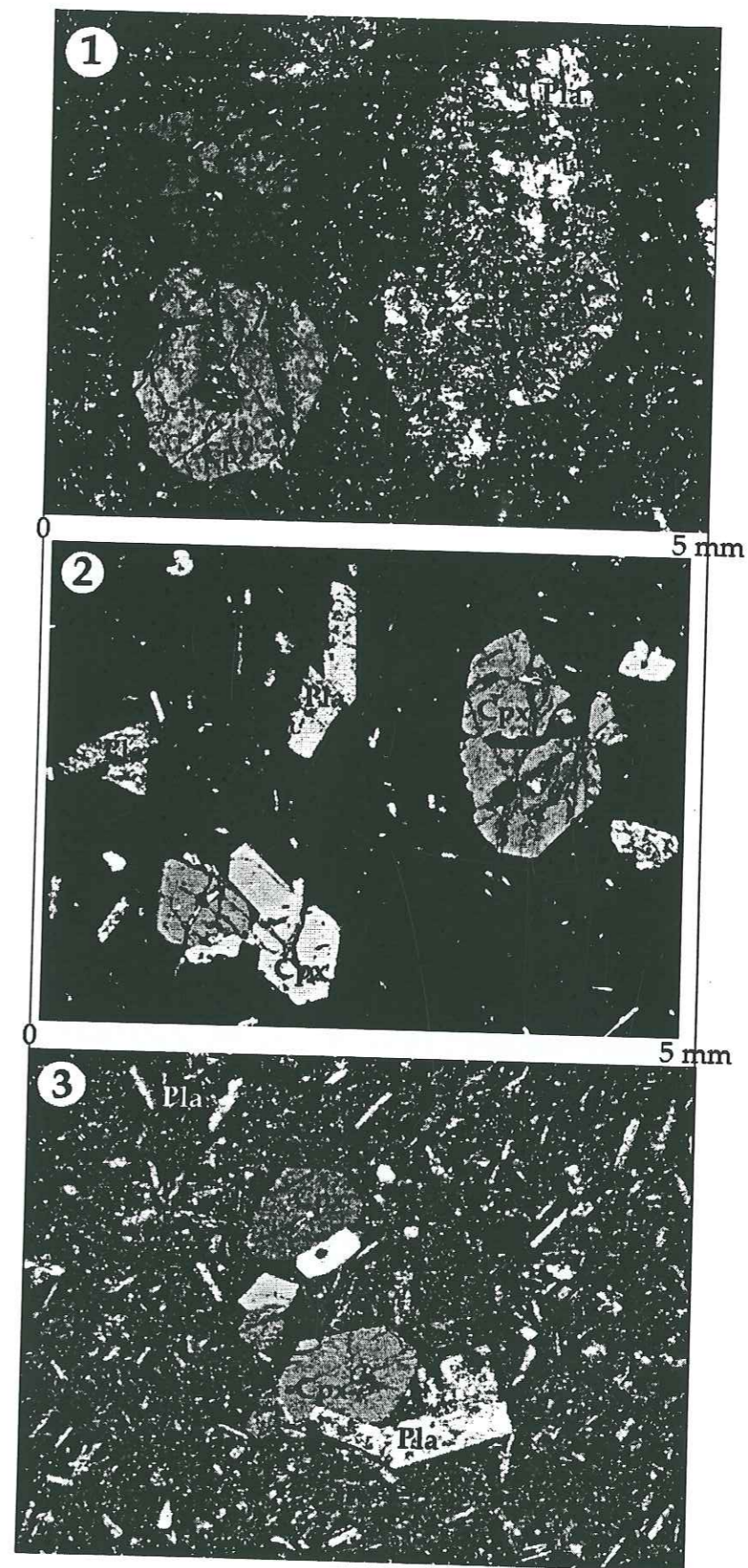


## Planche 2

**Photo 1** : Basalte andésitique à texture porphyritique montrant des phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et des microlites de plagioclases; BD15, Formation Black Dyke.

**Photo 2** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et une mésostase essentiellement vitreuse; BD16, Formation Black Dyke.

**Photo 3** : Basalte à texture hyalopilitique montrant des phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et une légère fluidalité; BD19, Formation Black Dyke.

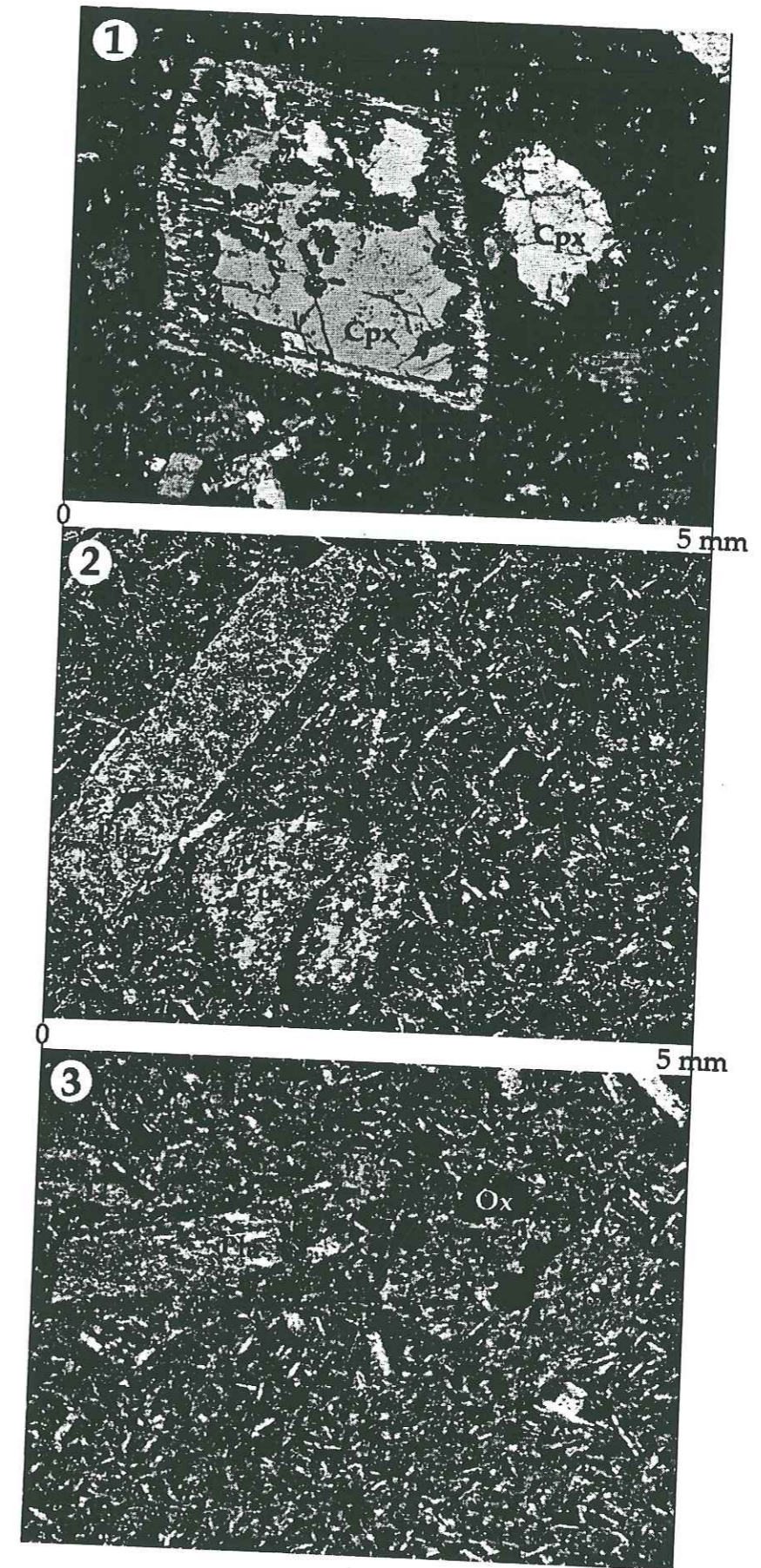


## Planche 3

**Photo 1** : Basalte à texture hyalopilitique montrant des phénocristaux de clinopyroxènes; BD21, Formation Black Dyke.

**Photo 2** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et de nombreux microlites de plagioclases; BD33, Formation Black Dyke.

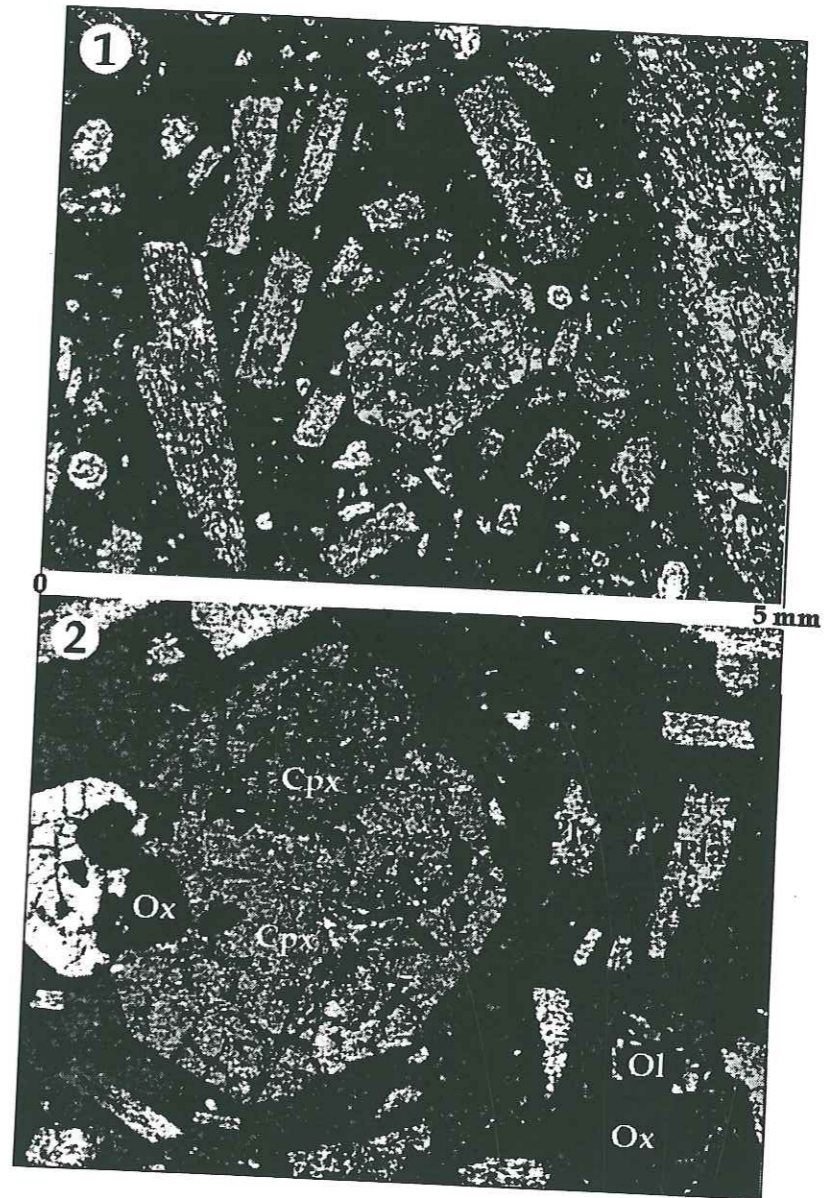
**Photo 3** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de clinopyroxènes, de plagioclases, et des oxides ferro-titanés; BD40, Formation Black Dyke.



## Planche 4

**Photo 1** : Micro-gabbro à texture micro-grenue montrant des phénocristaux d'amphiboles, de plagioclases et de clinopyroxènes; BD61, Formation Black Dyke.

**Photo 2** : Basalte à texture porphyritique à phénocristaux de clinopyroxènes, de plagioclases et d'olivines; BD108, Formation Black Dyke.



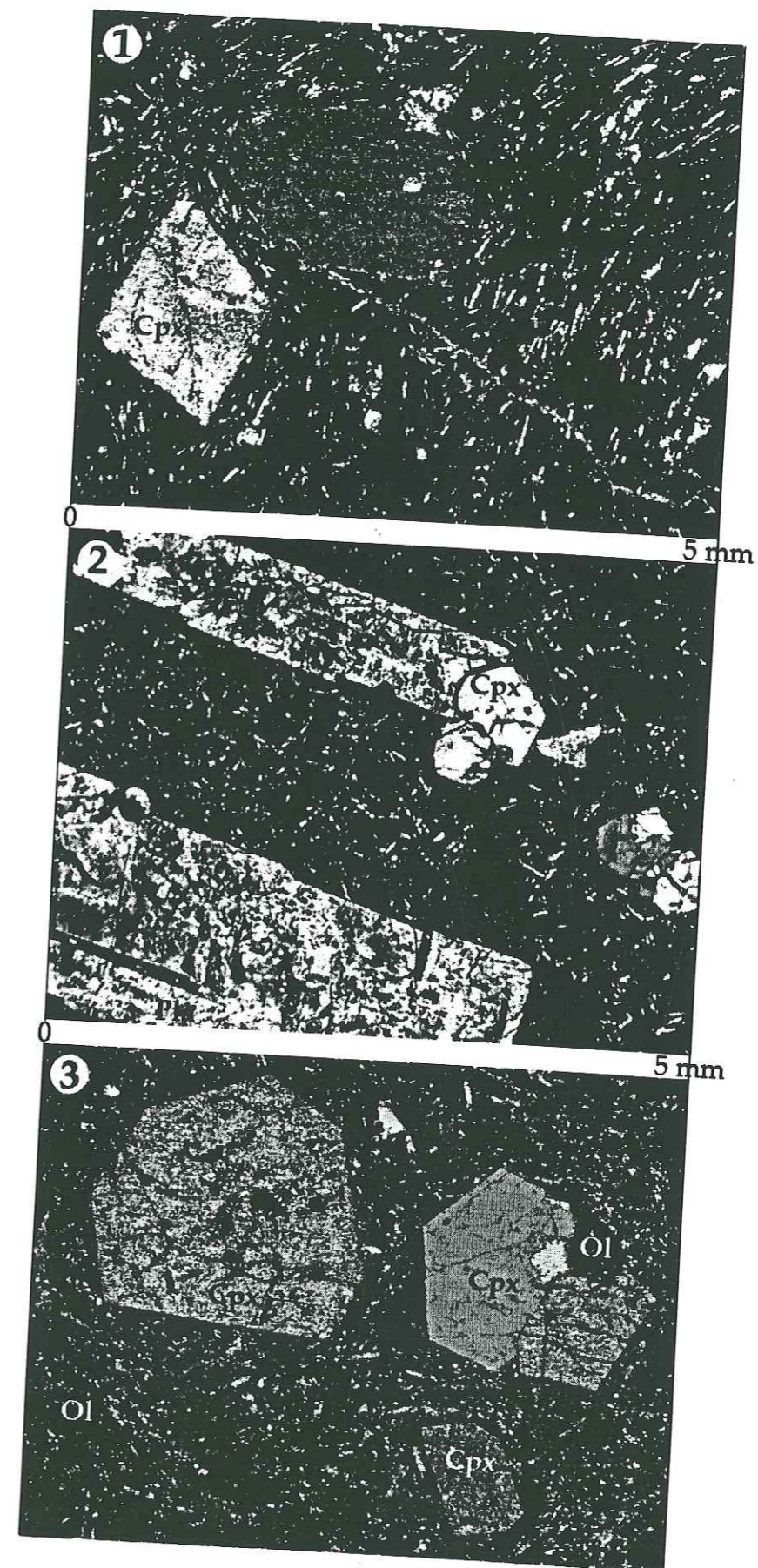


## Planche 5

**Photo 1** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de clinopyroxènes et une fluidalité des microlites de plagioclases; BD125, Formation Black Dyke.

**Photo 2** : Andésite basaltique à texture porphyritique montrant de larges lattes de plagioclases et des phénocristaux de clinopyroxènes; BD126, Formation Black Dyke.

**Photo 3** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de clinopyroxènes et d'olivines; BD153, Formation Black Dyke.

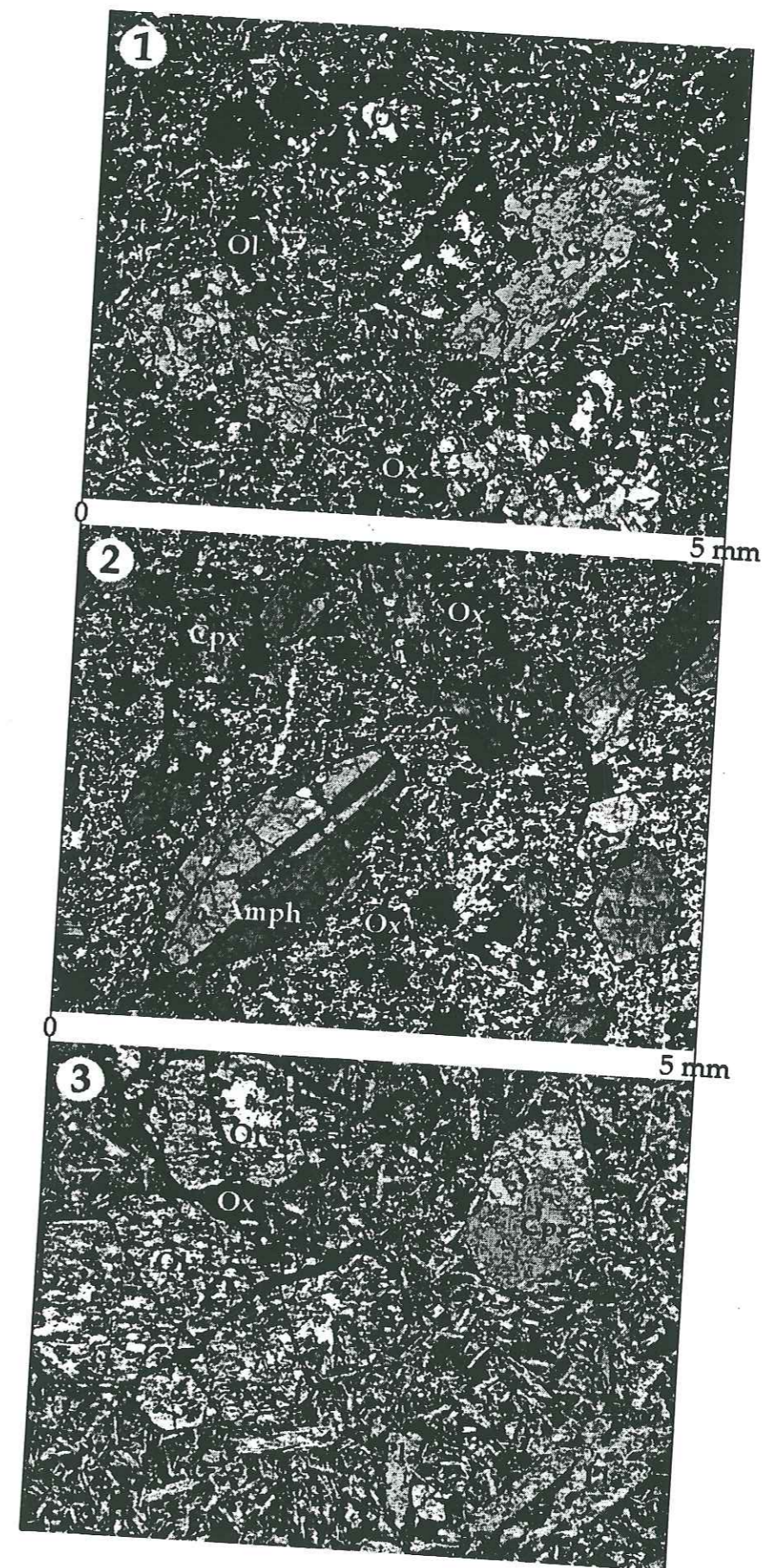


## Planche 6

**Photo 1** : Basalte à texture intersertale montrant des phénocristaux d'olivines, de clinopyroxènes et une mésostase très riche en microlites de plagioclases; BD171, Formation Black Dyke.

**Photo 2** : Diorite à texture micro-grenue montrant des phénocristaux d'amphiboles, de clinopyroxènes, de plagioclases et des oxides ferro-titanés; BD172, Formation Black Dyke.

**Photo 3** : Basalte à texture intersertale montrant des phénocristaux d'olivines, de clinopyroxènes, de plagioclases, et de nombreux microlites de plagioclases; BD184, Formation Black Dyke.

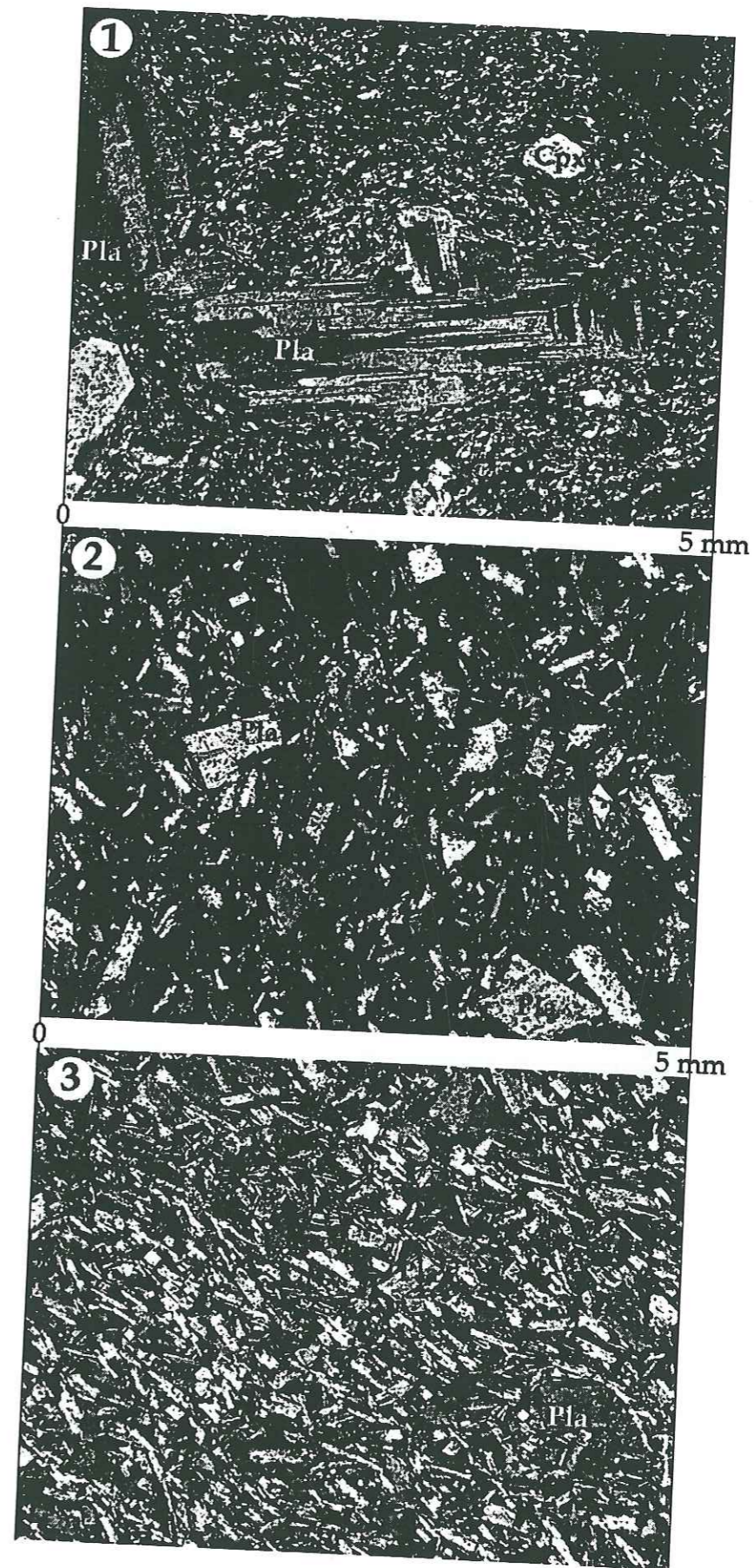


## Planche 7

**Photo 1** : Basalte andésitique à texture porphyritique montrant des phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et de nombreux microlites de plagioclases; KW6, Formation Pablo.

**Photo 2** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de plagioclases; KW7, Formation Pablo.

**Photo 3** : Andésite à texture fluidale montrant de nombreux phénocristaux de plagioclases orientés; KW11, Formation Pablo.

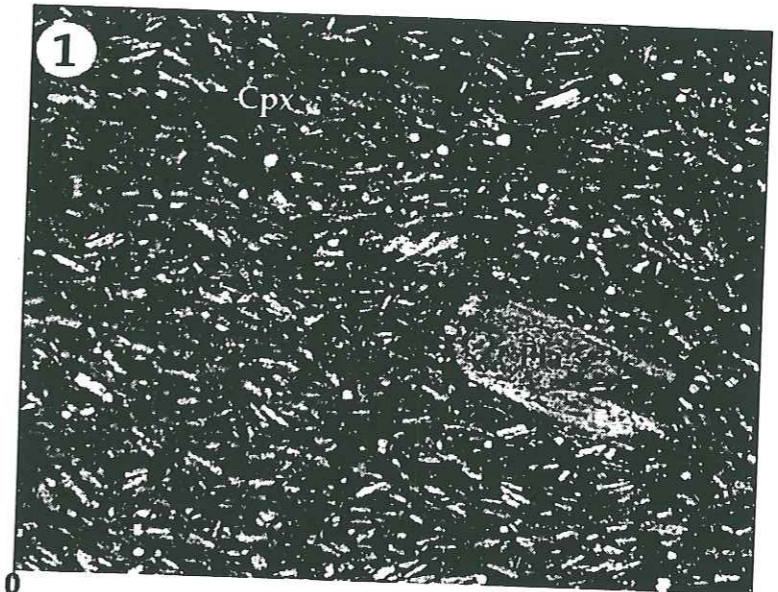


## Planche 8

**Photo 1** : Andésite à texture fluidale montrant des phénocristaux de plagioclases et de nombreux microlites de plagioclases orientés et quelques microlites de clinopyroxènes; KW13, Formation Pablo.

**Photo 2** : Basalte à texture porphyritique montrant des phénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases; KW24, Formation Pablo.

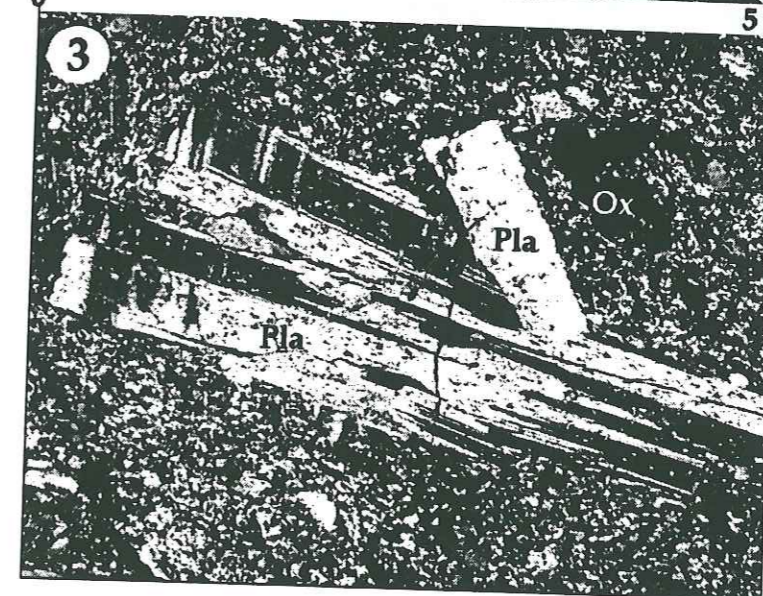
**Photo 3** : Andésite à texture porphyritique montrant des phénocristaux de plagioclases et des oxides ferro-titanés; KW26, Formation Pablo.



5 mm



5 mm



**ANNEXE 3**

**ANALYSES ET  
FORMULES  
STRUCTURALES DES  
MINÉRAUX ANALYSÉS  
À LA MICROSONDE**

Dans cette annexe sont présentés les tableaux d'analyses et des formules structurales des minéraux primaires (clinopyroxènes, amphiboles, plagioclases) et secondaires (plagioclases) des roches ignées des formations Black Dyke, Pablo et du Nicola Group.

Les analyses ont été effectuées à l'Université Joseph FOURIER de Grenoble, à la microsonde automatisée CAMEBAX de l'ENSEEG. Les conditions analytiques sont les suivantes :

Tension d'accélération = 15 kV

Courant d'échantillon = 10 nA

Temps de comptage = 6 à 10 s par triplet d'éléments

Taille du faisceau = 1 à 3 µm

Programme de correction ZAF MBXCOR (correction de numéro atomique, d'absorption et de fluorescence) de Hémoc et Tong (1978).

Les spectromètres utilisés sont :

LIF (fluorure de lithium) : dosage du Fe, Mn et Ni.

PET (penta érythriol) : dosage du Ti, Ca, K et Cr.

TAP (phtalate acide de thallium) : dosage du Si, Al, Mg et Na.

Les standards utilisés sont :

Albite : Na

Orthose : K

Corindon : Al

Wollastonite ou orthose : Si

Hématite : Fe

Forstérite : Mg

Apatite ou Wollastonite : Ca

Chromite : Cr

Rutile : Ti

Rhodonite : Mn

Bunsénite : Ni

Les données obtenues sur les minéraux primaires ont été utilisées pour mieux définir les affinités magmatiques de chaque séquence.

## LISTE DES TABLEAUX

### AMPHIBOLES

**Tableau 1** : Analyses des amphiboles du basalte BD10a de la formation Black Dyke.

**Tableau 2** : Analyses des amphiboles du basalte BD10a de la formation Black Dyke.

**Tableau 3** : Analyses des amphiboles du gabbro BD10b de la formation Black Dyke.

**Tableau 4** : Analyses des amphiboles du gabbro BD66 de la formation Black Dyke.

**Tableau 5** : Analyses des amphiboles du gabbro BD68 de la formation Black Dyke.

**Tableau 6** : Analyses des amphiboles du gabbro BD68 de la formation Black Dyke.

**Tableau 7** : Analyses des amphiboles du gabbro BD84 de la formation Black Dyke.

**Tableau 8** : Analyses des amphiboles du gabbro BD84 de la formation Black Dyke.

**Tableau 9** : Analyses des amphiboles de la diorite BD172 de la formation Black Dyke.

**Tableau 10** : Analyses des amphiboles de la diorite BD172 de la formation Black Dyke.

**Tableau 11** : Analyses des amphiboles de la diorite BD172 de la formation Black Dyke.

**Tableau 12** : Analyses des amphiboles de la diorite BD180 de la formation Black Dyke.

**Tableau 13** : Analyses des amphiboles de la dolérite CC44 du Nicola Group.

### CLINOPYROXÈNES

**Tableau 14** : Analyses et formules des clinopyroxènes du gabbro BD10b de la formation Black Dyke.

**Tableau 15** : Analyses et formules des clinopyroxènes de l'andésite basique BD15 de la formation Black Dyke.

**Tableau 16** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD16 de la formation Black Dyke.

**Tableau 17** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD16 de la formation Black Dyke.

**Tableau 18** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD23 de la formation Black Dyke.

**Tableau 19** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD33 de la formation Black Dyke.

**Tableau 20** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

**Tableau 21** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

**Tableau 22** : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

**Tableau 23** : Analyses et formules des clinopyroxènes du gabbro BD66 de

la formation Black Dyke.

**Tableau 24 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD125 de la formation Black Dyke.

**Tableau 25 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD125 de la formation Black Dyke.

**Tableau 26 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD171 de la formation Black Dyke.

**Tableau 27 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD171 de la formation Black Dyke.

**Tableau 28 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du tuf NV5 de la formation Black Dyke.

**Tableau 29 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du tuf NV5 de la formation Black Dyke.

**Tableau 30 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte KW24 de la formation Pablo.

**Tableau 31 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte KW24 de la formation Pablo.

**Tableau 32 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC21 du Nicola Group.

**Tableau 33 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC21 du Nicola Group.

**Tableau 34 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC22 du Nicola Group.

**Tableau 35 :** Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC22 du Nicola Group.

**Tableau 36 :** Analyses et formules des clinopyroxènes de la dolérite CC44 du Nicola Group.

### PLAGIOCLASES

**Tableau 37 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD10a de la formation Black Dyke.

**Tableau 38 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du gabbro BD10b de la formation Black Dyke.

**Tableau 39 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD15 de la formation Black Dyke.

**Tableau 40 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD15 de la formation Black Dyke.

**Tableau 41 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD16 de la formation Black Dyke.

**Tableau 42 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD23 de la formation Black Dyke.

**Tableau 43 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD23 de la formation Black Dyke.

**Tableau 44 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD33 de la formation Black Dyke.

**Tableau 45 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

**Tableau 46 :** Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD58 de la formation Black Dyke.

Analyse Minéral Situation	2		3		4		6		7		10		11		12		14		15		16		17		18	
	1	b	c	b	c	2	b	3	c	4	c	5	b	c	b	c	6	c	7	c	8	b	c	b	c	b
SiO <sub>2</sub>	39,21	38,63	40,73	40,34	39,34	38,32	37,73	39,67	39,31	40,05	39,62	39,62	38,48	39,65												
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,69	13,00	10,24	10,78	11,41	11,08	11,82	10,91	11,27	10,37	10,81	10,81	12,12	10,77												
TiO <sub>2</sub>	2,12	2,25	1,45	1,78	1,87	1,77	2,28	1,73	1,70	1,65	1,65	1,90	1,64													
FeO	13,64	15,32	17,17	16,58	16,03	14,46	14,63	15,67	15,19	16,69	15,56	15,55	14,61													
MgO	11,15	10,68	9,73	10,31	10,20	11,55	10,87	10,42	11,18	9,93	10,98	10,40	11,48													
CaO	11,02	11,46	11,32	11,55	11,30	11,34	11,34	11,30	11,36	11,80	11,57	11,55	11,37													
MnO	0,22	0,43	0,25	0,45	0,46	0,23	0,31	0,33	0,38	0,46	0,38	0,29	0,38													
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00													
NiO	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00													
Na <sub>2</sub> O	2,06	1,89	1,54	1,55	1,74	1,76	1,82	1,55	1,80	1,47	1,66	1,82	1,79													
K <sub>2</sub> O	0,87	0,79	1,00	0,75	0,74	0,62	0,76	1,09	0,59	0,99	0,73	0,80	0,74													
Total	93,09	94,52	93,43	94,08	93,10	91,16	91,64	92,76	92,79	93,40	92,95	92,91	92,44													
Si	6,146	6,027	6,457	6,338	6,243	6,177	6,069	6,313	6,231	6,363	6,284	6,118	6,295													
Al	2,345	2,392	1,913	1,997	2,135	2,106	2,240	2,046	2,105	1,942	2,020	2,271	2,016													
Ti	0,250	0,263	0,173	0,210	0,223	0,214	0,276	0,207	0,203	0,197	0,196	0,227	0,195													
Fe	1,789	1,999	2,276	2,178	2,127	1,950	1,968	2,086	2,014	2,218	2,064	2,067	1,940													
Mg	2,605	2,484	2,298	2,414	2,412	2,776	2,606	2,473	2,643	2,353	2,597	2,465	2,717													
Ca	1,851	1,916	1,924	1,945	1,922	1,959	1,955	1,928	1,930	2,009	1,966	1,969	1,935													
Mn	0,030	0,057	0,034	0,060	0,062	0,031	0,043	0,045	0,051	0,062	0,051	0,039	0,051													
Cr	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000													
Ni	0,009	0,009	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,010	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000													
Na	0,625	0,573	0,473	0,473	0,537	0,550	0,569	0,479	0,553	0,452	0,511	0,561	0,551													
K	0,174	0,157	0,203	0,150	0,150	0,128	0,155	0,222	0,119	0,201	0,149	0,163	0,150													
Total	15,829	15,878	15,751	15,765	15,811	15,895	15,892	15,808	15,849	15,796	15,839	15,882	15,852													
(*Al <sup>IV</sup> )	1,854	1,973	1,543	1,662	1,757	1,823	1,931	1,687	1,769	1,637	1,716	1,882	1,705													
Al <sup>IV</sup>	1,854	1,973	1,543	1,662	1,757	1,823	1,931	1,687	1,769	1,637	1,716	1,882	1,705													
Al <sup>VI</sup>	0,491	0,419	0,370	0,335	0,377	0,283	0,309	0,358	0,337	0,305	0,305	0,389	0,311													
(Na+K)/A	0,829	0,878	0,751	0,765	0,811	0,895	0,892	0,808	0,849	0,796	0,839	0,882	0,852													
(Na)/A	0,655	0,721	0,548	0,615	0,660	0,767	0,737	0,586	0,731	0,595	0,690	0,718	0,702													
XMg	0,593	0,554	0,502	0,526	0,531	0,587	0,570	0,542	0,568	0,515	0,557	0,544	0,583													

Tableau 1 : Analyses des amphiboles du basalte BD10a de la formation Black Dyke.

Analyse	19	20	21	22	23	25	26	46	47	48	49	50	56
Minéral	9			10	11	12		13			14		15
Situation	b	c	b	c	c	b	c	b	c	b	b	c	c
SiO2	39,46	39,69	40,38	39,40	39,92	38,68	37,05	41,07	39,14	41,43	40,73	40,53	41,27
Al2O3	11,16	11,33	10,72	10,75	11,22	11,34	12,71	11,27	13,59	10,38	11,84	10,24	10,15
TiO2	1,77	1,59	1,37	1,72	1,63	1,63	2,04	1,81	1,55	1,05	1,41	1,35	1,47
FeO	14,11	15,04	16,17	15,73	16,22	14,74	15,03	12,01	9,74	13,54	12,26	15,46	16,91
MgO	11,38	10,85	10,98	10,63	10,49	10,77	10,56	13,49	14,80	12,48	12,29	10,91	10,32
CaO	11,50	11,56	11,46	11,40	11,29	11,42	11,24	11,64	12,30	11,76	11,64	11,47	11,95
MnO	0,45	0,36	0,33	0,46	0,38	0,39	0,29	0,26	0,04	0,27	0,24	0,37	0,44
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,18	0,26	0,22	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,81	1,69	1,72	1,52	1,70	1,62	1,93	2,20	1,99	1,54	1,72	1,35	1,65
K2O	0,69	0,67	0,69	1,03	0,67	0,65	1,09	0,64	1,02	0,75	0,74	0,72	0,68
Total	92,31	92,77	93,81	92,74	93,52	91,23	91,94	94,40	94,16	93,39	93,12	92,62	94,85
Si	6,261	6,282	6,347	6,283	6,296	6,231	5,967	6,289	5,976	6,450	6,321	6,428	6,438
Al	2,086	2,113	1,986	2,021	2,085	2,152	2,412	2,035	2,445	1,905	2,166	1,914	1,867
Ti	0,211	0,189	0,162	0,206	0,193	0,197	0,247	0,209	0,177	0,123	0,165	0,161	0,173
Fe	1,873	1,991	2,126	2,098	2,140	1,986	2,025	1,538	1,244	1,762	1,591	2,051	2,206
Mg	2,691	2,560	2,574	2,526	2,467	2,586	2,536	3,079	3,368	2,895	2,843	2,580	2,399
Ca	1,955	1,960	1,929	1,947	1,907	1,971	1,940	1,911	2,013	1,961	1,935	1,948	1,998
Mn	0,060	0,049	0,043	0,062	0,051	0,054	0,040	0,033	0,006	0,035	0,031	0,050	0,059
Cr	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,023	0,032	0,028	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,008	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,557	0,518	0,525	0,469	0,521	0,506	0,602	0,654	0,590	0,463	0,517	0,414	0,498
K	0,140	0,136	0,138	0,210	0,135	0,134	0,224	0,125	0,200	0,150	0,147	0,147	0,136
Total	15,833	15,799	15,830	15,837	15,796	15,816	15,993	15,874	16,018	15,770	15,747	15,721	15,773
(*Al <sup>IV</sup> )	1,739	1,718	1,653	1,717	1,704	1,769	2,033	1,711	2,024	1,550	1,679	1,572	1,562
Al <sup>IV</sup>	1,739	1,718	1,653	1,717	1,704	1,769	2,033	1,711	2,024	1,550	1,679	1,572	1,562
Al <sup>VI</sup>	0,347	0,396	0,333	0,304	0,381	0,383	0,379	0,324	0,421	0,356	0,487	0,342	0,305
(Na+K)A	0,833	0,799	0,830	0,837	0,796	0,816	0,993	0,874	1,018	0,770	0,747	0,721	0,773
(Na)A	0,694	0,663	0,692	0,627	0,661	0,682	0,769	0,749	0,819	0,620	0,600	0,574	0,637
XMg	0,590	0,562	0,548	0,546	0,535	0,566	0,556	0,667	0,730	0,622	0,641	0,557	0,521

Tableau 2 : Analyses des amphiboles du basalte BD10a de la formation Black Dyke.

Analyse	31	32	33	34	35	36	37	38	42	43	44	45	46	47	48	49	50	56
Minéral	1		2			3			4		5	6		7	8			9
Situation	b	b	b	c	b	b	b	c	c	b	c	c	b	c	b	c	b	c
SiO2	37,20	36,39	37,80	37,55	38,74	41,88	41,82	40,55	38,73	39,25	36,85	38,78	41,07	39,14	41,43	40,73	40,53	41,27
Al2O3	14,04	14,13	14,55	14,04	13,88	8,83	9,15	10,98	13,39	13,54	14,52	13,04	11,27	13,59	10,38	11,84	10,24	10,15
TiO2	1,71	1,53	1,63	1,67	1,73	1,40	1,34	1,86	1,55	1,67	1,93	1,78	1,81	1,55	1,05	1,41	1,35	1,47
FeO	9,48	9,89	11,10	10,07	9,80	16,08	16,51	16,07	9,67	9,46	10,47	11,45	12,01	9,74	13,54	12,26	15,46	16,91
MgO	14,69	14,77	13,50	13,88	13,99	11,63	11,18	10,80	14,72	14,79	13,61	13,42	13,49	14,80	12,48	12,29	10,91	10,32
CaO	12,33	12,46	12,39	12,42	12,40	11,53	11,68	11,58	12,23	12,09	12,20	11,75	11,64	12,30	11,76	11,64	11,47	11,95
MnO	0,04	0,07	0,07	0,05	0,07	0,30	0,40	0,35	0,05	0,12	0,13	0,18	0,26	0,04	0,27	0,24	0,37	0,44
Cr2O3	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,18	0,26	0,22	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na2O	2,23	2,23	2,05	2,08	2,00	1,46	1,31	1,64	2,19	2,27	2,15	2,23	2,20	1,99	1,54	1,72	1,35	1,65
K2O	1,06	1,07	1,07	1,23	1,18	0,70	0,86	0,93	1,02	1,00	0,80	0,78	0,64	1,02	0,75	0,74	0,72	0,68
Total	92,79	92,62	94,14	93,07	93,78	93,81	94,25	94,78	93,66	94,22	92,67	93,42	94,40	94,16	93,39	93,12	92,62	94,85
Si	5,792	5,706	5,829	5,844	5,952	6,565	6,544	6,312	5,957	5,985	5,762	6,016	6,289	5,976	6,450	6,321	6,428	6,438
Al	2,577	2,610	2,644	2,576	2,513	1,631	1,688	2,014	2,427	2,434	2,676	2,383	2,035	2,445	1,905	2,166	1,914	1,867
Ti	0,200	0,181	0,188	0,195	0,200	0,165	0,158	0,218	0,179	0,191	0,227	0,208	0,209	0,177	0,123	0,165	0,161	0,173
Fe	1,235	1,297	1,431	1,310	1,259	2,108	2,160	2,092	1,244	1,206	1,369	1,486	1,538	1,244	1,762	1,591	2,051	2,206
Mg	3,410	3,452	3,102	3,220	3,204	2,718	2,607	2,506	3,374	3,362	3,173	3,103	3,079	3,368	2,895	2,843	2,580	2,399
Ca	2,057	2,093	2,046	2,070	2,040	1,937	1,958	1,931	2,016	1,976	2,044	1,953	1,911	2,013	1,961	1,935	1,948	1,998
Mn	0,005	0,009	0,008	0,006	0,009	0,039	0,053	0,045	0,006	0,015	0,017	0,023	0,033	0,006	0,035	0,031	0,050	0,059
Cr	0,000	0,011	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,011	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,023	0,032	0,028	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,674	0,676	0,612	0,629	0,596	0,444	0,398	0,493	0,654	0,672	0,652	0,672	0,654	0,590	0,463	0,517	0,414	0,498
K	0,212	0,213	0,212	0,245	0,231	0,140	0,172	0,184	0,201	0,194	0,160	0,155	0,125	0,200	0,150	0,147	0,147	0,136
Total	16,162	16,248	16,073	16,108	16,005	15,747	15,740	15,800	16,072	16,039	16,079	15,999	15,874	16,018	15,770	15,747	15,721	15,773
(*Al <sup>IV</sup> )	2,208	2,294	2,171	2,156	2,048	1,435	1,456	1,688	2,043	2,015	2,238	1,984	1,711	2,024	1,550	1,679	1,572	1,562
Al <sup>IV</sup>	2,208	2,294	2,171	2,156	2,048	1,435	1,456	1,688	2,043	2,015	2,238	1,984	1,711	2,024	1,550	1,679	1,572	1,562
Al <sup>VI</sup>	0,370	0,316	0,472	0,421	0,465	0,195	0,231	0,326	0,384	0,419	0,438	0,399	0,324	0,421	0,356	0,487	0,342	0,305
(Na+K)A	1,162	1,248	1,073	1,108	1,005	0,747	0,740	0,800	1,072	1,039	1,079	0,999	0,874	1,018	0,770	0,747	0,721	0,773
(Na)A	0,950	1,035	0,861	0,863	0,774	0,606	0,567	0,616	0,871	0,844	0,919	0,843	0,749	0,819	0,620	0,600	0,574	0,637
XMg	0,734	0,727	0,684	0,711	0,718	0,563	0,547	0,545	0,731	0,736	0,699	0,676	0,667	0,730	0,622	0,641	0,557	0,521

Tableau 3 : Analyses des amphiboles du gabbro BD10b de la formation Black Dyke.



Analyse	1	2	5	7	8	15	16	17	19	21	22	23
Minéral	1		2			3			4	5		
Situation	c	b	b	c	b	c	⇒	b	b	b	c	b
SiO2	40,93	40,36	39,38	39,46	40,79	38,02	39,14	40,40	41,01	40,02	41,35	40,16
Al2O3	12,92	12,84	14,38	13,08	13,01	14,77	14,35	11,68	11,56	13,10	12,55	13,21
TiO2	2,23	2,06	1,85	2,32	2,23	1,67	1,73	1,94	1,85	2,08	1,77	2,19
FeO	10,69	11,30	10,20	11,06	12,35	11,43	10,99	14,41	13,36	11,11	12,04	12,05
MgO	12,93	13,23	13,67	13,39	12,82	12,36	13,25	11,90	12,73	13,48	13,13	12,98
CaO	11,79	11,84	12,50	12,16	12,26	12,60	12,58	12,03	11,75	12,20	11,94	12,15
MnO	0,19	0,20	0,19	0,14	0,19	0,09	0,19	0,16	0,19	0,16	0,12	0,16
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,07	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	2,21	2,17	2,17	2,32	2,22	2,00	2,13	2,00	1,89	2,34	2,13	2,17
K2O	0,80	0,74	0,90	0,87	0,83	1,10	1,02	0,77	0,64	0,81	0,73	0,92
Total	94,68	94,74	95,22	94,84	96,74	94,00	95,45	95,29	95,00	95,32	95,79	96,00
Si	6,205	6,143	5,955	6,020	6,117	5,874	5,936	6,210	6,272	6,066	6,230	6,067
Al	2,309	2,303	2,564	2,352	2,299	2,690	2,566	2,116	2,083	2,341	2,229	2,352
Ti	0,254	0,236	0,210	0,266	0,251	0,193	0,198	0,225	0,212	0,237	0,200	0,249
Fe	1,356	1,438	1,290	1,412	1,549	1,477	1,394	1,853	1,709	1,408	1,518	1,523
Mg	2,921	3,001	3,081	3,046	2,865	2,846	2,995	2,726	2,902	3,046	2,949	2,923
Ca	1,915	1,931	2,026	1,987	1,969	2,086	2,045	1,982	1,926	1,981	1,928	1,967
Mn	0,024	0,026	0,024	0,018	0,024	0,012	0,024	0,021	0,024	0,020	0,015	0,020
Cr	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,002	0,009	0,001	0,001	0,003	0,004	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,650	0,639	0,637	0,687	0,644	0,598	0,626	0,595	0,562	0,688	0,621	0,636
K	0,155	0,145	0,173	0,170	0,158	0,216	0,198	0,151	0,125	0,158	0,141	0,178
Total	15,789	15,861	15,958	15,964	15,884	15,994	15,991	15,879	15,817	15,948	15,835	15,915
(*Al*)	1,795	1,857	2,045	1,980	1,883	2,126	2,064	1,790	1,728	1,934	1,770	1,933
AlIV	1,795	1,857	2,045	1,980	1,883	2,126	2,064	1,790	1,728	1,934	1,770	1,933
AlVI	0,514	0,446	0,519	0,372	0,416	0,563	0,502	0,327	0,355	0,407	0,459	0,419
(Na+K)A	0,789	0,861	0,958	0,964	0,884	0,994	0,991	0,879	0,817	0,948	0,835	0,915
(Na)A	0,634	0,717	0,785	0,794	0,725	0,777	0,793	0,729	0,692	0,790	0,694	0,736
XMg	0,683	0,676	0,705	0,683	0,649	0,658	0,682	0,595	0,629	0,684	0,660	0,657

Tableau 4 : Analyses des amphiboles du gabbro BD66 de la formation Black Dyke.

Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13
Minéral	1	1			2				4	5		
Situation	b	c	⇒	b	b	c	b	c	c	b	c	⇒
SiO2	40,84	41,56	41,41	40,70	42,06	40,60	41,24	41,12	41,66	40,50	39,83	41,29
Al2O3	10,41	12,42	10,88	11,52	9,71	11,44	10,24	11,88	10,02	11,04	11,67	10,54
TiO2	1,80	1,64	1,73	1,77	1,51	1,60	1,60	1,34	1,62	1,62	1,61	1,56
FeO	14,69	12,40	15,11	14,85	14,89	16,23	15,87	12,84	14,99	16,62	17,03	16,14
MgO	11,79	12,28	11,46	11,15	11,69	10,84	11,11	12,57	11,88	10,76	10,12	11,03
CaO	11,57	11,92	11,79	11,66	11,27	11,82	11,35	11,90	11,40	11,66	11,37	11,53
MnO	0,42	0,22	0,47	0,41	0,47	0,31	0,31	0,34	0,32	0,38	0,39	0,40
Cr2O3	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na2O	1,94	2,06	2,04	1,92	1,86	1,95	1,97	2,10	1,99	1,77	1,78	1,95
K2O	0,61	0,76	0,66	0,60	0,56	0,74	0,57	0,88	0,61	0,87	0,95	0,67
Total	94,06	95,30	95,55	94,59	94,02	95,53	94,25	95,00	94,49	95,25	94,76	95,11
Si	6,361	6,301	6,357	6,301	6,534	6,274	6,430	6,288	6,451	6,293	6,237	6,394
Al	1,911	2,219	1,968	2,102	1,777	2,083	1,882	2,142	1,829	2,021	2,154	1,924
Ti	0,211	0,186	0,199	0,206	0,176	0,186	0,187	0,155	0,189	0,189	0,190	0,182
Fe	1,913	1,573	1,940	1,923	1,934	2,097	2,069	1,642	1,941	2,159	2,230	2,090
Mg	2,737	2,775	2,622	2,574	2,707	2,496	2,582	2,865	2,743	2,492	2,361	2,546
Ca	1,931	1,936	1,939	1,934	1,875	1,956	1,897	1,950	1,891	1,942	1,907	1,913
Mn	0,055	0,028	0,061	0,054	0,062	0,041	0,040	0,044	0,042	0,050	0,051	0,053
Cr	0,000	0,004	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,585	0,607	0,607	0,577	0,560	0,584	0,596	0,624	0,598	0,532	0,541	0,586
K	0,122	0,148	0,129	0,119	0,112	0,146	0,113	0,173	0,121	0,172	0,191	0,133
Total	15,826	15,779	15,826	15,789	15,737	15,863	15,796	15,883	15,805	15,857	15,862	15,822
(*Al*)	1,639	1,699	1,643	1,699	1,466	1,726	1,570	1,712	1,549	1,707	1,763	1,606
AlIV	1,639	1,699	1,643	1,699	1,466	1,726	1,570	1,712	1,549	1,707	1,763	1,606
AlVI	0,273	0,520	0,325	0,403	0,311	0,357	0,312	0,430	0,280	0,314	0,391	0,318
(Na+K)A	0,826	0,779	0,826	0,789	0,737	0,863	0,796	0,883	0,805	0,857	0,862	0,822
(Na)A	0,704	0,630	0,697	0,671	0,625	0,717	0,683	0,711	0,684	0,685	0,671	0,689
XMg	0,589	0,638	0,575	0,572	0,583	0,543	0,555	0,636	0,586	0,536	0,514	0,549

Tableau 5 : Analyses des amphiboles du gabbro BD68 de la formation Black Dyke.

Analyse	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Minéral	6			7			8			9		
Situation	b	←	c	b	c	b	b	c	b	b	c	b
SiO2	43,03	40,84	40,28	38,59	38,32	41,20	41,52	41,30	41,03	40,02	38,96	40,62
Al2O3	9,15	11,01	11,50	11,11	10,99	10,73	10,55	9,83	9,93	11,58	11,60	11,71
TiO2	1,35	1,88	1,72	1,66	1,72	1,89	1,53	1,16	1,60	1,97	1,75	2,00
FeO	14,25	14,22	14,68	15,18	14,53	15,20	15,67	15,63	15,54	13,79	14,56	14,94
MgO	12,33	11,57	11,60	11,29	11,51	11,26	11,42	11,65	11,54	11,75	11,47	11,30
CaO	11,32	11,46	11,56	11,84	11,84	11,45	11,54	11,34	11,38	11,59	11,63	11,71
MnO	0,52	0,53	0,44	0,40	0,33	0,37	0,37	0,41	0,36	0,44	0,40	0,23
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,09	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,50	1,78	1,89	2,06	2,05	1,91	1,71	1,57	1,69	1,84	1,88	1,92
K2O	0,68	0,61	0,71	0,71	0,73	0,70	0,80	0,78	0,59	0,79	0,77	0,81
Total	94,13	93,90	94,39	92,83	92,03	94,73	95,20	93,66	93,66	93,78	93,06	95,23
Si	6,641	6,349	6,255	6,150	6,146	6,377	6,407	6,476	6,432	6,236	6,159	6,253
Al	1,664	2,018	2,105	2,087	2,078	1,957	1,918	1,816	1,834	2,126	2,161	2,126
Ti	0,156	0,220	0,201	0,198	0,207	0,219	0,177	0,137	0,189	0,230	0,208	0,231
Fe	1,840	1,849	1,906	2,023	1,949	1,967	2,022	2,050	2,038	1,797	1,925	1,923
Mg	2,837	2,681	2,684	2,683	2,752	2,597	2,626	2,723	2,696	2,730	2,704	2,593
Ca	1,872	1,909	1,923	2,021	2,035	1,898	1,908	1,905	1,911	1,936	1,970	1,931
Mn	0,068	0,070	0,058	0,054	0,045	0,049	0,049	0,054	0,048	0,058	0,054	0,030
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,004	0,011	0,000	0,000	0,002	0,005	0,000
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,449	0,537	0,569	0,638	0,637	0,572	0,511	0,476	0,512	0,557	0,577	0,574
K	0,133	0,120	0,141	0,145	0,149	0,138	0,157	0,157	0,119	0,157	0,155	0,159
Total	15,662	15,752	15,845	15,999	16,000	15,778	15,786	15,795	15,778	15,827	15,917	15,820
(*Al <sup>IV</sup> )	1,359	1,651	1,745	1,850	1,854	1,623	1,593	1,524	1,568	1,764	1,841	1,747
Al <sup>IV</sup>	1,359	1,651	1,745	1,850	1,854	1,623	1,593	1,524	1,568	1,764	1,841	1,747
Al <sup>VI</sup>	0,305	0,366	0,360	0,237	0,224	0,334	0,325	0,292	0,266	0,361	0,320	0,378
(Na+K)A	0,662	0,752	0,845	0,999	1,000	0,778	0,786	0,795	0,778	0,827	0,917	0,820
(Na)A	0,528	0,631	0,704	0,854	0,851	0,641	0,628	0,638	0,659	0,671	0,762	0,661
XMg	0,607	0,592	0,585	0,570	0,585	0,569	0,565	0,571	0,570	0,603	0,584	0,574

Tableau 6 : Analyses des amphiboles du gabbro BD68 de la formation Black Dyke.

Analyse	45	46	47	48	49	50	61	62	63	64	65	66
Minéral	1						2					
Situation	c	⇒	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	⇒	b
SiO2	40,35	40,37	41,26	40,04	40,10	41,76	38,95	39,84	40,31	40,18	40,38	42,93
Al2O3	14,87	14,67	13,25	14,76	14,27	10,65	14,15	14,20	14,38	14,30	13,22	10,69
TiO2	1,88	1,84	1,90	2,05	1,94	1,96	1,91	2,18	1,94	1,81	2,03	1,78
FeO	11,69	10,80	10,94	11,59	10,91	13,96	11,70	10,79	11,07	11,71	12,71	12,89
MgO	13,14	13,38	13,45	13,23	12,98	12,16	12,45	13,25	12,90	12,92	12,22	13,25
CaO	12,19	12,34	12,45	12,40	12,09	11,82	11,99	12,53	12,08	12,12	12,26	11,89
MnO	0,13	0,14	0,14	0,09	0,12	0,33	0,23	0,12	0,18	0,10	0,29	0,26
Cr2O3	0,00	0,04	0,10	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na2O	2,14	2,38	2,09	2,35	2,17	1,58	2,06	2,14	2,23	2,37	2,20	1,73
K2O	0,92	0,83	0,82	0,89	0,85	1,21	0,96	0,85	0,87	0,84	0,80	0,93
Total	97,31	96,79	96,40	97,49	95,46	95,50	94,44	95,90	95,96	96,36	96,11	96,36
Si	5,987	6,004	6,157	5,943	6,045	6,386	5,980	5,990	6,049	6,027	6,108	6,445
Al	2,601	2,572	2,331	2,582	2,536	1,920	2,560	2,516	2,544	2,528	2,357	1,892
Ti	0,210	0,206	0,213	0,229	0,220	0,225	0,221	0,246	0,219	0,204	0,231	0,201
Fe	1,451	1,343	1,365	1,439	1,376	1,785	1,502	1,357	1,389	1,469	1,608	1,618
Mg	2,906	2,966	2,992	2,927	2,917	2,772	2,849	2,969	2,886	2,889	2,755	2,965
Ca	1,938	1,966	1,991	1,972	1,953	1,937	1,972	2,018	1,942	1,948	1,987	1,913
Mn	0,016	0,018	0,018	0,011	0,015	0,043	0,030	0,015	0,023	0,013	0,037	0,033
Cr	0,000	0,005	0,012	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,009	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,616	0,686	0,605	0,676	0,634	0,468	0,613	0,624	0,649	0,689	0,645	0,504
K	0,175	0,158	0,156	0,169	0,164	0,237	0,188	0,163	0,167	0,161	0,155	0,178
Total	15,898	15,924	15,839	15,959	15,864	15,781	15,921	15,899	15,868	15,929	15,883	15,750
(*Al <sup>IV</sup> )	2,013	1,996	1,843	2,057	1,955	1,614	2,020	2,010	1,951	1,973	1,892	1,555
Al <sup>IV</sup>	2,013	1,996	1,843	2,057	1,955	1,614	2,020	2,010	1,951	1,973	1,892	1,555
Al <sup>VI</sup>	0,587	0,576	0,487	0,525	0,581	0,306	0,540	0,506	0,593	0,555	0,465	0,336
(Na+K)A	0,898	0,924	0,839	0,959	0,864	0,781	0,921	0,899	0,868	0,929	0,883	0,750
(Na)A	0,724	0,766	0,683	0,790	0,700	0,545	0,732	0,736	0,701	0,768	0,728	0,571
XMg	0,667	0,688	0,687	0,670	0,680	0,608	0,655	0,686	0,675	0,663	0,632	0,647

Tableau 7 : Analyses des amphiboles du gabbro BD84 de la formation Black Dyke.

Analyse	67	68	69	70	75	76	77	78	79	80	81	82
Minéral	3				4			5				
Situation	b	←	c	b	b	←	c	b	c	⇒	⇒	b
SiO2	42,27	41,89	42,14	42,25	42,77	41,28	40,35	41,31	41,09	42,52	46,51	43,52
Al2O3	11,93	11,38	11,12	11,94	10,90	11,98	13,36	11,94	12,06	11,30	7,80	9,56
TiO2	2,04	2,00	2,08	1,90	2,06	1,83	2,12	1,84	1,90	1,80	1,32	1,92
FeO	13,21	12,64	12,69	12,29	13,81	13,77	14,17	13,34	13,98	13,73	12,76	13,23
MgO	12,40	13,22	13,39	13,14	12,49	12,14	11,57	12,16	12,14	12,48	14,17	13,13
CaO	11,58	11,46	11,67	11,50	11,85	11,51	11,63	11,67	11,53	11,61	11,78	11,59
MnO	0,28	0,31	0,10	0,32	0,31	0,26	0,12	0,23	0,12	0,21	0,25	0,22
Cr2O3	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
NiO	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02
Na2O	1,74	1,89	1,86	1,99	1,71	1,77	1,87	1,98	1,89	1,89	1,30	1,73
K2O	1,18	1,04	0,99	0,97	1,16	1,10	1,10	0,81	0,86	0,90	0,83	0,97
Total	96,67	95,95	96,04	96,30	97,10	95,64	96,30	95,29	95,58	96,44	96,74	95,93
Si	6,339	6,325	6,349	6,332	6,409	6,284	6,118	6,295	6,259	6,399	6,891	6,567
Al	2,109	2,025	1,975	2,109	1,925	2,150	2,388	2,145	2,165	2,004	1,362	1,700
Ti	0,230	0,227	0,236	0,214	0,232	0,210	0,242	0,211	0,218	0,204	0,147	0,218
Fe	1,657	1,596	1,599	1,540	1,731	1,753	1,797	1,700	1,781	1,728	1,581	1,669
Mg	2,772	2,976	3,007	2,935	2,790	2,755	2,615	2,762	2,757	2,800	3,130	2,953
Ca	1,861	1,854	1,884	1,847	1,903	1,878	1,889	1,906	1,882	1,872	1,870	1,874
Mn	0,036	0,040	0,013	0,041	0,039	0,034	0,015	0,030	0,015	0,027	0,031	0,028
Cr	0,005	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Ni	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002
Na	0,506	0,553	0,543	0,578	0,497	0,522	0,550	0,585	0,558	0,551	0,373	0,506
K	0,226	0,201	0,191	0,186	0,222	0,214	0,213	0,158	0,167	0,173	0,157	0,187
Total	15,740	15,812	15,795	15,782	15,753	15,800	15,828	15,793	15,804	15,758	15,546	15,710
(*Al <sup>IV</sup> )	1,661	1,675	1,651	1,668	1,591	1,716	1,882	1,705	1,741	1,601	1,109	1,433
Al <sup>IV</sup>	1,661	1,675	1,651	1,668	1,591	1,716	1,882	1,705	1,741	1,601	1,109	1,433
Al <sup>VI</sup>	0,448	0,351	0,323	0,441	0,334	0,434	0,505	0,440	0,424	0,403	0,253	0,267
(Na+K)A	0,740	0,812	0,795	0,782	0,753	0,800	0,828	0,793	0,804	0,758	0,546	0,710
(Na)A	0,514	0,611	0,605	0,596	0,531	0,585	0,614	0,635	0,636	0,585	0,389	0,523
XMg	0,626	0,651	0,653	0,656	0,617	0,611	0,593	0,619	0,608	0,618	0,664	0,639

Tableau 8 : Analyses des amphiboles du gabbro BD84 de la formation Black Dyke.

Analyse	34	35	36	37	38	42	43	44	45	46	47	48	49
Minéral	1					2							
Situation	c	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	b
SiO2	39,91	40,71	41,15	43,35	40,58	40,92	40,33	40,75	40,11	41,40	40,67	40,36	40,78
Al2O3	13,53	13,90	13,92	11,63	14,15	14,58	15,30	15,25	15,60	14,86	14,72	15,52	15,48
TiO2	1,66	2,49	2,02	1,26	2,17	1,56	1,59	1,83	1,80	1,53	2,28	1,59	1,71
FeO	12,82	10,97	12,07	11,52	12,87	12,49	12,67	12,04	12,50	10,78	12,64	12,33	12,03
MgO	12,90	14,03	13,74	14,69	12,83	13,44	13,09	13,94	13,15	14,79	12,82	13,53	14,07
CaO	11,78	11,22	11,43	11,63	11,56	11,72	11,57	11,85	11,46	11,94	11,71	11,87	11,79
MnO	0,19	0,21	0,23	0,21	0,30	0,08	0,22	0,19	0,22	0,16	0,19	0,14	0,09
Cr2O3	0,06	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10	0,00	0,08
NiO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	2,11	2,26	2,18	1,76	2,16	2,24	1,98	1,95	2,15	2,17	2,08	2,16	2,17
K2O	1,31	1,34	1,35	1,31	1,51	1,42	1,37	1,48	1,47	1,59	1,41	1,40	1,49
Total	96,27	97,21	98,17	97,46	98,14	98,45	98,13	99,28	98,46	99,27	98,62	98,90	99,69
Si	6,042	6,035	6,065	6,392	6,020	6,027	5,961	5,941	5,912	6,006	5,988	5,918	5,921
Al	2,414	2,429	2,418	2,021	2,474	2,531	2,666	2,621	2,710	2,541	2,554	2,682	2,649
Ti	0,189	0,278	0,224	0,140	0,242	0,173	0,177	0,201	0,200	0,167	0,252	0,175	0,187
Fe	1,623	1,360	1,488	1,421	1,597	1,539	1,566	1,468	1,541	1,308	1,556	1,512	1,461
Mg	2,911	3,101	3,019	3,229	2,837	2,951	2,884	3,030	2,889	3,198	2,814	2,957	3,046
Ca	1,911	1,782	1,805	1,837	1,838	1,850	1,833	1,851	1,810	1,856	1,847	1,865	1,834
Mn	0,024	0,026	0,029	0,026	0,038	0,010	0,028	0,023	0,027	0,020	0,024	0,017	0,011
Cr	0,007	0,000	0,009	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,012	0,000	0,009
Ni	0,000	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,619	0,650	0,623	0,503	0,621	0,640	0,568	0,551	0,614	0,610	0,594	0,614	0,611
K	0,254	0,254	0,254	0,247	0,286	0,267	0,259	0,276	0,277	0,295	0,265	0,262	0,277
Total	15,995	15,924	15,935	15,827	15,955	15,988	15,942	15,962	15,980	16,007	15,906	16,004	16,006
(*Al <sup>IV</sup> )	1,958	1,965	1,935	1,608	1,980	1,973	2,039	2,059	2,088	1,994	2,012	2,082	2,079
Al <sup>IV</sup>	1,958	1,965	1,935	1,608	1,980	1,973	2,039	2,059	2,088	1,994	2,012	2,082	2,079
Al <sup>VI</sup>	0,456	0,464	0,484	0,413	0,494	0,559	0,627	0,562	0,622	0,547	0,542	0,600	0,571
(Na+K)A	0,995	0,924	0,935	0,827	0,955	0,988	0,942	0,962	0,980	1,007	0,906	1,004	1,006
(Na)A	0,741	0,670	0,681	0,580	0,668	0,720	0,683	0,686	0,703	0,712	0,641	0,741	0,730
XMg	0,642	0,695	0,670	0,694	0,640	0,657	0,648	0,674	0,652	0,710	0,644	0,662	0,676

Tableau 9 : Analyses des amphiboles de la diorite BD172 de la formation Black Dyke.

Analyse	50	51	52	53	54	55	56	58	59	60	61	62
Minéral	3								4			
Situation	c	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	b
SiO2	40,59	40,46	41,15	40,10	40,73	40,85	40,47	40,15	40,38	40,42	41,06	40,97
Al2O3	15,18	15,11	14,61	15,08	13,27	12,82	14,03	13,85	15,21	14,78	13,84	14,71
TiO2	1,70	1,85	1,85	1,97	2,46	2,13	2,00	2,26	2,30	2,26	1,66	1,71
FeO	12,89	14,00	11,73	12,37	10,88	12,99	11,71	13,17	11,56	11,99	13,58	11,49
MgO	12,98	12,52	14,39	13,18	14,01	12,70	13,84	12,78	13,72	13,12	12,85	14,21
CaO	11,76	11,86	11,86	11,81	11,63	11,42	11,77	11,52	11,61	11,37	11,52	11,95
MnO	0,25	0,28	0,33	0,19	0,26	0,35	0,16	0,30	0,18	0,18	0,32	0,13
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01
NiO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
Na2O	2,22	1,98	2,02	2,06	2,20	2,20	2,24	2,22	2,18	2,22	1,97	2,11
K2O	1,38	1,46	1,39	1,39	1,30	1,40	1,38	1,31	1,30	1,38	1,38	1,40
Total	98,97	99,59	99,33	98,15	96,85	96,88	97,60	97,56	98,47	97,84	98,18	98,69
Si	5,962	5,941	5,990	5,930	6,069	6,143	6,006	6,003	5,923	5,980	6,093	5,995
Al	2,628	2,615	2,507	2,629	2,331	2,272	2,454	2,441	2,630	2,577	2,421	2,537
Ti	0,188	0,204	0,203	0,219	0,276	0,241	0,223	0,254	0,254	0,251	0,185	0,188
Fe	1,584	1,719	1,428	1,530	1,356	1,634	1,453	1,647	1,418	1,484	1,685	1,406
Mg	2,842	2,740	3,122	2,906	3,112	2,847	3,062	2,848	3,000	2,894	2,842	3,100
Ca	1,851	1,866	1,850	1,871	1,857	1,840	1,872	1,845	1,825	1,802	1,832	1,874
Mn	0,031	0,035	0,041	0,024	0,033	0,045	0,020	0,038	0,022	0,023	0,040	0,016
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,001
Ni	0,000	0,008	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000
Na	0,632	0,564	0,570	0,591	0,636	0,641	0,645	0,644	0,620	0,637	0,567	0,599
K	0,259	0,274	0,259	0,263	0,248	0,269	0,262	0,250	0,244	0,261	0,262	0,262
Total	15,980	15,966	15,969	15,963	15,929	15,934	15,997	15,970	15,940	15,923	15,926	15,978
(*Al**)	2,038	2,059	2,010	2,070	1,931	1,857	1,994	1,997	2,077	2,020	1,907	2,005
AlIV	2,038	2,059	2,010	2,070	1,931	1,857	1,994	1,997	2,077	2,020	1,907	2,005
AlVI	0,591	0,556	0,496	0,559	0,400	0,415	0,460	0,443	0,553	0,558	0,513	0,532
(Na+K)A	0,980	0,966	0,969	0,963	0,929	0,934	0,997	0,970	0,940	0,923	0,926	0,978
(Na)A	0,721	0,692	0,710	0,700	0,682	0,665	0,735	0,719	0,696	0,662	0,664	0,716
XMg	0,642	0,614	0,686	0,655	0,697	0,635	0,678	0,634	0,679	0,661	0,628	0,688

Tableau 10 : Analyses des amphiboles de la diorite BD172 de la formation Black Dyke.

Analyse	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
Minéral	5					6				7						8			
Situation	c	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	b
SiO2	40,46	40,67	40,32	40,56	40,16	40,33	40,52	40,71	40,04	40,72	40,91	40,97	41,08	40,44	40,10	40,79	40,04	40,54	40,80
Al2O3	15,14	12,92	14,19	13,83	14,72	14,11	14,95	14,88	15,31	14,50	15,37	14,70	15,27	15,26	15,81	15,49	15,79	15,40	14,98
TiO2	1,54	2,33	1,82	2,23	1,75	1,81	2,24	1,51	1,96	1,79	2,39	1,98	1,49	2,16	1,45	1,96	1,81	2,29	1,75
FeO	12,59	11,57	12,56	11,65	11,92	15,50	11,08	12,17	12,96	11,49	11,81	13,42	12,03	13,15	12,32	13,02	13,62	11,55	12,41
MgO	12,79	13,91	12,89	13,40	13,26	11,61	14,01	13,91	12,86	14,21	13,84	12,93	14,04	12,76	13,18	12,97	12,48	13,82	13,47
CaO	12,13	11,43	11,65	11,96	11,71	11,52	11,62	11,61	11,79	11,62	11,58	11,64	11,74	11,87	11,87	11,69	11,66	11,87	11,88
MnO	0,17	0,21	0,20	0,19	0,13	0,29	0,18	0,12	0,19	0,16	0,20	0,23	0,07	0,22	0,10	0,19	0,24	0,13	0,15
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,09	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Na2O	2,17	2,31	2,12	2,11	1,99	2,11	2,12	2,05	2,06	1,94	2,20	2,17	2,28	2,17	2,00	2,08	2,11	2,24	2,19
K2O	1,44	1,36	1,39	1,34	1,43	1,47	1,41	1,43	1,49	1,51	1,31	1,37	1,46	1,44	1,49	1,46	1,29	1,36	1,42
Total	98,52	96,73	97,14	97,27	97,11	98,75	98,16	98,40	98,66	97,97	99,63	99,46	99,47	99,47	98,33	99,65	99,08	99,20	99,07
Si	5,971	6,088	6,030	6,037	5,988	6,016	5,952	5,988	5,909	6,003	5,930	5,998	5,973	5,922	5,912	5,946	5,891	5,906	5,974
Al	2,634	2,280	2,502	2,426	2,587	2,481	2,588	2,580	2,663	2,520	2,626	2,537	2,617	2,634	2,748	2,662	2,739	2,644	2,585
Ti	0,171	0,262	0,205	0,250	0,196	0,203	0,247	0,167	0,218	0,198	0,261	0,218	0,163	0,238	0,161	0,215	0,200	0,251	0,193
Fe	1,554	1,448	1,571	1,450	1,486	1,934	1,361	1,497	1,600	1,417	1,432	1,643	1,463	1,611	1,519	1,587	1,676	1,407	1,520
Mg	2,814	3,104	2,874	2,973	2,947	2,582	3,068	3,050	2,829	3,123	2,991	2,822	3,043	2,786	2,897	2,819	2,737	3,001	2,940
Ca	1,918	1,833	1,867	1,907	1,871	1,841	1,829	1,830	1,864	1,835	1,799	1,826	1,829	1,863	1,875	1,826	1,838	1,853	1,864
Mn	0,021	0,027	0,025	0,024	0,016	0,037	0,022	0,015	0,024	0,020	0,025	0,029	0,009	0,027	0,012	0,023	0,030	0,016	0,019
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Ni	0,011	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Na	0,621	0,670	0,615	0,609	0,575	0,610	0,604	0,585	0,589	0,555	0,618	0,616	0,643	0,616	0,572	0,588	0,602	0,633	0,622
K	0,272	0,260	0,266	0,255	0,273	0,280	0,265	0,269	0,281	0,285	0,243	0,256	0,271	0,270	0,281	0,272	0,243	0,253	0,266
Total	15,987	15,975	15,954	15,932	15,946	15,985	15,939	15,982	15,977	15,958	15,927	15,951	16,012	15,966	15,979	15,938	15,961	15,964	15,984
(*Al**)	2,029	1,912	1,970	1,963	2,012	1,984	2,048	2,012	2,091	1,997	2,070	2,002	2,027	2,078	2,088	2,054	2,109	2,094	2,026
AlIV	2,029	1,912	1,970	1,963	2,012	1,984	2,048	2,012	2,091	1,997	2,070	2,002	2,027	2,078	2,088	2,054	2,109	2,094	2,026
AlVI	0,605	0,368	0,532	0,464	0,575	0,498	0,540	0,568	0,572	0,522	0,557	0,535	0,590	0,556	0,660	0,608	0,630	0,550	0,559
(Na+K)A	0,987	0,975	0,954	0,932	0,946	0,985	0,939	0,982	0,977	0,958	0,927	0,951	1,012	0,966	0,979	0,938	0,961	0,964	0,984
(Na)A	0,715	0,715	0,689	0,677	0,673	0,705	0,675	0,713	0,696	0,674	0,684	0,695	0,741	0,696	0,698	0,666	0,719	0,711	0,718
XMg	0,644	0,682	0,647	0,672	0,665	0,572	0,693	0,671	0,639	0,688	0,676	0,632	0,675	0,634	0,656	0,640	0,620	0,681	0,659

Tableau 11 : Analyses des amphiboles de la diorite BD172 de la formation Black Dyke.

Analyse	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105
Minéral	1			2	3		4	5		
Situation	b	c	b	c	c	b	c	b	c	b
SiO2	38,39	40,06	38,91	38,55	39,22	39,63	38,35	38,30	39,57	38,90
Al2O3	14,84	14,97	15,12	15,14	15,20	14,88	15,70	15,02	15,23	15,72
TiO2	1,45	1,43	1,44	1,41	1,51	1,42	1,74	1,41	1,49	1,73
FeO	13,04	13,17	12,93	12,66	13,42	13,75	15,49	13,35	13,52	14,67
MgO	11,57	11,65	11,51	11,76	11,20	11,07	9,63	10,84	10,87	9,90
CaO	11,99	12,15	12,14	11,80	11,77	11,87	11,62	11,90	11,96	11,90
MnO	0,15	0,25	0,18	0,15	0,24	0,22	0,27	0,40	0,14	0,24
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Na2O	1,90	2,13	2,03	1,87	2,00	2,09	2,01	2,00	2,18	2,13
K2O	1,50	1,47	1,46	1,38	1,46	1,36	1,41	1,44	1,53	1,46
Total	94,83	97,35	95,72	94,72	96,02	96,29	96,27	94,66	96,52	96,66
Si	5,921	6,005	5,936	5,928	5,966	6,016	5,881	5,930	5,993	5,918
Al	2,698	2,645	2,719	2,744	2,725	2,663	2,838	2,741	2,719	2,819
Ti	0,168	0,161	0,165	0,163	0,173	0,162	0,201	0,164	0,170	0,198
Fe	1,682	1,651	1,650	1,628	1,707	1,746	1,987	1,729	1,712	1,866
Mg	2,660	2,603	2,618	2,696	2,540	2,505	2,202	2,502	2,454	2,245
Ca	1,981	1,952	1,985	1,944	1,919	1,931	1,909	1,974	1,941	1,940
Mn	0,020	0,032	0,023	0,020	0,031	0,028	0,035	0,052	0,018	0,031
Cr	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001
Ni	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Na	0,568	0,619	0,601	0,558	0,590	0,615	0,598	0,600	0,640	0,628
K	0,296	0,282	0,285	0,271	0,284	0,264	0,276	0,285	0,296	0,284
Total	15,994	15,958	15,981	15,951	15,935	15,930	15,933	15,978	15,946	15,930
(*Al**)	2,079	1,995	2,064	2,072	2,034	1,984	2,119	2,070	2,007	2,082
AlIV	2,079	1,995	2,064	2,072	2,034	1,984	2,119	2,070	2,007	2,082
AlVI	0,619	0,650	0,655	0,672	0,692	0,679	0,719	0,671	0,711	0,737
(Na+K)A	0,994	0,958	0,981	0,951	0,935	0,930	0,933	0,978	0,946	0,930
(Na)A	0,698	0,677	0,697	0,680	0,651	0,666	0,657	0,693	0,650	0,646
XMg	0,613	0,612	0,613	0,623	0,598	0,589	0,526	0,591	0,589	0,546

Tableau 12 : Analyses des amphiboles de la diorite BD180 de la formation Black Dyke.

Analyse	1		2		3		6		7		8										
	Minéral	Situation	c	⇒ b	c	⇒ b	c	⇒ b	c	⇒ b	c	⇒ b									
SiO2	42,90	43,70	43,52	39,59	40,54	40,58	40,15	40,66	40,81	40,98	41,04	44,39	44,57	42,14	40,21	42,07	41,56	41,89	41,85	41,77	41,83
Al2O3	9,69	9,57	9,28	13,77	13,77	13,65	13,81	12,09	12,07	12,94	11,95	8,70	10,47	11,45	13,35	12,40	12,69	12,25	12,18	12,04	12,18
TiO2	1,40	1,28	1,30	1,34	1,32	1,40	1,37	1,73	2,76	1,61	2,56	0,39	0,03	1,56	1,74	1,48	1,53	1,55	1,77	1,75	1,97
FeO	17,10	16,48	15,88	13,68	11,73	12,31	12,60	10,99	10,97	13,68	11,18	20,63	19,83	11,43	13,18	11,41	11,23	11,26	11,73	11,48	12,13
MgO	11,15	11,64	11,53	11,95	13,00	13,51	13,21	14,15	14,15	12,58	13,81	8,38	7,96	14,61	12,29	14,45	13,91	14,16	13,76	13,91	13,63
CaO	11,35	11,64	11,60	11,60	11,67	11,74	11,92	11,37	11,39	10,73	11,22	11,56	11,41	11,53	11,72	11,37	11,94	11,62	11,74	11,85	11,72
MnO	0,51	0,48	0,42	0,17	0,04	0,09	0,20	0,18	0,23	0,32	0,20	0,33	0,47	0,23	0,23	0,09	0,12	0,12	0,15	0,10	0,14
Cr2O3	0,00	0,00	0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,11	0,08	0,06	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,47	1,43	1,20	1,88	2,00	1,97	1,89	2,13	2,19	2,11	2,33	1,03	0,89	2,03	1,86	2,08	2,11	2,04	2,11	1,98	2,14
K2O	1,04	0,94	0,86	0,98	1,00	1,04	1,07	0,97	1,02	0,73	1,13	0,68	0,29	1,00	1,17	1,00	1,06	0,95	0,91	0,94	0,94
Total	96,61	97,16	95,72	94,96	95,09	96,29	96,22	94,27	95,59	95,72	94,12	95,95	97,08	95,81	95,97	96,38	96,08	96,02	96,15	96,04	94,54
Si	6,550	6,602	6,650	6,078	6,145	6,098	6,057	6,210	6,153	6,210	6,255	6,877	6,791	6,326	6,104	6,270	6,226	6,271	6,270	6,266	6,334
Al	1,744	1,704	1,671	2,492	2,460	2,418	2,456	2,176	2,145	2,311	2,147	1,589	1,880	2,026	2,389	2,178	2,241	2,162	2,151	2,129	2,174
Ti	0,161	0,145	0,149	0,155	0,150	0,158	0,155	0,199	0,313	0,183	0,293	0,045	0,003	0,176	0,199	0,166	0,172	0,175	0,199	0,197	0,224
Fe	2,183	2,082	2,029	1,756	1,487	1,547	1,590	1,404	1,383	1,734	1,425	2,673	2,527	1,435	1,673	1,422	1,407	1,410	1,470	1,440	1,536
Mg	2,538	2,621	2,626	2,735	2,937	3,026	2,971	3,221	3,180	2,842	3,138	1,935	1,808	3,270	2,781	3,210	3,106	3,160	3,073	3,111	3,077
Ca	1,857	1,884	1,899	1,908	1,895	1,890	1,927	1,861	1,840	1,742	1,832	1,919	1,863	1,855	1,906	1,816	1,917	1,864	1,885	1,905	1,902
Mn	0,066	0,061	0,054	0,022	0,005	0,011	0,026	0,023	0,029	0,041	0,026	0,043	0,061	0,029	0,030	0,011	0,015	0,015	0,019	0,013	0,018
Cr	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,435	0,419	0,356	0,560	0,588	0,574	0,553	0,631	0,640	0,620	0,304	0,267	0,600	0,541	0,612	0,610	0,593	0,613	0,575	0,622	0,000
K	0,203	0,182	0,168	0,192	0,194	0,200	0,206	0,189	0,197	0,141	0,220	0,135	0,056	0,192	0,227	0,191	0,203	0,182	0,174	0,180	0,182
Total	15,737	15,701	15,619	15,898	15,864	15,922	15,940	15,914	15,880	15,829	15,641	15,484	15,592	15,851	15,922	15,875	15,879	15,864	15,825	15,870	15,446
(*Al**)	1,450	1,398	1,350	1,922	1,855	1,902	1,943	1,790	1,847	1,790	1,745	1,123	1,209	1,674	1,896	1,730	1,774	1,729	1,730	1,734	1,666
AlIV	1,450	1,398	1,350	1,922	1,855	1,902	1,943	1,790	1,847	1,790	1,745	1,123	1,209	1,674	1,896	1,730	1,774	1,729	1,730	1,734	1,666
AlVI	0,294	0,306	0,321	0,570	0,605	0,515	0,512	0,386	0,298	0,521	0,402	0,466	0,672	0,353	0,493	0,449	0,466	0,433	0,421	0,395	0,508
(Na+K)A	0,737	0,701	0,619	0,898	0,864	0,922	0,940	0,914	0,880	0,829	0,641	0,484	0,592	0,851	0,922	0,875	0,879	0,864	0,825	0,870	0,446
(Na)A	0,534	0,519	0,451	0,705	0,670	0,722	0,733	0,724	0,684	0,688	0,420	0,349	0,536	0,659	0,695	0,684	0,676	0,682	0,651	0,690	0,264
XMg	0,538	0,557	0,564	0,609	0,664	0,662	0,651	0,697	0,697	0,621	0,688	0,420	0,417	0,695	0,624	0,693	0,688	0,692	0,676	0,684	0,667

Tableau 13 : Analyses des amphiboles de la dolérite CC44 du Nicola Group.

Analyse Pyroxène Situation	29	30	39	40	41	51	52	52	54
SiO2	50,47	51,75	47,72	48	48,16	47,23	46,6	48,59	46,7
Al2O3	2,02	2,25	3,69	4,72	3,24	4,76	4,47	3,52	4,83
TiO2	0,16	0,12	0,35	0,66	0,29	0,54	0,53	0,4	0,57
FeO	3,75	3,87	3,69	4,72	3,24	6,56	6,65	7	6,73
MgO	16,19	15,91	14,72	14,03	14,81	13,89	13,91	14,53	13,7
CaO	23,64	23,24	23,28	23,44	23,47	22,98	23,04	22,48	22,68
MnO	0,11	0,06	0,11	0,05	0,09	0,11	0,11	0,11	0
Cr2O3	0,33	0,35	0,24	0,26	0,09	0,01	0	0,05	0,06
NiO	0,1	0,13	0	0,03	0	0	0	0,03	0
Na2O	0,26	0,19	0,14	0,23	0,29	0,2	0,15	0,16	0,14
Total	97,02	97,89	93,95	96,12	93,68	96,28	95,47	96,87	95,39
Si	1,910	1,940	1,870	1,850	1,890	1,830	1,830	1,870	1,830
Al	0,090	0,100	0,170	0,210	0,150	0,220	0,210	0,160	0,220
Ti	0,005	0,003	0,010	0,019	0,009	0,016	0,016	0,011	0,017
Fe	0,120	0,120	0,120	0,150	0,110	0,210	0,220	0,230	0,220
Mg	0,920	0,890	0,860	0,810	0,870	0,800	0,810	0,830	0,800
Ca	0,960	0,930	0,980	0,970	0,990	0,950	0,970	0,930	0,950
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,020	0,010	0,010	0,020	0,020	0,010	0,010	0,010	0,010
Total	4,040	4,010	4,030	4,030	4,040	4,050	4,060	4,040	4,050
% En	45,8	45,7	43,8	41,8	44,2	40,7	40,6	41,9	40,6
% Fs	6,1	6,3	6,4	8	5,6	11	11,1	11,5	11,2
% Wo	48,1	48	49,8	50,2	50,3	48,4	48,3	46,6	48,3
XFe	0,115	0,12	0,123	0,159	0,109	0,209	0,212	0,213	0,216
AlIV	0,085	0,063	0,128	0,153	0,11	0,169	0,174	0,13	0,173
AlVI	0,005	0,036	0,042	0,061	0,04	0,048	0,032	0,029	0,05
Ti+Cr	0,014	0,014	0,018	0,027	0,012	0,016	0,016	0,013	0,019
Na+Ca	0,98	0,946	0,989	0,984	1,009	0,969	0,979	0,939	0,961

Tableau 14 : Analyses et formules des clinopyroxènes du gabbro BD10b de la formation Black Dyke.

Analyse Pyroxène Situation	6 1 c	7 ⇒	8 b	15 2 c	16 b	29 3 c	30 ⇒	31 b	35 4 c	36 b
SiO2	46,34	47,51	49,09	49,03	48,98	47,63	48,13	47,43	47,09	47,75
Al2O3	4,50	4,31	3,88	4,05	3,45	4,02	3,55	4,51	4,01	3,66
TiO2	0,70	0,67	0,57	0,70	0,46	0,66	0,43	0,66	0,66	0,64
FeO	9,06	9,11	8,82	9,48	8,26	9,12	8,40	9,44	8,88	8,91
MgO	13,92	13,95	14,10	14,13	14,62	14,14	14,71	14,06	13,98	14,13
CaO	20,93	21,31	21,44	20,76	21,12	20,85	21,29	20,78	20,82	21,00
MnO	0,18	0,31	0,17	0,16	0,14	0,28	0,25	0,21	0,17	0,33
Cr2O3	0,82	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,07	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,39	0,33	0,43	0,35	0,34	0,38	0,30	0,31	0,35	0,40
Total	96,82	97,50	98,50	98,69	97,37	97,19	97,12	97,40	96,04	96,82
Si	1,810	1,830	1,870	1,860	1,880	1,840	1,860	1,830	1,84	1,85
Al	0,210	0,200	0,170	0,180	0,160	0,180	0,160	0,210	0,18	0,17
Ti	0,021	0,019	0,016	0,020	0,013	0,019	0,012	0,019	0,02	0,02
Fe	0,300	0,290	0,280	0,300	0,260	0,290	0,270	0,300	0,29	0,29
Mg	0,810	0,800	0,800	0,800	0,840	0,820	0,850	0,810	0,82	0,82
Ca	0,870	0,880	0,870	0,840	0,870	0,860	0,880	0,860	0,87	0,87
Mn	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,01	0,01
Cr	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00
Na	0,030	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030	0,020	0,020	0,03	0,03
Total	4,070	4,060	4,050	4,040	4,040	4,060	4,060	4,060	4,06	4,06
% En	40,8	40,4	40,8	41,0	42,4	41,1	42,2	40,9	41,1	41,1
% Fs	15,2	15,3	14,6	15,7	13,7	15,3	13,9	15,7	14,9	15,1
% Wo	44,1	44,3	44,6	43,3	44,0	43,6	43,9	43,4	44,0	43,9
XFe	0,268	0,268	0,260	0,274	0,241	0,266	0,243	0,274	0,263	0,261
AlIV	0,194	0,167	0,134	0,138	0,123	0,158	0,143	0,169	0,158	0,147
AlVI	0,013	0,029	0,040	0,043	0,033	0,026	0,018	0,036	0,027	0,021
Ti+Cr	0,046	0,019	0,017	0,020	0,013	0,021	0,014	0,019	0,022	0,019
Na+Ca	0,903	0,906	0,905	0,870	0,893	0,892	0,902	0,883	0,899	0,903

Tableau 15 : Analyses et formules des clinopyroxènes de l'andésite basique BD15 de la formation Black Dyke.

Analyse	45	46	47	48	49	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
Pyroxène	1	2		3		4		5	6	7			8		9		10	11	12
Situation	c	c	b	b	c	c	b	c	c	c	⇒	b	c	b	c	b	c	c	c
SiO2	50,40	49,26	47,85	48,74	47,67	49,50	49,30	48,64	47,96	49,66	48,52	49,52	49,11	49,64	49,11	48,21	47,88	49,21	47,57
Al2O3	2,70	3,63	4,18	3,81	4,01	3,09	3,16	3,78	3,95	2,74	3,90	3,25	4,04	2,93	3,88	3,65	4,06	3,95	3,44
TiO2	0,44	0,54	0,75	0,71	0,66	0,58	0,47	0,67	0,73	0,71	0,61	0,51	0,69	0,49	0,56	0,67	0,82	0,77	0,65
FeO	7,80	8,68	8,57	8,33	9,14	8,25	7,73	8,76	8,39	8,85	8,90	8,10	8,49	8,01	7,34	8,50	8,68	8,53	8,46
MgO	15,05	14,80	14,28	14,33	14,40	14,93	14,18	14,54	14,88	14,61	14,10	14,74	14,64	15,35	14,50	14,48	14,33	14,65	14,99
CaO	20,93	20,60	20,96	20,63	20,74	21,00	21,15	21,24	20,90	20,93	21,13	21,08	20,79	20,64	21,69	21,15	21,22	20,86	21,04
MnO	0,25	0,21	0,24	0,23	0,17	0,21	0,18	0,22	0,18	0,25	0,12	0,22	0,18	0,16	0,06	0,08	0,20	0,17	0,18
Cr2O3	0,04	0,07	0,00	0,02	0,05	0,07	0,00	0,07	0,10	0,00	0,02	0,13	0,11	0,05	0,26	0,01	0,06	0,05	0,12
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00
Na2O	0,35	0,32	0,39	0,28	0,34	0,34	0,35	0,37	0,45	0,36	0,33	0,33	0,39	0,36	0,31	0,33	0,41	0,46	0,34
Total	97,95	98,11	97,21	97,09	97,18	97,95	96,52	98,28	97,52	98,15	97,63	97,88	98,50	97,62	97,71	97,12	97,66	98,74	96,80
Si	1,910	1,870	1,840	1,870	1,840	1,880	1,900	1,850	1,840	1,890	1,860	1,890	1,860	1,890	1,870	1,860	1,840	1,860	1,840
Al	0,120	0,160	0,190	0,170	0,180	0,140	0,140	0,170	0,180	0,120	0,180	0,150	0,180	0,130	0,170	0,170	0,180	0,180	0,160
Ti	0,013	0,015	0,022	0,021	0,019	0,016	0,014	0,019	0,021	0,020	0,018	0,015	0,020	0,014	0,016	0,019	0,024	0,022	0,019
Fe	0,250	0,280	0,280	0,270	0,300	0,260	0,250	0,280	0,270	0,280	0,290	0,260	0,270	0,260	0,230	0,270	0,280	0,270	0,270
Mg	0,850	0,840	0,820	0,820	0,830	0,850	0,810	0,830	0,850	0,830	0,810	0,840	0,830	0,870	0,820	0,830	0,820	0,830	0,870
Ca	0,850	0,840	0,870	0,850	0,860	0,860	0,870	0,870	0,860	0,850	0,870	0,860	0,840	0,840	0,880	0,870	0,870	0,850	0,870
Mn	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,030	0,020	0,030	0,020	0,030	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030	0,020	0,020	0,030	0,030	0,020	0,020	0,030	0,030	0,030
Total	4,030	4,040	4,050	4,030	4,060	4,040	4,030	4,050	4,060	4,040	4,040	4,040	4,040	4,040	4,030	4,050	4,060	4,040	4,070
% En	43,5	42,8	41,7	42,2	41,7	42,9	41,9	41,7	42,9	42,0	41,0	42,7	42,5	44,1	42,3	42,0	41,5	42,4	42,9
% Fs	13,1	14,4	14,4	14,1	15,1	13,7	13,1	14,5	13,9	14,7	14,7	13,5	14,1	13,2	12,1	13,9	14,4	14,1	13,9
% Wo	43,5	42,8	43,9	43,7	43,2	43,4	45,0	43,8	43,3	43,3	44,2	43,8	43,4	42,7	45,5	44,1	44,1	43,4	43,3
XFe	0,225	0,248	0,252	0,246	0,262	0,237	0,234	0,253	0,240	0,254	0,262	0,236	0,246	0,227	0,221	0,248	0,254	0,246	0,240
AlIV	0,089	0,126	0,156	0,128	0,158	0,115	0,100	0,145	0,159	0,107	0,139	0,114	0,139	0,108	0,130	0,142	0,160	0,138	0,156
AlVI	0,032	0,037	0,034	0,044	0,024	0,024	0,044	0,025	0,020	0,016	0,038	0,032	0,042	0,024	0,044	0,024	0,024	0,038	0,001
Ti+Cr	0,014	0,018	0,022	0,021	0,021	0,018	0,014	0,021	0,024	0,020	0,018	0,019	0,023	0,016	0,024	0,020	0,025	0,023	0,023
Na+Ca	0,876	0,864	0,894	0,870	0,884	0,882	0,900	0,895	0,893	0,881	0,893	0,884	0,873	0,869	0,908	0,898	0,904	0,879	0,900

Tableau 16 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD16 de la formation Black Dyke.

Analyse	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	83	84	85
Pyroxène	13	14	15	16			17												
Situation	c	c	c	b	⇐	c	b	c	c	c	⇒	b	c	c	b	⇐	c	b	c
SiO2	48,16	48,08	48,14	49,33	48,69	48,04	47,55	48,62	49,21	49,14	48,15	49,60	48,18	48,28	46,53	47,38	47,44	46,87	48,39
Al2O3	3,10	3,65	3,70	3,05	3,20	3,45	3,32	3,85	3,24	3,90	3,90	2,63	3,62	3,68	3,86	3,74	3,56	2,90	3,21
TiO2	0,48	0,58	0,67	0,57	0,58	0,63	0,58	0,73	0,55	0,70	0,71	0,45	0,55	0,63	0,69	0,66	0,67	0,47	0,45
FeO	8,45	8,78	8,49	8,04	8,19	7,97	8,51	8,55	8,50	8,82	8,76	8,06	8,39	8,60	8,61	8,62	8,75	8,16	7,98
MgO	15,18	14,78	14,68	14,82	14,72	14,75	14,81	14,59	14,97	14,38	14,21	15,51	14,60	14,51	14,46	14,79	14,81	15,24	14,94
CaO	20,98	20,85	21,06	20,85	21,16	21,35	21,14	20,68	21,30	20,78	20,90	20,94	21,11	20,86	20,80	20,87	20,90	21,09	20,98
MnO	0,14	0,27	0,21	0,19	0,24	0,11	0,16	0,21	0,20	0,15	0,20	0,24	0,32	0,09	0,06	0,15	0,20	0,24	0,22
Cr2O3	0,00	0,11	0,00	0,16	0,07	0,10	0,00	0,10	0,09	0,00	0,03	0,00	0,18	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Na2O	0,29	0,31	0,32	0,38	0,41	0,29	0,36	0,33	0,37	0,41	0,37	0,40	0,39	0,35	0,41	0,43	0,38	0,32	0,40
Total	96,77	97,40	97,27	97,36	97,26	96,68	96,43	97,66	98,42	98,28	97,23	97,83	97,42	97,09	95,42	96,64	96,76	95,33	96,63
Si	1,860	1,850	1,850	1,890	1,870	1,860	1,850	1,860	1,870	1,870	1,860	1,890	1,850	1,860	1,830	1,840	1,840	1,850	1,870
Al	0,140	0,170	0,170	0,140	0,150	0,160	0,150	0,170	0,140	0,170	0,180	0,120	0,160	0,170	0,180	0,170	0,160	0,130	0,150
Ti	0,014	0,017	0,019	0,016	0,017	0,018	0,017	0,021	0,016	0,020	0,020	0,013	0,016	0,018	0,020	0,019	0,019	0,014	0,013
Fe	0,270	0,280	0,270	0,260	0,260	0,260	0,280	0,270	0,270	0,280	0,280	0,260	0,270	0,280	0,280	0,280	0,280	0,270	0,260
Mg	0,880	0,850	0,840	0,850	0,840	0,850	0,860	0,830	0,850	0,820	0,820	0,880	0,840	0,830	0,850	0,860	0,860	0,900	0,860
Ca	0,870	0,860	0,870	0,850	0,870	0,880	0,880	0,850	0,870	0,850	0,860	0,860	0,870	0,860	0,880	0,870	0,870	0,890	0,870
Mn	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,020	0,020	0,020	0,030	0,030	0,020	0,030	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,020	0,030
Total	4,060	4,060	4,060	4,040	4,050	4,070	4,040	4,050	4,040	4,050	4,050	4,060	4,050	4,070	4,070	4,070	4,080	4,060	
% En	43,3	42,4	42,3	43,1	42,5	42,6	42,5	42,4	42,6	41,9	41,5	44,0	42,1	42,2	42,2	42,6	42,5	43,4	43,2
% Fs	13,7	14,6	14,1	13,4	13,6	13,1	14,0	14,3	13,9	14,7	14,7	13,2	14,1	14,2	14,2	14,4	13,4	13,3	
% Wo	43,0	43,0	43,6	43,5	43,9	44,3	43,6	43,2	43,5	43,5	43,8	42,7	43,8	43,6	43,2	43,1	43,2	43,6	
XFe	0,238	0,250	0,245	0,233	0,238	0,233	0,244	0,248	0,242	0,256	0,257	0,226	0,244	0,250	0,250	0,246	0,249	0,231	0,230
AlIV	0,137	0,149	0,147	0,112	0,128	0,142	0,150	0,140	0,129	0,132	0,145	0,110	0,146	0,139	0,168	0,160	0,158	0,134	0,129
AlVI	0,004	0,017	0,021	0,026	0,017	0,015	0,003	0,034	0,015	0,043	0,032	0,009	0,018	0,027	0,011	0,011	0,005	0,000	0,017
Ti+Cr	0,014	0,020	0,019	0,021	0,019	0,021	0,017	0,024	0,018	0,020	0,022	0,013	0,021	0,021	0,020	0,019	0,019	0	

Analyse	4	5	6	7	45	46	47	48	49	50	53	52	51	54	55	57	58	59	60
Pyroxène	1				2			3			4			5		6			
Situation	c	⇒	⇒	b	c	⇒	b	c	⇒	b	b	←	c	c	b	c	⇒	⇒	b
SiO2	50,65	50,12	50,94	51,09	51,00	50,74	51,07	49,15	50,88	52,36	49,02	49,56	48,49	49,20	49,54	49,86	48,62	49,70	50,32
Al2O3	3,55	4,22	3,52	3,51	3,56	3,77	3,84	4,28	3,81	2,93	3,71	3,99	4,41	3,48	3,61	4,16	4,46	3,71	3,61
TiO2	0,56	0,77	0,62	0,52	0,58	0,53	0,52	0,67	0,61	0,43	0,61	0,65	0,55	0,54	0,53	0,65	0,75	0,46	0,64
FeO	8,40	8,59	8,01	8,37	8,59	8,23	7,67	7,15	7,76	8,39	8,24	8,94	8,45	8,15	7,98	8,63	9,10	8,26	8,28
MgO	15,03	14,64	15,04	15,01	14,87	15,03	14,55	14,70	14,60	15,74	14,93	14,84	14,56	15,15	15,12	14,75	14,50	14,97	15,17
CaO	21,21	21,05	20,94	20,77	20,99	20,90	21,12	22,21	21,79	20,83	20,97	20,50	21,57	20,84	21,23	20,43	20,49	20,54	21,44
MnO	0,13	0,29	0,26	0,16	0,21	0,25	0,21	0,04	0,16	0,30	0,19	0,23	0,13	0,26	0,15	0,21	0,19	0,22	0,24
Cr2O3	0,08	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,16	0,18	0,00	0,00	0,03	0,06	0,12	0,10	0,08	0,02	0,00	0,01
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Na2O	0,38	0,43	0,36	0,43	0,36	0,32	0,34	0,40	0,36	0,30	0,36	0,29	0,32	0,41	0,30	0,40	0,40	0,34	0,31
Total	99,99	100,14	99,71	99,87	100,18	99,77	99,32	98,76	100,15	101,29	98,03	99,03	98,54	98,15	98,56	99,18	98,55	98,20	100,02
Si	1,890	1,870	1,900	1,900	1,890	1,890	1,900	1,850	1,890	1,920	1,870	1,870	1,840	1,870	1,870	1,850	1,880	1,880	
Al	0,160	0,190	0,150	0,150	0,160	0,170	0,170	0,190	0,170	0,130	0,170	0,180	0,200	0,160	0,160	0,180	0,200	0,170	0,160
Ti	0,016	0,022	0,017	0,015	0,016	0,015	0,015	0,019	0,017	0,012	0,017	0,018	0,016	0,015	0,015	0,018	0,021	0,013	0,018
Fe	0,260	0,270	0,250	0,260	0,270	0,260	0,240	0,230	0,240	0,260	0,260	0,280	0,270	0,260	0,250	0,270	0,290	0,260	0,260
Mg	0,830	0,810	0,830	0,830	0,820	0,830	0,810	0,830	0,810	0,860	0,850	0,830	0,820	0,860	0,850	0,830	0,820	0,850	0,840
Ca	0,850	0,840	0,840	0,830	0,840	0,830	0,840	0,900	0,870	0,820	0,860	0,830	0,880	0,850	0,860	0,820	0,830	0,830	0,860
Mn	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,000	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030	0,020	0,020	0,030	0,030	0,020	0,030	0,020	0,020	0,030	0,020	0,030	0,030	0,020	0,020
Total	4,030	4,030	4,020	4,020	4,020	4,020	4,010	4,050	4,020	4,020	4,050	4,040	4,050	4,050	4,040	4,030	4,050	4,030	4,040
% En	42,9	42,1	43,3	43,2	42,6	43,2	42,6	42,4	42,1	44,2	43	42,7	41,7	43,5	43,3	42,9	42,1	43,4	42,9
% Fs	13,7	14,3	13,4	13,8	14,2	13,7	12,9	11,6	12,8	13,7	13,6	14,8	13,8	13,5	13,1	14,4	15,1	13,8	13,5
% Wo	43,5	43,5	43,3	43	43,2	43,2	44,4	46	45,1	42,1	43,4	42,4	44,5	43,0	43,7	42,7	42,8	42,8	43,6
XFe	0,239	0,248	0,23	0,238	0,245	0,235	0,228	0,214	0,23	0,23	0,236	0,253	0,246	0,232	0,228	0,247	0,260	0,236	0,234
AlIV	0,114	0,134	0,104	0,1	0,106	0,111	0,096	0,147	0,112	0,083	0,134	0,132	0,158	0,130	0,128	0,128	0,154	0,117	0,125
AlVI	0,042	0,052	0,051	0,054	0,05	0,055	0,073	0,043	0,054	0,043	0,032	0,045	0,039	0,026	0,033	0,056	0,046	0,048	0,034
Ti+Cr	0,018	0,022	0,018	0,015	0,017	0,015	0,015	0,024	0,022	0,012	0,017	0,019	0,018	0,019	0,018	0,021	0,022	0,013	0,018
Na+Ca	0,874	0,871	0,861	0,859	0,861	0,857	0,868	0,926	0,892	0,838	0,882	0,849	0,901	0,879	0,882	0,851	0,863	0,859	0,878

Tableau 18 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD23 de la formation Black Dyke.

Analyse	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	48	49	55
Pyroxène	1			2			3		4	5	6		7
Situation	c	⇒	b	c	⇒	b	c	b	c	c	c	b	c
SiO2	48,32	49,87	50,86	48,63	49,64	49,68	49,92	51,18	49,93	49,33	50,13	50,28	51,14
Al2O3	2,68	2,99	2,51	3,89	3,44	3,40	2,73	2,51	2,95	3,20	2,51	2,66	2,63
TiO2	0,62	0,34	0,26	0,38	0,59	0,60	0,45	0,41	0,54	0,54	0,42	0,51	0,48
FeO	7,93	6,66	5,86	8,30	9,44	9,89	9,24	9,12	9,30	9,39	9,24	8,94	9,20
MgO	14,89	15,20	16,01	14,30	14,30	14,47	14,80	15,04	14,52	14,26	15,12	14,85	14,77
CaO	21,79	22,42	22,60	21,95	20,25	20,31	20,26	20,64	20,37	20,32	20,07	20,72	20,55
MnO	0,28	0,21	0,00	0,19	0,30	0,29	0,32	0,20	0,20	0,31	0,39	0,21	0,15
Cr2O3	0,05	0,16	0,31	0,05	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,10	0,05	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,10	0,00
Na2O	0,21	0,16	0,19	0,29	0,33	0,29	0,30	0,27	0,36	0,36	0,34	0,29	0,28
Total	96,78	97,99	98,59	97,96	98,33	99,00	98,01	99,36	98,16	97,81	98,32	98,61	99,21
Si	1,871	1,890	1,906	1,859	1,888	1,881	1,903	1,919	1,900	1,889	1,905	1,904	1,920
Al	0,122	0,133	0,111	0,175	0,154	0,152	0,122	0,111	0,132	0,145	0,112	0,119	0,116
Ti	0,018	0,010	0,007	0,011	0,017	0,017	0,013	0,012	0,015	0,016	0,012	0,015	0,014
Fe	0,257	0,211	0,184	0,265	0,300	0,313	0,295	0,286	0,296	0,301	0,294	0,283	0,289
Mg	0,859	0,859	0,894	0,815	0,811	0,817	0,841	0,841	0,824	0,814	0,857	0,838	0,827
Ca	0,904	0,910	0,908	0,899	0,825	0,824	0,828	0,829	0,831	0,833	0,817	0,841	0,827
Mn	0,009	0,007	0,000	0,006	0,010	0,009	0,010	0,006	0,006	0,010	0,012	0,007	0,005
Cr	0,001	0,005	0,009	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000
Na	0,016	0,011	0,014	0,021	0,024	0,021	0,022	0,020	0,026	0,027	0,025	0,021	0,021
Total	4,057	4,037	4,033	4,053	4,030	4,036	4,034	4,024	4,031	4,036	4,038	4,032	4,018
% En	42,3	43,2	45,0	41,0	41,7	41,6	42,6	42,8	42,1	41,6	43,3	42,6	42,5
% Fs	13,1	11,0	9,3	13,7	15,9	16,4	15,4	14,9	15,5	15,9	15,5	14,7	15,1
% Wo	44,5	45,8	45,7	45,3	42,4	42,0	41,9	42,3	42,4	41,3	42,7	42,7	42,5
XFe	0,230	0,197	0,170	0,246	0,270	0,277	0,259	0,254	0,264	0,270	0,255	0,252	0,259
AlIV	0,122	0,110	0,094	0,141	0,112	0,119	0,097	0,081	0,100	0,111	0,095	0,096	0,080
AlVI	0,000	0,024	0,017	0,034	0,042	0,032	0,025	0,030	0,033	0,033	0,017	0,023	0,037
Ti+Cr	0,020	0,014	0,016	0,012	0,018	0,019	0,013	0,012	0,015	0,017	0,015	0,016	0,014
Na+Ca	0,920	0,922	0,921	0,920	0,849	0,845	0,850	0,849	0,857	0,860	0,842	0,862	0,847

Tableau 19 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD33 de la formation Black Dyke.



Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Pyroxène	1			2		3					4					5				6
Situation	c	⇒	b	c	b	b	⇐	⇐	⇐	c	b	⇐	⇐	⇐	c	b	⇐	⇐	c	c
SiO2	48,24	48,85	48,40	50,26	48,17	50,25	52,97	51,40	51,24	51,09	49,38	49,78	49,26	49,33	50,70	49,02	47,79	47,01	47,52	50,26
Al2O3	4,99	4,97	4,62	3,09	4,67	1,90	1,65	1,82	2,39	2,49	4,02	3,63	3,80	4,00	2,29	3,38	4,45	4,51	4,49	2,40
TiO2	0,41	0,45	0,39	0,35	0,65	0,21	0,10	0,16	0,22	0,19	0,46	0,58	0,45	0,43	0,28	0,48	0,72	0,89	0,70	0,25
FeO	7,08	6,94	7,62	5,53	7,68	4,24	3,88	3,65	4,67	5,16	6,49	7,57	6,50	6,64	5,60	8,10	8,54	8,53	8,79	4,89
MgO	14,13	14,36	14,42	15,48	14,04	16,69	16,96	16,64	16,30	15,98	14,75	14,63	15,04	14,72	16,10	14,90	14,02	14,07	13,88	16,01
CaO	22,92	22,76	22,34	23,30	22,12	23,14	23,36	23,30	23,17	22,82	22,60	22,10	22,75	22,48	22,93	21,03	21,52	21,47	21,13	23,19
MnO	0,08	0,11	0,10	0,11	0,23	0,00	0,12	0,00	0,15	0,07	0,22	0,20	0,05	0,08	0,09	0,19	0,17	0,14	0,28	0,12
Cr2O3	0,00	0,10	0,00	0,20	0,00	0,61	0,46	0,51	0,23	0,49	0,23	0,08	0,08	0,08	0,16	0,15	0,00	0,00	0,03	0,37
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,04	0,06	0,01	0,00	0,04	0,04	0,00
Na2O	0,21	0,24	0,18	0,22	0,39	0,19	0,24	0,12	0,21	0,31	0,22	0,41	0,20	0,20	0,29	0,35	0,31	0,33	0,36	0,16
Total	98,06	98,78	98,07	98,54	97,96	97,23	99,74	97,60	98,58	98,65	98,37	99,00	98,17	98,00	98,50	97,61	97,52	96,99	97,22	97,65
Si	1,835	1,841	1,842	1,888	1,838	1,905	1,945	1,930	1,913	1,911	1,865	1,874	1,865	1,869	1,905	1,874	1,837	1,821	1,835	1,901
Al	0,224	0,221	0,207	0,137	0,210	0,085	0,071	0,081	0,105	0,110	0,179	0,161	0,170	0,179	0,101	0,152	0,202	0,206	0,204	0,107
Ti	0,012	0,013	0,011	0,010	0,019	0,006	0,003	0,005	0,006	0,005	0,013	0,016	0,013	0,012	0,008	0,014	0,021	0,026	0,020	0,007
Fe	0,225	0,219	0,243	0,174	0,245	0,134	0,119	0,115	0,146	0,161	0,205	0,238	0,206	0,210	0,176	0,259	0,275	0,276	0,284	0,155
Mg	0,801	0,807	0,818	0,867	0,799	0,943	0,928	0,931	0,907	0,891	0,830	0,821	0,849	0,831	0,902	0,849	0,803	0,812	0,799	0,903
Ca	0,934	0,919	0,911	0,938	0,905	0,940	0,919	0,937	0,927	0,914	0,915	0,892	0,923	0,913	0,923	0,861	0,886	0,891	0,874	0,940
Mn	0,003	0,004	0,003	0,004	0,007	0,000	0,004	0,000	0,005	0,002	0,007	0,006	0,002	0,003	0,003	0,006	0,006	0,005	0,009	0,004
Cr	0,000	0,003	0,000	0,006	0,000	0,018	0,013	0,015	0,007	0,014	0,007	0,002	0,002	0,002	0,005	0,005	0,000	0,000	0,001	0,011
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	0,015	0,018	0,013	0,016	0,029	0,014	0,017	0,009	0,015	0,022	0,016	0,030	0,015	0,015	0,021	0,026	0,023	0,025	0,027	0,012
Total	4,049	4,043	4,049	4,039	4,052	4,045	4,019	4,022	4,032	4,033	4,037	4,042	4,044	4,035	4,045	4,047	4,053	4,063	4,055	4,039
% En	40,8	41,4	41,4	43,7	40,8	46,7	47,1	47,0	45,7	45,2	42,4	41,9	42,9	42,5	45,0	43,0	40,8	40,9	40,6	45,1
% Fs	11,6	11,4	12,4	8,9	12,9	6,7	6,2	5,8	7,6	8,3	10,8	12,5	10,5	10,9	8,9	13,4	14,2	14,2	14,9	7,9
% Wo	47,6	47,2	46,1	47,3	46,2	46,6	46,6	47,3	46,7	46,4	46,7	45,5	46,6	46,6	46,1	43,6	45,0	44,9	44,5	47,0
XFe	0,219	0,213	0,229	0,167	0,235	0,125	0,114	0,110	0,138	0,153	0,198	0,225	0,195	0,202	0,163	0,234	0,255	0,254	0,262	0,146
AlIV	0,165	0,159	0,158	0,112	0,162	0,085	0,055	0,070	0,087	0,089	0,135	0,126	0,135	0,131	0,095	0,126	0,163	0,179	0,165	0,099
AlVI	0,059	0,062	0,050	0,025	0,049	0,000	0,016	0,010	0,019	0,020	0,044	0,035	0,034	0,048	0,006	0,026	0,039	0,027	0,040	0,008
Ti+Cr	0,012	0,016	0,011	0,016	0,019	0,024	0,016	0,020	0,013	0,020	0,020	0,019	0,015	0,015	0,013	0,018	0,021	0,026	0,021	0,018
Na+Ca	0,950	0,937	0,924	0,954	0,933	0,954	0,936	0,946	0,942	0,937	0,931	0,922	0,937	0,927	0,944	0,887	0,910	0,916	0,901	0,952

Tableau 20 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

Analyse	21	22	23	24	25	26	27	28	29	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Pyroxène					7					8		9		10				
Situation	⇒	⇒	⇒	b	b	⇐	⇐	c	b	c	b	c	b	b	⇐	⇐	c	b
SiO2	50,70	50,80	49,47	48,46	49,06	48,05	50,25	49,65	48,90	48,06	49,03	49,12	48,22	48,62	49,22	48,10	48,89	49,03
Al2O3	2,64	2,65	3,16	3,99	4,14	4,76	2,70	3,53	3,90	4,60	4,13	4,28	3,76	4,34	3,67	4,62	3,79	3,97
TiO2	0,27	0,23	0,49	0,52	0,66	0,80	0,26	0,42	0,58	0,46	0,52	0,42	0,40	0,64	0,64	0,56	0,49	0,54
FeO	5,40	5,06	7,55	7,75	8,43	8,94	5,46	6,34	8,06	6,55	6,64	6,10	6,03	8,71	8,35	8,22	7,33	7,78
MgO	16,21	15,88	14,93	14,76	14,19	13,82	16,02	15,26	14,93	14,58	14,72	15,01	15,23	14,26	14,67	14,82	15,35	15,08
CaO	23,12	23,13	21,06	21,76	21,26	21,12	22,79	22,71	21,19	23,06	22,77	23,14	23,03	21,75	21,43	21,49	21,71	21,57
MnO	0,11	0,16	0,22	0,17	0,13	0,17	0,11	0,07	0,20	0,11	0,05	0,11	0,09	0,20	0,15	0,22	0,05	0,15
Cr2O3	0,35	0,38	0,00	0,09	0,01	0,00	0,19	0,16	0,03	0,27	0,16	0,07	0,25	0,00	0,03	0,14	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,10	0,02	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,26	0,21	0,27	0,33	0,43	0,37	0,21	0,18	0,37	0,23	0,28	0,31	0,23	0,37	0,40	0,37	0,37	0,34
Total	99,06	98,50	97,15	97,83	98,37	98,03	97,99	98,37	98,16	97,92	98,38	98,56	97,26	98,99	98,58	98,54	97,98	98,47
Si	1,893	1,904	1,892	1,850	1,863	1,837	1,896	1,873	1,859	1,831	1,855	1,851	1,846	1,842	1,866	1,828	1,858	1,857
Al	0,116	0,117	0,142	0,180	0,185	0,215	0,120	0,157	0,175	0,207	0,184	0,190	0,170	0,194	0,164	0,207	0,170	0,177
Ti	0,008	0,006	0,014	0,015	0,019	0,023	0,007	0,012	0,017	0,013	0,015	0,012	0,012	0,018	0,018	0,016	0,014	0,015
Fe	0,169	0,159	0,242	0,248	0,268	0,286	0,172	0,200	0,256	0,209	0,210	0,192	0,193	0,276	0,265	0,261	0,233	0,246
Mg	0,902	0,887	0,851	0,840	0,803	0,788	0,901	0,858	0,846	0,828	0,830	0,843	0,869	0,806	0,829	0,839	0,870	0,851
Ca	0,925	0,929	0,863	0,890	0,865	0,865	0,921	0,918	0,863	0,941	0,923	0,935	0,945	0,883	0,870	0,875	0,884	0,875
Mn	0,003	0,005	0,007	0,005	0,004	0,006	0,004	0,002	0,006	0,004	0,002	0,004	0,003	0,006	0,005	0,007	0,002	0,005
Cr	0,010	0,011	0,000	0,003	0,000	0,000	0,006	0,005	0,001	0,008	0,005	0,002	0,008	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,019	0,015	0,020	0,024	0,032	0,027	0,015	0,013	0,027	0,017	0,021	0,023	0,017	0,027	0,029	0,027	0,027	0,025
Total	4,045	4,033	4,032	4,056	4,041	4,046	4,042	4,040	4,050	4,057	4,046	4,052	4,062	4,056	4,048	4,065	4,057	4,052
% En	45,1	44,8	43,4	42,4	41,4	40,5	45,1	43,4	42,9	41,8	42,2	42,7	43,2	40,9	42,1	42,3	43,7	43,0
% Fs	8,6	8,3	12,7	12,8	14,0	15,0	8,8	10,2	13,3	10,7	10,8	9,9	9,8	14,3	13,7	13,5	11,8	12,7
% Wo	46,3	46,9	44,0	44,9	44,6	44,5	46,1	46,4	43,8	47,5	47,0	47,3	47,0	44,8	44,2	44,1	44,5	44,3
XFe	0,157	0,152	0,221	0,228	0,250	0,266	0,161	0,189	0,232	0,201	0,202	0,186	0,182	0,255	0,242	0,237	0,211	0,224
AlIV	0,107	0,096	0,108	0,150	0,137	0,163	0,104	0,127	0,141	0,169	0,145	0,149	0,154	0,158	0,134	0,172	0,142	0,143
AlVI	0,009	0,021	0,035	0,030	0,048	0,052	0,016	0,030	0,034	0,037	0,039	0,042	0,016	0,036	0,030	0,034	0,028	0,034
Ti+Cr	0,018	0,018	0,014	0,018	0,019	0,023	0,013	0,017	0,021	0,021	0,020	0,014	0,019	0,018	0,019	0,020</		

Analyse	11				
Pyroxène	40	41	42	43	44
Situation	b	←	←	←	c
SiO2	48,27	49,78	50,37	49,71	50,39
Al2O3	5,49	3,38	3,87	4,45	3,75
TiO2	0,81	0,46	0,37	0,42	0,59
FeO	9,15	7,83	5,84	6,44	7,57
MgO	13,54	15,58	15,07	14,70	15,07
CaO	21,66	21,04	22,94	22,47	21,49
MnO	0,23	0,17	0,00	0,04	0,17
Cr2O3	0,01	0,00	0,08	0,28	0,15
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,32	0,41	0,23	0,26	0,28
Total	99,48	98,65	98,77	98,77	99,47
Si	1,821	1,877	1,884	1,865	1,881
Al	0,244	0,150	0,171	0,197	0,165
Ti	0,023	0,013	0,010	0,012	0,017
Fe	0,289	0,247	0,183	0,202	0,236
Mg	0,762	0,876	0,840	0,822	0,839
Ca	0,876	0,850	0,920	0,903	0,860
Mn	0,007	0,005	0,000	0,001	0,005
Cr	0,000	0,000	0,002	0,008	0,004
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,023	0,030	0,017	0,019	0,020
Total	4,045	4,049	4,027	4,030	4,028
% En	39,4	44,3	43,3	42,6	43,2
% Fs	15,3	12,8	9,4	10,5	12,5
% Wo	45,3	43,0	47,3	46,8	44,3
XFe	0,275	0,220	0,179	0,197	0,220
AlIV	0,179	0,123	0,116	0,135	0,119
AlVI	0,065	0,028	0,055	0,062	0,046
Ti+Cr	0,023	0,013	0,013	0,020	0,021
Na+Ca	0,899	0,880	0,936	0,922	0,880

Tableau 22 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

Analyse	6	9	10	11	12	13	14	18
Pyroxène								
Situation								
SiO2	53,72	51,80	52,10	50,63	49,79	49,72	51,21	47,91
Al2O3	0,92	2,76	2,51	3,83	2,13	2,14	1,97	4,35
TiO2	0,04	0,26	0,21	0,51	0,20	0,27	0,27	0,64
FeO	3,88	4,66	4,69	5,37	9,07	8,66	9,33	6,99
MgO	16,34	15,63	15,58	14,97	12,26	12,96	12,63	13,54
CaO	23,96	23,86	23,82	23,61	23,30	23,22	23,15	23,45
MnO	0,00	0,12	0,08	0,07	0,35	0,39	0,33	0,12
Cr2O3	0,37	0,28	0,23	0,21	0,00	0,01	0,06	0,28
NiO	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00
Na2O	0,11	0,23	0,24	0,19	0,44	0,36	0,34	0,14
Total	99,84	99,61	99,46	99,48	97,55	97,78	99,28	97,43
Si	1,978	1,915	1,927	1,881	1,925	1,915	1,939	1,840
Al	0,040	0,120	0,109	0,168	0,097	0,097	0,088	0,197
Ti	0,001	0,007	0,006	0,014	0,006	0,008	0,008	0,019
Fe	0,119	0,144	0,145	0,167	0,293	0,279	0,295	0,224
Mg	0,897	0,861	0,859	0,829	0,707	0,744	0,713	0,775
Ca	0,945	0,945	0,944	0,940	0,965	0,958	0,939	0,965
Mn	0,000	0,004	0,003	0,002	0,011	0,013	0,011	0,004
Cr	0,011	0,008	0,007	0,006	0,000	0,000	0,002	0,008
Ni	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000
Na	0,008	0,016	0,017	0,013	0,033	0,027	0,025	0,011
Total	3,999	4,022	4,017	4,024	4,037	4,042	4,021	4,044
% En	45,7	44,1	44,0	42,8	35,8	37,3	36,4	39,4
% Fs	6,1	7,6	7,6	8,7	15,4	14,6	15,6	11,6
% Wo	48,2	48,4	48,4	48,5	48,8	48,1	48,0	49,0
XFe	0,118	0,143	0,144	0,167	0,293	0,273	0,293	0,225
AlIV	0,022	0,085	0,073	0,119	0,075	0,085	0,061	0,160
AlVI	0,018	0,035	0,037	0,049	0,022	0,012	0,028	0,037
Ti+Cr	0,012	0,015	0,012	0,021	0,006	0,008	0,009	0,027
Na+Ca	0,953	0,962	0,961	0,954	0,998	0,985	0,965	0,976

Tableau 23 : Analyses et formules des clinopyroxènes du gabbro BD66 de la formation Black Dyke.

Analyse	64	65	66	69	70	71	72	73	74	75	76
Pyroxène	1			3				4			
Situation	c	⇒	b	c	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	b
SiO2	51,06	52,73	52,82	49,29	49,85	50,19	49,98	48,41	49,60	48,58	50,30
Al2O3	2,24	2,19	1,97	5,12	4,43	4,23	3,93	4,27	5,23	5,65	4,15
TiO2	0,23	0,13	0,11	0,48	0,45	0,39	0,41	0,40	0,57	0,55	0,26
FeO	4,42	4,43	3,81	7,19	6,75	6,15	6,50	6,99	6,96	7,28	6,38
MgO	16,43	16,21	17,03	14,39	14,92	15,21	15,35	15,23	14,53	14,34	15,52
CaO	23,24	23,31	23,47	22,17	22,08	21,91	22,22	22,51	22,15	22,09	22,11
MnO	0,22	0,08	0,18	0,12	0,20	0,04	0,04	0,22	0,09	0,08	0,13
Cr2O3	0,52	0,28	0,50	0,14	0,00	0,07	0,24	0,12	0,12	0,23	0,23
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03
Na2O	0,19	0,16	0,22	0,31	0,31	0,23	0,34	0,40	0,38	0,38	0,39
Total	98,58	99,52	100,11	99,21	99,05	98,42	99,01	98,55	99,63	99,24	99,50
Si	1,910	1,940	1,930	1,850	1,870	1,880	1,870	1,830	1,850	1,820	1,870
Al	0,100	0,100	0,080	0,230	0,200	0,190	0,170	0,190	0,230	0,250	0,180
Ti	0,006	0,004	0,003	0,014	0,013	0,011	0,012	0,011	0,016	0,016	0,007
Fe	0,140	0,140	0,120	0,230	0,210	0,190	0,200	0,220	0,220	0,230	0,200
Mg	0,920	0,890	0,930	0,800	0,830	0,850	0,860	0,860	0,810	0,800	0,860
Ca	0,930	0,920	0,920	0,890	0,890	0,880	0,890	0,910	0,880	0,890	0,880
Mn	0,010	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
Cr	0,020	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,010	0,010	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030
Total	4,030	4,010	4,020	4,040	4,030	4,020	4,040	4,070	4,030	4,050	4,040
% En	46,0	45,7	47,1	41,8	43,0	44,2	43,9	43,0	42,2	41,7	44,3
% Fs	7,3	7,1	6,2	11,9	11,2	10,1	10,5	11,4	11,5	12,0	10,4
% Wo	46,7	47,2	46,7	46,3	45,7	45,7	45,6	45,6	46,3	46,2	45,3
XFe	0,131	0,133	0,112	0,219	0,202	0,185	0,192	0,205	0,212	0,222	0,187
AlIV	0,092	0,058	0,067	0,153	0,134	0,119	0,129	0,166	0,153	0,177	0,129
AlVI	0,007	0,037	0,018	0,073	0,062	0,068	0,044	0,025	0,077	0,073	0,053
Ti+Cr	0,022	0,012	0,017	0,018	0,013	0,013	0,019	0,015	0,019	0,022	0,014
Na+Ca	0,945	0,931	0,936	0,913	0,908	0,897	0,916	0,943	0,911	0,916	0,910

Tableau 24 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD125 de la formation Black Dyke.

Analyse	80	81	82	85	86	87	88	89	91	92	93	94
Pyroxène	5			7					8			
Situation	c	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	b
SiO2	49,77	49,83	49,43	53,18	52,06	52,64	53,10	51,76	49,23	50,13	49,68	49,23
Al2O3	4,69	3,85	4,72	2,41	2,00	2,29	1,73	2,21	4,73	4,18	4,44	4,50
TiO2	0,58	0,48	0,50	0,13	0,14	0,20	0,11	0,21	0,53	0,47	0,50	0,42
FeO	7,50	7,05	7,39	4,10	3,80	3,68	3,53	4,26	6,97	6,52	6,86	6,57
MgO	14,60	15,01	14,50	16,89	16,88	16,85	17,34	16,57	14,86	15,29	14,99	15,05
CaO	21,98	22,04	22,22	23,35	23,27	23,10	23,39	23,52	22,01	22,28	22,01	21,55
MnO	0,16	0,20	0,17	0,12	0,00	0,05	0,04	0,07	0,11	0,07	0,06	0,16
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,58	0,49	0,64	0,47	0,41	0,05	0,10	0,05	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
Na2O	0,38	0,32	0,38	0,21	0,19	0,18	0,19	0,21	0,27	0,34	0,31	0,32
Total	99,66	98,78	99,37	100,98	98,83	99,64	99,90	99,26	98,76	99,38	98,90	97,82
Si	1,860	1,870	1,850	1,930	1,930	1,930	1,940	1,920	1,850	1,870	1,860	1,860
Al	0,210	0,170	0,210	0,100	0,090	0,100	0,070	0,100	0,210	0,180	0,200	0,200
Ti	0,016	0,014	0,014	0,004	0,004	0,006	0,003	0,006	0,015	0,013	0,014	0,012
Fe	0,230	0,220	0,230	0,120	0,120	0,110	0,110	0,130	0,220	0,200	0,220	0,210
Mg	0,810	0,840	0,810	0,910	0,930	0,920	0,950	0,910	0,830	0,850	0,840	0,850
Ca	0,880	0,890	0,890	0,910	0,920	0,910	0,920	0,930	0,890	0,890	0,880	0,870
Mn	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
Cr	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,020	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,030	0,020	0,030	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020
Total	4,040	4,040	4,040	4,020	4,020	4,010	4,020	4,030	4,040	4,040	4,040	4,040
% En	42,1	43,0	41,8	46,9	47,2	47,4	48,0	46,1	42,9	43,7	43,2	43,9
% Fs	12,4	11,7	12,2	6,6	6,0	5,9	5,5	6,8	11,5	10,6	11,2	11,0
% Wo	45,5	45,4	46,0	46,6	46,8	46,7	46,5	47,1	45,7	45,8	45,6	45,1
XFe	0,224	0,209	0,222	0,120	0,112	0,109	0,103	0,126	0,208	0,193	0,204	0,197
AlIV	0,143	0,126	0,148	0,071	0,071	0,069	0,058	0,083	0,149	0,132	0,137	0,137
AlVI	0,063	0,044	0,060	0,032	0,017	0,030	0,017	0,014	0,060	0,052	0,059	0,064
Ti+Cr	0,016	0,014	0,016	0,020	0,018	0,024	0,017	0,018	0,016	0,016	0,016	0,012
Na+Ca	0,906	0,911	0,920	0,922	0,938	0,921	0,930	0,949	0,906	0,914	0,907	0,897

Tableau 25 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD125 de la formation Black Dyke.

Analyse	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Pyroxène	1				2							3					
Situation	c	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	⇒	b
SiO2	48,68	50,16	50,32	49,29	48,58	53,46	53,44	52,93	53,77	53,96	53,56	51,92	52,49	53,32	52,25	51,67	47,61
Al2O3	4,94	3,81	3,55	4,61	4,73	1,79	1,82	2,34	2,07	2,14	2,80	3,53	1,32	2,41	2,40	1,92	5,66
TiO2	0,64	0,56	0,50	0,56	0,54	0,17	0,11	0,09	0,14	0,08	0,09	0,12	0,14	0,10	0,12	0,13	0,52
FeO	7,85	7,82	7,34	8,14	7,58	3,90	3,42	3,68	3,26	3,37	4,07	5,47	4,53	4,15	3,88	3,25	7,94
MgO	13,91	14,98	15,02	14,74	14,37	16,91	17,57	17,15	17,24	17,34	16,87	15,90	16,49	16,58	17,25	17,47	14,57
CaO	22,09	21,93	21,52	21,29	21,67	22,83	23,28	23,63	23,54	23,55	22,64	22,21	23,27	22,86	23,39	23,47	21,66
MnO	0,10	0,26	0,17	0,08	0,12	0,09	0,03	0,05	0,09	0,00	0,11	0,13	0,10	0,06	0,02	0,05	0,15
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,00	0,20	0,53	0,44	0,30	0,57	0,40	0,40	0,10	0,17	0,20	0,18	0,46	0,02
NiO	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,32	0,34	0,39	0,31	0,40	0,22	0,13	0,21	0,20	0,17	0,20	0,30	0,21	0,12	0,17	0,17	0,33
Total	98,53	99,99	98,87	99,02	98,19	99,90	100,24	100,40	100,88	101,03	100,80	99,68	98,72	99,80	99,66	98,59	98,46
Si	1,844	1,870	1,889	1,854	1,844	1,954	1,944	1,928	1,943	1,946	1,938	1,913	1,952	1,949	1,919	1,919	1,807
Al	0,221	0,167	0,157	0,204	0,212	0,077	0,078	0,100	0,088	0,091	0,119	0,153	0,058	0,104	0,104	0,084	0,253
Ti	0,018	0,016	0,014	0,016	0,015	0,005	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,015
Fe	0,249	0,244	0,230	0,256	0,241	0,119	0,104	0,112	0,099	0,102	0,123	0,169	0,141	0,127	0,119	0,101	0,252
Mg	0,785	0,833	0,840	0,826	0,813	0,921	0,953	0,931	0,929	0,932	0,910	0,873	0,914	0,903	0,945	0,967	0,825
Ca	0,896	0,876	0,866	0,858	0,882	0,894	0,907	0,922	0,912	0,910	0,878	0,877	0,927	0,895	0,921	0,934	0,881
Mn	0,003	0,008	0,005	0,003	0,004	0,003	0,001	0,002	0,003	0,000	0,003	0,004	0,003	0,002	0,001	0,002	0,005
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,006	0,015	0,013	0,009	0,016	0,011	0,011	0,003	0,005	0,006	0,005	0,013	0,001
Ni	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,023	0,025	0,028	0,023	0,029	0,016	0,009	0,015	0,014	0,012	0,014	0,021	0,015	0,009	0,012	0,012	0,024
Total	4,040	4,043	4,032	4,040	4,046	4,003	4,012	4,022	4,008	4,007	4,001	4,016	4,020	3,998	4,029	4,035	4,063
% En	40,6	42,5	43,3	42,5	41,9	47,6	48,5	47,3	47,8	48,0	47,5	45,4	46,0	46,9	47,6	48,3	42,0
% Fs	13,0	12,9	12,1	13,3	12,6	6,3	5,3	5,8	5,2	5,2	6,6	9,0	7,3	6,7	6,0	5,1	13,1
% Wo	46,4	44,7	44,6	44,2	45,5	46,1	46,2	46,9	46,9	46,8	45,9	45,6	46,7	46,5	46,4	46,6	44,9
XFe	0,240	0,227	0,215	0,237	0,228	0,115	0,098	0,107	0,096	0,098	0,119	0,162	0,134	0,123	0,112	0,095	0,234
AlIV	0,156	0,130	0,111	0,146	0,156	0,046	0,056	0,072	0,057	0,054	0,062	0,087	0,048	0,051	0,081	0,081	0,193
AlVI	0,064	0,038	0,046	0,058	0,056	0,031	0,022	0,029	0,032	0,037	0,057	0,066	0,010	0,053	0,023	0,003	0,061
Ti+Cr	0,018	0,016	0,016	0,016	0,021	0,020	0,016	0,011	0,020	0,014	0,014	0,006	0,009	0,009	0,009	0,017	0,015
Na+Ca	0,920	0,901	0,894	0,881	0,911	0,910	0,917	0,937	0,926	0,922	0,892	0,898	0,943	0,904	0,933	0,946	0,905

Tableau 26 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD171 de la formation Black Dyke.

Analyse	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Pyroxène	4							5						
Situation	c	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	b	c	⇒	⇒	⇒	⇒	⇒	b
SiO2	49,61	50,02	49,13	50,63	50,70	50,12	50,82	51,19	50,71	49,61	50,02	50,12	51,12	51,75
Al2O3	5,35	5,37	4,92	4,62	4,81	5,21	4,49	4,68	5,17	5,82	5,54	5,01	5,09	4,43
TiO2	0,46	0,35	0,36	0,38	0,39	0,34	0,35	0,20	0,35	0,34	0,32	0,26	0,25	0,24
FeO	7,66	6,38	6,03	6,18	6,41	5,74	6,24	5,67	5,47	5,80	5,74	5,46	4,98	4,75
MgO	14,79	15,13	15,39	15,32	15,34	15,27	15,10	15,62	15,57	15,55	15,46	15,76	15,91	16,18
CaO	21,84	22,84	22,79	22,60	23,00	23,09	23,00	22,60	22,69	22,24	22,41	22,46	22,39	22,69
MnO	0,22	0,10	0,10	0,07	0,17	0,08	0,08	0,06	0,02	0,08	0,05	0,09	0,19	0,07
Cr2O3	0,00	0,17	0,14	0,13	0,18	0,12	0,12	0,63	0,36	0,41	0,41	0,25	0,53	0,48
NiO	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05
Na2O	0,39	0,29	0,22	0,23	0,22	0,15	0,28	0,24	0,22	0,29	0,31	0,26	0,31	0,28
Total	100,43	100,65	99,08	100,18	101,22	100,12	100,48	100,96	100,56	100,14	100,29	99,67	100,77	100,92
Si	1,839	1,841	1,838	1,867	1,856	1,849	1,871	1,870	1,857	1,829	1,841	1,854	1,864	1,881
Al	0,234	0,233	0,217	0,201	0,208	0,227	0,195	0,201	0,223	0,253	0,240	0,218	0,219	0,190
Ti	0,013	0,010	0,010	0,011	0,011	0,009	0,010	0,005	0,010	0,009	0,009	0,007	0,007	0,007
Fe	0,237	0,196	0,189	0,191	0,196	0,177	0,192	0,173	0,168	0,179	0,177	0,169	0,152	0,144
Mg	0,817	0,830	0,858	0,842	0,837	0,840	0,829	0,850	0,850	0,855	0,848	0,869	0,865	0,877
Ca	0,867	0,901	0,914	0,893	0,902	0,913	0,907	0,884	0,890	0,879	0,884	0,890	0,875	0,884
Mn	0,007	0,003	0,003	0,002	0,005	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,006	0,002
Cr	0,000	0,005	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003	0,018	0,010	0,012	0,012	0,007	0,015	0,014
Ni	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	0,028	0,021	0,016	0,016	0,016	0,011	0,020	0,017	0,016	0,021	0,022	0,019	0,022	0,020
Total	4,046	4,040	4,049	4,028	4,035	4,032	4,030	4,024	4,024	4,039	4,035	4,036	4,023	4,020
% En	42,4	43,0	43,7	43,7	43,1	43,5	42,9	44,5	44,5	44,6	44,4	45,0	45,6	46,0
% Fs	12,7	10,3	9,8	10,0	10,4	9,3	10,1	9,2	8,8	9,5	9,3	8,9	8,3	7,7
% Wo	45,0	46,7	46,5	46,3	46,5	47,2	47,0	46,3	46,7	45,9	46,3	46,1	46,1	46,3
XFe	0,225	0,191	0,180	0,185	0,190	0,174	0,188	0,169	0,165	0,173	0,172	0,163	0,149	0,141
AlIV	0,161	0,159	0,162	0,133	0,144	0,151	0,129	0,130	0,143	0,171	0,159	0,146	0,136	0,119
AlVI	0,073	0,074	0,055	0,068	0,063	0,076	0,066	0,071	0,080	0,082	0,081	0,072	0,082	0,071
Ti+Cr	0,013	0,015	0,014	0,014	0,016	0,013	0,013	0,024	0,020	0,021	0,021	0,015	0,022	0,020
Na+Ca	0,895	0,922	0,930	0,910	0,918	0,924	0,927	0,901	0,906	0,899	0,906	0,909	0,897	0,904

Tableau 27 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte BD171 de la formation Black Dyke.

Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	15	16
Minéral	1			2			3		4	5	6		7	
Situation	c	⇒	b	c	⇒	b	c	b	c	c	c	b	c	b
SiO2	51,63	47,21	49,78	50,68	49,97	50,02	47,07	48,04	47,77	46,90	47,21	48,89	42,42	49,80
Al2O3	1,46	5,66	4,22	3,18	3,21	3,24	4,74	4,73	5,29	6,09	5,74	4,65	8,67	1,82
TiO2	0,14	0,89	0,62	0,35	0,42	0,42	0,70	0,60	0,78	0,83	0,91	0,54	1,69	0,20
FeO	4,48	8,75	8,44	6,81	8,24	6,88	7,49	7,63	7,87	8,69	8,35	7,40	10,09	8,52
MgO	16,28	12,82	14,11	14,81	14,79	14,59	13,41	13,78	13,60	12,72	13,15	13,78	10,87	15,69
CaO	23,31	22,59	21,50	22,81	21,29	22,71	23,22	22,81	22,73	22,26	22,25	2,86	21,55	20,20
MnO	0,12	0,23	0,25	0,12	0,16	0,13	0,01	0,16	0,10	0,20	0,13	0,10	0,10	0,40
Cr2O3	0,39	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,12	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,13	0,28	0,28	0,26	0,22	0,15	0,22	0,26	0,23	0,24	0,27	0,21	0,27	0,24
Total	97,94	98,45	99,20	99,03	98,33	98,25	96,98	98,02	98,42	97,96	98,01	78,43	95,66	96,93
Si	1,939	1,805	1,872	1,899	1,893	1,892	1,821	1,835	1,818	1,800	1,807	2,143	1,688	1,916
Al	0,065	0,255	0,187	0,140	0,143	0,144	0,216	0,213	0,238	0,276	0,259	0,240	0,407	0,083
Ti	0,004	0,026	0,018	0,010	0,012	0,012	0,020	0,017	0,022	0,024	0,026	0,018	0,050	0,006
Fe	0,141	0,280	0,266	0,213	0,261	0,218	0,243	0,244	0,251	0,279	0,267	0,271	0,336	0,274
Mg	0,912	0,731	0,791	0,827	0,835	0,823	0,774	0,784	0,771	0,728	0,751	0,901	0,645	0,900
Ca	0,938	0,926	0,866	0,916	0,864	0,920	0,963	0,933	0,927	0,915	0,913	0,134	0,919	0,833
Mn	0,004	0,007	0,008	0,004	0,005	0,004	0,000	0,005	0,003	0,007	0,004	0,004	0,003	0,013
Cr	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,009	0,021	0,020	0,019	0,016	0,011	0,017	0,020	0,017	0,018	0,020	0,018	0,021	0,018
Total	4,023	4,052	4,027	4,030	4,031	4,028	4,057	4,051	4,048	4,047	4,047	3,728	4,068	4,044
% En	45,7	37,6	41,0	42,2	42,5	41,9	39,1	39,9	39,5	37,7	38,8	68,8	33,9	44,6
% Fs	7,2	14,8	14,2	11,1	13,5	11,3	12,3	12,6	13,0	14,8	14,0	21,0	17,8	14,2
% Wo	47,0	47,6	44,9	46,7	44,0	46,8	48,6	47,5	47,5	47,5	47,2	10,3	48,3	41,2
XFe	0,134	0,277	0,251	0,205	0,238	0,209	0,239	0,237	0,245	0,277	0,263	0,231	0,343	0,233
AlIV	0,061	0,195	0,128	0,101	0,107	0,108	0,179	0,165	0,182	0,200	0,193	0,000	0,312	0,083
AlVI	0,004	0,061	0,059	0,040	0,036	0,037	0,037	0,048	0,056	0,076	0,066	0,240	0,095	0,000
Ti+Cr	0,016	0,026	0,018	0,010	0,012	0,013	0,024	0,018	0,024	0,025	0,026	0,018	0,050	0,008
Na+Ca	0,947	0,947	0,886	0,935	0,880	0,931	0,979	0,953	0,944	0,933	0,933	0,152	0,939	0,850

Tableau 28 : Analyses et formules des clinopyroxènes du tuf NV5 de la formation Black Dyke.

Analyse	19	20	24	25	26	36	37	38	39	40	41
Minéral	8		9			10			11		
Situation	c	b	c	⇒	b	c	⇒	b	c	⇒	b
SiO2	51,73	48,32	50,64	51,39	50,69	48,29	49,90	48,58	47,75	48,23	48,60
Al2O3	0,21	4,47	2,48	1,97	1,58	4,42	2,59	3,79	5,39	5,30	4,64
TiO2	0,06	0,61	0,23	0,18	0,23	0,57	0,27	0,56	0,88	0,64	0,52
FeO	12,17	7,66	8,25	7,88	8,37	6,77	6,50	8,23	8,10	7,93	7,93
MgO	13,50	13,42	13,90	14,86	15,17	14,06	14,96	13,80	13,48	13,51	13,64
CaO	20,28	22,61	22,43	21,83	20,90	23,12	22,98	21,41	22,73	22,74	22,23
MnO	0,42	0,08	0,36	0,43	0,67	0,06	0,07	0,38	0,08	0,08	0,29
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,21	0,02	0,00	0,08	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00
Na2O	0,26	0,27	0,22	0,27	0,27	0,14	0,19	0,32	0,26	0,28	0,31
Total	98,63	97,44	98,51	98,84	97,88	97,47	97,65	97,10	98,71	98,80	98,15
Si	1,983	1,853	1,921	1,935	1,933	1,847	1,900	1,871	1,814	1,827	1,851
Al	0,009	0,202	0,111	0,087	0,071	0,199	0,116	0,172	0,241	0,237	0,208
Ti	0,002	0,018	0,007	0,005	0,007	0,016	0,008	0,016	0,025	0,018	0,015
Fe	0,390	0,246	0,262	0,248	0,267	0,217	0,207	0,265	0,258	0,251	0,253
Mg	0,771	0,768	0,786	0,834	0,862	0,802	0,849	0,793	0,763	0,763	0,775
Ca	0,833	0,929	0,912	0,881	0,854	0,948	0,937	0,884	0,925	0,923	0,907
Mn	0,014	0,003	0,012	0,014	0,022	0,002	0,002	0,012	0,002	0,003	0,009
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,006	0,001	0,000	0,002	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,019	0,020	0,016	0,020	0,020	0,011	0,014	0,024	0,019	0,020	0,023
Total	4,021	4,038	4,025	4,025	4,035	4,042	4,038	4,038	4,050	4,045	4,041
% En	38,4	39,5	39,9	42,2	43,0	40,7	42,5	40,6	39,2	39,3	39,8
% Fs	20,1	12,8	13,9	13,2	14,4	11,1	10,5	14,2	13,3	13,1	13,5
% Wo	41,5	47,8	46,3	44,6	42,6	48,2	47,0	45,2	47,5	47,6	46,7
XFe	0,336	0,243	0,250	0,229	0,236	0,213	0,196	0,251	0,252	0,248	0,246
AlIV	0,009	0,147	0,079	0,065	0,067	0,153	0,100	0,129	0,186	0,173	0,149
AlVI	0,000	0,055	0,032	0,023	0,004	0,046	0,016	0,043	0,055	0,064	0,059
Ti+Cr	0,002	0,018	0,007	0,006	0,007	0,017	0,014	0,017	0,025	0,021	0,015
Na+Ca	0,852	0,949	0,928	0,901	0,874	0,958	0,951	0,908	0,945	0,943	0,931

Tableau 29 : Analyses et formules des clinopyroxènes du tuf NV5 de la formation Black Dyke.

Analyse	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Pyroxène	1							2						3				4				
Situation	b	←	←	←	←	←	c	c	⇒	⇒	⇒	⇒	c	b	←	←	c	b	←	←	←	c
SiO2	48,65	48,65	49,67	48,76	48,85	49,29	47,45	45,20	46,66	48,58	48,59	49,10	48,85	46,08	47,55	48,28	47,63	48,17	47,73	49,16	48,79	47,11
Al2O3	4,06	4,68	3,69	4,31	4,33	4,23	7,41	7,36	6,68	4,94	4,84	4,17	4,19	6,66	5,12	4,54	4,85	4,48	4,69	4,10	4,16	6,56
TiO2	1,02	1,09	0,93	1,01	1,03	1,08	1,11	1,98	1,70	1,10	1,13	1,10	1,06	1,38	1,21	1,18	1,19	1,03	1,17	1,04	0,96	1,17
FeO	8,07	7,75	7,88	7,91	8,00	8,33	7,55	8,77	9,51	8,07	8,14	8,43	7,29	8,15	8,78	8,60	8,28	7,41	8,90	8,09	8,47	8,72
MgO	13,73	13,31	14,20	13,50	13,42	13,59	13,24	11,77	12,08	13,37	13,14	13,17	13,94	12,43	12,99	13,17	13,11	13,93	13,18	13,82	13,12	12,61
CaO	22,52	22,74	22,36	22,02	22,43	22,48	22,25	22,42	21,82	22,43	22,34	22,02	22,63	22,63	22,04	22,37	22,05	22,52	22,12	22,32	22,19	21,62
MnO	0,24	0,11	0,04	0,09	0,08	0,15	0,06	0,07	0,13	0,11	0,03	0,35	0,19	0,17	0,18	0,18	0,25	0,18	0,22	0,12	0,10	0,03
Cr2O3	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00
NiO	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,07	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,14	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,33	0,30	0,27	0,35	0,30	0,38	0,29	0,28	0,34	0,27	0,44	0,35	0,26	0,33	0,36	0,32	0,38	0,19	0,27	0,30	0,31	0,47
Total	98,63	98,88	99,10	97,96	98,45	99,54	99,55	97,85	98,99	98,87	98,66	98,86	98,41	97,82	98,24	98,65	97,75	98,14	98,42	98,97	98,09	98,30
Si	1,849	1,842	1,870	1,859	1,855	1,854	1,779	1,742	1,777	1,838	1,843	1,861	1,852	1,772	1,819	1,838	1,829	1,836	1,826	1,857	1,863	1,797
Al	0,182	0,209	0,164	0,194	0,194	0,187	0,328	0,335	0,300	0,220	0,216	0,186	0,187	0,302	0,231	0,204	0,219	0,201	0,212	0,182	0,187	0,295
Ti	0,029	0,031	0,026	0,029	0,030	0,031	0,031	0,057	0,049	0,031	0,032	0,031	0,030	0,040	0,035	0,034	0,034	0,029	0,034	0,029	0,027	0,034
Fe	0,256	0,245	0,248	0,252	0,254	0,262	0,237	0,283	0,303	0,255	0,258	0,267	0,231	0,262	0,281	0,274	0,266	0,236	0,285	0,256	0,270	0,278
Mg	0,778	0,751	0,797	0,767	0,760	0,762	0,740	0,676	0,686	0,754	0,743	0,744	0,788	0,712	0,741	0,747	0,750	0,791	0,752	0,778	0,747	0,717
Ca	0,917	0,922	0,902	0,899	0,912	0,906	0,894	0,926	0,891	0,909	0,908	0,894	0,919	0,932	0,904	0,912	0,907	0,920	0,906	0,904	0,908	0,883
Mn	0,008	0,004	0,001	0,003	0,003	0,005	0,002	0,002	0,004	0,004	0,001	0,011	0,006	0,006	0,006	0,006	0,008	0,006	0,007	0,004	0,003	0,001
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000
Na	0,024	0,022	0,020	0,026	0,022	0,028	0,021	0,021	0,025	0,020	0,032	0,026	0,019	0,024	0,027	0,024	0,028	0,014	0,020	0,022	0,023	0,035
Total	4,043	4,034	4,031	4,028	4,030	4,035	4,037	4,043	4,037	4,031	4,033	4,027	4,034	4,050	4,044	4,038	4,042	4,040	4,045	4,033	4,028	4,040
% En	39,7	39,1	40,9	39,9	39,4	39,4	39,5	35,8	36,4	39,2	38,9	38,8	40,5	37,2	38,4	38,5	38,8	40,5	38,5	40,1	38,7	38,1
% Fs	13,5	13,0	12,8	13,3	13,3	13,8	12,7	15,1	16,3	13,5	13,6	14,5	12,2	14,0	14,9	14,4	14,2	12,4	15,0	13,4	14,2	14,9
% Wo	46,8	48,0	46,3	46,8	47,3	46,8	47,7	49,1	47,3	47,3	47,5	46,7	47,3	48,8	46,8	47,0	47,0	47,1	46,5	46,6	47,1	47,0
XFe	0,248	0,246	0,237	0,247	0,251	0,256	0,242	0,295	0,306	0,253	0,258	0,264	0,227	0,269	0,275	0,268	0,262	0,230	0,275	0,247	0,266	0,280
AlIV	0,151	0,158	0,130	0,141	0,145	0,146	0,221	0,258	0,223	0,162	0,157	0,139	0,148	0,228	0,181	0,162	0,171	0,164	0,174	0,143	0,137	0,203
AlVI	0,031	0,051	0,034	0,052	0,049	0,042	0,106	0,077	0,077	0,058	0,059	0,048	0,039	0,073	0,050	0,042	0,048	0,037	0,037	0,040	0,050	0,092
Ti+Cr	0,029	0,031	0,028	0,029	0,030	0,031	0,031	0,057	0,049	0,031	0,032	0,032	0,030	0,040	0,035	0,034	0,034	0,032	0,034	0,030	0,028	0,034
Na+Ca	0,941	0,944	0,922	0,925	0,935	0,934	0,915	0,947	0,916	0,929	0,940	0,920	0,939	0,957	0,931	0,936	0,935	0,934	0,927	0,926	0,930	0,918

Tableau 30 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte KW24 de la formation Pablo.

Analyse	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Pyroxène	5					6						7			8					
Situation	b	←	←	←	c	b	←	c	⇒	⇒	b	b	←	c	c	⇒	⇒	⇒	b	c
SiO2	49,25	48,09	46,60	47,67	47,94	48,53	47,18	45,76	46,09	48,75	46,33	47,45	49,35	48,74	45,95	46,07	47,50	48,93	48,87	45,56
Al2O3	4,52	5,90	7,00	4,73	4,04	4,75	5,15	6,37	4,59	3,96	5,19	3,92	4,20	4,44	6,13	6,50	5,26	4,31	4,52	7,11
TiO2	1,06	0,82	0,99	1,13	0,89	1,07	1,24	1,59	1,11	0,91	1,21	0,98	0,87	1,20	1,38	1,55	1,23	1,07	1,13	1,19
FeO	7,96	7,33	7,18	8,28	7,88	8,07	8,15	8,91	7,99	8,12	8,27	8,10	7,86	8,56	8,67	8,94	8,11	7,76	8,25	7,53
MgO	13,54	13,84	13,32	13,34	14,07	13,57	12,72	12,46	13,64	13,77	13,24	13,74	13,91	13,21	12,69	12,09	13,09	13,53	13,46	12,71
CaO	21,90	22,52	22,51	22,19	22,58	22,65	21,91	22,26	22,19	22,67	22,73	22,58	22,74	22,36	22,55	22,37	22,08	22,26	22,10	23,38
MnO	0,15	0,00	0,14	0,26	0,18	0,12	0,16	0,14	0,19	0,19	0,18	0,14	0,08	0,18	0,10	0,14	0,20	0,18	0,17	0,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07
Na2O	0,31	0,30	0,22	0,34	0,22	0,30	0,35	0,29	0,23	0,28	0,36	0,21	0,30	0,33	0,32	0,35	0,34	0,35	0,35	0,24
Total	98,69	98,81	98,00	97,94	97,80	99,04	96,86	97,78	96,05	98,66	97,72	97,11	99,31	99,03	97,93	98,05	97,81	98,43	98,86	97,85
Si	1,861	1,814	1,776	1,827	1,838	1,835	1,826	1,766	1,805	1,852	1,790	1,836	1,857	1,846	1,771	1,773	1,820	1,857	1,849	1,751
Al	0,201	0,262	0,314	0,214	0,183	0,211	0,235	0,290	0,212	0,177	0,236	0,179	0,186	0,198	0,278	0,295	0,238	0,193	0,201	0,322
Ti	0,030	0,023	0,028	0,032	0,026	0,030	0,036	0,046	0,033	0,026	0,035	0,029	0,025	0,034	0,040	0,045	0,036	0,031	0,032	0,035
Fe	0,251	0,231	0,229	0,265	0,253	0,255	0,264	0,288	0,262	0,258	0,267	0,262	0,247	0,271	0,279	0,288	0,260	0,246	0,261	0,242
Mg	0,763	0,778	0,757	0,762	0,804	0,765	0,734	0,717	0,797	0,780	0,763	0,792	0,780	0,746	0,729	0,694	0,747	0,765	0,759	0,728
Ca	0,887	0,910	0,919	0,911	0,928	0,918	0,908	0,921	0,931	0,923	0,941	0,936	0,917	0,907	0,931	0,922	0,906	0,905	0,896	0,963
Mn	0,005	0,000	0,005	0,008	0,006	0,004	0,005	0,004	0,006	0,006	0,006	0,005	0,002	0,006	0,003	0,005	0,007	0,006	0,006	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Na	0,023	0,022	0,016	0,026	0,016	0,022	0,026	0,022	0,017	0,021	0,027	0,016	0,022	0,024	0,024	0,026	0,025	0,026	0,026	0,018
Total	4,020	4,042	4,046	4,046	4,053	4,040	4,034	4,054	4,065	4,043	4,071	4,054	4,036	4,033	4,060	4,048	4,038	4,029	4,031	4,062
% En	40,0	40,5	39,6	39,1	40,4	39,4	38,4	37,1	39,9	39,6	38,6	39,7	40,1	38,6	37,5	36,3	38,9	39,8	39,5	3

Analyse Pyroxène Situation	CC21 20 c	CC21 ⇒	CC21 ⇒	CC21 b	CC21 21 b	CC21 ⇐	CC21 ⇐	CC21 c	CC21 22 c	CC21 ⇒	CC21 b	CC21 23 b	CC21 ⇐	CC21 ⇐	CC21 24 b	CC21 ⇐	CC21 c
SiO2	50,42	50,54	50,65	51,12	51,40	51,02	51,24	50,42	49,26	49,61	51,00	50,89	50,51	49,05	50,80	50,34	50,75
Al2O3	2,44	2,35	2,47	1,54	2,63	2,40	2,44	3,35	3,40	2,84	2,57	2,51	2,75	4,47	2,68	2,97	2,58
TiO2	0,40	0,45	0,30	0,54	0,30	0,36	0,46	0,50	0,70	0,59	0,44	0,33	0,60	0,71	0,51	0,50	0,44
FeO	11,53	9,77	10,03	12,80	8,44	9,18	8,95	8,54	11,01	10,52	9,53	9,59	11,45	11,17	11,05	10,52	9,85
MgO	14,82	15,23	15,16	14,87	16,21	15,67	15,62	14,78	14,28	14,72	15,24	15,55	15,32	14,13	14,69	15,02	15,29
CaO	18,27	19,20	19,58	16,83	19,61	19,36	19,48	19,75	19,09	19,23	19,46	19,07	18,09	18,65	18,99	18,57	19,25
MnO	0,38	0,30	0,22	0,36	0,19	0,28	0,24	0,29	0,19	0,27	0,21	0,27	0,34	0,15	0,33	0,37	0,26
Cr2O3	0,16	0,00	0,17	0,04	0,10	0,00	0,04	0,29	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,24	0,18	0,20	0,22	0,22	0,22	0,31	0,19	0,34	0,22	0,21	0,24	0,25	0,22	0,24	0,19	0,30
Total	98,66	98,02	98,78	98,32	99,10	98,49	98,78	98,11	98,27	98,00	98,66	98,62	99,31	98,63	99,29	98,48	98,72
Si	1,917	1,922	1,915	1,951	1,920	1,925	1,925	1,907	1,882	1,897	1,923	1,920	1,905	1,864	1,916	1,908	1,916
Al	0,109	0,105	0,110	0,069	0,116	0,107	0,108	0,149	0,153	0,128	0,114	0,112	0,122	0,200	0,119	0,133	0,115
Ti	0,011	0,013	0,009	0,015	0,008	0,010	0,013	0,014	0,020	0,017	0,012	0,009	0,017	0,020	0,014	0,014	0,012
Fe	0,367	0,311	0,317	0,408	0,264	0,290	0,281	0,270	0,352	0,336	0,301	0,303	0,361	0,355	0,349	0,334	0,311
Mg	0,840	0,863	0,855	0,846	0,903	0,881	0,875	0,833	0,813	0,839	0,857	0,875	0,861	0,800	0,826	0,849	0,861
Ca	0,744	0,782	0,793	0,688	0,785	0,783	0,784	0,800	0,782	0,788	0,786	0,771	0,731	0,759	0,767	0,754	0,779
Mn	0,012	0,010	0,007	0,012	0,006	0,009	0,008	0,009	0,006	0,009	0,007	0,009	0,011	0,005	0,011	0,012	0,008
Cr	0,005	0,000	0,005	0,001	0,003	0,000	0,001	0,009	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,018	0,013	0,015	0,016	0,016	0,016	0,023	0,014	0,025	0,016	0,015	0,018	0,018	0,016	0,018	0,014	0,022
Total	4,023	4,019	4,026	4,007	4,020	4,020	4,018	4,007	4,034	4,030	4,015	4,021	4,026	4,023	4,019	4,018	4,025
% En	42,8	43,9	43,3	43,3	46,1	44,9	44,9	43,6	41,6	42,5	43,9	44,7	43,8	41,7	42,3	43,6	43,9
% Fs	19,3	16,3	16,4	21,5	13,8	15,2	14,8	14,6	18,3	17,5	15,8	15,9	18,9	18,7	18,4	17,7	16,3
% Wo	37,9	39,8	40,2	35,2	40,1	39,9	40,3	41,8	40,0	40,0	40,3	39,4	37,2	39,6	39,3	38,7	39,8
XFe	0,304	0,265	0,271	0,326	0,226	0,247	0,243	0,245	0,302	0,286	0,260	0,257	0,295	0,307	0,297	0,282	0,265
AlIV	0,083	0,078	0,085	0,049	0,080	0,075	0,075	0,093	0,118	0,103	0,077	0,080	0,095	0,136	0,084	0,092	0,084
AlVI	0,026	0,027	0,025	0,020	0,036	0,031	0,033	0,056	0,035	0,025	0,037	0,032	0,027	0,064	0,035	0,041	0,031
Ti+Cr	0,016	0,013	0,014	0,017	0,011	0,010	0,014	0,023	0,020	0,017	0,012	0,014	0,017	0,023	0,014	0,014	0,012
Na+Ca	0,762	0,796	0,808	0,704	0,801	0,799	0,807	0,814	0,807	0,804	0,802	0,789	0,749	0,776	0,785	0,768	0,801

Tableau 32 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC21 du Nicola Group.

Analyse Pyroxène Situation	CC21 25 25.1	CC21 25.2	CC21 26 26.1	CC21 26.2	CC21 26.3	CC21 27 27.1	CC21 27.2	CC21 27.3	CC21 27.4	CC21 28 28.1	CC21 28.1
SiO2	51,56	50,84	51,14	51,16	50,16	50,53	50,78	51,26	51,23	49,18	50,99
Al2O3	1,72	2,52	2,48	2,38	1,62	2,47	1,78	1,45	2,46	4,01	1,70
TiO2	0,22	0,48	0,43	0,39	0,47	0,37	0,38	0,30	0,38	0,84	0,50
FeO	10,94	9,96	8,77	8,86	13,06	9,55	10,78	10,51	9,41	13,35	15,49
MgO	16,07	15,44	15,86	15,60	14,55	15,09	15,03	14,80	15,39	15,44	15,56
CaO	17,69	18,81	19,74	19,71	17,10	19,55	18,83	19,72	19,32	15,03	14,38
MnO	0,31	0,30	0,17	0,16	0,34	0,26	0,37	0,39	0,33	0,35	0,41
Cr2O3	0,07	0,00	0,15	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,21	0,21	0,23	0,25	0,20	0,27	0,20	0,32	0,16	0,18	0,13
Total	98,79	98,56	98,97	98,51	97,58	98,19	98,15	98,75	98,68	98,44	99,16
Si	1,944	1,921	1,918	1,927	1,937	1,919	1,936	1,945	1,929	1,873	1,939
Al	0,076	0,112	0,110	0,106	0,074	0,111	0,080	0,065	0,109	0,180	0,076
Ti	0,006	0,014	0,012	0,011	0,014	0,011	0,011	0,009	0,011	0,024	0,014
Fe	0,345	0,315	0,275	0,279	0,422	0,303	0,344	0,333	0,296	0,425	0,493
Mg	0,903	0,870	0,887	0,876	0,837	0,854	0,854	0,837	0,864	0,877	0,882
Ca	0,715	0,761	0,793	0,796	0,707	0,795	0,769	0,802	0,780	0,613	0,586
Mn	0,010	0,010	0,005	0,005	0,011	0,008	0,012	0,013	0,011	0,011	0,013
Cr	0,002	0,000	0,004	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,015	0,015	0,017	0,018	0,015	0,020	0,015	0,024	0,012	0,013	0,010
Total	4,018	4,017	4,021	4,018	4,019	4,024	4,021	4,026	4,011	4,019	4,013
% En	45,8	44,5	45,2	44,8	42,3	43,6	43,2	42,2	44,3	45,5	44,7
% Fs	18,0	16,6	14,3	14,5	21,9	15,9	18,0	17,4	15,7	22,7	25,6
% Wo	36,2	38,9	40,5	40,7	35,8	40,6	38,9	40,4	40,0	31,8	29,7
XFe	0,276	0,266	0,237	0,242	0,335	0,262	0,287	0,285	0,255	0,327	0,358
AlIV	0,056	0,079	0,082	0,073	0,063	0,081	0,064	0,055	0,071	0,127	0,061
AlVI	0,021	0,033	0,028	0,033	0,010	0,029	0,016	0,009	0,038	0,053	0,015
Ti+Cr	0,008	0,014	0,017	0,011	0,016	0,014	0,011	0,009	0,011	0,026	0,014
Na+Ca	0,730	0,777	0,810	0,814	0,722	0,815	0,784	0,825	0,791	0,627	0,596

Tableau 33 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC21 du Nicola Group.

Analyse	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22
Pyroxène	4			5	6	7			8	9	10			11		
Situation	b	←	c	c	c	b	←	c	c	c	b	←	c	c	⇒	b
SiO2	50,99	46,98	50,19	48,75	47,89	51,76	51,34	50,70	49,87	48,97	60,38	51,74	51,68	47,86	52,13	52,11
Al2O3	2,53	2,93	1,84	3,88	3,96	2,47	2,25	1,85	3,77	4,01	18,36	2,19	2,67	3,09	1,94	2,23
TiO2	0,49	0,00	0,65	0,96	0,88	0,40	0,38	0,49	0,69	0,74	0,18	0,42	0,37	0,56	0,33	0,30
FeO	10,88	16,56	13,45	11,32	14,00	8,84	8,51	16,11	11,54	12,13	6,40	9,78	9,04	19,45	8,96	7,81
MgO	15,23	8,72	14,37	14,56	12,37	15,93	16,15	13,43	14,54	13,55	2,50	15,74	15,80	9,52	16,55	16,51
CaO	18,89	19,60	16,67	18,23	18,27	19,38	19,39	15,37	18,45	18,80	5,91	19,15	19,50	18,47	18,71	19,86
MnO	0,21	1,15	0,21	0,34	0,32	0,18	0,23	0,48	0,22	0,29	0,41	0,35	0,23	0,61	0,31	0,16
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,15	0,07	0,01	0,02	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00	0,07	0,04	0,12	0,11
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,16	0,38	0,21	0,15	0,19	0,21	0,21	0,27	0,26	0,29	1,25	0,14	0,18	0,17	0,09	0,19
Total	99,38	96,32	97,59	98,34	97,95	99,18	98,48	98,74	99,37	98,83	95,39	99,51	99,54	99,77	99,14	99,28
Si	1,917	1,900	1,936	1,862	1,861	1,932	1,930	1,949	1,882	1,869	2,125	1,933	1,925	1,877	1,944	1,936
Al	0,112	0,140	0,084	0,175	0,181	0,109	0,100	0,084	0,168	0,180	0,762	0,096	0,117	0,143	0,085	0,098
Ti	0,014	0,000	0,019	0,028	0,026	0,011	0,011	0,014	0,020	0,021	0,005	0,012	0,010	0,017	0,009	0,008
Fe	0,342	0,560	0,434	0,362	0,455	0,276	0,268	0,518	0,364	0,387	0,188	0,306	0,282	0,638	0,279	0,243
Mg	0,854	0,526	0,826	0,829	0,717	0,886	0,905	0,770	0,818	0,771	0,131	0,877	0,877	0,557	0,920	0,914
Ca	0,761	0,850	0,689	0,746	0,761	0,775	0,781	0,633	0,746	0,769	0,223	0,767	0,778	0,776	0,748	0,791
Mn	0,007	0,039	0,007	0,011	0,011	0,006	0,007	0,016	0,007	0,009	0,012	0,011	0,007	0,020	0,010	0,005
Cr	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,004	0,003
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,012	0,030	0,016	0,011	0,014	0,015	0,015	0,020	0,019	0,021	0,085	0,010	0,013	0,013	0,007	0,014
Total	4,019	4,045	4,011	4,027	4,028	4,010	4,017	4,004	4,024	4,030	3,532	4,012	4,012	4,041	4,006	4,012
% En	43,5	26,6	42,2	42,6	36,9	45,6	46,2	39,7	42,3	39,8	23,6	44,7	45,1	28,0	47,0	46,8
% Fs	17,8	30,4	22,5	19,1	24,0	14,5	14,0	27,6	19,2	20,5	36,2	16,2	14,9	33,1	14,8	12,7
% Wo	38,8	43,0	35,2	38,3	39,2	39,9	39,8	32,7	38,6	39,7	40,2	39,1	40,0	39,0	38,2	40,5
XFe	0,286	0,516	0,344	0,304	0,388	0,237	0,228	0,402	0,308	0,334	0,590	0,258	0,243	0,534	0,233	0,210
(*Al*)	0,083	0,100	0,064	0,138	0,139	0,068	0,070	0,051	0,118	0,131	0,000	0,067	0,075	0,123	0,056	0,064
AlIV	0,083	0,100	0,064	0,138	0,139	0,068	0,070	0,051	0,118	0,131	0,000	0,067	0,075	0,123	0,056	0,064
AlVI	0,029	0,040	0,020	0,036	0,043	0,040	0,030	0,033	0,049	0,049	0,762	0,030	0,042	0,020	0,029	0,034
Ti+Cr	0,014	0,000	0,019	0,032	0,028	0,012	0,011	0,015	0,020	0,023	0,005	0,012	0,012	0,018	0,013	0,012
Na+Ca	0,773	0,879	0,705	0,757	0,775	0,790	0,796	0,653	0,765	0,790	0,308	0,777	0,791	0,789	0,754	0,804

Tableau 34 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC22 du Nicola Group.

Analyse	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22	CC22
Pyroxène	12				13	14			15		16	17	18	19		
Situation	b	←	←	c	c	c	⇒	b	c	b	c	c	c	b	←	c
SiO2	51,71	51,40	51,59	49,56	49,13	51,41	51,89	51,50	48,63	51,00	49,52	49,71	48,69	51,96	52,19	50,66
Al2O3	2,99	2,86	3,00	3,85	3,68	2,49	2,30	2,32	4,48	1,49	4,01	3,66	3,95	2,41	2,49	2,02
TiO2	0,42	0,31	0,45	0,65	0,74	0,48	0,38	0,34	0,87	0,57	0,65	0,74	0,99	0,45	0,38	0,56
FeO	7,28	6,90	7,33	10,01	13,16	9,17	10,69	9,80	12,17	15,39	10,18	11,79	13,69	9,01	8,78	13,60
MgO	16,06	15,77	15,73	14,72	14,02	15,68	15,54	15,10	14,10	14,16	15,53	14,18	14,14	15,68	16,08	14,35
CaO	21,03	20,92	20,78	19,49	17,54	19,57	18,69	19,96	18,50	15,91	18,74	18,39	16,59	19,25	19,49	17,20
MnO	0,17	0,05	0,14	0,32	0,28	0,32	0,31	0,26	0,31	0,43	0,25	0,35	0,45	0,25	0,19	0,38
Cr2O3	0,21	0,41	0,21	0,04	0,03	0,11	0,01	0,03	0,03	0,00	0,12	0,05	0,00	0,29	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,16	0,20	0,08	0,17	0,25	0,28	0,20	0,21	0,22	0,18	0,21	0,26	0,23	0,28	0,27	0,18
Total	100,03	98,82	99,31	98,81	98,83	99,51	100,01	99,52	99,31	99,13	99,21	99,13	98,73	99,58	99,87	98,95
Si	1,910	1,919	1,917	1,875	1,876	1,920	1,934	1,929	1,846	1,948	1,864	1,884	1,864	1,934	1,933	1,931
Al	0,130	0,126	0,131	0,172	0,166	0,110	0,101	0,102	0,201	0,067	0,178	0,163	0,178	0,106	0,109	0,091
Ti	0,012	0,009	0,013	0,018	0,021	0,013	0,011	0,010	0,025	0,016	0,018	0,021	0,028	0,013	0,011	0,016
Fe	0,225	0,215	0,228	0,317	0,420	0,286	0,333	0,307	0,386	0,492	0,320	0,374	0,438	0,280	0,272	0,434
Mg	0,884	0,878	0,871	0,830	0,798	0,873	0,863	0,843	0,798	0,806	0,871	0,801	0,807	0,870	0,888	0,815
Ca	0,832	0,837	0,827	0,790	0,718	0,783	0,746	0,801	0,753	0,651	0,756	0,747	0,680	0,768	0,774	0,702
Mn	0,005	0,002	0,004	0,010	0,009	0,010	0,010	0,008	0,010	0,014	0,008	0,011	0,015	0,008	0,006	0,012
Cr	0,006	0,012	0,006	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,009	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,011	0,014	0,006	0,012	0,019	0,020	0,014	0,015	0,016	0,013	0,015	0,019	0,017	0,020	0,019	0,013
Total	4,016	4,011	4,004	4,026	4,028	4,020	4,012	4,017	4,036	4,008	4,035	4,022	4,027	4,007	4,011	4,014
% En	45,4	45,4	45,1	42,6	41,0	44,7	44,2	43,0	41,0	41,1	44,6	41,4	41,6	45,2	45,8	41,5
% Fs	11,8	11,2	12,0	16,8	22,1	15,2	17,6	16,1	20,4	25,8	16,8	19,9	23,3	15,0	14,3	22,7
% Wo	42,8	43,3	42,8	40,6	36,9	40,1	38,2	40,9	38,7	33,2	38,6	38,6	35,1	39,9	39,9	35,8
XFe	0,203	0,197	0,207	0,276	0,345	0,247	0,278	0,267	0,326	0,379	0,269	0,318	0,352	0,244	0,234	0,347
(*Al*)	0,090	0,081	0,083	0,125	0,124	0,080	0,066	0,071	0,154	0,052	0,136	0,116	0,136	0,066	0,067	0,069
AlIV	0,090	0,081	0,083	0,125	0,124	0,080	0,066	0,071	0,154	0,052	0,136	0,116	0,136	0,066	0,067	0,069
AlVI	0,040	0,044	0,049	0,047	0,042	0,030	0,035	0,032	0,047	0,015	0,042	0,047	0,042	0,039	0,042	0,022
Ti+Cr	0,018	0,021	0,019	0,020	0,022	0,017	0,011	0,010	0,026	0,016	0,022	0,023	0,028	0,021	0,011	0,016
Na+Ca	0,844	0,851	0,833	0,803	0,736	0,804	0,761	0,816	0,769	0,665	0,771	0,766	0,697	0,788	0,793	0,716

Tableau 35 : Analyses et formules des clinopyroxènes du basalte CC22 du Nicola Group.



Analyse Pyroxène Situation	CC44 1 b	CC44 ←	CC44 c	CC44 2 b	CC44 ←	CC44 ←	CC44 c	CC44 3 b	CC44 ←	CC44 c
SiO2	51,11	50,36	50,31	49,15	50,70	49,34	46,51	50,89	51,19	50,44
Al2O3	2,56	2,75	2,90	4,71	2,47	3,25	6,75	2,81	2,15	3,24
TiO2	0,42	0,41	0,48	0,95	0,50	0,63	1,00	0,38	0,26	0,47
FeO	8,23	8,39	8,08	8,54	7,03	7,92	9,34	7,62	7,19	7,11
MgO	13,92	13,64	13,90	12,87	14,08	13,43	11,80	13,98	14,64	14,72
CaO	22,05	22,68	21,69	22,27	22,86	22,75	22,83	22,22	22,16	21,69
MnO	0,36	0,41	0,59	0,31	0,29	0,34	0,23	0,51	0,36	0,44
Cr2O3	0,02	0,08	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,46	0,26	0,40	0,50	0,40	0,43	0,38	0,43	0,38	0,44
Total	99,13	98,98	98,37	99,30	98,33	98,15	98,84	98,84	98,41	98,55
Si	1,924	1,906	1,909	1,855	1,919	1,884	1,779	1,918	1,933	1,900
Al	0,114	0,123	0,130	0,210	0,110	0,146	0,304	0,125	0,096	0,144
Ti	0,012	0,012	0,014	0,027	0,014	0,018	0,029	0,011	0,007	0,013
Fe	0,259	0,266	0,256	0,270	0,223	0,253	0,299	0,240	0,227	0,224
Mg	0,781	0,769	0,786	0,724	0,794	0,764	0,673	0,785	0,824	0,827
Ca	0,889	0,920	0,882	0,901	0,927	0,931	0,936	0,897	0,896	0,876
Mn	0,011	0,013	0,019	0,010	0,009	0,011	0,007	0,016	0,012	0,014
Cr	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,034	0,019	0,029	0,037	0,029	0,032	0,028	0,031	0,028	0,032
Total	4,024	4,030	4,027	4,032	4,026	4,040	4,054	4,024	4,025	4,030
% En	40,2	39,1	40,5	38,0	40,7	39,0	35,1	40,5	42,1	42,6
% Fs	13,9	14,2	14,2	14,7	11,9	13,5	16,0	13,2	12,2	12,3
% Wo	45,8	46,7	45,4	47,3	47,5	47,5	48,9	46,3	45,8	45,1
XFe	0,249	0,257	0,246	0,271	0,219	0,249	0,308	0,234	0,216	0,213
AlIV	0,076	0,094	0,091	0,145	0,081	0,116	0,221	0,082	0,067	0,100
AlVI	0,037	0,029	0,039	0,064	0,029	0,030	0,083	0,043	0,028	0,044
Ti+Cr	0,012	0,014	0,014	0,027	0,014	0,020	0,029	0,011	0,010	0,013
Na+Ca	0,923	0,939	0,911	0,937	0,957	0,962	0,964	0,929	0,924	0,908

Tableau 36 : Analyses et formules des clinopyroxènes de la dolérite CC44 du Nicola Group.

Analyse Plagioclase Situation	1	5	8	9	24	27	28
SiO2	68,33	56,53	65,93	52,84	48,36	53,04	47,53
Al2O3	20,55	25,63	19,95	26,74	30,02	26,88	33,60
FeO	0,07	0,19	0,09	0,34	1,53	0,31	1,91
CaO	1,02	8,07	0,17	8,99	5,95	9,06	0,08
Na2O	10,85	6,34	11,23	5,85	1,25	5,88	0,46
K2O	0,09	0,45	0,03	0,24	5,32	0,31	10,25
Total	100,91	97,20	97,39	95,01	92,43	95,47	93,82
Si	2,959	2,605	2,958	2,506	2,387	2,504	2,331
Al	1,049	1,392	1,055	1,495	1,746	1,496	1,942
Fe2+	0,002	0,007	0,003	0,014	0,063	0,012	0,078
Ca	0,047	0,399	0,008	0,457	0,315	0,458	0,004
Na	0,911	0,566	0,977	0,538	0,119	0,538	0,044
K	0,005	0,026	0,002	0,014	0,336	0,018	0,643
Total	4,975	4,995	5,004	5,023	4,967	5,027	5,042
% Or	0,54	2,65	0,19	1,42	43,62	1,82	93,07
% Ab	94,55	57,13	98,99	53,32	15,50	53,03	6,35
% An	4,91	40,22	0,81	45,26	40,88	45,15	0,58
Si+Al	4,008	3,997	4,013	4,000	4,134	4,000	4,273
Ca+Na+K	0,964	0,991	0,987	1,010	0,770	1,015	0,691

Tableau 37 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD10a de la formation Black Dyke.

Analyse Plagioclase Situation	57	58	59
SiO2	53,96	63,18	70,30
Al2O3	27,21	18,86	21,15
FeO	0,32	0,02	0,00
CaO	9,87	0,00	0,35
Na2O	5,79	0,23	10,55
K2O	0,25	15,96	0,38
Total	97,40	98,23	102,73
Si	2,500	2,971	2,978
Al	1,486	1,045	1,056
Fe2+	0,012	0,001	0,000
Ca	0,490	0,000	0,016
Na	0,520	0,021	0,866
K	0,015	0,959	0,020
Total	5,024	4,997	4,937
% Or	1,45	97,85	2,27
% Ab	50,74	2,15	95,97
% An	47,81	0,00	1,76
Si+Al	3,987	4,016	4,034
Ca+Na+K	1,025	0,980	0,903

Tableau 38 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD10b de la formation Black Dyke.

Analyse Plagioclase Situation	1	2	3	4	5	9	10	11	12	13	14	17	18	19
	b	b	b	c	b	b	b	c	c	c	c	c	c	b
SiO2	50,25	50,07	51,31	50,57	50,55	51,28	51,18	50,44	49,95	64,96	65,05	50,83	49,63	48,11
Al2O3	28,96	28,70	28,52	28,84	28,63	28,53	28,61	28,54	28,15	21,39	21,45	28,43	28,81	29,89
FeO	1,15	1,07	1,06	1,10	1,09	1,00	1,04	1,13	1,08	0,06	0,06	1,09	1,23	1,11
CaO	13,56	13,81	13,35	13,36	13,70	13,36	13,34	13,23	13,01	2,80	2,77	13,25	13,68	14,73
Na2O	3,39	3,40	3,45	3,58	3,47	3,70	3,58	3,80	3,68	9,75	9,68	3,82	3,54	2,73
K2O	0,28	0,28	0,32	0,28	0,29	0,27	0,31	0,27	0,29	0,11	0,11	0,33	0,29	0,21
Total	97,60	97,33	98,01	97,73	97,72	98,14	98,05	97,41	96,17	99,06	99,11	97,74	97,19	96,79
Si	2,356	2,356	2,389	2,366	2,367	2,386	2,384	2,369	2,375	2,882	2,883	2,379	2,342	2,283
Al	1,600	1,591	1,566	1,590	1,580	1,565	1,570	1,580	1,577	1,118	1,121	1,568	1,603	1,672
Fe2+	0,045	0,042	0,041	0,043	0,043	0,039	0,041	0,044	0,043	0,002	0,002	0,043	0,049	0,044
Ca	0,681	0,696	0,666	0,670	0,687	0,666	0,666	0,666	0,663	0,133	0,132	0,664	0,692	0,749
Na	0,308	0,310	0,312	0,325	0,315	0,334	0,323	0,346	0,339	0,839	0,832	0,347	0,324	0,251
K	0,017	0,017	0,019	0,017	0,017	0,016	0,018	0,016	0,018	0,006	0,006	0,019	0,018	0,013
Total	5,007	5,012	4,993	5,010	5,009	5,006	5,002	5,022	5,015	4,981	4,975	5,020	5,027	5,013
% Or	1,69	1,63	1,89	1,64	1,69	1,59	1,81	1,58	1,75	0,61	0,63	1,89	1,72	1,27
% Ab	30,59	30,29	31,28	32,14	30,89	32,86	32,11	33,64	33,27	85,77	85,80	33,64	31,35	24,80
% An	67,72	68,07	66,83	66,22	67,42	65,55	66,08	64,78	64,98	13,62	13,57	64,47	66,93	73,93
Si+Al	3,956	3,947	3,955	3,956	3,947	3,951	3,954	3,949	3,952	4,001	4,004	3,947	3,945	3,955
Ca+Na+K	1,006	1,023	0,997	1,011	1,019	1,016	1,007	1,028	1,020	0,978	0,969	1,030	1,034	1,013

Tableau 39 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD15 de la formation Black Dyke.

Analyse Plagioclase Situation	20	21	22	23	24	25	26	27	28	32	33	Analyse Plagioclase Situation	81
	b	c	c	b	b	c	c	c	b	c	b		c
SiO2	50,84	49,63	49,26	48,62	50,24	49,85	48,99	47,84	49,51	48,81	49,82	SiO2	51,18
Al2O3	28,40	28,75	29,02	29,41	28,63	28,70	28,86	28,54	28,79	29,02	28,29	Al2O3	27,35
FeO	1,07	1,06	1,17	1,03	1,12	1,25	1,13	1,34	1,24	1,15	1,15	FeO	1,12
CaO	13,40	13,63	13,91	13,75	13,42	13,45	13,27	13,55	13,18	13,76	13,06	CaO	12,59
Na2O	3,54	3,42	3,35	3,45	3,68	3,39	3,53	3,45	3,61	3,43	3,76	Na2O	3,94
K2O	0,32	0,30	0,28	0,27	0,31	0,35	0,33	0,30	0,31	0,28	0,32	K2O	0,44
Total	97,57	96,79	96,99	96,53	97,40	97,00	96,10	95,02	96,64	96,45	96,40	Total	96,61
Si	2,382	2,348	2,330	2,310	2,362	2,354	2,336	2,315	2,347	2,322	2,366	Si	2,419
Al	1,568	1,603	1,618	1,647	1,587	1,598	1,622	1,628	1,608	1,628	1,583	Al	1,524
Fe2+	0,042	0,042	0,046	0,041	0,044	0,049	0,045	0,054	0,049	0,046	0,046	Fe2+	0,044
Ca	0,673	0,691	0,705	0,700	0,676	0,680	0,678	0,702	0,670	0,702	0,665	Ca	0,638
Na	0,322	0,314	0,307	0,318	0,336	0,311	0,326	0,324	0,331	0,316	0,346	Na	0,361
K	0,019	0,018	0,017	0,017	0,018	0,021	0,020	0,018	0,019	0,017	0,019	K	0,026
Total	5,005	5,016	5,023	5,033	5,022	5,013	5,026	5,042	5,024	5,030	5,025	Total	5,013
% Or	1,89	1,77	1,67	1,60	1,79	2,10	1,94	1,77	1,83	1,63	1,89	% Or	2,58
% Ab	31,73	30,66	29,86	30,74	32,58	30,69	31,86	30,99	32,50	30,54	33,62	% Ab	35,24
% An	66,38	67,57	68,48	67,65	65,64	67,20	66,20	67,25	65,67	67,83	64,49	% An	62,19
Si+Al	3,950	3,951	3,948	3,958	3,948	3,951	3,957	3,943	3,955	3,950	3,949	Si+Al	3,943
Ca+Na+K	1,013	1,023	1,029	1,035	1,030	1,013	1,024	1,044	1,020	1,035	1,030	Ca+Na+K	1,025

Tableau 40 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD15 de la formation Black Dyke.

Tableau 41 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD16 de la formation Black Dyke

Analyse	1	2	3	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Minéral	1			2		3			4												
Situation	c	⇒	b	c	b	c	⇒	b	c	⇒	⇒	b	c	c	c	c	⇒	b	c	⇒	b
SiO2	52,89	53,38	52,83	53,61	54,52	53,88	52,56	51,91	51,26	52,20	52,92	52,51	52,30	51,43	52,58	52,69	54,11	53,44	51,76	53,01	53,68
Al2O3	28,51	28,54	28,54	28,01	28,07	28,07	28,39	29,18	28,95	28,31	27,87	28,41	28,23	28,60	28,52	28,22	27,95	28,97	28,56	28,72	27,73
FeO	1,04	1,17	1,20	0,99	1,39	0,95	1,12	1,14	1,07	1,15	1,49	1,16	1,20	1,23	1,09	0,98	1,08	1,01	1,06	1,02	1,36
CaO	12,89	12,77	12,91	12,49	11,86	12,83	12,86	13,48	13,41	13,26	12,72	12,93	12,47	13,01	13,35	13,14	12,24	12,50	13,25	12,72	12,13
Na2O	3,79	4,03	4,00	4,41	4,26	4,02	3,68	3,77	3,55	3,84	3,91	3,83	3,82	3,69	3,58	3,76	4,37	4,09	3,66	3,80	4,12
K2O	0,33	0,31	0,32	0,39	0,35	0,33	0,36	0,24	0,33	0,35	0,32	0,29	0,34	0,27	0,32	0,31	0,37	0,32	0,26	0,34	0,34
Total	99,5	100,2	99,8	99,9	100,5	100,1	99,0	99,7	98,6	99,1	99,2	99,1	98,4	98,2	99,4	99,1	100,1	100,3	98,6	99,6	99,4
Si	2,421	2,427	2,415	2,444	2,466	2,449	2,419	2,378	2,376	2,406	2,433	2,415	2,421	2,390	2,411	2,422	2,458	2,422	2,396	2,421	2,458
Al	1,538	1,529	1,537	1,505	1,496	1,504	1,540	1,576	1,581	1,538	1,510	1,540	1,541	1,567	1,541	1,529	1,496	1,548	1,558	1,546	1,496
Fe2+	0,040	0,044	0,046	0,038	0,053	0,036	0,043	0,044	0,041	0,044	0,057	0,045	0,046	0,048	0,042	0,038	0,041	0,038	0,041	0,039	0,052
Ca	0,632	0,622	0,632	0,610	0,575	0,625	0,634	0,662	0,666	0,655	0,627	0,637	0,619	0,648	0,656	0,647	0,596	0,607	0,657	0,622	0,595
Na	0,336	0,355	0,354	0,390	0,374	0,354	0,328	0,335	0,319	0,343	0,349	0,341	0,343	0,333	0,318	0,335	0,385	0,359	0,329	0,336	0,366
K	0,019	0,018	0,019	0,023	0,020	0,019	0,021	0,014	0,020	0,021	0,019	0,017	0,020	0,016	0,019	0,018	0,021	0,019	0,015	0,020	0,020
Total	4,987	4,995	5,003	5,010	4,983	4,986	4,986	5,008	5,003	5,007	4,995	4,995	4,990	5,001	4,987	4,990	4,997	4,993	4,997	4,984	4,987
% Ab	34,05	35,69	35,26	38,12	38,57	35,49	33,38	33,14	31,76	33,69	35,07	34,30	34,93	33,37	32,06	33,49	38,41	36,49	32,82	34,38	37,29
% An	64,00	62,50	62,88	59,66	59,34	62,59	64,46	65,47	66,29	64,29	63,04	63,99	63,02	65,02	66,06	64,68	59,45	61,63	65,65	63,59	60,68
% Or	1,95	1,81	1,86	2,22	2,09	1,92	2,15	1,39	1,95	2,02	1,89	1,71	2,05	1,61	1,89	1,82	2,14	1,88	1,54	2,03	2,03
Si+Al	3,960	3,956	3,952	3,949	3,962	3,952	3,959	3,954	3,957	3,944	3,944	3,954	3,962	3,957	3,952	3,951	3,954	3,970	3,954	3,967	3,954
Ca+Na+K	0,988	0,995	1,005	1,023	0,969	0,998	0,984	1,011	1,004	1,019	0,994	0,996	0,982	0,996	0,993	1,001	1,002	0,985	1,001	0,979	0,981

Tableau 42 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD23 de la formation Black Dyke.

Analyse	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
Minéral	10			11				12		13		14		15	16		17		44
Situation	c	⇒	⇒	b	c	⇒	b	c	b	c	b	b	c	c	c	b	c	⇒	b
SiO2	52,83	52,69	53,19	53,36	52,77	51,56	52,58	51,79	52,66	51,34	50,79	51,03	52,67	52,34	52,71	51,99	50,82	52,71	51,51
Al2O3	28,65	28,83	28,45	28,67	28,42	29,15	28,89	28,72	28,47	29,31	29,04	28,84	27,99	28,30	28,75	28,26	28,00	27,89	28,94
FeO	1,09	1,15	0,96	1,26	1,14	1,31	1,06	0,98	1,16	1,26	1,32	1,01	1,23	1,12	1,23	1,21	1,09	1,07	1,13
CaO	12,88	13,07	12,65	12,81	13,03	13,51	13,36	13,06	12,57	13,49	13,83	14,11	12,72	12,62	13,16	13,43	13,19	12,89	13,78
Na2O	3,69	3,86	4,08	3,95	3,78	3,48	3,78	3,75	3,93	3,54	3,50	3,32	3,94	3,81	3,72	3,61	3,59	3,91	3,32
K2O	0,36	0,37	0,31	0,30	0,31	0,25	0,25	0,33	0,34	0,28	0,24	0,25	0,33	0,35	0,27	0,32	0,28	0,34	0,27
Total	99,50	99,97	99,64	100,35	99,45	99,26	99,92	98,63	99,13	99,22	98,72	98,56	98,88	98,54	99,84	98,82	96,97	98,81	98,95
Si	2,417	2,405	2,429	2,423	2,418	2,374	2,400	2,395	2,419	2,366	2,357	2,368	2,428	2,419	2,407	2,403	2,394	2,431	2,378
Al	1,545	1,551	1,531	1,534	1,535	1,582	1,554	1,565	1,542	1,592	1,588	1,577	1,521	1,542	1,548	1,540	1,554	1,516	1,575
Fe2+	0,042	0,044	0,037	0,048	0,044	0,050	0,040	0,038	0,045	0,049	0,051	0,039	0,047	0,043	0,047	0,047	0,043	0,041	0,044
Ca	0,631	0,639	0,619	0,623	0,640	0,666	0,653	0,647	0,619	0,666	0,688	0,702	0,628	0,625	0,644	0,665	0,666	0,637	0,682
Na	0,327	0,342	0,361	0,348	0,336	0,311	0,335	0,336	0,350	0,316	0,315	0,299	0,352	0,341	0,329	0,324	0,328	0,350	0,297
K	0,021	0,022	0,018	0,017	0,018	0,015	0,015	0,020	0,020	0,016	0,014	0,015	0,019	0,021	0,016	0,019	0,017	0,020	0,016
Total	4,984	5,002	4,995	4,993	4,991	4,998	4,997	5,001	4,995	5,005	5,013	5,000	4,997	4,991	4,991	4,998	5,001	4,996	4,991
% Ab	33,41	34,08	36,19	35,18	33,80	31,32	33,37	33,53	35,40	31,67	30,97	29,43	35,22	34,59	33,30	32,11	32,45	34,73	29,88
% An	64,44	63,77	62,00	63,05	64,38	67,19	65,18	64,53	62,58	66,68	67,63	69,11	62,83	63,31	65,10	66,01	65,88	63,28	68,52
% Or	2,15	2,15	1,81	1,76	1,83	1,48	1,46	1,95	2,02	1,65	1,40	1,46	1,95	2,10	1,59	1,88	1,67	1,99	1,60
Si+Al	3,963	3,955	3,960	3,957	3,954	3,956	3,954	3,960	3,961	3,957	3,945	3,946	3,949	3,961	3,955	3,943	3,948	3,947	3,953
Ca+Na+K	0,980	1,002	0,998	0,988	0,994	0,992	1,003	1,003	0,989	0,999	1,017	1,015	1,000	0,987	0,989	1,008	1,010	1,007	0,995

Tableau 43 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD23 de la formation Black Dyke.



Analyse Plagioclase Situation	47 b	50 c	51 b	52 b	53 b	54 b
SiO2	71,71	43,63	43,30	43,55	43,75	43,87
Al2O3	20,48	21,76	22,68	21,55	21,64	22,40
FeO	0,14	2,25	1,51	2,51	2,23	1,52
CaO	0,71	25,45	25,54	25,37	25,11	25,96
Na2O	9,96	0,04	0,02	0,03	0,10	0,00
K2O	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	103,13	93,14	93,04	93,02	92,83	93,75
Si	3,015	2,253	2,230	2,255	2,264	2,244
Al	1,015	1,325	1,377	1,315	1,320	1,350
Fe2+	0,005	0,097	0,065	0,109	0,096	0,065
Ca	0,032	1,408	1,409	1,407	1,392	1,423
Na	0,812	0,004	0,002	0,003	0,010	0,000
K	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,886	5,087	5,083	5,089	5,082	5,081
% Or	0,82	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
% Ab	95,43	0,27	0,16	0,22	0,73	0,00
% An	3,75	99,73	99,84	99,75	99,27	100,00
Si+Al	4,031	3,578	3,606	3,570	3,583	3,594
Ca+Na+K	0,851	1,412	1,412	1,411	1,402	1,423

Tableau 44 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD33 de la formation Black Dyke.

Analyse Minéral Situation	30 1 c
SiO2	69,25
Al2O3	20,32
FeO	0,00
CaO	0,33
Na2O	10,39
K2O	0,08
Total	100,37
Si	2,996
Al	1,036
Fe2+	0,000
Ca	0,015
Na	0,872
K	0,004
Total	4,924
% Ab	97,79
% An	1,72
% Or	0,50
Si+Al	4,032
Ca+Na+K	0,891

Tableau 45 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD42 de la formation Black Dyke.

Analyse Plagioclase Situation	106 1 b	107 b	108 b	109 2	110	111	112	113	114	115	116 3 c
SiO2	69,40	66,29	68,50	66,33	68,41	68,40	68,04	66,98	66,85	68,14	67,92
Al2O3	20,53	20,00	20,04	20,24	20,05	19,98	19,66	19,58	19,55	19,75	19,80
FeO	0,09	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,15	0,06	0,02	0,00
CaO	0,31	0,32	0,20	0,51	0,37	0,41	0,27	0,40	0,58	0,37	0,23
Na2O	5,84	5,01	5,17	4,91	4,75	5,57	5,23	6,51	6,96	5,90	5,36
K2O	0,11	0,10	0,10	0,15	0,10	0,08	0,06	0,13	0,10	0,07	0,14
Total	96,28	91,72	94,01	92,14	93,76	94,49	93,26	93,75	94,10	94,25	93,45
Si	3,063	3,062	3,083	3,052	3,085	3,073	3,089	3,053	3,043	3,073	3,081
Al	1,068	1,089	1,063	1,098	1,066	1,058	1,052	1,052	1,049	1,050	1,059
Fe2+	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,006	0,002	0,001	0,000
Ca	0,015	0,016	0,010	0,025	0,018	0,020	0,013	0,020	0,028	0,018	0,011
Na	0,500	0,449	0,451	0,438	0,415	0,485	0,460	0,575	0,614	0,516	0,471
K	0,006	0,006	0,006	0,009	0,006	0,005	0,003	0,008	0,006	0,004	0,008
Total	4,656	4,621	4,613	4,622	4,593	4,643	4,617	4,713	4,743	4,662	4,630
% Ab	95,99	95,38	96,70	92,80	94,61	95,22	96,52	95,50	94,74	95,93	96,07
% An	2,82	3,37	2,07	5,33	4,07	3,87	2,75	3,24	4,36	3,32	2,28
% Or	1,19	1,26	1,23	1,87	1,31	0,90	0,73	1,26	0,90	0,75	1,65
Si+Al	4,132	4,151	4,147	4,150	4,151	4,131	4,140	4,105	4,092	4,123	4,139
Ca+Na+K	0,521	0,470	0,467	0,472	0,439	0,510	0,477	0,602	0,648	0,538	0,491

Tableau 46 : Analyses et formules structurales des plagioclases du basalte BD58 de la formation Black Dyke.

**Les séquences magmatiques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias du Nevada (États-Unis d'Amérique) et de Colombie britannique (Canada) : structure, pétrologie et géochimie. Implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines et les processus d'accrétion continentale.**

Olivier BLEIN

1996

Le continent nord-américain présente sur sa bordure Pacifique un domaine constitué par l'accrétion du Paléozoïque supérieur au Cénozoïque de fragments lithosphériques : les Cordillères nord-américaines. Ces fragments lithosphériques sont caractérisés par des séquences volcaniques d'arc ou de bassin océanique. Les séquences volcaniques d'arc du Paléozoïque supérieur et du Trias ont longtemps été considérées comme un seul arc.

Depuis une dizaine d'années, des équipes françaises ont montré que les séquences d'arc du Paléozoïque et du Trias des Klamath orientales et de Sierra Nevada (Californie du Nord) étaient établies respectivement sur une lithosphère océanique et un bloc continental. Dans le Nevada occidental, les séquences d'arc du Paléozoïque supérieur affleurent dans deux régions distinctes : Black Rock Desert et Excelsior Mountains.

Dans le Black Rock Desert, la séquence permo-triasique de Bilk Creek ressemble en tout point à celle des Klamath orientales et des Blue Mountains. Il s'agit d'un magmatisme d'arc permo-triasique continu, reposant sur des calcaires permien inférieurs à affinité téthysienne. Ce magmatisme dériverait d'une source mantellique de type-MORB.

Dans les Excelsior Mountains, la formation Black Dyke est constituée de laves et de pyroclastites recouvertes en concordance par des turbidites volcanoclastiques. Cette activité volcanique se produit au Permien inférieur autour de 276 Ma. Ce magmatisme d'arc présente de nombreuses similitudes avec celui de Sierra Nevada. Dans les deux cas, il s'agit d'un magmatisme exclusivement Permien, caractérisé par : (i) des roches volcaniques calco-alcalines; et (ii) de faibles valeurs d' $\epsilon\text{Nd}_{(T=275\text{Ma})}$  comprises entre -11 et +5,5. Cet arc est séparé du continent nord-américain par un domaine océanique, le bassin de Golconda. En Sierra Nevada, cet arc paléozoïque est établi sur une séquence sédimentaire du Paléozoïque inférieur tectonisée.

Les faibles valeurs de l' $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  des roches magmatiques de Sierra Nevada et des Excelsior Mountains suggèrent que les magmas dérivent d'une source mantellique, contaminée par une vieille croûte continentale, probablement protérozoïque. Ces magmas subissent au cours de leur remontée et leur stockage dans des chambres des assimilations de matériel crustal lors de leur fractionnement et de leur cristallisation.

Le Paléozoïque supérieur volcanique et sédimentaire d'arc de Sierra Nevada et des Excelsior Mountains est plissé, puis recouvert en discordance par des sédiments respectivement du Trias ou du Jurassique. Ces déformations et cette discordance sont liées à la phase orogénique Sonoma, induite par la collision de cet arc avec la marge nord-américaine.

Après l'accrétion de cet arc, un magmatisme calco-alcalin à shoshonitique se développe au Trias en bordure du craton. Sa diversité reflète vraisemblablement des variations dans la nature et l'épaisseur de la croûte qui forme la marge occidentale cratonique américaine et sur laquelle s'édifie cet arc de type andin.

**Mots-clés :** Arc insulaire, Magmatisme, Calco-alcalin, Contamination crustale, Paléozoïque, Trias, Accrétion, Cordillères nord-américaines.