Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux: application au Ghana

Virginie Harcouët

▶ **To cite this version:**

Virginie Harcouët. Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux: application au Ghana. Géophysique [physics.geo-ph]. Institut de physique du globe de paris - IPGP, 2005. Français. NNT : . tel-00010834

HAL Id: tel-00010834
https://theses.hal.science/tel-00010834

Submitted on 4 Nov 2005

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 de doctorat de l'Institut de Physique du Globe de Paris

Spécialité : **Géophysique interne**

présentée par

Virginie HARCOUËT

pour l'obtention du titre de

Docteur d'Université

Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux : Application au Ghana

---

Thèse soutenue publiquement le 20 Mai 2005 devant un jury composé de :

Vincent Courtillot	Président du jury
Jean Braun	Rapporteur
Alan Thompson	Rapporteur
Jean-Pierre Milesi	Examinateur
Alain Bonneville	Directeur de thèse
Laurent Guillou-Frottier	co-Directeur de thèse

Thèse préparée au Laboratoire de Géosciences Marines
Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05
et
à l'Unité de Métallogénie et Synthèses du Service des Ressources Minérales
BRGM, Avenue Claude-Guillemin, 45000 Orléans

Remerciements

Cette thèse est le résultat d'une collaboration entre le BRGM à Orléans et l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Elle a été réalisée au service de ressources minérales du BRGM et au laboratoire de géosciences marines de l'IPGP, aussi, je remercie les membres de ces deux équipes pour leur accueil chaleureux.

L'ABC pour vous remercier :
Alain et Laurent de m'avoir confié ce sujet de thèse original et passionnant
Bruno, pour avoir partagé mes cascades et mon bureau !
Claudia et Valérie, merci pour votre accueil et pour cette descente de Loire unique !
Denis, la fusion des roches ? ? ? Facile !
Emmanuel, merci pour ton vélo, ta selle et ton cadenas... Et bon Ap'
Francis, un merci particulier pour tes conseils et ta bonne humeur !
Gilles, merci pour ces discussions à thème enflammées... (Vive la Suisse !)
Hep ! Orléans pas si mal finalement ! merci à Adrien, Renan,Claire, Stéph, Olivier...
Impossible d'oublier Chantal, Martine et Marie-Françoise, pour leur gentillesse et efficacité
Jean-Pierre, Jean-Luc, Jean-Louis, Jean-Marc, Jean-Claude et J'en oublie, merci pour votre aide et vos conseils précieux
J(bis) Jérôme, Vous connaissez l'histoire de la Finlandaise ? ? ?[1], merci pour ces mois de cohabitation ...intéressante !
Katia et Benoît, qui ont fait rimer voisins avec copains et Etchopiens...
Laurent (plombier-râleur), gracias pour les conseils et réparations en tout genre
Manue et Claire, merci d'être venue me soutenir le jour J...
Nico, merci pour le soleil que tu m'as apporté pendant ces 3 années
Oh et puis merci Marc, Antonin, Finsaoul, Jean-François (ou -Paul) et Rémy
Papa et maman, merci pour m'avoir toujours encouragée
Qui j'ai oublié ? Albert, merci de m'avoir fait découvrir les joies de l'échantillonnage
Rémy, Maud et Seb, merci pour cette fine équipe formée à l'EOST
Spécial merci à Gérard Bienfait pour avoir consacré de son temps à mes échantillons
Thierry, merci pour l'accueil dans cette équipe et comme on dit un mars et ça repart
Un grand merci à Pierre Adler pour son aide lors de la dernière partie de cette thèse
Vincent, merci pour le temps passé à m'expliquer la géologie du Ghana
Well thank you miss Chamaret, les tartes, les bonnes parties de rigolade dans ton auto-tamponneuse, inoubliables....
Xénolithes, inclusions fluides, chemins P-T, merci Babette et Catherine
Yves, merci pour les cailloux à examiner et pour les bases de données
Zéro oublié ça m'étonnerait... alors pour ceux que je n'ai pas cité... Merci

Merci, enfin à Jean-Louis et au BRGM de m'avoir donné la chance de découvrir la géologie de la Guinée dans des conditions optimales.

Enfin, je remercie aussi les membres du jury et plus particulièrement Alan Thomp-

[1] Pour toute information contacter le p'tit gouin, REM

son et Jean Braun pour avoir pris le temps de relire et de juger mon travail ainsi que pour leurs conseils.

Table des matières

Introduction générale **20**

1 Introduction générale **23**

I Métallogénie **31**

2 Genèse des gisements **33**

2.1 Disciplines et techniques en métallogénie 33

2.2 Définition d'un gisement 35

2.3 Mécanismes de formation (Source, Transport, Dépôt) 37

2.3.1 Les indices pour remonter le temps... 37

2.3.2 Source des métaux 38

2.3.3 Transport 38

2.3.4 Piégeage des concentrations 39

3 Classification des gisements **41**

3.1 Les différentes classifications 41

3.2 Une classification génétique 42

3.2.1 Les gîtes liés au magmatisme 42

3.2.2 Les gîtes liés à l'hydrothermalisme 44

3.2.3 Les gîtes liés à la sédimentation 46

3.2.4 Les gîtes d'enrichissement supergène 47

3.3 Cas particulier des gisements d'or orogéniques 48

4 Distribution spatiale et temporelle 51

4.1 Préservation des gisements 51

4.2 Notion de crises métallifères 52

4.2.1 Répartition des gisements dans le temps 52

4.2.2 Cas particulier des gisements d'or orogéniques 54

4.3 Répartition spatiale 55

II "Thermique et Métallogénie" 61

5 Rappels théoriques 63

5.1 Conduction 64

5.1.1 Régime permanent 65

5.1.2 Régime transitoire 65

5.2 Convection 66

5.2.1 Convection de Rayleigh-Bénard 67

5.2.2 Les équations dans le cas d'un fluide simple 67

5.2.3 Les régimes convectifs 69

5.3 Transferts de chaleur en milieux poreux 70

5.3.1 Propriétés des milieux poreux 70

5.3.2 Conduction 71

5.3.3 Convection 72

5.3.4 Précipitation de métaux et circulation de fluides hydrothermaux 75

6 Lien métallogénie-thermique 79

6.1 Lien tectonique/ anomalies de température 79
6.1.1 Processus de surface 80
6.1.2 Intrusions magmatiques 83
6.1.3 Chevauchements 88
6.1.4 Fracturation 95
6.2 Minéralisations et anomalies thermiques 95
6.2.1 Intrusions et gisements 95
6.2.2 Anomalies thermiques et calderas minéralisées 99
6.3 Convection hydrothermale et métallogénie 101
6.3.1 Les observations de terrain : minéralisations et hydrothermalisme 101
6.3.2 Convection dans un milieu avec faille 101

III Etude régionale du Sud Ghana : "conduction pure" 103

7 Introduction 105

8 Géologie 109

8.1 Principaux stades d'évolution crustale 109
8.2 La ceinture d'Ashanti 112

9 Modèle géologique : évolution crustale syn-Eburnéen 113

9.1 Les contraintes chronologiques 115
9.2 Les contraintes structurales 116
9.3 Les contraintes thermobarométriques 119
9.3.1 Migmatisation pré-éburnéenne 119
9.3.2 Syn-tectonique eburnéenne 120
9.3.3 Epaisseur des ensembles lithologiques 121

9.4 Modèle géologique 123

10 Propriétés thermiques **125**

10.1 Conductivité thermique 125

10.2 Production de chaleur 129

11 Modélisation thermique **133**

11.1 Modélisation numérique 133

11.1.1 Description du modèle numérique 134

11.1.2 Evolution transitoire : chevauchements et érosion 134

11.2 Résultats : Pré-chevauchement 136

11.2.1 Cas continental 136

11.2.2 Cas océanique 142

11.3 Résultats : Tectonique Eburnéenne 145

11.3.1 Cas continental 145

11.3.2 Cas océanique 154

11.4 Calage temporel des minéralisations, du magmatisme et du métamorphisme 158

11.5 Sensibilité aux paramètres 158

11.5.1 Paramètres thermiques 159

11.5.2 Influence du taux d'érosion 161

11.6 Tableau récapitulatif 162

12 Discussion **165**

IV Etude locale de la ceinture d'Ashanti : "convection hydrothermale" 169

13 Introduction **171**

14 Les minéralisations mésothermales orogéniques 173

14.1 Tectonique et circulations de fluides hydrothermaux 173

14.2 Les mécanismes de précipitation 174

14.3 Les conditions de pression et température 175

14.4 Solubilité de l'or 175

14.5 Indice d'altération de la roche 175

14.6 Application au Ghana 176

14.7 Modèles synthétiques 181

15 Modélisation numérique 183

15.1 Code 183

15.2 Paramètres 184

16 Convection hydrothermale : approche 2D 189

16.1 Convection hydrothermale en milieu poreux homogène 190

16.2 Température fixée à la base 193

16.2.1 Effet d'une faille 193

16.2.2 Effet d'une intrusion 198

16.2.3 Effet d'une faille et d'une intrusion 200

16.2.4 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface . . . 203

16.3 Flux fixé à la base 204

16.3.1 Effet d'une faille 205

16.3.2 Effet d'une intrusion 208

16.3.3 Effet d'une faille et d'une intrusion 210

16.3.4 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface . . . 210

16.4 Conclusion de l'approche 2D 213

17 Convection hydrothermale : approche 3D **217**

17.1 L'effet des failles 218

17.2 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface 225

17.3 Effets couplés d'une faille avec gradient de perméabilité, d'une couche perméable et d'intrusions multiples 231

17.3.1 Application numérique simple 231

17.4 conclusion 3D 232

18 Discussion **235**

Conclusion générale **239**

19 Conclusion générale **241**

Bibliographie **243**

Bibliographie **243**

Annexes **252**

A Conductivité thermique **255**

A.1 Conductivité thermique 255

A.2 Les méthode de mesure 255

A.2.1 Méthode stationnaire : appareil à barres divisées 255

A.2.2 Mesure en espace infini : Fil chauffant 257

A.2.3 Mesure en demi-espace : QTM 258

A.2.4 Comparaison des méthodes QTM, aiguille chauffante et barres divisées 260

A.3 Mesures réalisées sur des échantillons du Ghana et de Guinée 260

A.3.1 Mesures réalisées avec un “QTM” 261

A.3.2 Comparaison avec des mesures réalisées avec une appareil à barres divisées 262

A.4 Variation de la conductivité thermique en fonction de la température . 263

A.4.1 Zoth et Hänel (1988) 264

A.4.2 Seipold (1998,2001) 264

A.4.3 Vosteen et Schellschmidt (2003) 265

A.4.4 Remarques 265

A.4.5 Schatz et Simmons 266

Table des figures

1.1 Ensemble des interactions entre les mécanismes impliqués dans le processus de minéralisation 25

1.2 Relation spatiale entre minéralisations et ceintures de roches vertes . . 27

3.1 Modèle de porphyre cuprifère 45

3.2 Relations entre gisements porphyriques et épithermaux 46

3.3 Gisements orogéniques 49

4.1 Distribution temporelle des principaux types de gisements 53

4.2 Distribution temporelle des gisements d'or orogéniques 54

4.3 Répartition des richesses minières en Afrique 55

4.4 Distribution spatiale et temporelle des gisements d'or 56

4.5 Minéralisations associées aux points chauds, aux rifts intracontinentaux, à l'expansion du plancher océanique et aux zones de subduction 58

4.6 Minéralisations associées à des contextes de collision 60

5.1 Transfert de chaleur par conduction à travers un solide homogène . . . 64

5.2 Transfert de chaleur à travers un fluide 67

5.3 Les différents régimes convectifs en fonction de Ra et Pr 69

5.4 Nombre de Rayleigh critique pour la convection en milieux poreux . . 74

5.5 Solubilité en fonction de la température pour des fluides à teneur en sulfures variable 76

6.1 Effet de l'érosion sur le champ de température 81

6.2 Effet de la sédimentation sur le champ de température 82

6.3 Exemple illustrant les auréoles de métamorphisme de contact 84

6.4 Refroidissement d'une intrusion magmatique par conduction et convection 86

6.5 Comparaison du temps de refroidissement pour des intrusions par conduction et convection 87

6.6 Photo illustrant un chevauchement 89

6.7 Conséquences d'un chevauchement sur le champ de température et sur la structure crustale 91

6.8 Modèle d'un chevauchement suivi d'une phase d'érosion 93

6.9 Conséquences d'un chevauchement suivi d'une phase d'érosion sur l'évolution des chemins P-T et T-t 94

6.10 Modèle 2D, effet d'une faille et d'une couche perméable. 96

6.11 Minéralisations autour d'un granite fortement radioactif, Australie . . . 97

6.12 Taux de refroidissement des granites du Dalongshan associés à des gisements d'uranium 98

6.13 Exemples de calderas et gisements associés 99

6.14 Réfraction thermique associée à l'effet isolant des ignimbrites dans les calderas et aux failles bordières conductrices 100

8.1 Carte géologique simplifiée du Sud Ghana. 110

8.2 Chronologie des différentes phases tectoniques et de la mise en place des unités lithologiques 111

9.1 Des données au modèle 114

9.2 Coupe lithostructurale synthétique de la zone d'Ashanti (1989) 117

9.3 Coupe lithostructurale synthétique de la zone d'Ashanti, phase tectonique D2 (1994) 117

9.4 Coupe détaillée de la zone nord de la ceinture d'Ashanti 118

9.5 Modèle d'évolution géodynamique pour la ceinture d'Ashanti et les ceintures environnantes entre 2130 et 2085 Ma 124

10.1 Conductivité des roches cristallines et sédimentaires en fonction de la température. 128

10.2 Conductivité des roches sédimentaires en fonction de la température et de la compaction. 130

11.1 Maillage et conditions limites 134

11.2 Technique de prise en compte de l'érosion 136

11.3 Champ de température, flux de chaleur latéral et flux en surface à l'état initial (λ constante). 138

11.4 Champ de température, flux de chaleur latéral et flux en surface à l'état initial (λ =f(T, compaction)). 140

11.5 Comparaison entre les valeurs de flux en surface pour l'approche (λ =constante et λ =f(T, compaction)) à l'état initial. 142

11.6 Champ de température, flux de chaleur latéral et flux en surface à l'état initial, cas océanique (λ =f(T, compaction)). 143

11.7 Comparaison entre les valeurs de flux en surface pour l'approche (λ =constante et λ =f(T, compaction)) à l'état initial. 144

11.8 Champ de température, à t=2096 Ma. 146

11.9 Chemins pression-température des roches du Bassin de Birim. 148

11.10Première approche, chemins pression-température de roches volcaniques et de conglomérats Tarkwaiens de la ceinture d'Ashanti. 150

11.11Champ de température, à t=2096 Ma. 151

11.12Deuxième approche, chemins pression-température des roches du Bassin de Birim. 152

11.13Deuxième approche, chemins pression-température de roches volcaniques et de conglomérats Tarkwaiens de la ceinture d'Ashanti. 153

11.14Cas océanique, champ de température et flux de chaleur horizontal, à t=2096 Ma. 155

11.15Cas océanique, chemins pression-température des roches du Bassin de Birim. 156

11.16Deuxième approche, chemins pression-température de roches volcaniques et de conglomérats Tarkwaiens de la ceinture d'Ashanti. 157

11.17Influence de la diffusivité thermique sur les conditions de pic métamorphique 160

11.18Influence du taux d'érosion sur les conditions de pic métamorphique . . 162

14.1 Proportion de gisements orogéniques par rapport à la distance aux failles majeures, Kalgoorlie (Australie) 174

14.2 Concentration d'équilibre pour l'or en fonction de la température. . . . 176

14.3 Localisation des gisements principaux de la ceinture d'Ashanti 178

14.4 Schéma de la région d'Ashanti 181

15.1 Pérméabilité de divers types de roches. 184

16.1 Modèle 2D, milieu homogène, T_b fixée. 190

16.2 Modèle 2D, milieu homogène, k_e=5.10^{-15} m^2 et T_b fixée. 191

16.3 Modèle 2D, milieu homogène, k_e=10^{-13} m^2 et T_b fixée. 192

16.4 Modèle 2D, T_b fixée. 193

16.5 Cas 1 : Modèle 2D, effet d'une faille, $k_f/k_e = 10$, T_b fixée. 194

16.6 Cas 2 : Modèle 2D, effet d'une faille, $k_f/k_e = 100$, T_b fixée. 195

16.7 Cas 3 : Modèle 2D, effet d'une faille, $k_f/k_e = 10$, T_b fixée. 196

16.8 Cas 4 : Modèle 2D, effet d'une faille avec gradient latéral de perméabilité, T_b fixée. 197

16.9 Modèle 2D, effet d'une intrusion, T_b fixée. 198

16.10Cas 5 : Modèle 2D, effet d'une intrusion, T_b fixée. 199

16.11Cas 6 : Modèle 2D, effet d'une faille et d'une intrusion, T_b fixée. 201

16.12Modèle 2D, milieu homogène, avec faille et couche perméable. 203

16.13Cas 7 : Modèle 2D, effet d'une faille et d'une couche perméable, T_b fixée. 204

16.14Cas 7 : Vitesses d'écoulement dans la couche perméable, T_b fixée. . . . 205

16.15Modèle 2D, condition limite inférieure Φ_b fixé. 205

16.16Cas 8 : Modèle 2D, effet d'une faille, Φ_b fixé 206

16.17Cas 9 : Modèle 2D, effet d'une faille et d'un gradient latéral de perméabilité, Φ_b fixé. 207

16.18Modèle 2D, effet d'une intrusion, Φ_b fixé. 208

16.19Cas 10 : Modèle 2D, effet d'une faille et d'une intrusion, Φ_b fixé. 209

16.20Cas 11 : Modèle 2D, effet d'une faille et d'une intrusion, Φ_b fixé. 211

16.21Modèle 2D homogène avec faille et couche perméable, Φ_b fixé. 212

16.22Cas 12 : Modèle 2D, effet d'une faille et d'une couche perméable, Φ_b fixé. 212

16.23Cas 12 : Vitesses d'écoulement dans la couche perméable, Φ_b fixé. . . . 213

17.1 Modèle 3D, milieu homogène, avec faille. 218

17.2 Cas 13 : Modèle 3D, milieu homogène, avec faille, T_b fixée, isotherme 200 °C. 218

17.3 Cas 13 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, k_e=10^{-15} m^2, k_f=10^{-14} m^2 et T_b fixée. 219

17.4 Cas 13 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan XZ. 220

17.5 Cas 13 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan YZ. 221

17.6 Modèle 3D, milieu homogène, avec faille, flux fixé, isotherme 200 °C. . . 222

17.7 Cas 14 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, k_e/k_f=10 et Φ_b fixé. . 223

17.8 Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan XZ. 224

17.9 Cas 14 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan YZ. 224

17.10Modèle 3D, milieu homogène, avec faille et couche perméable. 225

17.11Cas 15 : Modèle 3D, milieu homogène, avec faille et couche perméable, isotherme 200 °C. 225

17.12Cas 15 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille,et couche perméable k_e=10^{-15} m^2 et Φ_b fixé. 226

17.13Cas 15 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan XZ. 227

17.14Cas 15 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan YZ. 227

17.15Cas 16 : Modèle 3D, milieu homogène, avec faille, gradient de perméabilité et couche perméable, isotherme 200 °C. 228

17.16Cas 16 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille,et couche perméable k_e=10^{-15} m^2 et Φ_b fixé. 229

17.17Cas 16 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan XZ. 230

17.18Cas 16 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan YZ. 230

17.19Vitesse d'écoulement et température dans une faille 3D (mode théorique digital) 233

18.1 Carte géologique du Ghana avec la localisation des principaux gisements 237

18.2 Relation Tectonique, perméabilité, circulations et réactions chimique . . 238

A.1 Schéma d'un appareil de mesure à barres divisées. 256

A.2 Conductivimètre de type "QTM" 259

A.3 Echantillons de roches représentatives de la zone d'Ashanti. 261

A.4 Comparaison des équations de la conductivité en fonction de la température, pour Vosteen et Zoth 265

Liste des tableaux

2.1 Composition chimique moyenne de la croûte continentale 35

2.2 Clarkes et facteurs de concentration pour des métaux usuels 37

2.3 Tableau récapitulatif 40

5.1 Nombre de Rayleigh critique en fonction de conditions limites 74

9.1 Données thermobarométriques des conditions de pression et température du pic métamorphique 120

9.2 Valeurs de densité et des propriétés thermiques pour les roches Birimiennes et Tarkwaiennes 121

10.1 Mesures de conductivité thermique des roches birimiennes et tarkwaiennes 126

10.2 Mesures de la production de chaleur des roches Birimiennes et Tarkwaiennes 132

11.1 Tableau récapitulatif 163

14.1 Conditions de pression et de température des minéralisations aurifères de la région d'Ashanti 180

16.1 Tableau récapitulatif des modèles 2D 215

A.1 Exemple de mesures de conductivité thermique (échantillon de conglomérats tarkwaiens) 262

A.2 Comparaison entre des conductivités thermiques mesurées avec un QTM et avec un appareil à barres divisées 263

Introduction générale

Chapitre 1

Introduction générale

Cette thèse consiste à étudier les processus thermiques accompagnant la mise en place de gisements aurifères mésothermaux. Elle comprend deux approches basées sur des modélisations numériques permettant d'identifier les transferts de chaleur et les écoulements des fluides hydrothermaux dans la croûte terrestre. Ces modèles ont été appliqués aux gisements d'or mésothermaux Paléoprotérozoïques de la ceinture d'Ashanti au Ghana.

Les ressources minérales présentes dans la croûte terrestre constituent une des nombreuses richesses de la planète. Depuis leur découverte datée aux alentours de 6000 avant J.-C, les métaux n'ont cessé d'exercer une fascination sur l'homme. La notion de métal semble avoir été appliquée initialement au cuivre, notion qui suggérait un corps dense, malléable, et capable de fondre. Le travail des métaux nobles tels que l'or et l'argent apparaîtra beaucoup plus tardivement que celui du cuivre. Ces substances particulières présentent de plus des propriétés chimiques ou physiques intéressantes.

Le terme de dépôt minéral s'applique à toute concentration naturelle de minéraux localisée dans la croûte terrestre. L'origine de ces concentrations de métaux anormalement élevées par rapport à la croûte terrestre moyenne a suscité l'étude de la formation des dépôts et la naissance d'une science entièrement dédiée à la compréhension des processus de genèse des gisements, la métallogénie.

Les premiers à s'être intéressés aux métaux et aux techniques de manipulation de ces derniers furent les alchimistes. Cependant il faudra attendre le 16^{eme} siècle pour que les premiers écrits scientifiques concernant l'étude des dépôts minéraux apparaissent. C'est Georg Bauer (1494-1555), plus connu sous le nom d'*Agricola*, qui fut le premier à publier une étude basée sur des observations de terrain et à en tirer les premières conclusions. Selon lui, les dépôts métallifères pouvaient se former à partir de solutions hydrothermales d'origine météoritique. Il fut aussi le premier à reconnaître que les filons minéralisés se trouvaient dans des fractures plus jeunes que la roche hôte. Une conclusion totalement différente a été proposée par Descartes, qui, lui, estimait que les remplissages des fractures se réalisaient à partir de vapeurs libérées pendant le refroidissement et la cristallisation de matériau en fusion provenant des profondeurs

de la Terre. La controverse entre une origine météoritique ou profonde pour les fluides date de cette époque.

La discorde entre les Neptuniens [Werner (1749-1817)] et les Plutonistes [Hutton (1726-1797)] a permis d'alimenter le débat concernant les conceptions relatives à la formation des concentrations métallifères. D'un coté les Plutonistes argumentaient en faveur d'injections ignées capables de générer des gîtes minéraux à partir de plutons. Et de l'autre, les Neptuniens défendant la thèse selon laquelle les dépôts se forment par le remplissage de fractures et autres ouvertures par des fluides riches en métaux et circulant directement de la surface vers les profondeurs. Ces deux idéologies extrêmes possèdent toutes deux une part de justesse, les phénomènes présentés par Hutton étant corrects pour la classe des gisements se formant à partir des processus d'immiscibilité et de ségrégation se produisant dans certains magmas.

Au 19^{eme} siècle, un débat similaire est lancé, mais concernant la source des métaux. Pour les dépôts hydrothermaux il a été démontré que la source peut être dérivée de la roche locale dans laquelle les dépôts se mettent en place ou bien que ceux-ci ont subi un transport par des solutions sur des distances variables. C'est aussi durant ce siècle que J.A. Phillips a réalisé qu'il pouvait exister un continuum entre des solutions purement magmatiques et des solutions purement météoritiques, en introduisant la notion de mélanges de fluides et en soulignant la difficulté de discerner les différentes contributions.

Finalement certains scientifiques dont Lindgren ont reconnu que des fluides météoritiques et magmatiques pouvaient tous deux jouer un rôle dans les processus minéralisateurs, que les métaux pouvaient provenir de diverses sources, que les solutions pouvaient circuler sur de grandes distances et que les ambiguïtés ne pouvaient être levées avec les techniques dont ils disposaient. Vers le milieu du 20^{eme} siècle, le fait que plusieurs sources puissent coexister pour les fluides minéralisateurs et pour les espèces dissoutes a enfin été accepté. La preuve définitive de cette multiplicité a été donnée par les analyses des isotopes radiogéniques et stables permettant notamment de tracer la source des fluides.

A ces considérations sur la source des fluides et des métaux, il faut ajouter les avancées concernant la compréhension de l'écoulement des fluides hydrothermaux dans les milieux poreux. Les lois fondamentales de la percolation des fluides à travers les roches ou milieux poreux sont connues depuis l'époque de Darcy (1803-1858). Pour ce qui est du cas de la convection naturelle d'un fluide homogène dans une couche de roche poreuse il a été résolue par Horton & Rogers (1945) et Lapwood (1948). Des expériences sur l'initiation de la convection ont été conduites par Elder (1967) ou encore Murray & Chen (1989). En plus de ces études, des cas plus complexes tels que celui d'une couche non horizontale (Bories & Combarnous, 1973) ou des cas introduisant des conditions limites variables (Nield, 1968) ont été réalisées.

Enfin, la tectonique des plaques est aussi prise en compte depuis une trentaine d'années pour comprendre la relation entre la métallogénie et la géodynamique globale (Sillitoe, 1972; Mitchell & Garson, 1981).

La compréhension des phénomènes de concentrations minérales s'est donc améliorée au cours des derniers siècles et l'avancée des techniques permet désormais de résoudre des problèmes de plus en plus complexes.

Les processus de minéralisation sont le résultat d'un ensemble de facteurs interagissant les uns avec les autres. Les mécanismes principaux incluent : la déformation tectonique, les écoulements de fluides, les transports thermiques et les réactions chimiques comprenant la dissolution minérale, le transport des ions, et la précipitation. Toutes ces actions et rétro-actions sont résumées sur la figure 1.1.

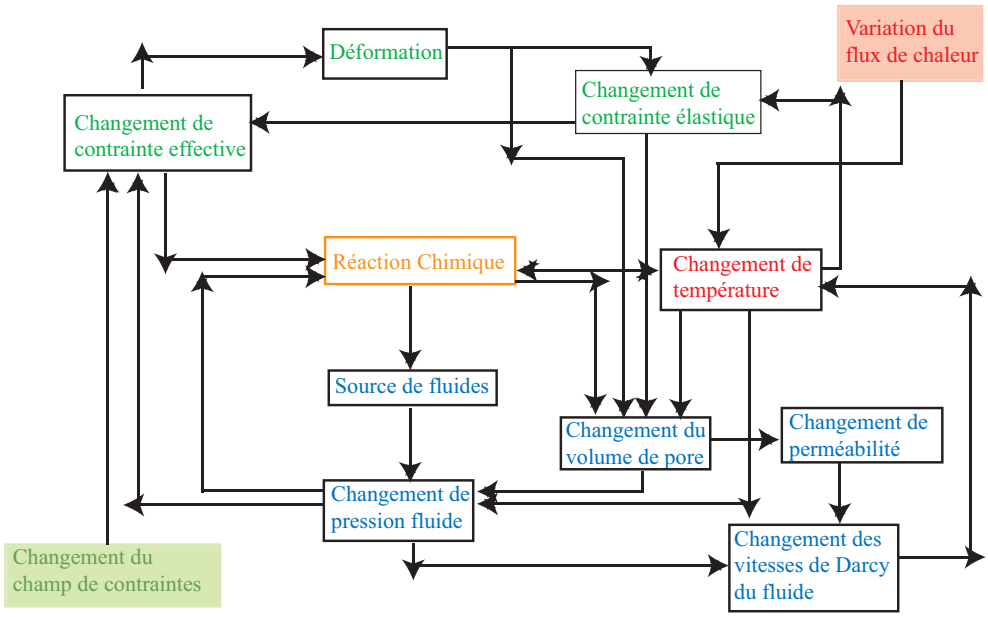


FIG. 1.1 – Schéma illustrant les interactions de premier ordre et les rétro-actions entre les mécanismes impliqués dans le processus de minéralisation : déformation, écoulement de fluides, transport thermique et réactions chimiques, d'après Hobbs et al. (2000).

Les phénomènes responsables de la précipitation des métaux et des réactions chimiques peuvent être multiples, et peuvent agir de façon simultanée ou indépendante.

Parmi ces phénomènes, des changements de température ou de pression peuvent entraîner des réactions chimiques et la précipitation des fluides minéralisateurs. Les changements de température sont parfois responsables de modifications de densité du fluide présent dans les roches poreuses de la croûte menant à la circulation de fluide hydrothermaux. De plus des réactions chimiques se produisant entre la roche encaissante et la solution hydrothermale sont aussi des facteurs potentiels de précipitation. Enfin, si la source des fluides évolue, par mélange entre la solution hydrothermale et une solution de composition différente, l'acidité de la solution peut être modifiée et la stabilité des complexes ioniques porteurs des métaux peut être réduite, entraînant ainsi la précipitation des métaux.

Le schéma présenté ne prend pas en compte les processus de surface tels que l'érosion ou les aléas climatiques. Pourtant, ces derniers exercent aussi une influence sur la présence et la distribution des gisements.

Deux paramètres agissent directement sur les processus de minéralisations (sans rétro-actions), à savoir : (1) les changements du champ de contraintes, résultants de la tectonique et (2) les variations du flux de chaleur. Dans cette thèse, les effets relatifs aux processus tectoniques et aux processus de surface ainsi que l'influence des conditions thermiques profondes ont été intégrés par le biais de reconstructions et modélisations basées sur un exemple de formations de gisements d'or orogéniques.

Des simulations numériques ont permis d'appréhender les écoulements dans les bassins, le régime thermique, et les localisations des zones où les réactions chimiques sont susceptibles de se produire. Dans ce domaine, les avancées ont été rapides et ont suivi les progrès des techniques informatiques, marqués, entre autres, par la réduction du temps de calcul et l'augmentation des capacités de mémoire. Les codes numériques ont ainsi permis de résoudre des problèmes de plus en plus complexes.

Des modélisations 2D d'écoulements de fluides et des réactions chimiques en milieux poreux ont été réalisées par divers auteurs. Cathles (1977, 1981a); Fehn (1985) ont notamment résolu des problèmes relatifs à la formation de dépôt en relation avec des intrusions radioactives ou non. D'autres auteurs ont cherché à quantifier les écoulements dans des contextes de bassins sédimentaires où des failles sont présentes (Simms & Garven, 2004; Yang et al., 2004). McKenna & Blackwell (2004) se sont aussi intéressés aux écoulements de fluides dans des contextes de type Basin and Range (USA) afin de comprendre l'évolution de la température dans ces contextes. Des modèles numériques complexes prenant en compte les contrôles cinétiques sur la précipitation et la dissolution du quartz dans des milieux poreux 2D avec des perméabilités hétérogènes ont aussi été examinés par Bolton et al. (1996).

D'après les observations de terrain, les zones de failles sont des localisations favorables pour la genèse de gisements mésothermaux. En conséquence, la circulation de fluides hydrothermaux dans les zones faillées a fait l'objet de nombreuses études (R. Lowell & Shuy, 1978; Murphy, 1979; Kassoy & Cotte, 1985; C. Zhao, Hobbs, et al., 2003).

Les gisements orogéniques mésothermaux sont des objets géologiques particulièrement intéressants du point de vue de leur formation. D'après les observations dans les provinces minéralisées, au niveau des gisements orogéniques dans les ceintures de roches vertes, un laps de temps de l'ordre de plusieurs dizaines de millions d'années est quasi-systématique entre le pic métamorphique et la genèse des minéralisations (Stüwe et al., 1993). De plus, la minéralisation se produit fréquemment pendant la phase de refroidissement de l'encaissant. Dans certains cas, il faut ajouter la possibilité d'une relation spatio-temporelle voire génétique (G. Phillips & Powell, 1993) entre des intrusions granitiques et les minéralisations. Enfin, il existe fréquemment une association spatiale entre les minéralisations et les ceintures de roches vertes, c'est la cas notamment en Abitibi, au Canada, à Kalgoorlie en Australie ou à Ashanti au Ghana. Dans ce cas les gisements se positionnent au niveau des zones de failles dans les roches vertes ou au niveau des zones de transitions entre les différentes lithologies (figure 1.2).

FIG. 1.2 – a) Géologie du craton de Yilgarn, Western Australia montrant la localisation des gisements d'or de plus de 1 million d'ounce et la localisation de Kalgoorlie, dans la province des Eastern Goldfields, d'après Tripp & Vearncombe (2004). b)Géologie et localisation des gisements principaux du Ghana (Ralay, com. pers., 2005). Les classes A, B, C et D correspondent à $>$ 250 t d'Au, 50 à 250 t, 10 à 50 t et de 1 à 10t.

Dans cette étude, le choix d'une zone d'étude présentant des caractéristiques de gisements mésothermaux "géants" a constitué la première étape de la démarche. Les dépôts d'or orogéniques majeurs de la ceinture d'Ashanti au Ghana sont particulièrement bien adaptés pour étudier les relations entre les processus thermiques et la mise en place de ce type de gisements. La zone de la ceinture d'Ashanti est la plus minéralisée en or d'Afrique de l'Ouest et des processus thermiques d'échelle crustale sont supposés avoir exercé un contrôle critique sur la formation des dépôts dans cette région.

De plus, cette région a l'avantage de présenter de nombreuses données thermobarométriques, permettant de contraindre les résultats des modèles numériques. Au cours de plusieurs campagnes de terrain au Ghana, de nombreux échantillons de roches ont été collectés et peuvent ainsi être utilisés pour mesurer les propriétés thermiques des unités lithologiques principales, réduisant ainsi le nombre de paramètres inconnus du modèle. Enfin, les ceintures volcaniques et sédimentaires du Ghana sont suffisamment parallèles (sur des distances atteignant 10 fois l'épaisseur crustale) pour que la zone puisse être considérée comme étant une structure 2D, justifiant ainsi l'approche régionale 2D de la modélisation.

Les dépôts aurifères sont syn- à tardi-orogéniques et se sont formés à des profondeurs de l'ordre de 5 à 12 km. Ils se sont mis en place à des conditions de pression et température spécifiques (200-450 $^{\circ}$C ; 1 à 4 kbar). La localisation des dépôts est concentrée à proximité voire au sein de la zone de faille régionale majeure, sur la bordure ouest de la ceinture d'Ashanti. Cette zone de faille présente une largeur maximale de 10 km et s'étend sur plus de 250 km de long, elle a été réactivée en décrochements pendant la deuxième phase de tectonique Eburnéenne, après 2095 Ma. Cette zone de faille semble avoir été un conduit majeur pour les fluides et en raison de sa taille et de son étendue, elle ajoute un intérêt supplémentaire à la zone d'étude. Elle permet en effet d'appréhender les circulations de fluides hydrothermaux non plus uniquement en 2D mais en 3D, en incluant les circulations au sein même de la faille.

Deux études distinctes ont été menées, l'une impliquant des transferts de chaleur conductifs uniquement, à l'échelle régionale, et l'autre à une échelle plus locale introduisant les circulations de fluides hydrothermaux en milieux perméables dans des contextes proches de ceux rencontrés au Ghana. La démarche suivie s'attache dans un premier temps à caractériser l'évolution thermique à grande échelle au niveau des ensembles crustaux (10-100 km), avant les phases de formation de gisements majeurs afin de mettre en évidence les tendances régionales. La seconde partie est menée à une échelle plus locale et intègre les écoulements de fluides (conduction et convection hydrothermale) et elle se focalise sur la période de minéralisation.

Dans un premier temps un travail de recherche en collaboration avec des géologues a été nécessaire afin de reconstruire l'histoire géodynamique et de définir le contexte géologique de la région choisie. La modélisation de l'évolution thermique de la zone d'Ashanti avant les épisodes majeurs de minéralisation qui ont pris place aux alentours de 2,1 Ga a été réalisée en utilisant un code numérique basé sur la méthode des éléments finis en deux dimensions. Des améliorations de ce dernier ont été effectuées afin de pouvoir prendre en compte des processus tectoniques et de surface tels que l'éro-

sion, le dépôt ou des chevauchements. De plus, des mesures des propriétés thermiques d'échantillons de roches représentatives de la région ont été réalisées en laboratoire afin de contraindre les paramètres utiles à la modélisation thermique. Le régime thermique a été calculé avant et après un stade initial de tectonique compressive, juste avant la formation des dépôts. Cette tectonique a affecté la région pendant l'orogène Eburnéen (2130 à 2095 Ma) et s'est accompagnée de chevauchements majeurs.

La seconde partie de l'approche de modélisation intègre les écoulements de fluides dans la croûte supérieure, afin de comprendre l'évolution du champ de température et des circulations de fluides hydrothermaux pendant ces processus de minéralisation particuliers. Un code numérique permettant de résoudre les équations relatives aux écoulements dans les milieux poreux en 2 et 3D a été utilisé pour cette partie de l'étude. La faille d'Ashanti représente un conduit privilégié pour la circulation des fluides hydrothermaux. Des magmas plus précoces (de quelques Ma) que ces fluides auraient utilisé ce même système de failles pour remonter vers la surface. Certains des dépôts sont associés à ces intrusions magmatiques tardi-orogéniques. De plus, du point de vue thermique et métallogénique, ces plutons représentent des sources de chaleur potentiellement favorables à la mise en place de minéralisations. Des modèles 2 et 3D ont été réalisés afin de contraindre l'effet des différents scénarii proches de celui rencontré au Ghana.

Les deux premières parties du manuscrit présentent la métallogénie, les différents processus de transferts de la chaleur dans la croûte terrestre et les liens entre les processus thermiques et la genèse de gisements. Elles permettent de mettre en évidence les paramètres thermiques clés intervenant dans la formation des dépôts minéralisés.

Les troisième et quatrième parties présentent l'étude de gisements d'or orogéniques et plus particulièrement celle de gisements mésothermaux aurifères, localisés au niveau de la ceinture de roches vertes d'Ashanti, située dans la partie sud-ouest du Ghana.

Première partie

Métallogénie

Chapitre 2

Genèse des gisements

Sommaire

2.1 Disciplines et techniques en métallogénie 33
2.2 Définition d'un gisement 35
2.3 Mécanismes de formation (Source, Transport, Dépôt) . . 37
2.3.1 Les indices pour remonter le temps... 37
2.3.2 Source des métaux 38
2.3.3 Transport 38
2.3.4 Piégeage des concentrations 39

2.1 Disciplines et techniques en métallogénie

La métallogénie est une science complexe qui vise à comprendre la genèse des concentrations métallifères. La source des métaux, le transport des ions métalliques par des fluides hydrothermaux ou magmatiques et le piégeage de concentrations dans la croûte sont autant de facteurs déterminants pour la mise en place de gisements.

La conception actuelle concernant la formation des gisements s'appuie sur des disciplines variées mettant en oeuvre des techniques permettant d'appréhender les processus minéralisateurs à diverses échelles.

L'étude des dépôts minéralisés requièrent de ce fait des connaissances dans des domaines tels que la géochimie, la pétrologie ou la géologie structurale.

Parmi les techniques utilisées pour déterminer les processus entrant dans la formation des gisements, des levés de surface et des forages souterrains ainsi qu'une analyse structurale sont nécessaires et peuvent s'accompagner d'études minéralogiques des textures et des séquences paragénétiques. L'altération hydrothermale doit, elle aussi, être caractérisée, donnant accès aux données relatives à la source de chaleur, et aux mine-

rais susceptibles d'être rencontrés dans la zone d'étude. Les compositions de la roche et des minéraux intervenant dans les processus de minéralisation doivent aussi être contraintes. L'étude des inclusions fluides permet de retrouver les conditions de pression et température des fluides minéralisateurs au moment du dépôt. Le traçage de la source des fluides s'effectue par l'analyse des isotopes stables et radiogéniques.

Enfin la géochronologie permet de dater les événements minéralisateurs et de les replacer dans un cadre temporel en déterminant leurs âges relatifs par rapport à l'encaissant. Dans le cas de gîtes magmatiques, l'étude des magmas à proximité des gisements est importante car elle permet de donner les caractéristiques relatives à leur mise en place (température d'intrusion, minéraux abondants, etc.).

La géophysique consiste surtout à appuyer l'exploration minière, mais elle ne représente pas, à proprement parler, un outil pour comprendre la métallogenèse. Néanmoins, des études introduisant des processus physiques ont pu être appliquées aux problèmes de la formation des gisements.

La géochimie permet de répondre à nombre de questions mais dans certains cas il arrive que certaines des caractéristiques de la minéralisation restent énigmatiques.

Les modélisations numériques représentent un outil supplémentaire pour visualiser les processus agissant sur la mise en place de gisements. Elles permettent de calculer les écoulements de fluides hydrothermaux, les champs de température et les éventuelles distributions des zones de précipitation dans des contextes proches de ceux rencontrés en métallogénie.

Les systèmes hydrodynamiques peuvent résulter de la présence d'anomalies thermiques dans la croûte et de la dispersion de ces anomalies par conduction et convection de fluides. Les fluides s'écoulent dans les fractures et les roches perméables de la croûte terrestre et tendent à évacuer les perturbations thermiques à distance de l'anomalie initiale. Les environnements dans lesquels les gisements hydrothermaux se mettent en place présentent souvent une tectonique complexe et des épisodes de plutonisme.

Parmi les questions qui subsistent :
La distribution spatiale des gisements semble s'inscrire dans le cadre de la tectonique des plaques cependant, cette relation ne permet pas de justifier de la présence ou au contraire de l'absence de gisements en tout point du globe, ni de comprendre l'ampleur de ces derniers.
L'âge des minéralisations est souvent déterminé à quelques millions d'années près ce qui n'est pas assez précis pour comprendre les relations exactes entre les différents processus. Il est donc important de comprendre les durées respectives auxquelles on peut s'attendre pour les divers processus.
L'une des incertitudes les plus importantes dans l'étude des systèmes hydrothermaux par le biais de modèles numériques reste la variation et la valeur des paramètres contrôlant les circulations de fluide crustaux (perméabilité, porosité, etc.).

2.2 Définition d'un gisement

La notion de gisement s'applique à toute concentration minérale, contenant un ou plusieurs métaux, exploitable économiquement. Le terme gîte possède une signification proche mais il ne contient pas de connotation économique.
Les gîtes métallifères représentent des concentrations chimiques de métaux anormales par rapport à la teneur moyenne de la croûte terrestre en ces éléments.

Le tableau 2.1 présente la composition chimique moyenne de la croûte continentale terrestre, il apparaît que près des 98.5% en poids de la croûte sont constitués de huit éléments principaux, à savoir : O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, et Mg. La plupart des métaux, quant à eux, sont peu abondants dans la croûte continentale. Le "clarke" des métaux, défini par Vernadsky (1924), désignant le pourcentage d'un élément chimique dans la croûte, est donc faible. Dans les formations géologiques communes, ils sont dispersés dans les minéraux et les roches mais sont rarement concentrés.

Tab. 2.1 – Composition chimique moyenne de la croûte continentale terrestre d'après les données disponibles pour la croûte continentale (S. Taylor & McLennan, 1995; Rudnick & Fountain, 1995; Plank & Langmuir, 1998). De O à Mg les quantités sont exprimées en pourcentage du poids, de C à Lu en ppm et de Cd à Os en ppb.

$O(\%wt)$	47.2	Sr	260	La	16	Yb	2.2	Lu	0.3
Si	26.8	Ba	250	Nd	16	U	1.7	$Cd(ppb)$	98
Al	8.41	V	230	Li	13	Ge	1.6	Ag	80
Fe	4.32	Cr	185	Nb	11	Be	1.5	Bi	60
Ca	5.29	Ni	105	B	10	Eu	1.1	In	50
Na	2.3	Zr	100	Th	8.5	As	1	Hg	40
K	0.91	Zn	80	Pb	8	Br	1	Te	5
Mg	3.2	Cu	75	Pr	3.9	Ta	1	Au	3
	98.43(%wt)	N	60	Dy	3.7	W	1	Pd	1
$C(ppm)$	1990	Se	50	Sm	3.5	Mo	1	Pd	0.4
Mn	1400	Ce	33	Th	3.5	U	0.91	Re	0.4
P	757	Rb	32	Gd	3.5	I	0.8	Pt	0.4
S	697	Sc	30	Hf	3	Ho	0.78	Ru	0.1
Ti	540	Co	29	Cs	2.6	Tb	0.6	Ir	0.1
F	525	Y	20	Sn	2.5	Tm	0.32	Rh	0.06
Cl	472	Ga	18	Er	2.2	Tl	0.36	Os	0.05

Une concentration métallifère devient exploitable, si une teneur limite est atteinte. La teneur minimale d'exploitation (ou Cut-Off) est fonction de critères économiques et sociaux, et varie selon le type du gisement. Ainsi, elle est définie pour chaque dépôt de manière à ce que l'exploitation soit rémunératrice.

La teneur minimale fluctue notamment en fonction du cours des métaux qui lui même est influencé par les conditions économiques mondiales ou nationales.

Les paramètres relatifs à la localisation du site telles que, les conditions climatiques, et les infrastructures disponibles (routes, chemins de fer, électricité etc.), auront, quant à eux, un impact sur le coût de l'exploitation, et de l'acheminement des produits de la mine. Le ravitaillement en eau, nécessaire à toute exploitation, sera aussi un facteur déterminant.

D'autre part, selon le type d'exploitation, les coûts d'extraction sont variables. Des gisements affleurants tels que les épithermaux peuvent être exploités en open-pit entraînant des coûts d'extraction faibles comparés à ceux d'une mine souterraine. De la même manière, le fait de mécaniser l'exploitation abaisse les coûts. Cette mécanisation est possible notamment dans le cas des gros gisements disséminés, type porphyres, possédant une faible teneur mais un fort tonnage.

Enfin, la teneur limite d'exploitation est fonction des critères relatifs à la minéralisation au sens strict tels que la morphologie du corps minéralisé et la minéralogie. La taille du grain et la nature de la gangue conditionnent le coût du broyage. Ainsi, plus la minéralisation est disséminée, plus le broyage doit être fin.

La présence d'éléments valorisants ou au contraire d'éléments pénalisants est aussi à prendre en compte. Dans le cas des dépôts de zinc (Zn), par exemple, le fait d'avoir du Germanium (Ge) et de l'Indium (In) va apporter une valeur ajoutée au gisement. Au contraire la présence d'éléments tels que le Cadium (Cd), l'Arsenic (As), le Mercure (Hg) ou l'Antimoine (Sb) implique un traitement chimique supplémentaire et de ce fait des coûts d'exploitation plus importants.

Pour chaque métal, on définit un facteur de concentration qui correspond au rapport de sa teneur minimale d'exploitation et de son clarke. Ce facteur encore appelé clarke de concentration, indique le degré de concentration nécessaire pour que se forment des dépôts exploitables.

Le tableau 2.2 cite quelques exemples de facteur de concentration pour des métaux usuels. Pour une même substance, ce facteur varie en fonction du type de la minéralisation, en raison des différents coûts d'exploitation que celui-ci implique.

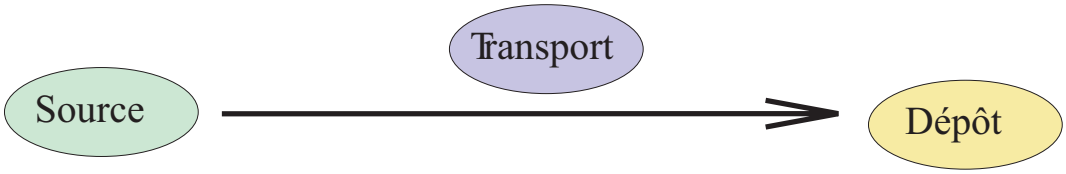
Il apparaît que pour être exploitables, les métaux doivent être de cent à des milliers de fois plus concentrés que dans la croûte terrestre moyenne. Mais quels peuvent être les processus responsables de telles concentrations ?

TAB. 2.2 – Clarkes, teneurs minimales d'exploration et facteurs de concentration pour divers éléments d'après Jébrak (2004) et (*) Y. Deschamps (com. pers., 2004)

élément	Type de gisement d'exploitation	Clarke	Teneur moyenne exploitable	Facteur de concentration
Fe	/	7.4%	60%	8
Ti	/	0.54%	35%	65
Ni	/	0.011%	3%	270
Pb	/	$8ppm$	10%	1250
Au	Epithermaux	$3ppb$	$1ppm^*$	333
Au	Carrières Mésothermaux	$3ppb$%	$3-5ppm^*$	1330
Au	Mine	$3ppb$%	$>8-10ppm$	3000
Cu	Porphyres	$75ppm$	$0.3-0.5\%^*$	5.3
Cu	VMS (sulfures massifs volcanogènes)	$75ppm$	$>2-3\%^*$	>33
Zn	VMS et Sedex (sulfures massifs dans des sédiments)	$80ppm$%	$>13\%*$	>160
Pt	Mine	$0.4ppb$	$5-10ppm^*$	1900

2.3 Mécanismes de formation (Source, Transport, Dépôt)

Les gisements, au sens large, se situent dans des endroits particuliers de la croûte terrestre, où une conjonction de facteurs permet la mise en place de la minéralisation. La formation d'une concentration métallifère nécessite une source, un transport et un dépôt (Routhier, 1963). Ces conditions locales résultent pour la plupart de l'évolution



à long terme de la croûte et du manteau. L'étude de la genèse des gisements peut donc s'inscrire dans le cadre de la géodynamique globale.

2.3.1 Les indices pour remonter le temps...

Les géologues miniers cherchent à proposer des scénarii de mise en place des gisements, ils utilisent divers moyens pour y parvenir. Certains caractères propres au gisement et à son encaissant sont de bons indices pour comprendre l'histoire géologique

menant à l'apparition d'une concentration.
Parmi les caractères relatifs au gisement, les suivants peuvent être cités :

- la paragenèse, c'est-à-dire la ou les associations minérales constituant le ou les minerais du gisement ;
- les conditions de pression et température des fluides minéralisateurs au moment du dépôt (étude des inclusions fluides) ;
- la composition chimique et les teneurs ;
- l'âge de la minéralisation (datation) ;
- les contrôles structuraux sur la minéralisation ;
- la morphologie et la géométrie des corps minéralisés ;
- le traçage de la source des fluides (analyse des isotopes stables et radiogéniques).

Les principales caractéristiques de l'encaissant à retenir sont :

- la nature lithologique des roches ;
- les structures présentes (importantes pour le piégeage de concentrations) ;
- la proximité de roches plutoniques ou volcaniques (rôle thermique) ;
- le degré de métamorphisme ;
- la paragenèse d'altération des roches encaissantes (souvent associée à un type de gisement).

Enfin, la formation des concentrations entre dans le cadre de l'histoire géologique régionale. La relation temporelle entre le gisement et son encaissant est, de ce fait, un aspect de l'étude à ne pas négliger dans l'élaboration d'un scénario de mise en place d'un gisement.

2.3.2 Source des métaux

La plupart des métaux sont présents en faible quantité dans la croûte terrestre, la formation d'un gisement nécessite donc des phénomènes de concentration. Il est difficile de distinguer la source des métaux du type de gisement considéré. La croûte et le manteau terrestres sont, dans tous les cas, le réservoir initial. On distingue alors :

-les gisements magmatiques où la source des métaux est représentée soit par la croûte, soit par le manteau et où les processus de fusion-cristallisation peuvent conduire à une concentration économique ou à une pré-concentration potentiellement mobilisable ;

-les gisements hydrothermaux ou métamorphiques mettant en cause des circulations de fluides généralement chauds capables de lessiver les métaux des roches encaissantes (sédimentaires ou magmatiques) et de les redéposer.

2.3.3 Transport

Tout gisement métallifère, représente une concentration anormale d'éléments dans la croûte, ce qui nécessite des déplacements et des migrations d'ions métalliques. Le transport de ces ions, sous forme de complexes divers, est généralement assuré par des

circulations de fluides. Ces fluides peuvent avoir diverses origines. On distingue ainsi des fluides : aqueux, d'origine superficielle, météoritiques ou marins ; magmatiques ; métamorphiques ; ou sédimentaires.
Deux forces sont invoquées pour expliquer la cause de circulations de fluides dans la croûte : la pression interne et la gravité. Ces forces sont parfois responsables de mise en place de mouvements de fluides à divers échelles. Pour que des circulations hydrothermales s'initient et perdurent pendant un certain laps de temps, la présence d'un ou plusieurs moteurs thermiques est invoquée. Toute anomalie thermique à l'échelle crustale est à priori susceptible de mettre en place des systèmes hydrothermaux, d'ampleur variable selon la taille et l'amplitude de l'anomalie (voir parties 4).
Les écoulements seront, de plus, contrôlés de manière significative par la perméabilité. La tectonique permet, en régime cassant, de former des failles, largement utilisées en tant que drains, de façon plus ou moins répétitive (Sibson, 1987). L'ensemble des systèmes hydrothermaux est multi-échelle, l'analyse structurale de la zone minéralisée à l'échelle régionale ou à celle du gisement est donc une étape indispensable.

2.3.4 Piégeage des concentrations

Les déformations et les structures de la croûte terrestre jouent un rôle déterminant sur la localisation des concentrations et exercent un contrôle sur la forme, le volume, et l'agencement des pièges, et donc des minéralisations. La rhéologie des roches influence le type de déformation, le domaine fragile favorisant la création de pièges alors que le domaine ductile est peu propice à la formation de fractures.

Des baisses de température, de pression, des changements de pH, d'état d'oxydoréduction, l'ébullition, l'immiscibilité d'une phase gazeuse, la réaction avec les roches encaissantes ou un mélange avec des fluides sont autant de mécanismes permettant d'expliquer la précipitation des ions métalliques. Leur combinaison ou leur action seule concentre les éléments en des endroits particuliers de la croûte.

D'un point de vue dynamique, la précipitation des ions métalliques est maximale dans les zones où les vecteurs vitesse du fluide et gradient de température négatif sont colinéaires (Gow et al., 2002), donc des endroits où il y a des écoulements de fluides avec baisse de température (voir chapitre 5).

De par leur influence sur la rhéologie des roches et sur la précipitation, les paramètres pression et température exercent un contrôle significatif sur les phases de transport et de dépôt (Fournier, 1999). On peut aussi noter que selon le type de métal, les conditions (P,T) favorables à la précipitation sont variables (voir tableau 2.3). Divers outils, comme les inclusions fluides, permettent de retrouver les caractéristiques thermiques et chimiques des fluides minéralisateurs au moment du dépôt.

TAB. 2.3 – Compilation des conditions de pression et température de formation des gisements d'or d'après cours DEA, Vincent Bouchot, 2002.

Type de gisement d'or	Température de formation	Profondeur de formation
Exhalatifs sous marins	350 °C	Sur ou à proximité du fond marin
Dans des roches sédimentaires	200-300 °C	2-3 km
Porphyres	300-700 °C	1 à 5 km
Epithermaux (acides et neutres)	100-300 °C	Surface-2 km
Orogéniques Faciès schiste vert sub-à moyen	180-260 °C	∼5 km
Orogéniques Faciès schiste vert	250-400 °C	∼7 km
Orogéniques Faciès amphibolite- hypozonaux	350-650 °C	10-18 km
Orogéniques Faciès amphibolite-granulite	700-750 °C	∼18-20 km

Chapitre 3

Classification des gisements

Sommaire

3.1 Les différentes classifications 41
3.2 Une classification génétique 42
3.2.1 Les gîtes liés au magmatisme 42
3.2.2 Les gîtes liés à l'hydrothermalisme 44
3.2.3 Les gîtes liés à la sédimentation 46
3.2.4 Les gîtes d'enrichissement supergène 47
3.3 Cas particulier des gisements d'or orogéniques 48

3.1 Les différentes classifications

En s'appuyant sur les analogies entre les gîtes métallifères, des classifications peuvent être constituées. Une classification aura pour but de faciliter la découverte de nouveaux gîtes minéraux en se basant sur des similitudes avec des gîtes connus actuellement. La création de telles classifications nécessite en premier lieu, l'inventaire des gîtes minéraux.

Il existe différents systèmes de classification concernant les gisements. Une classification pourra être descriptive ou interprétative à caractère génétique, suivant les critères choisis. Les classifications descriptives se rapportent à des observations contrairement aux classifications génétiques qui se basent sur l'interprétation du mode de formation des différents gîtes.

La substance, la morphologie, la température et la profondeur de formation (Lindgren, 1933) ou la nature des roches associées au gisement (Jébrak, 2004) ont ainsi été utilisées pour classer les gîtes minéraux.

La relation gîte métallifère et contexte géodynamique et géologique a été, quant à

elle, soulignée par Mitchell & Garson (1981); Sillitoe (1972). Ce type de classification est notamment utile pour comprendre la distribution spatiale des gisements, traitée dans le chapitre suivant.

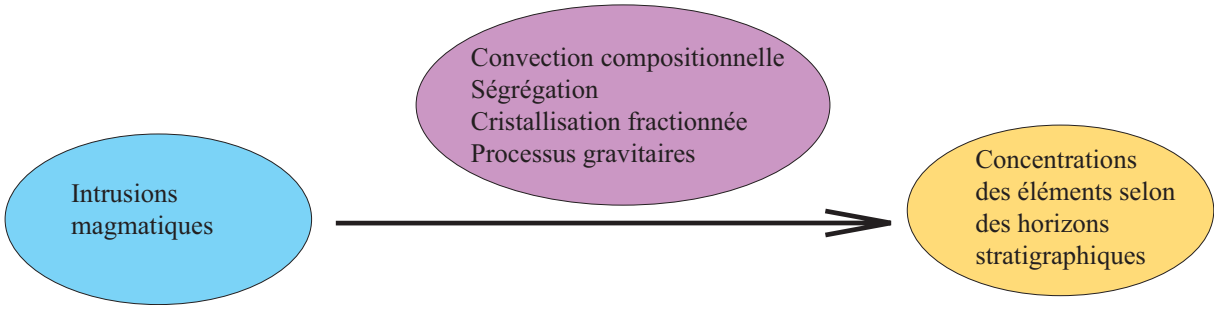
Les classifications peuvent aussi se baser sur le lien génétique du gisement avec des processus magmatiques, hydrothermaux ou sédimentaires (Beaudoin, 2002). Cette approche a été privilégiée ci-dessous pour classer les gisements d'un point de vue général.

3.2 Une classification génétique

3.2.1 Les gîtes liés au magmatisme

Deux processus magmatiques principaux sont à l'origine des minéralisations : la cristallisation fractionnée et la ségrégation du liquide immiscible.

- La cristallisation fractionnée, par accumulation de cristaux par différence de densité, produit une modification de la composition du magma résiduel. Ce processus entraîne la formation de magmas très différenciés, et conduit à des concentrations primaires d'éléments métalliques.
- Les minéralisations sont généralement le résultat de processus d'immiscibilité d'un liquide, sulfuré ou oxydé, dans un magma silicaté. Cette immiscibilité peut être provoquée par divers phénomènes : un changement de composition par assimilation de l'encaissant, un mélange de magmas, des changements de température ou de pression. Le liquide ainsi formé est plus dense que le magma silicaté et va migrer dans la chambre magmatique. Selon le caractère chalcophile ou lithophile des éléments, les métaux se concentreront dans le liquide sulfuré ou oxydé respectivement. Des reprises hydrothermales permettront dans certains cas d'augmenter les teneurs.



Les gisements de **Ni-Cu-PGE** (éléments du groupe du platine) sont le résultat de l'immiscibilité d'un liquide sulfuré dans un magma mafique silicaté. Une lentille de sulfures massifs va se former à la base de l'intrusion, en raison de la densité élevée du liquide sulfuré.
Les gîtes de Ni-Cu-PGE se mettent en place dans des environnements de type : contexte océanique archéen ou protérozoïque (associés à des komatiites), plate forme continentale (basaltes continentaux tholéiitiques), ou de bassin océanique (volcanisme fissural).

Enfin les gisements sont parfois en relation avec des intrusions dans les ceintures métamorphiques.

Les complexes lités (**chromites litées**), de forme tabulaire, sont associés à de vastes plutons stratifiés qui résultent de plusieurs pulsions magmatiques différenciées. Les magmas, de composition mafique à ultramafique, connaissent une évolution des capacités en soufre et de la fugacité en oxygène. Les éléments du groupe du platine peuvent parfois s'associer à ces complexes lités, les PGE sont concentrés le long de lits de chromite.
Les **chromites podiformes**, quant à elles, sont liées à des processus magmatiques tels que fusion partielle, cristallisation fractionnée, fusion multiple ou cristallisation dans des failles précoces.

Les massifs d'anorthosite-diorite-ferrifère auxquels sont associés les gîtes de **titane et fer** se trouvent dans des provinces fortement métamorphisées et déformées et constituent donc les événements les plus récents. Ces gisements sont la conséquence de ségrégation magmatique gravitaire syngénétique.

Les **diamants** sont le plus souvent associés à des kimberlites. Ces magmas, intrusifs dans les socles archéens à protérozoïques, sont généralement d'âge plus récent. La vitesse d'ascension des magmas kimberlitiques est supposée très rapide, évitant ainsi la résorption du diamant. Les diamants sont formés à grande profondeur, directement au sein de magmas silicatés.

Les **carbonatites** sont fréquemment les hôtes de diverses minéralisations. Ces concentrations se trouvent généralement dans des filons, qui correspondent souvent à des cheminées d'alimentation. Ces roches intrusives sont associées à des complexes alcalins en contexte d'extension et de dômes lithosphériques, au niveau de points chauds ou de panaches mantelliques. La cristallisation fractionnée de magma carbonatitique serait à l'origine de la cristallisation de l'apatite, appauvrissant ainsi le magma en phosphore et en fluor et induisant la précipitation du pyrochlore. Des processus d'altération hydrothermale post-magmatiques permettent un enrichissement en éléments économiques (Nb,F).

Les **pegmatites** produisent un certain nombre de minéralisations économiques : Be, Li, Sn, W, Rb, Cs, Nb, Ta, REE et U sont les plus courantes. Elles sont généralement organisées en champs de dykes et filons-couches à la périphérie de batholites granitiques et se mettent en place en faveur des zones de fractures. En s'éloignant du granite les concentrations sont de plus en plus différenciées, créant ainsi une zonation. La principale cause de formation de telles roches est la différenciation magmatique.

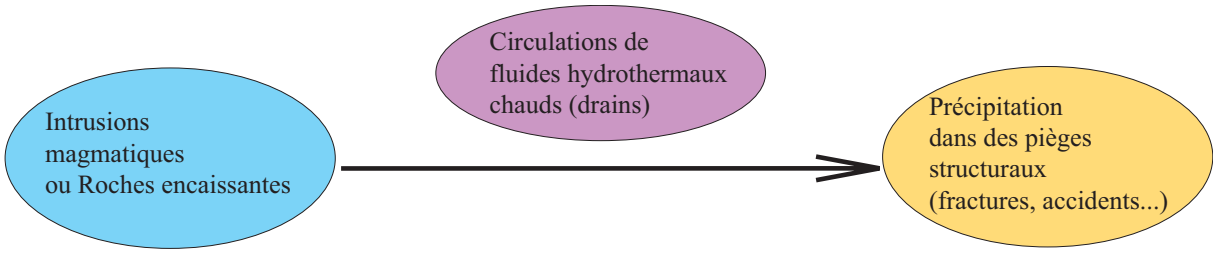
En résumé

Les processus magmatiques sont à l'origine de plusieurs types de concentrations d'intérêt économique, par combinaison de multiples phénomènes : précipitation des oxydes et des liquides sulfurés, ségrégation gravitaire, cristallisation fractionnée. La

mise en place des horizons minéralisés dépend fortement de processus thermiques. Par exemple, Tait & Jaupart (1992) ont montré que la convection compositionnelle qui se produit dans les réservoirs magmatiques au niveau des couches limites thermiques (se refroidissant) est responsable de la stratification minéralogique observée et donc de l'enrichissement de certains horizons en des minéraux spécifiques. Les processus magmatiques permettent donc de comprendre la formation de certains gisements, cependant, ils ne suffisent pas à expliquer la mise en place de tous les gîtes minéraux, un nombre conséquent d'entre eux étant liés notamment à des processus hydrothermaux.

3.2.2 Les gîtes liés à l'hydrothermalisme

Les circulations de fluides hydrothermaux transportant des ions métalliques peuvent entraîner la formation de gisements dans la croûte. Les gisements sont dits syngénétiques, si leur dépôt est synchrone à celui des séries dans lesquelles ils se forment alors qu'ils sont épigénétiques si ils se forment après la roche encaissante.



Il existe deux grands types de **gisements syngénétiques**, les gîtes de sulfures massifs volcanogènes (VMS : Volcanogenic Massive Sulphide) et les gîtes de sulfures massifs encaissés par des roches sédimentaires, les SEDEX (Exhalative Sediment). Ils sont associés à de l'hydrothermalisme sous-marin marqué par la circulation convective d'eau de mer dans la croûte océanique. Le terme exhalatif désigne l'arrivée de fluides de la lithosphère dans l'hydrosphère.
Les **VMS** sont liés à un volcanisme calco-alcalin et se forment sur le plancher océanique grâce à des circulations de fluides hydrothermaux ventilés dans l'océan, en contexte intra- ou arrière-arc ou au niveau des rifts de dorsales océaniques. Ces circulations sont reliées à des gradients de température de plusieurs centaines de degrés par kilomètre pouvant exister du fait de la présence de chambres magmatiques à environ 1200°C à faible profondeur (∼3km) (Fouquet, 2002). L'eau de mer circule dans le sous-sol à la faveur de réseaux de failles et jaillit sous forme de sources chaudes sur le plancher océanique. Ces gisements concentrent généralement un assemblage de type Cu-Zn-Pb, mais sont aussi enrichis en Ag, Au, Ba .
Les gîtes de type **SEDEX** se mettent en place dans des sédiments ou des volcanosédiments et sont enracinés dans des accidents synsédimentaires. Le mélange à proximité de la surface d'eaux riches en soufre et de fluides hydrothermaux sous-marins, convectifs, serait la cause de ce type de minéralisations. Ces gisements, souvent de taille colossale, représentent des réserves importantes en Pb, Zn ou barytine, auxquels s'ajoutent parfois Cu et Ag.

Les **gisements épigénétiques** correspondent aux dépôts de type skarns, porphyres, épithermaux et orogéniques. Les minéralisations sont discordantes et souvent liées à des filons, elles dépendent fortement du contexte géotectonique et des conditions de pression et température.
Les **porphyres** sont des gisements caractérisés par un fort tonnage et une faible teneur. Ils sont reliés à des corps magmatiques intrusifs calco-alcalins à alcalins, de petite taille, à faible profondeur (1 à 5 km). Il existe plusieurs types de porphyres : à cuivre-molybdène, à cuivre-or, le cuivre étant la substance la plus importante liée à ces gisements. Le contexte géodynamique propice à la formation de ces gisements est caractérisé par de la convergence : marges actives ou arcs insulaires. Une concentration de fluides chauds (>500 °C) et salins au toit des intrusions s'accompagne d'un hydrothermalisme intense, auxquel sont liés divers halos d'altération. La minéralisation est corrélée à ces zones d'altération où les fractures sont généralement concentrées. La température des fluides est directement liée à l'altération hydrothermale, et sera donc un facteur déterminant pour contraindre les zones minéralisées. Le modèle de D. Lowell & Guilbert (1970) rend compte de cette zonalité (figure 3.1).

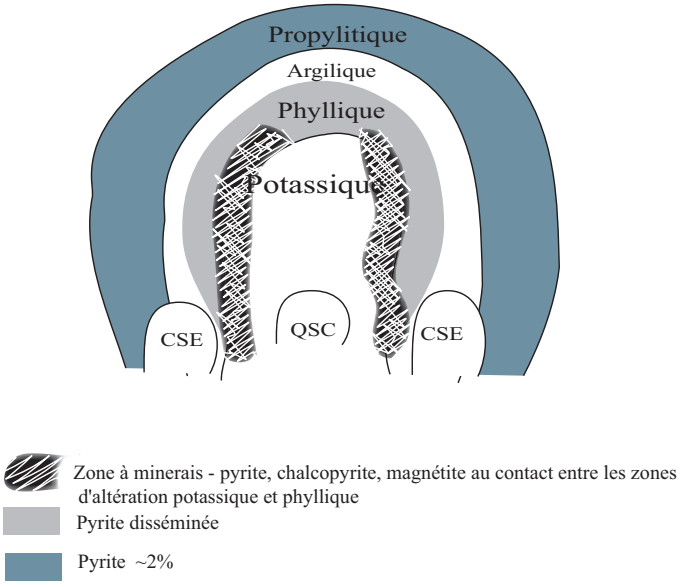


FIG. 3.1 – Modèle de porphyre cuprifère d'après D. Lowell & Guilbert (1970). Présentation des zones d'altération hydrothermale et des zones minéralisées. QSC, quartz-sericite-chlorite ; CSE, chlorite-sericite-epidote.

Les **épithermaux** se situent généralement dans les zones de cordilières, d'arcs, où l'activité sismique et le volcanisme sont importants (i.e. Ceinture de Feu du Pacifique). Ces gisements concentrent des minéralisations polymétalliques (Zn, Pb, Au, Ag, Cu, Mn) et représentent le second pic mondial pour l'or. La genèse de tels systèmes se produit à des niveaux structuraux élevés. Les fluides ont deux origines possibles : magmatiques (porteurs de métaux) ou météoritiques (à l'origine des altérations phylliques et argileuses avancées). Ces fluides utilisent au maximum les fractures volcaniques créées lors de l'ascension du magma pour circuler. Les contrôles structuraux existent

à toutes les échelles. Les fluides magmatiques ont la possibilité de rester bloqués en profondeur ou, au contraire, de continuer jusqu'à la surface en percolant. La vitesse à laquelle s'effectue la remontée dépend de la dynamique du système, plus elle est lente, plus la neutralisation des fluides est efficace. Il existe deux grands types de gisements épithermaux, les épithermaux acides (ou high sulphidation) et les neutres (type adulaire séricite, low sulphidation).

Hedenquist & Lowenstern (1994) ont mis en évidence les relations entre ces différents gisements épigénétiques, la figure 3.2 illustre la possible coexistence de gisements épithermaux et porphyriques en soulignant les domaines de température pour chacun.

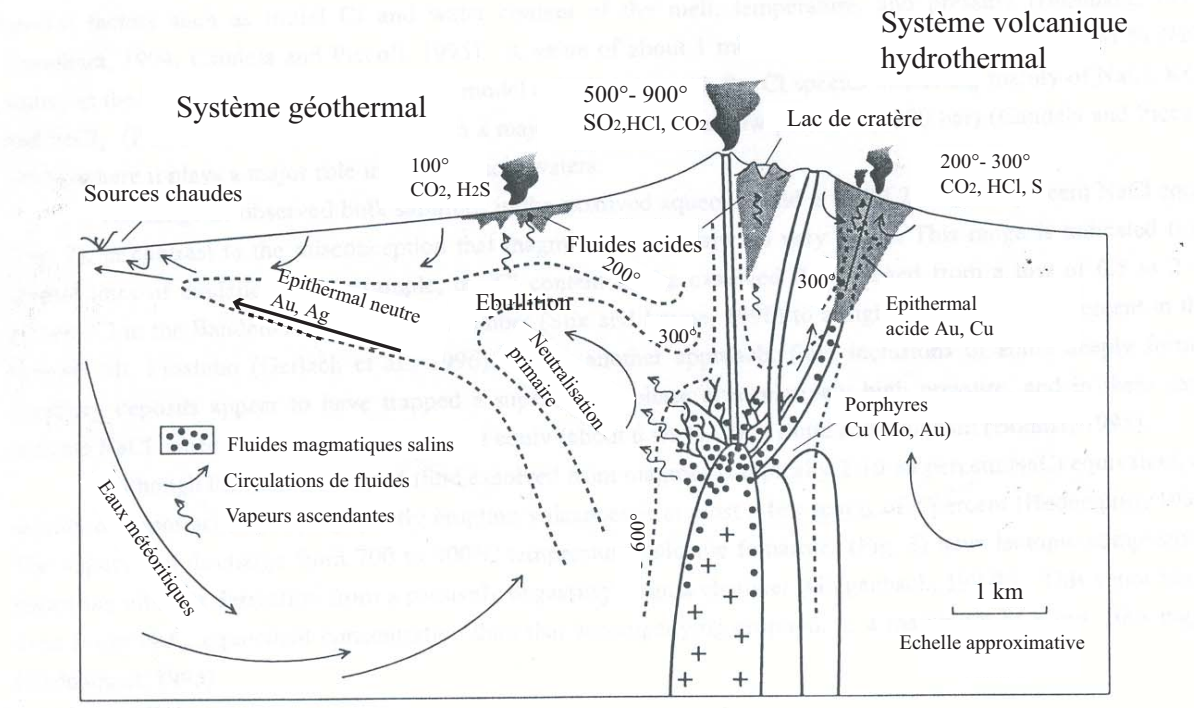


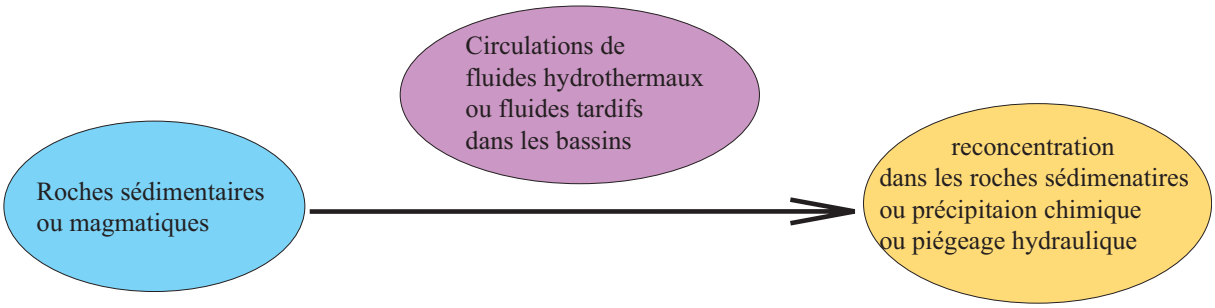
FIG. 3.2 – Relations entre les systèmes porphyriques et épithermaux acides ou neutres [modifié d'après Hedenquist & Lowenstern (1994)].

Les **gisements de type orogéniques** font partie des minéralisations épigénétiques mais sont traités dans la section 3.3 de façon détaillée.

3.2.3 Les gîtes liés à la sédimentation

Les bassins sédimentaires représentent des environnements favorables pour certaines minéralisations car ils présentent un régime thermique particulier et sont le lieu de circulations hydrothermale. Les minéralisations sont de deux types selon le moment auquel elles se forment par rapport à l'évolution du bassin. Le type syngénétique se rapporte à des minéralisations contemporaines à la sédimentation du fond du bassin.

Le deuxième type de minéralisations, dia- à épi-génétique, correspond à des circulations tardives dans le bassin.



Les **dépôts syngénétiques** correspondent aux gisements de fer de type **BIF** (banded iron formation) proviennent de l'immobilisation du fer soluble par fixation avec de l'oxygène. Ces dépôts sont présents principalement dans les séries précambriennes (voir 4.2). Des courants marins auraient assuré la remontée de fer ferreux soluble produit au niveau des rides médio-océaniques à des niveaux de plate-formes cratoniques stables moins profonds. L'oxygène libéré par la photosynthèse, aurait ainsi pu se mélanger à ces éléments, permettant la précipitation du fer ferrique (forme oxydée) insoluble ainsi formé. La formation de dépôts de **manganèse** est sensiblement la même, celui-ci provenant aussi de courants océaniques profonds et étant aussi insoluble en milieux oxydants.

Les **dépôts diagénétiques à épigénétiques** concernent les gisements liés des circulations de fluides interagissant avec la matrice rocheuse dans les bassins. Si la matrice est constituée de grès, un enrichissement en plomb ou zinc peut être constaté, par contre s'il s'agit d'anhydrite le fluide devient oxydant et est capable de remobiliser du cuivre (Jébrak, 2004). La migration de fluides à l'échelle du bassin résulte parfois de la topographie de la région ou de la compaction des sédiments qui entraîne une expulsion de fluides.

3.2.4 Les gîtes d'enrichissement supergène

Ces gîtes sont liés à l'altération supergène, des processus liés au climat permettent d'augmenter le degré de concentration des éléments métalliques. Trois mécanismes principaux agissent : une dissolution locale, le transport des complexes, et la reprécipitation, ce qui conduit à un degré de concentration plus important que dans les roches lessivées. Divers métaux sont affectés par ces phénomènes, des gîtes supergènes de Mn, Ni, Cu, Fe, Ag, Zn, Au sont ainsi reconnus. Ils se concentrent de façon privilégiée au niveau de zones d'altération et de zones d'accumulation sédimentaires détritiques.
Les **placers** se retrouvent généralement dans des horizons détritiques et correspondent à des sédiments terrigènes provenant de l'érosion de dépôts primaires. Les particules de métal natif (denses) sont transportées, par le biais du réseau hydrographique et reconcentrées par différence de densité dans des pièges hydrauliques.

3.3 Cas particulier des gisements d'or orogéniques

Ces gisements orogéniques sont aussi connus sous le terme de "gisements mésothermaux". Ces dépôts épigénétiques, mis en place dans des terrains métamorphiques, sont marqués par un contrôle structural important. Lors des processus d'accrétion tectonique, les circulations de fluides hydrothermaux (météoritiques ou aquo-carboniques profonds) se réalisent à grande échelle (plusieurs dizaines/centaines de km), le long de grands accidents crustaux. Les cellules hydrothermales ne se limitent donc pas à l'échelle du gisement.

Les fluides en circulation lessivent et concentrent les ions métalliques dans les pièges structuraux. La cristallisation des minéraux dépend fortement de la température et de la pression, ces paramètres exercent donc une influence capitale sur la concentration des métaux.

La variété des dépôts reflète notamment leur emplacement à des niveaux crustaux différents, ainsi, les conditions de température et de pression varient de 180 °C à moins de 1kbar (faciès sub-schiste vert), jusqu'à 700 °C à 5-6 kbar (faciès granulite). La majeure partie des minéralisations (70%) se retrouve néanmoins dans des niveaux métamorphiques de type faciès schistes verts à amphibolite inférieur (300-400°C et 2-4 kbar) , elles sont plus rares dans les faciès amphibolite supérieur (28%), enfin elles ne sont que 1.5% dans les terrains présentant un faciès granulite inférieur. Les gisements sont souvent présents dans des zones à la transition du domaine ductile au domaine cassant.

Les processus de minéralisations sont fréquemment tardi-orogéniques et se mettent en place lors de phases de soulèvement du bâti (uplift) et/ou effondrement, elles sont donc post-métamorphiques (après le pic thermique) et post-collisionnelles. La superposition de paragenèses de température décroissante témoigne de l'uplift subi. La tectonique se traduit donc par des phénomènes thermiques qui eux-mêmes interviennent sur les processus de minéralisations (voir chapitre 6).

Les gisements se trouvent parfois à proximité de corps intrusifs tels que des granitoïdes. Ces derniers ont alors deux rôles possibles, ils peuvent participer à la fracturation du milieu, créant des pièges, et intervenir directement sur la minéralisation en jouant le rôle de moteurs thermiques pour des circulations hydrothermales. Les structures porteuses de la minéralisation sont diverses, avec notamment des failles cassantes, des plis, des zones de tension ou des zones de cisaillement en milieu ductile-cassant à ductile. Enfin la morphologie et la géométrie des minéralisations correspond généralement à des veines de quartz, des stockwerks et des sulfures disséminés.

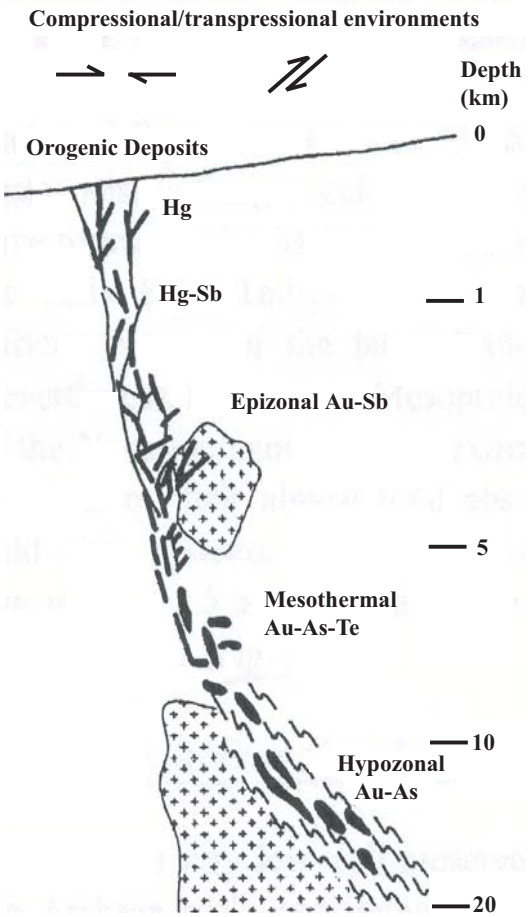


FIG. 3.3 – Schéma représentant les profondeurs de mise en place des gisements orogéniques, d'après Goldfarb et al. (2001).

Chapitre 4

Distribution spatiale et temporelle

Sommaire

4.1 Préservation des gisements 51
4.2 Notion de crises métallifères 52
4.2.1 Répartition des gisements dans le temps 52
4.2.2 Cas particulier des gisements d'or orogéniques 54
4.3 Répartition spatiale 55

Les dépôts métallifères se sont formés tout au long de l'histoire de la Terre. Dans le temps, leur formation est épisodique et les données actuelles concernant les principaux types de dépôts montrent une alternance entre des périodes favorables aux minéralisations et des lacunes temporelles, avec peu ou pas de genèse de gisements. Ces observations sont à la base du concept de crises métallifères. Dans l'espace, les gisements possèdent, une deuxième caractéristique commune, à savoir, une distribution hétérogène à la surface du globe.

4.1 Préservation des gisements

Les déformations, les processus tels que l'uplift ou l'érosion, et le métamorphisme affectant une région minéralisée conditionnent la préservation des gisements. Le fait de ne pas trouver certains types de minéralisations dans une région ne signifie pas pour autant qu'il n'y a pas eu de formations de gisements. La stabilité tectonique des zones minéralisées joue donc un rôle non négligeable dans la préservation des gisements. En effet, les gisements, tels que les gisements d'or orogéniques archéens, formés en profondeur, dans des régions "tectoniquement stables", auront plus de chance d'être préservés que des minéralisations de types épithermales, mises en place à faible profondeur dans des zones à fort taux d'exhumation et érosion. De plus, certains gisements ne sont pas exposés à la surface du globe, en raison d'un enfouissement, d'un recouvrement par des séries plus jeunes ou d'une formation à des niveaux structuraux élevés par exemple. Ce

phénomène de préservation doit être pris en compte lorsque l'on étudie la distribution dans le temps et l'espace des gisements. Goldfarb et al. (2001) ont cependant montré que la répartition spatio-temporelle des gisements d'or orogéniques n'est pas uniquement le fait de la préservation ou non de ce type de minéralisations, mais qu'elle reflète bien un phénomène global (voir 4.2).

4.2 Notion de crises métallifères

4.2.1 Répartition des gisements dans le temps

La répartition des gisements dans le temps ne se présente pas sous la forme d'un phénomène continu. Les travaux de Meyer (1988) [voir aussi Barley & Groves (1992)], présentés en figures 4.1, illustrent la distribution temporelle des concentrations métalliques selon le type de substances et d'environnements.

On discerne des périodes ou "pics" d'activités métallogéniques, avec de fortes productions de minerais et des époques correspondant à des lacunes dans le dépôt. Il semble que cette distribution épisodique de gisements soit liée principalement à l'histoire tectonique de la Terre et à l'évolution chimique des environnements de surface.

En effet, comme le montrent les exemples suivants, la plupart des crises sont en relation avec des phénomènes tectoniques, thermiques, des changements des conditions chimiques ou climatiques ou encore avec des événements catastrophiques.

Les dépôts de **BIF** (banded iron formation) et de **manganèse** ne peuvent précipiter que dans des milieux oxydants. Il est donc normal de constater que l'une des périodes pendant laquelle l'oxygénation de l'atmosphère se produit, comprise entre 2500 et 1800 Ma, coïncide avec les pics métallifères des BIFs et des gisements de manganèse. Un lien avec l'activité de panaches mantelliques a aussi été proposé pour expliquer l'apport massif de Fe et de Mn, nécessaire pour ces minéralisations (Isley & Abbott, 1999) ou avec la mise en place de larges provinces ignées (Barley et al., 1997). Une relation entre la formation de ces gisements et les grandes crises climatiques , telles que des glaciations globales a aussi été suggérée par certains auteurs (Kirschvink et al., 1997, 2000; Hoffman et al., 1998; Hoffman & Schrag, 2000).

De la même façon, une connexion directe entre les pics de genèse des gisements de type **MVT** (Mississipi Valley Type) et la tectonique globale a été montrée (Leach et al., 2001). Les deux principales périodes de formation sont les suivantes : du Dévonien au Permien, donc au moment de l'assimilation de la Pangée, et du Crétacé au Tertiaire, qui correspond à l'assimilation de microplaques.

Le fait que les gisements **porphyriques** et **épithermaux** ne se retrouvent que du Phanérozoïque à l'actuel ne représentent pas nécessairement le résultat d'une crise. Leur formation s'effectue en relation avec des zones de subduction qui permettent la création

d'arcs volcaniques continentaux ou insulaires. Ce sont donc des zones de surrection et d'érosion rapide favorisant la disparition de gisements anciens. La lacune temporelle peut donc s'expliquer en partie par ce phénomène de non préservation.

Certains gisements de **Ni-Cu-PGE** sont liés à des événements "catastrophiques" tels que les effusions de basaltes continentaux. Dans ce cas, c'est encore une crise géodynamique globale qui est responsable de certains des pics métallifères pour ce type de métaux. Ces trapps sont notamment à rapprocher de la formation du gisement de Ni-Cu-PGE de Noril'sk en Russie, mis en place il y a environ 250 Ma (Hawkesworth et al., 1995). Les impacts météoritiques constituent un autre type d'évènements catastro-

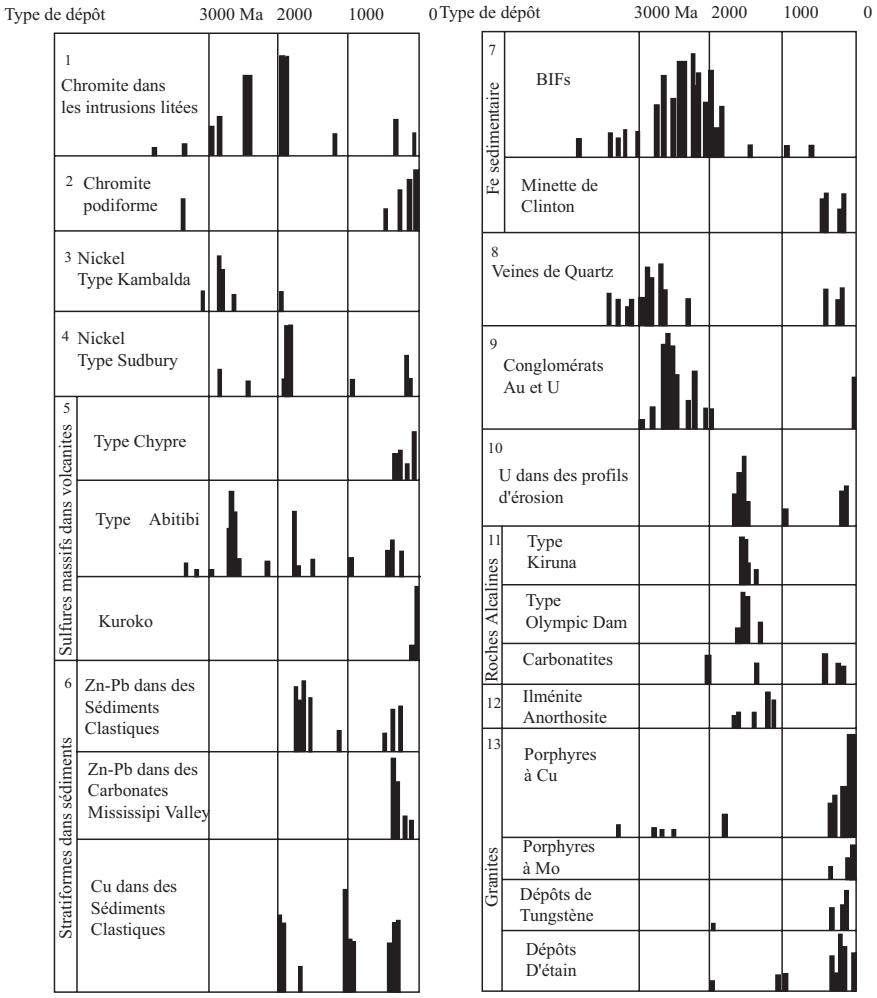


FIG. 4.1 – Distribution temporelle des principaux types de gisements, d'après Meyer (1988). La largeur de chaque barre verticale représente approximativement 50 Ma. La longueur de chaque barre est une estimation de la quantité de minerai formée pendant cette période de temps rapportée au tonnage total -somme de toutes les barres pour chaque type de dépôts- pour toute la durée des temps géologiques.

phiques, corrélés à des pics métallifères, ils sont notamment responsables de certaines minéralisations, par exemple, Sudbury et Vredeford (Grieve & Therriault, 2000). A Sudbury l'impact supposé du météorite a donné naissance à un gisement de Ni et Cu

de classe mondiale. Dans ce cas, l'activité hydrothermale est liée à l'impact lui même.

Enfin, les gisements associés à des **complexes lités** sont datés pour la plupart entre 2900 et 2000 Ma et sont liés à des phénomènes magmatiques de grande ampleur. Certains auteurs ont ainsi relié la présence d'intrusions litées majeures à l'activité de super panaches (Isley & Abbott, 1999), notamment dans les cas du great dyke du Zimbabwe (2500 Ma) ou du complexe du Bushveld (2100 Ma).

4.2.2 Cas particulier des gisements d'or orogéniques

Un travail considérable, concernant la répartition temporelle des minéralisations aurifères orogéniques, a été réalisé par Goldfarb et al. (2001). Ils ont recensé la distribution des gisements de type or orogénique au cours du temps, illustrant clairement la discontinuité de la distribution temporelle de ce type de gisements (figure 4.2).

Les "pics" métallifères relatifs à ces gisements d'or traduisent des moments singuliers dans l'évolution géodynamique de notre planète (Lescuyer, 2003). Leur distribution temporelle serait liée à des périodes de croissance crustale importante (Goldfarb et al., 2001).

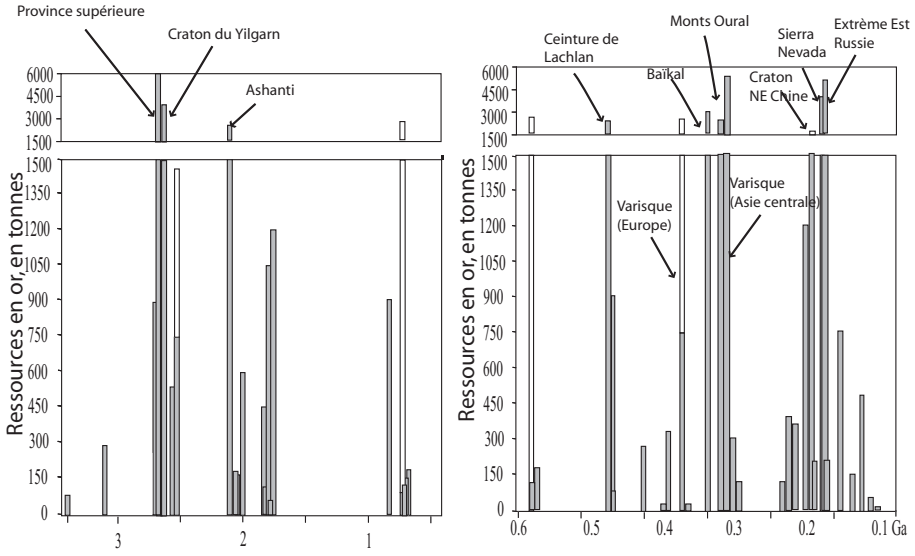


FIG. 4.2 – Production d'or en fonction de l'âge approximatif de la formation des veines aurifères, d'après Goldfarb et al. (2001).

4.3 Répartition spatiale

Les gisements (toutes substances confondues) ne sont pas répartis de façon homogène à la surface du globe terrestre. Cette constatation valable à l'échelle globale se retrouve à l'échelle continentale, la figure(4.3) illustre ce phénomène pour le continent africain. De la même manière, pour une substance donnée, les gisements montre une

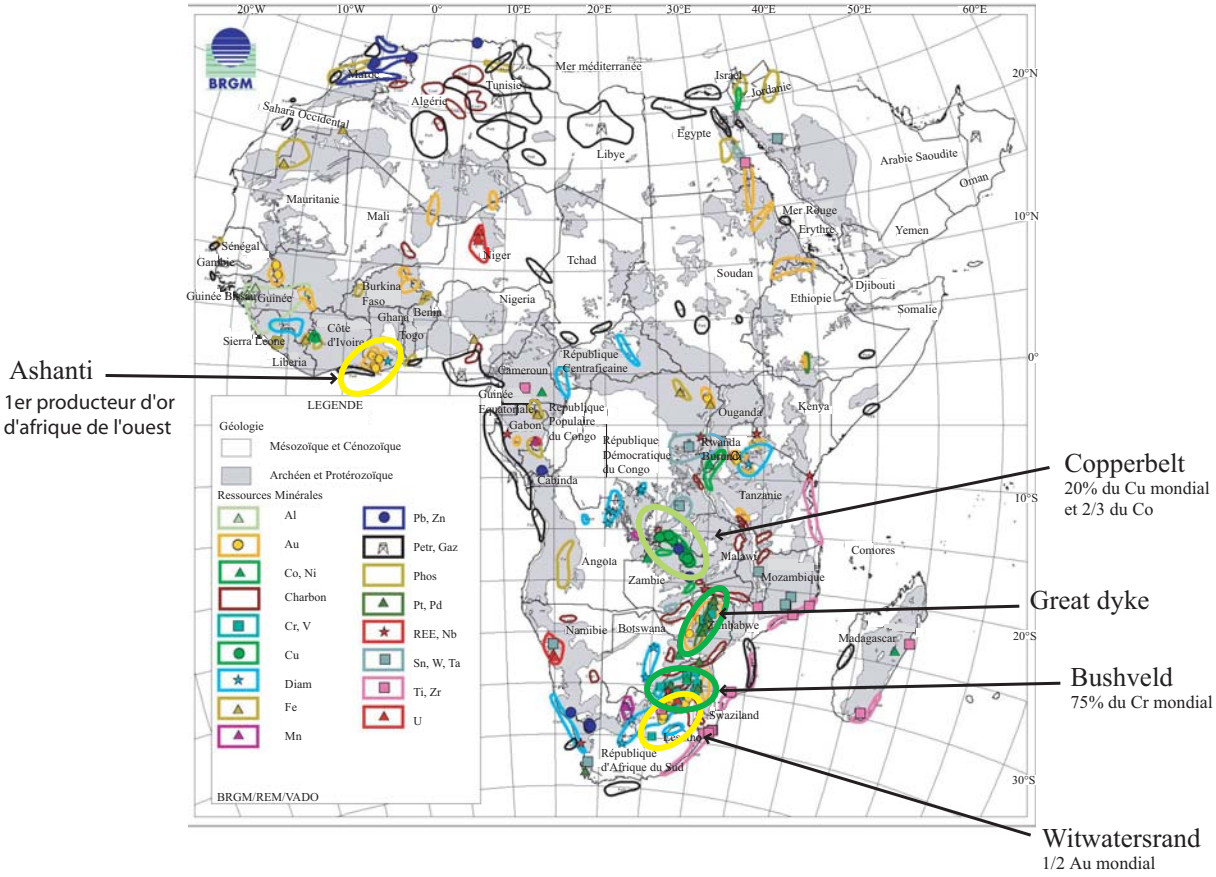


FIG. 4.3 – Répartition de richesses minières en Afrique ; principales provinces et gisements majeurs, d'après (Milesi et al., 2001).

répartition hétérogène (figure 4.4). Ainsi, certaines zones regroupent à elles seules des ressources métallifères considérables, alors qu'ailleurs les concentrations en métaux sont insuffisantes pour les rendre exploitables.

Les "provinces métallifères" désignent des régions spécifiques du globe fortement minéralisées, regroupant un ou plusieurs types de minéralisations et possédant des liens génétiques (Turneaure, 1955). Il faut noter que dans certaines provinces il existe clairement plus d'une époque métallogénique, c'est-à-dire que les gisements se sont formés à des époques successives. Afin de prendre en compte en plus cet aspect temporel des événements minéralisateurs, le terme de "province métallogénique" est utilisé. Les métallogénistes ont essayé de mettre en évidence des phénomènes permettant d'expliquer une telle hétérogénéité. Dans la plupart des cas, il semble que, la distribution spatiale des gisements soit en relation avec le contexte géodynamique (voir section 4.2).

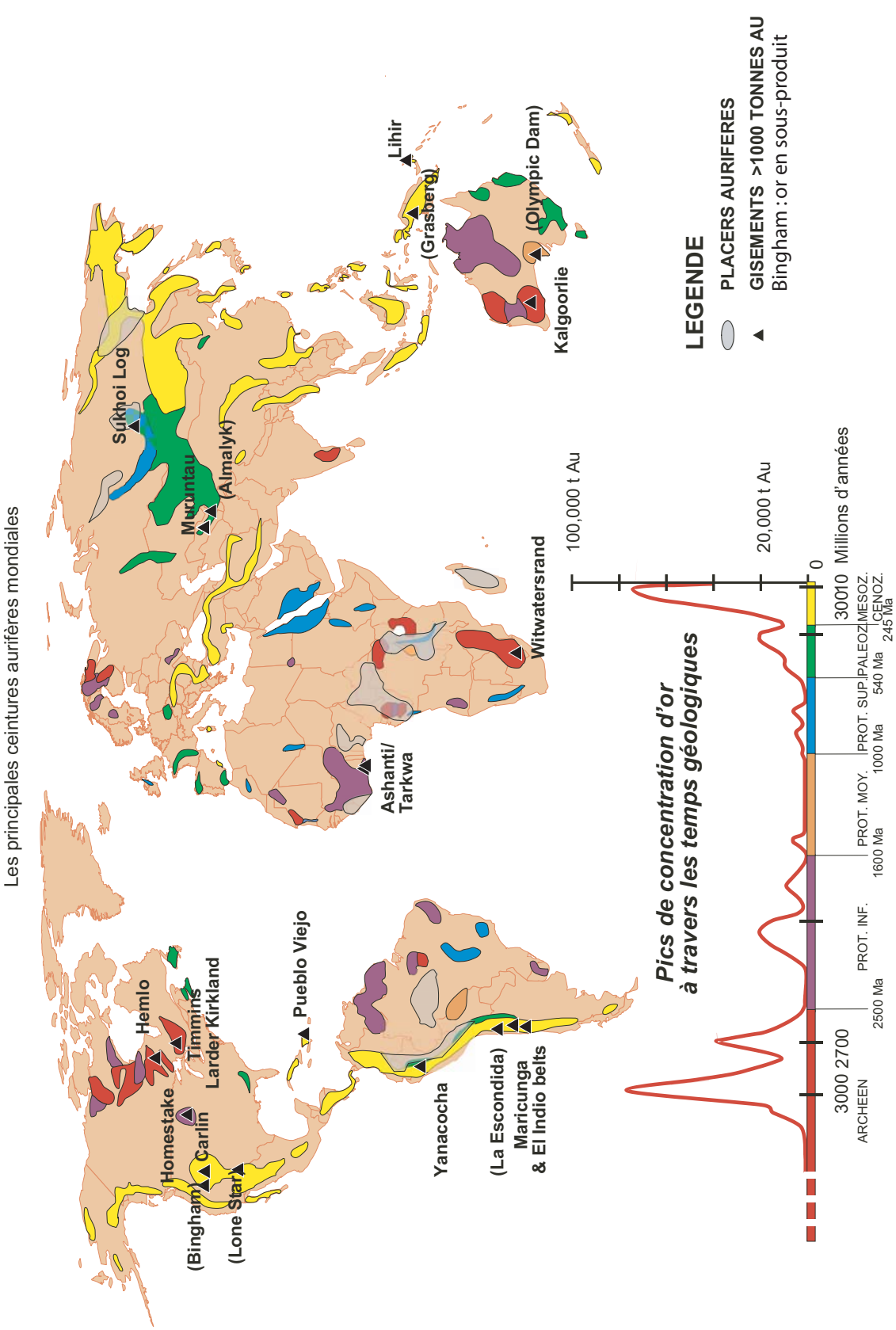


FIG. 4.4 – Carte illustrant la distribution de l'or en fonction des âges de formation des gisements, d'après Lescuyer (2003).

Tectonique des plaques et minéralisations

Certains auteurs (Mitchell & Garson, 1981; Sillitoe, 1972) ont montré que les minéralisations se mettent en place à divers moments du cycle de Wilson (voir figures suivantes). Le cadre tectonique et géologique exerce une influence majeure sur la formation et le potentiel de préservation des gisements. Il détermine un certain nombre de paramètres dont la mise en place des gîtes métallifères dépend. Ainsi, la sédimentation, l'érosion, le type de magmatisme et le degré de métamorphisme seront caractéristiques de contextes tectoniques particuliers. De la même manière la présence de failles majeures, contrôlant la circulation des fluides minéralisateurs, est le résultat du régime tectonique régional. Enfin, le gradient géothermique, sera fortement modifié par les événements tectoniques affectant la région, tels que des chevauchements ou la mise en place de bassins sédimentaires (voir la partie suivante).

Chaque environnement géodynamique est caractérisé par la présence de différents types de gisements. Les processus spécifiques à la mise en place des divers gisements sont donc dépendants de l'environnement géodynamique. Quelques exemples sont décrits et illustrés ci-dessous.

Points chauds

La présence de panaches sous une masse continentale, entraîne des variations topographiques à l'aplomb du point chaud et un magmatisme. Ce magmatisme va se concentrer dans les zones de faiblesse de la croûte et s'accompagne parfois de la mise en place de gisements. Ceux-ci sont liés à des roches intrusives, telles que des carbonatites, des granites per-alumineux et des granites alcalins ou per-alcalins chacun caractéristiques de minéralisations particulières (voir figure 4.5).

Rifts intracontinentaux

Le développement d'un rift à l'aplomb d'un point chaud entraîne, la formation de fractures traversant la croûte continentale et servant de conduits pour la remontée de divers types de magmas et de fluides hydrothermaux. Les magmas, selon leur type, sont associés à diverses minéralisations, comme indiqué sur les figures suivantes.

Expansion du plancher océanique

Le développement du plancher océanique associé à l'activité hydrothermale aux dorsales et le long des zones de fractures est aussi un contexte caractéristique de certaines minéralisations. La proximité de chambres magmatiques peu profondes à l'axe des dorsales contribue à un apport de chaleur important (Fouquet, 2002), permettant la mise en place de cellules de convection.

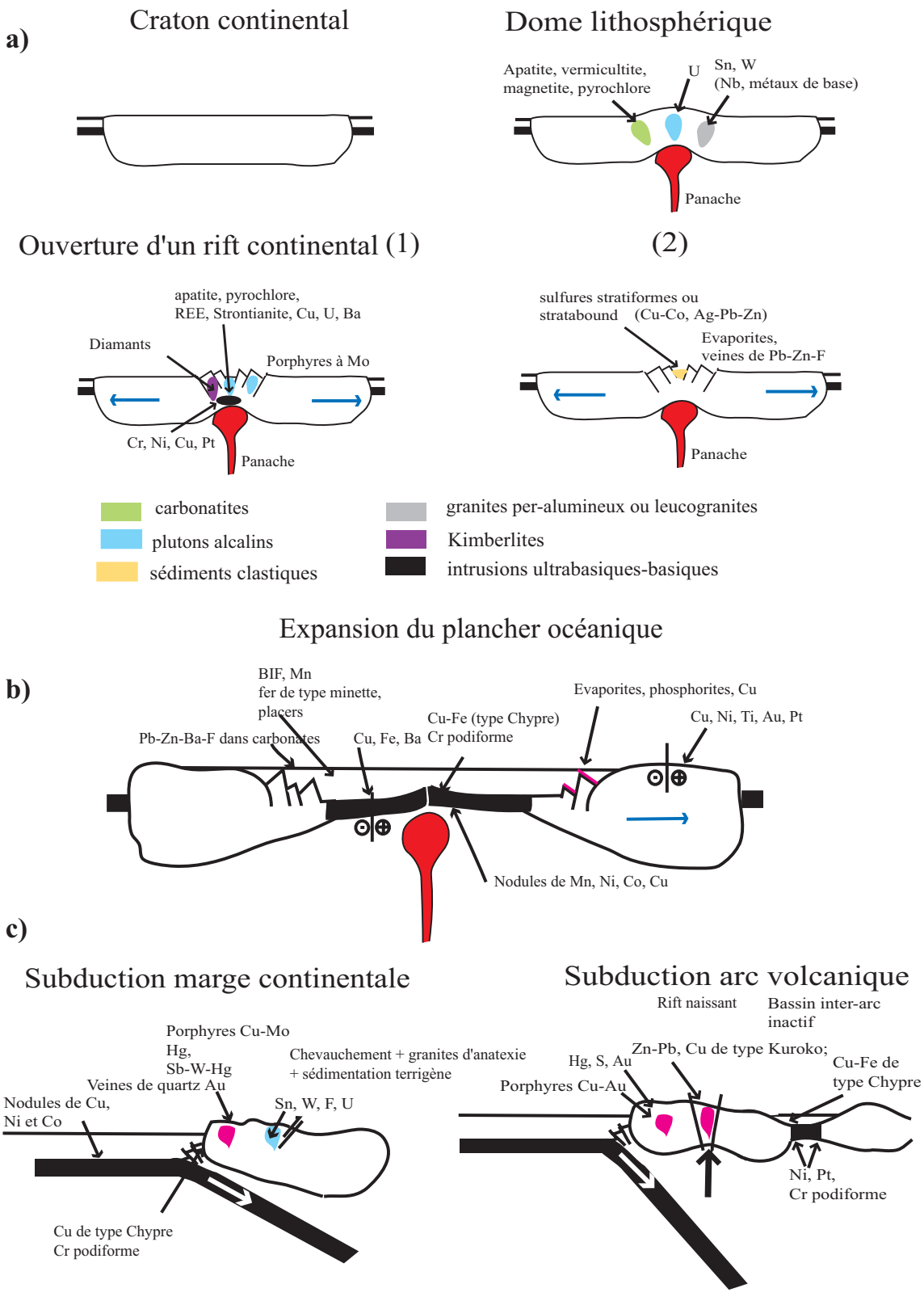


FIG. 4.5 – Minéralisations associées a) aux points chauds et rifts intracontinentaux, b) à l'expansion plancher océanique et c) aux zones de subduction (marge et arc) d'après Mitchell & Garson (1981)

La circulation de fluides hydrothermaux chauds (350°C) s'effectue essentiellement par convection à l'axe de la dorsale. A proximité des zones de décharges hydrothermales, des dépôts stratiformes riches en Cu ainsi que des dépôts de Fe-Mn hydrothermaux se forment alors que des sédiments s'accumulent sur les flancs de la ride. Ils constituent des lieux privilégiés pour la précipitation de nodules de Mn, riches en Cu, Ni et Co.

D'autre part, l'interaction entre les fluides hydrothermaux et des roches du manteau (principalement des dunites), portées à l'affleurement au niveau de la ride, permet le dépôt de Cr podiforme. La précipitation, à partir de l'eau de mer, de Fe et Mn (encroûtements ferro-magnésiens) peut se produire dans des zones où les taux de sédimentation sont très faibles. Ils sont généralement enrichis en Co et Pt et se déposent soit sur des plate-formes carbonatées ou sur des cendres volcaniques, soit sur d'anciennes coulées basaltiques (Bonneville, 2002).

Au niveau des marges passives et sur les plate-formes continentales, des séquences évaporitiques transgressives riches en minéralisations peuvent se mettent en place (Cu et Phostphorites-Cu).

Sur le continent, les zones de faiblesse, peuvent se caractériser par la présence de failles transformantes, qui peuvent être le siège de minéralisations en association avec des intrusions mafiques à ultramafiques de Cu-, Ni, Ti, Au, et Pt.

Zones de subduction et expansion arrière-arc

La subduction du plancher océanique est reliée en partie à son refroidissement, celui-ci entraîne en effet une augmentation de la densité en s'éloignant de la dorsale. La relation entre tectonique des plaques et minéralisations est aussi applicable au cas particulier des zones de subduction, où une multitude de gisements se forment (figure 4.5c). Les gisements porphyriques et les épithermaux se retrouvent notamment dans ce type de contexte tectonique (Andes).

Collision continent-continent et continent-arc

Collision continent-arc :

Cette collision peut s'accompagner du chevauchement de roches ophiolitiques au préalable accrétées sur le bassin d'avant pays, auquel des minéralisations particulières sont associées.

La collision accompagne aussi la mise en place de granites d'anatexie, associés à des minéralisations de Sn, W et U (parfois Ag-Ni, Co-Ar). Le bassin d'avant-pays sera lui, hôte de minéralisations d'U, Va et Cu stratiforme, dont la source correspond à des granites.

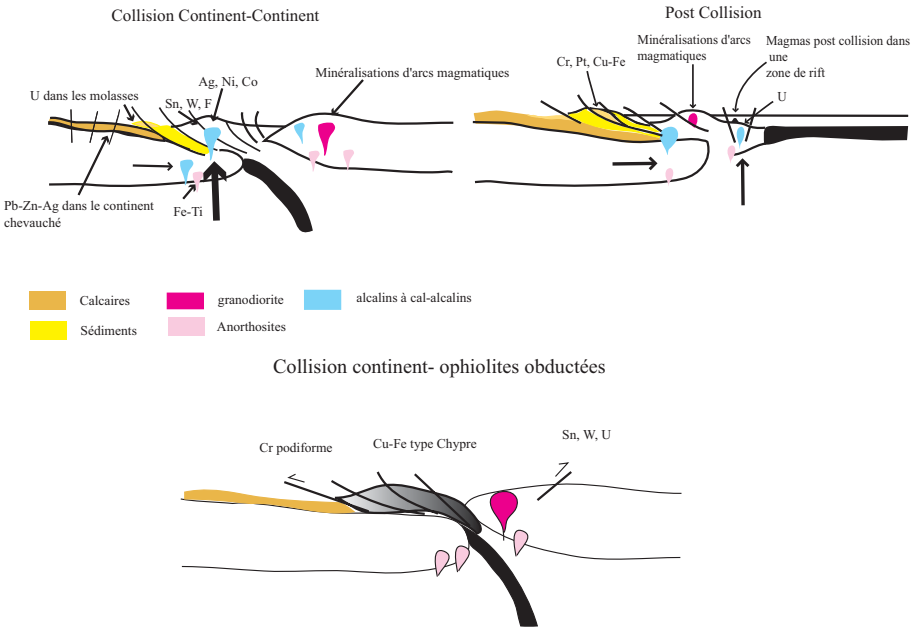


FIG. 4.6 – Minéralisations associées à des contextes de collision d'après Mitchell & Garson (1981)

Collision continent-continent :

Elle est caractérisée par la fermeture de bassin océanique, et s'accompagne de l'accrétion et obduction d'ophiolites. Des fluides minéralisateurs peuvent être expulsés du prisme d'accrétion et entraîner la formation de dépôts épigénétiques de Zn-Pb dans les carbonates, au niveau des plateformes continentales. La suture entraîne un épaississement crustal et la formation de granites d'anatexie, responsables de la formation gisements.

Remarque

Le cycle présenté démarre à partir d'un craton stable et se termine par la création d'un continent plus important, contenant plus de roches potassiques et ignées, en raison de l'évolution des roches au cours de ce cycle. Les différents contextes tectoniques rapportés dans cette partie montrent clairement des relations avec la mise en place de gisements spécifiques à chacun d'entre eux. Il apparaît donc que le contexte géodynamique est un facteur déterminant pour la formation de gisements.
Il est intéressant de noter que la plupart des gisements se mettent en place à proximité d'intrusions magmatiques reliées aux divers contextes tectoniques. C'est le cas par exemple des granites d'anatexie et des minéralisations de Sn, W et U ou des gisements à proximité des dorsales, qui sont eux caractérisés par la présence de chambres magmatiques peu profondes. Ces intrusions jouent le rôle de moteurs thermiques et sont donc des acteurs à part entière des processus de minéralisation (voir chapitre 6).

Deuxième partie

“Thermique et Métallogénie”

Chapitre 5

Rappels théoriques

Sommaire

5.1 Conduction 64
5.1.1 Régime permanent 65
5.1.2 Régime transitoire 65
5.2 Convection 66
5.2.1 Convection de Rayleigh-Bénard 67
5.2.2 Les équations dans le cas d'un fluide simple 67
5.2.3 Les régimes convectifs 69
5.3 Transferts de chaleur en milieux poreux 70
5.3.1 Propriétés des milieux poreux 70
5.3.2 Conduction 71
5.3.3 Convection 72
5.3.4 Précipitation de métaux et circulation de fluides hydrothermaux 75

La Terre est une planète active, la tectonique des plaques est l'une des manifestations de surface les plus visibles de cette dynamique. Elle résulte de la dissipation de l'énergie thermique interne de notre planète, qui se refroidit au cours du temps. Les deux sources principales de cette chaleur interne sont : l'énergie produite par la désintégration des éléments radioactifs contenus dans les roches et le refroidissement correspondant à la dissipation de l'énergie "primitive" (ou chaleur d'accrétion). Les transferts de chaleur provenant de l'intérieur de la planète contrôlent, non seulement la dérive des continents, mais aussi l'activité ignée, le métamorphisme, l'évolution thermique de la lithosphère et du manteau.

D'une manière générale, les transferts de chaleur se produisent dès lors que deux corps de températures différentes sont mis en présence. Cet état instable entraîne des échanges d'énergie sous forme de chaleur jusqu'à ce qu'un état d'équilibre soit atteint. Il existe trois mécanismes principaux : la conduction, la convection et la radiation. La Terre utilise ces trois modes de transferts pour évacuer l'énergie interne vers la surface.

5.1 Conduction

Dans les solides à température et pression modérées, la convection est absente et la radiation est négligeable (Carslaw & Jaeger, 1959), les transferts de chaleur se font principalement par conduction. La propagation de la chaleur se fait sans transfert de matière, elle est le résultat de processus diffusifs. L'agitation thermique, entraîne des collisions entre molécules permettant ainsi la transmission d'énergie cinétique, de proche en proche.

Soit un matériau solide homogène à une température T_1, possédant une surface S, compris entre deux plaques parallèles, séparées d'une distance h (figure 5.1). A l'instant t=0, la face inférieure est subitement portée à une température $T_2 > T_1$, l'état ainsi créé est instable. La différence de température ΔT est assez faible pour ne pas créer de changement de propriétés du solide, et est maintenue constante.

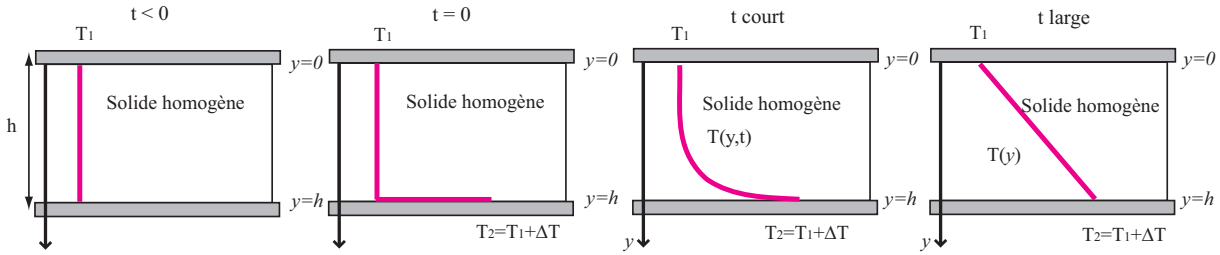


FIG. 5.1 – Transferts de chaleur par conduction dans un solide homogène d'après Bird et al. (1960).

Au cours du temps, le profil de température évolue donc vers un état d'équilibre tel que T=T(y). Une fois ce régime permanent atteint, un flux de chaleur Q ($W.m^{-2}$) constant est maintenu à travers le solide pour répondre à la différence de température $\Delta T = T_2$ - T_1. La relation suivante est valable :

$$Q = \lambda \frac{\Delta T}{h} \tag{5.1}$$

Le flux de chaleur est proportionnel au gradient de température à travers le solide : la constante de proportionnalité, λ, représente la conductivité thermique du matériau en $W.m^{-1}.K^{-1}$. La forme différentielle de cette équation peut être exprimée, si la distance entre les plaques approche zéro et le flux de chaleur q_y (par unité de surface) dans la direction y s'écrit :

$$q_y = -\lambda \frac{dT}{dy} \tag{5.2}$$

C'est la première loi de Fourier de la conduction thermique, elle est valable pour des distributions de température linéaires ou non linéaires. Elle est aussi valable dans le cas des liquides et des gaz, si la convection et la radiation sont évitées.
Dans un milieu isotrope cette loi se réduit à sa forme vectorielle :

$$\mathbf{q} = -\lambda \nabla T \tag{5.3}$$

où ∇T est le gradient de température. Le flux de chaleur tend à réduire la différence de température qui l'induit. Le vecteur flux $\mathbf{q}$, est proportionnel au gradient de température ∇T et est dirigé dans le sens opposé, dans le sens d'une décroissance de température.

Le contenu calorifique local du milieu s'exprime en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ sous forme de la capacité calorifique (ϱC_p), où ϱ et C_p correspondent à la masse volumique et à la chaleur spécifique à pression constante du matériau. Le bilan énergétique local, exprimant la conservation de l'énergie en fonction du temps peut être formulé de la manière suivante :

$$(\varrho C_p)\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla.(-\lambda \nabla T) \tag{5.4}$$

où $\nabla.$ représente la divergence. C'est la deuxième loi de Fourier et dans le cas où la conductivité thermique est isotrope, elle peut aussi s'écrire :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T \tag{5.5}$$

où κ représente la diffusivité thermique du milieu, elle s'exprime en $m^2 s^{-1}$. Cette propriété physique est définie telle que : $\kappa = \lambda/\varrho C_p$. Sa valeur est de l'ordre de $10^{-6} m^2 s^{-1}$ pour la plupart des roches.

5.1.1 Régime permanent

En régime permanent, en présence de source de chaleur interne dans le milieu, la température ne varie pas en fonction du temps et l'équation précédente se réduit à :

$$0 = \kappa \nabla^2 T + \frac{A}{\varrho C_p} \tag{5.6}$$

où A représente la production de chaleur par unité de volume $(W.m^{-3})$.

5.1.2 Régime transitoire

La plupart des problèmes thermiques traités en sciences de la Terre et impliquant des phénomènes de conduction sont transitoires et la propagation d'anomalies de température dans le temps et l'espace peut être quantifiée.

En régime transitoire, la vitesse à laquelle une perturbation thermique se propage est fonction de la diffusivité thermique. Plus κ sera élevée plus le milieu diffusera rapidement les perturbations. L'équation de la chaleur s'écrit :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T + \frac{A}{\varrho C_p} \tag{5.7}$$

Advection

Il est possible de modifier la température d'un point du milieu en lui imposant un mouvement. Ce type de transfert de chaleur correspond au phénomène d'advection.

Advection de matière
Le changement de température en fonction du temps qui résulte du mouvement de la particule dans un champ de température donné se formule :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = U.\nabla T \tag{5.8}$$

où U est la vitesse des particules en mouvement. Si U (U_z) est dirigé vers le bas, le mouvement peut s'apparenter à de l'enfouissement de matériau. Si U est dirigé vers le haut, la situation peut être assimilée à de l'érosion. L'équation complète de la chaleur en régime transitoire se résume alors à l'expression :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T + \frac{A}{\varrho C_p} - U.\nabla T \tag{5.9}$$

Advection par un fluide
L'advection de matière peut aussi être le résultat de mouvement de fluide dans le milieu. Elle s'exprime de la façon de la façon suivante :

$$(\varrho C_p)\frac{\partial T}{\partial t} = (\varrho C_p)_f U_f.\nabla T \tag{5.10}$$

où U_f représente la vitesse des particules de fluide en mouvement et $(\varrho C_p)_f$ la capacité calorifique du fluide.

5.2 Convection

Les transferts de chaleur par convection se produisent dans les fluides et sont associés au mouvement des particules du fluide. Contrairement au cas conductif, le transfert s'effectue par transport de matière. Dans ce cas, le champ de vitesse du fluide est non nul et transporte de l'énergie d'un endroit à l'autre le long des lignes de courant relatives à l'écoulement.

Les transferts de chaleur convectifs sont souvent rencontrés en sciences de la Terre, notamment dans le manteau terrestre, les réservoirs magmatiques ou dans les océans. Les premières expériences relatives à la convection dans les fluides ont été effectuées par Bénard (1901), l'approche théorique a, quant à elle, été réalisée par Lord Rayleigh (1916).

5.2.1 Convection de Rayleigh-Bénard

Le cas le plus simple de convection correspond à la convection de Rayleigh-Bénard dans un fluide Newtonien dont les propriétés, viscosité η et masse volumique ϱ, sont constantes. Lorsqu'une couche de fluide est chauffée par le bas et que sa surface supérieure est maintenue à une température constante relativement froide, des différences de densité apparaissent. Cette situation se caractérise par des instabilités gravitationnelles et se traduit par des mouvements du fluide. Sous l'effet de la force d'Archimède, le fluide chaud, moins dense s'élève alors que le fluide des zones plus froides, plus dense, s'enfonce. Ce mouvement d'ensemble des molécules du fluide correspond à la convection thermique naturelle, il est présenté sur la figure 5.2.

Les mouvements de convection se produisent uniquement si le seuil critique de résistance du fluide lié à la viscosité est dépassé. La convection dans un fluide résulte donc de la compétition entre un phénomène moteur, la poussée d'Archimède, qui tend à mettre en mouvement le fluide, et des phénomènes diffusifs, la diffusion thermique et la diffusion de la vorticité (mesurée par la viscosité du fluide).

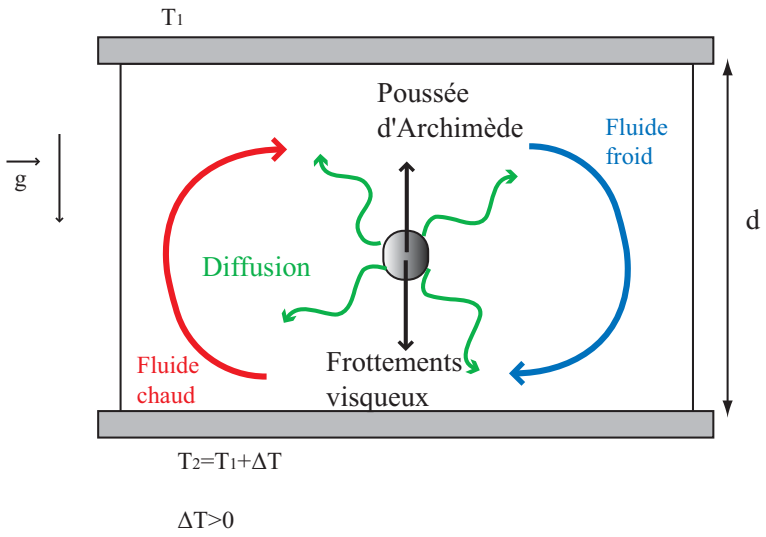


FIG. 5.2 – Transferts de chaleur à travers un fluide compris entre deux plaques parallèles, dont les températures sont différentes.

5.2.2 Les équations dans le cas d'un fluide simple

Pour décrire de manière quantitative la dynamique de ce système, les formes appropriées des équations de continuité, de température et d'équilibre des forces sont nécessaires dans le cadre d'écoulements 2D. Il est essentiel de prendre en compte les variations de densité dans le terme de flottabilité, puisque ce sont elles qui conduisent à la convection thermique. Cependant, dans tous les autres termes, ces variations sont suffisamment petites pour être négligées, c'est l'approximation de Boussinesq (1903). Les équations gouvernant la convection thermique dans ce système sont les suivantes :

1/ L'équation d'état du fluide (au premier ordre)

$$\varrho = \varrho_0[1 - \alpha(T - T_0)] \tag{5.11}$$

où ϱ représente la masse volumique du fluide à une température T et ϱ_0=$\varrho(T_0)$, et α désigne le coefficient de dilatation thermique du fluide.
2/ L'équation de conservation de la masse pour un fluide incompressible

$$\nabla.\mathbf{v} = 0 \tag{5.12}$$

où $\mathbf{v}$ désigne le vecteur vitesse, $\mathbf{v} = (u, v, w)$.
3/ L'équation de conservation de la quantité de mouvement (équation de Navier-Stokes)

$$\varrho_0(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}.\nabla)\mathbf{v} = -\nabla p + \Delta\varrho g\mathbf{k} + \eta\nabla^2\mathbf{v} \tag{5.13}$$

où p représente la différence entre la pression réelle et la pression hydrostatique, g l'accélération de la pesanteur, $\mathbf{k}$ le vecteur unitaire vertical dirigé vers le haut, η la viscosité dynamique du fluide et $\Delta\varrho = \varrho_0 - \varrho$.
4/ l'équation de conservation de l'énergie

$$(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}.\nabla)\, T = \kappa\nabla^2\, T \tag{5.14}$$

où κ désigne le coefficient de diffusivité thermique du fluide.

A ce système d'équations, il faut ajouter les conditions limites suivantes :

soit $\mathbf{v} = \mathbf{0}$ pour les limites rigides ;

soit $w = 0$,$\partial u/\partial z = \partial v/\partial z = 0$ pour les limites libres.

Afin d'adimensionner le problème, un certain nombre d'échelles sont utilisées : l'épaisseur de la couche de fluide d, la différence de température à travers cette couche ΔT, le temps caractéristique d^2/κ, la vitesse κ/d et l'échelle de pression visqueuse $\eta\kappa/d^2$. Les équations sans dimensions ainsi obtenues sont les suivantes :

$$\nabla.\mathbf{v} = 0 \tag{5.15}$$

$$\frac{1}{P_r}(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}.\nabla)\mathbf{v} = -\nabla p + Ra\theta\mathbf{k} + \nabla^2\mathbf{v} \tag{5.16}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} + \mathbf{v}.\nabla\theta = \nabla^2\theta \tag{5.17}$$

où θ représente la déviation de la température par rapport au champ statique avec $\theta = T - T_0$. Les deux nombres sans dimensions R_a et P_r utilisés pour cette formulation représentent le nombre de Rayleigh et le nombre de Prandtl, ils sont définis tels que :

$$R_a = \frac{\alpha g\Delta T d^3}{\kappa\nu} \tag{5.18}$$

$$P_r = \frac{\nu}{\kappa} \tag{5.19}$$

Le **nombre de Rayleigh** correspond au rapport entre les forces de flottabilité, moteur de la convection, et les processus de diffusion de la vorticité et de la chaleur, qui s'opposent au mouvement du fluide et le ralentissent. Ainsi, la convection thermique s'amorce lorsque Ra dépasse une valeur critique Ra_c, avec $Ra_c \gg 1$. Par exemple, pour le manteau, Ra est $\sim 10^6 \gg Ra_c$, et le système se caractérise par de la convection en régime "panaches".
Le **nombre de Prandtl** définit le rapport entre les deux processus diffusifs, mécanique et thermique et se formule sous la forme du rapport des temps de diffusions caractéristiques, à savoir : $P_r = \tau_\kappa / \tau_\nu$ avec $\tau_\kappa = d^2/\kappa$ et $\tau_\nu = d^2/\nu$. Tandis que κ décrit comment la chaleur se diffuse par collisions moléculaires, ν décrit comment la vorticité se diffuse, la viscosité cinématique étant une grandeur similaire à la diffusivité thermique κ. Un fluide possédant un nombre de Prandtl tel que, $Pr \ll 1$, diffusera la chaleur plus rapidement que la vorticité, les effets inertiels l'emportent sur les effets visqueux et après disparition de la poussée d'Archimède le mouvement peut perdurer par inertie. Par contre pour $Pr \gg 1$, les effets inertiels sont négligeables et le mouvement résulte d'un équilibre entre la poussée d'Archimède et les forces visqueuses.

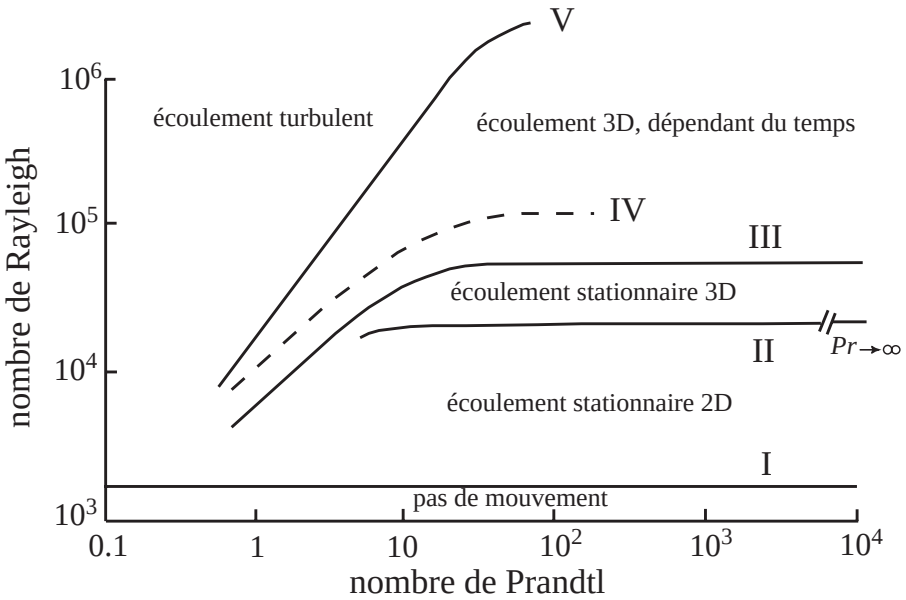


FIG. 5.3 – Les différents types de régimes convectifs en fonction du nombre de Rayleigh Ra et du nombre de Prandtl Pr d'après Krishnamurti (1970).

5.2.3 Les régimes convectifs

Suivant la valeur du nombre de Rayleigh, différents régimes de convection sont définis. Ainsi, tant que $Ra \ll Ra_c$, le fluide se trouve à l'équilibre, et n'importe quelle perturbation aléatoire est alors amortie. Dans ce cas les forces de flottabilité ne sont pas assez importantes pour contrer les effets résistants (diffusions visqueuse et thermique).

La valeur critique du nombre de Rayleigh dépend des conditions limites et est définie telle que : Ra_c =1708 pour des limites rigides, Ra_c = 657 pour des limites libres et Ra_c =1100 pour des limites rigide-libres (Chandrasekhar, 1961).
Lorsque Ra>Ra_c, la convection s'amorce. La figure 5.3 montre les différents régimes convectifs pour un fluide newtonien. A nombre de Prandtl fixé, le régime dépend du nombre de Rayleigh (Krishnamurti, 1970). Le fait que la dépendance en Pr disparaisse lorsque Pr atteint une valeur de 100 implique que les effets inertiels deviennent alors négligeables.

5.3 Transferts de chaleur en milieux poreux

D'une manière générale, les écoulements de fluides peuvent être générés par divers processus dans la croûte terrestre supérieure : mécaniques, thermiques, et chimiques ou par une combinaison de tous ces processus. Si la cause principale des écoulements est mécanique, ils résultent principalement de gradients de pression (exemple : écoulements dus à la compaction dans les bassins, ou écoulements dus à des gradients topographiques, notamment dans les systèmes orogéniques). Certains écoulements peuvent aussi être liés à la présence de gradient de température dans le milieu poreux et sont détaillés ci-après.

Dans un milieu poreux saturé en fluide, un changement de température du milieu peut conduire à un changement de densité du fluide intersticiel. Ce changement peut être considéré comme équivalent à un terme de force de flottabilité dans l'équation du moment des forces. L'équation du moment utilisée pour décrire l'écoulement des fluides en milieux poreux est généralement établie en se basant sur la loi de Darcy. Si le milieu poreux saturé se présente sous la forme d'une couche à géométrie horizontale, et qu'il est chauffé par le bas uniformément, la direction positive du gradient de température dû à cette différence de température est opposée à celle de l'accélération de la gravité. Dans le cas d'une faible différence de température, l'énergie calorifique est alors uniquement transférée de la région chaude vers la région de faible température (la surface) par conduction thermique. Si le nombre de Rayleigh égale ou excède le nombre de Rayleigh critique, la convection naturelle va prendre place dans le milieu. Ce problème a été traité initialement par Horton & Rogers (1945) ainsi que par Lapwood (1948), et de ce fait est souvent dénommé le problème Horton-Rogers-Lapwood.

5.3.1 Propriétés des milieux poreux

Dans la Terre, les écoulements de fluides sont liés au nombre important de petites fractures ainsi qu'à l'existence de vides dans les milieux poreux naturels. Un milieu est dit poreux si l'échelle de l'écoulement dans celui-ci est large comparée à l'échelle de l'interconnectivité entre les passages. En d'autres termes, la distribution des fractures doit être raisonnablement uniforme et la séparation entre celles-ci doit être petite comparée à l'échelle de l'écoulement global. La porosité de ces milieux est définie en fonction du

volume des pores par rapport au volume total de roche, soit :

$$\phi = \frac{V pores}{V total} \tag{5.20}$$

Dans le cas d'écoulements laminaires liés à un gradient de pression, le taux d'écoulement est directement proportionnel à ce gradient et inversement proportionnel à la viscosité, il en résulte alors un flux massique.

La porosité ne permet pas de renseigner sur les transferts de fluide dans le milieu et il faut invoquer une autre grandeur, la perméabilité, k. Elle traduit la capacité du milieu poreux à se laisser pénétrer et traverser par un fluide et dépend, de la taille, du nombre et de la tortuosité des chemins suivis dans la matrice solide. La loi de Darcy permet de décrire les phénomènes d'écoulements dans les milieux poreux à une échelle macroscopique en prenant en compte ces divers paramètres. Elle s'écrit sous la forme suivante :

$$\psi = -\frac{k}{\nu}\frac{dP}{dz} \tag{5.21}$$

où ψ représente le débit volumétrique par unité de surface, ν, la viscosité cinématique ($m^2.s^{-1}$), k, la perméabilité (m^2)et dP/dz le gradient de pression. Cette expression peut être modifiée pour donner la vitesse de Darcy, u, qui correspond à la vitesse moyenne par unité de surface. La dépendance en pression de l'écoulement vertical doit aussi intégrer l'effet de la gravité et l'équation se traduit par :

$$u = -\frac{k}{\mu}(\frac{dP}{dz} - \varrho g) \tag{5.22}$$

où μ représente la viscosité dynamique du fluide.

Pour qu'un écoulement se produise il faut que la pression augmente plus rapidement avec la profondeur que dans le cas où le fluide est inerte.

Des transferts de chaleur sont liés à ces écoulements de fluides en milieux poreux, ils sont associés aux phénomènes de conduction, de convection et de radiation. Les deux premiers processus sont expliqués brièvement, en revanche pour des températures raisonnables la radiation peut être négligée en comparaison avec les autres mécanismes de transport d'énergie.

5.3.2 Conduction

Le mécanisme de conduction de la chaleur se produisant dans une phase fluide α est similaire à celui décrit dans les solides. Et la seconde loi de Fourier s'applique de sorte que :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_i \nabla^2 T \tag{5.23}$$

où κ_i désigne la diffusivité thermique de la phase fluide i.

Par analogie avec la conduction dans les solides homogènes, la conduction dans les milieux poreux se traduit par un flux thermique Q_{cond} défini tel que :

$$Q_{cond} = \lambda_t \frac{dT}{dz} \tag{5.24}$$

où λ_t représente la conductivité thermique du milieu poreux, elle est fonction des conductivités thermiques de la matrice rocheuse et du liquide et s'exprime :

$$\lambda_t = \lambda_{roche}^{1-\phi} \lambda_i^{\phi} \tag{5.25}$$

5.3.3 Convection

La convection en milieux poreux se met en place sous forme de circulations de fluides intersticiels. Elle ajoute à la conduction l'effet d'un champ de vitesses de fluide non nulles qui permet de transporter l'énergie le long de lignes de courant.

En l'absence de source de chaleur et pour une conductivité thermique λ_i constante pour la phase fluide, l'équation de la chaleur se traduit sous la forme :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v_i.\nabla T = \kappa_i \nabla^2 T \tag{5.26}$$

où v_i est la vitesse de la phase fluide i.

Le problème peut être analysé de façon analogue à celui de la convection dans un fluide chauffé par le bas. Cependant dans ce cas, il s'agit d'une couche de roche poreuse saturée en fluide comprise entre deux limites imperméables, isothermes.

La convection s'initie dans le milieu une fois que le gradient de température dépasse une valeur critique. Avant que la convection ne se produise dans cette couche de roche les transferts de chaleur se font par conduction.

Au moment à partir duquel la convection s'initie la différence de température T' entre la température de la roche et celle calculée en régime conductif pure est faible, et les composantes de la vitesse de Darcy sont infinitésimales.

Comme dans le cas de la convection dans une couche de fluide, l'hypothèse de Boussinesq est utilisée. Le fluide est considéré incompressible excepté dans le terme de flottabilité inclus dans la loi de Darcy. L'équation de conservation de l'énergie en deux dimensions pour un écoulement de fluide incompressible dans un milieu poreux est la suivante (Turcotte & Schubert, 2002) :

$$\varrho_m c_{p_m} \frac{\partial T}{\partial t} + \varrho_f c_{p_f} (u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}) = \lambda_r (\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}) \tag{5.27}$$

où ϱ_m et ϱ_f désignent les densités et c_{p_m} et c_{p_f} les chaleurs spécifiques de la matrice rocheuse et du fluide respectivement.

Avec les conditions limites : T=0 en surface et à la base du système, dans le cas de limites rigides, la solution de cette équation correspond à :

$$T' = T_0' sin\frac{\pi y}{y} sin\frac{2\pi x}{\delta} \tag{5.28}$$

où T_0' correspond à l'amplitude de la perturbation de température et δ à sa longueur d'onde (périodicité spatiale entre les cellules de convection). Cette longueur s'exprime en fonction des paramètres du problème sous la forme :

$$\frac{(\frac{4\pi^2 b^2}{\delta^2} + \pi^2)^2}{\frac{2\pi b}{\delta}} = \frac{k\alpha_f \varrho_f^2 g c_{p_f}(T_1 - T_0)b}{\mu\lambda_{roche}} \tag{5.29}$$

Le nombre sans dimension représenté par la combinaison des paramètres de droite correspond au nombre de Rayleigh (noté Ra^*) dans le cas de convection thermique dans une couche de milieu poreux chauffé par le bas. Il se présente sous la forme :

$$Ra^* \equiv \frac{k\alpha_f \varrho_f^2 g c_{p_f}(T_1 - T_0)b}{\mu\lambda_{roche}} \tag{5.30}$$

et la valeur critique pour l'initiation de la convection est :

$$Ra_c^* = \frac{(\frac{4\pi^2 b^2}{\delta^2} + \pi^2)^2}{\frac{2\pi b}{\delta}} \tag{5.31}$$

Par analogie avec le cas de la convection dans un fluide simple, Ra_c désigne la valeur critique du nombre de Rayleigh pour laquelle la convection s'initie dans le milieu poreux. La dépendance en $\frac{2\pi b}{\delta}$ de Ra_c est donnée sur la figure 5.4. La valeur minimale de Ra_c^* pour laquelle la convection sera observée correspond à $4\pi^2$ soit environ 40.

La valeur du nombre de Rayleigh pour laquelle la convection se développe dans le milieu varie selon les conditions limites imposées au système. Nield (1968) a résumé les diverses valeurs de Ra_c en fonction de ces conditions limites(tableau 5.1). Les conditions limites thermiques et hydrauliques influencent aussi directement les longueurs d'onde des cellules de convection et les écoulements de fluides.

Ainsi la valeur du nombre de Rayleigh critique pour qu'il existe des phénomènes convectifs naturels dans le milieu est plus faible quand un flux est fixé à la base du système que quand il s'agit d'une température. Lors de cette étude, seuls les cas ($\star$) et ($\star\star$) du tableau 5.1 ont été choisis pour représenter les conditions limites des modèles testés (voir 4^{eme} partie).

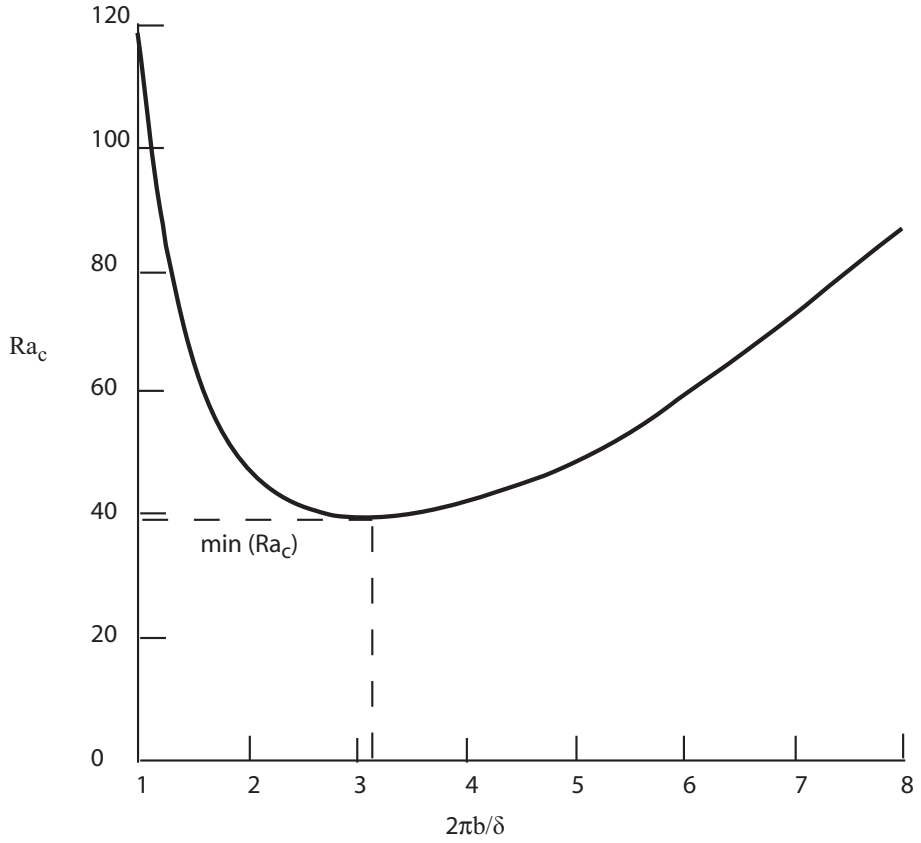


FIG. 5.4 – Valeur du nombre de Rayleigh critique permettant une initiation de la convection dans une couche de milieu poreux chauffée par le bas en fonction du paramètre de longueur d'onde $2\pi b/\lambda$.

TAB. 5.1 – Nombre de Rayleigh critique en fonction de conditions limites.($\star$) et ($\star\star$) correspondent aux conditions aux limites utilisées dans la 4^{eme} partie

Condition à la base	Condition en surface	Ra_c
$\star$T fixée, surface rigide	T fixée, surface rigide	39,48 ($4\pi^2$)
Flux fixé, surface rigide	T fixée, surface rigide	27,10
Flux fixé, P constante	Flux fixé, P constante	12
$\star\star$ Flux fixé, surface rigide	T fixée, surface rigide	27,10
Flux fixé, surface rigide	T fixée, P constante	17,65
T fixée, surface rigide	Flux fixé, P constante	9,87 (π^2)
Flux fixé, surface rigide	Flux fixé, P constante	3
Flux ou T fixé(e), P constante	Flux ou T fixé (e), P constante	0

5.3.4 Précipitation de métaux et circulation de fluides hydrothermaux

Dans les systèmes hydrothermaux, des réactions chimiques contrôlées par l'écoulement et nommées réactions de gradient peuvent se produire simultanément en tout point de la matrice rocheuse, ou le long de systèmes de micro-fractures à un taux proportionnel à la vitesse du fluide et au gradient de température et de pression dans la direction de l'écoulement (O. Phillips, 1991). Si les conditions de température et de pression varient, la composition du fluide intersticiel peut rester inchangée en chaque point au cours du temps, cependant, cette composition varie le long de la trajectoire du fluide de façon telle que du soluté est sans arrêt ajouté ou retiré de la solution. D'après Wood & Hewett (1982), s'il existe un équilibre en tout point du fluide en circulation, le taux de minéralisation est défini tel que :

$$Q_{mineralisation} = -u.\nabla c_e + \phi D\nabla^2 c_e \tag{5.32}$$

où c_e représente la concentration d'équilibre d'un minéral dissout, ϕ la porosité de la roche, D correspond au coefficient de dispersion macroscopique des espèces et u est la vitesse du fluide. Le coefficient de diffusion macroscopique étant proportionnel au terme ul_0/ϕ, où l_0 représente la taille du grain, le terme diffusif est négligeable comparé au terme advectif compte tenu des distances sur lesquelles l'écoulement s'effectue. En incluant cette simplification et sachant que la concentration d'équilibre dépend de la température, de la pression, et de la présence de certaines espèces en solution, il vient :

$$Q_{mineralisation} = -u.\nabla c_e(T, P, c_1, c_2, ...) \tag{5.33}$$

Soit :

$$Q_{mineralisation} = -u.\left\{\frac{\partial c_e}{\partial T}\nabla T + \frac{\partial c_e}{\partial p}\nabla p + \sum_r \frac{\partial c_e}{\partial c_r}\nabla c_r\right\} \tag{5.34}$$

Soit :

$$Q_{mineralisation} = -\frac{\partial c_e}{\partial T}u.\nabla T - \frac{\partial c_e}{\partial p}u.\nabla p - \sum_r \frac{\partial c_e}{\partial c_r}u.\nabla c_r \tag{5.35}$$

Le terme de sommation, inclue les espèces additionnelles pouvant être présentes en solution et susceptibles d'influencer l'équilibre. Ce terme peut être simplifié si les espèces n'entrent pas en compte dans les réactions et tendent simplement à l'inhiber, leurs concentrations restent constantes le long de l'écoulement et le terme disparaît. Cette simplification est adoptée par la suite. Et en incluant cette nouvelle simplification le taux de minéralisation peut s'exprimer de la façon suivante :

$$Q_{mineralisation} = -\left\{(\frac{\partial C_e}{\partial T})u.\nabla T + (\frac{\partial C_e}{\partial p})u.\nabla p\right\} \tag{5.36}$$

C'est donc la vitesse à laquelle le fluide se déplace dans le système qui régit le taux de minéralisation. D'après O. Phillips (1991), le taux de réaction est donc proportionnel à la vitesse du fluide, de ce fait, les taux d'altération de la roche sont maximaux quand

l'écoulement se retrouve concentré par des lentilles ou des couches plus perméables, indépendamment de leur orientation.

La pression n'a que peu d'effet sur la solubilité quand les changements de phase ne sont pas pris en compte, ce qui implique que le terme de pression est négligeable et la distribution de l'altération est uniquement déterminée par le terme -$\partial C_e/\partial T u.\nabla T$.

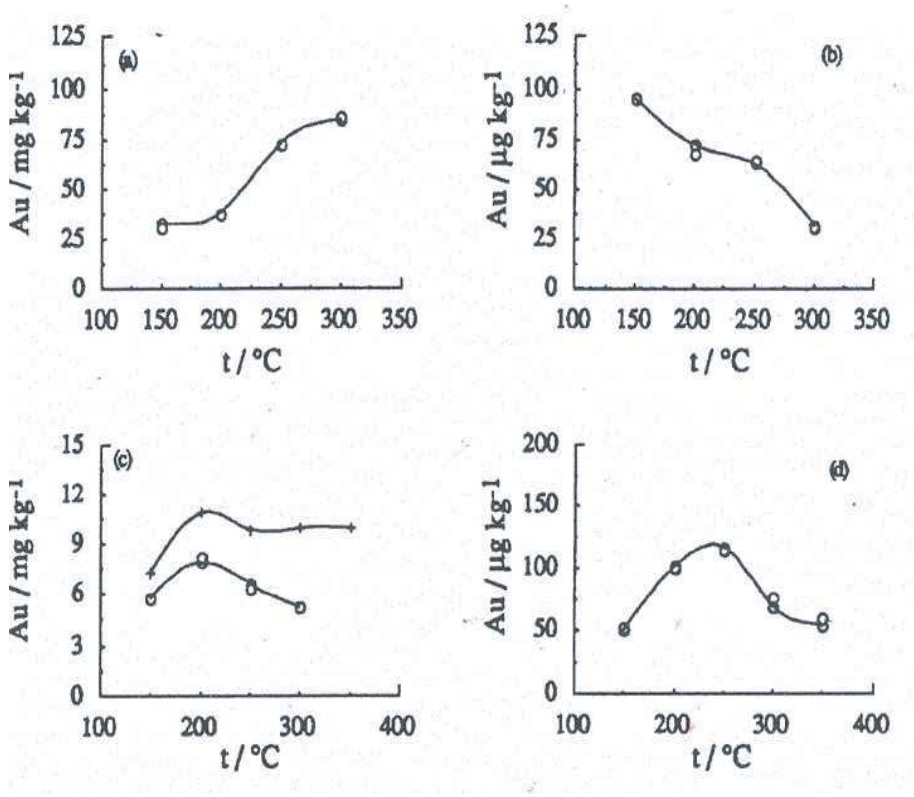


FIG. 5.5 – Solubilité en fonction de la température pour des fluides à teneur en sulfures variable, d'après Benning & Seward (1996).

La variation de la solubilité de la plupart des minéraux dépend de la température et diffère selon la nature du fluide. Ainsi, selon la teneur en sulfures, l'allure de la courbe de solubilité varie (figure 5.5). Pour un fluide fortement sulfuré présentant un pH neutre à alcalin (figure 5.5a), cas fréquent pour de nombreux gisements d'or orogéniques mésothermaux, pour T>150-200 °C, la solubilité augmente avec la température. Dans ce cas, si l'écoulement s'effectue des régions chaudes vers les régions froides alors les minéraux transportés par le fluide hydrothermal vont précipiter dans la région de faibles températures. Le signe du taux de minéralisation est donc directement dépendant du terme $u.\nabla T$, d'où sa désignation sous le terme d'indice d'altération de la roche ou RAI. Il s'exprime tel que :

$$RAI = u.\nabla T \tag{5.37}$$

Donc, si $\partial c_e/\partial T>0$, alors RAI>0 et de la dissolution se produit. Alors que RAI<0, est synonyme de précipitation.

$(u.\nabla)$T >0	DISSOLUTION
$(u.\nabla)$T <0	PRECIPITATION

Le produit scalaire de la vitesse du fluide et du gradient de température peut donc donner une bonne indication sur les régions où les fluides vont préférentiellement précipiter dans les systèmes hydrothermaux (voir des exemples dans C. Zhao, Hobbs, et al. (2003)).

Le terme $\partial c_e/\partial T$ permet de définir la gamme de température pour laquelle il y aura possibilité de mobiliser les minéraux. En dessous de 150 °C, la solubilité de l'or étant très faible pour les fluides sulfurés (Shenberger & Barnes, 1989; Benning & Seward, 1996), même si le terme u.gradT est négatif, il ne peut y avoir précipitation de l'or.

Il est donc important de contraindre l'écoulement des fluides dans la croûte supérieure ainsi que les transferts de chaleur afin de mieux appréhender les processus minéralisateurs.

Chapitre 6

Lien métallogénie-thermique

Sommaire

6.1 Lien tectonique/ anomalies de température 79
6.1.1 Processus de surface 80
6.1.2 Intrusions magmatiques 83
6.1.3 Chevauchements 88
6.1.4 Fracturation 95
6.2 Minéralisations et anomalies thermiques 95
6.2.1 Intrusions et gisements 95
6.2.2 Anomalies thermiques et calderas minéralisées 99
6.3 Convection hydrothermale et métallogénie 101
6.3.1 Les observations de terrain : minéralisations et hydrothermalisme 101
6.3.2 Convection dans un milieu avec faille 101

Les gisements constituent des marqueurs d'événements particuliers dans la croûte, ils résultent d'une histoire complexe impliquant des phénomènes tectoniques, chimiques ou encore hydrothermaux. Dans ce chapitre, les relations entre la tectonique et des perturbations thermiques dans la croûte terrestre ainsi que les liens entre la présence d'anomalies thermiques et la formation de gisements sont présentés pour des cas généraux et illustrés par divers exemples et modélisations.

6.1 Lien tectonique/ anomalies de température

Les variations de régime tectonique induisent de façon indirecte des anomalies du champ de température. En effet, les changements du champ de contraintes à l'échelle régionale ou locale, entraînent des changements de contrainte effective, qui eux mêmes conduisent à des déformations crustales et locales. Ces déformations liées à la tectonique, sont responsables notamment de processus tels que des chevauchements en

régime compressif, des décrochements le long de failles en régime cisaillant ou des formations de failles inverses en contexte extensif. De plus, suivant le contexte tectonique, divers processus de surface interviennent, avec, entre autres, l'érosion et le dépôt de roches sédimentaires ou conglomératiques. Tous ces processus auront une influence sur le champ de température, d'une part en raison des variations de la structure thermique du milieu à laquelle ils conduisent (distribution de la production de chaleur, effet isolant de certaines roches) et d'autre part en raison des modifications qu'ils entraînent au niveau de l'écoulement des fluides. Généralement les processus tectoniques tels que les chevauchements ou les plissements se mettent en place sur des échelles de temps beaucoup plus courtes que les échelles de temps correspondant à la relaxation thermique. En effet, les processus tectoniques peuvent agir sur des échelles de temps de l'ordre de la seconde (dans le cas de séismes) à quelques millions d'années. Une fois que la tectonique cesse, la perturbation thermique diminue avec le temps et le champ de température tend vers un état d'équilibre.

L'évolution dans le temps d'une perturbation thermique associée à une intrusion de magma dans une croûte initialement à l'équilibre illustre parfaitement cet effet de relaxation thermique. Dans ce cas de figure, le temps caractéristique relatif au refroidissement par conduction d'un sill (ou d'un dyke) d'épaisseur 2h sera de l'ordre de $\tau \sim h^2/\kappa$. A titre d'exemple, pour des intrusifs possédant une épaisseur de 1 km, le temps caractéristique de la relaxation thermique est considéré comme rapide et sera de l'ordre de 10 000 à 100 000 ans. Pour des corps magmatiques plus importants, ayant une épaisseur d'une dizaine de kilomètres, l'échelle de temps pour la décroissance sera cette fois-ci de l'ordre de plusieurs millions d'années. Enfin, il est intéressant de noter que pour des perturbations majeures de la lithosphère, par exemple, dans les cas de subductions ou de collisions continentales, la relaxation thermique se produit sur des échelles de temps de l'ordre de dizaines de millions d'années (Spear, 1993).

Dans un premier temps, il est important de comprendre l'effet des divers processus agissant séparément et ensuite de coupler les effets afin de prendre en compte des situations plus réalistes.

6.1.1 Processus de surface

Les processus de surface tels que l'érosion et le dépôt de sédiments affectent les régions tectoniquement actives. En contexte orogénique, ces processus sont contrôlés par l'activité tectonique, ils dépendent notamment de la cinématique des ceintures. Dans les zones externes des ceintures plissées ou ayant subi des chevauchements récents, ces processus de surface ont des effets notable sur le régime thermique à faible profondeur (Husson & Moretti, 2002). Ils influencent aussi le champ de pression en jouant sur la remontée ou, au contraire, sur l'enfoussissement de terrains.

Erosion

L'érosion comprend un ensemble de processus externes agissant à la surface du sol. Ces phénomènes permettent d'enlever tout ou partie des terrains existants et de modifier de ce fait la topographie de la zone érodée. L'érosion peut être chimique ou liée à des processus physiques ou mécaniques avec désagrégation des roches et enlèvement des débris par un fluide. En moyenne, le taux d'érosion chimique à la surface des continents est de l'ordre de 6 à 7 mm/1000 ans, alors que l'érosion mécanique possède un taux dix fois plus élevé (Foucault & Raoult, 1980). Les taux de dénudation estimés à partir des ceintures orogéniques actives et anciennes peuvent atteindre 0,1 à 10 mm/an, soit 0,1 à 10 km/Ma (Spear, 1993).

Les processus d'érosion ont pour effet de réduire l'enfouissement des roches, conduisant ainsi à une diminution de la pression. Du fait de la relaxation thermique des perturbations, l'effet de l'érosion sur le champ de température évolue en fonction du temps. De plus, l'érosion va diminuer la concentration en éléments radioactifs du milieu, réduisant ainsi la température de ce dernier. Pour comprendre l'effet de l'érosion sur le champ de température, la figure 6.1 montre un modèle réalisé par Nisbet & Fowler (1982). Le milieu avant érosion présente un géotherme d'équilibre avec un gradient d'approximativement 30 $^{\circ}C.km^{-1}$. .

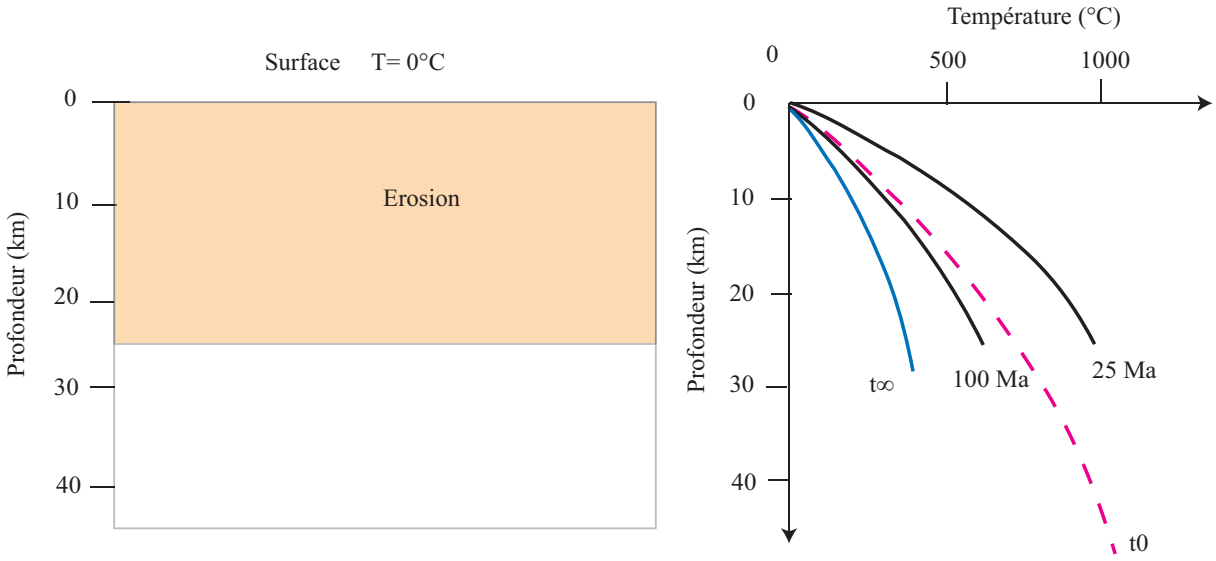


FIG. 6.1 – Effets de l'érosion sur le champ de température dans une pile de roche homogène où la production de chaleur initiale est non nulle. La température de surface est fixée à 0 $^{\circ}$C, l'érosion débute à t_0 et opère à un taux constant de 1 km/Ma pendant 25 Ma, d'après Nisbet & Fowler (1982).

Ensuite, au temps t_0, un taux d'érosion de 1 km/Ma est imposé et maintenu pendant 25 Ma, la température de surface étant fixée à 0°C. Le résultat de ce modèle montre qu'avant de retrouver un état d'équilibre un laps de temps de plusieurs dizaines de millions d'années s'écoule, pendant lequel s'opère la relaxation thermique. Juste après la

phase d'érosion, le gradient est fortement augmenté, jusqu'à près de 50 $^{\circ}C.km^{-1}$. Puis cette anomalie se diffuse pour atteindre un géotherme d'équilibre après plusieurs centaines de Ma ; celui-ci présente un gradient de température moins important qu'à l'état initial. L'érosion a court terme réchauffe donc les roches à proximité de la surface mais, à long terme, ce processus produit un refroidissement en raison de la diminution de la concentration en éléments radioactifs. Dans le cas où A=0 on retrouve le géotherme initial.

Sédimentation, dépôt

La sédimentation comprend l'ensemble des processus conduisant à la formation de dépôts, de diverses origines selon les environnements dans lesquels elles se mettent en place. Le taux de sédimentation s'exprime en épaisseur de sédiments formés en fonction du temps. Le phénomène de dépôt, permet l'enfouissement des roches qui à l'origine se trouvaient en surface. Il entraîne une augmentation de pression dans la pile de roche. Un exemple simple, présenté en figure 6.2, permet de visualiser l'effet du dépôt de sédiments sur le champ de température en fonction du temps et de la profondeur. Le géotherme initial (t_0) est le même que dans le cas de l'érosion simple et présente un gradient proche de 30 $^{\circ}C.km^{-1}$ à proximité de la surface.

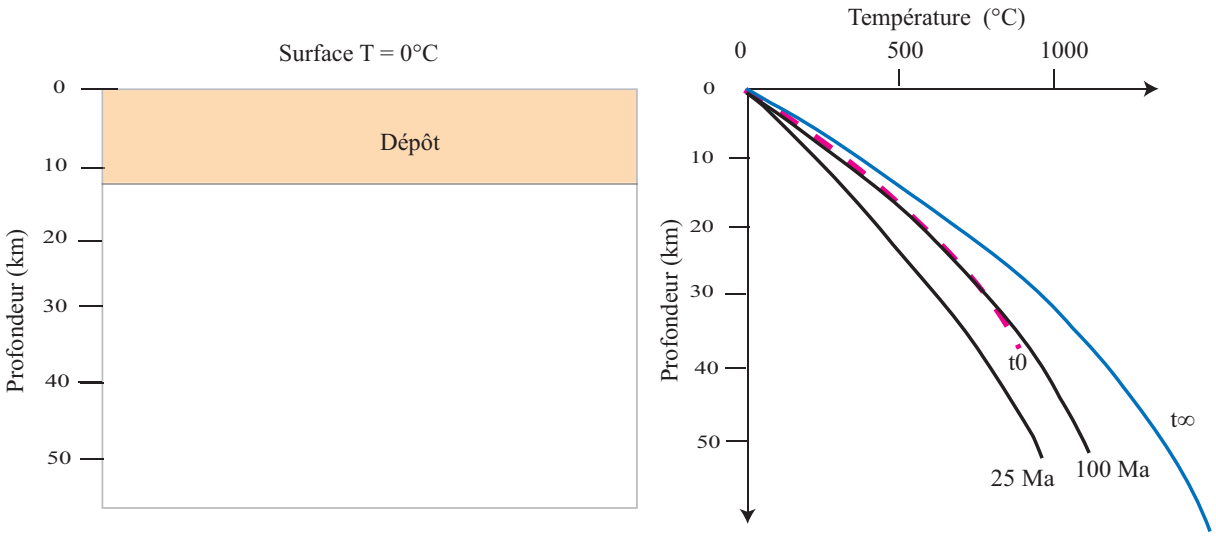


FIG. 6.2 – Effets du dépôt de sédiments sur le champ de température d'une pile de roche homogène où la production de chaleur initiale est non nulle. La température de surface est fixée à 0 $^{\circ}$C, le dépôt débute à t_0 et opère à un taux constant de 0,5 km/Ma pendant 25 Ma, d'après Nisbet & Fowler (1982).

Après 25 Ma de dépôt, à un taux de 0,5 km/Ma, le gradient de température à faible profondeur est réduit à 23 $^{\circ}C.km^{-1}$ puis le phénomène de relaxation thermique agit, permettant d'atteindre un nouvel état d'équilibre. La sédimentation à court terme et à faible profondeur a pour effet de refroidir les roches mais, à long terme, ce processus mène à un réchauffement de la croûte en raison de l'augmentation de la production de chaleur notamment. Plus les sédiments seront radioactifs plus le réchauffement associé

au dépôt de ces derniers sera intense. De plus, l'effet thermique est d'autant plus important que la conductivité des sédiments est faible. Il aura pour conséquence d'augmenter le gradient thermique sous la zone de dépôt.

6.1.2 Intrusions magmatiques

L'intrusion de magma dans la croûte à diverses profondeurs représente un autre moyen de perturber la structure thermique de la croûte. Des granites peuvent ainsi être mis en place lors de grandes phases tectoniques, et parfois être la cause de métamorphisme de contact régional (figure 6.3).

Les perturbations thermiques en relation avec des intrusions magmatiques, sont fonction de la géométrie et de la température du corps intrusif, de la température de la roche encaissante, de la quantité de volatile libéré par l'intrusif et parfois du timing entre les phases d'intrusions multiples. Elles agissent sur des échelles de temps de l'ordre de milliers à quelques millions d'années dans le cas d'intrusions plurikilométriques, le temps de relaxation thermique dépendant fortement de la taille du corps intrusif (voir 6.1).

Le degré de métamorphisme et les zones d'altérations, engendrés par ces intrusions magmatiques influencent l'emplacement des minéralisations (exemple des porphyres).

Diverses modélisations thermiques numériques ont été réalisées dans le but de comprendre l'impact d'intrusions magmatiques sur le champ de température de la croûte (England & Thompson, 1984; Smith et al., 1991; Spear, 1993; Cathles et al., 1997). Ces études considèrent soit un refroidissement par conduction pure soit par conduction et convection de fluides hydrothermaux. De plus, les granites fortement radioactifs, qui représentent une catégorie particulière d'intrusions ont aussi fait l'objet d'études thermiques, du fait de leur relation spatiale avec certains gisements économiques (Fehn et al., 1978; Fehn, 1985).

Refroidissement par conduction pure

L'intrusion d'un dyke ou d'un pluton dans la croûte entraîne une perturbation thermique locale, à proximité du corps magmatique, ou régionale selon le volume de magma. Cette anomalie de température s'atténue avec le temps et la distance à l'intrusif. La solution pour la température décroît alors de façon similaire à la fonction erreur (erf). La figure 6.4a, à gauche, illustre le refroidissement par conduction pure d'une intrusion magmatique chaude (870 °C). En suivant la température au cours du temps au niveau des points repérés A, B et C, il apparaît qu'au départ, les roches se réchauffent en raison de la présence de l'intrusion chaude, atteignent une température maximale puis se refroidissent de nouveau pour tendre vers un état d'équilibre (figure 6.4b). Les températures maximales atteintes par les roches seront les plus importantes à proximité de l'intrusion, puis elles décroissent à mesure que la distance au corps augmente. De la

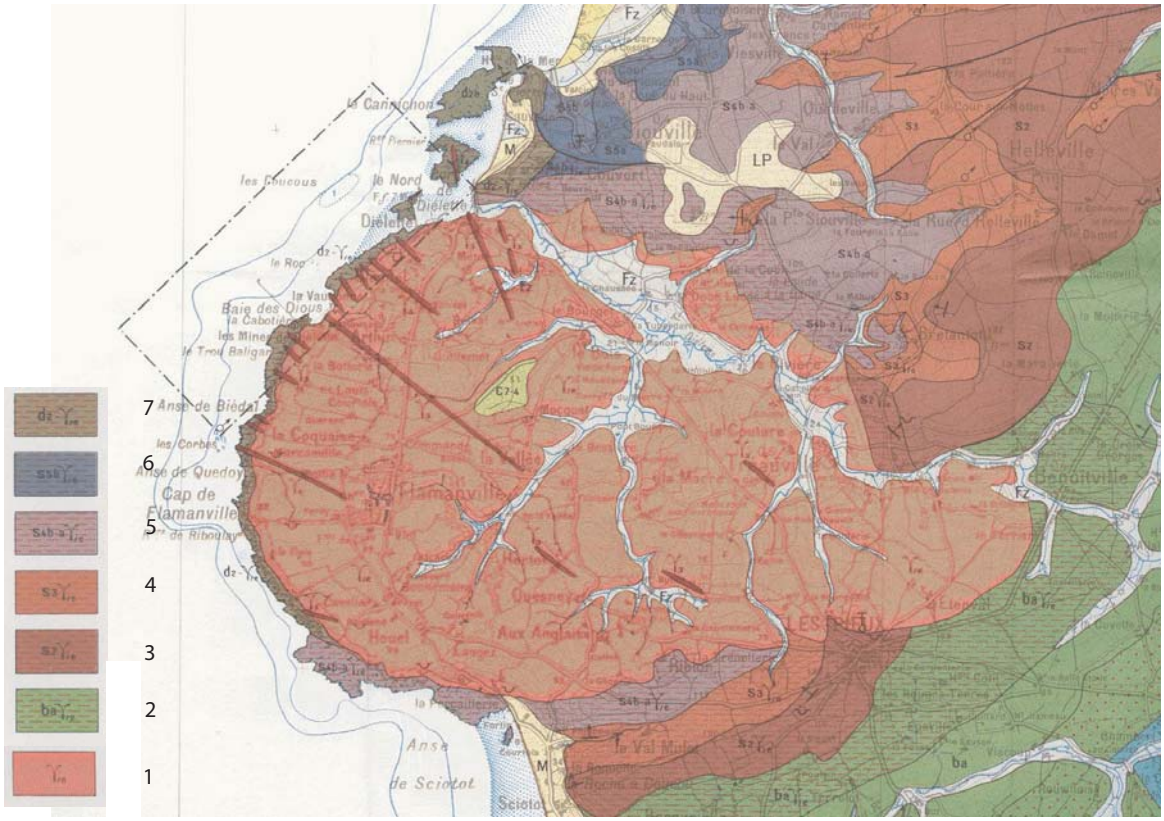


FIG. 6.3 – Auréoles de métamorphisme de contact autour du granite de Flamanville (France). Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Cherbourg. 1. Granite de Flamanville. 2. Schistes Cambriens à andalousite. 3. Grès Armoricain Orldovicien inférieur. 4. Schistes Ordoviciens moyen remplacés par des schistes maclifères et sériciteux. 5. Schistes Ordoviciens supérieur remplacés par des cornéennes et des phyllades rubanées micacées. 6. Schistes Ordoviciens Silurien supérieur. 7. Schistes et calcaires de Néhou remplacés par des cornéennes micacées, pyroxéniques, amphiboliques ou grenatifères.

même manière le temps auquel ces températures sont atteintes augmente en fonction de cette distance. Le métamorphisme de contact que ces intrusions induisent est, de ce fait, diachronique et se produit plus précocement dans les zones proches de l'intrusion.

Des modèles 2D avec un couplage entre intrusion et érosion ont aussi été réalisés par Harrison & Clarke (1979), les résultats sont sensiblement les mêmes que dans le cas sans érosion. Cependant, les roches à une même profondeur initiale, mais à des distances différentes du pluton n'atteignent pas leur température maximale à des pressions identiques. En effet, au cours du temps le processus d'érosion induit une diminution de l'enfouissement, celui-ci, associé au diachronisme des températures maximales permet d'engendrer ces différences de pression au moment du pic métamorphique. Plus le taux d'érosion est élevé et plus ce phénomène sera prononcé.

Refroidissement par conduction et convection hydrothermale

La présence d'intrusions magmatiques dans la croûte s'accompagne, dans certaines conditions, de circulations de fluides hydrothermaux à proximité du corps intrusif. Ceci nécessite que la roche encaissante ainsi que le pluton possèdent une perméabilité et une porosité non négligeables, cette condition est généralement remplie. Dans le but de comprendre la nature des circulations hydrothermales et leur influence sur le refroidissement ainsi que sur le champ de température résultant, des modèles thermiques incorporant la convection thermique ont été réalisés, notamment par Norton & Knight (1977); Cathles (1977); Gow et al. (2002).

Le cas de l'intrusion magmatique présentée dans le cas conductif pur est repris en ajoutant l'effet de circulations de fluides hydrothermaux. La figure 6.4 compare les deux types de refroidissement et l'effet des circulations est visualisé grâce aux lignes de courant.

Dans un premier temps, le refroidissement se produit de manière identique à celui observé dans le cas de transferts de chaleur par conduction pure. Ce phénomène s'explique par le fait que la convection thermique s'est à peine initiée, elle n'est pas encore suffisamment puissante pour avoir un effet significatif sur le champ de température, les vitesses du fluide (vitesses de Darcy) sont alors trop faibles.

Une fois la convection initiée la structure thermique conductive initiale est perturbée par l'advection de chaleur provoquée par les circulations de fluides et des cellules de convection se mettent en place après un laps de temps de quelques dizaines de milliers d'années. Généralement ces cellules de convection transportent les fluides froids provenant de la roche encaissante vers l'intérieur du pluton où ils se réchauffent, puis ces fluides remontent à l'aplomb de l'intrusion où ils perturbent fortement le champ de température. En 3D, ces mouvements convectifs se traduisent par une remontée de fluides chauds à l'aplomb du corps magmatique, qui en s'approchant de la surface se refroidissent entraînant une descente de fluides plus froids sur les cotés du pluton.

D'après Cathles et al. (1997), si la perméabilité (de l'encaissant et/ou du pluton)

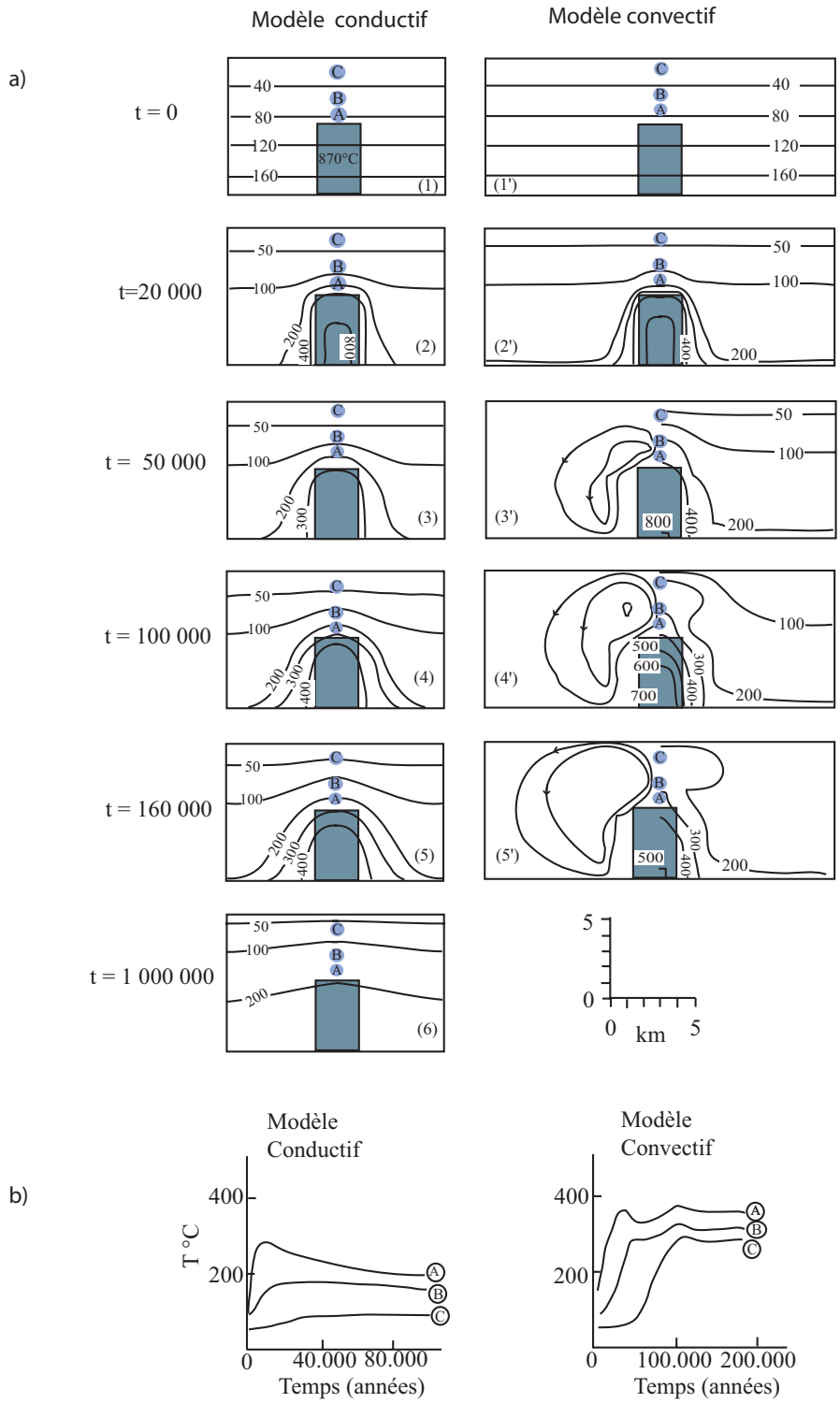


FIG. 6.4 – a)Refroidissement d'un corps magmatique par conduction pure et convection d'après Norton & Knight (1977). Le pluton a une épaisseur de 3 km et est mis en place à une profondeur de 4 km. Sa température initiale est de 870 °C dans le cas conductif et 920 °C dans le modèle convectif. Coupes 2D montrant l'évolution temporelle du champ de température à proximité du corps magmatique, depuis l'état initial jusqu'à 1 Ma après la mise en place de l'intrusion. Pour le modèle convectif, la moitié gauche montre la fonction de courant et la moitié droite les isothermes. b)Température en fonction du temps pour trois roches localisées à l'aplomb du pluton (points A, B et C).

est trop faible, la convection ne sera pas assez vigoureuse et le refroidissement se fera principalement par conduction . Bien que le refroidissement par conduction pure soit

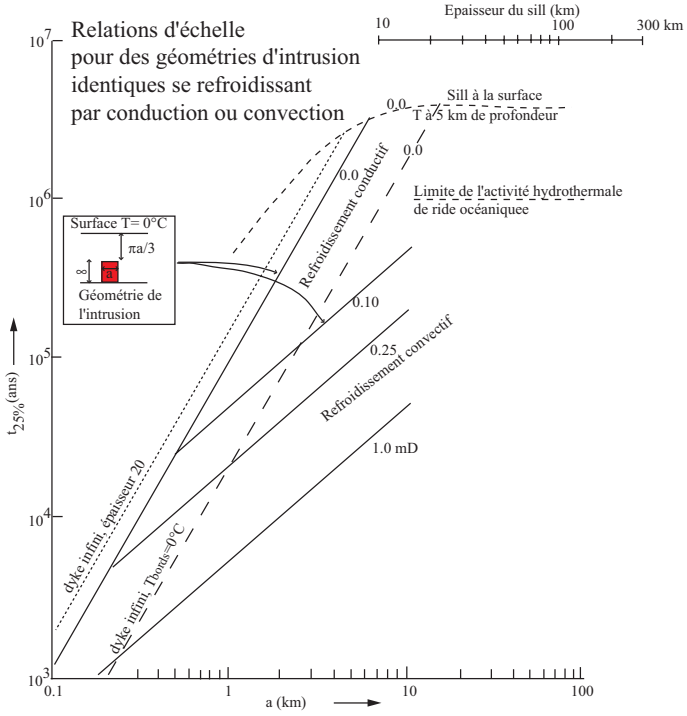


FIG. 6.5 – Temps nécessaire à une intrusion pour se refroidir de 25% par rapport au contraste de température initial en fonction de la taille de l'intrusion. Les lignes de pente 2, représentant le refroidissement conductif, sont recoupées par les lignes de pente 1, qui elles, désignent le refroidissement convectif pour des perméabilités d'encaissant différentes, d'après Cathles (1981a)

beaucoup plus lent qu'un refroidissement convectif (voir figure 6.5), et qu'il mène ainsi à une durée de vie plus longue pour l'anomalie de température, il ne permet pas la formation de gisements économiques en raison de l'absence de circulations de fluides hydrothermaux.

Ces auteurs ont recherché la durée de vie maximale d'un système hydrothermal et de l'activité géothermale en surface qu'il génère, en relation avec un événement intrusif unique. En se plaçant dans des conditions optimales, les résultats de leur modélisations montrent que cette durée peut atteindre 800 000 ans. Ce temps dépend de la quantité de magma mise en place, de sa température initiale, et de la perméabilité du milieu. Le scénario optimal consisterait à mettre en place un sill ultramafique ou mafique, de taille importante, à faible profondeur dans un encaissant dont la perméabilité est tout juste supérieure au seuil permettant la convection (entre 0.05 et 0.1 mD soit 5.10^{-17} et 1.10^{-16} m^2). Il faut que la perméabilité soit assez importante pour permettre le refroidissement par convection mais assez faible pour que l'intrusion réchauffe des volumes significatifs d'encaissant.

A proximité des plutons se refroidissant, les circulations de fluides hydrothermaux influencent de façon dramatique le degré et le style du métamorphisme. Ce phénomène

est d'autant plus marqué à l'aplomb du corps magmatique, là où l'advection de chaleur par les fluides est la plus importante. Dans cette zone, le degré métamorphique sera plus élevé que dans le cas d'un refroidissement par conduction pure, de plus ces circulations peuvent entraîner une augmentation de la fracturation et donc être favorables à la présence de dépôts (voir 14.6). Les circulations permettent donc d'obtenir un refroidissement plus rapide et tendent à homogénéiser les températures dans la zone perturbée.

6.1.3 Chevauchements

Les régimes tectoniques compressifs sont marqués par des raccourcissements et parfois par la présence de chevauchements d'échelle crustale. Ces chevauchements affectent l'architecture de la croûte, la structure de la distribution en éléments radioactifs, le géotherme régional et l'écoulement des fluides. Les chevauchements génèrent un épaississement crustal et des variations de topographie avec la présence de zones topographiques plus élevées. Ces variations latérales du relief sont notamment responsables des contrastes du taux d'érosion et de gradients de pression.

Observations de terrains

Les chevauchements sont donc le résultat de mouvements tectoniques menant un ensemble de terrains à en recouvrir un autre par l'intermédiaire d'un contact anormal, incliné (surface de chevauchement). Le bloc chevauché est ainsi enfoui et la surface de contact marque la discontinuité entre les terrains des blocs chevauché et chevauchant comme l'illustre la figure 6.6. Les roches initialement en surface sont surmontées par des roches plus chaudes, car provenant de profondeurs plus importantes.

L'érosion est généralement présente dans ces zones où la tectonique a créé des reliefs, lorsque la croûte épaissie n'est plus en équilibre isostatique.

Perturbations thermiques associées

Le fait de mettre en contact des roches à des températures différentes est à l'origine d'un réchauffement rapide des roches du bloc chevauché. Inversement, les roches du bloc chevauchant vont se refroidir au niveau du contact. Après cette étape marquée par des changements notables et rapides de température, le rééquilibrage thermique plus lent prend place sur un intervalle de temps pouvant atteindre plusieurs dizaines de millions d'années dans le cas de chevauchements kilométriques. La pression dans les roches du bloc chevauché va quant à elle augmenter en fonction de l'enfouissement. Les chevauchements sont donc caractérisés, dans le bloc chevauché, par une augmentation de pression et de température. Dans le bloc chevauchant, le réchauffement est dû à l'augmentation de la production de chaleur provoquée par l'épaississement crustal.

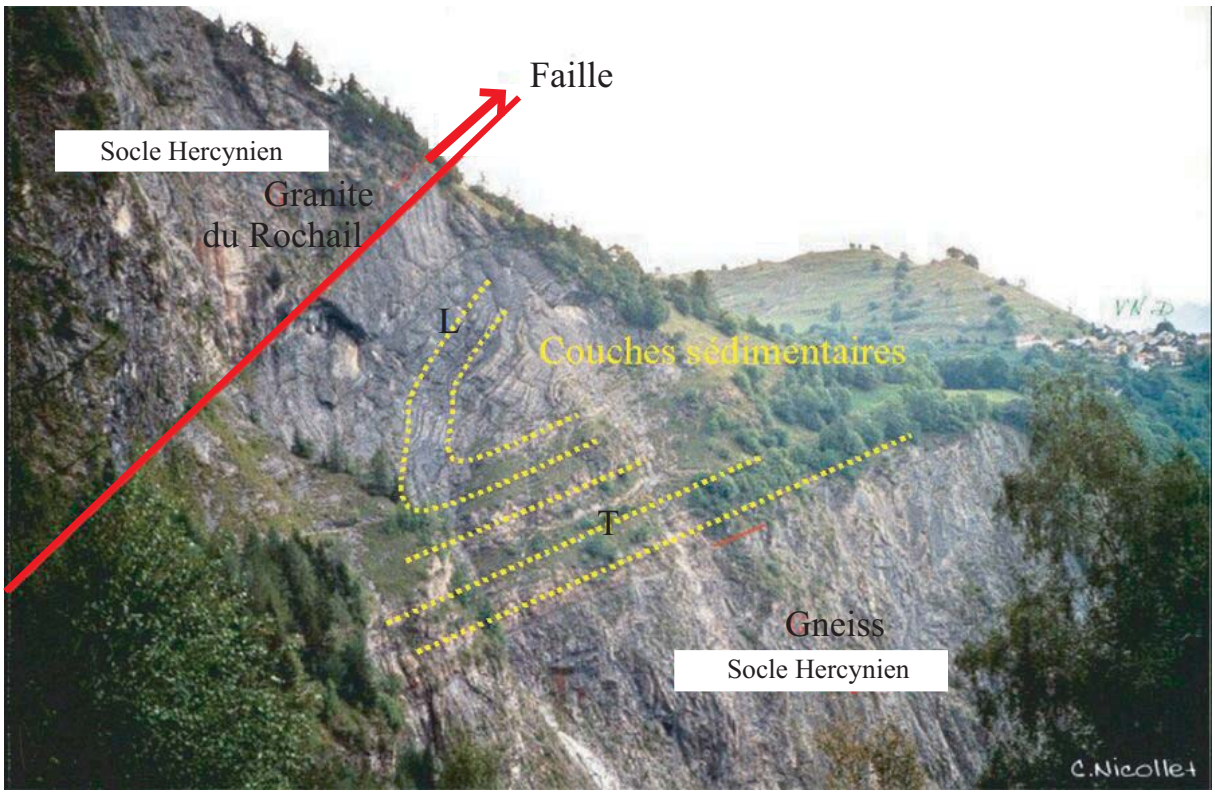


FIG. 6.6 – Chevauchement de Villard Notre Dame d'après Nicollet (2004). Sur ce cliché, le Trias (T) repose en discordance sur les Gneiss et est lui même surmonté par le Lias (L) plissé. Cet ensemble de roches est chevauché par le granite du Rochail. La surface de contact est représenté par la faille en rouge et la direction du mouvement est donnée par la flèche.

Les zones de chevauchements sont souvent marquées par la présence de magmatisme. En effet, les chevauchements peuvent générer des conditions de pression et température menant à la fusion partielle des roches de la croûte en profondeur. Les granites ainsi générés sont dits “d'anatexie”.

Les processus d'érosion, quant à eux, ont une influence non seulement sur la structure du géotherme mais aussi sur l'évolution temporelle des chemins P-T durant l'exhumation des roches métamorphiques (England & Richardson, 1977). C'est en effet l'interaction entre la tectonique (chevauchement et érosion ici) et la relaxation thermique qui s'en suit qui contrôle l'évolution des chemins P-T , et donc le degré de métamorphisme. Aux effets des chevauchements, il faut donc ajouter l'effet de l'érosion pour comprendre les chemins P-T des roches de la croûte.

Les modèles numériques sont des outils précieux pour comprendre l'évolution thermique des régions affectées par des chevauchements. Ils permettent notamment, en se basant sur des données de terrain, de reconstruire des scénarii d'évolution du champ de température et de visualiser les conditions de pic métamorphique susceptibles d'être atteintes.

Les modèles

Les modèles de chevauchements réalisés se basent sur des observations de terrains mais les numériciens ont fréquemment recours à des simplifications. L'hypothèse d'instantanéité du chevauchement est souvent faite pour permettre des calculs moins lourds.

Divers modèles numériques thermiques ont été réalisés afin de comprendre quelle était l'allure des chemins P-T et les paramètres influençant de manière significative l'évolution de ces chemins dans le cadre, notamment, de chevauchements suivis d'une phase d'érosion (Jaupart & Provost, 1985; Ruppel & Hodges, 1994a, 1994b; Husson & Moretti, 2002).

Ces scénarii de chevauchement et érosion peuvent être modélisés de diverses manières, Ruppel & Hodges (1994b) ont comparé différentes méthodes de modélisation numérique et leurs conséquences sur les résultats. Ils se sont attachés à mettre en évidence les variations entre les modèles à une ou deux dimensions et à comprendre l'impact de l'hypothèse d'instantanéité pour le chevauchement par rapport au cas plus réaliste d'un chevauchement transitoire. La différence majeure entre les modèles 1D et 2D réside dans le fait que les températures maximales atteintes dans le bloc chevauché sont légèrement plus faibles en 1D, cependant les chemins P-T sont très similaires. Quant aux chevauchements instantanés, bien qu'ils ne permettent pas de reproduire de façon cohérente les chemins prograde syn-chevauchement, les conditions du pic métamorphique qui en résultent dans le bloc chevauché sont les mêmes que dans le cas transitoire, aux erreurs analytiques près (50 K et 100 MPa). Ces auteurs concluent que si l'hypothèse d'une érosion post-tectonique est faite, l'hypothèse du chevauchement instantané est certes simplificatrice mais raisonnable puisqu'elle introduit peu d'incertitude aux niveaux des données du pic métamorphique. L'intérêt des modèles

2D est de permettre la visualisation notamment de gradients latéraux de température générés par les hétérogénéités crustales.

Chevauchement simple

La figure 6.7 présente un scénario de chevauchement, il s'agit d'un cas simple sans production de chaleur.

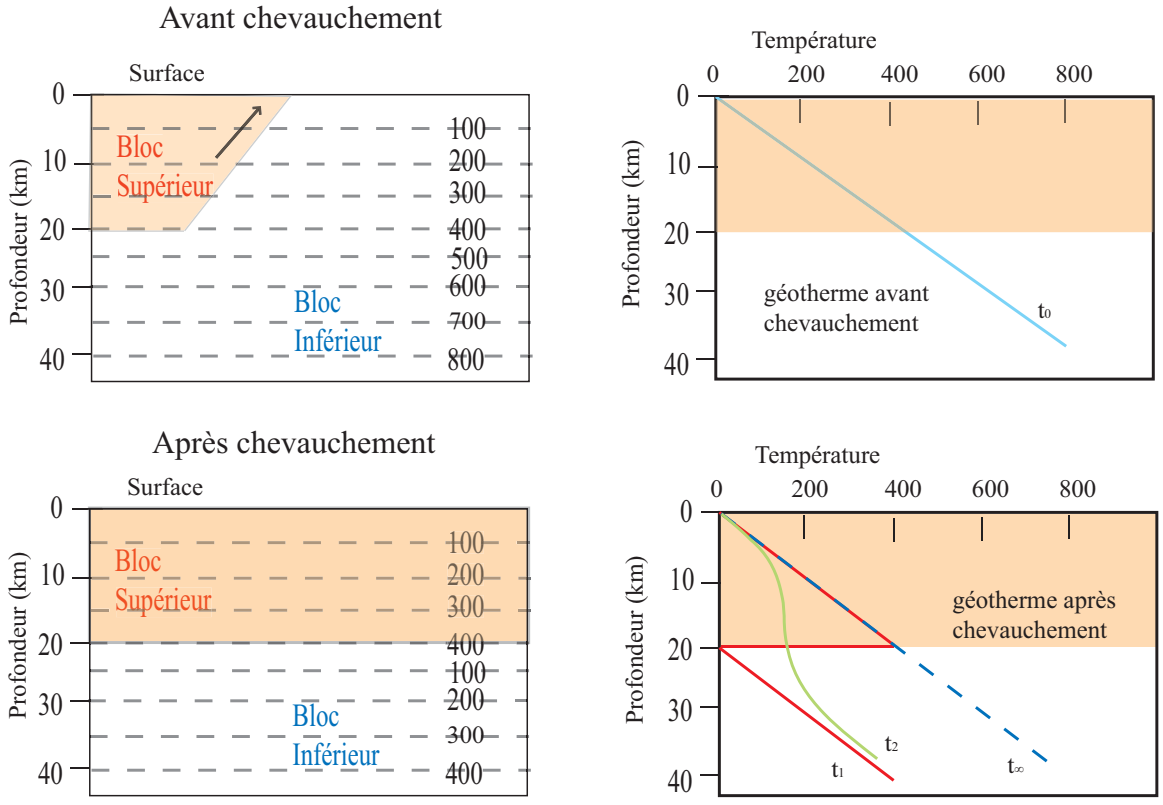


FIG. 6.7 – Effets d'un chevauchement simple de 20 km sur un géotherme initial correspondant à un gradient constant de 20 $^{\circ}C.km^{-1}$. Après chevauchement (au temps t_1), le géotherme présente un profil en dents de scie, caractéristique des chevauchements instantanés. Au cours du temps un rééquilibrage thermique s'opère afin de revenir à un état permanent où se retrouve le géotherme initial.

Initialement, la température augmente avec la profondeur selon un gradient constant de 20 $^{\circ}C.km^{-1}$.

Au temps t_1, après un chevauchement de 20 km, au niveau de la séquence stratigraphique épaissie, un dédoublement des séries est observable et le géotherme post-chevauchement est fortement perturbé. Cet état présentant un profil en dents de scie (dû à l'instantanéité du chevauchement) est instable et doit évoluer vers un état d'équilibre. Au contact entre les blocs, la différence de température est maximale. Le bloc

chevauché va se réchauffer et le bloc chevauchant va se refroidir, jusqu'à ce que les températures s'équilibrent. Par exemple, une roche qui se trouvait initialement en surface à une température de 0 °C se trouve enfouie à 20 km de profondeur au contact avec des roches à 400 °C. Elle subit donc une augmentation de température et de pression, du fait de l'enfouissement. La perturbation thermique se diffuse dans le temps et après plusieurs dizaines de millions d'années, le géotherme d'équilibre est atteint. Dans le cas où la production de chaleur est nulle, il est équivalent à l'état initial. Le laps de temps entre t_1 et l'équilibre dépend des propriétés thermiques caractéristiques du milieu.

Si la production de chaleur du milieu est non nulle (cas plus réaliste), le principe de rééquilibrage thermique est le même. Cependant, au niveau de la zone épaissie, la concentration en éléments radioactifs sera augmentée par rapport à l'état initial et le géotherme résultant après diffusion de la perturbation sera marqué par des températures plus importantes, donc un géotherme avec une pente moins raide (Spear, 1993).

D'autres effets thermiques ont été mis en évidence dans les zones de chevauchements. Ainsi Jaupart & Provost (1985) ont montré que si des roches sédimentaires de faible conductivité thermique sont impliquées dans le chevauchement alors l'effet de réfraction thermique sera non négligeable. Dans un tel cas la chaleur est concentrée aux interfaces entre les différentes lithologies, le long du matériau de plus forte conductivité. Ce phénomène pourrait expliquer l'emplacement des zones de fusion.

Effet sur les circulations de fluides

En plus des perturbations thermiques, les chevauchements perturbent aussi les circulations de fluides dans la croûte. Les régions chevauchées sont enfouies et subissent des augmentations de pression, celles-ci, associées au raccourcissement régional entraînent parfois de l'hydrofracturation dans les roches. De cette fracturation résultent de nouveaux conduits de circulation et la libération de fluides qui se concentrent alors dans les zones où la dilatation est importante.

Couplage Chevauchement- Erosion post-tectonique

Afin de comprendre l'allure générale des chemins P-T des roches crustales dans les régions affectées par un chevauchement et une phase d'érosion post-tectonique, un exemple est présenté.

Ce cas, traité par Ruppel & Hodges (1994a) présente un chevauchement 2D, le long d'une faille à 45 degrés, utilisant un taux d'enfouissement de 2mm/an, pendant 15 Ma, et suivi d'une phase d'érosion (1mm/an pendant 30 Ma). Dans ce modèle la présence d'une couche de roche avec une production de chaleur non nulle a été prise en compte (voir figure 6.8).
Les chemins P-T présentés en figure 6.9a correspondent à des roches à différents niveaux crustaux et à des positions variables par rapport à la faille dans la partie

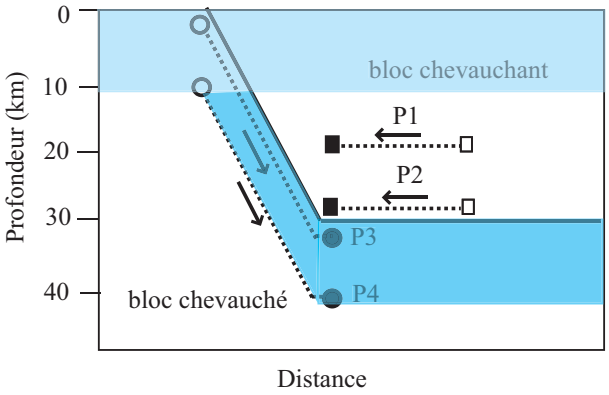


FIG. 6.8 – Modèle de chevauchement transitoire, d'après Ruppel & Hodges (1994b). La couche bleue claire représente une couche de roche ayant une production de chaleur non nulle, en bleu foncé, cette même couche après perturbation par le chevauchement. Les trajectoires des points P1, P2, P3 et P4 au cours du chevauchement sont présentées. Les points P1 et P2 appartiennent au bloc chevauchant et sont situés à des distances verticales de 10 et 0,5 km de la faille respectivement. P3 et P4 appartiennent au bloc chevauché et se situent à des distances de 0,5 et 10 km du contact. Les symboles vides et pleins correspondent à leur position au temps t_0 et $t_0 + \Delta t$ après chevauchement.

épaissie de la lithosphère. Il apparaît que les roches du bloc chevauché (P3 et P4) se réchauffent pendant la phase d'enfouissement, en raison : (1) de la superposition des roches chaudes du bloc chevauchant au niveau de la faille pendant les premières phases de chevauchement (2) des effets associés à la perturbation de la couche radioactive et (3) de la relaxation thermique.

A proximité de la faille les roches du bloc chevauché (P3) se réchauffent un peu plus rapidement et de façon sensiblement plus importante que celles qui sont plus éloignées de la surface de contact entre les blocs (P4). On observe donc,pour les roches P3 et P4, une première phase pendant l'enfouissement, avec augmentation de pression et de température, puis une phase où la température continue à augmenter en raison de la relaxation thermique jusqu'à atteindre une valeur maximale (T_{max}), mais où la pression diminue en réponse à la dénudation qui s'opère. Enfin après avoir atteint T_{max}, l'effet de la perturbation initiale a presque disparu et c'est l'effet de l'érosion qui domine, plus la roche se rapproche de la surface plus elle refroidit.

Les roches du bloc chevauchant(P1 et P2), elles, subissent un refroidissement rapide au moment où elles sont mises en contact avec les roches plus froides du bloc chevauché. La rapidité du refroidissement est fonction de la distance par rapport à la faille. Suite à ce refroidissement rapide, les roches se réchauffent, ce phénomène dépend de la durée du chevauchement et de la production de chaleur des roches du bloc chevauché adjacentes. Enfin, comme les roches du bloc chevauché, elles subissent l'effet de l'érosion et se refroidissent de nouveau.

Les courbes Température-temps (T-t figure 6.9b), permettent de mettre en évidence le fait qu'au niveau de la faille le changement de température absolue n'est pas

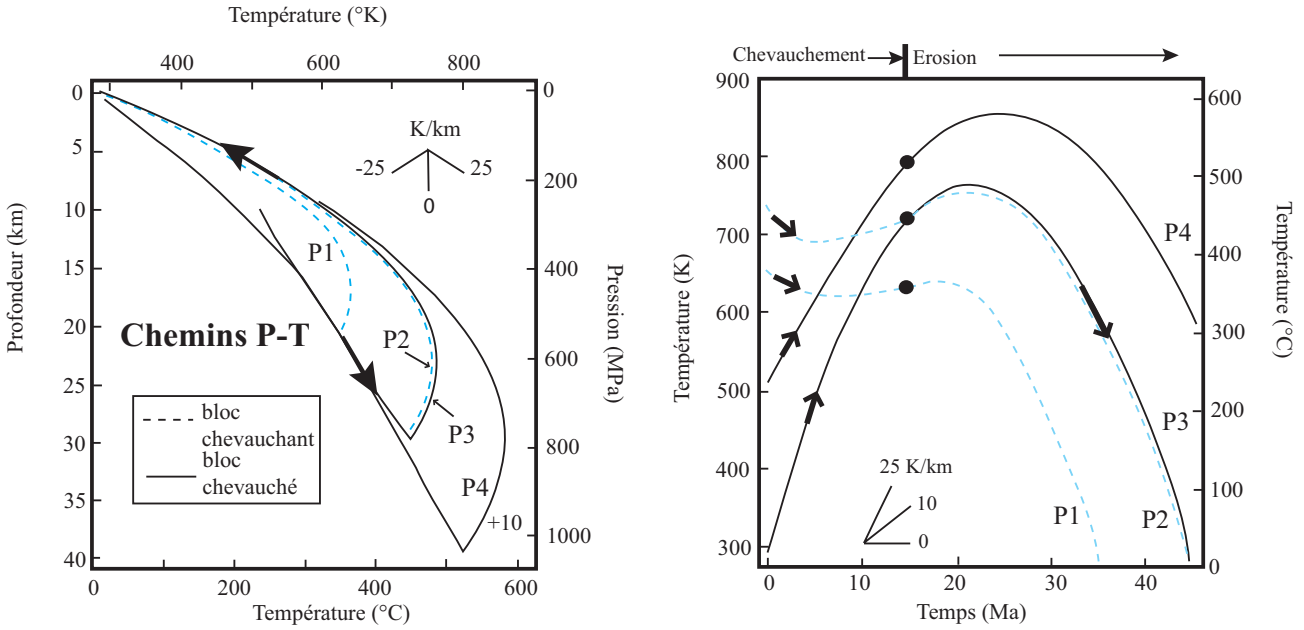


FIG. 6.9 – a) les chemins Pression-Température des roches du bloc chevauchant P1 et P2 (en pointillé), et des roches du bloc chevauché P3 et P4 (trait plein) sont présentés. b) Les courbes représentent l'évolution des températures de ces mêmes roches en fonction du temps, d'après Ruppel & Hodges (1994b).

le même de part et d'autre. Les roches du bloc chevauché, P3 et P4, se réchauffent de façon beaucoup plus significative (300°C) que les roches du bloc chevauchant, P1 et P2, ne se refroidissent (50 °C). Les roches du bloc chevauché sont soumises à une augmentation de température due à l'advection à des niveaux crustaux plus élevés et à la conduction de chaleur provenant des roches du bloc chevauchant plus chaudes. Alors que, le seul effet thermique auquel sont soumises les roches du bloc chevauchant est la mise en contact avec les roches du bloc chevauché plus froides au niveau de la surface de la faille.

Des diverses études réalisées, il est important de retenir que c'est le taux d'enfouissement et non la géométrie de la faille qui contrôle l'allure du chemin P-T syn-chevauchement, mais il a peu d'influence sur la température maximale atteinte pendant le stade de dénudation.
Le paramètre déterminant concernant le taux et la durée du réchauffement, et donc l'allure des chemins P-T post-chevauchement est le taux de dénudation. Plus le taux d'érosion est rapide, plus la température du pic métamorphique sera faible et atteinte précocement, et ce, à des profondeurs moins importantes que dans le cas d'une érosion lente. En contexte orogénique tous ces mécanismes sont susceptibles d'intervenir il est donc nécessaire de comprendre leur importance relative et leur effet sur l'évolution du régime thermique de la lithosphère.

6.1.4 Fracturation

L'une des conséquences majeures de la tectonique, en régime cassant, concerne la création ou la réactivation de fractures dans la croûte. La déformation entraîne des changements de volume, les zones affectées par la dilatation présentent alors de modifications de pression de pores et de perméabilité. Les failles et fractures permettent, dans certains cas, la remontée de fluides profonds chauds vers la croûte supérieure. Elles ont donc un impact direct sur la circulation des fluides, qui elles mêmes vont modifier le champ de températures à leur proximité. Elles tendent à homogénéiser les températures par convection thermique, et permettent de dissiper plus rapidement les perturbations. Par exemple, la mise en place d'un pluton s'accompagne d'une augmentation de la perméabilité de l'encaissant, favorisant le refroidissement par circulation hydrothermale.

6.2 Minéralisations et anomalies thermiques

Les mécanismes de formation relatifs aux gisements ont été présentés précédemment (2.3), ils mettent en évidence le fait que les concentrations économiques se mettent en place dans zones spécifiques de la croûte terrestre.

Pour que des gisements se forment il faut en effet réunir : une source de métaux, des circulations de fluides chauds riches en ions métallifères et la présence de pièges. De plus les réactions chimiques menant à la précipitation des métaux nécessitent des conditions de pression et température spécifiques et variables selon les éspèces. Les circulations hydrothermales ont pour rôle de dissoudre, de transporter puis de précipiter des solutions minéralisatrices.

Les déformations et les structures de la croûte terrestre représentent des paramètres déterminants pour la localisation des concentrations. Cependant ce ne sont pas les seuls et il apparaît que la majorité des gisements se trouvent dans des zones thermiquement perturbées. La température intervient directement sur la précipitation locale en raison de la dépendance de celle-ci avec le produit scalaire entre gradient de température et vitesse de Darcy du fluide. Les perturbations thermiques interviennent donc à diverses étapes du processus de minéralisations.

Afin d'illustrer cette relation entre métallogénie et régime thermique, plusieurs exemples de concentrations métallifères et leur association spatiale ou temporelle avec des anomalies du géotherme sont présentés.

6.2.1 Intrusions et gisements

L'association spatiale et temporelle entre des intrusions granitiques et des gisements a souvent été observée (Fehn et al., 1978; Partington & McNaughton, 1997;

Cathles et al., 1997). La présence de ces granites constitue un apport de chaleur par advection et une source potentielle de fluides riches en ions métallifères. Si la mise en place du pluton s'accompagne de circulations de fluides pendant un laps de temps assez long des concentrations économiques peuvent se former. De telles circulations peuvent entraîner la dissolution de minéraux dans certaines zones et à l'opposé de précipitation en d'autres régions. Comme précisé précédemment, les caractéristiques du corps plutonique et de son encaissant (propriétés thermiques, perméabilités, taille ou température initiale de l'intrusion) ont un impact significatif la durée de vie des systèmes hydrothermaux.

Convection à proximité d'intrusions et minéralisations aurifères

Le modèle numérique simple réalisé par Gow et al. (2002) illustre les liens entre la perturbation thermique associée à une intrusion, les écoulements de fluides et les minéralisations (figure 6.10). Les zones minéralisées se situent dans des régions où

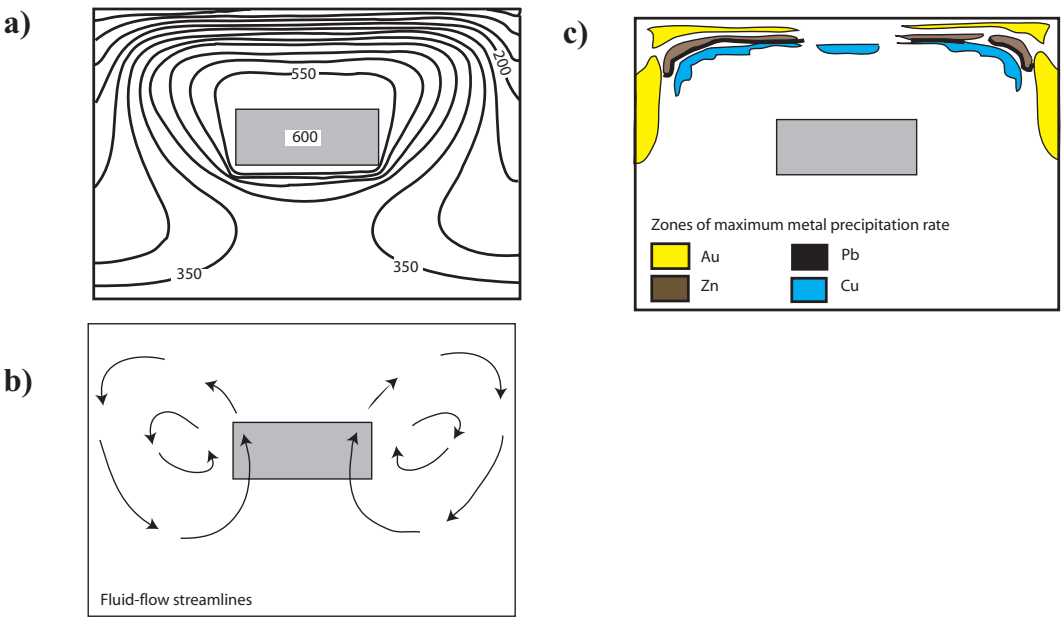


FIG. 6.10 – Modèle pour lequel la température est fixée en surface et à la base avec T_s=0 °C et T_b=400 °C, la perméabilité du milieu est de $10^{-14}m^2$, et l'intrusion magmatique est maintenue à une température de 600 °C. a) Champ de température à l'état permanent, b) Lignes de courant et c) Zone de précipitation maximale pour divers substances.

le gradient de température est négatif et où la vitesse du fluide est maximale. La précipitation se fait dans une gamme de température bien définie, en fonction des caractéristiques de la concentration d'équilibre des différents métaux.

Minéralisations et intrusions à production de chaleur élevée

Les granites fortement radioactifs (HHP : high heat production) représentent une autre catégorie d'intrusions particulièrement intéressantes du point de vue de la métallogénie. Ils sont fréquemment associés à des gisements d'uranium (Fehn et al., 1978; Z. Zhao, Zheng, Wei, & Gong, 2004) ou, parfois, d'or (Partington & McNaughton, 1997). Ces granites se caractérisent par des productions de chaleur anormalement élevées par

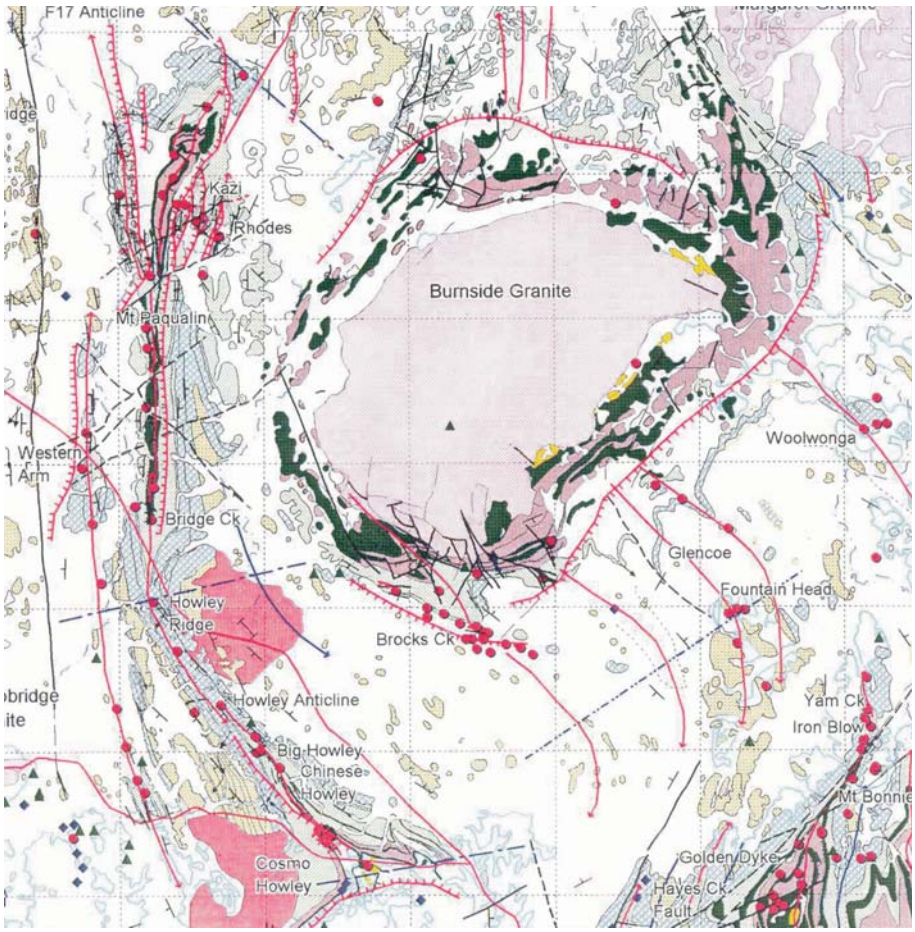


FIG. 6.11 – Géologie du district de Howley, les ronds rouges représentent les gisements aurifères. Ces derniers se situent préférentiellement au niveau des fractures aux alentours du granite HHP de Burnside, d'après (Partington & McNaughton, 1997).

rapport à la valeur moyenne pour la croûte. En Australie, la production des HHP peut atteindre $61\mu W.m^{-3}$ (McLaren, 2001), mais de telles valeurs sont très rares. La production de chaleur des HHP est variable, par exemple celle du granite de Conway dans le New Hampshire est de $8.5\mu W.m^{-3}$ (Fehn et al., 1978), alors que celle du batholite de Cullen (Australie) est de 5.8 $\mu W.m^{-3}$(Partington & McNaughton, 1997).

Le lien génétique entre les gisements d'uranium et ces granites fortement radioactifs n'est pas évident à établir. Dans le cas des dépôts de Dalongshan (Chine), la température du dépôt des métaux associés à ces HHP est de 250-300 °C,(Z. Zhao

et al., 2004) et est généralement plus faible que la température de cristallisation du magma 800±50 ˚C, les dépôts se concentrent donc après la mise en place des intrusions. Il est important de comprendre les phénomènes responsables de ce décalage afin de démontrer un lien avec les processus de minéralisation.

A Dalongshan, le décalage temporel entre le magmatisme et la genèse des gisements a été mis en évidence par Z. Zhao et al. (2004) et daté à environ 25 à 30 Ma. Une étude sur la vitesse de refroidissement après emplacement du granite a été réalisée par ces auteurs.

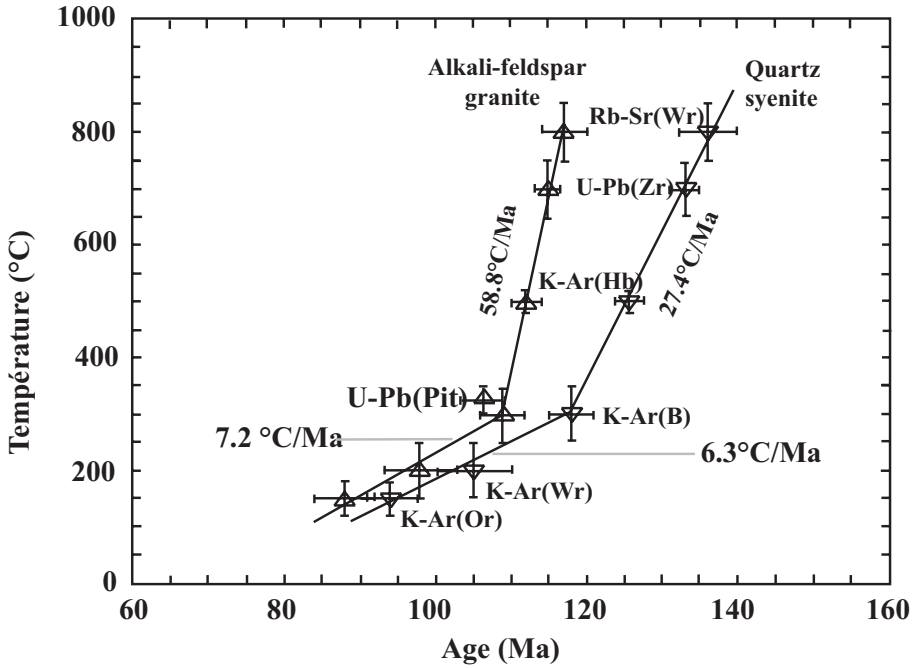


Fig. 6.12 – Vitesses de refroidissement de deux granites fortement radioactifs à Dalongshan, Chine. Deux phases se distinguent avec un premier refroidissement rapide et une deuxième phase de refroidissement plus lente, d'après Z. Zhao et al. (2004)

L'emplacement du magma est de plus, relié à une période d'activité tectonique régionale intense, ce qui favorise la mise en place de fractures notamment au niveau de la zone de contact entre le pluton et l'encaissant. De ces événements de fracturation et de magmatisme, résultent une circulation de fluides magmatiques ou aqueux capables de migrer le long des failles au niveau de la zone de contact. Cette phase de refroidissement rapide, s'accompagne donc de convection thermique avec la circulation de fluides riches en ions métalliques, mais ne coïncide pas avec une précipitation des solutions.

La précipitation semble se produire au niveau de la transition entre le refroidissement rapide, entre 60 et 30 ˚C/Ma et le refroidissement plus lent avec une vitesse d'environ 6-7 ˚C/Ma (figure 6.12).

Dans ce cas, ce n'est pas uniquement la température qui influe sur la minéralisation mais aussi la vitesse à laquelle se produit le refroidissement induit par la perturbation initiale.

6.2.2 Anomalies thermiques et calderas minéralisées

La plupart des gisements en relation avec des calderas ignimbritiques se localisent à la périphérie de la structure d'effondrement, au niveau de zones de failles. Cette relation spatiale entre gisements et calderas est souvent valable (figure 6.13). Les gisements associés aux calderas sont généralement des épithermaux à or et, parfois, des porphyres. La présence d'une caldera (souvent localisée grâce aux ignimbrites) représente un guide de prospection pour l'or.

Cependant la distribution temporelle des gisements associés ces structures montre que les gisements peuvent se former avant ou après la formation de la caldera. Ce qui au premier abord laisse supposer qu'il n'existe pas de lien génétique entre la caldera et la formation de gisements.

Des études s'intéressant au comportement thermomécanique lié à la mise en place de ces structures ont été réalisées par Burov & Guillou-Frottier (1999); Guillou-Frottier et al. (2000). Elles illustrent le comportement et les mécanismes de formation des failles associées aux calderas, en prenant en compte notamment, la transition fragile-ductile. Ce type d'approche apporte des résultats permettant de supposer l'existence d'une relation génétique entre caldera et gisements. Au stade précédant l'effondrement, il

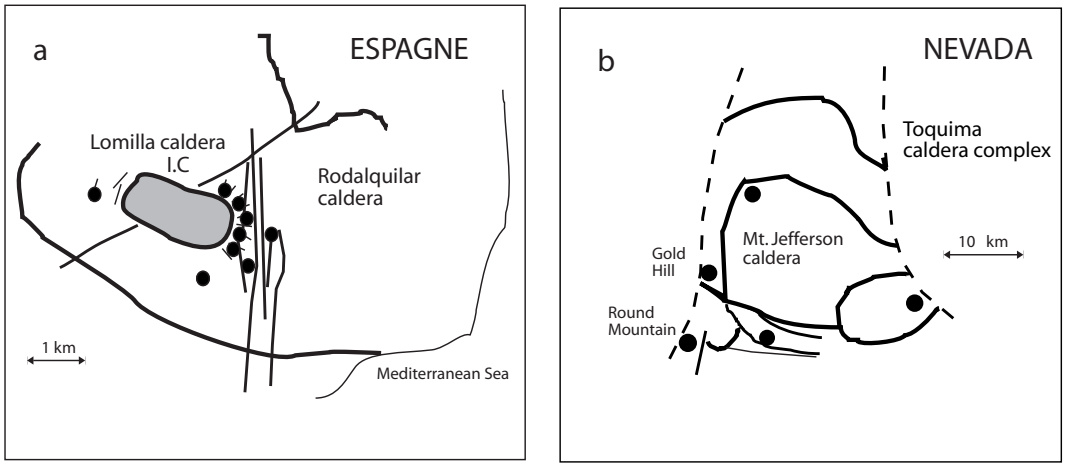


FIG. 6.13 – Exemples d'association spatiale entre calderas et gisements épithermaux à or. a) Caldera de Rodalquilar (Espagne) : les dépôts sont concentrés sur la bordure externe de la caldera imbriquée interne de Lomilla, adapté de Rytuba & Kopylova (1994) ; b)Caldera de Mount Jefferson, Nevada (USA) adapté de Sander & Einaudi (1980). Les cercles pleins correspondent aux gisements.

semble que dans le cas de larges calderas, la croûte supérieure subisse un prédécoupage au moment de la remontée de magma à faible profondeur. Ces zones de faiblesse ainsi que la présence de magma chaud (anomalie thermique) pourrait être favorable à un contexte de minéralisations pré-caldera. De plus, après effondrement, les modèles mettent en évidence, la présence de transferts de chaleur anormaux au niveau des failles bordières externes, ainsi qu'une densité de fractures importante dans ces zones. Cette région externe représente de ce fait une zone potentiellement favorable à la présence de

pièges thermiques et structuraux pour des gisements de type épithermaux notamment. La localisation et la distribution de ces pièges dépend fortement de facteurs tels que la géométrie de la chambre magmatique ou la tectonique régionale. Du point de vue des pièges, ce modèle prédit la formation de failles en forme de "Y" sur les bordures de la caldera ce qui est assez similaire aux géométries rencontrées sur le terrain pour des failles minéralisées. Les transferts de chaleur anormaux, quant à eux, sont mis en relation avec des phénomènes de réfraction thermique. Cette réfraction aurait pour origine des contrastes de conductivité entre l'intérieur de la caldera, rempli par des tuffs peu conducteurs et les failles bordières plus conductrices. Elle a pour effet de localiser les anomalies de températures en profondeur sur les bords externes des failles (voir figure 6.14).

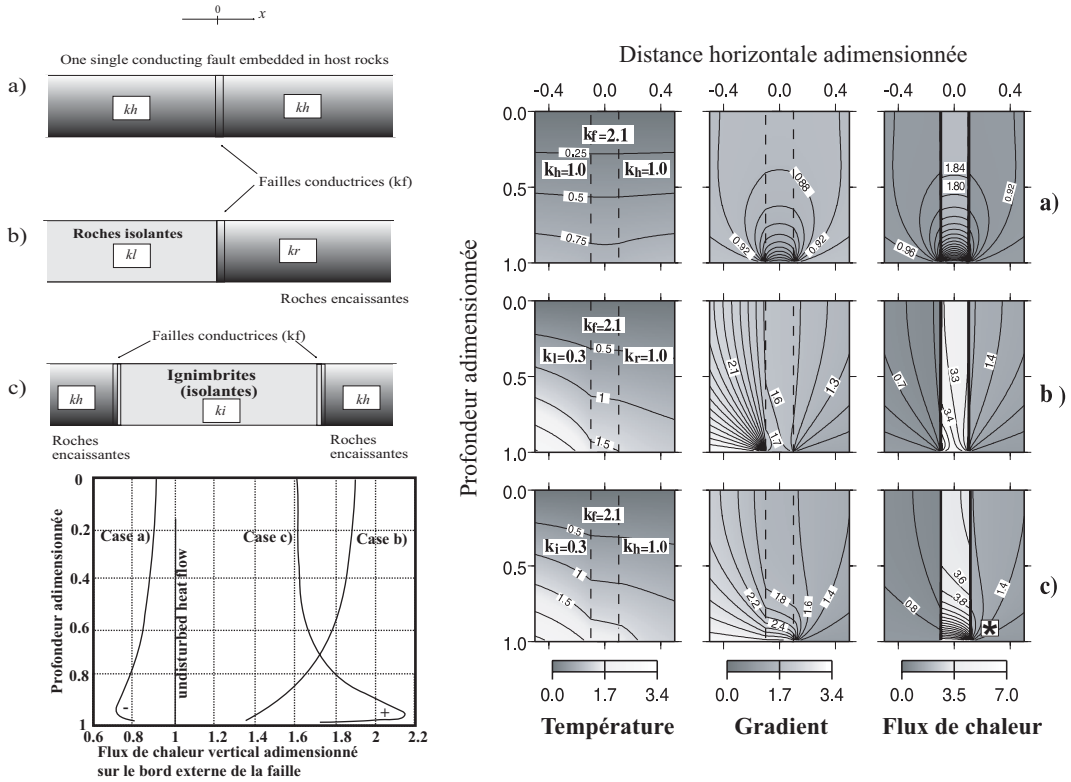


FIG. 6.14 – Résultats analytiques pour la température, le gradient et le flux de chaleur associés à a)la présence d'une faille conductrice dans un milieu identique de part et d'autre, b) une faille conductrice séparant un milieu isolant d'un milieu plus conducteur avec conditions de demi espaces sur les bords et c) identique à b) mais on considère une taille finie pour le milieu isolant (analogie avec la caldera). En profondeur, une anomalie apparaît clairement dans le cas s'apparentant à la caldera. d'après Guillou-Frottier et al. (2000)

Les résultats, bien qu'ils ne prennent pas en compte des circulations de fluides, décrivent un contexte favorable à la genèse de gisements puisqu'ils isolent des zones regroupant des conditions optimales pour le piégeage de concentrations avec la présence de failles et d'anomalies de températures. Ce type d'étude peut donc mettre en évidence des phénomènes thermiques et mécaniques susceptibles d'influencer la formation de

gisement.

6.3 Convection hydrothermale et métallogénie

6.3.1 Les observations de terrain : minéralisations et hydrothermalisme

D'après des observations de terrains de dépôts minéralisés et de systèmes hydrothermaux, il apparaît que de nombreux gisements sont localisés à proximité d'intrusions magmatiques ou de failles. Les porphyres, par exemple, sont liés génétiquement à la présence de corps plutoniques. Les gisements de type orogénique, se situent préférentiellement dans des grands accidents structuraux de type faille, et présentent aussi, dans certains cas, des relations spatiales avec des intrusions magmatiques. De plus, l'altération hydrothermale matérialisée par les auréoles de contact à la périphérie des plutons ou des dykes s'accompagne parfois de minéralisations d'uranium ou d'or et peut donc être considérée comme un marqueur potentiel de concentration anormalement élevées en métaux. Enfin, au niveau des fonds marins, de nombreux gisements (Sedex, VMS) sont liés à la circulation de fluides hydrothermaux chauds se déchargeant par le biais de failles localisées ou au niveau des rides médio-océaniques (voir partie I).

Les bassins sédimentaires représentent aussi des contextes particulièrement favorables à la convection hydrothermale en raison, entre autre, de la forte perméabilité des sédiments comparée à celle des roches sur lesquelles ils se déposent. Les phénomènes de compaction qui s'opèrent au sein des bassins permettent la libération des fluides, qui, sous certaines conditions circulent sous forme de cellules convectives, capables de transporter des ions métalliques jusqu'à leur lieu de précipitation .

Au Ghana, à Ashanti, les minéralisations se sont mises en place dans un contexte complexe, elles se situent préférentiellement au niveau des zones de cisaillements majeurs et fréquemment à proximité ou dans des corps magmatiques. A cela il faut ajouter que la localisation de gisements coïncide aussi avec la limite lithologique entre les bassins sédimentaires Birimiens, les ceintures volcaniques, et les conglomérats Tarkwaiens. La formation de ces gisements d'or orogéniques entre donc dans un cadre particulier où se côtoient de nombreux facteurs pouvant influencer les circulations hydrothermales.

6.3.2 Convection dans un milieu avec faille

Les zones de failles sont des sites préférentiels des réactions chimiques. Les fractures dues à des phénomènes de dilatation sont des zones où l'écoulement des fluides se focalisent, permettant ainsi la concentration de vitesses de fluides relativement élevées. L'importance de ces structures pour les processus de minéralisation a été mise en évidence par Sibson (1987) notamment dans le cas de gisement de cuivre. Le phénomène

de décharge associé à la fracturation a aussi été relié à la mise en place de gisements d'or mésothermaux (Sibson et al., 1988) ou de zinc-plomb dans des bassins sédimentaires (Yang et al., 2004).

La perméabilité des failles jouent un rôle majeur dans la mise en place et l'organisation des systèmes géothermaux. Ainsi, Parry et al. (1991) ont montré que de nombreux systèmes hydrothermaux s'initient ou deviennent plus vigoureux lorsque la perméabilité des failles bordières augmentent de façon abrupte avant et pendant un séisme.

Dans les bassins sédimentaires, il semble que la présence de zones de failles permette d'étendre la gamme de conditions pour lesquelles de la convection hydrothermale peut se produire. En effet, bien que les nombres de Rayleigh représentatifs du milieu sans failles soient inférieurs à la valeur critique de celui-ci, de la convection à grande échelle peut apparaître sous certaines conditions (Simms & Garven, 2004). Ces auteurs soulignent aussi le fait que des failles majeures fortement pentées peuvent servir de conduits à travers de larges épaisseurs de bassins sédimentaires et peuvent ainsi en modifier la dynamique de convection thermique. La présence de failles peut donc perturber la distribution des écoulements convectifs et peut influencer la taille et la localisation des cellules de convection. Du point de vue de la métallogénie, ces phénomènes sont particulièrement intéressants, puisqu'ils concentrent les transferts de masses et de chaleur le long des zones de failles. Dans ce cas,les zones de décharge représentent des contextes favorables pour la formation de dépôts (type Sedex par exemple) à proximité du fond océanique. Yang et al. (2004) ont cherché à mettre en évidence l'influence des divers paramètres affectant la convection dans les bassins sédimentaires. Selon eux, les failles présentant un apport de chaleur initial important, en raison de leur profondeur de pénétration ou d'activité magmatique sont les plus aptes à transporter des fluides de décharge vers les zones de précipitation. La perméabilité, l'épaisseur et l'espacement entre les failles sont aussi des paramètres déterminants pour la migration des fluides et le champ de température. Les failles les plus profondes et les plus perméables sont généralement liées à des zones de décharges (fluides ascendants) alors que les failles plus superficielles et moins perméables représentent de zones de recharge.

Troisième partie

Etude régionale du Sud Ghana : “conduction pure”

Chapitre 7

Introduction

Une partie importante des chapitres 6 à 11 correspond à la traduction de l'article "Pre-mineralization thermal evolution of the Palaeoproterzoic gold rich Ashanti belt, Ghana" aujourd'hui sous presse[1]. Toutefois certains des résultats ont depuis l'acceptation été améliorés, revus et corrigés de certains effets.

Cette partie de la thèse se place dans le cadre d'une étude régionale des processus thermiques dans la période ayant précédé la mise en place des minéralisations au Ghana. Compte tenu de la période étudiée, l'approche thermique est purement conductive. Les transferts de chaleur convectifs seront examinés ultérieurement lors d'une étude locale ciblée sur la période de minéralisation (4^{eme} partie).

Le volume croissant de données géochronologiques de haute précision tend à démontrer que le dépôt de l'or ne constitue pas un processus continu au cours des temps géologiques. Ainsi, la distribution des gisements d'or orogéniques au Précambrien montre des pics distincts, séparés de plusieurs centaines de millions d'années (Goldfarb et al., 2001, chapitre 4). Il s'avère que deux des périodes principales pour la formation de l'or (2800-2500 et 2100-1800 Ma) sont corrélées temporellement avec des épisodes de croissance crustale continentale. Les données géochronologiques pour la croûte continentale juvénile, compilées et révisées par Condie (2000), suggèrent que les trois épisodes majeurs de formation de la croûte (estimés à 2700, 1900, et 1200 Ma) sont reliés à des 'super-événements' dans le manteau. Pour le pic Paléoprotérozoïque (1900 Ma), un événement de type super-panache a été proposé (Condie et al., 2000). De la même manière, les périodes de formation d'or orogénique associées à ces super-événements sont, d'après Goldfarb et al. (2001) " *most commonly explained by major mantle overturning in the hotter early Earth, with associated plumes causing extreme heating at the base of the crust*". Il est désormais accepté que la géodynamique globale joue un rôle clé dans la formation de diverses classes de gisements (Barley et al.,

[1]Harcouët V., A. Bonneville , L. Guillou-Frottier and J.L. Feybesse, Pre-mineralization thermal evolution of the Paleoproterozoic gold-rich Ashanti belt, Ghana , in Mineral Deposits and Earth Evolution, McDonald et al. (eds.), Geological Society, London, Special publication, 248, 103-118.(in press).

1998; De Boorder et al., 1998; Isley & Abbott, 1999; Pirajno, 2001). Si l' occurrence de super-événements dans le manteau, la formation de super-continents, et la genèse de dépôts d'or orogéniques de classe mondiale (ou gisements géants) sont des événements liés, alors les études concernant les conditions de température régnant dans la croûte lors de la mise en place des minéralisations majeures pourraient fournir des résultats utiles pour la connaissance du régime thermique de la Terre il y a 2 Ga.

Actuellement, les processus thermiques profonds agissant sous les continents, sous les zones thermiquement stables, sont bien contraints (Jaupart & Mareschal, 1999; Lenardic et al., 2000). Les données de flux de chaleur concernant les boucliers canadien et fennoscandinave (Kukkonen, 1998; Rolandone et al., 2002), ainsi que les études pétrologiques sur les xénolithes mantelliques (Russel, 1999; Kukkonen & Peltonen, 1999), ont montré que les valeurs actuelles du flux de chaleur mantellique à la base de la croûte précambrienne varient entre 10 et 16 $mW.m^{-2}$. Cependant, ces estimations actuelles ne peuvent pas être appliquées au Précambrien, et la possibilité d'étudier les régimes thermiques datant de plusieurs milliards d'années devient alors un réel défi. Un certain nombre d'arguments suggère que le régime thermique de la croûte continentale archéenne n'était pas fortement éloigné de celui de la croûte actuelle (Richter, 1985). Si tel était le cas, une valeur faible de flux de chaleur à la base des continents serait donc attendue à cette époque, sauf si des perturbations thermiques de larges échelles, telles que des super-panaches, affectaient la base de la croûte. La formation de gisements de classe mondiale requiert probablement des processus thermiques anormaux, localisés à faibles profondeurs ou à l'interface croûte-manteau (Moho). L'utilisation de diverses données géologiques, et en particulier, de données thermobarométriques, devraient aider à quantifier les régimes thermiques anciens.

L'étude présentée dans cette partie se base sur la relation apparente entre les dépôts d'or orogéniques paléoprotérozoïques et les processus thermiques profonds régnant avant et au moment de leur formation. De nombreuses données géologiques ont été acquises dans les districts métallifères. La modélisation des régimes thermiques passés, avant, et pendant les événements minéralisateurs devraient donc permettre de contraindre les conditions thermiques profondes.

Parmi les gisements d'or orogéniques majeurs, ceux de la ceinture d'Ashanti au Ghana possèdent des caractéristiques particulièrement bien adaptées pour étudier les processus thermiques profonds datant de 2000 Ma. Premièrement, la ceinture d'Ashanti s'est formée durant "l'événement Paléoprotérozoïque" décrit par Condie et al. (2000). Deuxièmement, de nombreuses données thermobarométriques concernant le métamorphisme et les minéralisations sont disponibles, contraignant fortement le régime thermique. De plus, de nombreux échantillons de roches collectés pendant diverses campagnes de terrain dans la région (Milesi et al., 1991, 1992; Feybesse & Milesi, 1994) peuvent être utilisés pour mesurer les propriétés thermiques des unités lithologiques principales, réduisant ainsi le nombre de paramètres inconnus du modèle. Troisièmement, les ceintures volcaniques et sédimentaires du Ghana sont suffisamment parallèles (sur des distances atteignant 10 fois l'épaisseur crustale) pour que la zone puisse être considérée comme étant une structure 2D, justifiant ainsi l'approche 2D de la modélisation.

Cette partie présente les résultats de la modélisation thermique de la ceinture d'Ashanti et des ceintures avoisinantes, avant et pendant le tectonique collisionnelle ayant mené au stade anté-minéralisation. Après définition d'un modèle géologique prenant en compte les données thermobarométriques et géochronologiques, diverses hypothèses sur la structure crustale et les taux d'érosion ont été testées. Les résultats du modèle dépendant fortement des propriétés thermiques, des mesures de conductivité thermique et production de chaleur ont été réalisées. Dans tous les cas, les données thermobarométriques permettent de justifier ou d'infirmer les résultats des modèles. Ces résultats permettent de donner des arguments en faveur d'un scénario géologique, et fournissent des contraintes quantitatives sur les processus thermiques profonds prévalant immédiatement avant cet événement minéralisateur Paléoprotérozoïque particulier. Ils suggèrent que des processus agissant à faible profondeur pourraient mener à des interactions fluides-roches particulières. Cette conséquence fera l'objet de 4^{eme} partie.

Chapitre 8

Géologie

Sommaire

8.1 Principaux stades d'évolution crustale 109
8.2 La ceinture d'Ashanti 112

8.1 Principaux stades d'évolution crustale

Les roches Paléoprotérozoïques recouvrant une large partie du sud-ouest Ghana appartiennent au Supergroupe du Birimien et au groupe du Tarkwaien (figure 8.1). Le Supergroupe du Birimien inclue des bassins sédimentaires séparés par des ceintures volcaniques sub-parallèles de direction N-E. Ces ceintures sont constituées de basaltes et de sédiments intercalés. Les conglomérats du Tarkwaien, recouvrent les unités birimiennes et dérivent de l'érosion de celles-ci.

Une chronologie détaillée de l'emplacement de ces différents groupes est proposée (figure 8.2). Ainsi, une première phase d'accrétion magmatique a été définie entre 2250 et 2170 Ma. Elle correspond à une période de volcano-plutonisme, menant à la mise en place de ceintures dites de "roches vertes" constituant 'les ceintures volcaniques'. A ce magmatisme s'ajoute un plutonisme monzogranitique intense se produisant entre 2160 et 2150 Ma (Opare-Addo & Browing (1993), Feybesse, pers. com., 2003), conduisant ainsi à la formation de croûte continentale juvénile. Après cet épisode de formation crustale, les bassins de Birim, Afema et Comoé s'ouvrent progressivement et sédimentent entre 2150 et 2100 Ma.

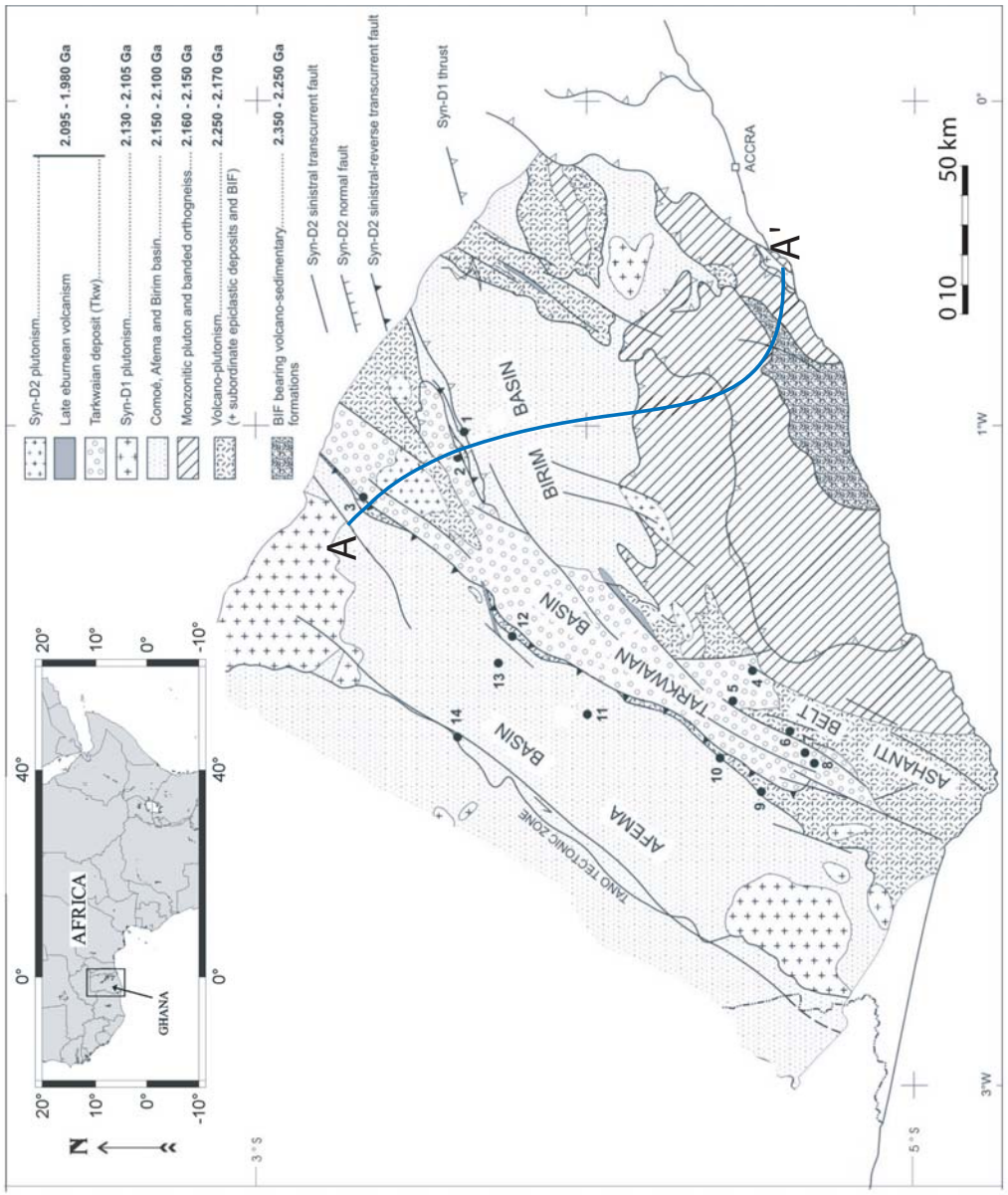


FIG. 8.1 – Carte géologique simplifiée du Sud Ghana. Les cercles correspondent aux localisations des échantillons de roches pour lesquelles les données thermobarométriques ont été reportées et utilisées dans cette étude. La coupe A-A' est présentée de façon détaillée sur la figure 9.4. La localisation des mines d'or principales est indiquée par les numéros de 1 à 14.

La mise en place des unités birimiennes est suivie d'une période d'accrétion tectonique, l'orogène Eburnéen, pour lequel deux phases de déformation majeures, D1 et D2, ont été décrites (Milesi et al., 1991). La déformation principale est associée à la tectonique compressive initiale D1, prenant place entre 2130 et 2105 Ma, de direction SE-NW. Il en résulte un épaississement crustal par empilement des différentes unités lithologiques séparées par des chevauchements (à vergence NW). Pendant cette phase D1, les roches birimiennes ont été déformées puis ont subi des stades successifs de surrection et d'érosion. Le métamorphisme régional associé à la phase D1 atteint les faciès schistes verts inférieur à amphibolites inférieur (Kleinschrot et al., 1993; John et al., 1999; Klemd et al., 2002; Pigois et al., 2003) et est daté aux alentours de 2100 Ma (Oberthür et al., 1998).

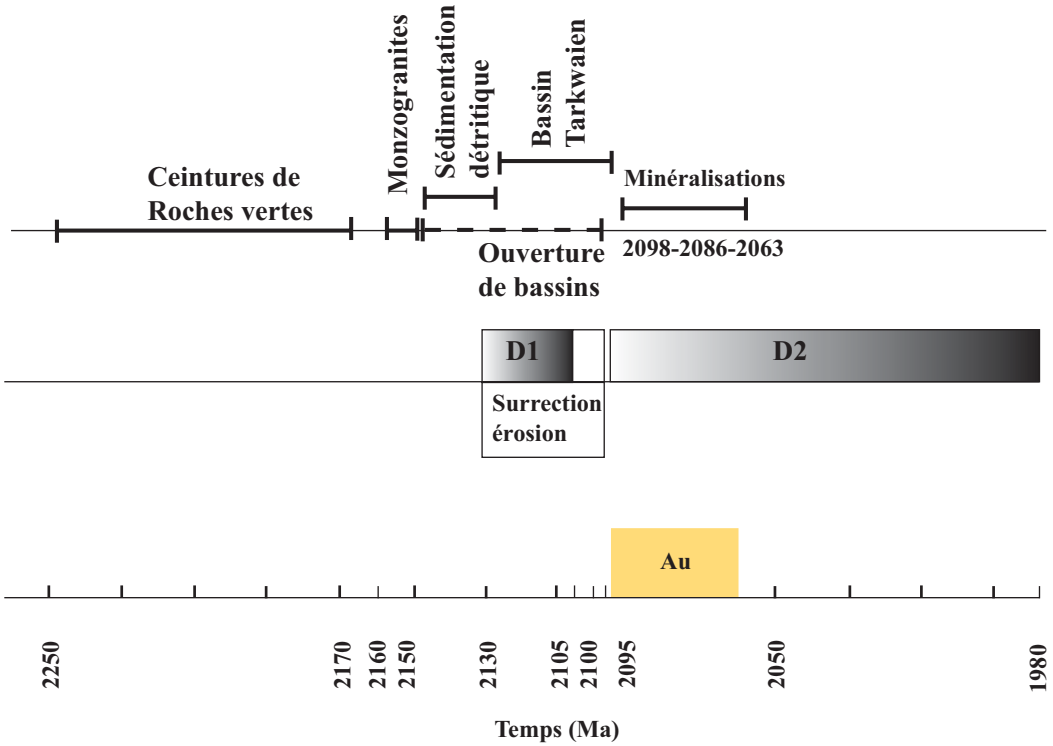


FIG. 8.2 – Chronologie : en haut est présentée la succession des différentes unités lithologiques et en bas les principales phases tectoniques. Cette chronologie simplifiée est à la base de la reconstruction du scénario géologique précédent l'événement minéralisateur (après la phase D1). Les intervalles de temps sont positionnés en accord avec les données géochronologiques provenant de différentes études (voir texte pour les références).

Les "bassins" détritiques tarkwaiens résultants se sont déposées entre 2133 ± 4 et 2097 ± 2 Ma (Davis et al., 1994; Oberthür et al., 1998; Pigois et al., 2003). Non affectés par la déformation D1, ils auraient été déposées principalement à la fin de la tectonique D1 (Milesi et al. (1991), Milesi pers. comm., 2004).

Une seconde phase tectonique, D2, affectant les ensembles tarkwaiens et birimiens, débute vers 2095 Ma. Bien que régionalement à composante décrochante, cette tectonique s'accompagne de chevauchement et écaillage affectant les roches tarkwaiennes

notamment le long de la faille d'Ashanti. La majeure partie des dépôts d'or orogéniques épigénétiques Birimiens sous forme de veines se mettent en place tardivement au cours de cet orogène eburnéen, vraisemblablement après que le pic du métamorphisme ait été atteint (Oberthür et al. (1998); John et al. (1999); Yao et al. (2001)). Les âges de l'altération hydrothermale déterminés par Oberthür et al. (1998), sont de 2098 ± 7 et 2086 ± 4 Ma. Un âge de 2063 ± 9 Ma pour la minéralisation a aussi été proposé par Pigois et al. (2003). Ces datations permettent de contraindre la période la plus probable pour la phase de minéralisation, elle coïncide avec les stades tardifs de la phase tectonique D2, après cisaillement et mise en place de failles majeures. La plupart des dépôts d'or sont concentrés le long du flanc ouest de la ceinture d'Ashanti et se seraient mis en place selon à des pressions de l'ordre de 1 à 4 kbar et des températures de 200 à 450 °C (Oberthür et al., 1997; Schmidt Mumm et al., 1997; John et al., 1999; Yao et al., 2001; Klemd et al., 2002). Ces gisements sont localisés à proximité des zones de failles majeures, le long de zones de cisaillements N-E, dans la zone de contact entre les bassins sédimentaires birimiens, les conglomérats du Tarkwaien et les ceintures volcaniques (figure 8.1).

8.2 La ceinture d'Ashanti

La ceinture d'Ashanti au sud Ghana est l'hôte des plus importants dépôts aurifères d'Afrique de l'Ouest. Elles contient des ressources potentielles de ∼ 1500 tonnes d'or (Milesi et al., 1991; Pigois et al., 2003). La minéralisation est reliée à un stade tardif de l'orogène Eburnéen, ayant pris place entre 2130 et 1980 Ma et ayant affecté les roches supracrustales. La minéralisation possède des caractéristiques de dépôts d'or syn-orogéniques, mésothermaux et s'est produit principalement le long de zones de cisaillements majeures, sur la marge ouest de la ceinture. La chronologie (fig 8.2) présente les événements successifs ayant affectés la ceinture d'Ashanti pendant l'orogène Eburnéen.

Chapitre 9

Modèle géologique : évolution crustale syn-Eburnéen

Sommaire

9.1 Les contraintes chronologiques 115
9.2 Les contraintes structurales 116
9.3 Les contraintes thermobarométriques 119
9.3.1 Migmatisation pré-éburnéenne 119
9.3.2 Syn-tectonique eburnéenne 120
9.3.3 Epaisseur des ensembles lithologiques 121
9.4 Modèle géologique 123

Dans les paragraphes suivants la structure et la composition de la zone modélisée sont détaillées. La démarche adoptée pour passer des observations et données de terrain au modèle numérique est simple et décrite ci-dessous (voir figure 9.1).

Dans un premier temps, un modèle géologique réaliste doit être déterminé. Des missions de terrains permettent de récolter des échantillons et de dresser les coupes et cartes de la zone étudiée. Ensuite, en se basant sur ces données de terrain, il est possible de caractériser les différentes unités présentes, ainsi que leur disposition relative les unes par rapport aux autres. L'histoire géologique de la région est reconstruite en utilisant les données géochronologiques (pour le magmatisme, la sédimentation, etc.) et la chronologie relative des différents évènements. Enfin les paramètres tels que les épaisseurs et les extensions latérales des différents unités de litho-tectoniques sont recherchés en s'appuyant principalement sur les données thermobarométriques et les coupes.

Les mesures de propriétés thermiques (voir chapitre 10), permettent, quant à elles, de définir les paramètres d'entrée du code numérique.

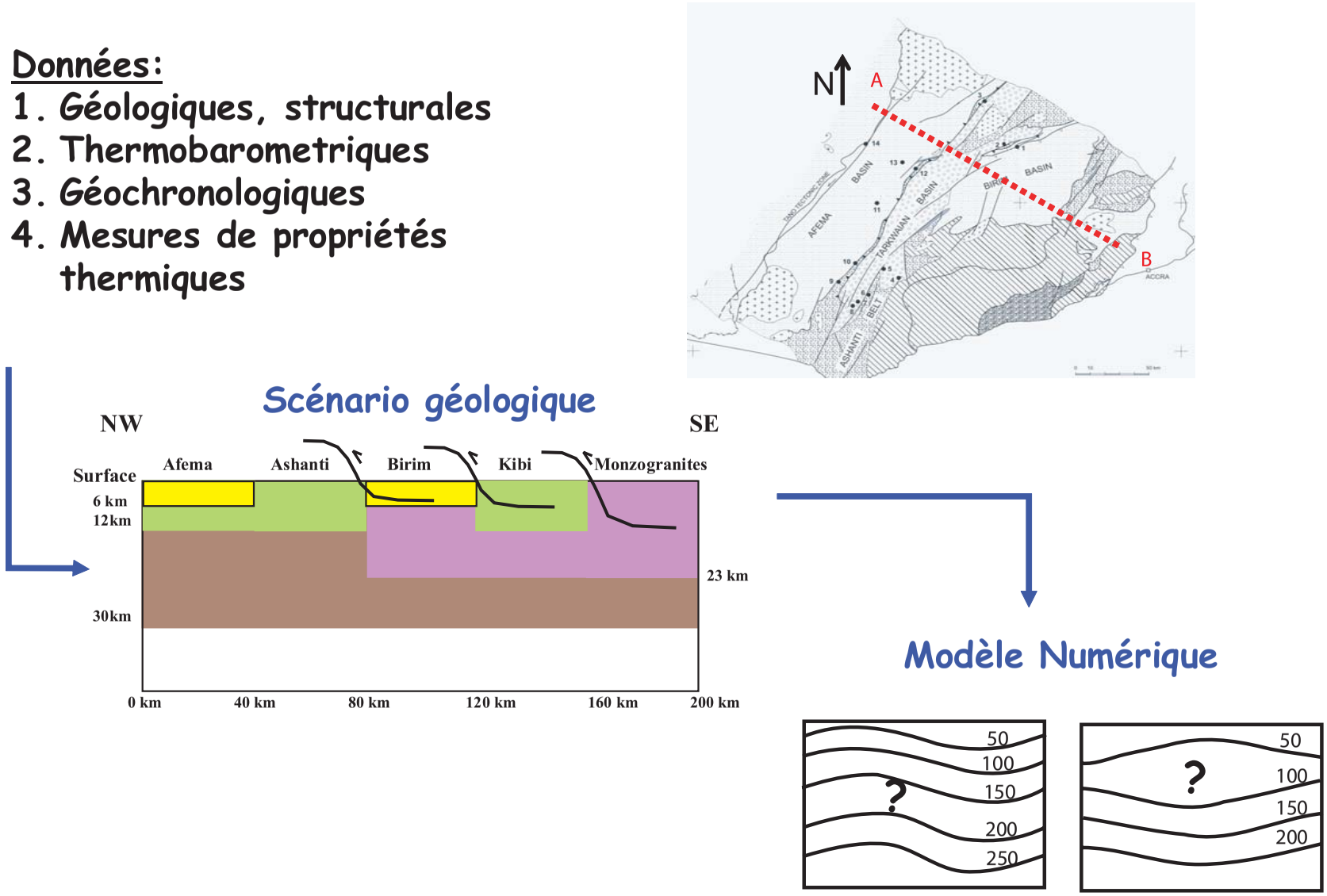


FIG. 9.1 – Des données au modèle numérique, reconstruction d'un modèle géologique réaliste. Carte géologique avec coupe perpendiculaire à la ceinture d'Ashanti, intégration des données et construction d'un modèle adapté, questions à résoudre.

9.1 Les contraintes chronologiques

Le modèle numérique doit prendre en compte les deux principales phases tectoniques de l'orogène eburnéen, D1 et D2. Au Ghana, la phase D1 est comprise entre ∼2130 et 2096 Ma et la phase D2 se développe à partir de 2096 Ma. Il est clair que les limites chronologiques entre les différentes phases sont toujours sujettes à controverse mais elles semblent raisonnables et seront utilisées par la suite.

La définition d'un état initial après le dépôt des séries birimiennes constitue la première étape de la modélisation (figure 9.5a), dans cette étude il correspond à l'état pré-2130 Ma donc anté-D1. Ce choix a été motivé notamment par le fait qu'à ce stade, tous les protores des unités lithologiques, exceptés les conglomérats tarkwaiens sont déjà mis en place. D'ouest en est, les unités (approximativement larges de 40 km à l'affleurement), sont les suivantes : le bassin d'Afema qui recouvre des ceintures de roches vertes (Allibone, Teasdale, et al., 2002), la ceinture volcanique d'Ashanti, le bassin de Birim, la ceinture de Kibi et les monzogranites.

Le stade initial d'accrétion tectonique, D1, débute à 2130 Ma. D'après Ledru et al. (1994a), la foliation pénétrative relative à la phase D1, au Ghana, affecte l'ensemble des roches birimiennes (i.e. les ceintures volcaniques et les granitoïdes associés, les sédiments birimiens et les monzogranites). De cette tectonique résulte des empilements d'unités litho-tectoniques dont l'importance peut être estimée en utilisant les données thermobarométriques relatives au pic métamorphique (voir paragraphe suivant). Cette phase tectonique est à l'origine d'un métamorphisme daté aux environs de 2100 Ma (Milesi et al., 1989). Ce métamorphisme de type schiste vert en moyenne, est notamment enregistré dans les faciès du bassin de Birim. Dans ce bassin la présence de granitoïdes tardifs daté aux alentours de 2105-2097 Ma est aussi à noter, elle pourrait témoigner d'épisodes de fusion partielle de la croûte en profondeur et s'accompagne localement de métamorphisme de type amphibolite.

Il semble que le dépôt de l'unité du Kawéré sur la ceinture d'Ashanti ait été synchrone de D1. En effet, il contient des conglomérats polygéniques déposés après 2132 ±2 Ma (âge du zircon détritique le plus jeune à la base des séries Davis et al. (1994); Oberthür et al. (1998)). Les conglomérats tarkwaiens des séries du Banket, se sont, quant à eux, déposés principalement tardi-tectonique D1 entre 2104 ±6 Ma (âge du zircon détritique le plus jeune ; Milesi et al. (1989)) et 2097 ± 2 Ma (âge du granitoïde de Banso qui recoupe les dépôts Tarkwaiens (Oberthür et al., 1998).

L'estimation du taux d'érosion, entre le pic du métamorphisme régional D1 (2100-2105 Ma) et la fin du dépôt des séries du Banket Tarkwaien (2097 Ma), est contrainte par la présence de galets de quartz minéralisés dans les conglomérats datés à 2105 Ma (Milesi et al., 1989). L'une des sources de ces conglomérats aurifères correspond à des dépôts d'or orogéniques reliés à un évènement compressif précoce de l'orogène Eburnéen, et situé à l'Est d'Ashanti (Milesi et al., 1989; Klemd et al., 1993; Oberthür et al., 1997; Pigois et al., 2003). Ces galets sont donc le résultat du démantellement de dépôts orogéniques dont les conditions de formation seraient similaires à celles des

dépôts de la marge ouest de la ceinture d'Ashanti (Klemd et al., 1993). La profondeur de formation estimée pour les dépôts dans la zone d'Ashanti est de l'ordre de 4 à 15 km (1-4 kbars). Le démantellement de tels dépôts nécessite de ce fait une érosion de 4 à 15 km de sol pendant l'intervalle de temps considéré, soit environ 10 Ma. Lors de la modélisation une épaisseur de 10 km est érodée pendant ce laps de temps, ce qui est en accord avec l'abondance de galets cataclastiques et mylonitiques (Milesi, pers. comm., 2004).

Le fait que les conglomérats Tarkwaiens soient majoritairement tardi-tectoniques donne un indice sur l'érosion, en effet, cela signifie qu'elle aussi est majoritairement tardi-D1. De telles observations sont en accord avec des vitesses d'érosion faibles par rapport à celles observées pour les chaînes actives (1 km/Ma contre plusieurs km/Ma). L'érosion syn-tectonique n'est donc pas nécessairement importante dans le cas du Ghana, pendant les premiers stades de l'orogène Eburnéen. Toutefois, les contraintes sur le taux d'érosion étant faibles, la sensibilité du modèle à ce paramètre a été testée et est présentée dans le chapitre 11, pour des taux variant de 0,5 km/Ma à 2 km/Ma.

La seconde phase tectonométamorphique rapportée à l'orogène Eburnéen, D2, est responsable de la déformation en grandes structures plicatives régionales et de décrochements majeurs orientés NE-SW, principalement senestres et localement associés à des chevauchement. Les roches tarkwaiennes présentent des plis et une foliation reliées à cette seconde phase tectonique, D2 (Kesse, 1985; Ledru et al., 1994a). Lors de cette phase, ces roches sont, en effet, déformées, plissées et chevauchées par les roches Birimiennes. Les structures résultantes sont orientées régionalement NE-SW, et sont liées à de l'écaillage et à des chevauchements enracinés en profondeur comme c'est le cas dans la zone de chevauchement de Konongo-Obuasi-Prestea (figure 9.3). Le fait que D2 affecte les roches Tarkwaiennes implique que les chevauchements qui lui sont associés se produisent au moins après le dépôt des ces unités, soit, majoritairement après 2097 Ma.

9.2 Les contraintes structurales

Les figures 9.2, 9.3 et 9.4 illustrent des coupes géologiques déduites de plus de 15 ans de campagnes et études réalisées sur le terrain, elles ont été utilisées pour construire le modèle géologique (Milesi et al. (1989); Ledru et al. (1994b), Feybesse, pers. com., 2003).

Sur la coupe réalisée en 1989 (figure 9.2), les monzogranites ne recoupent pas la ceinture de Kibi, mais d'après les données actuelles il est probable qu'ils l'intersectent étant donné qu'ils sont plus jeunes que les ceintures volcaniques (Milesi, pers. comm., 2005).

Ces coupes permettent de replacer les failles et les chevauchements majeurs affectant le roches Tarkwaiennes et Birimiennes du Sud-Est Ghana. Sur la coupe 9.4 les évènement relatifs à D1 et D2 sont présentés alors que sur la coupe 9.3 seuls les

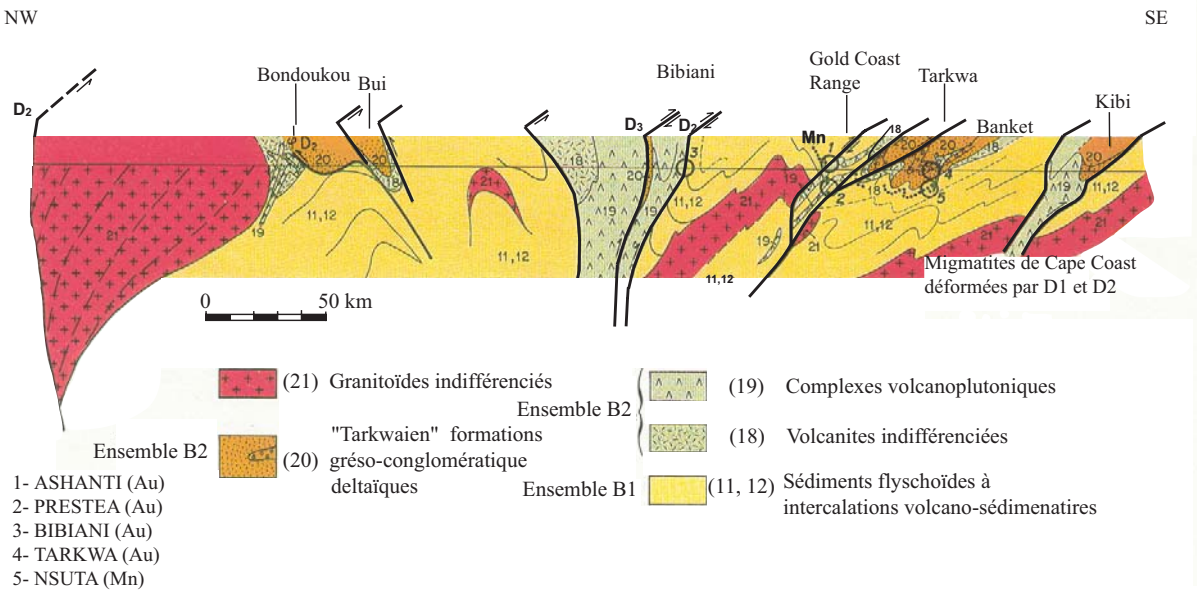


FIG. 9.2 – Coupe lithostructurale synthétique de la région du Sud-Est Ghana, d'après Milesi et al. (1989). Commentaire : les complexes volcanoplutoniques et les volcanites indifférenciés sont généralement plus anciens que les sédiments flyshoïdes.

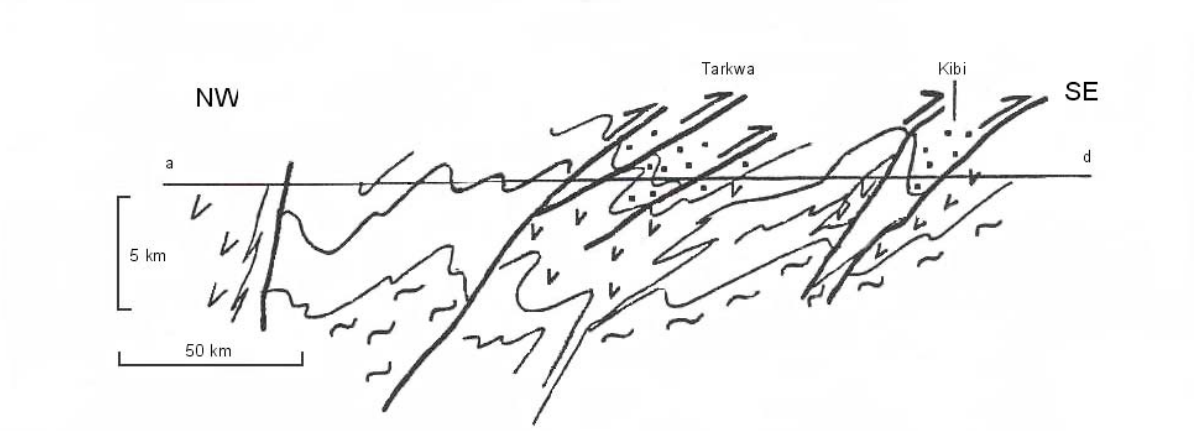


FIG. 9.3 – Coupe lithostructurale synthétique de la région du Sud-Est Ghana, d'après Ledru et al. (1994b).1) Tarkwaien ; 2) granites non différenciés ; 3) Formation du Birimien supérieur (complexe volcano-plutonique) ; 4) Formation du Birimien inférieur (principalement des roches sédimentaires) et 6) migmatites et formation Paléoprotérozoiques de degré élevé.

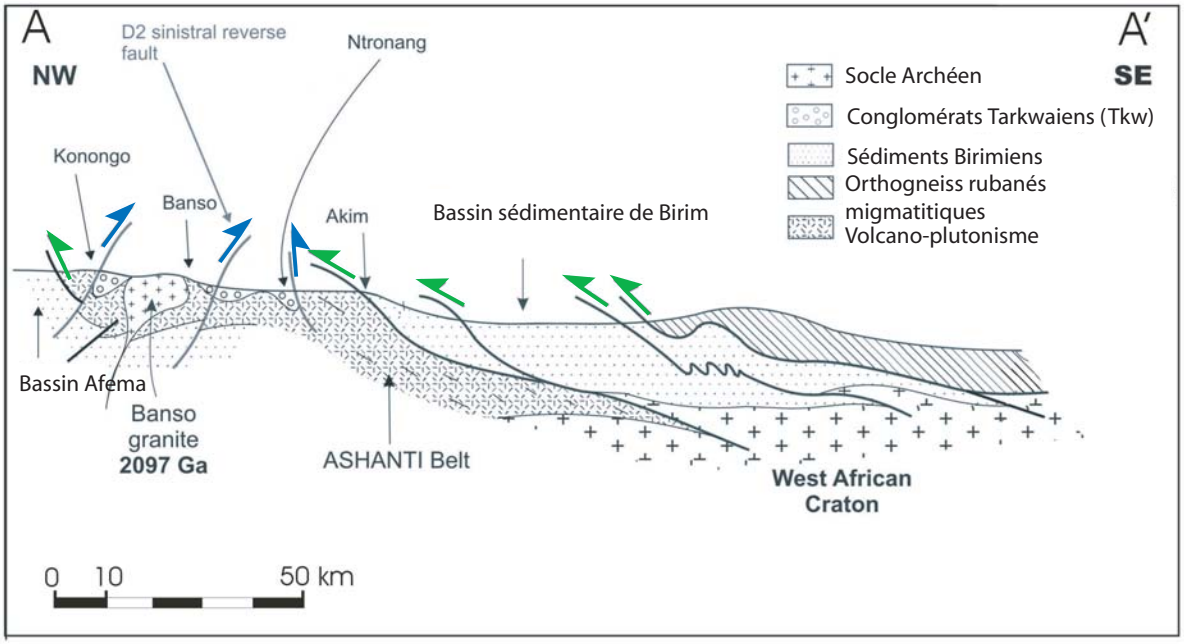


FIG. 9.4 –
Coupe géologique A-A' présentée sur la figure 8.1, d'après Feybesse, pers. com. 2003. Les flèches représentent les directions du mouvement le long des failles majeurs, en vert, pendant D1 et en bleu, pendant D2.

chevauchements et écaillages syn-D2 sont illustrés.

Extension latérale des unités lithologiques

En considérant un modèle 2D, l'extension latérale des différentes unités correspond à leur largeur selon la direction NW-SE. Les ceintures volcaniques possèdent une largeur typique de 15 à 40 km, et sont séparées les unes des autres par des distances de l'ordre de 60 à 90 km (P. Taylor et al., 1992). D'après les observations de terrain et les cartes publiées par divers auteurs (Klemd et al., 2002; Pigois et al., 2003; Ledru et al., 1994b), la largeur de la ceinture d'Ashanti varie de 15 à 50 km. Elle est encadrée par les bassins d'Afema à l'ouest (70 km) et de Birim à l'est (20-60 km). Encore plus à l'est, se présente la ceinture volcanique de Kibi (40 km) ainsi que de larges volumes de monzogranites (40 km).

Dans les modèles réalisés une extension latérale de 40 km a été choisie pour toutes les différentes unités de roches, afin de simplifier le calcul et de prendre en compte une partie du raccourcissement se produisant pendant l'orogène Eburnéen.

9.3 Les contraintes thermobarométriques

Pour estimer les différentes épaisseurs pour les unités lithologiques , les contraintes thermobarométriques tirées de la littérature ont été utilisées. Les contraintes thermobarométriques concernent principalement le pic de métamorphisme ou la fusion partielle enregistrés dans les différentes unités, avant et pendant l'orogène Eburnéen.

9.3.1 Migmatisation pré-éburnéenne

Les migmatites semblent s'être mises en place à des niveaux crustaux relativement profonds, comme en témoignent les estimations de pression obtenues sur ces roches, suggérant une mise en place à des pressions de plus de 5 kbar et à des températures de 600 à 1000 °C (Opare-Addo & Browing, 1993). La présence de néosomes précoces dans ces migmatites, déformés par la phase D1, indique que l'anatexie débute pré-2130 Ma (stade pré-D1) à un niveau crustal profond, $\sim$ 6 kbars (d'après Feybesse, com. pers., 2003). A cette profondeur, les températures nécessaires pour atteindre des conditions de fusion partielle dans ces roches se situent entre 650 °C et 800 °C, et sont notamment fonction du contenu en eau. Afin d'utiliser cette condition d'anatexie comme contrainte sur l'état thermique pré-chevauchement, la température limite de 700 °C à 6 kbar a été retenue.

6 kbar	700°C

9.3.2 Syn-tectonique eburnéenne

Phase D1

Les conditions minimales reportées pour le pic métamorphique de la phase D1 lors de l'orogène Eburnéen sont résumées dans le tableau 9.1. D'après les estimations, au sud est de la ceinture de Kibi, les conditions reportées sont de l'ordre de 500-610 °C à 4,5-6 kbars. Ces conditions proviennent de mesures effectuées sur des échantillons de métapelites et d'amphibolites (Klemd et al., 2002). Pigois et al. (2003) ont suggéré des conditions de pic métamorphique de 500 °C à des pressions minimales de 5 kbar dans la partie la plus au sud de la ceinture d'Ashanti, conditions en accord avec les estimations précédentes de 490-650 °C à 4-6 kbar (John et al., 1999; Klemd et al., 2002). Ces données thermobarométriques sont prises en compte pour réaliser la reconstruction du modèle géologique.

TAB. 9.1 – Données thermobarométriques représentant les conditions de pression et température au moment du pic métamorphique dans la région d'Ashanti.

Localisation	Type de roche	Pression (kbar)	Température (°C)	Références
Mine de Nsuta	volcanites basiques et métasédiments	< 5	500	Kleinschrot et al. (1993)
Partie sud de la ceinture d'Ashanti	Amphibolites et métagranitoïdes	$5 - 6$	$500 - 650$	John et al. (1999)
Partie sud de la ceinture de Kibi	Métapélites et amphibolites	$4.5 - 6$	$500 - 610$	Klemd et al. (2002)
Partie sud de la ceinture d'Ashanti et nord-ouest de la ceinture de Sefwi	Roches birimiennes	$4 - 6$	$490 - 580$	Klemd et al. (2002)
Damang	méta-argilites	< 5	550	Pigois et al. (2003)

Les contraintes concernant les pressions lithostatiques 4-6 kbars, suggèrent des profondeurs d'enfouissement de l'ordre de 15 à 22.5 km. Les équivalents en profondeurs sont donnés en prenant une densité de 2700 kg.m^{-3}, ce qui semble représentatif des différentes roches, excepté pour les sédiments frais (tableau 9.2).

TAB. 9.2 – Valeurs de densité et des propriétés thermiques pour les faciès lithologiques des unités birimiennes et tarkwaiennes. Les valeurs de densité sont tirées de la littérature : Turcotte & Schubert (2002) excepté ([1]) provenant de Barrit & Kuma (1998). Les propriétés thermiques sont celles mesurées dans cette étude (voir Annexe A pour la conductivité thermique et chapitre 10) à l'exception de ([2]) de (Jaupart & Provost, 1985).

Type de roche	Densité moyenne ($kg.m^{-3}$)	Conductivité thermique moyenne ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	Production de chaleur moyenne ($\mu.W.m^{-3}$)
Socle (TTG)	2750	2.6	1.7
Roches vertes	2870[1]	2.9	0.7
Monzogranites	2700	3.1	1.9
Sédiments	2200 avant D1	1.8[2] avant D1	1.4
birimiens	2700 après D1	2.9 après D1	1.4
Conglomérats	2700[1]	1.8[2]	1.9

Phase D2

Localement, de la phase D2 résulte un épaississement et un enfouissement des conglomérats tarkwaiens. Le métamorphisme résultant correspond de façon générale au faciès schiste vert mais des paragenèses à muscovite-andalousite sont courantes et peuvent être remplacées par des assemblages à kyanite-chlorite en relation avec l'épaississement et l'enfouissement pendant le chevauchement syn-D2. Les conditions thermobarométriques, de 450 °C à 3.5 kbar et 600 °C à 5 kbar, indiquent que certaines des roches tarkwaiennes ont été enfouies à des profondeur de 10 à 15 km (Milesi et al., 1989; Ledru et al., 1994b). En conséquence, le modèle géologique doit prendre en compte cette deuxième phase tectonique en incluant un enfouissement, du moins local, des conglomérats de 10 à 15 km. Les roches vertes de la ceinture d'Ashanti sont elles aussi enfouies pendant cette phase de chevauchement et le pic métamorphique reporté pour ces roches correspond à 4-6 kbar pour des températures de 490 à 650 °C.

9.3.3 Epaisseur des ensembles lithologiques

En se basant sur la présence de néosomes déformés par la déformation D1 dans les massifs de monzogranites (voir 8.3.1), témoignant d'un événement de fusion partielle, correspondant à des conditions d'au moins 700 °C à 6 kbars, la profondeur de formation de ces roches a pu être estimée. En effet, de telles pressions impliquent une épaisseur de l'ordre de 23 km pour ces roches avant le chevauchement. Lors de la modélisation, cette condition de fusion partielle est utilisée uniquement pour contraindre la température et la pression en cette localisation précise. Ceci ne signifie pas que de la fusion

partielle ne s'est pas produite ailleurs, simplement, de telles conditions n'ont pas été reportées dans la littérature de façon détaillée. D'après Milesi et al. (1989) des massifs monzogranitiques sont aussi présents sous le bassin sédimentaire de Birim, ainsi que sous la ceinture de Kibi (figure 9.2). Ce qui est en accord avec le fait que les sédiments birimiens reposent sur des monzogranites et contiennent des zircons détritiques provenant de ces derniers (Feybesse, pers. com., 2003). Pour les modèles, la présence des monzogranites est donc supposée sous le bassin sédimentaire de Birim et la ceinture volcanique de Kibi.

D'après les estimations de Sylvester & Attoh (1992); Pigois et al. (2003), les séquences de volcanites basiques birimiennes présentent une épaisseur originale de 4 à 12 km, ce qui est en accord avec les estimations de 10-15 km proposées par Junner (1940). Les résultats présentés par la suite correspondent à des modèles pour lesquels une épaisseur de 12 km de volcanites basiques a été prise en compte.

Pigois et al. (2003) estiment que l'épaisseur actuelle minimale de l'unité lithostructurale sédimentaire est de 2 km (dans les faciès de bassins). Ceci représente la borne inférieure pour l'épaisseur finale, après chevauchement, érosion et tectonique D2. Les épaisseurs minimales et maximales proposées pour les bassins sédimentaires avant leur déformation pré-D1 varient entre 3 et 8 km (Milesi, pers. com., 2003). Différentes valeurs ont été testées et les résultats sont présentées pour une épaisseur de 6 km.

L'épaisseur actuelle des conglomérats tarkwaiens, quant à elle, varie entre 1800 et 3000 m (Junner, 1935; Milesi et al., 1991; Pigois et al., 2003). Cette mégaséquence résulte de l'empilement de différentes formations lithologiques : le conglomérat du Kawere (250-700 m), le conglomérat du Banket (150-600m), la formation de Tarkwa (120-400m) et la formation de Huni (<1300 m). Pour la modélisation, une épaisseur de 1 km a été supposée pour le conglomérat stérile du Kawere, déposé juste après le chevauchement rapporté à D1. 3 km de conglomérats sont ensuite ajoutés à la pile, menant à une épaisseur finale de 4 km pour les conglomérats tarkwaiens.

La présence d'un socle archéen au Ghana suscite toujours des controverses. L'absence de roches archéennes et le faible niveau d'exposition des roches dans cette partie du Ghana, ont laissé certains auteurs penser qu'il n'existait pas de socle sous les unités birimiennes. Ainsi P. Taylor et al. (1992) refusent la présence de socle Archéen sous la totalité du Sud-Est du Ghana car ils ne décèlent aucune trace de contamination dans les roches volcano-plutoniques. Cependant, la nature basique du magmatisme implique une source profonde (mantellique) et une ascension rapide, qui pourrait expliquer cette absence de contamination. D'ailleurs, le granite de Winneba dans la région Sud-Est du Ghana présente, quant à lui, des traces de contamination, indiquant la présence d'un socle archéen dans cette région (P. Taylor et al., 1992; Opare-Addo & Browing, 1993). La présence d'un socle archéen est aussi suggérée par la découverte récente de kimberlites diamantifères dans le bassin de la rivière Birim (Milesi, pers. com., 2004).

La présence de socle au delà du bassin de Birim n'ayant pas été prouvée jusqu'à présent, deux scenarii différents ont été testés. Un premier avec un socle archéen sous l'ensemble de la zone du Sud Est Ghana (océanisation de type Mer rouge) qualifié de

cas continental et un deuxième dans lequel, à partir de la ceinture d'Ashanti le socle est absent. Ce modèle, de type océanique, présente une croûte plus fine et le manteau sous-jacent (océanisation de type ouverture de l'Atlantique).

Dans le modèle "continental", la présence du socle constitué de roches s'apparentant à des TTG est donc supposée sous toutes les unités de la région d'Ashanti (Feybesse, pers. com., 2003). Malheureusement, les contraintes géophysiques sont rares et il n'existe pas d'accès direct aux données concernant l'épaisseur crustale. Cependant, après réalisation de divers tests pour contraindre cette épaisseur, la valeur de 30 km a été choisie. Cette épaisseur permet en particulier de conserver une température raisonnable au niveau du Moho.
Dans le modèle "océanique", le socle est remplacé par du matériau mantellique sous toutes les unités, sauf celles du bassin de Birim, de Kibi et des monzogranites où la présence d'un socle archéen a été démontrée.

9.4 Modèle géologique

La figure 9.5 résume les différents stades rapportés à l'évolution crustale du stade initiale (pré-D1) au stade tardi-D2, dans le cas de l'hypothèse "continentale" (cas I). Le cas océanique (cas II) est identique si ce n'est que le socle est remplacé par du matériau mantellique sous les unités d'Ashanti et du bassin d'Afema. Ces deux cas de figures constituent les modèles extrêmes.

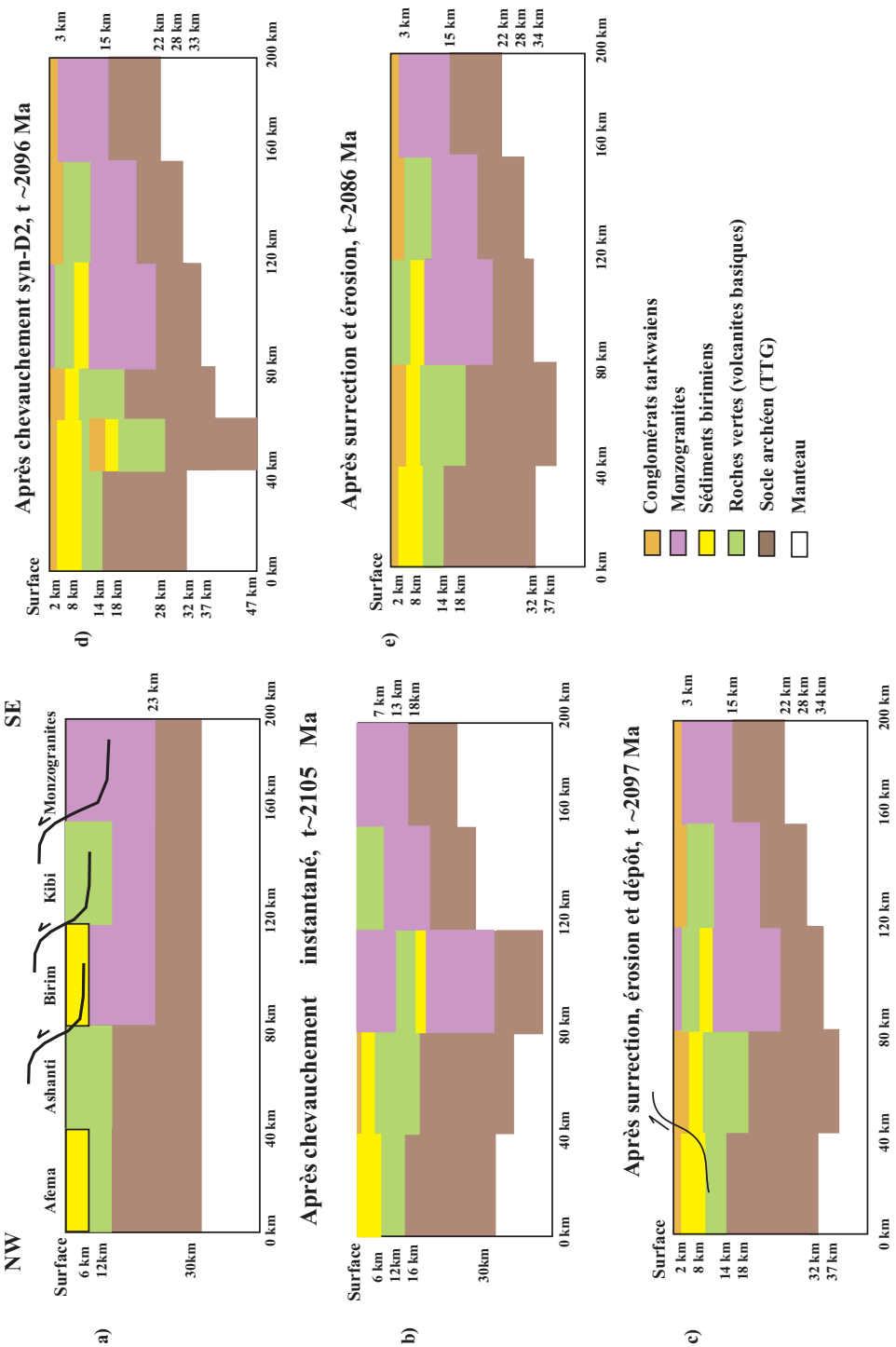


FIG. 9.5 – Modèle d'évolution géodynamique pour la ceinture d'Ashanti et les ceintures environnantes entre 2130 et 2085 Ma, dans le cas où un socle est présent sous la région du Sud Est Ghana. a) Stade initial en accord avec les données thermobarométriques relatives à la présence d'anatexie dans les monzogranites au stade pré-D1. b) Au temps t= 2105 Ma, l'unité centrale est chevauchée par les unités situées plus à l'Est, induisant l'enfouissement des sédiments avec un degré métamorphique correspondant au faciès schistes verts. Cette période est aussi marquée par le chevauchement de la ceinture d'Ashanti par des sédiments provenant du bassin de Birim et les conglomérats du Kawéré, stérile pour l'or. c) Stade résultant après érosion et dépôt des conglomérats tarkwaiens, correspondant au temps t= 2096 Ma. d) Chevauchemennt syn-D2. e) état final après exhumation

Chapitre 10

Propriétés thermiques

Sommaire

10.1 Conductivité thermique 125
10.2 Production de chaleur 129

Afin d'introduire des contraintes pétrophysiques dans le modèle, des mesures de conductivité thermique et production de chaleur ont été réalisées sur des échantillons de roches représentatives collectées au Ghana (volcanites basiques et sédiments intercalés, monzogranites, méta-sédiments et conglomérats tarkwaiens) et en Guinée (roches du socle et méta-sédiments).

10.1 Conductivité thermique

Les mesures de conductivité thermique ont été réalisées avec un QTM (Quick Thermal conductivity Meter), le mode opératoire est décrit dans l'annexe A.

Les résultats des mesures de conductivité thermique sont décrits dans le tableau 10.1). Les conductivités thermiques mesurées pour les ceintures de roches vertes et les monzogranites sont en accord avec les valeurs classiques pour ces types de roches. La conductivité thermique relativement élevée des sédiments birimiens ainsi que celle des conglomérats tarkwaiens est le résultat de l'enfouissement et du métamorphisme. La compaction exerce en effet un contrôle dominant sur la variation de la conductivité dans les premiers kilomètres (Clauser & Huenges, 1995).

Lors de cette étude, deux cas de figure ont été envisagés. Un premier cas dans lequel la conductivité est variable selon les types de roches mais indépendante de facteurs tels la température ou la compaction. Un second cas, plus réaliste, prenant en compte les variations de conductivité thermique en fonction de la température et ajoutant l'effet de la compaction pour les roches sédimentaires et conglomératiques a aussi été testé.

TAB. 10.1 – Mesures de conductivité thermique conduites sur des échantillons de roches birimiennes et tarkwaiennes provenant de la ceinture d'Ashanti et de Guinée. Pour chaque échantillon, six mesures ont été réalisées et la conductivité thermique représente la valeur moyenne de tous les échantillons de roches de même lithologie.

Type de roche	Nombre d'échantillons	Conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)	Ecart type ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
Roches vertes	7	2.93	0.74
Monzogranites	6	3.10	0.59
méta-sédiments	12	2.89	0.90
Conglomérats	6	3.12	0.62

Cas λ = constante

Il s'agit d'un cas simple où à chaque lithologie est associée une valeur unique de conductivité thermique. Pour les roches de type roches vertes et monzogranites les valeurs mesurées ont été utilisées. En revanche, aucune mesure de conductivité n'a été réalisée sur des roches du socle ou du manteau et les valeurs couramment citées dans la littérature ont été retenues (Turcotte & Schubert, 2002), à savoir 3.0 $W.m^{-1}.K^{-1}$ et 3.3 $W.m^{-1}.K^{-1}$, respectivement. La valeur mesurée pour la conductivité thermique des sédiments et des conglomérats n'est pas représentative de celle de sédiments fraîchement déposés car trop élevée. Et d'après la chronologie proposée une partie de l'ouverture des bassins, de l'érosion et du dépôt des conglomérats est contemporaine à D1, une valeur de conductivité thermique correspondant à l'état avant métamorphisme et enfouissement doit alors être utilisée pour les sédiments et les conglomérats. En accord avec les valeurs de conductivité thermique proposées par Jaupart & Provost (1985), une valeur identique de 1.8 $W.m^{-1}.K^{-1}$ a donc été utilisée pour ces deux lithologies au moment de leur dépôt. Après compaction en raison de l'enfouissement, la valeur de conductivité thermique mesurée pour les sédiments a été adoptée, soit 2.9 $W.m^{-1}.K^{-1}$.

Cas λ=f(T) pour les roches cristallines et λ=f(T,compaction) pour les roches sédimentaires

Le deuxième cas de figure, dans lequel la conductivité thermique est variable en fonction du type de roche mais aussi en fonction de la température et de l'enfouissement pour les roches sédimentaires est plus proche des conditions réelles. En effet, les mesures de conductivité thermique en fonction de la température ont mis en évidence une forte dépendance de λ en fonction de T (Zoth & Hänel, 1988; Seipold, 1998; Vosteen & Schellschmidt, 2003). Diverses lois pour calculer la valeur de la conductivité en fonction de la température ont ainsi été présentées (voir annexe A). Lors de cette étude, la loi expérimentale proposée par Vosteen & Schellschmidt (2003) pour les roches magmatiques et métamorphiques et pour les roches sédimentaires (pour la conductivité

de la matrice rocheuse) a été retenue. Elle est décrite par les formules suivantes :

$$\lambda(T) = \frac{\lambda(0)}{0.99 + T(a - \frac{b}{\lambda(0)})} \tag{10.1}$$

avec, pour les roches cristallines, à 0<T<500 °C : a=0.0030± 0.0015 ; b=0.0042± 0.0006 et pour les roches sédimentaires, à 0<T<300 °C : a=0.0034± 0.0015 ; b=0.0039± 0.0014.

$\lambda(0)$ dans le cas des roches cristallines est calculé tel que :

$$\lambda(0) = \lambda(25) * 0.53 + \frac{1}{2}\sqrt{1.13\lambda(25)^2 - 0.42\lambda(25)} \tag{10.2}$$

Et dans le cas des roches sédimentaires :

$$\lambda(0) = \lambda(25) * 0.54 + \frac{1}{2}\sqrt{1.16\lambda(25)^2 - 0.39\lambda(25)} \tag{10.3}$$

La figure 10.1 donne l'allure des courbes $\lambda = f(T)$ pour les roches magmatiques et métamorphiques et pour les roches sédimentaires. Elle illustre notamment la diminution de conductivité thermique quand la température augmente. Bien que l'incertitude sur les mesures de conductivité thermique soit élevée (voir les barres d'erreur), la tendance à la décroissance démontrée par Vosteen & Schellschmidt (2003) est comparable à celle observée précédemment par d'autres auteurs (e.g. compilation de Clauser & Huenges (1995)). Enfin, la formule de Vosteen & Schellschmidt (2003) démontre une bonne corrélation avec les précédentes lois proposées, justifiant ainsi le choix de cette loi. L'effet de l'incertitude sur la conductivité thermique à une température donnée (barres d'erreur) sera abordé dans l'étude de sensibilité aux paramètres du modèle présentée dans le chapitre suivant.

En comparant les résultats donnés par les formules de Vosteen & Schellschmidt (2003) et ceux donnés par les lois de Zoth & Hänel (1988), il apparaît que la différence entre les valeurs de conductivité thermique calculées est faible (voir annexe A). La formule de Zoth & Hänel (1988) étant valable pour des températures atteignant 1200 °C, la formule de Vosteen & Schellschmidt (2003) a été interpolée jusqu'à des températures de 900 °C pour les roches cristallines.

Afin d'ajouter l'effet de la porosité pour les roches sédimentaires et conglomératiques, la loi géométrique suivante a été utilisée (Demongodin et al., 1991) :

$$\lambda(T) = \lambda_m(T)^{1-\phi}\lambda_f(T)^{\phi} \tag{10.4}$$

Cette loi utilise la conductivité de la matrice rocheuse λ_m, celle du fluide intersticiel

λ_f et la valeur de la porosité des sédiments ϕ pour obtenir la conductivité thermique totale de la roche.

La conductivité du fluide intersticiel est supposée équivalente à celle de l'eau pure, elle est donnée en fonction de la température par Kappelmayer & Haenel (1974).

Pour $0 \leq T \leq 50^{\circ}C$:

$$\lambda_{eau} = 0.56 + 0.003T^{0.827} \tag{10.5}$$

Et pour $T > 50^{\circ}C$:

$$\lambda_{eau} = 0.442 + 0.0519logT \tag{10.6}$$

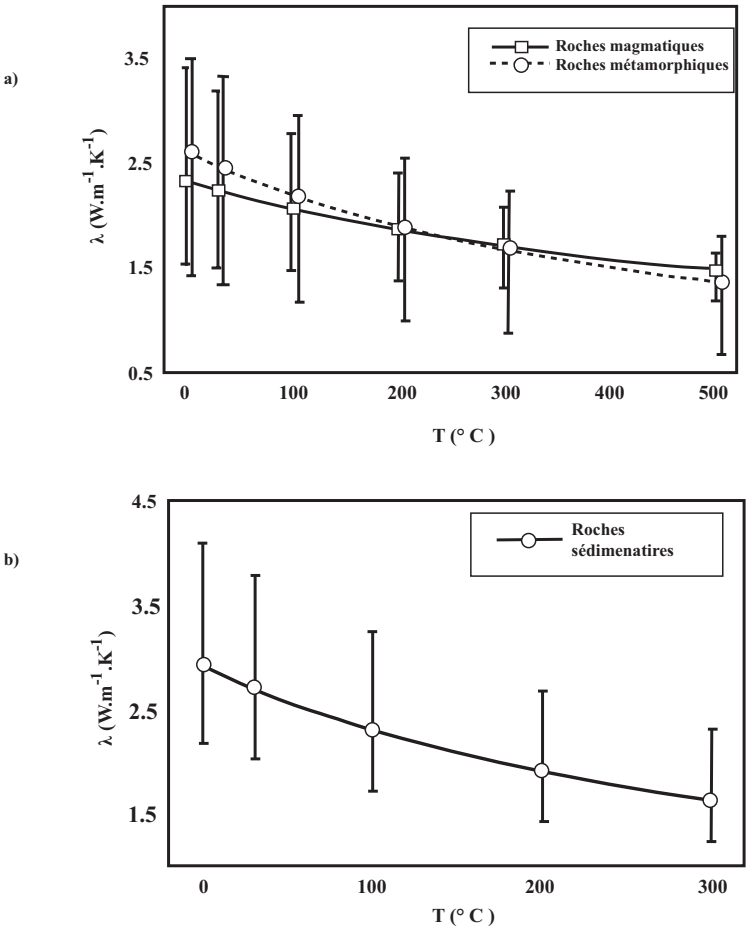


FIG. 10.1 – Conductivité thermique en fonction de la température a) pour les roches magmatiques et métamorphiques et b) pour les roches sédimentaires, d'après Vosteen & Schellschmidt (2003).

La valeur de la porosité dépend, quant à elle, de la compaction, et donc de la profondeur. Serban et al. (2001) ont proposé que celle-ci décroît à mesure que la profondeur augmente selon la loi suivante :

$$\phi = \phi_0 * exp^{(-z/l)} \tag{10.7}$$

où z représente la profondeur, ϕ_0 la porosité en surface et l la longueur caractéristique de décroissance de la porosité (typiquement de l'ordre de 1-2 km).

En combinant toutes ces lois, la conductivité des sédiments en fonction de la profondeur et de la température a été calculée, par la formule suivante :

$$\lambda(T, \phi) = [\lambda_m(T)^{(1-\phi_0 * exp^{(-z/l)})}][\lambda_f(T)^{\phi_0 * exp^{(-z/l)}}] \tag{10.8}$$

La conductivité thermique mesurée par la technique du QTM, dans cette étude, correspond à la conductivité à 25 °C. Une porosité de surface de 50 % a été supposée et la valeur de la longueur caractéristique l est identique à celle retenue par Serban et al. (2001), soit 1400 m. La figure 10.2, donne l'allure de la conductivité thermique pour les roches sédimentaires en fonction de la température, de la compaction et en considérant ces deux paramètres. La décroissance de conductivité thermique en fonction de la température et inversement son augmentation avec la profondeur, donc avec la température, en supposant un gradient géothermique constant de 35°C/km, sont visibles. Dans le cas de figure présent, la conductivité thermique sera plus élevée dans le cas où elle ne varie pas avec la température jusqu'à une profondeur d'environ 1 km puis la tendance s'inverse et la conductivité thermique est toujours plus élevée dans la cas où $\lambda = f(T, compaction)$ (figure 10.2). L'effet de la compaction prime au niveau des premiers kilomètres (augmentation de λ) puis l'effet de la température se substitue à celui-ci et la conductivité thermique décroît. Il faut noter que pour les roches cristallines, seul l'effet de la température est important et l'allure des courbes de conductivité thermique en fonction de T est proche de celle obtenue pour les sédiments (courbe bleue).

10.2 Production de chaleur

La concentration en éléments radioactifs est aussi un facteur influençant l'allure du géotherme. La production de chaleur pour les différentes unités à donc été calculée en utilisant les concentrations actuelles en éléments radiogéniques, U, Th et K (tableau 10.2). Les concentrations en éléments U et Th ont été déterminées par ICP-MS, et la concentration en K par spectrométrie à fluorescence aux rayons X.

Les concentrations actuelles en éléments radiogéniques ont été utilisées pour calculer la production de chaleur des diverses unités lithologiques au moment de la mise en place de la ceinture d'Ashanti, aux alentours de 2100 Ma. En se basant sur la décroissance en éléments radioactifs en fonction du temps, les productions de chaleur

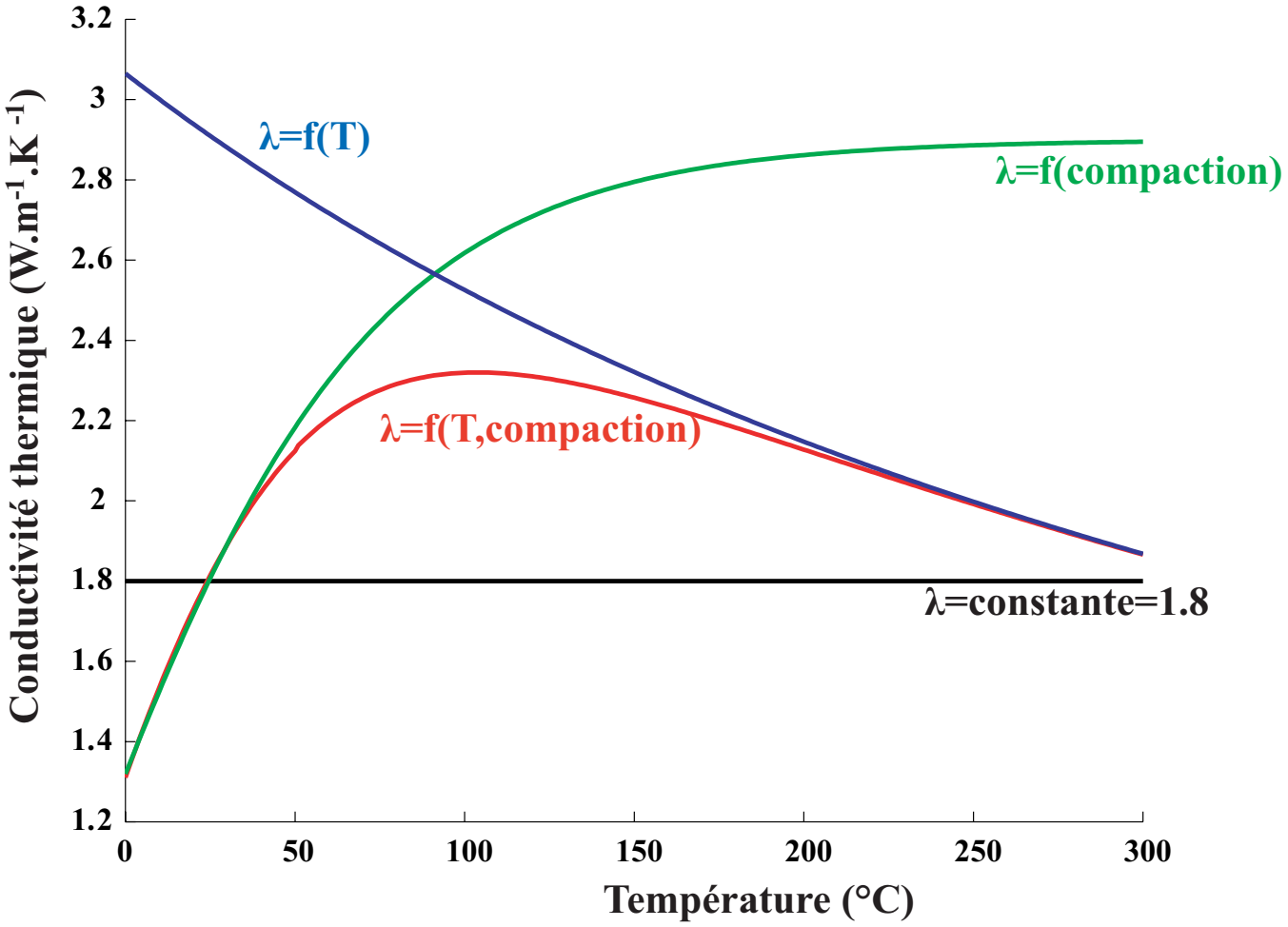


FIG. 10.2 – Les différentes courbes donnent les valeurs de la conductivité thermique des sédiments en fonction de : la température (en bleu) d'après Vosteen & Schellschmidt (2003), de la porosité, donc de la compaction (en vert) d'après Serban et al. (2001), et en fonction de ces deux paramètres (rouge). Ces valeurs ont été calculées à partir des équations citées dans le texte, pour un gradient géothermique de 35 °C/km, pour une conductivité à 25 °C de 2.9 $W.m^{-1}.K^{-1}$, et pour avec une porosité en surface supposée égale à 50 %. La ligne noire donne la valeur de la conductivité thermique choisie pour les sédiments dans le cas où celle-ci ne varie pas en fonction de la température ou de la compaction.

moyennes passées peuvent être calculées à partir des concentrations en éléments radiogéniques actuelles selon l'équation suivante (Turcotte & Schubert, 2002) :

$$\begin{aligned} A(t) &= \varrho \left[(9.391910^{-5} e^{t \times 0.155} + 0.439910^{-5} e^{t \times 0.9846})[U_0] \right. \\ &\quad \left. + (2.6410^{-5} e^{t \times 0.04951})[Th_0] + (3.47510^{-5} e^{t \times 0.5545})[K_0] \right] \end{aligned}$$

où A(t) représente la production de chaleur au temps t (Ga), pour un matériau de densité ϱ ($kg.m^{-3}$). $[U_0], [Th_0]$ et $[K_0]$ sont les concentrations actuelles des différents isotopes mesurées en laboratoire. Le tableau 10.2 présente les moyennes obtenues d'après 104 mesures de concentrations actuelles, réalisées sur des échantillons de roches représentatives de la zone étudiée ainsi que les valeurs correspondant à 2100 Ma.

TAB. 10.2 – Valeurs de production de chaleur d'échantillons de roches Birimiennes et Tarkwaiennes de la ceinture d'Ashanti et de Guinée. Les valeurs actuelles et à t=2100 Ma moyennes sont données pour chaque lithologie avec l'écart type.

Type de roche	Nombre d'échantillons	U (ppm)	s.d.	K (%)	s.d.	Th (ppm)	s.d.	Production de chaleur ($\mu.W.m^{-3}$) présent	s.d.	t=2100 Ma	s.d.
Socle (TTG)	48	0.98	1.03	2.00	1.29	8.47	9.60	1.05	0.90	1.71	1.28
Roches vertes	12	0.81	0.64	0.60	0.42	1.76	1.49	0.40	0.28	0.69	0.45
Monzogranites	9	1.83	1.26	2.25	1.19	4.87	2.44	1.04	0.44	1.88	0.82
méta-sédiments	25	1.71	1.38	1.96	1.44	4.32	2.17	0.77	0.43	1.38	0.75
Conglomérats	10	2.79	3.42	1.64	1.49	6.78	4.52	1.12	0.92	1.85	1.62

Chapitre 11

Modélisation thermique

Sommaire

11.1 Modélisation numérique 133
11.1.1 Description du modèle numérique 134
11.1.2 Evolution transitoire : chevauchements et érosion 134
11.2 Résultats : Pré-chevauchement 136
11.2.1 Cas continental 136
11.2.2 Cas océanique 142
11.3 Résultats : Tectonique Eburnéenne 145
11.3.1 Cas continental 145
11.3.2 Cas océanique 154
11.4 Calage temporel des minéralisations, du magmatisme et du métamorphisme 158
11.5 Sensibilité aux paramètres 158
11.5.1 Paramètres thermiques 159
11.5.2 Influence du taux d'érosion 161
11.6 Tableau récapitulatif 162

11.1 Modélisation numérique

Le code source "THERMIC", utilisé pour résoudre l'équation de la chaleur correspondant à des transferts conductifs et advectifs en 2D (equation 5.10), a été développé par Bonneville & Capolsini (1999).

Afin de prendre en compte des phénomènes fréquemment rencontrés en sciences de la Terre, tels que l'érosion, le dépôt ou des chevauchements instantanés, le code original a été amélioré.

11.1.1 Description du modèle numérique

Le modèle est constitué d'une grille de 200 km de long (5 unités de 40 km) et 150 km d'épaisseur. Il représente la croûte et le manteau lithosphérique. La grille est divisée en 11200 éléments isoparamétriques à 4 noeuds de 1 km par 1 km, jusqu'à une profondeur de 55 km. La taille de la boite permet de repousser la condition à la limite inférieure à 150 km et le fait d'avoir un maillage plus resserré pour les 55 premiers kilomètres permet de couvrir les profondeurs auxquelles les roches crustales sont enfouies après les chevauchements. Les épaisseurs des différentes unités décrites dans le chapitre 9 ont été utilisées pour construire le modèle initial (fig 9.5a). Chaque unité lithologique de 40 km de large correspond à un matériau spécifique dont les propriétés thermiques, conductivité thermique, production de chaleur, et capacité calorifique sont paramètrables. La solution au problème thermique est fonction des conditions impo-

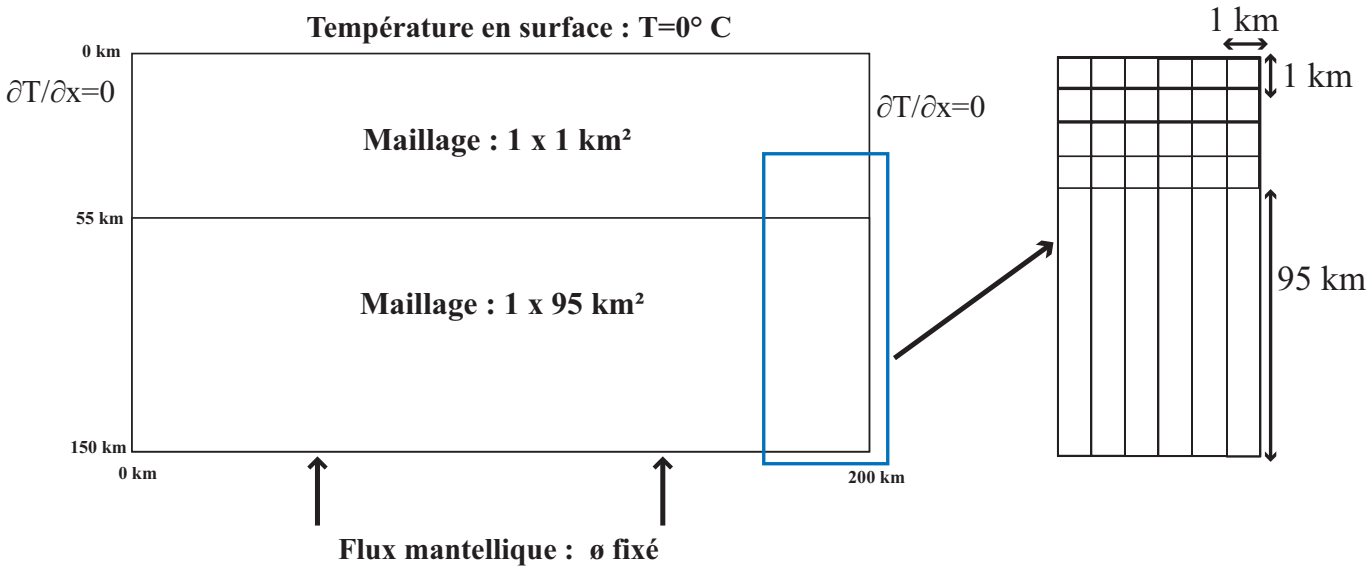


FIG. 11.1 – Maillage et conditions limites.

sées aux limites du domaine et des propriétés thermiques des divers types de roches. Le flux de chaleur horizontal est nul au niveau des limites latérales du modèle. Les conditions choisies aux limites consistent en un flux constant imposé à la base du modèle (q_m) et en une température de surface fixée et constante ($T_{surface} = 0^{\circ}C$). Diverses valeurs pour le flux mantellique (q_m) ont été testées afin d'ajuster au mieux les données thermobarométriques représentant le stade pré-Eburnéen et les stades successifs.

11.1.2 Evolution transitoire : chevauchements et érosion

L'évolution tectonique durant le stade D1 a été représentée par deux chevauchements successifs (fig 9.5b et c). Dans un premier temps, une compression, principalement dirigée vers l'ouest, entraîne le chevauchement des monzogranites (10 km) et de la moitié de l'unité sédimentaire du bassin de Birim (3 km). L'activation et le jeu de failles

majeures situées en bordure de ces deux blocs mènent à un stade intermédiaire dans lequel les monzogranites et les sédiments ont chevauché la ceinture de roches vertes de Kibi et la ceinture volcanique d'Ashanti, respectivement. La profondeur moyenne d'enfouissement est estimée à environ 18 km (5 kbar), à la base des sédiments du bassin de Birim, pour atteindre de telles conditions il est nécessaire de recouvrir cette unité d'au moins 15 km de roches. Une séquence de monzogranites (10 km) et de roches volcaniques provenant de la ceinture de Kibi (5 km) a donc été retenue pour permettre cet épaississement (figure 9.5).

Afin de simplifier les calculs numériques, la surface de la Terre est supposée plane pendant le chevauchement, qui est considéré comme instantané. Le choix de l'instantanéité se justifie notamment par le fait que le taux d'enfouissement n'influence pas la durée entre la fin du chevauchement et le moment où les températures maximales sont atteintes (voir chapitre 6). Ce taux joue un rôle mineur quant à la détermination de la température maximale atteinte pendant la période de dénudation (Ruppel & Hodges, 1994a). De plus, la profondeur à laquelle la température maximale est atteinte dépend peu du taux d'enfouissement ou de la quantité de réchauffement syn-tectonique (chapitre 6). Dans cette étude, il s'attache à comprendre l'état thermique après la tectonique D1 et non l'évolution thermique syn-chevauchement, l'approche instantanée est donc acceptable.

En raison du déséquilibre entraîné par le chevauchement, ce stade est suivi par une période marquée par de la surrection et de l'érosion, dont les conglomérats tarkwaiens sont les produits. En réponse à ce déséquilibre isostatique, l'unité la plus enfouie, le bassin sédimentaire de Birim, va être la plus affectée par la surrection et l'érosion. Le taux d'érosion de 1 km/Ma, déduit des observations géologiques (voir chapitre 9), a été utilisé comme référence, cependant, des taux d'érosion plus ou moins importants ont aussi été testés (voir 11.5). Ainsi, une épaisseur de 10 km de roches est érodée pendant les 10 Ma séparant la fin de la tectonique D1 et le début de la tectonique D2 à 2095 Ma. Dans le modèle, l'érosion débute immédiatement après l'enfouissement instantané. eulérienne Techniquement, une approche eulérienne est utilisée pour prendre en compte l'érosion. Celle-ci est reproduite de la façon présentée par le schéma de la figure 11.2. Par exemple, pour un taux d'érosion équivalent à 1km/Ma, à chaque pas de temps (1 Ma), les éléments de la zone érodée sont remontés d'une distance équivalente à 1km. Ces éléments sont supprimés et la température de 0 °C est imposée à leur surface.

Des tests ont permis de comparer les résultats de l'érosion calculés numériquement à ceux de l'érosion calculés analytiquement d'après la solution de l'équation 5.9 (voir Carslaw & Jaeger (1959), p 388).

Un schéma similaire est utilisé pour modéliser la tectonique syn-D2. Les chevauchements mis en place lors de cette phase touchant principalement la marge ouest des bassins Tarkwaiens d'Ashanti sont suivis d'une phase d'érosion assez semblable à celle rencontrée pendant la tectonique D1.

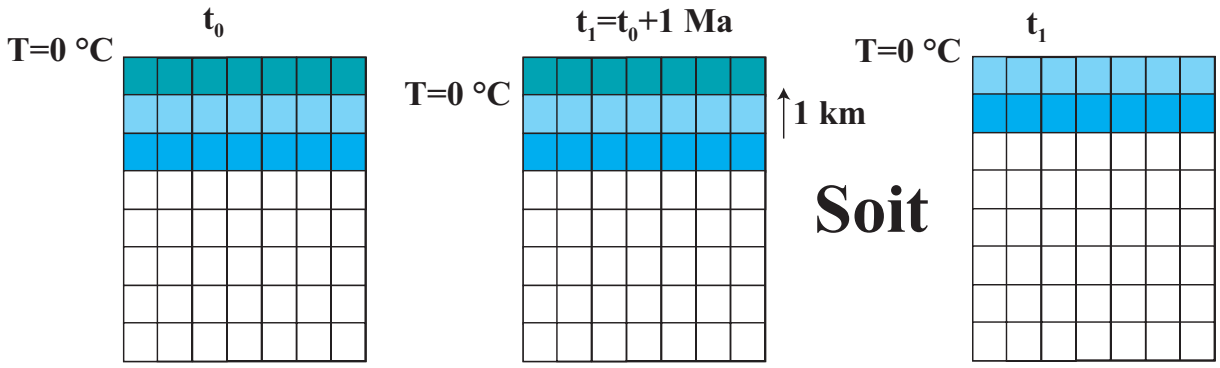


FIG. 11.2 – t_0 : état initial avant érosion, une température de 0 °C est imposée en surface. t_1 :la température initialement imposée en surface est imposée à 1 km de profondeur et tous les éléments sont remontés de 1 km, le flux étant maintenu constant à la base.

11.2 Résultats : Pré-chevauchement

11.2.1 Cas continental

Les conditions thermobarométriques relatives à la fusion partielle des monzogranites, 700°C à 6 kbar, sont atteintes uniquement si la quantité de chaleur à la base de cette unité lithologique est suffisante. Ces données de pression et température permettent de contraindre le régime thermique à l'état pré-chevauchement (figure 9.5a). Différentes valeurs de flux mantellique (condition limite) ont été testées afin de trouver les modèles permettant d'être en accord avec ces données thermobarométriques. De plus, une condition supplémentaire est ajoutée, à savoir que les modèles pour lesquels la température en base de croûte dépasse $\sim$ 900°C sont rejetés. Toutefois, selon (Ranalli, 2000), ces conditions correspondent à des températures intermédiaires à chaudes pour le Moho et dans son étude des valeurs atteignant 930 °C sont proposées. De plus, pour obtenir 700 °C à 23 km, pour une croûte de 30 km, ce type de condition est nécessaire. Il est clair que la présence d'une température de $\sim$ 850-900 °C à 30 km de profondeur régionalement (sur $\sim$ 200 km) serait le résultat de processus thermiques particuliers que les modèles réalisés devraient permettre de mettre en évidence. De plus, sur le terrain des quantités importantes de roches magmatiques sont présentes, ce qui reste en accord avec un régime thermique relativement chaud.

Première approche : $\lambda = constante$

Dans un premier temps, des tests utilisant les valeurs moyennes mesurées pour la conductivité thermique et la production de chaleur pour les différentes unités lithologiques ont été réalisés (tableau 9.2). Plusieurs calculs ont été effectués afin d'évaluer les valeurs de flux mantellique pour lesquelles les résultats sont compatibles avec les conditions thermobarométriques. En utilisant les propriétés thermiques moyennes reportées dans le tableau 9.2, la valeur minimale du flux mantellique permettant d'obtenir une

température de 700°C à 23km est de 55 $mW.m^{-2}$. Pour des valeurs plus faibles de flux mantellique, la température nécessaire pour que la fusion partielle se produise n'est pas atteinte à cette profondeur. L'isotherme 700°C est alors localisée sous la base de l'unité de monzogranites. Inversement, si le flux mantellique possède une valeur plus importante que cette valeur minimale déduite, les températures en base de croûte seront trop élevées ($\gg$900°C).

La figure 11.3a) présente le champ de température à l'état initial. Sur cette figure, l'anomalie de température qui apparaît à la base de la croûte sous le bassin de Birim (bombement) est due uniquement aux propriétés thermiques des roches, le flux de chaleur mantellique étant maintenu constant dans toute la région à cette profondeur. Cette figure illustre aussi l'effet de réfraction thermique causé par les contrastes de conductivité thermique entre les sédiments (λ =1.8 $W.m^{-1}.K^{-1}$) et les roches vertes qui les entourent (λ = 2.9$W.m^{-1}.K^{-1}$). En effet, les sédiments sont plus isolants que les roches vertes et les isothermes ont tendance à se resserrer sous les bassins.

La figure 11.3b) représente le flux de chaleur horizontal et met en évidence les transferts de chaleur latéraux avant le chevauchement. Ce flux de chaleur horizontal correspond au produit de la conductivité thermique et du gradient de température horizontal. Des anomalies d'échelle crustale se concentrent au niveau des limites entre les différentes unités lithologiques, en raison des contrastes de conductivité thermique latéraux.

Les contrastes latéraux de production de chaleur contribuent eux aussi aux anomalies de transferts de chaleur latéraux, mais avec une importance moindre comparés aux contrastes de conductivité thermique (voir section 11.5).

Actuellement, au Ghana, la valeur estimée pour le flux de chaleur en surface est de l'ordre de 37-42 $mW.m^{-2}$ (Beck & Mustonen, 1972; Lucazeau et al., 1991). Si la valeur du flux de chaleur mantellique aux alentours de 2100 Ma n'est pas connue, il est cependant probable que la valeur du flux de chaleur en surface ait été plus importante à cette époque, du fait notamment d'une production de chaleur radioactive environ 1,7 fois plus élevée (voir tableau 10.2).

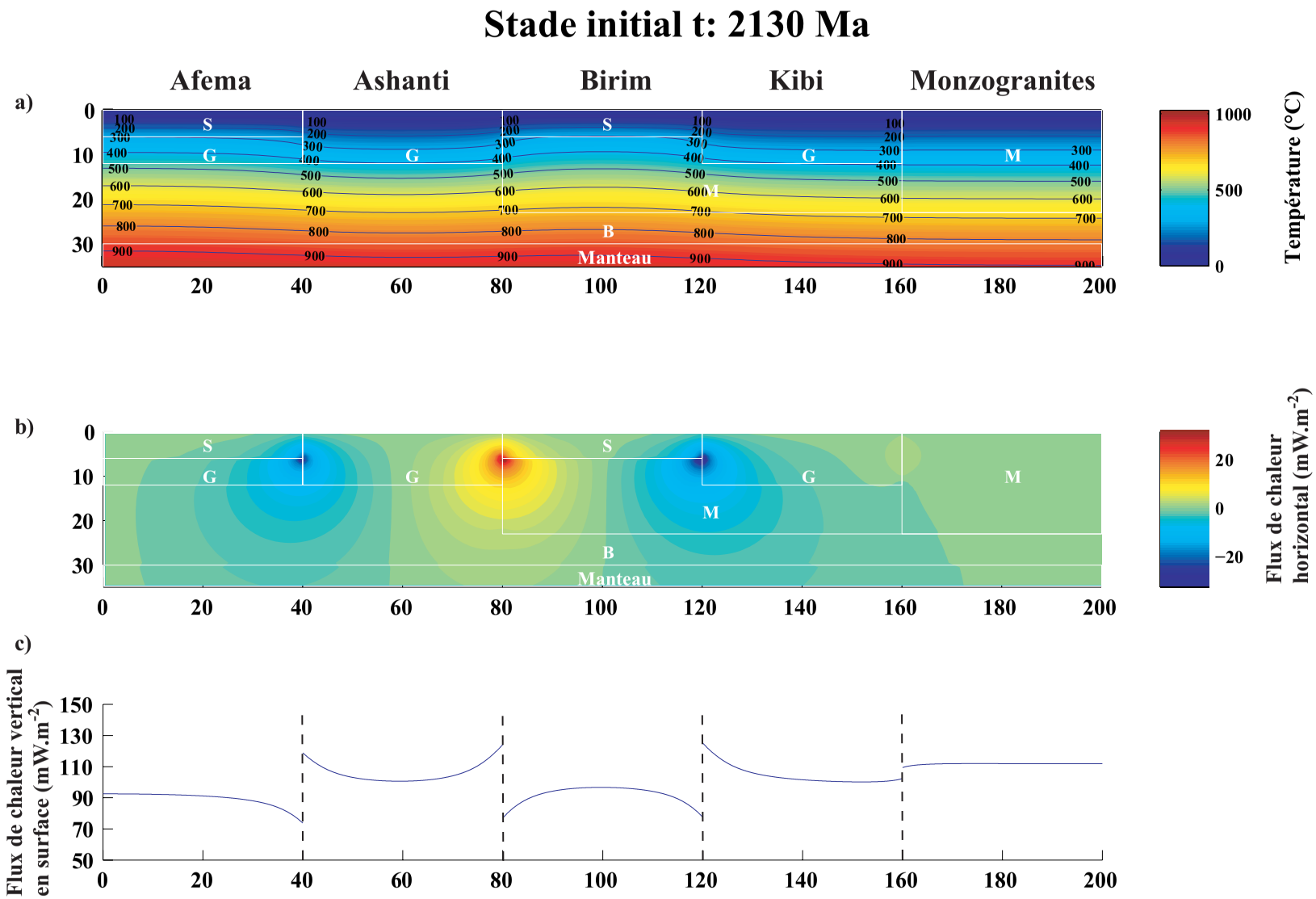


FIG. 11.3 – a) Champ de température correspondant à l'état initial du cas continental dans le cas où la conductivité est constante pour chaque lithologie. Ces résultats sont contraints par les données thermobarométriques et la température maximale en base de croûte. b) Flux de chaleur horizontal et c) Flux de chaleur vertical en surface. S : Sédiments ; G :roches vertes ; B : Socle ; M : Monzogranites.

La figure 11.3c) présente le flux de chaleur en surface à l'état initial. Les discontinuités entre les différentes unités sont liées aux contrastes de conductivité thermique, et sont de ce fait les plus marquées entre les unités sédimentaires et cristallines. En moyenne, le flux surfacique dans les bassins sédimentaires possède une valeur de ∼90 $mW.m^{-2}$ contre ∼105 $mW.m^{-2}$ à l'aplomb des ceintures de roches vertes et ∼110 $mW.m^{-2}$ au niveau des monzogranites. Il existe une diminution de l'ordre de 10 à 15 $mW.m^{-2}$ au niveau des bassins, et ce, malgré le fait que le gradient géothermique soit plus élevé dans ces zones.

Ce phénomène s'explique par la conductivité thermique plus faible des roches sédimentaires par rapport à celle des roches cristallines en surface. Le fait que la valeur maximale de flux de surface se situe dans la région des monzogranites est le résultat de la combinaison entre un gradient géothermique et une conductivité thermique (λ= 3.1 $W.m^{-1}.K^{-1}$) élevés. La différence de production de chaleur élevée, 1.9 $\mu W.m^{-3}$ pour les monzogranites contre 0.7 $\mu W.m^{-3}$ pour les roches vertes ainsi que l'épaisseur de monzogranites plus importante par rapport à celle des roches vertes de Kibi (23 et 12 km respectivement) entraînent la différence de gradient géothermique observée entre les deux unités.

Seconde approche : $\lambda = f(T, compaction)$

En considérant, un cas plus réaliste dans lequel la conductivité thermique est fonction de la température, et, de la compaction dans le cas des roches sédimentaires, une démarche similaire a celle de la première approche a été adoptée.

En supposant de telles conditions, il apparaît que le flux de chaleur mantellique permettant de corréler les données thermobarométriques relatives à la fusion partielle des monzogranites est de 29 $mW.m^{-2}$, soit presque deux fois plus faible que pour la première approche. La figure 11.4 a) présente le champ de température à l'état initial. La température en base de croûte avoisine 850 °C.

Le flux de chaleur latéral, montre des anomalies d'échelle crustale localisées au niveau des limites de blocs. Ces anomalies, dont les maxima sont localisés à proximité de la surface en bordure des bassins sédimentaires, peuvent atteindre des valeurs de 8-10 $mW.m^{-2}$ (en valeur absolue). Elles sont attribuables en grande partie aux contrastes de conductivité thermique (comme dans la première approche) entre les roches sédimentaires et les roches cristallines.

En étudiant le flux de chaleur en surface,les mêmes remarques que dans l'approche précédente peuvent être faites. Ainsi, la valeur maximale de flux en surface est détectée au niveau de l'unité monzogranitique et sa valeur minimale correspond à la localisation des bassins sédimentaires. Cependant, les valeurs sont plus faibles, le flux en surface possède une valeur de l'ordre de ∼ 50-55 $mW.m^{-2}$ au niveau des bassins, et de 70 à 85 $mW.m^{-2}$ à l'aplomb des autres unités.

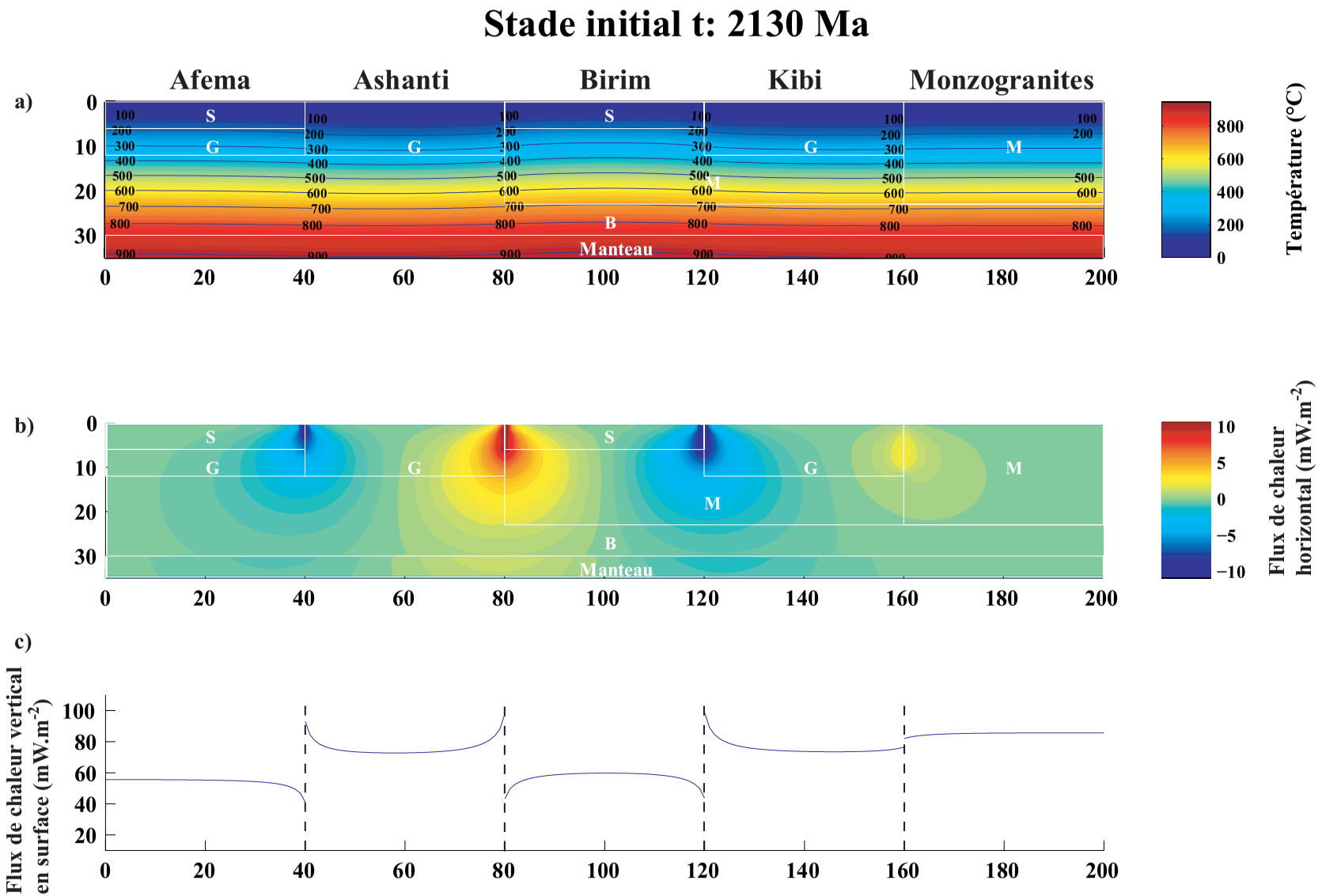


FIG. 11.4 – a) Champ de température correspondant à l'état initial dans le cas où la conductivité est fonction de la température et de la compaction pour les roches sédimentaires. Ces résultats sont contraints par les données thermobarométriques et la température maximale en base de croûte. b) Flux de chaleur horizontal et c) Flux de chaleur vertical en surface.

Différences observées entre les deux approches

Température et flux mantellique

Il est intéressant de noter que dans le cas où la conductivité varie avec la température et, pour les sédiments, en fonction de la porosité (donc de la profondeur), le flux de chaleur mantellique nécessaire pour atteindre les conditions d'anatexie (29 $mW.m^{-2}$) reportées dans les monzogranites est plus faible que dans le cas où la conductivité est constante (55 $mW.m^{-2}$). Il existe donc une variation de l'ordre de 50 % pour la valeur du flux mantellique déduite entre les deux cas de figures. Ceci s'explique principalement par la baisse de conductivité thermique observée quand la température augmente (voir chapitre A). Si $\lambda = f(T)$, les conductivités thermiques vont être plus faibles que dans le cas où $\lambda \neq f(T)$, à mesure que la profondeur augmente pour les roches cristallines, et les roches auront un effet isolant plus marqué. En revanche, pour les roches sédimentaires, la conductivité thermique sera plus faible dans les premiers kilomètres dans le cas où $\lambda = f(T)$ puis la tendance s'inverse et λ est plus faible dans le cas où $\lambda \neq f(T)$ (voir figure 10.2). Ainsi, sous les bassins sédimentaires les isothermes sont plus resserrées dans le cas $\lambda \neq f(T)$ que dans le cas $\lambda = f(T)$ en raison de la faible conductivité des sédiments (1.8 $W.m^{-1}.K^{-1}$). A la base de cette unité une différence de température de près de 100 °C est observable entre les deux cas, avec des températures de 200 °C dans le cas $\lambda \neq f(T)$ et 300 °C dans le cas $\lambda = f(T)$. Puis pour des profondeurs plus importantes, la tendance s'inverse et la différence de température atteinte en base de croûte dans les deux cas n'est plus que de l'ordre de 40-50°C, les isothermes étant, cette fois ci, plus resserrées dans le cas où $\lambda = f(T)$.

Flux de chaleur horizontal

Concernant le flux de chaleur latéral, les anomalies maximales ne se situent pas aux mêmes localisations dans les deux cas. En effet, sur la figure 11.3a) les maxima sont localisés au niveau des points triples présents à la base des unités sédimentaires, à l'intersection avec les roches vertes (Afema-Ashanti) et avec le socle et les roches vertes (Ashanti-Birim). Cette localisation est principalement guidée par les contrastes de conductivité thermique marqués entre les roches sédimentaires et les roches avoisinantes et la distorsion des isothermes présentes au niveau de ces limites de blocs. Sur la figure 11.3b), les anomalies de flux de chaleur sont aussi repérables mais elles sont situées à des profondeurs moins importantes. Cette localisation s'explique par le fait que le maximum de contrastes de conductivité thermique se retrouve à proximité de la surface et non à la base des unités sédimentaires. En revanche, la conductivité thermique des roches vertes, elle, est maximale en surface, puis diminue quand la température augmente, donc quand la profondeur croît. Le contraste maximal de conductivité thermique, dans le cas où $\lambda = f(T)$ se trouve donc à proximité de la surface au niveau des limites entre les bassins sédimentaires ($\lambda = 1.3 W.m^{-1}.K^{-1}$) et les ceintures de roches vertes($\lambda = 3.0 W.m^{-1}.K^{-1}$). Enfin, il faut noter que dans le cas où $\lambda = f(T)$, les valeurs du flux de chaleur latéral sont plus faibles que dans le cas où $\lambda \neq f(T)$. Cette différence de 50% environ se rapporte entre autre à la différence de flux de chaleur mantellique, en considérant cette valeur, les anomalies latérales sont proportionnellement aussi importantes dans un cas que dans l'autre.

Flux en surface

En observant la comparaison entre les valeurs de flux surfacique des deux approches(figure 11.5), il apparaît que la flux est plus élevé, en moyenne de ∼30 à 35 $mW.m^{-2}$ dans le cas où la conductivité est constante. Cette variation s'explique notamment par la valeur de flux mantellique plus importante de 26 $mW.m^{-2}$ dans ce cas de figure. De plus, au niveau des bassins sédimentaires, cette différence est encore plus nette en raison de la différence de conductivité thermique. En effet, la valeur de la conductivité thermique des sédiments dans la première approche est de 1.8 $W.m^{-1}.K^{-1}$ contre ∼1.3 $W.m^{-1}.K^{-1}$ quand la compaction et la température sont prises en compte.

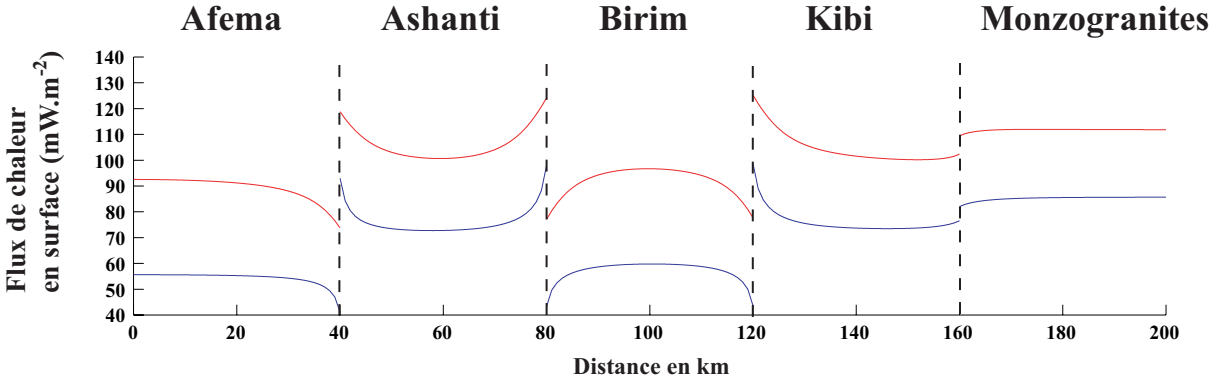


FIG. 11.5 – Comparaison du flux de chaleur calculé en surface entre les deux approches considérées, c'est-à-dire dans le cas où la conductivité thermique est constante pour chaque unité lithologique (rouge) et dans le cas où elle est fonction de la température et de la compaction pour les roches sédimentaires (bleu).

11.2.2 Cas océanique

Comme dans le cas précédent, la condition concernant la fusion partielle des monzogranites a été prise en compte. Par contre, le socle n'étant pas représenté dans ce modèle, la température en base de croûte n'est plus une donnée utilisée comme contrainte de validation, la démarche scientifique suivie reste la même à cette différence près. Seuls les résultats pour le cas le plus réaliste dans lequel la conductivité varie en fonction de la température sont présentés.

Une valeur de flux mantellique de 37 $mW.m^{-2}$ permet d'atteindre des températures de 700 °C à la base de l'unité monzogranitique. La figure 11.6a) présente donc le champ de température correspondant à une telle situation à l'état initial. Comparé au cas continental, malgré un flux mantellique plus important de ∼10 $mW.m^{-2}$, de façon générale la température est plus faible, en raison de la diminution de la production de chaleur dûe à l'absence de socle sous les unités occidentales.

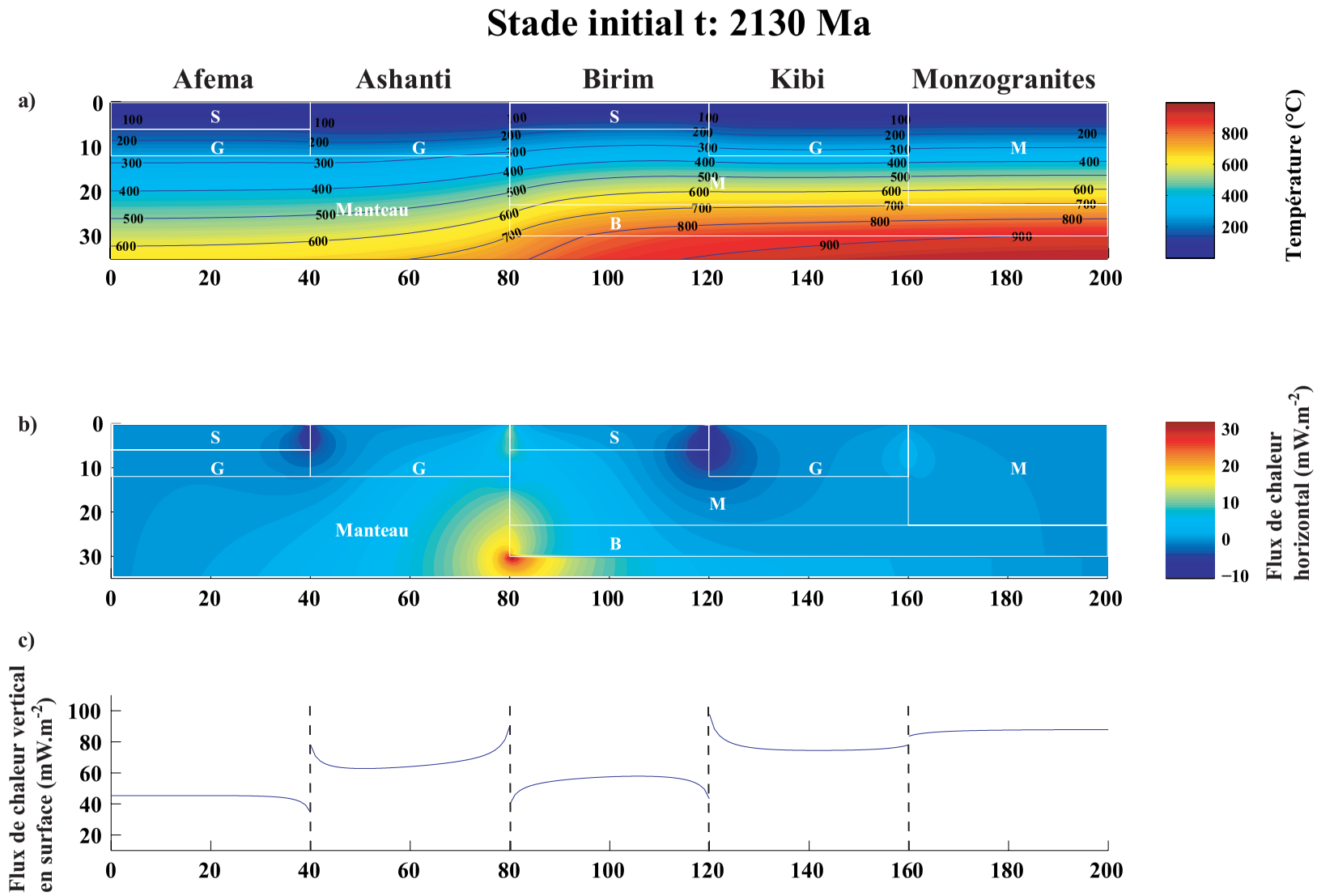


FIG. 11.6 – a) Champ de température correspondant à l'état initial dans le cas océanique, où la conductivité varie en fonction de la température et de la compaction pour les roches sédimentaires. Ces résultats sont contraints par les données thermobarométriques et la température maximale en base de croûte. b) Flux de chaleur latéral et c) Flux de chaleur en surface.

Le flux de chaleur latéral, montre une allure différente de celui du cas continental (11.4b) et 11.6b)). Les anomalies sont présentes au niveau des limites des unités mais la valeur la plus élevée se situe cette fois-ci au niveau de la limite ouest du bassin de Birim. C'est à cette endroit que le maximum de distorsion des isothermes est présent. Le bloc de Birim possède une température plus élevée que le matériau mantellique avoisinant, en raison, d'une production de chaleur et d'une épaisseur plus importante comparée à celle du bloc d'Ashanti.

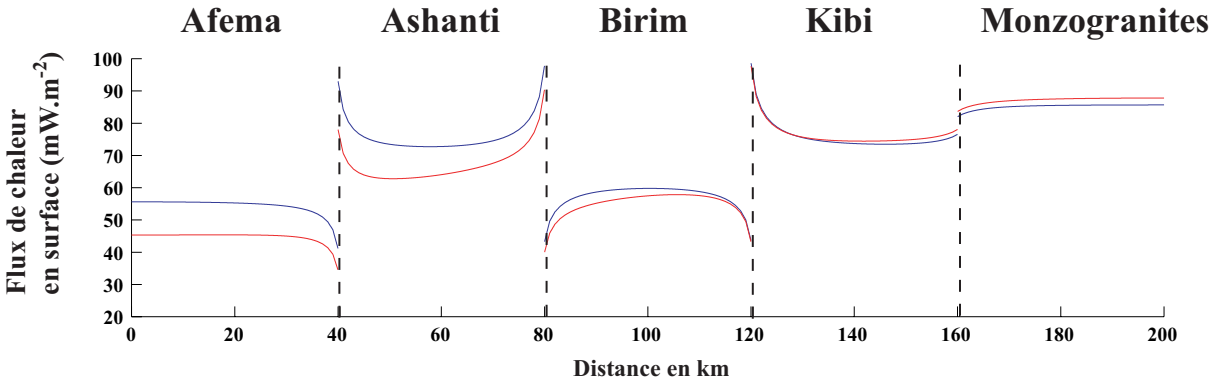


FIG. 11.7 – Comparaison entre du flux de chaleur calculé en surface entre les deux cas de figure envisagés, c'est-à-dire dans le cas continental (bleu) et dans le cas océanique (rouge). Pour ces deux modèles, la conductivité thermique est fonction de la température et de la compaction pour les roches sédimentaires.

La figure 11.7 présente une comparaison entre les flux de chaleur calculés en surface pour les cas avec (rouge) ou sans socle (bleu). Sous les unités d'Ashanti et du bassin d'Afema, il apparaît que dans le cas ou le matériau mantellique remplace le socle, le flux de chaleur est plus faible de 10 $mW.m^{-2}$. Les conductivités thermiques étant les mêmes en surface pour tous les matériaux dans les deux cas, c'est le gradient géothermique à proximité de la surface qui est responsable de cette variation de flux. Il est plus faible dans le cas océanique, ce qui se traduit par des isothermes moins resserrées. Ce phénomène s'explique notamment par une valeur de production de chaleur plus faible dans le cas océanique, le socle étant remplacé par du matériau mantellique. Donc, malgré un flux de chaleur mantellique plus important dans le cas océanique, le flux en surface reste plus faible de 10 $mW.m^{-2}$ environ dans la région où le socle est absent. A l'aplomb des unités situées à l'Est de la ceinture d'Ashanti, en revanche, la différence entre les deux modèles est très faible, ce qui prouve que l'augmentation de flux de chaleur est compensée par des transferts de chaleur latéraux, et les 8 $mW.m^{-2}$ supplémentaires sont répartis dans la croûte. Au niveau d'Afema, le flux de chaleur en surface est le plus faible, il présente une valeur de 45 $mW.m^{-2}$, il reste faible au niveau de Birim, mais est de l'ordre de 55 $mW.m^{-2}$. Cette différence sous les bassins s'expliquent par la production de chaleur plus élevée dans le domaine continental. Pour les mêmes raisons, le flux en surface est plus faible à l'aplomb de la ceinture d'Ashanti qu'au niveau de Kibi. Plus on se rapproche du domaine continental plus la différence est atténuée.

11.3 Résultats : Tectonique Eburnéenne

Lors de la phase de tectonique Eburnéenne, les résultats des modélisations doivent corréler les données thermobarométriques suivantes :

- Dans les méta-sédiments birimiens, le faciès schiste vert moyen à supérieur a été atteint. Cependant, le faciès amphibolite est aussi présent, localement sous forme d'auréoles au contact des granitoïdes tardifs de bassins. Celles-ci s'accompagnent de zones d'altération pouvant s'étendre sur près de 2 km (Pigois et al., 2003).
- Dans les roches vertes des ceintures volcaniques, de la même manière, le faciès schistes verts moyen à supérieur a été atteint. Cependant, dans la partie Sud de la ceinture d'Ashanti, le faciès épidote amphibolite est aussi présent de façon extensive (John et al., 1999).
- Dans les conglomérats Tarkwaiens, un métamorphisme prograde est enregistré. Le faciès schiste vert est atteint dans la zone de Tarkwa, et le faciès amphibolite est rencontré dans certaines régions, avec des conditions de pression et température de 450 ˚C à 3.5 kbar à 600 ˚C à 5 kbar (Milesi et al., 1989; Ledru et al., 1994b; Tunks et al., 2004).

Le stade pré-chevauchement, calculé en prenant en compte les conductivités thermiques et productions de chaleur moyennes présentées précédemment correspond à l'état initial. Ensuite, pendant la phase D1, en réponse à la tectonique Eburnéenne compressive, certaines des unités lithologiques ont été empilées (voir section 4.3 et figures 9.5 b et c). Un déséquilibre isostatique a résulté de cet empilement d'unités menant à une surrection du bâtis et à l'érosion des roches en surface, principalement à l'aplomb de la zone la plus épaissie (Bassin de Birim).

Enfin, lors de la phase tectonique D2, les bassins conglomératiques subissent un écaillage et sont chevauchés par des roches plus anciennes, Archéennes ou Paléoprotérozoïques (Ledru et al., 1994b) principalement au niveau des bordures des ceintures volcaniques. Ainsi, sur la bordure ouest de la ceinture d'Ashanti, les conglomérats Tarkwaiens ont été enfouis à des profondeurs atteignant 10 à 15 km (Milesi et al., 1989; Ledru et al., 1994b). Les ceintures de roches vertes et les roches tarkwaiennes ont donc subi un métamorphisme en réponse à cet enfouissement.

11.3.1 Cas continental

Première approche : $\lambda = constante$

Le champ de température et le flux de chaleur latéral, à la fin de la phase tectonique D1, donc, après chevauchement, surrection et érosion, sont présentés sur la figure 11.8. L'anomalie de température présente sous le bassin de Birim est le résultat de l'érosion qui a eu tendance a remonter les isothermes dans cette région ainsi qu'à l'effet du chevauchement, qui lui, a réchauffé cette partie de croûte épaissie.

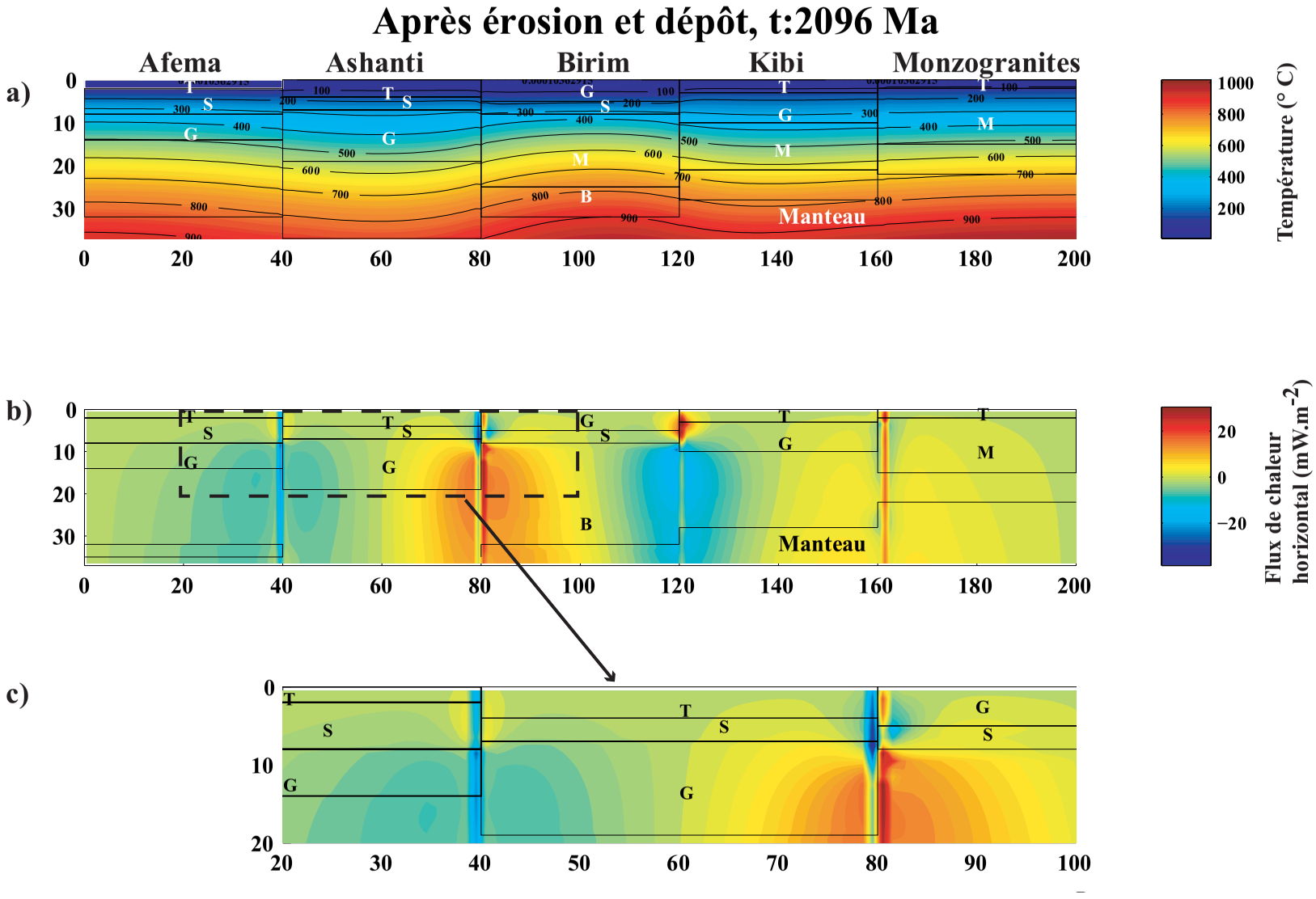


FIG. 11.8 – Cas continental, première approche : Résultats après chevauchement, dépôt et érosion à t= 2096 Ma, a) Champ de température et b) flux de chaleur latéral avec c) zoom sur les 15 premiers kilomètres de profondeur de la zone de la ceinture d'Ashanti.

Le flux de chaleur horizontal permet de comprendre les détails des mécanismes de transferts de chaleur à faible profondeur après la tectonique D1 et la phase d'érosion-dépôt associée, les résultats illustrent ces transferts 9 Ma après le chevauchement (soit à ∼2096 Ma). Comparé au flux de chaleur latéral initial (figure 11.3b)), il montre des transferts de chaleur latéraux importants (20-25 $mW.m^{-2}$) localisés dans la croûte supérieure (les valeurs maximales sont atteintes au niveau des 5 premiers kilomètres, figure 11.8). Ces anomalies de flux sont plus marquées au niveau des limites de chaque ceinture, et sont particulièrement importantes au niveau des bordures du bassin de Birim, là où l'érosion a le plus perturbé les isothermes. Cependant, ces anomalies sont aussi présentes sur les bordures est et ouest de la ceinture d'Ashanti. Les contrastes de conductivités thermiques étant les mêmes qu'au stade initial, les anomalies ne peuvent pas être attribuées uniquement aux effets de réfraction thermique. C'est l'histoire tectonique particulière qu'a connu la région d'Ashanti qui permet d'expliquer ces anomalies thermiques de faible profondeur : (a) avant chevauchement, les isothermes ont été remontées sous les bassins sédimentaires encadrant la ceinture d'Ashanti (Afema et Birim) en réponse à l'effet isolant des sédiments fraîchement déposés, (b) le chevauchement de ces sédiments chauds a perturbé le champ de température à faible profondeur, menant à la distribution du flux de chaleur latéral (figure 11.8b et c) le dépôt de conglomérats tarkwaiens isolants a permis d'augmenter une nouvelle fois cet effet.

Les chemins Pression-température

Afin de valider les résultats de la modélisation numérique relatifs à la tectonique Eburnéenne (D1 et D2), les chemins P-T (pression-température) de diverses roches, de la ceinture d'Ashanti et du bassin de Birim ont été étudiés.

Les chemins P-T des sédiments localisés à la base du bassin de Birim ont ainsi été étudiés et sont reportés en figure 11.9. Les roches initialement localisées à la base de ce bassin (à 18 km de profondeur après enfouissement), suivent un chemin pression-température rétrograde pendant la phase d'exhumation vers la surface jusqu'à ce qu'elles atteignent leur localisation finale à 8 km de profondeur. Les valeurs calculées sont en accord avec les données thermobarométriques, qui suggèrent que ces roches ont atteint des conditions de faciès schistes verts. Le chemin P-T rétrograde est représentatif de la réponse thermique à l'enfouissement, avec une augmentation de température durant les premiers millions d'années puis une diminution correspondant à la phase d'érosion (voir section 6.1.3). Pendant cette période de dénudation, les roches sont remontées à des niveaux crustaux moins élevés. Le décalage temporel observé (environ 4-5 Ma) entre la fin de l'intervalle de tectonique compressive et le moment où la température maximale est atteinte est en accord avec les prédictions de England & Richardson (1977).

De plus, dans le bassin de Birim, la température du pic métamorphique est atteinte après 4 Ma d'érosion, soit à 2101 Ma dans le cas où $\lambda \neq f(T)$. Ces résultats présentent une bonne corrélation temporelle avec le moment du pic métamorphique régional, daté entre 2092 ±3 et 2105±3 Ma par Oberthür et al. (1998) et à 2100 ±3 Ma par Hirdes et al. (1996).

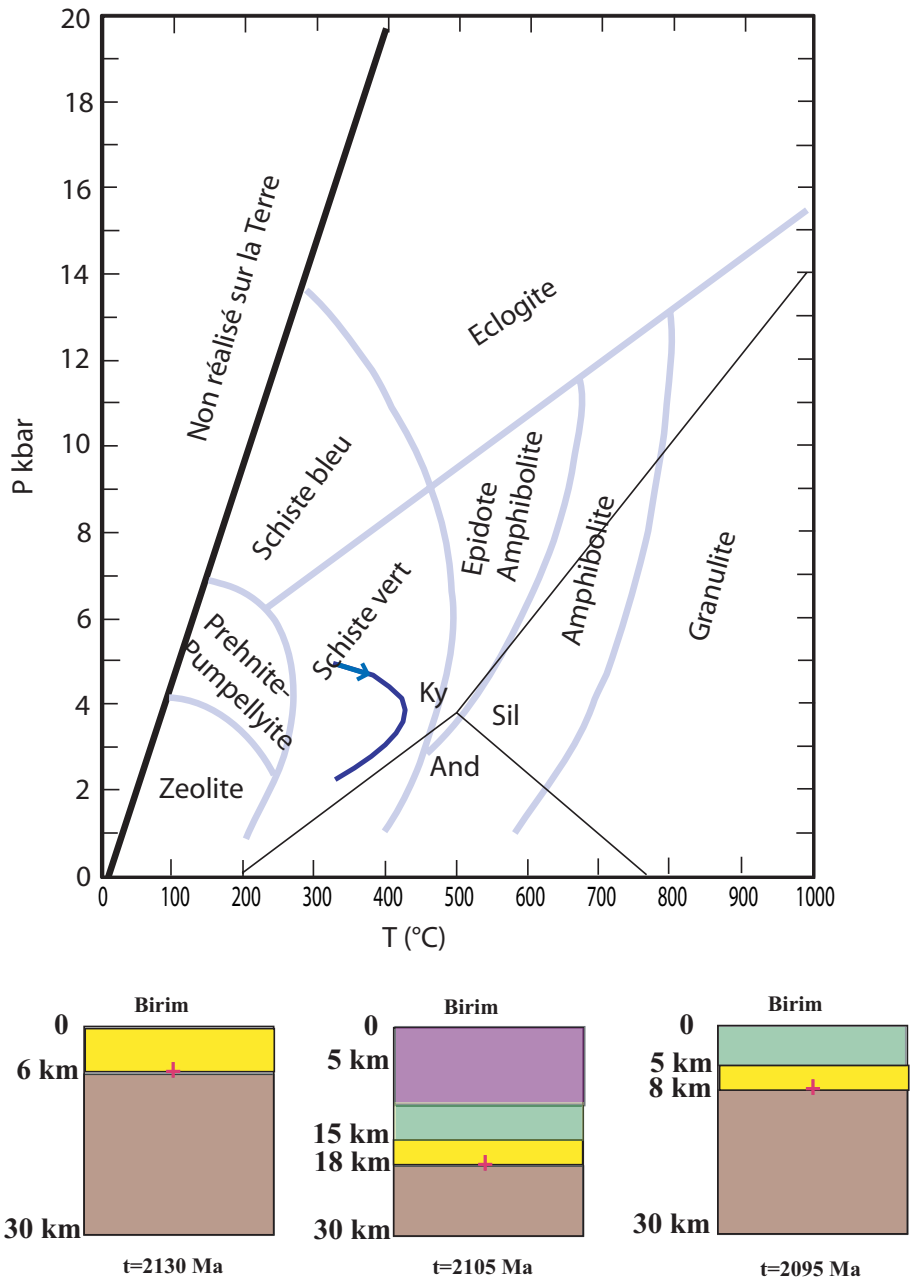


FIG. 11.9 – Cas continental, première approche : Chemins pression-température suivis par des roches situées à la base du bassin de Birim au stade initial puis enfouies par empilement des unités lithologiques et remontées à la surface par érosion.

La figure 11.10 illustre les chemins P-T pour les roches vertes et les sédiments Tarkwaiens appartenant à la ceinture d'Ashanti, après le chevauchement relatif à la tectonique D2 (10 km d'enfouissement sur la bordure ouest) pendant la phase d'exhumation. Les roches vertes, situées initialement à 5 km de profondeur, sont, dans un premier temps enfouies à 12 km pendant D1, puis à une profondeur de 22 km en réponse au chevauchement syn-D2. Les roches tarkwaiennes les recouvrant subissent uniquement l'enfouissement syn-D2. Le chemin P-T pour les roches situées à la base du groupe du Kawéré est présenté. Ces roches, à la fin de la phase D1 sont localisées à 4 km de profondeur puis enfouies à 14 km. Les roches vertes atteignent le faciès épidote-amphibolite (500 °C-5,3 kbar) alors que les roches tarkwaiennes, plus superficielles atteignent des conditions P-T correspondant au faciès schistes vertes (350 °C-3,2 kbar). Les conditions relatives aux conglomérats tarkwaiens sont une peu faibles et semblent suggérer que l'enfouissement est soit plus important, soit que l'écaillage, ici, non pris en compte joue un rôle majeur, soit, enfin, qu'il existe une contribution magmatique non négigeable. Cette contribution pourrait être corréler à l'épisode de plutonisme tardif aux alentours de 2100-2090 Ma. Les résultats pour une enfouissement de 15 km (borne maximale) sont donc aussi présentées sur la figure 11.10 (chemins P-T traits pleins). Ils illustrent le fait qu'avec une telle profondeur d'enfouissement il est plus aisé d'atteindre des conditions proches des données thermobarométriques dans les conglomérats.

Seconde approche : $\lambda = f(T, compaction)$

Les résultats de la seconde approche sont assez semblables à ceux obtenus en prenant une conductivité constante pour chaque lithologie (première approche). Le champ de température et le flux de chaleur horizontal, à la fin de la tectonique D1, sont présentés sur la figure 11.11. Comme dans la première approche, la zone où l'anomalie de température est la plus forte correspond à l'emplacement du bassin de Birim. Cependant dans cette approche, les perturbations thermiques dues à l'érosion et au chevauchement mettent plus de temps à se dissiper en raison d'une diffusivité thermique plus faible. Les températures, au moment du pic thermique, sont plus faibles et sont atteintes plus tardivement. Par exemple la température maximale pour les sédiments du bassin de Birim dans la première approche est de 425 °C alors qu'elle n'est plus que de 360 °C dans la seconde, ce phénomène sera détaillé dans la section section 11.5.

Dans les sédiments du bassin de Birim, le pic métamorphique correspond à des conditions de pression et température de 360 °C-3,6 kbar, de telles conditions sont en accord avec un faciès métamorphique de type schiste vert moyen (figure 11.12). La contribution magmatique liée aux intrusions tardives de bassins n'a pas été prise en compte et peut expliquer l'absence d'un degré métamorphique plus élevé, comme c'est le cas au niveau des auréoles de contact.

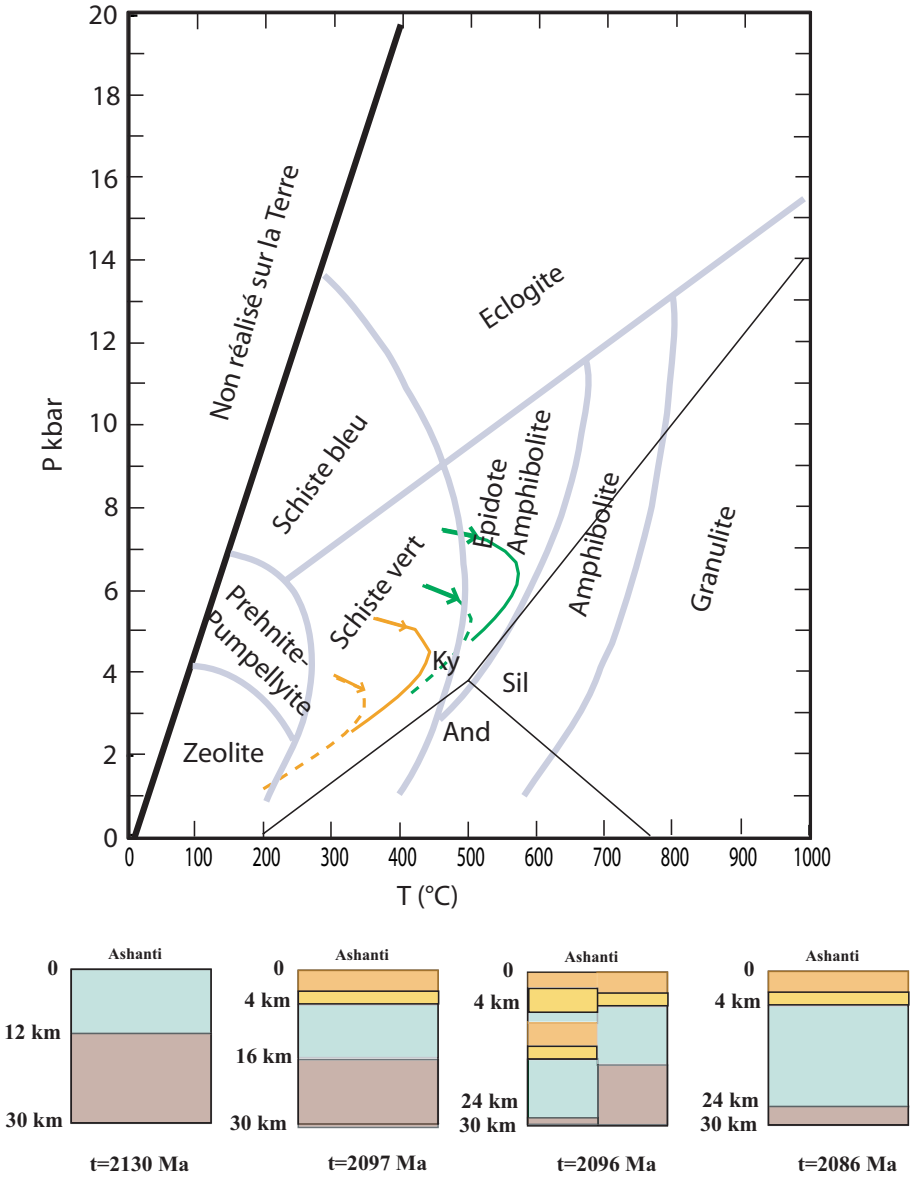


FIG. 11.10 – Cas continental, première approche : Chemins pression-température suivis par des roches vertes et des conglomérats de la ceinture d'Ashanti, elles sont situées initialement (après D1) à 12 km et 4 km de profondeur respectivement. Les chemins sont tracés pour des roches subissant un enfouissement de 10 km (pointillés) et 15 km (traits pleins), et remontées vers la surface pendant l'exhumation.

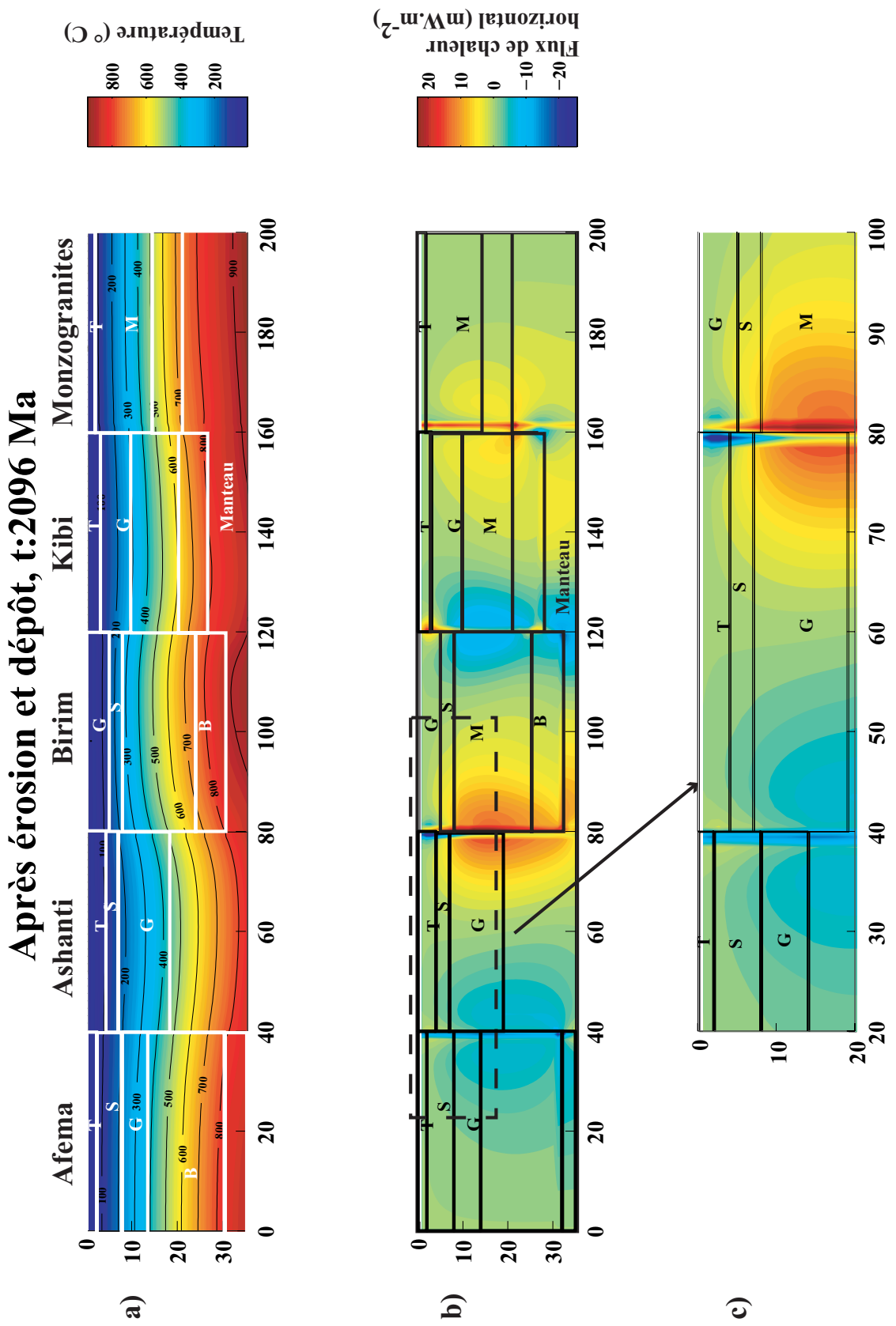


FIG. 11.11 – Cas continental, deuxième approche : Résultats après chevauchement, dépôt et érosion à t= 2096 Ma, a) Champ de température et b) flux de chaleur latéral avec c) zoom sur les 15 premiers kilomètres de profondeur de la zone de la ceinture d'Ashanti.

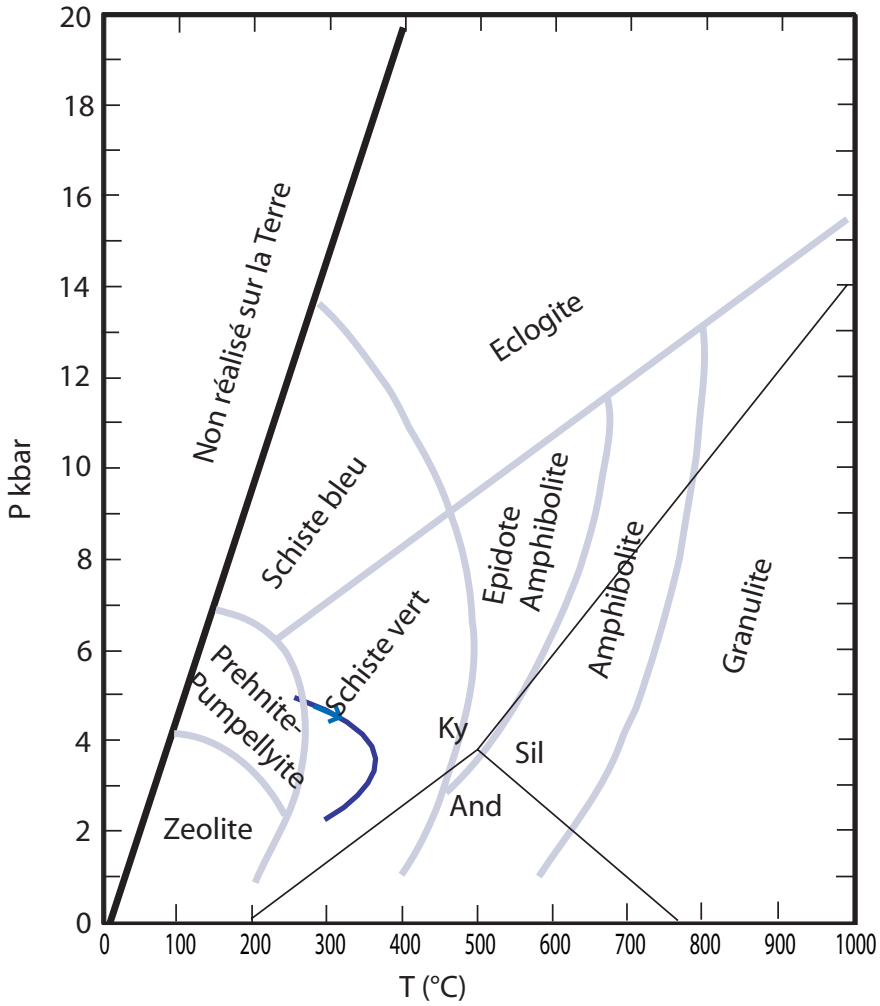


FIG. 11.12 – Cas continental, deuxième approche : Chemins pression-température suivis par des roches situées à la base du bassin de Birim au stade initial puis enfouies par empilement des unités lithologiques et remontées à la surface par érosion.

Les chemins P-T pour les roches vertes et les sédiments tarkwaiens sont présentés sur la figure 11.13. Quand l'enfouissement résultant de la tectonique D2 est de 10 km (pointillés), les conditions de pic métamorphique, aussi bien dans les roches vertes que dans les conglomérats tarkwaiens sont trop faibles comparées aux données de terrain. En revanche, en augmentant l'enfouissement à une valeur de 15 km (traits pleins), alors les conditions se rapprochent des données thermobarométriques. Dans ce cas, le faciès épidote-amphibolite (500 °C-6 kbar) est atteint dans les roches vertes et le faciès schistes verts dans les roches Tarkwaiennes (350 °C-4 kbar). Ces conditions demeurent un peu faibles pour les températures par rapport aux conditions thermobarométriques et comme dans la première approche certaines contributions supplémentaires au chevauchement doivent être invoquées.

En conclusion, dans le cas continental, tous les chemins P-T tendent à corréler les données thermobarométriques, aussi bien pendant la phase tectonique D1 que pen-

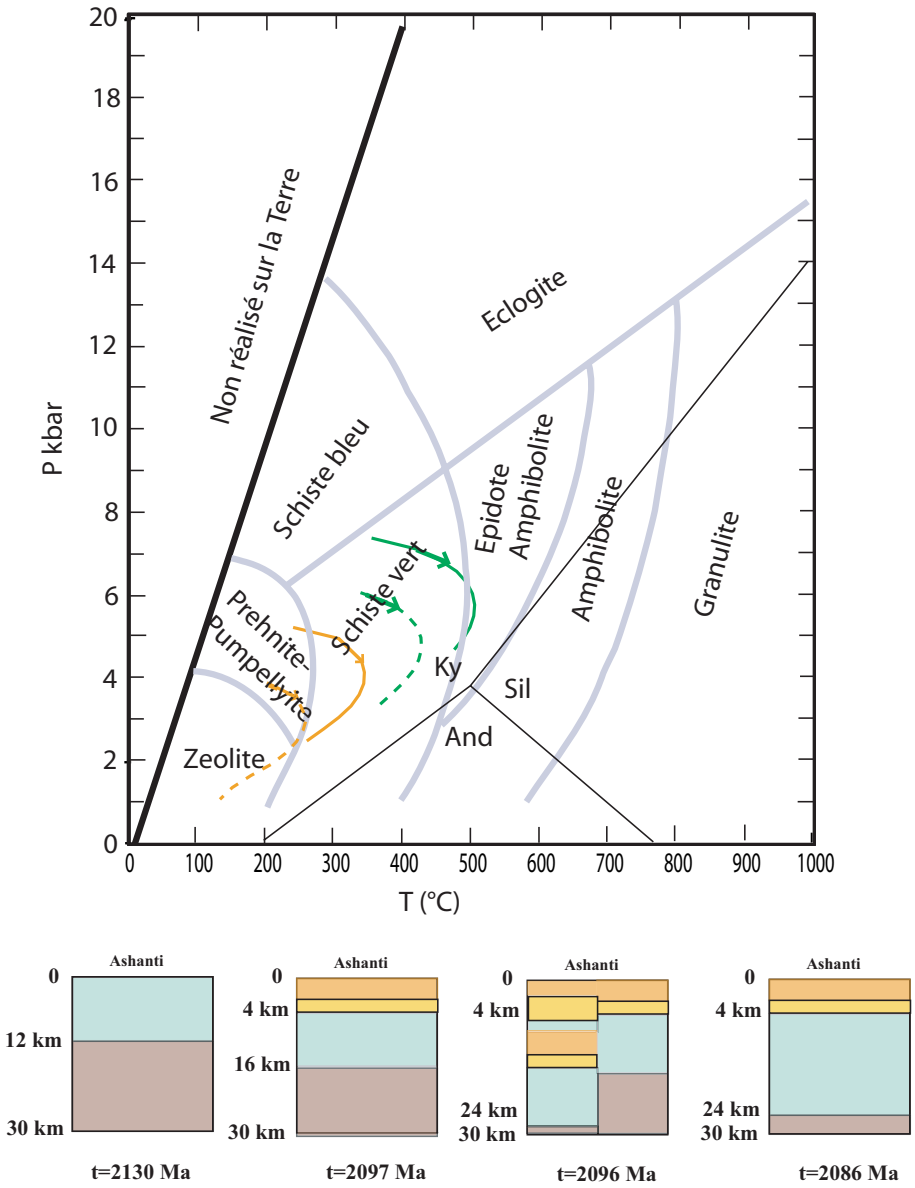


FIG. 11.13 – Cas continental, deuxième approche : Chemins pression-température suivis par des roches vertes et des conglomérats de la ceinture d'Ashanti, elles sont situées initialement (après D1) à 12 km et 4 km de profondeur respectivement. Les chemins sont tracés pour des roches subissant un enfouissement de 10 km (pointillés) et 15 km (traits pleins), et remontées vers la surface pendant l'exhumation.

dant D2. Les températures sont un peu faibles, mais peuvent résulter de l'absence de composante magmatique dans les modèles présentés dans cette étude. Il faut noter que certains auteurs ajoutent la présence de chevauchements sur la bordure Est de la ceinture d'Ashanti (Allibone, Teasdale, et al., 2002; Allibone, McCuaig, et al., 2002). Lors de cette étude ces chevauchements (supposés syn-D2) n'ont pas été pris en compte car les données thermobarométriques permettant de contraindre leur magnitude ne sont pas disponibles. Ils pourraient néanmoins avoir apporté une contribution non négligeable au métamorphisme enregistré dans les roches vertes au Sud-Est de la ceinture d'Ashanti.

11.3.2 Cas océanique

Le champ de température et le flux de chaleur horizontal se rapportant à l'état final de la tectonique D1 (t=2096 Ma) sont illustrés figure 11.14.

La zone demeurant la plus chaude reste celle se rapportant à l'unité des monzogranites, ce phénomène se justifie par un gradient géothermique plus élevé. Le contraste de production de chaleur avec les roches vertes de la ceinture de Kibi est de 1.2 $\mu W.m^{-3}$, ce qui peut expliquer en partie cette différence de gradient. Dans cette zone ce ne sont donc plus les contrastes de conductivité thermique mais les contrastes de production de chaleur qui expliquent l'allure des isothermes (resserrées).
Comparé aux cas continentaux, les anomalies de flux de chaleur horizontal au niveau de la bordure Ouest de la ceinture d'Ashanti ont complètement disparu. Les isothermes sont donc quasiment planes à la fin de la tectonique D1, pour ce cas de figure, dans cette zone, les bordures ne sont donc plus le siège de phénomènes de réfraction thermique. En revanche, l'effet de l'érosion est toujours visible au niveau de la bordure Est.

Le chemin pression-température des roches situées à la base du bassin de Birim (figure 11.15), possède une allure similaire à celui calculé dans le cas continental, et les conditions de pic métamorphique sont de 335 °C-3,6 kbar. Cette similitude s'explique par le fait que dans la région du bassin Birim, la structure de la croûte n'est pas modifiée. En revanche, ce résultat montre que le modèle 2D permet aussi de mettre en évidence les transferts de chaleur latéraux puisque malgré un flux mantellique plus important, le pic thermique est un peu moins élevé dans le cas océanique, en raison du remplacement du socle par du matériau mantellique à l'Ouest.

Comme dans le cas continental, les chemins pression-température pour les roches de la ceinture d'Ashanti (roches vertes et conglomérats Tarkwaiens) ont été calculés et sont représentés sur la figure 11.15. Dans le cas océanique, les températures données au moment du pic thermique (210 et 330 °C dans les conglomérats et pour les roches vertes respectivement) pour les deux types de roches sont bien en deçà des valeurs estimées par les études thermobarométriques. En conséquence, les résultats du modèle océanique proposé ne sont pas en accord avec les données et sont rejetés.

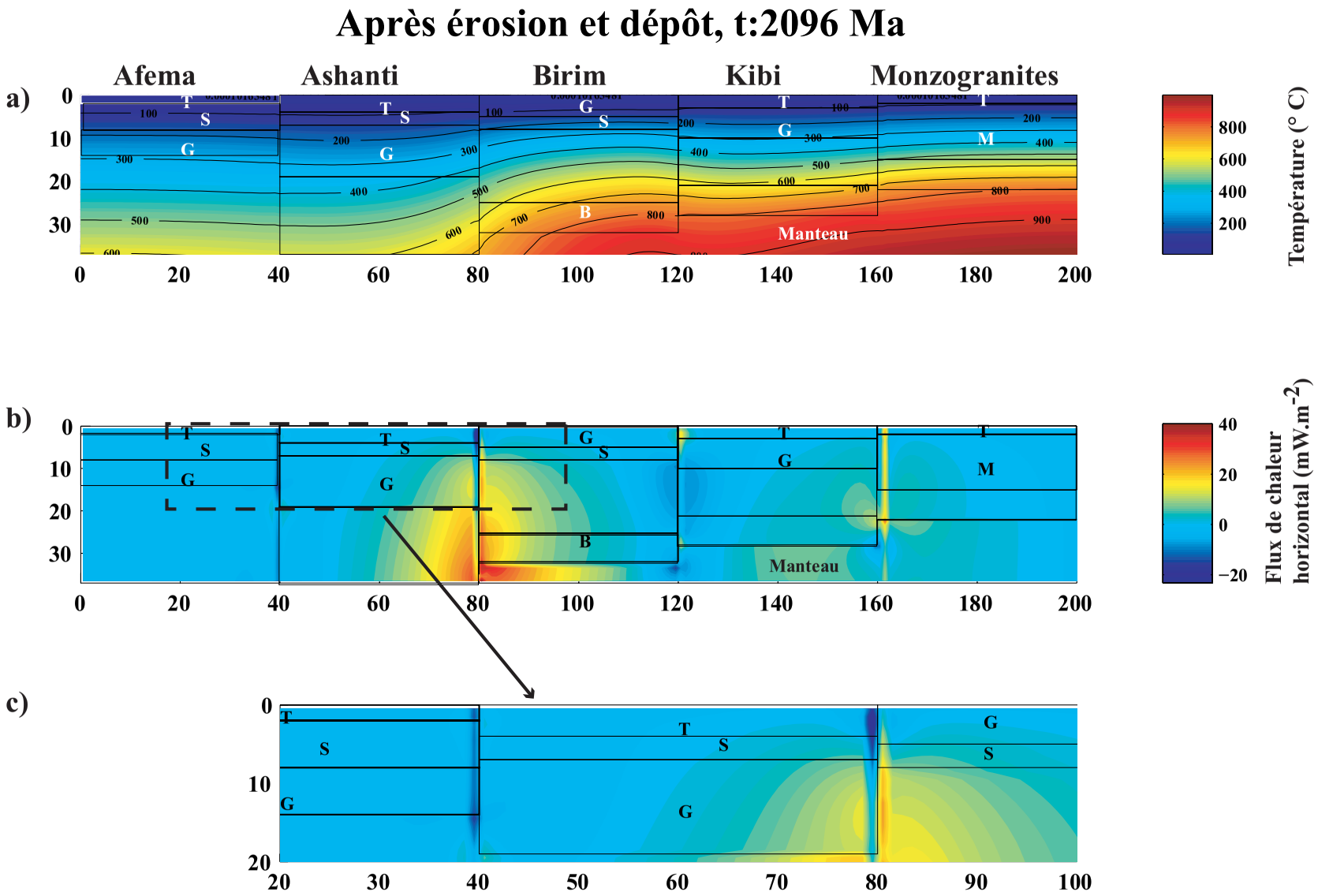


FIG. 11.14 – Cas océanique : Résultats après chevauchement, dépôt et érosion à t= 2096 Ma, a) Champ de température et b) flux de chaleur latéral avec c) zoom sur les 15 premiers kilomètres de profondeur de la zone de la ceinture d'Ashanti.

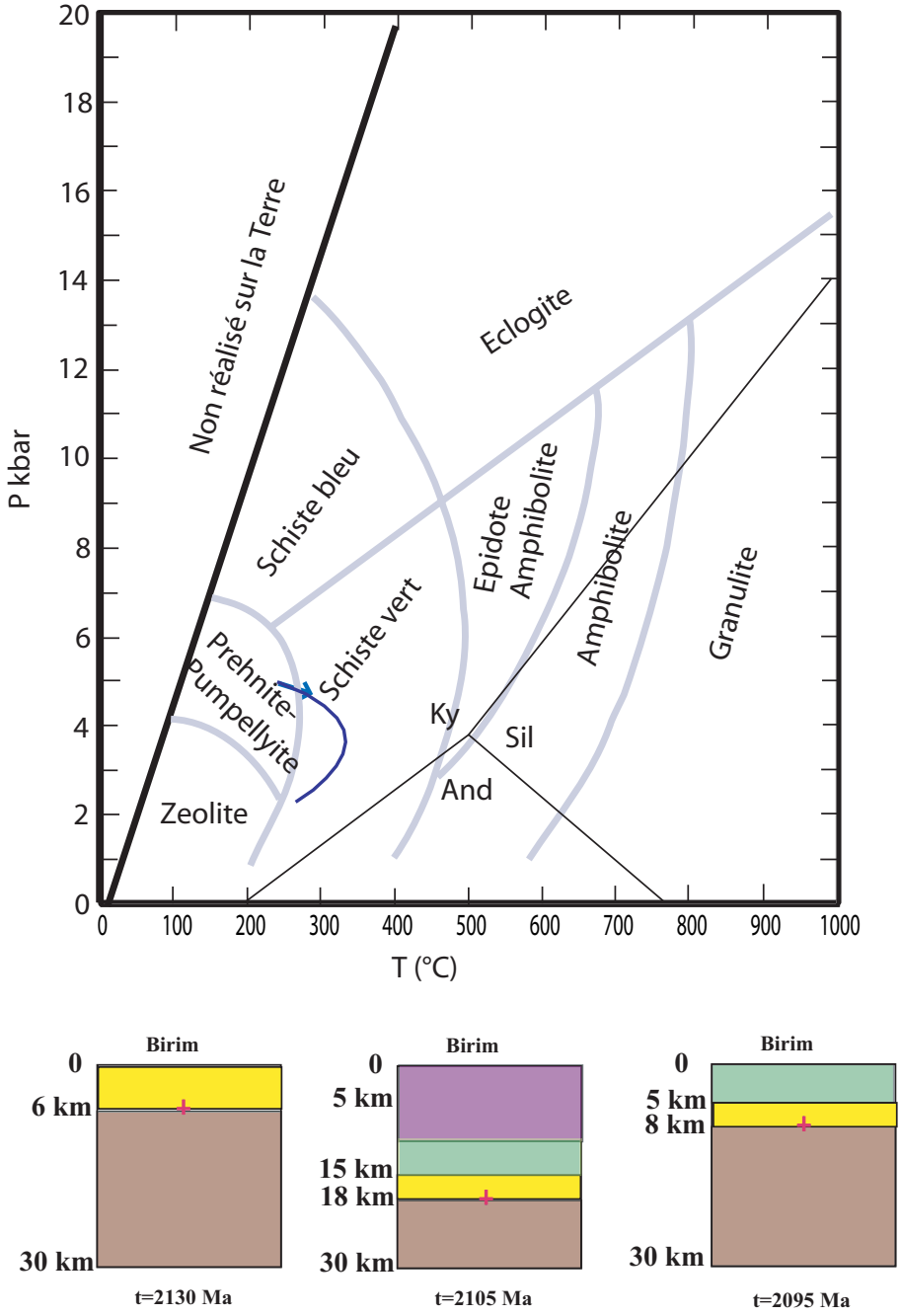


FIG. 11.15 – Cas océanique : Chemins pression-température suivis par des roches situées à la base du bassin de Birim au stade initial puis enfouies par empilement des unités lithologiques et remontées à la surface par érosion.

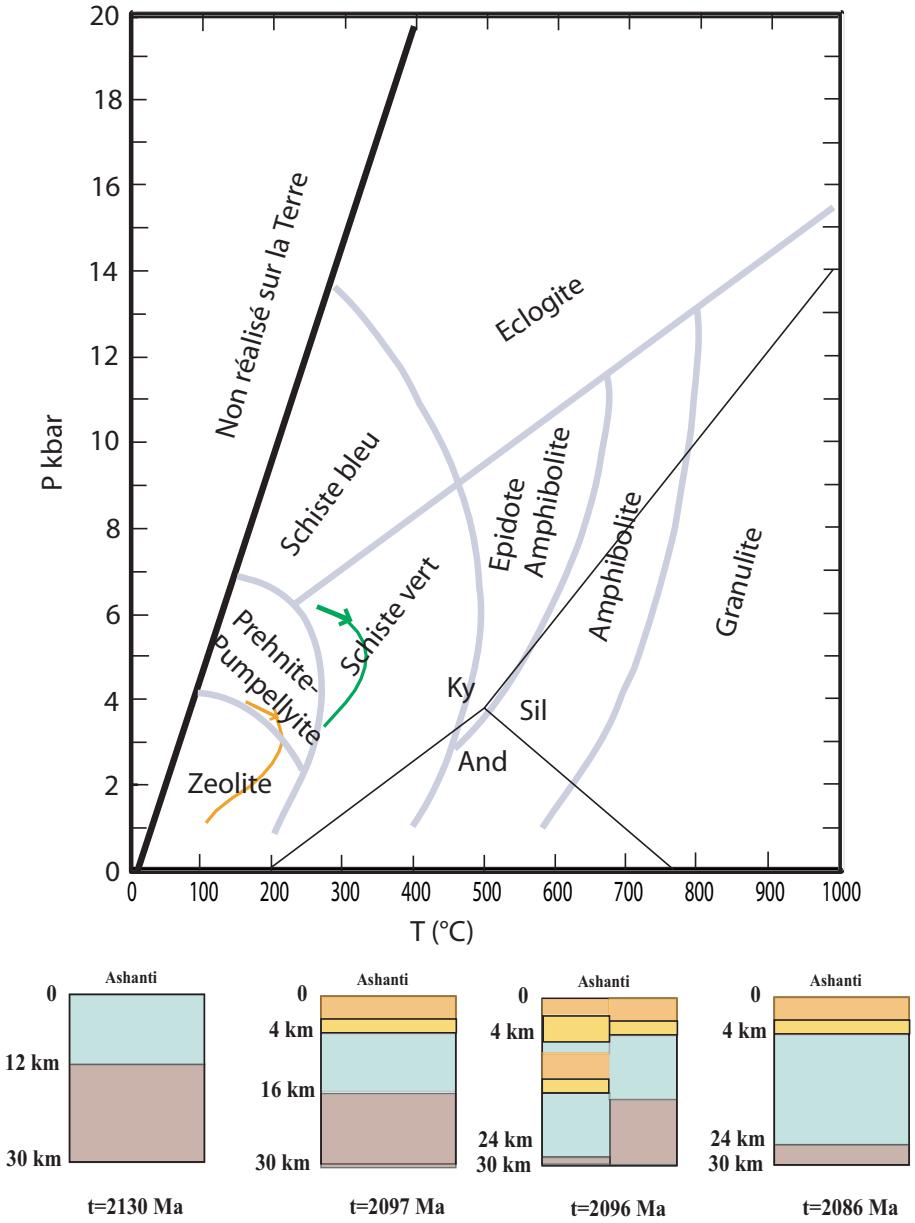


FIG. 11.16 – Cas océanique : Chemins pression-température suivis par des roches vertes et des conglomérats de la ceinture d'Ashanti, elles sont situées initialement (après D1) à 12 km et 4 km de profondeur respectivement. Les chemins sont tracés pour des roches subissant un enfouissement de 10 km (pointillés) et 15 km (traits pleins), et remonter vers la surface pendant l'exhumation.

11.4 Calage temporel des minéralisations, du magmatisme et du métamorphisme

Stüwe (1998) ont tenté de mettre en évidence les relations temporelles entres métamorphisme, magmatisme et minéralisations. Ces auteurs ont montré que les gisements orogéniques dans les ceintures de roches vertes se mettent en place post-pic métamorphique alors que les terrains qui les encaissent connaissent une phase de métamorphisme rétrograde. Il semble qu'un décalage entre les moments respectifs du pic métamorphique à différents niveaux crustaux peut être observé dans certaines provinces minéralisées. En se basant sur le fait que la croûte supérieure subit un métamorphisme plus précoce et largement contemporain de la tectonique comparée à la croûte inférieure, qui elle, subit un métamorphisme plus tardif. Ce diachronisme serait capable de produire de larges volumes de fluides résultant de la dévolatilisation de la croûte inférieure et post-datant le métamorphisme à faible profondeur. Ce qui peut expliquer les événements tardifs d'infiltration de fluides post-métamorphiques dans les roches subissant un métamorphisme rétrograde à plus faible profondeur.

D'après Hirdes et al. (1996) l'âge métamorphisme régional est en accord avec l'âge des granites tardifs de bassins.

Les chemins pression-température présentés pour les roches vertes et les conglomérats Tarkwaiens de la ceinture d'Ashanti permettent de mettre en évidence deux phénomènes relatifs à l'enfouissement, 1) le degré de métamorphisme et fonction de du niveau crustal initial, et 2) le pic métamorphique est atteint à des moments différents pour différents niveaux crustaux. En effet, d'après les modèles, le pic thermique dans les conglomérats se produit 4 Ma après le chevauchement alors qu'il est atteint après 5 Ma dans les roches vertes, plus profondes.

11.5 Sensibilité aux paramètres

Le régime thermique de la croûte est contrôlé par les conditions limites (i.e. le flux de chaleur mantellique dans cette étude) et les propriétés thermiques des roches. Afin de contraindre les résultats concernant les valeurs du flux de chaleur mantellique, les effets des variations (et incertitudes) sur la conductivité thermique et la production de chaleur ont été étudiés. De plus, la sensibilité du modèle à divers paramètres (taux d'érosion, diffusivité thermique etc.) a été testée.

11.5.1 Paramètres thermiques

Influence de la conductivité thermique

Les valeurs extrêmes de conductivité thermique ont été utilisées pour tester la sensibilité du modèle. Si les valeurs minimales de conductivité thermique sont utilisées pour tous les types de roches (valeurs moyennes moins l'écart type), alors, d'une manière générale, la température est plus élevée que dans le cas moyen en raison d'un effet isolant plus marqué. Dans le cas où la conductivité est constante pour chaque lithologie, une valeur de 43 $mW.m^{-2}$ pour le flux mantellique est suffisante pour satisfaire les conditions thermobarométriques. A l'opposé, si les valeurs maximales de conductivité thermique sont prises en compte dans les calculs, alors un flux de chaleur mantellique de 70 $mW.m^{-2}$ est nécessaire pour être en accord avec les conditions thermobarométriques avant et après chevauchement. Si la conductivité thermique varie en fonction de la température et pour les sédiments, en fonction de la profondeur, ce qui correspond au cas réaliste, alors les valeurs extrêmes de flux de chaleur seront de 20 $mW.m^{-2}$ et 40 $mW.m^{-2}$.

Influence de la production de chaleur

Des tests ont aussi été réalisés pour contraindre l'influence de la production de chaleur. Quand les valeurs maximales de production de chaleur sont considérées pour tous les types de roches, dans le cas où la conductivité est constante pour chaque lithologie, une valeur de 42 $mW.m^{-2}$ pour le flux de chaleur mantellique est nécessaire pour corréler les conditions thermobarométriques. Cette valeur est beaucoup plus élevée quand les productions de chaleur minimales sont prises, puisque q_m doit atteindre 75 $mW.m^{-2}$. Augmenter la production de chaleur des monzogranites à leur valeur maximale (2.7 $\mu W.m^{-3}$) permet d'atteindre des températures plus élevées dans cette unité de roches, sans pour autant modifier de façon dramatique la température en base de croûte. En prenant en compte la variation de la conductivité thermique en fonction de la température et de la profondeur, la valeur limite pour le flux de chaleur, dans le cas où les productions de chaleur sont maximales est de 14 $mW.m^{-2}$. En considérant les valeurs minimales de production de chaleur, les températures sont trop faibles pour être en accord avec les données thermobarométriques, ces modèles ont donc été rejetés.

En combinant les effets de production de chaleur maximale et de conductivité thermique minimale, 3 $mW.m^{-2}$ est le flux de chaleur mantellique minimal nécessaire pour être en accord avec les données thermobarométriques, si λ=f(T). Sachant que les estimations actuelles de flux de chaleur minimal sous les régions Archéennes donnent une valeur de flux de l'ordre de 10 $mW.m^{-2}$ (Pinet & Jaupart, 1987; Pinet et al., 1991), une valeur de flux mantellique de 3 $mW.m^{-2}$ au Paléoprotérzoïque est incohérente et les résultats de ce modèle sont donc rejetés.

Les tests utilisant les productions de chaleur minimales et les valeurs maximales de conductivité thermique présentent des solutions en désaccord avec les données ther-

mobarométriques dans les deux cas de figure, et ont donc été rejetés.

La valeur du flux de chaleur horizontal dépend elle aussi des valeurs des propriétés thermiques. En effet, les contrastes de conductivité thermique sont les paramètres les plus déterminants pour la présence d'anomalies de flux de chaleur latéral. La contribution des contrastes latéraux de production de chaleur a été estimée, dans le cas où $\lambda \neq$f(T). Premièrement, en prenant une conductivité thermique de 2.9 $W.m^{-1}.K^{-1}$ pour tous les types de roches, les effets des contrastes latéraux de conductivité thermique sont annihilés. Dans ce cas de figure, les valeurs du flux latéral décroissent dramatiquement comparé au cas standard, et une valeur maximale de seulement 6 $mW.m^{-2}$, qui est donc dûe aux seuls contrastes de production de chaleur, est observée. Deuxièmement, quand les incertitudes concernant la production de chaleur sont considérées, et que les contrastes entre les unités sont maximisés (e.g. production de chaleur minimale pour les sédiments et maximale pour les roches vertes), les anomalies de flux latéral sont modifiées par un facteur inférieur à 25%.

Influence de la diffusivité thermique

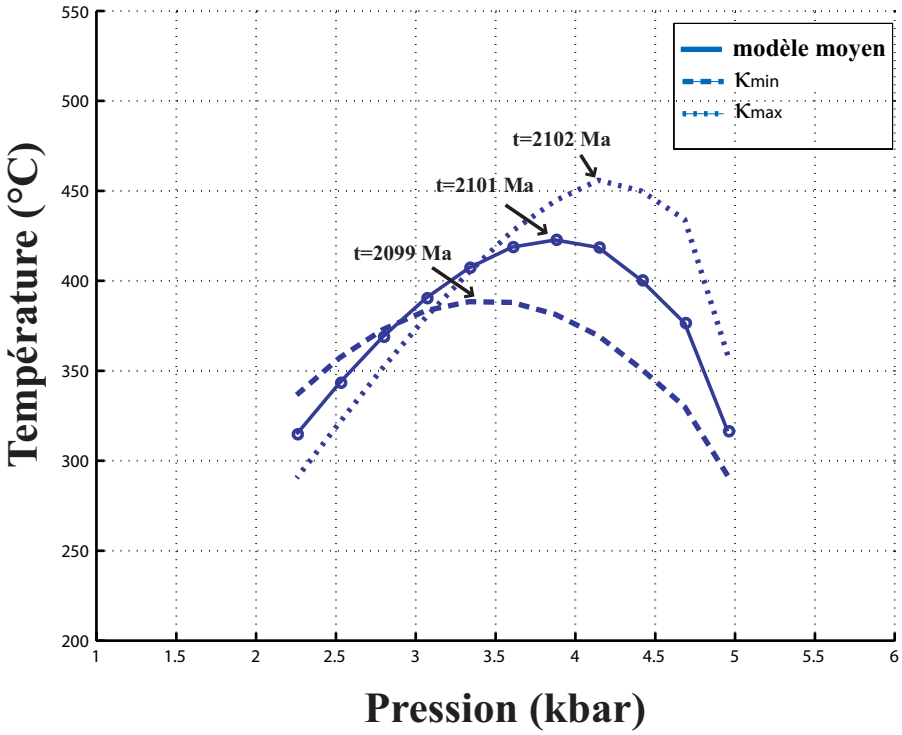


FIG. 11.17 – Chemins pression-température pour une roche située à la base du Bassin de Birim, sa profondeur initiale après enfouissement est de 18 km puis la roche est remontée vers la surface par érosion jusqu'à une profondeur finale de 5 km. La diffusivité thermique varie entre 5.10^{-7}, 10^{-6} et 2.10^{-6} $m^2.s^{-1}$. Le symbole ∘ marque les pas de temps, tous les 1 Ma.

Il est intéressant de noter la différence entre les moments du pic métamorphique dans les sédiments Birimiens pour les deux approches. Quand $\lambda \neq f(T)$ le pic est atteint après 4 Ma d'érosion alors que dans le cas où $\lambda = f(T)$, il est atteint 5 Ma après. Le décalage temporel observé entre les deux cas de figure est le résultat d'une plus faible diffusivité thermique dans le cas où les propriétés thermiques varient en fonction de la température. En effet, dans le cas où $\lambda = f(T)$, le paramètre ϱC_p varie aussi en fonction de la température, ce produit augmente à mesure que la température augmente, contrairement à la conductivité. La diffusivité thermique étant défini par :$\lambda/\varrho C_p$, ce paramètre décroît lorsque la température augmente et ceci de façon plus rapide que la conductivité thermique. Plus la diffusivité thermique est faible, plus les anomalies de température prennent du temps à se diffuser, ce qui explique que le pic du métamorphisme soit rencontré plus tardivement dans le cas ou les propriétés sont fonction de T.

L'influence de la diffusivité thermique peut aussi être démontrée en prenant un exemple simple. En gardant une conductivité thermique constante pour chaque lithologie, la valeur de la diffusivité thermique peut être modifiée en faisant varier le produit ϱC_p. Si celui-ci augmente, la diffusivité thermique va diminuer, et inversement diminuer ϱC_p aura pour effet d'augmenter κ. Le cas moyen, où la conductivité n'est pas une fonction de la température a donc été choisi pour réaliser quelques tests en multipliant ou en divisant par deux la valeur de κ. Pour le cas moyen présenté précédemment, la valeur de la diffusivité thermique était de 10^{-6} $m^2.s^{-1}$, dans les cas extrêmes où ϱC_p est multiplié ou divisé par un facteur 2, elle prend donc les valeurs de 5.10^{-7} $m^2.s^{-1}$ et 2.10^{-6} $m^2.s^{-1}$. La figure 11.17 présente les chemins pression- température suivis par les roches sédimentaires du bassin de Birim pour ces trois valeur de κ. Il apparaît que plus la diffusivité thermique est faible, plus le pic de température est atteint tardivement et plus la température au moment de celui-ci est faible.

L'incertitude résultant de la variation de diffusivité d'un facteur 2, est de l'ordre de ± 65 °C-0,75 kbar. Cette incertitude s'inscrit dans la barre d'erreur des données thermobarométriques et ce paramètre n'est donc pas un facteur discriminant pour la construction des modèles, du moins s'il varie entre 5.10^{-7} et 2.10^{-6} $m^2.s^{-1}$, ce qui est raisonnable pour la plupart des roches.

11.5.2 Influence du taux d'érosion

Le taux d'érosion a une influence sur l'allure des chemins pression-température post-chevauchement suivis par les roches du Bassin de Birim comme l'illustre la figure 11.18. Plus l'érosion est lente, plus la température maximale est élevée, ainsi que la pression à laquelle celle-ci est atteinte. De plus, plus le taux d'érosion est faible, plus la température maximale est atteinte tardivement. En effet, les perturbations thermiques résultant du chevauchement auront plus de temps pour se diffuser et la température atteinte sera donc plus élevée.

De la même façon que pour la diffusivité thermique, l'incertitude résultant de la

variation du taux d'érosion d'un facteur 2, est de l'ordre de ±50 °C-0,8 kbar. Le taux d'érosion n'est donc pas non plus un paramètre discriminant pour la construction des modèles, si il varie entre 1 km/2Ma et 2 km/Ma.

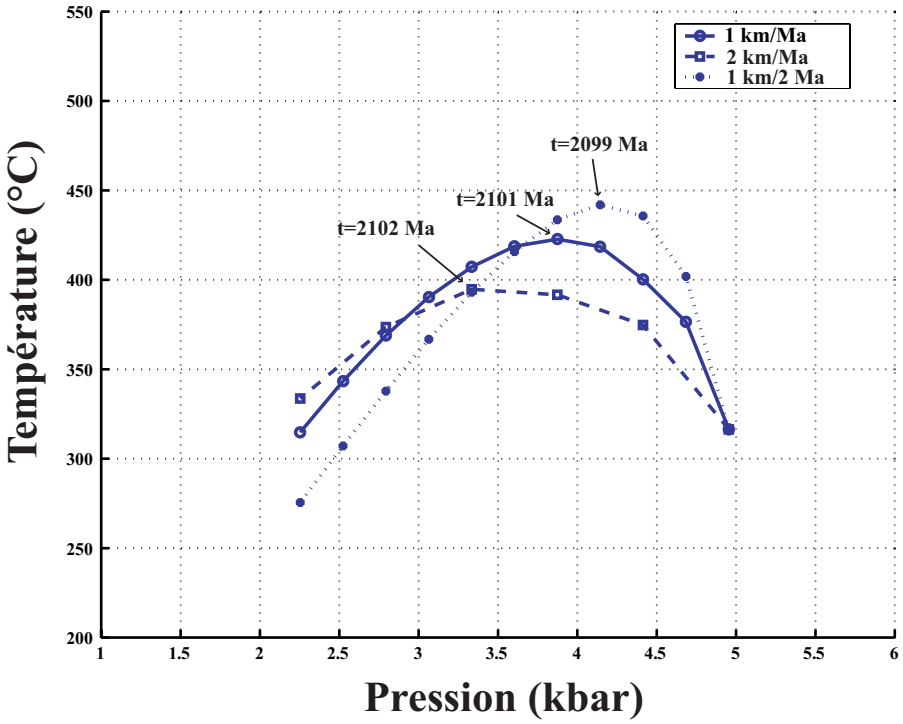


FIG. 11.18 – Chemins pression-température pour une roche située à la base du Bassin de Birim. La localisation initiale correspond à un enfouissement à une profondeur de 18 km puis la roche est remontée vers la surface par érosion à des taux de 1 km/Ma (modèle moyen), 2 km/Ma (érosion double) et 1 km/2Ma (érosion lente). Les symboles marquent les pas de temps, tous les 1 Ma dans le cas moyen (○) et érosion de 2 km/Ma (□), et, tous les 2 Ma dans le cas où le taux d'érosion est de 1 km/2Ma (∗).

11.6 Tableau récapitulatif

Le tableau 11.1 présente un récapitulatif des différents tests effectués pour les trois cas étudiés, à savoir les deux approches du cas continental et le cas océanique. Il donne ainsi les valeurs de la température maximale atteinte à 23 km dans les monzogranites, la température maximale en base de croûte à l'état initial, les conditions de pression et température aux moments du pic métamorphique dans les sédiments du bassin de Birim, dans les roches vertes d'Ashanti et dans les conglomérats tarkwaiens.

TAB. 11.1 – Tableau récapitulatif des valeurs de flux mantellique déduites pour les différents modèles. Cas 1 : cas continental première approche, Cas 2 : cas continental deuxième approche et Cas3 : cas océanique deuxième approche.

	Conditions λ et A	T_{max} (°C) monzogranites à 5,5 kbar	T_{max} (°C) en base de croûte	P-T dans les sédiments de Birim	P-T dans les roches vertes	P-T dans des le Tarkwaien	Valeur de flux mantellique
							$mW.m^{-2}$
Cas 1	λ, A	705	~ 875	3,9-425	5,3-500	3,2-350	55
Cas2	λ, $Amin$	625	860	3.5-295	5.3-365	3.5-220	45
	λ, $Amax$	700	865	3.5-395	5.2-520	3.5-340	12
	λ_{min}, A	690	855	3.5-380	5-475	3-295	20
	λ_{max}, A	700	905	3.7-330	5.3-435	3.55-270	40
	λ, A	700	865	3.6-360	4,7-430	3-260	29
	λ_{min}, $Amax$	720	860	3.5-440	5-560	3-360	3
	λ_{max}, $Amin$	625	880	3.6-200	5-200	3-90	55
Cas3	λ, A	850	/	3,6-335	5-330	3-210	37

Chapitre 12

Discussion

L'évolution du régime thermique du Sud Ghana de 2130 à 2086 Ma donne des indications sur l'état thermique régional de la croûte avant les épisodes de minéralisation majeurs qui ont mené à la mise en place des dépôts d'or orogéniques géants de la ceinture d'Ashanti.

La modélisation thermique des processus tectoniques et de surface en utilisant les paramètres thermiques adéquats a permis d'approcher les conditions thermobarométriques reportées dans la littérature pour cette région. Ainsi, des conditions de faciès schiste vert sont atteintes pour les roches des ceintures volcaniques et pour les sédiments du bassin de Birim et les roches conglomératiques tarkwaiennes atteignent un faciès de type schiste vert moyen à supérieur. Ces résultats sont cohérents avec les conditions du pic métamorphique régional indiquées par des études précédentes (Milesi et al., 1989; Kleinschrot et al., 1993; Ledru et al., 1994b; Hirdes et al., 1996; Oberthür et al., 1998; John et al., 1999; Klemd et al., 2002). Il faut toutefois noter que les températures calculées sont un peu plus faibles que celles des données de terrain, cette différence pourrait résulter d'un apport de chaleur supplémentaire dû au magmatisme tardi-orogénique (vers 2100- 2090 Ma) qui n'a pas été pris en compte lors de cette étude.

D'après les résultats de la première approche, qui représente le cas le plus simple, où la conductivité thermique ne varie pas en fonction de la température, les valeurs de flux de chaleur mantellique nécessaires pour satisfaire les données thermobarométriques varient entre 25 $mW.m^{-2}$ et 75 $mW.m^{-2}$, la valeur la plus probable correspondant à 55 $mW.m^{-2}$.

La deuxième approche adoptée, a permis de prendre en compte les variations des paramètres thermiques en fonction de la température pour tous les types de roches, et d'y ajouter l'effet de la compaction pour les roches sédimentaires. Dans ce cas de figure, les résultats présentent des valeurs de flux mantellique plus faibles pour satisfaire les données thermobarométriques. Ainsi, les valeurs de flux proposées s'échelonnent entre 12 et 40 $mW.m^{-2}$, 29 $mW.m^{-2}$ étant la valeur obtenue lorsque les paramètres thermiques moyens sont pris en compte. L'écart entre ce flux calculé et la valeur actuelle est donc moins important que pour la première approche (environ un tiers), avec une

différence se réduisant à environ 50%. Le fait de prendre une conductivité variable avec la compaction (pour les roches sédimentaires et conglomératiques) et avec la température tend donc à diminuer la valeur du flux mantellique nécessaire pour satisfaire les données thermobarométriques. En prenant une telle dépendance, la conductivité diminue quand la température augmente jusqu'à environ 800 $^{\circ}$C puis elle a tendance a augmenter de nouveau dans le manteau, en raison de la dominance de la composante radiative. Cette diminution se marque par un effet isolant et donc une augmentation de température par rapport au cas où la conductivité ne dépend pas de T, pour une valeur de flux identique. De plus, dans ce cas de figure la diffusivité thermique va elle même subir une décroissance en fonction de la température, ce qui se marque par des temps de dissipation plus longs pour les perturbations thermiques engendrées par les chevauchements et des températures de pic thermique un peu plus faibles et atteintes plus tardivement. A l'inverse, une diminution du taux d'érosion permettra d'augmenter les températures maximales.

La différence entre la valeur actuelle du flux mesurée au Ghana et celle obtenue par les simulations pourrait être liée à des perturbations thermiques profondes auxquelles il faut ajouter l'effet de la diminution de la production de chaleur. En effet, l'ouverture des bassins sédimentaires pendant les premiers stades de la tectonique D1, qui n'a pas été prise en compte dans les modèles, pourrait être mise en relation avec une augmentation régionale du flux de chaleur mantellique. De plus, l'hypothèse d'un panache mantellique présent sous cette partie de l'Afrique de l'Ouest à l'époque des minéralisations a été évoquée (Milesi, pers. com., 2004), ce qui corroborerait l'apport de chaleur plus important en base de croûte. L'arrivée du panache pourrait, entre autres, expliquer la présence de fusion précoce (pré-D1) dans les monzogranites et justifier l'évolution tectonique de la région qui présente une alternance entre des stades compressifs et extensifs (Burov & Guillou-Frottier (2005),Milesi, com.pers., 2005 ;). Cependant, en considérant des valeurs de flux de chaleur actuelles, une valeur de $\sim$30 $mW.m^{-2}$ ne représente pas une augmentation dramatique du flux de chaleur subcontinental, et le phénomène de '*mantle overturning*' proposé par Condie et al. (2000); Goldfarb et al. (2001) pourrait ne pas être aussi catastrophique que pensé. En effet, même quand un large panache mantellique est installé à la base de la lithosphère continentale n'induisent pas nécessairement des augmentations marquées du flux de chaleur mantellique (Lenardic et al. (2000)), une fois le régime permanent atteint. Si les super-événements dans le manteau sont en relation avec des processus profonds anormaux, tels que des super-panaches, alors les signatures thermiques associées n'impliquent pas nécessairement de fortes modifications des valeurs du flux de chaleur mantellique.

Les résultats des modèles à l'état initial indiquent qu'aux limites entre les unités sédimentaires et les ceintures volcaniques le régime thermique est singulier, et des anomalies de températures sont présentes. La localisation des anomalies de flux de chaleur horizontal aux niveaux des bordures des bassins sédimentaires coïncide avec les zones de déformation principale où les failles majeures sont présentes. Les marges des bassins sédimentaires semblent être le siège de processus thermiques particuliers capables d'influencer le régime mécanique de la croûte et de ce fait la localisation des déformations, ce phénomène a aussi été souligné par (Sandiford et al., 2003).

Les résultats indiquent aussi la présence d'anomalies de flux de chaleur latéral atteignant $\sim$10 $mW.m^{-2}$, principalement concentrées au niveau des limites entre les ceintures et notamment sur les flancs est et ouest de la ceinture d'Ashanti. L'association de telles anomalies avec des fractures pourrait être un phénomène d'importance pour les événements minéralisateurs, en favorisant les circulations de fluides localement. En effet, des études de terrain ont mis en évidence la répartition hétérogène de la déformation partitionnée et la concentration importante des écoulements de fluides à de faibles profondeurs, qui pourraient être un résultat partiel de telles anomalies de transferts de chaleur latéraux. La corrélation entre la localisation de ces anomalies sur les flancs de la ceinture d'Ashanti et la localisation des gisements d'or majeurs est un résultat encourageant.

Le cas océanique traité, pour lequel à l'ouest du bassin de Birim, le socle est remplacé par du matériau mantellique, ne permet pas de corréler les données thermobarométriques. Les températures relatives au pic thermique dans les roches vertes et dans les conglomérats tarkwaiens sont bien en deçà de celle fournies par les études précédentes. Il semble donc que les modèles incluant une croûte continentale partout soient plus réalistes. Cependant, le modèle océanique est peut-être trop simpliste pour trancher entre les différentes hypothèses, de par sa géométrie. Il se pourrait qu'à la transition entre les domaines continentaux et océaniques les valeurs de flux mantellique ne soient pas constantes, comme actuellement sous le bassin du Congo (Lucazeau et al., 2004), au quel cas, il faudrait imposer un flux de chaleur variable selon la localisation.

Bien que cette première partie de l'étude ne prenne pas en compte les circulations de fluides dans la croûte supérieure, paramètre critique pour les processus de minéralisation, c'est une étape initiale nécessaire pour la compréhension de l'évolution thermique à l'échelle de la région. La 4^{eme} partie, présente la deuxième étape de modélisation, à une échelle plus locale, et dans laquelle les écoulements de fluide sont intégrés. Cette deuxième modélisation s'attaque plus précisément aux processus de minéralisation.

Quatrième partie

Etude locale de la ceinture d'Ashanti : "convection hydrothermale"

Chapitre 13

Introduction

Dans la troisième partie de cette thèse, l'évolution thermique de la croûte du Ghana, en réponse aux premières phases tectoniques Eburnéennes, a été examinée à l'échelle régionale. Cette étape a mis en évidence les relations entre la tectonique, le régime thermique et le métamorphisme des terrains birimiens, et a permis d'estimer le flux mantellique à la base de la croûte. La modélisation développée dans la présente partie est, quant à elle, focalisée sur la période de minéralisation, à une échelle plus locale et s'intéresse aux phénomènes influençant les processus de minéralisations (les circulations de fluides hydrothermaux, processus d'altération des roches, champ de température). Elle se place à un stade tardi-orogénique, après la tectonique décrochante, donc après la mise en place des accidents structuraux majeurs.

L'écoulement de fluides dans les roches perméables de la croûte terrestre supérieure est un phénomène complexe, tant du point de vue de la physique que de celui des phénomènes chimiques associés. Si le nombre de Rayleigh relatif au gradient de température vertical dans la croûte terrestre excède une valeur critique, Ra_c, alors de la convection naturelle se développera dans certaines couches. L'écoulement de fluides résultant de cette convection naturelle peut permettre (1) la dissolution de minéraux solubles en certains endroits de la région et (2) leur transport vers une autre région avec possibilité de précipitation si les conditions adéquates sont réunies. Les circulations permettent donc la dissolution d'espèces ou leur précipitation en fonction de paramètres clés tels que le gradient de température et la vitesse d'écoulement.

Cette partie s'intéresse aux circulations hydrothermales présentes au voisinage des zones minéralisées, à travers l'étude de cas synthétiques correspondant à des modèles simplifiés de situations limites applicables au Ghana. Dans la zone d'Ashanti, il est probable que plusieurs facteurs influencent les circulations de fluides. En particulier, la présence d'une zone faillée de 10 km de large sur 250 km de long, présentant un gradient de perméabilité de l'ouest vers l'est devrait jouer un rôle majeur sur les écoulements de fluides. De la même manière les bassins sédimentaires et conglomératiques représentent des couches favorables à la présence de circulations de fluides. Enfin, des intrusions magmatiques reportées dans cette région ont pu, elles aussi, exercer une in-

fluence sur les écoulements des fluides hydrothermaux. Afin de quantifier les effets de chacun de ces facteurs, plusieurs cas sont présentés. Ces modèles permettent de dégager des grandes règles de comportement et de comprendre les conditions dans lesquelles la convection hydrothermale peut se développer dans ces contextes particuliers. Dans le cas des modèles thermiques régionaux purement conductifs, les transferts de chaleur sont 2D (3^{eme} partie). Néanmoins, dès que des circulations de fluides sont considérées, en présence d'une zone de faille 3D, sous certaines conditions, les écoulements sont aussi 3D. Des modèles 2D ont donc été réalisés pour quantifier et séparer les effets des paramètres sur les circulations hydrothermales. Puis des cas synthétiques 3D ont été modélisés et comparés aux cas 2D afin de mettre en évidence l'influence de l'ajout d'une dimension supplémentaire.

Chapitre 14

Les minéralisations mésothermales orogéniques

Sommaire

14.1 Tectonique et circulations de fluides hydrothermaux . . . 173
14.2 Les mécanismes de précipitation 174
14.3 Les conditions de pression et température 175
14.4 Solubilité de l'or 175
14.5 Indice d'altération de la roche 175
14.6 Application au Ghana 176
14.7 Modèles synthétiques 181

14.1 Tectonique et circulations de fluides hydrothermaux

Les gisements d'or mésothermaux sont généralement tardi-orogéniques et se localisent majoritairement à proximité de grands accidents structuraux créés lors des phases de tectonique décrochante. Dans ces contextes, la formation des veines minéralisées est communément reliée à la réactivation de zones de failles ou de zones de cisaillement formées précocement (Groves et al., 2000).

Les failles et zones de cisaillement d'échelle crustale exercent le contrôle le plus important sur la localisation des gisements aurifères. Dans la plupart des terrains, les failles et les zones de cisaillement de "premier ordre" semblent avoir concentré l'écoulement des fluides à l'échelle régionale. Le veines aurifères se trouvent à proximité de ces zones de failles, et sont mises en place dans des cisaillements subordonnés et dans des fractures en tension de "troisième ordre" pendant les derniers stades de déformation (Groves et al., 1998). Il apparaît que la distance par rapport aux failles majeures est

fortement corrélée à la taille et à la présence de gisement (figure 14.1). Les gisements sont non seulement plus nombreux à proximité des failles majeures, mais en plus sont de taille plus importante. Tous les gisements importants se situent à moins de 5 km des zones de failles majeures.

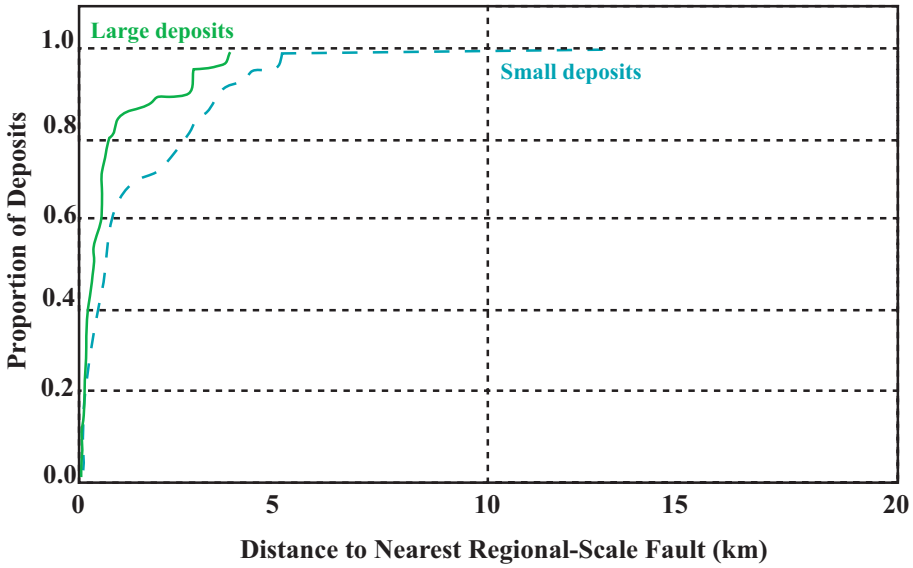


FIG. 14.1 – Proportion de gisements orogéniques par rapport à la distance aux failles majeures, pour les gisements de petite taille (bleu) et les gros gisements (vert), exemple des terrains de Kalgoorlie en Australie (Groves et al., 2000).

14.2 Les mécanismes de précipitation

L'or des gisements orogéniques est précipité à partir de fluides hydrothermaux minéralisés, en réponse à des changements de conditions physico-chimiques du fluide sur le lieu de piègeage. Ces changements spécifiques de la chimie du fluide minéralisateur peuvent résulter de divers facteurs (Mikucki, 1998) : 1) un refroidissement des fluides adiabatique et conductif, 2) une interaction avec les roches encaissantes, 3) une séparation de phase en réponse à une décompression synchrone à la remontée ou à l'ébullition du fluide ou 4) le mélange du fluide minéralisateur avec un autre fluide. Chacun de ces mécanismes a été invoqué pour expliquer le dépôt des gisements d'or de type orogénique à un moment ou à un autre.

Dans cette partie, les variations de température le long des chemins d'écoulement du fluide ont été examinées.

14.3 Les conditions de pression et température

Les dépôts se forment pendant des processus de déformation en transpression ou en compression. Ces gisements occupent une gamme de profondeur unique pour les gisements hydrothermaux, avec un dépôt de l'or à des profondeurs s'échelonnant de 15-20 km de profondeur jusqu'à 2-3 km de la surface. Les dépôts de types mésothermaux étant formés à des profondeurs variant de 5 à 15 km environ.

Les conditions de pression et de température concernant la mise en place des veines aurifères dans les contextes mésothermaux sont concentrées entre 1 et 3 kar et 250-350$^{\circ}C$.

14.4 Solubilité de l'or

La solubilité de l'or est fonction, entre autres, de la température, de la pression, de la composition du fluide hôte et du pH. Cependant, la pression, si elle ne s'accompagne pas de séparation de phases n'aura que peu d'effet sur la solubilité. Pour des fluides sulfurés, comme c'est le cas majoritairement à Ashanti, une augmentation de température se traduit par une hausse de la solubilité de l'or, dans une certaine gamme de température ; pour exemple, la concentration d'équibilibre de l'or déduite de lois expérimentales, pour un tampon pyrite-pyrrhotite (Shenberger & Barnes, 1989), est donnée sur la figure 14.2. Le refroidissement affecte l'équilibre et peut indirectement entraîner le dépôt de l'or. Le refroidissement est un mécanisme important invoqué pour le dépôt des minéraux. La prise en compte du seul paramètre de température pour expliquer le dépôt n'est cependant pas suffisante, car à en croire Mikucki (1998) les baisses de température seront à l'origine de gisements de faible teneur et représentent des minéralisations sub-économiques mise en place sur des distances verticales importantes, plutôt que concentrées en des endroits particuliers. En conséquence, un autre paramètre incluant la température mais aussi la vitesse du fluide va être étudié, il s'agit de l'indice d'altération de la roche, défini dans les paragraphes suivants.

14.5 Indice d'altération de la roche

L'indice d'altération de la roche ou RAI (O. Phillips, 1991) illustre le potentiel d'altération géochimique et permet d'identifier les régions de précipitation et de dissolution. Il est defini par le produit scalaire de la vitesse et du gradient de température (voir le paragraphe 5.3.4).

Le RAI est utilisable dans les cas où les effets de la pression sont minimes et où les variations de température sont les premiers facteurs responsables de l'altération. Plus les circulations de fluides sont vigoureuses et plus le RAI sera élevé. Les régions pour lesquelles le RAI est élevé indiquent la présence de circulations intenses et d'augmenta-

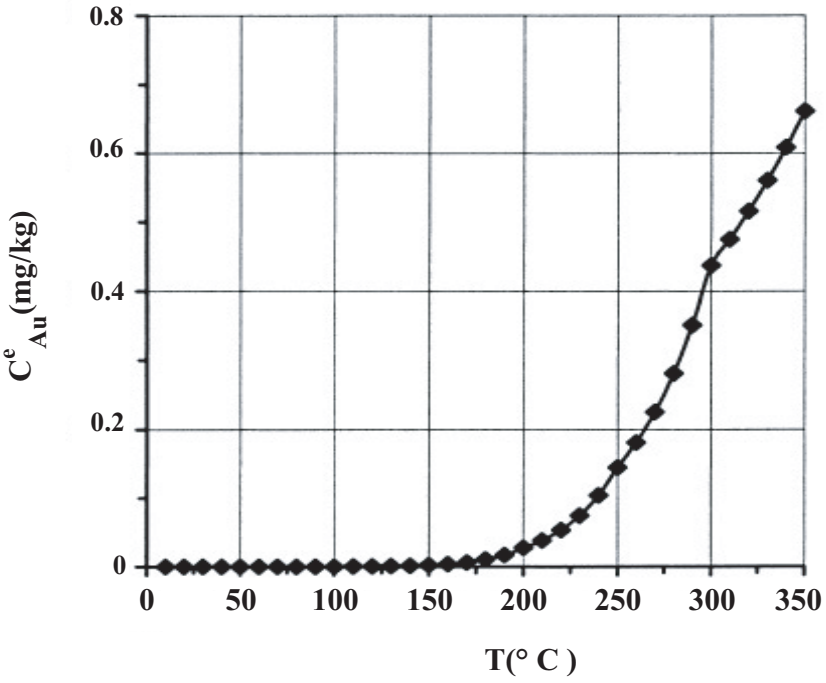


FIG. 14.2 – Concentration d'équilibre pour l'or en fonction de la température (tampon pyrite-pyrrhotite).

tion de température et sont marquées par des phénomènes de dissolution. A l'opposé, les zones où le RAI est fortement négatif présentent des circulations intenses mais sont le lieu de baisse de température et se caractérisent par des phénomènes de précipitation. Le fait que cet indice soit nul ne signifie pas nécessairement que la vitesse du fluide est nulle, mais peut aussi indiquer que l'écoulement se fait le long d'isothermes. Dans ce cas, l'énergie thermodynamique est trop faible pour modifier la composition du fluide en circulation et l'altération se fait plus loin. Cet indice a notamment été utilisé par Reiser Wetzel et al. (2001); C. Zhao, Hobbs, et al. (2003).

14.6 Application au Ghana

Localisation

La majorité de gisements présents au Ghana sont concentrés le long de la bordure ouest de la ceinture de roches vertes d'Ashanti (figure 14.3). Cette localisation coïncide avec la concentration la plus dense et une connexion maximale entre les failles (Allibone, Teasdale, et al., 2002; Allibone, McCuaig, et al., 2002). La relation structurale indique que beaucoup de ces failles majeures, à proximité des dépôts d'Ashanti, se sont développées sous forme de chevauchements lors de l'épisode précoce de raccourcissement d'échelle régionale impliquant les phases de déformation D1 et D2 (voir 3^{eme}

partie). Puis ces failles ont rejoué lors des phases de tectonique transcurrente.

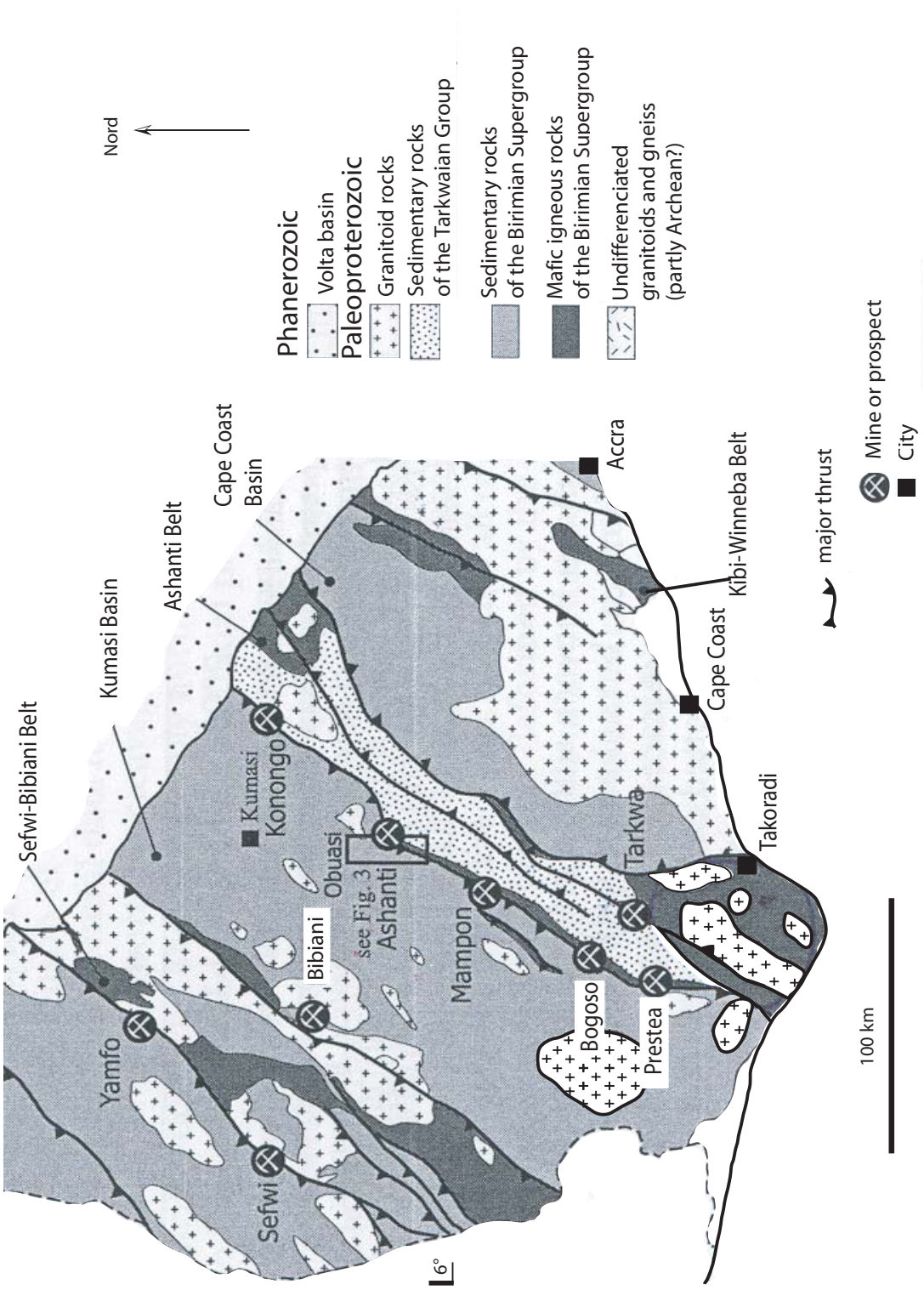


FIG. 14.3 – Localisation des gisements principaux du Sud Est du Ghana, d'après Allibone, McCuaig, et al. (2002). Carte géologique régionale des roches Paléoprotérozoïques du Ghana. De nombreux gisements et prospects aurifères, dont les dépôts géants d'Ashanti, sont localisés le long de failles orientées NE situées à la bordure entre les roches birimiennes volcaniques et sédimentaires.

Au Ghana, il faut noter qu'il existe parfois une relation spatiale et temporelle entre la présence de corps magmatiques et les zones minéralisées. Ces corps magmatiques jalonnent la zone de faille présente le long de la bordure ouest de la ceinture d'Ashanti (Milesi, com. pers., 2005) et sont parfois présents dans les bassins conglomératiques et sédimentaires (Oberthür et al., 1998).

Chronologie

Le contexte structural et la géométrie des dépôts montrent que la minéralisation s'est produite pendant un stade de tectonique décrochante. Les mouvements senestres se sont exprimés le long des failles majeures, pendant les dernières phases de déformation ductile-cassante sur les failles hôtes, et sont donc tardi-orogéniques.

A Ashanti, les minéralisations se mettent en place pendant des conditions de métamorphisme rétrograde de type schiste vert, pendant un stade d'exhumation alors que les terrains birimiens qui les encaissent subissent un refroidissement et une décompression simultanée (John et al., 1999).

Pour certains gisements la minéralisation est contemporaine ou succède immédiatement à des intrusions de granitoïdes (Oberthür et al., 1998; Yao et al., 2001). D'après Hirdes et al. (1992), ces granitoïdes tardifs de bassins se sont mis en place entre ∼2088 et 2116 Ma avec une phase paroxismale entre 2105 et 2090 Ma (Hirdes et al., 1992; Davis et al., 1994). Ainsi, au niveau de la marge Est du bassin de Kumasi, des datations réalisées sur diverses intrusions minéralisées donnent un âge de 2105 ±2 Ma. Et à Obuasi et Ayanfuri, l'âge de la minéralisation a été estimé entre 2086±4 Ma et 2098±7 Ma pour des minéralisations dans les granitoïdes de type bassins, eux même datés à 2105±2 (Oberthür et al., 1998). Yao et al. (2001) ont ainsi proposé un âge de minéralisation 5 à 30 Ma plus jeune que celui de la mise en place de granitoïdes tardifs. Selon Oberthür et al. (1998), deux possibilités sont a considérer, soit les magmas des granitoïdes de 2105 Ma sont la source des systèmes de fluides aurifères, soit ces magmas ont utilisé le même système de failles que les fluides hydrothermaux un peu plus tardifs. Cette question sera abordée à la suite des résultats de cette étude.

Conditions de dépôt

Les conditions de température et de pression estimées pour la formation des gisements sont résumées dans le tableau 14.1. Sur l'ensemble des gisements la température varie entre 150 et 500 °C, mais se situe majoritairement entre 200 et 400 °C. Les pressions sont moins bien contraintes mais d'après les estimations s'échelonnent entre 1 et 5 kbar, 1 à 4 kbar (4 à 15 km de profondeur) correspondant aux valeurs les plus probables.

TAB. 14.1 – Conditions de pression et de température des minéralisations aurifères de la région d'Ashanti.

Auteurs	Zone	Echantillons	Pression (kbar)	Température (°C)
Oberthür et al. (1997)	Ashanti Mine and other deposits Ashanti belt	Fluides mésothermaux	2-5	400 ±50
Pigois et al. (2003)	Mine de Damang			400
Yao et al. (2001)	Birimien du Ghana	Granitoid-hosted gold deposits	1-3	200-350
John et al. (1999)	Sud de la ceinture d'Ashanti		< 3	450
Schmidt Mumm et al. (1997)	Ceinture d'Ashanti	Mine d'Ashanti	<5,4	440
		Mine Prestea	2-4	325-355
		Konongo	<1.7	150-260
		Ayanfuri	1-2.2	278-334
		Total	1-5,4	150-440
Mumin & Fleet (1995)		Mine Prestea	/	280-390
Klemd et al. (2002)	Sud de la ceinture de Kibi-Winneba	Méta-pelites and amphibolites	/	< 540
Feybesse (pers. com., 2004)	Ceinture d'Ashanti		1-4	200-320 to 400

14.7 Modèles synthétiques

Afin de déterminer les contextes favorables au développement de la convection hydrothermale dans les zones minéralisées, et en se basant sur l'exemple géologique de la ceinture d'Ashanti des modèles synthétiques ont été réalisés. Ces modèles numériques représentent des contextes variés, fréquemment rencontrés dans les terrains minéralisés. Ils incluent ainsi la présence d'une zone faillée ou d'intrusions magmatiques. Une couche perméable a aussi été introduite dans certains modèles par analogie avec les bassins sédimentaires présents au Ghana. Les modèles synthétiques doivent permettre de quantifier l'extension spatiale des phénomènes hydrothermaux selon les contextes, ainsi que leur durée, quant des intrusions sont prises en compte.

Les situations modélisées se basent sur les données de terrain relatives à la zone d'Ashanti. Sur le terrain, l'altération hydrothermale est limitée à la zone de faille, avec une altération visible sur 10 km au maximum (Milesi, com. pers., 2005). Ainsi, dans les simulations numériques, une épaisseur de faille de 10 km, proche de l'épaisseur maximale décrite à Ashanti et Obuasi a été utilisée. Cette faille se caractérise aussi par sa longueur de près de 250 km. Dans cette zone, la majorité des failles sont des failles inverses avec des pendages supérieurs à 70 °, elles se poursuivent et s'aplatissent jusqu'à un décrochement mi-crustal. Lors des simulations, la hauteur de la faille a donc été limitée à 15 km. Enfin, cette faille semble présenter un gradient de perméabilité latéral, avec une augmentation de perméabilité d'ouest en est (Bouchot, com. pers., 2005).

La présence des corps magmatiques a été intégrée dans certains des modèles synthétiques en raison de l'association spatiale et temporelle observée entre des corps intrusifs et certaines des minéralisations.

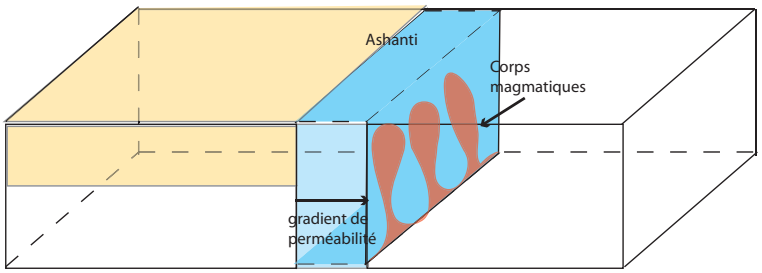


FIG. 14.4 – Région d'Ashanti : la faille d'Ashanti est représentée en bleu, elle présente un gradient de perméabilité vers l'est. Le bassin d'Afema (jaune) et les corps magmatiques (en rouge) sont représentés de façon schématique.

Chapitre 15

Modélisation numérique

Sommaire

15.1 Code 183
15.2 Paramètres 184

15.1 Code

Le code numérique utilisé a été développé par Pierre Adler à l'IPGP, il permet de résoudre les équations relatives aux transferts de chaleur et aux écoulements de fluides dans les milieux poreux. Il se base sur l'équation de Darcy (équation 5.22) pour calculer les écoulements dans le milieu, sur l'équation de la chaleur (équation 5.26) pour résoudre les transferts de chaleur et sur l'équation relative à la conservation de la masse (équation 5.12). L'approximation de Boussinesq est utilisée pour rendre compte des changements de densité du fluide causés par les changements de température de fluide dans le milieu poreux (équation 5.11).

La conductivité thermique équivalente du milieu poreux est calculée d'après la formule suivante :

$$\lambda_{ij}^{e} = \phi\lambda_{ij}^{f} + (1-\phi)\lambda_{ij}^{s} \tag{15.1}$$

où, λ_{ij}^{s} et λ_{ij}^{f} sont les conductivités thermiques de la matrice rocheuse et du fluide, respectivement.ϕ étant la porosité efficace du milieu.

Les conditions aux limites sont de deux types, soit un flux, soit une température fixé(e) à la base du système. Dans les modèles réalisés, toutes les limites sont imperméables et le flux de chaleur horizontal est nul aux niveaux des parois latérales.

15.2 Paramètres

Lors de cette étude l'hypothèse des milieux poreux a été utilisée. Il n'existe pas de données concernant les caractéristiques précises des réseaux de fractures dans la région d'Ashanti. Cependant, sur le terrain, la circulation des fluides et donc la zone d'altération associée sont limitées à une extension latérale maximale de 10 km. En profondeur, les fluides ont circulé jusqu'à environ 15 km, profondeur maximale de mise en place des gisements.

Perméabilité

D'après les mesures effectuées sur des échantillons de roches en laboratoire, le domaine de variation de la perméabilité pour un même type de roche est large (figure 15.1). L'incertitude liée à ce paramètre dans les formations géologiques est donc une contrainte lorsque des modèles numériques doivent être réalisés.

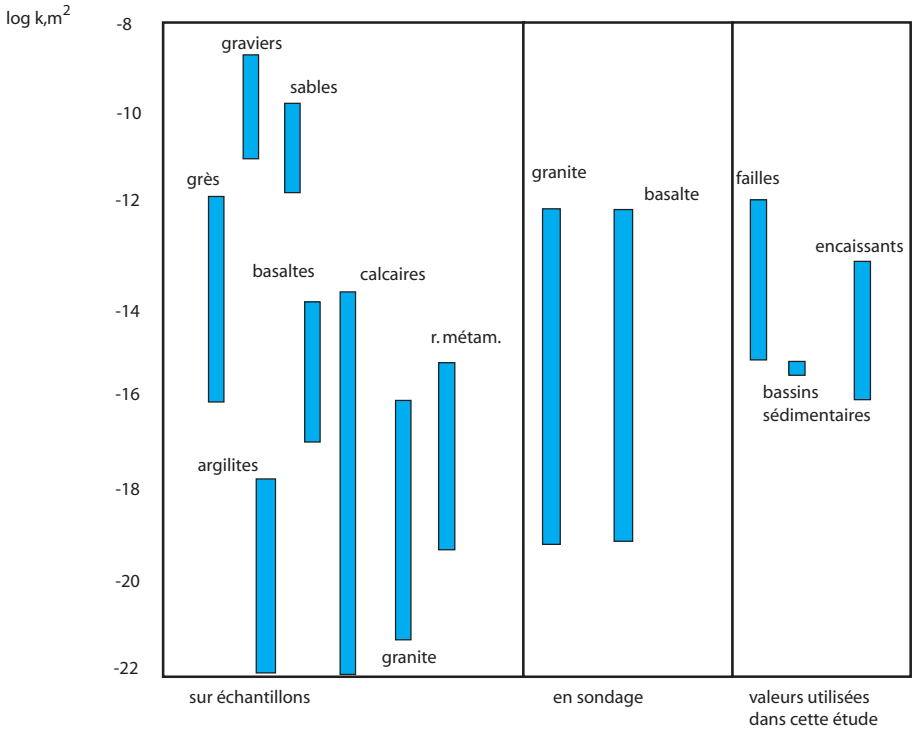


FIG. 15.1 – Perméabilité de divers types de roches, d'après des mesures en laboratoire réalisées sur des échantillons et d'après des mesures en sondage (cours de DEA, physique des roches, Y. Géraud).

Par définition, la perméabilité d'une zone de faille est plus élevée que celle du milieu dans lequel elle se met en place, du moins, au moment où elle est activée. Ensuite

des phénomènes de remplissage (précipitation de minéraux etc.) pourront éventuellement modifier la valeur de celle-ci mais ces phénomènes sont hors du cadre de la présente étude. En se basant sur des valeurs extraites de la littérature, des ordres de grandeur peuvent être présentés pour la perméabilité de diverses types de roches. Ainsi, McKenna & Blackwell (2004), dans leur étude sur les Basin and Range ont estimé la perméabilité des roches constituant le socle à 10^{-20} m^2, comparée à une valeur de 10^{-14} m^2 pour des zones de failles et des valeurs de l'ordre de 10^{-15} m^2 et 10^{-16} m^2 pour les perméabilités des sédiments horizontales et verticales respectivement. Gow et al. (2002) ont aussi utilisé une perméabilité de $10^{-14}m^2$ pour représenter une faille dans la croûte supérieure. D'autre part pour des sédiments marins, Rabinowicz et al. (1998) ont estimé la perméabilité à partir de mesures et présentent une variation de 10^{-14} m^2 en surface à 10^{-16} m^2 au niveau de la base de la couche sédimentaires (à 500 m).

Dans un milieu perméable, la perméabilité limite pour laquelle de la convection hydrothermale s'initie peut être estimée à environ 10^{-16} m^2 pour un gradient géothermal d'environ 25 °C/km et une hauteur de système de 15 km. Dans cette étude, les valeurs utilisées pour les différents tests varient entre 10^{-16} m^2 et 10^{-15} m^2 pour les roches encaissantes, la valeur de 10^{-15} m^2 étant la plus couramment utilisée. Pour simuler la présence de bassins sédimentaires, une valeur de 5.10^{-15} m^2 a été choisie, ce qui est accord avec celle proposée par McKenna & Blackwell (2004). Dans les cas testés, la zone de faille a une perméabilité définie entre 10^{-12} et 10^{-14} m^2, et présente parfois un gradient de perméabilité latéral.

Il faut noter que pour la croûte terrestre, la perméabilité tend à diminuer quand la profondeur augmente. Ce phénomène a notamment été décrit par Ingebritsen & Manning (1999). Ces auteurs présentent une loi logarithmique permettant de caractériser la diminution de perméabilité, en fonction de la profondeur telle que :

$$logk = -14 - 3,2logz \tag{15.2}$$

où z représente la profondeur (km) et k la perméabilité (m^2). D'après ces auteurs, la perméabilité décroît fortement au niveau de la transition fragile-ductile qui se produit aux alentours de 10-15 km. Ils décrivent une diminution de perméabilité de l'ordre de 10^4 entre 1 et 12 km de profondeur. A des profondeurs excédant 12 km, k ne présente plus qu'une faible dépendance en profondeur (décroissance de 10^{-18} à 10^{-19} m^2 entre 15 et 35 km).

Dans cette thèse, la variation de perméabilité avec la profondeur n'a pas été prise en compte. Cependant, diverses valeurs de perméabilité pour la croûte ont été testées. Ainsi, des valeurs de 10^{-19} à 10^{-15} ont été utilisées pour représenter la perméabilité de la croûte aux alentours des zones faillées. L'influence de la perméabilité de l'encaissant sera discutée lors de la présentation des résultats, dans la section suivante.

Viscosité

La viscosité des fluides est une fonction de la température, et à moindre échelle de la pression et de la salinité.

Par exemple, la relation entre la viscosité et la température, pour l'eau de mer, peut être exprimée sous la forme d'une expression analytique pour des températures variant entre 0 et 400 ˚C (Rabinowicz et al., 1998).

$$\mu = 2,414 \times 10^{-5} \times 10^{\frac{247,8}{(T+133)}} Pa.s \tag{15.3}$$

la température T s'exprime en ˚C. Pour de l'eau pure, la viscosité décroît d'un facteur 3 entre 20 et 100 ˚C, avec des valeurs de $1{,}004.10^{-3}$ Pa.s et $0{,}28110^{-3}$ Pa.s respectivement. Cependant, dans l'équation de Darcy la viscosité est toujours combinée avec la perméabilité dont l'incertitude est beaucoup plus importante. Dans les modèles, la viscosité a donc été considérée comme constante et une valeur de 10^{-3} Pa.s, semblable à celle utilisée par C. Zhao et al. (2000); C. Zhao, Hobbs, et al. (2003) a été choisie.

Conductivité thermique

La variation de la conductivité thermique avec la température n'a pas été prise en compte dans cette étude. La conductivité thermique des roches a été fixée à 3 $W.m^{-1}.K^{-1}$, ce qui reste une valeur raisonnable compte tenu des valeurs mesurées (voir le chapitre 10).

Production de chaleur

La production de chaleur, dans les modèles synthétiques est supposée nulle dans toutes les unités.

Porosité

La porosité est un paramètre qui a tendance à diminuer avec la profondeur en raison de la compaction pour les roches sédimentaires, et d'une façon générale en fonction de l'augmentation de pression. Cependant, n'ayant pas de mesures de porosité pour les roches de la ceinture d'Ashanti la valeur de porosité a été choisie en se rapportant à des études précédentes de convection hydrothermale. C. Zhao, Hobbs, et al. (2003) ou encore McKenna & Blackwell (2004) ont utilisé une valeur de 10% pour la porosité dans leurs modèles et cette valeur a été retenue pour les modélisations.

Densité

La densité des différentes roches étant proche de 3000 kg.m^{-3} (voir chapitre 9), cette valeur a été retenue pour les modèles. Le fluide intersticiel a été assimilé à de l'eau pure et sa densité en fonction de la température a pu être estimée en se basant sur

l'équation d'état des fluides (equation 5.11). Pour l'eau pure, le coefficient de dilatation thermique est égal à $2{,}07.10^{-4}$ ($^{\circ}C^{-1}$).

Chapitre 16

Convection hydrothermale : approche 2D

Sommaire

16.1 Convection hydrothermale en milieu poreux homogène . 190

16.2 Température fixée à la base 193

16.2.1 Effet d'une faille 193

16.2.2 Effet d'une intrusion 198

16.2.3 Effet d'une faille et d'une intrusion 200

16.2.4 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface . 203

16.3 Flux fixé à la base 204

16.3.1 Effet d'une faille 205

16.3.2 Effet d'une intrusion 208

16.3.3 Effet d'une faille et d'une intrusion 210

16.3.4 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface . 210

16.4 Conclusion de l'approche 2D 213

Dans ce chapitre, des modèles 2D de convection hydrothermale en milieux poreux sont présentés. Ils mettent en évidence les paramètres influençant l'écoulement et le champ de température dans le milieu et donc les conditions favorables à la minéralisation. En partant de la situation la plus simple d'un milieu poreux homogène, des complexités sont ajoutées afin de tendre vers des situations réelles proches de celle rencontrée au Ghana.

16.1 Convection hydrothermale en milieu poreux homogène

Le nombre de Rayleigh du système correspond au critère permettant de déterminer si la convection hydrothermale peut s'initier dans un milieux poreux donné (voir chapitre 5). Ce nombre dépend de paramètres directement liés au système étudié, dont la hauteur du système, le gradient géothermique initial et la perméabilité. L'influence de certains de ces paramètres sera traitée dans la suite de ce chapitre. Concernant l'effet du gradient géothermique initial un exemple simple peut être présenté. Si la hauteur du système est de 15 km, que la perméabilité est égale à 5.10^{-15} m^2 alors le gradient géothermique initial doit excéder 180 °C sur la hauteur du système. Pour des perméabilités plus élevées, le gradient géothermique initial devra augmenter proportionnellement pour que la convection se développe. Théoriquement, pour la croûte terrestre, si une perméabilité moyenne pour des roches magmatiques ou métamorphiques est choisie, par exemple 5.10^{-17} m^2, pour une hauteur de 30 km, le gradient géothermique initial nécessaire serait de l'ordre de 600 °C.km^{-1}. Un tel gradient est incohérent et ce chiffre illustre clairement le fait que pour la croûte terrestre moyenne, la convection hydrothermale ne peut se développer naturellement dans des conditions normales. La convection hydrothermale est donc associée à des régions particulières, comme par exemple les zones minéralisées, caractérisées par des zones plus perméables que la croûte moyenne où les fluides circulent.

Les deux modèles suivants présentent des exemples de milieux poreux homogènes saturés en fluide. Ils visent uniquement à mettre en évidence les caractéristiques des différents régimes convectifs en fonction de la perméabilité du milieu et à démontrer le comportement du système en fonction des paramètres imposés.

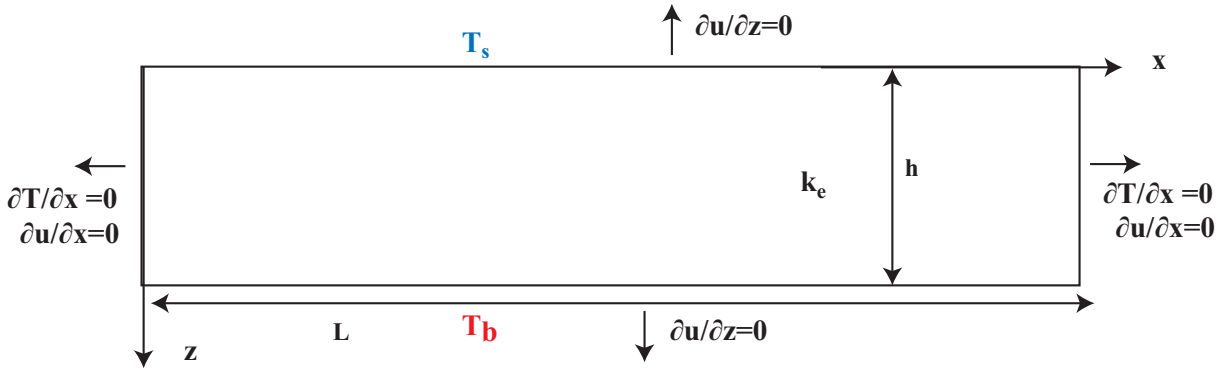


FIG. 16.1 – Modèle 2D d'un système chauffé par le bas dont les températures en surface (T_s) et à la base (T_b) sont maintenues constantes, avec T_s=0 °C. La perméabilité du milieu est k_e et son épaisseur h et la vitesse du fluide est notée u.

milieu homogène(cas h0 et h1)

Température et longueur d'onde

La figure 16.2 illustre la convection naturelle dans un milieu poreux homogène saturé où la perméabilité est fixée à 5.10^{-15} m^2. Le nombre de Rayleigh caractérisant ce système hydrothermal est de ∼90, il est donc supérieur à sa valeur critique et la convection peut se développer naturellement dans le système. Dans ce cas, 16 cellules de convection apparaissent dans le système et la longueur d'onde entre ces cellules est égale à ∼24 km (figure 16.2). Cette longueur d'onde dépend de plusieurs facteurs tels que la taille du système, la perméabilité, le gradient de température ou le nombre de Rayleigh. Dans l'étude présente, l'inconnue principale est la perméabilité, l'influence de ce paramètre va donc être examinée.

Pour comprendre l'effet d'une hausse de la perméabilité du milieu un deuxième cas pour lequel la perméabilité a été fixée à k_e=10^{-13} m^2 a été testé (figure 16.3). Le nombre de Rayleigh correspondant est de ∼1810, soit près de 50 fois sa valeur critique. Le champ de température résultant est plus perturbé par la convection hydrothermale dans ce cas. La longueur d'onde entre les cellules est réduite à ∼10 km et 36 cellules sont présentes dans le système. Elles possèdent une forme caractéristique de la convection à haut nombre de Rayleigh avec une forme en "champignon" des isothermes (Elder, 1967; R. Lowell & Shuy, 1978) et des couches limites thermiques à proximité de la surface sont présentes.

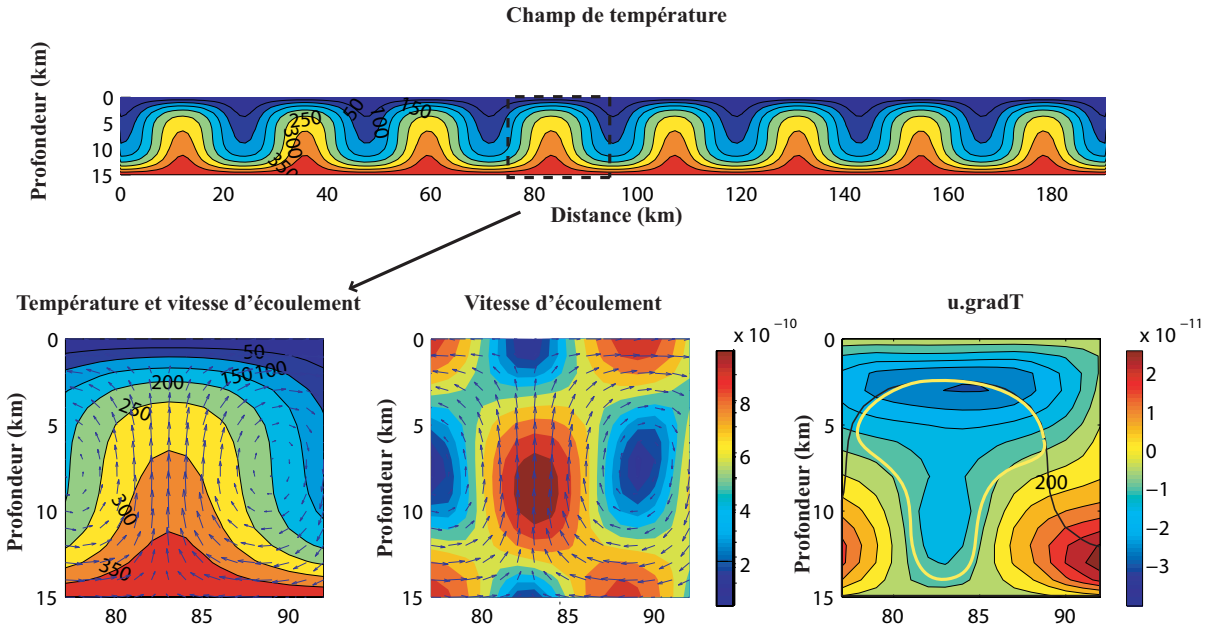


FIG. 16.2 – Cas h0 : Modèle homogène, T_b=400 °C, k_e = 5.10^{-15} m^2. a) Champ de température à l'état permanent, le rectangle en pointillés correspond à la zone zoomée en b, c et d ; b) Champ de température et vitesse d'écoulement du fluide, c) Vitesse d'écoulement et d) Produit scalaire u.gradT (indice d'altération de la roche). Les zones minéralisables préférentiellement sont délimitées en jaune.

Vitesse d'écoulement

Dans le cas h1, la vitesse maximale du fluide dans le milieu poreux est de l'ordre de 10^{-8} $m.s^{-1}$, donc dix fois plus importante que dans le cas h 0 où la perméabilité est 5.10^{-15} m^2. La vitesse du fluide dans le milieu étant directement dépendante de la perméabilité il est logique d'observer une telle augmentation.

Produit scalaire u.gradT

Les valeurs extrêmes du produit scalaire u.gradT permettent d'identifier les zones où les conditions sont les plus favorables pour la précipitation (valeurs négatives) et la dissolution (valeurs positives) dans le milieu poreux (chapitre 5).

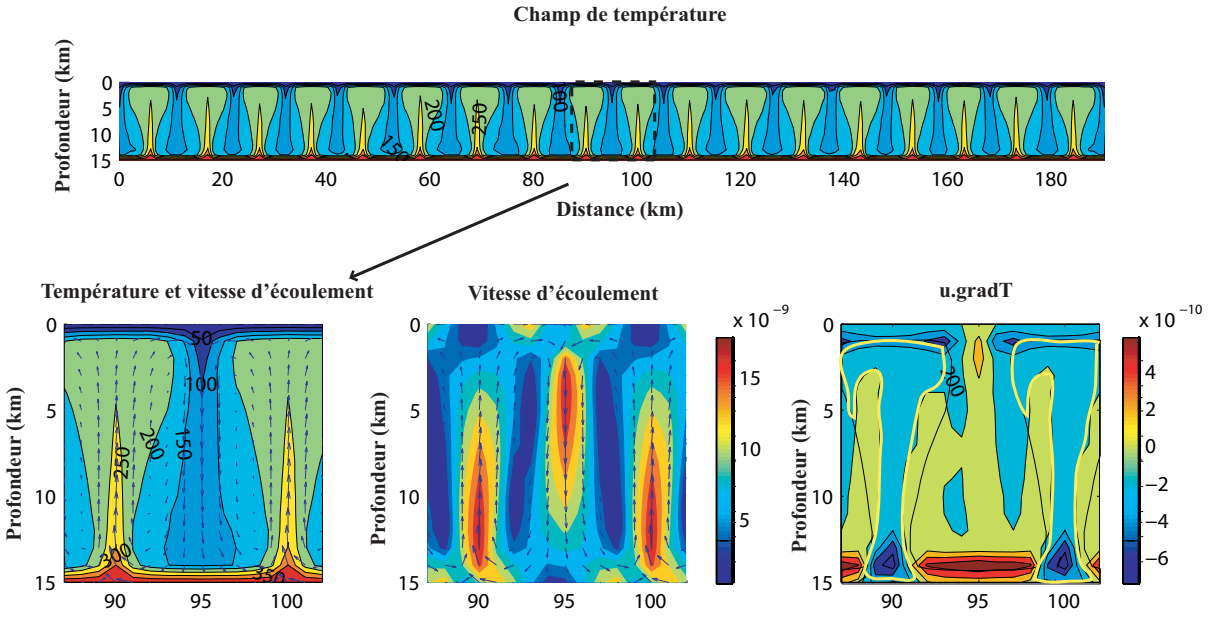


FIG. 16.3 – Cas h1 : Modèle homogène, T_b=400 °C, $k_e = 10^{-13}$ m^2.

La valeur de ce produit scalaire étant directement influencé par la vitesse d'écoulement et le gradient de température, celui-ci présente une allure différente selon la perméabilité du milieu. Les observations décrites précédemment pour la vitesse du fluide et la température se traduisent par une réduction des zones favorables à la précipitation et la dissolution à mesure que la perméabilité augmente, et des valeurs plus élevées du produit. Les zones propices à la précipitation sont donc plus étroites mais se caractérisent par des valeurs plus importantes.

Zones de précipitation pour l'or

En couplant les zones où le produit scalaire u.gradT est négatif avec la gamme de température correspondant à la genèse de gisements mésothermaux, c'est-à-dire des zones où 200<T<400, les localisations favorables, à priori, à la présence de gisements d'or sont présentées en jaune. Le phénomène de dépôt sera d'autant plus marqué que la valeur de u.gradT est importante en valeur absolue. Il est clair que les zones propices à la

minéralisation sont plus étendues dans le cas où la perméabilité est la moins élevée (cas h0). Néanmoins, le RAI varie de près d'un ordre de grandeur entre les deux situations, ce qui signifie que la précipitation sera plus efficace dans le cas où la perméabilité est la plus élevée.

16.2 Température fixée à la base

16.2.1 Effet d'une faille

Les cas 1 à 5 représentent un milieu poreux homogène saturé traversé par une faille plus perméable. Les conditions imposées aux limites sont résumées sur la figure 16.4. Les températures sont fixées à la base (T_b) et en surface (T_s).

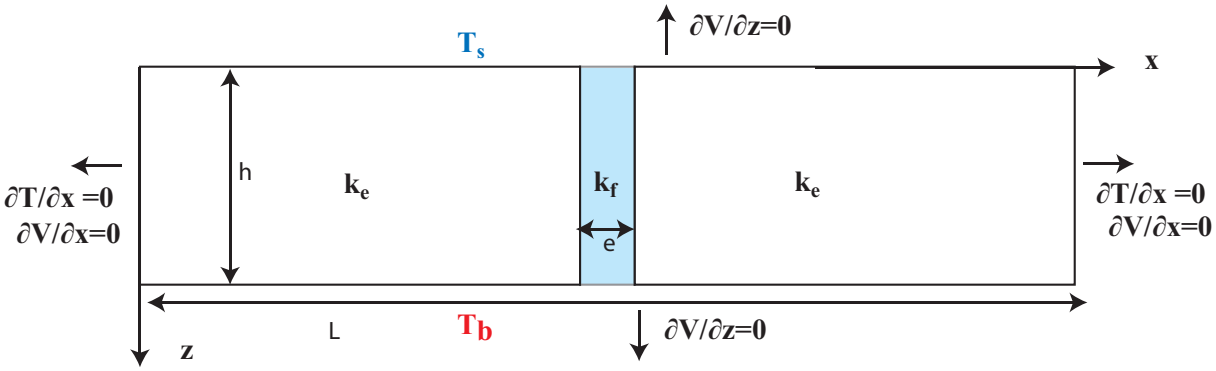


FIG. 16.4 – Modèle 2D d'un système chauffé par le bas dont les températures en surface et à la base (T_b) sont maintenues constantes, avec T_s=0 °C. Les perméabilités de l'encaissant et de la faille sont désignées k_e et k_f respectivement. La faille possède une épaisseur e et une hauteur identique à celle du milieu, à savoir h.

Influence de la perméabilité de l'encaissant

Des tests ont été réalisés afin de déterminer l'influence de la perméabilité de l'encaissant quand tous les autres paramètres sont fixés. Pour les cas 1 et 2, les paramètres sont les suivants : e= 10 km, L=190 km, h= 30 km, T_s=0 °C, T_b=800 °C.

cas 1 : $k_f/k_e = 10$
Dans le cas présent, le milieu poreux sans la faille possède une perméabilité de 10^{-15} m^2 et le nombre de Rayleigh vaut 69. La convection naturelle se développe dans le milieu et 8 cellules de convection symétriques par rapport à la faille sont visibles (figure 16.5).

En dehors de la faille, les vitesses sont de l'ordre de 10^{-10} $m.s^{-1}$ et suffisent à perturber le champ de température. Cependant, les vitesses de fluide les plus élevées se

concentrent dans la faille, avec des valeurs atteignant $\sim 2{,}5.10^{-9}\ m.s^{-1}$. Les transports de chaleur et de masse seront donc optimales dans cette région. Cette configuration est particulièrement intéressante du point de vue des processus minéralisateurs qui nécessitent des vitesses de fluide élevées et des circulations de fluides dirigées selon des gradients de température négatifs. L'illustration du produit scalaire u.gradT reflète cette situation, avec des valeurs négatives dans les zones où les fluides sont ascendants.

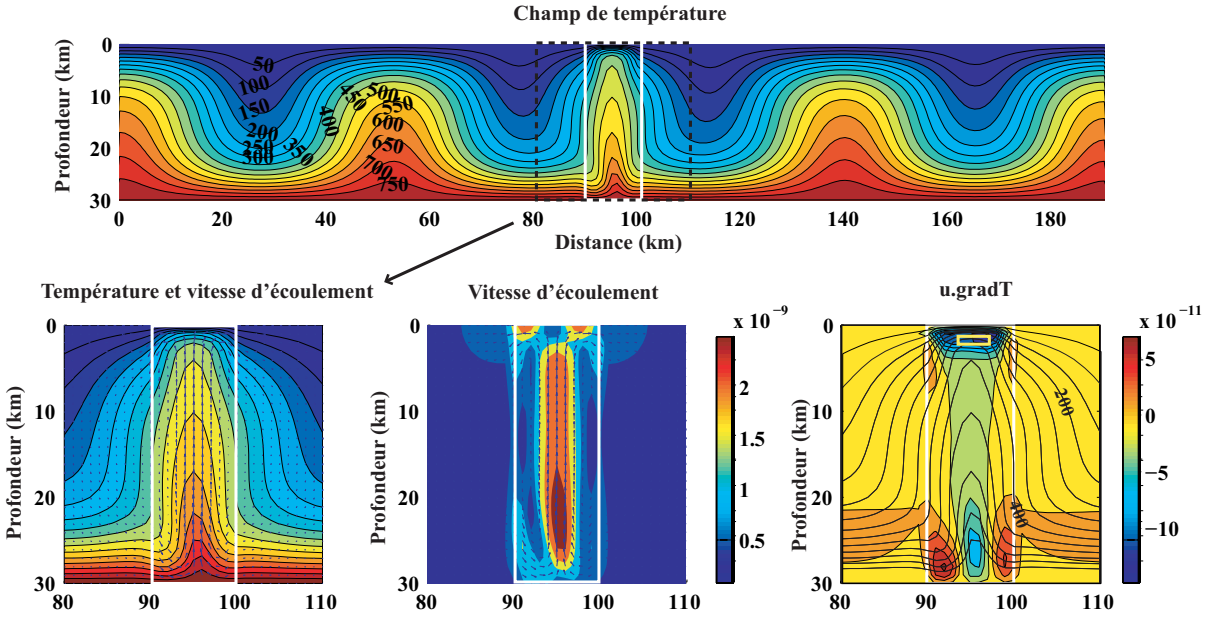


FIG. 16.5 – Cas 1 : Modèle pour lequel une faille est présente au centre (traits blancs), T_b=800 °C, k_f=$10^{-14}\ m^2$, $k_e = 10^{-15}\ m^2$, L=190, h=30 km et la faille a une épaisseur de 10 km.

cas 2 : $k_f/k_e = 100$

Dans le milieu non faillé, le nombre de Rayleigh vaut ∼7 et la convection naturelle ne peut pas se développer. Cependant, la faille avec une perméabilité 100 fois supérieure à celle de l'encaissant constitue une zone où le nombre de Rayleigh est aussi 100 fois plus important, dépassant largement sa valeur critique. Dans cette zone, la convection peut s'initier et ainsi modifier l'écoulement des fluides et le champ de température.

La figure 16.6 présente les résultats obtenus pour un rapport de perméabilité k_f/k_e de 100, une fois le régime permanent atteint, c'est-à-dire une fois que la distribution de l'écoulement et de la température est indépendante du temps.

Le champ de température est perturbé dans la faille, à proximité de la surface, il se caractérise par un refroidissement sur le bord gauche de la faille et un réchauffement sur le bord opposé. En profondeur, cependant, c'est le refroidissement qui prime, au centre de la faille, le réchauffement étant localisé sur les bords. Le gradient de température est maximale à la base du système dans la faille, et résulte de la condition de température chaude imposée couplée à l'effet de refroidissement dû à la présence de la faille.

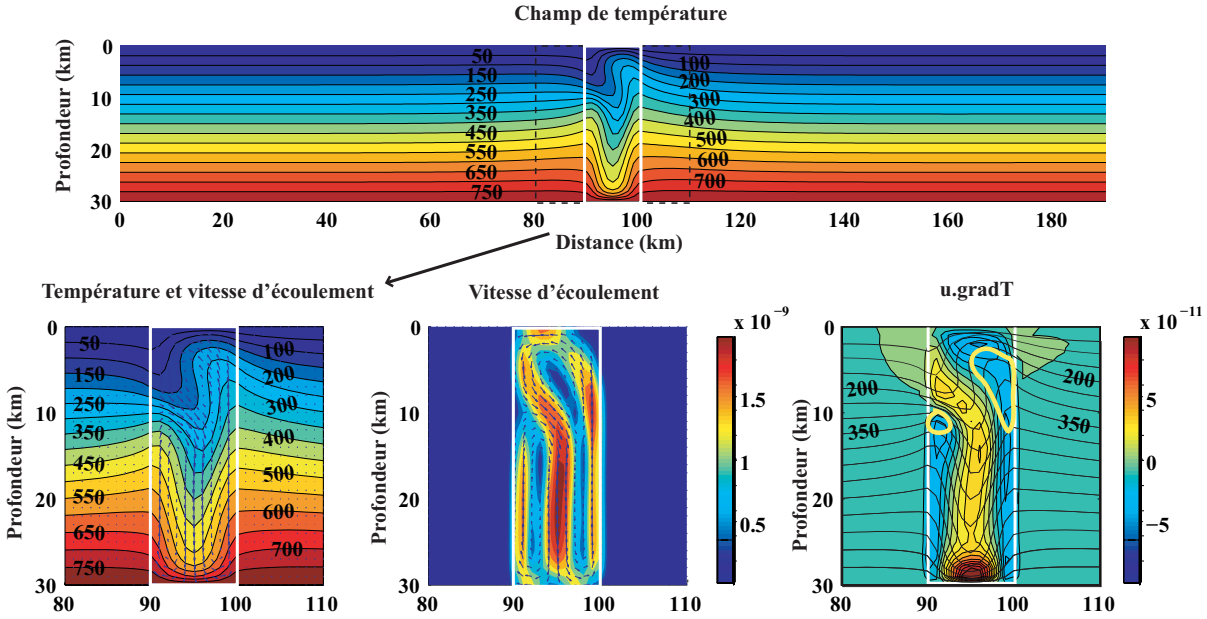


FIG. 16.6 – Cas 2 : Modèle pour lequel une faille est présente au centre du milieu, T_b=800 °C, k_f=10^{-14} m^2 et k_e = 10^{-16} m^2, L=190, h=30 km et la faille a une épaisseur de 10 km.

La distribution de l'écoulement varie aussi avec la profondeur et jusqu'à environ 12 km il n'y a qu'une cellule de convection alors que pour des profondeurs plus importantes, deux cellules sont présentes. Le fluide descend alors au centre de la faille quand z>12 km alors qu'il remonte sur les bords (en accord avec l'allure des isothermes). Plus superficiellement, il a tendance à remonter vers la surface le long de la bordure droite et descendre le long du bord opposé. Les vitesses sont maximales dans la faille où elles peuvent atteindre 10^{-9} $m.s^{-1}$ contre 10^{-12} $m.s^{-1}$ dans l'encaissant.

Le produit scalaire u.gradT est négatif sur les bords de la faille et à proximité de la surface. Les zones de précipitation sont donc localisées dans ces régions. Le fait que ce produit u.gradT soit maximal à la base du système résulte de la forte valeur du gradient thermique dans cette zone, conséquence directe de la condition de température imposée à 30 km.

Influence des conditions aux limites

En réduisant la hauteur du système et la température imposée à la base de celui-ci les effets des conditions limites ont été testés.

cas 3 :T_b=400 °C, h=15 km et $k_f/k_e = 10$

Si le rapport k_f/k_e = 10, le nombre de Rayleigh du milieu non faillé est ∼18, donc la convection naturelle ne doit pas s'initier. En revanche, dans la faille, Ra est proche de 180 et des circulations convectives peuvent naturellement se développer. Par

rapport au cas 2, les nombres de Rayleigh du milieu et de la faille respectivement sont quatre fois plus faibles, ce qui explique que la convection soit moins vigoureuse et plus localisée. La distribution des écoulements est peu différente de celle du cas 2 en proche surface (figure 16.7), et se caractérise aussi par le développement d'une seule cellule de convection. A partir d'une certaine distance par rapport à la faille, le milieu n'est plus perturbé par les circulations de fluides hydrothermaux (i.e. isothermes horizontales et équidistantes).

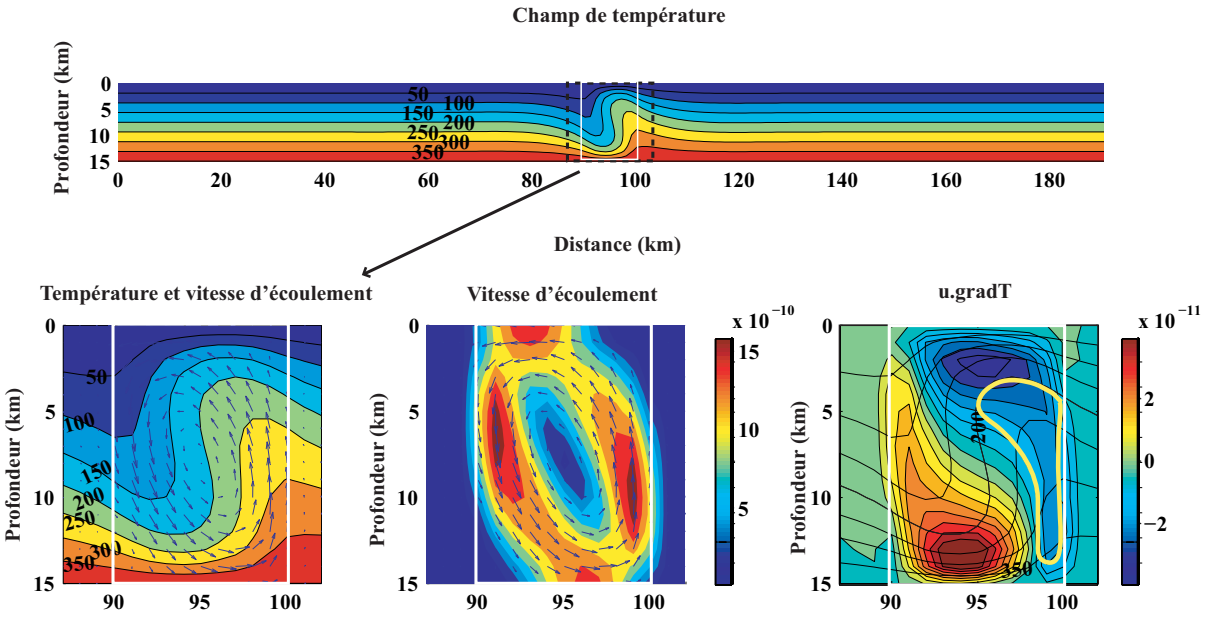


FIG. 16.7 – Cas 3 : Modèle d'un milieu homogène traversé par une faille de 10 km, pour lequel T_b=400 °C, h=15 km, k_f=10^{-14} m^2 et $k_e = 10^{-15}$ m^2.

Le RAI est minimal à proximité de la surface dans des régions où la température n'excède pas 200 °C (zone bleue foncée du champ u.gradT). Ces températures sont inférieures à celles supposées pour la formation des gisements mésothermaux et dans ce cas, la localisation préférentielle des dépôts se situent sur le bord droit de la faille à plus de 4 km de profondeur (trait jaune).

Remarques :
En prenant une hauteur de 15 km, la gamme de profondeur de formation des gisements d'or mésothermaux d'Ashanti est représentée (de 4 à 14 km). Par la suite, les modèles synthétiques incluent des conditions limites identiques à celle du cas 3.

Influence d'un gradient latéral de perméabilité dans la faille

cas 4 :T_b=400 °C, h=15 km et $k_f = 10^{-15}$ m^2 à 10^{-14} m^2

Le cas pour lequel il existe un gradient latéral de perméabilité au niveau de la faille a aussi été traité car une telle situation se présente au niveau de la faille d'Ashanti. Les

conditions aux limites sont les mêmes que pour le cas précédent, mais la perméabilité de la faille varie de $k_f = 10^{-15}$ m^2 à $k_f = 10^{-14}$ m^2, en augmentant de 10^{-15} m^2 linéairement tous les kilomètres. La présence de la faille perturbe les écoulements de fluides et le champ de température dans le milieu (figure 16.8).

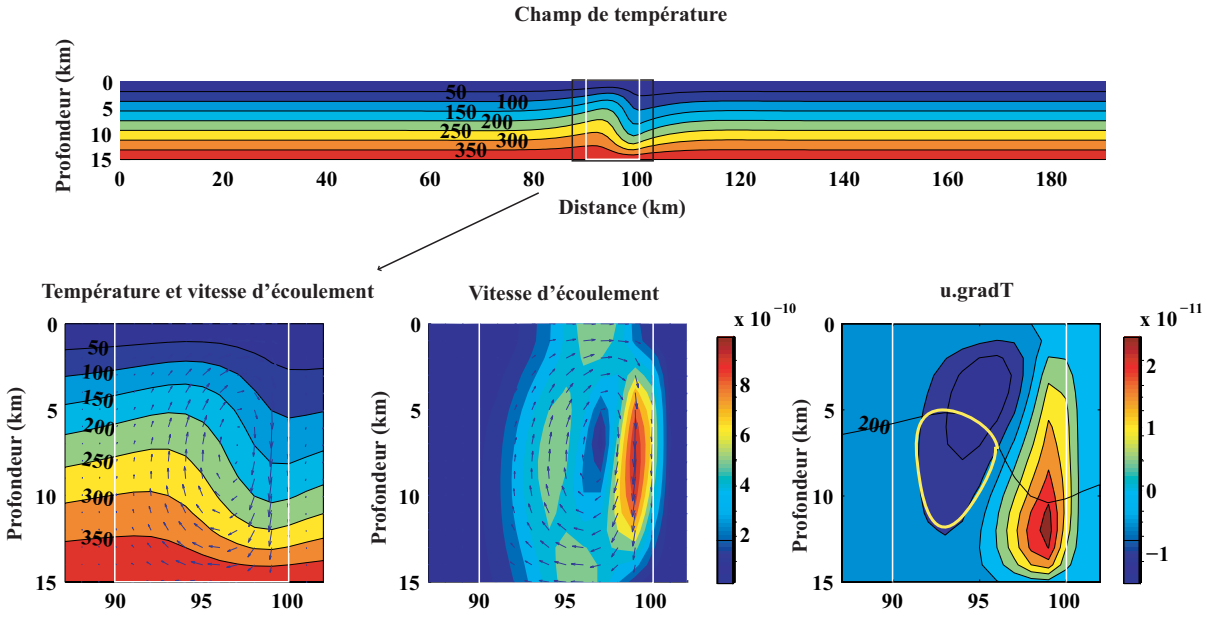


FIG. 16.8 – Cas 4 : Modèle homogène traversé par une faille de 10 km présentant un gradient de perméabilité latéral. T_b=400 °C, k_f=10^{-15} m^2 à 10^{-14} m^2, la perméabilité augmente de façon constante de la gauche vers la droite et $k_e = 10^{-15}$ m^2.

Contrairement au cas précédent, la cellule de convection n'est plus symétrique. L'écoulement descendant se focalise dans la région la plus perméable de la faille. Il y a donc un effet de chenalisation du fluide à l'endroit où le gradient de perméabilité est le plus élevé (bord droit), sur environ 3 km, à l'origine de la forme resserrée des isothermes de ce côté. La zone où le fluide remonte est beaucoup plus étendue et s'étale latéralement sur environ 6 km. De plus, les vitesses de Darcy sont maximales dans la zone la plus perméable atteignant des valeurs de 8-10.10^{-10} $m.s^{-1}$ alors quelles sont de l'ordre de 2-5.10^{-10} $m.s^{-1}$ dans le reste de la faille.

Le fait d'avoir un gradient de perméabilité au sein de la faille favorise la focalisation de l'écoulement descendant. A l'opposé, l'écoulement ascendant est moins vigoureux et est présent sur une zone plus étendue.

La distribution de l'indice d'altération de la roche est aussi influencée par le gradient de perméabilité et la zone la plus perméable semble favorable à une dissolution de minéraux très localisée en profondeur (zone rouge) alors que la zone moins perméable correspond à une zone où la précipitation peut se produire de façon plus dispersée à plus faible profondeur (en bleu). Dans ce cas, les minéralisations auront tendance à se produire à des profondeurs excédant 5 km dans la zone la moins perméable de la faille de façon disséminée.

16.2.2 Effet d'une intrusion

cas 5 : T_b=400 °C, $k_e = 10^{-15}\ m^2$ et intrusion $T_{initiale}$=600 °C

La perturbation thermique due à une intrusion magmatique dans la croûte supérieure a été modélisée. En suivant l'évolution de la température et de la vitesse

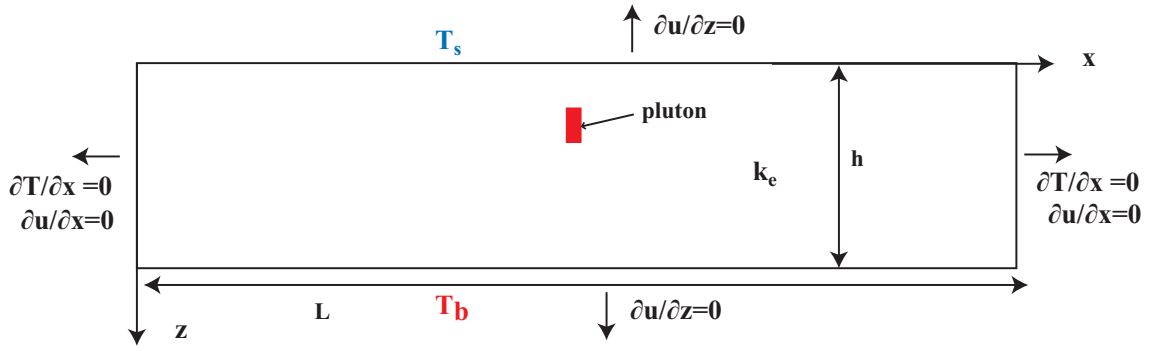


FIG. 16.9 – Modèle 2D, pour lequel un pluton à une température initiale de 600 °C est introduit dans le milieu non perturbé (avec gradient géothermique initial de $\sim 26^{\circ}C.km^{-1}$) à une profondeur de 5 km (profondeur du toit). L'intrusion a une hauteur de 3 km et une épaisseur de 2 km, sa perméabilité est égale à celle de l'encaissant, soit $10^{-15}\ m^2$.

d'écoulement en fonction du temps, il apparaît que l'intrusion perturbe le milieu pendant une durée finie (figure 16.10). Après diffusion de l'anomalie de température, le milieu retrouve un gradient géothermique équivalent à l'initial.

A t=40 ans, les vitesses d'écoulement sont maximales et atteignent des valeurs de 5-6.$10^{-10}\ m.s^{-1}$, et deux cellules de convection centrées sur le pluton sont visibles. Ces cellules se caractérisent par une remontée du fluide à l'aplomb du corps magmatique est des circulations de fluides descendantes sur les bords, résultat du réchauffement du fluide au niveau de l'intrusion et de son refroidissement à proximité de la surface. Ces cellules sont conformes à celles attendues dans le cas d'intrusions magmatiques (exemple Gow et al. (2002)). Le produit scalaire u.gradT est minimal au niveau du toit du pluton, suggérant une précipitation préférentiellement localisée dans cette zone.

A t=17000 ans, l'effet du pluton est encore visible et celui-ci atteint encore des températures de l'ordre de 400 °C en son centre. Comme au pas de temps précédent, les vitesses maximales se situent à l'intérieur du corps et coïncident avec des circulations de fluides ascendantes, cependant, elles sont deux fois plus faibles. La convection perd de sa vigueur à mesure que la source de chaleur diminue. L'effet de l'intrusion est plus étendu qu'au stade initial en raison des transferts de chaleur conductifs et convectifs prenant part dans cette région. Les zones de précipitation concordent avec celles mises en évidence au stade initial. L'intrusion perturbe principalement la zone située au dessus de celle-ci, ce qui, ajouté à la condition de température constante en surface, entraîne un gradient de température élevé à l'aplomb du pluton.

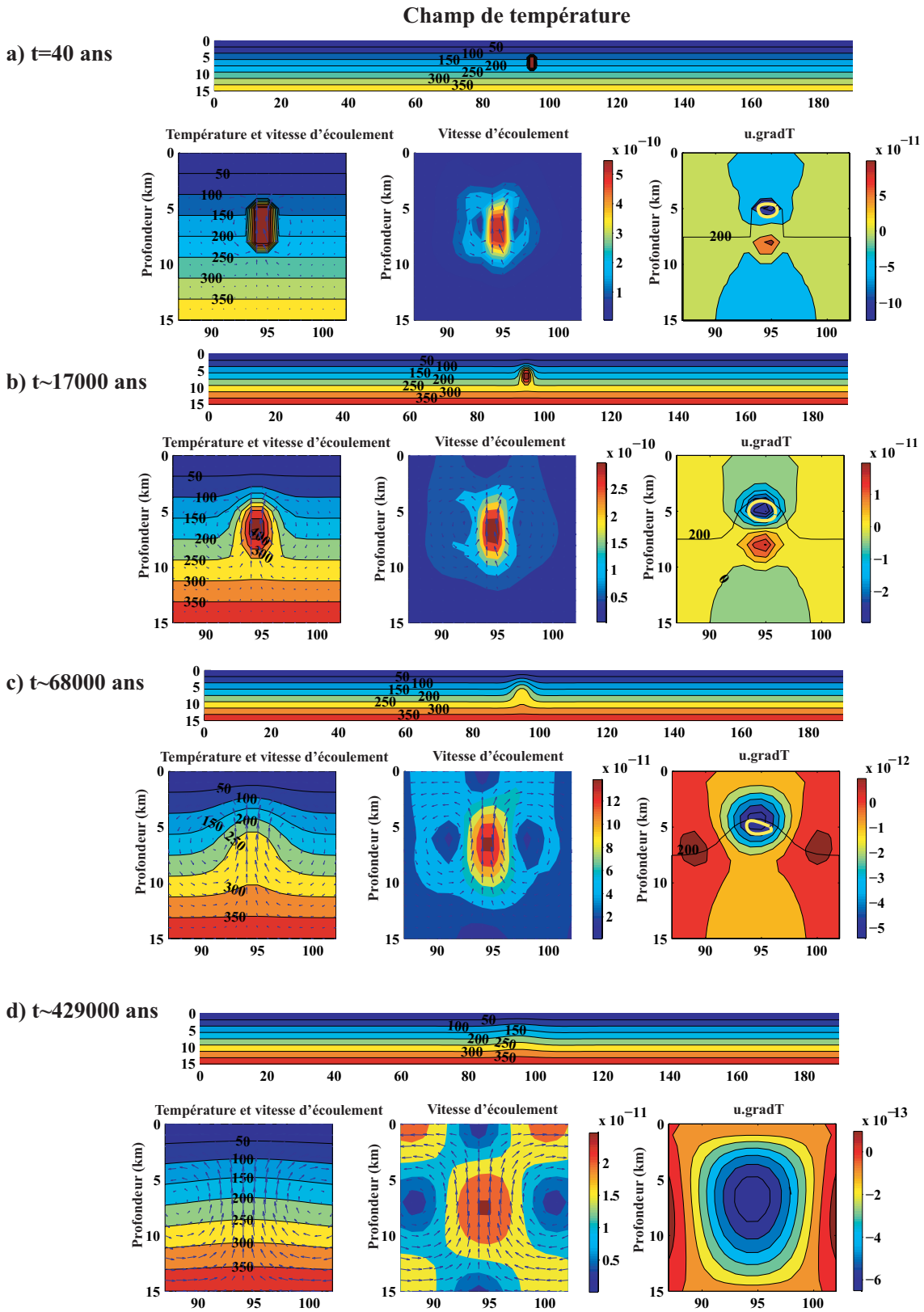


FIG. 16.10 – Cas 5 : Modèle présentant un milieu homogène dans lequel une intrusion de température initiale 600 °C est introduite. T_b=400 °C, $k_e = 10^{-15}\ m^2$.

A t= 68000 ans, les effets thermiques de l'intrusion sont plus faibles mais toujours présents comme en témoigne la forme des isothermes. Les deux cellules de convection sont bien développées et sont centrées sur la zone de l'intrusion initiale, la vitesse étant toujours maximale au niveau de circulations de fluides ascendantes. Ces vitesses ont encore diminuées de moitié comparées à celles calculées à 17000 ans, et atteignent tout juste 10^{-10} $m.s^{-1}$.

A t=429000 ans, les vitesses sont de l'ordre de 10^{-11} $m.s^{-1}$ et les isothermes ne présentent plus de distorsions marquées, la différence de température par rapport au gradient initial est de $\sim$10 °C ou inférieure. Les deux cellules de convection sont encore visibles mais compte tenu des faibles valeurs de vitesses sont nettement moins vigoureuses que dans les stades précédents. Le produit scalaire u.gradT est très faible et les phénomènes de précipitation, s'ils agissent, sont minimes.

L'intrusion perturbe donc le champ de température pendant plusieurs centaines de milliers d'années. La vitesse du fluide et u.gradT diminuent à mesure que la perturbation thermique se diffuse. Ainsi le RAI diminue de près de 3 ordres de grandeurs en passant d'une valeur de 10^{-10} °C.s^{-1} au début à 10^{-13} °C.s^{-1} après 429000 ans. La localisation des zones de minéralisation définies dans ce contexte se situent au sommet du pluton et ne varie pas pendant l'intervalle de temps où les circulations sont vigoureuses.

16.2.3 Effet d'une faille et d'une intrusion

cas 6 :T_b=400 °C, h=15 km,$k_f/k_e = 10$ et intrusion avec $T_{initiale}$=600 °C et $k_i = 10^{-15}$ m^2

L'effet de la présence d'une intrusion confinée dans une zone de faille a été modélisée. Initialement, l'intrusion se met en place au centre de la zone plus perméable, à une profondeur de 5 km. Elle possède une largeur de 1 km et une hauteur de 3 km, et est supposée 10 fois moins perméable que la faille dans laquelle elle se trouve ($k_i = 10^{-15}$ m^2). Cette hypothèse est suggérée par le fait que de nombreux plutons ont une perméabilité plus faible que celle les roches encaissantes (voir cas similaire dans Fehn et al. (1978)).

Pour ce cas, l'évolution au cours du temps a été observée jusqu'à ce que le régime permanent soit atteint. La figure 16.11 montre l'évolution du champ de température, de vitesses d'écoulement et du produit scalaire u.gradT au cours du temps. Plusieurs régimes s'individualisent à mesure que l'intrusion se refroidit et que la perturbation thermique due à celle-ci se dissipe.

A t=5 ans, donc juste après l'intrusion du magma, seul le champ de température très proche de l'intrusion est perturbé et les isothermes restent planes dans le reste du milieu. Comme dans le cas précédent, deux cellules de convection hydrothermales se développent avec des mouvements de fluide ascendants au niveau du toit du pluton et descendants sur les bordures. Les vitesses de Darcy s'élèvent à 1-3.10^{-9} m.s^{-1} alors

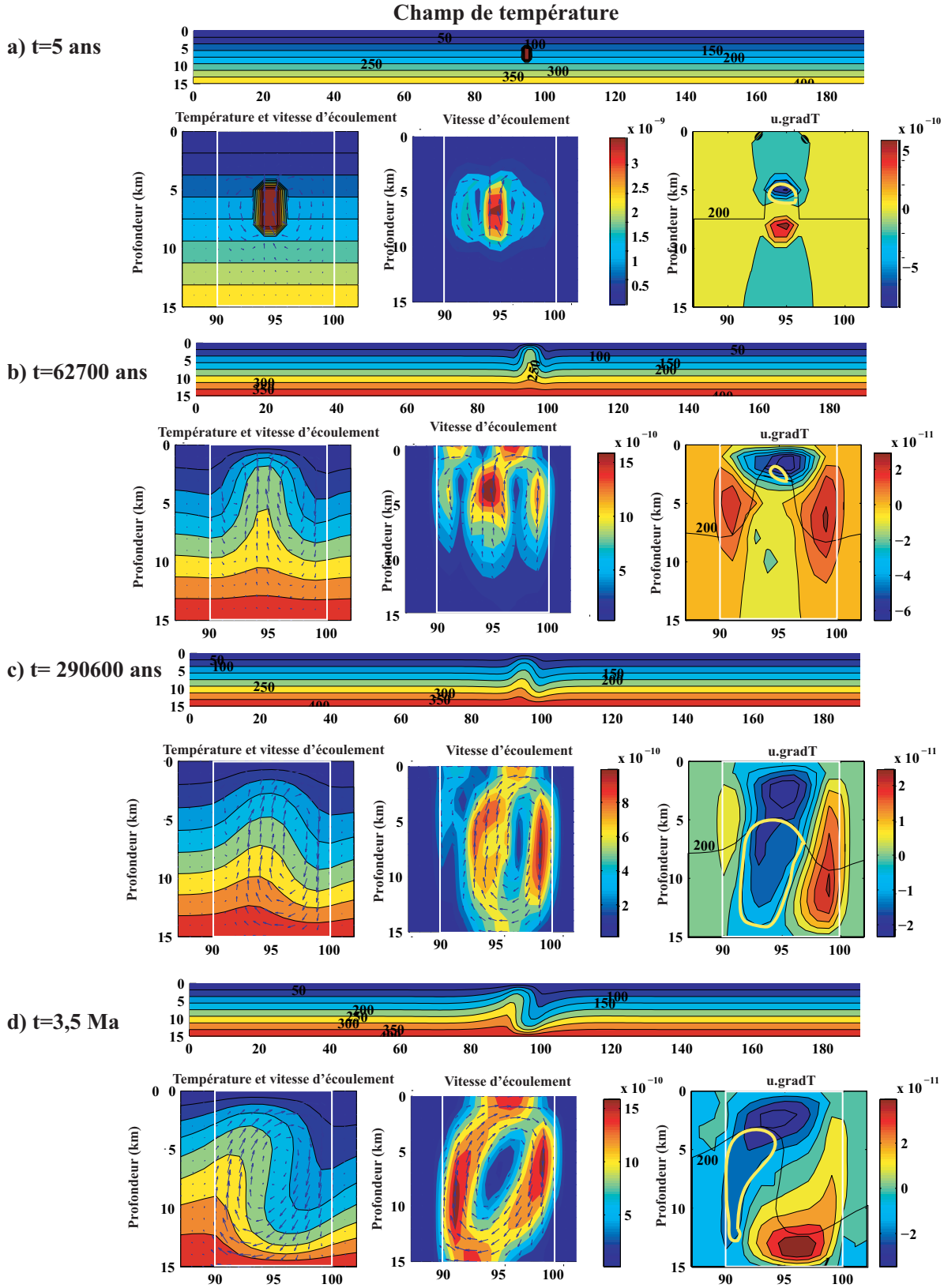


FIG. 16.11 – Cas 6 : Modèle présentant les effets couplés d'une faille et d'une intrusion de température initiale 600 °C, pour lequel T_b=400 °C, k_f=10^{-14} m^2 et $k_e = k_{intrusion} = 10^{-15}$ m^2.

qu'à l'état non perturbé, c'est-à-dire avant la mise en place de l'intrusion, elles étaient de l'ordre de 10^{-14} m.s^{-1}, c'est donc un moyen d'augmenter rapidement la vitesse d'écoulement. C'est au moment de cette phase intrusive que les vitesses de fluide sont maximales. Pour une telle situation, la zone où le produit u.gradT est minimal est située au niveau du toit de l'intrusion, comme précédemment.

A t=62700 ans, l'effet thermique de l'intrusion est nettement marqué par la perturbation des isothermes aux alentours du corps plutonique. Le champ de température présente une symétrie par rapport à l'axe vertical de la faille, résultant, entre autre de la symétrie des cellules de convection. Celles-ci sont plus étendues verticalement qu'au stade initial et se développent sur toute la hauteur du système. Les vitesses étant moins élevées qu'à l'état initial la convection est moins vigoureuse, cependant elle touche des zones plus éloignées de l'intrusion et son effet est donc plus visible à l'échelle du système. Le produit u.gradT présente aussi une allure symétrique avec des régions où le RAI est positif, correspondant aux bords de la faille, et des régions où il est négatif, autour du pluton, avec un minimum au sommet de celui-ci (zone où la précipitation est la plus probable).

A t=290000 ans, une dissymétrie apparaît tant au niveau du champ de température qu'au niveau de l'écoulement des fluides, et une des cellules de convection tend à disparaitre. Cette situation correspond à une transition entre une convection à deux cellules résultant de la perturbation du pluton et la convection finale, pour l'état permanent, à une seule cellule. Dans ce cas, ce n'est pas un gradient de perméabilité qui guide l'écoulement mais le passage d'un régime à deux cellules de convection à une régime avec une cellule unique confinée à la faille. La perturbation initiale due au pluton n'est plus perceptible et le système tend à se rapprocher d'un état d'équilibre stationnaire.

A t= 3,5 Ma, la situation est semblable à celle présentée dans le cas d'une faille simple dans le milieu, cas 3. Le régime atteint ne tient plus compte de la perturbation initiale due à la mise en place du pluton (source de chaleur) et c'est la présence de la faille qui régit l'écoulement des fluides et la distribution de la température dans le milieu. Une seule cellule de convection est alors active au niveau de la faille.
Une fois la perturbation thermique initiale dissipée, le régime permanent relatif à la présence d'une faille dans le milieu peut se mettre en place.

Le fait que l'intrusion se mette en place dans une zone perméable influence la localisation des régions minéralisées au cours du temps. Dans les premiers milliers d'années, la zone de minéralisation est située au toit du pluton, comme dans le cas précédent puis à mesure que la perturbation se dissipe, les zones de minéralisations se décalent en profondeurs et se localisent finalement sur le mur de la faille. Pendant le régime intermédiaire (t=290600 ans), la chenalisation des fluides ascendant coïncide avec une zone de dissolution localisée.

Dans le cas d'une intrusion large de 2km, les résultats sont similaires mais les durées sont différentes. Les temps pour obtenir des situations équivalentes à celles présentées sont t=5 ans, 2,1 Ma, 3,7 Ma et 11,7 Ma. De plus, les circulations de fluides sont altérées par la présence de la zone moins perméable que représente le pluton et

ont tendance à éviter cette zone.

16.2.4 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface

cas 7 : T_b=400 °C, h=15 km,k_f/k_e = 10 et couche perméable en surface

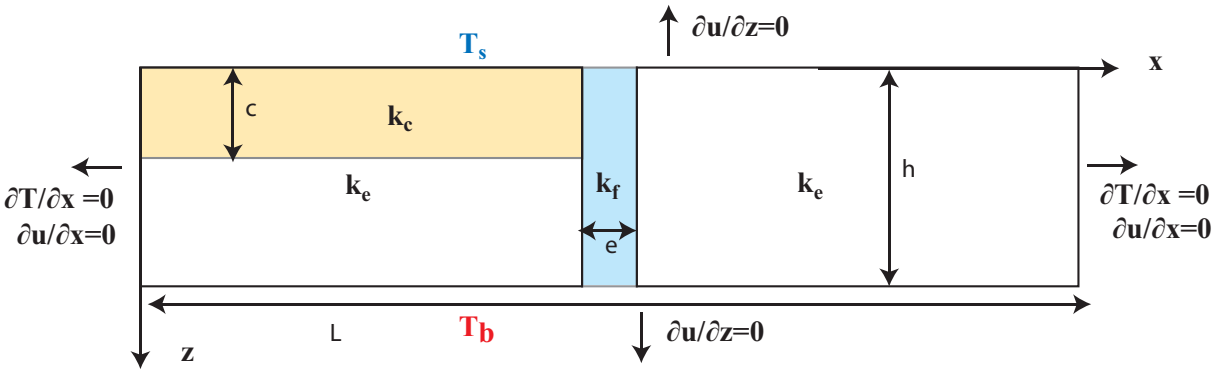


FIG. 16.12 – Modèle 2D d'un système chauffé par le bas dont les température en surface (T_s) et à la base (T_b) sont maintenues constantes, avec T_s=0 °C. Les perméabilités de l'encaissant, de la faille et de la couche perméable sont k_e, k_f et k_c respectivement. La couche perméable a une épaisseur c.

Pour comprendre l'influence d'une couche plus perméable couplée à la présence d'une faille, un cas simple a été testé. Il est identique au cas 3, mais une couche dont la perméabilité est comprise entre celle de l'encaissant et celle de la faille (5.10^{-15} m^2) est ajoutée sur une épaisseur de 8 km sur la partie gauche du modèle (figure 16.14).

Malgré la présence de la couche perméable, l'écoulement principal de fluide se localise au niveau de la zone de faille comme dans le cas 3 où les vitesses possèdent les mêmes ordres de grandeur (10^{-9} $m.s^{-1}$). Cependant, contrairement au cas 3, de la convection hydrothermale se développe aussi dans le milieu encaissant. La circulation, au départ limitée à la zone de faille, s'initie dans la couche perméable et se propage dans celle-ci. D'après les résultats, la présence d'une couche perméable perturbe le champ de température plus que l'écoulement du fluide. Les cellules secondaires présentes dans la couche perméable sont moins vigoureuses et les vitesses de fluides sont de l'ordre de 10^{-10} $m.s^{-1}$ (voir figure 16.14). Plus la faille est proche, plus les vitesses dans le milieu sont importantes, en raison de l'anomalie de température que celle-ci engendre. Des circulations se mettent aussi en place dans la couche inférieure, moins perméable, à proximité de la faille et de la couche perméable. A ces transferts convectifs, s'ajoutent les transferts par conduction et la perturbation se diffuse dans les couches plus profondes et moins perméables. Quand la couche perméable est absente (à droite) l'allure des isothermes est quasiment identique à celle du cas 3, les circulations ne sont pas assez vigoureuses pour perturber les isothermes.

Le RAI est minimal à proximité de la surface, dans la faille, du côté de la couche perméable. Comparé au cas 3, le sens de rotation de la cellule de convection est inversé ce qui s'explique, entre autre, par la présence de la couche perméable et de cellules secondaires qui se mettent en place dans celle-ci. Le fluide descend sur le bord opposé à la couche perméable, et remonte à proximité de celle-ci. Comme dans le cas du milieu homogène traversé par une faille, les zones propices aux minéralisations se concentrent sur le bord de la faille à des profondeurs variant de 4 à 12 km.

Une analogie entre ce modèle et la présence d'un bassin sédimentaire à proximité d'une zone de faille peut être faite, les bassins possédant généralement une perméabilité plus importante que celle des roches sur lesquelles ils se déposent.

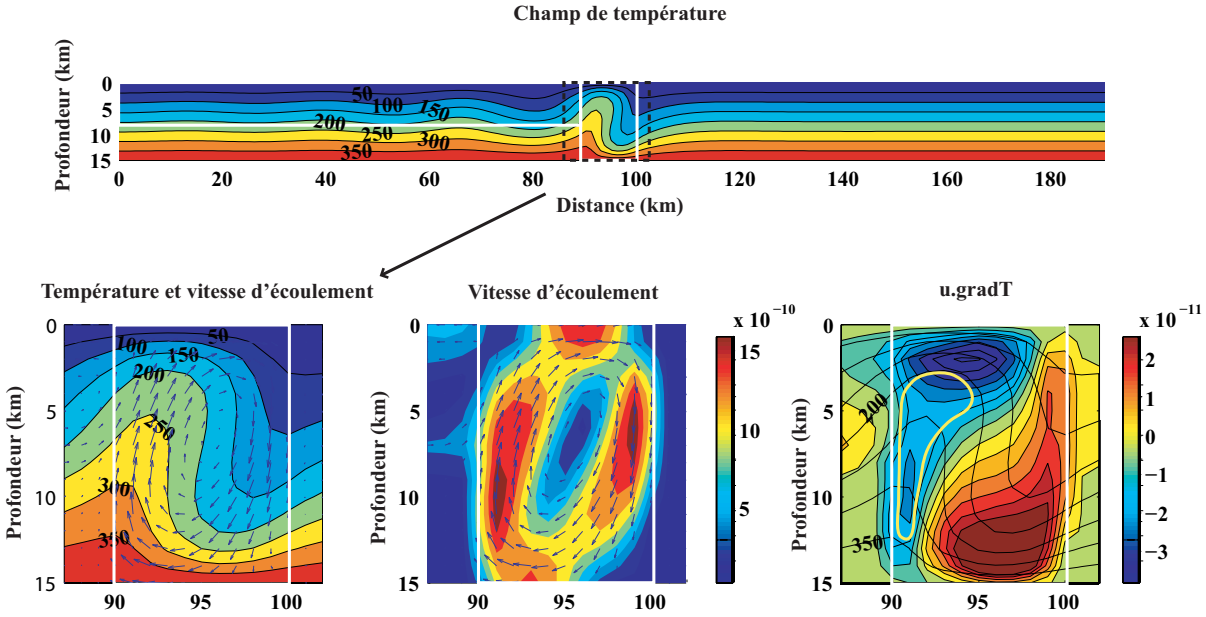


FIG. 16.13 – Cas 7 : Modèle incluant les effets d'une faille et d'une couche perméable, pour lequel T_b=400 °C, k_f=10^{-14} m^2, $k_{couche} = 5.10^{-15}$ m^2 et $k_e = 10^{-15}$ m^2.

16.3 Flux fixé à la base

La première partie de l'étude (chapitre 11)ayant permis d'estimer des valeurs de flux mantellique pour la région d'Ashanti au Paléoprotérozoïque, des modèles incluant cette condition limite ont été testés. La figure 16.15 résume les paramètres utilisés dans ce cas. En imposant une condition de flux à la base du modèle à la place d'une température constante, l'allure des isothermes et des écoulements est fortement modifiée. La valeur de flux imposée, 80 $mW.m^{-2}$ est la même pour tous les modèles. Elle correspond à la valeur du flux à 15 km de profondeur dans le modèle présenté dans la 3^{eme} partie pour lequel la conductivité est constante pour chaque lithologie. Cette valeur permet de retrouver des domaines de température de l'ordre de 200-400 °C entre 5 et 15 km.

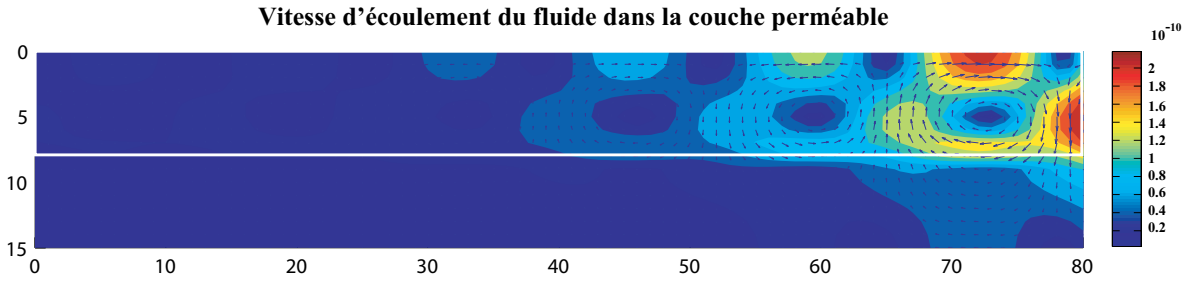


FIG. 16.14 – Cas 7 : Zoom sur la vitesse d'écoulement entre x=0 et x=80 km. *Remarque* : l'échelle de couleur n'est pas là même que sur la figure 16.13, la vitesse maximale est toujours en rouge mais elle est environ 10 moins importante.

16.3.1 Effet d'une faille

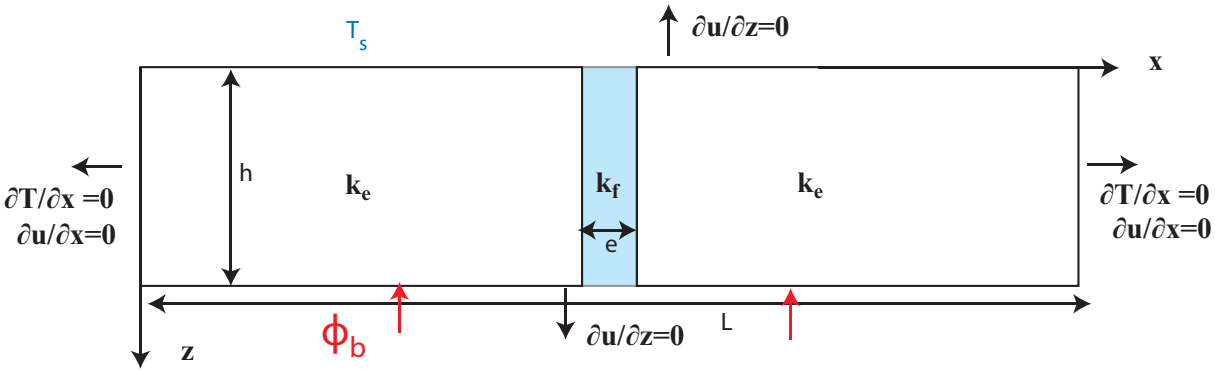


FIG. 16.15 – Modèle 2D d'un système chauffé par le bas dont la température en surface (T_s) et le flux basal (ϕ_b)sont maintenus constants, avec T_s=0 °C. Une zone faillée est présente (en bleu).

cas 8 : ϕ_b=80$mW.m^{-2}$, h=15 km, $k_f/k_e = 10$

Dans le cas d'un modèle similaire à celui du cas 3 mais pour lequel un flux de 80 $mW.m^{-2}$ est imposé à une profondeur de 15 km, un refroidissement se produit au niveau de la zone de faille. Ce refroidissement résulte de la condition froide imposée en surface et de l'absence de source chaude à la base. Il n'y a pas autant de réchauffement

que de refroidissement, l'énergie thermique totale n'est pas conservée dans ce modèle. De plus, les cellules de convection sont plus étendues car les isothermes ne restreignent plus leur taille. Une analogie avec la convection des fluides visqueux peut être faite, dans ce cas la condition de flux fixé augmente la longueur d'onde par rapport au cas où une température est fixée à la base du système (Hewitt et al., 1980; Chapman et al., 1980). La zone de faille où le fluide refroidi descend est plus étendue que celle où le

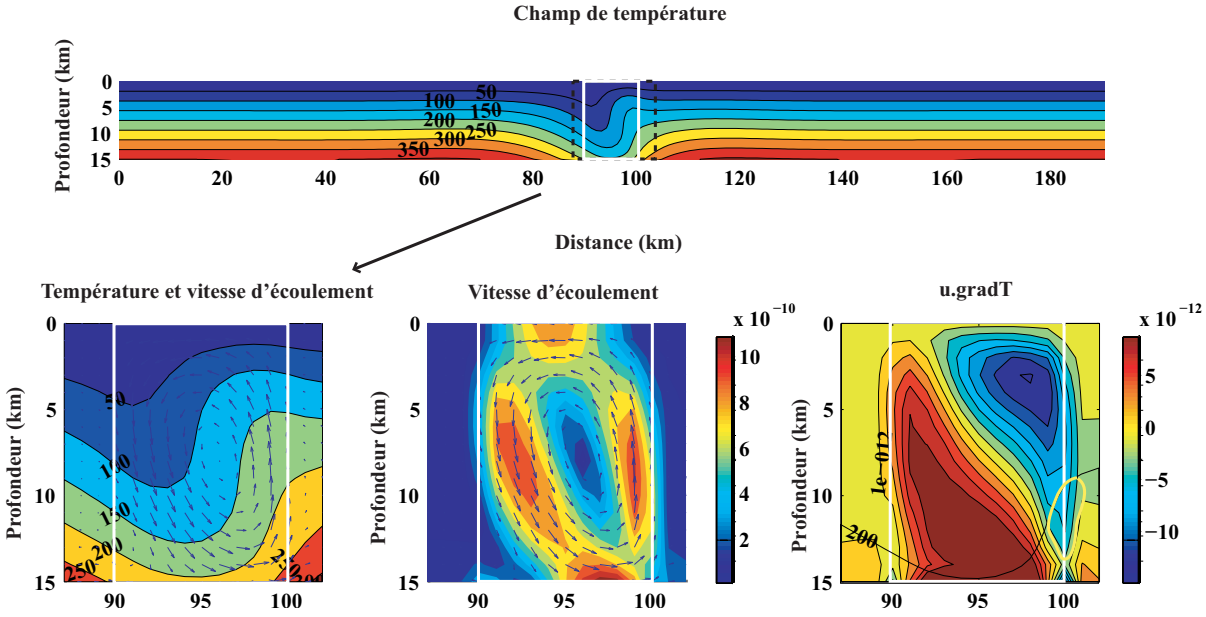


FIG. 16.16 – Cas 8 : Modèle présentant l'effet d'une faille dans un milieu homogène, dans le cas où le flux est fixé à la base du système.k_f=10^{-14} m^2 et $k_e = 10^{-15}$ m^2.

fluide réchauffé remonte, en raison de l'effet de refroidissement observé. Contrairement au cas 3, la cellule n'est plus symétrique ce qui entraîne la dissymétrie du champ de température au niveau des zones à proximité de la faille. Les effets du refroidissement sont ressentis sur une distance latérale plus importante que ceux du réchauffement, avec des perturbations marquées sur ∼20 km à gauche contre ∼10 km à droite de la faille.

La distribution de l'indice d'altération de la roche résultant présente un minimum à environ 5 km de profondeur localisé sur la bordure droite de la faille. Et l'anomalie positive présente dans le cas 3 a disparu en raison de l'absence de condition de température fixée en limite inférieure du système.

Dans le cas où un flux est imposé à la base du système et non une température, les vitesses de Darcy du fluide intersticiel sont plus faibles d'environ 5.10^{-10} $m.s^{-1}$, et la convection résultante est moins vigoureuse. Ce constat est en accord avec la différence de température moins élevée entre la base et la surface du système dans la zone de faille associée au refroidissement.

Cette situation semble moins favorable à la genèse de gisements d'or mésothermaux. En raison du refroidissement, les zones de température propices aux minérali-

sations sont décalées vers des profondeurs plus importantes et ne coïncident pas avec des zones de précipitation maximales. Un tel contexte prévoit une très petite fenêtre de minéralisation.

Influence d'un gradient latéral de perméabilité dans la faille

cas 9 : ϕ_b=80 $mW.m^{-2}$, h=15 km et $k_f = 10^{-15}$ m^2 à 10^{-14} m^2

Le cas 9 est l'équivalent du cas 4 mais présente une condition de flux fixé à la base. Comme dans le cas précédent, au niveau de la zone perturbée par la faille un refroidissement est constaté et à la base la température n'atteint plus que 300 °C, soit 100 °C de moins que dans le cas pour lequel la température est fixée (cas 4).

Comparé au cas 4, la zone la plus perméable correspond bien à une région où la vitesse du fluide est maximale, cependant le sens de circulation est opposé, ce qui se traduit par une distribution des zones de précipitation quasiment inverses. La zone de perméabilité maximale, coïncide avec un gradient de température négatif et une vitesse de fluide maximale de l'ordre de $\sim 6 - 8.10^{-10}$ m.s^{-1}. Cette chenalisation du fluide se traduit par une convection localisée et efficace et représente une situation particulièrement intéressante pour les processus minéralisateurs. Le fluide refroidi redescend sur une zone plus étendue s'étalant sur ~6 km à des vitesses plus faibles.

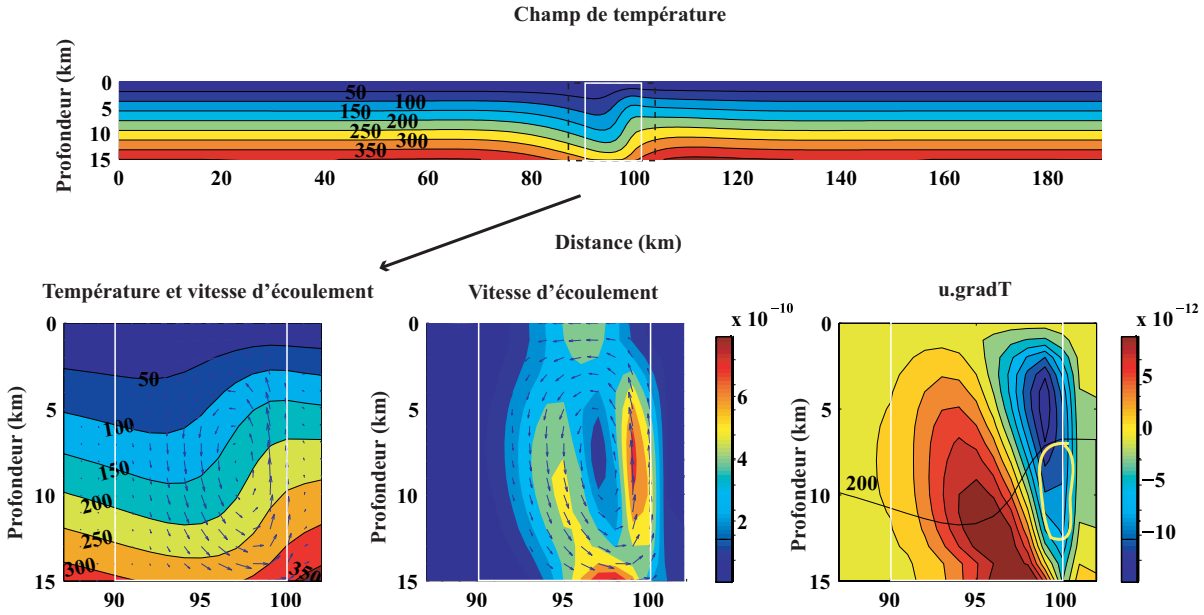


FIG. 16.17 – Cas 9 : Modèle illustrant l'effet d'une faille et d'un gradient latéral de perméabilité dans la faille, avec une augmentation constante telle que k_f=10^{-15} m^2 à 10^{-14} m^2, et $k_e = 10^{-15}$ m^2.

L'étendue de la zone où le fluide descend étant beaucoup plus restreinte que celle où le fluide monte, les perturbations thermiques qui leur sont associées dans le milieu

sont aussi d'extension différentes.

Le gradient de perméabilité dans la faille permet de mettre en place une cellule convective dissymétrique, à laquelle est associé un écoulement favorable à la précipitation minérale. Comparé au cas d'une faille de perméabilité constante, le refroidissement est moins important et l'écoulement ascendant est chenalisé, le couplage de ces deux effets conduit à l'extension de la région définie pour les minéralisations mésothermales.

16.3.2 Effet d'une intrusion

cas 10 : Φ_b=80 °C, h=15, $k_e = 10^{-15}$ m^2 et intrusion avec $T_{initiale}$=600 °C

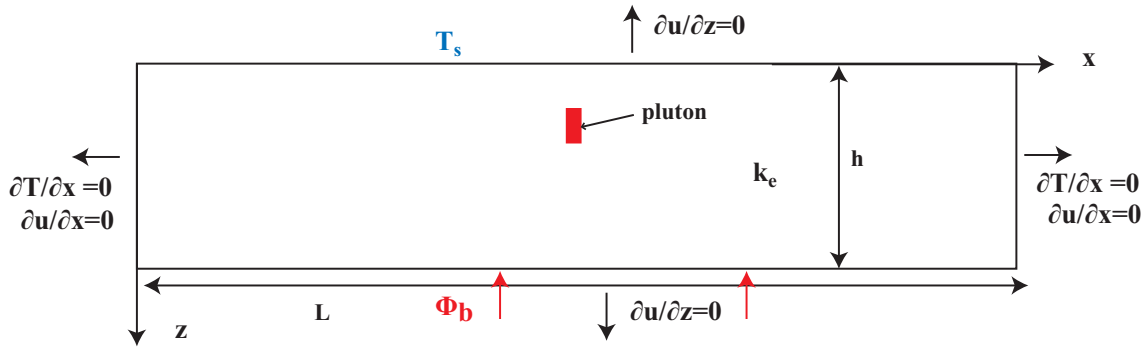


FIG. 16.18 – Modèle 2D d'un système chauffé par le bas dont la température en surface (T_s) et le flux à la base (Φ_b) sont maintenus constants, avec T_s=0 °C. L'intrusion a une température initiale de 600 °C et présente une perméabilité dix fois inférieure à celle du milieu dans lequel elle se met en place.

La figure 16.19 illustre l'évolution au cours du temps de la température, de la vitesse d'écoulement dans le milieu et du produit scalaire u.gradT, dans le cas où une intrusion est présente.

En se reportant au cas similaire d'une condition de température fixée (cas 7), il apparaît que les résultats obtenus sont comparables. Les commentaires faits pour le cas 7 sont donc valables. L'une des différences concerne la température à la base au temps 429000 ans, qui est sensiblement plus importante dans le cas d'un flux imposé. Cette variation résulte de la remontée des isothermes en relation avec l'ascension de fluides chauds. Le fait d'avoir une température plus importante en base de système est alors à l'origine d'un retour à l'état initial un peu plus lent dans ce cas (figure 16.19).

Les perturbations engendrées par la présence d'une intrusion dont les caractéristiques seraient proches de celle modélisée sont donc locales et ont une durée finie, et ce, indépendamment des conditions aux limites fixées.

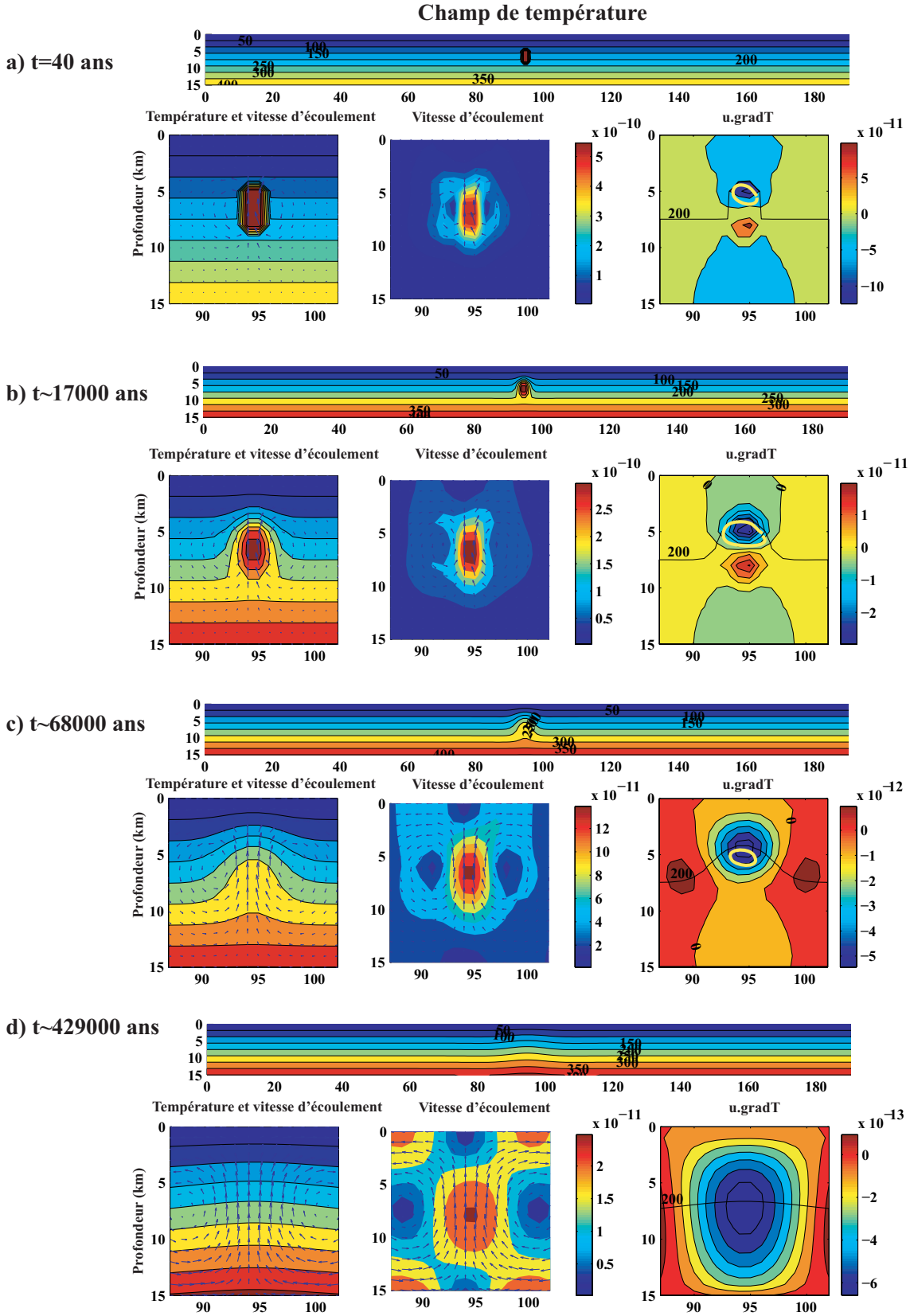


FIG. 16.19 – Cas 10 : Modèle illustrant les effets d'une intrusion introduite dans le milieu à une température initiale de 600 °C. $k_e = 10^{-15}\ m^2$.

16.3.3 Effet d'une faille et d'une intrusion

cas 11 :Φ_b=80 $mW.m^{-2}$, $k_f/k_e = 10$ et intrusion avec $T_i nitiale$= 600 °C

Comme dans le cas d'une température fixée à la base du système, un modèle incluant l'effet d'une intrusion mise en place dans une zone de faille a été testé. Les résultats sont comparables pour les deux types de conditions aux limites et sont présentés sur la figure 16.20.

Les régions favorables à la minéralisation ont des localisations variables au cours du temps. Comme dans le cas d'une température fixée, ces zones sont initialement guidées par le pluton puis elles migrent à des profondeurs plus importantes. A l'état stationnaire final, le contexte semble peu propice à la formation de gisement en raison de la faible température dans la faille.

16.3.4 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface

cas 12 :Φ_b=80 $mW.m^{-2}$, $k_f/k_e = 10$ et couche perméable en surface

Ce cas est l'équivalent du cas 7 et de façon similaire, les vitesses d'écoulement sont maximales au niveau de la faille, où elles atteignent des valeurs de l'ordre de 10^{-9} $m.s^{-1}$. L'écoulement, hors de la faille, est majoritairement focalisé dans la couche perméable (figure 16.23) et les perturbations des isothermes pour les profondeurs supérieures à 8 km sont le résultat de processus conductifs principalement.

L'écoulement dans la faille refroidit le milieu et les températures à l'intérieur de celle-ci ont tendance à s'homogénéiser. La faille constitue alors une limite thermique latérale et introduit un effet de gradient de température latéral dans le système. Cette limite thermique, présente sur la bordure gauche de la faille est une condition suffisante pour conduire à la mise en place de convection dans le milieu, et ce indépendamment de la valeur du nombre de Rayleigh. Elle impose la présence d'une cellule de convection dirigée dans le sens horaire dans la couche perméable dans la partie jouxtant la faille. Comparées à celles du cas 7, les perturbations du champ de température au sein de la couche perméable sont plus marquées, ce qui peut en partie s'expliquer par cet effet. De plus dans le cas 8, le fait que la température soit fixée, réduit la taille des cellules de convection et les variations de température engendrées par celles-ci. La condition de flux imposé à la base du système et la présence de la faille ajoute des effets de gradients latéraux de température permettent d'augmenter la convection.

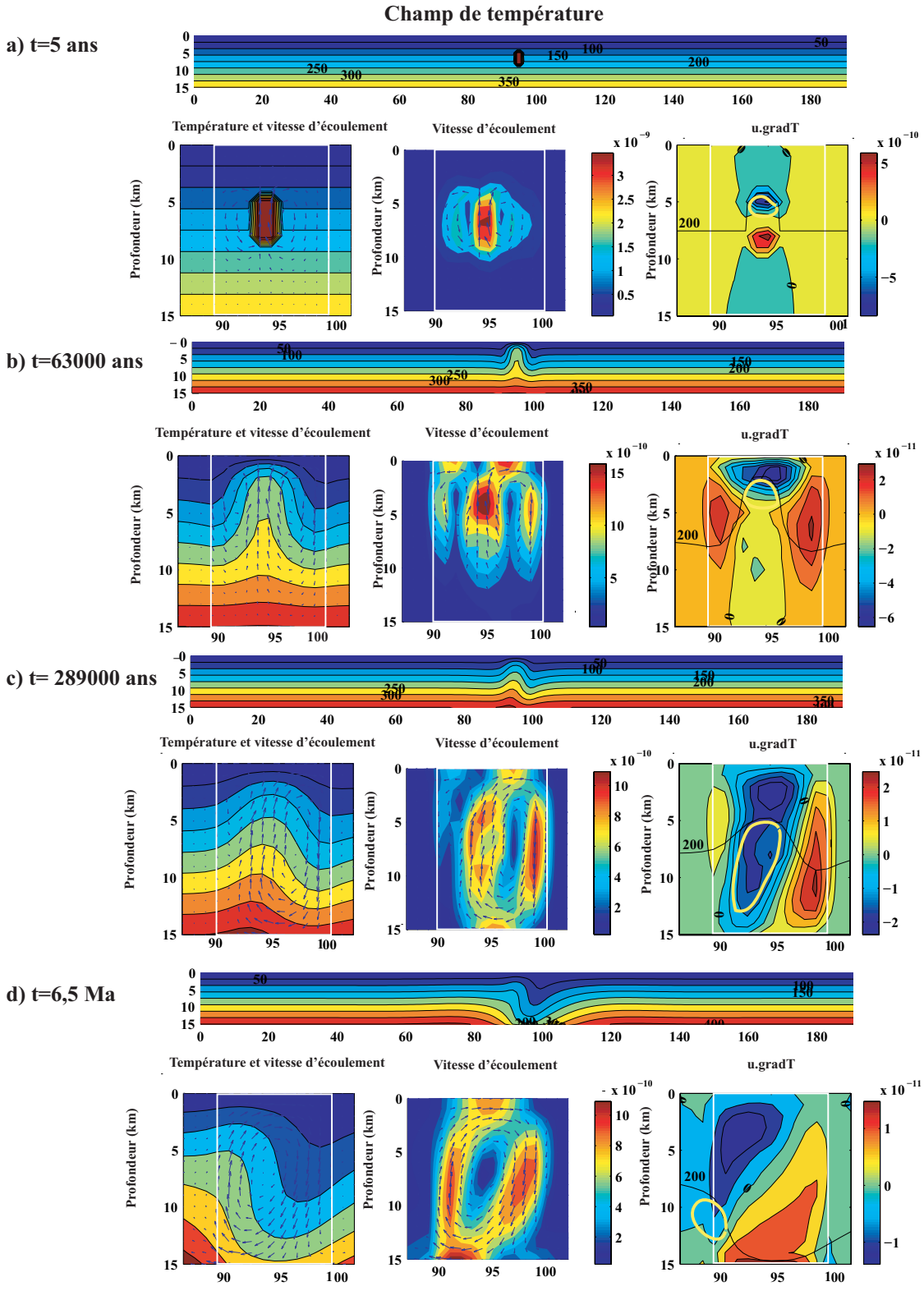


FIG. 16.20 – Cas 11 : Modèle illustrant les effets couplés d'une faille et d'une intrusion introduite dans le milieu à une température initiale de 600 °C. Dans ce cas, k_f=10^{-14} m^2 et $k_e = k_{intrusion} = 10^{-15}$ m^2.

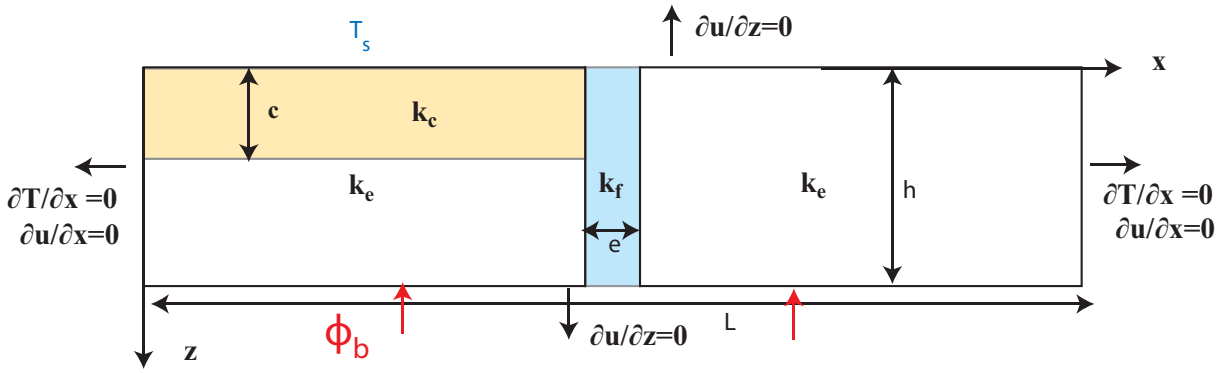


FIG. 16.21 – Modèle 2D d'un système chauffé par le bas dont la température en surface (T_s) et le flux à la base (Φ_b) sont maintenus constants, avec T_s=0 °C. Les autres paramètres sont identiques à ceux du cas 7.

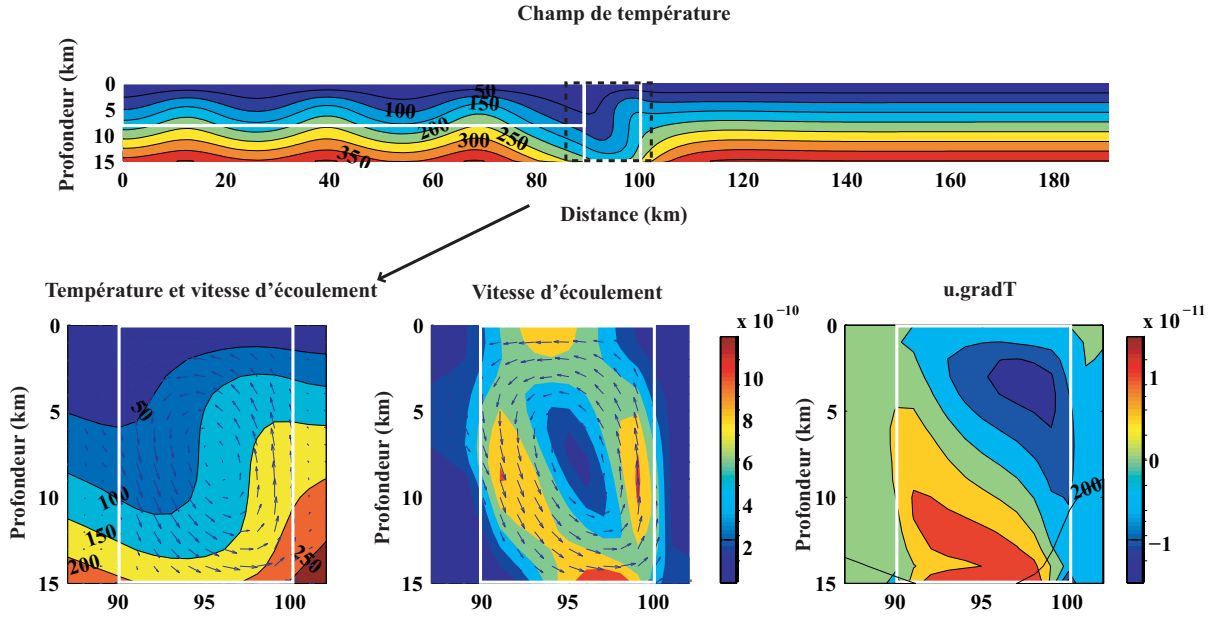


FIG. 16.22 – Cas 12 : Modèle pour lequel une faille et une couche perméable sont présentes, avec k_f=10^{-14} m^2, $k_{couche} = 5.10^{-15}$ m^2 et $k_e = 10^{-15}$ m^2.

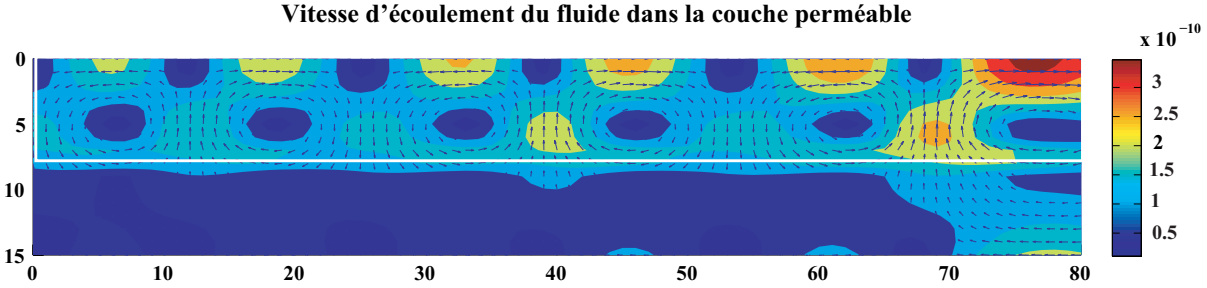


FIG. 16.23 – Cas 12 : Modèle pour lequel Φ=80 $mW.m^{-2}$, k_f=10^{-14} m^2, k_{couche} = 5.10^{-15} m^2 et $k_e = 10^{-15}$ m^2. Champ de température et vitesse d'écoulement du fluide dans la région située à gauche de la faille.

16.4 Conclusion de l'approche 2D

La cellule de convection au sein de la faille présente une configuration proche de celle du cas 10, pour lequel la couche perméable est absente. Les fluides remontent le long de la bordure droite de la faille alors qu'ils redescendent sur une zone plus étendue à gauche. Cette circulation de fluides refroidis s'ajoute à celle entraînée par la cellule de convection (même sens de circulation) présente dans la couche perméable et permet d'augmenter l'effet de refroidissement et son étendue par rapport au cas 10 où seule la cellule relative à la faille est présente. De plus, le fait que les fluides descendent sur le bord gauche est imposé par la limite thermique latérale, ce qui n'était pas le cas dans le cas où la température était fixée.

Le produit scalaire u.gradT présente une valeur minimale à ∼2-5 km de profondeur au niveau de la zone où les fluides réchauffés remontent, mais les températures dans cette zone ne coïncident pas à des conditions favorables pour les minéralisations aurifères mésothermales. Dans la couche perméable, ce produit présente aussi des valeurs négatives, aux endroits où les fluides sont ascendants, et la gamme de température semble propice à la formation de gisements. Dans ce cas il est probable qu'à intervalles réguliers (longueur d'onde entre les cellules) des indices de minéralisations se retrouvent.

D'après ces modèles, il apparaît que lorsque plusieurs processus agissent dans une même zone, leur impact n'est pas équivalent selon les hypothèses choisies. Le tableau 16.1 permet de mettre en évidence les zones de précipitation et les sens de circulations des fluides hydrothermaux ainsi que l'amplitude de la vitesse.

Dans la plupart des cas pour lesquels une faille est présente, la précipitation se localise sur les murs de celle-ci et est maximale à proximité de la surface. En couplant les conditions de température pour les gisements mésothermaux et la distribution de l'indice d'altération de la roche, les bords des failles coïncident aussi avec des régions favorables à la précipitation de l'or. D'après les résultats des modèles, la localisation pour laquelle la probabilité de trouver des gisements d'or dans des contextes de failles

est maximale se situe au niveau des bordures des failles.

Il faut toutefois noter que selon les conditions imposées aux limites, la profondeur de ces zones et l'amplitude des régions propices à la minéralisation est variable (champ de température différent). Pour un flux fixé à la base, le refroidissement est plus marqué, et les conditions semblent moins favorables à la minéralisation et se retrouvent décalées vers des profondeurs plus importantes. Le cas pour lequel la température est fixée peut correspondre, par exemple, à des situations où un batholite est présent.

Les modèles 2D synthétiques ont permis d'identifier des situations pour lesquelles les processus de minéralisation associés à de gisements d'or mésothermaux sont susceptibles d'agir. Les failles influencent le champ de température et permettent de focaliser les circulations de fluides hydrothermaux. Elles correspondent à des lieux privilégiés pour la précipitation et la dissolution minérale. Si elles présentent un gradient de perméabilité cet effet est renforcé. La présence d'un bassin adjacent accentue le maintien d'une limite latérale froide, phénomène d'autant plus marqué dans le cas où à la condition à la limite inférieure correspond à un flux fixé. Si la convection hydrothermale induite par la présence de la faille est assez vigoureuse dans la couche perméable, il est probable qu'il existe des indices de minéralisations à intervalles réguliers dans celle-ci.

Les intrusions possèdent un effet limité dans le temps (fonction, entre autres, de leur taille) mais sont capables d'initier des circulations de fluides vigoureuses dans le milieu. Les zones de précipitation se localisent à l'aplomb de celles-ci mais sont influencées par la perméablité de l'encaissant. Un pluton mis en place dans une faille induira des circulations plus vigoureuses localement et ses effets pourront être couplés à ceux d'une faille seule.

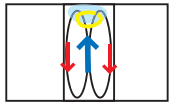
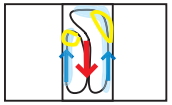
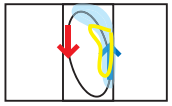
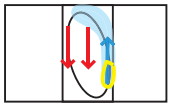
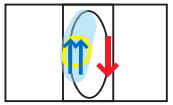
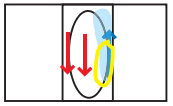
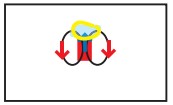
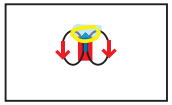
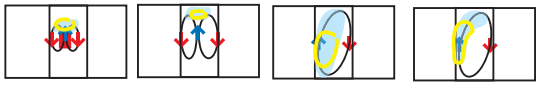
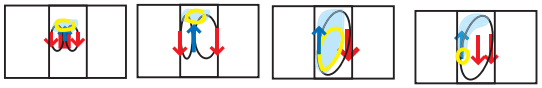
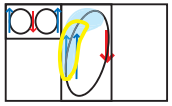
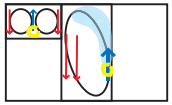
Le fait que les failles atteignent la base du modèle ne modifie pas la nature des phénomènes observés. En effet, des tests effectués pour des failles de 10 km de profondeur, par exemple, montrent que l'écoulement est similaire à celui observé pour une faille de 15 km, et se limite à la zone plus perméable (zone faillée).

Les limites du modèle

S'il existe des phénomènes de précipitation, la perméabilité devrait diminuer et l'état permanent présenté dans cette partie ne peut perdurer indéfiniment.

De plus les circulations de fluides dans les bassins dues aux phénomènes de compaction ne sont pas pris en compte et pourraient ajouter des spécificités dans ces zones.

TAB. 16.1 – Tableau récapitulatif des modèles 2D. Les flèches dirigées vers le haut représentent de circulations de fluides ascendantes et les flèches dirigées vers le bas des circulations de fluides descendantes, l'épaisseur de celles-ci est proportionnelle à la valeur de la vitesse. Les zones bleues correspondent aux régions de précipitation et les contours jaunes aux zones favorables aux minéralisations aurifères.

Cas	Température constante à la base	Flux constant à la base
1 faille k_f/k_e=10 h=30 km		
2 faille k_f/k_e=100 h=30 km		
3-8 faille k_f/k_e=100 h=15 km		
4-9 faille ∇ k h=15 km		
5-10 intrusion h=15 km		
6-11 intrusion et faille		
7-12 faille couche perméable		

Chapitre 17

Convection hydrothermale : approche 3D

Sommaire

17.1 L'effet des failles 218
17.2 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface 225
17.3 Effets couplés d'une faille avec gradient de perméabilité, d'une couche perméable et d'intrusions multiples 231
17.3.1 Application numérique simple 231
17.4 conclusion 3D 232

Dans ce chapitre quelques cas de modèles synthétiques 3D sont présentés et comparés aux résultats des modèles 2D obtenus dans le chapitre précédent, afin de rendre compte des phénomènes convectifs présents dans la direction parallèle au plan de faille.

Dans tous les modèles synthétiques 3D réalisés, les limites des systèmes sont définies en x=0, x=150 km, y=0, y=90 km et z=0, z=15 km, soit L=150 km, b=90 km et h=15 km. Dans le cas 2D L=190 km, cependant les résultats sont comparables car dans les deux cas, les limites sont assez éloignées pour pouvoir éviter des effets de bord. Comme dans les cas 2D, toutes les limites sont imperméables et le flux de chaleur horizontal est nul au niveau des murs (en x=0, x=L, y=0 et y=b). Les perméabilités de l'encaissant, de la faille et de la couche perméable sont définies k_e, k_f et k_c respectivement.

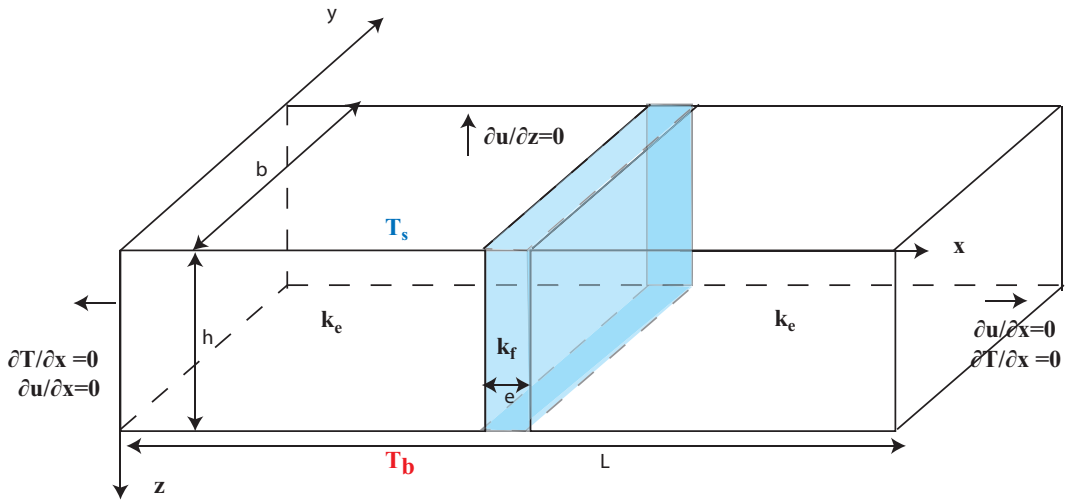


FIG. 17.1 – Modèle 3D d'un système chauffé par le bas dont les températures en surface (T_s) et à la base (T_b) sont maintenues constantes, avec T_s=0 °C.

17.1 L'effet des failles

cas13 : T_b=400 °C, $k_e = 10^{-15}$ m^2 et $k_f = 10^{-14}$ m^2

Le cas 13 est l'équivalent 3D du cas 3. Dans les deux cas la perturbation est confinée au sein de la zone de faille. Néanmoins, il apparaît que l'écoulement montre un caractère 3D, et des figures de panaches (champignons 3D) apparaissent dans la faille, remplaçant le régime de rouleaux observé dans le cas 2D (figure 17.2).

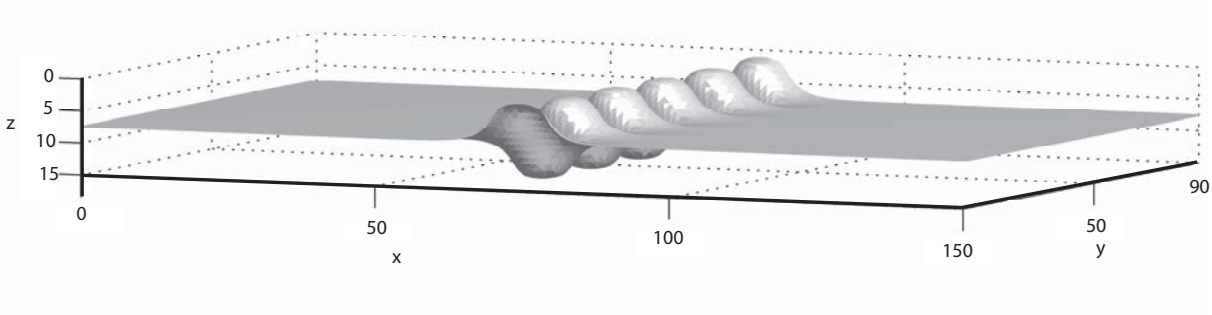


FIG. 17.2 – Cas 13 : Modèle 3D. Isotherme 200 °C plane en dehors de la zone faillée.

Dans le plan XZ, la distribution de la température est symétrique par rapport à la faille, et varie selon la valeur de y choisie, en raison du caractère 3D de la convection hydrothermale (figure 17.3).
Dans le plan YZ, en x=75 km, au centre de la faille, les isothermes sont perturbées et possèdent une allure identique à celle observable dans le cas d'un milieu poreux 2D. Plus la distance par rapport au centre de la faille est importante, plus la perturbation

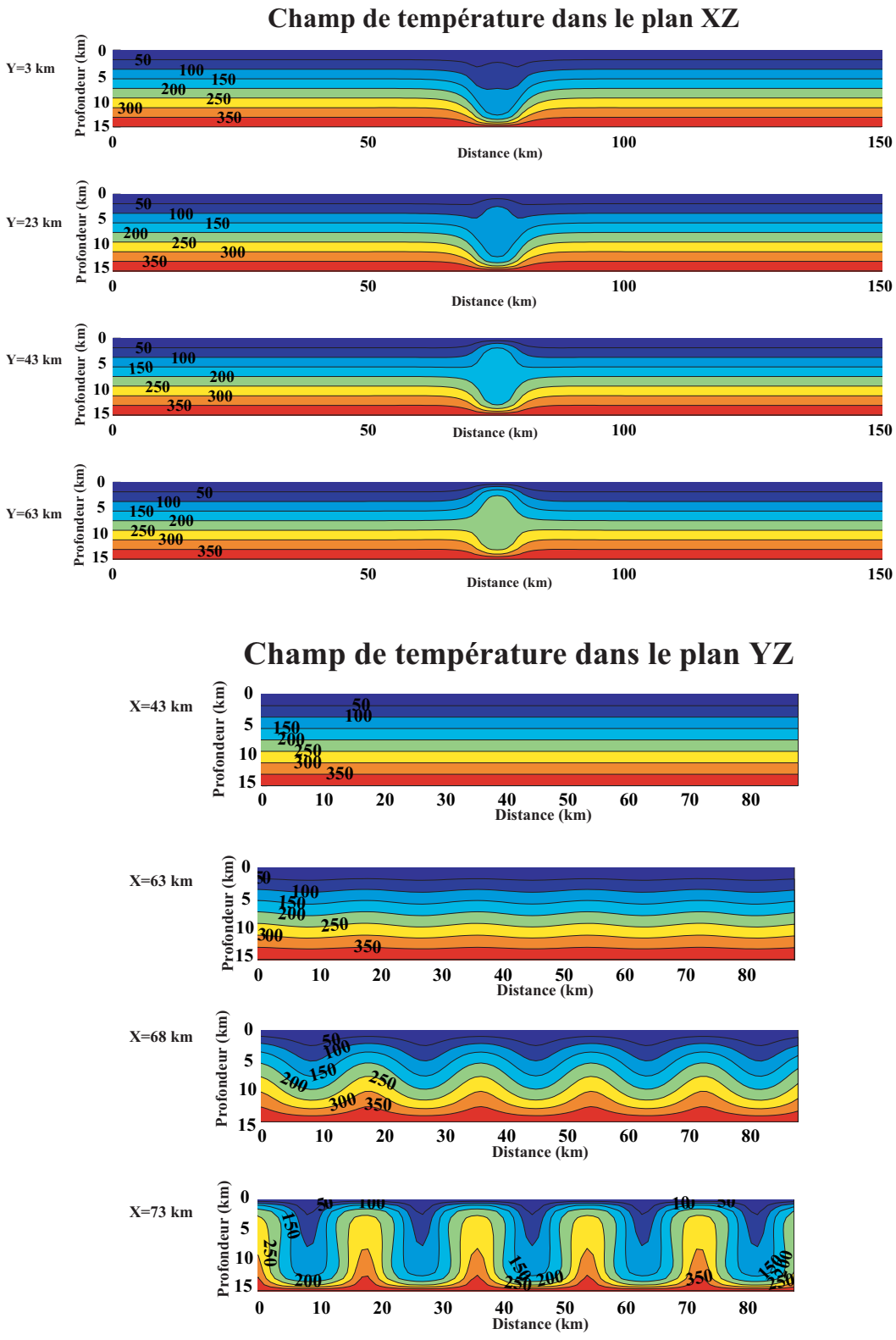


FIG. 17.3 – Cas 13 : milieu homogène avec une faille, avec les perméabilités k_e=10^{-15} m^2, k_f=10^{-14} m^2 respectivement. La température est fixée à 400 °C à la base du système.

des isothermes est faible. La longueur d'onde observable entre les cellules est de l'ordre de 18 km. Cette longueur d'onde est cohérente avec la valeur de perméabilité choisie, intermédiaire par rapport aux cas 2D homogènes pour lesquels k_e=5.10^{-15} et 10^{-13} m^2 et présentant des longueurs d'ondes de 24 km et 10 km respectivement.

La figure 17.4, montre le champ de température, la distribution des vitesses d'écoulement et le produit scalaire u.gradT dans le plan XZ, pour des valeurs de y correspondant à deux situations extrêmes (y=9 km, centre du panache froid et y=18 km, centre du panache ascendant). Les vitesses maximales (2.10^{-9} $m.s^{-1}$) sont au centre du panache. Selon la valeur de y, le produit scalaire est toujours positif (y=9 km) ou toujours négatif (y=18 km), impliquant une périodicité entre des zones de dissolution et de précipitation minérale localisées.

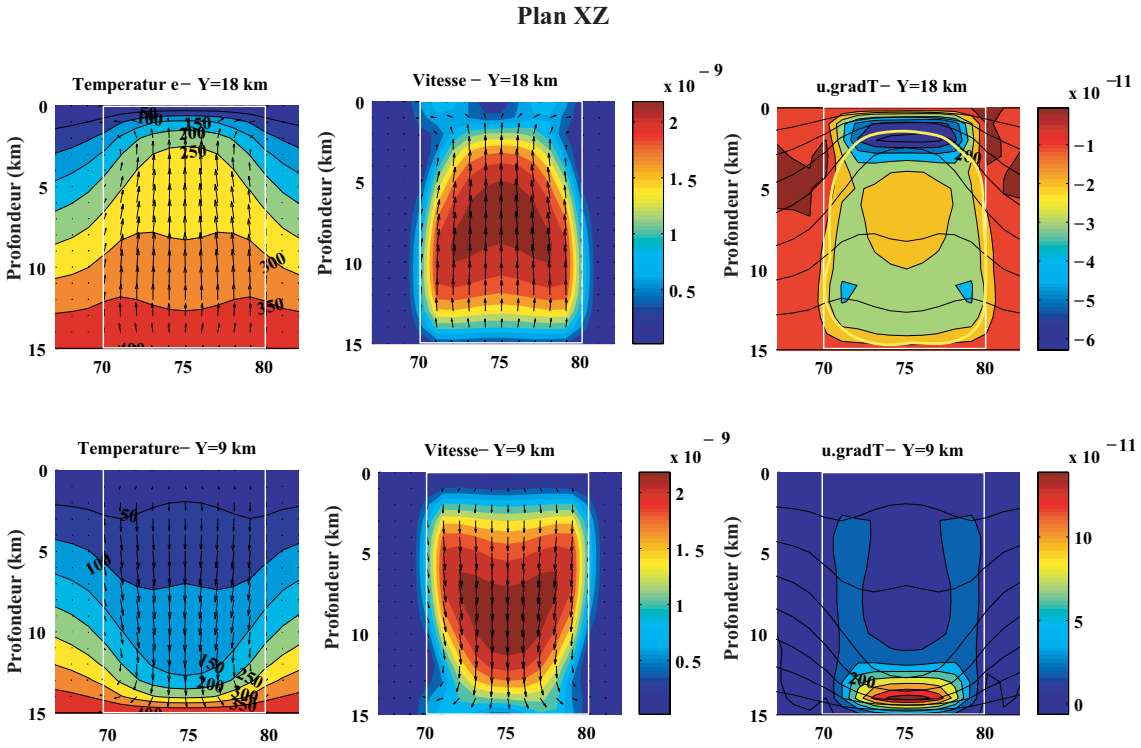


FIG. 17.4 – Cas 13 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan XZ. Ce cas est similaire au cas 3 en 2D. Les régions propices à la minéralisation sont délimitées en jaune.

Dans le plan YZ (figure 17.5), les vitesses sont maximales au centre de la faille (2.10^{-9} $m.s^{-1}$) à la limite entre et au centre des panaches, l'écoulement y est le plus vigoureux. Le produit scalaire u.gradT varie lui aussi en fonction de la distance au centre de la faille. En x=75 km, il est négatif à proximité de la surface sur une distance égale à celle de la largeur du panache, ainsi qu'à une profondeur de 10 à 13 km mais sur une distance latérale plus réduite (∼2 km). En x=70 km, les zones où u.gradT est négatif sont toujours présentes à proximité de la surface mais nettement moins étendues et elles sont majoritairement décalées à des profondeurs de 7 à 14 km.

Selon la distance par rapport au centre de la faille, les zones de précipitation diffèrent. Plus la distance est importante, plus les endroits où u.gradT est négatif se retrouvent en profondeur. Les zones où u.gradT est négatif sont plus importantes à proximité de la surface qu'en profondeur, où ce sont les zones où ce produit est positif qui sont majoritaires.

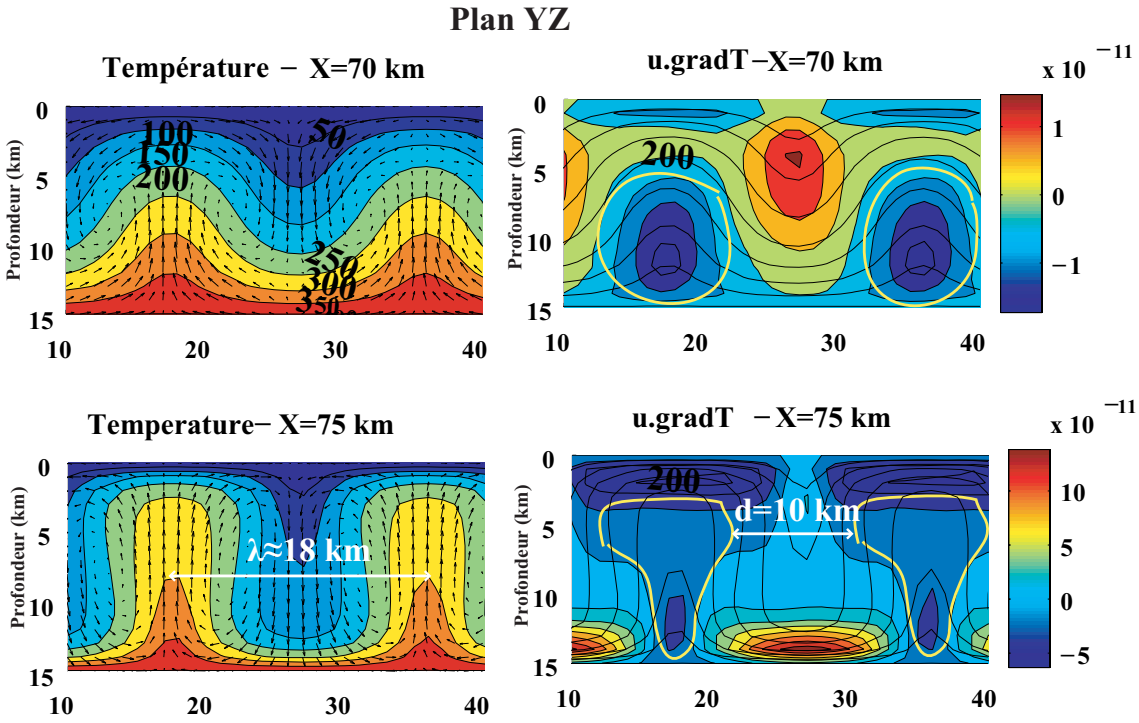


FIG. 17.5 – Cas 13 : Modèle 3D, d'un milieu homogène recoupée par une faille, température et u.gradT, plan YZ.

En conclusion, le fait d'intégrer une troisième dimension, permet de voir apparaître des figures d'écoulement différentes de celles observables en 2D. Les zones de précipitation déduites de ces résultats, de la même manière ne coïncident plus à celles prédites dans le cas 2D, elles sont plus complexes et présentes une périodicité spatiale qui corrèle avec la géométrie convective 3D.

cas14 : Φ_b=80 $mW.m^{-2}$, $k_f/k_e = 10$

Dans le cas où la condition de température est remplacée par une condition de flux constant à la base, la localisation de la perturbation est identique, à savoir qu'elle se limite à la zone de faille et ses alentours et la structure de l'écoulement est 3D.

Comme dans le cas précédent mais contrairement au cas 2D (cas 8), le champ de température présente une symétrie par rapport à la faille. Le fait d'introduire une dimension supplémentaire permet aux cellules de se développer plus facilement en 3D et de dissiper l'énergie de manière plus efficace, les panaches ainsi formés sont symétriques par rapport à la faille.

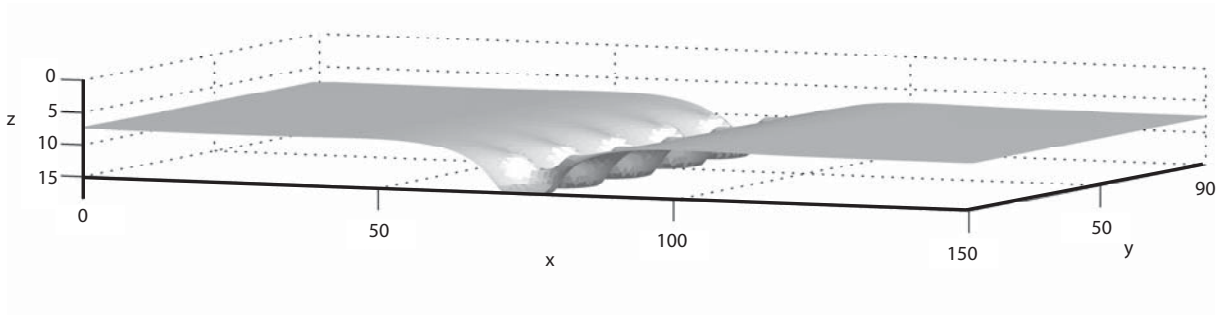


FIG. 17.6 – Cas 14 : Modèle 3D isotherme 200 °C.

Contrairement au cas précédent, la présence de la faille se traduit par une refroidissement par rapport au champ de température initial pour des profondeurs supérieures à ∼10 km. Pour des profondeurs moins importantes, un réchauffement est visible dans certaines régions. Les cellules de convection montrent une périodicité spatiale de 18 km selon la direction parallèle à l'axe de la faille.

D'après les figures 17.8 et 17.9 plus la distance par rapport au centre de la faille est importante plus les zones où u.gradT est minimal se retrouvent en profondeur. Les vitesses de fluide sont maximales au centre de la faille entre les cellules de convection. Les zones marquées par un réchauffement à proximité de la surface coïncident avec un RAI négatif et représentent de situations propices à la précipitation. Comme dans le cas précédent elles présentent une alternance avec des zones de dissolution.

Remarques : En augmentant la perméabilité de la faille d'un facteur 10 ($k_f = 10^{-13}$ m^2), les vitesses de fluides atteignent des valeurs 5 à 6 fois plus importantes que dans cas où $k_f = 10^{-14}$ m^2. Le refroidissement se matérialise alors sous la forme d'une homogénéisation des températures dans la faille, et la température à l'intérieur de celle-ci oscille entre 50 et 100 °C au maximum. Une telle situation ne semble cependant pas réaliste, car s'il existe des zones de failles très perméables dans la nature il est peu probable qu'elles présentent une telle perméablité sur une largeur de 10 km.

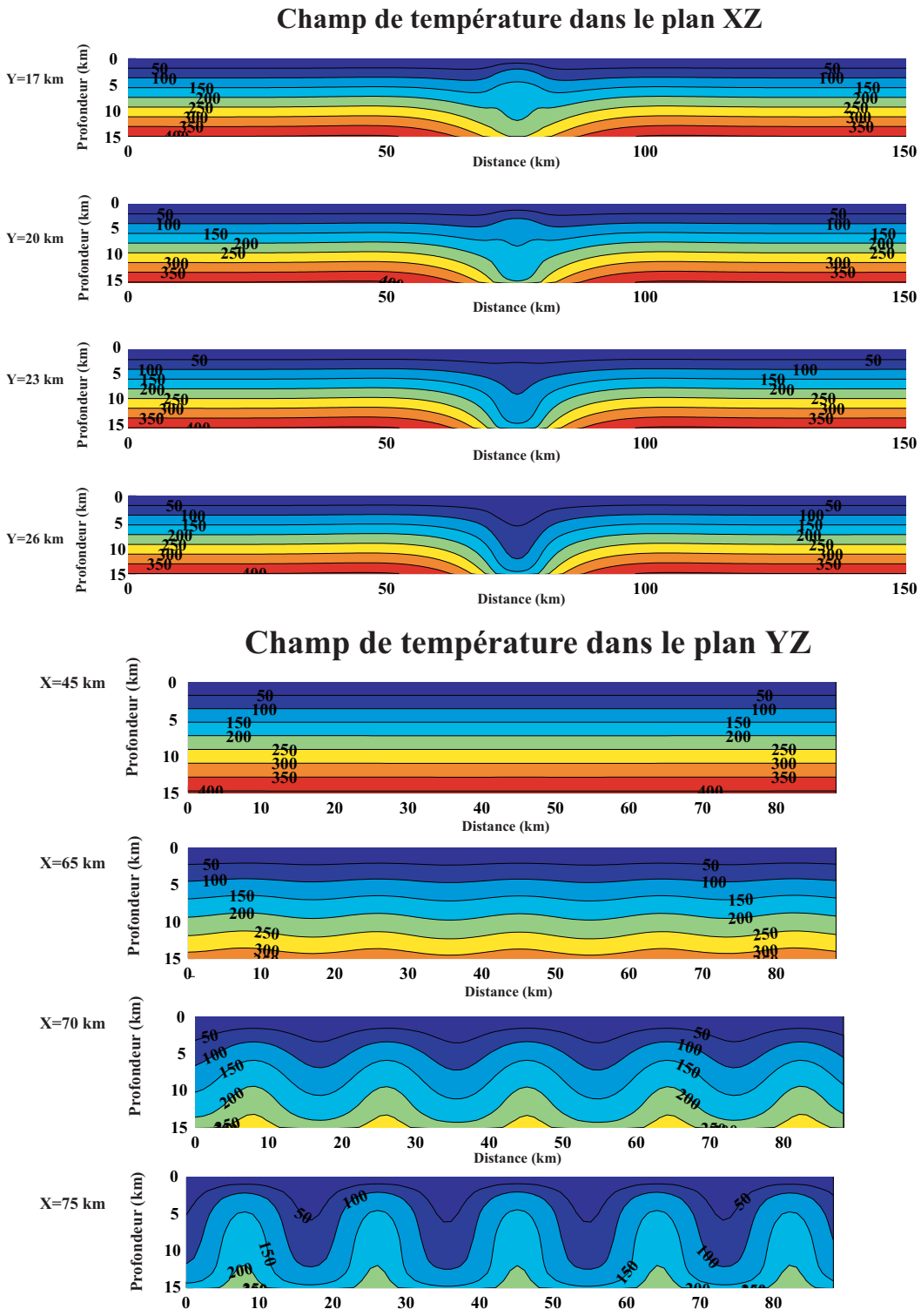


FIG. 17.7 – Cas 14 : Modèle 3D d'un système chauffé par le bas dont les températures en surface (T_s) et le flux à la base (Φ) sont maintenus constants, avec T_s=0 °C.

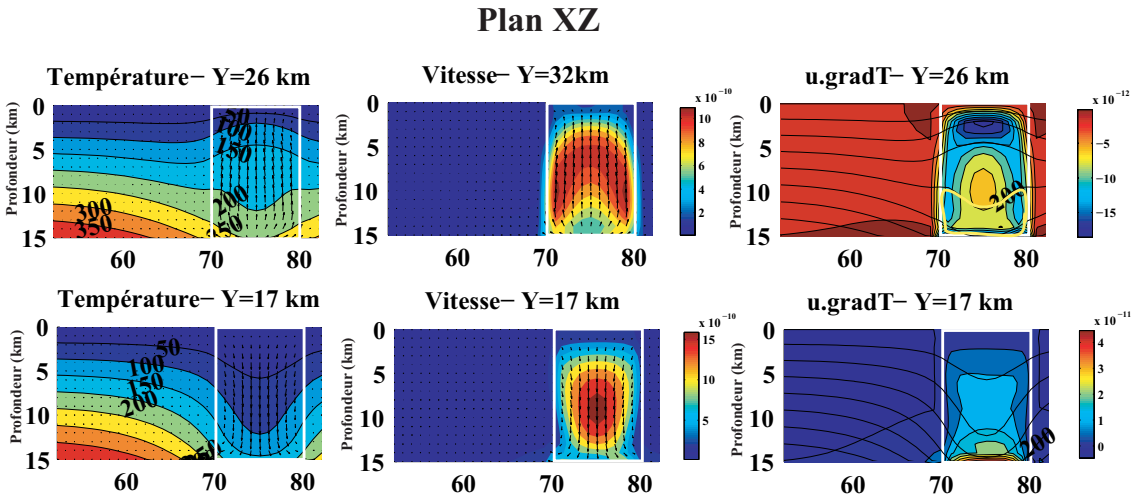


FIG. 17.8 – Cas 14 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan XZ.

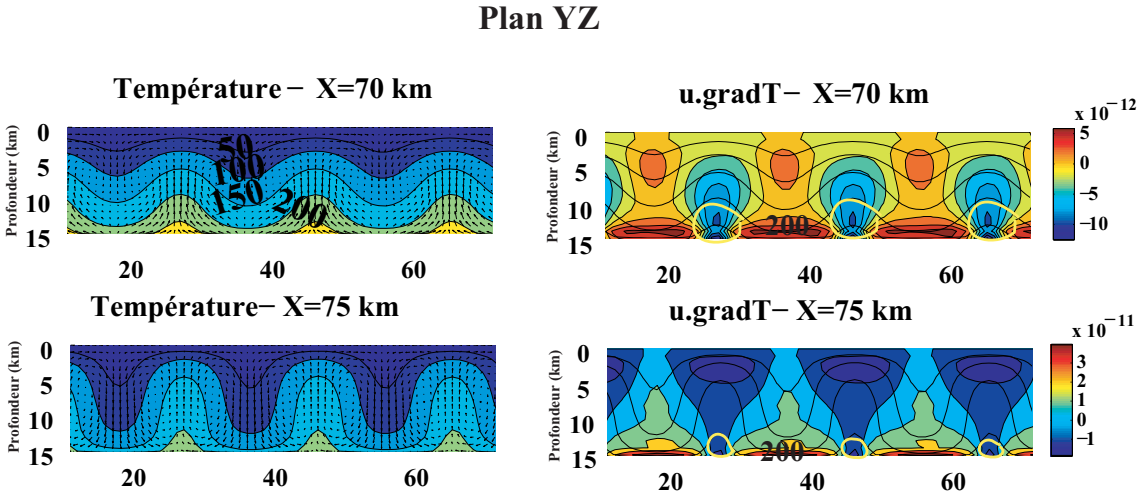


FIG. 17.9 – Cas 14 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan YZ.

17.2 Effet d'une faille et d'une couche plus perméable en surface

cas15 : Φ_b=80 $mW.m^{-2}$, $k_f/k_e = 10$ et couche perméable en surface

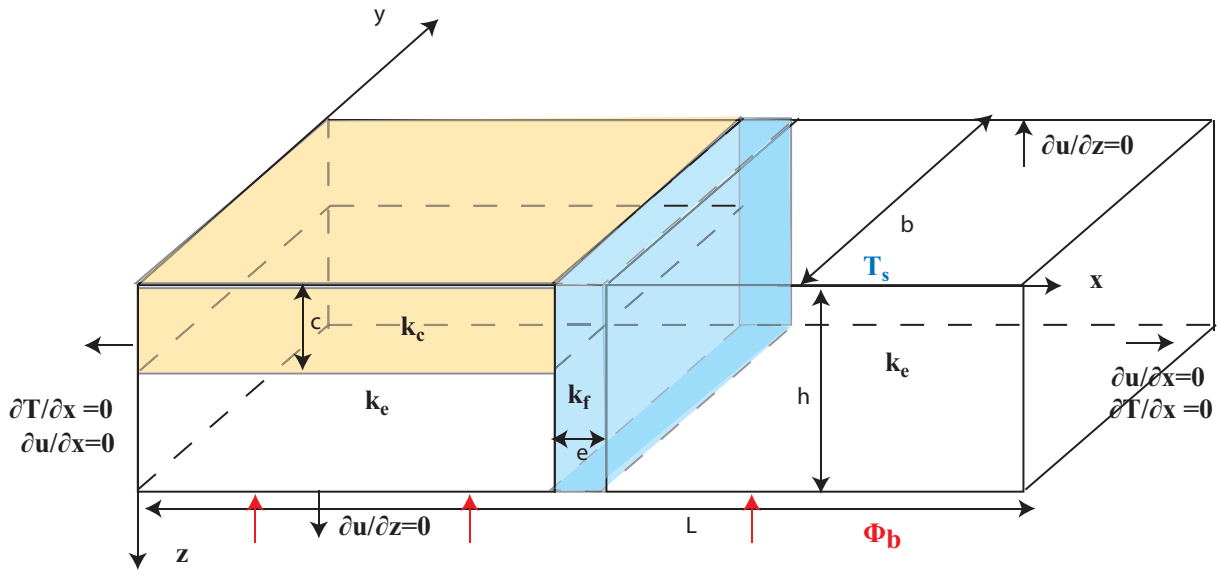


FIG. 17.10 – Modèle 3D d'un système chauffé par le bas dont la température en surface (T_s) et le flux de chaleur à la base (Φ_b) sont maintenus constants, avec T_s=0 °C. Une zone de faille et une couche plus perméable sont présentes.

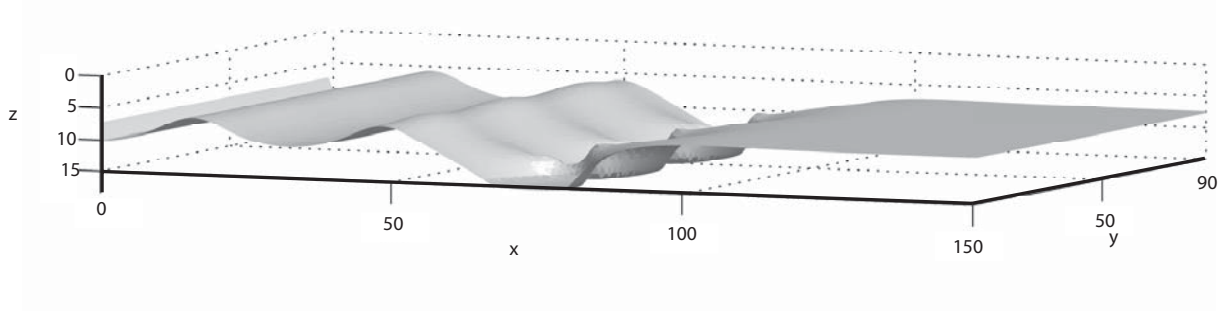


FIG. 17.11 – Cas 15 : Modèle 3D. L'isotherme 200 °C montre le passage d'une convection 2D à une convection 3D.

Dans le cas où une couche perméable est ajoutée sur la bordure gauche de la faille, il apparaît que les isothermes sont perturbées dans la faille et dans la couche perméable (figure 17.11). De plus l'écoulement est 2D dans la couche perméable alors qu'il apparaît comme étant 3D dans la zone de faille, ce qui se traduit par la présence de panaches à l'intérieur de celle-ci.

Une fois le régime stationnaire atteint, le champ de température dans le plan XZ, est variable selon la position en y, en raison de la présence de panaches dans la faille

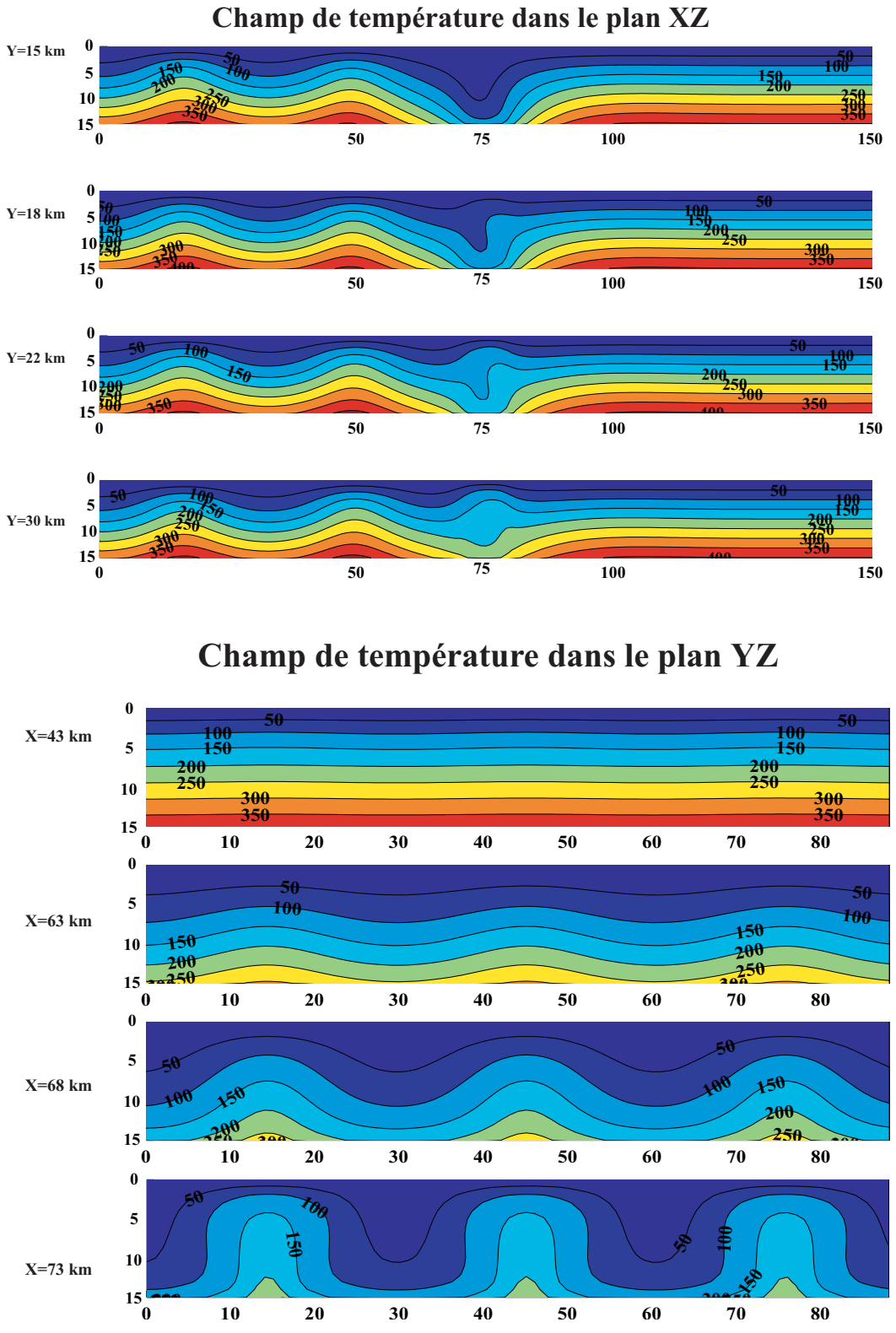


FIG. 17.12 – Cas 15 : Champs de température dans les plans XZ et YZ pour diverses valeurs de y et x respectivement.

(figure 17.12). Des zones de refroidissement et de réchauffement s'alternent au sein de celle-ci. Dans la couche perméable, où le régime d'écoulement est 2D, la perturbation des isothermes est équivalente pour toutes les valeurs de y et la distribution de température est équivalente à celle du cas 2D. Cette remarque n'est cependant pas valable au niveau de la zone de transition entre les deux régimes qui s'étend jusqu'à x≃60 km. La longueur d'onde correspondant à la distance entre deux panaches est ∼30 km et la perturbation de température étant maximale au centre de la faille.

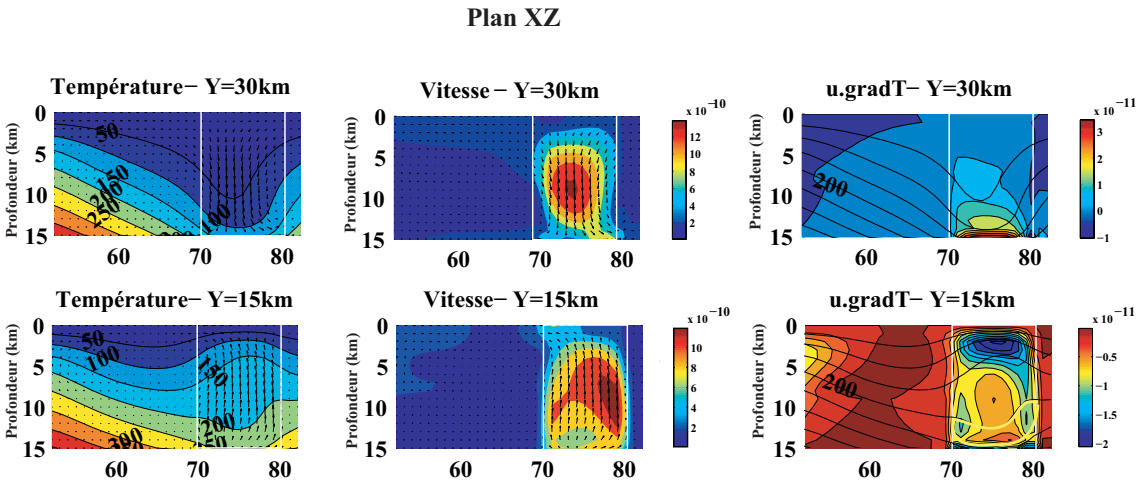


FIG. 17.13 – Cas 15 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille et couche perméable, température et u.gradT, plan XZ. Ce cas est similaire au cas 12 en 2D simplement il inclue une dimension supplémentaire dans l'axe de la faille.

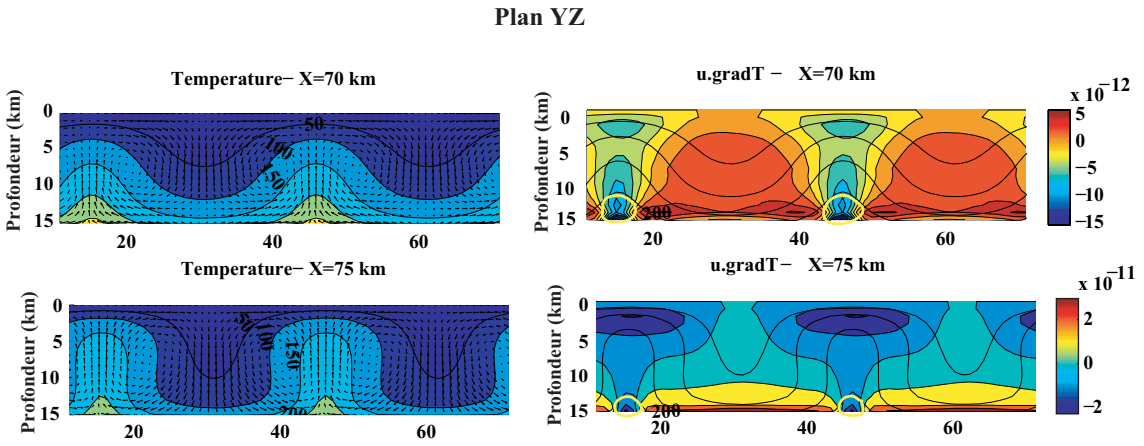


FIG. 17.14 – Cas 15 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille et une couche perméable, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan YZ. Ce cas est similaire au cas 12 en 2D simplement il inclue une dimension supplémentaire dans l'axe de la faille.

Le champ de vitesse d'écoulement au centre de la faille atteint des valeurs maximales de l'ordre de $1,3.10^{-9}$ $m.s^{-1}$, localisées au niveau de circulations de fluides descendantes, entre les panaches. En s'éloignant du centre de la faille, la vitesse du fluide diminue et son maximum coïncide toujours avec des zones de circulations descendantes.

Le produit u.gradT, au centre de la faille, est minimal à proximité de la surface (figure 17.14). Sur la bordure gauche de la faille, les zones où u.gradT est négatif sont plus restreintes latéralement et la zone de minima est localisée principalement entre 10 et 15 km de profondeur.

cas16 :Φ_b=80 $mW.m^{-2}$, gradient de perméabilité dans la faille et couche perméable Dans le cas où un gradient de perméabilité est présent au sein de la faille, avec

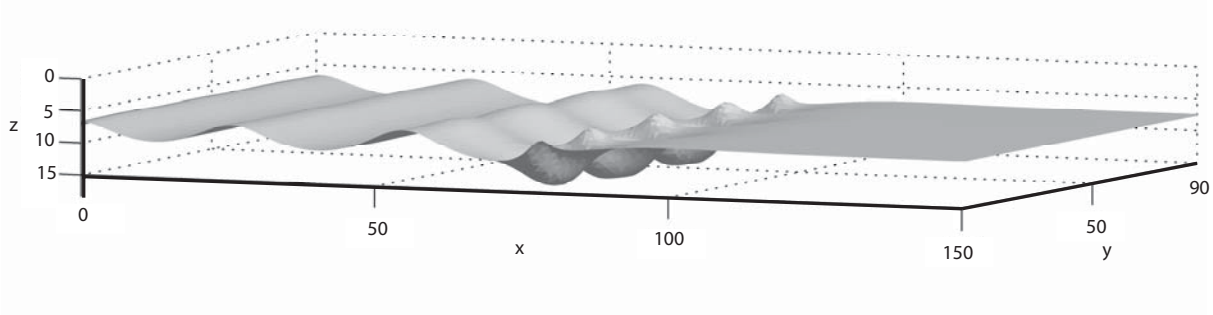
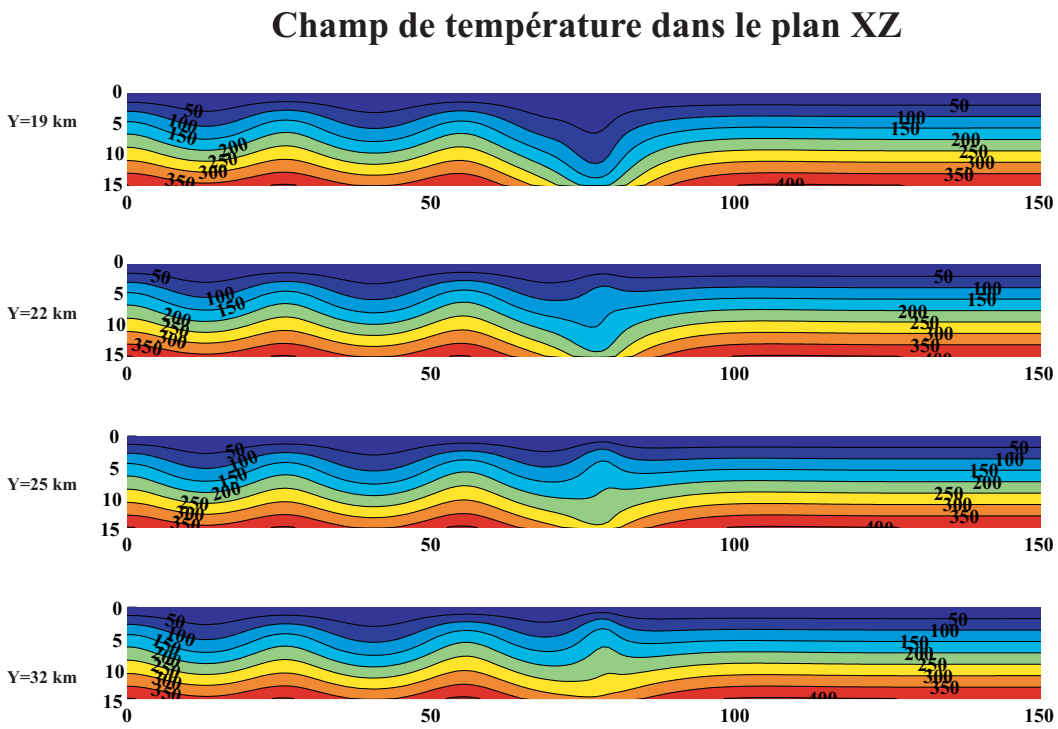


FIG. 17.15 – Cas 16 : Modèle 3D. L'isotherme 200 °C montre le passage entre les régimes de convection 2D et 3D.

une perméabilité qui augmente de 10^{-15} m^2 à 10^{-14} m^2 de gauche à droite, de la même façon que pour le cas précédent l'écoulement est 2D dans la couche perméable et 3D dans la faille (figure 17.15). En revanche, au niveau de la région la plus perméable, la perturbation est plus marquée et les perturbations dans la couche perméable sont moins étendues.

Selon les valeurs de y, dans la zone de faille le champ de température est marqué par une alternance entre des régions traduisant un refroidissement ou un réchauffement, en passant par des zones intermédiaires. La zone de transition entre le régime 2D et 3D est moins étendue que dans le cas précédent en raison de la diminution de la largeur de la région fortement perméable.

Comme dans le cas 2D, la vitesse est maximale dans la zone la plus perméable et c'est aussi dans cette région que le produit scalaire u.gradT est minimale. Celui-ci s'illustre par une distribution périodique selon l'axe de la faille, comme dans les cas 3D précédents. L'ajout du gradient de perméabilité a pour effet de concentrer les zones de dissolution et précipitation maximale au niveau de la bordure droite.



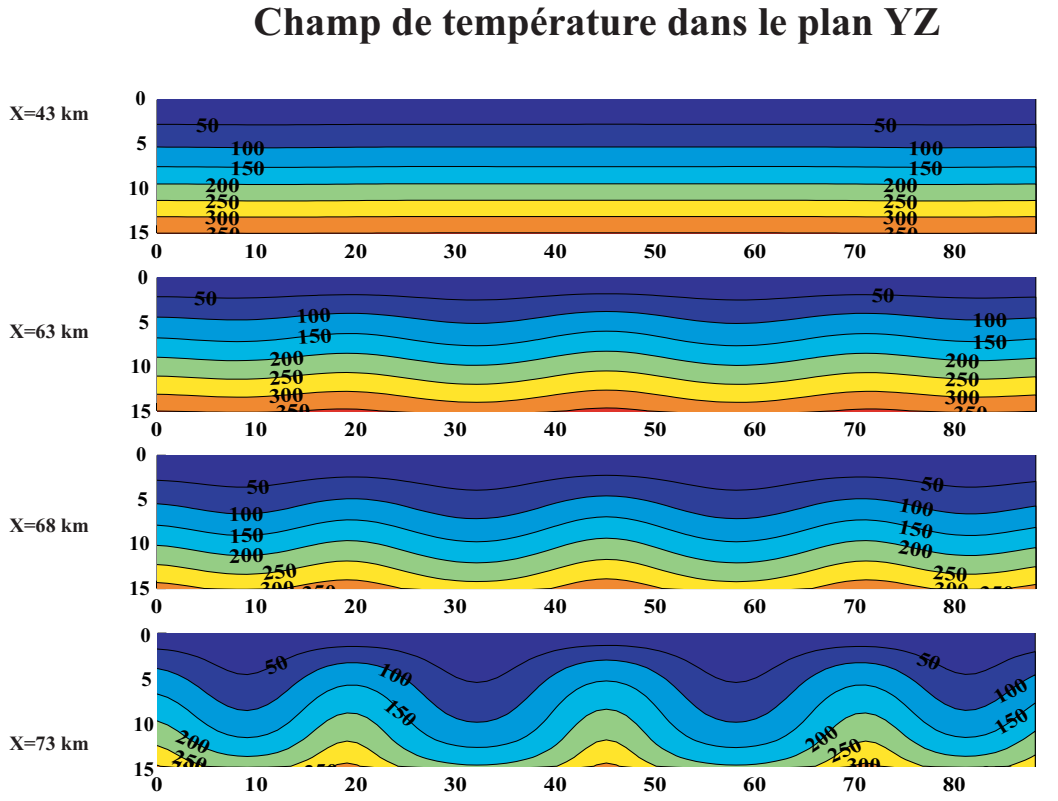


FIG. 17.16 – Cas 16 : Champs de température dans les plans XZ et YZ pour diverses valeurs de y et de x, en régime permanent.

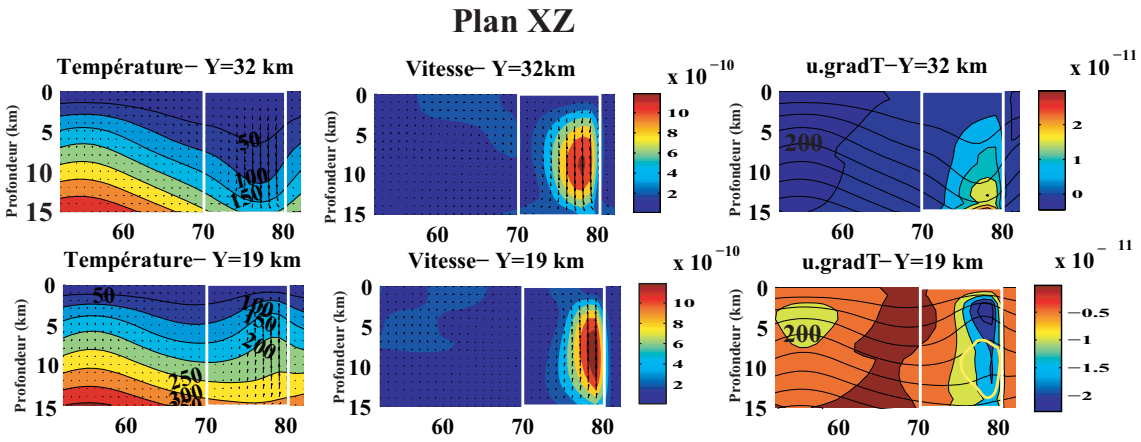


FIG. 17.17 – Cas 16 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température, vitesse d'écoulement et u.gradT, plan XZ.

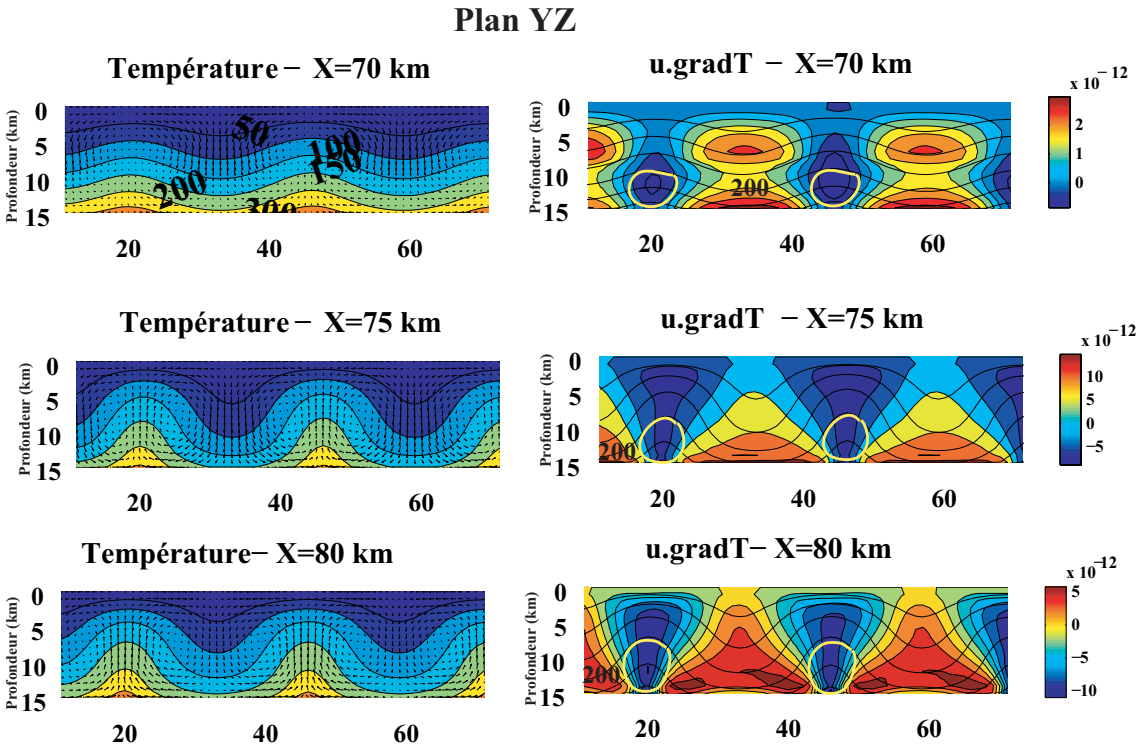


FIG. 17.18 – Cas 16 : Modèle 3D, milieu homogène avec faille, température et u.gradT, plan YZ.

17.3 Effets couplés d'une faille avec gradient de perméabilité, d'une couche perméable et d'intrusions multiples

cas17 :Φ_b=80 $mw.m^{-2}$, $k_f/k_e = 10$, k_c=5.10^{-15} m^2 et intrusion $T_{initiale}$=600 °C

Ce cas présente les effets couplés des diverses situations présentées précédemmnt. Il inclue la présence de 9 plutons au centre de la faille. Ces intrusions possèdent une épaisseur de 1 km, une hauteur de 3 km et une longueur de 5 km, ils sont mis en place à une profondeur de 5 km avec une périodicité spatiale de 5 km selon l'axe de la faille.

Comme dans le cas 2D où une intrusion est présente, les champs de température et d'écoulement des fluides sont fortement perturbés localement, à proximité des intrusions. Et la distribution du produit scalaire u.gradT est dictée par la localisation des corps intrusifs pendant la période synchrone au refroidissement des plutons. Comme en 2D, les circulations de fluide ascendantes sont localisées à l'aplomb des intrusions et les fluides redescendent sur les bords. Comme dans les cas précédents pour lesquels un gradient de perméabilité est pris en compte, la zone la plus perméable, à proximité de la bordure droite de la faille, concentre les minima de u.gradT. Une périodicité due au schéma d'écoulement 3D dans la faille est aussi observé.

Au cours du temps, les champs de température et d'écoulements, ainsi que la distribution de u.gradT tendent à se rapprocher de la situation présenté dans le cas précédent (cas quasi-stationnaire).

17.3.1 Application numérique simple

Au Ghana, la plupart des gisements d'or sont localisés le long de diverses failles ductile-fragile formant un réseau faillé régional sur 500 m de large et près de 250 km de long. Le gisement d'Ashanti, fait partie des gisements les plus importants il s'étend sur une zone de 8 km de long et 500 m de large, le long du réseau régional (Allibone, McCuaig, et al., 2002).

En se focalisant dans cette région où le fluide est supposé ascendant compte tenu de la présence de minéralisations, et d'après les valeurs de vitesses de fluide déduites du dernier cas présenté, la quantité de fluide ayant traversé la zone faillée peut être estimée.

Il apparaît que dans ces régions potentiellement favorables à la précipitation, la vitesse de fluide maximale est de l'ordre de 10^{-9} $m.s^{-1}$, impliquant un débit de l'ordre de 0,4 $kg.s^{-1}$ soit environ $1{,}25.10^7$ $kg.an^{-1}$. En considérant que la concentration moyenne de l'or dans le fluide est de l'ordre de 40 ppm (voir le cas des fluides fortement sulfurés figure 5.5), alors la quantité d'or a avoir traversé la zone faillée par année est de l'ordre de $\sim$ 5,5 $kg.an^{-1}$.

Sachant que les dépôts situés au niveau de la faille d'Ashanti présentent des ressources et une production passée de l'ordre de 1200 tonnes d'or (Allibone, McCuaig, et al., 2002), de telles estimations suggèrent une durée moyenne de minéralisation de l'ordre de $\sim 2{,}2.10^5$ ans au minimum pour ces gisements. Bien que cette durée constitue une estimation simpliste, ne prenant pas en compte les variations de vitesses dans la zone faillée au cours du temps, elle permet de donner un ordre de grandeur. Cette durée estimée est compatible avec les estimations de durée de vie de systèmes hydrothermaux proposée pour d'autres systèmes minéralisés (Rabinowicz et al., 1998). Les vitesses estimées d'après les modèles présentés sont cohérentes.

17.4 conclusion 3D

Les modèles réalisés dans ce chapitre illustrent le fait que la présence d'une faille 3D favorise la mise en place d'écoulements tridimensionnels dans certains contextes. Ces résultats sont en accord avec les prévisions de C. Zhao, Hobbs, et al. (2003), qui, dans le cas de failles 3D ont démontré que les nombres de Rayleigh critiques relatifs à des régimes 2D et 3D sont très proches et les régimes convectifs 2D et 3D ont autant de probabilité de se produire. Ces auteurs se sont intéressés aux circulations convectives se mettant en place dans une faille d'épaisseur 1 km, de hauteur 10 km et de longueur 10 km. D'après leurs résultats, dans une telle zone de faille, des structures digitales ("finger-like") peuvent apparaître (figure 17.19). Ces structures s'accompagnent de variations de la vitesse du fluide et de la température dans la direction de l'épaisseur de la faille. Ces régimes convectifs permettent de chenaliser le fluide comme dans certains des modèles de la présente étude.

De tels résultats sont intéressants pour la métallogénie car la chenalisation du fluide peut influencer de manière significative la formation de gisements et la localisation des minéralisations dans les zones de faille. Les résultats concernant le produit scalaire u.gradT et les zones propices à la minéralisation montrent ces localisations privilégiées et illustrent la périodicité spatiale de ces phénomènes.

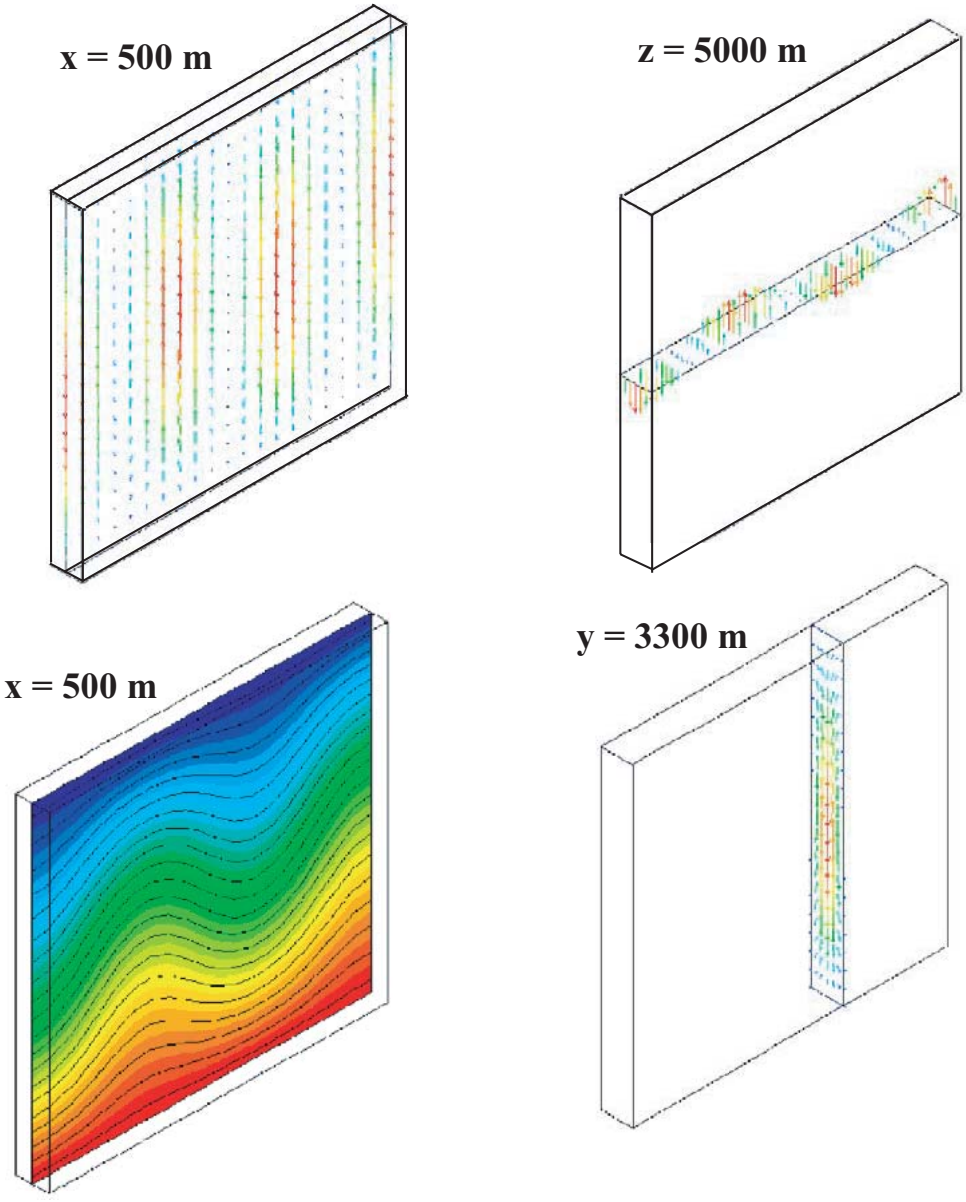


FIG. 17.19 – Vitesse d'écoulement et température dans une faille 3D ("finger-like theroretical mode"), d'après C. Zhao et al. (2004).

Chapitre 18

Discussion

Cette deuxième approche de modélisation, à travers l'étude de modèles synthétiques simples a permis d'identifier les schémas d'écoulements des fluides hydrothermaux dans des contextes caractéristiques de minéralisations mésothermales.

Généralement pour expliquer la présence d'écoulements de fluides localisés les géologues invoquent des gradients de pression mais d'après les résultats des modèles, il est clair que des gradients de température peuvent aussi être à l'origine de circulations de fluides chenalisées.

Il faut noter que dans les régions orogéniques, les gradients de pression horizontaux peuvent être générés par la présence de gradients topographiques créés par l'épaississement local de la croûte, ils sont alors responsables d'écoulements de fluides horizontaux. La profondeur de pénétration de tels écoulements est alors proportionnelle à la longueur d'onde de l'anomalie topographique et dépend de la perméabilité. De plus, C. Zhao, Lin, et al. (2003) ont réalisé des simulations en prenant en compte des écoulements liés à des gradients topographiques et remarquent que selon les vitesses de fluide imposées par ces gradients les effets peuvent être négligeables à significatifs et engendrer alors des modifications des distributions de précipitation. Les modèles présentés dans cette étude ne prennent pas en compte les écoulements liés à ces gradients de pression, les informations concernant la topographie à l'époque de la mise en place des gisements étant mal contraintes. Cependant, il serait utile de les intégrer dans des modèles ultérieurs, en imposant des vitesses de fluides horizontales le long de la limite ouest du système, vitesse de fluide liée aux chevauchements D2 dirigés d'ouest en est. Toutefois les gradients topographiques engendrés par l'orogène Eburnéen seront beaucoup mois importants que ceux relatifs aux chaînes de montagnes actives telles que l'Hymalaya par exemple (com. pers. Milesi 2004).

Pour les paramètres choisis lors de cette étude (perméabilités, flux ou température à la base, géométrie), d'après les résultats des modèles 2D, les zones de failles et les intrusions magmatiques exercent le contrôle le plus déterminant sur la distribution des circulations de fluides.

Les résultats de cette partie démontrent que lorsqu'il existe une zone de faille, il est primordial de réaliser des modèles 3D, les modèles 2D ne rendant pas compte de la périodicité des phénomènes convectifs observables dans les failles 3D. Cette périodicité des phénomènes convectifs pourrait avoir une influence directe sur la minéralisation, car elle s'associe à une périodicité des zones potentiellement favorables au dépôt ou au contraire à des régions à priori propices à la dissolution minérale. Enfin, d'après les modèles réalisés, les couches perméables possèdent une influence sur l'écoulement des fluides mais ne présentent pas de caractéristiques 3D. Cette remarque est valable pour les paramètres choisis pour les modèles de l'étude, en augmentant la perméabilité dans la couche des effets 3D devraient apparaître. La présence de faille favorise le développement de la convection dans ces couches.

Les résultats de cette approche montrent aussi que la durée d'une perturbation liée à l'intrusion d'un corps magmatique est de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années au maximum. Ces résultats sont en accord avec les estimations de Cathles (1981b) qui estimaient la durée de vie maximale d'un système hydrothermal dû à une intrusion unique, dans des conditions optimales, à 800.000 ans. Les modèles ne permettent donc pas d'expliquer les décalages temporels de près de 5 à 30 millions observés entre l'âge des granitoïdes et l'âge estimé pour les minéralisations. Si un lien génétique existe entre les plutons et les minéralisations le décalage temporel entre les deux événements ne devrait pas excéder quelques centaines de milliers d'années. La deuxième hypothèse proposée par Oberthür et al. (1998), selon laquelle les fluides minéralisateurs ne sont pas directement liés aux plutons mais empruntent les mêmes conduits semble, du moins d'après les modèles simples, plus justifiée. Néanmoins, en prenant en compte l'incertitude sur les données géochronologiques les granitoïdes pourraient être synchrones des minéralisations et, dans ce cas, il pourrait exister un lien génétique entre les deux phénomènes.

La mise en évidence d'une périodicité spatiale au niveau des zones de faille 3D est un résultat important. En effet, sur le terrain, une périodicité est parfois observée en ce qui concerne la distribution des gisements. C'est le cas à Ashanti où les gisements sont typiquement séparés d'une distance équivalente à une dizaine de kilomètres (Milesi, com. pers., 2005, figure 18.1). Les zones non minéralisées sur le terrain correspondent, quant à elles, à des régions où les fluides vont entraîner une dissolution, donc où les fluides sont descendants par opposition aux zones minéralisées associées aux fluides ascendants. Au Ghana, de telles zones se retrouvent à intervalle régulier entre les zones minéralisées. De plus, les corps magmatiques qui jalonnent la faille d'Ashanti semblent eux aussi présentés une périodicité spatiale avec un espacement de l'ordre de 5-10 km. La relation temporelle entre minéralisation, mise en place des cellules de convection et remontée des corps magmatiques est complexe car les datations ne permettent pas de distinguer clairement tous les évènements.

La tectonique joue un rôle important de par le contrôle qu'elle exerce sur la création de pièges, et la perméabilité des roches (figure 18.2). L'augmentation de perméabilité générée dans certaines régions crée des conduits favorables à la circulations de fluides hydrothermaux profonds si les accidents sont d'échelle crustale par exemple. Ces circulations sont principalement liées à des gradients de température et de pression et

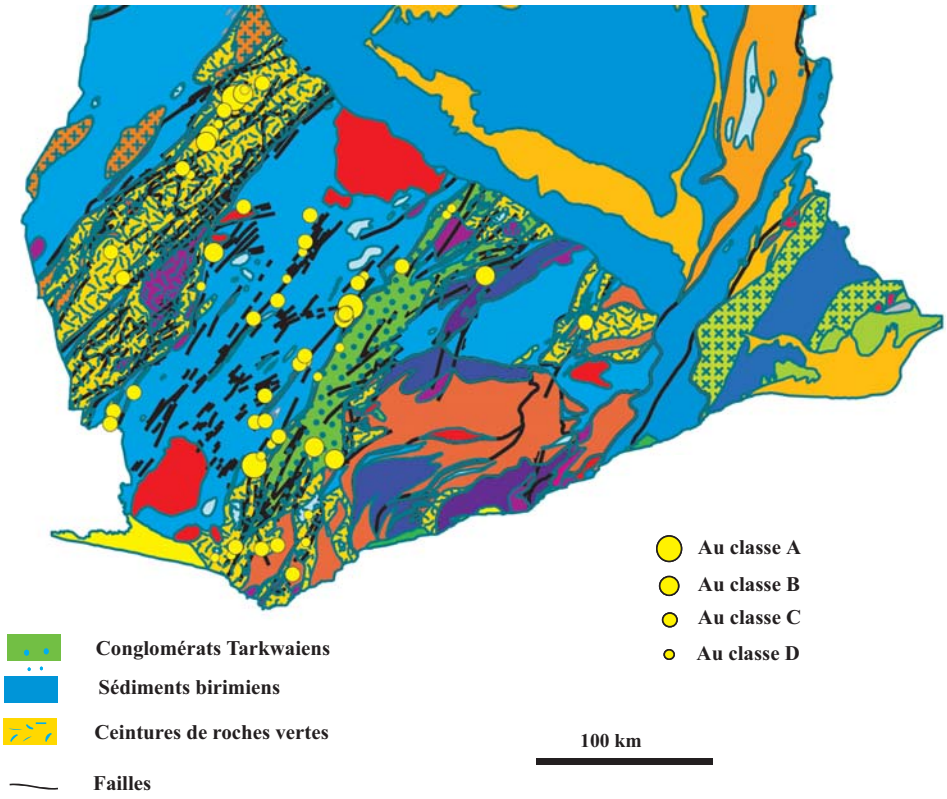


FIG. 18.1 – Carte géologique du Ghana avec la localisation des principaux gisements (Ralay, com.pers., 2005). Les classes A, B, C et D correspondent à > 250 t d'Au, 50 à 250 t, 10 à 50 t et de 1 à 10t.

permettent le transport des complexes minéralisés. En fonction du degré d'interaction roche/fluide et des réactions chimiques se produisant, le colmatage des pores et le précipitation minérale peuvent se produire. Ces phénomènes peuvent résulter en une baisse de la perméabilité qui se traduira par un arrêt des circulations de fluides et la fin de la période de minéralisation. Si des événements tectoniques se produisent de nouveau la réouverture des fractures est probable et peut expliquer un fonctionnement par pulsations, souvent évoqué dans de tels contextes. De plus, pour qu'une durée d'une dizaine de millions d'années s'écoule entre le début de la tectonique décrochante et la formation de gisements il est nécessaire d'invoquer de telles réactivations.

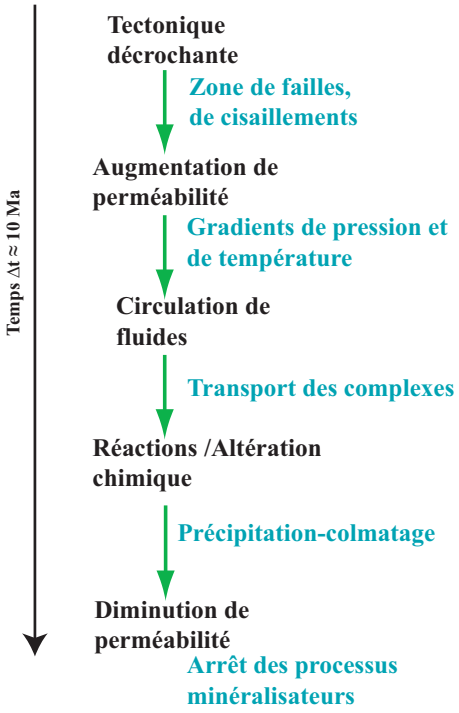


FIG. 18.2 – Ce schéma présente les implications d'une phase de tectonique décrochante, sur la perméabilité, les circulations de fluides et les réactions chimique, qui elles mêmes entraînent une diminution de la perméabilité à terme, dans le cas où les pores sont colmatés.

Conclusion générale

Chapitre 19

Conclusion générale

Lors de ce travail, les processus thermiques associés à la genèse de gisements orogéniques mésothermaux ont été étudiés par une modélisation numérique. L'application aux minéralisations de la ceinture d'Ashanti au Ghana a permis de caractériser les transferts de chaleur et les circulations de fluides dans ces contextes géologiques particuliers.

Cette approche de modélisation s'appuie sur des données géologiques, structurales, géochronologiques et pétrophysiques (mesures des propriétés thermiques) et se situe à la frontière entre des disciplines variées (la géophysique, la géologie et la métallogénie).

Dans un premier temps, l'influence de la tectonique sur le champ de température pendant les stades précédant la mise en place des minéralisations a été étudiée à l'échelle régionale par le biais de modélisations thermiques purement conductives. Puis, une deuxième approche de modélisation a permis d'identifier les facteurs clés influençant le régime thermique et l'écoulement des fluides crustaux à une échelle plus locale, pendant la phase de minéralisation, dans le but de déterminer les zones préférentiellement minéralisables.

Les résultats des modèles thermiques conductifs ont permis de caractériser le régime thermique régional du sud-ouest du Ghana au Paléoprotérozoïque notamment en caractérisant le flux de chaleur mantellique.

L'approche conductive a aussi mis en évidence l'influence de la variation de conductivité thermique des roches en fonction de la température et de la profondeur sur le champ de température. Ainsi, en introduisant la dépendance en température, la valeur du flux mantellique nécessaire pour corréler les données thermobarométriques est de $30 mW.m^{-2}$ soit une diminution de près de 50%. Comparée à la valeur actuelle du flux de chaleur mesuré dans les régions stables et en prenant en compte l'augmentation de la production de chaleur au Paléoprotérozoïque, cette valeur reste élevée et indique une région où le régime thermique n'est pas stable. Elle corrobore l'idée déjà évoquée par les géologues, selon laquelle un panache mantellique était présent à cette époque sous cette région du Ghana.

Enfin, d'après les modèles, il semble que la mise en place des bassins sédimentaires favorise la présence d'anomalies de flux de chaleur horizontal à faible profondeur. Les anomalies de température associées pourraient influencer la rhéologie des roches et se traduire par un comportement mécanique particulier de la croûte supérieure dans ces zones.

Les modèles incluant les transferts de chaleur convectifs présentés dans la 4^{eme} partie ont montré que les processus thermiques sont capables de générer des écoulements chenalisés dans des contextes favorables à la genèse de gisements mésothermaux. De plus, ils ont permis la mise en évidence de phénomènes d'écoulements 3D pouvant induire une périodicité dans la distribution des gisements le long des accidents majeurs, ce qui constitue un résultat intéressant pour la métallogénie.

Diverses études permettraient d'approfondir les résultats de ce travail. Entre autres, la caractérisation des propriétés hydrauliques (porosité, perméabilité) et la caractérisation du gradient de perméabilité de la région d'Ashanti permettraient d'obtenir un modèle plus proche de la réalité. L'examen de modèles identiques mais dans un cadre dynamique (chevauchements transitoires et isostasie) permettrait de mieux rendre compte des constantes de temps impliquées lors des différentes phases orogéniques. Dans les zones de minéralisations orogéniques la surrection du bâti est souvent synchrone à la mise en place des gisements orogéniques et il serait intéressant de prendre en compte l'impact de l'érosion sur les circulations des fluides hydrothermaux. Enfin, l'étape de remontée des corps magmatiques dans la zone de faille et dans les terrains birimiens non appréhendée au cours de cette thèse améliorerait la connaissance des chemins pression-température localiserait les phénomènes magmatiques.

De ce travail ressortent aussi diverses perspectives de recherche pour le futur. Par exemple, l'application de ce type de modèles à des zones minéralisées présentant les mêmes caractéristiques qu'au Ghana, mais, où les gisements sont moins importants, permettrait d'identifer les facteurs clés pour créer des gisements géants. De plus, les zones minéralisées sont des régions où le régime thermique est singulier et il est probable qu'elles présentent des variations des propriétés thermiques qu'il serait utile de caractériser afin de dégager des critères pouvant servir à l'exploration par exemple. Enfin, des études similaires dans d'autres régions minéraliseés pourraient permettre de tirer des caractéristiques communes au niveau du régime thermique avant et pendant les épisodes de minéralisations. Dans ce cas, les crises métallifères permettraient de décrire le régime thermique profond au moment de la formation des gisements et de donner des estimations sur le flux de chaleur mantellique au cours des temps géologiques.

Bibliographie

Allibone, A., McCuaig, T., Harris, D., Etheridge, M., Munroe, S., Byrne, D., et al. (2002). Structural controls on gold mineralization at the Ashanti deposit, Obuasi, Ghana. *Society of economic Geologists, Special Publication*, *9*, 65–93.

Allibone, A., Teasdale, J., Cameron, G., Etheridge, M., Uttley, P., Soboh, A., et al. (2002). Timing and structural controls on gold mineralization at the Bogoso gold mine, Ghana, West Africa. *Economic Geology*, *97*, 949–969.

Barley, M., & Groves, D. (1992). Supercontinent cycles and the distribution of metal deposit through time. *Geology*, *20*, 291–294.

Barley, M., Krapez, B., Groves, D., & Kerrich, R. (1998). The late Archean bonanza : metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Res.*, *91*, 65–90.

Barley, M., Pickard, A., & Sylvester, P. (1997). Emplacement of large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion year ago. *Nature*, *385*, 55–58.

Barrit, S., & Kuma, J. (1998). Constrained gravity models of the Ashanti belt, southwest Ghana. *J. Afr. Earth. Sci.*, *26*(4), 539–550.

Beaudoin, G. (2002). *Manuel de gîtologie et métallogénie.* http ://ggl.ulaval.ca/personnel/beaudoin/Cours.html.

Beck, A., & Mustonen. (1972). Preliminary heat flow data from Ghana. *Nature*, *235*, 172–174.

Bénard, H. (1901). Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en régime permanent. *Ann. Chim. Phys.*, *23*(7), 62–144.

Benning, L., & Seward, T. (1996). Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrotheral solutions from 150-400řC and 500-1500 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, *60*(11), 1849–1871.

Bird, R., Stewart, W., & Lightfoot, E. (1960). *Transport phenomena*. New York : John Wiley and Sons.

Bolton, E., Lasaga, A., & Rye, D. (1996). A model for the kinetic control of quartz dissolution and precipitation in porous media flow with spatially variable permeability : Formulation and examples of thermal convection. *J. Geophys. Res.*, *101*(B10), 22,157–22,187.

Bonneville, A. (2002). Dépôts à partir de l'eau de mer : croûtes cobaltifères et platinifères. *Les Techniques de l'Industrie Minérale*, *15*, 67–74.

Bonneville, A., & Capolsini, P. (1999). Thermic : a 2-d finite-element tool to solve conductive and advective heat transfer problems in earth sciences. *Computers*

and Geosciences, *25*, 1137–1148.

Bories, S., & Combarnous, M. (1973). Natural convection in a sloping porous layer. *J. Fluid Mech.*, *57*, 63–79.

Boussinesq, J. (1903). *Théorie analytique de la chaleur, Vol. 2*. Gauthier-Villars, Paris.

Burov, E., & Guillou-Frottier, L. (1999). Thermomechanical behavior of large ash flow calderas. *J. Geophys. Res.*, *104*, 23081–23109.

Burov, E., & Guillou-Frottier, L. (2005). The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere. *Geophys. J. Int.*

Carslaw, H., & Jaeger, J. (1959). *Conduction of heat in solids*. Clarendon, Oxford. (510 p.)

Cathles, L. (1977). An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling. *Economic Geology*, *72*, 804–826.

Cathles, L. (1981a). An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling. *Economic Geology*, *75*.

Cathles, L. (1981b). An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling. *Economic Geology*, *75*.

Cathles, L., Erendi, A., & Barrie, T. (1997). How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event ? *Economic Geology*, *99*, 766–771.

Chandrasekhar, S. (1961). *Hydrodynamic and hydromagnetic stability*. Dover, New York. (652 p.)

Chapman, C., Childress, S., & Proctor, M. (1980). Low wavelength thermal convection between non-conducting boundaries. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *51*, 362–369.

Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. In A. T.J. (Ed.), *Rock physics and phase relation- a handbook of physical constants* (Vol. 3, pp. 105–126). AGU Reference shelf, Washington.

Condie, K. (2000). Episodic continental growth models : afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, *322*, 153–162.

Condie, K., Marais, D. D., & Abbot, D. (2000). Geologic evidence for a mantle superplume event at 1.9 Ga. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, *1*(2000GC000095).

Davis, D., Hirdes, W., Schaltegger, U., & Nunoo, E. (1994). U-pb age constraints on deposition and provenance of birimian and gold bearing tarkwaian sediments in ghana, west africa. *Precambrian Res.*, *67*, 1989–1997.

De Boorder, H., Spakman, W., White, S., & Wortel, M. (1998). Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *164*, 569–575.

Demongodin, L., Pinoteau, B., Vasseur, G., & Gable, R. (1991). Thermal conductivity and well logs : a case study in the Paris basin. *Geophys. J. Int.*, *105*, 675–691.

Elder, J. (1967). Steady free convection in a porous medium heated from below. *J. Fluid Mech.*, *27*, 29–48.

England, P., & Richardson, S. (1977). The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different tectonic environments. *J. Geol. Soc. Lond.*, *23134*, 201–213.

England, P., & Thompson, A. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology*, *25*(4), 894–928.

Fehn, U. (1985). Post magmatic intrusion convection related to high heat production in granites of southwest England : a throretical study. *33333*, 99–112.

Fehn, U., Cathles, L., & Holland, H. (1978). Hydrothermal convection and uranium deposits in abnormally radioactive plutons. *Economic Geology*, *73*, 1556–1566.

Feybesse, J.-L., & Milesi, J.-P. (1994). The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa : a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons ? *Precambrian Res.*, *69*, 199–227.

Foucault, A., & Raoult, J.-F. (1980). *Dictionnaire de géologie*. Masson.

Fouquet, Y. (2002). Sulfures polymétalliques hydrothermaux océaniques. *Les Techniques de l'Industrie Minérale*, *15*, 51–65.

Fournier, R. (1999). Hydrothermal Processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic epithermal environment. *94*(8), 1193–1211.

Galson, D., Wilson, N., Schärli, U., & Rybach, L. (1987). A comparison of the divided-bar and qtm methods of measuring thermal conductivity. *Geothermics*, *16*(3), 215–226.

Goldfarb, R., Groves, D., & Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geological time : a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, *18*, 1–75.

Gow, P., Upton, P., Zhao, C., & Hill, K. (2002). Copper-gold mineralisation in New Guinea :numerical modelling of collision, fluid flow and intrusion-related hydrothermal systems. *Austr. J. Earth Sci.*, *49*, 753–771.

Grieve, R., & Therriault, A. (2000). Vredefort, sudbury, chixculub : Three of a kind ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, *28*, 305–308.

Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., & Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits : a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other deposit types. *Ore Geology Reviews*, *13*, 7–27.

Groves, D., Goldfarb, R., Knox-Robinson, C., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G., et al. (2000). Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, *17*, 1–38.

Guillou-Frottier, L., Burov, E., & Milesi, J.-P. (2000). Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mecanichal modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *102*, 339–361.

Harrison, T., & Clarke, G. (1979). A model of the thermal effects of igneous intrusions and uplift as applied to Quottoon pluton, British Columbia. *Can. J. Earth Sc.*, *6*, 411–420.

Hawkesworth, C., Lightfoot, P., Fedorenko, V., Blake, S., Naldrett, A., Doherty, W., et al. (1995). Magma differenciation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. *Lithos*, *34*, 61–88.

Hedenquist, J., & Lowenstern, J. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, *370*, 519–527.

Hewitt, J., McKenzie, D., & Weiss, N. (1980). Large aspect ratio cells in two-dimensional thermal convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *51*, 370–380.

Hirdes, W., Davis, D., & Eisenlohr, B. (1992). Reassesment of Proterozoic Granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian*

Res., *56*, 89–96.

Hirdes, W., Davis, D., Lüdtke, G., & Konan, G. (1996). Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa) : consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Res.*, *80*, 173–191.

Hobbs, B., Zhang, Y., Ord, A., & Zhao, C. (2000). Application of coupled deformation, fluid flow, thermal and chemical modelling to predictive mineral exploration. *J. Geochemical Exploration*, *69*.

Hoffman, P., Kaufman, A., Halverson, G., & Shrag, D. (1998). A neoproterozoic snowball earth. *Science*, *281*, 1342–1346.

Hoffman, P., & Schrag, D. (2000). Quand la terre était gelée. *Pour la science*, *228*.

Horton, C., & Rogers, F. (1945). Convection currents in a porous medium. *16*, 367–370.

Husson, L., & Moretti, I. (2002). Thermal regime of thrust belts-an application to the Bolivian sub Andean zone. *345*, 253–280.

Ingebritsen, S., & Manning, C. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, *27*.

Isley, A., & Abbott, D. (1999). Plume related mafic volcanism and deposition of banded iron formation. *J. Geophys. Res.*, *104*, 1561–15477.

Jaeger, J. (1956). Conduction of heat in an infinite region bounded internally by a circular cylinder of a perfect conductor. *Aust. J. Phys.*, *9*, 167–179.

Jaeger, J. (1958). The measurement of thermal conductivity and diffusivity with cylindrical probes. *Trans. Am. Geophys. Union*, *39*, 708–710.

Jaupart, C., & Mareschal, J.-C. (1999). The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos*, *48*, 93–114.

Jaupart, C., & Provost, A. (1985). Heat focussing, granite genesis and inverted metamorphic gradients in continental collision zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *73*, 385–397.

Jébrak, M. (2004). *Manuel de gîtologie.* http ://www.unites.uqam.ca/ sct/gitologie.

John, T., Klemd, R., Hirdes, W., & Loh, G. (1999). The metamorphic evolution of the paleoproterozoic (birimian) volcanic ashanti belt (ghana, west africa). *Precambrian Res.*, *98*, 11-30.

Junner, N. (1935). Gold in the Gold Coast. *Geol. Survey Memoir*(4).

Junner, N. (1940). Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Geol. Survey Bulletin*(13).

Kappelmayer, O., & Haenel, R. (1974). Geothermics with special reference to application. Geoexploration Monographs.

Kassoy, D., & Cotte, B. (1985). The effects of sidewall heat loss on convection in a saturated porous vertical slab. *J. Fluid Mech.*, *152*, 361–378.

Kesse, G. (1985). *The mineral and rock ressources of Ghana.* A.A. Balkema, Rotterdam, Boston. (609 p.)

Kirschvink, J., Gaidos, E., Bertani, L., Beukes, N., Gutzmer, J., Maepa, L., et al. (2000). Paleoproterozoic snowball Earth : Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *PNSA*, *97*(4).

Kirschvink, J., Ripperdan, R., & Evans, D. (1997). Evidence for a large-scale reorganization of early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander. *Science*, *277*, 541–545.

Kleinschrot, D., Klemd, R., Bröcker, M., Okrusch, M., & Schmidt, K. (1993). The

Nsuta manganese deposit, Ghana : geological setting, ore-forming process and metamorphic evolution. *Z. Angew. Geol.*, *39*, 48–50.

Klemd, R., Hirdess, W., Olesch, M., & Oberthür, T. (1993). Fluid inclusions in quartz-pebbles of the gold-bearing Tarkwaian conglomerates of Ghana as guides to their provenance area. *Mineral. Deposita*, *28*, 334–343.

Klemd, R., Hünken, R., & Olesch, M. (2002). Metamorphism of the country rocks hosting gold-sulfide-bearing quartz veins in the Paleoproterozoic southern Kibi-Winneab belt (SE-Ghana). *J. Afr. Earth. Sci.*, *35*, 199–211.

Krishnamurti, R. (1970). On the transition to turbulent convection. *J. Fluid Mech.*, *42*, 295–320.

Kukkonen, I. (1998). Temperature and heat flow density in a thick cratonic lithosphere : the sveka transect, Central Fennoscandian shield. *J. Geodynamics*, *26*, 111–136.

Kukkonen, I., & Peltonen, P. (1999). Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield : implications for lithosphere-astenosphere relations. *Tectonophysics*, *304*, 301–315.

Lapwood, E. (1948). Convection of a fluid in a porous medium. *Pro. Camb. Phil. Soc.*, *44*, 508–521.

Leach, D., Bradley, D., Lewchuk, M., Symons, D., & Marsily, G. de. (2001). Mississipi Valley-type lead-zinc deposits through geological time : implications from recent age-dating. *Mineral. Deposita*, *36*, 711–740.

Ledru, P., Johan, V., Milési, J.-P., & Tegyey, M. (1994a). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision : evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.*, *69*, 169–191.

Ledru, P., Johan, V., Milési, J.-P., & Tegyey, M. (1994b). Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision : evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.*, *69*, 169–191.

Lenardic, A., Guillou-Frottier, L., Mareschal, J.-C., Jaupart, C., Moresi, L.-N., & Kaula, W. (2000). What the mantle sees : the effects of continents on mantle heat flow. In M. R. et al. (eds) (Ed.), *The history and dynamics of global plate motions* (Vol. 121, pp. 95–112). AGU Geophysical Monograph.

Lescuyer, J. (2003). *La métallogénie de l'or.* Rapport BRGM.

Lindgren, W. (1933). *Mineral deposits.* McGraw-Hills, New York. (4th edition, 930 p.)

Lord Rayleigh. (1916). On convection currents in a horizontal layer of fluid when the higher temperature is on the under side. *Phil. Mag.*, *32*(6), 529–546.

Lowell, D., & Guilbert, J. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, *65*, 373–408.

Lowell, R., & Shuy, C. (1978). On the onset of convection in a water-saturated porous box : effetc of conducting walls. *5*, 371–378.

Lucazeau, F., Brigaud, F., & Bouroullec, J.-L. (2004). High-resolution heat-flow density in the lower Congo basin. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, *5*(2), 115–134.

Lucazeau, F., Lesquer, A., & Vasseur, G. (1991). Trends of heat flow density from West Africa. In R. L. Cermak V. (Ed.), *Terrestrial heat flow and the lithosphere* (pp. 417–425). Heidelberg New York.

McKenna, J., & Blackwell, D. (2004). Numerical modeling of transient Basin and Range extensional geothermal systems. *Geothermics*, *33*, 457–476.

McLaren, S. (2001). *Long-term consequences of the redistribution of heat producing*

elements within the continental crust : Australian examples. Thèse de doctorat (non publiée), Adelaide university, Adelaide. (172 p.)

Meyer, C. (1988). Ore deposits as guide to geologic history of the Earth. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, *16*, 147–171.

Mikucki, E. (1998). Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems : a review. *Ore Geology Reviews*, 307–321.

Milesi, J.-P., Deschamps, Y., & Ralay, F. (2001). Répartition des richesses minières en Afrique. *Marchés tropicaux*, 1880–1881.

Milesi, J.-P., Feybesse, J.-L., Ledru, P., Dommanget, A., Ouedraogo, M., Marcoux, E., et al. (1989). Minéralisations aurifères de l'Afrique de l'ouest, leurs relations avec l'évolution litho-structurale au Paléoprotérozoïque inférieur. *Chronique de la Recherche Minière*, 3–98.

Milesi, J.-P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., & Vinchon, C. (1991). The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineral. Deposita*, 228–238.

Milesi, J.-P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommanget, A., & Marcoux, E. (1992). Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Res.*, 305–344.

Mitchell, A., & Garson, M. (1981). *Minerals deposits and global tectonic setting*. Academic Press geology series. (405 p.)

Mumin, A., & Fleet, M. (1995). Evolution of gold mineralization in the Ashanti gold belt, Ghana : Evidence from carbonate mineral-chemistry and paragenesis. *Mineralogy and Petrology*, *55*, 265–280.

Murphy, H. (1979). Convectives instabilities in vertical fractures and faults. *J. Geophys. Res.*, *84*.

Murray, B., & Chen, C. (1989). Double-diffusive convection in a porous medium. *J. Fluid Mech.*, *201*, 147–166.

Nicollet, C. (2004). *Le Chevauchement de Villard Notre Dame.* http ://christian.nicollet.free.fr/page/Alpes/VillardND/ChevauchementVND.html.

Nield, D. (1968). Onset of thermohaline convection in a porous medium. *Water Resources research*, *4*(3), 553–560.

Nisbet, E., & Fowler, C. (1982). The thermal background to metamorphism -I. Simple One-dimensional conductive models. *Geoscience Canada*, *9*(3), 161–164.

Norton, D., & Knight, J. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems : cooling of plutons. *Am. J. Sci.*, *277*, 937–981.

Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D., & Amanor, J. (1998). Age constraints on the gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana.. *Precambrian Res.*, *89*, 129–143.

Oberthür, T., Weiser, T., Amanor, J., & Chryssoulis, S. (1997). Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana : genetic implications. *Mineral. Deposita*, *32*, 2–15.

Opare-Addo, E., & Browing, P. (1993). Pressure-Temperature constraints on the evolution of an early Proterozoic plutonic suite in southern Ghana, West Africa. *J. Afr. Earth. Sci.*, *17*, 13–22.

Parry, W., Hedderly-Smith, D., & Bruhn, R. (1991). Fluide inclusions and hydrother-

mal alteration on the dixie valley fault, nevada. *J. Geophys. Res.*, *96*, 19733–19748.

Partington, G., & McNaughton, N. (1997). Controls,on mineralisation in the Howley District Northern Territory : a link between granite intrusion and gold mineralisation. *Chronique de la Recherche Minière*, *529*, 25–44.

Phillips, G., & Powell, R. (1993). Link between gold provinces. *Economic Geology*, *88*, 1084–1098.

Phillips, O. (1991). *Flow and reactions in permeable rocks.* Cambridge University Press.

Pigois, J., Groves, D., Fletcher, I., McNaughton, N., & Snee, L. (2003). Age constraints on Tarkwaian paleoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. *Mineral. Deposita*, *38*, 695–714.

Pinet, C., & Jaupart, C. (1987). The vertical distribution of radiogenic heat production in the Precambrian crust of Norway and Sweden : geothermal implications. *Geophys. Res. Lett.*, *14*, 260–263.

Pinet, C., Jaupart, C., Mareschal, J.-C., Gariepy, C., Bienfait, G., & Lapointe, R. (1991). Heat flow and structure of the lithosphere in the eastern Canadian shield. *J. Geophys. Res.*, *96*, 19941–19963.

Pirajno, F. (2001). *Ore deposits and mantle plumes.* Academic Publishers, Dordrecht. (576 p.)

Plank, T., & Langmuir, C. (1998). The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, *145*, 325–394.

Rabinowicz, M., Boulègue, J., & Genthon, P. (1998). Two- and three-dimensional modeling of hydrothermal convection in the sedimented Middle Valley segment, Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.*, *103*(B10), 24,045–24,065.

Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *J. Geodynamics*, *30*, 3–15.

Reiser Wetzel, L., Raffensperger, J., & Shock, E. (2001). Predictions of hydrothermal aleration within near-ridge oceanic crust from coordinated geochemical and fluid flow models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *110*, 319–342.

Richter, F. (1985). Models for the archean thermal regime. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *73*, 350–360.

Rolandone, F., Jaupart, C., Mareschal, J.-C., Gariépy, C., Bienfait, G., Carbonne, C., et al. (2002). Surface heat flow, crustal temperatures and mantle heat flow in the proterozoic trans-hudson orogen, canadian shield. *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), 2341.

Routhier, P. (1963). *Les gisements métallifères. Géologie et principe de recherches, 2 vol.* Paris : Masson et Cie.

Rudnick, R., & Fountain, D. (1995). Nature and composition of the continental crust – a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, *33*, 267–309.

Ruppel, C., & Hodges, K. (1994a). Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models : Prograde, retrograde, and inverted metamorphism. *Tectonics*, *13*, 17–44.

Ruppel, C., & Hodges, K. (1994b). Role of horizontal thermal conduction and finite time thrust emplacement in simulation of pressure-temperature-time paths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *123*, 49–60.

Russel, J. (1999). Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the mocalization of ore deposits. *J. Geophys. Res.*, *104*, 7089–7101.

Rytuba, J., & Kopylova, M. (1994). A steady-state conductive geotherm for the north central Slave, Canada : inversion of petrological data from the Jericho kimberlite pipe. *Economic Geology*, *89*, 1687–1696.

Sander, M., & Einaudi, M. (1980). Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at round moutain, nevada. *J. Geophys. Res.*, *85*(B12), 7235–7241.

Sandiford, M., Frederiksen, S., & J.Braun. (2003). The long-thermal consequences of rifting : implications for basin reactivation. *Basin Research*, *15*, 23–43.

Sass, J., Stone, C., & Munroe, R. (1984). Thermal conductivity determinations on solid rock-a comparison between a steady-state divided-bar apparatus and a commercial transient line-source device. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *20*, 145–153.

Schatz, J., & Simmons, G. (1978). Thermal conductivity of Earth materials et high temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, *5*(9), 737–740.

Schmidt Mumm, A., Oberthür, T., Vetter, U., & Blenkishop, T. (1997). High CO2 content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti belt, Ghana : a new category of ore forming fluids ? *Mineral. Deposita*, *32*, 107–118.

Seipold, U. (1998). Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks-a general law. *Tectonophysics*, *291*, 161–171.

Serban, D., Nielsen, S., & Demetrescu, C. (2001). Transylvanian heat flow in presence of topography, paleoclimate, and groundwater flow. *Tectonophysics*, *335*, 331–344.

Shenberger, D., & Barnes, H. (1989). Solubility of gold in aqueous sulfide solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, *53*, 269–278.

Sibson, R. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, *15*, 701–704.

Sibson, R., Robert, F., & Poulsen, K. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, *16*, 551–555.

Sillitoe, R. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, *67*, 184–197.

Simms, M., & Garven, G. (2004). Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins : theroretical results from finite-element modeling. *Geofluids*, *4*, 109–130.

Smith, B., Bonneville, A., & Hamzaoui, R. (1991). Flow duration of a dike constrained by paleomagnetic data. *Geophys. J. Int.*, *106*, 621–634.

Spear, F. (1993). *Minearlogical society of America. Monograph series. Metamorphic phase equilibria and pressure temperature time paths*. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan.

Stüwe, K. (1998). Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement. *Ore Geology Reviews*, *13*, 219–228.

Stüwe, K., Will, T., & Zhou, S. (1993). On the timing relationship between fluid production and metamorphic piles : some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *310*, 417–430.

Sylvester, P., & Attoh, K. (1992). Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greens-

tone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary. *J. Geology*, *100*, 377–393.

Tait, S., & Jaupart, C. (1992). Convection and macrosegregation in magma chambers. In S. e. a. Davis (Ed.), *Interactive Dynamics of convection and solidification* (pp. 241–260). Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.

Tavman, I., & Tavman, S. (1999). Measurement of thermal conductivity of dairy products. *J. Engineering*, *41*, 109–114.

Taylor, P., Moorbath, S., Leube, A., & Hirdes, W. (1992). Early proterozoic crustal evolution in the birimian of ghana : constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Res.*, *56*, 97–111.

Taylor, S., & McLennan, S. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, *33*, 241–265.

Tripp, G., & Vearncombe, J. (2004). Fault/fracture density and mineralization : a contouring method for targeting in gold exploration. *J. Structural Geol.*, *26*, 1087–1108.

Tunks, A., Selley, D., Rogers, J., & Brabham, G. (2004). Vein mineralization at the damang gold mine, ghana : controls on mineralization. *J. Structural Geol.*, *26*, 1257–1273.

Turcotte, D., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge University Press. (2nd edition, 450 p.)

Turneaure, F. (1955). Metallogenic provinces and epochs. *Economic Geology 50th Anniversary Volume*, 39–91.

Vernadsky, W. (1924). *La Géochimie*. Paris : Hermann.

Von Herzen, R. P., & Maxwell, A. E. (1959). The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle probe method. *J. Geophys. Res.*, *64*, 1557–1563.

Vosteen, A., & Schellschmidt, R. (2003). Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Phys. and Chem. of the Earth*, *28*, 299–509.

Wood, R., & Hewett, T. (1982). Fluid convection and mass transfer in porous limestones : a theoretical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, *46*, 1707–1713.

Yang, J., Large, R., & Bull, S. (2004). Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins :implications for the formation of zinc-lead mineral deposits. *Geofluids*, *4*, 237–247.

Yao, Y., Murphy, P., & Robb, L. (2001). Fluid characteristics of granitoid-hosted gold deposits in the Birimian Terrane of Ghana : a fluid inclusion microthermometric and Raman spectroscopic study. *Economic Geology*, *96*, 1611–1643.

Zhao, C., Hobbs, B., & Mülhaus, H. (2000). Finite element analysis of heat transfer and mineralization in layered hydrothermal systems with upward throughflow. *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg*, *186*, 49–64.

Zhao, C., Hobbs, B., Mülhaus, H., Ord, A., & Lin, G. (2003). Convective instability of 3-d fluide saturated geological fault zones heated from below. *Geophys. J. Int.*, *155*, 213–220.

Zhao, C., Hobbs, B., Ord, A., Peng, S., Mülhaus, H., & Liu, L. (2004). Theoretical investigation of convective instability in inclined and fluid-saturated three-dimensional fault zones. *Tectonophysics*, *387*, 47–64.

Zhao, C., Lin, G., Hobbs, B., Ord, A., Wang, Y., & Mülhaus, H. (2003). Effects of hot

intrusions on pore-fluid flow and heat transfer in fluid-saturated rocks. *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg*, *192*, 2007–2030.

Zhao, Z., Zheng, Y., Wei, C., & Gong, B. (2004). Temporal relationship between granite cooling and hydrothermal uranium mineralization at dalongshan in china : a combined radiometric and oxygen isotopic study. *Ore Geology Reviews*, *25*, 221–236.

Zoth, G., & Hänel, R. (1988). Appendix. In L. R. R. Hänel & L. Stegena (Eds.), *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination* (pp. 449–446). Kluwer, Dordrecht.

Annexes

Annexe A

Conductivité thermique

A.1 Conductivité thermique

La conductivité thermique est définie comme étant la quantité de chaleur transférée par unité de temps au travers d'un matériau par unité de surface et par unité d'épaisseur, quand les deux faces opposées diffèrent d'une unité de température. Elle s'exprime en $W.m^{-1}.K^{-1}$ dans le système international et en $cal.cm^{-1}.sec^{-1}.^{\circ}C^{-1}$ en unités CGS. Les transferts de chaleur n'étant pas nécessairement isotropes, la conductivité thermique est un tenseur. Pour les roches, il est essentiel de déterminer avec précision la conductivité thermique afin de donner une évaluation du flux de chaleur terrestre. Il existe plusieurs techniques de mesure de conductivité thermique en laboratoire, basées sur des méthodes transitoires ou stationnaires.

A.2 Les méthode de mesure

A.2.1 Méthode stationnaire : appareil à barres divisées

Cette méthode est dite stationnaire car les mesures sont réalisées quand la température est constante, pour les réaliser il est nécessaire d'attendre assez longtemps après avoir introduit une perturbation thermique. La figure suivante représente un schéma simplifié du mode opératoire. L'échantillon de roche d'épaisseur d, dont la conductivité thermique λ_r est à déterminer, est placé entre deux barres cylindriques en laiton de conductivité connue λ_1 et λ_2 d'épaisseur h, à l'extrémité desquelles sont placés deux bains thermostatiques, permettant d'avoir des températures constantes. Le contact entre le métal et l'échantillon (de l'air probablement) introduit une conductivité thermique inconnue, kc, son épaisseur supposée très faible est notée e. Des thermocouples mesurent les température aux extrémités du métal, T_c et T_f respectivement, et les températures à la surface du métal au contact avec l'échantillon de roche, T_1 et

T_2. En état stationnaire la même quantité de chaleur doit être conduite à travers la roche et à travers le métal. La loi de Fourier peut alors être utilisée pour déterminer la conductivité thermique de l'échantillon à partir des autres quantités connues, à savoir : T_c, T_f, T_1, T_2, h, d et λ_b. En appliquant la loi de Fourier, le flux de chaleur ϕ est donné

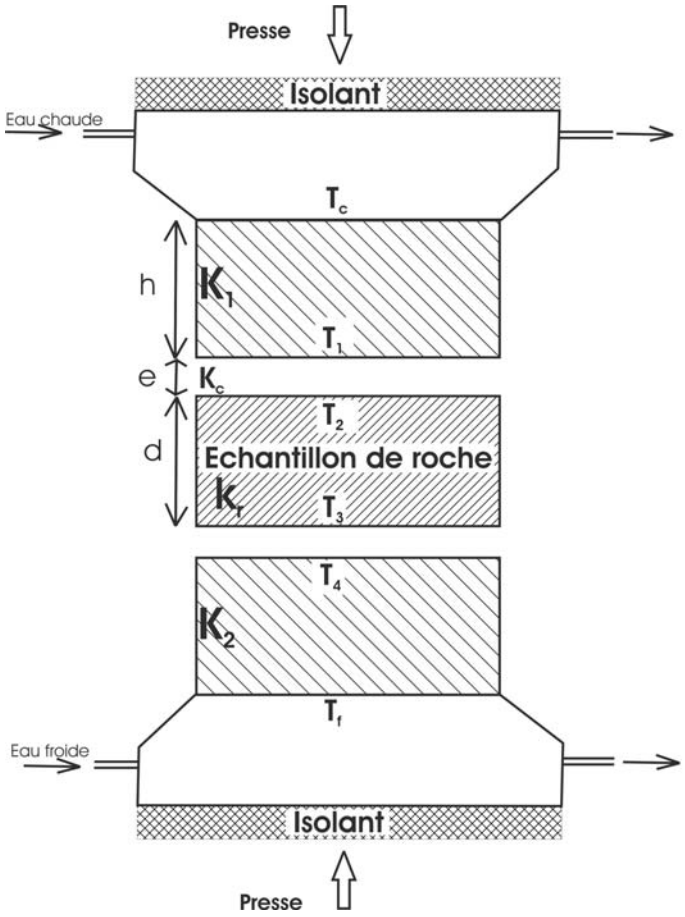


FIG. A.1 – Schéma d'un appareil de mesure à barres divisées.

par les équations suivantes :

$$\phi = \lambda_1 \frac{\Delta T_1}{h} = \lambda_c \frac{\Delta T_2}{e} = \lambda_r \frac{\Delta T_3}{d} = \lambda_c \frac{\Delta T_4}{e} = \lambda_2 \frac{\Delta T_5}{h} \tag{A.1}$$

Avec :

$$\Delta T_1 = T_c - T_1 \tag{A.2}$$

$$\Delta T_2 = T_1 - T_2 \tag{A.3}$$

$$\Delta T_3 = T_2 - T_3 \tag{A.4}$$

$$\Delta T_4 = T_3 - T_4 \tag{A.5}$$

$$\Delta T_5 = T_4 - T_f \tag{A.6}$$

D'où :

$$T_c - T_f = \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3 + \Delta T_4 + \Delta T_5 \tag{A.7}$$

Soit :

$$T_c - T_f = \phi[\frac{h}{\lambda_1} + \frac{h}{\lambda_2} + \frac{d}{\lambda_r} + \frac{2e}{\lambda_c}] \tag{A.8}$$

D'où :

$$\frac{T_c - T_f}{\frac{T_c - T_1}{h}} = d\frac{\lambda_1}{\lambda_r} + h + \lambda_1[\frac{h}{\lambda_2} + \frac{2e}{\lambda_c}] \tag{A.9}$$

Et, de la même manière :

$$\frac{T_c - T_f}{\frac{T_4 - T_f}{h}} = d\frac{\lambda_2}{\lambda_r} + h + \lambda_2[\frac{h}{\lambda_1} + \frac{2e}{\lambda_c}] \tag{A.10}$$

En réalisant des mesures sur des pastilles de roches d'épaisseurs variables et en traçant les courbes relatives aux équations A.10 et A.10 en fonction de d, la valeur de λ_r peut être determinée à partir de la pente des droites résultantes, sans besoin de connaître e ou λc.

En réalité, l'hétérogénéité des colonnes et la variation de la conductivité thermique du laiton en fonction de la température introduisent une différence de conductivité thermiques des deux colonnes. En raison de cette différence, on obtient deux droites d'ajustement en traçant les courbes définies précédemment. La valeur de conductivité thermique de la roche est la moyenne des valeurs calculées pour chaque droite.

A.2.2 Mesure en espace infini : Fil chauffant

Cette technique de mesure transitoire est basée sur la méthode de l'aiguille chauffante utilisée par Von Herzen & Maxwell (1959) pour mesurer la conductivité thermique des sédiments marins profonds. Le principe théorique de cette méthode est exposée entre autres par Jaeger (1956, 1958) et ? (?). Cette technique transitoire consiste à mesurer la température en fonction du temps à proximité d'une aiguille chauffante qui s'apparente approximativement à une source linéaire de longueur infinie, diffusant Q unités de chaleur par seconde par unité de longueur, dans un corps isotropique d'extension infinie. L' aiguille en acier hypodermique, renfermant une boucle de fil chauffant et une thermistor pour mesurer la température, est donc introduite dans le milieu dont la conductivité doit être mesurée. Une fois que la température est stabilisée, le courant chauffant est introduit au temps t=0 et la température est enregistrée au cours du temps pendant quelques minutes à proximité de l'aiguille. Jaeger (1956) donne l' expression simplifiée suivante pour l'augmentation de température dans un milieu infini dans toutes les directions :

$$\theta = \frac{Q}{4\pi\lambda} ln \frac{4t\kappa}{r^2 C} \tag{A.11}$$

Avec t le temps (s), Q la quantité de chaleur par unité de longueur par unité de temps ($W.m^{-1}$), λ la conductivité thermique de l'échantillon ($W.m^{-1}.K^{-1}$),κ la diffusivité thermique de l'échantillon de roche ($m^2.s^{-1}$), r le rayon de l'aiguille (m) et C=exp(γ), avec γ=0,5772157 la constante d'Euler. Ce qui équivaut à :

$$\theta = \frac{Q}{4\pi\lambda} lnt + const \tag{A.12}$$

Cette expression est valable pour t$\gg r^2/4\kappa$.

Après introduction du courant, la température augmente donc linéairement en fonction de , la pente étant inversement proportionnelle à la conductivité thermique. Cependant, l'aiguille n'étant pas une source linéaire idéale, environ 30 secondes sont nécessaires avant que l'augmentation de température ne soit linéaire. En conclusion, le tracé de θ en fonction de ln$t$ donne une droite dont la pente permet de déterminer λ.

A.2.3 Mesure en demi-espace : QTM

Cette deuxième méthode transitoire est une adaptation de la méthode classique du fil chauffant, présentée précédemment. Cependant, pour le QTM (quick thermal conductivity meter), le fil chauffant ainsi que le thermocouple sont placés à la surface d'un matériau de référence de conductivité thermique faible et connue, ce qui, en théorie est équivalent à une configuration de type " demi-espace ". Dans ce cas, la quantité de chaleur totale pénètre dans l'échantillon. La conductivité thermique est donc calculée avec une quantité de chaleur deux fois plus importante que dans le cas du fil chauffant classique. Cette hypothèse est justifiée tant que la conductivité thermique des échantillons de roches est plus élevée que 1 $W.m^{-1}.K^{-1}$. Pour des conductivités thermiques plus faibles, une partie de la chaleur passe à travers le demi-espace que représente le capteur introduisant une erreur, dans ce cas il est nécessaire de déterminer des corrections pour compenser la perte de chaleur. Galson et al. (1987) ont montré que pour cette technique il est nécessaire de réaliser au moins 5 à 6 mesures par échantillons pour des roches isotropes et le double pour des roches anisotropes. De plus les dimensions requises pour les échantillons sont de l'ordre de $20 \times 50 \times 70$ mm pour les roches ayant une conductivité thermique inférieure à 3 $W.m^{-1}.K^{-1}$ et de $30 \times 70 \times 70$ mm quand la conductivité est supérieure à 5 $W.m^{-1}.K^{-1}$. La figure suivante représente le dispositif d'un QTM classique. Le principe de mesure est le suivant (Tavman & Tavman, 1999) : un courant électrique constant est appliqué à un fil fin est fixé à un matériau isolant dont les propriétés thermiques sont connues. Ce processus génère un flux de chaleur constant (Q) par unité de longueur et par unité de temps. Ces auteurs exposent aussi le mode opératoire requis pour cette méthode de mesure. With this procedure, the obtained reproducibility is 5% and uncertainty remains lower than 10-20% (for dry samples). En soumettant une puissance constante à l'élément chauffant, une hausse de température (ΔT)du fil est générée. La valeur de ce ΔT est ensuite mesurée par un thermocouple en fonction du temps pendant un court intervalle de chauffe. C'est cet enregistrement de la température en fonction du temps qui est utilisé pour calculer la conductivité thermique (λ) en se basant sur l'équation suivante (Carslaw & Jaeger, 1959) :

$$\lambda = F\frac{Qln(t_2/t_1)}{T_2 - T_1} - H \tag{A.13}$$

où T_1 et T_2 sont les températures aux temps t_1 et t_2 respectivement. F et H sont des constantes spécifiques à la sonde, déterminées d'après la calibration de l'appareil.

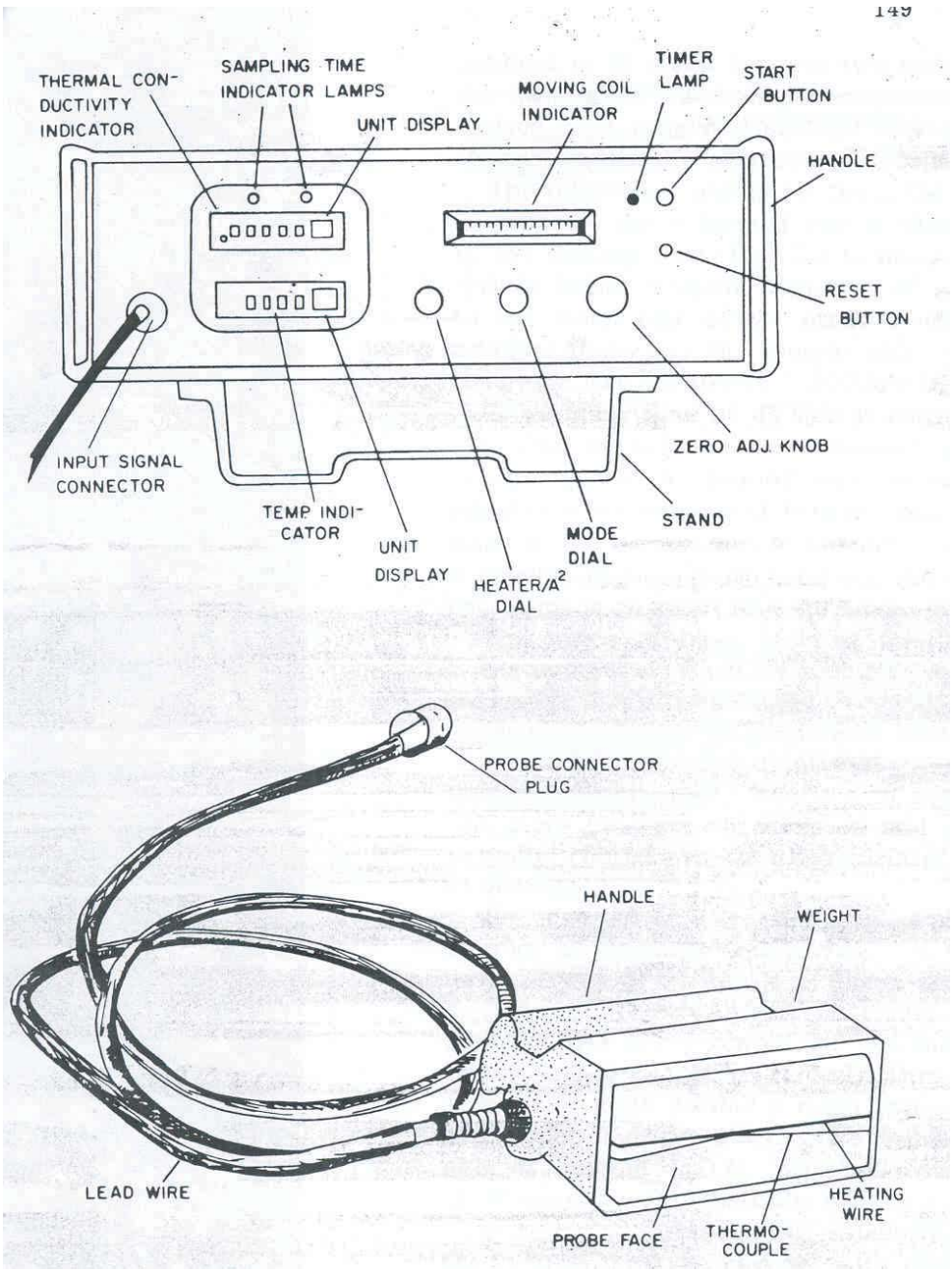


FIG. A.2 – Schéma du QTM Shotherm Showa Denko K.K. les dimensions de la sonde sont de 40 × 100 mm, d'après Sass et al. (1984).

A.2.4 Comparaison des méthodes QTM, aiguille chauffante et barres divisées

Certains problèmes relatifs à l'utilisation du QTM ont été reportés par Galson et al. (1987). Ils soulignent notamment le fait que la taille des échantillons nécessaire pour obtenir des mesures cohérentes et plus importante que celle requise par les méthode de l'aiguille chauffante et de l'appareil à barres divisées. De plus, dans le cas de cette dernière technique, l'échantillon est soumis à une pression exercée par le biais d'une charge axiale de 100 bars (10 Mpa) ce qui équivaut à un enfouissement de plusieurs centaines de mètres. Cela a pour effet, de refermer les fissures et de réduire la résistance de contact aux extrémités de l'échantillon (Galson et al., 1987). Le QTM possède néanmoins l'avantage d'être relativement insensible à la présence de rugosité de l'échantillon, d'être facilement transportable, de par sa petite taille, et de requérir une préparation des échantillons moins longue et des mesures plus aisées à réaliser que pour la technique des barres divisées. Une première étude réalisée par Sass et al. (1984) portant sur 17 échantillons de roches isotropes concluait sur le fait que les deux techniques de mesures donnaient, en considérant la barre d'erreur expérimentale, des résultat similaires. Le travail de comparaison de Galson et al. (1987) s'inscrit dans la poursuite de cette étude. Ils se basent sur des échantillons de roches de conductivités thermiques variant entre 0.6 et 5.4 $W.m^{-1}.K^{-1}$ et de lithologies variables. D'après leurs résultats, le QTM donne des mesures avec une erreur de 5% et une reproductibilité de 5% alors que l'appareil à barres divisées est plus précis avec une erreur de 4% et une reproductibilité de 2%. Dans le cas d'échantillons saturés, ils montrent une bonne corrélation entre les deux techniques de mesure malgré la légère supériorité de quelques pour cents des conductivités mesurées avec l'appareil à barres divisées. En revanche dans le cas d'échantillons secs, les mesures du QTM montrent une infériorité de près de 10%, ce qui s'explique en partie par la présence de la charge exercée dans le cas des barres divisées qui a tendance à faire disparaître les fractures à l'origine remplies d'air. Dans le cas d'échantillons anisotropes, ? (?) soulignent que l'appareil à barres divisées à l'avantage de données des mesures précises dans une direction donnée, ce qui explique que son utilisation soit préférable pour obtenir les conductivités principales et la composante verticale. L'anisotropie peut certes être estimée en réalisant des mesures avec un QTM dans diverses directions, mais de tels choix aléatoires sont susceptibles d'introduire des erreurs importantes.

A.3 Mesures réalisées sur des échantillons du Ghana et de Guinée

Dans le cadre de l'étude concernant l'évolution thermique de la ceinture d'Ashanti des mesures de conductivité thermique ont été réalisées. La majeur partie des échantillons mesurés proviennent directement de la zone d'Ashanti, cependant des sédiments recueillis en Guinée, de lithologies proches des sédiments Ghanéens, ont aussi été utilisés. Tous les échantillons ont été soigneusement sélectionnés parmi les roches récoltées

lors des nombreuses campagnes de terrain effectuées par les géologues du BRGM ces dernières années en Afrique de l'Ouest. Les mesures portaient sur 31 échantillons, représentatifs des lithologies rencontrées à Ashanti, avec, des volcanites basiques, des monzogranites, des méta-sédiments et des conglomérats tarkwaiens. Les photos d'échantillons représentatifs des ensembles sont présentées en figure A.3.

Fig. A.3 – Photos d'échantillons de roches représentatives du Sud-Est Ghana : conglomérats tarkwaiens, méta-sédiments birimiens, diorite appartenant aux roches vertes et monzonites, utilisés pour réaliser les mesures de conductivité thermique.

A.3.1 Mesures réalisées avec un "QTM"

Les mesures ont été réalisées à l'aide d'un QTM développé par Showa Denko K.K. dont le principe de fonctionnement a été énoncé précédemment. Cet appareil a notamment été utilisé et décrit par Sass et al. (1984) et Tavman & Tavman (1999).

Mode opératoire

Avant de débuter les mesures, le QTM nécessite un temps de chauffe d'environ 45 minutes. Le temps pour effectuer une mesure est de l'ordre de 1 minute, il faut cependant attendre près de 8 minutes entre chaque mesure afin de laisser le temps à la sonde de se stabiliser. De la même manière il est recommandé d'attendre quelques minutes entre le moment où la sonde est posée sur l'échantillon et le début de la mesure. Le QTM est ensuite étalonné, on utilise pour cela un matériau fourni par le constructeur de conductivité thermique connue et égale à 1,36 $W.m^{-1}.K^{-1}$. Les mesures sont réalisées en conditions sèches, la plupart des matériaux étant peu poreux, il n'était pas jugé nécessaire de saturer les roches. La taille des échantillons égale ou excède la taille minimale requise de $20 \times 50 \times 70$ mm. Pour chaque échantillon au moins 6 mesures ont été réalisées satisfaisant ainsi les conditions optimales définies par Galson et al. (1987). De plus, toutes les 3 mesures une mesure test sur l'étalon à été effectuée, afin d'éviter et de corriger toute dérive.

En suivant cette procédure, la reproductibilité obtenue est de l'ordre de 5% et l'incertitude reste inférieure à ±10-20% (pour des échantillons secs). Le tableau A.1 présente un exemple de mesures réalisées sur l'échantillon de conglomérats tarkwaiens présenté sur la figure A.3.

Tab. A.1 – Exemple de mesures de conductivité thermique conduites sur un échantillon de conglomérats tarkwaiens.

Echantillon	Heure	Mesure
étalon	16h07	1,347
170	16h16	3,528
170	16h34	3,533
170	16h52	3,43
170	17h01	3,522
170	17h10	3,478
étalon	le lendemain 18h00	1,352
170	18h09	3,62
Moyenne 170		3,518±0,063

A.3.2 Comparaison avec des mesures réalisées avec une appareil à barres divisées

Des mesures comparatives ont été réalisées par Gérard Bienfait (IPGP) avec un appareil à barres divisées pour cinq échantillons. Les résultats pour les deux type de mesures sont présentées dans le tableau A.2.

Tab. A.2 – Comparaison entre des mesures de conductivité thermique réalisées avec un QTM et avec un appareil à barres divisées.

Echantillon	Mesures QTM	Mesure Appareil à barres divisées	Condition	Différence
170	3,518±0,063	3,43±0,0	saturée	2,5%
149'	2,134±0,066	3,42±0,0	saturée	37%
149'	2,134±0,066	2,44±0,0	sèche	12,7%
G54	3,729±0,08	3,44±0,0	sèche	-8,4%
164A	4,043± 0,201	3,21±0, 0	sèche	-26%
164A	4,043± 0,201	3,25±0, 01	sèche	-24,4%
G16C	3,659± 0,08	3,42± 0,001	sèche	-6,9%
G16C	3,659± 0,08	3,48± 0,001	sèche	-5,1%
Moyenne				15,375%
Moyenne (*)				12,22%

La différence représente [mesure(BD)-mesure(QTM)]/mesure(BD)
Moyenne (*) correspond à la moyenne des différences quand les mesures se rapportant à l'échantillons 149' ne sont pas prises en compte.

Selon Galson et al. (1987) les mesures effectuées avec un appareil à barres divisées, en conditions sèches, donnent des valeurs plus élevées d'environ 10-14 % par rapport aux mesures avec un QTM. D'après les mesures réalisées lors de cette étude la tendance est plutôt inverse, avec des valeurs plus élevées pour les mesures avec le QTM. De plus, la différence entre les valeurs données par les deux techniques de mesure est de l'ordre de 12-15 %. La valeur de 15% étant obtenue en considérant les mesures de conductivités mesurés pour l'échantillon 149'. Cet échantillon peut être retiré car il n'est pas de bonne qualité, la roche s'est cassée au moment de la réalisation des pastilles.

A.4 Variation de la conductivité thermique en fonction de la température

La variation de la conductivité thermique en fonction de la température a fait l'objet de multiples études. Ainsi à partir de mesures de la conductivité thermique d'échantillons de roches de lithologies diverses, des lois expérimentales ont été proposées.

A.4.1 Zoth et Hänel (1988)

$$\lambda(T) = \frac{A}{(350 + T) + B} \tag{A.14}$$

A et B étant des coefficients définis en fonction du type de roches pour 0<T<800 °C. Pour les roches métamorphiques : A=705 ; B=0.75 ; Pour les roches acides : A=807 ; B=0.64 ; Pour les roches basiques : A=474 ; B=1.18 ; Pour les roches ultrabasiques : A=1293 ; B=0.73 ; Pour les roches calcaires : A=1073 ; B=0.13 ; En généralisant pour toutes les roches sauf les ultrabasiques et les sels l'équation suivante est valable :

$$\lambda(T) = \frac{770}{(350 + T) + 0.7} \tag{A.15}$$

Pour les roches salines il existe une plus grande dépendance en température que pour les autres roches sédimenatires.

A.4.2 Seipold (1998,2001)

cet auteur observe une décroissance linéaire de la conductivité thermique en fonction de la température, avec un coefficient de corrélation linéaire R=-0.84.

$$\lambda(T) = \frac{1}{B(T - 532 \pm 45) + 0.448 \pm 0.014} \tag{A.16}$$

B représente un coefficient variable selon le type de roches. On remarque une différence de 0.5 W/m/K par rapport aux valeurs calculées par Vosteen et Schellschmidt.

Une deuxième équation, donnant meilleurs résultats est proposée :

$$\lambda(T) = \frac{T}{F(T - 314 \pm 35) + 122 \pm 20} \tag{A.17}$$

A laquelle correspond un coefficient de corrélation linéaire R=-0.75.

Le phénomène de radiation électromagnétique est pris en compte pour des températures supérieures à 600 °C :

$$\lambda(T) = \frac{1}{(A' + B'T) + C'T^3} \tag{A.18}$$

A.4.3 Vosteen et Schellschmidt (2003)

Ces auteurs proposent une équation générale pour les roches des Alpes orientales :

$$\lambda(T) = \frac{\lambda(0)}{0.99 + +T(a - \frac{b}{\lambda(0)})} \tag{A.19}$$

avec, pour les roches cristallines, à 0<T<500 °C : a=0.0030± 0.0015 ; b=0.0042± 0.0006 et pour les roches sédimentaires, à 0<T<300 °C : a=0.0034± 0.0015 ; b=0.0039± 0.0014. $\lambda(0)$ dans le cas des roches cristallines est calculé tel que :

$$\lambda(0) = \lambda(25) * 0.53 + \frac{1}{2}\sqrt{1.13\lambda(25)^2 - 0.42\lambda(25)} \tag{A.20}$$

Et pour les roches sédimentaires :

$$\lambda(0) = \lambda(25) * 0.54 + \frac{1}{2}\sqrt{1.16\lambda(25)^2 - 0.39\lambda(25)} \tag{A.21}$$

A.4.4 Remarques

En comparant les résultats de Zoth et Vosteen jusqu'à des températures de 800°C on remarque peu de différences entre les différents calculs. On peut donc envisager d'interpoler la formule de Vosteen pour des températures supérieures à 500°C.

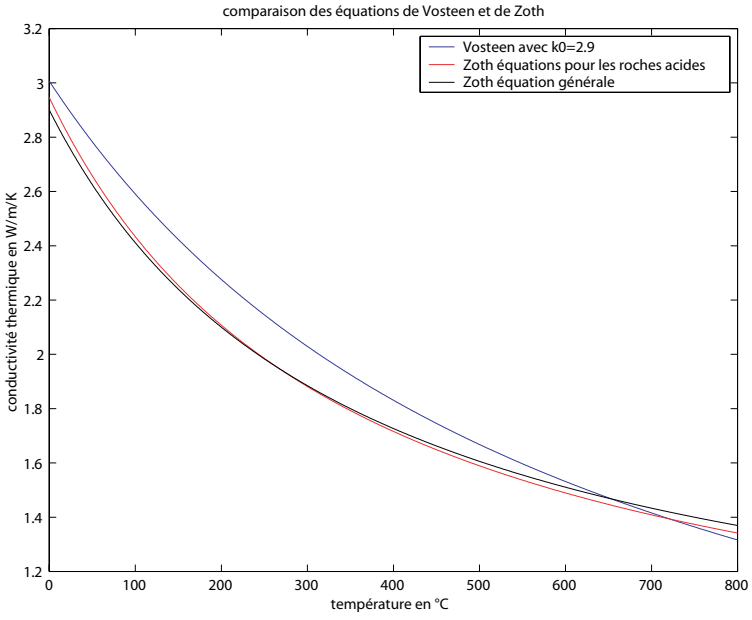


FIG. A.4 – Variation de conductivité thermiques en fonction de la température d'après Zoth & Hänel (1988) (en bleu) et d'après Vosteen & Schellschmidt (2003).

A.4.5 Schatz et Simmons

La loi de Schatz & Simmons (1978) a été utilisée, pour définir la conductivité thermique des roches mantelliques en fonction de la température, elle donne les conductivités relatives au phénomènes de conduction (λ_L) et de radiation (λ_R), telles que :

$$\lambda = \lambda_L + \lambda_R \tag{A.22}$$

Avec :

$$\lambda_L = (31 + 0,21T)^{-1} \tag{A.23}$$

Pour $T \leq 500^{\circ}K$

$$\lambda_R = 0 \tag{A.24}$$

Et pour T$>$ 500°K :

$$\lambda_R = 5,5 \times 10^{-6}(T - 500) \tag{A.25}$$

Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux : Application au Ghana

Résumé : Cette thèse vise à comprendre les processus thermiques et les régimes d'écoulement de fluides menant à la genèse de gisements d'or mésothermaux.
Deux approches de modélisation numérique sont utilisées, une régionale, caractérisant le régime thermique conductif pré-minéralisation et l'autre locale ajoutant la convection hydrothermale syn-minéralisation. Les modèles sont appliqués à un cas représentatif, les gisements mésothermaux Paléoprotérozoïques géants de la ceinture d'Ashanti au Ghana. D'après les résultats, la valeur du flux de chaleur mantellique déduite, 30 mW.m^{-2}, est compatible avec la présence d'un panache dans la région à $\sim$2 Ga. La prise en compte de la dépendance de conductivité thermique en température apparaît nécessaire pour ne pas surestimer la valeur déduite. Des régions potentiellement favorables au dépôt de l'or sont identifiées et les zones faillées où les écoulements sont 3D mènent à une périodicité spatiale du dépôt cohérente avec les données de terrain.

Mots-clés : Or mésothermal, Ghana, Paléoprotérozoïque, modélisation numérique, fluides hydrothermaux, flux de chaleur mantellique.

Thermal modelling of orogenic mesothermal deposits : application to Ghana

Abstract : This thesis deals with thermal processes and fluid flow regimes leading to the genesis of mesothermal gold deposits.
Two numerical modelling approaches have been used, a regional one, characterising the conductive thermal regime before mineralisation and a local one adding hydrothermal convection contemporaneous to mineralisation. Models are applied to the Palaeoproterozoic ore deposits of the Ashanti belt in Ghana which are representative of giant mesothermal gold deposits. From the results, the deduced value for the mantle heat flow is 30 mW.m^{-2} in accordance with the presence of a mantle plume in the region around 2 Ga. Taking into account the temperature-dependence of thermal conductivity is essential in order not to overestimate the deduced value. Regions potentially favourable to gold precipitation are identified and it appears that faulted zones where fluid flow are 3D lead to a spatial periodicity of ore deposits coherent with field data.

Keywords : mesothermal gold, Ghana, Paleaeoproterozoic, numerical modelling, hydrothermal fluids, mantle heat flow.

Discipline : Géophysique interne

Thèse réalisée au Laboratoire de Géosciences Marines, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05 (France) et au service de Ressources minérales, BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, 45060 Orléans (France).