

**MATURATION THERMIQUE ET POTENTIEL
PETROLIGENE
DES SERIES POST-TACONIENNES
DU
NORD-EST DE LA GASPESIE
ET DE
L'ILE D'ANTICOSTI
(CANADA)**

Thèse

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel

pour l'obtention du grade de docteur ès sciences

par

Rudolf BERTRAND

-1987-

*A ma mère, Gertrude, et à la mémoire de mon père,
Charles, pour le goût qu'ils m'ont donné
de la science. A mon épouse, Odile, pour
son dévouement et sa compréhension.*

L'imagination est plus importante que le savoir.

Albert Einstein

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Maturation thermique et potentiel pétrologène
des séquences post-taconiques du nord-est de
la Gaspésie et de l'île d'Anticosti

de Monsieur Rudolf Bertrand

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,
sur le rapport des membres du jury.

Messieurs B. Kubler, F. Persoz, Y. Héroux
(Québec) et M. Keen (Dartmouth, Nova Scotia)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 11 septembre 1987

Le doyen:

François Sigrist
François Sigrist

TABLE DES MATIERES

<u>RESUME</u>	1
<u>REMERCIEMENTS</u>	7
<u>1. INTRODUCTION ET TRAVAUX ANTERIEURS</u>	9
<u>1.1 INTRODUCTION</u>	9
<u>1.1.1 Préambule</u>	9
<u>1.1.2 Buts du projet</u>	12
<u>1.1.3 Cadre tectonique général du bassin</u>	12
<u>1.1.4 Problématique générale</u>	13
<u>1.1.5 Méthodologie générale</u>	15
<u>1.1.6 Conclusion de l'introduction</u>	16
<u>1.2 GEOLOGIE DE L'ILE D'ANTICOSTI</u>	20
<u>1.2.0 Revue de la littérature</u>	20
<u>1.2.1 Stratigraphie et sédimentologie de l'île d'Anticosti</u>	27
1.2.1.1 Formation de Romaine	28
1.2.1.2 Formation de Mingan	29
1.2.1.3 Formation de Long Point	30
1.2.1.4 Formation de Macasty	31
1.2.1.5 Formation de Vauréal	31
1.2.1.6 Formation d'Ellis Bay	32
1.2.1.7 Formation de Becscie	34
1.2.1.8 Formation de Gun River	35
1.2.1.9 Formation de Jupiter	36
1.2.1.10 Formation de Chicotte	37
<u>1.2.2 Paléogéographie de l'île d'Anticosti</u>	38
<u>1.2.3 Tectonique de l'île d'Anticosti</u>	41
<u>1.2.4 Travaux antérieurs sur la maturation thermique de l'île</u>	

<u>d'Anticosti</u>	45
1.2.4.1 Introduction sur la maturation de l'île d'Anticosti	45
1.2.4.2 Résultats	45
1.2.4.3 Discussion sur les argiles	50
1.2.4.4 Discussion sur la matière organique dispersée	52
1.2.5 <u>Travaux antérieurs pour répondre à la problématique des</u>	
<u>évaluations antérieures de la maturation thermique</u>	59
1.2.5.1 Echantillonnage	59
1.2.5.2 Minéralogie les argiles	59
1.2.5.3 Géochimie de la matière organique dispersée	60
1.2.5.4 Pétrographie de la matière organique	60
1.2.5.5 Conclusions sur la problématique dans l'île	
d'Anticosti	61
1.3 <u>GEOLOGIE DU NORD-EST DE LA GASPESIE</u>	64
1.3.0 <u>Revue de la littérature</u>	64
1.3.1 <u>Tectonique du Nord-Est de la Gaspésie</u>	70
1.3.1.1 La Ceinture taconique	71
1.3.1.2 Le synclonorium de Gaspé - Connecticut Valley	71
1.3.2 <u>Stratigraphie du nord-est de la Gaspésie</u>	77
A) <u>Socle de la série</u>	
1.3.2.1 Super-groupe de Québec	78
1.3.2.2 Complexe de Lady Step	78
B) <u>Série basale: Groupes de Matapédia et de Chaleurs.</u>	
1.3.2.3 Formation de White Head et de Sources	79
1.3.2.4 Formation de Burnt Jam Brook	79
1.3.2.5 Formation de Val Brillant	80
1.3.2.6 Formation de Laforce	80
1.3.2.7 Formation de Griffon Cove River	80

1.3.2.8	Formation de Gascons	81
1.3.2.9	Formation de West Point	82
1.3.2.10	Formation de Roncelles	84
1.3.2.11	Formation d'Indian Point	84
C) <u>Série supérieure: Groupes des Calcaires Supérieurs de</u>		
<u>Gaspé et des Grès de Gaspé</u>		
1.3.2.12	Formation de Forillon	86
1.3.2.13	Formation de Shiphead	86
1.3.2.14	Formation d'Indian Cove	87
1.3.2.15	Formation de York Lake	88
1.3.2.16	Formation de Fortin	88
1.3.2.17	Formation de York River	88
1.3.2.18	Formation de Battery Point	90
1.3.2.19	Formation de Malbaie	92
1.3.2.20	Formation Cannes-de-Roches	93
1.3.3	<u>Paléogéographie du nord-est de la Gaspésie</u>	95
1.3.4	<u>Travaux antérieurs sur la maturation thermique du nord-est</u>	
	<u>de la Gaspésie</u>	99
1.3.4.0	Introduction	99
1.3.4.1	Résultats	99
1.3.4.2	Discussion sur les argiles	108
1.3.4.3	Discussion sur la matière organique dispersée	112
1.3.4.4	Zonéographie régionale de la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie dans les travaux antérieurs	118
1.3.5	<u>Travaux suggérés pour répondre à la problématique des</u>	
	<u>évaluations antérieures de la maturation thermique</u>	120
1.3.5.1	Echantillonnage	120

1.3.5.2	Minéralogie des argiles	120
1.3.5.3	Géochimie de la matière organique dispersée	121
1.3.5.4	Pétrographie de la matière organique	121
1.3.5.5	Conclusions sur la problématique du nord-est de la Gaspésie	122
2.	<u>METHODOLOGIE</u>	125
2.1	<u>TECHNIQUES D'ECHANTILLONNAGE ET PLANIFICATION DES ANALYSES</u>	125
2.1.1	<u>Techniques d'échantillonnage pour l'île d'Anticosti</u>	125
2.1.2	<u>Planification des analyses pour l'île d'Anticosti</u>	127
2.1.3	<u>Techniques d'échantillonnage pour le nord-est de la Gaspésie</u>	130
2.1.4	<u>Planification des analyses pour le nord-est de la Gaspésie</u>	131
2.2	<u>DESCRIPTION DES TECHNIQUES ANALYTIQUES</u>	133
2.2.1	<u>Minéralogie des argiles</u>	133
2.2.2	<u>Pyrolyse programmée et teneur en carbone organique</u>	136
2.2.2.1	Généralités	136
2.2.2.2	Erreurs systématiques de la méthode et corrections suggérées	137
2.2.2.2.1	Erreur intrinsèque à l'appareil (effet d'échelle)	138
2.2.2.2.2	Erreur intrinsèque à la roche et à la matière organique analysée	140
	a) Effet des carbonates	
	b) Effet de matrice	
	c) Effet d'oxygène.	
	d) Effet des bitumes.	
2.2.3	<u>Pétrographie de la matière organique dispersée</u>	155
2.2.3.1	Extraction et concentration de la matière organique	155
2.2.3.2	Montage pétrographique de la matière organique	155

2.2.3.3 Analyse semi-quantitative des matières organiques	156
2.2.3.4 Réflectométrie	156
3 <u>LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE</u>	159
3.1 <u>QUANTITE DE LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE</u>	159
3.1.1 <u>Introduction</u>	159
3.1.2 <u>L'île d'Anticosti</u>	161
3.1.2.1 Le carbone organique dans les échantillons de surface	161
3.1.2.2 Le carbone organique dans les échantillons de subsurface	166
3.1.3 <u>Le nord-est de la Gaspésie</u>	169
3.1.3.1 Le carbone organique dans les échantillons de surface	169
3.1.3.2 Le carbone organique dans les échantillons de subsurface	176
3.2 <u>PETROGRAPHIE DE LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE</u>	180
3.2.1 <u>Introduction</u>	180
3.2.2 <u>Nature des matières organiques observées.</u>	183
3.2.2.1 Le groupe des phytoclastes	183
3.2.2.1.1 L'inertinite	186
3.2.2.1.1.1 La fusinite	186
3.2.2.1.1.2 La macrinite	189
3.2.2.1.1.3 La semifusinite	189
3.2.2.1.2 La vitrinite	193
3.2.2.1.2.1 La télinite	193
3.2.2.1.2.2 La collinite	194
3.2.2.1.2.2.1 La télocollinite	198
3.2.2.1.2.2.2 La gélocollinite-collorésinite	198

3.2.2.1.2.3 La pseudovitrinite	199
3.2.2.1.3 La résinite	202
3.2.2.2 Le groupe des spores	202
3.2.2.3 Les groupe des phyto-organismes	204
3.2.2.3.1 Les phyto-organismes benthiques	204
3.2.2.3.1.1 Les "herbacés"	204
3.2.2.3.2 Les phyto-organismes planctoniques	206
3.2.2.3.2.1 Les acritarches	206
3.2.2.3.2.2 Les tasmanites	206
3.2.2.3.2.3 Les autres phyto-organismes figurés	211
3.2.2.3.3 Les zoo-organismes (zooclastes)	217
3.2.2.3.3.1 Les chitinozoaires	217
3.2.2.3.3.2 Les graptolites	220
3.2.2.3.3.3 Les scolécodontes	225
3.2.2.3.3.4 Les hydroïdes	229
3.2.2.3.3.5 Les autres zooclastes indéterminés	223
3.2.2.4 Le groupe des bitumes	231
3.2.2.4.1 L'exudatinites	231
3.2.2.4.2 Les protobitumes	235
3.2.2.4.3 Les pyrobitumes	235
3.2.2.4.4 Les cokes naturels et les sphères de mésophase	236
3.2.3 <u>Analyse semi-quantitative des types de matière organique</u>	242
3.2.3.1 Généralités	242
3.2.3.2 Dans l'île d'Anticosti	243
3.2.3.2.1 En surface	243
3.2.3.2.2 En subsurface	245
3.2.3.3 Dans le nord-est de la Gaspésie	245
3.2.3.3.1 En surface	247

3.2.3.3.2 En subsurface	254
3.3 <u>REFLECTANCE DE LA MATIERE ORGANIQUE</u>	254
3.3.1 <u>Présentation des résultats</u>	254
3.3.1.1 Dans l'île d'Anticosti	254
3.3.1.1.1 En surface	254
3.3.1.1.1.1 Introduction	254
3.3.1.1.1.2 Avec les chitinozoaires	254
3.3.1.1.1.3 Avec les scolécodontes	255
3.3.1.1.1.4 Avec les bitumes solides	255
3.3.1.1.2 En subsurface	262
3.3.1.1.2.1 Puits LGPL	262
3.3.1.1.2.2 Puits NACP	263
3.3.1.1.1.3 Puits ARCO	263
3.3.1.1.2.4 Puits LGCP	265
3.3.1.1.2.5 Puits Sandtop	266
3.3.1.2 Dans nord-est de la Gaspésie	268
3.3.1.2.1 En surface	268
3.3.1.2.1.1 Généralités	268
3.3.1.2.1.2 Avec les zooclastes (chitinozoaires- scolécodontes)	269
3.3.1.2.1.3 Avec les phytoclastes (télinite-télocollinite- collinite)	270
A) La télinite	
B) La télocollinite	
C) La collorésinite	
3.3.1.2.2 En subsurface et coupes de terrains	276
3.3.1.2.2.1 Bloc nord	276
A) Riv. Renard- rte 132, parc Forillon	

B) Puits Gaspé Nord	
C) Puits Douglas.	
3.3.1.2.2.2 Bloc centre	284
A) Puits Malbaie	
B) Puits Gaspé Sud	
C) Puits Sunny Bank	
D) Puits Blanchet	
3.3.1.1.2.3 Bloc sud	289
A) Puits York	
3.3.2 <u>Comparaison du pouvoir réflecteur entre les matières organiques</u>	290
3.3.2.1 Dans l'île d'Anticosti	290
3.3.2.2 Dans le nord-est de la Gaspésie.	293
3.3.2.3 Dans tout le bassin (les deux régions réunies).	303
3.3.3 <u>Zonation des pouvoirs réflecteurs de la matière organique en surface et en subsurface</u>	308
3.3.3.1 Généralités	308
3.3.3.2 Dans l'île d'Anticosti	309
3.3.3.3 Dans le nord-est de la Gaspésie	316
3.4 <u>PYROLYSE EN TEMPERATURE PROGRAMMEE (ROCK EVAL)</u>	333
3.4.1 <u>Dans l'île d'Anticosti</u>	333
3.4.1.1 En surface	333
3.4.1.1.1 Introduction	333
3.4.1.1.2 Observations	333
3.4.1.1.3 Conclusions préliminaires	336
3.4.1.2 En subsurface	342
3.4.1.2.1 Introduction	342
3.4.1.2.2 Observations	343
3.4.1.2.3 Conclusions préliminaires	345

3.4.2 <u>Dans le nord-est de la Gaspésie</u>	352
3.4.2.1 En surface	352
3.4.2.1.1 Introduction	352
3.4.2.1.2 Observations	353
3.4.2.1.3 Conclusions préliminaires	359
3.4.2.2 En subsurface	370
3.4.2.2.1 Introduction	370
3.4.2.2.2 Observations	371
3.4.2.2.3 Conclusions préliminaires	378
4. <u>GEOLOGIE DES ARGILES</u>	395
4.1 <u>DANS L'ILE D'ANTICOSTI</u>	395
4.1.1 <u>Introduction</u>	395
4.1.2 Observations	396
4.1.2.1 Le groupe des micas et des interstratifiés illite-smectite	396
4.1.2.2 Le groupe de la chlorite	408
4.1.2.3 La corrensite	418
4.1.3 Conclusions préliminaires	419
4.2 <u>DANS LE NORD-EST DE LA GASPESIE</u>	437
4.2.1 <u>Introduction</u>	437
4.2.2 <u>Observations</u>	437
4.2.2.2 Le groupe des micas et des interstratifiés illite-smectite	437
4.2.2.3 Le groupe de la chlorite	444
4.2.2.4 La corrensite	455
4.2.3 Conclusions préliminaires	455
5. <u>CORRELATION ENTRE LES INDICATEURS THERMIQUES</u>	458
5.1 <u>INTRODUCTION</u>	458
5.2 <u>LA PYROLYSE EN TEMPERATURE PROGRAMMEE</u>	458
5.2.1 La température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$)	459

5.2.2	Le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ ₂)	461
5.2.3	L'indice de production (IP)	462
5.2.4	L'indice d'hydrogène (IH)	464
5.3	<u>LA MINÉRALOGIE DES ARGILES</u>	466
5.4	<u>CONCLUSIONS PRÉLIMINAIRES SUR L'ÉTALONNAGE DES INDICATEURS DE MATURATION DU ROCK EVAL ET DES ARGILES AVEC LA REFLECTANCE</u>	467
6.	<u>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET POTENTIEL EN HYDROCARBURES DE L'ÎLE D'ANTICOSTI ET DU NORD-EST DE LA GASPÉSIE</u>	469
6.1	<u>INTRODUCTION</u>	469
6.2	<u>LA ZONEOGRAPHIE DES HYDROCARBURES</u>	470
6.2.1	<u>Dans l'île d'Anticosti</u>	470
6.2.2	<u>Dans le nord-est de la Gaspésie</u>	471
6.3	<u>POTENTIEL EN HYDROCARBURES DE L'ÎLE D'ANTICOSTI ET DU NORD-EST DE LA GASPÉSIE</u>	472
6.3.1	<u>Dans l'île d'Anticosti</u>	472
6.3.2	<u>Dans le nord-est de la Gaspésie</u>	483
6.4	<u>HISTOIRE DE LA MATURATION THERMIQUE</u>	487
6.4.1	<u>Dans l'île d'Anticosti</u>	487
6.4.1.1	Histoire géologique du bassin	487
6.4.1.2	Histoire de la production et de la migration des hydrocarbures	488
6.4.2.	<u>Dans le nord-est de la Gaspésie</u>	495
7.	<u>DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS.</u>	501
7.1	<u>CONCLUSIONS SUR L'AMÉLIORATION DES TECHNIQUES D'ANALYSES.</u>	501
7.1.1	<u>La pétrographie de la matière organique.</u>	503
7.1.2	<u>La pyrolyse en température programmée (Rock Eval).</u>	503

7.3 <u>ETALONNAGE DES INDICATEURS DE MATURATION THERMIQUE</u>	506
7.3.1 <u>La réflectivité de la matière organique</u>	506
7.3.1.1 Revue de la problématique	506
7.3.1.2 Résultats nouveaux	506
7.3.2 <u>Le Rock Eval et les minéraux argileux</u>	511
7.4 <u>INTEGRATION DES RESULTATS DE LA MATURATION THERMIQUE</u>	512
7.4.1 La zonéographie de la maturation thermique	512
7.4.1.1 Dans l'île d'Anticosti	512
7.4.1.2 Dans le nord-est de la Gaspésie	512
7.4.2 <u>Potentiel et histoire des hydrocarbures de l'île d'Anticosti et du</u>	
<u>nord-est de la Gaspésie</u>	514
7.4.2.1 Dans l'île d'Anticosti	514
7.4.2.2 Dans le nord-est de la Gaspésie	516
<u>REFERENCES CITEES</u>	518
<u>APPENDICES</u>	548
<u>ANNEXE</u>	648

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1A. Carte géologique générale de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie	10
Figure 1.1B. Paléogéographie et interprétations en termes de tectonique de plaques du bassin appalachien au Paléozoïque inférieur.	11
Figure 1.2. Historique de la nomenclature stratigraphique dans l'île d'Anticosti.	17
Figure 1.3. Corrélations stratigraphiques entre les séquences de l'île d'Anticosti, du nord-est de la Gaspésie et celles des autres provinces géologiques de l'est et du centre du Canada.	19
Figure 1.4. Echelles chronostratigraphique et lithostratigraphique de la surface et de la subsurface de l'île d'Anticosti.	24
Figure 1.5. Corrélations géochronologiques et chronostratigraphiques des unités lithostratigraphiques des parties occidentale et orientale de l'île d'Anticosti.	26
Figure 1.6. Résumé des principaux éléments de la tectonique de l'île d'Anticosti.	40
Figure 1.7. Corrélations entre les divers indicateurs de maturation thermique utilisés.	45
Figure 1.8. Historique de la nomenclature stratigraphique dans le nord-est de la Gaspésie.	63
Figure 1.9. Carte géologique et structurale du nord-est de la Gaspésie	69
Figure 1.10. Echelles chronostratigraphique et lithostratigraphique de la surface et de la subsurface du nord-est de la Gaspésie et interprétations des auteurs antérieurs sur les milieux de dépôts.	76
Figure 1.11. Variations des codes de zones de maturation thermique des argiles en fonction des codes estimés avec la coloration (A) et la réflectance (B) de la matière organique.	110
Figure 2.1. Localisation et identification des échantillons de surface (numéros) sur la carte géologique de l'île d'Anticosti. La localisation et les sigles du	

nom des puits étudiés y sont indiqués.	124
Figure 2.2. Techniques d'échantillonnage.	125
Figure 2.3. Localisation et identification des échantillons de surface (numéros) sur la carte géologique du nord-est de la Gaspésie.	129
Figure 2.4. Illustration des variables obtenues lors de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval), afin d'évaluer la maturation et la nature de la matière organique.	135
Figure 2.5. Effet d'échelle de l'appareil "Rock Eval".	138
Figure 2.6. Comparaison entre les résultats d'analyses faites avec le "Rock Eval" sur des échantillons de roche brute (non-décarbonaté) et sur les résidus insolubles des mêmes échantillons (roche décarbonatée).	140
Figure 2.7. Comparaison entre les résultats d'analyse faites avec le "Rock Eval" sur les résidus insolubles: 1) sans correction de l'effet d'échelle, 2) avec correction de l'effet d'échelle et 3) avec correction de l'effet de matrice en sus (voir Appendice 3).	144
Figure 2.8. Valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène pour les échantillons de surface de la Formation d'Indian Cove, nord-est de la Gaspésie (Appendice 4 C).	145
Figure 2.9. Valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène pour les échantillons de surface de la Formation de Vauréal, île d'Anticosti (Appendice 4 A).	146
Figure 2.10. Diagramme de Van Krevelen montrant la distribution des rapports atomiques H/C et O/C des données de l'appendice 5.	147
Figure 2.11. Estimation de l'indice d'hydrogène (ordonnée) en fonction des rapports atomiques H/C (abscisse) et O/C (courbes de niveaux en pointillés).	148
Figure 3.1. Teneurs en carbone organique en fonction des résidus insolubles dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti.	161
Figure 3.2. Valeurs des résultats du carbone organique (COT) et distribution géographique et stratigraphique des échantillons de surface analysés	

sur l'île d'Anticosti.	162
Figure 3.3. Zonation des teneurs en carbone organique pour la surface de l'île d'Anticosti en fonction de la géologie.	163
Figure 3.4. Teneurs en carbone organique en fonction des résidus insolubles dans les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti.	166
Figure 3.5. Teneurs en carbone organique en fonction des résidus insolubles dans les échantillons de surface du nord-est de la Gaspésie.	169
Figure 3.6. Valeurs des résultats du carbone organique (COT) et distribution géographique et stratigraphique des échantillons de surface analysés dans le nord-est de la Gaspésie.	170
Figure 3.7. Zonation des teneurs en carbone organique pour la surface du nord-est de la Gaspésie en fonction de la géologie.	171
Figure 3.8. Teneurs en carbone organique en fonction du résidu insoluble dans les échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie et dans les coupes de la Rivière au Renard et de la route 132, parc de Forillon.	176
Figure 3.9. Schéma de la morphologie d'un chitinozoaire.	217
Figure 3.10. Schéma simplifié de la morphologie d'un graptolite.	220
Figure 3.11. Schéma de la morphologie d'un scolécodonte.	225
Figure 3.12. Exemple schématique de la morphologie de l'hydrosome d'un hydroïde.	229
Figure 3.13 A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de surface de l'île d'Anticosti.	238
Figure 3.14 A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de subsurface de l'île d'Anticosti.	239
Figure 3.15 A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de surface du nord-est de la Gaspésie.	240
Figure 3.16 A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de subsurface du nord-est de la Gaspésie.	241

Figure 3.17. Zonation des valeurs de pouvoir réflecteur des chitinozoaires dans l'île d'Anticosti.	250
Figure 3.18. Zonation des valeurs de pouvoir réflecteur des scolécodontes dans l'île d'Anticosti.	251
Figure 3.19. Zonation des valeurs de pouvoir réflecteur des "pyrobitumes" dans l'île d'Anticosti.	252
Figure 3.20. Zonation des valeurs de pouvoir réflecteur des sphérulites (goutelettes) de bitume solide dans l'île d'Anticosti.	253
Figure 3.21. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits LGPL.	257
Figure 3.22. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits NACP.	258
Figure 3.23. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits ARCO.	259
Figure 3.24. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits LGCP.	260
Figure 3.25. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Sandtop.	261
Figure 3.26. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Rivière au Renard (Appendice 6 E).	273
Figure 3.27. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens des types d'organoclastes observés dans le puits Gaspé Nord (Appendice 6 E).	274
Figure 3.28. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Douglas (Appendice 6 E).	275
Figure 3.29. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Malbaie	

(Appendice 6 E).	279
Figure 3.30. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Gaspé Sud (Appendice 6 E).	280
Figure 3.31. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Sunny Bank (Appendice 6 E).	281
Figure 3.32. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Blanchet (Appendice 6 E).	283
Figure 3.33. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits York (Appendice 6 E).	288
Figure 3.34. Diagramme de variations des réflectances moyennes aléatoires de la semifusinite, de la pseudovittrinite, de la télcollinite et de la collorésinite (variables dépendantes) en fonction de la réflectance moyenne de la télinite (variable indépendante).	294
Figure 3.35. Diagramme de variations des valeurs logarithmiques des réflectances moyennes aléatoires des chitinozoaires et des scolécodontes (variables dépendantes) en fonction de la réflectance de la télinite (variable indépendante).	296
Figure 3.36. Diagramme de variations et équations des droites de régression entre le pouvoir réflecteur moyen aléatoire du "pyrobitume" (regroupement du bitume indéterminé et du pyrobitume) (A) et du pyrobitume (B) en fonction du pouvoir réflecteur moyen aléatoire de la télinite dans les Grès de Gaspé.	300
Figure 3.37. Diagramme de variations des valeurs logarithmiques des réflectances moyennes aléatoires du protobitume et du pyrobitume (variables	

dépendantes) en fonction de la réflectance de la télinite (variable indépendante), et en fonction de leur présence dans le Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé ou dans le Groupe des Grès de Gaspé.	301
Figure 3.38. Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite dans l'île d'Anticosti.	307
Figure 3.39. Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sur deux coupes géologiques dans l'île d'Anticosti.	310
Figure 3.40. Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite dans le nord-est de la Gaspésie.	315
Figure 3.41. Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sur deux coupes géologiques dans le nord-est de la Gaspésie.	320
Figure 3.42. Coupe structurale hypothétique, à travers la faille du Bras Nord-Ouest, dans le seuil de Douglas, lors de l'enfouissement maximum des séries.	323
Figure 3.43. Zonation de l'indice d'hydrogène dans l'île d'Anticosti.	329
Figure 3.44. Zonation de l'indice d'oxygène dans l'île d'Anticosti.	330
Figure 3.45. Zonation du rapport des surfaces du pic du kérogène (RQ_2) dans l'île d'Anticosti.	331
Figure 3.46. Zonation de température de craquage optimale des kérogènes (T_{max}) dans l'île d'Anticosti.	332
Figure 3.47. Variations des valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice d'oxygène (IO) dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti.	334
Figure 3.48. Variations des valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti.	335
Figure 3.49. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits LGPL, île d'Anticosti (Appendice 4B).	338

Figure 3.50. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits NACP, île d'Anticosti (Appendice 4B).	339
Figure 3.51. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits ARCO, île d'Anticosti (Appendice 4B).	340
Figure 3.52. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits LGCP, île d'Anticosti (Appendice 4B).	341
Figure 3.53. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Sandtop, île d'Anticosti (Appendice 4B).	342
Figure 3.54. Variations du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti.	345
Figure 3.55. Niveaux de maturation thermique estimés à partir de l'indice d'hydrogène (IH) et de la température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) pour la seule roche mère à huile des séries de l'île d'Anticosti, la Formation de Macasty.	346
Figure 3.56. Zonation de l'indice d'hydrogène dans le nord-est de la Gaspésie.	348
Figure 3.57. Zonation de l'indice d'oxygène dans le nord-est de la Gaspésie.	349
Figure 3.58. Zonation du rapport des surfaces du pic du kérogène (RQ_2) dans le nord-est de la Gaspésie.	350
Figure 3.59. Zonation de température de craquage optimale des kérogènes (T_{max}) dans le nord-est de la Gaspésie.	351
Figure 3.60. Potentiel génétique des séries siluro-dévoniennes de surface du nord-est de la Gaspésie en fonction de leurs teneurs en carbone organique.	352
Figure 3.61. Rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les séries de surface du nord-est de la Gaspésie.	355
Figure 3.62. Distribution des fréquences des températures de craquage optimal du	

kérogène (T_{max}) dans les séries du nord-est de la Gaspésie.	358
Figure 3.63. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Rivière au Renard (Appendice 4D).	362
Figure 3.64. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Gaspé Nord (Appendice 4D).	363
Figure 3.65. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Douglas (Appendice 4D).	364
Figure 3.66. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Malbaie (Appendice 4D).	365
Figure 3.67. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Gaspé Sud (Appendice 4D).	366
Figure 3.68. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Sunny Bank (Appendice 4D).	367
Figure 3.69. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Blanchet (Appendice 4D).	369
Figure 3.70. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits York (Appendice 4D).	370
Figure 3.71. Potentiel génétique des séries siluro-dévonienues de subsurface du nord-est de la Gaspésie et des séries cambro-ordoviciennes de surface et de subsurface, en fonction de leur teneur en carbone organique.	371
Figure 3.72. Rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les séries de subsurface du nord-est de la Gaspésie.	374
Figure 3.73. Variations du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice d'hydrogène (IH) dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé des séries de subsurface du nord-est	

de la Gaspésie.	376
Figure 3.74. Comparaison entre les distributions des fréquences de la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) des séries de subsurface du nord-est de la Gaspésie et de l'île d'Anticosti.	377
Figure 4.1. Zonation de l'indice d'aigu de l'illite sur préparation naturelle, fraction < 2 μm , dans l'île d'Anticosti.	381
Figure 4.2. Zonation de l'indice d'aigu de l'illite sur préparation glycolée, fraction < 2 μm , dans l'île d'Anticosti.	382
Figure 4.3. Zonation du pourcentage des interstratifiés illite / smectite, fraction < 2 μm , dans l'île d'Anticosti.	383
Figure 4.4. Zonation du pourcentage de la chlorite, fraction < 2 μm , dans l'île d'Anticosti.	384
Figure 4.5. Zonation du pourcentage de la corrensite, fraction < 2 μm , dans l'île d'Anticosti.	385
Figure 4.6. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits LGPL, île d'Anticosti (Appendice 11B).	386
Figure 4.7. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μm , dans le puits LGPL, île d'Anticosti (Appendice 11B).	387
Figure 4.8. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits NACP, île d'Anticosti (Appendice 11B).	388
Figure 4.9. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μm , dans le puits NACP, île d'Anticosti (Appendice 11B).	389
Figure 4.10. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits ARCO,	

- île d'Anticosti Appendice 11B). 390
- Figure 4.11. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μm , dans le puits ARCO, île d'Anticosti Appendice 11B). 391
- Figure 4.12. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits LGCP, le d'Anticosti (Appendice 11B). 392
- Figure 4.13. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μm , dans le puits LGCP, île d'Anticosti (Appendice 11B). 392
- Figure 4.14. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits Sandtop, île d'Anticosti (Appendice 11B). 393
- Figure 4.15. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μm , dans le puits Sandtop, île d'Anticosti (Appendice 11B). 394
- Figure 4.16. Variations des valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations glycolées, fraction inférieure à 2 μm , en fonction des valeurs sur préparations naturelles des données de surface (A) et de subsurface (B) de l'île d'Anticosti. 399
- Figure 4.17. Variations des valeurs de l'indice d'aigu de l'illite entre la fraction granulométrique inférieure à deux micromètres ($< 2\mu\text{m}$) et la fraction comprise entre deux et seize micromètres (2 - 16 μm) pour les échantillons de surface (A) et de subsurface (B) de l'île d'Anticosti. 400
- Figure 4.18. Variations des valeurs du rapport H002/H001 en fonction de l'indice d'aigu de l'illite dans la fraction fine ($< 2\mu\text{m}$), dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti. Préparations naturelles (A) et glycolées (B). 402
- Figure 4.19. Variations des valeurs du rapport H002/H001 en fonction de l'indice

- d'aigu de l'illite dans la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$), dans les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti. Préparations naturelles (A) et glycolées (B). 403
- Figure 4.20. Diffractogramme théorique d'un échantillon contenant des interstratifiés illite-smectite longs, partiellement réguliers (facteur de portée = 0.5). 406
- Figure 4.21. Paléogéographie de la plate-forme de l'île d'Anticosti entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien moyen. 408
- Figure 4.22. Variations des pourcentages relatifs en chlorite de la fraction argileuse des échantillons de la surface (A) et de la subsurface (B) de l'île d'Anticosti. 410
- Figure 4.23. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) de la chlorite en fonction des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction grossière (comprise entre 2 et $16 \mu\text{m}$) des échantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti. 411
- Figure 4.24. Variations des valeurs du rapport H004/H003 de la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) de la chlorite en fonction du rapport H004/H003 de la fraction grossière (comprise entre 2 et $16 \mu\text{m}$) des échantillons de surface (A) et de subsurface (B) de l'île d'Anticosti. 413
- Figure 4.25. Valeurs moyennes par formation du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction du rapport H002/H001 (préparations glycolées lorsque $< 2 \mu\text{m}$): A) de la fraction fine des argiles ($< 2 \mu\text{m}$) et B) de la fraction grossière (2 - $16 \mu\text{m}$). 415
- Figure 4.26. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite en fonction des teneurs en corrensite dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti. 419
- Figure 4.27. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que $2 \mu\text{m}$, dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Rivière au Renard (Appendice 11C). 423

- Figure 4.28. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm , dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Rivière au Renard (Appendice 11C). 424
- Figure 4.29. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits Gaspé Nord (Appendice 11C). 425
- Figure 4.30. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm , dans le puits Gaspé Nord (Appendice 11C). 426
- Figure 4.31. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits Douglas (Appendice 11C). 427
- Figure 4.32. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm , dans le puits Douglas (Appendice 11C). 428
- Figure 4.33. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits Gaspé Sud (Appendice 11C). 429
- Figure 4.34. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm dans le puits Gaspé Sud (Appendice 11C). 430
- Figure 4.35. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction plus petite que 2 μm , dans le puits Sunny Bank (Appendice 11C). 431
- Figure 4.36. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm , dans le puits Sunny Bank (Appendice 11C). 432
- Figure 4.37. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des

rayons-X, fraction plus petite que $2\ \mu\text{m}$, dans le puits York
(Appendice 11C).

433

Figure 4.38. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des
rayons-X, fraction plus petite que $2\ \mu\text{m}$, dans le puits York
(Appendice 11C).

433

Figure 4.39. Variations des pourcentages relatifs d'illite (A) ou de la chlorite (B)
dans la fraction grossière ($2 - 16\ \mu\text{m}$) en fonction des pourcentages
dans la fraction fine ($< 2\ \mu\text{m}$) des argiles dans le nord-est de la
Gaspésie.

436

Figure 4.40. Indice d'aigu de l'illite de la fraction inférieure à $2\ \mu\text{m}$ ($< 2\ \mu\text{m}$) sur
préparations glycolées (A) et indice d'aigu de l'illite de la fraction
comprise entre 2 et $16\ \mu\text{m}$ ($2 - 16\ \mu\text{m}$) sur préparations naturelles (B),
toutes les deux en fonction de l'indice d'aigu de l'illite de la fraction
inférieure à $2\ \mu\text{m}$ sur préparations naturelles du nord-est de la
Gaspésie.

439

Figure 4.41. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction grossière
($2 - 16\ \mu\text{m}$) de l'illite en fonction de celles du rapport H002/H001
de la fraction fine ($< 2\ \mu\text{m}$) pour les préparations naturelles des
échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie.

442

Figure 4.42. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction grossière
($2 - 16\ \mu\text{m}$) de la chlorite en fonction de celles du rapport H002/H001
de la fraction fine ($< 2\ \mu\text{m}$), sur des préparations naturelles (A) ou
glycolées (B), des échantillons de subsurface du nord-est de la
Gaspésie.

446

Figure 4.43. Variations des valeurs du rapport H004/H003 de la fraction grossière
($2 - 16\ \mu\text{m}$) de la chlorite en fonction de celles du rapport H004/H003
de la fraction fine ($< 2\ \mu\text{m}$), sur des préparations naturelles (A) ou
glycolées (B), des échantillons de subsurface du nord-est de la

Gaspésie.

447

- Figure 4.44. Valeurs individuelles du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction de celles du rapport H002/H001 sur préparations naturelles: A) fraction fine des argiles ($< 2 \mu\text{m}$) et B) fraction grossière ($2 - 16 \mu\text{m}$). 450
- Figure 4.45. Valeurs individuelles du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction du rapport H002/H001 sur préparations saturées au glycol d'éthylène, pour la fraction fine des argiles ($< 2 \mu\text{m}$). 451
- Figure 4.46. Valeurs moyennes par formation du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction du rapport H002/H001. 453
- Figure 5.1. Température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). 458
- Figure 5.2. Rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). 461
- Figure 5.3. Indice de production (IP) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). 462
- Figure 5.4. Indice d'hydrogène (IH), en mg hydrocarbures/g de carbone organique, en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). 464
- Figure 5.5. Indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles en $^{\circ}2\theta$ (IAN), en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o) pour les échantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti et de subsurface du nord-est de la Gaspésie ($n = 168$). 466
- Figure 6.1. Variations du potentiel génétique, en kg hydrocarbures par tonne de roche, (A) et de l'indice d'hydrogène, en mg hydrocarbures par gramme de carbone organique, (B) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans la Formation de Macasty. 475
- Figure 6.2. Variations de l'indice de production total en hydrocarbures (IP_t) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o) dans la

Formation de Macasty. 480

Figure 6.3. Variations de l'indice de migration (IM), ou expulsion de la roche mère, en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_0)

dans la Formation de Macasty. 481

Figure 6.4. Histoire de l'enfouissement et de la maturation thermique de la Formation de Macasty. 492

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1.	Indicateurs et zones de maturation thermique en fonction des puits ARCO Anticosti no 1 (A), NACP Anticosti no 1 (B), Sandtop (C) et des coupes de surface sur l'île d'Anticosti (D), d'après INRS-Pétrole 1974, 1976 et Petryk 1981 d.	47
Tableau 1.2.	Comparaisons entre les valeurs des indices de coloration des conodontes et des acritarches, pour les diverses zones de transformation des matières organiques dispersées (MOD) en fonction de la maturation thermique et des hydrocarbures associés.	55
Tableau 1.3.	Indicateurs et zones de maturation thermique des puits York (A), Sunny Bank (B), Gaspé Sud (C), Gaspé Nord (D), Douglas (E), Tar Point (F), les coupes de Forillon et de rivière au Renard (G) et dans les séries cambro-ordoviciennes de la Ceinture taconique (H), d'après INRS-Pétrole 1972, Sikander et Pittion 1978, Islam et al. 1982 et INRS-Géoressources 1983.	101
Tableau 1.4.	Codes des zones de maturation thermique assignés par unité stratigraphique en fonction des données des tableaux 3 A à H, d'après les échelles de la figure 7.	107
Tableau 2.1.	Equations de la régression multiple expliquant les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) en fonction des rapports atomiques H/C et O/C et carrés des coefficients de corrélations simple (r^2) pour une variable indépendante (H/C) et multiple (R^2) pour deux variables indépendantes (H/C et O/C).	149
Tableau 2.2.	Indices d'hydrogène et d'oxygène moyens (IH_m et IO_m) par unité stratigraphique, rapports atomiques moyens estimés: H/C_m (éq. 2.3) et O/C_m (éq. 2.6) et indices d'hydrogène moyens estimés: IH_m ($O/C=0$) lorsque chaque rapport atomique moyen estimé O/C_m est supposé égal à zéro (éq. 2.3).	152

Tableau 3.1.	Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique dans la roche totale pour les formations observées en surface sur l'île d'Anticosti.	164
Tableau 3.2.	Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique dans la roche totale pour les unités stratigraphiques observées en subsurface sur l'île d'Anticosti.	167
Tableau 3.3.	Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique dans la roche totale pour les formations observées en surface dans le nord-est de la Gaspésie.	172
Tableau 3.4.	Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique dans la roche totale pour les formations observées en subsurface dans le nord-est de la Gaspésie et dans les coupes de la Rivière-au-Renard et de la route 132, parc de Forillon.	177
Tableau 3.5.	Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen de la télinite (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des autres phytoclastes (Y).	295
Tableau 3.6.	Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen de la télinite (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des zooclastes (Y).	296
Tableau 3.7.	Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen de la télinite (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des bitumes solides (Y).	299
Tableau 3.8.	Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des chitinozoaires (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des graptolites, des scolécodontes et du pyrobitume dans les séries calcaires (Pyrobit. calc.) (Y).	304
Tableau 3.9.	Paramètres des équations permettant de calculer le pouvoir réflecteur équivalent de la télinite à partir du pouvoir réflecteur d'un organo-	

claste autre que la télinite.	305
Tableau 3.10. Valeurs des coefficients "R ² " employées dans l'équation 3.19, pour le calcul du pouvoir réflecteur estimé moyen de la télinite (Appendice 9A et B).	308
Tableau 3.11. Paramètres des droites de régression entre le logarithme du pouvoir réflecteur estimé de la télinite et la profondeur des échantillons dans les puits de l'île d'Anticosti.	311
Tableau 3.12. Paramètres des droites de régression entre le logarithme du pouvoir réflecteur estimé de la télinite et la profondeur des échantillons dans les puits du nord-est de la Gaspésie.	318
Tableau 4.1. Valeurs moyennes par formation des variables des argiles de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti.	398
Tableau 4.2. Valeurs moyennes par formation des variables des argiles de la subsurface du nord-est de la Gaspésie (Appendice 11C).	435
Tableau 6.1. Capacité totale actuelle en hydrocarbures de la Formation de Macasty.	473
Tableau 6.2. Quantité potentielle initiale et totale en hydrocarbures de la Formation de Macasty et autres variables sur les quantités produites par la roche mère ou expulsées de celle-ci.	478
Tableau 6.3. Profondeur d'enfouissement et estimation de la température atteinte dans la Formation de Macasty du puits ARCO.	489
Tableau 7.1. Table de corrélation entre le pouvoir réflecteur estimé d'une vitrinite, à partir de l'équation de Jacob et al. (1985), et le pouvoir réflecteur des principaux zooclastes observés dans l'île d'Anticosti.	507
Tableau 7.2. Table de corrélation entre le pouvoir réflecteur de la télinite et le pouvoir réflecteur de deux types de pyrobitume et des principaux zooclastes observés dans l'île d'Anticosti et dans la Gaspésie.	509

LISTE DES PLANCHES

Planche 1. Les "niveaux charbonneux" du nord-est de la Gaspésie.	185
Planche 2. Les inertinites.	188
Planche 3. Les télinites; comparaison entre calcaires et grès.	192
Planche 4. Les "herbacés" et leurs produits d'altération.	197
Planche 5. Résinites et "herbacés".	201
Planche 6. Spores et algues.	210
Planche 7. Chitinozoaires et hydroïde de l'île d'Anticosti.	214
Planche 8. Chitinozoaires du nord-est de la Gaspésie.	216
Planche 9. Graptolites et scolécodontes.	224
Planche 10. Scolécodontes et organoclastes indéterminés.	228
Planche 11. Les bitumes solides.	234

LISTE DES APPENDICES

Appendice 1.	CODES DES UNITES STRATIGRAPHIQUES.	548
	A - Ile d'Anticosti	
	B - Nord-est de la Gaspésie	
Appendice 2.	Tableau des résultats analytiques servant à déterminer l'effet d'échelle de l'appareil "Rock Eval" sur la surface des pics P_2 et P_3 du pyrogramme.	550
Appendice 3.	Comparaison des résultats de pyrolyse programmée entre les analyses faites sur les échantillons de roche brutes et les résidus insolubles (échantillons décarbonatés) des même échantillons.	552
Appendice 4.	Tableaux des résultats de la pyrolyse en programmation de température pour les échantillons:	554
	A - de surface de l'île d'Anticosti,	
	B - de subsurface de l'île d'Anticosti,	
	C - de surface du nord-est de la Gaspésie et	
	D - de subsurface du nord-est de la Gaspésie.	
Appendice 5.	Comparaison des résultats de la pyrolyse programmée avec les données d'analyses élémentaires (CHON), pour les mêmes échantillons.	567
Appendice 6.	Réflectance de la matière organique.	569
Appendice 7.	Cartes des valeurs de pouvoirs réflecteurs en fonction de la stratigraphie	595
Appendice 8.	Table de corrélation des pouvoirs réflecteurs des organoclastes à tous les intervalles de la réflectance de la télinite de 0.05 pour-cent.	607
Appendice 9.	Estimation en terme de pouvoir réflecteur de la télinite des réflectances moyennes aléatoires des principaux organoclastes.	609
Appendice 10.	Distribution stratigraphique des résultats analytiques des principaux	

indicateurs de la pyrolyse en programmation de température (Rock Eval).	620
Appendice 11. Tableaux des résultats de analyses des argiles par diffraction des rayons-X sur préparations naturelles et saturées au glycol pour les échantillons:	629
A - de surface de l'île d'Anticosti,	
B - de subsurface de l'île d'Anticosti,	
C - de subsurface du nord-est de la Gaspésie.	
Appendice 12. Distribution stratigraphique des résultats d'analyses d'argiles par diffraction des rayons-X sur des préparations naturelles ou glycolées, dans l'île d'Anticosti.	638
A - Indice d'aigu de l'illite sur préparation naturelle,	
B - Indice d'aigu de l'illite sur préparation glycolée,	
C - % interstratifiés illite / smectite, fraction < 2 μ ,	
D - % de la chlorite, fraction < 2 μ ,	
E - % de la corrensite, fraction < 2 μ .	
Appendice 13. Calculs des valeurs du niveau de métamorphisme organique (Gretener, 1981: LOM = Level of Organic Metamorphism), des valeurs correspondantes de l'indice d'altération température-temps (Waples, 1980: TTI = Time-Temperature Index) et des valeurs de pouvoir réflecteur de la vitrinite équivalent (d'après Waples, 1980) pour des niveaux stratigraphiques précis: dans un puits de l'île d'Anticosti:	644
(A) dans un puits de l'île d'Anticosti et	
(B) dans un puits du nord-est de la Gaspésie	

ANNEXE

- Annexe 1. Manuscrit de la publication intitulé "CHITINOZOAN, GRAPTOLITE
AND SCOLECODONT REFLECTANCE AS AN ALTERNATIVE
TO VITRINITE AND PYROBITUMEN REFLECTRANCE IN
PRE-DEVONIAN SEQUENCES, ANTICOSTI ISLAND, QUEBEC,
CANADA".

647

RESUME

Les séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie se sont formées sur les bords de l'océan Iapétus (Proto-Atlantique). Cette marge continentale est détruite par la fermeture de cet océan à la fin de l'Ordovicien moyen, lors de l'Orogénie taconienne. Après l'érosion des reliefs taconiques, la sédimentation reprend dans des bassins intra-cratoniques, depuis l'Ordovicien supérieur jusqu'au Dévonien moyen. Les séries taconiennes et les sédiments de plate-forme post-ashgilliens sont remobilisés au Dévonien moyen par l'Orogénie acadienne.

L'île d'Anticosti compte neuf formations, d'âge Ordovicien moyen à Silurien inférieur. Ces roches sont typiques d'environnements de dépôts de plate-forme marine peu à moyennement profonde. La Formation de Macasty et le membre I de la Formation de Vauréal font exception. Ces formations d'environnements de dépôts profonds, de type bassin intra-cratonique, ont sédimenté lors de l'Orogénie taconienne et dans une courte période qui suit l'orogénie. Cette plate-forme, pentée vers le sud-ouest, est disséquée en escalier par des failles normales.

Le nord-est de la Gaspésie compte vingt-deux formations. La sédimentation pré-taconienne a eu lieu au pied du talus continental de l'océan Iapétus. La sédimentation siluro-dévonienne s'est faite sur une plate-forme agrandie par accréation lors l'Orogénie taconienne et disséquée en bassins intra-cratoniques. Les environnements de dépôts couvrent tout le spectre entre la bordure de plate-forme marine et les milieux de dépôts fluviaux. Toute la pile sédimentaire, y compris les séries taconiennes, est plissée, faillée et chevauchée de façon complexe par l'Orogénie acadienne.

L'absence d'indicateur standardisé fait obstacle à l'évaluation de la maturation thermique des strates ordoviciennes et siluriennes de la plate-forme de l'île d'Anticosti. En Gaspésie, malgré la présence d'un indicateur de rang standardisé (la vitrinite) dans les formations d'environnements de dépôts paraliques ou continentaux, son absence dans les séries marines siluro-dévoniennes demeure le problème majeur des auteurs antérieurs pour évaluer la maturation thermique de ces séries.

Un échantillonnage visant à minimiser les effets lithologiques locaux est effectué dans les deux régions, tant dans les séries de surface que de subsurface (≈ 400 échantillons). Quatre méthodes d'analyses sont retenues:

- a) la pétrographie et la réflectance des matières organiques, qui permettent d'évaluer la nature et la qualité de la matière organique dispersée,
- b) la combustion de la matière organique, pour obtenir le contenu en carbone organique des séries,
- c) la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) des résidus insolubles à l'acide chlorhydrique, pour évaluer le potentiel roche mère des séries, et
- d) la diffraction des rayons-X des argiles.

Une nouvelle méthode de préparation pétrographique de la matière organique dispersée est utilisée. Cette méthode maximise le nombre de mesures de réflectance qui peuvent être prises sur de très petits concentrés de matière organique et permet une identification plus précise des organoclastes présents parce qu'elle rend possible l'observation de la matière organique en lumière transmise, en lumière réfléchie et sous excitation pour l'autofluorescence.

La matière organique est un mélange de plusieurs variétés d'organoclastes, réunis en 12 groupes dans l'île d'Anticosti et 21 groupes dans la Gaspésie:

- a) les environnements continentaux ou paraliques sont riches en phytoclastes et en "herbacés" (Gaspésie). Les teneurs en carbone organique y sont variables.
- b) Les environnements marins très proximaux sont enrichis en algues et en scolécodontes selon la prédominance du calcaire ou des siliciclastiques dans les séries. Les teneurs en carbone organique y sont faibles et positivement corrélées au pourcentage des siliciclastiques.
- c) Les environnements de plate-forme plus distaux sont caractérisés par l'abondance des chitinozoaires et la présence de quelques graptolites. Ces milieux de dépôts sont plus riches en carbone organique que les environnements proximaux précédents.

- d) Les graptolites et la matière organique amorphe dominent les milieux les plus éloignés des côtes. Ces environnements de dépôts donnent les roches les plus riches en carbone organique.

La maturation thermique détermine la proportion des différents bitumes solides. Par rapport au protobitume et à l'exsudatinite, le pyrobitume est d'autant plus abondant que la maturation thermique est avancée.

La réflectance des chitinozoaires, des graptolites ou des scolécodontes peut servir d'indicateur de la maturation thermique et remplacer celle de la vitrinite comme index de rang. Dans la gamme des valeurs comprises entre 0.5 et 2.0 pour-cent, le pouvoir réflecteur des chitinozoaires est très semblable à celui de la télinite, l'espèce de vitrinite utilisée dans nos travaux comme référence. L'écart entre la réflectance des chitinozoaires et celle de la vitrinite est inférieur à 5 pour-cent relatif. Dans le même intervalle de pouvoir réflecteur, la réflectance des graptolites est inférieure de 10 pour-cent de celle de la télinite. D'autre part, les scolécodontes ont un pouvoir réflecteur qui voisine davantage celui des exinites. L'écart entre la réflectance de la télinite et celle des scolécodontes diminue avec l'augmentation de la maturation thermique. Une table d'équivalence entre le pouvoir réflecteur des zooclastes et de celui la télinite est suggérée.

La zonéographie des valeurs de pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans l'île d'Anticosti démontre que toutes les séries de la surface sont dans la fenêtre à huile potentielle. En subsurface, les zones d'isovaleurs de la réflectance sont subparallèles à la surface et recoupent les contacts lithologiques. Plus de 75 pour-cent du lithotope est propice à la conservation des hydrocarbures liquides.

Dans le nord-est de la Gaspésie, l'évolution thermique de la région est caractérisée par:

- a) le plissement, le déplacement et le dédoublement des surfaces d'isoréflectance,
- b) la réapparition à la surface des séries taconiennes, profondément enfouies et supramatures,
- c) des migrations tardives d'hydrocarbures qui, après altération, donnent des bitumes solides au pouvoir réflecteur inférieur à celui de la matière organique autochtone,

- d) des variations importantes des gradients de réflectance, causées par la présence de hauts structuraux pré-silurien, formés de roches métamorphiques et ignées, plus caloporteuses que les séries siluro-dévonienues.

Des remaniements de matière organique produisent des gradients de réflectance négatifs en fonction de l'enfouissement des séries dans plusieurs puits et en surface.

En surface, les grès de la Formation de York River du centre du synclinal de la rivière York sont les séries les moins matures. Ils appartiennent au début de la fenêtre à huile potentielle. Les strates siluro-dévonienues les plus évoluées sont trouvées dans le coeur de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean. En subsurface, les séries siluro-dévonienues peuvent atteindre la zone supramature à gaz sec. Les séries cambro-ordovicienues de la Ceinture taconique, au nord de la région, sont supramatures. A l'exception d'un échantillon, leur rang est plus élevé que toutes les séries siluro-dévonienues étudiées, même celles provenant de la base du sondage le plus profond.

Il est mis en évidence que la technique de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) est hypothéquée par au moins cinq causes d'erreurs dans les roches carbonatées et pauvres en matière organique:

- a) la non-linéarité de l'appareil pour répondre à la quantité d'hydrocarbures produite par la pyrolyse,
- b) la décomposition des carbonates par la chaleur,
- c) l'absorption des hydrocarbures par la matière minérale,
- d) la diminution de la réponse des hydrocarbures en fonction de la quantité d'oxygène,
- e) la production d'hydrocarbures secondaires à partir des bitumes solides.

L'utilisation de courbes d'étalonnage et de standards internes, la pyrolyse du résidu insoluble plutôt que de la roche brute, réduisent les quatre premières sources d'erreurs. Aucune solution définitive ne résout la cinquième difficulté.

Malgré ces sources d'erreurs et les effets combinés de la lithologie, des milieux de dépôts et de la maturation thermique sur les résultats de la pyrolyse en température programmée, cette technique corrobore les résultats de la réflectance de la matière organique.

Le Rock Eval permet de préciser que la Formation de Macasty (île d'Anticosti) est le seul lithotope (560 km^3) ayant un potentiel pétroligène important (22×10^6 tonnes d'hydrocarbures/ km^3). Les données de la géologie, de la zonéographie de la maturation thermique et les résultats de la pyrolyse en température programmée permettent d'estimer que ce corps sédimentaire a produit l'équivalent de plus de 100 milliards de barils d'hydrocarbures durant son histoire géologique. Les trois-quarts de la production ($\approx 75 \times 10^9$ barils) ont été expulsés de la roche mère. Le potentiel résiduel actuel de la Formation de Macasty est estimé à un peu plus de 100 milliards de barils d'hydrocarbures, dont 75×10^9 barils restent à produire (25×10^9 barils d'hydrocarbures sont emprisonnés dans la roche mère).

En Gaspésie, quelques horizons de "boghead" apparemment discontinus dans les Grès de Gaspé et des zones diffuses dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont très localement des roches mères dont le potentiel à huile est supérieur à celui de la Formation de Macasty (41×10^6 tonnes d'hydrocarbures/ km^3). Toutefois, les données actuelles ne permettent pas d'évaluer avec précision le volume de ces roches mères et d'en quantifier le potentiel en hydrocarbures.

Les assemblages argileux et la composition chimique des phyllosilicates, estimés par la diffraction des rayons X de préparations orientées, sont surtout influencés par l'héritage, le chimisme des environnements de dépôts et la diagenèse précoce et tardive. Quoique l'influence de la maturation thermique sur les argiles soit légèrement perceptible dans les séries de la Gaspésie et de l'île d'Anticosti, il n'est pas possible de corroborer ou d'infirmer les résultats sur la maturation thermique déterminés par la réflectance de la matière organique avec les minéraux argileux.

Dans l'île d'Anticosti, la maturation thermique due à l'enfouissement des séries est post-tectonique. La majorité des hydrocarbures générés et expulsés de la Formation de Macasty, l'ont été entre le début du Silurien et la fin du Dévonien inférieur, c'est-à-dire avant l'Orogénie acadienne. Depuis le Dévonien moyen, une épaisseur de 1.5 à 3 km de strates fut érodée. Dans le nord-est de la Gaspésie, un modèle température-temps suggère que la génération des hydrocarbures pré-date l'Orogénie acadienne dans la partie basale des séries (Groupe de

Chaleurs) mais qu'elle est en partie syn- et post-orogénique dans la partie supérieure (sommet des Calcaires Supérieurs de Gaspé et Grès de Gaspé).

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ici les professeurs, collègues et mon épouse qui m'ont aidé à réaliser ce travail:

- le Professeur Bernard Kübler, de l'Université de Neuchâtel, pour m'avoir fait l'honneur d'être le président du jury et le directeur de cette thèse, pour être le principal instigateur de ce projet, pour son dévouement et pour n'avoir appuyé tant du point de vue scientifique que personnel et financier tout au long de ce travail.
- le Professeur Yvon Héroux, de l'INRS-Géoresources, pour m'avoir formé à la pétrographie et à la géochimie de la matière organique, pour être un des instigateurs du projet et avoir co-dirigé cette thèse, pour le temps consacré à la discussion et à la critique des manuscrits et pour le support financier qu'il m'a accordé à partir de ses subventions de recherches.
- le Docteur Michael Keen, pour avoir accepté d'être le membre externe du jury de cette thèse et pour sa critique et ses suggestions très constructives.
- le Professeur Francis Persoz, de l'Université de Neuchâtel, pour avoir accepté d'être le membre interne du jury de cette thèse, pour ses critiques sur ma thèse et pour le temps consacré aux discussions et aux comparaisons sur les argiles.
- le Professeur Michel Desjardins, de l'INRS-Géoresources, pour être l'instigateur de ce doctorat, en tant que directeur de l'INRS-Pétrole et premier directeur de l'INRS-Géoresources.
- le Professeur Aïcha Achab, de l'INRS-Géoresources, pour son aide à l'identification des palynomorphes et pour le support financier qu'elle m'a accordé avec ses subventions de recherches.
- le Directeur de l'INRS-Géoresources, le Dr. Robert Lamarche, pour avoir poursuivi le support que m'avait accordé son prédécesseur.
- Monsieur Jean-Claude Bérubé, pour avoir réalisé les préparations pétrographiques de la matière organique et avoir mis au point la technique de préparation employée.

- Monsieur André Chagnon, pour m'avoir partagé son expérience sur la géologie des argiles au cours de nos nombreuses discussions et avoir critiqué le chapitre sur la minéralogie des argiles.
- Monsieur René Dessureault, pour avoir réalisé les diffractogrammes rayons-X des argiles.
- Monsieur Réal Gosselin, pour avoir réalisé les analyses du carbone organique et les analyses de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) et avoir beaucoup travaillé sur l'amélioration de la technique de la pyrolyse.
- Monsieur Marc Greendale, qui a participé à la préparation des échantillons et fait les dissolutions pour obtenir les concentrés de matière organique.
- Monsieur André Hébert, pour avoir participé à l'échantillonnage sur le terrain et pour les idées originales de la préparation pétrographique utilisée dans ce projet.
- Madame Luce Dubé et Monsieur Yvon Houde pour avoir réalisé une partie des dessins.
- Madame Lise Michard, pour le travail de secrétariat.
- Madame Odile Dallaire, mon épouse, pour avoir lu les manuscrits et suggéré des corrections.

Cette thèse a été réalisée grâce au soutien financier du Conseil national de la recherche du Canada (subventions A-4251 et A-4226), du Fond pour la formation de chercheurs et l'aide à la recherche (subvention EQ-1124), de l'Institut national de la recherche scientifique, Université du Québec, et de l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel, Suisse. Une partie des échantillons proviennent du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec

1. INTRODUCTION ET TRAVAUX ANTERIEURS

1.1 INTRODUCTION

1.1.1 Préambule

L'étude des bassins sédimentaires par une approche systémique est de plus en plus nécessaire en géologie. La compréhension de l'évolution de la diagenèse thermique dans un empilement sédimentaire fait partie de l'ensemble des connaissances que l'on peut acquérir par cette approche. Ces connaissances peuvent conduire à suggérer un modèle de l'histoire thermique et permettre de mieux évaluer le potentiel économique d'un bassin.

Les recherches sur la diagenèse thermique ont connu un grand essor dans les deux dernières décennies. Malgré les succès remportés dans ce domaine, qui ont confirmé l'origine organique des hydrocarbures et orienté l'exploration pétrolière dans cet esprit, beaucoup de choses restent à faire pour accroître la fiabilité de cette discipline. En particulier, il reste:

- a) à améliorer les techniques d'analyse,
- b) à étalonner les indicateurs de maturation thermique et
- c) à intégrer véritablement les résultats de maturation thermique aux schémas d'évolution sédimentologique et structurale des bassins.

Ce dernier objectif est d'autant plus nécessaire, que la maturation thermique d'une roche intègre, à la fois, les effets:

- a) des températures atteintes au cours de l'histoire géologique du bassin, et
- b) des temps de résidence de la matière organique à ces températures.

Ces difficultés ont d'ailleurs orienté, dans la dernière décennie, une partie de la recherche sur la maturation thermique sur la voie du déterminisme (Lopatin, 1971; Tissot et Espitalié, 1975). Des lois empiriques, déduites à partir d'expérimentations sur des roches "types" en laboratoires, et des lois de physique simples sont intégrées dans des modèles mathématiques, appliqués à l'évolution des bassins sédimentaires (Durand et al., 1983).

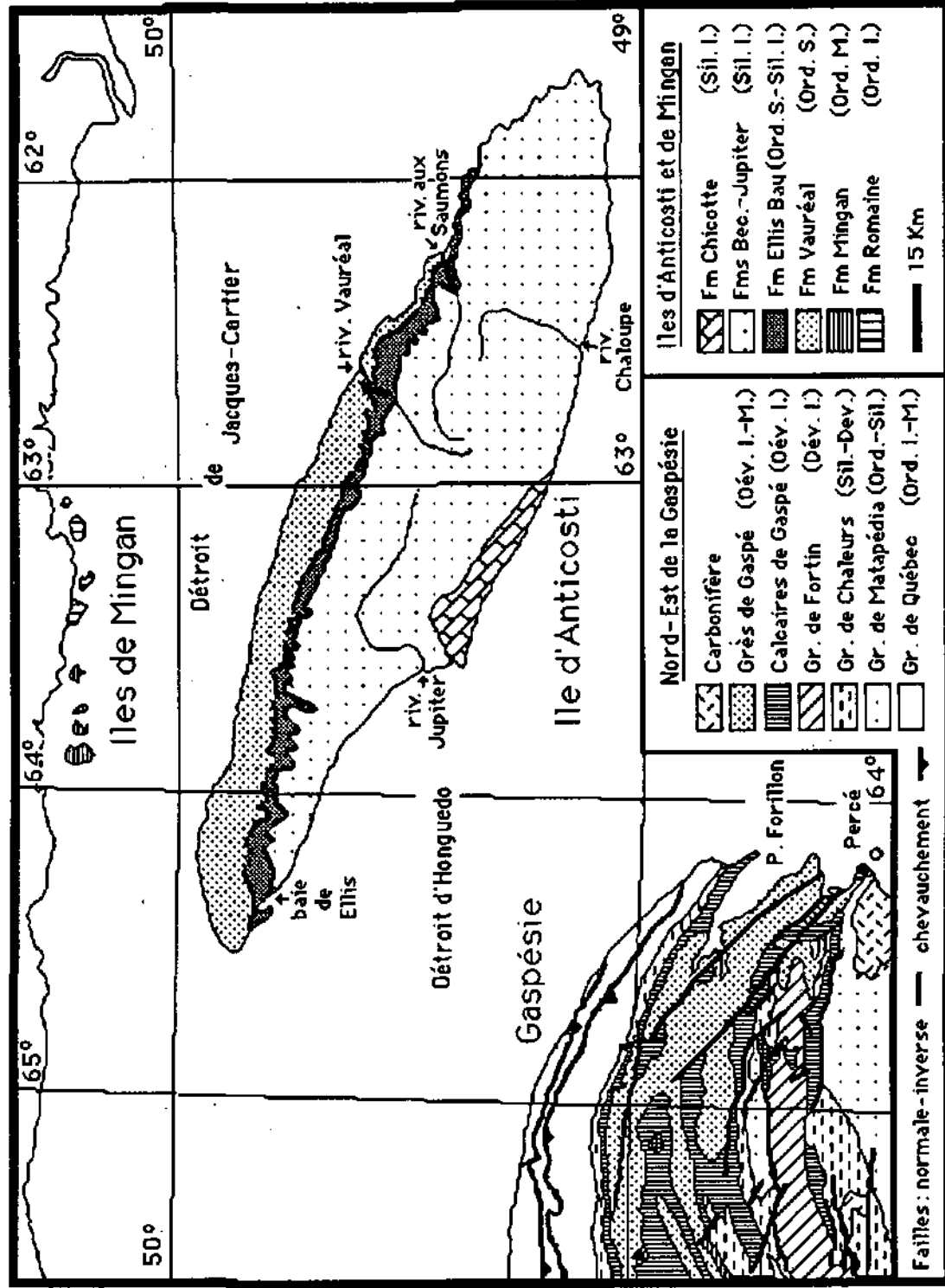


Figure 1.1A. Carte géologique générale de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie 10

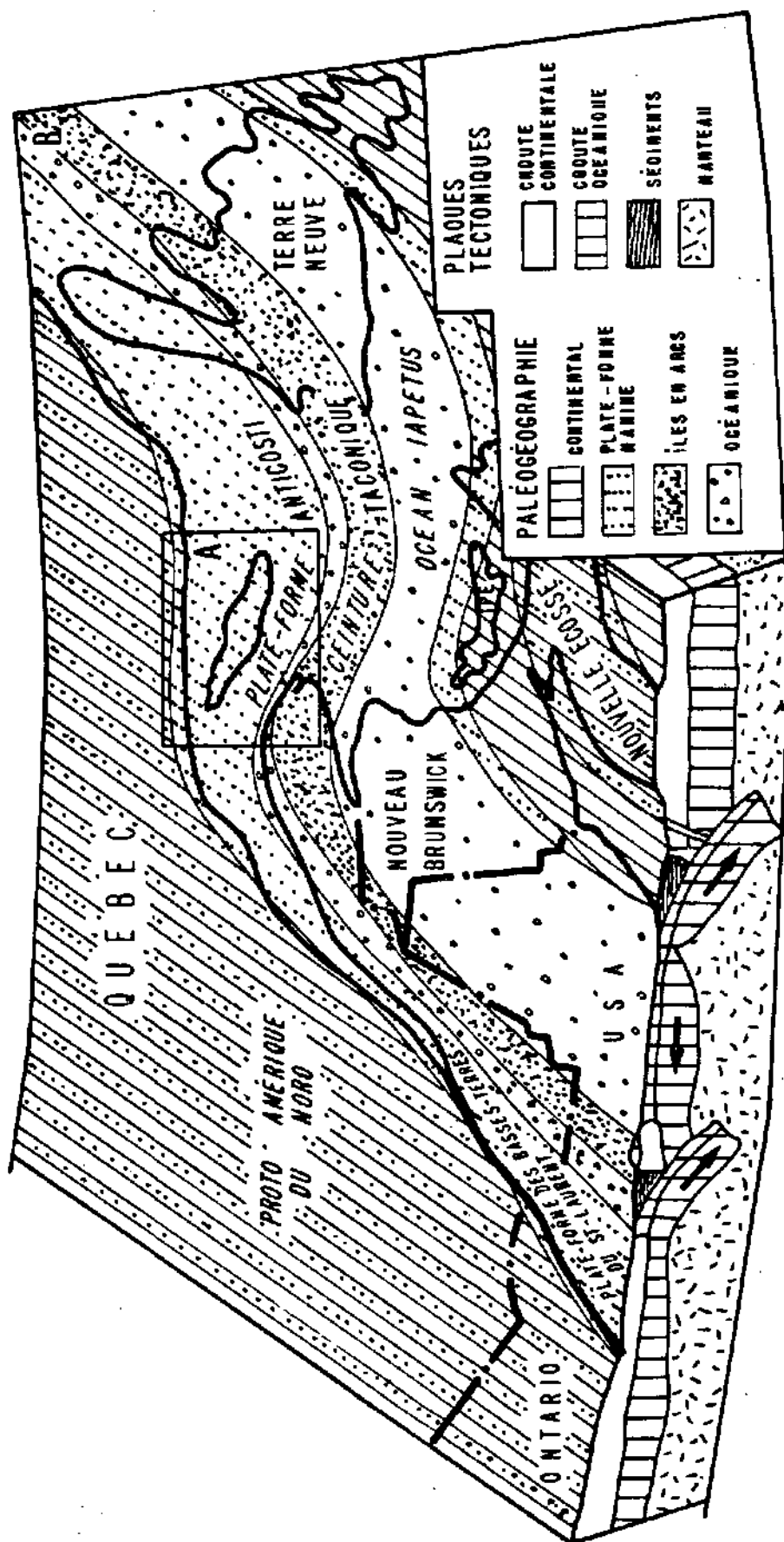


Figure 1.1B. Paléogéographie et interprétations en termes de tectonique de plaques du bassin appalachien au Paléozoïque inférieur.

Modifié de Petryk, 1981f.

1.1.2 But du projet

Ce projet a pour but de proposer un modèle de l'histoire de la maturation thermique de deux provinces géologiques du bassin sédimentaire des Appalaches de l'est du Québec, Canada. Les séries étudiées, d'âge Paléozoïque inférieur, affleurent sur l'île d'Anticosti et la partie nord-est de la Gaspésie (Fig. 1.1A).

L'approche systémique privilégiée consiste à intégrer dans le même schéma les données de la sédimentologie, de la structure, de la géologie de la matière organique et minérale, et de la dia-catagénèse.

1.1.3 Cadre tectonique général du bassin

De la fin du Pré-Cambrien à l'Ordovicien inférieur, la marge est de l'Amérique du Nord est, comme aujourd'hui, une bordure continentale passive sur laquelle s'accumulent des sédiments de plate-forme. Sur la pente continentale, face à l'océan Iapetus (Proto-Atlantique), un prisme de sédiments clastiques s'édifie. Les Formations de Romaine (île d'Anticosti) ou de Comerof-de-Beach (Gaspésie) sont typiques de ces dépôts de plate-forme (Fig. 1.1B). La Formation de Cap-des-Rosiers, de la Ceinture taconique du nord-est de la Gaspésie (Fig. 1.1B), et de Murphy Creek sont des exemples des sédiments de la marge continentale.

La destruction de cette marge continentale débute vers la fin de l'Ordovicien inférieur lors de l'Orogénie taconique (Williams, 1979). En Gaspésie, la plate-forme reste stable jusqu'à son effondrement sous des séries allochtones, poussées par l'avance d'îles volcaniques et la première fermeture d'Iapetus (Fig. 1.1B). La plate-forme de l'île d'Anticosti s'est enfoncée mais n'a pas subi ces chevauchements.

L'accrétion des séries taconiques au continent américain pousse au sud la marge continentale avec "l'océan Iapetus". De l'Ordovicien supérieur au Dévonien moyen, les roches de la bordure taconique forment l'assise pour les séries du synclinorium de Gaspé-Vallée du Connecticut. Ces séries remplissent les bassins intracratoniques de cette plate-forme instable. Ensuite plissées et faillées par l'Orogénie acadienne, certaines parties du bassin sont remplies par des sédiments continentaux carbonifères.

1.1.4 Problématique générale

Pour connaître un bassin, une approche pluridisciplinaire s'impose afin d'intégrer les éléments de connaissances spécifiques à la maturation thermique avec ceux des autres domaines de la géologie.

A ce problème d'intégration des connaissances, s'ajoute celui de l'évaluation de la diagenèse. En effet, aucune technique d'analyse ne permet à la fois d'évaluer le degré de maturation thermique et le potentiel pétrologène d'un bassin. De plus, les réponses apportées par les diverses techniques sont rarement identiques. Malgré les efforts de synthèse, la calibration entre les indicateurs de maturation n'est pas encore au point et des problèmes de comparaison entre indicateurs pour des bassins différents subsistent (Yükler et Kokesh, 1984).

Dans les séries pré-dévonniennes, l'absence de la vitrinite, macéral dont la réflectance sert d'indicateur standard, ajoute le problème d'un manque de points de référence pour résoudre ceux de la calibration. Ce macéral, surtout abondant dans les charbons, est à peu près inexistant dans les roches du Paléozoïque inférieur. Dans ces séries, les matières organiques observées sont des bitumes solides, des algues et leurs dérivés et divers zooclastes. De plus, ces matières organiques sont généralement beaucoup moins abondantes dans ces roches que dans les charbons.

Dans de telles séries, l'abondance de la matière organique est le premier problème à résoudre en vue d'étudier la pétrographie ou la géochimie du kérogène. En géochimie, la présence de matière minérale incrustée dans le kérogène est le principal facteur qui pose des problèmes analytiques. Les limites de la technique étant indépendantes de l'âge des kérogènes, l'interprétation des résultats est assez directe lorsque ce problème est résolu.

En pétrographie de la matière organique, le problème de la présence de la matière minérale n'existe pas. Avec un peu d'expérience, elle est toujours facilement identifiable. Toutefois, en remplacement de la vitrinite, le choix d'une autre espèce de matière organique, dont la réflectance peut servir de standard, reste à faire.

Cette comparaison peut se faire de deux façons différentes. Le rang de la matière organique, substitut de la vitrinite, peut être confirmé par les indicateurs de la maturation thermique des minéraux argileux ou des indicateurs de la géochimie du kérogène. Ces indicateurs doivent tenir compte de la nature de la matière organique. Ce rang peut être aussi comparé directement avec celui de la vitrinite dans des séries privilégiées où la vitrinite et un substitut de la vitrinite, sont simultanément présents.

Bien que très tectonisé, le nord-est de la Gaspésie est une région-clef où nous croyons que ce problème de comparaison peut être résolu. En effet, on y trouve des roches dont l'âge est compris entre le Cambrien, sans vitrinite, et le Dévonien moyen qui en contient. Par contre, les séries de l'île d'Anticosti, qui appartiennent à la province beaucoup moins tectonisée du bassin, permettent de mieux caractériser les types de matière organique qui pourraient servir de substituts à la vitrinite comme indicateur de maturation thermique.

Les autres questions auxquelles veut répondre cette étude sont de nature plus régionale. Elle s'interroge sur les problèmes suivants:

- 1) Quel est le niveau de maturation thermique atteint par les séries mentionnées, tant en surface qu'en subsurface?
- 2) Les accidents tectoniques et sédimentaires connus en surface ou en subsurface (failles, horsts et grabens, discordances, relief du socle et épaisseur de la couverture sédimentaire) sont-ils le lieu d'anomalies thermiques ou permettent-ils d'expliquer la zonéographie de la maturation thermique?
- 3) Quelle est la chronologie de ces accidents avec l'enfouissement maximum des séries?
- 4) Et finalement, quelles sont les relations qui lient ces événements géologiques et la formation, la migration et ou la destruction des hydrocarbures.

Les réponses à ces multiples questions nécessitent un apport de connaissances qui dépassent de beaucoup une étude étroite de la matière organique ou de la géologie des argiles. La saisie de tous les types de données sur la maturation thermique, la stratigraphie, la

sédimentologie et la tectonique et leur intégration dans une synthèse de bassin nécessitent des ressources humaines importantes.

Toutefois, moyennant quelques analyses complémentaires en géochimie et en pétrographie de la matière organique, le cumul des résultats de recherches géologiques des trente-cinq dernières années reliées à l'exploration pétrolière (stratigraphique, sédimentologique, tectonique et de maturation thermique) dans les deux provinces géologiques de ce bassin sédimentaire des Appalaches de l'est du Québec, permet de proposer un modèle sur l'évolution diagénétique et catagénétique du bassin en fonction des autres facettes de son histoire géologique. Il permet aussi de se prononcer sur le potentiel pétroligène des séries du Paléozoïque inférieur et moyen de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie (Fig. 1.1).

1.1.5 Méthodologie générale

L'approche systémique privilégiée dans cette étude nécessite une révision de la stratigraphie, de la sédimentologie et de la géologie structurale dans deux provinces géologiques. Le premier chapitre présente une vue actualisée de la géologie régionale de la partie du bassin dont la maturation thermique est étudiée.

Les méthodes d'analyse des matières organiques dispersées et accessoirement celle des minéraux argileux, outils généralement admis dans des études de maturation thermique et qui posent des problématiques particulières, sont exposées dans un court chapitre.

Les résultats de nos analyses, objets des quatre chapitres suivants, permettent de corriger et d' étoffer nos connaissances sur les indicateurs de maturation thermique, sur l'évolution diagénétique et le potentiel pétroligène de ce bassin et sur histoire thermique, depuis le début de l'empilement sédimentaire jusqu'à son aspect actuel, en passant par le moment où l'enfouissement des séries était à son maximum, par les périodes d'activités orogéniques et par les périodes d'érosion.

Enfin, dans le dernier chapitre, on conclut sur les innovations technologiques, sur l'étalonnage des indicateurs de maturation thermique, sur la zonéographie et l'histoire des hydrocarbures dans le bassin et sur les perspectives d'exploration pour les hydrocarbures.

1.1.6 Conclusion de l'introduction

Etant donné la paléogéographie générale et la problématique du bassin étudié le lecteur peut maintenant comprendre que si nous pouvons résoudre les problèmes de l'histoire de la maturation thermique dans ces deux régions, des problèmes semblables peuvent être abordés et résolus avec une approche similaire dans beaucoup d'autres bassins.

Richardson 1857 Billings 1857 Logan 1863	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Schuchert et Twenhofel 1910 Twenhofel 1914
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
Twenhofel 1921, 1926	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Twenhofel 1928
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
Bolton 1981	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Bolton 1981
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
Ralliff 1968 et/ou Riva 1969	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Ralliff 1968 et/ou Riva 1969
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
Bolton 1965, 1972	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Bolton 1965, 1972
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
Petryk 1981 d	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Petryk 1981 d
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
Lespérance 1985	SILURIEN SUPERIEUR (Gr. d'Anticosti)																			Lespérance 1985
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			
	ANTICOSTIEN - NIAGARIEN																			

FIGURE 1.2

Figure 1.2. Historique de la nomenclature stratigraphique¹ dans l'île d'Anticosti. Modifié de Petryk (1981f).

¹ Abréviations:

Richardson, 1857, Billings, 1857, Logan, 1863: Gr. = groupe; A1 à F4 = Divisions A1 à F4.

Schuchert et Twenhofel, 1910, Twenhofel 1914: Macasty B. Shale = Macastey Black Shale; A1 à F4 = Divisions A1 à F4; Fm = Formation.

Twenhofel, 1921: 1 à 12 = Zones 1 à 12.

Twenhofel, 1928: Fm Bec. = Formation de Becscie; 1 à 10 = Zones 1 à 10.

Bolton, 1961: sh. = shale; E. H. = Formation d'English Head.

Roliff, 1968 et/ou Riva, 1969: CAR. = Caradocien; ASH. = Ashgillien; Tr. = Groupe de Trenton; Lorr. = Groupe de Lorraine; Mty = Formation de Macasty; E. H. = Formation d'English Head.

Bolton, 1972: EDEN = Edennien; Fm Mty = Formation de Macasty; sh. gris = shale gris-vert; E. H. = facies d'English Head; 1 à 6 = membre informel 1 à 6; Z = Zone à *Zygospirella*; Ps = Zone à *Phaenopora superba*; Zp = Zone à *Zygobursa praecursor*; Fg = Zone à *Fenestrirostra glacialis*; Hj = Zone à *Hyattidina junea*; Ta = Zone à *Triplecia anticostiensis*; D = Zone à *Dalmanites*; M = Zone à *Monograptus*; Af = Zone à *Amphicyrtoceras futile*; Zd = Zone à *Zygobolga decora*; CP = Zone à *Costistricklandia - Porpites*.

Petryk, 1981 f et Lespérance, 1985: 1 à 7 = membres informels 1 à 7; Lg = languc.

PERIODE	SERIE	ETAGES	PLATE-FORME DU SAINT-LAURENT			APPALACHES	AUTOCHTONE		
			péninsule du Niagara	région de Montréal	îles d'Anticost et de Mingan	nord-est de la Gaspésie	ouest de Terre-Neuve		
DEVONIEN	INFERIEUR MOY	ERIANIEN	gr Onondaga	brèche île St-Hélène		gr Grès de Gaspé			
		ULSTERIEN	fm Bois Franc			gr Calc. Sup. de Gaspé			
		HELDERBERGIEN	fm Oriskany						
SILURIEN		CAYUGIEN	fm Bertie			gr Chaleurs	fm Clam Blank		
		NIAGARIEN	fm Salina						
			fms Guelph et Eramosa						
			gr Lockport						
			gr Clinton						
			gr. Cataract						
		ALEXANDRIEN				gr d'Anticosti	gr Matapédia		
		GAMACHIEN							
		RICHMONDIEN	fm Queenston					gr Queenston	gr Jolliet
		MAYVILLIEN	gr Nottawasaga					gr Lorraine	gr Utica
EDENNIEN		gr Utica							
ORDOVICIEN	CHAMPLAINIEN	MOHAWKIEN	gr Simcoe	gr Trenton	gr Trenton		gr Long Point		
			gr Black River	gr Black River					
	CHAMPLAINIEN	BOLARIEN	gr Basal		gr Chazy	gr Québec	Mainland Sand.		
		CHAZYEN			gr Chazy		Cape Cormorant		
							fm Table Head		
	CANADIEN			gr Beekmantown	gr Beekmantown		gr Saint-George		
SUPERIEUR		TREMPEALEUIEN	gr Postdam	gr Postdam		fm Petit Jardin			
		FRANCONIEN							
	DRESBACHIEN								

FIGURE 1.3

1.2 GEOLOGIE DE L'ÎLE D'ANTICOSTI

1.2.0 Revue de la littérature

Les premières études stratigraphiques et paléontologiques de l'île d'Anticosti datent du milieu du siècle dernier (Richardson, 1857; Billings, 1857; Logan, 1863) (Fig. 1.2). Richardson proposa 6 divisions (A à F) et 55 sous-divisions lithologiques pour la série de l'île d'Anticosti. Billings assigna au Silurien inférieur (Groupe de l'Hudson River) deux de ces divisions et au Silurien supérieur (Groupe d'Anticosti) les quatre autres. Les divisions C et D comblaient la lacune biostratigraphique entre le Groupe d'Hudson (Cincinnatien) et le Groupe de Clinton (Fig. 1.3), de l'état de New York et des environs. Logan (1863), eut l'idée de superposer à la stratigraphie de Richardson la liste des fossiles caractéristiques de chaque division.

Presque cinquante ans plus tard, Schuchert et Twenhofel (1910) et Twenhofel (1914) révisent la géologie et la stratigraphie des îles de Mingan et d'Anticosti.

Ils attribuent au système Ordovicien et à la Formation de Macasty (alors Macastey Black Shale) des blocs de shales bitumineux provenant de séries cachées sous le détroit de Jacques-Cartier. Les divisions A et B de Richardson (1857), à la base de la série sur l'île d'Anticosti, sont respectivement appelées Formation d'English Head et de Carleton (Fig. 1.2). Sus-jacent à ces formations du Richmondien, un nouvel étage en Amérique, le

Figure 1.3. Corrélations stratigraphiques² entre les séries de l'île d'Anticosti, du nord-est de la Gaspésie et celles des autres provinces géologiques de l'est et du centre du Canada. Adapté de Clark et al. (1972), Kobluk et Brookfield (1982), Poole et al. (1970) et James et Stevens (1982).

² Abréviations:

MOY. = moyen, gr = Groupe, fm = Formation, Calc. Sup. de Gaspé = Calcaires Supérieurs de Gaspé, Mainland Sand. = Formation de Mainland Sandstone, Cape Cormorant = Formation de Cape Cormorant.

Gamachien, est reconnu. Il est représenté par les niveaux de calcaires et de shales de la Formation d'Ellis Bay.

Les autres divisions carbonatées, surtout définies par des assemblages paléontologiques et les unités lithostratigraphiques de Richardson (1857) sont nommées Formations de Becscie, de Gun River, de Jupiter River et de Chicotte (Fig. 1.2). Elles font partie d'une nouvelle série, la Série anticostienne, équivalente à la Série niagarienne (Système Silurien) du centre du continent.

Dans les années qui suivent, Twenhofel (1921, 1926) renomme la Formation de Carleton, Formation de Vauréal, et fait de la coupe-type de la Formation Carleton, la Formation d'English Head. La Formation d'Ellis Bay est subdivisée en zones et les contacts entre les formations siluriennes sont déplacés. Il restreint la Série anticostienne pour n'y inclure que les Formations de Becscie et de Gun River (Fig. 1.2).

Finalement, c'est dans son mémoire de 1928, que Twenhofel fait la deuxième synthèse de la géologie de l'île d'Anticosti et propose une stratigraphie révisée de 41 zones biostratigraphiques (Fig. 1.2). Il fait, dans ce qui est considéré encore de nos jours comme le plus important ouvrage géologique sur la région, une révision paléontologique complète des quelques 543 espèces alors répertoriées.

Dans les trente années qui suivirent, les travaux sur l'île d'Anticosti sont plus sporadiques et à caractère biostratigraphique. Ruedemann (1936) et Barras (1953) étudient les graptolites, Ross (1960, 1961) les bryozoaires et Schuchert et Cooper (1932) les brachiopodes. Tripp en 1958 et 1962 étudia des trilobites et Jansonius (1964), les chitinozoaires.

A la fin de cette période, l'accès à l'intérieur de l'île étant devenu plus facile, Bolton amorça, à partir de 1957, une évaluation complète de la stratigraphie de l'île d'Anticosti. Il regroupe alors toutes les roches sous-jacentes à la Formation d'Ellis Bay dans la Formation de Vauréal, supprime la Formation d'English Head (Bolton, 1961, 1965), et il subdivise la Formation d'Ellis Bay en six (6) membres (Bolton, 1965).

Dans les années 1960-1970, l'exploration pétrolière s'intensifie sur l'île d'Anticosti (Milne et Howie, 1964; Clark 1964). Les résultats de ces travaux, publiés dans Roliff (1968) et Riva

(1969), apportent de nouvelles données sur la lithostratigraphie de la subsurface et la tectonique de la région. Avant 1976, on retrouve d'autres travaux avec la même orientation (Cormy, 1972; Globensky, 1972; Impérial Oil Ltée, 1974; INRS-Pétrole, 1974).

A la même époque, Poole et al. (1970) corrélaient les séries des îles de Mingan et de l'île d'Anticosti avec celles de la côte ouest de Terre-Neuve et des Basses-Terres du Saint-Laurent (Fig. 1.3).

Bolton (1972) effectue finalement la troisième synthèse des connaissances acquises en stratigraphie depuis Twenhofel (1928) (Fig. 1.2). Parmi les travaux les plus récents auxquels il fait référence, on trouve ceux de Boucot sur les brachiopodes (Boucot et al., 1971), ceux de Bolton (1970a, b) sur l'ensemble de la faune, mais avec une certaine emphase sur les trilobites, ceux de Copeland sur les ostracodes (1970a, b, c) et ceux de Nitecki (1972) sur les algues. La Formation d'English Head est ramenée au niveau d'un faciès. La Formation de Vauréal est élargie, par rapport à la définition de Roliff (1968), Riva (1969) et Poole et al. (1970). Elle inclut les shales gris observés en forage qui étaient assignés à l'English Head par les trois premiers auteurs. Les shales noirs sous-jacents sont attribués à la Formation de Macasty. Les formations du Gamachien et du Llandovérien sont divisées en plusieurs zones biostratigraphiques (Fig. 1.2).

Depuis cette synthèse, les travaux géologiques se sont multipliés dans tous les domaines, mais surtout en biostratigraphie et en paléontologie. Le point culminant est atteint en 1981, lors de la publication des travaux faits sous l'égide de la Sous-Commission de la Stratigraphie du Silurien, par le Groupe de Travail de la Frontière Ordovicienne-Silurienne. Les travaux touchent les graptolites (Riva, 1974; Riva et Petryk, 1981), les ostracodes (Copeland, 1973, 1974; Copeland et Berdan, 1977; Copeland, 1981; Fahraeus et Barnes, 1981), les conodontes (Nowlan et al., 1979; Nowlan, 1981b; Nowlan et Barnes, 1981; Nowlan, 1982; McCracken et al., 1980; McCracken et Barnes 1981a, b; Uyeno et al., 1979; Uyeno et Barnes, 1981), les brachiopodes (Berry et Boucot, 1970; Boucot et Johnson, 1979; Cocks et Copper, 1981; Copper, 1973, 1977, 1979, 1981; Sheehan, 1973), les trilobites (Norford, 1973; Lespérance, 1974; Lespérance et Letendre, 1981; Ludvigsen, 1977), les coraux (Dixon, 1974; Bolton,

1979; 1981a, b), les algues (Gauthier-Coullondon et Mamet, 1981), les acritarches (Duffield et Legault, 1981) et les chitinozoaires (Achab, 1977a, b, 1978a, b, 1981). D'autres travaux sont faits en écostratigraphie des graptolites (Erdtmann, 1976) et des stromatoporoides (Petryk, 1981b).

A partir de 1976, des travaux plus nombreux se sont ajoutés aux nombreux travaux biostratigraphiques, soit en lithostratigraphie (Petryk, 1979a, 1981c, d, f) en cartographie (Petryk, 1981c, e), en tectonique (Rocksandic et Granger, 1981), en sédimentologie, en paléogéographie (INRS-Pétrole, 1976; Lake, 1981; Petryk, 1981a, d, f; Petryk et Bertrand, 1981) et en géologie du pétrole (INRS-Pétrole, 1976; Petryk, 1976, 1979b, 1981d).

En lithostratigraphie, le principal apport des travaux de Petryk fut de réviser, à partir de 1979 (Petryk, 1981: Figure 2), toute la stratigraphie de surface et de recartographier l'ensemble des formations de l'île d'Anticosti. Il crée le Groupe de Joliet, qui inclut les Formations de Vauréal et d'Ellis Bay (Ordovicien) et valide tout en l'élargissant aux Formations de Becscie à Chicotte, le Groupe d'Anticosti de Schuchert et Twenhofel (1910), d'âge Silurien. Ce travail constitue la quatrième et la dernière synthèse géologique de l'île d'Anticosti. Les derniers amendements apportés à la stratigraphie de Petryk pour l'île d'Anticosti sont de Lespérance en 1985 (Fig. 1.2).

SYSTEMES	SERIES AMERICAINES			GROUPES	FORMATIONS	MEMBRES	LITHOLOGIES	SERIES EUROPEENNES	MILIEUX DE DEPOTS					
									1	2	3	4	5	
ORDOVICIEN	SILURIEN	INFÉRIEUR	ANTICOSTIEN	ALEXANDRIEN NIAGARIEN	ANTICOSTI	CHICOTTE	3 1-3		LLANDOVERIEN					
						JUPITER	4-6 1-3							
						GUN RIVER	4-5 3							
						BECSIE	1-2 3-4 2							
						ELLIS BAY	Langue 1-7							
	SUPÉRIEUR	CINCINNATIEN	GAMACHIEN RICHMONDIEN	JOLLIET	VAUREAL	4-5 V = 3 IV = 2 III = 1 II I		ASHGILLIEN						
					UTICA									
					MACASTY									
					MOYEN	CHAMPLAINIEN				MOHAWK. BOLARIEN CHAZYEN WHITEROCK	CHAZY	MINGAN	IV-V II-III I	
INFÉRIEUR	CANADIEN	CASSINIEN JEFFERSON DEMINGIEN	BEEKMANTOWN	ROMAINE	III 2 1		LLANVIRNIEN	ARENIGIEN - TREMAOOCIEN						

Figure 1.4. Echelles chronostratigraphiques¹ et lithostratigraphique² et milieux de dépôts³ des roches de la surface et la subsurface de l'île d'Anticosti.

LEGENDE LITHOLOGIQUE

 conglomérat	 calcaire
 conglomérat et grès	 calcaire gréseux
 grès	 calcaire argileux
 grès argileux-siltstone gréseux	 calschiste (marne)
 siltstone-mudstone	 calcaire dolomitique-dolomie calcaire
 claystone-shale	 dolomie
 volcanique	 dolomie argileuse-shale dolomitique

LEGENDE DES SYMBOLES

 coraux	 bitumineux
 bioherme	 cherteux
 discordance	 faille de gravité (normale)
 changement de faciès	 faille de chevauchement

¹ Abréviation: Mohawk. = Mohawkien.

² 1 et 2 (Formation de Romaine): faciès de Desrochers (1983 a-b). Chiffre romains: faciès de INRS-Pétrole 1976. 1 à 7 (Formation de Vauréal et plus haut): membres informels de Petryk (1981 f). Langue (Formation Ellis Bay): faciès supérieur de la formation appelée "langue" par Lespérance (1985).

³ Milieux des dépôts:

1 = supralittoral; 2 = médiolittoral; 3 = plate-forme peu profonde; 4 = plate-forme profonde; 4 = tains continental et bassin.

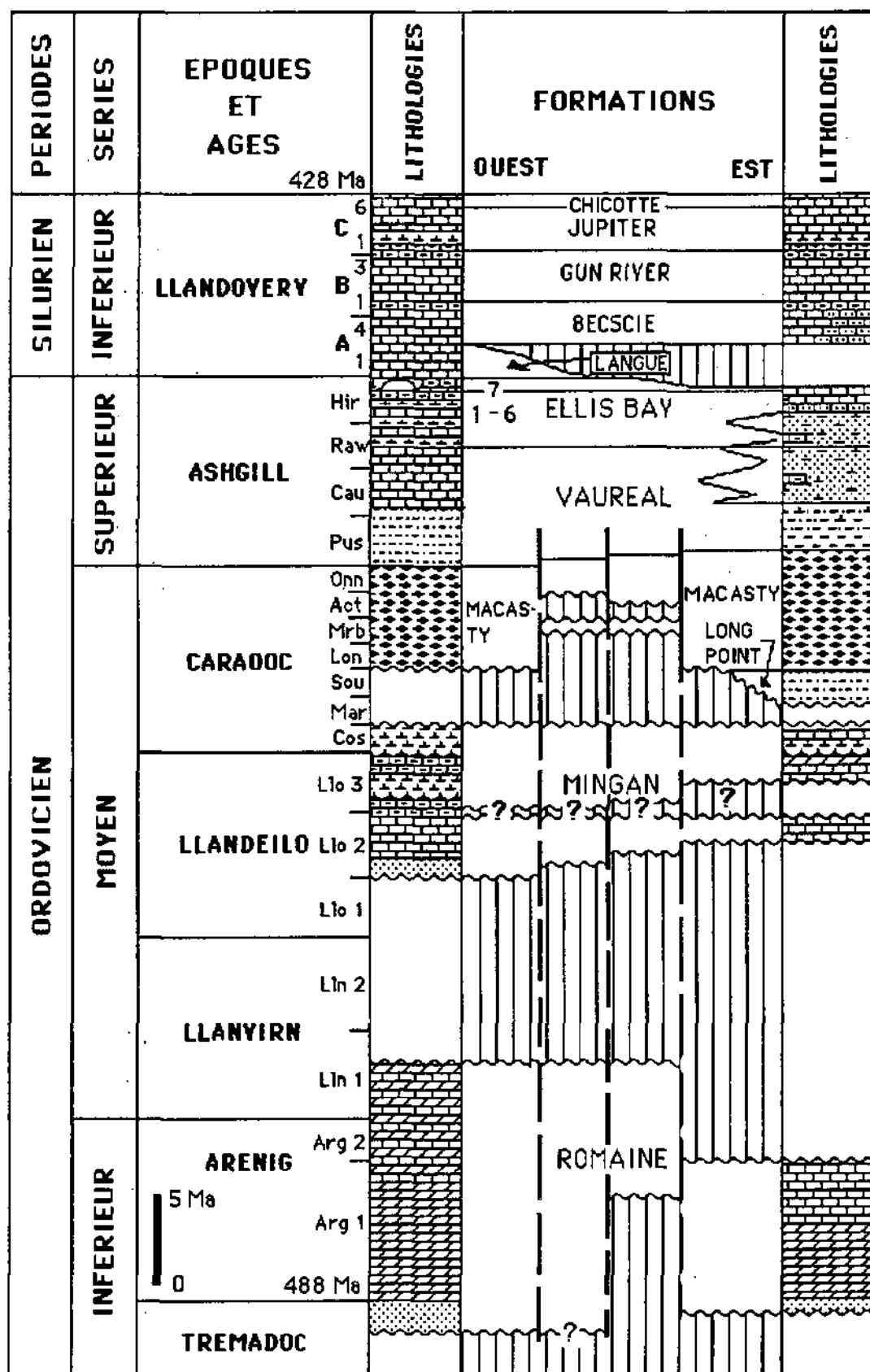


FIGURE 1.5

1.2.1 Stratigraphie et sédimentologie de l'île d'Anticosti

La synthèse de tous les travaux paléontologiques et stratigraphiques mentionnés plus haut est illustrée par les figures 1.4 et 1.5. La série dans la figure 1.4 inclut celle du puits N. A. C. P. (Fig. 1.6) et la série silurienne observée en surface.

L'empilement est divisé en quatre séries d'épaisseur inégale. Les Séries du Canadien et du Champlainien affleurent dans les îles de Mingan et celles du Cincinnatien et de l'Anticostien dans l'île d'Anticosti. La dernière série est la mieux connue et couvre les deux-tiers de l'île. Elle est divisée en quatre formations (Becscie, Gun River, Jupiter et Chicotte) et en de nombreux membres informels (Petryk, 1981f).

La partie ordovicienne de la série est présente surtout en subsurface. Elle est divisée en cinq formations: Romaine, Mingan, Macasty, Vauréal et Ellis Bay. Celles-ci sont attribuées à plusieurs étages de l'Ordovicien dont les limites sont dans plusieurs cas très imprécises. Il en est ainsi entre le Bolarien et le Chazyen et le Mayvillien et le Richmondien. Seul le Gamachien, limitrophe entre l'Ordovicien et le Silurien a été étudié en détail.

Trois caractéristiques de la stratigraphie de l'île d'Anticosti font qu'une colonne lithologique (Fig. 1.4) donne une idée incomplète de son histoire géologique: 1) les changements de facies lithologiques d'est en ouest des Formations de Vauréal et d'Ellis Bay, 2) les variations importantes du taux de sédimentation, croissant du nord vers le sud, 3) la présence d'au moins trois, peut-être quatre discordances et probablement d'un hiatus, rend l'histoire de l'île d'Anticosti assez complexe. La figure 1.5, où des temps géologiques (Harland et al., 1982)

Figure 1.5. Corrélations géochronologiques et chronostratigraphiques¹ des unités lithostratigraphiques des parties occidentale et orientale de l'île d'Anticosti.

¹ Abréviations des âges: Cos = Costonien; Har = Harnagien; Sou = Soudleyen; Lon = Longvillien; Mrb = Marshbrookien; Act = Actonien; Onn = Onnien; Pus = Pusgillien; Cau = Caudleyen; Raw = Rawtheyien; Hir = Hirnantien, Llo 1 à 3 = Llandêilovien 1, 2 ou 3, Lln 1 et 2 = Llanvirnien 1 et 2, Arg 1 et 2 = Arénigien 1 et 2 (Harland et al., 1982).

de même durée sont illustrés par des longueurs égales et où l'île est divisée en quatre secteurs, permet de corriger les lacunes de la figure 1.4.

1.2.1.1 Formation de Romaine

Dans l'île d'Anticosti, cette formation est observée en subsurface. Elle affleure dans les îles de Mingan (Twenhofel, 1925, 1938; Desrochers, 1983a, b).

Cette formation dolomitique est discordante sur les roches du socle du bouclier canadien. Elle est constituée de deux à trois assemblages lithologiques. Ce sont dans l'ordre stratigraphique: 1) une unité basale gréseuse, pas toujours présente 2) une dolomie à granulométrie grossière, qui dans les îles de Mingan contient une faune peu abondante et qui est caractérisée par des monticules importants de structures cryptoalgues non laminées, 3) une dolomie ayant une granulométrie plus fine et renfermant des facies plus variés. Ces caractéristiques sédimentologiques suggèrent des environnements de dépôts supra-littoraux et littoraux (INRS-Pétrole, 1974, 1976).

Dans les îles de Mingan, l'érosion de la partie supérieure de la formation, bien que localement peu visible, est régionalement importante. En effet, la Formation de Romaine s'amincit de 65 m à l'ouest de l'archipel à 40 m à l'est (Desrochers, 1983a, b).

Dans l'île d'Anticosti, les variations d'épaisseur de la formation en subsurface sont bien plus importantes. Avec plus de 440 m de strates à l'ouest (puits LGPL; figure 1.6), la Formation de Romaine ne compte plus que 120 m de dolomies à l'est de l'île d'Anticosti (puits Sandtop; figure 1.6). Mais, l'épaississement de la formation est encore plus important en se dirigeant vers le sud. Dans le puits ARCO, situé dans le centre-sud de l'île (Fig. 1.6), la Formation de Romaine compte près de 800 m de strates.

A partir de données paléontologiques, ces roches sont assignées au Système canadien et à la Séries de Beekmantown (Schuchert et Twenhofel, 1910). Plus récemment, l'étude des conodontes a permis à Nowlan (1981a) de déterminer que l'âge de la Formation de Romaine est Ordovicien inférieur. Elle est corrélatrice, des grès de base au sommet des dolomies, avec les séries d'âge Canadien supérieur. Il a toutefois reconnu, comme Twenhofel avant 1938,

deux localités calcaires au sommet de la formation, où l'âge serait Chazyen inférieur (Whiterockien). L'épaisseur des facies et l'âge de cette formation variant d'un forage à l'autre, la position de la base et du sommet change d'ouest en est sur la figure 1.5.

1.2.1.2 Formation de Mingan

Comme la Formation de Romaine, la Formation de Mingan n'est observée qu'en subsurface sur l'île d'Anticosti. Elle affleure en dehors de notre région, dans les îles de Mingan. Elle est alors discordante sur la Formation de Romaine.

Dans les îles de Mingan sa partie basale est formée de shales, non fossilifères, de grès calcaireux grossiers à moyens, de siltstone et de grès fins calcaireux interstratifiés de shale, riches en brachiopodes et en traces fossiles verticales. Des calcaires silto-gréseux soulignent le passage de l'unité clastique aux deux unités calcaires sus-jacentes. Ces deux unités calcaires sont séparées par une discordance qui a érodé près de 20 m de strates à l'unité inférieure (Desrochers, 1983a, b). Cette dernière est formée de boue calcaire à fenestra ou à laminations parallèles, avec fentes de dessiccation, et possède une faune peu variée d'ostracodes et de gastéropodes. L'unité supérieure se compose d'une large gamme de facies calcaires à faunes variées et de quelques biohermes (Desrochers, 1983a, b). Le tout ne totalise que 45 m de strates.

Dans l'île d'Anticosti, en subsurface, la formation est beaucoup plus épaisse (240 à 580 m). Les lithologies sont aussi plus variées. Les trois facies observés dans les îles de Mingan correspondent en plus mince aux membres informels I à III de la figure 1.4. L'unité basale terrigène peut ainsi compter trois niveaux gréseux ou argileux au lieu d'un seul dans les îles de Mingan. Ces niveaux sont alternés avec des horizons dolomitiques (membre I). Cette série terrigène est suivie par des mudstones calcaires à fenestra ou à algues (membre II), lesquels sont suivis par des calcaires bioclastiques bien vannés, de plus en plus micritiques vers le sommet (membre III). Une forte dolomitisation en filonnets des calcaires mudstone du puits NACP (INRS-Pétrole, 1976) suggère que la discordance observée dans les îles de Mingan est

aussi présente entre les membres II et III de la Formation de Mingan dans l'île d'Anticosti (Fig. 1.5).

La partie supérieure de la formation est formée de deux unités calcaires, nodulaires ou argileuses (membre IV), séparées par un intervalle de calschistes ou de calcaires très argileux (membre V) et d'un niveau de dolomie (puits NACP et Sandtop).

Les environnements de dépôts correspondants sont alternativement supralittoraux et littoraux agités (membre I), littoraux à sublittoraux très peu profonds, calmes et restreints (membre II), sublittoraux peu profonds et très agités (membre III), sublittoraux calmes et plus distaux (membre IV) et finalement, sublittoraux plus terrigènes et assez profonds (membre V). Ce dernier environnement présage celui de la formation sus-jacente (INRS-Pétrole, 1974, 1976).

Dans les niveaux argileux du sommet de la formation, les faunes de graptolites et de chitinozoaires appartiennent à l'étage Bolarien (fin Llandeilien - début Caradocien: Riva, 1969; Riva et Petryk, 1981; Achab, 1978b). Dans les calcaires, les conodontes (Nowlan, 1981; Achab, communication personnelle) suggèrent un âge Chazyen supérieur, moyen à tardif pour cette série. Les algues du genre *Nuia*, présentes jusqu'au sommet de la formation (INRS-Pétrole, 1976), suggèrent le Chazyen comme âge minimum (Gilbeault et al., 1976).

1.2.1.3 Formation de Long Point

Cette formation n'est reconnue que dans le puits le plus à l'est de l'île d'Anticosti, le puits Sandtop. C'est une série silto-gréseuse, très peu carbonatée, comme dans son aire-type à l'ouest de Terre-Neuve. Aucune information sur la sédimentologie de cette formation dans l'île d'Anticosti n'est connue.

Les chitinozoaires et les conodontes (Achab, communication personnelle) donnent à cette formation du puits Sandtop exactement le même âge (Caradocien moyen) qu'à Terre-Neuve (Poole et al., 1970). D'après ces résultats préliminaires, s'il y a une discordance à la base de cette formation, l'intervalle de temps manquant à la série est beaucoup moins important que celui entre les Formations de Mingan et de Macasty.

1.2.1.4 Formation de Macasty

La Formation de Macasty constitue une série de claystones et siltstones noirs avec quelques niveaux de conglomérats à fragments de calcaires de la Formation de Mingan sous-jacente (INRS-Pétrole, 1976). Ces lithologies se sont déposées dans un environnement subtidal profond, restreint et éloigné d'une source de sédiments détritiques.

L'études des graptolites par Riva (1969) a permis à cet auteur de conclure que ce shale noir est en discordance sur la série calcaire de la Formation de Mingan. Il constitue une série condensée de 25 à 113 mètres, où se télescopent quatre à cinq zones de graptolites du Caradocien supérieur, qui peuvent être tronquées par des hiatus (Fig. 1.5). Une sédimentation lente caractérise cette unité (Fig. 1.4).

L'intervalle de temps couvert par cette formation varie d'une partie à l'autre de l'île (Fig. 1.5). Sa base est plus jeune dans la partie centrale au niveau des puits LGCP et NACP. La formation y est d'ailleurs plus mince (25 et 42 mètres). Un hiatus ou une discordance est situé 4 à 12 mètres au-dessus de sa base (Riva, 1969). Dans l'est, la sédimentation de cette formation se poursuit un peu plus longtemps que dans l'ouest (Riva, 1969, Achab, communication personnelle). La Formation de Vauréal, sus-jacente, semble donc avoir progradé sur celle-ci dans cette direction.

1.2.1.5 Formation de Vauréal

La Formation de Vauréal est volumétriquement la plus importante unité lithostratigraphique de l'île d'Anticosti (Fig. 1.4). Seule sa partie supérieure affleure. Son épaisseur ne peut être déterminée qu'en forage.

C'est une épaisse série régressive continue dont la base est formée de mudstones et de siltstones et la partie supérieure, de calcaires. Les facies et les membres informels de la figure 1.4 sont décrits sommairement dans INRS-Pétrole (1976). Les contacts entre les membres illustrés diffèrent de ceux suggérés par INRS-Pétrole (1976) afin de mieux correspondre aux membres de Petryk (1981c).

Le contenu de silt et de shale de la Formation de Vauréal croît vers l'est et le nord de l'île (Poole et al., 1970). Dans l'est, la Formation de Vauréal est essentiellement terrigène et semblable au facies pélitique du membre I (Fig. 1.5) de la partie basale du centre et de l'ouest. Le tiers supérieur de la formation est essentiellement gréseux (Fig. 1.5).

L'épaisseur de la Formation de Vauréal augmente d'est en ouest et du nord vers le sud. De 400 à 450 m dans l'est (puits Sandtop), elle passe à environ 1000 m au centre de l'île (INRS-Pétrole, 1976, puits NACP) et à 1200 m à la pointe sud-ouest (INRS-Pétrole, 1974, puits ARCO).

Les pélites de la base de la formation ont sédimenté sur la partie inférieure d'une plate-forme dans un environnement subtidal profond. Les calcaires et les récifs de la partie supérieure de la Formation de Vauréal sont plus typiques d'environnements subtidaux peu profonds d'une plate-forme carbonatée (Erdtmann, 1976, INRS-Pétrole, 1976, Lake, 1981).

Bien que la partie inférieure de la formation est peu fossilifère, deux zones à graptolites d'âge post-Ashgillien mais pré-Llandovérien sont reconnues dans les deux tiers supérieurs de la formation (Riva, 1969). D'autre part, les chitinozoaires sont Caradocien supérieur - Ashgillien inférieur (partie inférieure: Achab, 1978b), Caradocien supérieur - Ashgillien (partie médiane: Achab, 1977a) et intermédiaire entre l'Ashgillien et le Silurien (partie supérieure: Achab, 1977b). Les ostracodes (Copeland, 1973, 1974 et Copeland et Berdan, 1977) appartiennent aux étages Richmondien et Mayvillien de la fin de l'Ordovicien (Fig. 1.4).

Les graptolites ont un caractère provincial (Riva, 1974) et les faunes d'âge Caradocien persistent sur l'île d'Anticosti (brachiopodes: Copper, 1981, chitinozoaires: Achab, 1978a) parce que cette plate-forme était isolée de celle du mid-continent et a servi de refuge aux formes caradociennes durant l'Ashgillien (Copper, 1981).

1.2.1.6 Formation d'Ellis Bay

Cette formation est concordante avec la Formation de Vauréal sous-jacente. D'après Bolton (1961, 1972), ses sept facies (Fig. 1.4), aisément reconnaissables, en font l'unité la plus caractéristique de l'île. Amendés par Petryk (1979), les cinq premiers membres sont

alternativement argileux et calcaires. Le membre 6, isolé de la partie supérieure du membre 5 de Bolton (1972) par Petryk (1979), est un calcaire silto-argileux sans interlit de shale. La base du membre 7 (base du membre 6 de Bolton, 1972) est formée par un seul lit à onchoïdes. La partie médiane de ce membre (sommet du membre 7 pour Petryk, 1979) est formée de petits biohermes et de calcaires gréseux inter-récifaux et la partie supérieure ("langue" de Lespérance, 1985 ou membre 1 de la Formation de Becscie de Petryk, 1979) est formée de lits de calcilutite brunâtre qui deviennent interstratifiés avec des lits de calcisiltite au sommet.

La partie supérieure du membre 7 est restreinte à l'ouest de la rivière Jupiter (Lespérance, 1985) et les récifs disparaissent à l'est de la rivière aux Saumons (Fig. 1.5) (voir Figure 1.1 pour la localisation des rivières).

Les récifs de cette formation, où dominent les coraux Tabulés et Rugeux (Bolton, 1981b) mais où sont également abondantes les algues calcaires (Gauthier et Mamet, 1981; Lake, 1981), se sont formés dans des conditions marines subtidales peu profondes de la plate-forme régressive ordovicienne. Lorsqu'ils sont coiffés par des tapis à crinoïdes, les environnements de dépôts sont intertidaux et plus agités (Lake, 1981). La régression maximum aurait eu lieu sous les récifs. En effet, on y trouve des évidences de niveaux rubéfiés (McCracken et Barnes, 1981b).

Comme la Formation de Vauréal sous-jacente, cette formation s'épaissit, et ses membres se confondent progressivement d'ouest en est (Fig. 1.5) (Poole et al., 1970; McCracken et Barnes, 1981a, b; Copeland, 1981). Les calcaires argileux et les shales deviennent des facies gréseux (Fig. 1.5). Ces changements de facies sont le reflet d'une modification des environnements de dépôts. Ces derniers, de sublittoraux et moins agités à l'ouest, deviennent littoraux et de haute énergie sur un substrat instable (Copper, 1981) à l'est. Ils sont de plus associés à une source continentale au nord-est de l'île (Copeland, 1981).

Le consensus actuel attribut au sommet du Rawtheyien (Raw) et à l'Hirnantien (Hir) les six premiers membres révisés de la base de la formation (Figs 1.4 et 1.5) (Copper, 1981). Le Silurien débute soit directement au dessus de la base du membre 7, comme cela se passe dans l'est de l'île lorsqu'il est en contact avec la Formation de Becscie (Cocks et Copper, 1981:

brachiopodes; Nowlan, 1982: conodontes), ou quelque part entre ce niveau et la base de la Formation de Becscie (Fig. 1.5), en fonction du taxon fossile pris comme référence (Lespérance, 1985).

1.2.1.7 Formation de Becscie

Dans l'ouest de l'île, le contact inférieur de cette formation est difficile à reconnaître (Bolton, 1961). Il est concordant avec les calcilutites et les calcisiltites de la "langue" de la Formation d'Ellis Bay (Lespérance, 1985). Dans la figure 1.4, il est placé au début des calcaires jaunes-gris compacts, granulaires (packstones et grainstones) et bioclastiques à grains moyens du membre 2 de Petryk (1979 et 1981f). Dans l'est de l'île, les facies du sommet du membre 7 et de la "langue" de la Formation d'Ellis Bay sont absents. La base de la Formation de Becscie se trouve alors être placée juste au-dessus du lit à onchoïdes (base du membre 7) de la Formation d'Ellis Bay (Fig. 1.5). Le sommet de la formation est placé au-dessus d'une deuxième série de petits récifs (Petryk, 1979). Ces caractéristiques essentielles de la formation sont illustrées dans les figures 1.4 et 1.5.

Les conditions de dépôts de la base de cette formation varient de subtidales moyennement profondes (Cocks et Copper, 1981) à peu profondes (McCracken et Barnes, 1981a, b; INRS-Pétrole, 1976; Petryk, 1981f) et agitées (Copper, 1981), à intertidales plus agitées (Lake, 1981). La partie moyenne et supérieure de la formation (Zone à *Virgiana*) est un peu plus profonde (Copper, 1981). Le sommet de la formation, plus argileux, s'est déposé dans un environnement de plate-forme relativement profond (Copper, 1981). A cause de la présence de petits récifs, Petryk (1981f) suggère la culmination d'un cycle régressif.

Ce sont surtout les brachiopodes (Cocks et Copper, 1981; Copper, 1981: Llandovérien inférieur, A₁-A₃) et les conodontes (McCracken et Barnes, 1981: Llandovérien inférieur terminal à début du Llandovérien moyen, A₄ - B₂, voir la Figure 1.5) qui servent à faire la biostratigraphie de cette formation. En effet, cette dernière est pauvre en chitinozoaires (Achab, 1981), acritarches (Duffield et Legault, 1981), graptolites (Riva et Petryk, 1981:

Llandovérien inférieur et moyen, A₂ - B₁) dans sa totalité et pauvre en ostracodes (Copeland, 1974, 1981) dans sa partie inférieure.

1.2.1.8 Formation de Gun River

Cette formation repose en concordance sur les calcaires argileux ou les shales verts (base de la Formation de Gun River dans Bolton, 1961) récifaux du sommet de la Formation de Becscie (Petryk, 1979). La caractéristique première de cette formation est l'abondance des conglomérats intra-formationnels (Schuchert et Twenhofel, 1910; Bolton, 1961 et 1972; Poole et al., 1970; Petryk 1979 et 1981f).

Elle est divisée en cinq membres informels (Fig. 1.4) par Petryk (1981f). Les calcaires en lits réguliers et à structure de mudstone dominant presque dans toute la formation mais surtout dans les deux premiers membres. Les calcaires à structure de grainstone sont fréquents dans les membres les plus puissants (3: 105 m et 4: 28 m, figure 1.2). Quant au membre 4, il est caractérisé par un litage lenticulaire et une plus grande fréquence des grainstones. Enfin, ce qui ferme la formation, le membre 5 ressemble au membre 7 de la Formation d'Ellis Bay. On trouve à sa base un horizon métrique bioclastique à oolites et à onchoïdes, surmonté d'un boundstone biohermique à coraux-stromatopores-algues-crinoides de 1,5 à 3 m d'épaisseur.

D'après Copper (1981), ces calcaires représentent un environnement tranquille, marin normal, parfois restreint. D'autre part, les rides de plages, les niveaux rubéfiés (Copper, 1981) et les abondants conglomérats intra-formationnels indiqueraient des environnements de dépôts peu profonds (Poole et al., 1970).

L'âge donné à cette formation est fonction des fossiles étudiés. Les brachiopodes indiquent un âge Llandovérien inférieur terminal (A₄) à Llandovérien moyen (B₂). Les graptolites indiquent un âge Llandovérien inférieur (A₃) à Llandovérien moyen naissant (B₁). L'âge le plus jeune (Fig. 1.5) vient de l'étude des conodontes (Llandovérien très moyen (B₂) à Llandovérien supérieur naissant (C₁): Fahraeus et Barnes, 1981).

1.2.1.9 Formation de Jupiter

Les caractères distinctifs de la Formation de Jupiter sont la régularité du litage et l'absence de conglomérat intra-formationnel (Schuchert et Twenhofel, 1910). Le contact inférieur était placé par Bolton (1961) au dernier conglomérat intra-formationnel de la Formation de Gun River, sous des récifs (Bolton, 1972). En excluant les récifs, Petryk (1979) a déplacé ce contact vers le haut pour les inclure au sommet de la Formation de Gun River (Fig. 1.4).

La Formation de Jupiter est divisée en sept membres informels (Fig. 1.4). Dans le premier, les shales sont presque aussi abondants que les calcaires argileux (Petryk, 1981f). Le second membre, tout aussi argileux, est plus bioclastique alors que le troisième est un shale sableux très peu fossilifère. Les autres membres sont essentiellement des calcaires à grains fins et à structure de mudstone. Ils se reconnaissent par leur litage. Le septième est, quant à lui, caractérisé par une riche faune de fossiles et des facies récifaux (Petryk, 1979 et 1981f).

D'après Petryk (dans Uyeno et Barnes, 1981), le membre 1 de la formation représente le début de la phase transgressive initiale. La communauté de brachiopodes que l'on y trouve (communauté à *Stricklandia*) en fait une des zones les moins profondes (environnement littoral) de la série de l'Anticostien (Copper, 1981). Le membre 2 indique déjà un environnement subtidal plus profond. Le membre 3 est quant à lui, le résultat d'une autre période régressive alimentée par un influx terrigène en provenance du Bouclier canadien (Copper, 1981; Duffield et Legault, 1981). Le membre 4 est à nouveau plus typique d'un environnement subtidal modérément profond, peu énergétique et ouvert, où avaient lieu des tempêtes épisodiques. La partie supérieure de la formation répète à nouveau les environnements profonds de la base de la Formation de Vauréal, de la partie moyenne de la Formation d'Ellis Bay et du sommet de la Formation de Becscie (Copper, 1981). Cependant, d'après Petryk (1981f), la partie récifale au sommet du membre 7 de cette formation représente un retour à des conditions en eaux moins profondes.

La diversité des taxa est à son point culminant dans cette formation (Copper, 1981). Bien que des écarts persistent tout de même en fonction des taxa invoqués, l'âge est inclus dans une fourchette Llandovérien C1-C4 (graptolites: Llandovérien supérieur naissant (C1), Riva et

Petryk, 1981, conodontes: Llandovérien supérieur moyen à terminal (C2-C5), Uyeno et Barnes, 1981, chitinozoaires: milieu du Llandovérien supérieur (C3), Achab, 1981) (Fig. 1.5).

1.2.1.10 Formation de Chicotte

Cette formation est essentiellement formée pas des calcaires bioclastiques à crinoïdes mal cimentés et par des biostromes à coraux à sa base (Bolton, 1970 et 1972).

Ces calcarénites sont typiquement des dunes de sables calcaires qui migrent autour de biohermes locaux (Fig. 1.4), dans un environnement de bordure de plate-forme instable (Copper, 1981), peu profonde et très énergétique (Uyeno et Barnes, 1981). D'après Copeland (1974), la faune d'ostracodes est plutôt celle d'un milieu restreint.

A cause du facies, plusieurs des autres types de fossiles (graptolites, chitinozoaires et acritarches) sont absents de toute la formation et ne peuvent contribuer à révéler son âge. La où elle est présente, la faune d'ostracodes marque la frontière Llandovérien-Wenlockien (Copeland, 1981) c'est-à-dire le Llandovérien le plus supérieur (C5 à C6), mais pas Wenlockien (Fig. 1.5).

Bien que des séries du Silurien moyen et terminal ou du Dévonien n'aient jamais été observées, certains auteurs suggèrent leur présence à l'est de l'île d'Anticosti et sous le détroit de Jacques-Cartier (Rocksandic et Granger, 1981). C'est ainsi que Poole et al. (1970) supposent que les sédiments gréseux de la Formation de Clam Bank (Silurien supérieur à Dévonien) recouvrent les calcaires de la Formation Chicotte (Fig. 1.3).

1.2.2 Paléogéographie de l'île d'Anticosti

Les études de INRS-Pétrole (1976), Gauthier-Coulloudon et Mamet (1981), Petryk (1981d, e, f) et Lake (1981) ont permis de développer un modèle sédimentologique pour la région. Les épisodes sédimentaires ayant formé les Formations de Romaine, de Mingan, de Macasty et de Vauréal en subsurface constituent un mégacycle avec une phase transgressive puis régressive. L'épisode transgressif se découpe en deux sous-épisodes représentés par les Formations de Romaine et de Mingan, où les grès grossiers et les dolomies représentent les environnements les plus littoraux. Les environnements les plus profonds ont formé les shales du sommet de la Formation de Mingan, ceux de la Formation de Macasty et la base de la Formation de Vauréal (INRS-Pétrole, 1976). L'épisode régressif majeur des Formations de Vauréal à Becscie (INRS-Pétrole, 1976) donne le départ d'une nouvelle phase transgressive (Petryk, 1981d, e, f).

D'après plusieurs auteurs (Copeland, 1974; McCracken et Barnes, 1981; Petryk, 1981a) des variations eustatiques du niveau des eaux marines causées par la glaciation ashgillienne en Afrique du Nord seraient le principal facteur qui explique les variations lithologiques et les changements de faunes observés à la charnière de ce mégacycle et qui marquent le passage de la période Ordovicien à Silurien.

Cette dernière phase est divisée en 6 macrocycles, un par formation. En effet, chaque formation commence par une transgression et finit par une régression. Les niveaux récifaux du sommet de chaque formation contiennent des constructions biogéniques et une plus grande abondance de sédiments argileux et siliciclastiques. Ils représentent la phase la plus régressive de chaque cycle (Petryk, 1981f). La partie argileuse inférieure de la Formation de Jupiter, le membre 3 dans Petryk (1981f), interprétée comme environnement profond par cet auteur et par Copper (1981), est la seule exception.

D'après Gauthier-Coulloudon et Mamet (1981) la température des eaux de cette mer est tempérée-chaude mais non tropicale et les facies supracotidaux sont peu communs, vu la rareté des Codiacés et des algues bleu-vert.

L'augmentation des siliclastiques vers l'est de l'île dans la partie la plus supérieure de la Formation de Vauréal et dans la Formation d'Ellis Bay, suggère la présence d'un environnement littoral continu et essentiellement terrigène au nord et à l'est de la région (Petryk, 1981d et f). Avec le nord-est de la péninsule gaspésienne, l'île d'Anticosti fait partie d'une large plate-forme, carbonatée à l'ouest, mixte à l'est. Tout en étant partiellement isolée par une ceinture discontinue d'îles volcaniques de la ceinture taconique (Petryk, 1981f), elle serait ouverte vers l'océan Iapetus, au sud et à l'est.

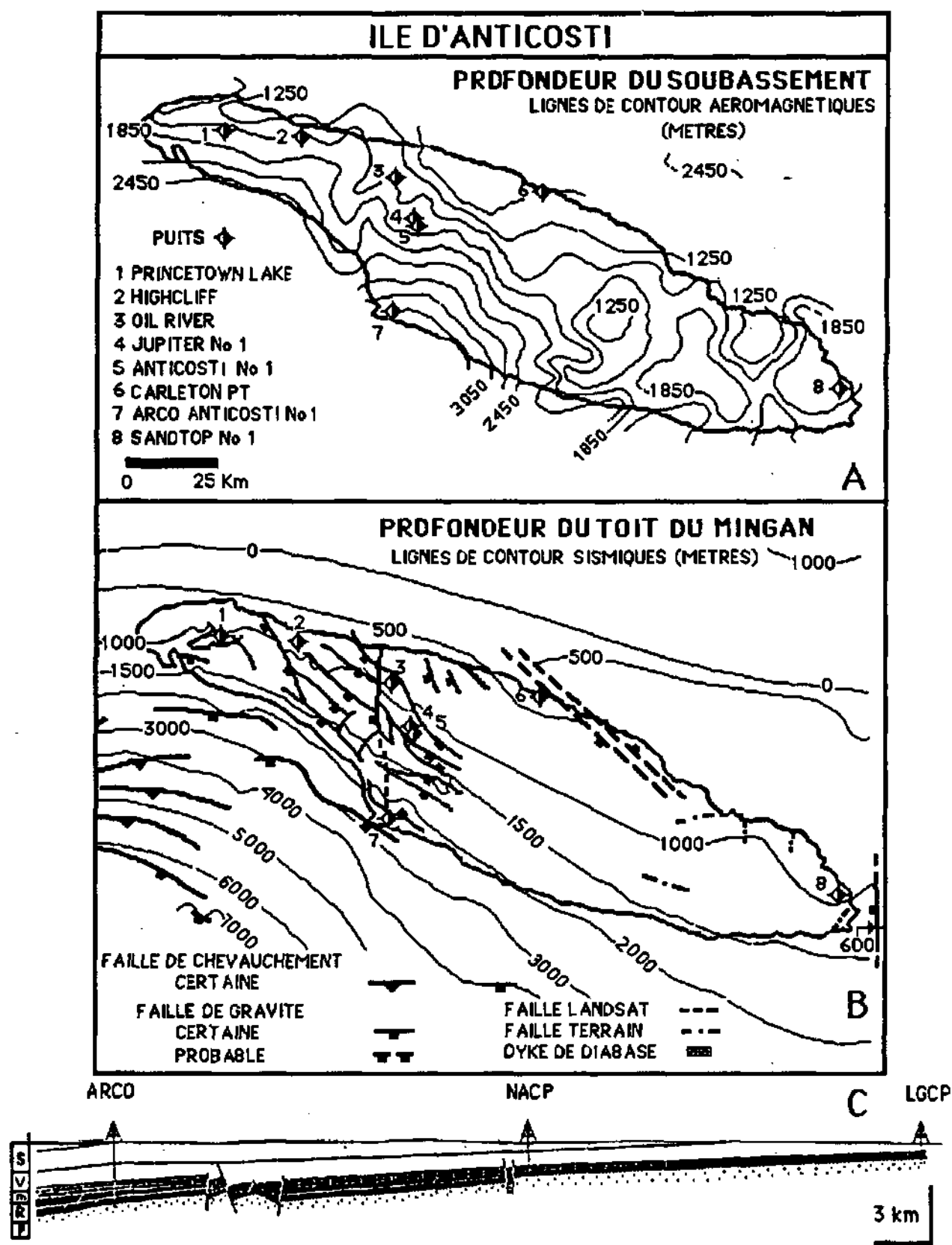


Figure 1.6. Résumé des principaux éléments tectoniques de l'île d'Anticosti.

1.2.3 Tectonique de l'île d'Anticosti

L'île d'Anticosti est un vaste bassin monoclinal à faible pendage ondulant de 1 à 2 degrés en surface vers le sud-sud-ouest (Petryk, 1981c). On y reconnaît un ensemble pré-taconique (Formations de Romaine et de Mingan), un ensemble syn-taconique (Formations de Macasty et de Long Point) et un ensemble post-taconique (Formations de Vauréal à Chicotte).

L'ensemble pré-taconique appartient au domaine tectonique autochtone des Appalaches (St-Julien et Hubert, 1975). En surface, la série est très peu déformée (Rocksandic et Granger, 1981) et le contour irrégulier des contacts géologiques est essentiellement contrôlé par la topographie ondulée de l'île d'Anticosti et par les entailles que font les cours d'eau dans ces roches, en général assez tendres.

Les accidents tectoniques post-taconique observés en surface, se résument à quelques failles et quelques plis. Les failles sont surtout de type normal (Petryk, 1981e). Les plus importantes sont observées dans l'est de l'île au sud et à l'ouest du puits Sandtop (no 8, Figure 1.6B). Les rejets peuvent atteindre 15 m (Twenhofel, 1928). Dans l'ouest de l'île d'Anticosti les failles sont observées le long de la côte, dans les Formations de Vauréal et d'Ellis Bay, du nord à l'ouest-sud-ouest du puits Princetown Lake (no 1, Figure 1.6B). Les rejets ne sont alors que de quelques mètres (Petryk, 1981e).

Généralement, les strates sont légèrement ondulées en surface. Le plus grand anticlinal rapporté, près du puits Carleton Point (no 6, Figure 1.6A), a une amplitude d'environ 10 m pour une longueur d'onde de quelques 400 m (Twenhofel, 1928). La plupart des autres plis sont observés au-dessus des récifs (Bolton, 1972).

Figure 1.6. Résumé des principaux éléments de la tectonique de l'île d'Anticosti.

- A) Profondeur en mètres du soubassement précambrien.
- B) Profondeur en mètres du toit de la Formation de Mingan.
- C) Coupe structurale perpendiculaire au pendage général des strates (Modifié de Rocksandic et Granger, 1981). S = Silurien; V = Formation de Vauréal; m = Formations de Macasty et Mingan; R = Formation de Romaine; P = Pré-Cambrien.

La première synthèse sur l'étude de la subsurface, par des méthodes géophysiques, a permis de tracer des courbes d'isopaques de la couverture paléozoïque de l'île d'Anticosti (Roliff, 1968) (Fig. 1.6A). Cette couverture peut avoir aussi peu que 1000 mètres au nord de l'île d'Anticosti et atteindre 4000 mètres au sud. Dans la partie est de l'île d'Anticosti, la topographie de socle est irrégulière (relief de 300 m et plus) et rappelle celle du Bouclier canadien. A l'exception d'une crête à l'ouest des puits 3 à 5 (Fig. 1.6A), la topographie de la partie ouest de l'île d'Anticosti montre un épaississement régulier de la série. Cet épaississement correspond à un pendage de la surface de discordance compris entre 3 et 4 degrés vers le sud-ouest. Les autres relevés géophysiques (sismiques surtout) et la synthèse lithostratigraphique des données de puits disponibles à l'époque, ont permis à Roliff (1968) de montrer que la série sédimentaire de l'île d'Anticosti s'épaissit vers le sud, que des failles de gravité de direction nord-ouest ont joué durant la sédimentation et que plusieurs "bris" sédimentaires (discordances) sont présents.

D'après une étude plus récente, le toit de la Formation de Mingan est le seul marqueur sismique continu en subsurface (SOQUIP, 1983). Les lignes de contour du sommet de cette formation sont illustrées dans la figure 1.6B et l'interprétation de ces résultats en termes de coupe structurale donne la figure 1.6C. On constate que la Formation de Mingan affleure sous le détroit de Jacques-Cartier et son pendage varie de un demi-degré au nord-est de l'île à 6 degrés au sud-ouest, sous les eaux du détroit d'Honguedo (Fig. 1.6C).

Les Formations autochtones de Romaine et de Mingan de la partie terrestre sont affectées dans la partie ouest de l'île d'Anticosti par des failles normales syn-sédimentaires plus ou moins parallèles à l'axe principal du bassin. Ces failles délimitent des blocs qui s'affaissent en escalier vers le sud-ouest. Le mouvement de ces failles atteint son paroxysme durant la sédimentation des roches de la Formation de Mingan (Roliff, 1968; SOQUIP, 1983). D'après l'interprétation sismique de Roliff, les déplacements pouvaient alors atteindre dans certains cas 500 m au sommet de ce qu'il appelait le toit du Trenton. Ils se réduisaient toutefois à quelques 60 m au sommet du membre I de la Formation de Vauréal (appelée Formation d'English Head par Roliff, 1968). L'interprétation plus récente faite dans SOQUIP (1983), avec les mêmes

données brutes, réduit les rejets à environ 100 m. Des rejets plus importants sont toutefois observés au sud du puits NACP (200 m) et au nord-ouest du puits Oil River (300 m) (Fig. 1.6B). Bien qu'il n'y ait pas d'évidences de failles de gravité majeures à la surface (Bolton, 1972), elles auraient d'après SOQUIP (1983), affecté toute la série. Une faille observée en surface par Petryk (1981e), dans la partie orientale de l'île, sur les bord de la rivière Chaloupe (voir Figure 1.1), a la même orientation nord-nord-ouest sud-sud-est (Fig. 1.6B).

Ces failles sont associées à des horsts. SOQUIP (1983) en suggère un près du puits LGCP et un autre sous le puits ARCO. C'est ainsi que les variations marquées de l'épaisseur de la Formation de Macasty, l'absence de Mingan dans le puits LGCP et l'amincissement de la Formation de Romaine vers le nord et vers l'est suggèrent plusieurs périodes d'émersion avec érosion (Roliff, 1968) qui seraient probablement reliées à des structures du même type.

Ce patron de failles normales se poursuit vers l'est jusqu'au-dessus du changement de direction des courbes de niveaux du socle (Fig. 1.6A). De plus, la partie orientale du socle est beaucoup moins pentée (0,8 degré) que la partie occidentale (2 degrés). Bien que des relevés sismiques soient moins serrés dans cette partie du bassin, l'absence de failles dans la portion terrestre étudiée et la présence d'une seule faille (Fig. 1.6B) dans la partie marine au sud portent à croire que la partie orientale de l'île est dépourvue de faille (SOQUIP, 1983).

En mer, dans la partie ouest du bassin seulement, des failles normales sont observées jusqu'à des profondeurs de près de 4000 m (Fig. 1.6A). Plus au sud, d'amples synclinaux séparés par des anticlinaux courts tronqués par des failles de chevauchement, prennent le relais des failles de gravité. Dynamiquement reliés, ces failles et ces plis sont du pur style Plateau appalachien du nord-est de la Gaspésie (Rocksandic et Granger, 1981). Ce changement du style de la tectonique est indicateur d'un changement dans le type de contrainte. La plateforme, sujette à des forces en tension, a subi des efforts compressifs dans sa partie aujourd'hui submergée. Enfin, à l'extrême sud (coin sud-ouest de la Figure 1.6B), une dernière faille de gravité est observée à près de 7000 m.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, la série post-taconique montre en surface quelques failles d'orientation nord-sud et des plis mineurs. D'autre part, les données

sismiques montrent des évidences de fractures en continuité avec une faille d'orientation nord-sud, traversant l'île de part en part et passant à l'est du puits ARCO (Fig. 1.6B). Elle représente un rejet de 80 m. Bien que d'origine pré-taconique et présentant un rejet peu important au niveau de la Formation de Mingan (80 m), elle s'est réactivée à l'Acadien et a affecté toute la série au-dessus. Des failles du même type sont observées dans les domaines terrestre, près du puits Sandtop (rejet maximum de 15 m), et marin de l'est de la plate-forme. Dans cette dernière région du bassin, une faille majeure, avec un rejet vertical de plus de 600 m, porte le toit de la Formation de Mingan à moins de 600 m de profondeur (Fig. 1.6B).

1.2.4 Travaux antérieurs sur la maturation thermique de l'île d'Anticosti

1.2.4.1 Introduction sur la maturation thermique de l'île d'Anticosti

ZONES PRE-METAMORPHIQUES	TEMP. °C	HYDROCARBURES		ZONES	PETROGRAPHIE		PYROLYSE		ARGILES	
		ETAGE	TYPE		P.R. %	COLO-RATION	C. R. A. T. I. O.	ROCK EVAL	MINERALOGIE	I.A. NATUREL
					vitrite	spores		Tmax IP C°	Shale normal	°2θ mm
DIAGENÈSE	65°	IM-MATURE	GAZ SEC PRECOCE	1		(2) (1) 1.0	kér 0.3		1.2 nm 1.4 nm SMEC.	
		TRANS.		2	0.4	2.0	0.6			
CATAGENÈSE	120°	MATURE	HUILE	3	0.5	2.5 275	0.7	435 0.1		
				4	1.0		0.8		I/S	
		CONDEN.	4	1.5	3.0 380	0.9	465 0.4	ILLITE DIAG.	0.80	
			5	2.0						
ANCHIZONE	250°	SUPRA-MATURE	GAZ SEC DIAG.	5	2.5	4.0	0.9			
				6	3.0				MICAS DIOCTA. DIAGENET.	0.42 6.4
EPIZONE			STERILE	7	4.0				0.25 3.9	

Figure 1.7. Corrélation entre les divers indicateurs de maturation thermique utilisés. Les sources des échelles et les sens des abréviations apparaissent dans la page suivante ¹.

La figure 1.7 schématise les diverses échelles pour les indicateurs de maturation thermique utilisés dans les travaux antérieurs de cette région. Elle permet de mettre en équivalence les termes employés pour zoner la maturation thermique dans les travaux antérieurs et de comparer les résultats analytiques avec les valeurs caractéristiques des indicateurs.

1.2.4.2 Résultats

Les premiers travaux portant sur la maturation thermique de l'île d'Anticosti sont apparus dans la littérature dans le milieu des années mille neuf cent soixante-dix. D'abord faits sur des échantillons de déblais ou de carottes de forages pétroliers (INRS-Pétrole, 1974 et 1976), ce

n'est que récemment que quelques auteurs ont commencé à étudier des échantillons de surface (Petryk, 1981d; Bertrand, 1985; Nowlan et Barnes, 1985).

Afin de pouvoir avancer des conclusions préliminaires sur la maturation thermique de l'île d'Anticosti et de mieux cerner la problématique qui peut se dégager des travaux antérieurs, les résultats analytiques et les interprétations en terme de zones de maturation thermique atteintes par unité lithostratigraphique, sont résumés dans les tableaux (Tabs 1.1A à D).

¹ Sources des échelles ou des valeurs critiques:

INRS-Pétrole 1972 (1), Héroux et al. 1979 (2), Kubler et al. 1979 (3) et Tissot et Welte 1978, 1984 (4).

Sens des abréviations et codes des précédents auteurs entre ():

ZONES PRE-METAMORPHIQUES (2).

TEMP. °C (température en degré Celcius pour des roches paléozoïques) (2).

HYDROCARBURES (2): TRANS. = zone de transition; CONDEN. = condensats; DIAG. = diagénétique.

PETROGRAPHIE (pétrographie de la matière organique dispersée): P.R. = pouvoir réflecteur(2),

COLORATION (1 et 2).

C. RATION (carbone ratio): kér = sur kérogène(2).

ROCK EVAL (4): Tmax = température maximum de pyrolyse; IP = indice de production.

ARGILES - MINERALOGIE (2 et 3): DIAG. = désordonnée, d'origine diagénétique; DIOCTA. DIAGENET. = dioctahédrique, d'origine diagénétique; nm = épaisseur d'une maille en nanomètres.

ARGILES - I.A. (indice d'aigu de l'illite): °2θ = largeur angulaire du pic de l'illite sur le diffractogramme (2);

nm = largeur du pic de l'illite en millimètres sur le diffractogramme (1).

Tableau 1.1A

P U I T S	INDICATEURS		NOMS DES FORMATIONS					
	E & C H	ZONES MAT.	ROMAINE	MINGAN	MACASTY	VAUREAL	BEC.-E. B.	JUP.-CHIC.
A R C O	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES	I-C-P(r) 0,3 - 0,45 A	I-C-I/S(p) 0,5 - 0,65 CA	I-C-I/S(c) 0,4 - 0,7 CA	I-C-I/S(r) 0,4 - 0,55 CA	I-C-I/S(p) 0,5 - 0,7 C	I-I/S(a)-C 0,6 - 0,9 C
	MOD	TYPES	N	N	AM	A-C-S-AM	A-C-S	A-C-S
	L.T.	COLOR. ZONES	5 GS	5 GS	5 GC-GS	3-4 GC	2-3 FHP-GC	2-3 FHP-GC
	L.R.	TYPES P.R. ZONES	E-MI 2,3 GS	E-MI 2 GC-GS	E-MI 1,8 GC-GS			
	GEOCH	COT C. RATIO ZONES EXTRAITS ZONES	0,15 0,68 STR.	0,14 IND	3,32 IND R-AS-S FHP	0,21 0,51 HUILE-STR R-S-AR	0,33 HUILE R-S-AR FHP	0,15 0,39 HUILE AS-S-AR
	G.A.	C1/GAZ-T. C2/C1 C3+/C1 ZONES	95 6 2 GS	92 6 3 GS	69 31 14 GC	60		63 22 35 FHP

Tableau 1.1B

N A C P	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES	I-I/S 0,59-1,04 FHP-GC	I-I/S 0,78-1,11 FHP-GC	I/S-I 0,98 FHP-GC	I/S-C-S 0,39-0,98 FHP-GC	I-I/S 0,46-0,85 FHP-GC
	MOD	TYPES		A-C-G-AM	N-AM	A-C-G-AM	A-C-G-AM
	L.T.	ZONES	GAZ	HUILE-GAZ	HUILE	HUILE	HUILE
	MOD	TYPES		C-SP	C-SP	C-SP	
	L.R.	P.R.		1,04	0,85	0,54-0,84	
		ZONES		HUILE	HUILE	HUILE	
	GEOCH	COT	0,05-0,42	0,05-0,45	1,03-4,11	0,07-1,30	0,04-0,5
		C. RATIO	0,55-0,74	0,45-0,64	0,88	0,45-0,82	0,54
		ZONES			HUILE	HUILE	HUILE

TABLEAU 1.1A - B. Indicateurs et zones de maturation thermique des puits ARCO Anticosti no 1 (A) et NACP Anticosti no 1 (B), d'après INRS-Pétrole 1974 et 1976. Les explications des abréviations utilisées sont annotées dans la page suivante ¹.

¹Explications des abréviations des tableaux 1 A-D.

NOMS DES FORMATIONS:

L.P.T. = Long Point, MTY = Macasty, E. B. = Ellis Bay, BEC. = Beccscie, JUP. = Jupiter, CHIC. = Chicotte.

TECHNIQUE D'ANALYSE (TECH.)

GEOLOGIE DES ARGILES (ARG.):

MINÉRALOGIE (MINERAL.):

I = illite, C = chlorite, S = smectite, I/S = interstratifiés I/S (r) = rare, (p) = présent, (c) = commun, (a) = abondant. Les minéraux observés par formation sont listés dans les tableaux par ordre décroissant d'importance.

I. AIGU. = indice d'aigu de l'illite en °2θ.

ZONES PRE-METAMORPHIQUES (ZONES):

A = anchimétamorphisme, CA = catagenèse avancée, C = catagenèse, DA = diagenèse avancée, D = diagenèse.

MATIERE ORGANIQUE DISPERSEES (MOD):

L.T.=vu en lumière transmise, L.R.=Vue en lumière réfléchie, P.R. = pouvoir réflecteur.

TYPES DE MOD (TYPES): A = acritarche, AM = amorphe, C = chitinozoaire, E-MI = épi à méso-impronite, G = graptolite, N = fragment noir indéterminé, PYR. ASP. = pyrobitume asphaltique, S = scolécodonte, SP = sphérulite de bitume.

GEOCHIMIE ORGANIQUE (GEOCH):

COT=carbone organique sur roche totale.

C. RATIO=carbone ratio

H/C = rapport atomique H/C, O/C = rapport atomique O/C, II = kérogène de type I, III = kérogène de type III.

EXTRAITS ORGANIQUES (EXTRAITS): AR = aromatique, AS = asphaltène, R = résine, S = saturé.

GAZ ADSORBES (G.A.):

C1 = méthane, C2 = éthane, C3 = propane, GAZ T. = gaz totaux.

ZONES DE MATURATION pour la MOD, la GEOCH. ou les G.A. (ZONES):

IMM.= immature, TR. = transition, MAT. = mature, FHP = fenêtre à huile potentielle, GC = gaz à condensats, GS= gaz sec, STR= stérile.

Tableau 1.1C

P U I T S	T INDICATEURS E & C ZONES MAT.		NOMS DES FORMATIONS				
	ROMAINE		MINGAN	MTY-L.P.T	VAUREAL	BEC.-E. B.	GUN RIVER
	ARG. MINERAL. I. AIGU ZONES	I-I/S 0,72 C		I-CI/S 0,48 C	I-C-S-I/S 0,36-0,68 C		I-C-S-I/S 0,6 C
S A N D T O P	MOD TYPES L.T. ICA ZONES	2,4 TR.	2,4 TR.	2,4 TR.	1,8-2,4 TR.	1,6 IMM.	1,6 IMM.
	MOD TYPES L.R. P.R. ZONES		PYR. ASP. 0,4 TR.	PYR. ASP. 0,45-0,65 TR-MAT.	PYR. ASP. 0,5-0,65 TR-MAT.		PYR. ASP. 0,4 TR.
	GEOCH COT H/C O/C TYPE MOD ZONES	<0,02	<0,02	0,26-1,14 1,23 0,08 II MAT.	0,05-0,07	0,06-0,16	0,05

Tableau 1.1D

C O U P E S D E S U R F A C E	TECH. INDICATEURS & ZONES MAT.		NOMS DES FORMATIONS				
	VAUREAL	ELLIS BAY	BECSCIE	GUN RIVER	JUPITER	CHICOTTE	
	ARG. MINERAL. OUEST I. AIGU ZONES	I-I/S-C 0,35-1,2 C-A	I-C(a)-I/S 0,65-1,0 C	I-I/S-C(r) 0,7-1,2 C	I-I/S-C(r) 0,9 C	I-I/S(a) 0,5-1,5 O-C	ILLITE 1,0
	MINERAL. EST I. AIGU ZONES	I-C(a) 1,4-1,8 D	C(a)-I 1,4-1,8 D	I-I/S-C(r) 1,3-1,4 D	I-I/S-C(r) 1,1-1,4 D-C		
	MOD ICA L.T. ZONES	1,5-2,5 IMM.-TR.	1,5-2 IMM.-TR.	2 IMM.-TR.	2- IMM.-TR.	2 MM.-TR.	
	MOD P.R. L.R. ZONES	0,4-1,25 TR.-MAT.	0,5-0,6 0,4 MAT. IMM.	0,35 IMM.	0,85 MAT.		
	GEOCH COT H/C O/C TYPE MOD ZONES	0,02-0,2 1,15 0,11 II TR.-MAT.	0,02-0,25	0,06-0,10	0,1		

TABLEAU 1.1C - D. Indicateurs et zones de maturation thermique du puits SANDTOP no 1 (C) et des coupes de surface sur l'île d'Anticosti (D). Tiré de Petryk, 1981d.

1.2.4.3 Discussion sur les argiles

La minéralogie des argiles semble être fortement liée aux unités stratigraphiques. Pour étoffer cette affirmation, les phases argileuses essentielles observées dans les séries de l'île d'Anticosti sont discutées individuellement.

A) La chlorite

Dans les puits, la chlorite est surtout abondante dans la Formation de Vauréal. Après l'illite, elle est le second minéral en importance dans les formations du puits ARCO et Sandtop sauf dans les Formations indifférenciées de Jupiter - Chicotte au sommet du puits ARCO et dans la Formation de Romaine du puits Sandtop. Dans NACP, puits voisin et ayant la même stratigraphie que le puits ARCO, la chlorite est observée en petite quantité dans la Formation de Vauréal (Tab. 1.1A).

Comme les auteurs de ces études l'ont mentionné, la proximité d'une source terrigène (Formation d'Ellis Bay) ou un approfondissement du bassin (Formation de Vauréal) est la cause de la distribution particulière de la chlorite dans les formations les plus terrigènes des puits ARCO et Sandtop.

Par contre, la minéralogie presque sans chlorite du puits NACP, peut s'expliquer par un approvisionnement en argiles différent (source différente), un plus grand éloignement de la source ou des conditions de circulation des solutions différentes au cours de la diagenèse. En effet, la diagenèse peut tout aussi bien favoriser le développement de la chlorite que de l'illite. Par contre, dans des milieux carbonatés, comme c'est ici le cas, l'héritage est le mécanisme fondamental qui contrôle la minéralogie des argiles (Milot, 1964).

D'après les auteurs du puits NACP, la maturation thermique n'est pas assez poussée pour oblitérer l'empreinte du détritisme et du facies sur la minéralogie des argiles. Les variations observées sont interprétées comme des changements de type d'érosion à la source (INRS-Pétrole, 1976).

Le problème d'absence de la chlorite se pose une fois de plus dans les coupes de surface (Tab. 1.1D). En effet, la chlorite est le second minéral en importance dans la Formation

d'Ellis Bay. Dans la Formation de Vauréal elle vient en troisième rang. Cette formation n'affleure que le long de la rive nord de l'île d'Anticosti (Fig. 1.1A), la distribution régionale de ce minéral en surface et en subsurface suggère une province à illite au nord d'une ligne est-ouest passant au sud du puits NACP et une province à chlorite plus au sud, représentée par les puits ARCO et Sandtop. Dans l'état actuel de nos connaissances, aucun élément de la géologie structurale ou de la paléogéographie de l'île d'Anticosti n'explique cette distribution de la chlorite dans la Formation de Vauréal.

B) Les interstratifiés illite-smectite et indice d'aigu de l'illite

La distribution des interstratifiés illite-smectite est encore plus problématique. En effet, en plus d'être le reflet des conditions d'altération à la source et de sédimentation dans le milieu de dépôts (Millot, 1964), ces argiles sont des indicateurs de maturation (Fig. 1.7). Or, elles sont presque aussi abondantes à la base de la stratigraphie (Formations de Macasty, de Mingan et de Romaine) qu'au sommet, dans la Formation de Jupiter (Tabs 1.1A, D).

C) La smectite et la pyrophyllite

La smectite, dans la Formation de Vauréal du puits NACP, mais surtout dans la Formation de Gun River du puits Sandtop, et la pyrophyllite dans la Formation de Romaine du puits ARCO sont peut-être les meilleurs repères argileux de la maturation thermique dans cette série. La smectite indique que le début de la génération d'huile est tout au plus commencé (Kübler et al., 1979; Monnier, 1982), bien que cette théorie peut être discutée (Héroux et al., 1979). La pyrophyllite indique que l'anchimétamorphisme (Kübler et al., 1979; Monnier, 1982) ou peut-être l'épizone est atteinte (Robert, 1985) (Fig. 1.7).

Entre ces deux points de repère, la minéralogie des argiles laisse place à une grande part d'interprétation et donne presque systématiquement un niveau de maturation thermique plus élevé que les indicateurs organiques. Le fait que les argiles donnent le maximum du niveau de cuisson possible atteint par une série est peut-être la cause de cette problématique.

D) L'indice d'aigu de l'illite

Les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sont intimement corrélées à celles de la teneur en interstratifiés illite-smectite dans les puits ARCO et NACP (Tabs 1.1A et B). Elles montrent toutes deux des variations parallèles en fonction de la stratigraphie. Dans le puits Sandtop et dans toute la série de surface, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sont aléatoires, tant dans l'est que dans l'ouest. Toutefois, dans une même formation, cet indicateur présente des valeurs moindres dans la partie est de la série que dans la partie ouest. Le niveau de maturation thermique de la partie occidentale de l'île d'Anticosti est donc plus élevé, niveau de la catagenèse surtout, alors que dans la partie orientale il appartient à la diagenèse (Tab. 1.1D).

La seule conclusion possible est que la majorité des roches n'ont pas dépassé la catagenèse.

1.2.4.4 Discussion sur la matière organique dispersée

Les travaux portant sur la matière organique dispersée concernent essentiellement l'étude de sa fraction solide (kérogène). Quelques analyses d'extraits organiques et de gaz adsorbés ont été faites dans le puits ARCO. Les données sont fragmentaires et dans le cas des extraits organiques, les contaminations conduisent à des résultats douteux (INRS-Pétrole, 1974).

La première information importante sur la matière organique est apportée par le carbone organique sur la roche totale (COT). Bien que sans valeur comme indicateur de maturation, les valeurs inscrites dans les quatre parties du tableau 1 indiquent que, pour un shale, la Formation de Macasty est la seule unité assez riche en matière organique pour avoir un potentiel roche mère. Sa teneur moyenne en carbone organique est élevée (1,03 à 4,11%). Le reste de la série est très pauvre (COT moyen pour: ARCO = 0,15%, NACP = 0,22%, Sandtop = 0,09%, surface = 0,08%).

A) Carbone ratio

Les analyses de carbone ratio (C.RATIO: Tableau 1.1A) (INRS-Pétrole, 1974,1976) et quelques analyses élémentaires (H/C, O/C: Tableau 1.1B et C) (Petryk, 1981d) sont les principaux indicateurs géochimiques pouvant servir à estimer la maturation thermique de l'île d'Anticosti.

Bien que les valeurs du carbone ratio croissent assez régulièrement avec la profondeur dans le puits ARCO, les valeurs trouvées sont, vis-à-vis les échelles de la figure 1.7, difficilement comparables avec les valeurs des autres indicateurs et les zones de maturation suggérées dans ces tableaux.

Dans le puits NACP, la Formation de Macasty et la Formation de Vauréal (cinq valeurs sur onze) montrent les seules valeurs de carbone ratio qui soient compatibles avec les autres indicateurs organiques et la zonation de la maturation thermique suggérée dans le tableau. Toutefois, le changement de nature de la matière organique n'est probablement pas la seule cause expliquant les valeurs anormalement faibles au-dessus de la Formation de Macasty et la brusque chute des valeurs en-dessous (Tab. 1.1B). Bien que cet indicateur varie en fonction de la matière organique et de la maturation thermique (Héroux et al., 1979; Tissot et Welte, 1984), la comparaison des profils du carbone organique et du carbone ratio dans INRS-Pétrole (1976) montre une corrélation positive entre ces deux variables. Ceci suggère que le principal problème serait d'ordre analytique. La pauvreté des échantillons en carbone organique serait donc la cause principale de ces faibles valeurs du carbone ratio.

B) Les analyses élémentaires (C H O N S)

Les analyses élémentaires, faites dans le puits Sandtop et les coupes de surface (Petryk, 1981), permettent de tenir compte de la nature de la matière organique. Mais les analyses fiables sont peu nombreuses.

Le principal problème posé par ce type d'analyse est l'extraction du kérogène de la gangue minérale. Bien que les silicates soient facilement dissous, les sulfures le sont beaucoup plus difficilement. La pyrite surtout est souvent si intimement liée à la matière organique dispersée qu'elle ne peut être éliminée. Le pourcentage de cendre, après pyrolyse dans l'analyseur élémentaire, permet de diagnostiquer sa présence. Si ce pourcentage dépasse 15 ou 20%, la teneur en oxygène est vraisemblablement faussée et le rapport atomique O/C, indispensable pour identifier le type de kérogène sur un diagramme de van Krevelen, l'est aussi. Or, la plupart

des analyses élémentaires dans Petryk (1981: Tableau 1.4) montrent des teneurs en cendre plus grandes que 30%.

Conséquemment, la géochimie du kérogène de ce bassin est connue par deux analyses: une dans la Formation de Macasty (puits Sandtop) et une dans la Formation de Vauréal en surface. Placés sur un diagramme de van Krevelen, les rapports atomiques des tableaux 1.1C et D suggèrent un kérogène de type II probablement mature.

C) La coloration des palynomorphes et des autres organoclastes

Bien que réalisées sur les mêmes échantillons, les observations pétrographiques de la matière organique dans les trois études du tableau 1.1 ont été faites sur deux types de préparations: celle en lumière transmise et celle en lumière réfléchie.

Dans le puits NACP (Tab. 1.1B) et dans les tableaux 1.1C et D, l'identification des types de matière organique observés en lumière transmise n'est pas mentionnée mais les auteurs indiquent que les valeurs de la coloration sont basées sur la couleur des acritarches, les spores étant absents. Les auteurs de ce rapport appliquent les échelles de Correia (1967) et Staplin (1969), basées sur la coloration des spores, à un palynomorphe d'aspect semblable.

Les conclusions tirées de la coloration des acritarches et de la réflectance des tableaux 1.1B à D sont essentiellement les mêmes. Dans le puits ARCO (Tab. 1.1A), l'indice de la coloration est basé sur ces acritarches dans la moitié supérieure du puits et sur les amorphogènes dans l'autre moitié. Dans cette dernière partie du puits, les valeurs de coloration sont en bout d'échelle. La matière organique est amorphe (AM) ou noire (N). C'est d'ailleurs le seul intervalle du puits où les colorations sont appariées avec des mesures de réflectance (épi et méso-impsonites en lumière réfléchie). Toutefois, il est probable que la zonation de la base du puits est surtout basée sur les pouvoirs réflecteurs des impsonites. En effet, même si la matière amorphe est le meilleur type de kérogène pour étudier la coloration (Correia, 1969), il devient impossible de raffiner l'indice de coloration lorsque la matière organique devient trop foncée (5 dans le tableau). Cet exemple met en évidence le premier problème que pose la

coloration : l'étendue limitée de la gamme de maturation quantifiable avec la coloration d'un type de matière organique.

Stades de maturation de la MOD	altération des		temp °C	hydrocarbures associés
	Conodontes (CAI)	Acritarches (AAI)		
immature	<1,5	jaune clair (1)	<60	gaz précoces
marg. mature		j. clair-pâle (2)		à humides
	2	j. pâle-orangé (3)		huiles lourdes
mature	2,5	orang-brun f. (4)	90	ou légères
		noir (5)		et
	3		120	gaz humides
supramature	4	désintégrés	185	gaz sec

Tableau 1.2. Comparaisons entre les valeurs des indices de coloration des conodontes (CAI) et des acritarches (AAI), pour les diverses zones de transformation des matières organiques dispersées (MOD) en fonction de la maturation thermique et des hydrocarbures associés. Ces échelles sont de Legall et al. (1981).

A maturation équivalente, la coloration des acritarches est différente de celle des spores et des pollens (Legall et al., 1981, p. 508). Les acritarches sont des algues unicellulaires (Tissot et Welte, 1984, p. 23). Si les acritarches ont la composition chimique des autres algues (kérogène de type I: sapropélique - algaire), et non pas celui de l'exine des spores (kérogène de type II: produit par des plantes supérieures), il est très probable que l'indice des deux précédents auteurs, appliqué à la couleur des acritarches, sous-estime le degré de maturation thermique dans la tranche de températures qui précède le milieu de la fenêtre à huile potentielle. Par contre, la désintégration précoce des acritarches au-delà de la zone à condensats, ferait surestimer la maturation thermique. En effet, la décomposition thermique de la matière

organique de type I demande plus d'énergie pour s'amorcer et les pouvoirs réflecteurs de la vitrinite sont plus élevés (Tissot et Welte, 1984). Dans la zone supramature les algues ne sont plus reconnaissables.

L'absence d'étalonnage spécifique aux acritarches a été soulevée par Legall et al. (1981). Nowlan et Barnes (1985) ont voulu interpréter l'histoire thermique de la Ceinture appalachienne, des bassins d'avant-pays et de la plate-forme du Saint-Laurent, par l'indice de la couleur d'altération (CAI) des conodontes. Le tableau 1.2, tiré de Legall et al. (1981) permet de comparer cette coloration avec celle des acritarches et de situer la valeur de ces deux indicateurs par rapport aux zones de formation des hydrocarbures et aux stades de maturation de la matière organique de la figure 1.7.

Appliqué comme indicateur de maturation sur les îles d'Anticosti et de Mingan, ce CAI montre que la série observée en surface est partout immature (CAI =1, $T < 50^{\circ}\text{C}$; Nowlan et Barnes, 1985).

D'après Legall et al. (1981), l'échelle des acritarches (Tab. 1.2) est beaucoup plus courte que celle des spores (Fig. 1.7). Les acritarches seraient noirs dès la fin de la fenêtre à huile potentielle. Le problème touchant l'étroite gamme de la maturation thermique quantifiable avec la coloration des acritarches est ainsi aggravé. Par contre, la zone propice aux hydrocarbures liquides dans le puits ARCO (Fig. 1.6) est sensiblement élargie, ce qui donne un résultat plus optimiste que la réflectance. Ceci met en évidence l'absence d'un calibrage adéquat entre la coloration des acritarches et la réflectance de la vitrinite.

D) Réflectométrie

Dans le puits ARCO (Fig. 1.6), les mesures de réflectance sont faites sur des pyrobitumes asphaltiques (épi à méso-impsonite) (Tab. 1.1A). Ces impsonites sont observées dans un intervalle de profondeur où les observations en lumière transmise notent la présence d'amorphogènes (AM) et de fragments noirs (N). Les mesures de pouvoir réflecteur prises sur ces fragments noirs sont alors très peu nombreuses (entre 3 et 24 par échantillon, moyenne

de 8). Les zooclastes, identifiés en lumière transmise dans la moitié supérieure du puits, ne sont pas observés.

La matière organique observée dans le puits NACP (Fig. 1.6) est surtout constituée par des chitinozoaires et des sphérulites de bitume. Bien que l'échelle de maturation thermique basée sur le pouvoir réflecteur des chitinozoaires ne soit pas encore établie, l'auteur croit que ces zooclastes sont aussi sensibles à la diagenèse que la vitrinite. Même si le nombre de mesures par échantillon est plus grand (entre 14 et 37, moyenne de 21) que dans le puits ARCO (Fig. 1.6), les histogrammes de réflectance sont construits indifféramment avec les deux types de matière organique observés (INRS-Pétrole, 1976, p. 41). Seuls les coeurs hautement réfléchissants des sphérulites de bitume sont exclus.

Dans le puits Sandtop et les échantillons de surface (Tabs 1.1C et D), les mesures de réflectance sont prises sur de la matière organique identifiée comme des pyrobitumes peu évolués. L'importance de la variation des valeurs de la réflectance, le caractère aléatoire des valeurs moyennes du pouvoir réflecteur en fonction de la position stratigraphique des spécimens, tant en surface qu'en subsurface, laissent supposer que les résultats illustrés dans les tableaux 1.1C et D ne tiennent pas compte de la diversité des types de matière organique présents. La variation des réflectances moyennes dépend probablement de la proportion relative des constituants dans chaque échantillon, chacun des types de matière organique pouvant avoir un pouvoir réflecteur qui lui est spécifique (Bertrand, 1985).

Les travaux de Robert (1973) montrent que la réflectance des pyrobitumes est comparable à celle de la vitrinite dans la gamme des valeurs comprises entre 1 et 2%. Si cette règle s'applique au bassin de l'île d'Anticosti, la zonation suggérée dans le puits ARCO (Tab. 1.1A) est approximativement correcte. Dans le puits NACP (Tab. 1.1B), une corrélation avec les zones de formation d'hydrocarbures basée sur la réflectance de la vitrinite, est approximative car le pouvoir réflecteur des bitumes solides (Robert, 1973) et des chitinozoaires n'est que comparable à celui de la vitrinite (Alpern, 1980; Bertrand et al., 1985). Par contre, l'interprétation des puits Sandtop et des échantillons de surface (Petryk, 1981d) est discutable, car la série semble beaucoup moins mature.

Dans Bertrand (1985), une étude réflectométrique faite sur des fossiles organiques bien différenciés (chitinozoaires, graptolites et scolécodontes), montre des courbes de réflectance croissantes avec la profondeur dans trois des cinq puits étudiés (LGPL, NACP et ARCO: Fig. 1.6). En surface, les réflectances calculées des chitinozoaires sont estimées à 0,78 % (LGPL) et à 0,62 % (ARCO); pour la profondeur maximale où les chitinozoaires sont observés, les réflectances sont de 1,8% (1,6 Km) et de 3% (3,0 km).

Les réflectances des chitinozoaires au sommet des puits LGPL et ARCO sont semblables à celles de la Formation de Vauréal du puits NACP. Par contre, elles sont différentes de la réflectance des pyrobitumes indifférenciés (mésio-impsonites) qui les accompagnent. A trois km de profondeur, la réflectance des chitinozoaires dans le puits ARCO est aussi sensiblement plus élevée que celle des mésio-impsonites (INRS-Pétrole, 1974, 2,0%: Tableau 1.1A).

En résumé, les principaux éléments de la problématique de ce bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent sont: la variété des types de matière organique observés dans cette série, l'absence de calibrage de la réflectance entre ces types de matière organique, l'absence d'abaque qui permettrait de les rapporter à la réflectance standardisée de la vitrinite, notre ignorance des corrélations existant entre la réflectance de ces matières organiques et la valeur des autres indicateurs de maturation thermique et, bien sûr, l'absence de toute synthèse régionale de la maturation thermique de l'île d'Anticosti, pouvant conduire à l'établissement de cartes d'iso-maturation ou d'un modèle tri-dimensionnel de la zonéographie de la maturation thermique.

1.2.5 Travaux suggérés pour répondre à la problématique des évaluations antérieures de la maturation thermique

Nous avons fait un inventaire des données, des problèmes de corrélations entre les indicateurs et des difficultés que nos prédécesseurs ont eu pour tirer des conclusions sur la maturation thermique de l'île d'Anticosti. Il nous apparaît que ces problèmes peuvent trouver solution si une révision générale est entreprise par des analyses supplémentaires en minéralogie des argiles, en géochimie et en pétrographie de la matière organique et par une interprétation globale de ces données en terme de zonéographie de la maturation thermique.

1.2.5.1 Echantillonnage

Afin de pouvoir comparer les indicateurs de maturation thermique, la même gamme d'analyses est effectuée sur tous les échantillons. Ceux-ci sont aussi récoltés de façon à minimiser les effets lithologiques.

Afin d'obtenir une vision tri-dimensionnelle de la maturation thermique de l'île d'Anticosti, les échantillons de surface récoltés sont répartis sur toute sa superficie, et non sur des coupes géographiquement limitées. En plus des trois puits déjà étudiés (Tabs 1.1A - C), deux nouveaux puits pétroliers, LGPL et LGCP (Fig. 1.6), sont échantillonnés. Ceci permet de couvrir l'île d'Anticosti d'ouest en est et du nord au sud.

1.2.5.2 Minéralogie des argiles

Les nombreuses analyses d'argiles (185), dont certaines sur les mêmes échantillons que dans les travaux antérieurs, sont faites sur des lames naturelles (séchées à l'air), sans saturation. Des analyses sur préparation glycolée sont indispensables pour identifier et quantifier les principaux minéraux argileux indicateurs de maturation thermique (interstratifiés illite-smectite, attapulgite, smectite, interstratifiés chlorite-smectite, corrensite). Ce type de préparation permet d'ajouter à l'indice d'aigu de l'illite, d'autres indicateurs: l'indice d'aigu de l'illite sur lame glycolée et le taux de gonflant dans l'interstratifié illite-smectite. Ces analyses d'argiles sont donc faites pour tous les échantillons.

Une zonéographie tri-dimensionnelle des principaux indicateurs de maturation thermique ci-haut mentionnés est élaborée et une caractérisation sommaire de la chlorite est discutée.

1.2.5.3 Géochimie de la matière organique dispersée

Les séries de ce bassin étant pauvres en matière organique, la technique à utiliser doit éliminer les problèmes d'extraction et de la concentration du kérogène. Les résultats doivent permettre de tenir compte à la fois des variations de la nature et de la maturation thermique de la matière organique.

Le type d'analyse suggéré est la pyrochromatographie (Rock Eval: Espitalié et al., 1977). Idéalement, elle peut être faite sur la roche brute. Cette méthode est abondamment documentée dans la littérature et elle fournit plusieurs indicateurs de maturation thermique.

Une zonéographie de la valeur de ces indicateurs permettra d'infirmer ou de corroborer, de façon indépendante, celle de la minéralogie des argiles et celle obtenue de la pétrographie de la matière organique.

1.2.5.4 Pétrographie de la matière organique

L'étude de la matière organique est privilégiée pour évaluer la maturation thermique de nos séries. Ce choix est retenu, parce que mis à part certains phénomènes d'altération, les propriétés optiques de la matière organique (réflectance, couleur, fluorescence, etc...) sont moins sujettes au rétro-morphisme ("thermomètre" à maxima). De plus, contrairement aux méthodes dites aveugles, la pétrographie permet de discerner l'effet de la nature des matières organiques sur l'évolution des propriétés optiques qui pistent la maturation thermique.

La réflectance est plus quantifiable et la plus objective des propriétés énumérées. Elle est, à notre avis, la méthode la plus adaptée à ce bassin.

La première étape de cette recherche vise à améliorer l'identification des matières organiques et, par conséquent, à bonifier l'évaluation de la maturation thermique faite avec des pouvoirs réflecteurs. Plusieurs auteurs ont identifié ce problème (Kübler et al., 1979; Héroux et al., 1979). Une méthode a été mise au point pour observer, en lumière transmise, réfléchie et fluorescente, le même fragment de matière organique. Cette méthode (Bertrand et al., 1985)

permet l'identification précise du fragment de matière organique sur lequel est prise une mesure de réflectance. Il devient alors possible de comparer l'évolution de divers types de matière organique en fonction de l'enfouissement des séries. Cette méthode a été testée dans cette région. Les résultats de cette première étape des travaux (Bertrand, 1985), qui compare la réflectance de plusieurs sortes de zooclastes ayant l'aspect de la vitrinite en lumière réfléchie, sont qualitativement confirmés par les travaux de Goodarzi (1984, 1985) sur une série de Turquie.

La construction de courbes et de surfaces d'iso-réflectance pour un ou plusieurs types de zooclastes permet d'obtenir un excellent modèle de la zonéographie de la maturation thermique. Ces zooclastes doivent être observés dans tous les échantillons servant à construire le modèle. Si l'un d'eux est absent dans un échantillon, leur réflectance doit pouvoir être estimée à partir de celle des autres. Ce modèle est par la suite comparé avec celui de la minéralogie des argiles et de la pyrolyse programmée.

1.2.5.5 Conclusions sur la problématique dans l'île d'Anticosti

Les principaux problèmes qui se dégagent de l'analyse de la littérature sur la maturation thermique de l'île d'Anticosti sont: l'incohérence entre les interprétations en fonction des indicateurs ou des travaux, l'absence de vitrinite ou d'indicateur standardisé par rapport à la réflectance de ce macéral, l'absence de toute synthèse zonéographique. Ils seraient en partie résolus si nous pouvions répondre à ces quatre questions:

- 1) Quels sont les types de matière organique observés dont la réflectance peut servir d'indicateur fiable de la maturation thermique?
- 2) Quel est le niveau de maturation thermique atteint par ces séries, tant en surface qu'en subsurface?
- 3) Ce rang est-il confirmé par les indicateurs de la maturation thermique des minéraux argileux et de la géochimie du kérogène, ces derniers devant tenir compte de la nature de la matière organique?

4) Les courbes ou surfaces d'iso-réfectance de ces matières organiques ou de la vitrinite équivalente, ajoutées aux connaissances de la géologie structurale, de la stratigraphie et de l'histoire de la sédimentation de l'île d'Anticosti, permettent-elles de comprendre l'histoire de la zonéographie thermique, de cerner les facteurs qui l'ont modelée et d'évaluer le potentiel en hydrocarbures du bassin.

AGE	LOGAN 1844 -1863	McGerrigle 1950	Cumming 1961	Burk 1964	Bourque 1975 1977	Amyot 1984
DEVONIEN	Grès de Gaspé *	Malbaie (Alcock 1935)	Battery Point	non étudié	non étudié	Malbaie
		Battery Point (Jones 1936)				Battery Point
		York River (Williams 1910)	York River			York River Mb Anse-à-Brillant (Brisebois 1981)
		York Lake (Jones 1936)	York Lake			York Lake
		Fortin *	Fortin			Fortin
	Calcaires de Gaspé *	8	Grande Grève (Ami 1900; Clarke 1908)	Grande Grève	Grande Grève	Indian Cove (Lespérance 1980)
						Shiphead (Lespérance 1980)
		6	Cap-Bon-Ami (Ami 1900; Clarke 1908)	Cap-Bon-Ami	Cap-Bon-Ami	Forillon (Lespérance 1980)
		5			Indian C.R.	C.R.
		4			Point* Q.R.	Indian Q.R.
		3			(Sch. & Dart 1926) P.P.	Point P.P.
		2	Saint-Alban (Ami 1900; Clarke 1908)	S a i n t - L é o n * (Crickmay 1932)	R.C.	R.C.
		1			Roncelles	Roncelles
SILURIEN	non étudié	Couches de Griffon Cove River (Kindle 1938)	Griffon Cove River	Griffon Cove River	West Point* (Sch. & Dart 1926)	West Point
		diverses séries	Owl Cape * (Schuchert et Dart 1926)	Mb Cedar Barn * Mb Owl Cape	Gascons* Griffon Cove River	Gascons Griffon Cove
					Mb C. Barn Mb Qwl Cape	Mb C. Barn Mb Q. Cape
			Burnt Jam Brook*	Burnt Jam Brook	Mb Ruis. Louis*	Mb R. Louis
		White Head (Schuchert et Cooper 1930)	White Head	White Head	Laforce *	Laforce
					Laforce	Laforce
ORD.		White Head (Schuchert et Cooper 1930)	White Head	White Head	Sources (Lespérance & Bourque 1970)	White Head
CAMB. ORD.	Groupe de Québec *	Cap-des-Rosiers (Kindle 1938)	Cap-des-Rosiers	Cap-des-Rosiers	Cap-des-Rosiers	Supergroupe de Québec

FIGURE 1.8

1.3 GEOLOGIE DU NORD-EST DE LA GASPESIE

1.3.0 Revue de la littérature

Les premiers travaux géologiques en Gaspésie sont faits par Logan à partir de 1843. Il avait comme mission de faire l'investigation du potentiel en charbon de la péninsule gaspésienne. D'abord publiés sous une forme préliminaire en 1844, les résultats de ses travaux sont traités dans son ouvrage "Geology of Canada" (Logan, 1863).

De grandes divisions lithostratigraphiques, Grès de Gaspé, Calcaires de Gaspé, Groupe de Québec (Fig. 1.8), sont définies et mesurées. Elles sont encore utilisées de nos jours. Elles sont divisées en seize unités informelles. Ces assises correspondent, en partie, aux divisions (membres ou formations) utilisées dans la nomenclature actuelle (Fig. 1.8).

Jusqu'à la fin du siècle dernier, les travaux qui suivent ceux de Logan cartographient et précisent l'âge de ces unités. Mentionnons ceux de Dawson (1872) sur la paléobotanique des Grès de Gaspé, ceux de Billings (1874) sur la paléontologie des invertébrés des Grès et des Calcaires de Gaspé, et ceux de Ellis (1884) en cartographie. Positionner la limite entre le Silurien et le Dévonien est un des objectifs majeurs de ces travaux. Ces auteurs la situent entre les unités 2 et 6 des Calcaires de Gaspé.

Figure 1.8. Historique de la nomenclature stratigraphique¹ dans le nord-est de la Gaspésie.

¹ * : indique que l'auteur en entête est le fondateur de l'unité stratigraphique. () : donne le nom de l'auteur fondateur de l'unité stratigraphique. * et auteur entre () : indique que l'auteur en entête est le premier à importer d'une autre région ce nom d'unité dont l'auteur est entre parenthèses: aucune annotation indique que le nom de l'unité est emprunté d'un auteur précédent sans être modifié.

Les ages de la première colonne sont ceux d'Amyot 1984.

Mb devant un nom = membre, sinon, nom de formation.

Abréviations: C.R. = Membre de Cape Road, Q.R. = Membre de Quay Rock, P.P. = Membre de Petit Portage, R. C. = Membre de Rosebush Cove, Mb. C. Barn = Membre de Cedar Barn, Mb. O. Cape = Membre de Owl Cape, Mb Ruis. Louis = Mb R. Louis = Membre du Ruisseau Louis, Burnt Jam B. = Formation de Burnt Jam Brook.

Sch. & Dart 1926 = Schuchert et Dart 1926.

A partir du début du vingtième siècle, jusqu'à la synthèse de McGerrigle en 1950, de nombreux auteurs apportent leur contribution à la géologie de la Gaspésie. Ils donnent des noms formels aux assises de Logan (Fig. 1.8), et étudient les faunes de brachiopodes, de mollusques, d'ostracodes, de trilobites et de coraux qui permettent d'en préciser l'âge (Clarke, 1908; Schuchert et Twenhofel, 1910; Jones, 1935, 1936; Kindle, 1938).

Néanmoins, McGerrigle demeure le principal pionnier de la géologie du nord-est de la Gaspésie. Contrairement aux auteurs précédents qui étudient surtout le pourtour côtier de la péninsule, ce dernier dresse des cartes précises de toute la région. A partir de 1937, il révisé la lithologie des coupes étudiées par ses prédécesseurs, identifie les faunes fossiles et découvre des séries siluriennes inconnues à l'intérieur des terres. Par contre, il donne peu de noms formels à ses nouvelles séries (Fig. 1.8). Il les appelle Séries de la rivière Darmouth, de la rivière Saint-Jean, de la rivière du Portage, de la rivière Grande Rivière, du mont Alexandre et de Ladystep (McGerrigle, 1950).

En 1961, Cumming fait une révision de la stratigraphie de la région. Il s'attarde plus spécifiquement aux successions siluriennes trouvées dans la Bande du Nord et dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean. Il donne des noms formels de formations aux séries non-nommées de McGerrigle et leur assigne des âges (Fig. 1.8). Dans cet ouvrage, il intègre aussi les résultats des travaux de Russell (1947a) sur la péninsule de Forillon, publiés individuellement beaucoup plus tard en 1976, où sont donnés des noms de membre à toutes les divisions des Calcaires de Gaspé (Fig. 1.8).

La stratigraphie des roches siluriennes de toute la Gaspésie est à nouveau étudiée par Burk, en 1964. Appuyé sur des identifications paléontologiques d'ostracodes, de brachiopodes mais surtout de graptolites, respectivement faites par Berdan, Cooper et Cumming (Burk 1964, 1965), Burk révisé la stratigraphie du Silurien (Fig. 1.8) et propose aussi un schéma tectonostratigraphique de toute la péninsule.

Cette étude est critiquée par Boucot (1965) et Berry (1965) pour les âges assignés et pour une partie du schéma lithostratigraphique.

Cette controverse sert de point de départ à des travaux sur les séries du Silurien et du Dévonien basal qui, amorcés en 1967 (Lespérance et Bourque, 1970), sont poursuivis par Bourque jusqu'en 1977.

En 1975, ce dernier unifie dans un seul schéma, la lithostratigraphie de toutes les roches d'âge Silurien et Dévonien basal. Il étend au nord-est de la Gaspésie des formations originellement définies au sud de la péninsule, dans la baie des Chaleurs, par Schuchert et Dart (1926) (Fig. 1.8).

A partir d'une étude paléontologique détaillée des brachiopodes et de l'identification des graptolites fait par Lenz (1972), Bourque (1977) propose un schéma révisé de la stratigraphie des séries siluriennes et dévoniennes inférieures du nord-est de la Gaspésie (Fig. 1.8). Il caractérise les unités stratigraphiques par leur communauté de fossiles et il reconstitue l'histoire paléogéographique de ce bassin pour la période comprise entre le Llandovérien inférieur et le Gédinien supérieur.

La biostratigraphie des graptolites d'âge Silurien est revue par la suite en 1975 (Lenz, 1975) et la frontière entre le Silurien et le Dévonien est plus spécifiquement étudiée par Bourque et Lespérance (1970).

Les travaux de Burk (1964) et Bourque (1975 et 1977) touchent peu la partie supérieure des Calcaires de Gaspé (partie de la Formation de Cap-Bon-Ami et la Formation de Grande Grève). Après les travaux de Cumming (1961) et de Russell (1947), la paléontologie et la biostratigraphie de plusieurs classes d'invertébrés y sont étudiées par Boucot et al. (1967). Elles sont par la suite plus spécifiquement étudiées pour leurs brachiopodes (Boucot et Harper, 1968 et Harper et al., 1969) et leurs trilobites (Lespérance et Bourque, 1971). La palynologie des Formations de Cap-Bon-Ami et de Grande Grève, amorcée par Radford et McGregor (1954), est vue par McGregor et Owens (1966) et McGregor (1967). Finalement, une synthèse sédimentologique, bio et lithostratigraphique de ces calcaires, désormais groupés dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé (divisions 6 à 8 de Logan, 1863), est faite par Lespérance (1980a et b) (Fig. 1.8).

Dans les Grès de Gaspé (Fig. 1.8), de nombreux travaux sont faits en biostratigraphie et en paléontologie des invertébrés (Boucot et al., 1967; Boucot et Harper, 1968; Boucot et Johnson, 1967; Harper et al., 1969; Pageau 1969a; Russell, 1947), en paléontologie des vertébrés (Pageau, 1968, 1969a et b; Pageau et Prichonnet, 1976; Russell, 1947b, 1954), et en palynologie (INRS-Pétrole, 1975; McGregor, 1961, 1962, 1965a et b, 1967, 1973; McGregor et Owens, 1966; Scott et Rouse, 1961).

Un modèle de paléoenvironnements, sur la zone de passage entre les Calcaires et les Grès de Gaspé, est fait par Mason en 1971. La pétrographie, la sédimentologie et la paléogéographie des Formations de York River, Battery Point et Malbaie sont étudiées par Sikander (1976) et Thérout (1977). En 1976, Cant et Walker élaborent un modèle sédimentologique pour la Formation de Battery Point (Cant et Walker, 1976), puis le comparent avec celui d'une rivière actuelle (Cant, 1978). Le même type d'étude est répété pour les Formations de Malbaie et de Cannes de Roches (Rust, 1981, 1982). La nature du contact entre ces deux dernières formations, respectivement d'âge Dévonien et Carbonifère est plus spécifiquement étudiée par Rust (1976).

A partir de 1978, la géologie de toute la région, non revue dans son ensemble depuis McGerrigle (1950), est reprise par Brisebois. Il refait d'abord la carte de la région de Malbaie (Brisebois, 1979) puis celle de la région de Gaspé (Brisebois, 1981). Il révisé alors toute la stratigraphie du nord-est de la Gaspésie en y intégrant les résultats de Bourque (1977) et Lespérance (1980a). Il propose une division dans la Formation de York River, le Membre de l'Anse à Brillant (Fig. 1.8). Il observe que les éléments structuraux dominants de la région sont deux grandes failles parallèles du Bras Nord-Ouest et du Troisième Lac.

A la même époque, Béland (1980) étudie en détail la dynamique des failles majeures de la région. A partir de données sismiques de sondages pétroliers, Roksandic et Granger (1981) proposent une nouvelle interprétation structurale régionale du nord-est de la Gaspésie dans laquelle ces failles jouent un rôle majeur. Depuis l'interprétation de McGerrigle (1950), basée essentiellement sur des données de surface, peu de choses avaient changé.

Depuis Roliff (1952), le potentiel en hydrocarbures des Grès et des Calcaires Supérieurs de Gaspé est évalué par Skidmore (1970) et Sikander (1974, 1975). Dans le but de connaître le degré de métamorphisme et le potentiel d'hydrocarbures des séries du Paléozoïque supérieur des Provinces Maritimes du Canada, Hacquebard et Donaldson (1970) ont fait quelques analyses de réflectométrie sur des charbons des Grès de Gaspé.

Par la suite, des études géochimiques et pétrographiques de la matière organique et des minéraux argileux sont faites sur des échantillons de puits pétroliers traversant toute la série sédimentaire (puits Sunny Bank et York: INRS-Pétrole, 1972), puis sur plusieurs échantillons de surface des Grès de Gaspé (INRS-Pétrole, 1975). A partir de ces données et d'études de réflectométrie faites dans d'autres puits (Québec Oil, Tar Point), Sikander et Pittion (1978) font une première évaluation régionale du niveau de maturation thermique atteint par les séries de la Gaspésie.

Plus récemment, des évaluations régionales de la maturation thermique, mises dans leur contexte structural, sont faites dans les séries du Silurien et du Dévonien en subsurface (INRS-Géoressources, 1983) et dans les séries d'âge Cambrien à Ordovicien de la Ceinture taconique en surface (Islam et al., 1982). D'autres travaux de surface sont en cours (Nowlan et Barnes, 1985).

En 1984, Amyot revoit l'histoire de la nomenclature stratigraphique. Elle fait aussi une synthèse de la lithostratigraphie de la subsurface en étudiant la pétrographie des puits pétroliers les plus récents (Fig. 1.8).

Elle divise cette partie du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley en trois blocs tectoniques (Fig. 1.9) et elle propose un modèle de l'histoire de la sédimentation en relation avec cette tectonique.

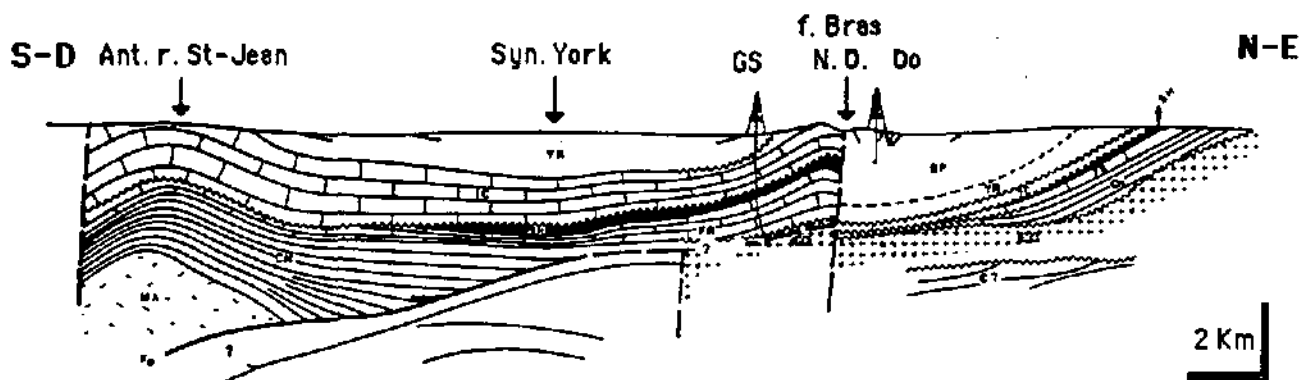
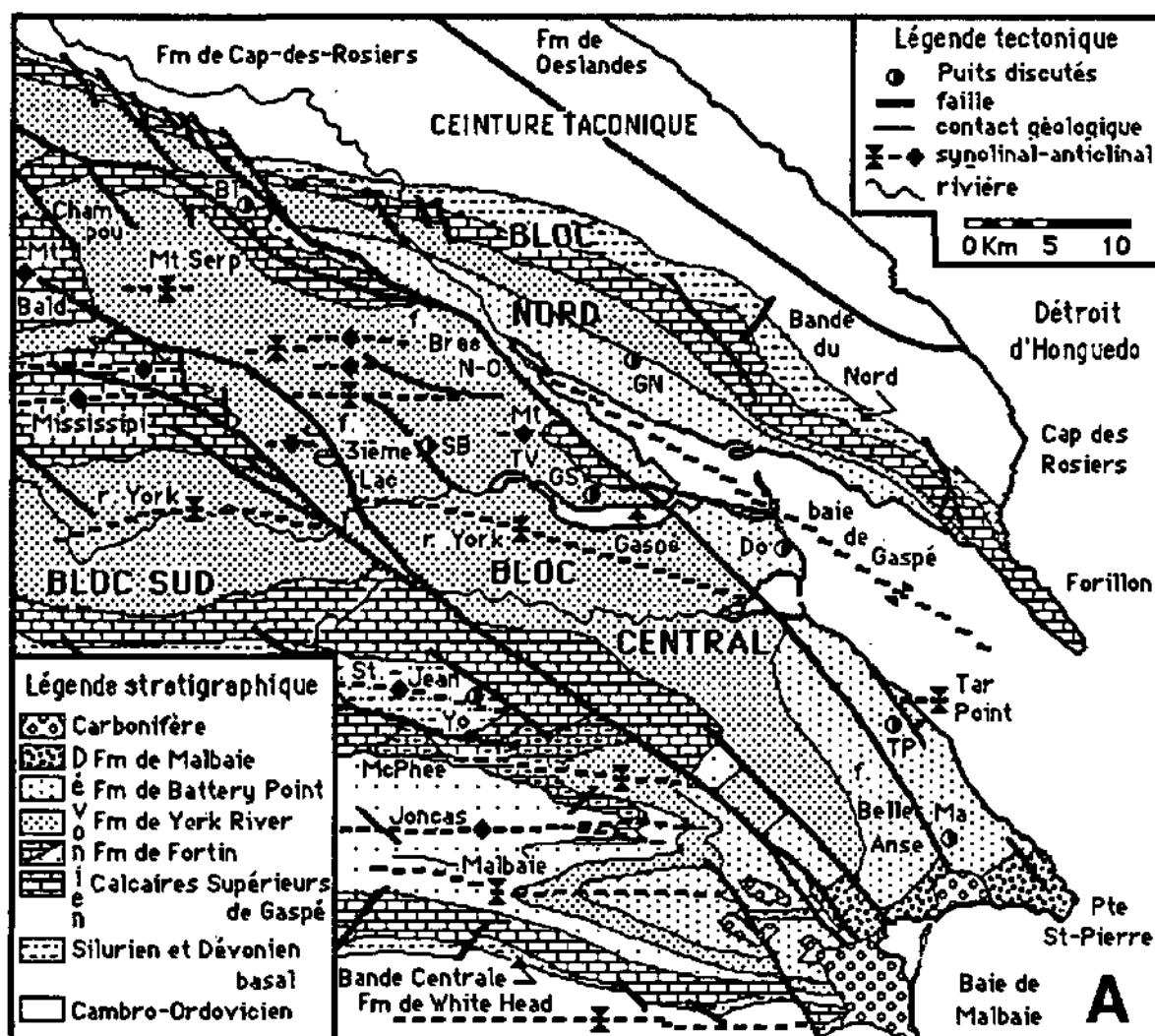


Figure 1.9 B

1.3.1 Tectonique du nord-est de la Gaspésie

Le nord-est de la Gaspésie est divisé en deux grandes unités tectoniques: la Ceinture taconique au nord, formée par des roches d'âge Cambrien à Ordovicien moyen (St-Julien et Hubert, 1975) et le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley (Cady, 1960), formé par des roches d'âge Silurien à Dévonien supérieur (Fig. 1.9). Ce dernier est limité au sud par l'anticlinorium d'Aroostook-Gaspé (Malo et Béland, 1985), autrefois d'Aroostook-Matapédia (Pavlides et al., 1964; Ayrton et al., 1969). Ces deux régions ont été impliquées dans deux phases majeures de déformation: l'orogénie taconique, à la fin de l'Ordovicien et l'orogénie acadienne au Dévonien supérieur. Les séries impliquées dans l'orogénie taconique sont reprises par l'orogénie acadienne (Roksandic et Granger, 1981).

Cette partie des Appalaches représente la zone de destruction de l'ancienne bordure continentale de l'est de l'Amérique du Nord, ou l'ouest de l'océan Iapetus, à la fin du Précambrien et au début du Paléozoïque (zone de Humber). Elle est recouverte par les séries plus jeunes du Paléozoïque inférieur à moyen (Willians, 1979).

Figure 1.9. Carte géologique (A) et coupe structurale (B) du nord-est de la Gaspésie¹.

Localisation des puits² mentionnés. Modifiée de Bourque, 1977; Brisebois, 1981; Roksandic et Granger, 1981; Islam et al., 1982, Amyot, 1984.

1 ABREVIATIONS DES NOMS:

Fm = formation, Mt Serp. = mont Serpentine, Mt TV = mont de la Tour de Télévision, Pte = pointe, r. = rivière, f. = faille, Fp = faille probable.

ABREVIATIONS DES NOMS DE FORMATIONS:

BP = Formation de Battery Point, YR = Formation de York River, IC = Formation d'Indian Cove, SH = Formation de Shiphead, FR = Formation de Forillon, CH = Groupe de Chalcurs, C = séries cambro-ordoviciennes.

² Explications des abréviations des puits: Yo = York, SB = Sunny Bank, GS = Gaspé Sud, Bl = Blanchet, Ma = Malbaie, TP = Tar Point, Do = Douglas, GN = Gaspé Nord.

1.3.1.1 La Ceinture taconique.

Cette série contient les roches les plus intensément déformées de la région. Elle appartient au Super-groupe de Québec et est divisée dans la figure 1.9 en deux unités structurales séparées par une faille.

Ces unités font partie du domaine externe des Appalaches. Complètement allochtones, elles sont limitées au nord par la ligne de Logan (St-Julien et Hubert, 1975).

L'inversion chronostratigraphique des unités tectoniques est la principale particularité de cet édifice structural. En effet, l'unité supérieure du point de vue structural est formée des roches les plus vieilles (McGerrigle, 1950; St-Julien et Hubert, 1975). D'après Béland (dans St-Julien et al., 1972), c'est aussi la formation la plus métamorphisée. D'autre part, les roches les plus jeunes sont situées en dessous de l'édifice.

1.3.1.2 Le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley

Cette seconde province du nord-est de la Gaspésie est au-dessus de la première. Elle en est séparée par une discordance angulaire très importante. Cette discordance a été causée par une période d'érosion qui a suivi l'orogénie taconique à l'Ordovicien supérieur (St-Julien et Hubert, 1975).

Le niveau de déformation est moins intense que celui de la Ceinture taconique. Les roches de ce synclinorium sont déformées par l'orogénie acadienne au Dévonien supérieur. Ce synclinorium a une structure complexe. Les failles de chevauchement (dynamiquement, cinématiquement et temporellement reliées) accompagnées de plis constituent l'essentiel de sa tectonique (Roksandic et Granger, 1981).

A) Les failles

Deux zones majeures de failles divisent ce synclinorium en trois blocs: les Blocs Nord, Central et Sud (Béland, 1980; Roksandic et Granger, 1981; INRS-Géoresources, 1983 et Amyot, 1984). Ces blocs ont des styles tectoniques différents. Ces zones de failles ont une direction nord-ouest sud-est. La faille la plus au sud est appelée la faille du Troisième Lac (Fig. 1.9A: f. 3ième Lac). La faille la plus au nord porte deux noms (Brisebois, 1979). Le

tronçon nord-ouest est appelé la faille du Bras Nord-Ouest (Fig. 1.9A: f. Bras N-O). Il se prolonge au sud-est par la faille de Belle Anse (Fig. 1.9A: f. Belle Anse) qui n'est pas observée, mais qui peut être déduite du changement d'attitude des strates de 90 degrés de part et d'autre d'une zone de faille (Brisebois, 1979). D'après cet auteur, une autre branche de la faille se perdrait dans la baie de Gaspé (Fig. 1.9A).

La faille du Bras Nord-Ouest a joué un rôle important lors de la sédimentation. Dans le Bloc Central, sous la baie de Gaspé Sud, une épaisse série des Calcaires Supérieurs de Gaspé et une mince tranche du Groupe de Chaleurs reposent en discordance sur les roches du Supergroupe de Québec. Du côté nord de la faille, sous la baie de Gaspé Nord, cette série est d'abord très mince, puis elle s'épaissit vers le nord (Roksandic et Granger, 1981). Cette structure est interprétée comme un paléo-relief, d'origine structurale (paléo-relief de Douglas: Roksandic et Granger, 1981).

Une autre zone haute, associée à des failles normales, est observée entre le Bloc Sud et l'anticlinorium d'Aroostook-Gaspé dans l'est de la Bande Centrale (Fig. 1.9A). Cette zone haute met en contact les Calcaires Supérieurs de Gaspé avec le Groupe de Matapédia alors qu'à l'est ou à l'ouest une épaisseur plus ou moins importante du Groupe de Chaleur s'interpose de part et d'autre de cette zone haute (Brisebois, 1981). Ces failles normales ont, par la suite, servi de rampe tectonique aux chevauchements.

En effet, d'après Béland (1980), la faille du Bras Nord-Ouest est une faille de chevauchement et de décrochement dextre. Elle est faite de segments ayant deux orientations prédominantes: est-sud-est et sud-sud-est. Les segments sud-sud-est sont le lieu de décrochements dextres et les segments est-sud-est de chevauchements. Ces derniers montrent plusieurs plans de dislocation (5 au minimum), répartis dans une zone de pendages abrupts. L'un d'eux est appelé faille de la rivière Darmouth par Roksandic et Granger (1981). L'importance de cette zone de dislocation semble être reliée à l'ampleur du mouvement qui décroît de part et d'autre d'un point culminant ancré au voisinage du Mont Serpentine (Fig. 1.9A: Mt Serp.). Au-delà de Gaspé, le mouvement de la faille a beaucoup moins d'envergure.

Ces mouvements sont reliés au déplacement, vers le nord, de tout le Bloc Central sur le plan d'une grande faille de chevauchement en subsurface, déduite à partir de données sismiques (Fig. 1.9B). D'après Roksandic et Granger (1981), cette faille est faiblement pentée vers le sud-est. A l'aplomb de Gaspé, la série complète des Calcaires Supérieurs de Gaspé, de 2 km d'épaisseur, est transportée suivant un mouvement coulissant de décrochement. Le chevauchement de cette faille, sur la série du Bloc Nord, est limité par la présence d'un paléo-relief dont la limite sud coïncide ici avec la faille du Bras Nord-Ouest. A l'extrême sud du Bloc Central, au sud de Gaspé, cette faille déplacerait vers le nord quelques 6 km de séries qui incluraient les Groupes de Matapédia, de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 1.9B).

La faille du Troisième Lac est de même nature que la faille du Bras Nord-Ouest. Toutefois, le mouvement de décrochement dextre y est plus important (Béland, 1980). D'après cet auteur et d'après Roksandic et Granger (1981), les deux failles se rattachent à un système activé par le même champ de contrainte sud-nord.

D'autres failles parallèles aux premières (Brisebois, 1979), sont observées en surface et en subsurface. Toutes ces failles ont joué de plusieurs façons durant l'histoire tectonique de la région et les failles les plus vieilles sont reprises par les plus jeunes (Roksandic et Granger, 1981).

En effet, la zone chevauchante de la faille du Bras Nord-Ouest s'est brisée par gravité pour donner la faille de Belle Anse (Amyot, 1984) et mettre en contact les grès de la Formation de Battery Point avec les Calcaires Supérieurs de Gaspé (Roksandic et Granger, 1981).

B) Les plis

D'après Roksandic et Granger (1981), les plis observés dans cette région sont dynamiquement reliés aux grandes failles discutées plus haut. En effet, la majorité des plis observés dans les trois blocs structuraux sont parallèles. Ils font un angle d'environ 40° avec les failles du Troisième Lac et du Bras Nord-Ouest (Fig. 1.9A). La densité et l'amplitude de ces plis sont cependant différentes d'un bloc à l'autre.

Dans le Bloc Sud, les pendages sont abrupts et les plis sont serrés. Les plis observés sont du sud vers le nord: le synclinal de Malbaie, l'anticlinal de Joncas, le synclinal du lac McPhec, l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, le synclinal de la rivière York, l'anticlinal de Mississippi et l'anticlinal du Mont Bald (Fig. 1.9A) (Amyot, 1984). L'anticlinal de la rivière Saint-Jean est le pli majeur de ce synclinorium (McGerrigle, 1950).

La faille du Troisième Lac met en contact les plis serrés du Bloc Sud avec les plis plus ouverts du Bloc Central (Brisebois, 1981 et Amyot, 1984). Roksandic et Granger (1981) et McGerrigle (1950) reconnaissent six plis au nord de la rivière York. Du sud vers le nord, ce sont le synclinal de la rivière York, les anticlinaux de Mississippi et du Mont Bald, de Hay Creek, de Galt et le synclinal de Champoux. D'autre part, Amyot (1984) ne reconnaît qu'un seul pli majeur dans le Bloc Central, le synclinal de la rivière York (Fig. 1.9A et B).

L'anticlinal du Mont Bald peut être attribué aux Blocs Sud et Central. En effet, la faille du Troisième Lac ne se poursuit pas au-delà de cet anticlinal et ses flancs nord et sud appartiennent respectivement aux Blocs Sud et Central (Fig. 1.9A). Au nord, le synclinal de Champoux prend le relais de l'anticlinal du Mont Bald sans interruption de faille.

Les deux structures anticlinales les plus évidentes dans le Bloc Central sont les structures anticlinales des Monts Serpentine et de la Tour de Télévision au nord de Gaspé (Fig. 1.9A: Mt Serp. et Mt TV). La zone du Mont Serpentine représente le point de chevauchement maximum de la faille du Bras Nord-Ouest. Elle renferme un copeau de socle ultramafique métamorphisé d'âge Ashgillien (437 millions d'années: St-Julien et Hubert, 1975). Ce morceau de socle faisait partie du paléo-relief sous-jacent à la zone qui a créé cette structure, lors du chevauchement du Bloc Central sur le Bloc Nord.

La structure de la Tour de Télévision est semblable, mais le soulèvement de la lèvre sud-ouest de la faille du Bras Nord-Ouest a été moindre (Béland, 1980).

Le Bloc Nord est peu plissé. Un seul pli parallèle aux plis des autres blocs, y est observé (l'anticlinal de Tar Point). Ce pli butte à l'ouest sur une faille parallèle à la faille de Belle Anse et est en continuité avec la faille de la pointe Saint-Pierre (Fig. 1.9A).

Ce bloc a l'aspect d'un monoclinal penché vers le sud, parallèle à la discordance taconique au nord. Il est peu faillé, avec un plat sous la baie de Gaspé et un rebroussement à la verticale en bordure de la faille du Bras Nord-Ouest, ce qui lui donne l'aspect d'un synclinal (Brisebois, 1981).

Cet aspect est trompeur, car l'attitude observée des strates du Bloc Nord et la position actuelle de la Ceinture taconique entre le synclinal de Gaspé et le bassin de l'île d'Anticosti sont dues à une inversion structurale liée au faillage et au plissement Acadien. Sous le synclinal de Gaspé, la juxtaposition de quatre discordances amène la Formation de York River en contact avec le Cambro-Ordovicien du paléo-relief de Douglas (Fig. 1.9B). Les Calcaires de Gaspé de la Bande Nord n'indiquent donc pas la direction d'une paléo-pente sédimentaire (Roksandic et Granger, 1981).

Finalement, les strates d'âge Carbonifère observées à l'extrémité est du Bloc Central de notre région, ne sont pas déformées (Brisebois, 1979), ou seulement localement, dans les zones de failles (Amyot, 1984).

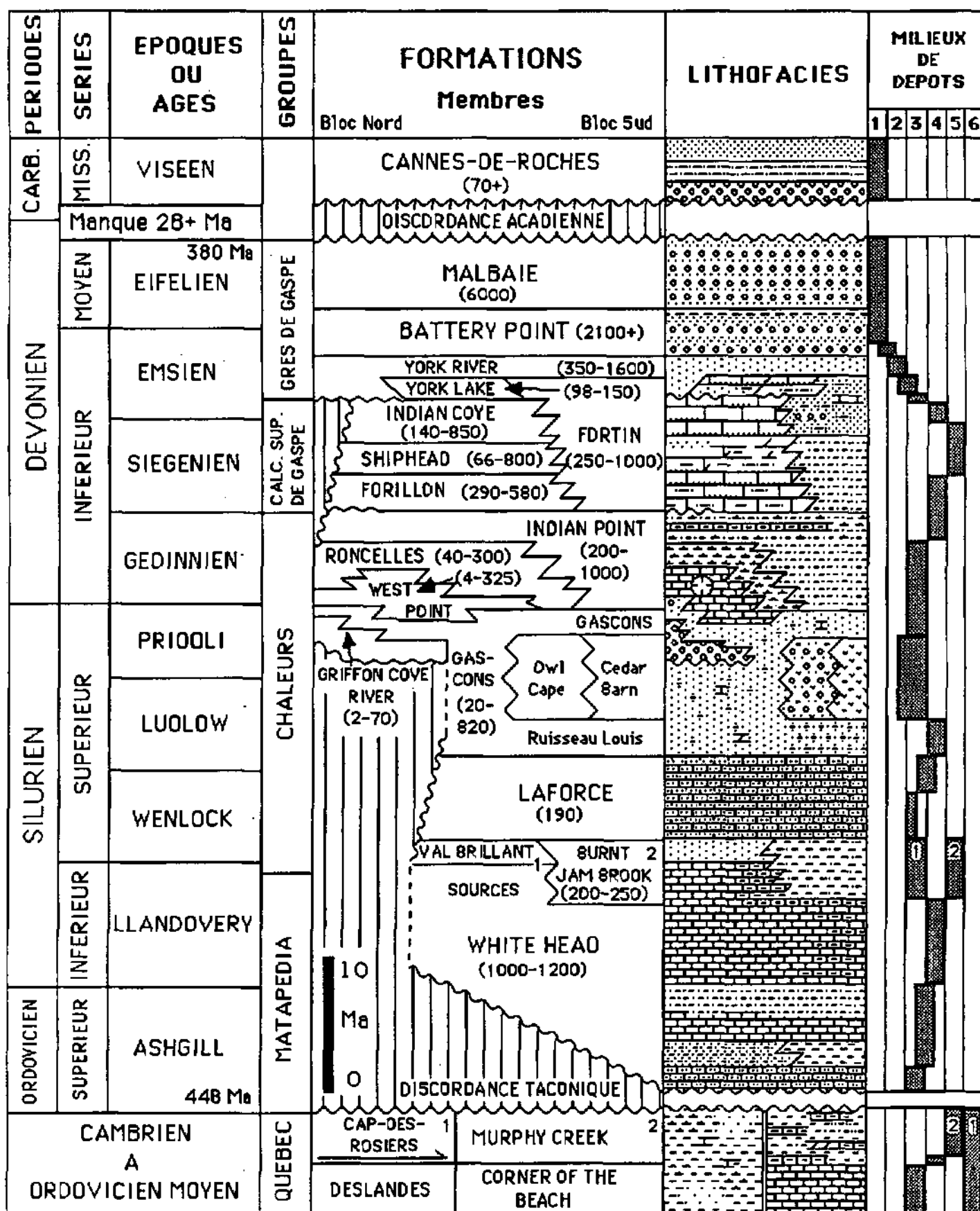


FIGURE 1.10

1.3.2 Stratigraphie du nord-est de la Gaspésie

La stratigraphie du nord-est de la Gaspésie est illustrée dans la figure 1.10. Les épaisseurs des unités de la série sont indiquées en mètres, l'axe vertical étant à l'échelle des temps géologiques.

N'étant pas l'objet principal de l'étude, la stratigraphie de la série cambro-ordovicienne est plus sommairement discutée. Ces roches ont agi comme un socle pour le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley et certains paramètres de la maturation thermique ont déjà été étudiés par Islam et al. (1982).

Les roches du synclinorium de Gaspé-Vallée du Connecticut sont divisées en deux séries: basale, formée par les Groupes de Matapédia et de Chaleurs (Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur) et sommitale, formée par les Groupes des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé (Dévonien inférieur à moyen) (Bourque, 1977; Amyot, 1984).

Figure 1.10. Echelles géochronologique, chronostratigraphique¹, lithostratigraphique² et lithologique de la surface et de la subsurface du nord-est de la Gaspésie et interprétations des auteurs antérieurs sur les milieux de dépôts³ (Bourque, 1977; Lespérance, 1980a, INRS-Pétrole, 1975; Sikander, 1976; Pageau et Prichonnet, 1976; Cant et Walter, 1976; Rust, 1982; Kirkwood, 1986). Epaisseurs des formations entre parenthèses indiquées en mètres.

¹ CARB. = Carbonifère, MISS. = Mississippien, MA = millions d'années.

² CALC. SUP. DE GASPE = Calcaires supérieurs de Gaspé.

Epaisseur des formations en mètre entre parenthèses (). Formations en lettres majuscules, Membres en lettres minuscules.

³ MILIEUX DE DEPOTS:

1 = continental (lagunaire, lacustre et fluvatile); 2 = littoral-cotier; 3 = plate-forme marine peu profonde; 4 = plate-forme marine moyennement profonde; 5 = plate-forme marine profonde et bordure de plate-forme; 6 = glaciaire continental - bassin.

A) Socle de la série

1.3.2.1 Super-groupe de Québec

Les roches du Super-groupe de Québec sont observées dans la Ceinture taconique (Fig. 1.10). Deux formations, une par unité structurale, affleurent dans la région: les Formations de Cap-des-Rosiers et de Deslandes (St-Julien et Hubert, 1975).

Au nord, on trouve la Formation de Deslandes (Biron, 1974), autrefois les trois premiers membres de la Formation de Cloridorme d'Enos (1969). D'après Hesse (1982), c'est un facies flysch, formé de calcaires argileux et de shale, déposé dans un bassin de type molassique. Elle est d'âge Caradocien inférieur (Zone à *N. gracilis*, Riva, 1968).

La Formation de Cap-des-Rosiers est chevauchante sur la Formation de Deslandes (St-Julien et Hubert, 1975) et discordante (McGerrigle, 1950) sous la série siluro-dévonienne du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley. Elle est formée de schistes argileux foncés, mêlés avec beaucoup de schistes argileux et de calcaires gris, de conglomérats et de schistes argileux interstratifiés de grès gris (McGerrigle, 1950).

C'est la plus vieille formation de la région. Certains horizons à l'intérieur des terres sont d'âge Cambrien (McGerrigle, 1950). Toutefois, la majeure partie de la formation est trémadocienne et arénigienne (McGerrigle, 1950; St-Julien et Hubert, 1975; Islam et al., 1982).

Dans le nord-est de la Gaspésie, des roches du Super-groupe de Québec sont traversées par quatre puits (Amyot, 1984). Dans les deux puits au sud-est (Gaspé Sud et Douglas), ces roches sédimentaires sont des mudstones, des grès, des cherts, des dolomie et des siltstones. Dans les deux puits au nord-ouest (Blanchet et Gaspé Nord), les roches rencontrées sont des schistes et des grès métamorphiques du Groupe de Schickschok (Amyot, 1984).

1.3.2.2 Complexe de Lady Step

Cet ensemble est fait de roches mafiques (serpentinites, méta-volcaniques, pyroxénites et amphibolites). Il affleure dans la structure du Mont Serpentine. Il chevauche les séries dévoniennes du Bloc Nord et est discordant sous la série sédimentaire du Bloc Central.

Il est ashgillien (437 millions d'années: St-Julien et Hubert ,1975).

B) Série basale: Groupes de Matapédia et de Chaleurs (Fig. 1.10)

1.3.2.3 Formations de White Head et de Sources

Ces formations affleurent à l'ouest de la Bande du Nord (Formation de Sources: Lespérance et Bourque, 1970) dans le coeur de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean et dans la Bande Centrale, au sud du synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley.

Ces deux formations ne sont pas discutées en détail car elles affleurent en dehors de la région échantillonnée. La figure 1.10, adaptée à partir des auteurs suivant: Amyot (1984) Bourque (1977); Brisebois (1979 et 1981), Kirkwood (1986), Lespérance et al. (1981), Lespérance et Tripp (1985), Roksandic et Granger (1981), donne les caractéristiques essentielles de la lithostratigraphie et de la chronostratigraphie.

1.3.2.4 Formation de Burnt Jam Brook

Cette formation, définie par Cumming en 1961 dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, est formée de shales, d'argilites et de mudstones. Les couleurs varient de vert pâle à vert foncé et de gris foncé à noir (Amyot, 1984; Brisebois, 1979, 1981; Bourque, 1977). En subsurface, elle est observée et échantillonnée au fond du puits York, implanté dans le nez de cet anticlinal.

L'épaisseur de la formation est d'environ 200 à 250 m. D'après Brisebois (1981), le contact avec la Formation de White Head sous-jacente est tectonisé. Les environnements des dépôts de la Formation de Burnt Jam Brook sont plus éloignés de la ligne de rivage que les Formations de Sources et de White Head (Bourque, 1977).

Les rares collections de graptolites trouvées permettent de corréler cette formation avec la partie supérieure de la Formation de White Head (Llandovérien C2-C3: Bourque, 1977; Lespérance et al., 1981; Llandovérien C5-C6: Brisebois, 1981).

1.3.2.5 Formation de Val Brillant

Cette formation est essentiellement constituée d'arénite quartzique. Affleurant à l'ouest de la région échantillonnée, les caractéristiques lithostratigraphiques et chronostratigraphiques illustrées dans la figure 1.10 suffisent pour les fins de l'étude.

1.3.2.6 Formation de Laforce

Cette formation affleure à l'extérieur de notre région dans la Bande du Nord, dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, où elle est échantillonnée et à l'ouest de la Bande Centrale. Elle est aussi identifiée en subsurface dans le puits York (Fig. 1.9A).

Elle est essentiellement constituée de calcarénite gréseuse et de grès calcaires. Dans la Bande du Nord, des lithoclastes de la Formation de Val Brillant y sont trouvés. Dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean et dans la Bande Centrale, ce sont les fragments de la Formation de White Head (Bourque, 1977) qui abondent.

D'après Brisebois (1981), le seul contact observable avec la Formation sous-jacente de Burnt Jam Brook est faillé. Celui avec la Formation de Gascons, au-dessus, est net (Bourque, 1977).

Riche en coraux, elle contient une communauté de brachiopodes typique d'environnements de dépôts très peu profonds et énergétiques. Cependant, dans la région de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, les graptolites abondent. Cette partie du bassin est donc plus profonde que celle de la Bande du Nord (Bourque, 1977).

Dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, le graptolite *Monograptus flemingii* permet de corréler la base de la Formation de Laforce avec le Wenlockien moyen et supérieur (Fig. 1.10).

1.3.2.7 Formation de Griffon Cove River

Cette unité affleure dans la Bande du Nord, entre la rivière Darmouth et la péninsule de Forillon et est observée, en subsurface, dans le puits Douglas (Fig. 1.9A: Bloc Nord).

La base de cette formation est surtout formée de conglomérats. Plus haut, ces derniers passent à des grès (Amyot, 1984) et, dans sa coupe-type, à des mudstones, des siltstones et

des conglomérats vers le sommet (Bourque, 1977; Brisebois, 1981). L'épaisseur de la formation varie entre 2 et 70 m (Brisebois, 1981).

La Formation de Griffon Cove River est discordante sur les roches du Super-groupe de Québec. Les grès du sommet passent graduellement à ceux de la Formation de Gascons, qui passent à leur tour graduellement aux calcaires bioclastiques ou construits de la Formation de West Point (4 à 14 m) (Brisebois, 1981).

D'après Bourque (1977), c'est un dépôt transgressif sans communauté de fossiles caractéristique. Un âge Pridolien lui est assigné à partir des faunes des formations adjacentes.

1.3.2.9 Formation de Gascons

Comme le fait remarquer Amyot (1984), il y a confusion dans la littérature entre les termes de Formation de Saint-Léon et Formation de Gascons. Plus simple, la nomenclature de cet auteur est adoptée. Elle écarte le terme de Formation de Saint-Léon et intègre ses membres dans la Formation de Gascons. Elle limite aussi la frontière supérieure de la Formation de Gascons aux Formations de West Point et/ou Roncelles et d'Indian Point.

Cette formation affleure dans les trois ceintures siluriennes du nord-est de la Gaspésie mais est échantillonnée dans la Bande du Nord et l'anticlinal de la rivière Saint-Jean (puits York).

Dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, en plus de la formation indifférenciée qui est un grès, trois membres sont reconnus: le Membre du Ruisseau Louis, fait de siltstones et de grès fins laminaires de couleur grise (10 à 450 m), le Membre de Owl Capes, fait d'un wake conglomératique polygénique à particules volcaniques, de calcarénites gréseuses et de siltstones très calcaires (28 à 300 m), et le Membre de Cedar Barn, fait de laves basiques, de conglomérats, de grès volcaniques, et de siltstones gris verdâtres (540 m) (Bourque, 1977 et Amyot, 1984).

Dans la Bande du Nord, on y trouve des grès allant de fins à grossiers, de couleur verdâtre, des siltstones rouges à rides de plage et à lamines alguaires, et quelques conglomérats (20 à 130 m) (Amyot, 1984).

Dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, les sédiments fins et localement riches en graptolites, mais dépourvus de communauté de brachiopodes du Membre du Ruisseau Louis, sont d'environnements de dépôts plus profonds que la Formation de Laforce sous-jacente. D'autre part, les paléoenvironnements de la Formation de Gascons indifférenciée et du Membre de Owl Capes, représentent un dépôt marginal autour d'une crête volcanique (Membre de Cedar Barn), sédimenté durant l'acmé de la régression. En effet, on trouve dans les sédiments grossiers du Membre de Owl Capes, des lithoclastes des Formations de White Head, de Burnt Jam Brook et de Laforce, dans un ordre stratigraphique inverse (Bourque, 1977; Amyot, 1984).

Dans la Bande du Nord, les grès verts de la Formation de Gascons suivent les conglomérats de la Formation de Griffon Cove River. Ils suivaient la ligne de rivage lorsque la mer a recouvert le socle tectonique durant le Pridolien. En effet, les communautés de brachiopodes, trouvées dans le facies indifférencié de la formation, sont typiques d'environnements de dépôts peu profonds et à faible énergie. Par contre, les filots de calcarénite, rencontrés dans la Bande du Nord et la Bande Centrale, se sont formés en milieu agité (Bourque, 1977).

Les assemblages de graptolites (Zones à *Neodiversograptus nilssoni* et *Lobograptus scanicus*) indiquent que la base de la formation est d'âge Gorstien (Ludlowien inférieur) et que sa partie supérieure dans la Bande du Nord, où l'on trouve *Monograptus bouceki* est pridolienne. Dans la partie orientale de la Bande du Nord, l'apparition du brachiopode "*Nanothyris*" indique que cette formation traverse dans le Dévonien (Bourque, 1977).

1.3.2.9 Formation de West Point

La Formation de West Point est partout un calcaire intercalé de siltstones et de grès fins des Formations de Gascons, de Roncelles ou d'Indian Point. Les limites de la Formation de West Point avec ces formations, respectivement sous-jacente (Gascons), latéralement équivalente (Roncelles) ou sus-jacente (Indian Point), sont conséquemment graduelles (Brisebois, 1981). Ces calcaires sont des calcarénites et des calcirudites à crinoïdes et autres bioclastes, des conglomérats calcaires et des boundstones à stromatopores et à coraux.

L'épaisseur de cette formation est très variable. D'une épaisseur maximale de 325 m à la rivière Madeleine sur la Bande du Nord à l'ouest de notre région, elle conserve une épaisseur de 4 à 40 m dans le reste de cette ceinture. Dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, son épaisseur ne dépasse pas 10 m alors que dans la Bande Centrale elle varie entre 10 et 140 m (Bourque, 1977; Brisebois, 1981).

Cette formation est observée dans deux puits. Dans le puits York (Bloc Sud), elle a environ 100 m d'épaisseur. Elle est plus mince (60 m) dans le puits Douglas (Bloc Nord) (Amyot, 1984).

D'après Bourque (1977), ces facies périrécifaux et récifaux se sont construits en trois phases. La première phase voit à l'établissement d'une plate-forme calcaire qui servira de substratum à l'édifice. On y trouve une communauté de brachiopodes d'environnements de dépôts peu profonds. Dans la deuxième phase, des animaux constructeurs vivant dans des environnements de dépôts plus énergétiques construisent une barrière de type biostrome. Parallèlement, il s'établit un facies boueux et calme, qui forme l'arrière récif. On y trouve une communauté de brachiopodes d'environnements de dépôts tout aussi peu profonds ou d'un facies d'avant récif assez profond pour être soustrait de l'action des vagues (Bourque, 1977). Enfin, dans la troisième phase s'érigent de petites buttes de boundstone à stromatopore (bioherme) dans des sables calcaires (Bourque, 1977).

La frontière siluro-dévonienne traverse ces récifs. Deux assemblages de brachiopodes sont observés dans sa partie dévonienne. L'assemblage inférieur est caractérisé par l'abondance de quelques espèces dévoniennes du genre *Gypidula* et par le térébratulide "*Nanothyris*". L'assemblage de graptolites équivalent à cette faune de brachiopodes appartient à la Zone à *Monograptus uniformis*, dont l'âge est Gédinien (Harland et al., 1982). Le deuxième assemblage (*Lavena subcarinata*) est corrélé aux formations d'âge Gédinien supérieur du centre du continent (Bourque, 1977).

1.3.2.10 Formation de Roncelles

Cette formation a la lithologie suivante: terrigènes fin argileux, calcaires argilo-silteux et calcaires plus purs à crinoïdes, coraux et autre fossiles (Amyot, 1984; Brisebois, 1979, 1981; Bourque, 1977). D'après Bourque (1977), son épaisseur est essentiellement fonction de celle de la Formation de West Point dont elle est un équivalent latéral. Toutefois, alors que le contact avec la Formation de West Point se fait en quelques mètres, il est diffus avec la Formation d'Indian Point sus-jacente (Brisebois, 1981).

Comprise entre 40 et 300 m dans la Bande du Nord, l'épaisseur de la formation est de l'ordre de 40 à 55 m dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean (Bourque, 1977; Brisebois, 1981). Toutefois, en subsurface, la puissance de cette formation peut atteindre 650 m (Amyot, 1984: anticlinal du Mont Bald). Dans les puits étudiés (Sunny Bank, Gaspé Nord et Douglas), on y trouve respectivement 225⁺, 40 et 60 m de strates (Amyot, 1984).

Cette formation s'est déposée dans un environnement de dépôts lagunaires d'arrière récif (Amyot, 1984; Bourque, 1977). Dans la seconde phase de la Formation de West Point, l'énergie du milieu de dépôts de la Formation de Roncelles est faible et l'environnement est protégé, non restreint, et peu profond. Durant la phase biohermale de la Formation de West Point, les environnements de dépôts sont, selon l'auteur, plus ou moins profonds (Bourque, 1977) et équivalents à ceux de la Formation de Forillon.

Cette formation est du même âge que la Formation de West Point.

1.3.2.11 Formation d'Indian Point

Dans la partie est de la Bande du Nord, la Formation d'Indian Point est divisée en quatre membres. Les lithologies sont respectivement, de bas en haut: des siltstones et des mudstones gris-vert, localement rouges (Membre de Rosebush Cove: maximum de 600 m), des siltstones gris-vert, des mudstones et des grès calcaires interstratifiés (Membre de Petit Portage: 17 à 66 m), des calcaires micritiques avec plus ou moins de siltstones et de mudstones (Membre de Quay Rock: 72 à 210 m), puis un retour plus gréseux à la lithologie du Membre de Petit

Portage (Membre de Cape Road: 98 à 125 m) (Amyot, 1984; Briscois, 1981 et Bourque, 1977).

Bien que cette nomenclature ne soit pas employée ailleurs dans le bassin, des lithologies semblables sont observées en surface dans l'ouest de la Bande du Nord, dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, dans la Bande Centrale et en subsurface dans les puits Sunny Bank, Gaspé Sud, Blanchet (Bloc Central) et Gaspé Nord (Bloc Nord) (Amyot, 1984). Dans la Bande Centrale, elle est en continuité avec la Formation de Gascons.

La Formation d'Indian Point exprime un approfondissement du bassin. Les environnements de dépôts sont plus profonds que ceux de la Formation de Roncelles et s'apparentent à ceux d'une plate-forme terrigène peu profonde (10 à 200 m) (Amyot, 1984). Les structures de glissement sédimentaire, dans le Membre de Quay Rock, indiquent que cette plate-forme est pentée (Bourque, 1977).

Cette formation couvre tout le Gédinien. Elle est en partie corrélatrice aux Formations de Roncelles et de West Point (Bourque, 1977).

C) Série supérieures: Groupes des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé

Cette série est divisée en trois ensembles (Amyot, 1984). Le premier ensemble est appelé Calcaires Supérieurs de Gaspé. Il succède progressivement aux lithologies de la Formation d'Indian Point. Il est formé de trois unités qui s'appliquent à toute la région. Cette division ne repose que sur la reconnaissance de l'unité intermédiaire, la Formation de Shiphead, plus hétérogène et au contenu terrigène plus important. La Formation d'Indian Cove, unité supérieure, n'est qu'une répétition plus siliceuse de la Formation de Forillon, unité inférieure (Lespérance, 1980a).

Le second ensemble (Formations de York Lake et de Fortin) fait partie des deux groupes et est une zone de transition. En effet, il emprunte des éléments aux ensembles inférieur et supérieur.

Enfin, le troisième ensemble est une série détritique terrigène à granulométrie croissante, formé de trois formations (Formations de York River, Battery Point et de Malbaie).

1.3.2.12 Formation de Forillon

Cette formation est un calcaire microquartzeux, laminaire ou pas, dolomitisé si elle est silicifiée (nodule de chert) et qui peut être riche en spicules (Lespérance, 1980a). Amyot (1984) subdivise cette formation en trois unités: i) une micrite ou dolomicrite argileuse et silteuse, ii) une micrite et dolomicrite silto-cherteuse, bioturbée et à fragments de fossiles, iii) une micrite et dolomicrite cherteuse interstratifiée de lits de calcarénite à crinoïdes ou de dolomie cristalline.

Son épaisseur est comprise entre 290 et 580 m. Cette formation est observée en surface et en subsurface (puits Sunny Bank, Gaspé Sud, Blanchet et Gaspé Nord) dans les Blocs Nord et Central.

Elle représente un dépôt de plate-forme en eaux assez profondes (Bourque, 1977). On n'y retrouve pas de structures de glissement comme dans la formation sous-jacente.

De part et d'autre de la faille du Bras Nord-Ouest, au niveau du paléo-relief de Douglas (Fig. 1.9B), elle est discordante sur la Formation d'Indian Point (Roksandic et Granger, 1981). Sa base est donc, au moins localement, peu profonde. En effet, les spores observées par McGregor et Owens (1966) à Cap-des-Rosiers laissent croire à la présence de zones émergées dans les environs.

La faune fossile de cette formation est corrélée avec la Zone à *Rennselaeria* du centre du continent. L'âge attribué est Siégénien inférieur (Lespérance, 1980a).

1.3.2.13 Formation de Shiphead

La Formation de Shiphead est formée d'une grande variété de calcaires à structure de mudstone et de wackestone (calcarénite, calcaire nodulaire, strates silicifiées avec spicules d'éponges et dolomitisées, calcaire argileux) à litage plus régulier et plus épais que dans la Formation de Forillon. Ces calcaires sont accompagnés de lits de siltstones et de grès et dans l'ouest, de dolomie (Amyot, 1984; Lespérance, 1980a, b).

L'épaisseur de cette formation varie entre 66 et 800 m. La formation est observée en subsurface dans les trois blocs structuraux (Amyot, 1984). Dans les Blocs Central et Sud, les auteurs antérieurs attribuaient ces roches à la Formation de Cap-Bon-Ami (Bourque, 1977; Brisebois, 1979, 1981).

L'étude des microfacies calcaires permet de conclure que ces roches proviennent d'environnements de dépôts de bordure de plate-forme (Lespérance, 1980a). Toutefois, la présence de spores sous des horizons de bentonite au sommet de la formation (est de la péninsule de Forillon), suggère une influence continentale (McGregor et Owen, 1966).

Les faunes des Formations de Shiphead et de Forillon diffèrent peu (Lespérance, 1980a). L'âge de la Formation de Shiphead est Siéginien moyen.

1.3.2.14 Formation d'Indian Cove

La Formation d'Indian Cove est caractérisée par sa forte teneur en chert, par sa richesse en spicules et par ses lits de calcarénites (Amyot, 1984).

La partie inférieure est la plus riche en chert. Des packstones à pelmatozoaires et bryozoaires sont plus abondants dans la partie supérieure. Brachiopodes, algues et grainstones y font aussi leur apparition (Lespérance, 1980a).

L'épaisseur de cette formation est comprise entre 140 m dans la péninsule de Forillon et 850 m à l'ouest du bassin (Lespérance, 1980b).

Le contact avec la Formation de Shiphead est généralement concordant, mais il peut localement être discordant (Lespérance, 1980a; Roksandic et Granger, 1981).

La partie basale de la formation s'est formée dans des environnements de dépôts d'une plate-forme distale (milieu pélagique) (Amyot, 1984). La partie supérieure est d'origine plus proximale (Lespérance, 1980a). La proximité d'un rivage dans la partie supérieure de la formation est confirmée par la plus grande abondance relative des spores trilètes (McGregor, 1966) et par la présence de fragments organiques d'origine continentale (INRS-Géoressources, 1983: Sunny Bank, Gaspé Nord et Québec Oil, au sud de notre région).

La faune fossile de cette formation est plus variée que dans les autres formations des Calcaires Supérieurs de Gaspé. La partie inférieure de la formation appartient à la même zone que les formations sous-jacentes alors que la partie supérieure appartient à la Zone à *Erymothyris* de l'Emsien inférieur (Lespérance, 1980a).

1.3.2.15 Formation de York Lake

La Formation de York Lake est une interstratification de calcaires silto-cherteux, de siltstones, de mudstones et de grès. Observée dans la moitié ouest de la Bande du Nord, elle est l'équivalent latéral du sommet de la Formation de Fortin dans le Bloc Sud (Brisebois, 1979, 1981).

Dans notre région, son épaisseur varie de 98 m à 150 m (Lespérance, 1980a). Mais, un peu plus à l'ouest, elle peut dépasser les 400 m. Elle est alors plus terrigène et plus dolomitique (Lespérance, 1980b). En subsurface, elle est observée dans le puits Gaspé-Sud.

Cette formation représente une zone de transition entre des sédiments marins et des sédiments intercotidaux et continentaux (Amyot, 1984). Sa palynoflore est conséquemment riche en acritarches d'origine marine et en spores trilètes d'origine continentale (INRS-Pétrole, 1975).

1.3.2.16 Formation de Fortin

La Formation de Fortin est une interstratification épaisse (Fig. 1.10) de grès, de siltstones, de calcaires et de conglomérats (Amyot, 1984), divisée en trois assemblages (Brisebois, 1981) qui représentent des facies de transition entre sédiments marins, intercotidaux et continentaux.

Elle affleure en dehors de la région échantillonnée dans le cadre de ce projet. Elle n'est pas observée en subsurface (Amyot, 1984).

1.3.2.17 Formation de York River

La base de la Formation de York River contient surtout des siltstones, mais aussi des mudstones et des grès fins. Cette partie de la formation est appelée le Membre de l'Anse-à-

Brillant. Il est également caractérisé par de nombreux glissements sédimentaires et par de fréquents lits contenant des brachiopodes et des bivalves.

Le reste de la formation, indifférencié, est monotone. Il est fait de lits de grès quartzo-feldspathique ou de wacke à grains fins à moyens, de mudstone, de siltstone et de quelques lits de conglomérats. Typiquement, ces lits montrent des stratifications obliques ou entre-croisées. Les grains des lits de grès sont subarrondis à subangulaires et assez bien triés. La base de cette deuxième partie de la formation contient quelques niveaux à brachiopodes et à bivalves (Amyot, 1984; Brisebois, 1979, 1981). En surface, cette formation est observée dans les Blocs Nord et Sud. Elle couvre plus de 75% du Bloc Central. En subsurface, cette formation est traversée par les puits Sunny Bank, Gaspé Sud, Douglas, Gaspé Nord et Tar Point. Dans les trois premiers sondages, les épaisseurs observées sont comprises entre 350 et 700 m. Dans le puits Tar Point, le Membre de l'Anse à Brillant compte à lui seul plus de 1600 m de lits de siltstone et de grès à grains fins ou moyens (Amyot, 1984).

Le contact supérieur de la formation est graduel (Brisebois, 1981). Par contre, le contact inférieur peut présenter une discordance mineure avec les Calcaires Supérieurs de Gaspé lorsque la Formation de York Lake ou de Fortin est absente (Roksandic et Granger, 1981). En subsurface, pour la partie du bassin située au nord de la faille du Bras Nord-Ouest, cette discordance est interprétée à partir des données sismiques. Sur le terrain, elle est observée sur la structure du mont de la Tour de Télévision (Béland, 1980), dans le Bloc Central.

McGregor (1973) considère que la majorité de cette série est non-marine. En effet, les spores sont bien préservés et partout abondants. Par contre, la présence de brachiopodes et l'absence de tout poisson ou euryptéride, à l'inverse des formations sus-jacentes, soutiennent plutôt l'hypothèse d'un caractère marin (Pageau et Prichonnet, 1976). Les nombreuses spores trilètes, les acritarches et l'unique genre de chitinozoaire trouvés dans ces grès (INRS-Pétrole, 1975) corroborent le caractère mixte des environnements de dépôts.

D'après Sikander (1976), la Formation York River est une série clastique littorale qui montre des directions de courant complexes. En effet, ces directions de courant sont ouest-

sud-ouest dans la Bande du Nord, nord-ouest dans le Bloc Central, nord-nord-est dans le Bloc Sud à la rivière Malbaie et variées à l'ouest de la Bande Centrale.

Contrairement aux formations sous-jacentes, la matière organique de la Formation de York River peut être suffisamment concentrée pour donner des lits de charbon (Sikander, 1976). Ces lits continus et très bien laminés de charbon ne contiennent ni spores ni algues. Ils se sont déposés dans des marais ou des lagunes d'environnements côtiers. L'autre type de matière organique observé, surtout d'origine algaire, est trouvé disséminé ou concentré à la base de la partie frontale des stratifications obliques des lits de grès. Cette matière organique s'est accumulée dans un environnement côtier marin peu profond, saumâtre et dans des conditions de haute énergie, lors des tempêtes ou des marées (Sikander, 1976).

D'après Boucot et al. (1967) la Formation de York River est d'âge Dévonien inférieur. Elle appartient à la Zone à *Etymothyris*, c'est-à-dire à l'Emsien inférieur (Boucot et Johnson, 1967; Skidmore, 1970; INRS-Pétrole, 1975; Lespérance, 1980a; Brisebois, 1981).

1.3.2.18 Formation de Battery Point

La Formation de Battery Point est surtout formée de séquences rythmiques faites de lits épais à très épais de grès conglomératiques gris vert, assez mal triés à stratifications obliques. Ces grès sont à grains moyens à grossiers, subangulaires à subarrondis. Les plantes fossiles sont abondantes et des poissons sont présents (Sikander, 1976).

Trois types de séquences rythmiques sont observés. On en fait autant de membres. Ces membres sont dans l'ordre stratigraphique: le Membre de Petit Gaspé, le Membre de Cap-aux-Os, et le Membre de Prével. Le Membre de Petit Gaspé est une répétition de lits de conglomérat, de grès et de mudstone chenalisés. Dans le Membre de Cap-aux-Os on a affaire à des séquences à granulométrie décroissante, érosives à la base, rouges et siltenses au sommet, et pouvant atteindre de 20-30 m d'épaisseur. Le Membre de Prével montre successivement des lits de grès rouge, de siltstone et de mudstones rouge ou vert avec des fentes de dessiccation, des rides de courant et des racines (Brisebois, 1979, 1981).

La formation est observée, en surface, dans le coeur du synclinal de la Baie de Gaspé (Bloc Nord) et au sud-est des Blocs Central et Sud. Elle est traversée en subsurface par les puits Tar Point, Douglas, Gaspé Nord et Malbaie. Les épaisseurs observées dans ces quatre puits sont respectivement de 275, 500, 600 et 2100 m (Amyot, 1984).

La base de la formation est placée au premier conglomérat à blocs de calcaire (Brisebois, 1981). Le contact avec la Formation de York River est soit discordant, gradationnel ou le plus souvent faillé (Sikander, 1976).

L'abondance des facies grossiers par rapport aux facies fins d'accrétion verticale et la migration latérale de barre à l'intérieur du chenal suggèrent un environnement fluvial distal et anastomosé pour la partie est du Membre de Petit Gaspé (Cant et Walker, 1976; Rust, 1982). Plus à l'ouest, les caractéristiques sédimentologiques du membre inférieur et de la Formation de Battery Point indifférenciée suggèrent un environnement fluvial méandrique (Rust, 1982). Par contre, la présence de poissons et de fragments de bois suggère à Sikander (1976) des conditions d'eaux douces et lacustres. En effet, la présence de vertébrés (poissons) et d'invertébrés (brachiopodes, bivalves et eurypterides) dans les argilites et les schistes argileux au sommet des séquences rythmiques, mais jamais dans les facies rouges, fait dire à Pageau et Prichonnet (1976) que ce bassin était subsident, de type laguno-lacustre ou fluvial bordier et suffisamment proche du niveau marin pour que les poissons s'aventurent dans les chenaux lors des légères invasions marines.

Le Membre supérieur (Fort Prével), suggère un environnement de cônes d'alluvion sujets à de fréquentes inondations, à la tête du système fluvial dans un climat assez sec (Sikander, 1976; Rust, 1982).

Les directions de courants dans ces grès sont plurimodaux. De direction nord-est au nord de la baie de Gaspé (Cap-aux-Os), ils sont ouest-nord-ouest ou nord-nord-ouest sur sa rive sud (ouest de l'anticlinal de Tar Point) et le long de la Rivière Malbaie. Dans le Membre de Fort Prével, ils sont toutefois est à sud-est (rivière Malbaie) (Sikander, 1976).

Les vertébrés font suggérer un âge entièrement Eifélien à Pageau (1968). Par contre, McGregor (1973) démontre plutôt que la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien

moyen (Emsien-Eifelien inférieur) est située dans la partie supérieure de la Formation de Battery Point.

En effet, associée aux restes d'une flore à Psilophyton, dont les premières descriptions remontent au siècle dernier (Dawson, 1859: *Psilophyton princeps*), la Formation de Battery Point contient deux flores à spores (McGregor, 1973). La flore de la partie inférieure de la formation a peu changé depuis le début du Gédinien. Elle contient surtout de petites spores dont l'exine est radialement ridée ou finement sculptée. Le plus jeune assemblage de spores succède abruptement au premier dans le sommet de la Formation de Battery Point. Il contient plusieurs espèces de grandes spores que l'on retrouve dans les roches d'âge Eifelien à Givétien inférieur d'Ecosse et d'URSS (McGregor, 1967).

Un âge Emsien à début Eifelien est aussi suggéré dans l'étude palynologique de INRS-Pétrole (1975).

1.3.2.19 Formation de Malbaie

La Formation de Malbaie est formée d'une alternance d'unités de grès à grains variant de fins à grossiers, quartzo-feldspathiques, rouges ou verts, de mudstone rouge ou gris-vert et de conglomérat à galets et cailloux de roches sédimentaires, ou ignées et de mudstones rouges (Brisebois, 1979). Quatre-vingts pour-cent (80%) des conglomérats sont à stratifications horizontales. Les autres vingt pour-cent (20%) sont à stratifications obliques et à grains plus fins. Les fragments lithiques dans les lits de conglomérat sont surtout des calcaires micritiques dérivés de la Formation de White Head. D'après les paléo-courants (nord-nord-est) (Rust, 1982), ils proviennent probablement de la Bande Centrale.

L'épaisseur totale de la formation est estimée à environ 6000 m et le contact avec la Formation de Battery Point est graduel (Brisebois, 1981).

En surface, cette formation affleure dans la région de la pointe Saint-Pierre et à l'est du synclinal de Malbaie (Fig. 1.9). Aucun puits ne la traverse.

Les conglomérats les plus abondants sont le résultat de dépôts sur des barres longitudinales dans une plaine tressée, proximale, dont le gradient est faible. Le second type de conglomérat

est à stratifications obliques. Il est formé par accréation latérale sur les bords des barres longitudinales, lorsque le niveau de l'eau de la rivière descend.

Les grès sont des dépôts typiques d'une vallée en lacet, d'une rivière sujette à des décharges très éphémères. La direction majeure des paléo-courants dans les grès est orientée vers l'est, c'est-à-dire, perpendiculaire à celle des conglomérats (Rust, 1982).

Aucun fossile de vertébrés ni d'invertébrés n'a été rapporté dans la Formation de Malbaie. De plus, des spores et des plantes fossiles sont trouvées par McGregor (1973) uniquement dans les premiers 300 m de la formation. Cette palynoflore appartient à l'assemblage supérieur et est entièrement eifelienne.

1.3.2.20 Formation de Cannes de Roches

La Formation de Cannes de Roches est avant tout formée de lits de conglomérat et de grès rouge, grossier et quartzo-feldspathique. Rust (1982) divise cette formation en trois membres. Le membre inférieur est une brèche rouge à fragments de roches sédimentaires, ignées et métamorphiques. Les fragments sont en majorité des calcaires ayant la composition de ceux de la Formation d'Indian Cove. Des morceaux de lit anguleux, ayant jusqu'à un mètre de diamètre, peuvent être trouvés.

Le membre moyen est formé de lits de mudstone rouge, interstratifiés de lits de brèche du membre supérieur. Le membre supérieur est formé de séquences à granulométrie décroissante. A la base, chaque séquence démarre par un niveau de conglomérat sur une surface d'érosion. Elle se poursuit avec des grès, pour finir par un niveau de mudstone environ 7,5 m plus haut. Contrairement aux membres inférieur et moyen, le dernier est gris à gris-vert et il est riche en matières organiques (Rust, 1982).

La direction des courants dans le membre inférieur est sud-ouest. Dans le membre supérieur les courants sont sud-est.

Cette formation est discordante sur les Formations de Malbaie, de Battery Point et de Fortin (Brisebois, 1981). Un calcaire micritique est observé à la base, au niveau de la discordance

(Brisebois, 1979, 1981). Au sud de la baie de Malbaie, elle est en contact de faille avec la Formation de White Head (Rust, 1982).

En surface, cette formation affleure le long du contour de la baie de Malbaie et forme aussi quelques taches dispersées dans le synclinal de la rivière Malbaie (Fig. 1.9A). Elle n'est traversée par aucun puits.

Le membre inférieur est interprété comme un éventail d'alluvions proximal, avec des coulées de débris qui dégringolent d'escarpements où est actuellement située la péninsule de Forillon. La nappe phréatique sous la surface de ces dépôts est basse.

Le membre moyen est une plaine alluviale boueuse. C'est une zone de transition entre les cônes d'alluvions et la rivière anastomosée.

Le membre supérieur est un dépôt de grande rivière, anastomosée, distale, qui coule perpendiculaire aux cônes d'alluvions et dont les berges sont riches en plantes (nappe phréatique haute) (Rust, 1982).

L'âge de cette formation est Carbonifère (Brisebois, 1981). D'après les fossiles de plantes que l'on y trouve, McGerrigle (1950) suggère que l'âge le plus probable est Mississippien supérieur ou Pennsylvanien. En 1982, Rust rapporte que les spores sont Viséen (Mississippien supérieur).

1.3.3 Paléogéographie du nord-est de la Gaspésie

Les roches de la Ceinture taconique du nord-est de la Gaspésie appartiennent soit à un assemblage shale-calcaire et de conglomérat (Formation de Cap-des-Rosiers) soit à un assemblage shale et calcaire argileux (Formations de Deslandes et de Cloridorme). D'après St-Julien et Hubert (1975), le premier assemblage représente la zone de sédiments qui a rempli la levée d'une plate-forme continentale qui s'effondrait lors de l'ouverture d'Iapetus. Les deux autres formations sont des sédiments de remplissage de bassin intra-cratonique ou de bordure de plate-forme lors de la période orogénique proprement dite (subduction de la croûte océanique).

Quant aux roches ashgilliennes ou plus jeunes de l'orogène des Appalaches, elles sont le résultat de dépôts marins et terrestres, étrangers à la zonation de ce système Paléozoïque inférieur. Ces séries et les développements orogéniques, siluriens ou plus tardifs, qui s'y sont produits, sont vus comme l'histoire des dépôts et des déformations dans des bassins ultérieurs, formés sur la bordure océanique déjà détruite d'Iapetus (Williams, 1979). Le véritable océan d'Iapetus qui a pu exister au Silurien est situé dans la fosse de Frédéricton, au Nouveau-Brunswick (Dunnage Zone), loin au sud.

A l'Ashgillien, le nord-est de la Gaspésie faisait partie d'une ceinture de bassin sur le pourtour de l'océan Proto-Atlantic (océan Iapetus) de la province de l'Europe du Nord. Lors de la glaciation sur le continent Gondwana, continent dont faisait partie l'Afrique du Nord actuelle, les micrites de la partie inférieure de la Formation de White Head à faune ordovicienne ont été remplacées par des sédiments terrigènes à grains fins du membre de mudstone. Ce changement résulte des variations climatiques et eustatiques de la mer sur cette plate-forme qui faisait face au pôle sud. Sa faune très endémique (ordovicienne) s'est alors presque éteinte (étage Hirnantien du Membre de mudstone). Puis une nouvelle faune cosmopolite et silurienne envahit Gaspé (Sheehan et Lespérance, 1979; Lespérance et al., 1981).

Le début du Silurien, en Gaspésie, marque le début d'une transgression marine sur la surface érodée de la zone taconique déformée des Appalaches du Québec. Cette transgression

est synchrone avec celle qui a lieu sur l'île d'Anticosti avec les Formations d'Ellis Bay et de Becscie.

La paléogéographie de toutes les Appalaches du Nord au Llandovérien inférieur se résume alors à trois sources de sédiments alternant d'est en ouest avec trois ceintures de roches clastiques. La source la plus occidentale est située à l'ouest et au nord-nord-est de la plate-forme carbonatée du Mid-Continent incluant l'île d'Anticosti, qu'elle fournit en sédiments (Formation d'Ellis Bay). La source du milieu est située en Gaspésie à l'emplacement actuel de la Ceinture taconique. Elle fournit des sédiments terrigènes à l'ouest et au nord, du côté de la plate-forme nord-américaine. Elle devait être située sous les eaux actuelles du détroit d'Honguedo. Du côté sud, elle approvisionne en sédiments terrigènes, carbonatés impurs et localement de carbonaté purs, le bassin représenté par le Groupe de Matapédia, incluant les Formations de Pabos et de White Head (Ordovicien à Silurien) de Percé et de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean (Ayrton et al., 1969). D'après les mêmes auteurs, la source au sud de ce bassin intra-cratonique est située à l'emplacement actuel du bassin Permo-Carbonifère du sud de la Gaspésie, du Nouveau-Brunswick et de l'Île-du-Prince-Édouard.

La mer a recouvert une bonne partie de la Gaspésie au Llandovérien (Formations de White Head, de Burnt Jam Brook, de Val Brillant). Elle se maintient au centre et à l'ouest de la Bande du Nord (Formations de Laforce et de Gascons) durant toute la période de régression qui a suivi (Wenlockien et Ludlowien). Toutefois, jusqu'au Pridolien, elle s'arrête au sud de notre région, bloquée par la faille du Troisième Lac. En effet, cette dernière est active durant toute cette période.

Ce retrait de la ligne du rivage vers l'intérieur du bassin au Wenlockien est marqué par la présence d'îlots où les formations sus-jacentes sont érodées. Leurs fragments sont incorporés dans ceux de la Formation de Laforce.

Le débordement au-dessus de ce seuil a lieu au Pridolien (Formations de Griffon Cove River et de Gascons). Au Gédinien inférieur, tout le nord-est de la Gaspésie est recouvert par la mer. Sur cette zone récemment immergée, stabilisée et relativement peu profonde, s'installe l'ensemble récifal et péri-récifal des Formations de West Point et de Roncelles. Le centre du

bassin est le lieu d'une sédimentation terrigène plus profonde, la Formation d'Indian Point (Bourque, 1977; Roksandic et Granger, 1981; Amyot, 1984).

L'ensevelissement de ce complexe récifal par les sédiments terrigènes de la Formation d'Indian Point a lieu lors des mouvements de la faille du Bras Nord-Ouest (Gédinnien supérieur) lorsque cette plate-forme redevient instable.

Pendant que la mer progresse vers le nord-est de la plate-forme, une sédimentation calcaire en eaux profondes s'installe (Calcaires Supérieurs de Gaspé). Les mouvements de la faille du Bras Nord-Ouest restent très importants (Amyot, 1984) et créent un paléo-relief. Au nord de ce paléo-relief, un bassin de dépôts distincts s'individualise à l'emplacement actuel de la Ceinture taconique. Cette paléogéographie s'inversera plus tard (Roksandic et Granger, 1981).

Au sud de la faille du Troisième Lac, la mer est plus profonde et la sédimentation est plus terrigène et turbiditique. Cette série forme la partie inférieure et moyenne de la Formation de Fortin. Elle présente des caractéristiques de bordure et même de pente de plate-forme continentale (structure de glissement sédimentaire).

A l'Emsien inférieur, s'amorce une régression majeure qui progresse de l'est vers l'ouest (Amyot, 1984). La nature de la matière organique, la direction générale des courants, l'épaisseur de la formation et la quantité de shales dans la Formation de York River, suggèrent une baie restreinte et saumâtre, ouverte vers l'ouest et flanquée d'une terre au sud (Sikander, 1976).

La régression qui a commencé à l'Emsien inférieur se poursuit jusqu'à l'Eifelien inférieur et ce, jusqu'à continentalisation complète des environnements (milieu fluvial des Formations de Battery Point et de Malbaie). La faille du Bras Nord-Ouest bouge pendant toute cette période (Amyot, 1984).

Au début, les sédiments de la Formation de Battery Point, progradant vers le nord et le nord-ouest, créent un environnement laguno-lacustre, subsident et très proche du niveau marin (Pageau et Prichonnet, 1976). Il est graduellement remplacé par une rivière anastomosée,

sujette à des décharges très éphémères et finalement, par des cônes d'alluvions (Sikander, 1976; Rust, 1982).

La sédimentation de la Formation de Malbaie, à l'Eifelien, marque un point important de la paléogéographie de la région. En effet, du Siégien à l'Emsien les bassins se déplacent du centre au nord-ouest et au nord de la Gaspésie et les rivières coulent vers l'ouest. A l'Eifelien, un basculement de la péninsule se produit et la rivière se tourne vers l'est, comme les rivières actuelles. La rivière s'alimente par des affluents coulant vers le nord sur des cônes d'alluvions appuyés à un relief formé par des roches de la Formation de White Head au sud.

Lors de l'orogénie acadienne, la lèvre sud de la faille du Bras Nord-Ouest chevauche le Bloc Nord qui se renverse. Plus tard, au sud-est du Mont Serpentine, la lèvre chevauchante de la faille du Bras Nord-Ouest se brise, et crée la faille de Belle Anse (Amyot, 1984).

Après cette période orogénique, qui débute au Dévonien moyen tardif pour finir au Dévonien supérieur naissant, une période d'érosion précède les dépôts de la Formation de Cannes de Roches, d'époque viséenne. Le système de grande rivière distale et anastomosée de cette formation coulait vers le sud-est, dans des paléo-vallées séparées par des crêtes escarpées de roches ordoviciennes à dévoniennes. Ces crêtes étaient flanquées de cônes d'alluvions perpendiculaires à la grande rivière. Les affluents qui y coulaient apportaient à la rivière de grands blocs de calcaires chertueux de la Formation d'Indian Cove (Rust, 1982).

Bien qu'il ne subsiste aujourd'hui que les sédiments de la partie distale de cette rivière (Rust, 1982), ces derniers devaient couvrir une plus grande portion de la région au Carbonifère. En effet, ils ont survécu à l'érosion due à l'inversion structurale du Bloc Nord, sous les eaux du détroit d'Honguedo (Roksandic et Granger, 1981).

1.3.4 Travaux antérieurs sur la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie

1.3.4.0 Introduction

Bien que dans le passé la matière organique fut étudiée dans d'autres parties de la Gaspésie, Hacquebard et Donaldson (1970) sont les premiers auteurs à avoir quantifié la maturation thermique de notre région. Ils ont mesuré la réflectance de quelques échantillons de surface des Grès de Gaspé. Ils ont observé que les charbons Dévonien inférieur de l'est de Gaspé sont peu évolués.

De 1972 à 1980, les travaux portant sur la maturation thermique se font essentiellement sur des séries forées pour l'exploration pétrolière. Ces études font ressortir la complexité des problèmes de la zonation de la maturation thermique dans le contexte structural et lithostratigraphique de ce bassin touché par deux phases orogéniques. Ces travaux sur la maturation sont résumés dans Sikander et Pittion (1978).

Récemment, des études ont porté partiellement (INRS-Géoressources, 1983) ou entièrement sur des spécimens de surface (Islam et al., 1982).

1.3.4.1 Résultats

Les résultats des travaux antérieurs sur la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie sont montrés dans les tableaux 1.3A à 1.3H. Les corrélations entre les zones pré-métamorphiques, les stades de formation des hydrocarbures et les échelles des valeurs des indicateurs de maturation thermique apparaissent dans la figure 1.7.

Les zones pré-métamorphiques ou les stades de formation des hydrocarbures montrés dans les tableaux sont les interprétations originales des auteurs des travaux. Elles ne coïncident pas toujours avec les prévisions qu'on peut établir avec la valeur des indicateurs des tableaux 1.3A à H en fonction de la figure 1.7. Une partie des écarts observés entre les interprétations concernant les indicateurs organiques s'explique par les divergences entre les auteurs sur la terminologie et sur les limites des stades de formation des hydrocarbures. Avec les argiles, l'imprécision des connaissances dans le passé au sujet de l'étendue verticale des minéraux

indicateurs est un facteur expliquant les écarts d'interprétation observés (INRS-Pétrole, 1972; Kübler et al, 1979; Héroux et al., 1979 et INRS-Géoressources, 1983).

Une discussion sur les résultats des tableaux, à partir de ces interprétations en terme de zone de maturation thermique, est conséquemment difficile. Les stades de formation des hydrocarbures sont donc réévalués avec les échelles de la figure 1.7. Ils sont codés selon la valeur des indicateurs avec un chiffre compris entre 1 et 7 (l'échelle ZONES de la Fig. 1.7). Les résultats de cette codification sont affichés dans le tableau 1.4.

Cette codification permet de comparer, de façon objective, la zonation obtenue entre les indicateurs et entre les auteurs. Bien qu'elle puissent se faire directement à partir du tableau 1.4, ces comparaisons sont appuyées par des tests statistiques sur les coefficients de corrélation de Spearman (r_s) ou Kendall (r_k), en fonction du nombre de zonations (Snedecor et Cochran, 1967). Ces tests sont choisis parce que les données sont de type ordinal et que les distributions de fréquences ne peuvent pas être normalisées.

Tableau 1.3A

P U I T S	T INDICATEURS			NOMS DES FORMATIONS				
	E	&						
	C	ZONES MAT.	BURNT JAM BROOK	LA FORCE	RUISSEAU LOUIS	OWL CAPE	GASCONS	WEST POINT

	ARG.	MINERAL.	1-C-I/S(p)	1-C-I/S(p)	C-I-I/S(p)	C-I-I/S(p)	I-C-I/S(p)	I-C-I/S(p)
	(1)	1. AIGU	4,5 - 5,5	5,0 - 6,5	5,0 - 6,5	4,7 - 9,5	4,0 - 7,2	5,5
	(1)	ZONES	A	A	A	A	A	A
	(3)	MINERAL.	1-C	1-C-I/S(r)			1-C-I/S(r)	C-I
	(3)	1. AIGU	0,69	0,65			0,74-0,75	0,67
	(3)	ZONES	GS-GC	GS-GC			GS-GC	GS-GC
	MOD	1)						
	L.T.	CONSERV.	450	420			380-420	380
	(1)	ZONES	GC	GC			HUILE-GC	HUILE
	(3)	TYPES	S-AM	AM	AM-N	N	A-C-S-AM	N
	(3)	COLOR.		3,7			3,5	
Y O R K	(3)	ZONES		GC			GC	
	L.R.	TY.(2)	PY	PY	PY	PY		PY
	(1,2)	P.R.	2,26-2,35	1,94	1,76	1,17		1,09
	(1)	ZONES	GC	HUILE-GAZ	HUILE-GAZ	HUILE		HUILE
	(2)	ZONES	GS	GC	GC	HUILE		HUILE
	(3)	TYPES		EX-AM	EX-AM	EX-V(r)		
	(3)	P.R.			1,76	1,64	1,75-1,91	
	(3)	ZONES			GS	GS	GS	
	GEOCH	COT	0,2-0,55	0,05-1,1	0,05-0,55	0,05-0,55	0,05-0,55	0,05-0,55
	(1)	C. RATIO	0,81	0,89				
	(1)	ZONES	GC	GS				
	(3)	1 P		1,0				1,0
	(3)	T max		420				401
	(3)	H/C	0,4-0,6	1,3				1,3
	(3)	O/C	0,06-0,12	0,28				0,13
	(3)	ZONES	GS-GC	GSP				GSP
	G.A.	C1/GAZ T.	80	90		94	92	92
		C2/C1	3,5-4,8	9,2		14	13	15

TABLEAU 1.3A. Valeurs des indicateurs et zones de maturation thermique pour le puits York, d'après INRS-

Pétrole 1972 (1) , Sikander et Pittion (1978) (2) et INRS-Géoressources (1983) (3). Les explications des abréviations utilisées sont annotées dans la page suivante.

TABLEAU 1.3A. (Suite) ¹.

¹Explications des abréviations des tableaux 1.3 A-H.

INDICATEURS & ZONES MAT. = Indicateurs et zones de maturation thermique.
TECHNIQUE D'ANALYSE (TECH.)

GEOLOGIE DES ARGILES (ARG.):

MINÉRALOGIE (MINÉRAL):

I = illite, C = chlorite, S = smectite, I/S = interstratifiés I/S, K = kaolinite, P = pyrophyllite, (r) = rare, (p) = présent, (c) = commun, (a) = abondant. Les minéraux observés sont énumérés par ordre décroissant d'importance vers la droite.

I. AIGU. = indice d'aigu de l'illite en mm.

I. AIGU. = indice d'aigu de l'illite en °2θ.

MATIÈRE ORGANIQUE DISPERSEES (MOD):

L.T. = vue en lumière transmise, L.R. = vue en lumière réfléchie, CONSERV. = conservation de la matière organique, COLOR. = coloration de la matière organique, P.R. = pouvoir réflecteur.

TYPES DE MOD (TYPES): A = acritarche, AM = amorphe, B = bitume de réservoir, C = chitinozoaire, EX = exinite-lipninite, G = graptolite, N = fragment noir indéterminé, PY = pyrobitume asphaltique, S = spore, SP = sphérulite de bitume, V = macéraux ligno-humiques.

GEOCHIMIE ORGANIQUE (GEOCH):

COT = carbone organique sur roche totale.

C. RATIO = carbone ratio

IP = indice de production en pyrolyse programmée (Espitalié et al. 1977), T max = température de pyrolyse maximum en degré Celsius.

H/C = rapport atomique H/C, O/C = rapport atomique O/C.

GAZ ADSORBES (G.A.):

C1 = méthane, C2 = éthane, GAZ T. = gaz totaux.

ZONES PRE-METAMORPHIQUES et de formation des **HYDROCARBURES** pour les ARG., la MOD, la GEOCH. ou les G.A. (ZONES): (ZONES):

A = anchimétamorphisme, CA = catagenèse avancée, C = catagenèse, DA = diagenèse avancée, D = diagenèse. IMM. = immature, TR. = transition, MAT. = mature, FHP = fenêtre à huile potentielle, GC = gaz à condensats, GS = gaz sec, GSP = gaz sec précoce, STR = stérile supramature.

Tableau 1.3B

P U I T S	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT. RONCELLES		NOMS DES FORMATIONS				
				INDIAN POINT	FORILLON	SHIPHEAD	INDIAN COVE	YORK RIVER
	ARG.	MINERAL.	I- C(a)-I/S(r)	I-C-I/S(p)	I-I/S(p)-P(r)	I-I/S(p)-C(r)	I-I/S(c)	I-C(a)-I/S(p)
	(1)	I. AIGU	5,0-6,0	5,5-9,0	7,5 - 9,0	7,5-10,5	6,5 - 12,0	5,2-8,5
	(1)	ZONES	A	D-A	D	D	D	D
	(3)	MINERAL.	I-C-I/S(r)	I-C(c)-I/S(r)	I-I/S(c)	I-I/S(c)	I-I/S(c)	I-C(a)-I/S(p)
	(3)	I. AIGU	0,71	0,65-1,01	0,65	1,04	0,78	0,82
	(3)	ZONES	GC	GC	FHP-GC	FHP-GC	FHP-GC	FHP-GC
	MOD	TYPES						
S	L.T.	CONSERV.	440	420-440	380-390	380	340-360	310
U	(1)	ZONES	GC	GC	GC	HUILE	HUILE	HUILE
N	(3)	TYPES	C-N	C-N	S-C-N	AM(a)-A-N	AM(a)-A-S	AM-N-S
N	(3)	COLOR.		3,2	3,0	2,8-3,0	2,8	2,5-3,3
Y	(3)	ZONES		GC	GC	FHP	FHP	FHP-GC
B	L.R.	TY. (2)	PY-V	PY-V	PY-V	PY-V	PY-V	SP-V-LP
A	(1,2)	P.R.	2,3	1,7-2,1	1,0	0,8	0,7	0,7-0,8
N	(1)	ZONES	GC	HUILE-GC	HUILE	HUILE	HUILE	HUILE
K	(2)	ZONES	GS	GC-GS	HUILE	HUILE	HUILE	HUILE
	(3)	TYPES	PY	PY-AM(r)	PY-AM-EX-V	AM-EX-B-V	AM-EX-B-V	V-EX-B
	(3)	P.R.	1,72	1,25-1,69	0,99	0,95-0,96	0,80-0,91	0,70
	(3)	ZONES	GC	GC	FHP	FHP	FHP	FHP
GEOCH	COT (3)		0,15-0,27	0,08-0,57	0,10-0,64	0,17-0,47	0,18-0,40	0,20-0,57
	(1)	C. RATIO	0,81	0,8-0,87	0,82-0,9		0,7-0,8	0,76
	(1)	A/S		0,3-0,5	0,45-0,46	0,46-0,68	0,7-0,75	
	(1)	ZONES	HUILE-GC	HUILE-GS	HUILE-GS	HUILE	HUILE	HUILE
	(3)	I P		1,0	0,7-1,0	0,51-0,93	0,41-0,82	0,14-0,19
	(3)	T max		424	442-450	439-450	440-449	443-452
	(3)	H/C	0,55-0,6	1,3	0,65-0,95	0,7-1,1	0,8-1,05	0,7-0,8
	(3)	O/C	0,07-0,12	0,28	0,1-0,18	0,13-0,25	0,08-0,13	0,09-0,15
	(3)	ZONES	GC	GC	FHP-GC	GSP-FHP	FHP	FHP
G.A.	C1/GAZ T.		93	76-93	79-85	78	75-78	
	(1)	C2/C1	12,2	3,5-12,5	3,4-5,2	2,8-3,2	2	
	(1)	ZONES	GC	GC	HUILE-GC	HUILE	HUILE	

TABLEAU 1.3B. Valeurs des indicateurs et zones de maturation thermique pour le puits Sunny Bank, d'après

INRS-Pétrole 1972 (1), Sikander et Pittion (1978) (2) et INRS-Géorressources (1983) (3).

Tableau 1.3C

P U I T S	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT.		NOMS DES FORMATIONS					
		GROUPE QUEBEC	INDIAN POINT	FORILLON	SHIPHEAD	INDIAN COVE	YORK RIVER		
	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES	I-S(c)-C-I/S(r) 0,78-1,30 FHP		S(a)-I-I/S 0,52-0,97 FHP	S(a)-I/S(p)-I 1,1-1,23 FHP	S(a)-I(r) 0,26-0,65 FHP	I-C(a)-S-I/S(r) 0,81-0,84 FHP	
G A S P E S U D	MOD L.T. L.R.	TYPES COLOR. ZONES TYPES P.R. ZONES	AM-N AM-B 1,48-1,52 GC		AM-N 3,2 GC	AM-A-S-C 2,8 FHP	AM(a)-A-S-C 2,5-2,8 FHP	AM-N-S 2,5 FHP-GSP	
					PY-AM-V(r) 1,30-1,65 GC	PY-V-AM 1,09-1,14 FHP	PY(a)-V(c)-B 1,04-1,11 FHP	B-V-EX 0,91-0,98 FHP	
	GEOCH	COT I P T max H/C D/C ZONES	0,56-1,28 1,0 443-455 0,6-0,71 0,07-0,15 HUILE-GC	0,38 1,0	0,11-0,51 0,54-1,0 441-446 0,70-1,15 0,03-0,16 HUILE-GC	0,24-0,36 0,62-1,0 436-443 0,80 0,34 GSP	0,12-0,32 0,24-0,72 428-443 1,05 0,1-0,2 GSP-HUILE	0,10-0,35 0,0-0,63 442-444 0,75 0,09 HUILE	

Tableau 1.3D

P U I T S	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT.		NOMS DES FORMATIONS				
			GROUPE QUEBEC	INDIAN POINT	FORILLON	INDIAN COVE	YORK RIVER	BATTERY POINT
G A S P E S U D	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES	C-I(p) 0,22-0,52 GC	I-C(c)-I/S 0,65-0,81 GC	I 0,65 GC		I-C(a)-S 0,71-0,91 GC	I-C(a)-I/S(p) 0,84 GC
	MOD	TYPES		AM-A-S-C	AM-A-S-C	AM-A-S-N	N-S-C	N-S-A-C
	L.T.	COLOR. ZONES		2,8-2,9 FHP	2,8 FHP	2,8 FHP	2,7 FHP	2,7 FHP
	L.R.	TYPES P.R. ZONES	PY 0,97-8,0 FHP-STR	AM-PY 1,05-1,18 FHP	PY-AM-V 0,97 FHP	PY-AM-V 1,05 FHP	V(a)-EX 1,08-1,12 FHP	V(a)-EX 0,97-1,06 FHP
	GEOCH.	COT	0,01-0,13	0,06-0,31	0,15	0,17	0,22-0,38	0,13-0,24

TABLEAU 1.3C et D. Valeurs des indicateurs et zones de maturation pour les puits Gaspé Sud (C) et Gaspé Nord (D) (INRS-Géoressources, 1983).

Tableau 1.3E

P U I T S	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT.		NOMS DES FORMATIONS				
		GROUPE QUEBEC	INDIAN POINT	FORILLON	INDIAN COVE	YORK RIVER	BATTERY POINT	
D O U G L A S	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES	I-C-I/S-S 1,30-1,69 FHP	S(c)-C(c)-I 0,52-1,04 FHP	S(a)-C-I 1,04 FHP	I-S(a)-C-I/S 0,78-1,04 FHP	C(c)-I-S-I/S 0,71-1,0 FHP	C(a)-S(c)-I 0,58-0,65 FHP
	MOD	TYPES	S-N	S-N-A	S-C-N	S-C-N	N-S	V-N-S-C
	L.T.	COLOR. ZONES	2,8 FHP	2,7 FHP	2,7 FHP	2,7 FHP	2,6-2,7 FHP	2,5-2,6 FHP
	L.R.	TYPES P.R. ZONES	AM-PY	PY	PY-V	PY-AM-EX-V 0,93 FHP	V(a)-AM-EX 0,85-0,96 FHP	V(a) 0,75-0,89 FHP
	GEOCH.	COT	0,69-1,28	0,04-0,13	0,06-0,19	0,16-0,18	0,08-0,33	0,11-1,32
		I P	0,04-0,12	1,0		0,28-1,0	0,21-0,37	0,05
		T max	443-455		441-446	437-446	443-448	440
		H/C	1,0-1,2				0,95	0,95
		O/C	0,11-0,17				0,17	0,13
		ZONES	HUILE		HUILE	HUILE	HUILE	HUILE

Tableau 1.3F

P U I T S	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT.	NOMS DES FORMATIONS		
			INDIAN COVE	YORK RIVER MB ANSE-A-BRILLANT	BATTERY POINT
T A R P O I N T	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES		I-C-I/S(p) 0,78-1,04 FHP	K(a)-I 0,58-0,65 FHP
	MOD	TYPES	AM-V	S-V-AM	V-S
	L.T.	COLOR. ZONES	MATURE	MATURE	MATURE
	L.R.	TYPES P.R. ZONES		V-EX 0,51-0,73 FHP	V-EX 0,51-0,52 GSP

TABLEAU 1.3E et F. Valeurs des indicateurs et zones de maturation thermique pour les puits Douglas (E)

(INRS-Géoressources, 1983) et Tar Point (F) (Sikander et Pitton, 1978).

Tableau 1.3G

C O U P P E	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT.		NOMS DES FORMATIONS				
			GR QUEBEC	GASCONS GRIFFON	RONCELLES C. R. WEST POINT	INOIAN POINT	CALCAIRES S. GASPE	YORK RIVER
F O R I L L O N	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES	I-I/S-C 0,85 GC	C(a)-I-I/S(r) 0,77 GC	I-C-I/S 0,65-0,80 GC	I-C-I/S 0,75-1,25 FHP	I-I/S-C 0,85-1,65 FHP	
	MOD L.T.	TYPES COLOR. ZONES			AM-N-A-C 2,8 FHP	A-S-C-AM 2,5-2,8 FHP	AM-A-S-C-N 2,4-2,7 FHP	N-S 2,4
	L.R.	TYPES P.R. ZONES	PY	AM	PY 0,97-1,00 FHP	PY 0,71-1,63 FHP	AM-V 0,59-0,82 FHP	V(a)-EX 0,31 GSP
	GEOCH.	COT	0,11-0,82	0,01	0,05-1,11	0,10-0,30	0,02-0,38	0,22

Tableau 1.3H

C O U P P E	T E C H	INDICATEURS & ZONES MAT.		SERIES DU CAMBRO-ORDOVICIEN		
				CAP DES ROSIERS	SUPER GROUPE DE QUEBEC DESLANDES	CLORIDORME
	ARG.	MINERAL. I. AIGU ZONES		I-C 0,32-0,65 A-GS	I-C 0,45-0,65 GS	I-C 0,25-0,40 E-A
	L.R.	TYPES P.R. ZONES		PY 2,2-4,0 A-GS	PY 2,1-3,1 GS	PY 2,5-3,9 A-GS

TABLEAU 1.3G et H. Valeurs des indicateurs et zones de maturation thermique pour les coupes de Forillon et Rivière-au-Renard (G) (INRS-Géoresources, 1983) et les séries cambro-ordoviciennes de la Ceinture taconique (H) (Islam et al., 1982).

PUITS	STRATIGRAPHIE	INDICATEURS								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
YORK	BURNT JAM BROOK	6	5	5		5		3		5
	LA FORCE	6	5	4	5	4		4	5	1
	RUISSEAU LOUIS	6	5			4	4			
	OWL CAPE	6	5			3	4			
	GASCONS	6	5	4	5		4			
	WEST POINT	6	5	3		3			5	1
SUNNY BANK	RONCELLES	6	5	4		5	4	3		4
	INDIAN POINT	5,5	4,5	4	4	4,5	4	4	5	
	FORILLON	5	5	4	3,5	3	3	4	4,5	3
	SHIPHEAD	5	3,5	3	3	3	3	3	4	2,5
	INDIAN COVE	5	5	3	3	3	3	3	4	3
	YORK RIVER	5	4	3	3	3	3	3	3	3
GASPE SUD	GROUPE DE QUEBEC		3				4		5	3,5
	INDIAN POINT								5	
	FORILLON		2,5		4		4		4	3,5
	SHIPHEAD		2,5		3		3		4	1,5
	INDIAN COVE		2,5		3		3		3,5	2,5
	YORK RIVER		3		2,5		3		3	4
GASPE NORD	GROUPE DE QUEBEC		5,5				3			
	INDIAN POINT		4,5		3		3			
	FORILLON		5		3		3			
	INDIAN COVE				3		3			
	YORK RIVER		4,5		3		3			
	BATTERY POINT		4		3		3			
DOUGLAS	GROUPE DE QUEBEC		3		3				3	3
	GRIFFON COVE RIVER		3		3					
	WEST POINT		3		3				3	
	RONCELLES		3		3		3		3	
	YORK RIVER		3		3		3		3	3
	BATTERY POINT		3		3		3		3	3
TAR POINT	INDIAN COVE			3		3				
	YORK RIVER	3		3		3				
	BATTERY POINT	3		3		3				
FORILLON	GROUPE DE QUEBEC		4							
	GASCONS-G. COVE RIVER		4,5							
	WEST POINT-RONCELLES		4,5		3		3			
	INDIAN POINT		3		3		3			
	CALCAIRES SUP. GASPE		3		3		3			
	YORK RIVER				2,5		1			
CEINTURE TACONIQUE	CAP DES ROSIERS		5,5					5,5		
	DESLANDES		5					5		
	CLORIDORME		6,5					5,5		

Tableau 1.4. Codes des zones de maturation thermique assignés par unité stratigraphique en fonction des données des tableaux 1.3A à 1.3H, d'après les échelles de la figure 1.7. Suite page suivante.

1.3.4.2 Discussion sur les argiles

Les tableaux 1.3A à 1.3H montrent que les séries traversées par les puits ou exposées en surface appartiennent à deux types minéralogiques principaux: les séries à smectite, observées dans les puits Gaspé Sud et Douglas, et les séries à illite-chlorite-interstratifiés illite-smectite, observées dans les puits York, Sunny Bank, Tar Point et dans les coupes de surface. Le puits Gaspé Nord est de nature hybride. Il appartient surtout au deuxième type mais contient un peu de smectite (Fig. 1.3D).

L'illite et la chlorite sont les minéraux dominants du deuxième type de séries. Seule la Formation de Battery Point du puits Tar Point contient de la kaolinite.

A) La chlorite

Dans les séries observées, tout porte à croire que la chlorite est un minéral hérité. En effet, bien qu'elle puisse se former durant la catagenèse, surtout à la limite de la zone à gaz sec diagénétique et de l'épizone, elle est abondante dans les facies essentiellement terrigènes des Grès de Gaspé (Formations de York River et de Battery Point) au sommet de la série et du Groupe de Chaleurs (Membres du ruisseau Louis et de Owl Cape, Formation de Griffon Cove River) de la base de la série (Tab. 1.3). Comme dans l'île d'Anticosti, la chlorite ne semble pas avoir de valeur comme indicateur de maturation thermique.

Suite du Tableau. 1.4. Colonnes des indicateurs: 1 = argiles (1¹), 2 = argiles (3), 3 = coloration (1), 4 = coloration (3), 5 = réflectance (1,2), 6 = réflectance (3), 7 = carbone ratio (1), 8 = Rock Eval (3), 9 = rapports élémentaires H/C et O/C (3).

¹ (1) = INRS-Pétrole (1972), (2) = Sikander et Pittion (1978), (3) = INRS-Géoresources (1983) sauf pour les coupes de la Ceinture tectonique qui sont de Islam et al. (1982).

B) les interstratifiés illite-smectite

L'abondance des interstratifiés illite-smectite semble être strictement fonction de la lithostratigraphie. En effet, des interstratifiés sont relativement abondants dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, calcaires les plus pauvres en minéraux argileux, et dans la Formation de Laforce, un calcaire arénacé. Cette distribution particulière donne peu de crédibilité à la proportion de ce minéral comme indicateur de maturation thermique.

C) La smectite.

Dans les puits Douglas et Gaspé Sud, la smectite est présente de bas en haut (Tabs 1.3C et 1.3E). Sa proportion relative varie peu dans la série traversée. Elle domine particulièrement dans la fraction argileuse fine des formations les plus pauvres en argiles (Calcaires Supérieurs de Gaspé et Formation de West Point).

La smectite, montrant partout une réflexion à 1,25 nanomètre, pose le principal problème d'interprétation de la maturation thermique des argiles dans le nord-est de la Gaspésie. En effet, l'abondance de ce minéral dans le puits Gaspé Sud indique que la série sous-jacente à la Formation de York River est moins mature que le suggèrent les indicateurs pétrographiques et de la pyrolysé de la matière organique (Tab. 1.4).

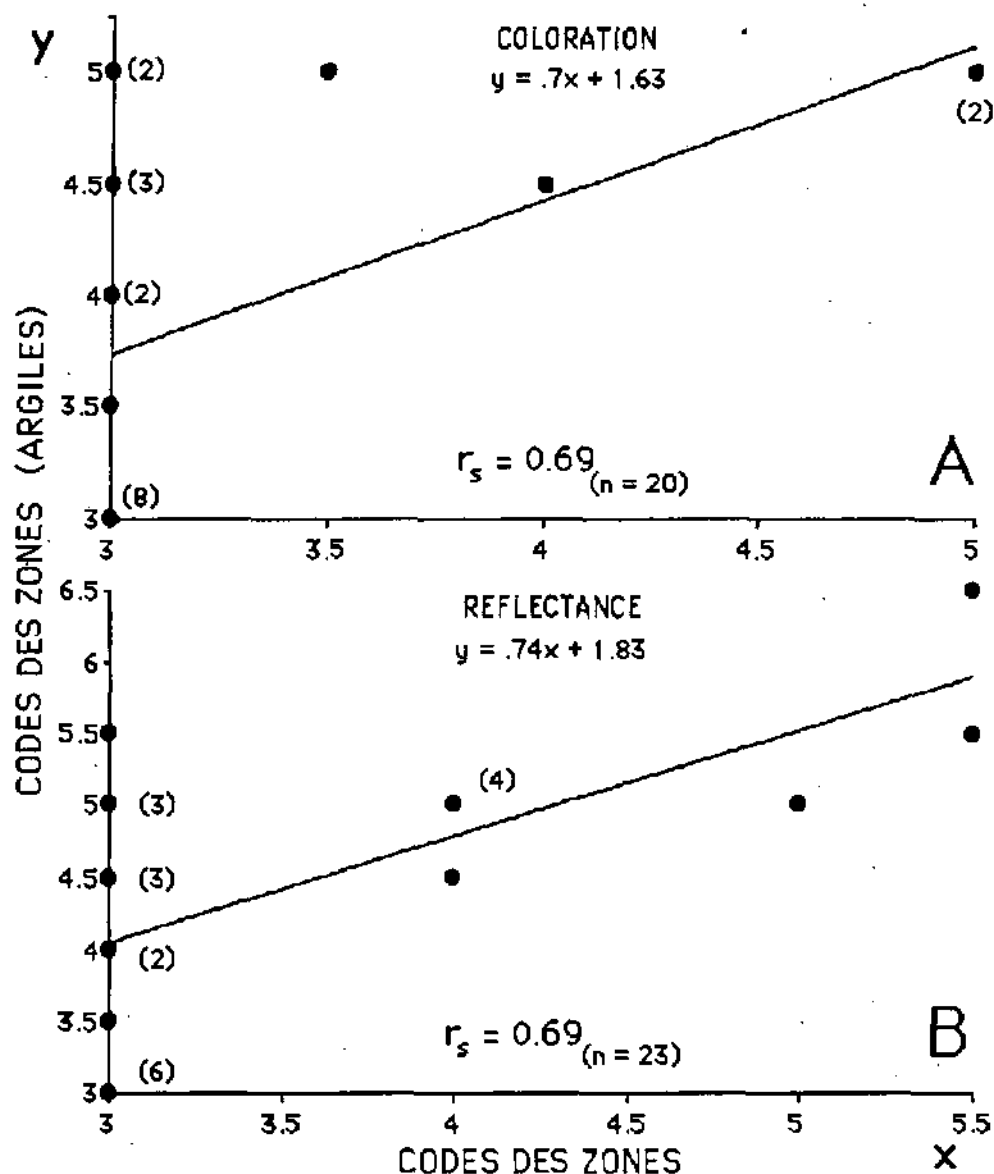


Figure 1.11. Variations des codes de zones de maturation thermique des argiles en fonction des codes estimés avec la coloration (A) et la réflectance (B) de la matière organique. Le sens des codes est expliqué dans la figure 1.7. Le nombre de valeurs par point est entre parenthèses () si le point représente plus d'une valeur.

Si le puits Gaspé Sud est exclu, les argiles et matières organiques évoluent simultanément (r_s coloration = 0.69 pour $n = 20$, et r_s réflectance = 0.69 pour $n = 23$), bien qu'au niveau de la fenêtre à huile potentielle (zone 3) les argiles sont très variables et suggèrent, en moyenne, un niveau d'évolution plus élevé d'environ une zone que la coloration ou la réflectance (Fig.

1.11). Si le puits Gaspé Sud est inclus dans les calculs, les coefficients de corrélations sont très affaiblis (r_s coloration = 0.52 pour $n = 24$, et r_s réflectance = 0.54 pour $n = 28$). Dans le puits Gaspé Sud, aucune corrélation n'est trouvée. De plus, contrairement aux autres puits et coupes, l'écart entre les interprétations suggérées par la coloration ou de la réflectance et celui des argiles est d'une demi-zone en moins au lieu d'une zone en plus (Tab. 1.4).

Dans le puits Douglas, les argiles et les indicateurs de la matière organique suggèrent le même niveau de maturation, la fenêtre à huile potentielle (code 3 dans le tableau 1.4). Bien que les points représentant ce puits soient éloignés de la droite de régression de la figure 1.11, la présence de la smectite pose moins de problèmes dans cette série.

Une remarque importante est à souligner. Ces deux sondages sont des puits à déblais. Les autres puits, contenant des séries à illite-chlorite-interstratifiés illite-smectite, sont carottés. La smectite est également absente dans les coupes de surface.

Ces observations suggèrent que la présence de la smectite peut être un artefact introduit lors du forage par l'utilisation de boue à smectite. Le lavage des déblais n'a pu éliminer ce contaminant lors de la préparation des échantillons.

D) La pyrophyllite et la kaolinite

La pyrophyllite est rapportée une fois dans le milieu de la Formation de Forillon du puits Sunny Bank (Tab. 1.3B). Elle indiquerait la fin de la zone à gaz sec diagénétique ou le début de l'épizone. Bien que l'auteur (INRS-Pétrole, 1972) n'explique pas l'occurrence de la pyrophyllite dans une partie du puits appartenant à la fenêtre à huile potentielle (Tab. 1.3B), la présence d'un petit dyke près de l'emplacement de l'échantillon pourrait expliquer cette anomalie.

La kaolinite n'est observée que dans la Formation de Battery Point du puits Tar Point. Elle est probablement d'origine détritique. En effet, même si la Formation de Battery Point est aussi traversée dans les puits Douglas et Gaspé Nord, sa présence exclusive dans ce puits s'explique à partir du modèle sédimentologique et paléogéographique de la formation. C'est

simplement que le puits Tar Point est plus près de la source des sédiments que les autres puits où la Formation de Battery Point est traversée.

Par contre, l'absence de kaolinite dans les sédiments terrigènes fins du Membre de l'Anse-à-Brillant, sous-jacents aux grès grossiers de la Formation de Battery Point, n'exclut pas l'éventualité d'une origine diagénétique pour la kaolinite (colmatage secondaire de la porosité), dans la Formation de Battery Point.

La présence de ce minéral suggère que la fenêtre à huile potentielle n'a probablement pas été dépassée (Héroux et al., 1979).

E) L'indice d'aigu de l'illite

L'indice d'aigu de l'illite est couramment utilisé comme indicateur de maturation thermique en Gaspésie (Islam et al., 1982; Hesse, 1982; Williams-Jones et Duba, 1984). Dans notre région, l'indice d'aigu de l'illite s'avère peu efficace dans la majorité des puits. La seule relation normale avec la stratigraphie, c'est-à-dire décroissante avec la profondeur, est trouvée dans la coupe de Forillon. Dans les sondages, cette relation est à peine perceptible dans le puits Sunny Bank ($r_s = 0.74$ pour $n = 12$), nulle dans les puits York, Gaspé Sud et Gaspé Nord, si le Super-groupe de Québec est exclu, ou inversée dans les puits Douglas et Tar Point (Tab. 1.3).

Cet indicateur manque de reproductibilité entre études différentes. Des écarts importants d'interprétation sur la maturation thermique sont observés dans le puits York. D'après l'INRS-Pétrole (1972), toute la série traversée appartient à l'anchizone (code 6, tableau 1.4). Dans l'étude plus récente de l'INRS-Géoressources (1983), les valeurs trouvées suggèrent que la série appartient à la partie inférieure de la catagenèse (code 5).

1.3.4.3 Discussion sur la matière organique dispersée

A l'exception de quelques analyses d'extraits organiques et de gaz adsorbés, la fraction insoluble de la matière organique, le kérogène, est celle qui, généralement, fait l'objet d'étude dans cette région.

L'abondance de ces matières organiques est évaluée par les résultats de carbone organique sur la roche totale. Ils sont présentés dans tous les travaux antérieurs à l'exception de ceux d'Islam et al. 1982.

Ces résultats montrent que le contenu en carbone organique de la série siluro-dévonienne est généralement insuffisant pour y reconnaître une roche mère potentielle. Certains horizons de la Formation de West Point, relativement riches en matière organique, et les lits à charbon des Formations de York River et de Battery Point, riches en exinites, font exception.

Le socle cambro-ordovicien est seul à montrer un potentiel roche mère. Toutefois, cette matière organique est mature ou très mature et de nature allochtone (INRS-Géoressources, 1983).

A) Carbone ratio

Les analyses de carbone ratio sont confinées à deux puits (Tabs 1.3A et B), ce qui exclut l'utilisation de cet indicateur pour évaluer la zonéographie régionale de la maturation thermique.

Cet indicateur montre des variations aléatoires en fonction de la stratigraphie. Une croissance des valeurs est à peine perceptible dans le puits Sunny Bank (Tabs 1.3B et 1.4). Toutefois, aucune corrélation significative n'est observée entre les valeurs du carbone ratio et celles des argiles, de la coloration ou de la réflectance (Tab. 1.4).

Etant donné les limitations de la méthode (Héroux et al., 1979) et sachant que les séries traversées par les puits York et Sunny Bank varient d'origines continentale à marine, les valeurs de cet indicateur ne donnent qu'une estimation grossière du niveau de la maturation thermique.

B) Les analyses élémentaires (C H O N S)

Des analyses élémentaires sont faites dans les puits York, Sunny Bank, Gaspé Sud et Douglas (Tabs 1.3A - C et E).

La nature et la maturation thermique des kérogènes s'interprètent surtout à partir des rapports atomiques H/C et O/C sur un diagramme de van Krevelen (Tissot et Welte, 1978,

1984). Pour donner des résultats valables en terme de nature et de maturation, les analyses doivent représenter la composition de kérogènes indigènes (primaires). Or, les analyses pétrographiques montrent que les séries étudiées contiennent surtout des pyrobitumes (Tabs 1.3A - C et E), kérogènes d'origine secondaire.

Ces limitations peuvent expliquer en partie les piètres résultats obtenus.

Dans les puits Sunny Bank et Gaspé Sud, les résultats d'analyses sont très variables mais montrent une vague augmentation de la maturation thermique en fonction de la profondeur. Toutefois, cette maturation apparaît anormalement faible dans la Formation de Shiphead et trop forte dans la Formation de York River (Tab. 1.4).

Dans le puits Douglas, les résultats des analyses élémentaires du kérogène corroborent ceux des argiles en ne montrant aucune augmentation de la maturation en fonction de la profondeur. Ils indiquent que la fenêtre à huile potentielle n'est jamais dépassée, même dans le socle cambro-ordovicien (Super-groupe de Québec, Tabs 1.3C et E).

Le second problème concerne la qualité des analyses. La pétrographie montre que les matières organiques des Calcaires Supérieurs de Gaspé et du Groupe de Chaleurs sont des pyrobitumes et des kérogènes d'origine algaire. Théoriquement, ces kérogènes doivent montrer des rapports O/C plus petits que 0,1 (Robert, 1985, p. 122). Or, les rapports O/C des tableaux 1.3B, C et E sont généralement beaucoup plus élevés. Contrairement à la pétrographie, ils suggèrent des matières organiques de type ligno-humique (INRS-Géoressources: Figs 3A - D).

L'abondance de la pyrite incorporée dans les concentrés de kérogène est probablement la cause de ce problème. Le pourcentage de cendre après analyse reflète cette abondance de la pyrite. L'état d'oxydation des matières organiques peut être une autre cause possible.

Ces problèmes font que la zonation de la maturation thermique suggérée par les analyses élémentaires ne se corrèle qu'avec celle de la réflectance. Cette corrélation est d'ailleurs à la limite du seuil de rejet ($r_s = 0.72$ pour $n = 12$).

C) Pyrolyse en température programmée (Rock Eval)

Des analyses de pyrolyse en température programmée sont faites sur les mêmes puits que les analyses élémentaires. Les valeurs montrées dans les tableaux 1.3A - C et E (IP = l'indice de production et, Tmax = température de pyrolyse optimale) sont très variables en fonction de la stratigraphie. Elles devraient covarier avec la profondeur (Fig. 1.7). Conformément à la théorie (Espitalié et al., 1977), l'indice de production croît avec la profondeur dans les puits Sunny Bank et Gaspé Sud. Dans les puits York et Douglas aucune corrélation n'est observée. Ces résultats sont reflétés par le tableau 1.4. La zonation montrée dans ce tableau reflétant surtout les variations de l'indice de production, les corrélations avec la réflectance et la coloration vont de médiocres à bonnes ($r_s = 0.73$ pour $n = 13$ et $r_s = 0.81$ pour $n = 15$).

A l'inverse de la théorie, la température de pyrolyse optimale ne montre aucune corrélation (puits York, Gaspé Sud, Douglas) ou des corrélations négatives (puits Sunny Bank) avec la profondeur (Tabs 1.3A - C et E).

Les indices d'hydrogène et d'oxygène, indicateurs dont les valeurs ne sont pas montrées dans les tableaux 1.3A - C et E, devraient covarier avec les rapports atomiques H/C et O/C (Espitalié et al., 1977). Aucune corrélation de ce type n'est observée (INRS-Géoressources, 1983: Figs 7a - d).

Les valeurs de ces indices d'hydrogène et d'oxygène suggèrent qu'il y a dans toutes les unités stratigraphiques des matières organiques de type ligno-humique, immatures jusque dans les roches du socle cambro-ordovicien (INRS-Géoressources, 1983: Figs 7a-d). Deux explications sont envisagées: 1) la présence de bitumes solides très oxydés, 2) la décomposition des carbonates lors de la pyrolyse. En effet, contrairement au procédé employé pour faire des analyses élémentaires, le kérogène n'est pas isolé de la roche dans la technique du Rock Eval. Ces séries étant très carbonatées et comme il n'est pas prouvé hors de tout doute que la calcite ne se décompose pas lors de la pyrolyse, du CO_2 inorganique pourrait s'ajouter au CO_2 d'origine organique.

D) Pétrographie de la matière organique en lumière transmise et réfléchi

Ces deux types d'observations de la matière organique donnent des résultats assez cohérents. Les unités stratigraphiques aux environnements de dépôts paraliques sont riches en fragments noirs, en lumière transmise, identifiés comme des particules ligno-humiques en lumière réfléchi. D'autre part, les facies marins sont plus riches en amorphogènes, en acritarches et en spores (lumière transmise), matières organiques identifiées comme des bitumes solides, des amorphes et des exinites en lumière réfléchi (Tab. 1.3).

Ces observations permettent de conclure que la matière organique est de type ligno-humique dans le premier type d'environnement et de type sapropélique dans le second. Toutefois, elles mettent en évidence les problèmes touchant: 1) l'identification des matières organiques et 2) les nomenclatures utilisées pour décrire ces matières organiques, en fonction des observations faites en lumière transmise ou en lumière réfléchi.

E) La coloration des palynomorphes et des autres organoclastes

Cet indicateur est mesuré dans tous les puits et dans une coupe composite à Forillon (Tabs 1.3A - E et G).

Bien que l'indice d'altération thermique soit estimé à partir de la coloration des spores, des acritarches, d'autre tissus organiques ou de l'amorphogène (INRS-Géoressources, 1983) en fonction de leur présence dans les lames, cet indicateur montre une progression régulière de ses valeurs en fonction de la profondeur. Les changements de type de matière organique à l'intérieur même d'un forage, ne semblent pas avoir introduit de distorsions dans les valeurs de la coloration (Tab. 1.4). Dans la région, cet indicateur donne aussi des interprétations en terme de stades de formation des hydrocarbures très semblables à ceux de la réflectance de la vitrinite ($r_s = 0.90$ pour $n = 21$).

Malgré un manque d'étalonnage, la coloration de la matière organique dispersée semble être le meilleur indicateur régional de la maturation thermique.

F) Réflectométrie

De la réflectance est faite sur tous les échantillons de forage et sur tous les spécimens de surface. Dans trois puits de INRS-Géoressources (1983), des mesures de pouvoir réflecteur sont prises sur tous les types de la matière organique. Cet indicateur peut donc servir à faire la zonéographie régionale de la maturation thermique. Toutefois, mis à part le puits Tar Point, les puits et les coupes étudiés dans ces travaux sont essentiellement orientés suivant une ligne nord-est sud-ouest (Fig. 1.9) et ne couvrent qu'une petite superficie au milieu de la région.

Le problème le plus évident que montrent les résultats de réflectance dans les travaux antérieurs est de nature analytique. En effet, les mesures de pouvoir réflecteur servant à quantifier la maturation thermique sont prises indifféremment sur de la vitrinite, des bitumes solides ou d'autres organoclastes (INRS-Géoressources, 1983). Les semi-fusinites et les exinites, autres types de matière organique sur lesquels la réflectance est mesurée, montrent des lignes d'évolution parallèles et adjacentes à cette matière organique composite en fonction de la profondeur (INRS-Géoressources, 1983: Figs 6b-d). Ces faits semblent supporter l'hypothèse de ce rapport, suggérant que l'évolution des organoclastes en plus de celle des bitumes solides (Robert, 1973), est comparable à celle de la vitrinite et indicatrice du rang de la maturation thermique. Toutefois, des travaux plus récents (Bertrand et al., 1985; Bertrand, 1985) montrent que la réflectance de plusieurs espèces de matière organique regroupées peut produire des distortions dans les courbes du pouvoir réflecteur.

Les variations marquées des gradients de pouvoir réflecteur entre des puits voisins (INRS-Géoressources, 1983, Fig. 8) posent un autre problème. Très sommairement expliquées dans les travaux antérieurs, ces variations ont des répercussions importantes sur la zonéographie de la maturation thermique.

1.3.4.4 Zonéographie régionale de la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie dans les travaux antérieurs

La zonéographie régionale de la maturation thermique du synclinorium de Gaspé-Vallée du Connecticut a été abordée dans les travaux de Sikander et Pittion (1978) et d'INRS-Géoressources (1983).

A partir des informations alors disponibles sur les puits York, Sunny Bank, Tar Point (Tabs 1.3A, B et F) et de puits hors de notre région, Sikander et Pittion (1978) ont observé un gradient régional de la maturation thermique vers le centre de la péninsule gaspésienne. Ils l'ont mis en relation avec l'épaississement des séries siluriennes et dévoniennes dans la même direction et l'activité ignée du centre du bassin. Toutefois, ces conclusions font abstraction ou ne tiennent pas compte des failles de la région.

En 1983, l'INRS-Géoressources propose un modèle de la zonéographie qui tient compte de la tectonique de la région. Dans ce rapport, on propose une reconstitution de la zonéographie à trois moments précis de l'histoire géologique du bassin: au début de la sédimentation des Grès de Gaspé, au moment de l'enfouissement maximum des séries et finalement tel qu'il se présente aujourd'hui. Il tente de déterminer si la maturation thermique des séries s'est effectuée avant ou après le découpage en blocs de la région par les failles du Bras Nord-Ouest et du Troisième Lac.

Pour y parvenir, il projette sur des coupes structurales les données de puits et de coupes et estime les gradients des pouvoirs réflecteurs puis les profondeurs maximum d'enfouissement. Il extrapole des courbes d'iso-réfectance continues entre les puits à cette profondeur maximum et ramène les séries dans leur situation actuelle sans changer la position stratigraphique de ces courbes. Il juge alors s'il y a déplacement des isoplètes de réflectance au niveau des failles.

Outre les difficultés analytiques énumérées précédemment, les enfouissements maximum suggérés découlent de plusieurs hypothèses et artifices difficilement vérifiables. La reconstruction des isoplètes de réflectance lors de l'enfouissement maximum et sur les coupes structurales actuelles ne tient pas compte de l'effet du temps sur la maturation thermique de la matière organique et de certains éléments de l'histoire géologique du bassin. De plus, aucune

carte d'isoplètes de réflectance sur la surface d'érosion actuelle n'infirme ou ne confirme le tracé des lignes d'iso-réflectance sur les coupes structurales du rapport (Figs 1.10 et 1.11; INRS-Géoressources, 1983).

1.3.5 Travaux suggérés pour répondre à la problématique des évaluations antérieures de la maturation thermique

Cette revue de la littérature soulève des problèmes qui peuvent être résolus par une révision des données de subsurface sur la maturation thermique et par l'apport d'informations supplémentaires en surface. Une interprétation globale de la zonéographie de cette maturation thermique compléterait cette synthèse.

1.3.5.1 Echantillonnage

Les échantillons de surface sont répartis sur toute la superficie de la région et plus spécifiquement de part et d'autre des failles majeures. En plus de ceux de la littérature, sont étudiés les puits Blanchet et Malbaie, respectivement situés au nord-ouest et au sud-est des Blocs Centre et Nord (Fig. 1.9A).

Ce plan d'échantillonnage permet de recueillir de l'information dans tout le bloc sédimentaire de la région. Si les analyses sont réussies, nous obtiendrons une vision tridimensionnelle de la zonéographie de la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie. Si les échantillons sont géographiquement bien répartis, il est aussi possible de reconnaître les déplacements des isoplètes de pouvoir réflecteur le long des failles et autour des grands plis.

1.3.5.2 Minéralogie des argiles

Bien que la minéralogie des argiles de la région soit bien connue (près de 300 échantillons, dont une centaine sur des préparations naturelles et saturées au glycol), le principal problème des argiles est relié à l'abondance de smectite dans trois des puits de l'étude la plus récente (INRS-Géoressources, 1983). L'hypothèse d'une contamination par de la boue de forage doit être confirmée ou infirmée.

Ces doutes, qui pénalisent la minéralogie des argiles comme indicateur de maturation thermique, peuvent être levés de deux façons.

- 1) Un lavage plus vigoureux des échantillons de déblais avant la préparation des lames d'argiles orientées.

2) Une vérification de la minéralogie des argiles dans quelques spécimens de surface typiques des formations riches en smectite lorsqu'elles sont traversées en sondages.

Afin de couvrir la même région étudiée par les analyses de réflectance et de la pyrolyse programmée des matières organiques, des analyses d'argiles sont faites sur des échantillons des puits Blanchet et Malbaie. Les analyses dans le puits Blanchet permettent de vérifier si les Calcaires Supérieurs de Gaspé, à l'ouest de la région, sont aussi riches en smectite que ceux du puits Gaspé Sud, au centre de la région. Les analyses dans le puits Malbaie permettront de suggérer si les kaolinites de la Formation de Battery Point sont d'origine sédimentaire ou néoformées.

1.3.5.3 Géochimie de la matière organique dispersée

Les roches du nord-est de la Gaspésie sont presque aussi pauvres en matière organique que celles de l'île d'Anticosti. Afin de pouvoir comparer plus facilement les deux provinces géologiques, la pyrolyse programmée est appliquée en Gaspésie. Cette approche est doublement justifiée, car les problèmes d'extraction du kérogène sont semblables dans les deux régions. Toutefois, les résultats analytiques déjà obtenus par cette méthode (INRS-Géoressources, 1983) étant assez décevants, la technique d'analyse suggérée par ses inventeurs (Espitalié et al., 1977) est modifiée afin de rendre les résultats plus compatibles avec ceux de la pétrographie de la matière organique.

Les problèmes pourront être résolus par une décarbonatation préalable des échantillons. En effet, la matière minérale carbonatée peut fausser les teneurs en oxygène. Le kérogène étant plus concentré dans le résidu insoluble d'un calcaire, une amélioration des résultats analytiques est également prévisible avec ce changement sur la méthode classique.

1.3.5.4 Pétrographie de la matière organique

Pour les mêmes raisons que dans l'île d'Anticosti, les résultats de la réflectométrie de la matière organique sont jugés plus précis que ceux de la pyrolyse programmée et de la minéralogie des argiles dans la modélisation de la zonéographie de la maturation thermique du

nord-est de la Gaspésie. La fluorescence sert à obtenir une meilleure identification des matières organiques observées.

A l'aide de la méthode de préparation suggérée par Bertrand et al. (1985), la première étape de l'étude compare la réflectance des zooclastes marins, calibrés entre eux dans l'île d'Anticosti, avec la réflectance de la vitrinite. La vitrinite, abondante dans la partie continentale et paralic de la série, est présente dans une section de la partie marine (INRS-Géoressources, 1983). Cette étalonnage vise à construire une abaque ou une table de corrélation dans laquelle les pouvoirs réflecteurs des zooclastes les plus fréquemment observés (chitonozoaires, graptolites, scolécodontes) sont traduits en valeurs de réflectance de la vitrinite de rang équivalent.

En tenant compte des failles et autres discontinuités structurales ou stratigraphiques de la région, la construction des courbes et des surfaces d'iso-réflectance permet d'obtenir un excellent modèle régional de la zonéographie de la maturation thermique. Les résultats de la minéralogie des argiles sont intégrés dans ce modèle zonéographique afin d'être comparés à ceux de la pyrolyse programmée.

1.3.5.5 Conclusions sur la problématique du nord-est de la Gaspésie

Les principaux problèmes qui apparaissent lors de l'analyse des travaux antérieurs sur la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie touchent:

- 1) la contamination possible des échantillons d'argiles analysés,
- 2) le choix et la calibration des indicateurs de maturation thermique de la matière organique et
- 3) l'interprétation des résultats en terme de zonéographie de la maturation thermique et de géologie structurale.

Pour répondre à ces problèmes, les questions qu'il faut poser sont les suivantes:

- 1) Quels types de matière organique ont une réflectance pouvant servir d'indicateur fiable de la maturation thermique dans les unités stratigraphiques d'environnements de dépôts marins, dépourvus en vitrinite?

- 2) Ces types de matière organique sont-ils les mêmes que dans les séries de l'île d'Anticosti?
- 3) Quelles relations y a-t-il entre les pouvoirs réflecteurs de ces matières organiques et ceux de la vitrinite?
- 4) Quel est le niveau de maturation thermique atteint par ces séries lithostratigraphiques, tant en surface qu'en subsurface?
- 5) Ce rang est-il confirmé par les indicateurs de la maturation thermique des minéraux argileux et les indicateurs de la pyrolyse programmée?
- 6) Ajoutées aux connaissances de la géologie structurale, de la stratigraphie et de l'histoire de la sédimentation du nord-est de la Gaspésie, les courbes ou surfaces d'iso-réflectance de ces indicateurs ou de la réflectance de la vitrinite équivalente permettent-elles de comprendre l'histoire de la zonéographie thermique, de préciser l'âge des mouvements tectoniques qui ont faillé et plissé la région et de cerner les facteurs qui permettent d'évaluer le potentiel en hydrocarbures du bassin.

2. METHODOLOGIE

2.1 TECHNIQUES D'ÉCHANTILLONNAGE ET PLANIFICATION DES ANALYSES

2.1.1 Techniques d'échantillonnage pour l'île d'Anticosti

L'étude de l'île d'Anticosti porte sur des échantillons de surface et de subsurface. Les échantillons de surface proviennent de quarante-neuf localités où le roc affleure alors que ceux de subsurface appartiennent à cinq puits d'exploration pétrolière (Fig. 2.1).

ECHANTILLONNAGE

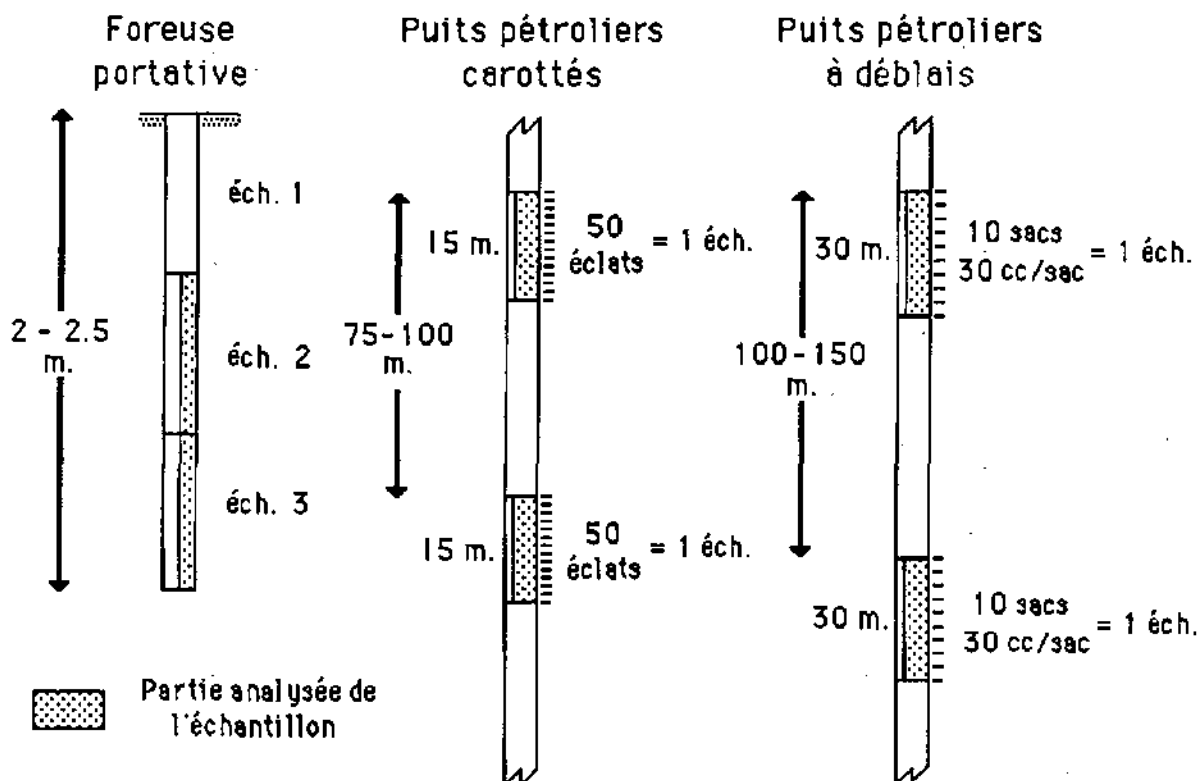


Figure 2.2. Techniques d'échantillonnage. Ile d'Anticosti; 49 sites de surface et 5 puits: LGPL, NACP (en partie), ARCO, LGCP et Sandtop. Nord-est de la Gaspésie; 25 sites de surface et 2 puits: Malbaie et Blanchet.

Les échantillons de surface sont récoltés à l'aide d'une foreuse portative entraînant un carottier muni d'une couronne diamantée. Les carottes ont une longueur de deux mètres à deux mètres cinquante et un diamètre de deux centimètres et demi (Fig. 2.2). Pour chacun des

quarante-neuf sites d'échantillonnage, la moitié de la carotte est divisée en trois échantillons de même longueur (0,7 à 0,8 m). Les deux échantillons les plus profonds sont grossièrement broyés (diamètre moyen des grains de 1 à 2 mm) et homogénéisés. Celui du sommet de chaque trou est conservé comme témoin et pour des analyses pétrographiques éventuelles.

Ce type d'échantillonnage a pour but d'obtenir des échantillons plus représentatifs et moins altérés par les agents météoriques que des spécimens de terrain. De plus, ces carottes représentent près d'un mètre de strates, alors qu'un spécimen de terrain représente au maximum quinze centimètres de strates. Si on considère que les lithologies les plus résistantes à l'érosion affleurent davantage sur le terrain, la lithologie échantillonnée est aussi moins biaisée au profit des plus dures.

En subsurface, des échantillons composites, couvrant chacun 15 mètres, sont récoltés des sondages carottés: Lowland Gamache Princetown Lake no. 1 (LGPL: 16 échantillons), Lowland Gamache Carleton Point no. 1 (LGCL: 13 échantillons) et New Associated Consolidated Paper no. 1 (NACP: 15 échantillons) (Fig. 2.1). Dans chaque échantillon, on compte environ cinquante fragments de roche de volume similaire, prélevés à tous les 30 cm le long de la carotte (Fig. 2.2). La lithologie la plus argileuse, généralement plus forcée, est préférentiellement choisie. Les échantillons obtenus ont une masse totale comprise entre 300 et 600 g. Toutefois, les trois-quarts des échantillons du puits NACP font exception à ce plan d'échantillonnage. Les fragments de roches analysés sont alors des spécimens prélevés à des cotes précises, utilisés lors d'une étude antérieure (INRS-Pétrole, 1976). Les échantillons sont grossièrement broyés et homogénéisés avant la séparation et l'analyse.

Dans les puits Atlantic Richfield Company Anticosti no. 1 (ARCO: 26 échantillons) et SOQUIP Scurry Rainbow Sandtop no. 1 (Sandtop: 15 échantillons) (Fig. 2.1), les échantillons de déblais sont le résultat d'un mélange de dix prélèvements de même volume (20 à 30 cc), pris dans dix sacs consécutifs, espacés d'un peu plus de trois mètres (dix pieds) dans le sondage (Fig. 2.2). Les échantillons en provenance des puits pétroliers à déblais sont homogénéisés et divisés sans être broyés.

Dans chaque puits, les échantillons sont pris à des intervalles les plus réguliers possible (Fig. 2.2). En fonction de leur profondeur, l'intervalle entre chaque échantillon, d'un puits à l'autre, varie entre 75 m (LGCP) et 150 m (ARCO).

Ces techniques d'échantillonnage homogénéisent la lithologie des échantillons. Dans le cadre d'une étude régionale, cette homogénéisation a pour but de minimiser les effets sédimentologiques locaux comme la source des sédiments et les environnements de dépôts, sur les indicateurs de maturation. Il est en effet bien connu que ces facteurs sédimentaires ont un effet: 1) sur le pouvoir réflecteur des matières organiques (Kübler et al., 1979), 2) sur les facies organiques, donc sur les résultats de la pyrolyse programmée, et 3) sur la minéralogie des argiles (Persoz, 1982).

2.1.2 Planification des analyses pour l'île d'Anticosti

Tous les échantillons broyés sont divisés en quatre parties à l'aide d'un séparateur de Jones (SEPOR technical supply). Pour la majorité des échantillons de surface, trois des quatre parties sont analysées: la première en pétrographie de la matière organique (63 analyses), la seconde en combustion pour leur teneur en carbone organique (95 analyses) et en pyrolyse programmée (95 analyses), et la troisième en minéralogie des argiles (98 analyses des fractions $< 2 \mu\text{m}$ et $2 \text{ à } 16 \mu\text{m}$). La quatrième est conservée comme témoin. Le nombre d'analyses pétrographiques est inférieur à celui des analyses de la teneur en carbone organique, de la pyrolyse programmée ou de la minéralogie des argiles. En effet, dans chaque site, l'analyse pétrographique est généralement faite sur l'échantillon le plus profond de la carotte. L'échantillon de profondeur intermédiaire n'est analysé que dans treize des quarante-neuf sites et un échantillon a été analysé en double. Cette seconde analyse pétrographique par site permet de vérifier les résultats de la première. Par contre, les autres types d'analyses sont faits sur presque tous les échantillons intermédiaires et profonds. Pour le carbone organique et la pyrolyse programmée, trois échantillons font exception; le résidu insoluble était trop petit pour être analysé.

Le type d'analyse fait sur les échantillons de subsurface est le même que pour les échantillons de surface. Sur chaque échantillon, on a fait: de la pétrographie de la matière organique (78 analyses), une teneur en carbone organique (84 analyses), une pyrolyse programmée (84 analyses) et minéralogie des argiles (74 analyses des fractions < 2 μm et 2 à 16 μm).

Le nombre d'analyses entre les techniques n'est pas tout à fait le même à cause du puits NACP. Il restait suffisamment de matériel de l'étude antérieure de ce puits (INRS-Pétrole, 1976) pour compléter les analyses de carbone organique en main par des analyses de pyrolyse programmée, mais pas assez pour faire de nouvelles analyses d'argiles ou de pétrographie de la matière organique. Toutefois, on a pu se servir des quelques préparations pétrographiques fabriquées dans le cadre de cet ancien projet.

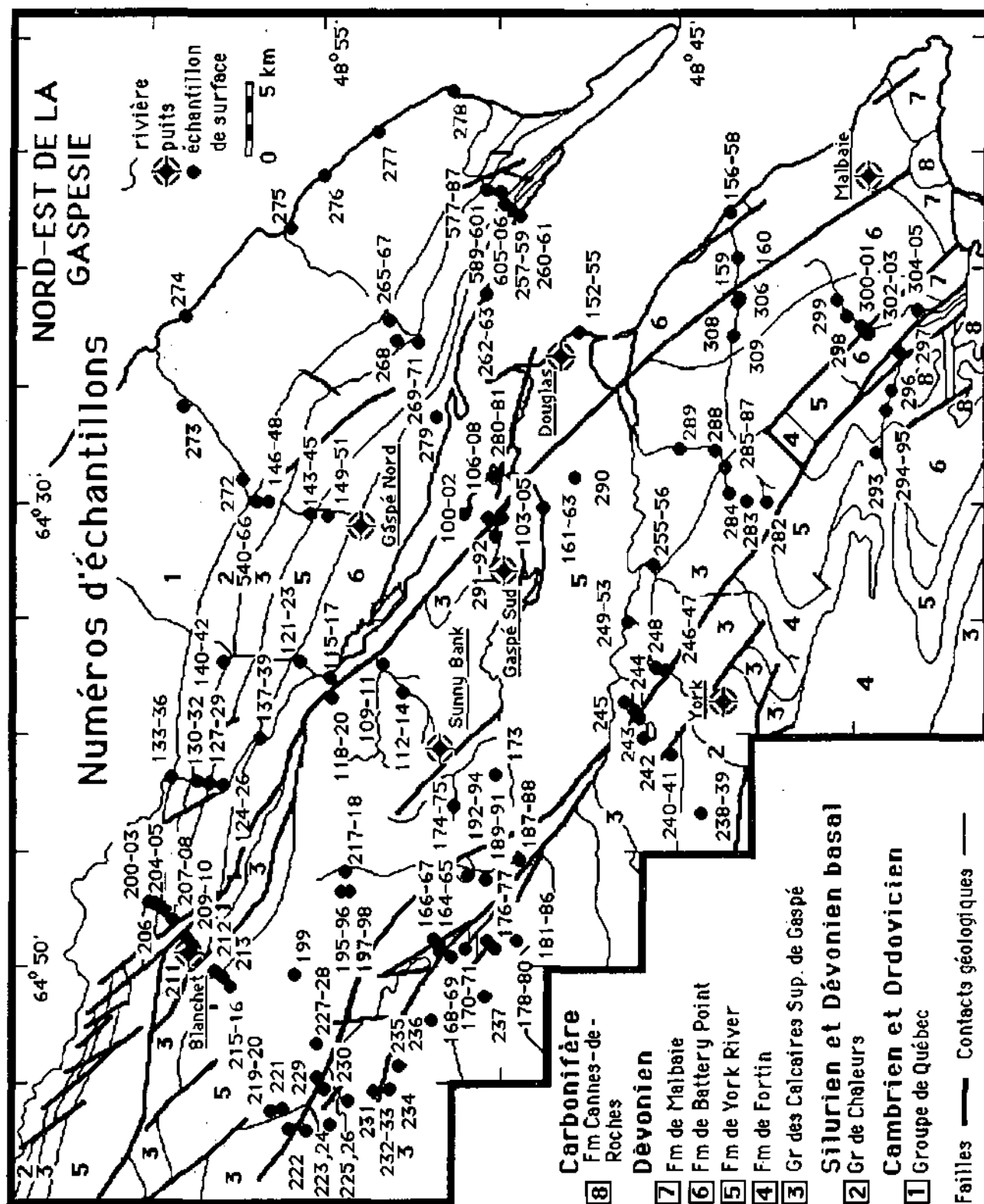


Figure 2.3

2.1.3 Techniques d'échantillonnage pour le nord-est de la Gaspésie

Le type d'échantillonnage de la partie du nord-est de la Gaspésie est beaucoup plus hétérogène que celui de l'île d'Anticosti. Cent douze (112) affleurements sont retenus (Fig. 2.3), dont vingt-cinq (25) seulement sont échantillonnés avec la foreuse portative et la même technique que dans l'île d'Anticosti (Fig. 2.2). L'extrême dureté des Calcaires Supérieurs de Gaspé, très silicifiés, l'abrasion excessive des déblais sur le matériel de forage dans les Grès de Gaspé et le pendage prononcé des strates dans certains affleurements sont responsables du nombre limité de forage.

Dans les quatre-vingt-sept sites restants, de un à trois spécimens de roche sont prélevés par affleurement. Ces spécimens sont débarrassés de leur croûte d'altération avant le broyage. Leur couleur, comparée à celle des échantillons carottés, suggère que l'altération est surtout prononcée dans les Grès de Gaspé, dont les lithologies sont plus perméables. Dans les calcaires micritiques, souvent très silicifiés, des Calcaires Supérieurs de Gaspé, l'altération météorique semble moins profonde, bien qu'omniprésente.

Un certain nombre des spécimens de surface étudiés par l'INRS-Géoressources (1983) a été utilisé. L'altération météorique de plusieurs de ces spécimens y est beaucoup moindre. La coupe échantillonnée (INRS-Géoressources, 1983) avait été récemment excavée et profondément entaillée dans le roc (Route 132, parc de Forillon).

On doit remarquer dans la figure 2.3 que l'absence du code stratigraphique 4 (Formation de Fortin dans la légende) dans le Bloc nord ne signifie pas nécessairement qu'il y a une discordance à ce niveau. La Formation de Fortin est un équivalent latéral dans le Bloc sud des Calcaires Supérieurs de Gaspé et de base de la Formation de York River dans le Bloc nord (Fig. 1.10).

Deux nouveaux puits (Fig. 2.3):

SOQUIP et al. Blanchet no. 1 (Blanchet) et

SOQUIP Malbaie no. 1 (Malbaie)

sont ajoutés à ceux qui ont été étudiés dans les travaux antérieurs (INRS-Pétrole, 1972; Sikander et Pittion, 1978 et INRS-Géoressources, 1983). La technique d'échantillonnage est

alors la même que celle appliquée dans l'île d'Anticosti. Dans les autres puits (Fig. 2.3), qu'ils soient carottés:

Gulf Sunny Bank no 1. (Sunny Bank) et
Imperial Lowland and Associated York no. 1 (York)

ou à déblais:

SOQUIP Gaspé Sud no. 1 (Gaspé Sud),
SOQUIP Douglas no. 1 (Douglas) et
SOQUIP-Péto Fina Baie de Gaspé Nord no. 1 (Gaspé Nord),

les échantillons ou les préparations utilisés sont ceux des auteurs antérieurs (INRS-Géoresources, 1983). Les échantillons de puits carottés sont généralement composites et représentent des intervalles compris entre trente centimètres et six mètres de série. Les échantillons de puits à déblais représentent trois mètres trente (10 pieds) de strates.

La décision de reprendre les mêmes échantillons dans cette étude que dans les travaux antérieurs présente plusieurs avantages. La pétrographie et la géochimie de la matière organique sont déjà faites en détail dans les deux coupes de terrain (Rivière-au-Renard et route 132, parc de Forillon) et dans cinq des sept puits visés dans l'étude. A priori, il n'est donc pas nécessaire de refaire toutes ces analyses pétrographiques, quelques vérifications suffisent. En minéralogie des argiles, il suffit de confirmer ou d'infirmer la présence de la smectite dans les puits Gaspé Sud et Douglas (Tableau 1.3C et E). De plus, par recoupement des résultats, les nombreuses analyses élémentaires (55) des travaux antérieurs peuvent servir à vérifier les analyses projetées en pyrolyse programmée.

2.1.4 Planification des analyses pour le nord-est de la Gaspésie

Le protocole analytique pour les spécimens et les échantillons de surface dans le nord-est de la Gaspésie est le même que celui de l'île d'Anticosti; exception faite, que les analyses de la minéralogie des argiles par diffraction des rayons X ne sont ni interprétées ni utilisées. Cette décision a été prise après un examen sommaire des résultats obtenus sur l'île d'Anticosti. Cent

quinze (115) analyses pétrographiques de la matière organique, de carbone organique sur la roche totale et de pyrolyse programmée ont été effectuées sur les mêmes échantillons.

Dans les puits et dans les coupes de la Rivière au Renard et route 132, parc de Forillon, on compte soixante-quatre (64) nouvelles analyses pétrographiques de la matière organique, cent quinze (115) teneurs en carbone organique, dont vingt-sept (27) sont nouvelles, cent quinze (115) analyses de pyrolyse programmée (entièrement refaites) et cent quarante-deux (142) analyses de la minéralogie des argiles dont quarante (40) sont nouvelles. Les cent deux (102) anciennes analyses de la minéralogie des argiles (INRS-Géoressources, 1983) sont réinterprétées après avoir fait une vérification des cas problématiques.

2.2 DESCRIPTION DES TECHNIQUES ANALYTIQUES

2.2.1 Minéralogie des argiles

L'identification et l'évaluation semi-quantitative des minéraux argileux sont effectuées selon la méthode standard utilisée à l'INRS-Géoressources (voir INRS-Pétrole, 1976). Les séries étudiées étant généralement carbonatées, les échantillons, grossièrement broyés et recouverts avec de l'eau, sont préalablement attaqués par ajout progressif d'acide chlorhydrique 1 N et chauffés à 65°C. La macération se fait sous agitation mécanique constante, jusqu'à l'arrêt de l'effervescence. La diffraction des rayons X se fait sur le résidu dilué de la macération, orienté par sédimentation sur une lame de verre. Pour tous les échantillons, deux fractions minéralogiques sont analysées: la fraction plus petite que 2 μm (fine) et la fraction comprise entre 2 et 16 μm (grossière). Elles sont séparées par centrifugation. La fraction grossière ne subit aucune saturation avant la diffraction des rayons X. Le taux d'humidité est celui de la pièce, c'est-à-dire environ cinquante pour-cent. Cette préparation est dite naturelle. Le même traitement pré-diffraction est appliqué aux préparations de la fraction fine. Toutefois, contrairement aux préparations de la fraction grossière, elles sont saturées à l'éthylène glycol après une première diffraction aux rayons X. Elles sont ensuite soumises à la diffraction des rayons X. Cette seconde préparation est dite glycolée.

La diffraction des rayons X est effectuée avec un appareil Phillips, couplé à un enregistreur XY Hewlett Packard. Les caractéristiques et les réglages de l'appareil sont décrits dans INRS-Pétrole (1976):

Rayonnement:	Cu Ka, 44 KV, 32 mA
Fentes:	1° (divergente)- 0,2 mm+ Ni, 1° (réception)
Discrimination:	Atténuation 1, Haute tension 1560 (compteur) Seuil 1,65 V, canal enregistrement 3 V

Constante de temps: 0,4

Vitesse du goniomètre: 2,4 °/min.

Enregistreur: Sensibilité Y: position 2, (2°: 4 carreaux)

potentiomètre 4,31 v

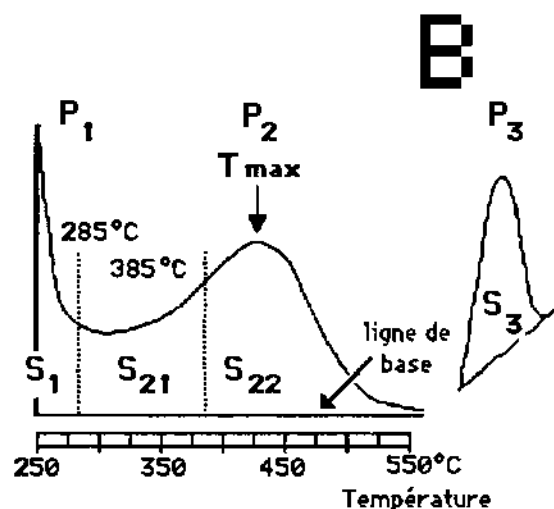
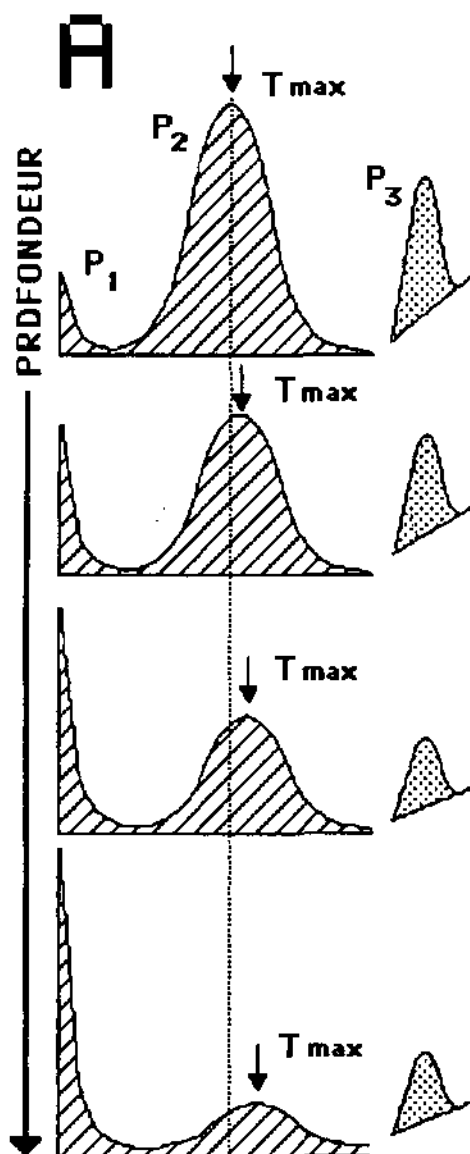
Sensibilité X: 4×10^3 (PW 4620),

1 M V/ 1 cm

Les diagrammes de diffraction des rayons X obtenus sont interprétés entièrement à la main. Une courbe de base est d'abord tracée. Elle passe par le milieu des crénelations du bruit de fond de chaque diagramme. Une fois cette courbe tracée, on mesure les hauteurs, les largeurs et la position des pics. Les hauteurs des pics sont mesurées entre cette courbe du bruit de fond et le sommet des pics. Les largeurs sont mesurées à mi-hauteur. Les pics du quartz à 4,26 et 3,33 Å servent de repères pour déterminer la position des pics des argiles.

Les pourcentages semi-quantitatifs sont estimés à partir des aires sous les pics 001 de l'illite, de la smectite ou de la corrensite et sous le pic 002 pour la chlorite. On se sert des diagrammes des préparations glycolées pour la fraction plus petite que 2 µm et des diagrammes des préparations naturelles pour la fraction comprise entre 2 et 16 µm. Pour les argiles autres que les interstratifiés irréguliers, ces surfaces sont égales aux produits de la hauteur par la largeur des pics à mi-hauteur multipliés par le facteur qui amènerait ce produit à la surface d'une distribution de fréquence normale ayant les caractéristiques de hauteur et de mi-largeur observées (facteur = 1,06). Avant de calculer la proportion relative des minéraux, la surface de la chlorite (pic 002 à 7 Å) est de plus multipliée par 0,7. Le pourcentage des interstratifiés irréguliers, le plus souvent de type illite-smectite, mais quelquefois de type chlorite-smectite est estimé à partir de la surface mesurée au planimètre sur les diagrammes de diffraction des rayons X des préparations glycolées.

Sur l'appareil utilisé et sur les préparations naturelles comme sur les préparations glycolées, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite, exprimées en $^{\circ}2\theta$, sont égales à la largeur en mm du pic 001 de l'illite à sa mi-hauteur, multipliée par le facteur 0,13. Ce facteur est trouvé à partir du standard de Kübler (Kübler, 1968).



S_i ; $i = 1, 2, 21, 22$ ou 3 = Surface de P_i

$S_2 = S_{21} + S_{22}$

Q_i ; $i = 1, 2, 21, 22$ ou 3 = fonction (S_i)

Q_i ; $i = 1, 2, 21$ ou 22 = mg. d'hydrocarbures (HC) / g. de roche

Q_i ; $i = 3$ = mg. de CO_2 / g. de roche

P_g = potentiel génétique

= $Q_1 + Q_2$

IP = indice de production

= $Q_1 / (Q_1 + Q_2)$

IH = indice d'hydrogène

= Q_2 / COT (mg. HC / g. carbone organique)

IO = indice d'oxygène

= Q_3 / COT (mg. CO_2 / g. carbone organique)

RQ_2 = rapport HC lourds sur kérogène

= Q_{21} / Q_{22}

T_{max} = Température de craquage optimal des kérogènes

P_1 = Pic des hydrocarbures déjà présents, adsorbés dans la roche

P_2 = Pic des hydrocarbures formés par craquage du kérogène et des extractibles lourds

P_3 = Pic du CO_2 dérivé du kérogène

Figure 2.4. Illustration des variables obtenues lors de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval), afin d'évaluer la maturation et la nature de la matière organique.

2.2.2 Pyrolyse programmée et teneur en carbone organique

2.2.2.1 Généralités

La pyrolyse en température programmée est une méthode rapide de caractérisation des roches mères à hydrocarbures (Espitalié et al., 1977). La méthode permet de quantifier les gaz libérés par la matière organique contenue dans un échantillon, lorsque celui-ci est chauffé en programmation de température de 250 à 550°C, sous une atmosphère inerte.

L'appareil de pyrolyse utilisé est le plus ancien modèle mis au point par une équipe composée de chercheurs de l'Institut Français du Pétrole et de Labofina S.A. (Bruxelles) (Espitalié et al., 1977). Il a été commercialisé sous le nom de "Rock Eval".

Cet appareil permet de quantifier dans un premier temps, les hydrocarbures désorbés puis formés lors de la pyrolyse et dans un second temps, de quantifier l'oxygène généré sous la forme de CO₂. Le traitement d'un échantillon produit un pyrogramme à trois pics (Fig. 2.4). Les deux premiers pics représentent les hydrocarbures et le troisième le CO₂.

L'évolution du pyrogramme à des étapes successives de la diagenèse est schématisée dans la partie A de la figure 2.4. On constate que l'évolution se traduit tout d'abord par une diminution rapide du pic de CO₂ (P₃), lequel affiche une progression beaucoup plus lente dans les stades plus avancés de la diagenèse. Le pic des hydrocarbures de craquage (P₂) diminue progressivement et son sommet glisse vers des températures plus élevées (T_{max}). Le pic des hydrocarbures désorbés (P₁) acquiert une importance relative croissante avec la profondeur.

Les schémas idéalisés à la figure 2.4A ne sont pas souvent rencontrés, dans les deux régions étudiées. Fréquemment, les flancs des pics P₁ et P₂ se rejoignent bien au-dessus de la ligne de base du pyrogramme (Fig. 2.4B). De plus, dans les puits, les valeurs de la variable T_{max} ne montrent presque jamais cette belle progression. D'après Clementz (1979), les hydrocarbures lourds ou les bitumes solides présents dans la roche sont responsables de ces phénomènes. Par craquage, ils forment des hydrocarbures dans une autre gamme de température intermédiaire entre celle des hydrocarbures formés par le kérogène in situ et celle des hydrocarbures du pic P₁. Lorsque la diagenèse est avancée, ou lorsque ces bitumes

forment une partie importante de la matière organique de la roche, la surface de cette région du pyrogramme peut devenir aussi importante que celle du pic P_2 au sens strict.

Au lieu d'être séparée entre trois pics (P_1 , P_2 et P_3 ; Fig. 2.4A), la surface des pyrogrammes est donc divisée en quatre parties (Fig. 2.4B). La première partie du pyrogramme (S_1), comprise entre 250 et 285°C, est attribuée au pic P_1 . Les deux autres parties du pyrogramme, les surfaces S_{21} (températures entre 285 et 385°C) et S_{22} (températures entre 385 et 550°C), forment le pic P_2 dont la surface est égale à S_2 (Fig. 2.4B: $S_2 = S_{21} + S_{22}$). La surface du troisième pic du pyrogramme (P_3) est appelée S_3 . La surface de ces pics (S_1 , S_2 et S_3) est ramenée à des quantités d'hydrocarbures (Q_1 et Q_2) ou de CO_2 (Q_3) par calibration avec des standards dont la composition est connue par d'autres méthodes.

A partir des quantités S_1 , S_2 , S_3 et du carbone organique sur la roche totale (COT), les auteurs pré-cités ont créé plusieurs variables (Fig. 2.4B: P_g , IP , IH , IO) qui permettent de caractériser les roches mères et la matière organique d'origine. Toutefois, ces variables ne tiennent pas compte de la confusion possible entre bitume solide et kérogène autochtone sur un pyrogramme. Une nouvelle variable (RQ_2) est donc créée (Fig. 2.4B). Cette variable permet d'identifier la présence de bitume, de quantifier leur abondance et de corrélérer cette occurrence des bitumes solides avec les observations faites en pétrographie de la matière organique.

L'analyse du carbone organique est faite sur le résidu insoluble provenant d'une macération dans de l'acide chlorhydrique chaud, d'environ trente grammes (30 g) d'échantillons de roche finement broyée. Le poids des poudres sèches est mesuré avec précision avant et après la macération. Les teneurs en carbone organique du résidu insoluble sont obtenues d'un analyseur élémentaire (Perkin Elmer modèle 240B).

2.2.2.2 Erreurs systématiques de la méthode et corrections suggérées

Les paragraphes suivants discutent des erreurs et des limitations de la méthode, et selon le cas, des corrections suggérées.

2.2.2.2.1 Erreur intrinsèque à l'appareil (effet d'échelle)

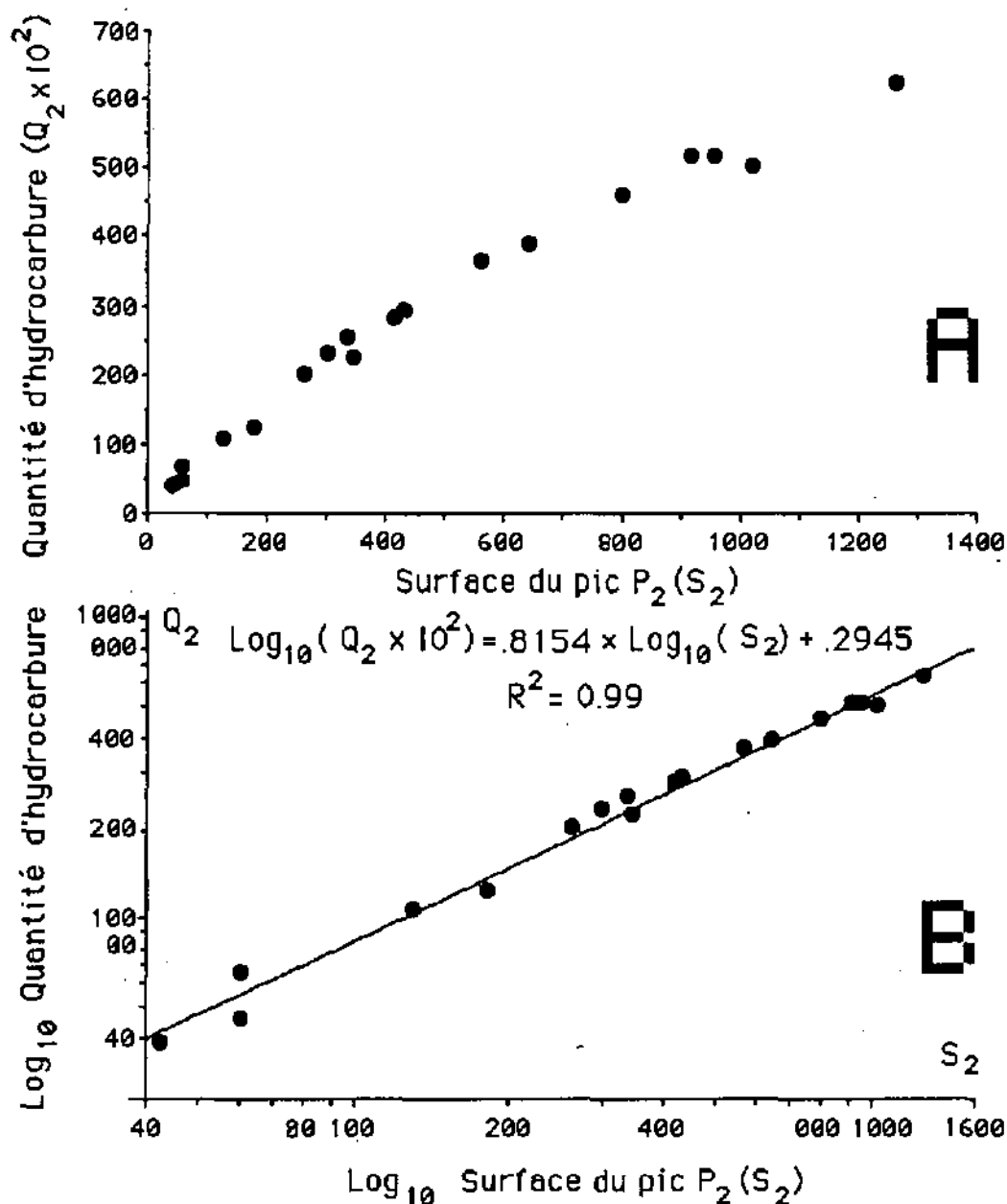


Figure 2.5. Effet d'échelle de l'appareil "Rock Eval". Relation entre la surface S_2 du pic P_2 et la quantité d'hydrocarbures (Q_2). La quantité d'hydrocarbures est exprimée en centièmes de mg alors que la surface S_2 du pic P_2 est exprimée en unités arbitraires.

Ce type d'erreur concerne le manque de linéarité de l'appareil en réponse à la quantité de matière organique pyrolysée.

Vingt-trois quantités différentes d'un kérogène standardisé (échantillon B: C organique = 66.79 %; H/C = 1.450, O/C = 0.0879; IH = 726 mg hydrocarbures/g carbone organique, IO =

24 mg CO₂/g carbone organique), sont analysées en pyrolyse programmée (Appendice 2). Les quantités d'hydrocarbures (Q₂) et de CO₂ (Q₃) prévues d'après les poids analysés sont mises en relation avec les surfaces S₂ et S₃ des pics P₂ et P₃ obtenus.

Les résultats obtenus pour les hydrocarbures (pic P₂) sont illustrés dans la figure 2.5A. Cette figure met en évidence le fait que les points expérimentaux sont distribués selon une courbe dont la concavité est tournée vers la bas. La réponse de l'appareil croît plus vite que la quantité d'hydrocarbures, c'est-à-dire que l'appareil sous-estime la quantité d'hydrocarbures. Dans le cas du CO₂, une courbe plus imprécise est observée (non illustrée). Sa concavité est tournée vers le haut. La réponse de l'appareil est donc contraire à celle des hydrocarbures; l'appareil surestime la quantité de CO₂.

Un phénomène semblable est rapporté dans la littérature. En effet, Katz (1984) observe que la quantité d'hydrocarbures obtenue par une pyrolyse n'augmente pas proportionnellement avec le contenu en carbone organique. La pyrolyse en température programmée (Rock Eval) d'une suite de masses croissantes d'un même standard de matière organique, produit des quantités d'hydrocarbures dont l'excédant est toujours croissant par rapport à la prévision proportionnelle calculée en fonction des poids pyrolysés.

Les courbes observées pour les hydrocarbures et le CO₂ sont redressées par une transformation logarithmique des variables en abscisse (S₂ et S₃) et en ordonnée (Q₂ et Q₃) (Fig. 2.5B). Les équations qui mettent en rapport la superficie S₂ et S₃ des pics P₂ et P₃ avec la quantité d'hydrocarbures (Q₂ en mg) ou de CO₂ (Q₃ en mg) sont les suivantes:

$$(\text{éq. 2.1}) \quad Q_2 = 1.970 \times 10^{-3} \times 6.538 \text{Log } S_2$$

$$(\text{éq. 2.2}) \quad Q_3 = 8.438 \times 10^{-6} \times 33.482 \text{Log } S_3$$

La première équation est dérivée de celle explicitée sur la figure 2.5B.

Il est possible que des équations légèrement différentes soient trouvées avec des standards différents. C'est ce que nous suggèrent les effets opposés de l'erreur d'échelle sur les surfaces S₂ et S₃ et l'effet de l'oxygène, discuté plus loin. Toutefois, les paramètres de l'équation de régression multiple explicitant S₂ en fonction des valeurs de Q₂ et de Q₃ du même tableau de données (Appendice 2) ne sont pas significatifs. En conséquence, on applique ici les deux

formules de régression simple (éq. 2.1 et 2.2) à tous les résultats bruts d'analyses avant de calculer les variables montrées dans la figure 2.5B.

2.2.2.2.2 Erreur intrinsèque à la roche et à la matière organique analysée

a) Effet des carbonates

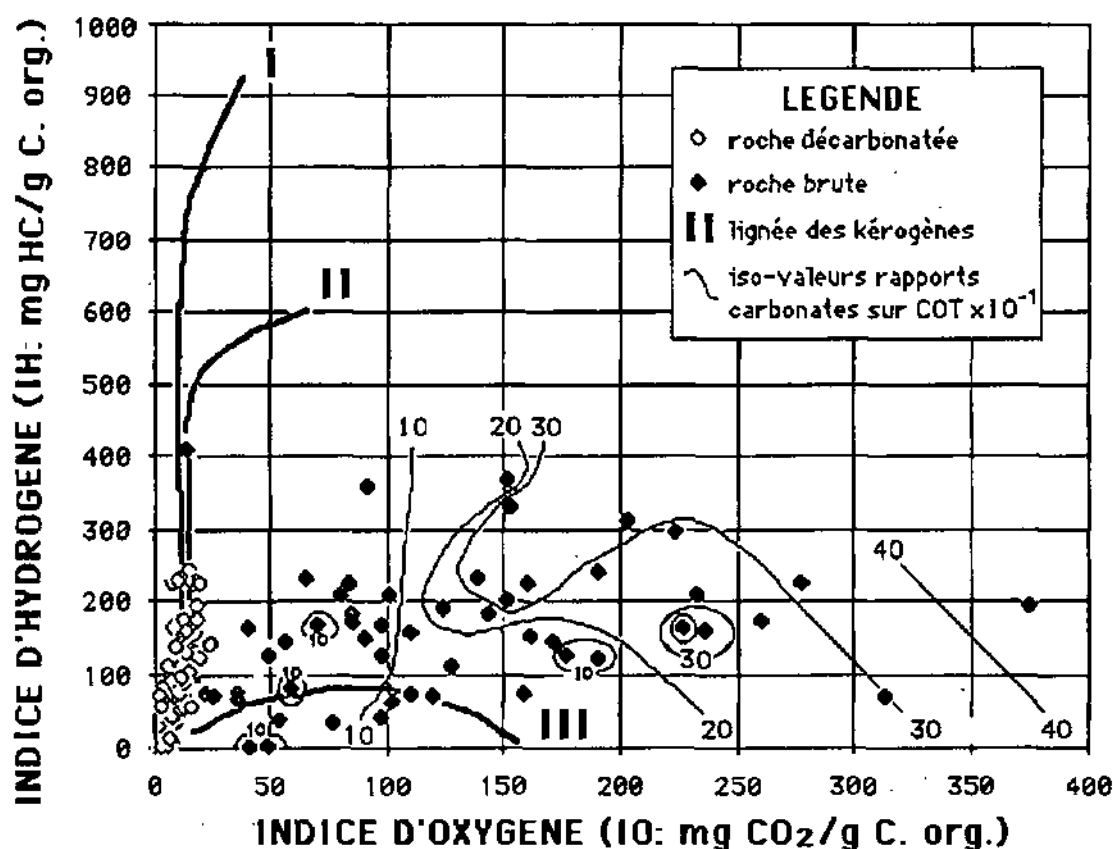


Figure 2.6. Comparaison entre les résultats d'analyses faites avec le "Rock Eval" sur des échantillons de roche brute (non-décarbonatée) et sur les résidus insolubles des mêmes échantillons (roche décarbonatée). Les données apparaissent dans l'appendice 3. Le diagramme de base est celui d'Espitalié et al. (1977).

Lors de la pyrolyse, le kérogène se décompose en hydrocarbures, en gaz carbonique (CO_2) et en eau (H_2O). L'eau et le gaz carbonique se forment essentiellement à des températures inférieures à 400°C . Les hydrocarbures se forment surtout au-dessus de 400°C . Espitalié et al. (1977) montrent que les argiles produisent de l'eau dans la même gamme de température

que la matière organique lors de la pyrolyse. Conséquemment le dosage de l'eau (H_2O) ne peut pas être utilisé pour caractériser la matière organique. Par contre, le CO_2 peut être dosé sans qu'il soit nécessaire d'extraire cette matière organique de la roche. D'après leurs travaux, la dissociation des carbonates s'effectue à partir de $400^\circ C$ pour la sidérose ($FeCO_3$), à plus de $500^\circ C$ pour la dolomite et à environ $600^\circ C$ pour la calcite ($CaCO_3$). Le dosage du CO_2 d'origine organique est donc théoriquement possible si son piégeage est interrompu lorsque la température du four atteint $400^\circ C$.

Les résultats d'analyses de cinquante et un échantillons (Appendice 3) provenant de trois puits du nord-est de la Gaspésie, séries carbonatées et gréseuses, suggèrent que les carbonates affectent le pic du CO_2 en deça de $400^\circ C$ (Fig. 2.6). Les valeurs moyennes et maxima de l'indice d'oxygène ($IO_{moyen} = 129$; $IO_{max} = 375$ mg CO_2 /g carbone organique) sont très anormales en regard du niveau de la maturation thermique atteint par ces séries (Tableau 1.4). Par contre, l'analyse des résidus insolubles des mêmes échantillons ramène les résultats ($IO_{moyen} = 12$; $IO_{max} = 36$ mg CO_2 /g carbone organique) à des valeurs qui voisinent les chemins d'évolution normaux de la matière organique (Fig. 2.6). Pour mieux saisir la relation qui existe entre la teneur en carbonate et l'indice d'oxygène, on a superposé à ces points quelques courbes d'isovaleurs de la teneur en carbonate à carbone organique constant (pourcentage de carbonate de l'échantillon divisé par la teneur en carbone organique).

Deux petites expériences permettent de comprendre la cause de ce phénomène. Trois poudres (100 mg) de carbonate pur: une calcite, une dolomite et une sidérose sont analysées sur le "Rock Eval" comme si elles étaient des échantillons de roche. Les résultats obtenus sont alors en parfait accord avec ceux d'Espitalié et al. (1977, fig. 5a): les pics de CO_2 de la calcite ou de la dolomite sont très petits alors que celui de la sidérose est très important. La pyrolyse programmée d'un mélange de 50 mg de calcite et d'un échantillon étalon décarbonaté de matière organique est effectuée. Contre toute attente, le pic de CO_2 de l'étalon dopé avec une calcite qui ne réagissait pas à la pyrolyse augmente de façon considérable par rapport à sa valeur normale. Il suffit même de faire un mélange de farine de quartz et de calcite pour que le

pyrogramme montre un bon pic de CO_2 . Il semble donc que la présence de minéraux a un effet catalyseur sur la décomposition des carbonates lors d'une pyrolyse.

Ce problème de l'effet des carbonates sur les résultats de la pyrolyse est peu discuté dans la littérature. Il est toutefois directement soulevé par Katz (1984). Cet auteur a observé que des phases pures de carbonate, qui devraient se décomposer à des températures de plus de 800°C , produisent du CO_2 lors de la pyrolyse dans un "Rock Eval". Les imperfections cristallographiques expliqueraient ce phénomène. L'indice d'oxygène étant calculé par rapport à la teneur en carbone organique, l'erreur est d'autant plus grande que la roche est pauvre en matière organique. Le "Oil Show Analyser" qui a remplacé le "Rock Eval" ne détermine plus la teneur en CO_2 (Espitalié, Marquis et Barsony, 1982; Espitalié, 1984).

b) Effet de matrice

L'effet de la matrice minérale sur les résultats de la pyrolyse programmée a été bien étudié par les principaux auteurs du "Rock Eval" (Espitalié, Madec et Tissot, 1980). D'après ces derniers, la matrice minérale a pour effet d'absorber une quantité limitée des hydrocarbures produits par la pyrolyse programmée. Son effet est des plus importants lorsque la roche est pauvre en matière organique et produit, conséquemment, peu d'hydrocarbures. La matrice minérale absorbe préférentiellement les hydrocarbures lourds. Les analyses portant sur des kérogènes ayant un potentiel gazier (kérogène de type III) sont moins affectées que celles qui ont un potentiel à huile (kérogène de types I et II). Le pouvoir d'absorption des hydrocarbures est aussi fonction du type de matrice minérale. La calcite a un pouvoir de rétention presque nul alors que l'illite a le pouvoir de rétention maximum (chute de l'indice d'hydrogène jusqu'à 82 %) pour les huit phases minérales testées par ces auteurs (Espitalié, Madec et Tissot, 1980).

Comme on ne connaît à priori ni la composition minéralogique ni le pouvoir de rétention global de l'échantillon à pyrolyser, Espitalié (1984) a suggéré une méthode empirique afin de corriger l'effet de matrice d'un échantillon. Il s'agit de: 1) récupérer le résidu de la pyrolyse de l'échantillon, 2) doper ce résidu avec une quantité connue d'un étalon, 3) faire une pyrolyse du mélange étalon résidu de l'échantillon, 4) trouver la courbe (Espitalié, 1984:

Correction graph interpretation) qui correspond à la quantité d'hydrocarbures observée (ordonnée) et à la quantité d'hydrocarbures prévue (abscisse) de l'étalon et 5) corriger la valeur observée de l'indice d'hydrogène de l'échantillon à partir de la courbe trouvée.

Cette méthode n'est pas sans défaut. En effet, les minéraux les plus actifs dans l'effet de matrice, les argiles (Espitalié et al., 1980), sont partiellement détruits ou transformés par les températures élevées atteintes lors de la pyrolyse (550°C). Donc, le résidu d'une pyrolyse n'est probablement pas un très bon substitut de la roche originale pour évaluer l'effet de matrice de cette dernière.

A la différence de la technique d'Espitalié (1984), nous n'avons pas utilisé les courbes de correction suggérées par cet auteur. La méthode de correction de l'effet de matrice employée dans cette étude est alors la suivante:

- 1) récupérer le résidu de la pyrolyse de l'échantillon,
- 2) doper ce résidu avec une quantité connue d'un étalon,
- 3) faire une pyrolyse du mélange étalon-résidu de l'échantillon,
- 4) calculer le rapport entre la quantité d'hydrocarbures observée dans le résidu dopé et la quantité d'hydrocarbures espérée, en fonction de la quantité d'étalon mélangée avec le résidu,
- 5) multiplier par ce rapport la quantité d'hydrocarbures observée dans l'échantillon.

Toutefois, aucune correction de l'effet de matrice n'est appliquée aux échantillons qui contiennent plus de un pour-cent (1%) de carbone organique dans leur résidu insoluble.

L'effet de matrice des cent quinze (115) échantillons de surface du nord-est de la Gaspésie a été corrigé individuellement. Les valeurs de l'indice d'hydrogène des autres échantillons (284) sont corrigées en fonction de facteurs de correction. Un facteur de correction est la valeur moyenne de l'effet de matrice dans une formation. Soixante-dix sept (77) échantillons ont servi à déterminer ces facteurs.

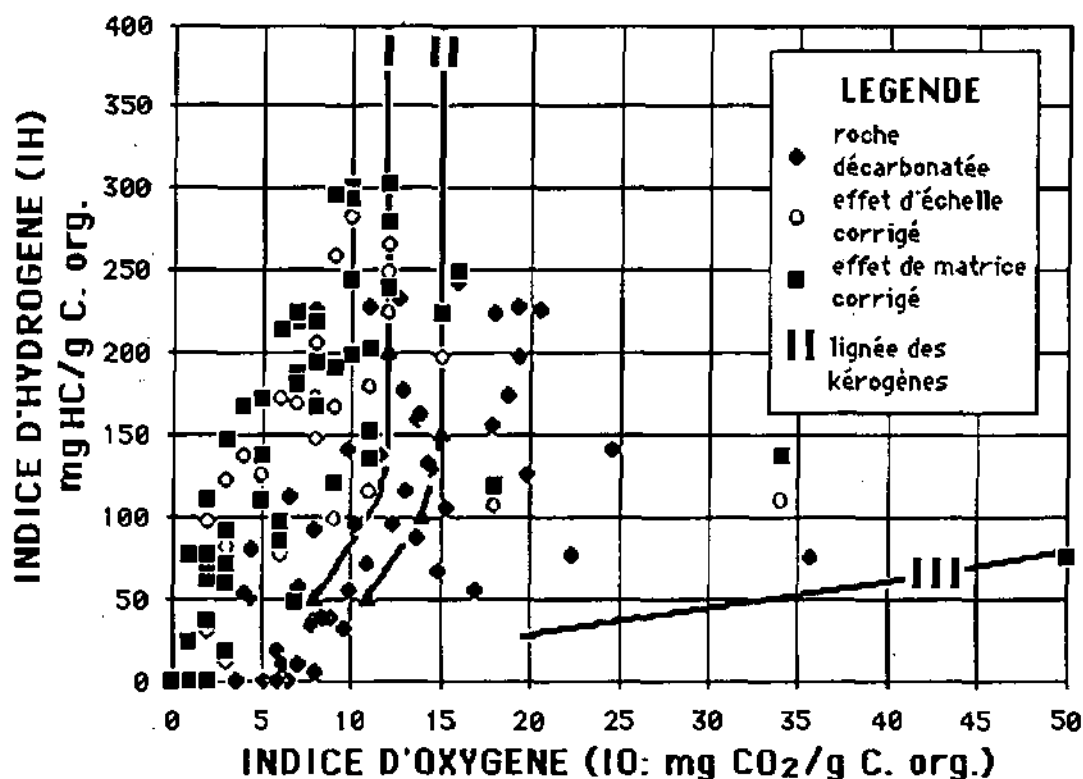


Figure 2.7. Comparaison entre les résultats d'analyses faites avec le "Rock Eval" sur les résidus insolubles: 1) sans correction de l'effet d'échelle, 2) avec correction de l'effet d'échelle et 3) avec correction de l'effet de matrice en sus (voir Appendice 3). Cette comparaison s'applique aux mêmes échantillons que ceux de la figure 2.17. Le diagramme de base est celui d'Espitalié et al. (1977).

Pour les même échantillons que ceux de la figure 2.6, les résultats obtenus après une correction de l'effet d'échelle et une correction de l'effet de matrice sont illustrés dans la figure 2.7. Les deux corrections appliquées aux valeurs de résultats d'analyses des échantillons décarbonatés déplacent ces valeurs vers le haut du diagramme. La valeur moyenne de l'indice d'hydrogène croît à cent trente (IH = 130) lorsque l'effet d'échelle est corrigé jusqu'à atteindre cent quarante-deux (IH = 142) lorsque l'effet de matrice est corrigé également. Ce résultat est plus similaire à l'indice d'hydrogène moyen des analyses des échantillons de roche brute (IH moyen roche brute = 163 versus IH moyen résidu insoluble = 102 mg hydrocarbures/g carbone organique).

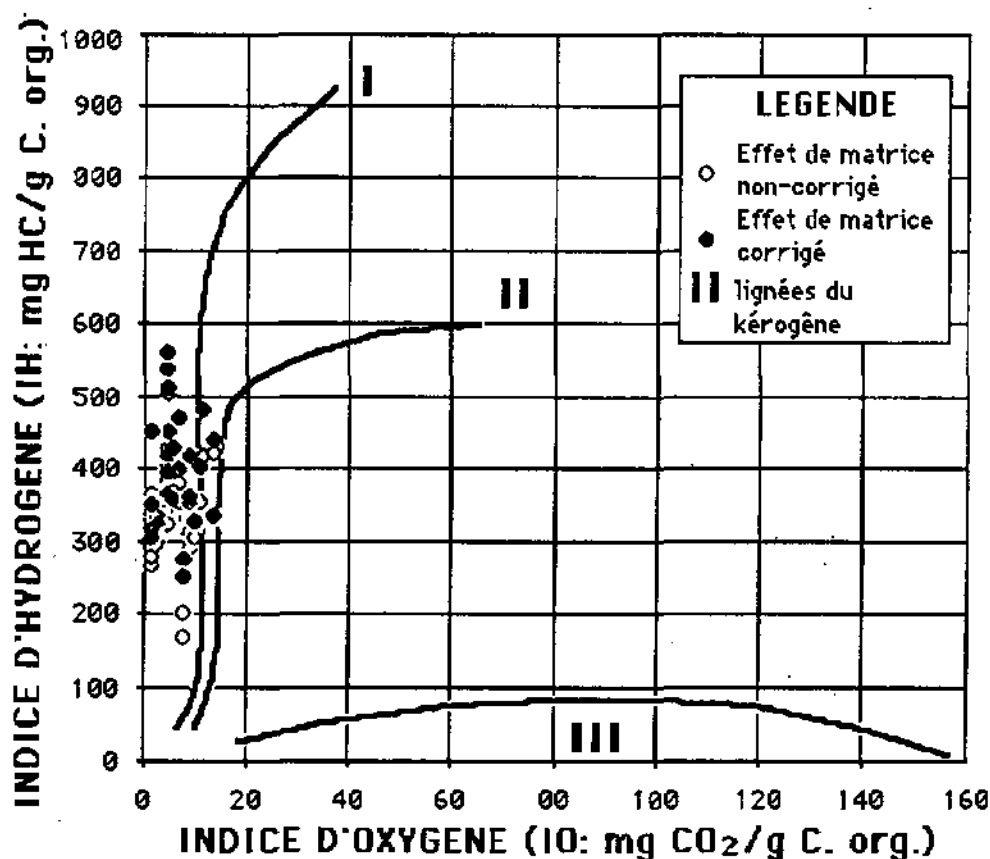


Figure 2.8. Valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène pour les échantillons de surface de la Formation d'Indian Cove, nord-est de la Gaspésie (Appendice 4C). Résultats corrigés et non corrigés pour l'effet de matrice.

L'effet de matrice peut être très différent d'une série à l'autre. Les figures 2.8 et 2.9 illustrent cette différence. Dans la première figure, illustrant les résultats obtenus dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, l'effet de matrice est faible, en moyenne de quinze pour-cent (15%) ($IH_{\text{non-corrige}} = 342$, $IH_{\text{corrige}} = 394$ mg hydrocarbures/g carbone organique). Dans la seconde formation prise comme exemple, la Formation de Vauréal de la série de l'île d'Anticosti, l'effet de matrice est très important (68%: $IH_{\text{non-corrige}} = 271$, $IH_{\text{corrige}} = 456$ mg hydrocarbures/g carbone organique), bien que les milieux de dépôts ressemblent à ceux des Calcaires Supérieurs de Gaspé.

Toutefois, la correction de l'effet de matrice semble donner des indices d'hydrogène anormalement élevés dans certains cas. L'influence du type de kérogène est peut-être la cause de ces résultats suspects. En effet, Espitalié et al. (1980) montrent que la rétention des hydro-

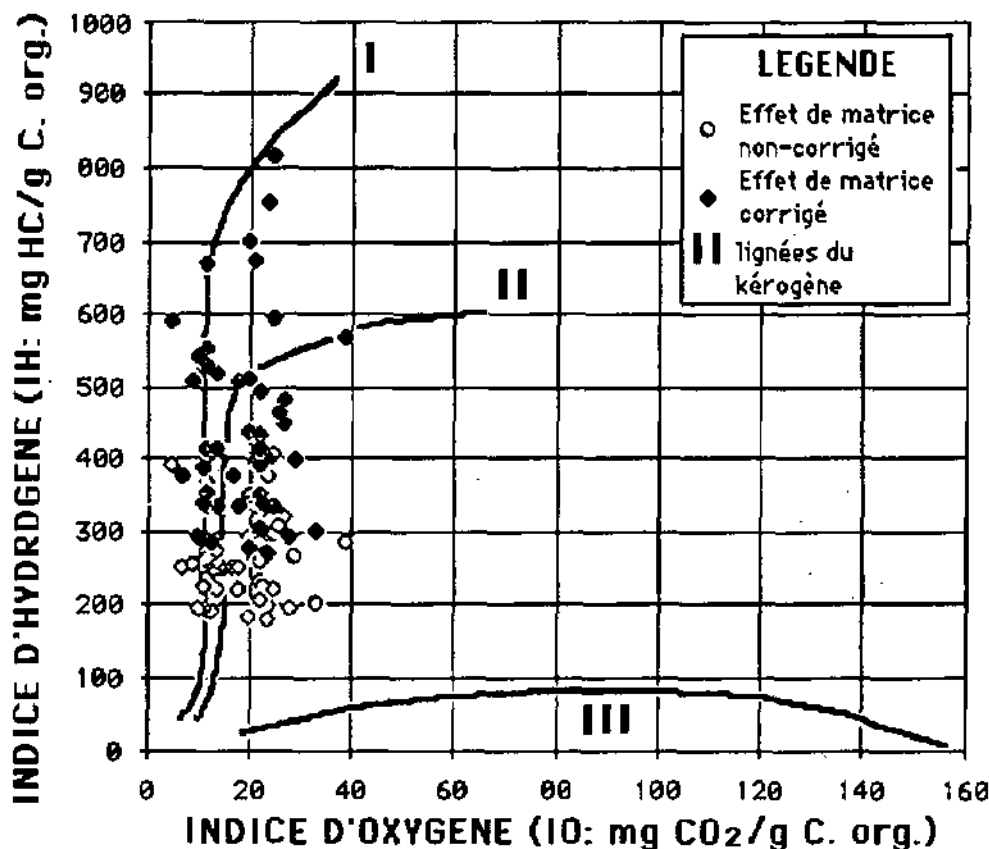


Figure 2.9. Valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène pour les échantillons de surface de la Formation de Vauréal, île d'Anticosti (Appendice 4A). Résultats corrigés et non corrigés pour l'effet de matrice.

carbures produits lors de la pyrolyse est inversement proportionnelle au poids moléculaire des hydrocarbures. Le kérogène de l'étalon peut produire, au cours de la pyrolyse, des hydrocarbures plus lourds que les hydrocarbures produits par le kérogène de la roche. L'effet de matrice pourrait être ainsi surestimé. Il est toutefois difficile de s'en assurer. La partie accessible en surface de la série de l'île d'Anticosti est trop pauvre en matière organique dispersée. On n'y trouve pas de roche assez riche en matière organique, de laquelle un concentré de kérogène puisse être extrait et servir d'étalon qui soit plus typique de la série que les étalons actuellement employés.

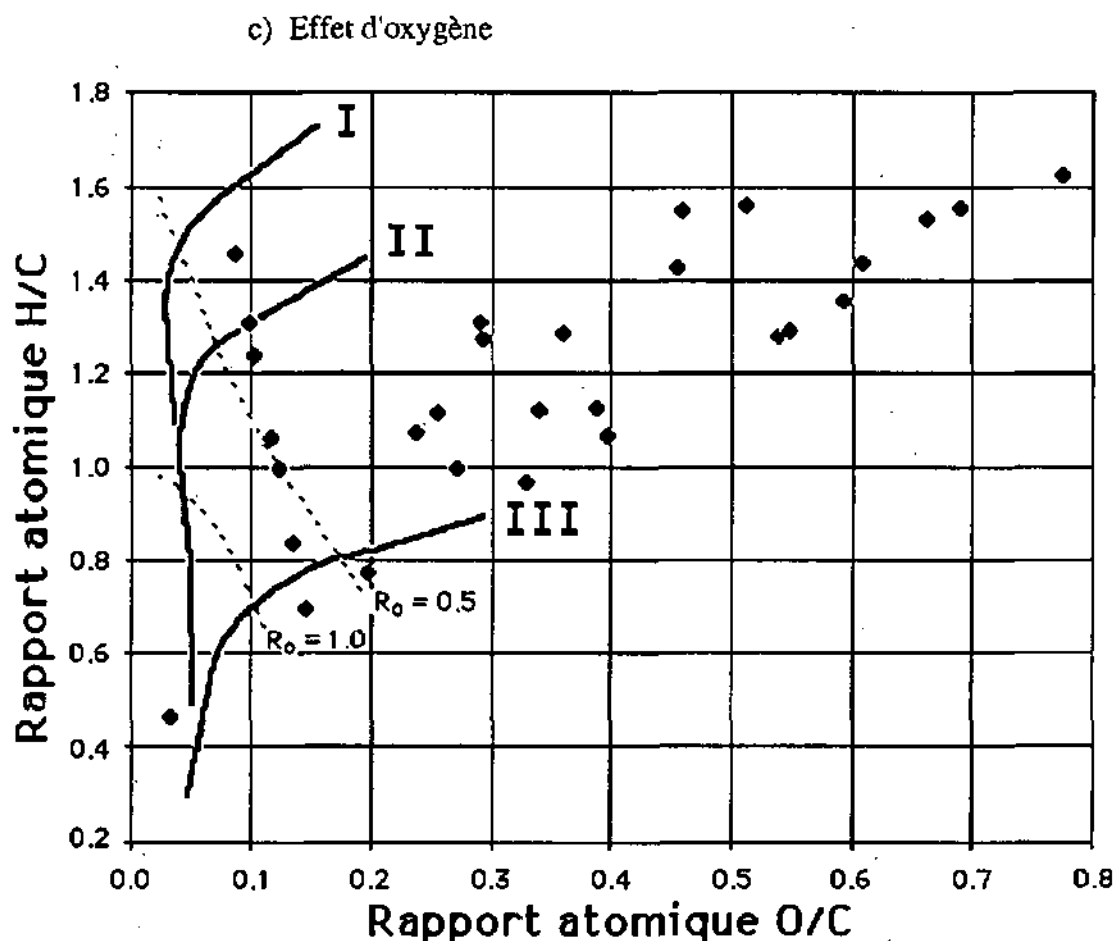


Figure 2.10. Diagramme de Van Krevelen montrant la distribution des rapports atomiques H/C et O/C des données de l'appendice 5. Les chemins d'évolution des trois types de matière organique (I, II et III) ainsi que les pouvoirs réflecteurs limites de la fenêtre à huile potentielle ($R_0 = 0,5$ et $1,0$) sont indiqués (modifié de Tissot et Welte, 1978).

L'effet de la teneur en oxygène d'un kérogène sur l'indice d'hydrogène a été soulevé par Teichmüller et Durand (1983, pp. 222, 221). D'après ces auteurs, lorsque le rapport O/C est important, il y a tout autant dépendance entre l'indice d'hydrogène et le rapport O/C qu'il y en a entre l'indice d'hydrogène et le rapport H/C. Cette dépendance entre la teneur en oxygène de la matière organique et l'indice d'hydrogène s'observe dans les séries à charbon. D'après Teichmüller et Durand (1983), les excellentes corrélations observées entre les indices d'hydrogène et le rapport H/C et l'indice d'oxygène et le rapport atomique O/C (Espitalié et al., 1977 et Tissot et Welte, 1978) ne sont observables que dans les séries contenant des matières

organiques dispersées de type mixte (type II) ou algaire (type I). Plus récemment, Crossey et al. (1986) confirmèrent que, dans tous les types de matière organique, l'indice d'hydrogène est fonction des rapports atomiques H/C et O/C.

L'équation de Crossey et al. (1986) montre que les variations du rapport O/C sont presque aussi importantes que les variations du rapport H/C sur la valeur de l'indice d'hydrogène. Toutefois, avec un kérogène moyennement riche en hydrogène ($H/C \approx 1,0$) trouvé dans une série mature ($O/C \approx 0,1$), le poids du rapport O/C compte pour environ dix pour-cent de celui du rapport atomique H/C sur la valeur de l'indice d'hydrogène (IH). Dans une série immature ($O/C \approx 0,2$), le poids du rapport atomique O/C grimpe à près de vingt pour-cent.

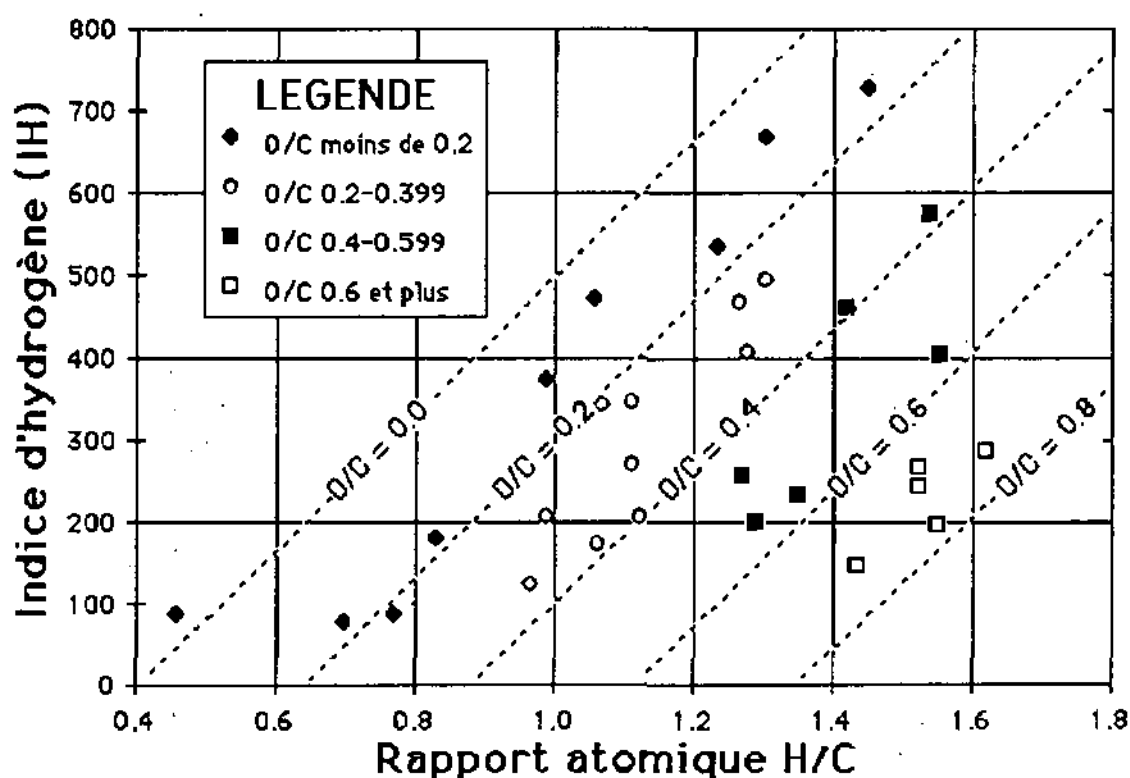


Figure 2.11. Estimation de l'indice d'hydrogène (ordonnée) en fonction des rapports atomiques H/C (abscisse) et O/C (courbes de niveaux en pointillés). L'équation de l'estimation de l'indice d'hydrogène est:

$$(\text{éq. 2.3}) \quad IH = 839 \times (H/C - 0,41) - 988 \times (O/C)$$

Cet effet de la quantité de l'oxygène sur l'indice d'hydrogène a été vérifié expérimentalement sur des mélanges de matières organiques dont la composition élémentaire

(rapport H/C et O/C) était connue (Appendice 5). Ces matières organiques ont des compositions élémentaires qui couvrent une vaste gamme de rapports atomiques H/C et O/C. Cependant, la majorité de ces mélanges ne sont pas typiques des kérogènes observés dans les roches. En effet, presque la moitié des rapports atomiques O/C de la figure 2.10 débordent vers la droite du diagramme et sont beaucoup plus grands, que ceux discutés dans Crossey et al. (1986).

Auteurs	n	Equations de régression	1 ^{ière} var. entrée: (r^2)	2 ^{ième} var. entrée: (R^2)
1	15	$IH = 694(H/C - 0,29) - 800(O/C)$	H/C: 0,76	O/C: 0,92
2	70	$IH = 993(H/C - 0,44) - 839(O/C)$	H/C: 0,78	O/C: 0,81
3	30	$IH = 839(H/C - 0,41) - 988(O/C)$	H/C: 0,22	O/C: 0,93

Tableau 2.1. Equations de la régression multiple expliquant les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) en fonction des rapports atomiques H/C et O/C et carrés des coefficients de corrélations simples (r^2) pour une variable indépendante (H/C) et multiple (R^2) pour deux variables indépendantes (H/C et O/C). n = nombre d'analyses. Auteurs: 1 = Orr (1983), dans Crossey et al. (1986), 2 = Crossey et al. (1986), 3 = le présent ouvrage.

L'analyse statistique, faite avec les données de l'appendice 5, est très semblable à l'analyse statistique faite par Crossey et al. (1986). Le logiciel utilisé pour nos travaux est de Feldman et Gagnon (1985). Les résultats sont montrés dans la figure 2.11. La comparaison entre l'équation de la régression multiple, illustrée dans la figure 2.11, et celles obtenues par les auteurs antérieurs, est faite dans le tableau 2.1.

Le tableau 2.1 montre que les équations obtenues dans ces trois études, tout en étant semblables, présentent des différences. Les raisons expliquant ces différences sont probablement les mêmes que celles invoquées par Crossey et al. (1986), pour justifier les écarts trouvés entre leur équation et celle de Orr (1983). Ces facteurs sont :

- 1) la différence entre le nombre d'échantillons impliqués dans l'analyse statistique (Tab. 2.1: n),
- 2) les différences de teneur en carbone organique des matières organiques analysées,
- 3) la gamme des rapports atomiques H/C et O/C considérée, différente pour chaque étude,
- 4) le niveau de maturation thermique des échantillons et
- 5) l'appareillage utilisé pour faire la pyrolyse programmée, un pyrolyseur Chemical Data System et un chromatographe à gaz Varian 3760 pour Crossey et al. (dans Crossey et al., 1986) et un "Rock Eval" pour Orr (1983) et le présent ouvrage.

Dans le tableau 2.1, le paramètre statistique qui diffère le plus en fonction des auteurs mentionnés est le coefficient de covariation simple (r^2) obtenu lorsque le rapport atomique H/C est la seule variable explicative de l'indice d'hydrogène. La valeur de ce coefficient est alors beaucoup plus petite que celle trouvée dans les travaux antérieurs (Tableau 2.1: $r^2 = 0,22$ contre 0,76 et 0,78). Par contre, lorsque la variable O/C est introduite dans la régression, le coefficient de covariation multiple (R^2) obtenu est plus élevé que celui trouvé par les auteurs antérieurs. Beaucoup plus large que celle des auteurs antérieurs, l'étendue de la gamme des rapports atomiques O/C étudiée ici est probablement le facteur majeur qui explique ce phénomène.

Malgré les différences mineures observées en fonction des auteurs, les conclusions générales que l'on peut faire avec les trois équations du tableau 2.1 restent les mêmes. L'indice d'hydrogène mesuré décroît lorsque le rapport atomique O/C de la matière organique croît, peu importe: 1) la nature des échantillons, kérogènes, mélanges synthétiques ou substances organiques naturelles et 2) les rapports atomiques (H/C et O/C) des échantillons. La figure 2.11 met cette conclusion très en évidence.

Tel que suggéré par Espitalié et al. (1977: Fig. 6), la relation qui permet de prévoir l'indice d'hydrogène à partir du rapport atomique H/C, assumant que le rapport atomique O/C n'a aucun effet, s'exprime par une équation du second degré:

$$\text{(éq. 2.4) } IH = 460 \times (H/C)^2 - 172 \times (H/C) - 8$$

D'après les équations du tableau 2.1, cette relation n'est valide que pour des rapports atomiques O/C plus petits que 0,15 à 0,25; cette limite étant fonction du rapport atomique H/C.

A titre d'exemple, avec cette dernière équation, un rapport atomique H/C de 0,6 correspond à un indice d'hydrogène de cinquante-quatre ($IH = 54$); un rapport atomique H/C de 1,2 correspond à un indice d'hydrogène de quatre cent quarante-huit ($IH = 448$) (Espitalié et al., 1977: Fig. 6). En appliquant l'équation de régression multiple (éq. 2.3), ces valeurs de l'indice d'hydrogène correspondent respectivement à des rapports atomiques O/C de 0,11 et 0,22. Pour les mêmes rapports atomiques H/C (0,6 et 1,2), si les rapports atomiques O/C sont respectivement de 0,16 et 0,3, les valeurs des indices d'hydrogène deviennent égales à 1 et 366; ces valeurs sont beaucoup plus basses que celles prévues par l'équation d'Espitalié (éq. 2.4).

D'autre part, d'après les données de l'appendice 5, le rapport atomique O/C contrôle presque entièrement l'indice d'oxygène. En effet, si l'on en juge par les paramètres de l'équation de régression multiple, obtenus lorsque les rapports atomiques H/C et O/C sont incorporés dans l'analyse statistique:

$$\text{(éq. 2.5) } IH = 279 \times (O/C - 0,002) - 19 \times H/C$$

$$(r^2 = 0,88)$$

le rapport atomique H/C joue un rôle presque négligable dans le contrôle de l'indice d'oxygène. En conséquence, l'équation de régression simple, mettant en rapport l'indice d'oxygène en fonction du rapport O/C:

$$\text{(éq. 2.6) } IO = 261 \times O/C - 16$$

$$(r^2 = 0,88)$$

est très semblable à l'équation que l'on peut calculer d'après les travaux d'Espitalié et al. (1977: Fig. 7):

$$\text{(éq. 2.7) } IO = 235 \times O/C - 8.$$

Nord-est de la Gaspésie

Stratigraphie	IH_m	IH_m (O/C=0) estimé	H/C _m estimé	IO_m	O/C _m estimé
Formation de Battery Point	286	461	0,96	31	0,18
Membre de l'Anse-à-Brillant	359	537	1,05	17	0,13
Formation de York River	303	461	0,96	25	0,16
Formation de York Lake	294	386	0,87	10	0,10
Calcaires Supérieurs de Gaspé	342	428	0,92	7	0,09
Groupe de Chaleurs	250	386	0,87	20	0,14
Groupe de Québec	140	226	0,68	7	0,09

Ile d'Anticosti

Formation de Chicotte	326	553	1,07	45*	0,23*
Formation de Jupiter	295	520	1,03	17	0,13
Formation de Gun River	302	453	0,95	24	0,15
Formation de Becscie	305	453	0,95	23	0,15
Formation Ellis Bay	268	402	0,89	20	0,14
Formation de Vauréal	271	394	0,88	17	0,13
Formation de Macasty	255	344	0,82	8	0,09
Formation de Mingan	96	235	0,69	20	0,14
Formation de Romaine	170	268	0,73	11	0,10

Tableau 2.2. Indices d'hydrogène et d'oxygène moyens (IH_m et IO_m) par unité stratigraphique, rapports atomiques moyens estimés: H/C_m (éq. 2.3) et O/C_m (éq. 2.6) et indices d'hydrogène moyens estimés: IH_m (O/C=0) lorsque chaque rapport atomique moyen estimé O/C_m est supposé égal à zéro (éq. 2.3). * moyenne peu significative: 3 mesures.

Lorsque nous interprétons l'indice d'hydrogène en termes équivalents au rapport H/C des analyses élémentaires, l'effet de l'oxygène sur l'indice d'hydrogène peut entraîner des erreurs

significatives. C'est ce que montre le tableau 2.2 (IH_m versus IH_m estimé). Il montre aussi l'importance qu'a l'indice d'oxygène pour déterminer la maturation d'une série. Les valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène moyens (IH_m et IO_m) du tableau 2.2 sont calculées à partir des données des appendices 4A à 4D.

A titre d'exemple, les figures 2.8 et 2.9 illustrent la variation de l'indice d'oxygène observée dans deux unités stratigraphiques (Calcaires Supérieurs de Gaspé et Formation de Vauréal), une dans chaque région.

Considérant la gamme des valeurs de rapport atomique O/C estimées (Tab. 2.2) et considérant la relation entre l'indice d'hydrogène et les rapports atomiques H/C et O/C exprimée dans la figure 2.11, le rôle de l'effet d'oxygène serait assez important dans le bassin étudié. Il reste à savoir si les analyses de l'indice d'oxygène sont assez sûres pour juger de cette influence. D'après les figures 2.8 et 2.9, les indices mesurés semblent bien variables à l'intérieur d'une formation.

d) Effet des bitumes

Clementz (1979) est le premier auteur qui a attiré l'attention sur les effets des hydrocarbures et des bitumes solides, migrés ou pas, sur les résultats d'analyses en pyrolyse programmée obtenus avec un "Rock Eval". Pour les auteurs de la méthode (Espitalié et al., 1977), les composés extractibles lourds (résines et asphaltènes) contribuent peu au second pic (P_2) du pyrogramme (Fig. 2.4A).

D'après Clementz (1979), la réponse des huiles et des bitumes extractibles se situe entre 250 et 350°C alors que celle des bitumes solides et des hydrocarbures lourds chevauche la réponse du kérogène autochtone (350 à 450°C). La présence de ces bitumes dans une roche a pour conséquence de remplir à des degrés divers le creux situé entre les pics un (P_1) et deux (P_2) du pyrogramme de la figure 2.4A. La pyrolyse d'un kérogène mélangé avec des bitumes, extractibles ou isolubles, produit un pyrogramme ayant l'aspect de celui de la figure 2.4B plutôt que l'aspect de ceux de la figure 2.4A. Si ces bitumes forment une partie importante de la matière organique de la roche, ils peuvent introduire un pic intermédiaire entre les pics P_1 et

P_2 ou modifier de façon importante la valeur de la température de pyrolyse optimale du kérogène ($T_{\max.k.}$) (Clementz, 1979). La température de pyrolyse optimale observée ($T_{\max.o.}$) peut même n'avoir aucun rapport avec celle du kérogène ($T_{\max.k.}$).

Pour confirmer l'applicabilité des conclusions de Clementz (1979) à nos séries, une expérience est réalisée sur un échantillon du puits Sunny Bank (Appendice 4D: no INRS 14006). Le résidu insoluble de cet échantillon est traité au chloroforme pour en éliminer les hydrocarbures solubles. L'analyse de l'échantillon au "Rock Eval" montre: 1) que le pic des hydrocarbures légers (P_1) diminue de façon significative et 2) qu'une bonne partie du plateau situé entre les pics P_1 et P_2 disparaît. La surface (S_{21}) sous le pyrogramme entre les pics P_1 et P_2 est donc produite, comme le suggère Clementz (1979), par des bitumes solubles et insolubles qui génèrent des hydrocarbures plus légers par craquage lors de la pyrolyse. La variable RQ_2 (Fig. 2.4B) a été créée pour diagnostiquer la présence de ces bitumes.

2.2.3 Pétrographie de la matière organique dispersée

2.2.3.1 Extraction et concentration de la matière organique

Ce projet inclut trois cent vingt-et-une (321) analyses pétrographiques de la matière organique (l'île d'Anticosti: 141; nord-est de la Gaspésie: 180). La méthode d'extraction et de concentration utilisée pour la majorité des échantillons est dérivée de la méthode chimique classique employée en pétrographie (Raynaud et Robert, 1976). L'échantillon de roche concassée est macéré dans de l'acide chlorhydrique (HCl) chaud pour dissoudre les carbonates, puis dans de l'acide fluorhydrique (HF) pour enlever les silicates. Le résidu insoluble aux acides est filtré par un tamis de 35 µm. La matière organique est extraite du filtrat et du refus du tamis par flottation dans une solution de chlorure de zinc ($ZnCl_2$) (densité de 1,9) (Bertrand et al., 1985). La séparation est accélérée par l'utilisation d'une centrifugeuse.

Cependant, les kérogènes de quarante-cinq échantillons des études antérieures (puits NACP Anticosti: INRS-Pétrole, 1976; Gaspé Nord, Douglas, Gaspé Sud, Sunny Bank, York et des coupes de la Rivière au Renard de la route 132 du parc de Forillon: INRS-Géoressources, 1983) n'ont pas été tamisés avant la fabrication des préparations pétrographiques.

2.2.3.2 Montage pétrographique de la matière organique

La grande majorité des préparations pétrographiques est faite selon la méthode décrite par Bertrand et al. (1985). Cette méthode consiste à monter la matière organique sur des lames de verre. Ce montage permet de faire tous les types d'observations microscopiques (en lumière transmise, réfléchie ou fluorescente) sur la même préparation. Il n'y a que la matière organique de sept des onze échantillons du puits NACP qui n'a pas été montée de cette façon.

Ces sept échantillons et les trente-huit échantillons des puits du nord-est de la Gaspésie ont aussi été étudiés sur un montage modifié des préparations des études antérieures (INRS-Pétrole, 1976; INRS-Géoressources, 1983). Ces anciennes préparations, semblables aux briquettes employées en pétrographie des charbons (Mackowsky: dans Stach et al., 1975, pp. 239-243; Ting, 1982, pp. 9-12; Crelling et Dutcher, 1980, pp. 103-113) ne permettraient pas

de faire des observations en lumière transmise. Transformées en des montages sur lames de verre, les caractéristiques de ces lames pétrographiques sont semblables aux préparations de Bertrand et al. 1985. La technique pour y parvenir se résume ainsi: 1) scier une rondelle de 2 mm d'épaisseur de la partie de la briquelette contenant la matière organique 2) adoucir la surface sciée 3) coller la rondelle sur une lame de verre, puis 4) niveler et polir la surface montrant la matière organique.

2.2.3.3 Analyse semi-quantitative des matières organiques

Les fragments de matière organique, observés sur les préparations pétrographiques décrites plus haut, sont identifiés au microscope en lumière transmise, réfléchie et fluorescente. Etant donné que le matériel organique monté sur les lames de verre ne représente que la fraction grossière du kérogène, aucune analyse vraiment quantitative des types de matière organique n'est effectuée. Cette étude traite l'analyse des facies organiques de façon accessoire.

Les facies organiques sont semi-quantitativement caractérisés de deux façons différentes: 1) par une évaluation visuelle au microscope des pourcentages des types de matière organique et 2) par une traduction en terme de pourcentage du nombre de mesures de réflectance faites lors du balayage des préparations sous le microscope. Cette dernière méthode a une valeur statistique lorsque les mesures de réflectance sont prises sur tous les fragments de matière organique observés. Toutefois, ces résultats sont traduits en terme d'abondance relative plutôt qu'en pourcentages.

Suffisantes pour reconnaître les variations majeures de facies organiques entre lithologies différentes, ces évaluations semi-quantitatives permettent dans certains cas de raffiner la stratigraphie des puits lorsque cette dernière est imprécise.

2.2.3.4 Réflectométrie

Les mesures de pouvoirs réflecteurs sont effectuées sur des particules de matière organique selon la technique standard utilisée en pétrographie des charbons. L'ouverture du diaphragme de l'amplificateur photométrique du microscope est conservée constante. Par contre, trois

diamètres du diaphragme de champ sont utilisés. Trois critères justifient le choix d'un diaphragme avant la prise d'une mesure de réflectance. Le champ éclairé doit être:

- 1) exempt d'égratignures ou d'irrégularités,
- 2) entièrement inclus dans la particule de matière organique (on ne voit pas les bords de la particule),
- 3) tout en étant le plus grand possible.

Avant chaque analyse, sur des verres dont la réflectance est connue, le photomètre est standardisé pour les trois ouvertures du diaphragme. Une lecture du pouvoir réflecteur de l'un des verres standard est régulièrement effectuée au cours de l'analyse réflectométrique de l'échantillon.

Les lames sont balayées verticalement à tous les demi-millimètres d'intervalle. Peu de particules de matière organique échappent à l'observation. Les fragments assez grands pour permettre de mesurer un pouvoir réflecteur sont identifiés. En fonction de leur dimension, une ou plusieurs mesures aléatoires sont prises. L'identification du fragment, la valeur du pouvoir réflecteur affichée à l'écran du posemètre et le diaphragme de champ utilisé sont entrés dans un micro-ordinateur par l'intermédiaire du clavier. Celui-ci calcule un pouvoir réflecteur normalisé pour un diaphragme de champ commun à toutes les mesures de l'échantillon. Il corrige les valeurs de réflectance en tenant compte des légères variations observées sur le verre standard. Il peut rejeter une série de mesures si ces variations sont trop importantes. Le micro-ordinateur construit des histogrammes et calcule la valeur des mêmes paramètres statistiques pour tous les types de matière organique répertoriés dans l'échantillon.

Le nombre de mesures de pouvoir réflecteur est très variable d'un échantillon à l'autre. Ce nombre varie actuellement entre 5 et 231 mesures par échantillon. Il varie en fonctions de trois facteurs: 1) la dimension des particules, 2) la quantité de matière organique sur la préparation et 3) la nature de la matière organique. En effet, certains échantillons sont composés essentiellement d'une matière organique, qualifiable d'amorphogène en lumière transmise, qui ne présente aucune surface assez grande pour permettre la mesure de pouvoirs réflecteurs.

Sur un total de trois cent vingt et une (321) analyses pétrographiques, le nombre moyen de mesures par échantillon varie peu en fonction des deux régions étudiées: cent trois (103) mesures en Gaspésie et cent huit (108) dans l'île d'Anticosti. En Gaspésie, ce nombre est identique pour les échantillons de surface et de subsurface. Pour l'île d'Anticosti, il est un peu plus élevé dans les échantillons de surface (127) que dans les échantillons de subsurface (93). Le nombre total de mesures de réflectance pour les deux régions réunies est de trente trois mille six cent quatre-vingt-dix-huit (33,698).

3. LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE

3.1 QUANTITE DE LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE

3.1.1 Introduction

Pour déterminer la quantité de carbone organique contenue dans une roche, on procède au dosage du CO_2 produit par la combustion de son résidu insoluble à l'acide chlorhydrique. Connaissant la proportion du résidu insoluble, la teneur en carbone organique dans la roche est calculée.

Cette analyse ne donne qu'une idée approximative de la quantité réelle de matière organique contenue dans une roche. En effet, l'analyse ne tient pas compte des autres éléments constituant la matière organique (H, O, N, S). Cependant, il existe un rapport entre la teneur en carbone organique et la teneur en matière organique d'une roche.

D'après Tissot et Welte (1978, éd. 1984, pp. 495-496), il faut multiplier la teneur en carbone organique par un facteur de conversion pour avoir la quantité de matière organique. Ce facteur est fonction de la nature et du niveau de la maturation thermique subie par la matière organique. Pour un kérogène de type I, ce facteur est compris entre 1,25 (diagenèse) et 1,20 (fin de la catagenèse). Pour un kérogène de type III, il varie de 1,48 à 1,18. Le kérogène de type II est intermédiaire (Tissot et Welte, 1978).

Par commodité, la plupart des auteurs ne font pas cette transformation. Pour estimer la quantité de matière organique d'une roche, ils utilisent directement le carbone organique. Par exemple, les teneurs critiques de matière organique servant à qualifier le potentiel roche mère d'une lithologie sont exprimées en pour-cent de carbone organique (Gehman, 1962; Sourisse et Gauthier, 1969; Tissot et Welte, 1978, éd. 1984).

Nos travaux se conforment à la coutume établie par les auteurs antérieurs. C'est ainsi que la qualité des séries étudiées, en tant que roche mère, est appréciée à l'aide du modèle suggéré par Sourisse et Gauthier (1969). En mettant en relation le carbone organique avec le résidu

insoluble sur un diagramme de variation (Figs 3.1, 3.4, 3.5 et 3.8), ce modèle permet de classer les roches mères en trois catégories:

- 1) celles qui sont trop pauvres en carbone organique pour être roche mère (zone défavorable),
- 2) celles qui sont dans la moyenne des roches pour un résidu insoluble donné (roche normale), ou
- 3) celles qui ont un potentiel roche mère (zone favorable).

Ce diagramme étant conçu pour les roches mères à pétrole, seules les teneurs en carbone organique des lithologies à grains fins: calcaire micritique, calcschiste ou shale, devraient y être rapportées. Ce diagramme ne peut donc pas servir à évaluer le potentiel roche mère des Formations de Chicotte, un calcaire granulaire, de Romaine, une dolomie, et de la partie granulaire des Formations de Becscie et d'Ellis Bay. Il en va de même pour tout le Groupe des Grès de Gaspé (Formations de York Lake, de York River et de Battery Point) et une partie des Groupes de Chaleurs et de Québec.

Toutefois, afin de mieux comparer nos résultats avec ceux des auteurs antérieurs (Tab. 1.1 et 1.3: paragraphes 1.2.4.2 et 1.3.4.1 du présent travail), de visualiser les variations du carbone organique en fonction de la stratigraphie et d'avoir une idée des écarts existant entre données de surface et de subsurface, les teneurs en carbone organique de tous les échantillons analysés sont mises sur des diagrammes de Sourisse et Gauthier (Figs 3.1, 3.4, 3.5 et 3.8)

3.1.2 L'île d'Anticosti

3.1.2.1 Le carbone organique dans les échantillons de surface

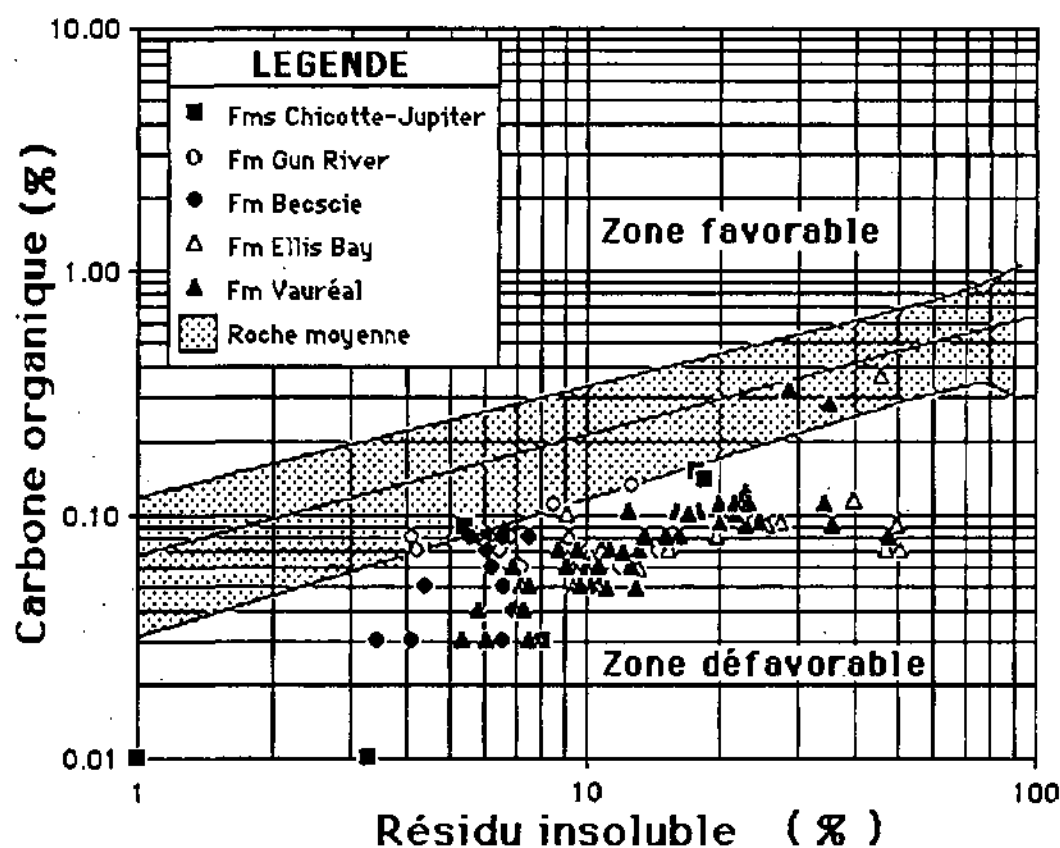


Figure 3.1. Teneurs en carbone organique en fonction des résidus insolubles dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti. Les deux variables sont exprimées en pour-cent de la roche totale. Le diagramme de base est de Sourisse et Gauthier (1969).

Les résultats d'analyses du carbone organique en fonction du résidu insoluble pour les échantillons de surface de l'île d'Anticosti (Appendice 4A) sont illustrés dans la figure 3.1. Essentiellement calcaires, avec des résidus insolubles moyens ($RI_{\text{moy.}}$) inférieurs à 50%, ces séries sont très pauvres en matière organique. Les valeurs moyennes de carbone organique sont toutes inférieures à 0,12 % (Tab. 3.1: $COT_{\text{moy.}}$). Dans la figure 3.1, aucune roche ne se situe dans la zone potentiellement favorable à une roche mère. Bien que rares, les valeurs normales en carbone organique sont toutefois observées dans toutes les formations, sauf dans

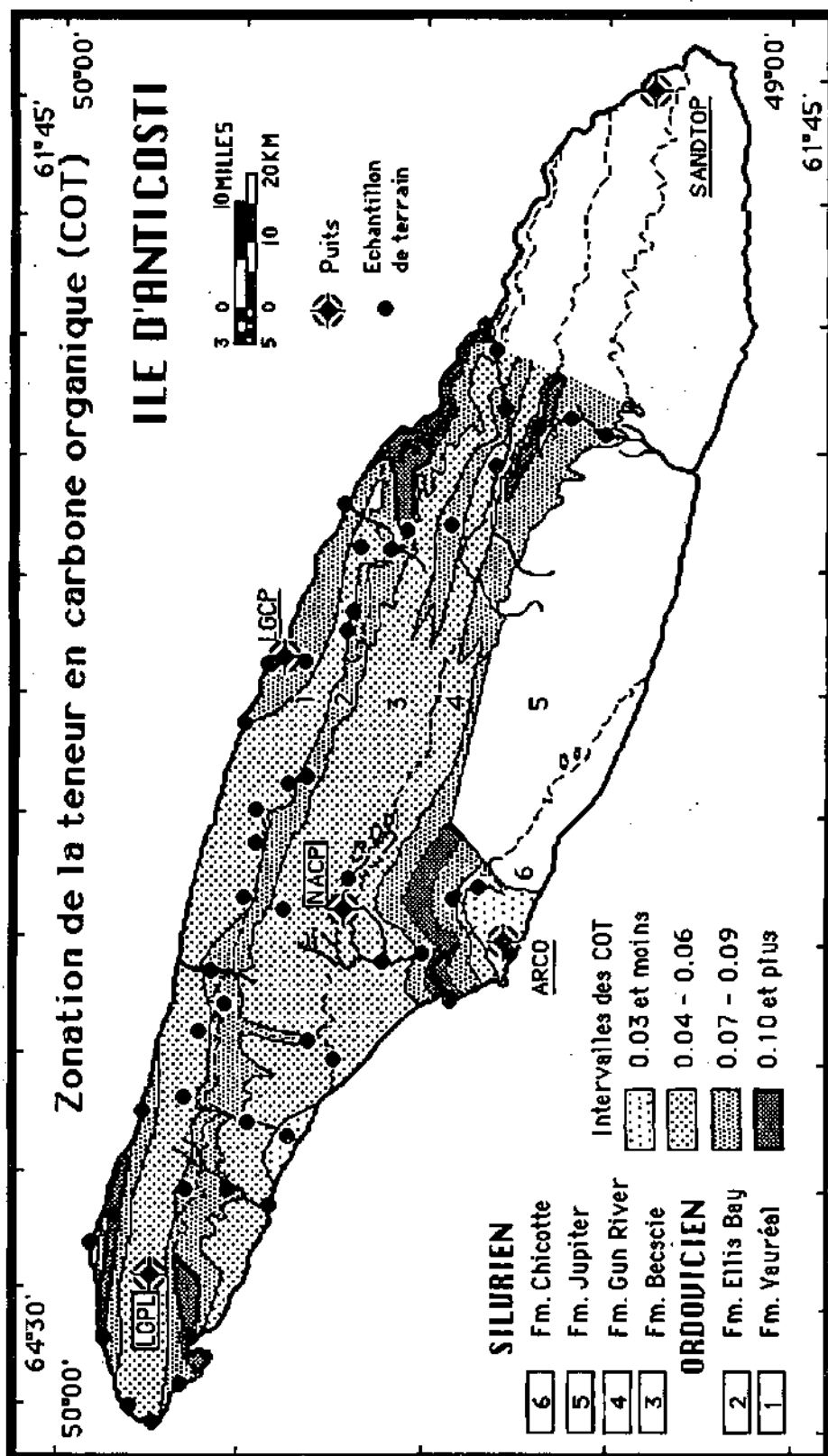


Figure 3.3

Unité	Fm	Fm	Fm	Fm	Fm	Fm
strati.	Vauréal	Ellis Bay	Becscie	Gun River	Jupiter	Chicotte
Dépôts	3-4	2-4	3-4	3	2-5	3
n	47	15	17	9	4	3
RI _{moy.}	15,49	28,76	6,69	8,55	11,90	4,14
COT _{moy.}	0,082	0,101	0,055	0,081	0,115	0,017
COT _{min.}	0,03	0,06	0,03	0,06	0,08	0,01
COT _{max.}	0,32	0,36	0,08	0,13	0,15	0,03

Tableau 3.1. Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique pour les formations observées en surface sur l'île d'Anticosti. Fm = Formation. n = nombre de mesures. RI_{moy.} = résidu insoluble moyen en pour-cent. COT_{moy., min. ou max.} = valeur moyenne, minimum ou maximum en pour-cent de carbone organique par l'unité stratigraphique. L'explication des codes des milieux de dépôts (Dépôts) apparaît dans la figure 1.4.

la Formation de Becscie. La distribution géographique des teneurs en carbone organique est illustrée dans les figures 3.2 et 3.3. A l'exception de la Formation de Chicotte, la Formation de Becscie est l'unité la plus pauvre en carbone organique. Dans l'est de l'île, la Formation de Becscie reste la plus pauvre, malgré un enrichissement général des unités stratigraphiques en carbone organique (Fig. 3.3).

La Formation de Jupiter est l'unité silurienne la plus terrigène et la plus riche en carbone organique des séries de l'île d'Anticosti (Tab. 3.1). Ce phénomène est facilement expliqué; le membre 3 de la Formation de Jupiter, échantillonné deux fois sur quatre dans le tableau 3.1, est typique des environnements de dépôts parmi les plus profonds des séries (1.2.1.9 et 1.2.2). Cet horizon de la Formation de Jupiter est clairement mis en évidence sur la carte de la zonation des teneurs en carbone organique (Fig. 3.3). D'autre part, les Formations de Becscie

et de Chicotte, typiques d'environnements de dépôts peu profonds et plus agités (1.2.1.7 et 1.2.1.10), sont les plus pauvres en carbone organique (Tab. 3.1 et Figs 3.1 et 3.2).

Le contenu en carbone organique est très variable dans la Formation d'Ellis Bay (Tab. 3.1). Les valeurs les plus élevées sont trouvées à l'est et à l'ouest de la région (Figs 3.2 et 3.3). Cette variation va de pair avec celle des lithologies et des environnements de dépôts de cette formation (1.2.1.6 et 1.2.2). De plus, la richesse relative de cette formation en carbone organique par rapport aux autres unités de l'île est clairement mise en évidence sur la figure 3.3.

Les résultats affichés dans le tableau 3.1 sont très similaires à ceux des travaux antérieurs (Tab. 1.1D: GEOCH. COT). Toutefois, dans les Formations de Vauréal et d'Ellis Bay, les valeurs maximales du carbone organique ($COT_{max.}$) sont un peu plus élevées que celles de la littérature (Tab. 1.1D). Dans la Formation de Becscie, la situation est inversée.

3.1.2.2 Le carbone organique dans les échantillons de subsurface

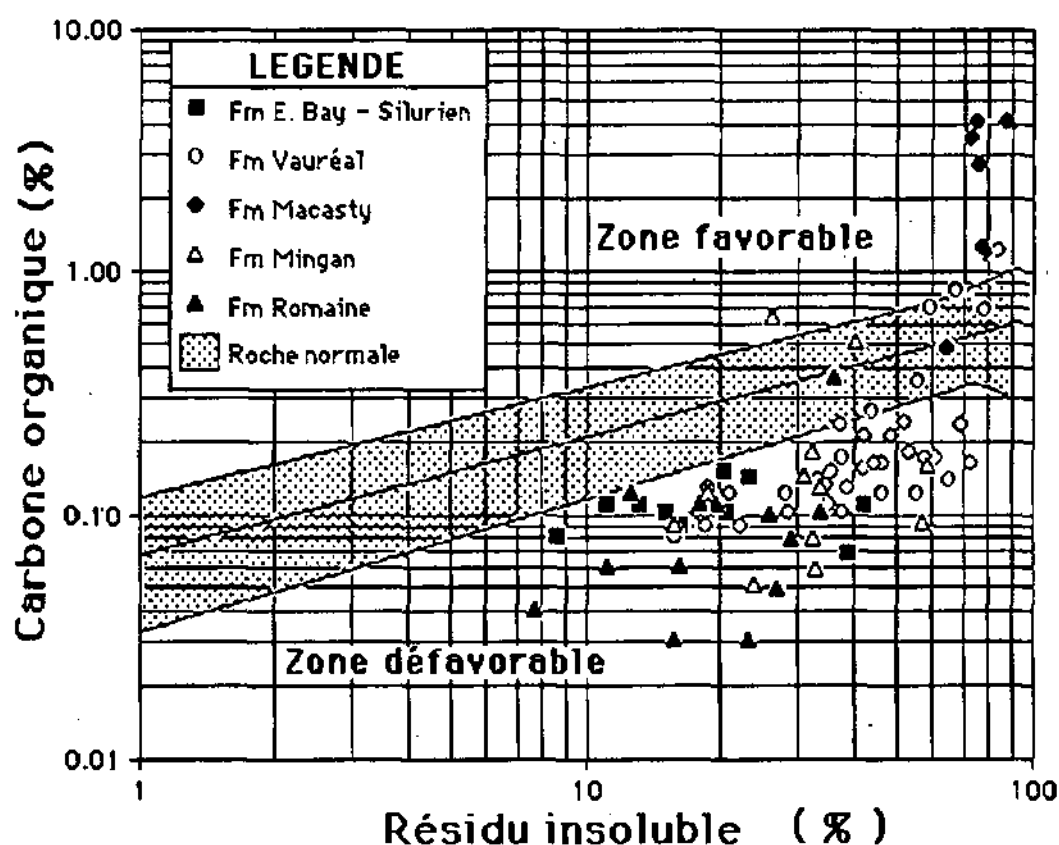


Figure 3.4. Teneurs en carbone organique en fonction des résidus insolubles dans les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti. Les deux variables sont exprimées en pour-cent de la roche totale.

Le diagramme de base est de Sourisse et Gauthier (1969).

Les résultats d'analyses du carbone organique, en fonction du résidu insoluble, dans les cinq puits étudiés (Fig. 3.3) de l'île d'Anticosti (Appendice 4B) sont illustrés dans la figure 3.4. La relation carbone organique - résidu insoluble observée dans les puits (Fig. 3.4) projette une image beaucoup plus complète de l'évolution sédimentologique du bassin que celle des échantillons de surface (Fig. 3.1). Le résidu insoluble de chaque unité stratigraphique (Fig. 3.4), permet de reconnaître les lithologies de la figure 1.4 (1.2.1) et le mégacycle général transgressif-régressif discuté dans le premier chapitre de ce travail (1.2.2) et reconnaissable à partir des codes d'environnements de dépôts du tableau 3.2.

Unité strati.	Fm Romaine	Fm Mingan	Fm Macasty	Fm Vauréal	Fm Ellis Bay	Séries Silurien
Dépôts	1-2	2-4	5	5-2	2-4	2-4
n	13	12	7	37	4	7
RI _{moy.}	21,35	33,72	76,11	45,70	24,10	19,09
COT _{moy.}	0,096	0,185	2,881	0,261	0,105	0,107
COT _{min.}	0,03	0,05	0,48	0,08	0,07	0,08
COT _{max.}	0,36	0,63	4,11	1,21	0,14	0,15

Tableau 3.2. Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique pour les unités stratigraphiques observées en subsurface sur l'île d'Anticosti. Fm = Formation, Séries Silurien = Séries d'âge Silurien. n = nombre de mesures. RI_{moy.} = résidu insoluble moyen en pour-cent. COT_{moy.}, min. ou max. = valeur moyenne, minimum ou maximum en pour-cent de carbone organique par unité stratigraphique.

Dans la plupart des formations, le carbone organique augmente en fonction du résidu insoluble. Mais, tant en surface qu'en subsurface, le carbone organique se tient toujours en-dessous du champ des roches normales (Fig. 3.4). Quelques échantillons de la Formation de Macasty (tous les puits), du membre I (Fig. 1.4) de la Formation de Vauréal (puits LGPL, NACP et LGCP) et du membre V (Fig. 1.4) de la Formation de Mingan (puits LGPL; Appendice 4B), font exception. Les teneurs en carbone organique situent ces séries dans la zone des roches mères (zone favorable). Comme le suggèrent les travaux antérieurs touchant des bassins marins géologiquement comparables (Bertrand et Héroux, 1981), les niveaux les plus riches en carbone organique, sont généralement associés aux environnements de dépôts plus distaux et les plus près de la bordure ou sur la pente de la plate-forme continentale (1.2.1.2, 1.2.1.4 et 1.2.1.5).

La figure 3.4 montre que la Formation de Macasty ($COT_{moyen} = 2,9 \%$; Tab. 3.2) est la seule unité stratigraphique potentiellement roche mère dans les séries de l'île d'Anticosti. Ces résultats sont essentiellement les mêmes que ceux trouvés dans les travaux antérieurs (Tab. 1.1A, B et C). La faible variation des teneurs en carbone organique observée dans la Formation d'Ellis Bay fait exception. On ne trouve pas de valeurs de carbone organique maximum (COT_{max}) aussi élevées que celles rapportées dans la littérature (Tab. 1.1B: puits NACP, $COT = 0,5\%$). La taille réduite de notre échantillonnage, combinée au fait que nos échantillons pondèrent des intervalles stratigraphiques importants (Fig. 2.2: 15 à 30 m), peut expliquer ce phénomène. L'échantillonnage des études antérieures du puits NACP est plus ponctuel (Tab. 1.1: INRS-Pétrole, 1976). Nos échantillons de surface (Appendice 4A), plus ponctuels que ceux de nos puits (Appendice 4B), donnent des résultats plus similaires (Tab. 3.2) à ceux de la littérature (Tab. 1.1).

3.1.3 Le nord-est de la Gaspésie

3.1.3.1 Le carbone organique dans les échantillons de surface

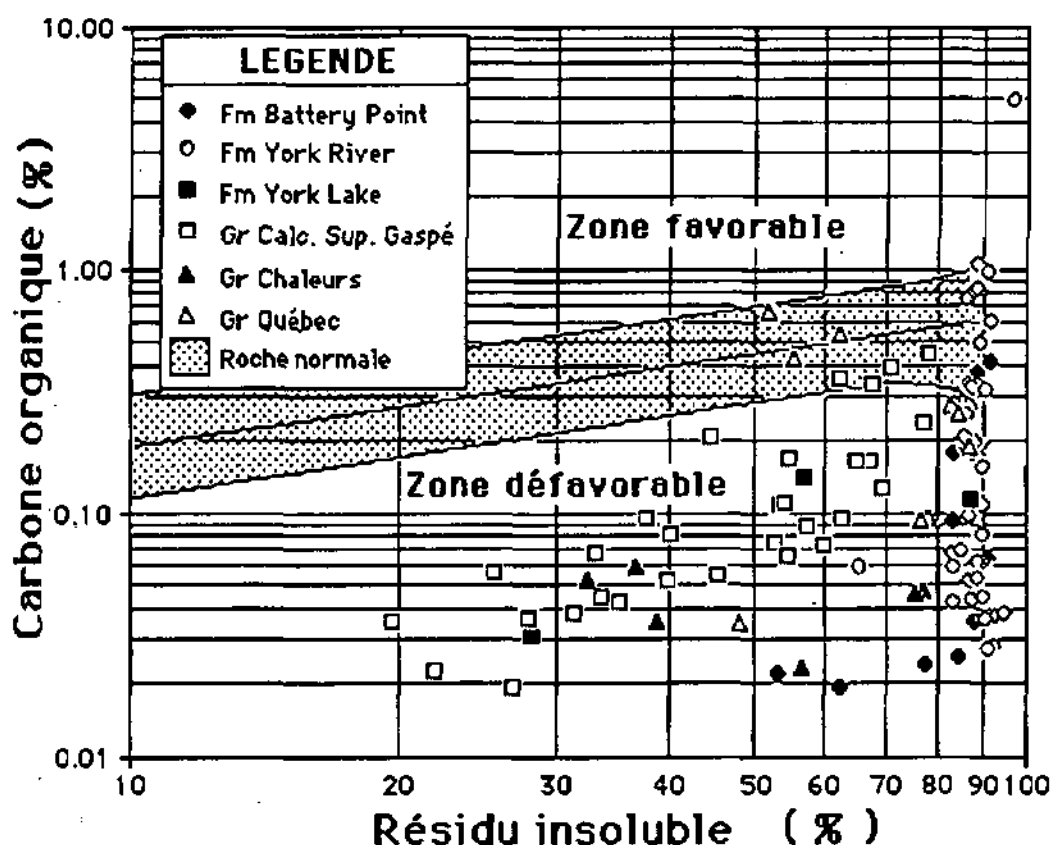


Figure 3.5. Teneurs en carbone organique en fonction des résidus insolubles dans les échantillons de surface du nord-est de la Gaspésie. Les deux variables sont exprimées en pour-cent de la roche totale. Le diagramme de base est de Sourisse et Gauthier (1969).

Les résultats d'analyses du carbone organique en fonction du résidu insoluble des échantillons de surface du nord-est de la Gaspésie (Appendice 4C) sont illustrés dans la figure 3.5. Ces séries sont beaucoup plus terrigènes que celles de l'île d'Anticosti. Le groupe le plus carbonaté, les Calcaires Supérieurs de Gaspé, ne contient en moyenne que cinquante et un pour-cent (51%) de carbonate (Tab. 3.2: $100 - RI_{moy.}$).

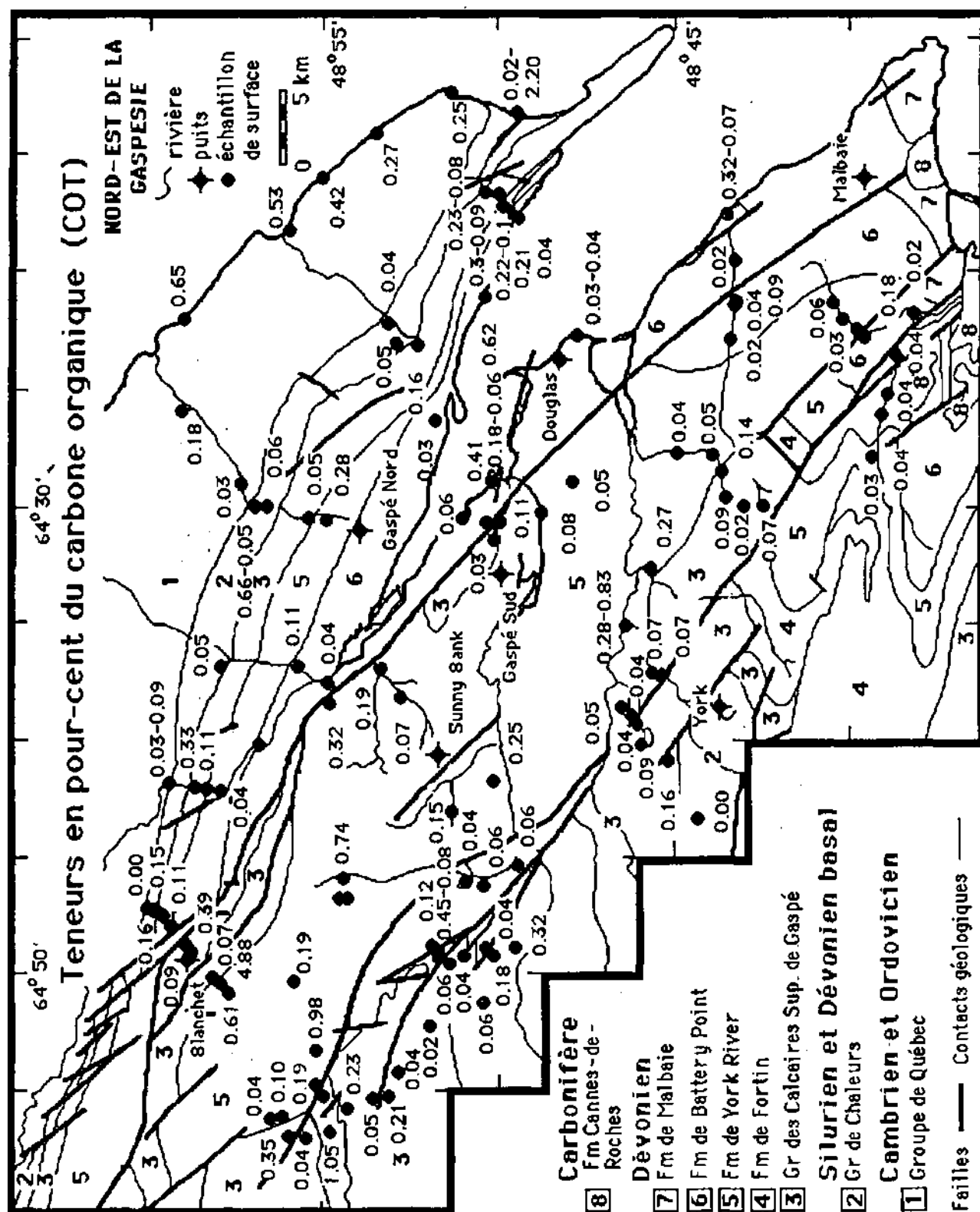


Figure 3.6

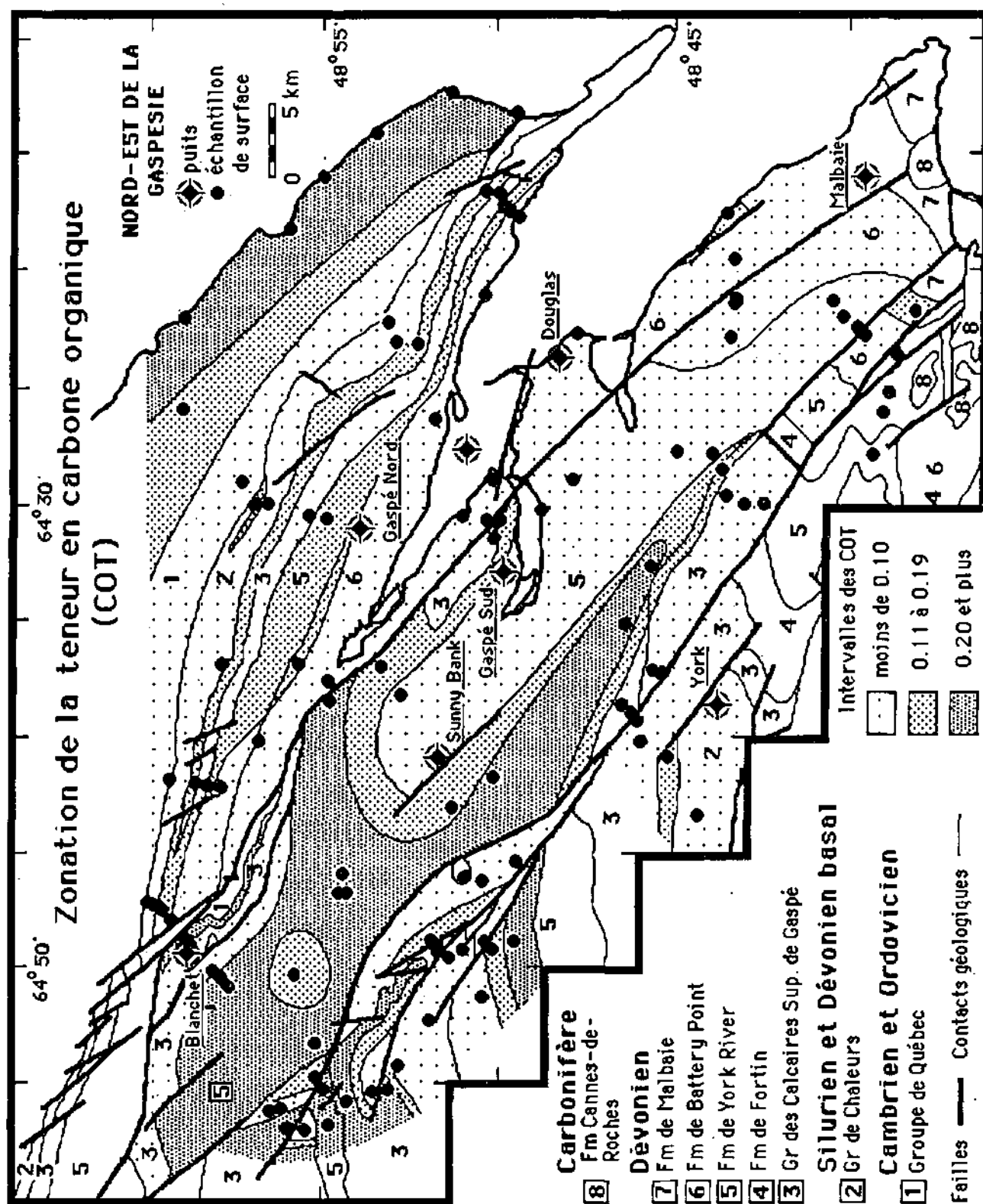


Figure 3.7

Unité	Gr	Gr	Gr	Fm	Fm	Fm
strati.	Québec	Chaleurs*	C.S.Gaspé	York Lake	York River	Battery Pt
Dépôts	6	2-5	3-5	2-3	1-2	1
n	9	9	31	4	43	20
RI _{moy.}	69,76	50,70	48,87	56,48	88,00	84,75
COT _{moy.}	0,279	0,104	0,124	0,097	0,334	0,093
COT _{min.}	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
COT _{max.}	0,65	0,06	0,45	0,14	4,88	0,41

Tableau 3.3. Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique pour les formations observées en surface dans le nord-est de la Gaspésie. Fm = Formation, Gr = Groupe, C.S.Gaspé = Calcaires Supérieurs de Gaspé, Battery Pt = Battery Point. n = nombre de mesures. RI_{moy.} = résidu insoluble moyen en pour-cent. COT_{moy., min. ou max.} = valeur moyenne, minimum ou maximum en pour-cent de carbone organique dans la roche, par unité stratigraphique. * = groupe très hétérogène, dont deux échantillons (#13201: Formation de Laforce, RI = 10,8% et 13238: Formation de West Point, RI = 6,0%) sont exclus. Les codes désignant les environnements de dépôts sont expliqués dans la figure 1.10.

Bien que pauvres en matière organique, ces séries ont des teneurs en carbone organique plus élevées et plus hétérogènes que les séries de l'île d'Anticosti. L'ordre de grandeur des variations du carbone organique dans les Groupes de Québec, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et de la Formation de Battery Point est semblable à celui observé dans la Formation d'Ellis Bay. En jouant sur la profondeur d'eau et les environnements de dépôts, l'instabilité de la plate-forme dans le nord-est de la Gaspésie (1.3.3), tout comme dans la Formation d'Ellis Bay (1.2.2), peut expliquer ce phénomène. Dans la figure 3.7, l'augmentation régionale du carbone organique de l'est vers l'ouest de la région, surtout observée à l'intérieur des Calcaires Supérieurs de Gaspé et la Formation de York River, semble plutôt confirmer

l'hypothèse trouvée dans la littérature, qui suggère un approfondissement des environnements de dépôts dans la même direction (1.3.3).

Deux échantillons de la Formation de Battery Point tombent dans la zone des roches normales (Fig. 3.5). Ils sont peu typiques de la formation: le premier (#13108) est situé à l'intersection des failles du Bras Nord-Ouest et de Belle Anse et le second (#13262) provient d'un lit de shale sur la côte nord de la Baie de Gaspé Nord (voir Figs 3.6 et 3.7). Ces deux échantillons influencent beaucoup la moyenne en carbone organique affichée dans le tableau 3.3. S'ils sont exclus (Appendice 4C: #13108 et 13262), la valeur moyenne du carbone organique décroît à 0,060 pour-cent. C'est une chute relative d'environ trente pour-cent, qui met en évidence la variation des teneurs en carbone organique dans les environnements littoraux.

La variation des teneurs en carbone organique dans la Formation de York River est encore plus grande. Cette formation s'est formée dans des environnements de dépôts de type côtier à hauts niveaux d'énergie (1.3.2.17). Dans un milieu marin, des environnements à niveaux d'énergie comparables sont généralement pauvres en matière organique. Dans la Formation de York River, les fortes teneurs en carbone organique (Fig. 3.6), lesquelles peuvent atteindre la zone favorable pour des roches mères potentielles (Fig. 3.5), sont surtout observées à l'ouest de la région (Fig. 3.7), en direction du centre du bassin. Ces fortes teneurs s'expliquent par la présence de petits niveaux de charbon concentrés dans la partie basale des stratifications croisées ou obliques, typiques des sédiments de milieux côtiers lagunaires, tournés du côté du continent plutôt que du côté marin.

La grande variation des teneurs en carbone organique dans la Formation de York River est mise en évidence lorsqu'on exclut un des quarante-trois échantillons analysés (Appendice 4C: #13213 = 4,88% de carbone organique). La valeur moyenne du carbone organique tombe alors à 0,23 pour-cent ($n = 42$), une chute de plus de trente pour-cent relatif. Cette valeur de 0,23 pour-cent se situe juste à la limite inférieure des roches normales pour le résidu insoluble moyen de cette formation (Tab. 3.3).

La différence de pourcentage moyen en carbone organique entre les Formations de Battery Point et de York River (Tab. 3.3), met probablement en évidence des facteurs d'apport, de production et de conservation de la matière organique. En effet, les environnements de dépôts fluviaux (Formation de Battery Point: 1.3.3) sont moins propices à la production et la conservation de la matière organique que les environnements littoraux, lagunaires ou saumâtres (Formation de York River) (Waples, 1980). Les mêmes facteurs expliquent probablement les différences observées, d'est en ouest, entre la partie supérieure et inférieure (Membre de l'Anse-à-Brillant) de la Formation de York River (Fig. 3.6).

La teneur en carbone organique des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Tab. 3.3) est plus élevée que celle de la Formation de York Lake, un mélange de sédiments marins et littoraux (1.2.3.15). Quatre échantillons des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 3.5) tombent ainsi dans la zone des roches normalement riches en carbone organique. Ces échantillons appartiennent aux Formations d'Indian Cove (Fig. 2.3: #13164 et 13222) et de Forillon (Fig. 2.3: #13132 et 13209) (Appendice 4C). Ils proviennent de la partie ouest de la région (Figs 3.6 et 3.7), en direction du centre du bassin. Les unités stratigraphiques y sont plus épaisses, et les environnements de dépôts, plus éloignés du paléo-littoral, sont présumément plus profonds (1.3.2.12 à 1.3.2.14 et 1.3.3).

Les unités du Groupe de Chaleurs échantillonnées dans le Bloc nord (Formations de Roncelles et d'Indian Point) représentent une période transgressive sur le socle taconique érodé; période durant laquelle la mer était en général peu profonde (1.3.2.10 et 1.3.2.11). Elles affichent une teneur moyenne en carbone organique semblable à celle de la Formation de York Lake (Tab. 3.3). Par rapport aux Calcaires Supérieurs de Gaspé, plus distaux et plus riches en carbone organique, les formations du Groupe de Chaleurs sont symétriques à la Formation de York Lake du point de vue paléogéographie du bassin (1.3.3). Cette relation peut expliquer les résultats observés dans le tableau 3.3.

Le Groupe de Québec montre la teneur moyenne en carbone organique la plus élevée du nord-est de la Gaspésie (Tab. 3.3). Trois échantillons du Groupe de Québec (Fig. 3.6, #13274 à 13276 dans la Fig. 2.3; Formation de Deslandes dans la Fig. 1.9) tombent dans le

champ des roches normales (Fig. 3.5). Ces roches, des flyschs (1.3.2.1), se sont déposées dans des environnements de dépôts profonds, comme ceux du membre 1 de la Formation de Vauréal, dans l'île d'Anticosti. Ces roches de la Formation de Deslandes représentent des environnements de glacis continental, de bordure de plate-forme ou de bassins intra-cratoniques, qui existaient avant et pendant l'Orogénie taconique. Considérant leur teneur en terrigènes, ces deux formations ont des pourcentages de carbone organique équivalents (Fig. 3.4 et 3.5). Toutefois, la zonation des teneurs en carbone organique observée dans la Ceinture taconique (Fig. 3.7) n'est pas bien comprise.

Les résultats affichés dans le tableau 3.3 montrent des écarts assez importants par rapports à ceux des travaux antérieurs, résumés dans les tableaux 1.3A à 1.3G. D'après ces tableaux, les formations du Groupe de Chaleurs peuvent être beaucoup plus riches en carbone organique que le laisse croire le tableau 3.3. Bien que les différences soient moindres, on peut observer le même phénomène dans les autres groupes ou formations du nord-est de la Gaspésie. Seule la Formation de York River fait exception. Aucune teneur plus grande que 1,1 pour-cent de carbone organique (puits Gaspé Nord: Tab. 1.3D) n'est rapportée par les travaux antérieurs dans notre région.

3.1.2.2 Le carbone organique dans les échantillons de subsurface

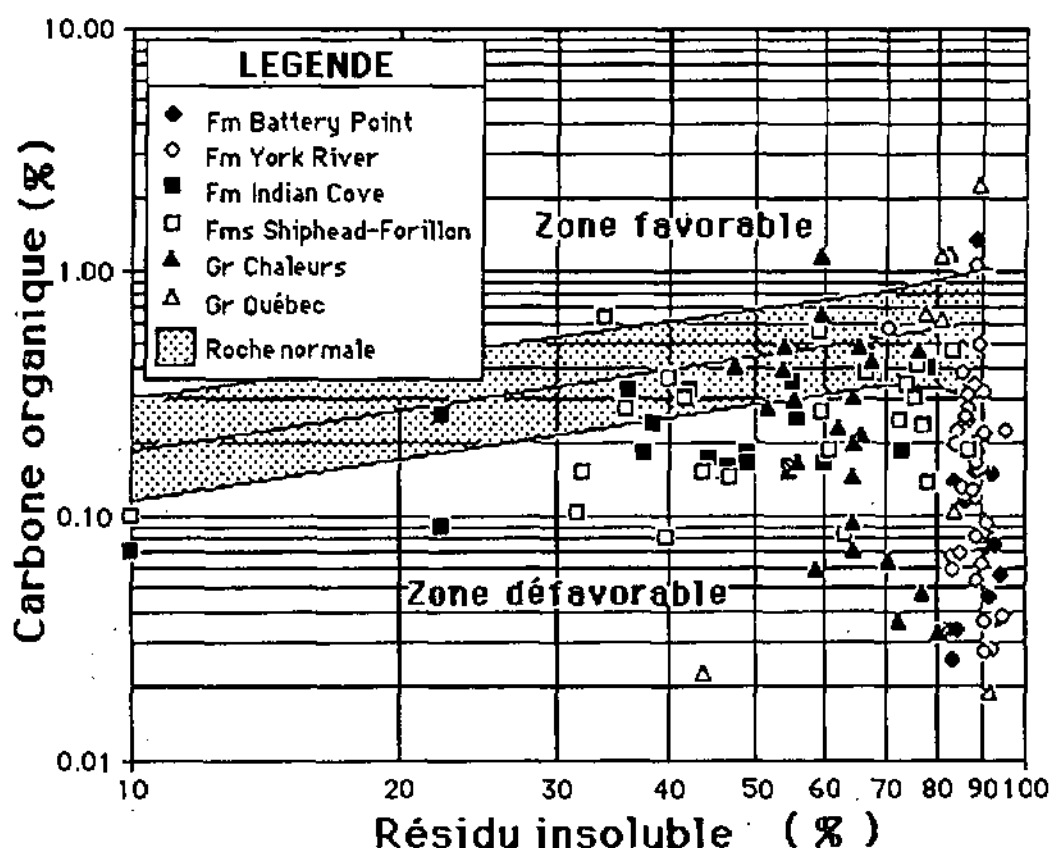


Figure 3.8. Teneurs en carbone organique en fonction du résidu insoluble dans les échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie et dans les coupes de la Rivière au Renard et de la route 132, parc de Forillon. Les deux variables sont exprimées en pour-cent de la roche totale. Le diagramme de base est de Sourisse et Gauthier (1969).

La conclusion la plus évidente que l'on peut tirer de la comparaison des figures 3.5 et 3.7 est que les séries de subsurface dans le nord-est de la Gaspésie, sont apparemment plus riches en carbone organique que les séries de surface. En effet, près du tiers des points (36 sur 113) de la figure 3.8 sont situés dans le champ des roches normales ou dans la zone favorable pour des roches mères. Toutefois, cette augmentation de la teneur en carbone organique n'est marquée que dans les unités stratigraphiques sous-jacentes aux Grès de Gaspé.

Unité	Gr	Gr	Fms	Fm	Fm	Fm
strati.	Québec	Chaleurs	Ship.-Fo	Ind. Cove	York River	Battery Pt
Dépôts	6	2-5	4-5	5-3	1-2	1
n	7	26	25	19	14	22
RI _{moy.}	83,93	62,31	56,74	43,49	86,67	88,85
COT _{moy.}	0,837	0,272	0,277	0,205	0,231	0,143
COT _{min.}	0,02	0,02	0,08	0,07	0,08	0,03
COT _{max.}	2,20	1,11	0,64	0,40	0,57	1,32

Tableau 3.4. Teneurs moyennes en résidu insoluble et en carbone organique pour les formations observées en subsurface dans le nord-est de la Gaspésie et dans les coupes de la Rivière au Renard et de la route 132, parc de Forillon. Fm = Formation, Gr = Groupe, Fms Ship.-Fo. = Formations de Shiphead et de Forillon, Battery Pt = Battery Point. n = nombre de mesures. RI_{moy.} = résidu insoluble moyen en pour-cent. COT_{moy., min. ou max.} = valeur moyenne, minimum ou maximum en pour-cent en carbone organique par unité stratigraphique. Les codes des milieux de dépôts (Dépôts), sont expliqués dans la figure 1.10.

D'après la figure 3.8, à résidu insoluble constant, les Formations de Shiphead et de Forillon ne sont pas plus riches en carbone organique que la Formation d'Indian Cove; ces trois formations sont groupées dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé dans la figure 3.5. Avec un résidu insoluble moyen semblable (51%: Tab. 3.4 versus 49%: Tab. 3.3), les Calcaires Supérieurs de Gaspé en subsurface sont par contre deux fois plus riches en carbone organique (Tab. 3.4: 0,256%) qu'en surface (Tab. 3.3: 0,124%). L'examen des résultats pour chaque puits (Appendice 4D) montre que la teneur en carbone organique dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé croît de l'est vers l'ouest; c'est-à-dire dans le sens de l'épaississement des séries et de l'approfondissement du bassin (1.3.2.12 à 14 et 1.3.3). Les spécimens de la coupe du parc

de Forillon, situé à l'est de la région, sont pauvres en carbone organique comme le sont les autres échantillons de surface (Fig. 3.5).

Des considérations paléogéographiques semblables expliquent la différence importante entre les teneurs en carbone organique des tableaux 3.3 et 3.4 pour le Groupe de Chaleurs. L'écart entre les résidus insolubles montrés dans les deux tableaux ne peut expliquer ce phénomène. En effet, les faibles teneurs en carbone organique, en surface (Fig. 3.5) comme en subsurface (Fig. 3.8), proviennent essentiellement du Bloc nord (Appendice 4C et localisation sur la Fig. 2.3). Pour le Groupe de Chaleurs, à quelques exceptions près, les échantillons des puits Douglas, Gaspé Nord et des coupes de la Rivière au Renard et du parc de Forillon ont des teneurs en carbone organique plus petites que la moyenne calculée dans le tableau 3.4 ($COT_{moy.} = 0,272$). Les deux analyses exceptionnelles (#14539: $COT = 1,11$ et $0,66\%$; Appendice 4D) tombent dans la zone favorable pour des roches mères dans la figure 3.8. Ces échantillons proviennent de niveaux charbonneux situés à la base des calcaires de la Formation de West Point de la coupe de Rivière au Renard (voir Fig. 2.3 pour la localisation). Par contre, la plupart des teneurs élevées en carbone organique dans la figure 3.8 (14 sur 26) proviennent des puits implantés dans le Bloc centre ou sud (Fig. 1.9: Blanchet, Sunny Bank, Gaspé Sud et York).

Or dans le modèle paléogéographique présenté dans le premier chapitre de cette étude (Figs 1.10 et 1.3.3), les séries au sud de la faille du Bras Nord-Ouest sont issues d'environnements de dépôts qui sont plus éloignés du littoral que les séries du Bloc nord. Une différence dans le degré de conservation de la matière organique de part et d'autre de cette faille est une autre explication possible.

Sur les sept échantillons provenant des séries taconiques (Groupe de Québec), cinq ont des teneurs en carbone organique au-dessus de la moyenne des roches normales (Fig. 3.8). Parmi ceux-ci, trois sont situés dans la zone favorable pour des roches mères (Fig. 3.8). Le plus riche échantillon ($COT = 2,20\%$) est un spécimen de terrain provenant de la Formation de Cap-des-Rosiers, juste sous la discordance taconique dans le parc de Forillon (voir Fig. 3.6). Les deux autres "roches mères potentielles" proviennent de la base du puits Gaspé Sud (Appendice

4D). Paradoxalement, les deux échantillons les plus pauvres en carbone organique (Fig. 3.8) proviennent également du Groupe de Québec (base du puits Blanchet). La répartition géographique des teneurs en carbone organique dans le socle taconique (Groupe de Québec) est donc contraire à celle des séries siluro-dévonienues sus-jacentes.

Il n'y a pas lieu ici de comparer les données de la littérature (Tab. 1.3) avec les résultats du tableau 3.4, car à deux puits près (Blanchet et Malbaie: Appendice 4D), les données sont les mêmes. Les puits ajoutés n'ont rien changé à la variation du carbone organique sur les groupes et les formations du nord-est de la Gaspésie.

3.2 PETROGRAPHIE DE LA MATIERE ORGANIQUE DISPERSEE

3.2.1 Introduction

La nomenclature pétrographique moderne, très complexe, est basée sur la nature des éléments microscopiques, appelés macéraux, et sur le rang atteint par ces macéraux (Foucault et Raoult, 1984). Cette nomenclature et les classifications qui s'y rattachent conviennent assez bien pour décrire, en termes de macéraux, les dépôts de lignite et de houille d'origine limnique ou paralimnique. Par contre, cette nomenclature est déficiente pour décrire des matières organiques d'origine marine qui ne sont pas des charbons. Elle convient encore moins pour décrire des matières organiques dispersées pré-dévonniennes, formées avant l'apparition des plantes supérieures, matières premières des charbons.

Les séries étudiées sont d'âge Ordovicien inférieur à Dévonien inférieur et elles se sont formées, en grande partie, dans des environnements de dépôts marins (Chapitre 1). D'après Stach et al. (1975), la flore à Psilophytes du Dévonien inférieur ne peut former de véritable charbon car les plantes qui la constituent ne sont pas vraiment continentales; elles poussent plutôt dans des lagunes peu profondes.

La nomenclature ouverte et la classification pétrographique suggérées par Alpern (1980): "Projet de classification des organoclastes" (B. Alpern, 1978) sont utilisées dans nos séries pour désigner et classer les constituants organiques observés. Cette nomenclature est adaptée pour pallier aux difficultés de la pétrographie classique des matières organiques.

Ce système classe les organoclastes, constituants élémentaires des matières organiques, dans six groupes distincts:

Groupe I: les phytoclastes: restes des plantes supérieures d'origine continentale. Ce groupe inclut les tissus, les gels, les épidermes et les inclusions de ces plantes. Ce groupe englobe l'essentiel des macéraux des charbons de la nomenclature classique (Stopes-ICCP).

Groupe II: les fungi: filaments (hyphes), membranes fibreuses (sclérotés) et autres chitinomycètes (spores) des champignons.

Groupe III: les spores des plantes vasculaires supérieures. Ces organoclastes, d'origine continentale et terrestre, sont préférentiellement conservés dans des environnements limniques et marins.

Groupe IV: les organismes autonomes: phyto-organismes (algues benthiques, planctoniques et sapropéliques), zoo-organismes (zooclastes dans cet ouvrage: scolécodontes, graptolites et autres) et incertae sedis (acritarches et chitinozoaires). Ces organismes proviennent d'environnements de dépôts limniques ou marins. Dans cet ouvrage, ces deux derniers organoclastes sont respectivement attribués aux sous-groupes des phyto-organismes et des zoo-organismes.

Groupe V: les bactéries.

Groupe VI: les bitumes: produits décomposés ou néoformés, solubles ou insolubles, autochtones ou migrés. Dans le schéma proposé par Alpern (1980), les principales variables qui permettent de classer les bitumes sont:

- a) l'origine des bitumes: autochtone versus allochtone, ce qui sépare protobitume et migrabitume,
- b) la maturation thermique subie par ces bitumes (épibitume, mésobitume ou métabitume pour les protobitumes, pyrobitume pour les bitumes migrés),
- c) l'intensité du métamorphisme (pyrobitume versus cokes naturels) et
- d) la forme des bitumes (sphérolites, enduits de fissure etc...).

Dans le schéma d'Alpern (1980), toutes les matières organiques observées dans les séries de l'île d'Anticosti (Ordovicien inférieur à Silurien moyen) sont des organismes autonomes (groupe IV), des zooclastes surtout, et des bitumes (groupe VI). Dans le nord-est de la Gaspésie (Ordovicien à Dévonien), on retrouve des séries aux facies organiques semblables à ceux de l'île d'Anticosti ainsi que des séries "charbonneuses" riches en phytoclastes (groupe I) (Groupe des Grès de Gaspé). Certaines formations sont de type mixte. Elles renferment des

phytoclases, des phyto-organismes, des zoo-organismes et des bitumes solides. Ce sont ces facies mixtes qui doivent être étudiés avec le plus de détails.

La classification d'Alpern n'est pas utilisée intégralement dans ce travail. Lorsque les matières organiques sont de type humique (phytoclases), la terminologie simplifiée du système Stopes-ICCP (International Committee for Coal Petrology) est préférée à celle d'Alpern (1980).

3.2.2 Nature des matières organiques observées

3.2.2.1 Le groupe des phytoclastes

Dans cet ouvrage, le groupe des phytoclastes inclut les groupes des macéraux du système Stopes-ICCP suivants: 1) les inertinites, 2) les vitrinites et 3) les résinites. Si elles avaient été observées, les cutinites auraient aussi été incluses dans le groupe des phytoclastes.

Mises à part les résinites, notons que ces macéraux sont supposés être d'origine ligneuse (vitrinite et inertinite). Cependant, il est possible qu'une partie plus ou moins importante de ce qui est appelé vitrinite ou inertinite, dérive d'organoclastes appartenant au groupe des phyto-organismes. Comme cela se produit avec les phytoclastes, en fonction des conditions physico-chimiques des milieux de dépôts, nous croyons que l'intensité et le mode de dégradation de certains phyto-organismes peuvent conduire à de l'inertinite, de la vitrinite ou à de la matière organique de type résinite. C'est aussi ce que suggèrent les modèles d'interprétation sur les environnements de dépôts des microlithotypes dans les charbons (Stach et al., 1975 et Bustin et al., 1985).

La planche 1 montre les relations qui existent entre les types de matière organique les plus fréquents et la phase minérale dans les Grès de Gaspé. Les autres planches photographiques ont pour but:

- a) d'illustrer l'aspect des organoclastes observés dans tous les types de séries, carbonatées ou terrigènes,
- b) de montrer les variations de la structure, de la texture, de la réflectance et dans certains cas de la fluorescence des organoclastes; que ce soit en fonction de la lithologie de l'encaissant, de l'altération thermique (rang) ou chimique (oxydation, dégradation météorique ou autre), de la taxonomie ou de la morphologie des structures dans le cas des zooclastes et
- c) de montrer la filiation entre les organoclastes dans le groupe des phytoclastes et des phyto-organismes.

A moins d'indications contraires, toutes les photographies montrent des préparations pétrographiques faites à partir de concentrés de matière organique. Ces concentrés sont montés sur des lames de verre, selon la méthode décrite dans Bertrand et al. (1985). Les valeurs de pouvoir réflecteur, indiquées dans la légende de chaque planche photographique, sont mesurées de façon aléatoire.

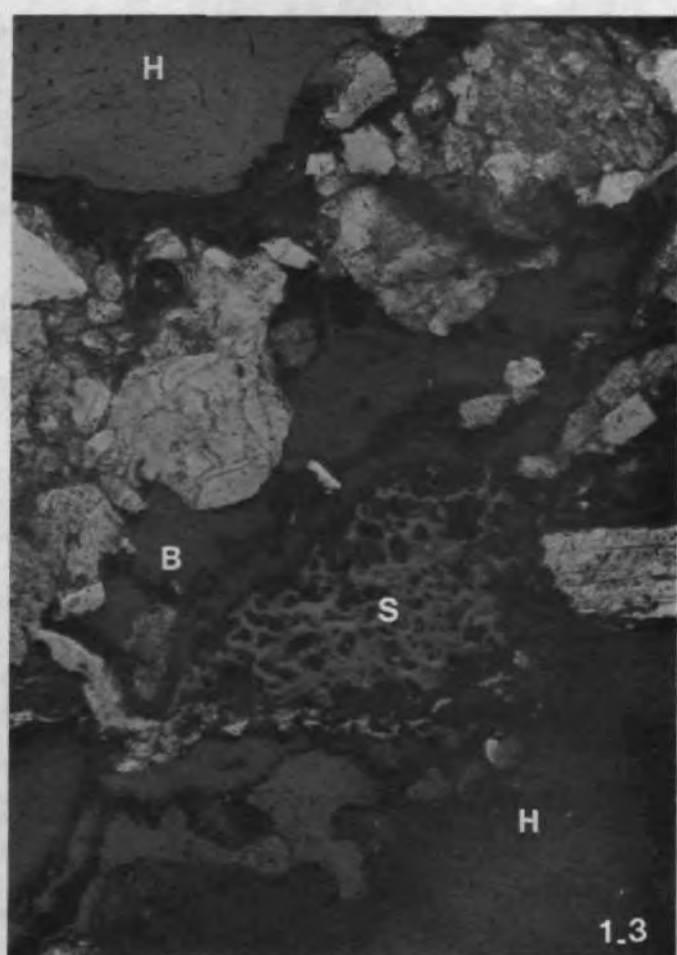
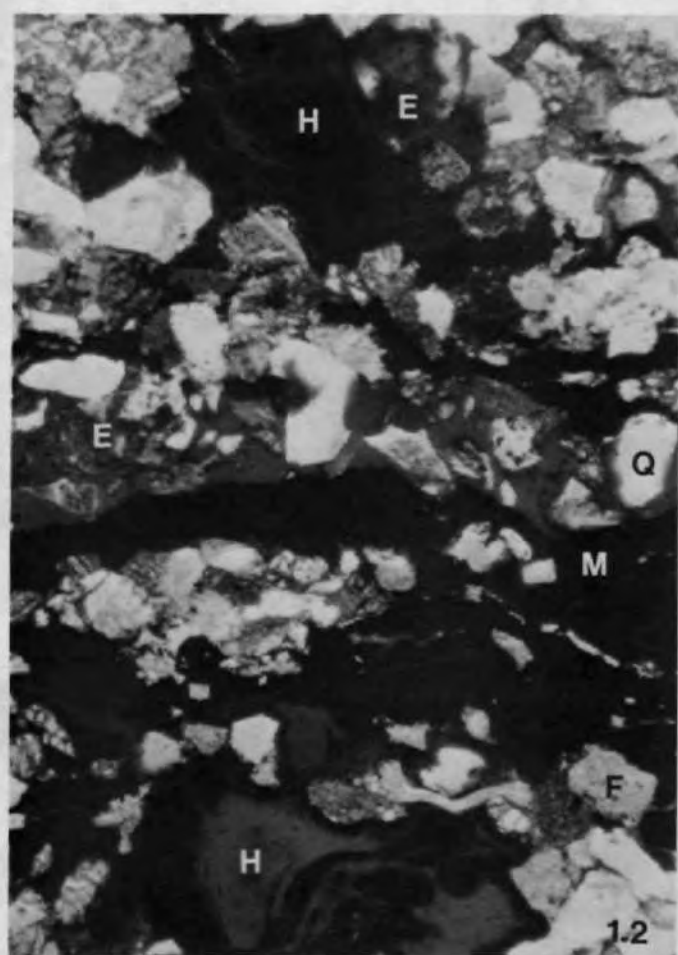
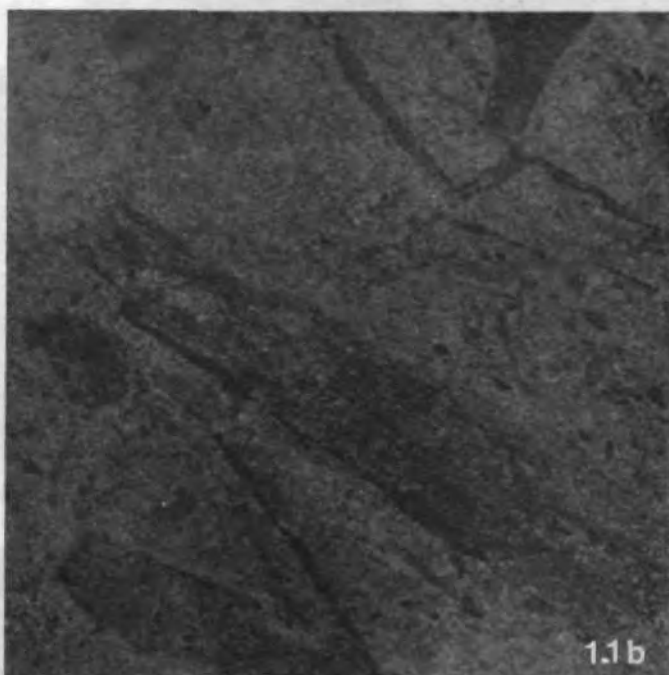
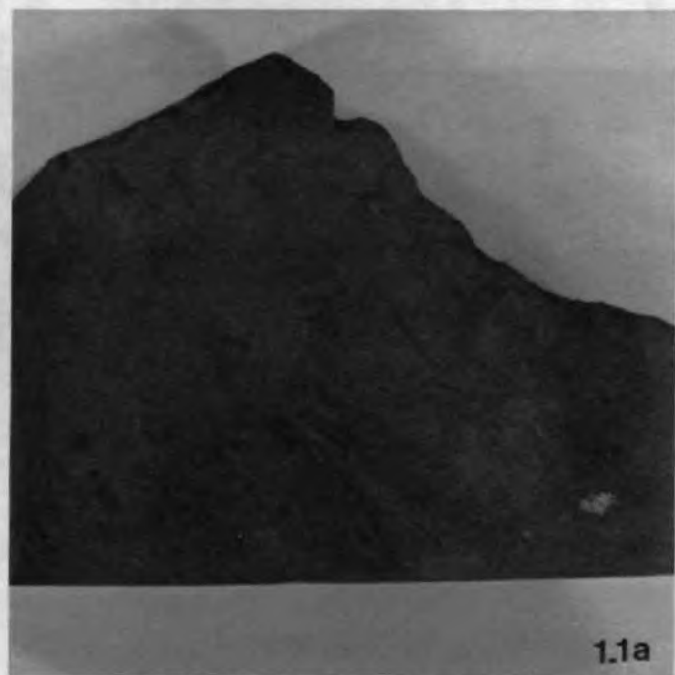
PLANCHE 1

Les "niveaux charbonneux" du nord-est de la Gaspésie

Planche 1.1a et b. Dalle de grès avec phytoclastes (inertinite, 55%; vitrinite, 11%) et phyto-organismes (probablement "herbacé", 15%). Les pourcentages de "macéraux" se rapportent aux analyses pétrographiques. Grossissement 0,4X (a) et 1X (b). Echantillons de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Battery Point, coupe de la rivière Malbaie (#13297).

Planche 1.2. Niveau "charbonneux" dans les grès à quartz (Q) et à feldspaths (F) de la Formation de York River. Lame pétrographique standard polie. Lumière transmise. Grossissement 50X. Cette matière organique se compose essentiellement "d'herbacés" (H), d'exsudatinite (E) (générée par ces "herbacés") et de niveaux formés de bitume, d'exsudatinite et de phytoclastes (inertinite et vitrinite) (M). Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie (#13113).

Planche 1.3. Niveau "charbonneux" dans les grès quartzo-feldspathiques de la Formation de York River, vu à plus fort grossissement (125X). Lame pétrographique standard polie. Lumière transmise et lumière réfléchie simultanément. "Herbacé" altéré (H), semifusinite (S) et bitume solide (B) infiltré entre les grains siliciclastiques, de teinte claire sur la planche. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie (#15253).



3.2.2.1.1 L'inertinite

A rang équivalent, l'inertinite a le pouvoir réflecteur le plus élevé. L'inertinite ne fuse presque pas. Elle est donc presque inerte lors d'un processus de cokéfaction industriel (Stach et al., 1975, p. 95). Le caractère "inerte" de ce groupe de macéraux est acquis très tôt après la sédimentation. Il résulte de l'oxydation, ou d'une attaque fongique de la matière organique ligneuse dans le milieu de dépôts (Bustin et al., 1983).

Trois types d'inertinite sont reconnus dans le nord-est de la Gaspésie: la fusinite, la semifusinite et la macrinite.

3.2.2.1.1.1 La fusinite

Le pouvoir réflecteur (R_o) de la fusinite évolue très peu avec la maturation thermique (Alpern et Lemos de Sousa, 1970). On distingue deux types de fusinite: la pyrofusinite, jaunâtre et complètement inerte (R_o plus grand que 5%), et la dégradofusinite, blanche, dont le pouvoir réflecteur évolue de 2 à 5% avec la maturation thermique. Les deux variétés sont caractérisées par une structure cellulaire ouverte, sans gel dans les lumina (trous des cellules). Comme la pyrofusinite est rare, les pouvoirs réflecteurs de ces deux submacéraux ne sont pas différenciés dans cet ouvrage.

Des exemples de fusinite sont illustrés sur les planches 2.4 et 2.5.

PLANCHE 2

Le groupe des inertinites

Planche 2.1. Fragment de macrinite, secondairement très altéré; la baisse du pouvoir réflecteur est évidente.

Cette baisse de pouvoir réflecteur est couramment observée lorsque l'oxydation est naturelle (Bustin et al., 1983). Les fissures (aspect de fissure de dessiccation) suggèrent que l'oxydation s'accompagne d'une perte de volume et que la particule charbonneuse tend à se désintégrer avec l'oxydation. Lumière transmise et réfléchie. Pouvoir réflecteur_{zone fraîche} = 2,19%, pouvoir réflecteur_{zone altérée} = 1,29%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13218).

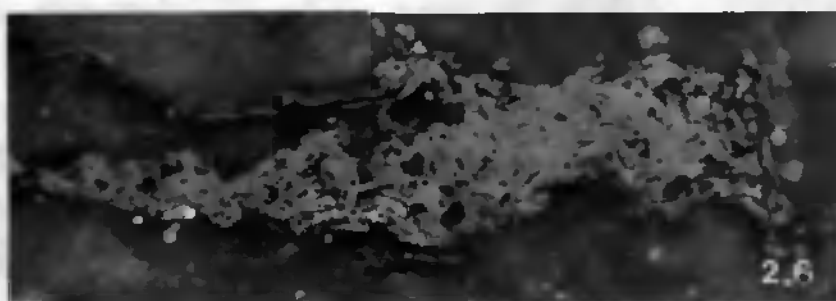
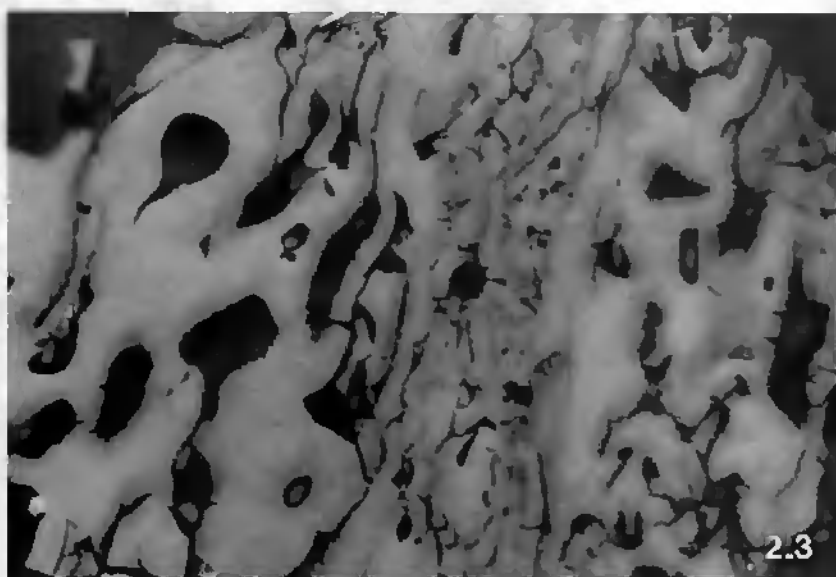
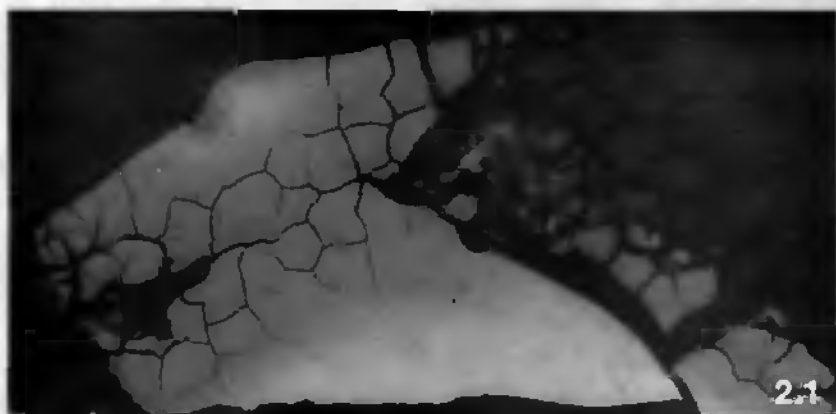
Planche 2.2. Semifusinite montrant sur une coupe longitudinale un tissu vasculaire (xylème). Lumière transmise et réfléchie. Pouvoir réflecteur = 1,80 à 1,88%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Battery Point (#13280).

Planche 2.3. Semifusinite partiellement altérée, montrant une réduction du pouvoir réflecteur et une contraction avec fissuration dans les zones d'altération. Type commun de semifusinite dans les séries gaspésiennes. Lumière transmise et réfléchie. Pouvoir réflecteur = 1,40 à 1,61%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13213).

Planche 2.4. Dégradofusinite. Type commun de tissu fusinisé dans les séries gaspésiennes. Lumière transmise et réfléchie. Pouvoir réflecteur = 2,94 à 3,14%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13218).

Planche 2.5. Tissu grossier de dégradofusinite avec fraction fine de semifusinite dans les cellules ouvertes. Lumière transmise et réfléchie. Pouvoir réflecteur_{dégradofusinite} = 2,45 à 2,71%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#13271).

Planche 2.6. Fragment de fusinite-semifusinite incorporé dans le calcaire de la Formation de Forillon. lame pétrographique standard polie. Lumière réfléchie. Pouvoir réflecteur_{dégradofusinite} = 2,00%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#13271).



3.2.2.1.1.2 La macrinite

Dans les charbons, la macrinite forme des corps homogènes, sans structure cellulaire, de forme irrégulière et dont le pouvoir réflecteur est élevé. Elle est l'équivalent gélifié de la collinite (groupe de la vitrinite) à l'intérieur du groupe de l'inertinite.

Ce type de matière organique est souvent rencontré dans les séries du nord-est de la Gaspésie (Pl. 2.1). Les pouvoirs réflecteurs de ce macéral sont regroupés ici avec ceux de la fusinite. L'exemple illustré (Pl. 2.1) a pour but de montrer l'intensité de l'altération des inertinites dans nos séries.

3.2.2.1.1.3 La semifusinite

Le pouvoir réflecteur et la couleur blanche à grise de la semifusinite situent ce macéral à un stade intermédiaire entre la fusinite (groupe des inertinites) et la télinite (groupe de la vitrinite). Son pouvoir réflecteur, plus bas que celui des fusinites, s'explique par une fusinisation incomplète du tissu d'origine végétale. La structure cellulaire de la semifusinite est donc moins évidente que celle de la fusinite. Les lumina sont généralement plus petites et partiellement remplies de gel fusinisé.

Comparativement à la dégradofusinite, le pouvoir réflecteur de la semifusinite évolue davantage durant la houillification (Bustin et al., 1983). Ce macéral est donc plus sensible à la maturation thermique que la fusinite. La semifusinite est d'autant plus utile qu'elle est fréquente, sinon abondante, dans toutes les lithologies, siliciclastiques ou carbonatées, des séries du nord-est de la Gaspésie.

Toutefois, pour un même niveau de maturation, ce macéral a l'inconvénient de montrer des pouvoirs réflecteurs très variables (Alpern et Lemos de Sousa, 1970) et de présenter des aspects très différents (Pls 2.2, 2.3 et 2.5).

PLANCHE 3

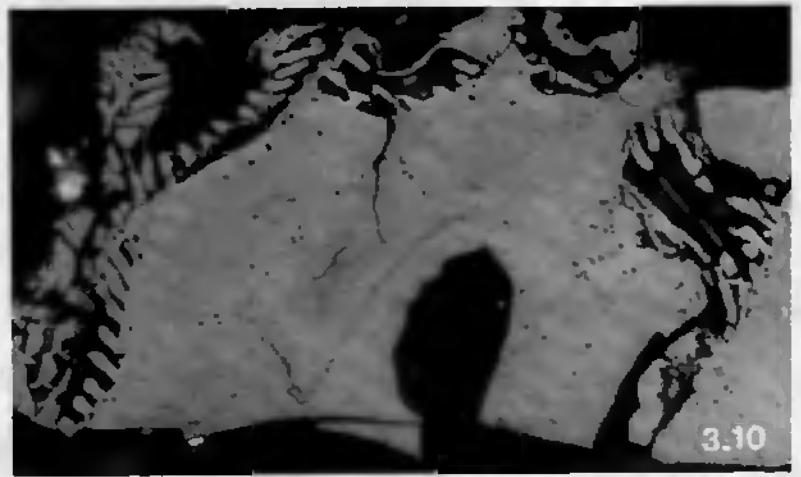
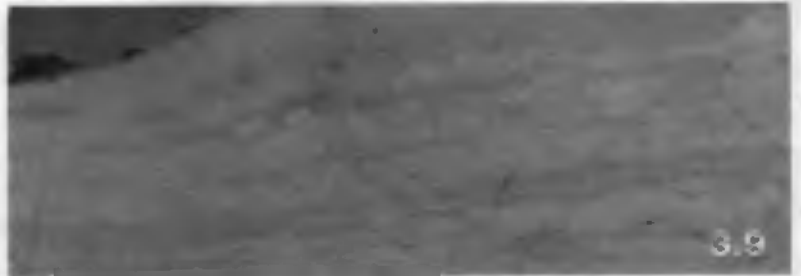
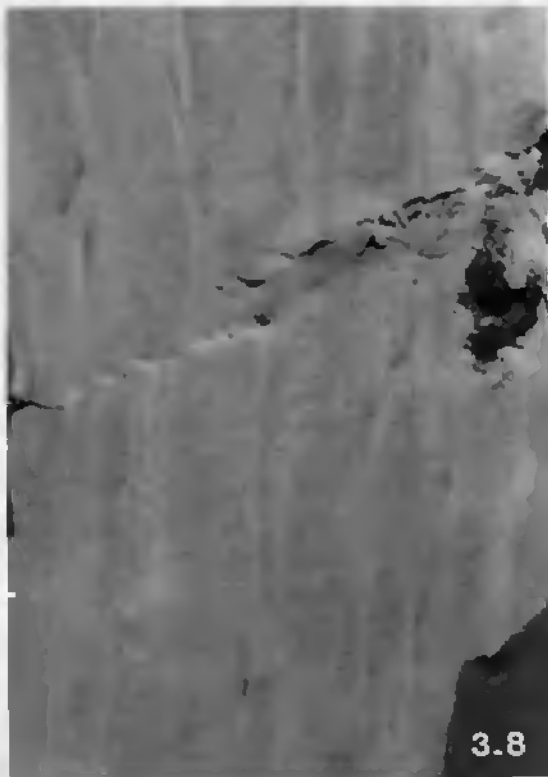
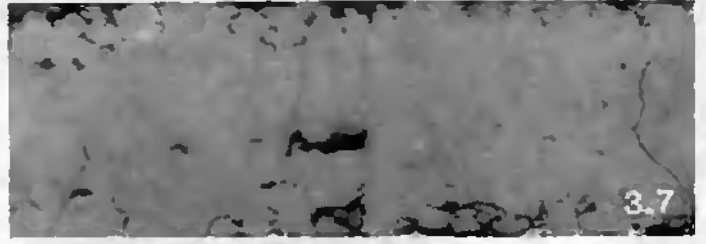
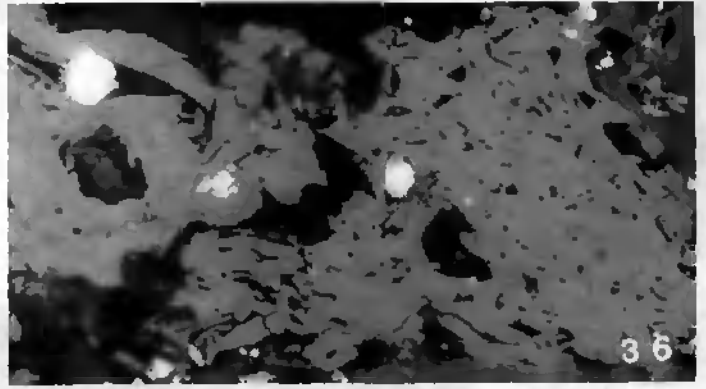
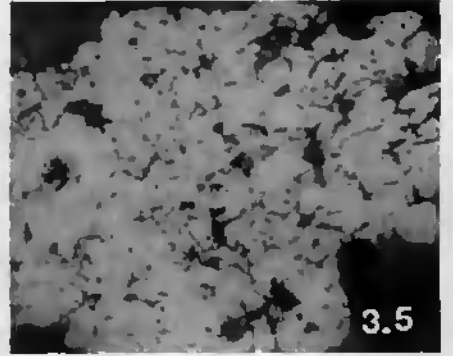
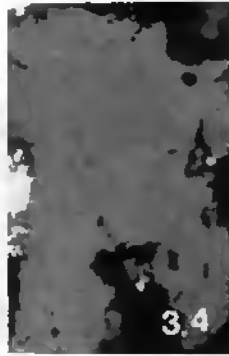
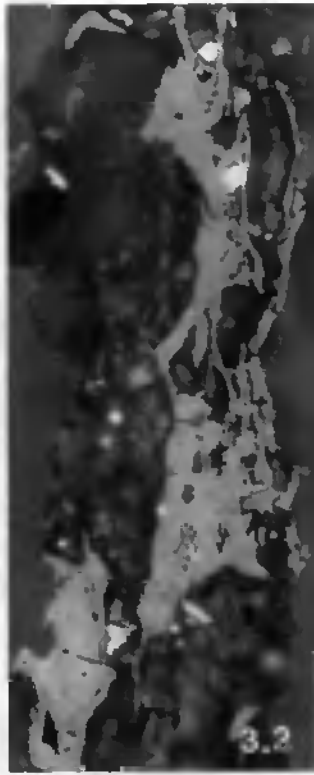
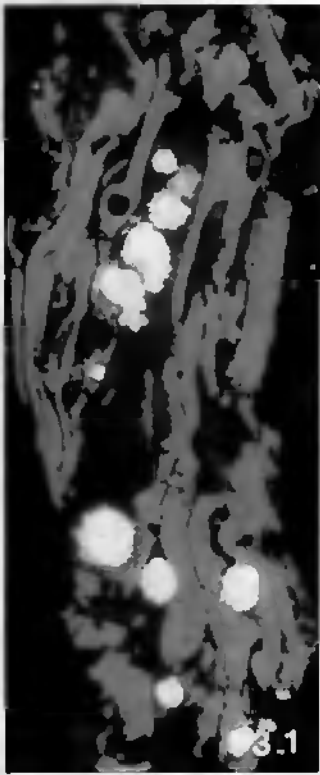
Les télinites: comparaison entre calcaires et grès

Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé

- Planche 3.1. Téliinite d'un type fréquent dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé: tissu fibreux moyennement régulier, parois épaisses, pas de lumina bien définies malgré l'absence de gel entre les parois. Pyrite framboïdale généralement présente dans les espaces inter-parois. Pouvoir réflecteur = 1,22 à 1,29%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, nord-est de la Gaspésie, puits Blanchet, 550 à 600 m, Formation de Shiphead (#15315).
- Planche 3.2. Téliinite, tissu fibreux très irrégulier, parois minces, gélification moyenne à forte, lumina peu distinctes, peu pyritisées. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur = 0,82 à 0,84%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#13132).
- Planche 3.3. Fragment de télinite aux parois très régulières, généralement épaisses, mais peu abondantes, dépourvu de gel à l'intérieur des lumina si elles sont présentes. Type de télinite fréquent dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé. Se différencie des semifusinites ou des fusinites (voir Pl. 2, fig. 6) par un pouvoir réflecteur beaucoup plus bas. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur = 0,94 à 0,98%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#13271).
- Planche 3.4. Téliinite (parois des cellules) et collinite (remplissage des cellules). Type de vitrinite rare dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur_{téliinite} = 1,05 à 1,16%, pouvoir réflecteur_{collorésinite} = 0,71 à 0,82%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#13271).

Groupe des Grès de Gaspé

- Planche 3.5. "Télinite" caractéristique des séries riches en "herbacés" (voir Pl. 4). Tissu aggloméré sans orientation préférentielle dont l'origine cellulaire est douteuse. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur = 0,71 à 0,79%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River, Membre de l'Anse-à-Brillant (#13301).
- Planche 3.6. Télinite dont la structure cellulaire, bien évidente et non fibreuse, rappelle celle d'une semifusinite aux lumina fortement gélifiées. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur = 0,92 à 1,07%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, nord-est de la Gaspésie, puits Sunny Bank, 308 à 309 m, Formation de York River, Membre de l'Anse-à-Brillant (#15328).
- Planche 3.7. Télinite à structure cellulaire bien évidente et très régulière; les lumina sont très gélifiées. La micro-fissuration observée indique une filiation possible avec la pseudovitrinite. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur = 1,20 à 1,34%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Battery Point (#13280).
- Planche 3.8. Collorésinite remplissant les grandes cavités cellulaires allongées de télinite. Type de vitrinite fréquent dans la Formation de Battery Point. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur_{télinite} = 1,0 à 1,1%, pouvoir réflecteur_{collorésinite} = 0,95%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, nord-est de la Gaspésie, puits Malbaie, 855 à 900 m, Formation de Battery Point (#15328).
- Planche 3.9. Télcollinite rubanée très gélifiée (ou alternance de passées de télcollinite et de collorésinite?). Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur = 0,54 à 0,63%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13215).
- Planche 3.10. Télinite, collorésinite et télcollinite montrant une coupe longitudinale d'un tissu vasculaire de xylème, semblable à de la semifusinite (Pl. 2.2). Lumière réfléchiée. Pouvoir réflecteur_{télinite} et télcollinite = 1,04%, pouvoir réflecteur_{collorésinite} = 0,93%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13219).



3.2.2.1.2 La vitrinite

La vitrinite est le groupe de macéral le plus commun dans les charbons. Les macéraux de ce groupe dérivent des tissus ligneux et de l'écorce des arbres (Bustin et al., 1983). Les vitrinites sont formées par un processus complexe d'humification des substances du bois (lignine, tannin et cellulose) et de polymérisation des acides humiques sous forme de gel. Leur évolution dépend beaucoup du niveau d'oxygénation du milieu. Les environnements de dépôts favorables à la formation de vitrinite sont légèrement oxydants (Stach et al., 1975).

La vitrinite est caractérisée par un pouvoir réflecteur intermédiaire entre l'inertinite, au pouvoir réflecteur plus élevé, et la liptinite, au pouvoir réflecteur plus bas. Le groupe vitrinite est subdivisé en macéraux et en submacéraux en fonction de caractéristiques morphologiques (système Stopes-ICCP).

Dans ce travail, on reconnaît trois types de vitrinite: la télinite, la collinite, incluant deux sous-types: la collorésinite et la télcollinite, et la pseudovitrinite (Pls 3 et 4).

3.2.2.1.2.1 La télinite

Les parois cellulaires des tissus végétaux ayant subi une intense gélification des cellules de tissu végétal sont appelées télinite. D'après Alpern (1976: Fig. 5, 1980) et Stach et al. (1975, p. 66), la télinite a un pouvoir réflecteur plus élevé que la collinite. D'après le dernier auteur, le contraire est possible lorsque les murs sont originellement riches en cellulose. Dans la région étudiée du nord-est de la Gaspésie, les cellules de télinite sont vides ou remplies de résinite ou de collorésinite dont le pouvoir réflecteur est toujours inférieur à celui de la télinite.

Dans la région, la télinite est le seul type de vitrinite aussi facilement identifiable dans les séries calcaires, d'origine marine, que dans les séries grés-conglomératiques, d'origine littorale et continentale. Contrairement à la collinite, la télinite ne peut être confondue avec les bitumes solides; ce problème est plus aigu dans les séries calcaires où les bitumes solides sont particulièrement abondants. En conséquence, chez les phytoclastes, le pouvoir réflecteur de la télinite est le principal indicateur pour quantifier la maturation thermique des séries calcaires.

Les principaux types de télinite observés dans le nord-est de la Gaspésie sont illustrés dans deux planches (Pls 3 et Pls 5.2 et 5.3c).

Cependant, il apparaît que les télinites observées diffèrent légèrement d'aspect en fonction de la lithologie des séries et des environnements de dépôts (Pls 3. 5 à 3.8 et 3.10). Les photographies de la planche 3 illustrent l'évolution des télinites en fonction de ces deux variables. Les environnements de dépôts et les lithologies de ces échantillons sont:

- a) marins, de calcaires chertueux interstratifiés de shale (Formations de Shiphead et de Forillon, 1.3.2.12 à 1.3.2.15: Pls 3.1 à 3.3),
- b) mixtes, de grès "charbonneux" (Membre de l'Anse-à-Brillant, 1.3.2.17: Pls 3.5 et 3.6),
- c) littoraux, de grès interstratifiés de shale (Formation de York River, 1.3.2.17: Pls 3.9 et 3.10), et
- d) fluviatiles, de siltstones interstratifiés de shale et de grès (Formation de Battery Point, 1.3.2.18: Pls 3.7 et 3.8).

Les principaux caractères qui changent l'aspect des télinites sont l'intensité de la gélification de l'intérieur des lumina et la régularité du tissu cellulaire de la télinite; tous deux semblent augmenter avec la "continentalisation" des milieux des dépôts. Ces différences reflètent les variations du degré d'oxydation des milieux de dépôts, variable importante dans les processus d'humification.

3.2.2.1.2.2 La collinite

Dans les charbons, la collinite est un constituant de la vitrinite, homogène et sans structure visible. La collinite n'est pas toujours formée que de gel. Une attaque chimique peut faire apparaître une structure cellulaire dans un gel apparemment homogène; d'où la subdivision de la collinite en deux sub-macéraux: la télcollinite, structurée lorsque attaquée, et la gélocollinite, sans aucune structure cellulaire même après attaque. La télcollinite correspond au terme d'homocollinite (Alpern, 1966) ou de vitrinite A (Brown et al., 1964). C'est normalement le macéral utilisé pour l'évaluation du rang par la mesure du pouvoir réflecteur.

PLANCHE 4

Les "herbacés" et leurs produits d'altération.

Planche 4.1a et b. "Herbacé" cellulaire vu en lumière fluorescente (a) et en lumière réfléchi (b). La fluorescence disparaît lorsque l'"herbacé" de teinte rouge ou orangée fait place, probablement par altération, à de la "bituminite" plus spongieuse et grise en lumière réfléchi. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, coupe de la route 132, parc de Forillon, cote 55 m, Formation de York River (#14606).

Planche 4.2. Portion d'un fragment "d'herbacé" cellulaire montrant une altération progressive, avec augmentation du pouvoir réflecteur, jusqu'à disparition complète de cette structure et obtention d'un gel semblable à de la collinite. Dans la partie altérée, un début de fissuration semble vouloir progresser vers l'intérieur. $\text{Pouvoir réflecteur}_{\text{partie cellulaire}} = 0,15\%$, $\text{pouvoir réflecteur}_{\text{partie la plus gélifiée ou altérée}} = 0,45\%$. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, coupe de la route 132, parc de Forillon, cote 55 m, Formation de York River (#14606).

Planche 4.3. Télcollinite dont la structure rappelle l'arborescence d'un "herbacé". Lumière réfléchi. $\text{Pouvoir réflecteur} = 0,45 \text{ à } 0,58\%$. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13215).

Planche 4.4. Télcollinite plus intensément gélifiée que celle de la planche 4.3. Lumière réfléchi. $\text{Pouvoir réflecteur} = 0,68 \text{ à } 0,79\%$. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13189).

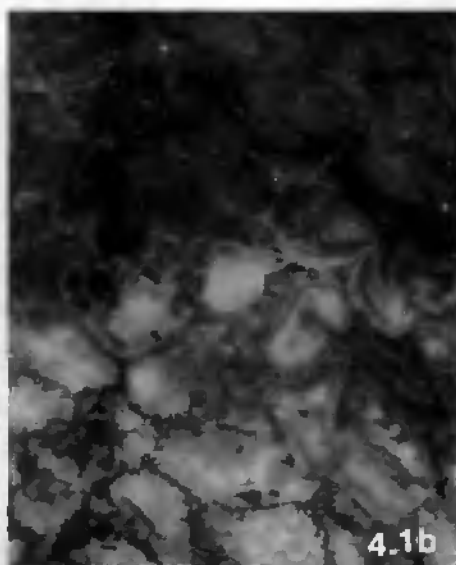
Planche 4.5. Formation d'une gouttelette de bitume à partir d'un organoclaste résineux. Notez que le centre de la sphérolite est déjà altéré, que des bulles de gaz se sont formées lors de l'altération et que la gouttelette de bitume est crevée par une des bulles de gaz. Lumière transmise et réfléchi. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, nord-est de la Gaspésie, puits Sunny Bank, 686 à 693 m, Formation d'Indian Cove (#13093).

Planche 4.6. Pseudovitrinite montrant des fissures de retrait et les restes d'une structure qui suggèrent un processus d'humification "d'herbacé" comme origine. Lumière réfléchi. $\text{Pouvoir réflecteur} = 0,68 \text{ à } 0,84\%$. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13188).

Planche 4.7. "Herbacé" profondément fissuré et oxydé en bordure de ces fissures de retrait. L'oxydation produit une augmentation du pouvoir réflecteur. Dans la partie de "l'herbacé" non blanchie par l'oxydation, on observe un second front d'altération, à l'intérieur duquel le pouvoir réflecteur est minimum et la structure cellulaire est mieux conservée. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur_{partie peu altérée} = 0,24 à 0,35%, pouvoir réflecteur_{partie altérée} = 0,75 à 0,98%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Bautery Point (#13279).



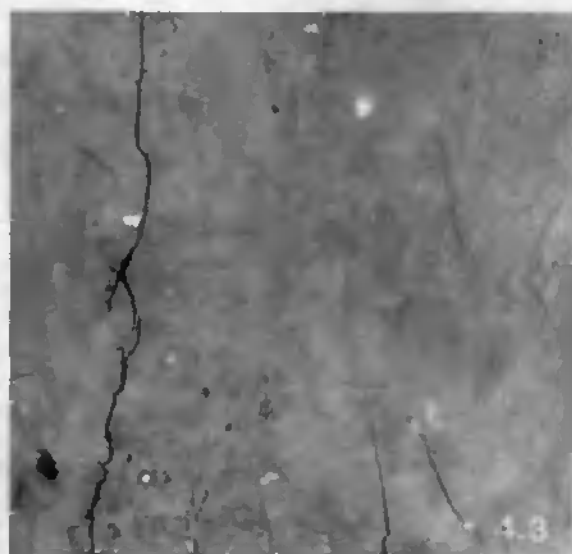
4.1a



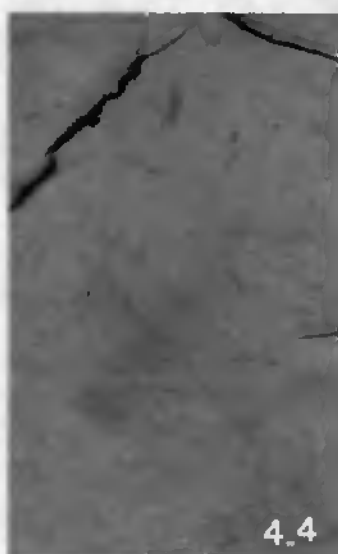
4.1b



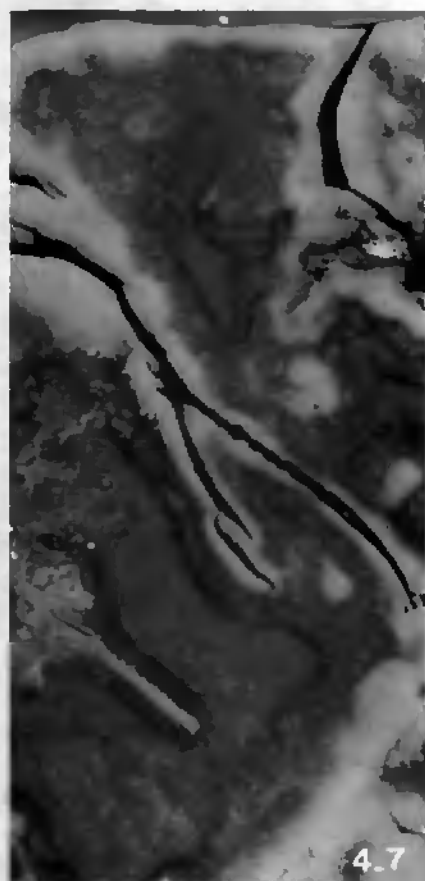
4.2



4.3



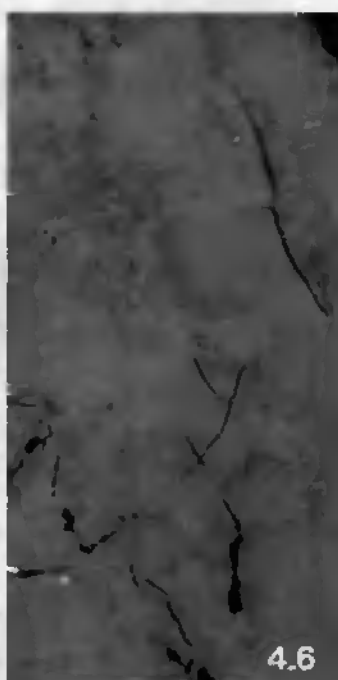
4.4



4.7



4.5



4.6

Plus récemment, un troisième type de collinite a été suggéré par l'ICCP (Smith, 1984). Il désigne une collinite dont le pouvoir réflecteur est intermédiaire entre la collinite et la résinite: la collorésinite.

3.2.2.1.2.2.1 La télcollinite

Dans nos travaux, les préparations pétrographiques n'ont pas été attaquées chimiquement pour distinguer la gélocollinite de la télcollinite. Une attaque des préparations aurait rendu impossible la prise des mesures de pouvoir réflecteur.

On a donc appelé télcollinite les gels qui montrent une structure cellulaire trop diffuse pour que des mesures de réflectance distinctes puissent être prises sur les parois ou du gel intracellulaire. Quatre exemples (Pls 3.10, 4.3, 4.4, 3.9), illustrent autant de niveaux d'intensité de la gélification. On y voit les effets produits par une disparition croissante de la structure cellulaire et une homogénéisation de la structure du gel. Les télcollinites les plus fréquemment observées montrent un degré de gélification intermédiaire (Pls 4. 3 et 4.4). Les deux pôles de l'étendue de la variation sont plus rares (Pls 3. 9 et 3.10).

3.2.2.1.2.2.2 La gélocollinite-collorésinite

Le terme gélocollinite est utilisé ici pour décrire la collinite qui remplit l'intérieur des cellules de la télinite. Cette définition est plus restreinte que la définition généralement adoptée dans la littérature. En effet, en dehors de ce type d'occurrence, le type de préparation pétrographique utilisé a pour conséquence que la gélocollinite ne peut être positivement différenciée des bitumes solides.

Avec une définition aussi restreinte, la collinite n'est pas observée très souvent. On la retrouve essentiellement dans les Grès de Gaspé. La gélocollinite a toujours un pouvoir réflecteur plus bas que la télinite (Pls 3.4, 3.8 et 3.10). Pris isolément, le pouvoir réflecteur de ce macéral n'est pas très utile pour faire de la zonéographie. Lorsque les autres types de vitrinite sont rares, l'apport des mesures de réflectance de la gélocollinite est important.

La collorésinite est employée ici pour désigner de la collinite qui a le même mode d'occurrence que la gélocollinite mais qui est intimement associée à de la résinite et semble en

être un produit d'altération (Pl. 5.2). Quantitativement sans importance, ce phénomène d'altération est intéressant du point de vue qualitatif. En effet, les collinites observées dans le nord-est de la Gaspésie ont peut-être toutes la même origine que la collorésinite de l'exemple illustré (Pl. 5.2). D'après les travaux de l'ICCP (Smith, 1984), la collinite et la collorésinite ont des pouvoirs réflecteurs différents pour des rangs équivalents. La comparaison entre le pouvoir réflecteur des zooclastes (séries marines) et le pouvoir réflecteur de la collinite ou de la télcollinite peut se révéler problématique lorsque le pouvoir réflecteur de ces vitrinites est mis en synonymie avec celui de la vitrinite des échelles standards de la maturation thermique (Héroux et al., 1979).

3.2.2.1.2.3 La pseudovitrinite

La pseudovitrinite, aussi appelée vitrinite C, n'est pas un macéral pleinement reconnu dans le système de Stopes-ICCP; elle n'apparaît pas dans le tableau de classification des vitrinites. Ce terme fut introduit par Benedict et al. (1968) pour décrire un matériel vitrinitique avec une structure et un pouvoir réflecteur caractéristiques.

Selon Falcon et Snyman (1986), ce type de vitrinite pourrait se former par oxydation précoce, dessiccation ou dégazéification lors de l'affaissement de la nappe phréatique dans une tourbière.

La pseudovitrinite diffère de la vitrinite normale par: 1) la présence de petites fissures de retrait, 2) une réflectance plus élevée, 3) ses bordures de fragments abruptes ou en dents de scie et 4) la présence de structure cellulaire (Stach et al., 1975).

Dans ce travail, les critères un et deux sont prioritaires pour identifier ce macéral. La pseudovitrinite est fréquente dans les séries étudiées (Pl. 4.6).

PLANCHE 5

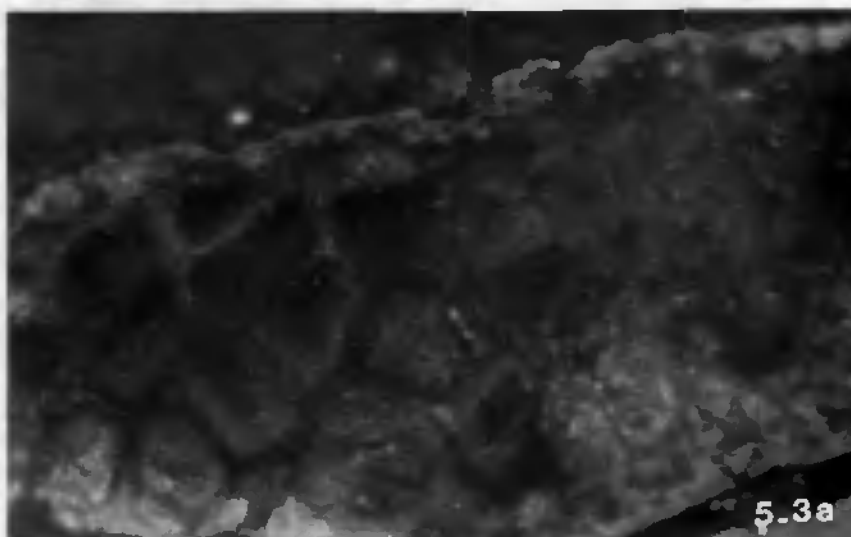
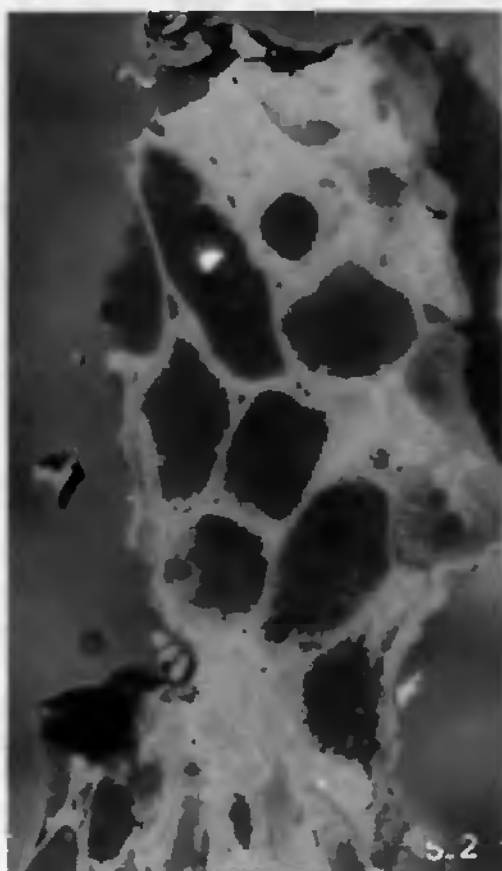
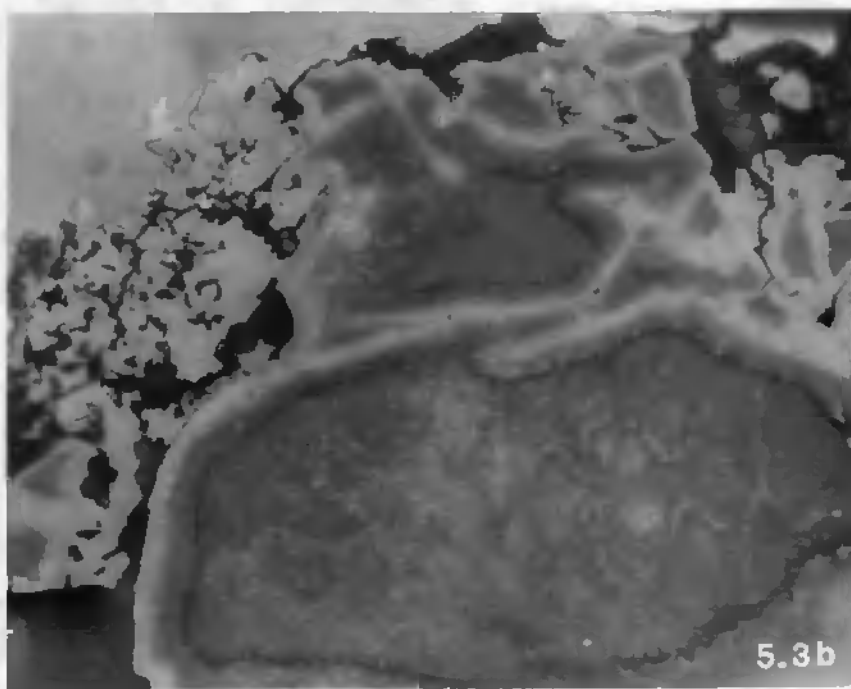
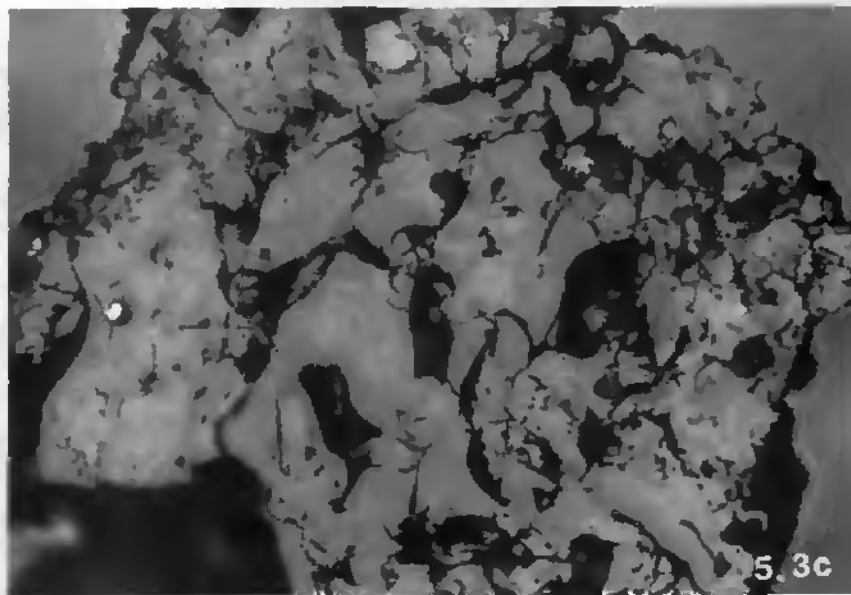
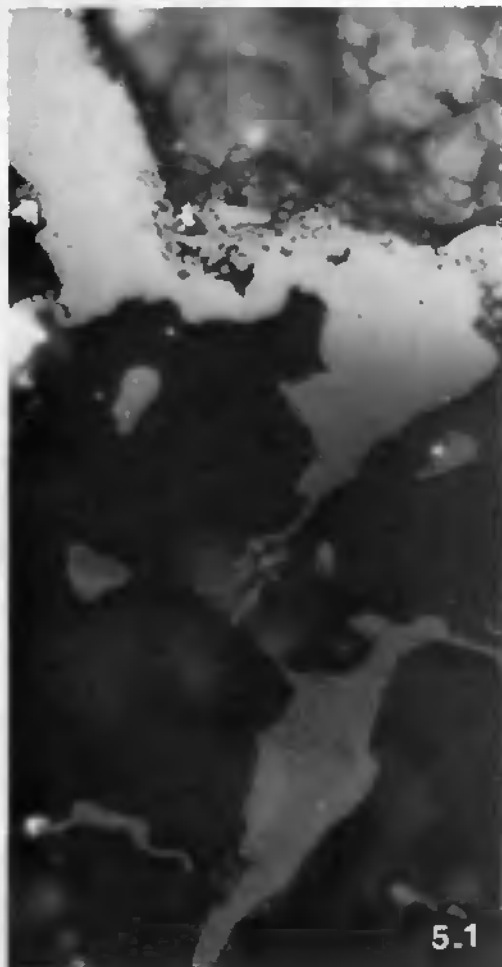
Résinite et "herbacés"

Planche 5.1. Altération d'un fin réseau intergranulaire d'exsudatinite dans un grès. Lumière réfléchiée. Pouvoir réflecteur_{moy. exsudatinite} = 0,21%, pouvoir réflecteur_{bitume d'altération} = 0,95 à 1,25%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Battery Point (#15296).

Planche 5.2. Tissu cellulaire, probablement "d'herbacé" à l'origine, montrant des cellules remplies de résinite non altérée, peu réfléchissante, et d'autres cellules où la résinite est: soit en voie d'altération, soit complètement transformée en collorésinite. Le pouvoir réflecteur de la collorésinite tend alors vers celui des parois des cellules, la télinite. Lumière transmise et réfléchiée. Pouvoir réflecteur_{télinite} = 1,03 à 1,06%, pouvoir réflecteur_{résinite} = 0,13 à 0,23%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, nord-est de la Gaspésie, puits Malbaie, 1605 à 1650 m, Formation de Battery Point (#15333).

Planche 5.3a - c. Stades "d'humification" des "herbacés".

- a) "Herbacé" montrant une belle structure cellulaire dont l'intérieur résineux est très peu réfléchissant ($R_0 = 0,05$ à $0,15\%$); mais dont la bordure extérieure du fragment montre des signes évidents d'altération avec augmentation du pouvoir réflecteur.
- b) "Bituminisation" de tout le cœur de "l'herbacé" entraînant la disparition des parois cellulaires et l'augmentation de la réflectance ($R_0 = 0,17$ à $0,19\%$). Finalement, altération de la bituminite pour former un produit ayant l'aspect d'une vitrinite.
- c) Probablement produit final de cette altération, isolé de sa matière-mère. Abondant dans les roches riches en "herbacés". Son aspect se rapproche de ce que décrit la définition d'une télinite. Pouvoir réflecteur "télinite" = $0,60$ à $0,75\%$. Grossissement (a, b, c) 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Battery Point (#15297).



3.2.2.1.3 La résinite

Les résines sont des produits naturels du métabolisme des plantes. En lumière réfléchie la résinite est plus foncée que les spores et les cutinites. Par oxydation, elle peut ressembler à la vitrinite et même à l'inertinite.

En lumière transmise, les résinites sont jaune pâle à orangées. En lumière réfléchie elles sont gris foncé à gris moyen. Elles peuvent montrer des réflexions internes rouges. En lumière fluorescente, leur couleur varie de bleu-vert à jaune puis à orange avec l'augmentation de la maturation thermique (Stach et al., 1975).

Dans le nord-est de la Gaspésie, le terme de résinite est appliqué de façon restreinte au matériel remplissant les cellules de télinite et dont le pouvoir réflecteur est très bas. Il est tout de même possible que les exsudatinites observées (Pl. 1.2) et les "herbacés", lorsqu'ils ne sont pas altérés (Pls 5.3b et c), soient en partie des résinites.

Ce matériel est fluorescent. Il a un pouvoir réflecteur beaucoup plus faible que la télinite (Pl. 5.2). La fluorescence est jaune, plus ou moins intense, avec un "fading" positif; l'intensité de la fluorescence augmente avec la durée de l'excitation (non illustré). La résinite s'altère en collorésinite (Pl. 5.2).

3.2.2.2 Le groupe des spores

Les spores sont les éléments reproducteurs des plantes supérieures vasculaires de type primitif. Elles sont normalement de forme sphérique, mais elles s'aplatissent sous l'effet de la compaction dans les sédiments. La paroi externe est la seule partie fossilisable d'une spore. Elle est formée de sporonine, substance dont la composition est intermédiaire entre celle des algues et celle des substances humiques ($C_{90}H_{80}O_{15}N$; $H/C = 0,89$ et $O/C = 0,17$; Robert, 1985: p. 117).

La littérature touchant le nord-est de la Gaspésie fait état de spores à partir du Dévonien inférieur (1.3.2.12: Formation de Forillon, siéginienne) jusqu'au Dévonien moyen (1.3.2.18: Formation de Battery Point, eifélienne).

D'après nos travaux, elles occupent un petit volume de la matière organique totale. Les mesures de pouvoir réflecteur prises sur ces tests (Pl. 6.6) sont conséquemment assez rares.

3.2.2.3 Le groupe des phyto-organismes

3.2.2.3.1 Les phyto-organismes benthiques

3.2.2.3.1.1 Les "herbacés"

Les matières organiques appelées "herbacés", sont des organismes arborescents (Pl. 1.2) ou tabulaires, caractérisés par une structure cellulaire (Pls 4.1 et 2; Pls 5.3b et c). Ils sont formés d'un produit ayant un aspect résineux.

Les auteurs antérieurs ont classé ces organismes dans le groupe des alginites (INRS-Pétrole, 1975). Leur abondance dans les roches d'origine fluviatile de la Formation de Battery Point, riches en matières organiques humiques, laisse planer un doute sur l'attribution de ces organismes au groupe des algues. Tentativement, nous préférons les appeler "herbacés", terme déjà employé pour ces organoclastes dans Bertrand et al. (1985). Ce vocable a un sens intermédiaire entre un produit algaire et un produit ligno-humique dans Tissot et Welte (1978, ed. 1984: p. 498) et dans certains travaux antérieurs touchant l'est du Canada (Bujak et al., 1977).

En lumière transmise ces "herbacés" sont orangés à brun rouge (Pl. 1.2). En lumière réfléchie leur couleur varie du gris très foncé, presque noir, à gris moyen. Les murs ou l'intérieur des cellules sont généralement soulignés par des quantités variables de matière iridescente, dont la couleur va de jaune très brillant à l'orangé ou au rouge (Pls 4.1b et 2; Pls 5.3b et c). Lorsque la structure cellulaire des buissons n'est pas évidente, des réflexions internes rouges sont fréquemment observées. Lorsqu'ils sont frais, les "herbacés" fluorescent dans des teintes jaunâtres. La couleur de la fluorescence devient brune puis disparaît avec l'altération (Pl. 4.1a).

Indépendamment de la maturation thermique, les "herbacés" sont fréquemment altérés. En lumière réfléchie, les phénomènes suivants sont alors observés:

- a) disparition progressive de la structure cellulaire, pour donner un gel uniforme, continu et ayant l'aspect d'une collinite (Pl. 4.2),

- b) disparition abrupte de la structure cellulaire, formation d'un gel le long d'un front puis désintégration de ce gel en petits fragments (Pl. 5.3b),
- c) ou oxydation très brutale le long de fissures (Pl. 4.7), oxydation dont le produit final est un bitume solide au pouvoir réflecteur très élevé (R_o moyen des bitumes = 1,40% dans cet échantillon illustré).

Les "herbacés" peuvent être la matière première de beaucoup d'autres produits, classés ici dans les phytoclastes; cependant, les processus d'altération générateurs probables nous apparaissent moins triviaux que dans les exemples illustrés dans les planches. Par exemple, la similitude des structures observées entre l'assemblage télinite-collorésinite-résinite (Pl. 5.2) et "l'herbacé" adjacent sur la même planche (Pl. 5.3c) est frappante. Il y a aussi une grande ressemblance entre certains dérivés des "herbacés" (Pl. 5.3b) et certaines sortes de vitrinite (Pl. 5.3c). Les reliquats de structure cellulaire buissonnante observés dans certaines télocollinites (Pl. 4.3) rappellent la structure des "herbacés" (Pl. 5.3b). Enfin, la structure d'autres télocollinites (Pl. 4.4) ou pseudovitrinites (Pl. 4.6) montre des similitudes avec la structure des "herbacés" altérés (Pl. 4.7). La structure de certaines semifusinites (Pl. 2.3) montre aussi des liens de parenté avec celle des vitrinites dérivées "d'herbacés" (Pl. 5.3c).

Lorsqu'on observe des "herbacés" et des phytoclastes dérivés des "herbacés" dans le même échantillon, le mécanisme de formation de ces phytoclastes ne peut être qu'indépendant de la maturation thermique. Seuls des processus d'altération syngénétiques, ayant lieu dans un environnement de dépôts aux conditions fluctuantes peuvent expliquer ces phénomènes. Ces conditions doivent varier dans des limites au-delà du seuil provoquant l'altération de ces "herbacés". Les environnements de dépôts suggérés par les auteurs antérieurs (Formation de Battery Point: 1.3.2.18) ne sont pas incompatibles avec ces conditions.

Malgré une origine non ligno-humique, la réflectance de certains de ces sous-produits probables "d'herbacés" est utilisée pour quantifier la maturation thermique. Ces matières organiques doivent toutefois avoir des aspects qui correspondent aux descriptions contenues dans les définitions des macéraux (semifusinite, télinite, télocollinite et collinite) du Lexique ICCP ou de Stach et al. (1975).

3.2.2.3.2 Les phyto-organismes planctoniques

3.2.2.3.2.1 Les acritarches

Les acritarches sont des kystes fossiles de micro-organismes dont la relation avec le type de plancton mère ne peut être établie avec certitude. Ils seraient apparentés aux dinoflagellés qui sont des kystes d'algues unicellulaires autotrophes. Cependant, la plupart des acritarches ne montrent pas de caractères diagnostiques permettant de les attribuer à des kystes de dinoflagellés. Comme les dinoflagellés, le test des acritarches est composé de sporopollenine ($H/C = 1,56$, $O/C = 0,63$: Oberlin et al., 1980, p. 232; $H/C = 1,31$, $O/C = 0,19$: Combaz, 1980, p. 232). Cette substance forme la couche externe des murs des spores et des pollens des plantes terrestres (Williams, 1978). Lorsqu'ils appartiennent aux sous-groupes des Sphaeromorphae ou des Disphaeromorphae, sphériques et sans ornementation (voir Williams, 1978: pp. 316-317), les acritarches sont appelés fausses microspores (Pl. 6.5a-b).

Les acritarches sont trouvés dans des roches datant du Pré-Cambrien jusqu'au Cénozoïque. Ils dominent le phytoplancton du Pré-Cambrien et du Paléozoïque (Williams, 1978).

Les acritarches sont très abondants dans certains échantillons. Toutefois, le test des acritarches est généralement trop mince et son pouvoir réflecteur est trop bas pour obtenir des mesures sur lesquelles on peut se fier. En conséquence, la réflectance des acritarches n'est pas utilisée comme indicateur de maturation thermique. Les acritarches servent tout au plus à caractériser le faciès organique de certaines unités stratigraphiques.

3.2.2.3.2.2 Les tasmanites

Les tasmanites sont des kystes fossilisés d'algues. La taille de ces kystes est cependant beaucoup plus grande (100 à 600 μm) que celle des acritarches. Leur affinité phylogénique est aussi mieux établie que celle des acritarches. Ces restes sont les témoins d'un stade enkysté du cycle de vie d'algues vertes semblables à celui d'une espèce actuelle, *Pachysphaera marshalliae* (Williams, 1978). D'après Robert (1985), le produit chimique qui compose la paroi des tasmanites, la tasmanine ($C_{90}H_{138}O_{17}$: $H/C = 1,53$ et $O/C = 0,19$) est plus aliphatique que

celui des acritarches. Pour Combaz (1980, p. 71), c'est un produit semblable à la sporopollénine, dont les rapports atomiques H/C et O/C sont respectivement de 1,49 et 0,12.

La planche 6.1 illustre l'aspect d'une petite tasmanite en lumière transmise, réfléchie et fluorescente. Cette algue provient d'une série située dans la fenêtre à huile potentielle (Calcaires Supérieurs de Gaspé). En lumière réfléchie, aucune mesure de réflectance n'est possible. Toutefois, les propriétés observées par l'analyse spectrale de la lumière fluorescente (Pl. 6.1c) et l'utilisation des courbes suggérées par Teichmüller (1982), sont des indicateurs de maturation thermique.

Plus réfléchissantes les sphères de "bituminite" ou "d'exinite" observées dans le Groupe de Chaleurs (Pl. 6.2), sont peut être des tasmanites plus matures que celles trouvées dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé (Pl. 6.1a à c).

Ces algues sont observées de façon trop aléatoire dans les séries étudiées pour que leur pouvoir réflecteur soit utilisable comme indicateur de maturation. De plus, on les retrouve essentiellement dans le nord-est de la Gaspésie. Elles permettent alors de caractériser le faciès organique de certaines formations.

PLANCHE 6

Spore et algues

Planche 6.1 a à c. Petite tasmanite observée en lumière transmise (a), lumière réfléchie (b) et lumière fluorescente (c). Les taches noires, non fluorescentes (c), semblent être des gouttelettes de bitume solide, légèrement réfléchissantes (b). Le reste de l'algue n'est pas réfléchissant. Ces zones sont foncées en lumière transmise. Grossissement 600X. Nord-est de la Gaspésie, coupe de la route 132, parc de Forillon, Formation de Shiphead (#14589).

Planche 6.2. Sphère, probablement d'origine alguaire, dont les parois sont faites "d'exinite" pléochroïque et dont la continuité est brisée par des moulages évidés de cristaux. L'altération est diagnostiquée par l'augmentation du pouvoir réflecteur de "l'exinite", qui va de pair avec la disparition du pléochroïsme. Sphère surtout éclairée en lumière réfléchie. Pouvoir réflecteur variant entre 0,16% (zones non altérées) et 0,47% (zones altérées). Grossissement 600X. Nord-est de la Gaspésie, coupe de la Rivière au Renard, péninsule de Forillon, Formation d'Indian Point (#14555).

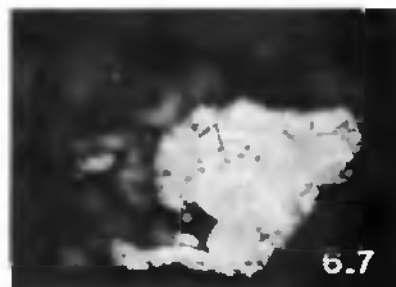
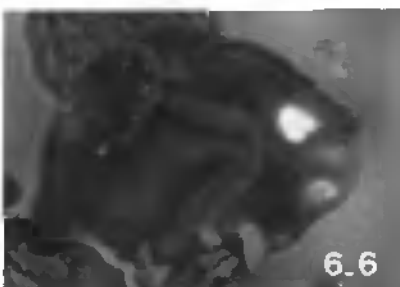
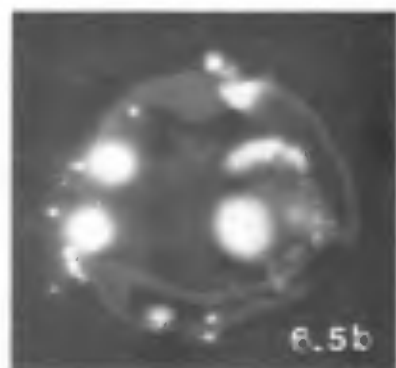
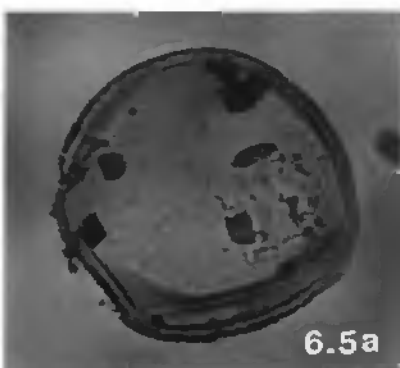
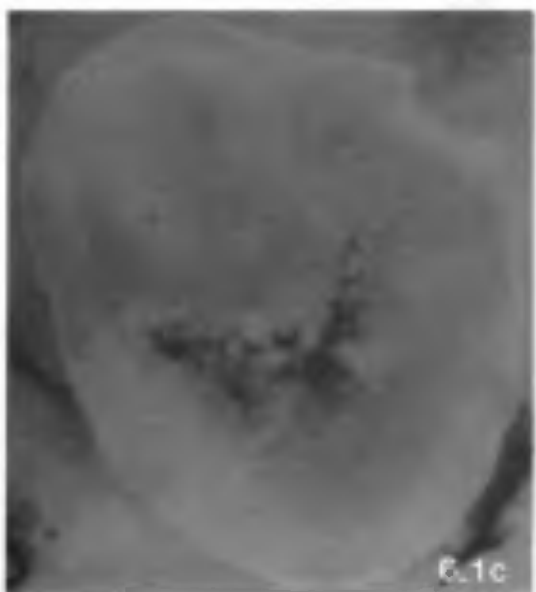
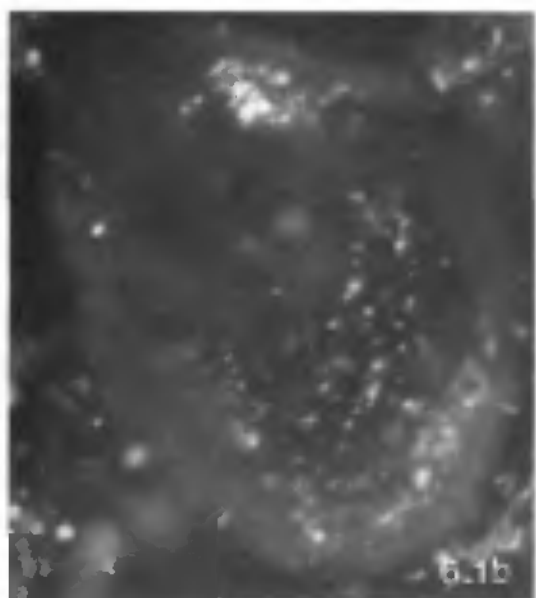
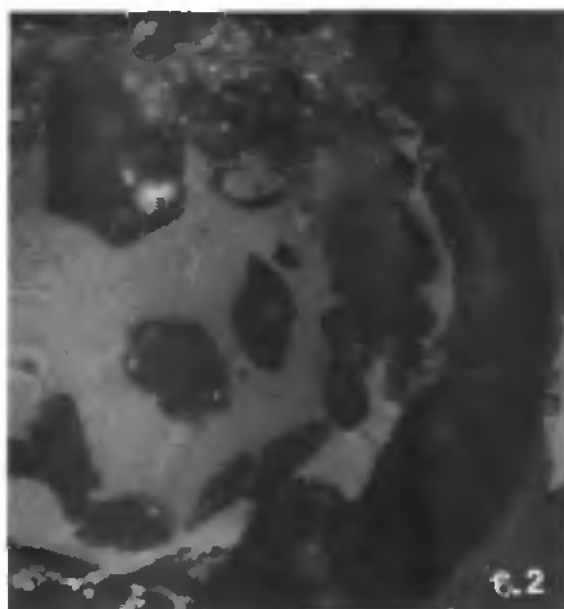
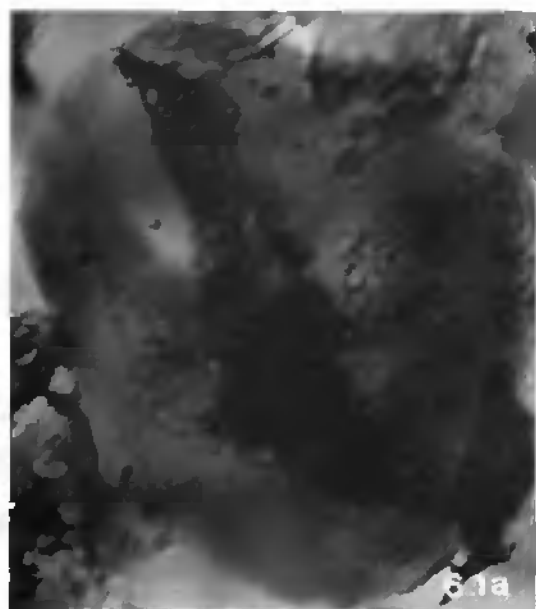
Planche 6.3. Tube de télinite entièrement gélifié. On voit dans celui de droite une cicatrice de l'ancienne ouverture centrale. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 0,74 à 0,79%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13251).

Planche 6.4a et b. Acritarche du sous-groupe des Acanthomorphae (*Multiplicisphaeridium* sp.; voir INRS-1975: Pl. 6, fig. 2). Lumière transmise (a) et lumière fluorescente (b). Grossissement 600X. Nord-est de la Gaspésie, coupe de la route 132, parc de Forillon, Formation d'Indian Cove (#14605).

Planche 6.5a et b. Acritarche appartenant probablement au sous-groupe des Disphaeromorphae (appelé dans ce travail fausse microspore): capsule sphérique ou ellipsoïdale dans un test de même forme. Lumière transmise (a) et lumière fluorescente (b). Pouvoir réflecteur = 0,13%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Jupiter (#15267).

Planche 6.6. Spore. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 0,22 à 0,25%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13251).

Planche 6.7. Fragment de coke naturel ayant l'aspect du moule interne d'un pore ou d'une vacuole. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 4,14 à 4,26%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13176).



3.2.2.3.2.3 Les autres phyto-organismes figurés

Des rubans ayant quinze à quarante micromètres de largeur (15 à 40 μm) et jusqu'à presque un millimètre (1 mm) de longueur sont les "phyto-organismes" figurés les plus caractéristiques rencontrés dans l'île d'Anticosti (Pls 10.2a et 10.4). Ils sont aussi observés dans le nord-est de la Gaspésie. La nature de ces "phyto-organismes" est inconnue.

Ils sont inclus dans les phyto-organismes à cause de leur pouvoir réflecteur, qui en ferait des liptinites dans la nomenclature des charbons, et leur association avec des matières organiques amorphes, d'affinité algaire. Le pouvoir réflecteur de ces rubans est toujours inférieur à celui des scolécodontes. L'écart de pouvoir réflecteur entre ces deux organoclastes est cependant très variable. Ces rubans sont très souvent micrinitisés et ils semblent très sensibles à l'altération (Pl. 10.2a).

La position taxonomique très douteuse de ces rubans et la faible abondance de leur occurrence, font que le pouvoir réflecteur de ces rubans n'est pas employé pour quantifier la maturation thermique des séries. En effet, ces rubans sont surtout observés dans la Formation de Becscie, mais aussi en proportion moins importante, dans les Formations de Gun River, d'Ellis Bay et de Vauréal dans l'île d'Anticosti et dans les Calcaires de Gaspé, surtout la Formation de Shiphead.

PLANCHE 7

Chitinozoaires et hydroïde de l'île d'Anticosti

- Planche 7.1. Petit chitinozoaire au test épais. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse} = 0,79 à 0,82, pouvoir réflecteur_{opercule et prosome} = 0,57 et 0,58. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Vauréal (#15223).
- Planche 7.2. Petit chitinozoaire (*Cyathochitina* aff. *C. kuckersiana*) au test épais et à carène développée en membrane. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse et col} = 0,71 à 0,74. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Vauréal (#15226).
- Planche 7.3. Base et bordure de la base d'un chitinozoaire montrant une couche médiane plus réfléchissante dans l'épaisseur du test. La texture des couches externe et interne du test est compacte et assez isotrope. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse} = 1,13 à 1,15%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits LGPL, 535 à 549 m, Formation de Vauréal (#15340).
- Planche 7.4. Petit chitinozoaire (*Conochitina* sp.) au test mince et allongé. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{min.} = 0,64%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Becscie (#15200).
- Planche 7.5. Fragment de chitinozoaire très réfléchissant. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur = 1,90 à 2,00%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits ARCO, 2103 à 2130 m, membre I de la Formation de Vauréal (#15369).
- Planche 7.6. Chitinozoaire très ornementé dont le test compte deux couches distinctes: une couche interne normale, compacte et une couche externe poreuse. Les iridescences pléochroïques suggèrent une couche interne multicouche. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse} = 0,65 à 0,75%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Chicotte (#15264).
- Planche 7.7. Chitinozoaire complet très réfléchissant. L'opercule, le tube oral et la panse ne montrent pas de différences de pouvoir réflecteur. Lumière réfléchiée. Pouvoir réflecteur_{moyen} = 2,45%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, puits ARCO, 2713 à 2740 m, Formation de Mingan (#15373).

Planche 7.8. Petit chitinozoaire (*Conochitina* sp.) au test mince. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse} = 0,68 à 0,72%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Vauréal (#15223).

Planche 7.9. Rameau d'hydrosome d'un hydroïde. Pouvoir réflecteur = 0,62 à 0,64%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Vauréal (#15318).

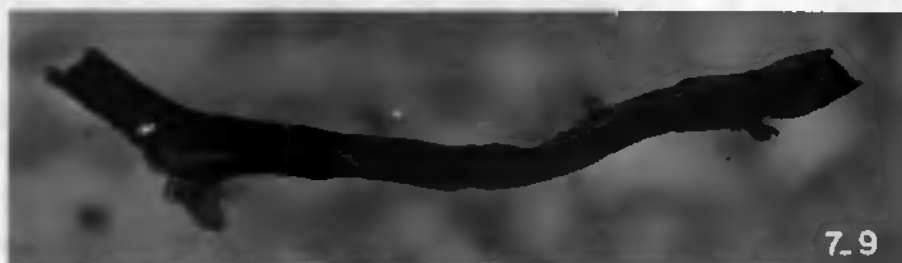
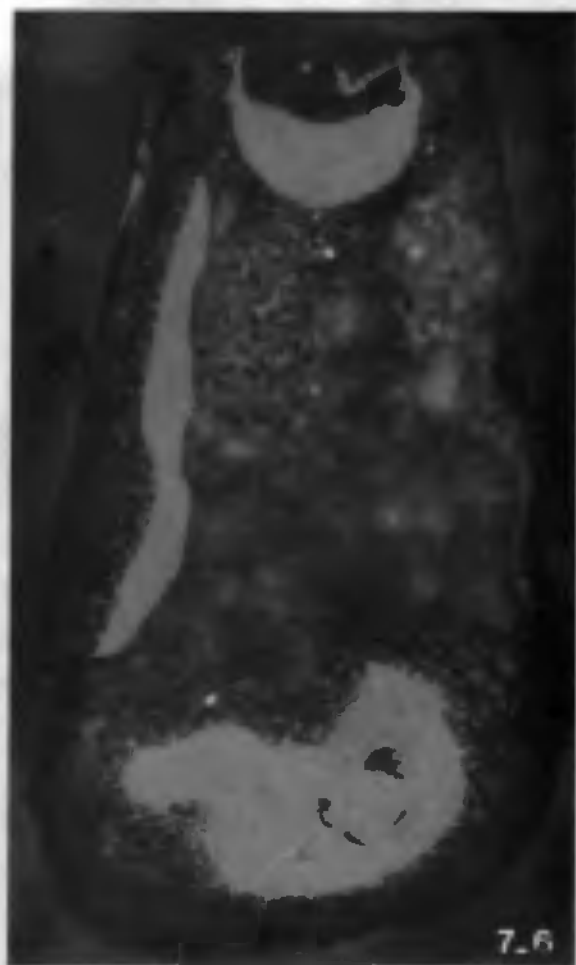
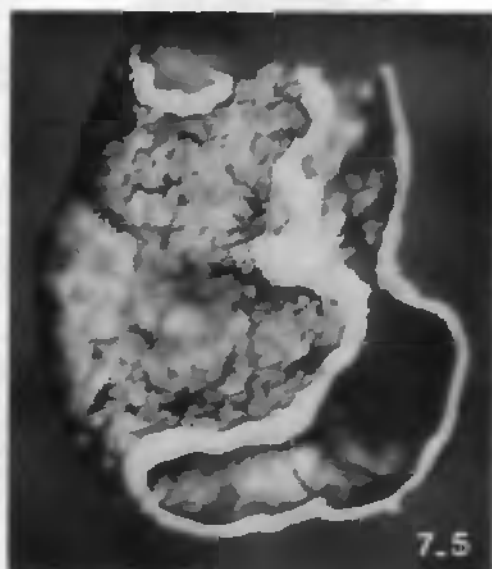
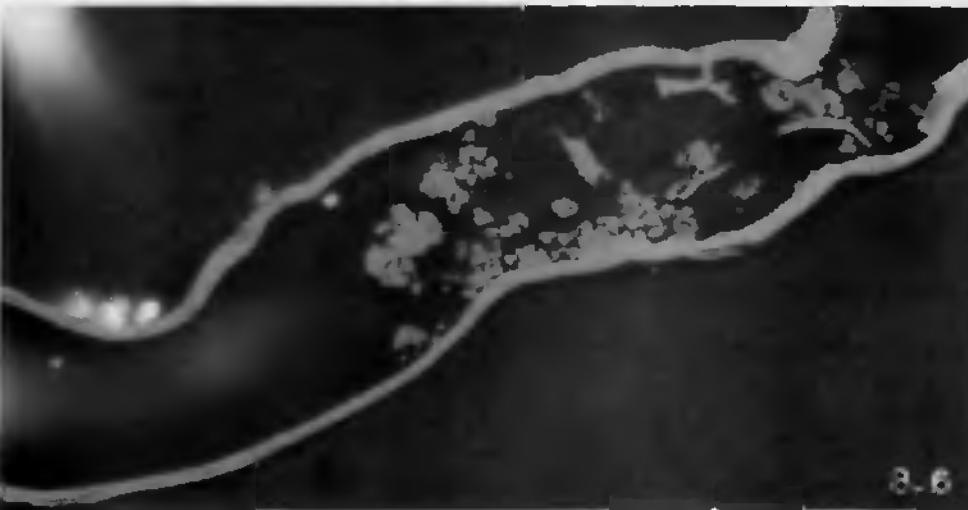
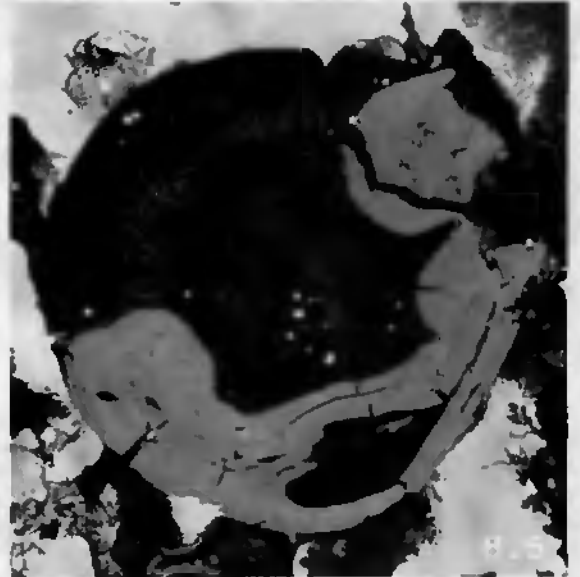
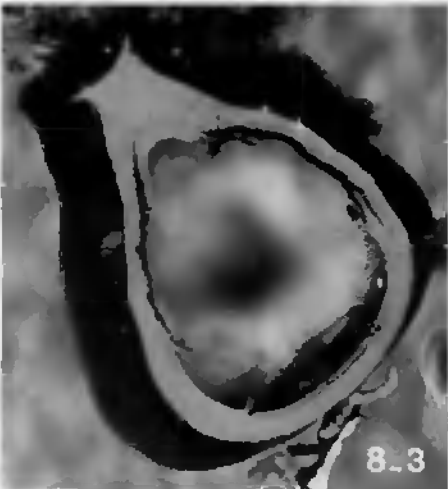


PLANCHE 8

Chitinozoaires du nord-est de la Gaspésie

- Planche 8.1. Grand chitinozoaire (*Cyathochitina* sp. cf. *C. proboscifera*) au test épais, montrant une partie de son prosome. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse et col} = 0,80 à 0,86%, pouvoir réflecteur_{prosome} = 0,71 et 0,72%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Jupiter (#15267).
- Planche 8.2a et b. Chitinozoaire très mature montrant une carène sur la bordure de sa base. Lumière transmise (a) et réfléchiée (b). Pouvoir réflecteur_{panse et col} = 1,84 à 2,11%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, nord-est de la Gaspésie, puits de Gaspé Nord, 1800 m, Formation d'Indian Point (#14355).
- Planche 8.3. Gros chitinozoaire piriforme au test très épais. Lumière réfléchiée et transmise. Pouvoir réflecteur_{panse et col} = 0,92 à 1,01%. Grossissement 250X. Formation d'Indian Cove (#13283).
- Planche 8.4. Chapelet de chitinozoaires (*Desmochitina* sp.). Pouvoir réflecteur_{panse} = 0,86 à 1,04%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#13132).
- Planche 8.5. Gros chitinozoaire piriforme montrant des variations importantes du pouvoir réflecteur du test: 1) prosome moins réfléchissant, 2) couche médiane de la base plus réfléchissante et 3) autres irrégularités de la teinte du test. Pouvoir réflecteur_{prosome, panse et col} = 0,83 à 1,05%. Grossissement 250X. Nord-est de la Gaspésie, échantillon de surface, Formation d'Indian Cove (#13165).
- Planche 8.6. Partie d'un tube de l'hydrosome d'un hydroïde contenant des petites gouttelettes de bitume solide. Pouvoir réflecteur = 0,55 à 0,70%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Vauréal (#15285).
- Planche 8.7. Test typique d'un des petits chitinozoaires observés dans le Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé. Pouvoir réflecteur_{panse} = 0,94 à 1,08%. Grossissement 600X. Nord-est de la Gaspésie, échantillon de surface, Formation d'Indian Cove (#13222).



3.2.2.3.3 Les zoo-organismes (zooclastes)

3.2.2.3.3.1 Les chitinozoaires

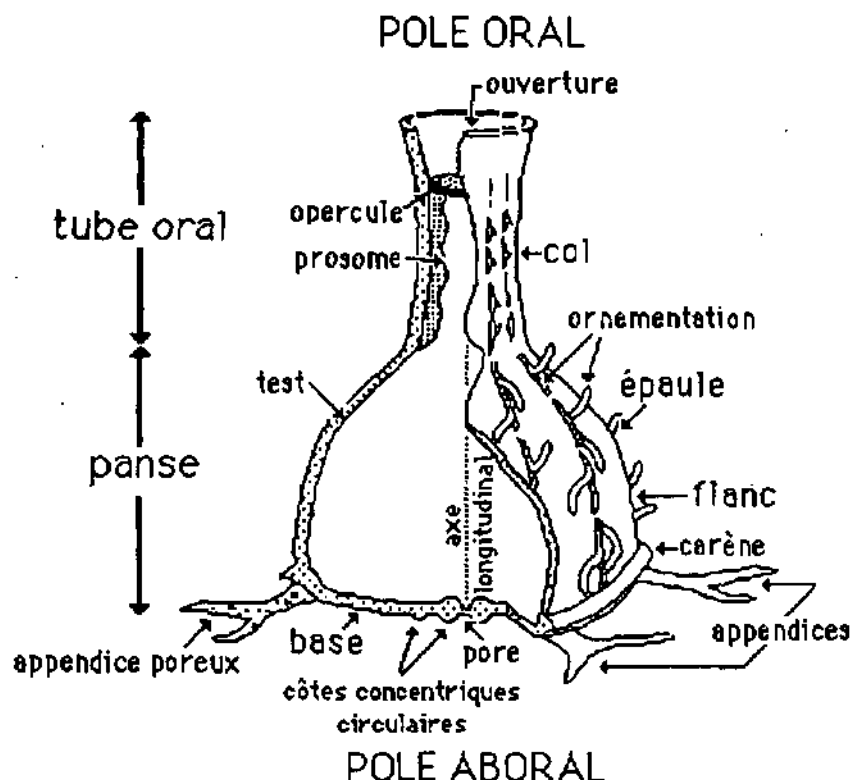


Figure 3.9. Schéma de la morphologie d'un chitinozoaire. Modifié de Jansonius et Jenkins (1978).

Les chitinozoaires sont des restes d'organismes qui vivaient au Paléozoïque (Ordovicien à Dévonien supérieur) (Jansonius et Jenkins, 1978). Les techniques d'extraction des chitinozoaires de la roche qui les insère et de la préparation des montages pétrographiques servant à les étudier sont très semblables à celles appliquées aux spores et aux pollens (Jenkins, 1967 dans Achab, 1977a). C'est pourquoi ces micro-fossiles sont surtout étudiés en lumière transmise, sous un microscope de type biologique.

Morphologiquement, le test d'un chitinozoaire est essentiellement formé de deux parties: un tube oral et une panse (Fig. 3.9). Le tube oral est divisé en trois parties: l'ouverture orale, la collerette et le col. A l'intérieur du tube oral, le col et la collerette sont souvent séparés par un opercule (Pl. 7). Dans la panse, on reconnaît les flancs, ornementés ou lisses, la bordure de la base, où on peut trouver une carène ou des appendices, la base de la panse et une petite

ouverture au pôle aboral, qui peut être entourée par des côtes concentriques circulaires (Fig. 3.9). La position systématique des chitinozoaires n'est pas encore bien connue (Goodarzi, 1985).

Le test des chitinozoaires est chitineux. La chitine est un polymère de l'acétyl glucosamine ($C_{30}H_{50}N_{4}O_{19}$; $H/C = 1,67$, $O/C = 0,63$) dont les liens structuraux sont semblables à ceux de la cellulose (Stecher et al., 1960). En lumière transmise, la couleur d'un chitinozoaire varie de brun ambré ou brun très foncé à noir (Pl. 7). En lumière réfléchie, ils sont d'une couleur grise, semblable à celle de la vitrinite (Alpern, 1980) (Pl. 7).

Les chitinozoaires sont variés et abondants dans les séries de l'île d'Anticosti. La planche 7 (Pls 7.1 à 7.8) et la planche 8 (Pl. 8.1) illustrent les principales caractéristiques pétrographiques et morphologiques observées chez les chitinozoaires. En Gaspésie, les chitinozoaires sont observés dans les Groupes de Québec, de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé. Ils sont moins variés, moins abondants et de formes plus simples (Pls 8.2 à 8.5 et 8.7) que dans l'île d'Anticosti.

Les tests des chitinozoaires sont minces (Pls 7.4, 7.7 et 7.8 et Pl. 8.7) ou épais (Pls 7.1 à 7.3, 7.5 et 7.6 et Pls 8.1 à 8.5). Il est plus difficile de mesurer des pouvoirs réflecteurs sur les premiers que sur les seconds. Les gros chitinozoaires ont très généralement un test épais (Pls 8.1, 8.3 à 8.5). Les petits chitinozoaires ont un test qui peut être épais (Pls 7.1 et 7.5) ou mince (Pls 7.4, 7.7 et 7.8, Pl. 8.7).

Les parois, le tube oral ou la panse des chitinozoaires montrent deux à trois variétés de test:

- a) isotrope avec apparemment une seule couche de chitine (Pls 7.1, 7.2, 7.4 7.5, 7.7 et 7.8; Pls 8.1, 8.3 et 8.7),
- b) anisotrope ou montrant une couche médiane plus réfléchissante dans l'épaisseur du test (Pls 7.3 et Pl. 8.5) et
- c) à deux couches, dont la couche interne est isotrope ou à peine pléochroïque et la couche externe irisée et d'aspect poreux (Pl. 7.6).

En lumière réfléchie, le prosome et l'opercule des chitinozoaires (Fig. 3.9) ont un aspect poreux, micrinitisé ou irisé. Les pouvoirs réflecteurs obtenus sur le prosome et l'opercule d'un chitinozoaire sont toujours plus bas que ceux du test (Pl. 7.1 et Pl. 8.1).

Les pouvoirs réflecteurs du prosome et de l'opercule ne sont jamais utilisés pour évaluer le degré de maturation thermique. En effet, il est peu fréquent d'observer ces structures et les valeurs de pouvoir réflecteur obtenues sont plus variables et moins sûres que celles du tube oral ou de la panse. Les pouvoirs réflecteurs sont généralement pris sur le test épais des flancs et la base de la panse (Fig. 3.9). Le test du col et le test de la collerette sont trop minces (Pl. 7).

Dans les séries marines de ce bassin, le pouvoir réflecteur des chitinozoaires apparaît comme l'indicateur le plus prometteur pour quantifier la maturation thermique. En conservant la forme et la structure de leur test, les chitinozoaires restent très facilement identifiables dans une large gamme de pouvoirs réflecteurs, compris entre 0,65% (Pl. 7.6) et 2,45% (Pl. 7.7).

3.2.2.3.2 Les graptolites

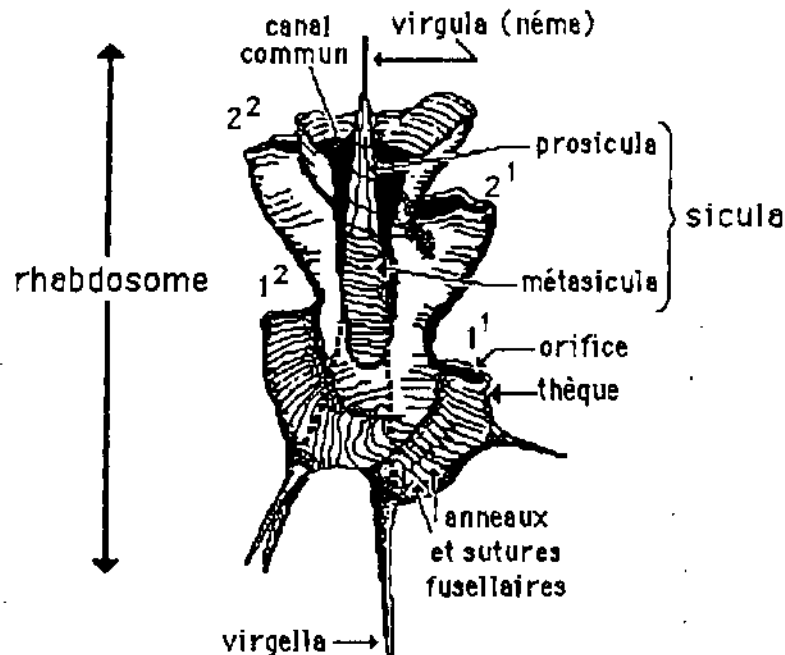


Figure 3.10. Schéma simplifié de la morphologie d'un graptolite. Modifié de Bulman (1970) et Goodarzi (1984).

Les graptolites (Graptolitina) sont des animaux coloniaux, marins, planctoniques ou épiplanctoniques. Ils ont vécu du Cambrien moyen au Carbonifère. Ils secrètent un exosquelette dont la substance sclérotisée est appelée le périoderme. Il est caractérisé par des structures fusellaires et des lignes de croissance (Bulman, 1970). Ce périoderme est formé de trois couches: un ectocortex, laminaire, qui enveloppe un tissu fusellaire, le fusellum, empilement de demi-anneaux transversaux au périoderme et disposés avec une symétrie bilatérale (Bulman, 1970) et un endocortex (Goodarzi, 1984). La composition chimique du périoderme des graptolites est de nature protéinique. La chitine y est complètement absente (Bulman, 1970: p. 21).

Le squelette d'une colonie est appelé un rhabdosome. Il est formé de une à plusieurs stipes (tiges). La terminologie et l'anatomie d'un rhabdosome de graptolite sont illustrées de façon simplifiée dans la figure 3.10 (Graptolitida, Ordovicien inférieur au Dévonien inférieur: une à quatre stipes, un seul type de thèque, pas de stolon; Bulman, 1970). Ce rhabdosome est

formé d'une thèque initiale (sacula) bipartite (prosicula et métasicula), ouverte vers la partie postérieure, et d'une série de thèques (numérotées sur la figure 3.10) ouvertes vers la partie antérieure du rhabdosome, emboîtées les unes dans les autres autour d'un canal commun (Fig. 3.10). La structure du fusellum est clairement visible à la base du rhabdosome, la partie la plus vieille de la colonie. Dans sa partie distale, plus jeune, la structure fusellaire devient de plus en plus masquée par l'ectocortex qui la recouvre (Fig. 3.10).

En lumière transmise, la couleur d'un graptolite varie de brun ambré ou brun très foncé à noire (Pl. 9.1). En lumière réfléchie, le périoderme est d'un gris (Pl. 9.2 et 9.3) semblable à celui de la vitrinite (Alpern, 1980) ou des chitinozoaires.

Quelques auteurs antérieurs (Teichmüller, 1978; Clausen et Teichmüller, 1982; Goodarzi, 1984) ont étudié les propriétés réflectométriques des graptolites ou les ont utilisées pour quantifier la maturation thermique des roches (Goodarzi et Norford, 1985 et Goodarzi et al., 1985). Contrairement à nos travaux, ces auteurs identifient des fragments de graptolites beaucoup plus petits que les nôtres. Ils le font à partir de la structure multicouche et anisotrope des tissus corticaux du périoderme. Dans nos travaux, les fragments de graptolites sont identifiés essentiellement à partir de leur structure fusellaire caractéristique (Pl. 9.1). De plus, la légère anisotropie du tissu fusellaire pose moins de problèmes à la saisie des mesures de pouvoir réflecteur que l'irrégularité des contours du périoderme. Nous croyons que les résultats obtenus par les deux approches sont complémentaires, mais qu'ils nécessitent des études additionnelles.

Les graptolites sont essentiellement observés dans la partie pré-silurienne des séries (l'île d'Anticosti et Bande taconique du nord-est de la Gaspésie). Les graptolites ne sont donc pas assez répandus pour comparer le niveau de la maturation thermique des deux régions. Ils sont aussi trop rarement observés dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti pour permettre de faire de la zonéographie avec leurs pouvoirs réflecteurs. Les graptolites s'avèrent toutefois utiles dans certains puits (LGPL, LGCP et Sandtop), où les chitinozoaires ne sont pas assez abondants.

PLANCHE 9

Graptolites et scolécodontes

Planche 9.1. Fragment de la sicula d'un graptolite, montrant la zone de contact entre la prosicula (en haut) et la métasicula (en bas), avec sa structure fusellaire typique. Lumière réfléchi et transmise. Pouvoir réflecteur_{zone de contact métasicula-prosicula} = 0,62 et 0,63%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Jupiter (#15267).

Planche 9.2. Détail du périoderme d'un graptolite. En lumière transmise (non illustré), ce fragment montre une structure fusellaire caractéristique. Pouvoir réflecteur = 1,00 à 1,07%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits LGPL, 535 à 549 m, Formation de Vauréal (#15340).

Planche 9.3. Détail du périoderme d'un graptolite le long du bourrelet formé par la virgella sur la métasicula. On voit une alternance de zones verticales isotropes et de zones pléochroïques d'un tissu cortical multicouche. Lumière réfléchi et transmise. Pouvoir réflecteur_{virgula} = 0,63 et 0,68%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Jupiter (#15261).

Planche 9.4. Scolécodonte (*Paleoeonites* ?) dont le niveau de maturation est assez avancé. Lumière transmise et réfléchi. Pouvoir réflecteur = 1,21 à 1,42%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits ARCO, 1798 à 1826 m, Formation de Vauréal (#15367).

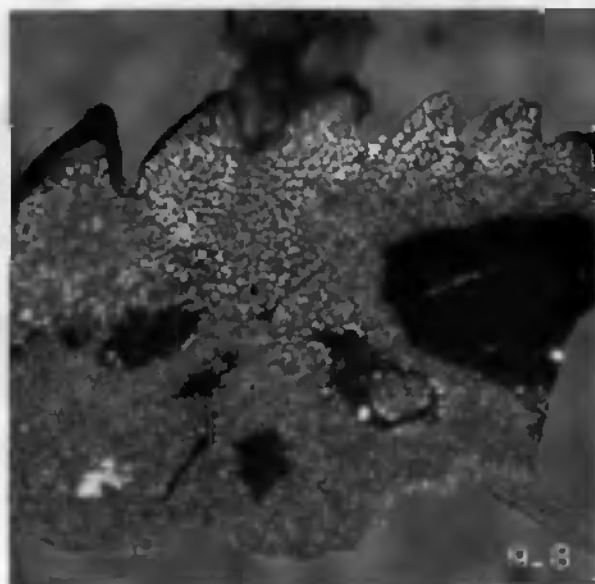
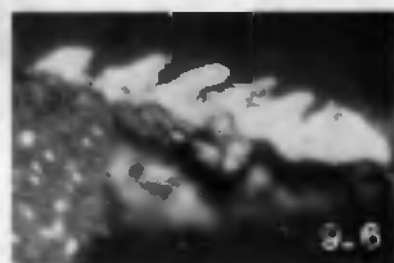
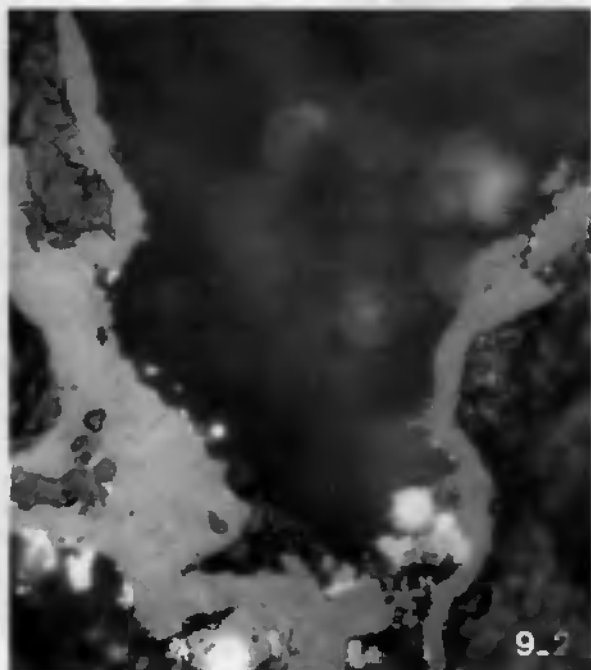
Planche 9.5. Petit scolécodonte très mature. Lumière transmise et réfléchi. Pouvoir réflecteur = 2,6 à 2,8%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de Deslandes, Groupe de Québec (#13275).

Planche 9.6. Petit scolécodonte très mature, dont seulement les dents sont polies par la préparation pétrographique. Lumière réfléchi. Pouvoir réflecteur = 1,72 à 1,98%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits ARCO, 2560 à 2588 m, Formation de Mingan (#15372).

Planche 9.7. Scolécodonte (forceps) peu mature, de taille relativement grande. Les dents sont très proéminentes, archées et mal individualisées de la base de la mâchoire (*Ungulites* sp.). Cette base est légèrement micritisée ou minéralisée. Pouvoir réflecteur_{dents et base} = 0,45 à 0,51%.

Lumière réfléchi et transmise. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Vauréal (#15298).

Planche 9.8. Scolécodonte de taille moyenne, peu mature, montrant une forte minéralisation. La minéralisation est dispersée de façon aléatoire à la base de la maxillaire. Par contre, elle remplit des alvéoles ayant un arrangement structuré dans les dents. Pouvoir réflecteur_{pointe des dents} = 0,37 à 0,40%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Gun River (#15209).



3.2.2.3.3 Les scolécodontes

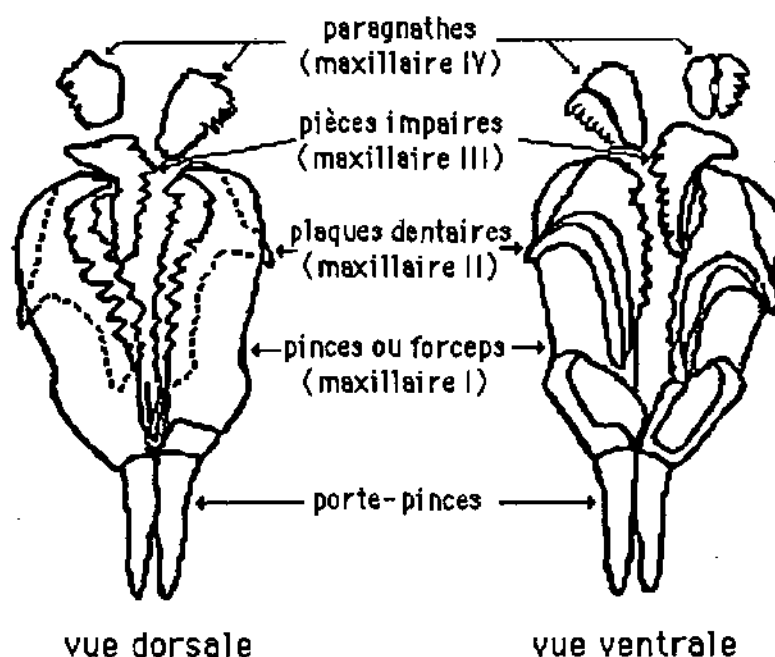


Figure 3.11. Schéma de la morphologie d'un scolécodonte. Modifié de Howell (1962).

Les scolécodontes sont des mâchoires de vers segmentés (phylum des Annelida), principalement marins, mais pouvant vivre aussi dans des environnements de dépôts saumâtres ou d'eau douce (classe des Polychaetia). Ces mâchoires de vers sont présentes dans la colonne stratigraphique depuis l'Ordovicien. Sur de très longues périodes de temps, ces organismes ont très peu évolué. Certains genres sont trouvés dans des roches appartenant à toutes les périodes géologiques depuis l'Ordovicien (Howell, 1962).

La figure 3.11 illustre la morphologie d'un scolécodonte dont l'âge est Dévonien (*Paulinites* Lange: dans Howell, 1962). Ces mâchoires sont faites d'une substance de nature chitineuse, cornée ou siliceuse (Moore et al., 1952).

En lumière transmise et pour un faible degré de maturation, les scolécodontes sont translucides et de couleur marron clair lorsqu'ils sont minces. Ils brunissent et s'opacifient en fonction de leur épaisseur. La couleur devient de plus en plus foncée avec la maturation. Lorsque leur pouvoir réflecteur dépasse 1,5%, les scolécodontes sont complètement noirs en lumière transmise. En lumière réfléchie, pour un faible degré de maturation, les scolécodontes

sont gris moyen avec des réflexions internes rouges ou orangées (Pl. 9.7). Avec la maturation, ils deviennent presque blancs (Pl. 9.6).

A l'intérieur d'une mâchoire, le matériel chitineux des scolécodontes est généralement très variable (Pl. 9.7). La base de la mâchoire est soit micrinitisée ou minéralisée, et à texture irisée ou poreuse. L'extrémité des dents a une texture plus lisse et sa structure est homogène; elle a un aspect semblable à celui de l'exinite d'une spore (Pl. 6.6). Le pouvoir réflecteur des scolécodontes est toutefois plus élevé que celui des spores. Il reste cependant bien inférieur à celui des chitinozoaires ou des graptolites.

Le degré de minéralisation des scolécodontes est très variable. C'est ainsi que pour des pouvoirs réflecteurs semblables, la minéralisation des scolécodontes est nulle (Pl. 10.1), normale (Pl. 9.7) ou poussée (Pl. 9.8). La mâchoire des scolécodontes peut aussi avoir une structure multicouche (Pl. 10.1) et, si l'exemple illustré est un scolécodonte, une texture irisée (Pl. 10.3). Cette hétérogénéité des mâchoires s'estompe avec l'augmentation de la maturation thermique (Pls 9.4 à 9.6). Par contre, le rang n'affecte aucunement la forme des scolécodontes.

Pour éviter les problèmes que posent les variations de la texture du matériel corné des scolécodontes, les mesures de pouvoir réflecteur sont toujours prises sur des parties homogènes de la mâchoire. La pointe des dents est le site privilégié des mesures.

Les scolécodontes sont observés dans presque autant d'échantillons que les chitinozoaires. Toutefois, ils sont plus rares ou absents dans les facies très riches en chitinozoaires mais peuvent être très abondants dans des facies dépourvus de chitinozoaires. Il est donc possible de calibrer le pouvoir réflecteur de ces zooclastes l'un avec l'autre.

PLANCHE 10

Scolécodonte et organoclastes indéterminés

Planche 10.1a et b. Vue générale d'un maxillaire de scolécodonte (b) dont la structure multicouche est démontrée par la présence de fines auréoles pléochroïques (a). Lumière réfléchie (a) et transmise et réfléchie (b). Pouvoir réflecteur = 0,65 à 0,72%. Grossissement 600X (a) et 250X (b). Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation Ellis Bay (#15197).

Planche 10.2a et b. Ruban d'exinite, probablement d'origine algaire, surtout typique de la matière organique de la Formation de Becscie.

a) Détail sur une zone oxydée, avec augmentation du pouvoir réflecteur. La partie agrandie est située dans la moitié supérieure de la Planche 10.2b.

b) Vue générale du ruban.

Lumière transmise et réfléchie (a et b). Pouvoir réflecteur zone fraîche = 0,09%, pouvoir réflecteur_{zone oxydée} = 0,27%. Grossissement 600X (a) et 250X (b). Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Becscie (#15200).

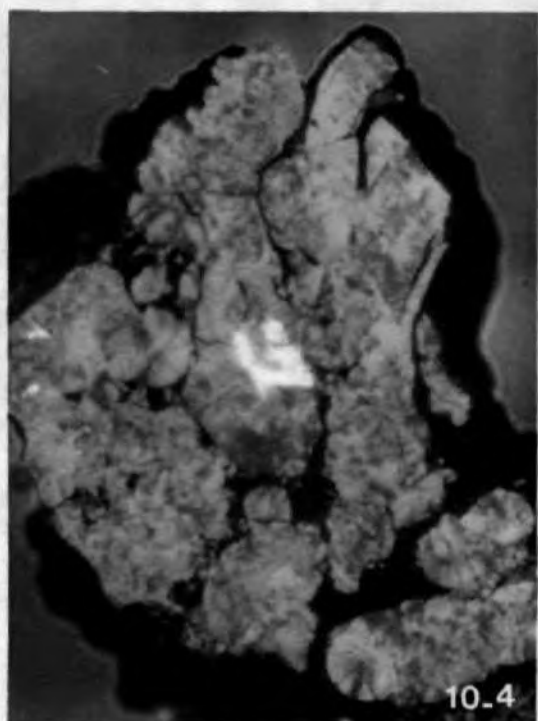
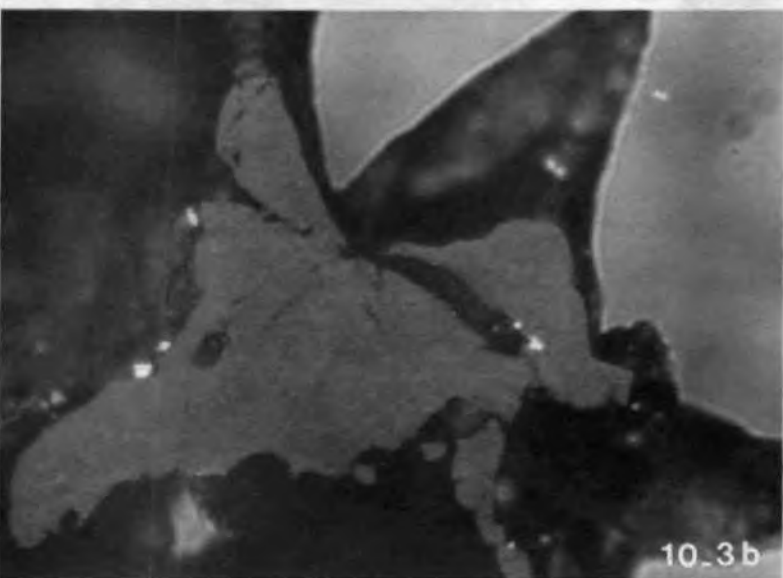
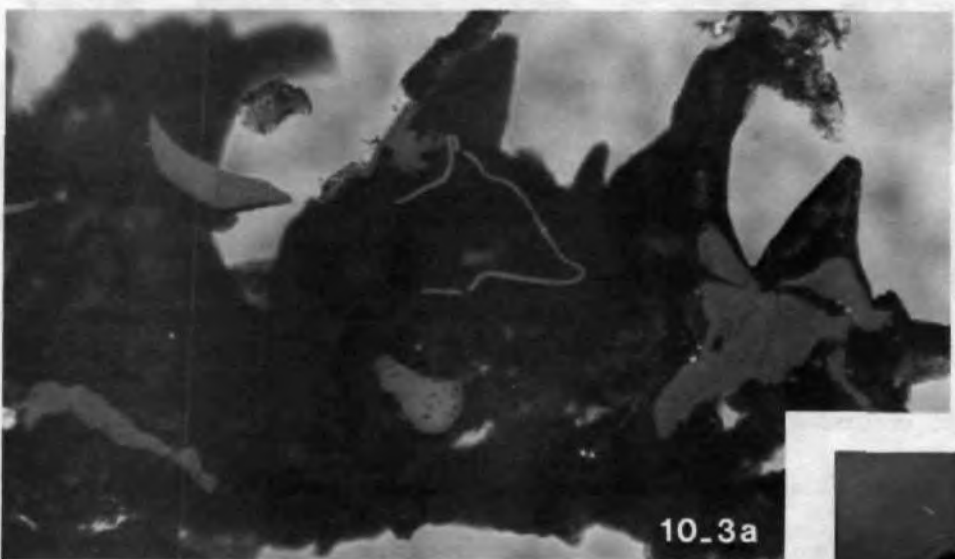
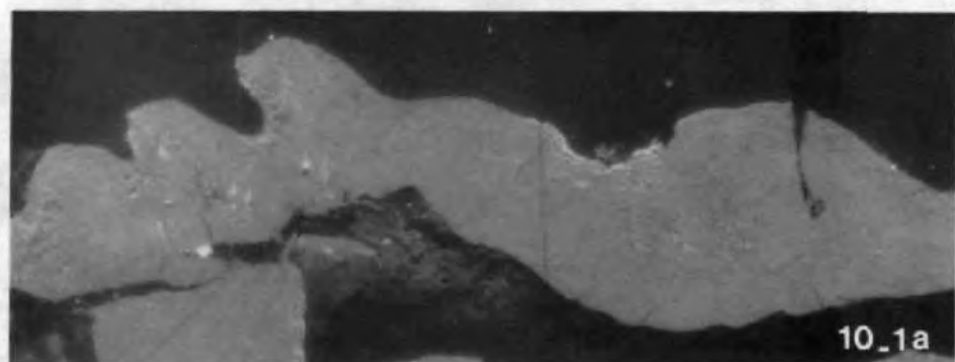
Planche 10.3a et b. Zooclasse indéterminé.

a) Grand zooclasse ayant ici l'aspect d'une mâchoire, mais dont la forme est généralement plus problématique pour des fragments ayant une texture identique.

b) Détail de la Planche 10.3a, montrant la texture irisée du zooclasse. Dans d'autres fragments, il peut s'y ajouter une microstructure multicouche, pléochroïque, semblable à celle de la Planche 10.1.

Pouvoir réflecteur = 0,51 à 0,60%. Grossissement 250X (a) et 600X (b). Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation d'Ellis Bay (#15197).

Planche 10.4. Bitume cokéfié, montrant des agglomérations de gouttelettes de mésophase, typiques de très hautes températures. Lumière transmise et réfléchie. Pouvoir réflecteur = 2,70 à 3,33%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation d'Ellis Bay (#15292).



3.2.2.3.3.4 Les hydroïdes

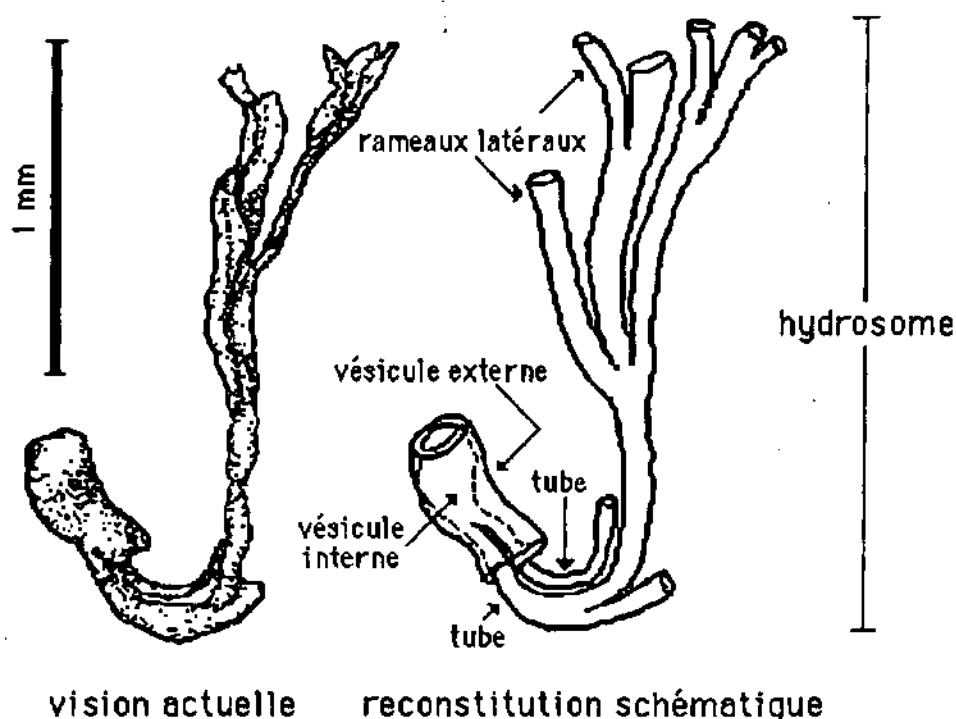


Figure 3.12. Exemple schématique de la morphologie de l'hydrosome d'un hydroïde. Modifié de Kozłowski (1959).

Les hydroïdes forment un ordre (Hydroïda) des hydrozoaires (Hydrozoa) lesquels forment l'un des trois groupes du phylum des coelentérés (phylum des Cnidaria). Les Hydrozoa sont des polypes coloniaux (hydranthes) à symétrie radiale. Les colonies ont la forme de buisson. Les hydranthes sont protégées dans des hydrothèques accrochées au bout de rameaux latéraux (caulomes), eux-mêmes attachés à un ou des rameaux principaux (hydrocaulus). Situées au-dessus du substratum, ces structures forment l'hydrosome. La partie qui ancre l'hydrosome au sol par des stolons est appelée l'hydrorhize (Hill et Wells, 1956).

La figure 3.12 montre la forme et la taille normales d'un fragment de l'hydrosome d'un hydroïde. Hydrosome et hydrorhize sont rarement trouvés dans un seul morceau. Le périoderme de ces fossiles est généralement fait de chitine. Il est plus mince et plus fragile que celui des graptolites. Il n'a pas la structure fusellaire caractéristique de ces derniers. L'ordre

des Hydroïdes existe depuis le Cambrien. A l'Ordovicien il formait un groupe de Coélostérés hautement différencié (Kozłowski, 1959).

En lumière transmise un tube d'hydroïde est de couleur brun foncé. En lumière réfléchie, les murs des tubes sont gris et isotropes (Pl. 7.9 et Pl. 8.6).

Ces microfossiles sont observés dans les échantillons de surface de la Formation de Vauréal (île d'Anticosti) et de la plupart des formations carbonatées du nord-est de la Gaspésie. Les Formations de York Lake et de Roncelles sont les plus riches. Toutefois, les affleurements où les hydroïdes sont observés ne sont pas assez fréquents pour que leur réflectance serve à faire de la zonéographie de la maturation thermique.

3.2.2.3.3.5 Les autres zooclastes indéterminés

Tous les zooclastes décrits plus haut peuvent se présenter en fragments si petits, que leur forme ne permet pas d'en faire une identification précise. Dans le cas des graptolites, le périoderme peut être si épais et opaque, que la structure fusellaire est invisible et l'identification des graptolites plus incertaine.

Dans l'île d'Anticosti, le principal type de zooclaste qui n'entre pas dans ces catégories des indéterminés est illustré dans la planche 10 (Pl. 10.3). Ce zooclaste est surtout caractérisé par sa texture irisée en lumière réfléchie et dans certains cas de la structure multicouche de son test. Dans l'exemple illustré, il peut être assimilé à une variété de grands scolécodontes. La microstructure présente aussi certaines similitudes avec celle des tissus corticaux des graptolites (Teichmüller, 1982). Toutefois, dans la plupart des cas, la forme de ces fragments est beaucoup plus problématique. De plus, les pouvoirs réflecteurs sont plus variables et en général plus élevés que ceux des vrais scolécodontes. Dans l'échantillon pris comme exemple (#15197), les pouvoirs réflecteurs moyens des scolécodontes et de ces zooclastes indéterminés sont respectivement de $0,63_{n=31}$ et de $0,85_{n=37}$ (Appendice 5). Leur nature étant inconnue, le pouvoir réflecteur moyen de ces zooclastes ne sert pas à quantifier le niveau de maturation thermique des séries étudiées.

3.2.2.4 Le groupe des bitumes

La classification employée ici est moins génétique que celle d'Alpern (1980). Les préparations étudiées étant faites sur des matières organiques extraites des roches, il est impossible de s'assurer de l'origine des bitumes, migrés ou en place, élément essentiel de sa classification.

3.2.2.4.1 L'exsudatinite

L'exsudatinite est une résinite secondaire, donc un bitume, répandue dans des fractures, des vacuoles ou des fissures le long du litage (Stach et al., 1975: pp. 110-111).

Nous employons ce terme pour désigner un bitume très peu réfléchissant, qui n'a pas de forme propre, sinon celle d'un remplissage intergranulaire. L'exsudatinite est translucide en lumière transmise. Sur une lame de roche polie, c'est un produit organique orangé qui s'infiltre entre des grains siliciclastiques (Pl. 1.2). En lumière réfléchie, l'exsudatinite a l'aspect de l'alginite et affiche des pouvoirs réflecteurs plus petits que 0,15%. Lorsque son pouvoir réflecteur ne dépasse pas la valeur de 0,10%, elle est fluorescente.

L'exsudatinite est fréquemment observée dans les séries peu matures. Elle est surtout présente lorsqu'une part importante de la matière organique est de type algaire mais elle est aussi présente dans les séries ligno-humiques. Dans tous les puits où l'exsudatinite est observée, l'évolution des pouvoirs réflecteurs très bas et imprécis de l'exsudatinite est en général si faible, que ces valeurs de réflectance sont inutiles pour caractériser un niveau de métamorphisme.

PLANCHE 11

Les bitumes solides

Planche 11.1. Gouttelette de bitume irisé, avec moulage vide de cristaux, se transformant latéralement en une fine trame de bitume solide contenant de nombreux grains de pyrite. Vue en lumière réfléchie. En lumière transmise, cette matière organique a un aspect amorphe comme celui de la planche 11.3a. Pouvoir réflecteur = 0,16%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits LGPL, 792 à 823 m, partie inférieure de la Formation de Vauréal, lithologie du membre II (#15343).

Planche 11.2. Pyrobitume ou cata-impsonite, très mature essentiellement formé par l'agglomération de fines gouttelettes de mésophase. Lumière réfléchie. Pouvoir réflecteur = 2,29 à 2,34%. Grossissement 600X. Echantillon de surface juste sous la discordance tectonique de la coupe de la rivière Darmouth, nord-est de la Gaspésie, Formation de Cap-des-Rosiers, Groupe de Québec (#13135).

Planche 11.3a et b. Pyrobitume dans de l'amorphogène.

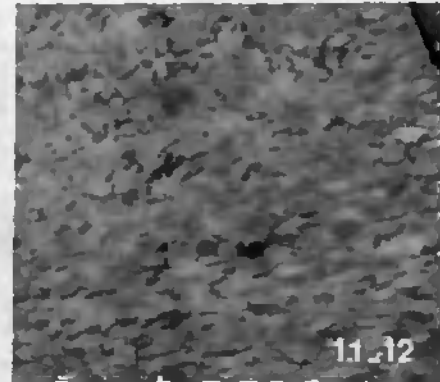
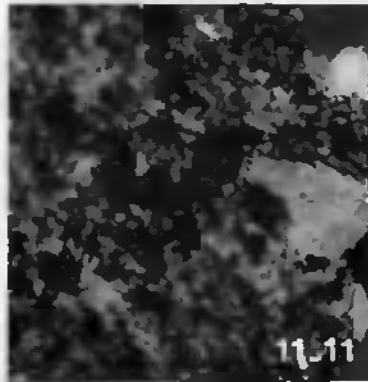
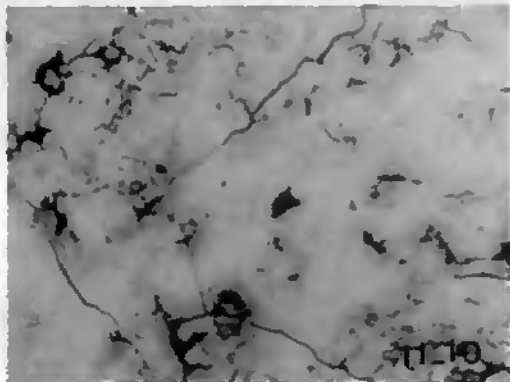
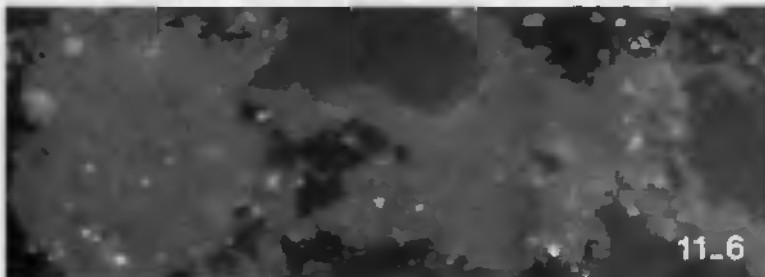
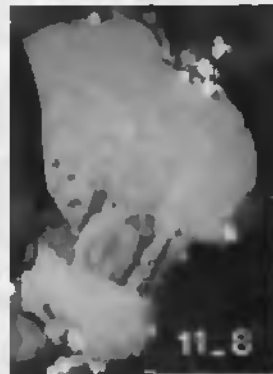
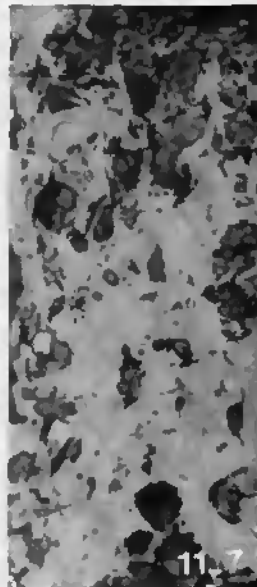
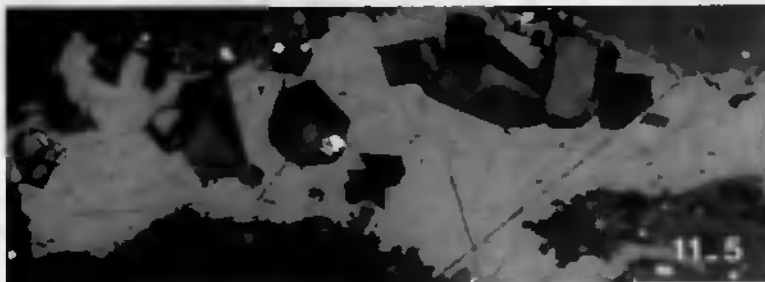
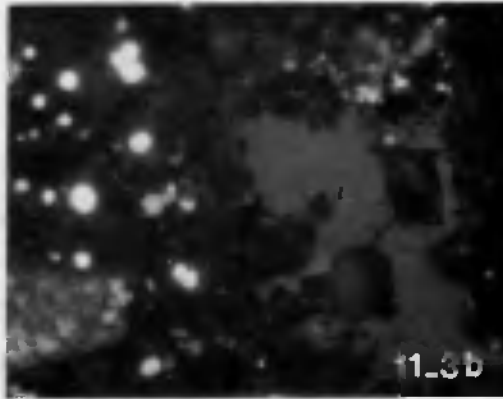
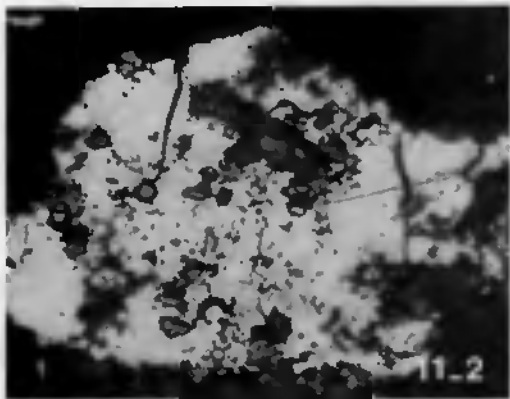
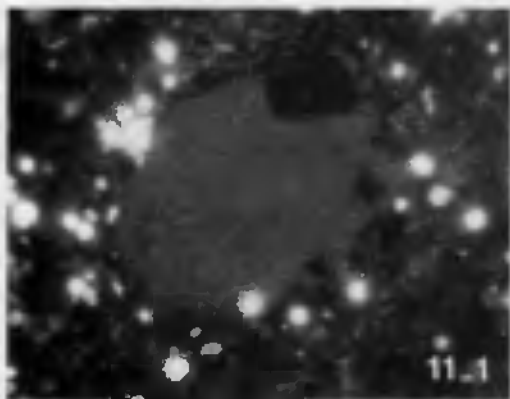
a) Amorphogène brun rougeâtre en lumière transmise,

b) vu comme une plage de bitume solide, isotrope avec moulage vide de cristaux, dans une trame fine, également faite de bitume solide, incluant quelques cristaux de pyrite.

Pouvoir réflecteur_{bitume solide isotrope} = 0,64 à 0,70%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits LGPL, 792 à 823 m, partie inférieure de la Formation de Vauréal, lithologie du membre II (#15343).

Planche 11.4. Protobitume peu mature mais bien opaque; sphérulite ou gouttelette de bitume anisotrope au coeur plus réfléchissant que la bordure et plein de micro-bulles de dégazéification. Alpern (1980) suggère que l'irradiation alpha produite par des inclusions radioactives peut expliquer cette structure. A notre avis, ces particules radioactives ont pu servir de noyau d'agglutination pour un bitume en voie de migration ou de formation (Pl. 4.5). Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur_{protobitume} = 0,41 à 0,49%, pouvoir réflecteur_{bordure de la sphérulite} = 0,36 à 0,44%. Grossissement 250X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation d'Ellis Bay (#15220).

- Planche 11.5. Bitume de réservoir, isotrope, montrant des moulages de cristaux vides et un contour ayant la forme d'un moulage intergranulaire. Pouvoir réflecteur = 1,25 à 1,34%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, puits Sunny Bank, 2041 à 2045 m, nord-est de la Gaspésie, Formation de Forillon (#14079).
- Planche 11.6. Probitume ou bituminite sub-translucide, montrant des iridescences rouges. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 0,26 et 0,27%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, île d'Anticosti, Formation de Jupiter (#15261).
- Planche 11.7. Pyrobitume ou épi-imponite caractéristique des Grès de Gaspé. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 0,98 à 1,23%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13167).
- Planche 11.8. Sphérulite de bitume, anisotrope et zonée, au cœur plus réfléchissant que la bordure et montrant des traces d'étirement. Pouvoir réflecteur = 0,47 à 0,60%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, île d'Anticosti, puits LGCP, 947 à 961 m, Formation de Romaine (#15393).
- Planche 11.9. Coke naturel montrant une très belle structure anisotrope et ayant la forme d'un moule interne de pore intercristallin. Le même échantillon contient du bitume de réservoir parfaitement isotrope (non illustré) semblable à celui de la Planche 11.5. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 5,21 à 5,61%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13289).
- Planche 11.10. Bitume solide craquelé, typique des échantillons riches en "herbacés" des Formations de York River et de Battery Point. Lumière réfléchie. Pouvoir réflecteur = 1,45 à 1,57%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Membre de l'Anse-à-Brillant, Formation de York River (#13301).
- Planche 11.11. Trame de bitume cokéfiée avec plage de coke naturel. Lumière réfléchie et transmise. Pouvoir réflecteur = 1,28 à 1,44%. Grossissement 600X. Echantillon de surface, nord-est de la Gaspésie, Formation de York River (#13176).
- Planche 11.12. Partie d'un gros fragment de coke naturel à la texture cristalline fluidale. Lumière réfléchie. Pouvoir réflecteur = 1,7 à 2,9%. Grossissement 600X. Echantillon de subsurface, puits Malbaie, 20 à 65 m, nord-est de la Gaspésie, Formation de Battery Point (#13322).



3.2.2.4.2 Les protobitumes

Les protobitumes sont des matières organiques n'ayant pas leur forme propre, brun moyen à brun rougeâtre, assez foncées en lumière transmise. Peu à non fluorescents, les protobitumes ont un pouvoir réflecteur compris entre 0,2 et 0,6%. Ils sont légèrement translucides en lumière transmise lorsque leur pouvoir réflecteur est bas (Pl. 11.6). Ils sont beaucoup plus opaques lorsque le pouvoir réflecteur devient plus élevé (Pl. 11.4). En terme de migrabitume, nos protobitumes sont des albertites (Jacob, 1985).

Ils sont abondants lorsque le kérogène est riche en matière organique amorphe, d'affinité algaire, et en exsudatinite. Ils semblent être dérivés, au moins en partie, de ces matières organiques. Ils évoluent peu avec l'accroissement de la maturation thermique des séries car ils disparaissent assez rapidement avec l'enfouissement et se confondent avec les autres bitumes solides. Utilisés seuls, les protobitumes ont une utilité très réduite pour quantifier la maturation thermique des séries.

3.2.2.4.3 Les pyrobitumes

Dans cet ouvrage, on appelle pyrobitume, les bitumes solides d'origine secondaire qui montrent:

- a) une structure qui suggère un remplissage de pores, c'est-à-dire: qui fait partie d'une trame ayant un aspect amorphe en lumière transmise (Pls 11.1 et 11.3) ou qui forme, sur notre préparation pétrographique, des plages isolées sans contour bien défini (Pls 11.2, 11.5 et 11.7).
- b) Un pouvoir réflecteur qui augmente en fonction de la profondeur.

Lorsque le bitume solide remplit la première condition mentionnée mais:

- a) que son pouvoir réflecteur n'augmente pas avec l'enfouissement et
- b) qu'il est accompagné d'un protobitume dont le pouvoir réflecteur est inférieur; c'est-à-dire qu'un histogramme du pouvoir réflecteur des bitumes solides totaux dans l'échantillon est bimodal,

on qualifie le bitume solide de bitume indéterminé. Le pyrobitume et le bitume indéterminé sont, en terme de migrabitumes, des épi-impsonites et des méso-impsonites.

Lorsqu'il possède une structure ou une forme particulière, le bitume solide est appelé bitume suivi d'un adjectif servant à qualifier ce caractère (par exemple: bitume craquelé, bitume irisé, bitume de réservoir). Dans le dernier exemple, le fragment de bitume doit avoir la forme d'un système poreux d'une roche réservoir (Pl. 11.5). Dans le cas où le bitume solide a une forme de sphérulite, on le désigne sous le terme de gouttelette ou sphérulite de bitume (Pl. 4.5 et Pls 11.4 et 11.8). Le bitume irisé (Pl. 11.1) est essentiellement observé dans les zones assez matures et riches en amorphogène des puits de l'île d'Anticosti (Formation de Vauréal et Formation de Macasty).

Les gouttelettes de bitume sont fréquemment observées dans presque toutes les formations de la série de l'île d'Anticosti. Elles sont par contre moins abondantes dans les séries du nord-est de la Gaspésie.

Dans les Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé, les types de bitumes rencontrés sont semblables à ceux de l'île d'Anticosti. Par contre, dans les Grès de Gaspé, les bitumes solides ont un aspect différent (Pls 11.7 et 11.10). Cette différence reflète sans doute des produits-mères de nature différente. Elle peut avoir une grande importance lorsque le pouvoir réflecteur des bitumes solides est utilisé pour quantifier le rang des séries.

3.2.2.4.4 Les cokes naturels et les sphères de mésophase

Les cokes naturels et les sphères de mésophase sont des manifestations d'élévations soudaines, mais brèves, de la température. Toutefois, les températures atteintes peuvent ne pas dépasser 300°C. La présence de dykes est la cause la plus courante pouvant expliquer la présence de ces bitumes particuliers. La matière organique ayant acquis cette structure doit avoir préalablement atteint un stade cokéfiant avant la cuisson finale. Pour les charbons, la cokéfaction est possible lorsque le pouvoir réflecteur est compris entre un et deux pour-cent (1 à 2%). Pour les bitumes, un pouvoir réflecteur de 0,8 pour-cent est suffisant (Robert, 1985).

Les cokes naturels et les bitumes avec sphères de mésophase ne sont observés qu'à deux endroits sur l'île d'Anticosti (Pl. 10.4). Par contre, les cokes naturels sont fréquents dans les Grès de Gaspé et dans la série taconique du nord-est de la Gaspésie (Pl. 6.7 et Pl. 11.9, 11.11 et 11.12). Ils sont aussi occasionnellement observés dans le Groupe de Chaleurs et les Calcaires Supérieurs de Gaspé. Même si elle est quantitativement très peu importante, la présence de ces matières organiques peut apporter beaucoup d'informations sur l'histoire thermique d'une série sédimentaire.

Figure 3.13A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de surface de l'île d'Anticosti.

Abondances relatives dans chaque formation par type d'organoclaste, à lire verticalement (A), et abondances relatives de chaque type d'organoclaste par formation, à lire horizontalement (B).

Figure 3.14A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de la subsurface de l'île d'Anticosti.

Abondances relatives dans chaque formation par type d'organoclaste, à lire verticalement (A), et abondances relatives de chaque type d'organoclaste par formation, à lire horizontalement (B).

Figure 3.15A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de surface du nord-est de la Gaspésie.

Abondances relatives dans chaque formation par type d'organoclaste, à lire verticalement (A), et abondances relatives de chaque type d'organoclaste par formation, à lire horizontalement (B).

Figure 3.16A et B. Abondances relatives des organoclastes dans les séries de la subsurface du nord-est de la

Gaspésie. Abondances relatives dans chaque formation par type d'organoclaste, à lire verticalement (A), et abondances relatives de chaque type d'organoclaste par formation, à lire horizontalement (B).

ORGANOCLASTES A FORMATIONS	MOD INDETERMINEE	FRUSSE MICROSPORE	ALGUE-ACRITACHE	RUBAN BITUMINITE	ORGANOCLASTE IND.	CHITINOZOIRE	OPERCULE CHITINO.	GRAPTOLITE	SCOLECODONTE	HYDROIDE	ORG. PLEOCHROIQUE	PROTOBITUME	PYROBIT.- BIT. IND.	SPHERULITE BITUME	COKE-MESOPHRASE
CHICOTTE															
JUPITER															
GUN RIVER															
BECSCIE															
ELLIS BAY															
VAUREAL															

ORGANOCLASTES B FORMATIONS	MOD INDETERMINEE	FRUSSE MICROSPORE	ALGUE-ACRITACHE	RUBAN BITUMINITE	ORGANOCLASTE IND.	CHITINOZOIRE	OPERCULE CHITINO.	GRAPTOLITE	SCOLECODONTE	HYDROIDE	ORG. PLEOCHROIQUE	PROTOBITUME	PYROBIT.- BIT. IND.	SPHERULITE BITUME	COKE-MESOPHRASE
CHICOTTE															
JUPITER															
GUN RIVER															
BECSCIE															
ELLIS BAY															
VAUREAL															

LEGENDE		rare		présent		fréquent
	absent	commun	abondant	dominant		

FIGURE 3.13

ORGANOCLASTES A FORMATIONS	MOD INDETERMINEE	FAUSSE MICROSPORE	ALGUE-ERSUDAT	ORGANOCLASTE IND.	CHITINOZOAIRE	CONTAMIN. CHITINO.	GRAPTOLITE	SCOLECODONTE	PROTOBITUME	PYROBIT.-BIT. IND.	SPHERULITE BITUME	BITUME IRISE	BITUME MESOPHASE
JUPITER													
GUN RIVER													
BECSCIE													
ELLIS BAY													
DAUREAL													
MACASTY													
MINGAN													
ROMAINE													

ORGANOCLASTES B FORMATIONS	MOD INDETERMINEE	FAUSSE MICROSPORE	ALGUE-EHSUDAT	ORGANOCLASTE IND.	CHITINOZORIRE	CONTAMIN. CHITINO.	GRAPTOLITE	SCOLECODONTE	PROTOBITUME	PYROBIT.-BIT. IND.	SPHERULITE BITUME	BITUME IRISE	BITUME MESOPHASE
JUPITER													
GUN AIDEA													
BECSCIE													
ELLIS BAY													
DAUREAL													
MACASTY													
MINGAN													
ROMAINE													

LEGENDE

	absent		rare		présent		fréquent
	commun		abondant		dominant		

FIGURE 3.14

A ORGANO-CLASTES UNITES STRATIGRAPHIQUES	FUSINITE	SEMIFUSINITE	PSEUDOUTRI.	TUBE TELINITE	TELINITE	TELOCOLLINITE	COLLORESINITE	RESINITE	SPORES	ALGUES	RUBAN BITUM.	"HERBACE"	CHITINOZOIRE	GRAPTOLITE	SCOLECOONTE	HYDROIDE	EKSUDAT	PROTOBITUME	"PYROBITUME"	SPHERULITE BIT.	BITUME DRYOE	BIT. CRAQUELE	COKE NATUREL
BATTERY POINT																							
YORK RIVER																							
MB ANSE-BAIL.																							
YORK LAKE																							
INDIAN COVE																							
SHIPHEAD																							
FORILLON																							
INDIAN POINT																							
RONCELLES																							
WEST POINT																							
LA FORCE																							
GR. QUEBEC																							

B ORGANO-CLASTES UNITES STRATIGRAPHIQUES	FUSINITE	SEMIFUSINITE	PSEUDOUTRI.	TUBE TELINITE	TELINITE	TELOCOLLINITE	COLLORESINITE	RESINITE	SPORES	ALGUES	RUBAN BITUM.	"HERBACE"	CHITINOZOIRE	GRAPTOLITE	SCOLECOONTE	HYDROIDE	EKSUDAT	PROTOBITUME	"PYROBITUME"	SPHERULITE BIT.	BITUME DRYOE	BIT. CRAQUELE	COKE NATUREL
BATTERY POINT																							
YORK RIVER																							
MB ANSE-BAIL.																							
YORK LAKE																							
INDIAN COVE																							
SHIPHEAD																							
FORILLON																							
INDIAN POINT																							
RONCELLES																							
WEST POINT																							
LA FORCE																							
GR. QUEBEC																							

LEGENDE

	absent		rare		présent		fréquent
	commun		abondant		dominant		

FIGURE 3.15

A ORGANO -CLASTE UNITES STRATIGRAPHI- QUES	MOD INDETERM.	FUSINITE	SEMIFUSINITE	PSEUDODITAI.	TELINITE	TELOCOLLINITE	COLLORESINITE	RESINITE	SPORES	ALGUES	"HERBACE"	ZOOCLASTE IND.	CHITINOZOAIRE	SCOLECOONTE	EXSUDAT	PROTOBITUME	"PYROBITUME"	SPHERULITE BIT.	BIT. RESEAUOIR	COKE NATUREL
BATTERY POINT																				
YORK RIVER																				
MB ANSE-BAIL.																				
INDIAN COVE																				
SHIPHEAD																				
FORILLON																				
INDIAN POINT																				
RONCELLES																				
WEST POINT																				
GASCONS																				
GRIFFON COVE																				
GA. QUEBEC																				

B ORGANO- CLASTES UNITES STRATIGRAPHI- QUES	MOD INDETERM.	FUSINITE	SEMIFUSINITE	PSEUDODITAI.	TELINITE	TELOCOLLINITE	COLLORESINITE	RESINITE	SPORES	ALGUES	"HERBACE"	ZOOCLASTE IND.	CHITINOZOAIRE	SCOLECODONTE	EXSUDAT	PROTOBITUME	"PYROBITUME"	SPHERULITE BIT.	BIT. RESEAUOIR	COKE NATUREL
BATTERY POINT																				
YORK RIVER																				
MB ANSE-BAIL.																				
INDIAN COVE																				
SHIPHEAD																				
FOAILLON																				
INDIAN POINT																				
RONCELLES																				
WEST POINT																				
GASCONS																				
GRIFFON COVE																				
GA. QUEBEC.																				

LEGENOE

	absent		rare		présent		fréquent		dominant
	absent		commun		abondant				

FIGURE 3.16

3.2.3 Analyses semi-quantitatives des types de matière organique

3.2.3.1 Généralités

Les résultats de l'analyse semi-quantitative des organoclastes dans chaque unité stratigraphique de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie sont illustrés dans les figures 3.13 à 3.16. Les figures A (Figs 3.13 à 3.16A) illustrent la proportion relative de chaque type d'organoclaste par unité stratigraphique dans cette série. D'autre part, les figures B (Figs 3.13 à 3.16B) illustrent la proportion relative des organoclastes à l'intérieur de chaque unité stratigraphique. Les abondances relatives des organoclastes sont visualisées par des tons de gris d'intensité croissante. Ces abondances traduisent, en terme de classes, le nombre de mesures de réflectance (Appendice 6: n) faites lors du balayage des préparations pétrographiques sous le microscope (2.2.3.3).

Pour arriver à ce résultat, quelques transformations du tableau des données initiales (Appendice 6) ont été nécessaires. Le nombre de mesures de réflectance par type d'organoclaste est d'abord transformé en terme de pourcentage. Un tableau d'abondances des organoclastes est construit après calcul des pourcentages moyens dans chaque unité stratigraphique.

Ces abondances sont normalisées par type d'organoclaste ou par formation. Exprimée en terme de type d'organoclaste, la normalisation du nombre de mesures est faite verticalement, c'est-à-dire dans chaque colonne. Exprimée en terme de formation, la normalisation est faite par rangée. La normalisation des abondances est obtenue par la formule suivante:

$$(N) = (n - n_m) / s_n$$

où

N est la valeur normalisée de l'abondance,

n = le pourcentage moyen du nombre de mesures de réflectance d'un type d'organoclaste dans une formation,

n_m = le pourcentage moyen des valeurs de n pour tous les organoclastes dans une formation (Figs 3.13 à 3.16B) ou le pourcentage moyen des valeurs de n pour un type d'organoclaste dans toutes les formations d'une série (Figs 3.13 à 3.16A) et

s_n = l'écart type de ces valeurs de n par type d'organoclaste (Figs 3.13 à 3.16A) ou par formation (Figs 3.13 à 3.16B).

Les nombres de mesures de réflectance qui égalent zéro sont comptabilisés dans le calcul des valeurs de n . Par contre, les valeurs nulles de n ne sont pas incluses dans les calculs de normalisation (n_m , s_n et N).

Les valeurs normalisées sont par la suite assignées à six (6) classes de fréquences relatives:

rare	: 10% inférieur de la distribution,
présent	: 15% moyen-inférieur de la distribution,
fréquent	: 25% inférieur du centre de la distribution,
commun	: 25% supérieur du centre de la distribution,
abondant	: 15% moyen-supérieur de la distribution et
dominant	: 10% supérieur de la distribution,

illustrées par six (6) tons de gris différents (Figs 3.13 à 3.16).

Il faut noter que les proportions relatives illustrées sont très approximatives. Elles sont probablement biaisées en faveur des "organoclastes" pertinents à l'évaluation de la maturation thermique, objet principal de cet ouvrage.

3.2.3.2 Dans l'île d'Anticosti

3.2.3.2.1 En surface

Les principaux organoclastes observés dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti appartiennent aux groupes des zoo-organismes (chitinozoaires, scolécodontes, graptolites et hydroïdes) et des bitumes solides (protobitume, bitume indéterminé et pyrobitume) (Fig. 3.13B).

Avec un seul échantillon, les résultats concernant la Formation de Chicotte ne sont qu'indicatifs.

Les phyto-organismes (fausses microspores, algues et acritarches et rubans de bituminite) sont plus abondants dans les roches siluriennes (Formations de Becscie, de Gun River, et de Jupiter) que dans les roches ordoviciennes (Formations de Vauréal et d'Ellis Bay). Les hydroïdes se raréfient en montant dans la série. Les chitinozoaires, et à un moindre degré les graptolites, ont des occurrences antagonistes avec celles des scolécodontes. Les premiers sont surtout abondants dans les Formations de Vauréal et de Jupiter; les scolécodontes sont plus abondants dans les Formations de Becscie et de Gun River. Cette relation entre zones d'acmé est à rapprocher avec les teneurs en carbone organique (Tab. 3.1) et la "profondeur" ou l'agitation des milieux de dépôts (1.2.1.5 à 1.2.1.9) des unités stratigraphiques. L'abondance des chitinozoaires et des graptolites va de pair avec les carbones organiques plus élevés et les milieux de dépôts plus boueux et plus distaux. Les scolécodontes sont trouvés dans les environnements plus terrigènes, aux teneurs en carbone organique plus basses et aux milieux de dépôts plus proximaux et agités. Les organismes pléochroïques sont observés dans les mêmes niveaux stratigraphiques que les graptolites et les scolécodontes mais abondent surtout dans les zones d'acmé des scolécodontes. Cette occurrence ne résout rien de l'incertitude entourant leur affinité taxonomique (3.2.2.3.3.5). La Formation d'Ellis Bay, aux environnements de dépôts variables, montre un facies organique mixte, contenant à la fois chitinozoaires, graptolites et scolécodontes. Cette formation, l'une des plus riches en carbone organique (Tab. 3.1) et la plus gréseuse de la série de surface (Fig. 1.4), est aussi la plus riche en gouttelettes ou sphérulites de bitume (Fig. 3.13A).

Considérant le regroupement des exsudats et des algues dans la figure 3.13A, les zones d'acmé des bitumes (Fig. 3.13A) sont arrangées par ordre d'altération croissante (exsudatinite, protobitume, bitume indéterminé et pyrobitume) qui montre une corrélation avec l'enfouissement probable des séries, qui va croissant de la Formation de Jupiter à la Formation de Vauréal.

3.2.3.2.2 En subsurface

La distribution des organoclastes dans la subsurface de l'île d'Anticosti est illustrée dans la figure 3.14.

Pour les formations communes, la zonéographie stratigraphique des organismes autonomes est semblable à celle de la surface (Fig. 3.13). La zone d'acmé des fausses microspores est observée dans la Formation de Gun River. Les Formations de Jupiter et de Vauréal, auxquelles s'ajoute la Formation de Mingan, formation non observée en surface, correspondent aux périodes les plus favorables aux chitinozoaires et aux graptolites. Bien que les scolécodontes soient présents dans toutes les formations de la série, leur apogée est synchrone avec une des périodes de déclin des chitinozoaires et des graptolites (Formations de Becscie et de Gun River).

Observées dans toute la série, les sphérulites de bitume abondent dans les Formations d'Ellis Bay et de Becscie (Fig. 3.14A). Elles ont la même occurrence en surface. Observés dans toute la série, les bitumes solides ont chacun une zone favorable. Ces zones sont apparemment étagées en fonction de l'intensité du niveau d'altération du bitume; l'exsudat domine dans les Formations de Jupiter et de Gun River, le protobitume culmine dans les Formations de Becscie et d'Ellis Bay et le pyrobitume et le bitume indéterminé prévalent au fond des puits, dans les Formations de Macasty à Romaine. La Formation de Macasty, seule roche mère potentielle de la série (3.1.2.2), est particulièrement riche en pyrobitume et en bitume irisé.

Comme en surface, les organoclastes les plus souvent observés sont les zooclastes et les bitumes solides (Fig. 3.14B).

3.2.3.3 Dans le nord-est de la Gaspésie

3.2.3.3.1 En surface

Les phytoclastes s'étant ajoutés aux organismes autonomes et aux bitumes, la zonéographie stratigraphique des organoclastes est plus complexe ici (Fig. 3.15A) que celle de l'île d'Anticosti (Figs 3.13 et 3.14).

Les Grès de Gaspé, environnements de dépôts paraliques ou continentaux, sont caractérisés par l'abondance des phytoclastes (fusinite, semifusinite, tube de télinite, télinite, télcollinite, collorésinite et résinite) et des "herbacés" (Fig. 3.15). De plus, certains de ces organoclastes sont fréquents ou très abondants dans les Formations marines d'Indian Point, d'Indian Cove et de Forillon.

Les spores et les algues ont des périodes d'acmé dans les Formations de Shiphead, de Roncelles et de West Point. L'occurrence des spores dans la Formation de Shiphead est déjà rapportée dans la littérature (1.3.2.13). En faisant partie d'ensembles "récifaux", probablement situés près des côtes, les Formations de Roncelles et de West Point peuvent être favorables à l'occurrence de spores d'origine continentale. Mais dans le cas présent, la possibilité d'une mauvaise identification des algues sphériques et des spores est une hypothèse qui ne peut être complètement écartée pour expliquer ces concordances de zones d'acmé.

Bien qu'elles soient les lieux des zones d'acmé des chitinozoaires et des hydroïdes (Formation d'Indian Cove et Formation de Forillon) ou des scolécodontes (Formation d'Indian Point), les Formations d'Indian Point, d'Indian Cove et de Forillon sont riches en phytoclastes. A cause de cette caractéristique, les facies organiques mixtes de ces formations et les facies similaires de la Formation de York Lake ont les qualités nécessaires pour permettre une calibration de la réflectance des zooclastes avec celle de la vitrinite. Les graptolites, beaucoup plus rares que dans l'île d'Anticosti, ne sont observés que dans la série cambro-ordovicienne de la Bande taconique (Fig. 3.15B).

Les pyrobitumes et les bitumes indéterminés, regroupés sous le terme de "pyrobitume" dans la figure 3.15, semblent traverser toute la stratigraphie. Par contre, si on considère que les bitumes solides trouvés dans les Grès de Gaspé sont différents de ceux observés dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé (3.2.2.4.3), plus aucun type d'organoclaste n'est commun à toutes les unités stratigraphiques des séries gaspésiennes. Comme nous l'avons observé dans l'île d'Anticosti, les zones d'acmé des bitumes solides (exudat, protobitume et "pyrobitume") se succèdent dans la stratigraphie en fonction de leur degré d'altération. Ne comptant qu'un échantillon, la Formation de Laforce est exclue de ce modèle.

Une relation semble exister entre l'abondance des sphérulites de bitume et les milieux de dépôts périrécifaux peu profonds ou marginaux-littoraux. En effet, les gouttelettes de bitumes sont abondantes dans les Formations de West Point et de Roncelles, équivalents gaspésiens, en terme environnements de dépôts (1.3.2.9 et 1.3.2.10), de la Formation d'Ellis Bay sur l'île d'Anticosti, (1.2.1.6). De plus, la Formation de York Lake et le Membre de l'Anse-à-Brillant de la Formation de York River, typiques d'environnements de dépôts transitionnels entre le milieu marin et le milieu continental, sont aussi des zones d'acmé des sphérulites de bitume.

Les Grès de Gaspé sont caractérisés par des bitumes particuliers: bitume oxydé (Pl. 4.7), bitume craquelé (Pl. 11.10) et coke naturel (Pls 11.9, 11.11 et 11.12). A notre avis, l'abondance des deux premiers est à mettre en relation avec l'abondance des "herbacés" (Fig. 3.15). Enfin, l'abondance des cokes naturels dans les roches du Groupe de Québec suggère une origine allochtone, pour les cokes naturels des Grès de Gaspé.

La figure 3.15B diffère peu de la figure 3.15A. Elle montre que: 1) les phytoclastes et les bitumes solides sont les phases organiques dominantes dans les Grès de Gaspé, 2) les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont surtout riches en zooclastes et en bitumes solides, 3) les algues, les spores et les scolécodontes caractérisent le Groupe de Chaleurs et 4) les "pyrobitumes" sont importants dans toute la série. Par contre, la figure 3.15B ne montre pas que les "pyrobitumes" dominent surtout dans les roches du Groupe de Québec et elle ne met pas en évidence les zones d'acmé des "herbacés", des scolécodontes, des hydroïdes et des sphérulites de bitume.

3.2.3.3.2 En subsurface

Les résultats de l'analyse semi-quantitative des organoclastes de la subsurface du nord-est de la Gaspésie sont résumés dans la figure 3.16A et B. Ces résultats offrent des similitudes avec les résultats touchant les échantillons de surface. Plusieurs petites différences sont toutefois à signaler.

Dans les Grès de Gaspé, les phytoclastes sont aussi abondants en subsurface (Fig. 3.16A) qu'en surface (Fig. 3.15A). Par contre, les phytoclastes sont plus communs dans les facies

terrigènes du Groupe de Chaleurs observés en subsurface (Fig. 3.16A) qu'en surface (Fig. 3.15A). L'abondance des phytoclastes dans la Formation de Shiphead, associée à la rareté de ces phytoclastes dans la Formation de Forillon (Fig. 3.16A), est une situation contraire à celle qui prévaut dans les mêmes formations à la surface (Fig. 3.15A). Ce changement est mis en relation, en subsurface, avec la presque disparition des "herbacés" dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 3.16A); en surface, les "herbacés" étaient communs dans la Formation de Shiphead (Fig. 3.15A).

A notre avis, les spores et les algues sont trop rarement observées (Fig. 3.16B) pour que la distribution stratigraphique obtenue (Fig. 3.16A) soit fiable.

Les chitinozoaires et les scolécodontes, seuls types de zooclastes observés en subsurface, sont fréquents à abondants dans les Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé. Ces zooclastes montrent toujours des zones d'acmé mutuellement exclusives (Fig. 3.16A), un phénomène général dans les deux régions étudiées (Figs 3.13 à 3.16A).

Les bitumes craquelés ou oxydés ne sont pas observés en subsurface; par contre des bitumes de réservoir se sont ajoutés à la suite des bitumes solides présents (Fig. 3.16A). Par rapport à la surface (Fig. 3.15A), le pyrobitume et le bitume indéterminé ("pyrobitume") sont communs plus haut dans la stratigraphie (Fig. 3.16A).

Les sphérulites de bitume ne sont vraiment abondantes que dans la Formation de Griffon Cove River (Fig. 3.16A), un facies siliciclastique grossier, transgressif sur le socle taconique (1.3.2.7). Cette plus grande abondance coïncide avec l'acmé des scolécodontes (Fig. 3.16A). Par contre, les sphérulites de bitume sont absentes dans le Membre de l'Anse-à-Brillant (Fig. 3.16A). En surface, ces roches étaient riches en ce type de bitume solide (Fig. 3.15A).

Les cokes naturels ne sont observés que dans la Formation de Battery Point (Fig. 3.16A) du Groupe des Grès de Gaspé. En surface, les cokes naturels étaient fréquents dans toutes les formations de ce groupe (Fig. 3.15A). Par contre, les cokes naturels sont beaucoup plus fréquents dans le Groupe de Québec en subsurface (Fig. 3.16A) qu'en surface (Fig. 3.15A).

La figure 3.16B montre que les "pyrobitumes" et à un degré moindre la semifusinite, la télinite et les chitinozoaires sont les organoclastes les plus souvent observés. Toutefois, les zones d'acmé de tous les organoclastes sont moins bien définies que sur la figure 3.16A.

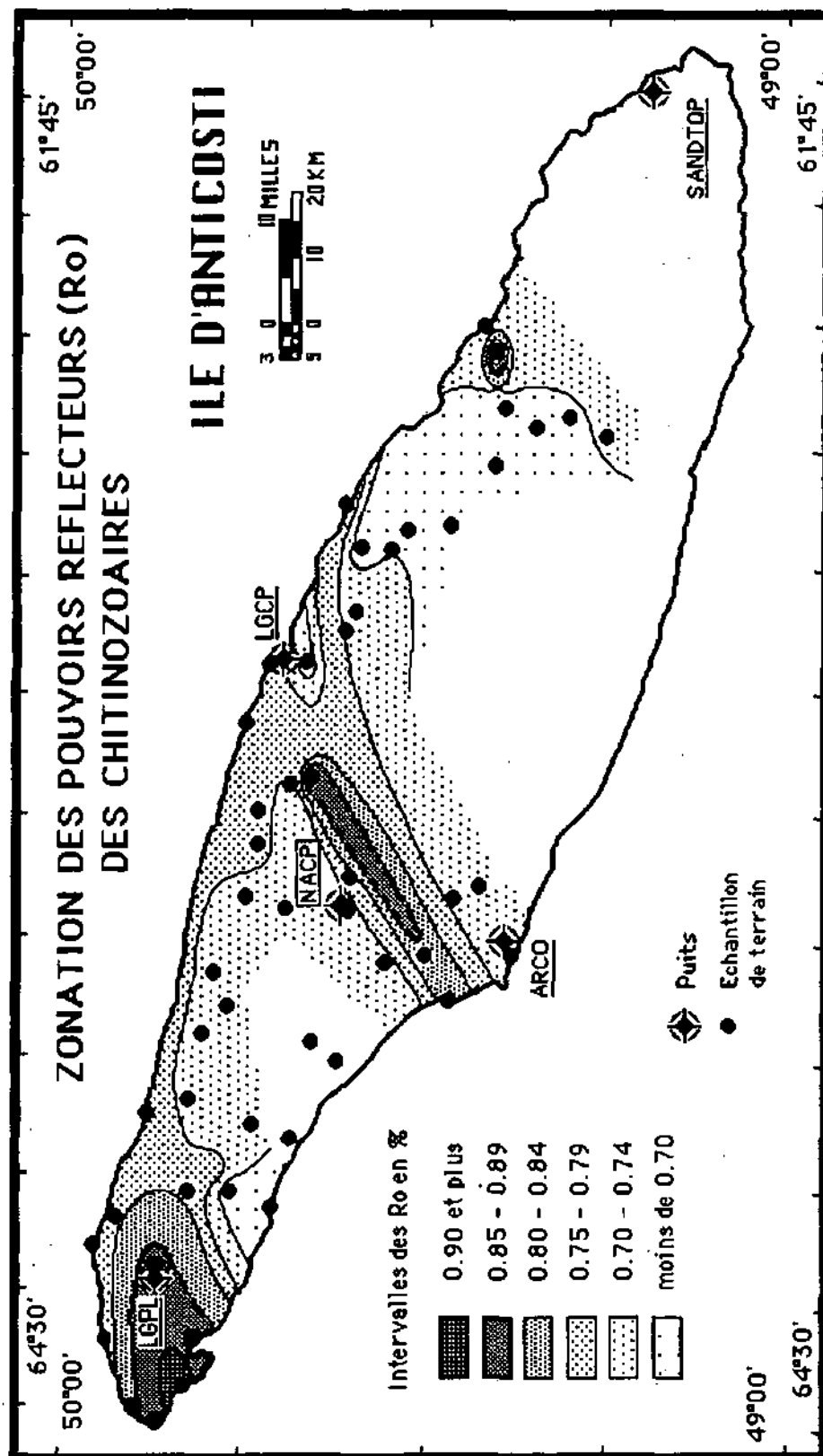


Figure 3.17

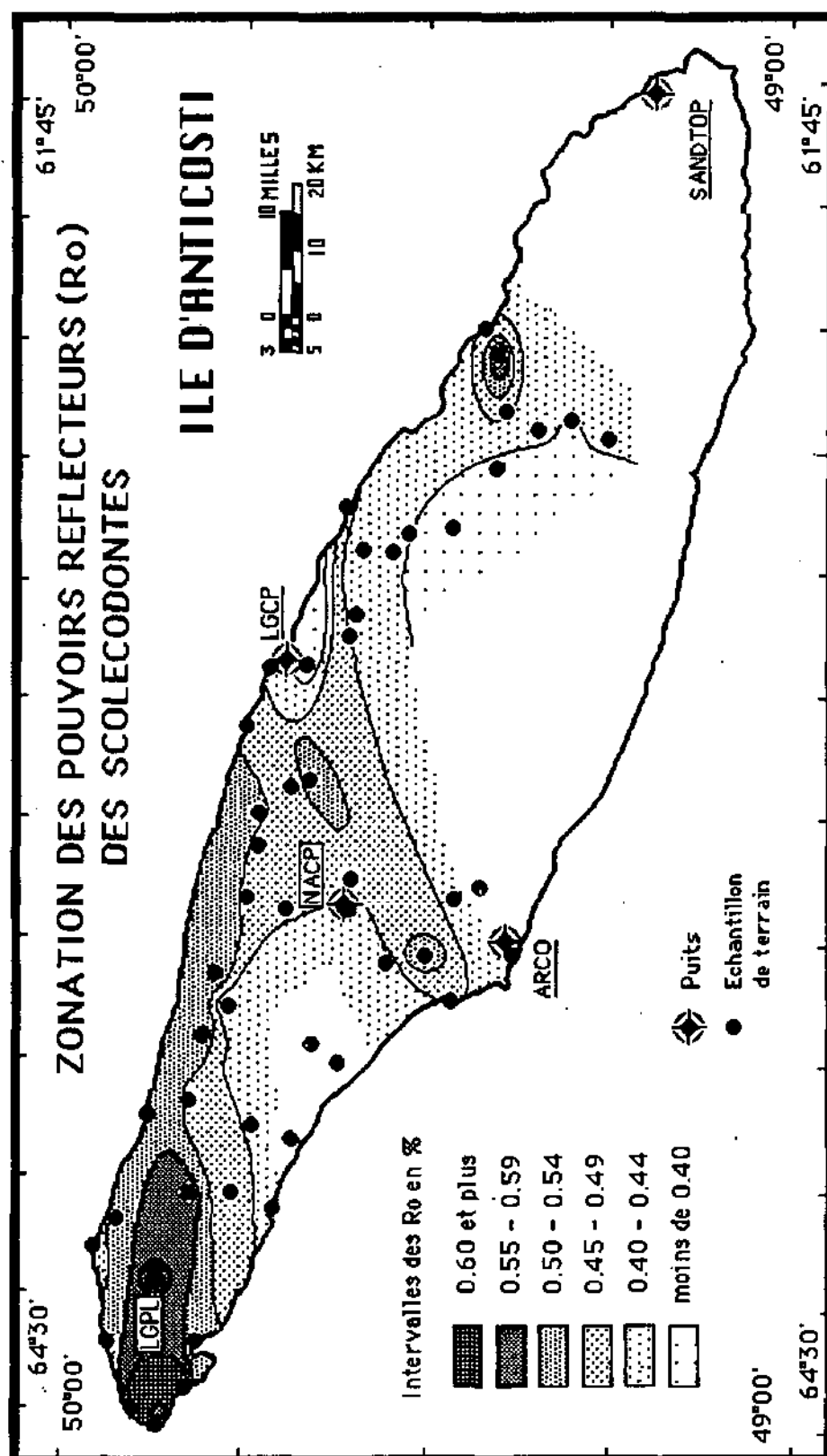


Figure 3.18

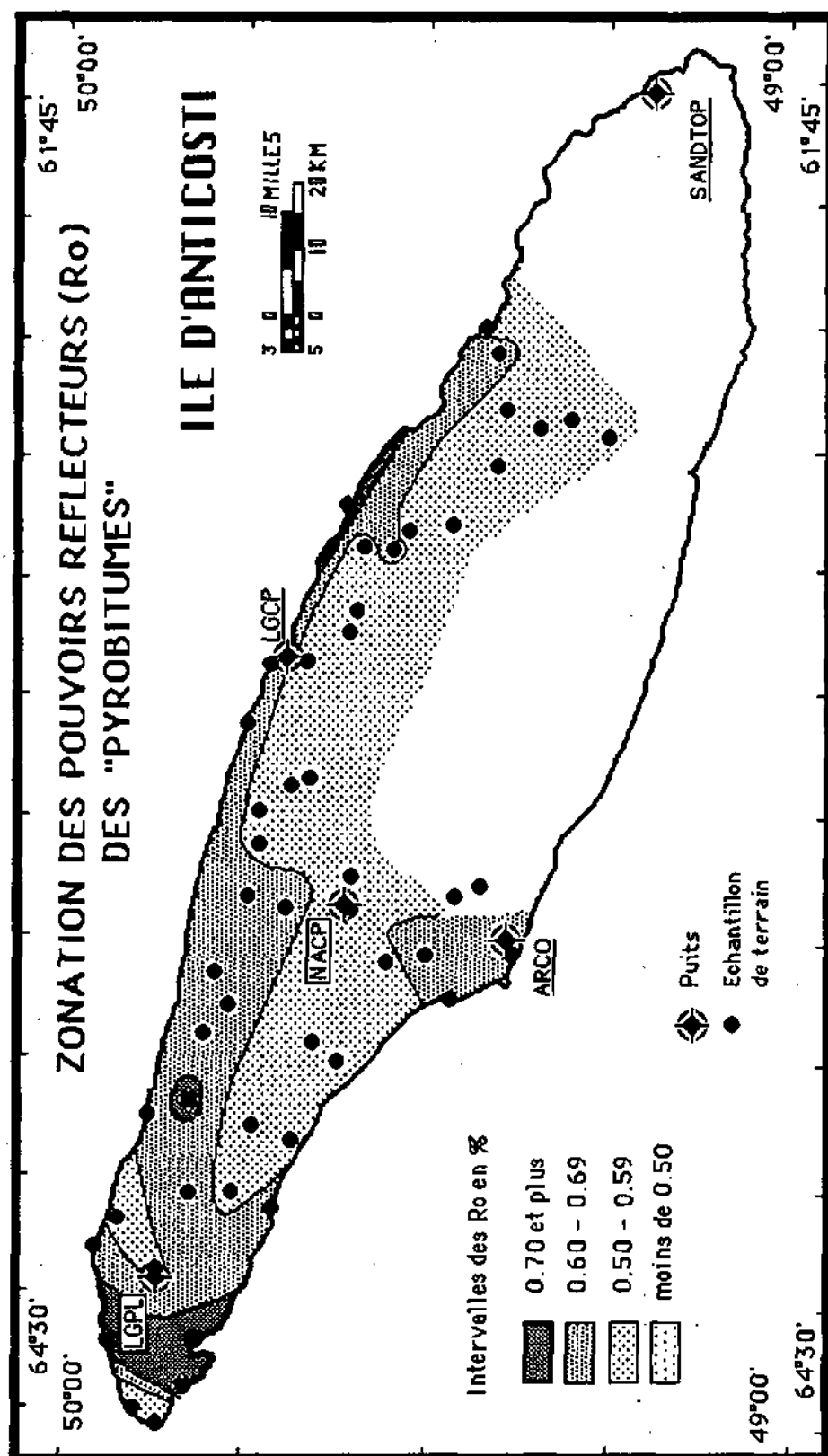


Figure 3.19

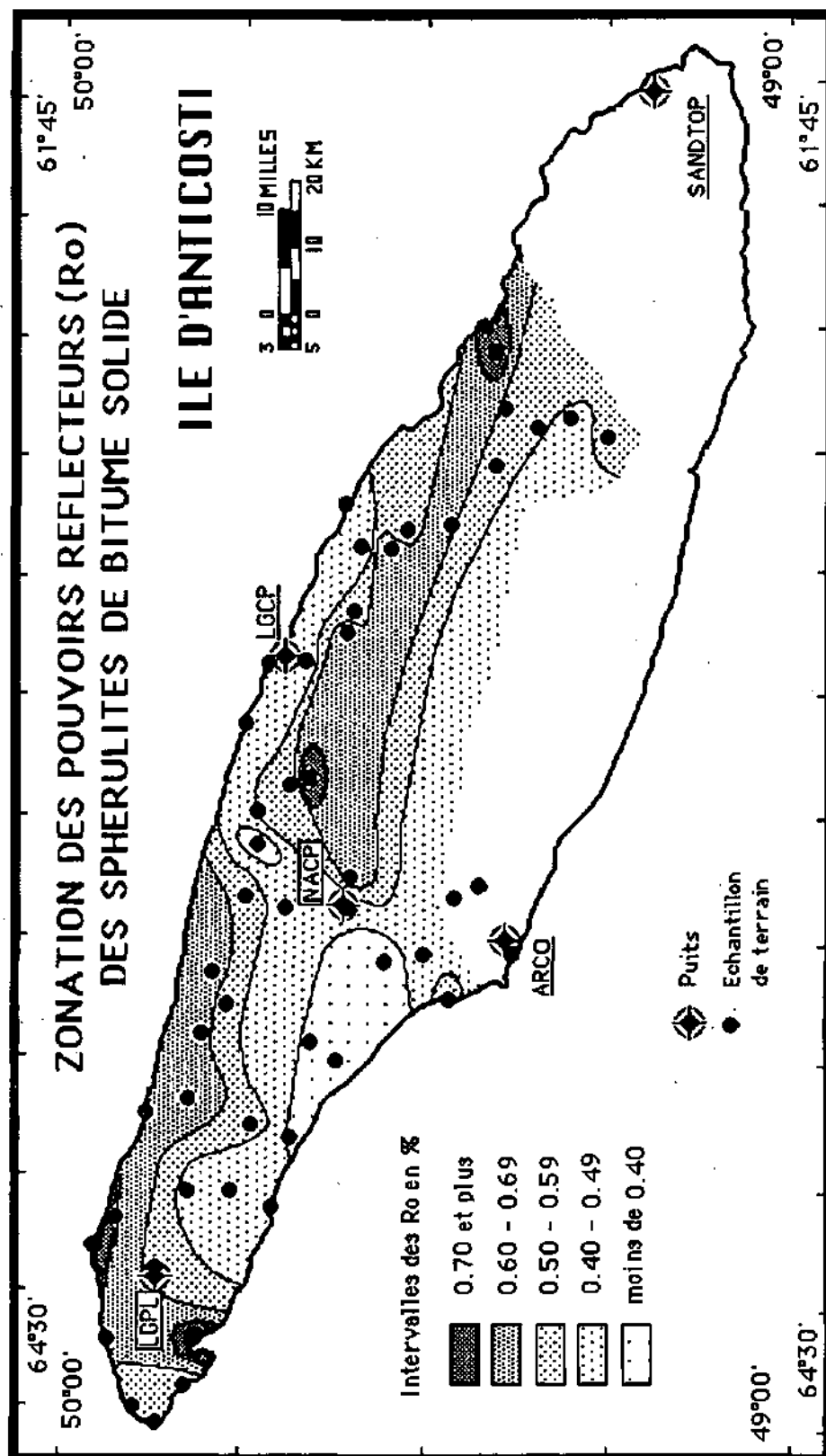


Figure 3.20

3.3. REFLECTANCE DE LA MATIERE ORGANIQUE

3.3.1 Présentation des résultats

3.3.1.1 Dans l'île d'Anticosti

3.3.1.1.1 En surface

3.3.1.1.1.1 Introduction

Les organoclastes les plus fréquents dans les échantillons de surface sont: les chitinozoaires, les scolécodontes, les "pyrobitumes" (pyrobitume et bitumes indéterminés réunis) et les sphérulites de bitume. Seuls les pouvoirs réflecteurs moyens de ces organoclastes sont déterminés dans la majorité des sites d'échantillonnage de l'île d'Anticosti (Appendice 6A). Ces quatre types d'organoclastes sont présents dans un nombre de localités compris entre trente et quarante-cinq. Ces nombres, rapportés sur le nombre total de localités (49), expriment un taux de réussite de l'échantillonnage pour l'île d'Anticosti compris entre 60 et 92 pour-cent.

La mise en plan des valeurs moyennes de pouvoir réflecteur et les cartes d'iso-contours des pouvoirs réflecteurs sont faites pour ces deux zooclastes et ces deux types de bitumes solides (Figs 3.17 à 3.20).

3.3.1.1.1.2 Avec les chitinozoaires

Les résultats de la réflectance des chitinozoaires sont illustrés dans la figure 3.17. Ces valeurs moyennes sont comprises entre 0,64 et 1,00% (Appendice 7A). Alors que la direction générale des strates est ouest-nord-ouest avec un faible pendage vers le sud-sud-ouest, le patron des courbes d'iso-valeurs des pouvoirs réflecteurs montre une zone à pouvoirs réflecteurs élevés dans la pointe ouest de l'île, une crête de hautes valeurs orientée nord-est sud-ouest à l'est du puits NACP et un "point chaud" près de l'embouchure de la rivière Saumon (Fig. 3.17), au niveau d'une faille (Fig. 1.6).

3.3.1.1.1.3 Avec les scolécodontes

Les résultats de la réflectance des scolécodontes sont illustrés dans la figure 3.18. Ces valeurs moyennes sont comprises entre 0,37 et 0,65% (Appendice 7B), une gamme de valeurs de pouvoir réflecteur nettement plus basse que celle des chitinozoaires (Appendice 7A). La carte d'iso-contours des réflectances moyennes des scolécodontes (Fig. 3.18) confirme les résultats obtenus avec les chitinozoaires. Les deux zonations de pouvoirs réflecteurs sont presque identiques (Fig. 3.18 versus Fig. 3.17).

3.3.1.1.1.4 Avec les bitumes solides

Les iso-contours des pouvoirs réflecteurs des "pyrobitumes", ici essentiellement des bitumes indéterminés, et des sphérulites de bitume solide (Appendice 6A) sont respectivement illustrés dans les figures 3.19 et 3.20. Les valeurs de pouvoir réflecteur apparaissent dans les appendices 7C et D.

La réflectance des "pyrobitumes" est comprise entre 0,52 et 0,80% (Appendice 7C). Cette gamme de valeurs chevauche la partie supérieure de l'étendue des pouvoirs réflecteurs des scolécodontes et la partie inférieure de l'étendue des réflectances des chitinozoaires.

Malgré quelques similitudes, la zonéographie des pouvoirs réflecteurs des "pyrobitumes" diffère significativement de celle des zooclastes (Fig. 3.19). La crête des valeurs élevées de réflectance, orientée est-nord-est dans le centre de l'île, est à peine esquissée autour du puits ARCO. La zone des hautes valeurs de réflectance est considérablement déformée dans l'ouest de l'île; lorsque la réflectance des "pyrobitumes" est très élevée, certains des échantillons ont des pouvoirs réflecteurs de zooclastes parmi les plus bas, et vice-versa.

La gamme des pouvoirs réflecteurs moyens des sphérulites de bitume solide est plus large que celle des "pyrobitumes" (0,29 à 1,20%). En fait, elle inclut celle des "pyrobitumes" et des protobitumes réunis (voir Appendice 6A). La valeur de 1,20% est exceptionnelle.

La zonation des pouvoirs réflecteurs des gouttelettes de bitume diffère autant de celle des "pyrobitumes" que de celles des zooclastes. On trouve trois "points chauds" communs avec la zonation des pouvoirs réflecteurs des zooclastes: le premier, autour des échantillons # 15252-

53, le second autour des échantillons # 15291-92 et le troisième autour de l'échantillon # 15197 (comparer les Figs 3.17, 3.18 et 3.19 et voir la Fig. 2.1 et l'Appendice 6A). D'autre part, les zones à pouvoirs réflecteurs du "pyrobitume" élevés, situées dans le nord-ouest de l'île et autour de la Baie de Ellis, sont communes avec celles des chitinozoaires et des scolécodontes.

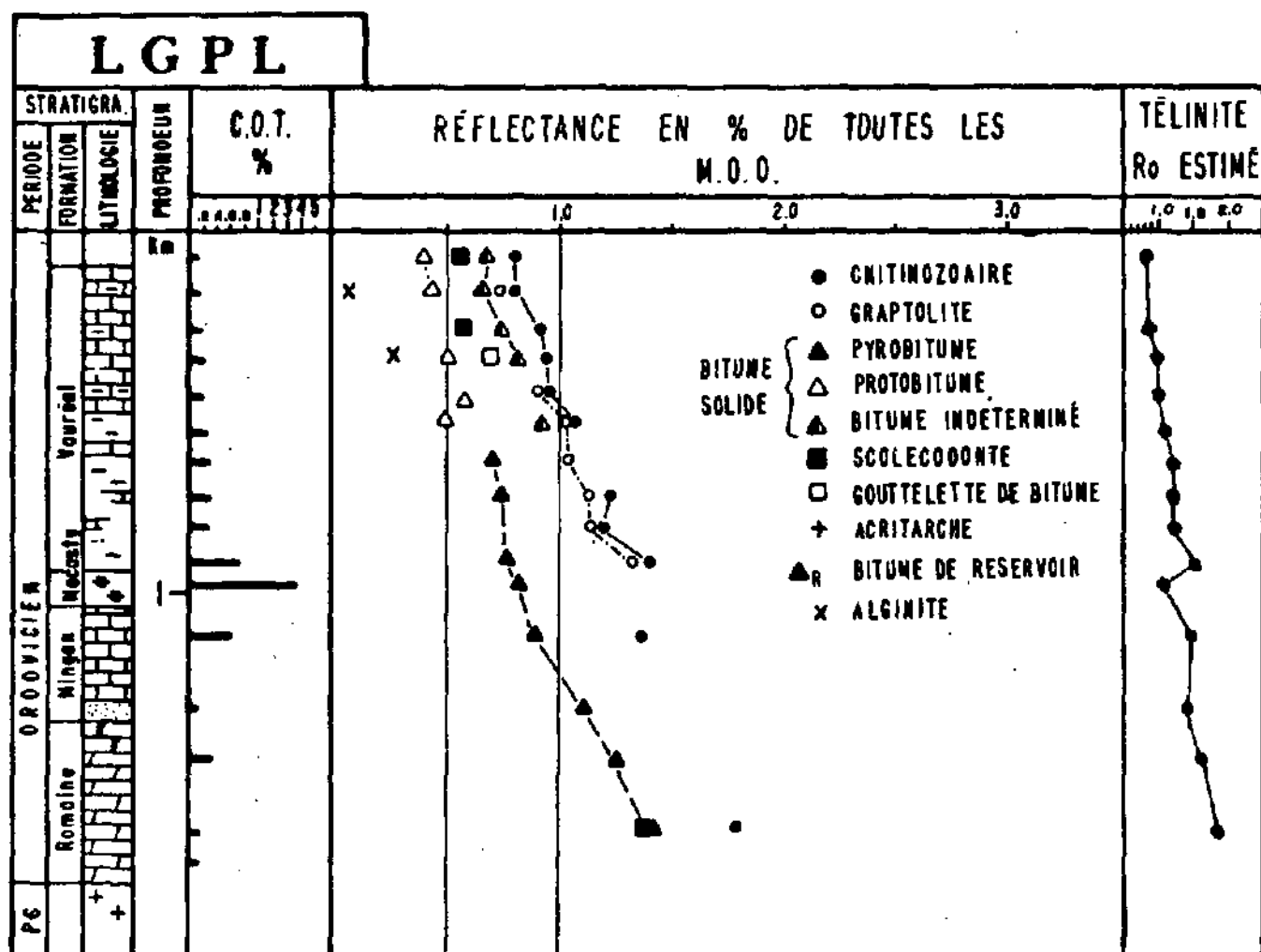


Figure 3.21. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits LGPL. Les profils stratigraphiques sont modifiés de Clark (1964), Roliff (1968) et Bertrand et al. (1976). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4B. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

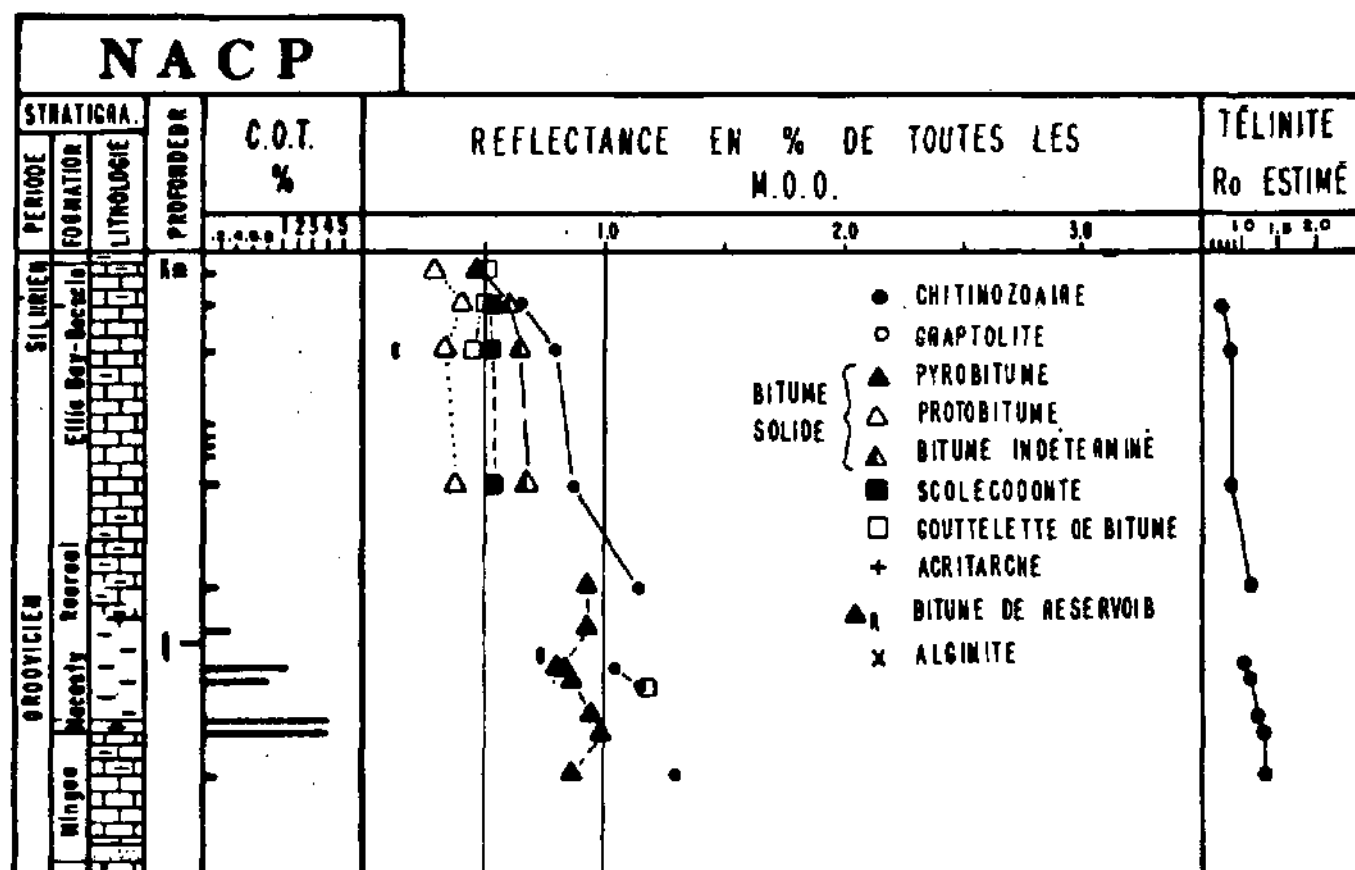
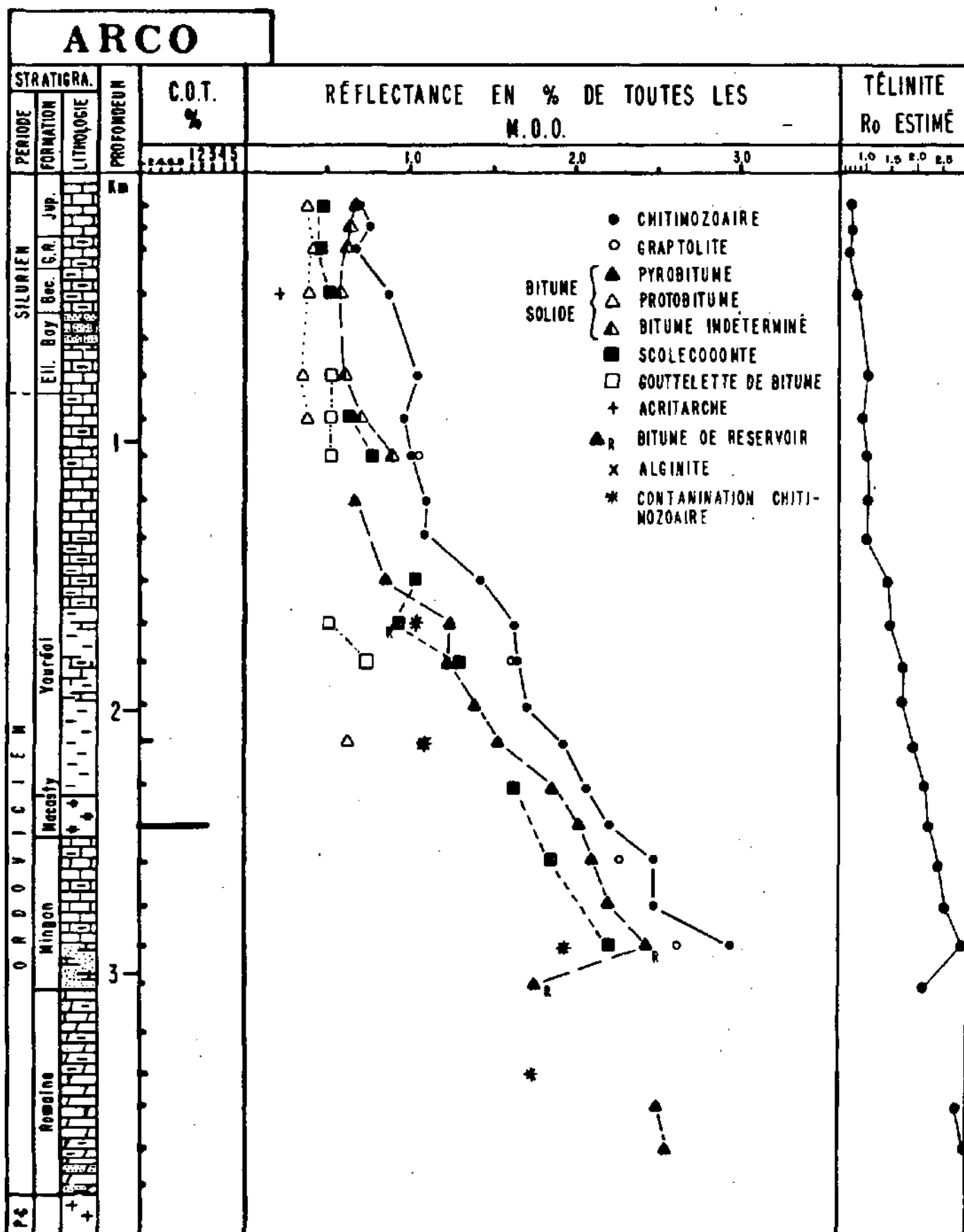


Figure 3.22. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits NACP. Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1975). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4B. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

Figure 3.23. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits ARCO. Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1974). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4B. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.



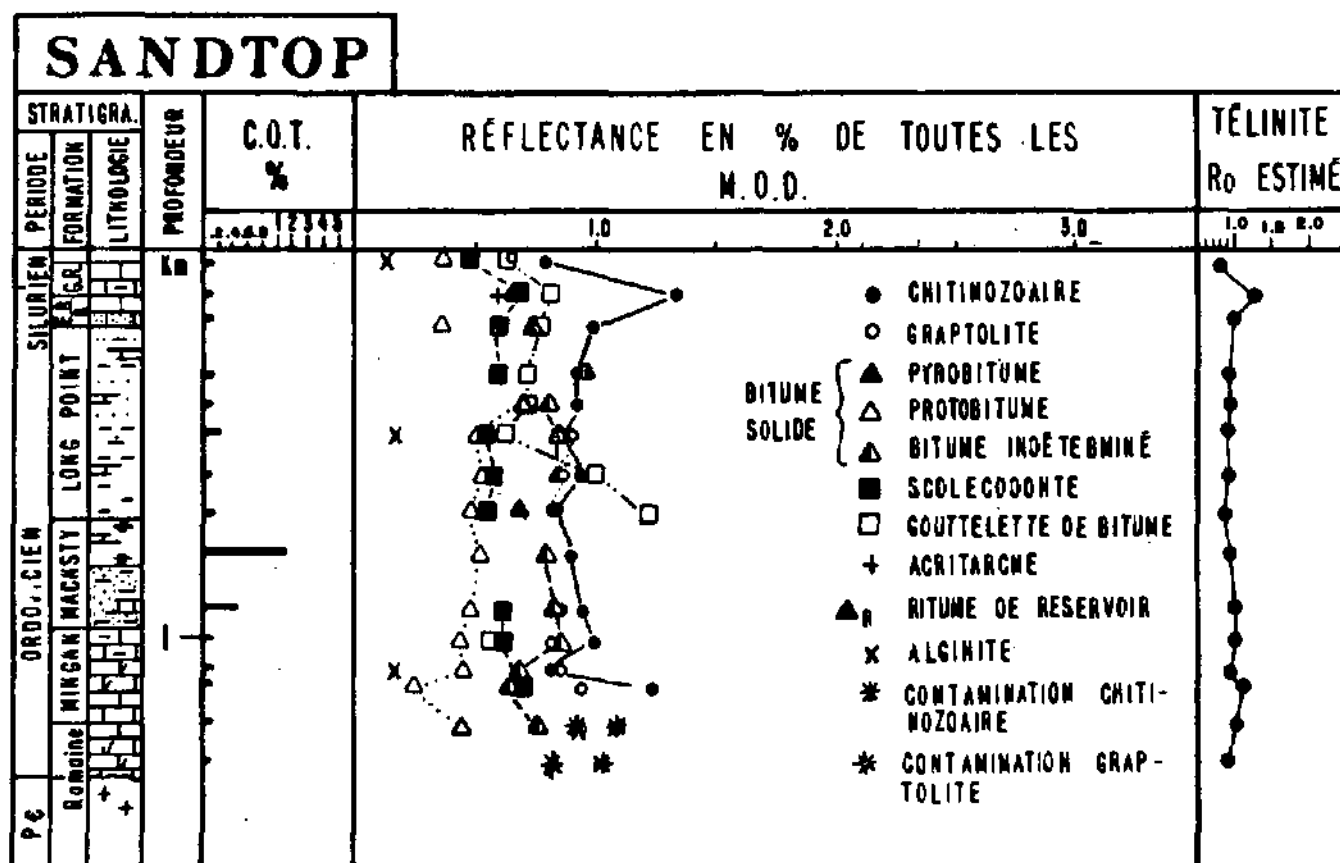


Figure 3.25. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Sandtop. Les profils stratigraphiques sont modifiés de Petryk (1981d). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4B. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

3.3.1.1.2 En subsurface

Les évolutions des pouvoirs réflecteurs des organoclastes les plus pertinents dans les cinq puits étudiés de l'île d'Anticosti (Appendice 6B), en fonction de la profondeur, sont illustrées dans les figures 3.21 à 3.25. Celles des puits LGPL et ARCO ont déjà été publiées dans Bertrand et Héroux (1987).

3.3.1.1.2.1 Puits LGPL

Le puits LGPL (Fig. 3.21) montre qu'au moins trois types de matière organique: les chitinozoaires, les graptolites et les bitumes solides, ont un profil d'évolution caractéristique de leur pouvoir réflecteur en fonction de la profondeur. Bien que très peu nombreux (trois valeurs moyennes), les scolécodontes montrent une augmentation de leur réflectance aussi marquée que celle des chitinozoaires. Si on exclut le croisement de la dernière valeur du profil des scolécodontes avec le profil du pyrobitume, les profils des organoclastes ne s'intersectent jamais; ils sont sub-parallèles.

Contrairement à ceux des zooclastes, le profil du bitume solide est dichotomique dans le demi-kilomètre supérieur du puits. La branche représentant les faibles valeurs de réflectance constitue le sous-profil du protobitume (voir 3.2.3.4.2). La branche aux valeurs élevées de pouvoir réflecteur forme le sous-profil du bitume indéterminé (voir 3.2.3.4.3). Dans le puits LGPL, ces deux sous-profils montrent des augmentations significatives du pouvoir réflecteur en fonction de la profondeur. A environ six cents mètres de profondeur (Appendice 6B: entre 549 et 626 mètres), ces branches sont remplacées par le sous-profil du pyrobitume qui affiche une augmentation continue des pouvoirs réflecteurs moyens. Toutefois, contrairement au segment inférieur du sous-profil du pyrobitume, le segment supérieur suggère une croissance plus lente des pouvoirs réflecteurs en fonction de la profondeur. Un prolongement hypothétique de cette partie du sous-profil du pyrobitume, en direction de la surface du puits, serait intermédiaire entre les sous-profils du protobitume et du bitume indéterminé.

Aucune hypothèse ne peut être faite sur l'évolution du pouvoir réflecteur des gouttelettes de bitumes ou des alginites avec la profondeur. Le nombre de points moyens est trop réduit.

3.3.1.1.2.2 Puits NACP

Dans le puits NACP (Fig. 3.22) les profils d'évolution du protobitume, du bitume indéterminé et des chitinozoaires sont très similaires à ceux du puits LGPL (Fig. 3.21). Ces profils sont placés dans le même ordre de pouvoir réflecteur croissant et les gradients du pouvoir réflecteur de chaque organoclaste, en fonction de la profondeur, sont semblables d'un puits à l'autre. Toutefois, en fonction de la profondeur, le profil de la réflectance des scolécodontes est trop court pour montrer une augmentation des pouvoirs réflecteurs similaire à celle observée dans le puits LGPL.

Le relais entre le protobitume et le bitume indéterminé d'une part, et le pyrobitume d'autre part, a lieu ici dans la Formation de Vauréal. La profondeur, entre 610 et 853 mètres, est un peu plus grande que dans le puits LGPL (Appendice 6B). Contrairement à ce qui se passe dans le puits LGPL, pour une gamme de valeurs équivalentes, le sous-profil du pyrobitume dans le sondage NACP (Fig. 3.22) ne montre aucune évolution du pouvoir réflecteur en fonction de la profondeur.

3.3.1.1.2.3 Puits ARCO

La profondeur atteinte et le lieu de son implantation font du puits ARCO (Fig. 3.23) celui qui donne l'aperçu le plus complet de la stratigraphie de l'île d'Anticosti. Des cinq puits étudiés de l'île d'Anticosti, celui-ci montre aussi les profils les plus continus de l'évolution de la réflectance des organoclastes.

Obtenues sur tous les échantillons, jusqu'à la base de la Formation de Mingan, les valeurs moyennes des pouvoirs réflecteurs sur les chitinozoaires nous apparaissent comme les meilleurs indicateurs de maturation thermique. Bien que moins complet que celui des chitinozoaires, le profil des réflectances des scolécodontes croît aussi régulièrement que celui des chitinozoaires (Fig. 3.23) avec l'enfouissement de la série. Pas assez nombreuses pour former un véritable profil, les quatre valeurs de réflectance moyenne des graptolites confirment néanmoins les résultats obtenus dans le puits LGPL.

Certains des échantillons de déblais de forage suggèrent une contamination par les niveaux supérieurs. Cette contamination est diagnostiquée essentiellement avec les chitinozoaires (Fig. 3.23).

La figure 3.23 suggère que le profil de la réflectance des zooclastes n'est pas rectiligne en fonction de la profondeur. Toutefois, Bertrand et Héroux (1987) ont montré que les profils sont redressés lorsque les moyennes de pouvoir réflecteur sont transformées en valeurs logarithmiques.

Comme dans les deux puits précédents (LGPL et NACP), le profil du bitume solide se subdivise en trois sous-profils. Les relations géométriques de ces sous-profils, entre eux et par rapport aux profils des zooclastes, restent à peu près les mêmes que dans les autres puits. Dans le kilomètre supérieur du sondage, les sous-profils du protobitume et du bitume indéterminé (Fig. 3.23) ont la même position relative sur l'échelle des pouvoirs réflecteurs que dans les puits LGPL et NACP (Figs 3.21 et 3.22). Bien que la corrélation ne soit pas très forte, c'est le bitume indéterminé qui montre la meilleure progression du pouvoir réflecteur avec la profondeur. D'autre part, après une baisse du pouvoir réflecteur par rapport au point inférieur du sous-profil du bitume indéterminé, le sous-profil du pyrobitume montre une progression des valeurs de réflectance aussi franche que celle des chitinozoaires en fonction de la profondeur.

Le profil des scolécodontes intersecte le sous-profil du pyrobitume dans le puits ARCO (Fig. 3.23) de façon beaucoup plus évidente que dans le puits LGPL. Cette dernière observation suggère, qu'en fonction de l'enfouissement des séries, le taux de progression du pouvoir réflecteur du pyrobitume est plus élevé que celui des scolécodontes.

Les trois échantillons de la base des Formations de Mingan et de Romaine (Appendice 6B: #15375, 15378 et 15379) contiennent assez de matière organique pour permettre de prendre des mesures de réflectance (6 à 21 mesures). Les valeurs de pouvoir réflecteur, obtenues sur le pyrobitume ou sur le bitume de réservoir, sont anormalement basses par rapport aux valeurs hypothétiques prévues avec le profil du pyrobitume lorsque ce dernier est prolongé vers le bas.

Ces anomalies suggèrent des migrations tardives ou des problèmes de contamination dans les Formations de Mingan ou de Romaine par les unités stratigraphiques sus-jacentes.

Les acritarches et des gouttelettes de bitumes ne sont pas observés de façon assez continue dans le sondage pour permettre de suggérer des hypothèses sur le comportement des pouvoirs réflecteurs de ces organoclastes, en fonction de l'enfouissement des séries. Les résultats préliminaires sur les acritarches confirment toutefois les résultats de Goodarzi et al. (1985), qui concluent que ces kystes d'algues ont, pour un niveau de maturation thermique équivalent, un pouvoir réflecteur plus bas que les zooclastes et les bitumes solides.

3.3.1.1.2.4 Puits LGCP

Très peu profond et probablement disséqué par une faille normale qui a fait disparaître les facies de la base de la Formation de Mingan et le sommet de la Formation de Romaine (Bertrand et al., 1975), le puits LGCL (Fig. 3.24) ne montre pas les belles progressions des pouvoirs réflecteurs observées dans les trois puits précédents (LGPL, NACP et ARCO).

La position relative des profils des chitinozoaires, des graptolites et des scolécodontes, par rapport à l'axe des pouvoirs réflecteurs, reste toutefois la même que celle observée dans les autres puits. Il en va de même pour les deux sous-profils de bitume solide présents: celui du protobitume et celui du bitume indéterminé (Fig. 3.24). En terme de pouvoirs réflecteurs, la gamme de valeurs des deux types de bitumes solides observés dans le puits LGPL est identique à celle observée dans les trois puits précédents.

Même si toutes les unités stratigraphiques de l'Ordovicien de la série de l'île d'Anticosti sont traversées dans ce sondage LGCP, le niveau de maturation thermique atteint, à niveaux stratigraphiques équivalents, est toujours moins élevé que celui des autres puits. Par contre, près de la surface, le degré de maturation est à peu près le même que celui observé dans les puits NACP et ARCO (Figs 3.22 et 3.23). Seul le puits LGPL (Fig. 3.21) est un peu plus mature que les autres au niveau de l'affleurement. Ces observations sont confirmées par les cartes de la zonation des pouvoirs réflecteurs des chitinozoaires et des scolécodontes des échantillons de surface (Figs 3.17 et 3.18).

3.3.1.1.2.5 Puits Sandtop

Un peu plus profond que le puits LGCP, le puits Sandtop (Fig. 3.25) ne montre pas la belle progression des valeurs de pouvoir réflecteur observée dans les puits LGPL, NACP et ARCO. La position relative des profils de valeurs de réflectance des divers organoclastes respecte quand même les règles observées dans les quatre puits précédents.

Trois hypothèses permettent d'expliquer les différents aspects que montrent les profils de réflectance de la figure 3.25, par rapport à ceux des autres puits:

- a) la présence d'une anomalie thermique,
- b) la contamination des échantillons,
- c) la lithostratigraphie particulière de la série dans le contexte de celle de l'île d'Anticosti.

Le milieu de la Formation de Gun River, un shale gris vert coincé entre deux épaisses unités de calcaire presque pur, est le lieu d'une anomalie "thermique" importante à l'échelle de cette région. En effet, dans l'échantillon correspondant à l'intervalle compris entre 79 et 107 roètres, des valeurs de pouvoir réflecteur anormalement élevées sont observées. Ces valeurs produisent les pics observés sur les profils des chitinozoaires, des scolécodontes et des acritarches dans la figure 3.25. Ces valeurs anormales sont associées à un début de cokéfaction des bitumes, diagnostiqué par l'abondance des gouttelettes de mésophase, qui sont anisotropes et qui possèdent une structure radiale. Toutefois, le pouvoir réflecteur relativement faible de ces gouttelettes de mésophase (Appendice 6B: $R_{O \text{ moyen}} = 0,97\%$) suggère une surchauffe qui n'a pas été extrême.

L'analyse pétrographique suggère une contamination presque généralisée des échantillons de déblais de la série. Les principaux contaminants sont des fragments de bois et de peinture. Ces contaminants ont probablement été ajoutés dans la boue de forage ou incorporés dans les déblais lors de l'usure des trépan. L'aspect des profils des pouvoirs réflecteurs suggère que les échantillons sont aussi contaminés par des retombées provenant de niveaux stratigraphiques plus friables. Le profil le plus continu de la figure 3.25, celui des chitinozoaires, permet de connaître l'origine de ces contaminations.

Dans le premier échantillon, le pouvoir réflecteur moyen des chitinozoaires est de 0,79%. Cette valeur est normale dans le contexte régional. A partir du troisième échantillon, celui qui suit l'échantillon anormalique, le pouvoir réflecteur des chitinozoaires diminue considérablement. Il reste toutefois très supérieur ($R_{O \text{ chitino.}} = 0,98\%$) au pouvoir réflecteur du premier échantillon. Dans les cinq échantillons sous-jacents de la Formation de Long Point, le pouvoir réflecteur des chitinozoaires décroît plutôt que d'augmenter en fonction de la profondeur. Ce phénomène suggère fortement que la matière organique des 30 mètres de strates argileuses aux pouvoirs réflecteurs élevés du sondage (le shale vert de la Formation de Gun River), contamine presque tous les échantillons de la Formation de Long Point. Peu carbonatée et boueuse, la lithologie de la Formation de Long Point est peut être aussi plus favorable aux retombées et aux éboulements des parois du puits que les autres formations traversées par le sondage.

Cette contamination diminue progressivement avec l'éloignement du shale vert de la Formation de Gun River. Mais, la contamination reste perceptible jusqu'à près de 650 mètres, près de la base de la Formation de Long Point. A partir du sommet de la Formation de Macasty, jusqu'à la base de la Formation de Mingan, les pouvoirs réflecteurs des chitinozoaires progressent normalement en fonction de la profondeur.

Les chutes des pouvoirs réflecteurs observées avec les chitinozoaires dans la Formation de Mingan (#15405) et dans la Formation de Romaine (#15407 et 15408) et la relation anormale entre le pouvoir réflecteur des graptolites et celui des chitinozoaires dans la Formation de Mingan (#15405) sont probablement reliées à des phénomènes de contamination. Vu la pauvreté des échantillons en carbone organique, les effets de la contamination sur les résultats d'analyses sont probablement amplifiés.

3.3.1.2 Dans le nord-est de la Gaspésie

3.3.1.2.1 En surface

3.3.1.2.1.1 Généralités

A l'exclusion des six analyses de la coupe de la Rivière au Renard, le nord-est de la Gaspésie compte cent quinze analyses de réflectance (Appendice 7E à 7I) réparties dans cent douze localités (2.1.3). Pour une région dont l'étendue est au moins deux fois plus petite, c'est deux fois plus d'analyses que dans l'île d'Anticosti. La géologie de la région, beaucoup plus complexe que celle de l'île d'Anticosti, exigeait cette densité des analyses.

La zone taconique exclue, le nord-est de la Gaspésie est divisée en trois blocs tectoniques par des failles qui traversent toute la région (Fig. 1.9). Ces discontinuités tectoniques exigent que des zonations de pouvoirs réflecteurs soient établies de façon indépendante dans chacun des blocs. Ces discontinuités et l'occurrence d'au moins deux types de séries aux facies organiques très différents (3.2.3.2), ramènent à moins de 38 valeurs de réflectance moyenne, le nombre de points de contrôle par bloc tectonique. Pour arriver à faire une zonation qui soit fiable, le taux de réussite de l'échantillonnage du nord-est de la Gaspésie doit donc être au moins aussi bon que dans l'île d'Anticosti. Or, avec les organoclastes qui sont potentiellement valables comme indicateur de maturation: télinite (38%), télcollinite (43%), collorésinite (17%), chitinozoaires (30%), scolécodontes (18%) et pyrobitume (30%), le taux de réussite général du nord-est de la Gaspésie ne dépasse pas quarante-trois pour-cent.

Avec un total de quarante-neuf valeurs de pouvoir réflecteur, la télcollinite permet d'obtenir une zonation des pouvoirs réflecteurs dans le Bloc centre seulement (vingt-cinq points). La semifusinite, indicateur plus médiocre, a un taux de réussite à peine plus élevé (47%). Avec le "pyrobitume", incluant bitume indéterminé et pyrobitume, le pourcentage de réussite grimpe à 70%. Cependant, les résultats de Bertrand et Héroux (1987) montrent que, dans les séries carbonatées, seul le pyrobitume doit être utilisé que comme indicateur de maturation.

Ce problème de nombre de valeurs de réflectance moyenne par bloc tectonique, a rendu irréaliste notre objectif visant à construire des cartes d'iso-valeurs de pouvoir réflecteur pour les zooclastes, le bitume solide, comme dans l'île d'Anticosti, et pour tous les types de vitrinite. Donc, dans une première étape de l'interprétation des données, les cartes de valeurs de pouvoirs réflecteurs moyens, sans interprétation de contours zonéographiques, sont utilisées. Des cartes de contours d'iso-réflectances ne pourront être construites qu'à une étape ultérieure de l'analyse des données de la surface du nord-est de la Gaspésie.

3.3.1.2.1.2 Les zooclastes (chitinozoaires-scolécodontes)

Les chitinozoaires dans la Ceinture tectonique montrent des pouvoirs réflecteurs nettement supérieurs à ceux de la série siluro-dévonienne (Appendice 7E). Dans cette dernière série, les valeurs les plus basses sont observées près de la péninsule de Forillon.

Dans le Bloc nord, les pouvoirs réflecteurs augmentent en fonction de l'enfouissement des séries, des Grès de Gaspé vers le Groupe de Chaleurs, et à niveau stratigraphique équivalent, ils croissent d'est en ouest. Les données de coupe de la rivière Darmouth montrent par contre une relation inattendue; les pouvoirs réflecteurs des chitinozoaires augmentent du nord vers le sud, c'est-à-dire dans le sens contraire de l'enfouissement des séries.

Dans le Bloc centre, les réflectances sont un peu plus basses dans l'anticlinal du Mont de la Télévision (voir Fig. 1.9) que dans les régions du mont Serpentine et du prolongement de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean (Appendice 7E).

Dans le Bloc sud, les chitinozoaires observés dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, en bordure de la faille du Troisième Lac, sont nettement plus matures que ceux trouvés dans le coeur des anticlinaux du Mont Bald et de Mississippi (Appendice 7E).

La distribution tectonique et lithostratigraphique des valeurs de pouvoir réflecteur des scolécodontes (Appendice 7F) suggère une zonation semblable à celle des chitinozoaires. Avec seulement vingt réflectances moyennes, le nombre de points de contrôle est toutefois trop petit pour préciser les observations faites avec les chitinozoaires.

3.3.1.2.1.3 Les phytoclastes (télinite-télocollinite-collorésinite)

A) La télinite

Contrairement aux chitinozoaires, les phytoclastes ne sont observés que dans la partie siluro-dévonienne de la série du nord-est de la Gaspésie.

Dans le Bloc nord, la télinite montre des pouvoirs réflecteurs croissant d'est en ouest. Le même phénomène s'observait avec les chitinozoaires (Appendice 7E). Dans l'ensemble du Bloc nord, la télinite montre aussi une diminution des réflectances avec l'enfouissement des séries (Appendice 7G).

La zonation des pouvoirs réflecteurs de la télinite dans le Bloc centre est plus complexe. La partie centrale est un peu moins mature que les frontières nord et sud du bloc (Appendice 7G). De plus, dans la coupe du ruisseau Gravelly, prolongeant le flanc nord de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, une inversion stratigraphique des pouvoirs réflecteurs, semblable à celle du Bloc nord, est observée.

Ce phénomène montre qu'à partir de la faille du Troisième Lac, en montant dans la série des Calcaires Supérieurs de Gaspé, les pouvoirs réflecteurs de la télinite décroissent d'abord normalement. Dans la zone de passage avec les Grès de Gaspé, au lieu de continuer à diminuer, les pouvoirs réflecteurs se mettent à remonter. Enfin, toujours plus haut dans la stratigraphie, dans le prolongement est de la coupe du ruisseau Gravelly, situé dans la rivière de l'Anse-à-Brillant et dans le ruisseau de la Petite Fourche, les pouvoirs réflecteurs de la télinite dans les Formations de York River et de Battery Point diminuent à nouveau normalement (Appendice 7G).

Dans le Bloc sud, le même genre d'inversion est observé sur le flanc sud de l'anticlinal de Mississippi. Toutefois, l'augmentation du pouvoir réflecteur de la télinite, en fonction de l'enfouissement des séries, reste le phénomène dominant dans le Bloc sud. Les valeurs de réflectance observées:

- a) élevées à la base des Calcaires Supérieurs de Gaspé ($R_0 = 1,43\%$ dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean),

- b) qui diminuent au sommet des Calcaires Supérieurs de Gaspé ($R_0 = 0,91$ à $1,02\%$ dans l'anticlinal de Mississippi),
- c) légèrement plus faibles à la base de la Formation de York River ($R_0 = 0,75$ à $1,03\%$)
- d) et encore moins élevées près du sommet de la Formation de Battery Point ($R_0 = 0,71$ à $0,85\%$: coupe de la rivière Malbaie),

appuient cette hypothèse d'inversion stratigraphique des pouvoirs réflecteurs.

B) La télcollinite

Avec seulement neuf points de contrôle, la télcollinite permet uniquement de suggérer une zonation des pouvoirs réflecteurs semblable à celle de la télinite dans le Bloc nord (Appendice 7H).

Sauf dans la coupe du ruisseau Gravelly, la télcollinite met bien en évidence la faible maturité thermique de l'axe central du Bloc centre par rapport à ses frontières nord et sud. Dans le ruisseau Gravelly, les pouvoirs réflecteurs montrent une augmentation anormale en montant dans la stratigraphie (Appendice 7H).

Malgré un nombre de points de contrôle plus réduit qu'avec la télinite, les valeurs moyennes de réflectance de la télcollinite suggèrent l'influence prépondérante de l'enfouissement comme facteur de maturation des séries dans le Bloc sud (Appendice 7H). Sur le flanc nord de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, la base des Calcaires Supérieurs de Gaspé affiche un pouvoir réflecteur élevé pour la télcollinite ($R_0 = 1,21\%$). Dans la série de grès de la Formation de York River, coincée entre l'anticlinal du Mont Bald et l'anticlinal de Mississippi, on observe des valeurs moyennes de réflectance de la télcollinite régionalement très basses ($R_0 = 0,50\%$: Appendice 7H).

C) La collorésinite

Avec seulement vingt valeurs sur l'ensemble du territoire, la collorésinite ne laisse apparaître que les grands traits zonéographiques des pouvoirs réflecteurs (Appendice 7I). Mais la progression inverse des valeurs moyennes de réflectance, observée avec les autres macéraux, reste discernable dans le Bloc nord.

Dans la coupe de la rivière de l'Anse-à-Brillant, entre la série du Bloc centre et celle du Bloc nord, un saut important du pouvoir réflecteur est observé dans les roches de la Formation de Battery Point. Affichant une valeur de 0,42 pour-cent dans le Bloc centre, le pouvoir réflecteur de la collorésinite dépasse 1,0 pour-cent deux kilomètres plus loin, dans le Bloc nord (Appendice 7I).

Dans le Bloc sud, la réflectance de la collorésinite est régionalement plus élevée dans l'est du bloc (coupe de la rivière Malbaie) que dans l'ouest.

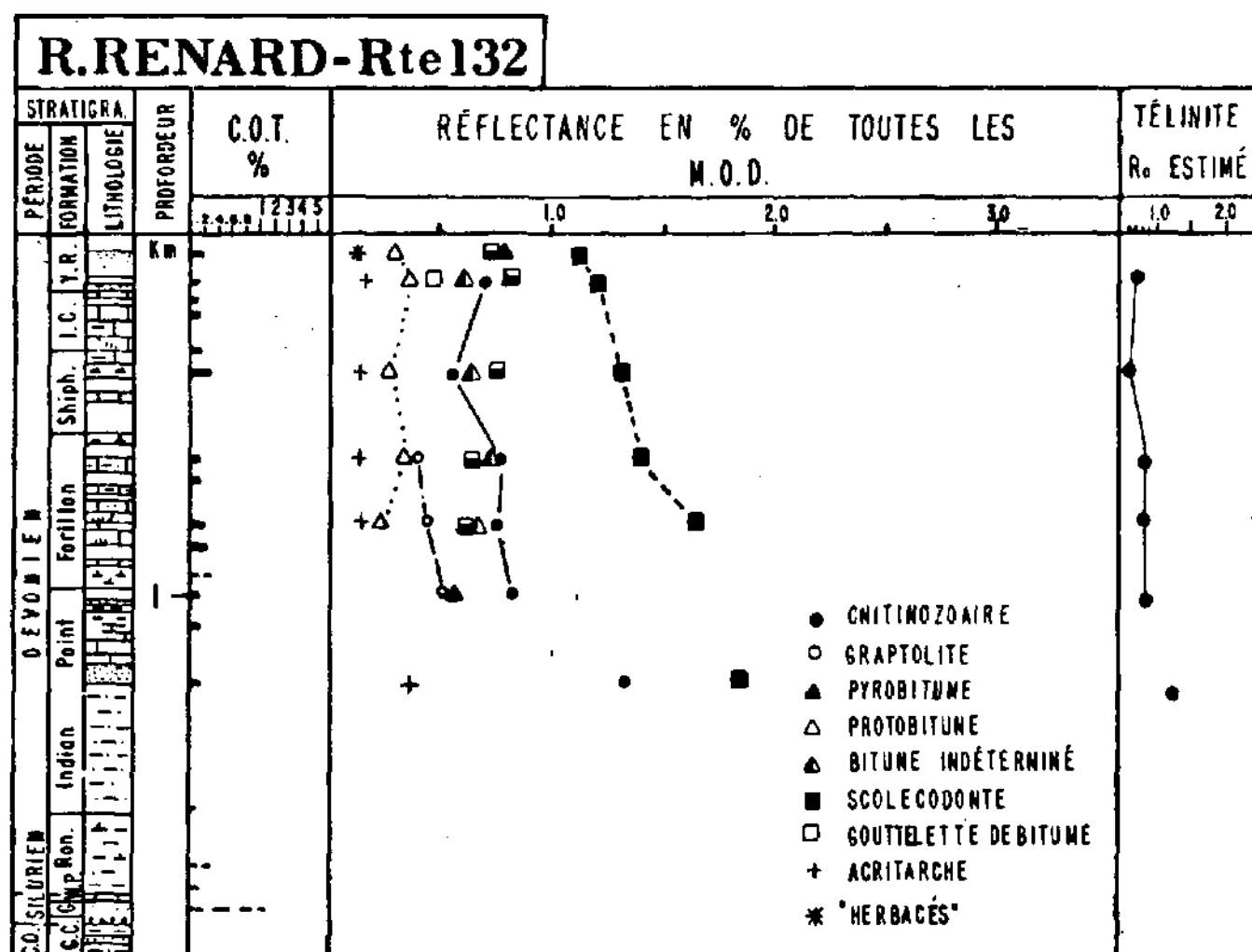


Figure 3.26. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Rivière au Renard (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de l'INRS-Géoressources (1983). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE R_o ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

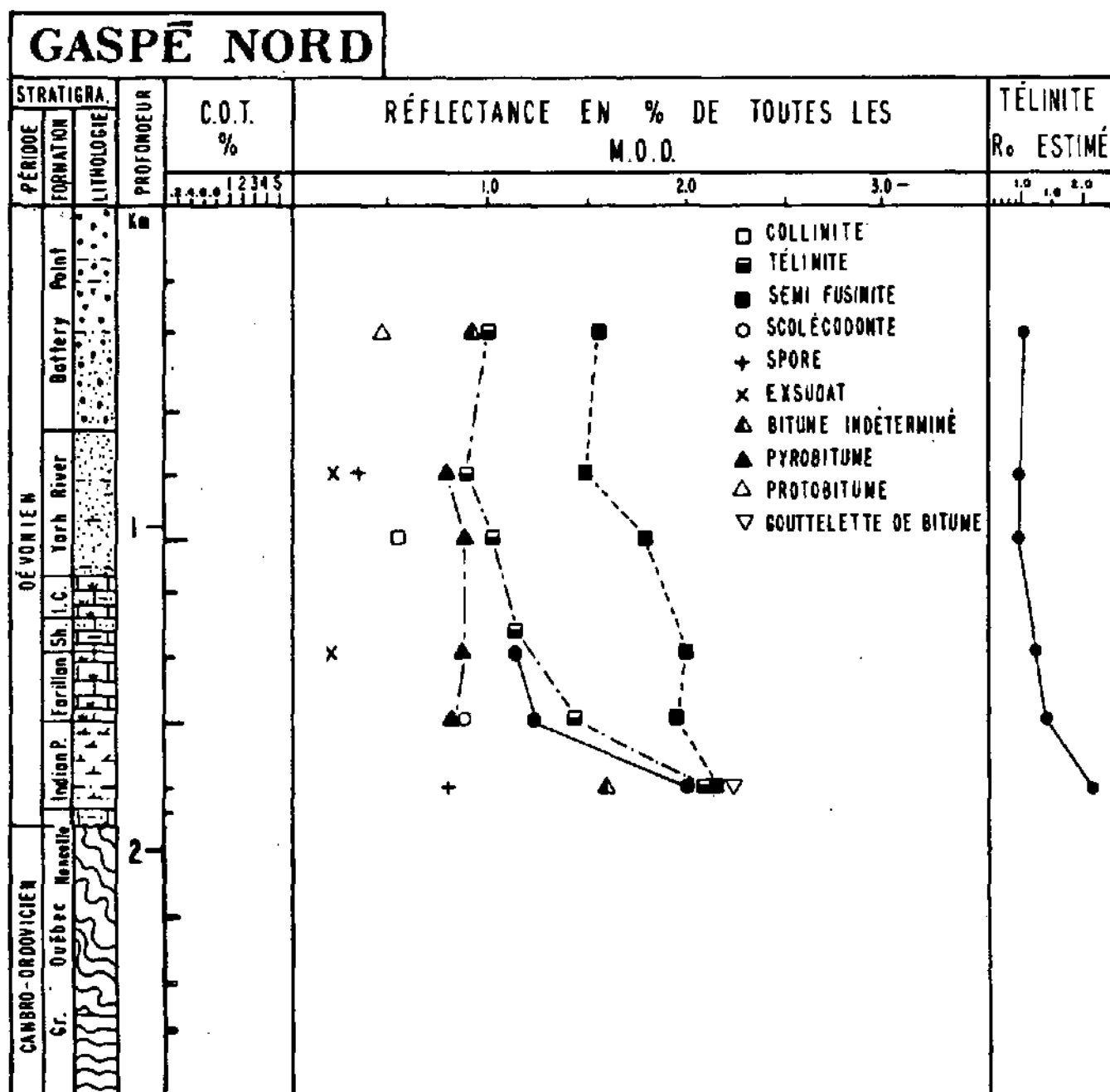


Figure 3.27. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens des types d'organoclastes observés dans le puits Gaspé Nord (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE R_o ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

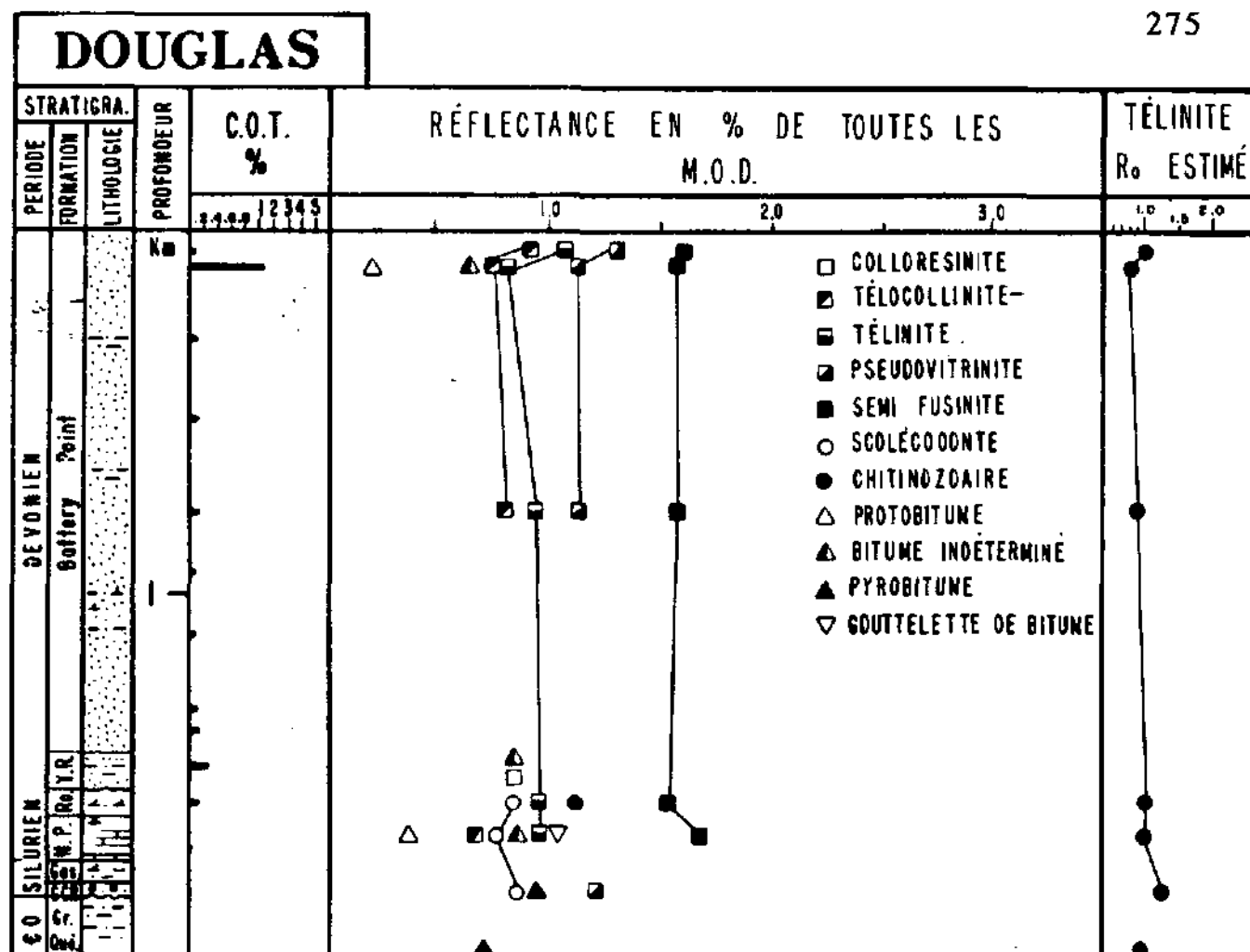


Figure 3.28. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Douglas (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE R_o ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

3.3.1.2.2 En subsurface et coupes de terrains

3.3.1.2.2.1 Bloc nord

A) Rivière-au-Renard et route 132, parc de Forillon

Ces coupes (Appendice 6E), étudiées par les auteurs antérieurs (INRS-Géoressources, 1983) ont servi à illustrer les avantages de la préparation pétrographique utilisée (Bertrand et al., 1985; Bertrand, 1985) et ont conséquemment été décrites en détail dans ces travaux antérieurs.

Sur une épaisseur stratigraphique d'un peu moins de un kilomètre, les pouvoirs réflecteurs des organoclastes montrent des évolutions irrégulières en fonction de l'enfouissement (Fig. 3.26). Le pouvoir réflecteur de la semifusinite est régulièrement décroissant en montant dans la stratigraphie. Au contraire, la télinite montre un pouvoir réflecteur légèrement croissant lorsqu'on monte dans la série. Ces valeurs sur la télinite sont indifféremment inférieures ou supérieures aux pouvoirs réflecteurs des chitinozoaires. Quant aux pouvoirs réflecteurs des scolécodontes, du protobitume et du bitume indéterminé, des relations semblables à celles trouvées avec les chitinozoaires dans l'île d'Anticosti sont observées. D'autre part, les spores ont des pouvoirs réflecteurs nettement inférieurs à ceux des autres organoclastes.

L'échantillon unique de la coupe de la Rivière-au-Renard montre des pouvoirs réflecteurs nettement supérieurs à ceux de la coupe du parc de Forillon (Fig. 3.26: 1235 m).

B) Puits Gaspé Nord

Après un début hésitant, les profils des phytoclastes montrent des pouvoirs réflecteurs croissant avec la profondeur (Fig. 3.27). La réflectance de la télinite croît même très rapidement dans la Formation d'Indian Point (#14355, 1800 m: Appendice 6E). Les chitinozoaires, le pyrobitume et les spores suivent l'augmentation du pouvoir réflecteur de la télinite.

Ces résultats suggèrent un gradient thermique élevé ou une origine allochtone pour cette matière organique. En effet, dans deux échantillons, respectivement à quatre cents et à six

cents mètres plus bas, dans des roches métamorphiques attribuées au Super-groupe de Québec (Amyot, 1984), les auteurs antérieurs ont observé des bitumes solides aux pouvoirs réflecteurs extrêmement élevés dans le contexte régional (INRS-Géoresources, 1983: R_o 2200 m = 8 % et R_o 2400 m = 7,3 %). La présence de chitinozoaires dans la Formation d'Indian Point (Pl. 8.2a et b: R_o = 1,84 à 2,11 %), très bien conservés, dont l'aspect est similaire aux formes siluriennes des genres *Ancyrochitina* et *Gotlandochitina*, appuie plutôt l'hypothèse d'un gradient géothermique élevé plutôt que celle d'une origine allochtone des chitinozoaires.

C) Puits Douglas

La principale caractéristique des organoclastes observés dans le puits Douglas est la grande stabilité de leur pouvoir réflecteur (Fig. 3.28). À l'exception du premier échantillon, situé dans la Formation de Battery Point, et du dernier échantillon, trouvé dans la partie silurienne de la série (Formation de Griffon Cove River), les pouvoirs réflecteurs des phytoclastes ne varient presque pas. Les auteurs antérieurs avaient observé le même phénomène (INRS-Géoresources, 1983). Cette observation est basée sur les pouvoirs réflecteurs de la vitrinite (pseudovitrinite, télinite, télcollinite et collorésinite), des scolécodontes (Groupe de Chaleurs) et des chitinozoaires (Formation de Roncelles) (Fig. 3.28).

Les pouvoirs réflecteurs des phytoclastes de l'échantillon supérieur du puits sont anormalement élevés par rapport à ceux des échantillons sous-jacents. Il faut toutefois tenir compte que cet échantillon est aussi le plus pauvre en matière organique (COT# 14202 = 0,11 %, 55 m: Appendice 4D). Cette pauvreté relative peut expliquer cette anomalie. En effet, la matière organique d'un échantillon pauvre en matière organique a plus de chance d'être contaminée par de la matière organique allochtone que celle d'un échantillon riche comme celui qui suit (COT# 14203 = 1,32 %, 100 m: Appendice 4D). Le pouvoir réflecteur de cet échantillon pauvre en matière organique peut conséquemment être modifié de façon plus importante que ceux des échantillons sous-jacents.

Le bitume solide observé dans l'échantillon du socle (Groupe de Québec) montre un pouvoir réflecteur plus bas que le pyrobitume de la Formation de Griffon Cove River sus-

jacente (Fig. 3.28). Les auteurs antérieurs ont identifié au groupe des exinites la matière organique de cet échantillon du socle. Son pouvoir réflecteur était dans le prolongement de la droite de régression des exinites, droite calculée à partir des données de la partie siluro-dévonienne de la série (INRS-Géoressources, 1983: Fig. 6c). Ce type de matière organique, essentiellement amorphe en lumière transmise, mais montrant des plages réfléchissantes en lumière réfléchie, est interprété dans nos travaux comme étant du bitume solide.

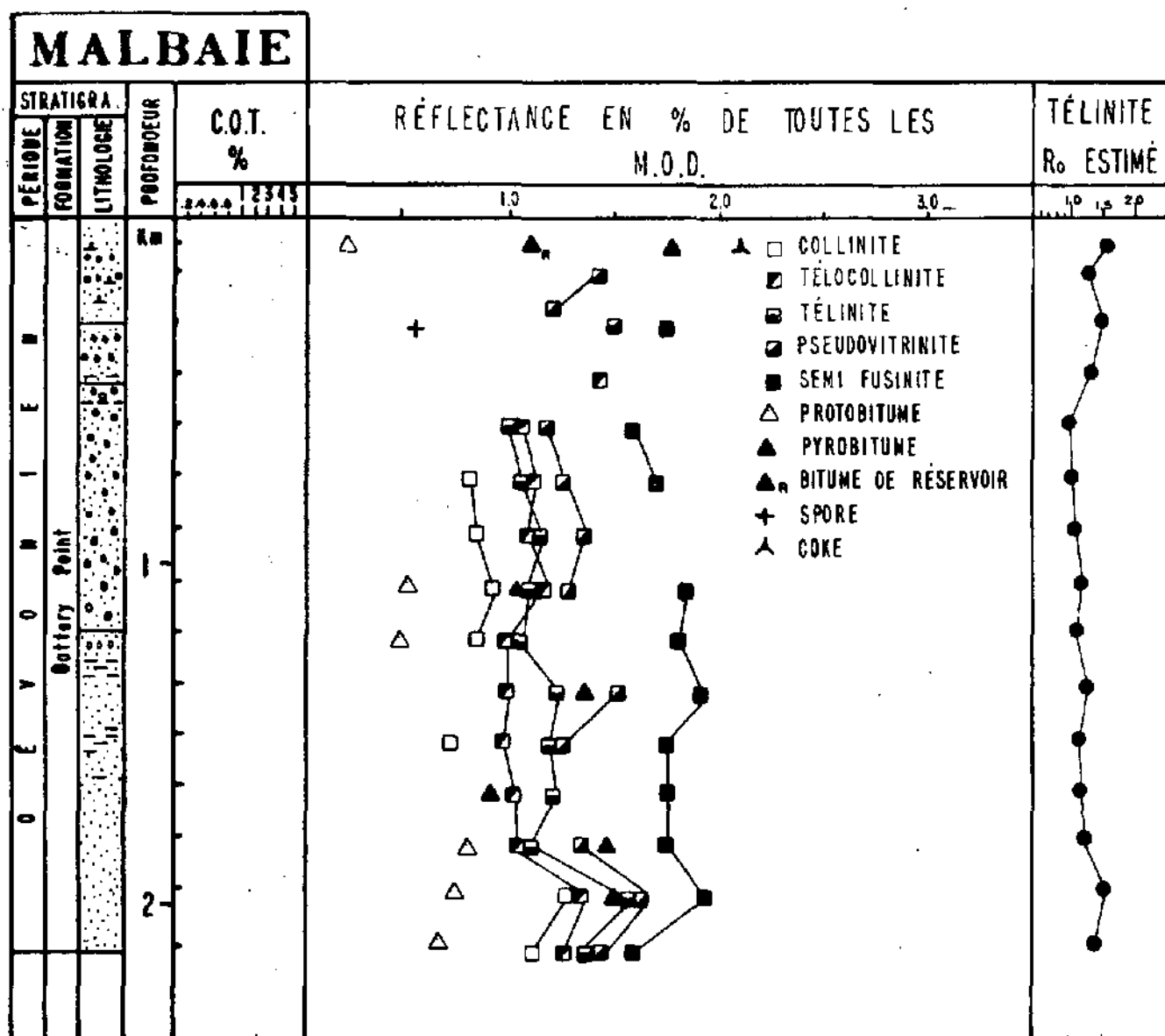


Figure 3.29. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Malbaie (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

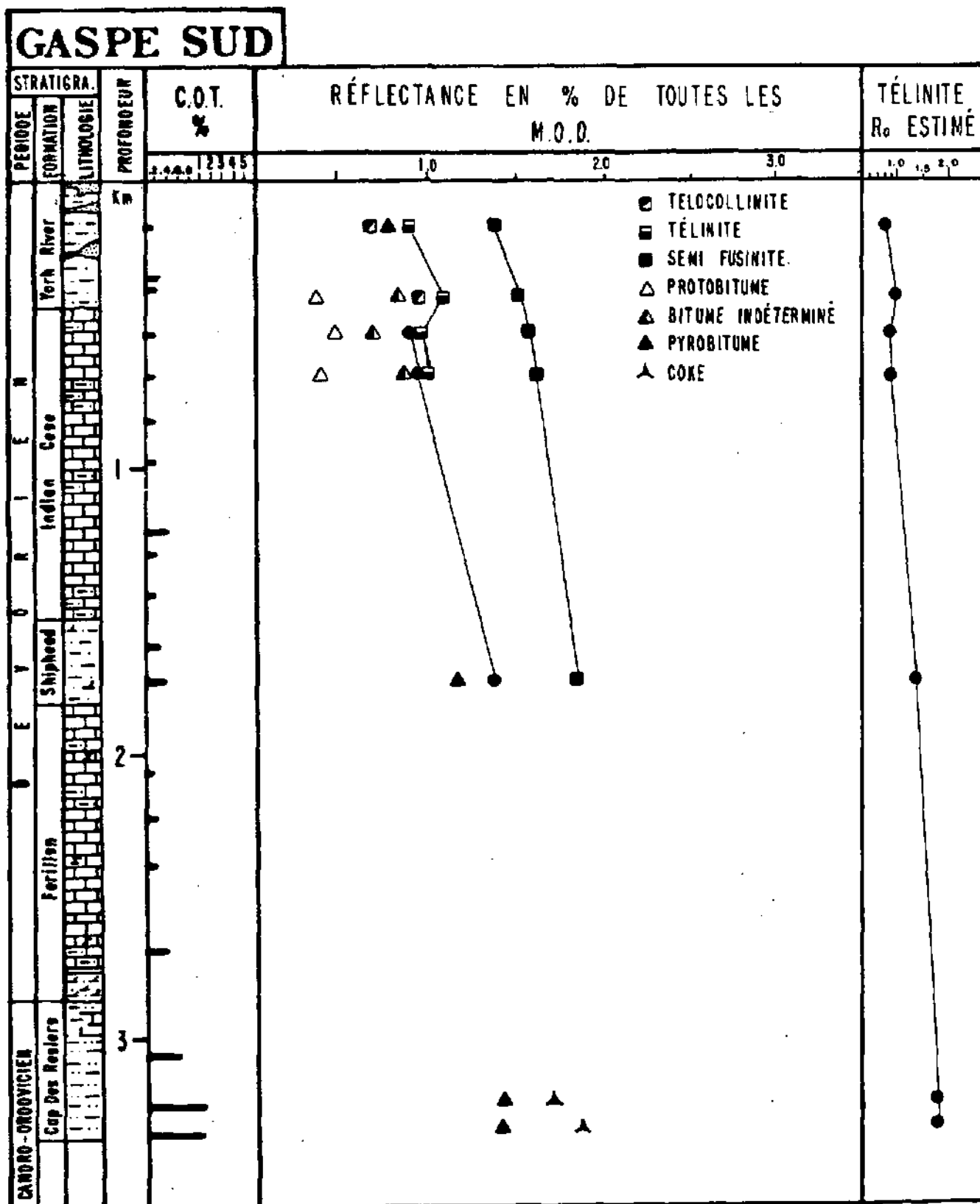


Figure 3.30

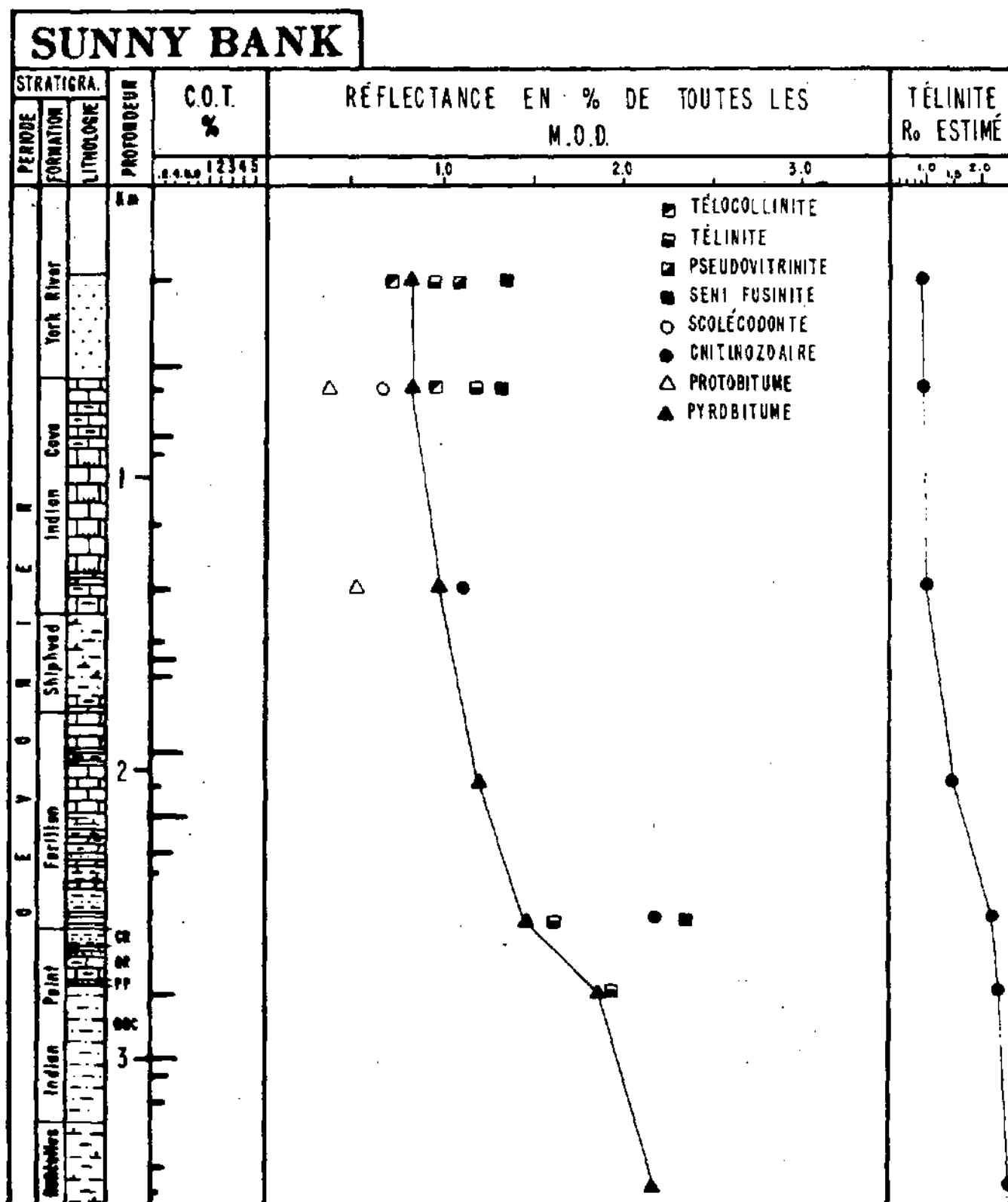


Figure 3.31

Figure 3.30. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Gaspé Sud (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

Figure 3.31. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Sunny Bank (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE Ro ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

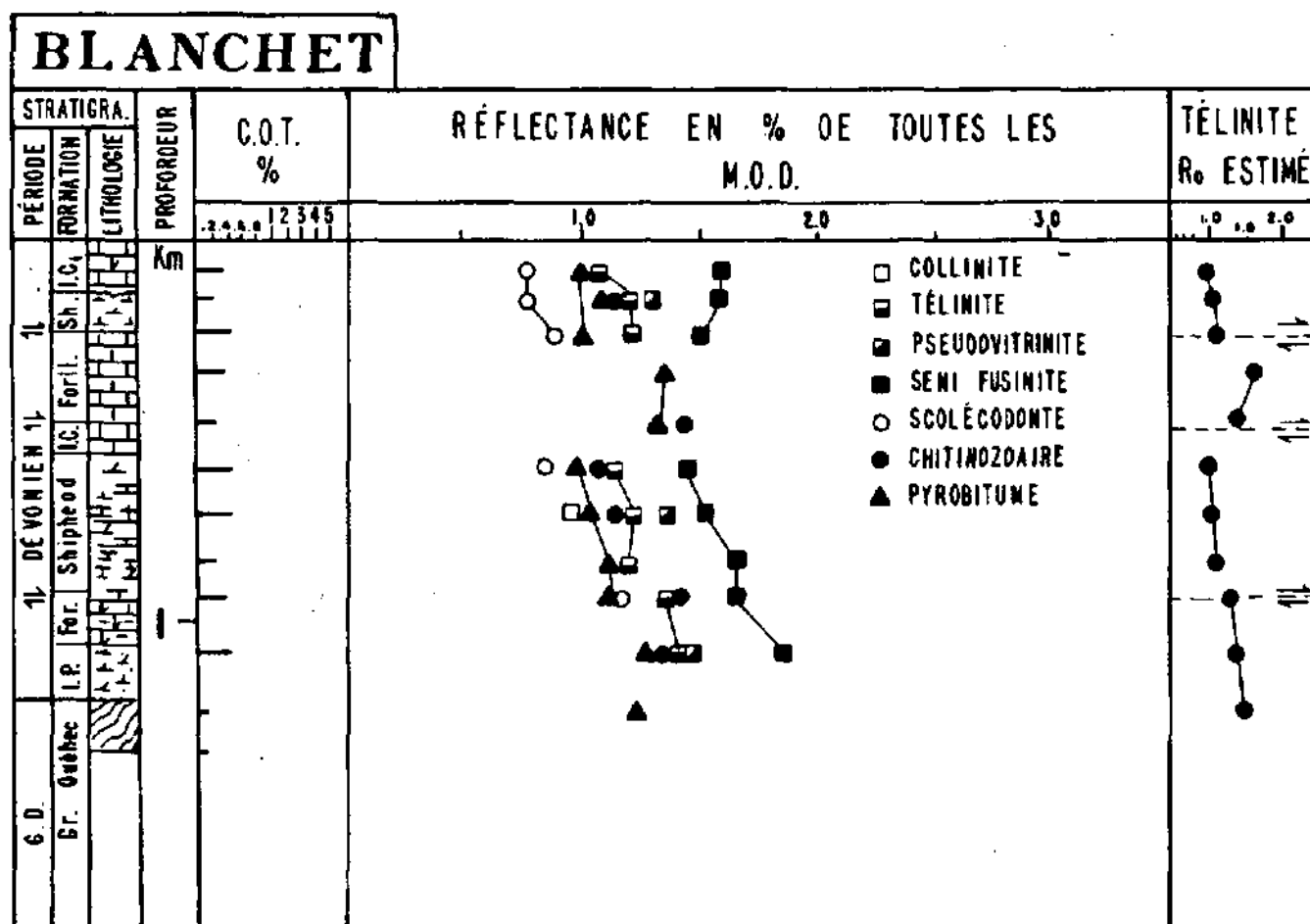


Figure 3.32. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits Blanchet (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE R_o ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

3.3.1.2.2.2 Bloc centre

A) Puits Malbaie

Ce puits, très pauvre en matière organique ($COT > 0,03\%$ de 0 à 600 m, $COT_{moyen} = 0,07\%$ de 705 à 2125 m), contient surtout des phytoclastes (Fig. 3.29).

Dans les six cents premiers mètres du puits, les organoclastes identifiés sont rares et leurs pouvoirs réflecteurs sont élevés (Fig. 3.29) et apparemment décroissants en fonction de la profondeur. Le premier échantillon, situé entre 20 et 55 mètres de profondeur, est caractérisé par la présence de coke naturel (Pl. 11.12).

A partir de 705 mètres de profondeur, on observe une augmentation assez régulière et continue du pouvoir réflecteur de tous les types de phytoclastes (collorésinite, télcollinite, télinite et semifusinite). Une baisse significative de la réflectance des phytoclastes n'est observée que dans le dernier échantillon (2075 à 2125 m). Toutefois, cette baisse n'est relative qu'à l'échantillon précédent (1905 à 1975 m). Celui-ci se démarquait des échantillons antérieurs par une hausse marquée des pouvoirs réflecteurs des phytoclastes (Fig. 3.29).

Protobitume et pyrobitume sont sporadiquement observés dans le kilomètre inférieur du puits Malbaie. Le pouvoir réflecteur du protobitume n'évolue presque pas avec la profondeur. Le pyrobitume montre des pouvoirs réflecteurs relativement très élevés par rapport à ceux du protobitume (Fig. 3.29). Cette différence de pouvoir réflecteur entre pyrobitume et protobitume est beaucoup moins marquée dans les séries carbonatées de l'île d'Anticosti ou dans la coupe de Forillon (Fig. 3.29).

B) Puits Gaspé Sud

Etudié en détail par les auteurs antérieurs (INRS-Géoressources, 1983), les présents travaux n'ont repris que les échantillons caractéristiques des principaux types de faciès lithologiques du puits Gaspé Sud.

Les deux échantillons situés dans le Membre de l'Anse-à-Brillant contiennent surtout des phytoclastes (télcollinite, télinite et semifusinite) et des bitumes solides (Fig. 3.30). La télinite est retrouvée dans la Formation d'Indian Cove où elle est accompagnée de

chitinozoaires dont les réflectances sont semblables (Fig. 3.30). Si on tient compte que l'INRS-Géoressources (1983) regroupe dans un seul profil les valeurs de pouvoir réflecteur du pyrobitume, de la télinite et des chitinozoaires, les réflectances de la figure 3.30, dans la partie supérieure du sondage sont équivalentes à celles trouvées par ces auteurs. Ce que nous identifions comme du protobitume (Fig. 3.30) semble être attribué au groupe des exinites par ces derniers (INRS-Géoressources, 1983).

Le profil de la semifusinite se poursuit jusque dans la Formation de Shiphead. Ce macéral accompagne des chitinozoaires et du pyrobitume aux pouvoirs réflecteurs considérablement accrus depuis le sommet de la Formation d'Indian Cove (Fig. 3.30). Si les pouvoirs réflecteurs de la télinite, du pyrobitume et des chitinozoaires sont regroupés, les résultats obtenus restent très semblables à ceux des auteurs antérieurs (INRS-Géoressources, 1983).

Les pouvoirs réflecteurs observés dans la Formation de Cap-des-Rosiers (Fig. 3.30), Groupe de Québec, diffèrent peu de ceux obtenus par les travaux antérieurs (INRS-Géoressources, 1983). Les pouvoirs réflecteurs du pyrobitume des échantillons communs sont à peine un peu plus bas ($R_o = 1,40$ versus $1,52\%$ et $R_o = 1,38$ versus $1,48\%$). Par contre, ces auteurs n'ont pas souligné l'abondance des cokes naturels (Fig. 3.30) aux valeurs moyennes de pouvoirs réflecteurs plus élevées que le pyrobitume ($R_o = 1,67$ et $1,84\%$).

C) Puits Sunny Bank

Comme le puits Gaspé Sud, la réflectance des matières organiques du puits Sunny Bank a été étudiée en détail par l'INRS-Géoressources (1983). Sur les treize échantillons analysés par cet auteur, sept sont revus dans la présente étude.

Seuls les valeurs du pouvoir réflecteur mesurées sur le pyrobitume montrent un profil continu (Fig. 3.31). Les phytoclastes ne sont observés que dans les Formations de York River et d'Indian Point. Trois échantillons contiennent des zooclastes: des scolécodontes et des chitinozoaires dans la Formation d'Indian Cove et des chitinozoaires dans la Formation d'Indian Point. De plus, la valeur anormalement élevée du pouvoir réflecteur des

chitinozoaires trouvés dans la Formation d'Indian Point, par rapport au pouvoirs réflecteurs des autres organoclastes, suggère une origine allochtone pour ces chitinozoaires

Les pouvoirs réflecteurs de la vitrinite, du pyrobitume et des zooclastes sont regroupés dans une seule valeur dans les travaux de l'INRS-Géoressources (1983). Dans les Formations de York River et d'Indian Cove, les résultats illustrés (Fig. 3.31) sont très semblables à ceux de cet auteur (INRS-Géoressources, 1983). Dans ce puits, les limites de pouvoir réflecteur entre macéraux commencent à différer, en fonction des auteurs, à partir de deux kilomètres de profondeur (Formation de Forillon).

A 2500 mètres (Formation d'Indian Point), la télinite et le pyrobitume ont des pouvoirs réflecteurs intermédiaires (Appendice 6E: R_o télinite = 1,64%, R_o pyrobitume = 1,46%) entre la vitrinite et la semifusinite des auteurs antérieurs (INRS-Géoressources, 1983, Fig. 6e: R_o vitrinite = 1,25%, R_o semifusinite = 1,85%). La semifusinite (R_o semifusinite = 2,35%) a un pouvoir réflecteur un peu plus élevé. Le pouvoir réflecteur du pyrobitume de l'échantillon le plus profond (Fig. 3.31: R_o pyrobitume = 2,15%) est de 0,4% plus élevé que celui mesuré par ces auteurs (INRS-Géoressources, 1983, Fig. 6e: R_o pyrobitume = 1,72%).

Malgré un pouvoir réflecteur plus élevé, le pyrobitume de l'échantillon le plus profond du puits Sunny Bank (Fig. 3.31) n'est pas associé à du coke naturel comme dans le Groupe de Québec du puits Gaspé Sud (Fig. 3.30).

D) Puits Blanchet

Dans la région, le puits Blanchet est le seul puits disséqué par des failles majeures (Amyot, 1984). On compte trois failles dans le puits Blanchet. Le puits est donc divisé en quatre sections par ces failles: un bloc supérieur (0 à 275 m), un bloc intermédiaire (275 à 470 m), un bloc inférieur (470 à 950 m) et une série autochtone (950 à 1330 m). La faille la plus importante, qui serait de type inverse, est située à environ 470 mètres de profondeur. D'après les rejets stratigraphiques, les failles situées vers 275 et 950 mètres de profondeur semblent moins importantes (Amyot, 1984).

Des phytoclastes, des zooclastes et des bitumes solides sont observés simultanément dans la grande majorité des échantillons de la partie siluro-dévonienne de la série. Dans le socle cambro-ordovicien, on n'observe que du pyrobitume (Fig. 3.32).

La position de deux des trois failles est mise en évidence par les profils d'évolution des pouvoirs réflecteurs des organoclastes (Fig. 3.32). En effet, les profils observés dans les premiers 470 mètres du puits répètent ceux situés entre 470 et 1200 mètres (Fig. 3.32). Ces résultats suggèrent que la faille située à 470 mètres de profondeur est une faille de chevauchement et qu'elle est plus importante que celle trouvée à 275 mètres.

La faille supérieure (275 m) est aussi le lieu d'un saut important des pouvoirs réflecteurs des pyrobitumes et des chitinozoaires (Fig. 3.32). Cette faille met en contact la Formation de Shiphead, du bloc supérieur, et les calcaires du bloc intermédiaire de la série du puits Blanchet. Les pouvoirs réflecteurs élevés du bloc intermédiaire suggèrent que ces calcaires appartiennent plutôt à la partie supérieure de la Formation de Forillon qu'à la Formation d'Indian Cove, comme le suggère Amyot (1984). Ces deux formations ont une lithologie très semblable (1.2.12 et 1.2.14).

Le pouvoir réflecteur de l'échantillon inférieur du bloc calcaire (435 à 480 m) est plus faible que celui de l'échantillon supérieur du même bloc (305 à 350 m). Cette situation anormale est expliquée par le fait que l'intervalle de profondeur de l'échantillon inférieur est à cheval sur le toit et sur le mur de la faille (470 m) qui sépare le bloc intermédiaire (275 à 470 m) du bloc inférieur (470 à 950 m). L'interprétation actuelle de la stratigraphie du puits Blanchet (Amyot, 1984) n'était pas publiée au moment de l'échantillonnage.

On observe aussi un léger bris du profil de la télinite entre le toit et le mur de la faille inférieure (Fig. 3.32).

La faible épaisseur de la Formation de Forillon dans la partie autochtone et inférieure du puits et la faible épaisseur de la Formation de Shiphead dans le bloc supérieur suggèrent que la faille la moins profonde (275 m) et la plus profonde (950 m) sont des failles normales.

Comme dans les puits Douglas, et Gaspé Sud, le pouvoir réflecteur du pyrobitume dans le Groupe de Québec semble toujours un peu plus bas que celui de la série siluro-dévonienne sus-jacente (Fig. 3.32).

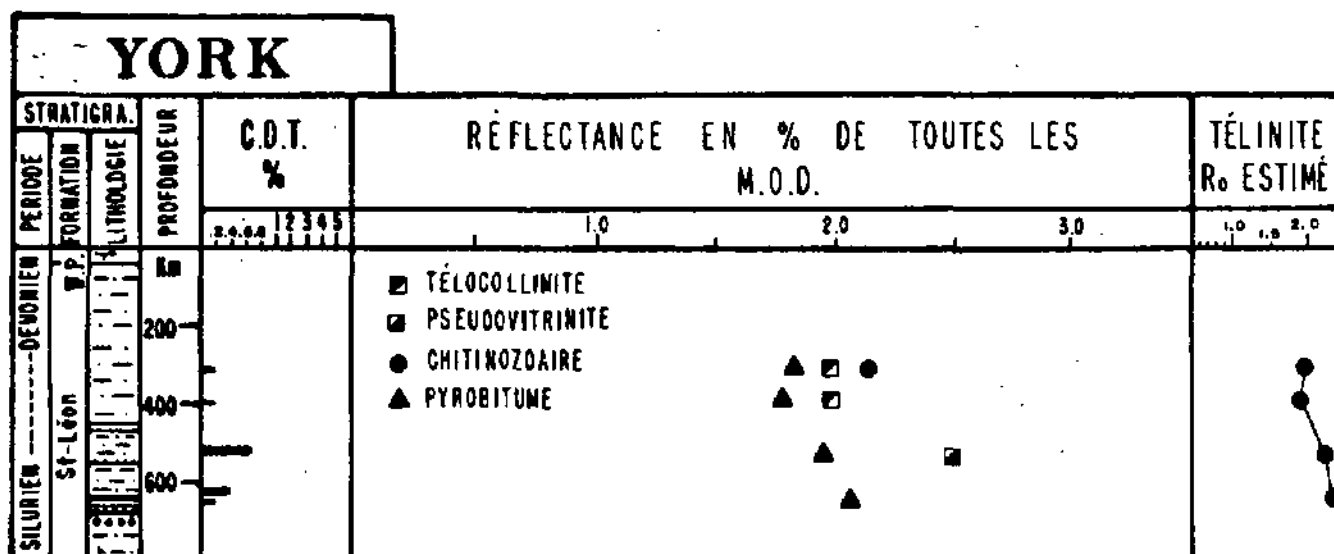


Figure 3.33. Profils des pouvoirs réflecteurs aléatoires moyens de la majorité des types d'organoclastes observés dans le puits York (Appendice 6E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Le profil du carbone organique (C.O.T.) est tiré de l'appendice 4D. Les valeurs estimées de la télinite (TELINITE R₀ ESTIME) sont calculées à partir de l'équation 3.19.

3.3.1.2.2.3 Bloc sud

A) Puits York

Dans les plus récents travaux antérieurs (INRS-Géoressources, 1983), ce puits n'a pas été étudié de façon aussi détaillée que les puits Sunny Bank, Gaspé Sud, Gaspé Nord ou Douglas. Ces auteurs n'y ont reconnu que des pyrobitumes et des organoclastes indifférenciés. De plus, la variation des pouvoirs réflecteurs avec la profondeur y était aléatoire. Elle variait autour d'une valeur moyenne de 1,75% de réflectance. Dans les premiers travaux touchant ce puits (INRS-Pétrole, 1972; Sikander et Pitton, 1978), on avait observé un gradient de pouvoirs réflecteurs très élevé. Les réflectances étaient comprises entre 1,09 et 2,35% (Tab. 3A).

Nos travaux révisent les quatre échantillons étudiés par INRS-Géoressources (1983). Ils montrent que le pyrobitume, les phytoclastes (télocollinite et pseudovitrinite) et les chitinozoaires constituent l'essentiel des organoclastes du puits York (Fig. 3.33). Le seul profil continu, celui du pyrobitume, montre un pouvoir réflecteur croissant, en fonction de la profondeur. Les pouvoirs réflecteurs sont compris entre 1,80 et 2,08%. Le pouvoir réflecteur des vitrinites et des chitinozoaires est compris entre 2,0 et 2,5%.

3.3.2 Comparaison du pouvoir réflecteur entre les matières organiques

3.3.2.1 Introduction

La comparaison des valeurs de pouvoir réflecteur entre les organoclastes doit se faire en plusieurs étapes. En effet les séries étudiées les plus riches en phytoclastes sont observées dans le nord-est de la Gaspésie. Elles sont alors dévoniennes, grésenses et formées dans des environnements de dépôts littoraux et continentaux (Figs 3.15 et 3.16 dans 3.2.3). D'autre part, les séries les plus riches en zooclastes sont observées dans les séries de l'île d'Anticosti. Ces séries sont généralement carbonatées, marines et leur âge est Ordovicien à Silurien. Heureusement, les séries marines du nord-est de la Gaspésie, ont subi une influence continentale et contiennent un mélange de zooclastes et de phytoclastes. Toutefois, dans un échantillon, on ne retrouve pas toujours l'espèce de phytoclastes la plus pertinente pour évaluer la maturation thermique (la télcollinite). La situation est la même dans les grès, comme dans les calcaires.

Pour mener à bien la comparaison des réflectances entre tous les types d'organoclastes, il faut donc:

- a) faire un résumé des résultats et des conclusions de Bertrand et Héroux (1987) sur la comparaison des pouvoirs réflecteurs entre zooclastes dans l'île d'Anticosti (3.3.2.2A),
- b) établir les équations qui mettent en relation le pouvoir réflecteur des zooclastes avec celui de la vitrinite estimée à partir du bitume solide dans l'île d'Anticosti et en tirer des conclusions préliminaires (3.3.2.2B),
- c) expliquer le choix du macéral utilisé comme standard, la télinite (3.3.2.3A), et comparer entre eux les pouvoirs réflecteurs des phytoclastes du nord-est de la Gaspésie. Cette comparaison permettra d'établir les équations qui mettent en correspondance la réflectance de la télinite avec les autres macéraux du groupe de la vitrinite ou ceux du groupe de l'inertinite (3.3.2.3B). Si cette comparaison est

possible, tous les phytoclastes pourront indifféremment être utilisés comme indicateur de maturation thermique.

- d) Comparer les pouvoirs réflecteurs des zooclastes avec celui de la télinite dans les séries calcaires du nord-est de la Gaspésie et établir les équations qui mettent les réflectances en correspondances (3.3.2.3C).
- e) Souligner les différences de résultats obtenues entre l'île d'Anticosti et le nord-est de la Gaspésie (3.3.2.3C) et
- f) expliquer les différences observées entre les équations mettant en rapport la réflectance des zooclastes et de la vitrinite des deux régions, à partir de la nature des bitumes solides des deux parties du bassin (3.3.2.3D).
- g) Expliquer pourquoi le pouvoir réflecteur des chitinozoaires est retenu comme élément de calibration entre la réflectance des zooclastes avec celle de la vitrinite et
- h) établir les équations, communes aux deux régions, qui mettent en équivalence les pouvoirs réflecteurs des zooclastes, des pyrobitumes et de la télinite (3.3.2.4).
- i) Construire, à partir de ces équations, une table de correspondances entre les réflectances des phytoclastes, des bitumes solides et des zooclastes (3.3.2.4).

3.3.2.2 Dans l'île d'Anticosti

A) Résultats et conclusions sur les travaux dans l'île d'Anticosti

La comparaison entre les pouvoirs réflecteurs des types de matières organiques observés dans les séries de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti est faite dans Bertrand et Héroux (1987) (Annexe 1). Ces auteurs démontrent que:

- a) les réflectances des zooclastes (chitinozoaires, graptolites et scolécodontes) diffèrent de celles des bitumes solides (Annexe 1: Fig. 2),
- b) en fonction de l'augmentation de la profondeur, chaque organoclaste a son propre profil d'évolution de pouvoir réflecteur (Annexe 1: Figs 3 et 4),

- c) dans les deux puits étudiés (LGPL et ARCO), les pouvoirs réflecteurs des chitinozoaires, des graptolites et des scolécodontes augmentent de façon logarithmique avec la profondeur (Annexe 1: Tab. 1 et Figs 3 et 4),
- d) les droites de régression établies entre la profondeur des échantillons et le pouvoir réflecteur des zooclastes sont convergentes (Annexe 1: Fig. 5),
- e) les valeurs logarithmiques du pouvoir réflecteur des chitinozoaires, des graptolites et des scolécodontes sont fortement corrélées. Les relations linéaires, estimées entre zooclastes par la méthode des droites de régression ou des axes majeurs (Annexe 1: Tab. 3), sont convergentes mais elles ne se croisent pas dans la gamme des pouvoirs réflecteurs compris entre 0,5 et 3,0% (Annexe 1: Figs 5 et 6).
- f) Lorsque ses valeurs sont plus grandes que 0,75 pour-cent, le pouvoir réflecteur du bitume solide est linéairement corrélé à l'enfouissement des séries et à celui des zooclastes. Ce bitume solide est appelé du pyrobitume (Annexe 1: Fig. 5).

B) Equations de correspondance entre la réflectance de la télinite et des zooclastes

A partir de la droite de régression vitrinite-bitume solide suggérée par Jacob et al. (1985), Bertrand et Héroux (1987) ont aussi suggéré une relation hypothétique entre le pouvoir réflecteur des chitinozoaires, des graptolites et des scolécodontes avec la vitrinite (Annexe 1: Fig. 5 et Tab. 2). Les équations de ces relations seraient les suivantes:

$$(\text{éq. 3.1}) \quad \text{Log } R_{\text{O vitr.}} = 1,031 \times \text{Log } R_{\text{O chitino.}} - 0,154$$

$$(\text{éq. 3.2}) \quad \text{Log } R_{\text{O vitr.}} = 0,886 \times \text{Log } R_{\text{O scoléco.}} - 0,000$$

Dans les deux puits étudiés, le pouvoir réflecteur de la vitrinite et celui des chitinozoaires (éq. 3.1) évolue de façon sub-parallèle avec la profondeur des échantillons. Dans la gamme des pouvoirs réflecteurs compris entre un et deux pour-cent de pouvoir réflecteur, les chitinozoaires sont entre 0,3 et 0,8 pour-cent plus réfléchissants que la vitrinite. On doit en conclure que les chitinozoaires s'apparentent aux semifusinites. Par contre, autour de un pour-

cent de pouvoir réflecteur, la droite d'évolution du pouvoir réflecteur des scolécodontes (éq. 3.2) est presque confondue avec celle de la vitrinite (Annexe 1: Fig. 5).

3.3.2.3 Dans le nord-est de la Gaspésie

A) Choix du macéral standard parmi les phytoclastes

Dans le nord-est de la Gaspésie, il est possible de comparer directement le pouvoir réflecteur de la vitrinite avec celui des chitinozoaires ou des scolécodontes sans passer par l'intermédiaire du bitume solide. Suffisamment d'échantillons contiennent simultanément un ou des macéraux du groupe de la vitrinite et des zooclastes (chitinozoaires, scolécodontes ou les deux à la fois).

Avant de comparer le pouvoir réflecteur de la vitrinite avec ceux des zooclastes, une analyse s'impose entre pouvoirs réflecteurs des phytoclastes pour trois raisons principales:

- a) on observe plusieurs types de vitrinite dans nos séries (télinite, télcollinite et collorésinite),
- b) pour des raisons d'abondance et de facilité d'identification dans les facies à zooclastes, la télinite est l'espèce du groupe de la vitrinite utilisée pour faire les comparaisons, même si la télcollinite est le macéral généralement utilisé dans les études de maturation thermique,
- c) il faut couvrir la région avec des pouvoirs réflecteurs comparables à ceux de la vitrinite dans le maximum d'affleurements.

Mais en surface, la télinite n'est présente que dans 46 pour-cent des échantillons. Les données de la semifusinite n'ajoutent que 19 pour-cent de points de contrôle de plus. La télcollinite en ajoute encore 8 pour-cent, mais les chitinozoaires et les scolécodontes réunis n'en donnent que 10 pour-cent de plus. Le problème à résoudre dans les puits (Figs 3.26 à 3.33) est encore plus aigu. Un profil continu, avec un type de phytoclaste ou de zooclaste, n'est observé que dans le puits Gaspé Nord.

Il faut donc avant tout construire une table de corrélation entre les pouvoirs réflecteurs des phytoclastes.

B) Comparaison entre les réflectances des phytoclastes

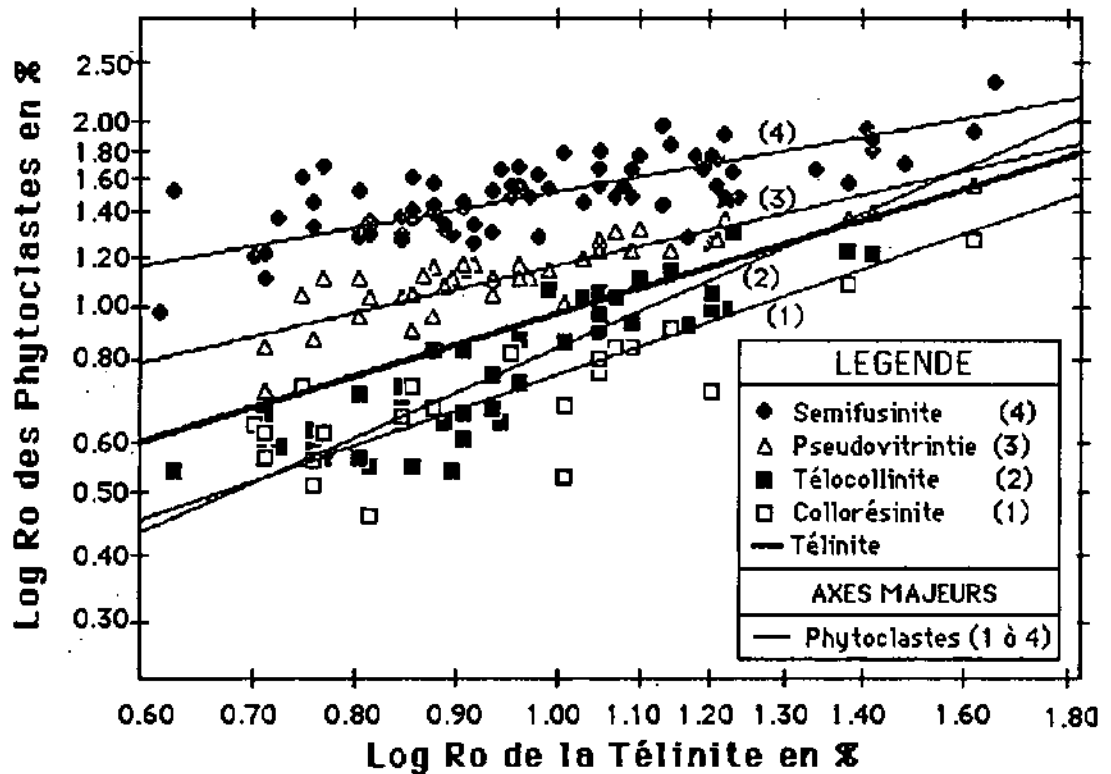


Figure 3.34. Diagramme de variations des réflectances moyennes aléatoires de la semifusinite, de la pseudovitrinite, de la télcollinite et de la collorésinite (variables dépendantes) en fonction de la réflectance moyenne de la télinite (variable indépendante). Les équations des axes majeurs apparaissent dans le tableau 3.5.

Les résultats illustrés dans la figure 3.34 permettent de faire la comparaison entre les pouvoirs réflecteurs des phytoclastes. Cette figure montre que pour une réflectance donnée de la télinite, on observe les mêmes relations d'ordre de grandeur relatives des pouvoirs réflecteurs des macéraux des phytoclastes que celles rapportées dans la littérature:

- a) la semifusinite a les pouvoirs réflecteurs les plus élevés,
 - b) la pseudovitrinite a un pouvoir réflecteur intermédiaire entre la télinite et la semifusinite,
 - c) la collorésinite affiche des pouvoirs réflecteurs toujours inférieurs à ceux de la télinite
- et

- d) la télocollinite, macéral standard de la vitrinite, occupe une position intermédiaire entre la collorésinite et la télinite.

VARIABLES		MOYENNES		COEF.		AXES MAJEURS	
DEPENDANTES	N	DE		CORR.	PENTES	INF.	SUP.
Y		X	Y	R ²	K	K ₁	K ₂
Semifusinite	80	-0,0092	0,1804	0,55	0,599	0,495	0,714
Pseudovitrinite	42	-0,0139	0,0574	0,75	0,772	0,651	0,910
Télocollinite	44	-0,0213	-0,0958	0,76	1,449	1,245	1,702
Collorésinite	23	-0,0211	-0,1361	0,66	1,145	0,854	1,554

Tableau 3.5. Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen de la télinite (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des autres phytoclastes (Y). Les équations ont la forme suivante:

$$(Y - \text{MOY. } Y) / (X - \text{MOY. } X) = K$$

N = nombre de paires de valeurs (X, Y). MOYENNES DE X et Y = valeurs moyennes des logarithmes de pouvoir réflecteur des phytoclastes. R² = carré du coefficient de corrélation entre les paires de variables. K = pente de l'axe majeur. K₁ et K₂ sont les intervalles de confiance de K pour un niveau de probabilité de 90% (Jolicoeur, 1973).

Les équations montrées dans la tableau 3.5 sont les expressions algébriques des relations existantes entre les pouvoirs réflecteurs de ces macéraux et la télinite dans le nord-est de la Gaspésie. Les carrés des coefficients de corrélations montrent que les pouvoirs réflecteurs des vitrinites sont fortement corrélés. Les coefficients de corrélation (r) sont compris entre 0,81 et 0,87. La relation entre la semifusinite et la télinite est moins forte, mais elle reste très significative (r = 0,74). Tous ces macéraux peuvent donc être employés comme indicateurs de maturation thermique dans les séries du nord-est de la Gaspésie.

C) Comparaison entre la réflectance de la télinite et celles des zooclastes

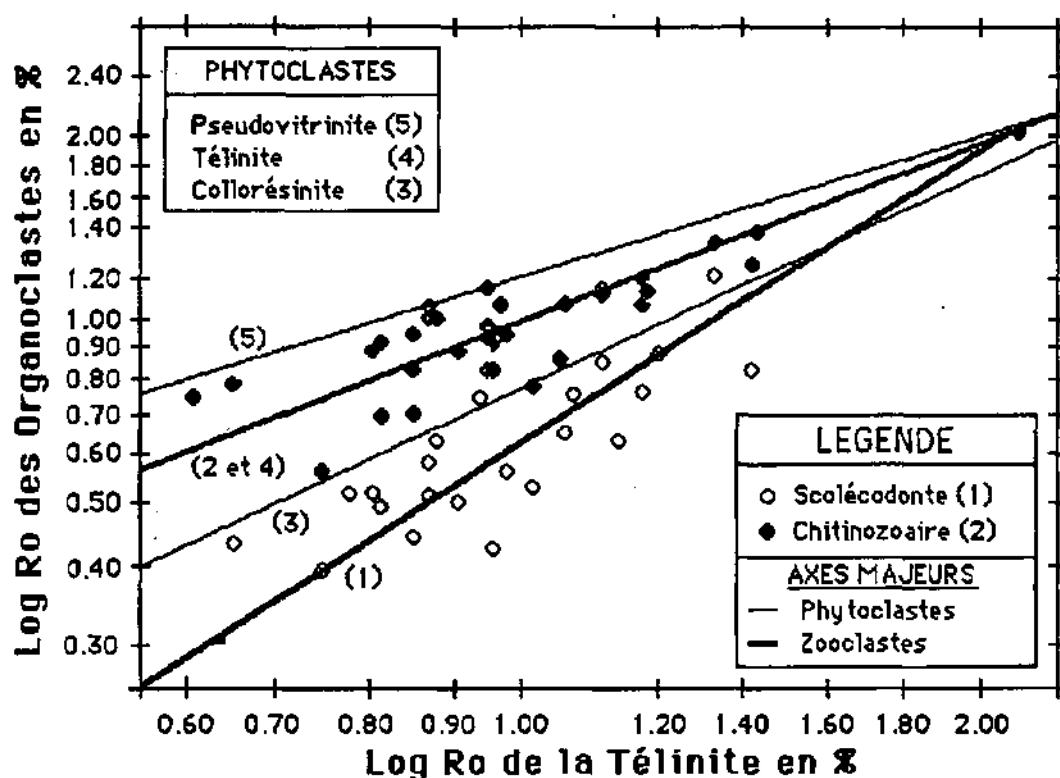


Figure 3.35. Diagramme de variations des valeurs logarithmiques des réflectances moyennes aléatoires des chitinozoaires et des scolécodontes (variables dépendantes) en fonction de la réflectance de la télinite (variable indépendante). Les équations des axes majeurs apparaissent dans le tableau 3.6.

VARIABLES		MOYENNES		COEF.		AXES MAJEURS	
DEPENDANTES	N	DE		CORR.	PENTES	INF.	SUP.
Y		X	Y	R ²	K	K ₁	K ₂
Chitinozoaires	32	-0,0062	-0,0146	0,72	0,970	0,786	1,194
Scolécodontes	23	-0,0146	-0,2147	0,64	1,575	1,177	2,199

Tableau 3.6. Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen de la télinite (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des zooclastes (Y). Le sens des variables et des paramètres du tableau est expliqué dans le tableau 3.5. Les équations ont la forme suivante:

$$(Y - \text{MOY. } Y) / (X - \text{MOY. } X) = K$$

Parmi les échantillons contenant de la télinite, trente-deux (32) contiennent simultanément des chitinozoaires et vingt-quatre (24) contiennent des scolécodontes (Fig. 3.35). Les occurrences simultanées des zooclastes avec les autres macéraux du groupe de la vitrinite sont moins fréquentes.

Les résultats de la comparaison du pouvoir réflecteur des zooclastes et de la télinite sont illustrés dans la figure 3.35. Exprimés sous forme d'équations dans le tableau 3.6, ces résultats montrent que:

- a) dans toute la gamme de variations étudiée, la télinite et les chitinozoaires ont des pouvoirs réflecteurs presque identiques (voir aussi éq. 3.3 et 3.4),
- b) bien qu'ayant une pente quasi identique, l'équation de Bertrand et Hérault (1987: éq. 3.1), entre le pouvoir réflecteur de la vitrinite et celui des chitinozoaires, montre une ordonnée à l'origine différente de celle obtenue en Gaspésie (éq. 3.4).
- c) Les scolécodontes de la Gaspésie ont des pouvoirs réflecteurs qui convergent beaucoup plus vite avec ceux des chitinozoaires (Fig. 3.35) qu'ils ne le font dans l'île d'Anticosti (Annexe 1: Fig. 6). En Gaspésie, les droites s'intersectent à 2,6 pour-cent alors qu'elles ne l'ont pas encore fait à 3,0 pour-cent de réflectance dans l'île d'Anticosti (Annexe 1: Fig. 6).
- d) Les scolécodontes ont aussi des pouvoirs réflecteurs beaucoup plus bas que ceux de la vitrinite.

En effet, les droites de régression des chitinozoaires et de la télinite sont presque confondues sur la figure 3.35. Exprimée sous une autre forme, l'équation du tableau 3.6 s'écrit des deux façons symétriques suivantes:

$$(\text{éq. 3.3}) \quad \text{Log } R_o \text{ chitino.} = 0,970 \times \text{Log } R_o \text{ télinite.} - 0,009$$

$$(\text{éq. 3.4}) \quad \text{Log } R_o \text{ télinite} = 1,031 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} + 0,009$$

Ces équations montrent que dans la gamme des réflectances comprises entre 0,6 et 2,0 pour-cent, les chitinozoaires ont respectivement un pouvoir réflecteur compris entre 0,6 et 1,92 pour-cent.

Les ordonnées à l'origine différentes des équations 3.1 et 3.4 ont un impact important sur le type de macéral avec lequel les chitinozoaires peuvent se comparer. En effet, le pouvoir réflecteur des chitinozoaires est égal à 1,41 pour-cent lorsqu'une vitrinite a un pouvoir réflecteur de 1,0 pour-cent dans l'équation 3.1. Ce résultat de la réflectance prévue des chitinozoaires (Annexe 1: Fig. 5) est légèrement inférieur au pouvoir réflecteur d'une semifusinite de rang équivalent dans la nord-est de la Gaspésie (R_o semifusinite = 1,53, d'après l'équation du Tab. 3.5).

Dans le nord-est de la Gaspésie les pouvoirs réflecteurs des scolécodontes convergent plus vite avec ceux des chitinozoaires que dans l'île d'Anticosti. Ce phénomène est mis en évidence en comparant les équations linéaires obtenues en fonction des régions. La relation observée entre les scolécodontes et les chitinozoaires dans le nord-est de la Gaspésie est:

$$(\text{éq. 3.5}) \text{ Log } R_o \text{ scoléco.} = 1,433 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,178$$

D'autre part, celle obtenue dans l'île d'Anticosti s'exprime ainsi:

$$(\text{éq. 3.6}) \text{ Log } R_o \text{ scoléco.} = 1,165 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,186$$

(Annexe 1: Tab. 3). La valeur de la pente de l'équation 3.6 est légèrement inférieure à la valeur minimum de l'intervalle de confiance de la pente de l'équation 3.5 (Tab. 3.6). Mais l'hypothèse d'égalité des pentes serait acceptée à un niveau de probabilité de 95 pour-cent.

L'équation 3.2 suggère que la vitrinite et les scolécodontes ont des pouvoirs réflecteurs semblables dans l'île d'Anticosti. Dans le nord-est de la Gaspésie, où l'équation trouvée s'exprime des deux façons symétriques suivantes:

$$(\text{éq. 3.7}) \text{ Log } R_o \text{ scoléco.} = 1,582 \times \text{Log } R_o \text{ télinite} - 0,196$$

$$(\text{éq. 3.8}) \text{ Log } R_o \text{ télinite} = 0,632 \times \text{Log } R_o \text{ scoléco.} + 0,124$$

un pouvoir réflecteur de la télinite de un pour-cent prévoit un pouvoir réflecteur de 0,64 pour-cent avec des scolécodontes. Ce pouvoir réflecteur est comparable à celui d'une liptinite de rang équivalent (voir Alpern et Lemos de Sousa, 1970).

Avant de faire une équivalence entre les pouvoirs réflecteurs des zooclastes de l'île d'Anticosti et de la vitrinite et des zooclastes de la Gaspésie il faut expliquer pourquoi les chitinozoaires ont apparemment un pouvoir réflecteur équivalent à celui de la semifusinite dans

l'île d'Anticosti (Bertrand et Héroux, 1987) mais identique à celui de la télinite dans le nord-est de la Gaspésie (Fig. 3.35 et éq. 3.4), et subsidiairement pourquoi les scolécodontes ont un pouvoir réflecteur très semblable à celui de la vitrinite dans l'île d'Anticosti, mais plus comparable à celui de la liptinite en Gaspésie.

D) Comparaison entre les réflectances de la télinite et celles des bitumes solides

Dans l'île d'Anticosti, le protobitume et le bitume indéterminé:

- a) montrent des pouvoirs réflecteurs qui évoluent peu avec la maturation thermique (Bertrand et Héroux, 1987), et
- b) se confondent rapidement pour donner un bitume solide dont le pouvoir réflecteur augmente avec l'enfouissement des séries, qui est appelé le pyrobitume (Bertrand et Héroux, 1987).

VARIABLES		MOYENNES		COEF.		AXES MAJEURS	
DEPENDANTES	N	DE		CORR.	PENTES	INF.	SUP.
Y		X	Y	R ²	K	K ₁	K ₂
Protobitume (CSG)	28	-0,0154	-0,3802	0,16	0,993	0,319	3,058
Protobitume (GG)	23	-0,0329	-0,4325	0,47	2,323	1,578	3,950
Pyrobitume (CSG)	35	0,0137	-0,0453	0,57	1,039	0,786	1,379
Pyrobitume (GG)	32	-0,0166	-0,0572	0,74	1,499	1,234	1,849

Tableau 3.7. Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen de la télinite (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des bitumes solides (Y). Les équations ont la forme suivante:

$$(Y - \text{MOY. } Y) / (X - \text{MOY. } X) = K$$

(CSG) = Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé. (GG) = Groupe des Grès de Gaspé. Le sens des autres variables et des paramètres du tableau est expliqué dans le tableau 3.5.

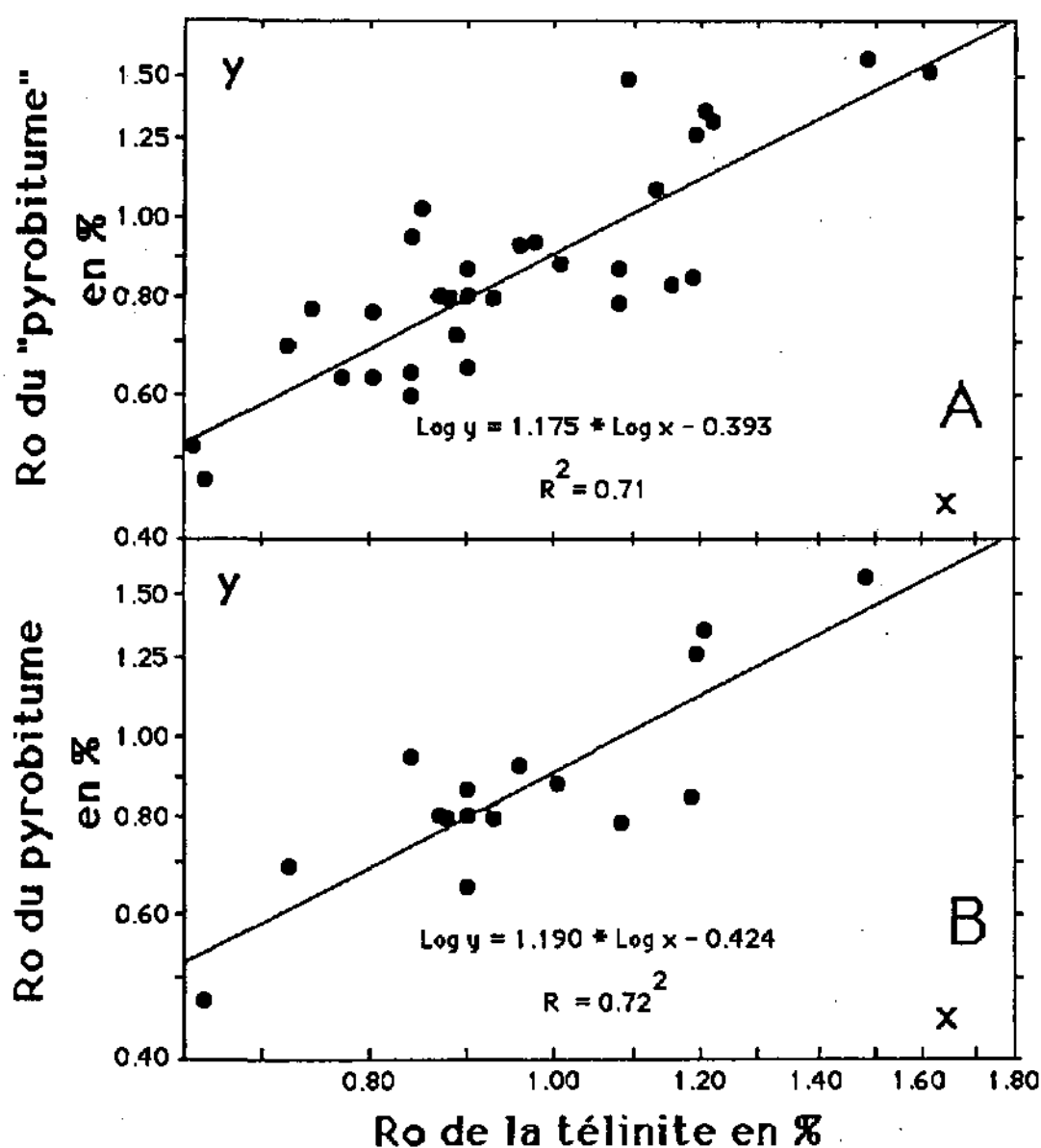


Figure 3.36. Diagramme de variations et équations des droites de régression entre le pouvoir réflecteur moyen aléatoire du "pyrobitume" (regroupement du bitume indéterminé et du pyrobitume) (A) et du pyrobitume (B) en fonction du pouvoir réflecteur moyen aléatoire de la télinite dans les Grès de Gaspé.

Dans les séries gréseuses du nord-est de la Gaspésie, le protobitume et le bitume indéterminé montrent des distributions de fréquences de pouvoirs réflecteurs bien distinctes dans une gamme de valeurs de réflectance plus large que dans l'île d'Anticosti (Appendice 6D). De plus, les pouvoirs réflecteurs du bitume indéterminé et du pyrobitume augmentent de

façon identique en fonction de la maturation thermique, comme le suggère leur relation linéaire avec le pouvoir réflecteur de la télinite (Fig. 3.36). En effet, les paramètres (pente et ordonnée à l'origine) des deux droites de régression (Fig. 3.36) appartiennent à la même population statistique.

Dans les Grès de Gaspé, qu'ils soient associés ou non à du protobitume, tous les bitumes solides à pouvoir réflecteur élevé et sans forme définie peuvent être classifiés dans le groupe du pyrobitume. Dans l'île d'Anticosti, il faut faire une distinction entre le bitume qui accompagne le protobitume, le bitume indéterminé, et le pyrobitume.

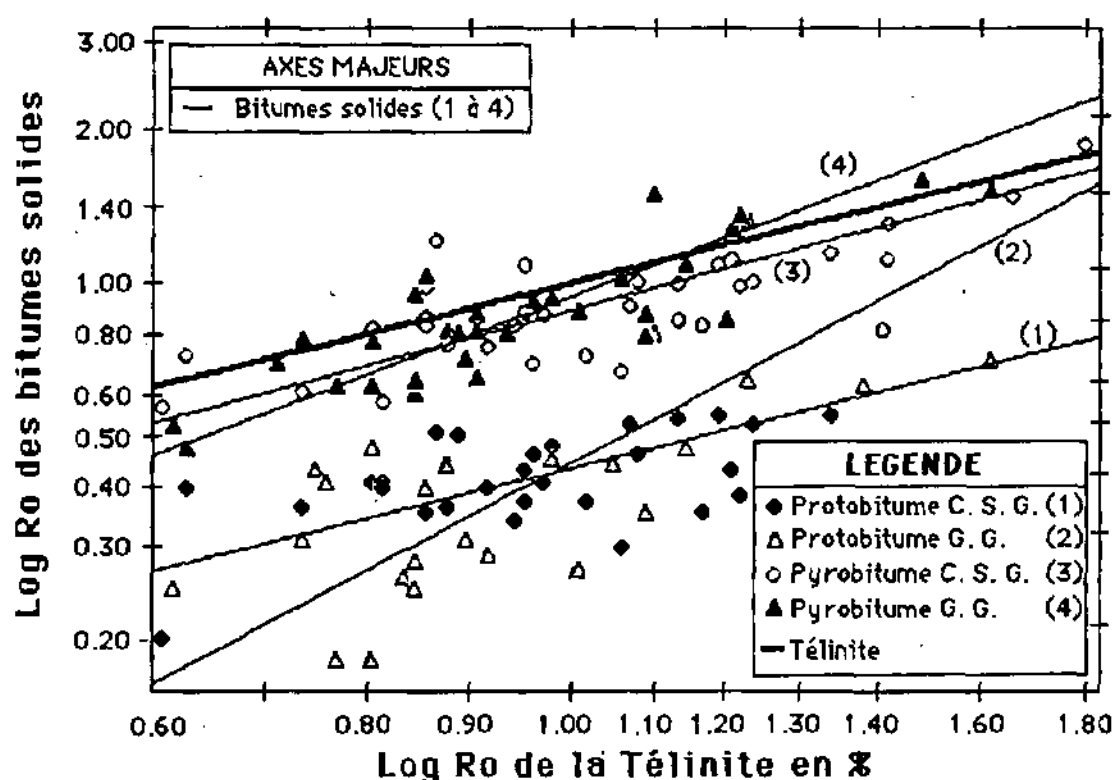


Figure 3.37. Diagramme de variations des valeurs logarithmiques des réflectances moyennes aléatoires du protobitume et du pyrobitume (variables dépendantes) en fonction de la réflectance de la télinite (variable indépendante), et en fonction de leur présence dans le Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé ou dans le Groupe des Grès de Gaspé. Les équations des axes majeurs apparaissent dans le tableau 3.7.

La principale différence observée entre le pyrobitume d'une série calcaire, du type de celle de l'île d'Anticosti, et le pyrobitume d'une série gréseuse est montrée dans la figure 3.37.

Cette figure montre que le pyrobitume des Calcaires Supérieurs de Gaspé évolue suivant une ligne légèrement convergente avec les lignes confondues de la télinite et des chitinozoaires mais toujours sous-jacente à cette ligne droite unique sur la figure 3.37. Même s'il est plus petit, l'écart entre les droites obtenues en Gaspésie reste très similaire à celui observé entre les droites des chitinozoaires et du pyrobitume dans l'île d'Anticosti (Annexe 1: Fig. 5; Bertrand et Héroux, 1987). Dans les Grès de Gaspé, la ligne du pyrobitume est plus inclinée que celle de la télinite. Le pouvoir réflecteur du pyrobitume est d'abord plus bas que celui de la télinite. Puis, les deux droites s'intersectent et le pyrobitume devient plus réfléchissant que la télinite. Jacob (1985) et Jacob et al. (1985) rapportent un phénomène de nature presque identique entre l'évolution du bitume solide et celle de la vitrinite. Le point d'intersection des droites de la figure 3.37 est à peine un peu plus élevé ($R_o = 1,16\%$, d'après l'équation du Tab. 3.7) que celui prévu par l'équation de Jacob et al. (1985):

$$(\text{éq. 3.9}) \quad R_o \text{ vitrinite} = 0,618 \times R_o \text{ bitume solide} + 0,40$$

qui est situé à 1,05 pour-cent.

Par rapport à l'équation 3.4, obtenue en Gaspésie, la relation linéaire entre la vitrinite et les chitinozoaires dans Bertrand et Héroux (1987) (éq. 3.1) sous-estime le pouvoir réflecteur de la vitrinite parce que la réflectance du pyrobitume de l'île d'Anticosti est un peu plus basse que celle des bitumes solides que Jacob et al. (1985) compare à la réflectance de la vitrinite. Le bitume solide de Jacob et al. (1985) a une nature semblable à celui des Grès de Gaspé. Dans l'île d'Anticosti, la droite de la vitrinite est parallèle à celle des chitinozoaires parce que, fortuitement, la pente (0,707) de la droite du pyrobitume dans l'île d'Anticosti:

$$(\text{éq. 3.10}) \quad \text{Log } R_o \text{ télinite} = 0,707 \times \text{Log } R_o \text{ pyrobitume Ant.} + 0,170$$

ressemble plus à celle trouvée dans les Grès de Gaspé (0,667), dont l'équation est:

$$(\text{éq. 3.11}) \quad \text{Log } R_o \text{ télinite} = 0,667 \times \text{Log } R_o \text{ pyrobitume GG} + 0,021$$

qu'à celle des Calcaires Supérieurs de Gaspé (0,962), dont l'équation est:

$$(\text{éq. 3.12}) \quad \text{Log } R_o \text{ télinite} = 0,962 \times \text{Log } R_o \text{ pyrobitume CSG} + 0,057$$

L'équation 3.10 est trouvée en insérant les paramètres statistiques touchant les chitinozoaires et le pyrobitume du tableau 2 de l'Annexe 1 à l'intérieur de l'équation 3.4. Les équations 3.11 et 3.12 expriment sous une autre forme les équations dont les paramètres apparaissent dans le tableau 3.7.

3.3.2.4 Dans tout le bassin (les deux régions réunies)

Malgré leur abondance dans les deux régions, les bitumes solides ne sont pas utilisés comme outil de comparaison parce que, comme nous venons de le démontrer, ils sont trop variables d'une région à l'autre. La calibration des pouvoirs réflecteurs des organoclastes des régions de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie est faite à partir de la réflectance des chitinozoaires pour trois raisons principales:

- a) les échantillons riches en chitinozoaires sont plus abondants que ceux qui sont riches en scolécodontes, principal concurrent des chitinozoaires (voir Appendice 6),
- b) parmi les zooclastes communs aux deux régions, c'est-à-dire les chitinozoaires, les scolécodontes et les hydroïdes, l'abondance relative des chitinozoaires sur les préparations pétrographiques (Fig. 3.13B, 3.14B, 3.15B et 3.16B) permet généralement de prendre un plus grand nombre de mesures de réflectance sur les chitinozoaires que sur les autres zooclastes (voir Appendice 6),
- c) dans les puits bien échantillonnés, les valeurs moyennes individuelles des chitinozoaires sont moins dispersées que celles des scolécodontes autour des estimations linéaires calculées en fonction de la profondeur, donc de la maturation thermique, (Annexe 1: Tab. 2).

VARIABLES		MOYENNES		COEF.	AXES MAJEURS		
DEPENDANTES	N	DE		CORR.	PENTES	INF.	SUP.
Y		X	Y	R ²	K	K ₁	K ₂
Graptolites	38	-0,0270	-0,0600	0,96	1,015	0,959	1,075
Scolécodontes	94	-0,0610	-0,2586	0,92	1,197	1,135	1,263
Pyrobit. calc.	46	0,0950	-0,0168	0,85	1,134	1,015	1,269

Tableau 3.8. Paramètres des équations des axes majeurs entre le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des chitinozoaires (X) et le logarithme du pouvoir réflecteur moyen des graptolites, des scolécodontes et du pyrobitume dans les séries calcaires (Pyrobit. calc.) (Y). Les équations ont la forme suivante:

$$(Y - \text{MOY. } Y) / (X - \text{MOY. } X) = K$$

Le sens des variables et des paramètres du tableau est expliqué dans le tableau 3.5.

Les résultats de la comparaison des pouvoirs réflecteurs des graptolites, des scolécodontes et des pyrobitumes des séries carbonatées sont résumés dans le tableau 3.8. Exprimées sous une forme visant à montrer l'ordonnée à l'origine:

$$(\text{éq. 3.13}) \quad \text{Log } R_o \text{ graptolite} = 1,015 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,033$$

$$(\text{éq. 3.14}) \quad \text{Log } R_o \text{ scolécodonte} = 1,197 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,186$$

$$(\text{éq. 3.15}) \quad \text{Log } R_o \text{ pyrobit. calc.} = 1,134 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,124$$

ces relations montrent peu de différences par rapport à celles observées par Bertrand et Héroux (1987: Tab. 3 et Fig. 6):

$$(\text{éq. 3.16}) \quad \text{Log } R_o \text{ graptolite} = 1,004 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,032$$

$$(\text{éq. 3.17}) \quad \text{Log } R_o \text{ scolécodonte} = 1,199 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,152$$

$$(\text{éq. 3.18}) \quad \text{Log } R_o \text{ pyrobit. calc.} = 1,100 \times \text{Log } R_o \text{ chitino.} - 0,126$$

YX	Humiques		Zooclastes			pyrobit. asphalt.	
télinite (t)	collorés. 23 (t)	semifusin. 80 (t)	chitino. (c) 32 (t)	graptolite 38 (c)	scoléco. 94 (c)	calc. 46 (c)	grès 66 (t)
Forme logarithmique: $\text{Log}_{10} Y = A_0 + A_1 * \text{Log}_{10} X$							
A ₀	0,098	-0,310	0,009	0,042	0,169	0,122	0,020
A ₁	0,874	1,669	1,031	1,016	0,862	0,909	0,671
Forme exponentielle: $Y = A_0 * A_1 ^ X$							
A ₀	1,253	0,490	1,021	1,101	1,475	1,324	1,047
A ₁	0,874	1,669	1,031	1,016	0,862	0,910	0,671
Forme exponentielle: $Y' = B_0 * B_1 ^ X'$							
B ₀	0,773	1,534	0,980	0,909	0,637	0,734	0,934
B ₁	1,145	0,599	0,970	0,984	1,161	1,100	1,490

Tableau 3.9. Paramètres des équations permettant de calculer le pouvoir réflecteur équivalent de la télinite à partir du pouvoir réflecteur d'un organoclaste autre que la télinite. X = pouvoir réflecteur aléatoire moyen d'un organoclaste, Y = pouvoir réflecteur moyen estimé de la télinite, X' = pouvoir réflecteur aléatoire moyen de la télinite, Y' = pouvoir réflecteur estimé d'un organoclaste. A₀, A₁, B₀ et B₁ = paramètres des équations. * = multiplié par. ^ = exposant. Les sous-écritures (t) ou (c), accompagnant les nombres des effectifs des échantillons statistiques servant à obtenir les équations de régressions, indiquent si les paramètres sont calculés directement à partir d'une droite de régression impliquant la télinite (t) ou à partir d'un organoclaste intermédiaire, les chitinozoaires (c).

Par l'intermédiaire de l'équation 3.4, qui estime le pouvoir réflecteur d'une télinite pour un pouvoir réflecteur d'un chitinozoaire donné, et à partir des paramètres des tableaux 3.5 et 3.8, des équations sont établies pour mettre en relation le pouvoir réflecteur des organoclastes

fréquents dans l'une ou l'autre des deux régions étudiées. Ces équations sont exprimées sous une forme logarithmique et sous deux formes exponentielles symétriques (Tab. 3.9).

Pour estimer le pouvoir réflecteur d'une télinite à partir du pouvoir réflecteur d'un autre organoclaste, on applique la forme logarithmique ou la forme exponentielle où les variables sont Y ou X. La variable X est la valeur expérimentale de la réflectance d'un organoclaste. Pour faire l'inverse, on applique la forme exponentielle dans laquelle Y' et X' sont les variables. La variable X' est la valeur expérimentale du pouvoir réflecteur de la télinite. Plus simplement on se sert de la table en Appendice 8 où toutes les valeurs de pouvoir réflecteur équivalentes de la télinite sont calculées entre 0,5 et 3,0 pour-cent à des intervalles de 0,05 pour-cent. Au-dessus de 2,0 pour-cent, les valeurs équivalentes ne sont toutefois vérifiées expérimentalement qu'avec les zooclastes et le pyrobitume des séries carbonatées.

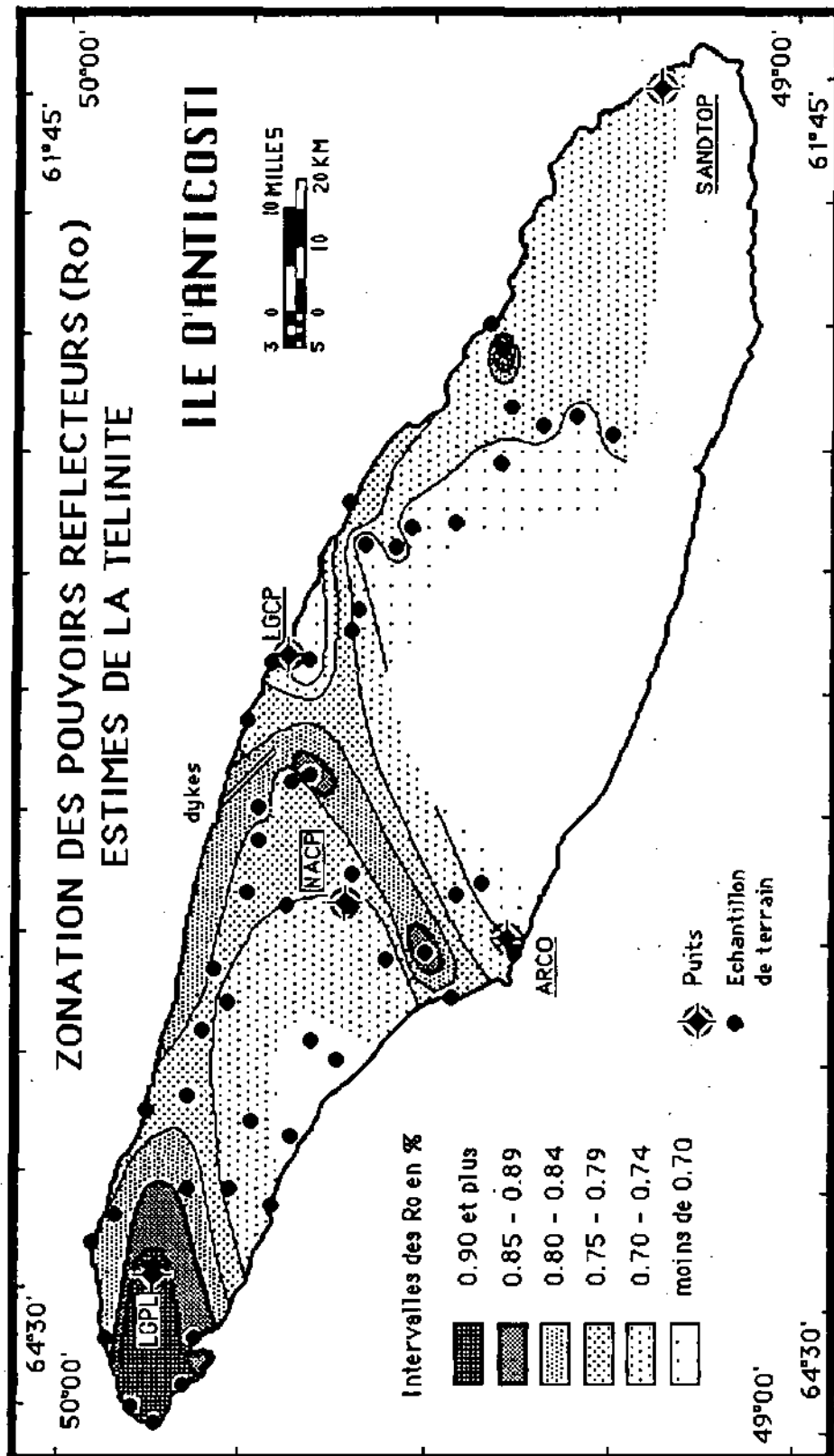


Figure 3.38

3.3.3 Zonation des pouvoirs réflecteurs de la matière organique en surface et en subsurface

3.3.3.1 Généralités

Les valeurs estimées du pouvoir réflecteur de la télinite, en fonction des pouvoirs réflecteurs des organoclastes présents dans les échantillons, sont tabulées dans l'Appendice 9A et 9B. Une valeur de la télinite est estimée pour chaque type de matière organique dont l'équation de correspondance est connue (Tab. 3.9).

tél. coll.	Humiques			Zooclastes		pyrobit. asphalt.	
	collorés.	semifusin.	chitinozo.	graptolite	scoléco.	calc.	grès
0,76	0,66	0,55	0,72	0,69	0,66	0,61	0,74

Tableau 3.10. Valeurs des coefficients "R²" employées dans l'équation 3.19, pour le calcul du pouvoir réflecteur estimé moyen de la télinite (Appendice 9A et B).

Dans un même échantillon, les valeurs estimées de la télinite sont légèrement différentes d'un organoclaste à l'autre. Pour n'avoir qu'un seul pouvoir réflecteur de la télinite, une valeur pondérée est calculée pour chacun des échantillons. Dans le but de tenir compte de la précision avec laquelle un organoclaste permet d'estimer le pouvoir réflecteur d'une télinite de même rang, des poids inégaux sont associés aux valeurs estimées individuelles dans le calcul de la valeur estimée moyenne de la télinite. La formule suivante est appliquée:

$$(\text{éq. 3.19}) \quad R_{O \text{ tél. est. moy.}} = \sum (R^2 * R_{O \text{ t. estimée}}(R_O \neq 0)) / \sum (R^2_{R_O \text{ t. estimée} \neq 0})$$

où "R²" est le carré du coefficient des tableaux 3.5, 3.6, 3.7 et 3.8, et R_{O t. estimée}(R_O ≠ 0) est la valeur du pouvoir réflecteur estimée de la télinite pour chaque organoclaste présent dans un échantillon. Lorsqu'il n'y a pas d'équation de correspondance directe entre le pouvoir réflecteur d'un organoclaste et la télinite, dans le cas des graptolites, par exemple, la droite de régression chitinozoaires-télinite sert d'intermédiaire. Cette droite de régression sert aussi

d'intermédiaire entre les pouvoirs réflecteurs des scolécodontes et de la télinite; la relation directe entre scolécodontes et télinite (Tab. 3.6) n'est pas connue avec assez de précision parce que l'effectif est petit ($N = 23$). Les coefficients " R^2 " (Tab. 3.10) de l'équation 3.19 sont alors égaux aux produits des coefficients " R^2 " des droites de régression impliquées (Tabs 3.5, 3.6, 3.7 et 3.8).

3.3.3.2 Dans l'île d'Anticosti

La zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite pour les échantillons de surface de l'île d'Anticosti est illustrée dans la figure 3.38. Ces valeurs de pouvoir réflecteur sont mises en tableaux dans l'appendice 9A et montrées sur une carte géologique dans l'appendice 7J. Quatre observations sont faites à partir de cette zonation:

- 1) la gamme des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite est comprise entre 0,64 et 1,04 pour-cent (Appendice 9A),
- 2) la partie est de l'île d'Anticosti montre des pouvoirs réflecteurs moins élevés que la partie ouest,
- 3) les valeurs de pouvoir réflecteur ne sont que vaguement reliées à la stratigraphie,
- 4) certaines zones à pouvoirs réflecteurs élevés sont associées à des événements tectoniques ou ignés.

En effet, la partie nord de l'île, où affleure la Formation de Vauréal (base de la série de surface), montre des pouvoirs réflecteurs qui ne sont que faiblement plus élevés que ceux de la partie sud de l'île, où affleurent les formations les plus jeunes. D'autre part, deux points

Figure 3.39. Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sur deux coupes géologiques dans l'île d'Anticosti.

- A) Coupe orientée perpendiculairement à la direction des strates et à l'axe du bassin, entre les puits LGCP et ARCO, en passant par le puits NACP.
- B) Coupe orientée parallèlement à l'axe du bassin ou des strates, entre les puits Sandtop et LGPL, en passant par le puits NACP.

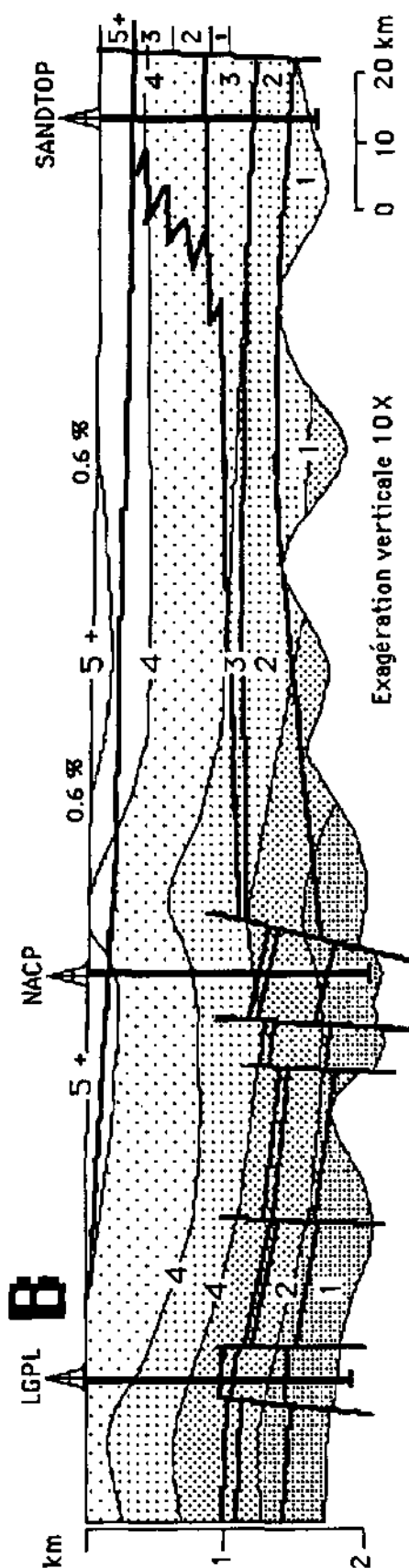
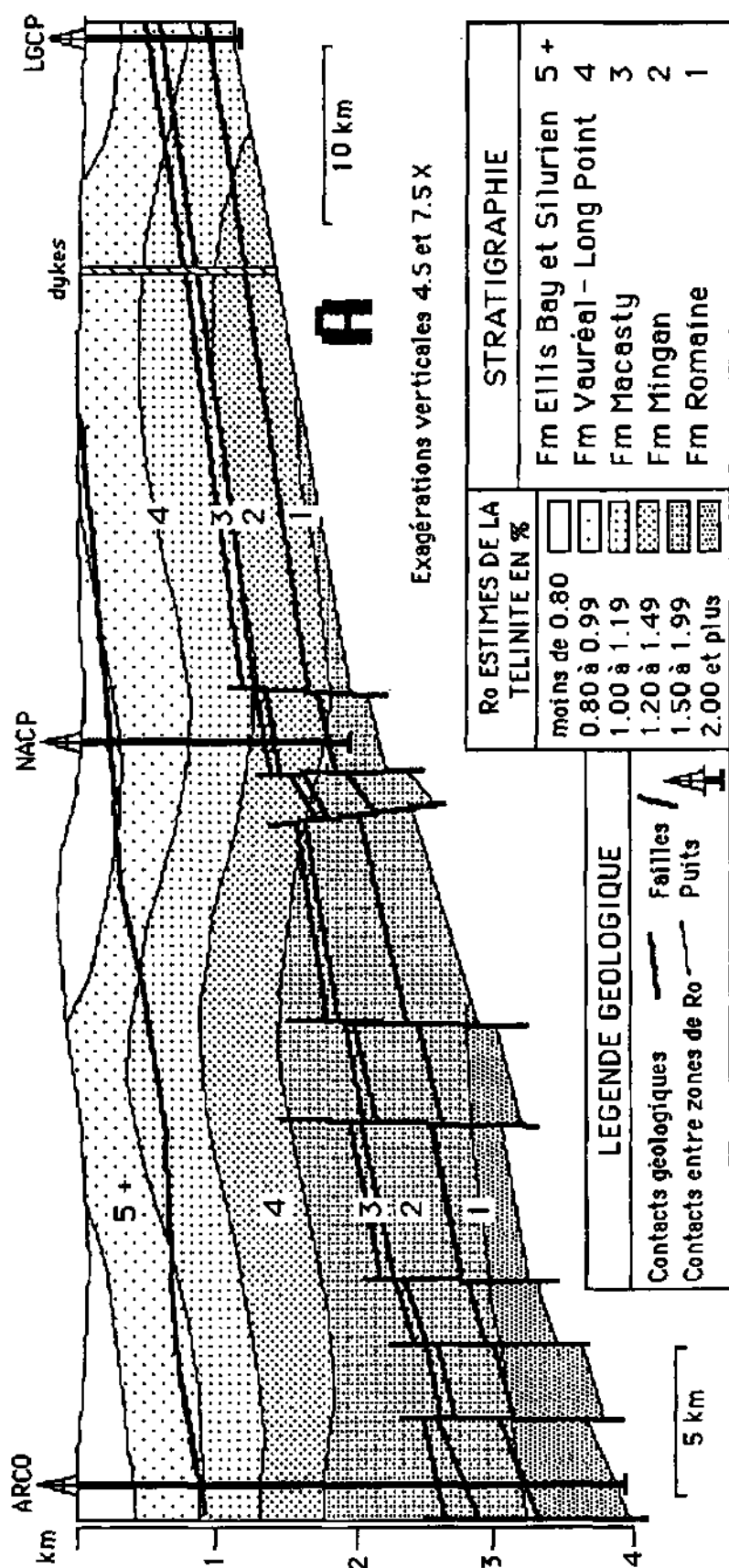


Figure 3.39

"chauds" sont observés, celui de la rivière aux Saumons (Fig. 3.38) est situé près d'une faille observée en surface (voir Figs 1.1 et 1.6), et celui situé entre les puits LGCP et NACP (Fig. 3.38) est observé dans le prolongement des dykes observés dans la falaise Puyjalon (Fig. 1.6). La zone à bas pouvoirs réflecteurs observée autour du puits LGCP (Fig. 3.38) est située dans le voisinage d'un horst (Fig. 1.6).

Parce qu'ils sont plus complets, les profils des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite dans les cinq puits étudiés de l'île d'Anticosti (Figs 3.21 à 3.25) permettent de mieux visualiser l'évolution de la maturation thermique en fonction de la profondeur que ne le permettent les profils des matières organiques individuelles.

PUITS	EFF.	COEF.	DROITES		ECARTS TYPES (SD)	
		CORR. ²	ORIGINE	PENTE	ORIGINE	PENTE
	N	R ²	A ₀	A ₁	SD A ₀	SD A ₁
LGPL	15	0,91	-0,094	0,216	0,017	0,019
NACP	9	0,92	-0,149	0,206	0,022	0,023
ARCO	19	0,98	-0,196	0,224	0,013	0,007
LGCP	11	0,44	-0,140	0,185	0,035	0,070
SANDTOP	7	0,88	-0,129	0,129	0,018	0,021

Tableau 3.11. Paramètres des droites de régression entre le logarithme du pouvoir réflecteur estimé de la télinite et la profondeur des échantillons dans les puits de l'île d'Anticosti. N = effectif des pouvoirs réflecteurs moyens (EFF.).

Les paramètres des équations de régression qui mettent en relation les logarithmes des valeurs estimées de la télinite dans les puits de l'île d'Anticosti (Tab. 3.11) montrent que:

- a) si on tient compte de l'écart type de ces gradients (SD A₁), les gradients des logarithmes de pouvoir réflecteur sont statistiquement identiques dans les puits LGPL, NACP, ARCO et apparemment LGCP,

- b) si on exclut l'intervalle probablement contaminé (Formation de Long Point) dans le puits Sandtop, le gradient des pouvoirs réflecteurs dans ce puits est nettement plus faible que dans les autres sondages,
- c) si on tient compte des écarts types des ordonnées à l'origine, les pouvoirs réflecteurs au niveau de la surface des puits sont très semblables dans les puits NACP, LGPL et Sandtop (compris entre 0,70 et 0,75 pour-cent en valeurs naturelles),
- d) le pouvoir réflecteur estimé de la télinite au niveau de la surface du puits ARCO est nettement plus bas (R_o estimé télinite = 0,63% + - 0,01%) que celui du puits LGPL (R_o estimé télinite = 0,81% + - 0,01%). Ces résultats corroborent ceux obtenus à partir des échantillons de surface (Fig. 3.38).

Les données structurales de la figure 1.6, les données stratigraphiques des figures 3.21 à 3.25, la zonation de surface (Fig. 3.38) et les gradients des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite en subsurface (Tab. 3.11) permettent de construire des coupes qui tiennent compte à la fois de la géologie et de la maturation thermique de l'île d'Anticosti (Fig. 3.39).

Selon la transversale (Fig. 3.39A), cette figure permet d'observer les faits suivants:

- 1) les courbes d'iso-valeurs des pouvoirs réflecteurs sont sub-parallèles entre elles, essentiellement horizontales mais obliques aux contacts géologiques,
- 2) la limite de un pour-cent de pouvoir réflecteur ($R_o = 1,0\%$) est partout située à un peu moins d'un kilomètre de profondeur, au sommet de la Formation de Vauréal dans le puits ARCO, mais dans la Formation de Mingan dans le puits LGCP,
- 3) la limite de deux pour-cent ($R_o = 2,0\%$) n'est atteinte que dans la Formation de Romaine de la partie sud du bassin.

Selon la coupe longitudinale, la figure. 3.39B permet d'observer que:

- 4) les courbes d'iso-valeurs des pouvoirs réflecteurs sont légèrement divergentes en direction du puits Sandtop,
- 5) les courbes d'iso-valeurs sont obliques par rapport aux contacts géologiques mais elles sont aussi obliques par rapport à la surface d'érosion actuelle de l'île d'Anticosti,

- 6) la limite de un pour-cent ($R_0 = 1,0\%$) de pouvoir réflecteur de la télinite est située à environ 750 mètres à l'ouest de l'île d'Anticosti (LGPL) mais à 1500 mètres à l'est (Sandtop); la limite de deux pour-cent ($R_0 = 2,0\%$) de pouvoir réflecteur n'est jamais atteinte sur ce profil géologique,
- 7) les ondulations des courbes d'iso-valeurs (Fig. 3.39A et B), estimées à partir des variations de réflectance observées en surface, sont vaguement associées à certaines failles de la subsurface et au prolongement hypothétique d'une zone de dykes observés en surface, située sur la rive nord de l'île d'Anticosti (Fig. 1.6).

Les résultats obtenus à partir des données de surface (Fig. 3.38) et de subsurface (Fig. 3.39) permettent de suggérer les conclusions suivantes:

- 1) vu la gamme des pouvoirs réflecteurs de la surface (Appendices 6A et 7J: 0,64 à 1,04%), toutes les roches de l'île d'Anticosti appartiennent à la fenêtre à huile potentielle (voir Fig. 1.7) sauf peut-être une toute petite région à la pointe ouest de l'île.
- 2) En surface, la partie est de l'île d'Anticosti est moins mature que la partie ouest; la fenêtre à huile potentielle est aussi plus épaisse à l'est qu'à l'ouest de l'île.
- 3) Le volume formé par la fenêtre à huile potentielle montre un axe transversal (nord-est sud-ouest) subhorizontal, mais présente un léger basculement (pente maximum de 1/40) suivant un axe nord-est sud-ouest qui a permis l'érosion d'environ 500 mètres de plus de roche à l'ouest qu'à l'est ou qu'au centre de l'île. Ce basculement de toute la série est post-maturation thermique (post Silurien inférieur).
- 4) La maturation thermique de l'ensemble du bassin est surtout contrôlée par l'enfouissement des séries et, à part le dernier basculement de 500 mètres, les profondeurs relatives actuelles des unités stratigraphiques sont essentiellement les mêmes que lors de l'enfouissement maximum.
- 5) La maturation thermique a eu lieu après les mouvements tectoniques en horsts et grabens qui ont disséqué les séries déposées par les deux premiers mégacycles sédimentaires de l'Ordovicien inférieur et moyen (Formations de Romaine et de

Mingan). La maturation thermique a eu lieu aussi après l'enfoncement général de la plate-forme vers le centre du bassin, centre situé au sud-ouest. L'enfoncement s'est poursuivi jusqu'à la fin de la sédimentation, mais le paroxysme date de la fin du Caradocien ou du début de l'Ashgillien, c'est-à-dire au moment de l'Orogénie taconique dans le nord-est de la Gaspésie.

- 6) La présence des reliefs du socle précambrien, avant le moment de l'enfouissement maximum, est confirmée par la présence d'une auréole peu mature autour du puits LGCP, située juste au sud d'un horst (Fig. 1.6), et par le faible gradient des pouvoirs réflecteurs observé dans le puits Sandtop. En effet ce puits est situé sur le toit d'une faille normale au rejet d'environ 600 mètres (Fig. 3.39). Un effet de socle (Gretener, 1981, pp. 96-97) est probablement responsable de ce gradient anormalement bas par rapport à ceux des autres puits de la région.
- 7) Lors de l'enfouissement maximum, les épaisseurs des séries siluriennes étaient similaires dans le voisinage des puits ARCO et LGPL mais plus minces au niveau du puits LGCP et Sandtop.
- 8) La maturation thermique a eu lieu après la sédimentation de la série la plus jeune actuellement connue (Silurien inférieur). Ces séries siluriennes étaient d'épaisseurs similaires dans le voisinage des puits ARCO et LGPL mais plus minces au niveau du puits LGCP et Sandtop.
- 9) Des activités hydrothermales, dans le prolongement vertical des failles du socle, et ignées, plus tardives, ont créé des zones localisées dont la maturation thermique est plus élevée que l'ensemble de la région (Fig. 3.38)
- 10) Si on considère que le pouvoir réflecteur initial de la télinite est d'environ 0.3 pour-cent, et si on tient compte des droites de régression logarithmiques du tableau 3.11, entre 1.5 et 3 kilomètres de séries post-siluriennes inférieures ont été érodées. Cette façon d'estimer l'épaisseur des séries manquantes sous-entend l'hypothèse que la conduction thermique des roches érodées est identique à celle des séries actuelles du puits.

Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés (Ro) de la télinite

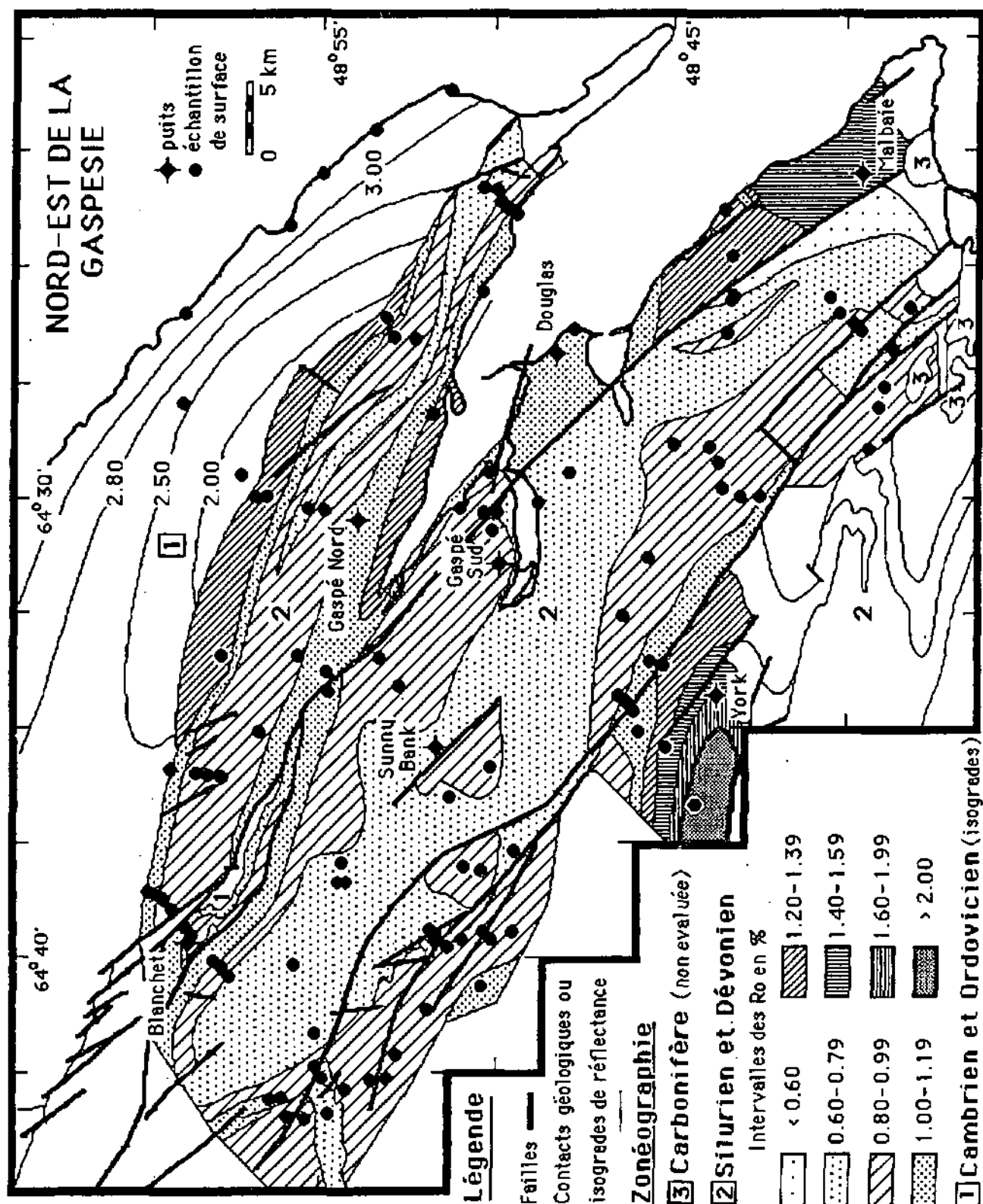


Figure 3.40

3.3.3.3 Dans le nord-est de la Gaspésie

La zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite pour les échantillons de surface du nord-est de la Gaspésie est illustrée dans la figure 3.40. Ces valeurs de pouvoir réflecteur sont trouvées dans l'appendice 9B et montrées sur une carte géologique dans l'appendice 7K (voir la Fig. 1.9 pour mieux comprendre la géologie). Douze observations sont faites à partir de cette zonation:

Ceinture taconique

- 1) la Ceinture taconique montre des pouvoirs réflecteurs nettement supérieurs à ceux de la série siluro-dévonienne (Appendice 7K).

Bloc nord

- 2) les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite augmentent en fonction de l'enfouissement des séries, des Calcaires Supérieurs de Gaspé vers le Groupe de Chaleurs. Au-dessus de ce niveau stratigraphique, les pouvoirs réflecteurs augmentent du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est (Formation de York River vers la formation de Malbaie), c'est-à-dire dans le sens contraire de l'enfouissement des séries. Il faut toutefois remarquer que le pouvoir réflecteur de la télinite (Appendice 7 J: $R_0 = 0.84$) dans le Membre de l'Anse-à-Brillant, à l'embouchure du ruisseau du même nom, fait exception.
- 3) Les valeurs les plus basses du pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans toutes les unités stratigraphiques sont observées dans les environs de la péninsule de Forillon.
- 4) A niveaux stratigraphiques équivalents, les pouvoirs réflecteurs croissent d'abord d'est en ouest à partir de la péninsule de Forillon. Dans le Groupe de Chaleurs, les valeurs maximum sont atteintes au nord du puits Gaspé Nord, dans la coupe de Rivière au Renard (Appendice 7 K). Elle décroissent à nouveau en direction de la région du puits Blanchet vers l'ouest.
- 5) La zone aux pouvoirs réflecteurs maxima dans la série siluro-dévonienne correspond à la zone aux pouvoirs réflecteurs minima dans la série taconique

Bloc centre

- 6) La zonation des pouvoirs réflecteurs dans le Bloc centre suit relativement bien les contours structuraux des plissements. La partie centrale, occupée par le synclinal de la rivière York (Fig. 1.9), est moins mature que les zones frontières au nord et au sud du bloc, où affleurent les séries des Calcaires Supérieurs de Gaspé. L'anticlinal du Mont de la Télévision (Appendice 7 K) et son prolongement sous la forme de deux dômes faillés, en direction de l'anticlinal de Mississippi (Appendice 7 K), est mis en évidence par les iso-contours des pouvoirs réflecteurs.
- 7) Il faut toutefois remarquer que la courbe d'iso-valeur de un pour-cent de pouvoir réflecteur coupe le contact Calcaires Supérieurs de Gaspé-Grès de Gaspé dans le prolongement de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean.
- 8) La zonation des pouvoirs réflecteurs reproduit fidèlement la répétition des séries stratigraphiques causées par des failles de chevauchement dans la région du puits Blanchet (Fig. 3.40 et Appendice 7K).
- 9) Les Grès de Gaspé montrent des pouvoirs réflecteurs plus élevés sur une épaisseur stratigraphique apparemment plus importante dans la partie est que dans la partie ouest de la région.

Bloc sud

- 10) La zonation des pouvoirs réflecteurs dans le Bloc sud suit les contours structuraux des plis aussi bien que le fait la zonation des réflectances dans le Bloc centre.
- 11) Les séries du Groupe de Chaleurs dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean montrent des pouvoirs réflecteurs plus élevés que ceux des séries du Groupe de Chaleurs dans le Bloc nord.
- 12) Les Calcaires Supérieurs de Gaspé sur le flanc nord de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, en bordure de la faille du Troisième Lac, montrent des pouvoirs réflecteurs plus élevés que les mêmes calcaires à l'ouest de la région, dans les anticlinaux de Mississippi ou du Mont Bald (Appendice 7K).

PUITS	EFF.	COEF.	DROITES		ECARTS TYPES (SD)	
		CORR. ²	ORIGINE	PENTE	ORIGINE	PENTE
	N	R ²	A ₀	A ₁	SD A ₀	SD A ₁
GASPE NORD (1)	6	0,63	-0,189	0,216	0,106	0,084
GASPE NORD (2)	5	0,84	-0,395	0,357	0,123	0,089
GASPE NORD (3)	4	0,91	-0,261	0,231	0,062	0,050
DOUGLAS	5	0,81	-0,108	0,098	0,036	0,027
MALBAIE	11	0,60	-0,060	0,091	0,036	0,025
BLANCHET (s)	4	0,98	0,008	0,337	0,010	0,035
BLANCHET (b)	6	0,94	-0,122	0,261	0,030	0,032
GASPE SUD	7	0,94	-0,051	0,093	0,020	0,010
SUNNY BANK	8	0,95	-0,112	0,165	0,039	0,018
YORK	4	0,84	0,211	0,307	0,045	0,094

Tableau 3.12. Paramètres des droites de régression entre le logarithme du pouvoir réflecteur estimé de la télinite et la profondeur des échantillons dans les puits du nord-est de la Gaspésie. N = effectif des pouvoirs réflecteurs moyens (EFF.). Puits Gaspé Nord: (1) = tous les échantillons du puits, (2) = échantillon supérieur anormal exclu, (3) = échantillons supérieur et inférieur exclus. Puits Blanchet: (s) = sommet, de 0 à 480 mètres de profondeur, (b) = base, 500 mètres et plus. Tous les coefficients de corrélation sont significatifs à un niveau de probabilité de 90%.

Beaucoup plus complets que les profils des pouvoirs réflecteurs des organoclastes individuels, les profils des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite dans les huit puits étudiés du nord-est de la Gaspésie (Figs 3.26 à 3.33) permettent de bien visualiser l'évolution de la maturation thermique en fonction de l'enfouissement des séries et de calculer les estimés des gradients de pouvoirs réflecteurs en fonction de la profondeur.

Les paramètres des équations de régression du tableau 3.12 sont les expressions de l'évolution des pouvoirs réflecteurs en fonction de l'enfouissement des séries. Ils montrent que:

- 1) contrairement à l'île d'Anticosti, les gradients des pouvoirs réflecteurs sont très variables dans le nord-est de la Gaspésie,
- 2) les puits peuvent être divisés en trois catégories en fonction des gradients de pouvoirs réflecteurs:
 - a) faibles (puits Malbaie, Douglas et Gaspé Sud),
 - b) moyens, c'est-à-dire comparables à ceux observés dans l'île d'Anticosti (puits Sunny Bank) et
 - c) forts à très forts (puits Blanchet, York et puits Gaspé Nord dans son ensemble).

Les fortes valeurs de gradients observées dans les deux parties du puits Blanchet ne peuvent s'expliquer que partiellement par soustraction tectonique d'une partie des séries par des failles normales.

- 3) Les gradients d'augmentation des pouvoirs réflecteurs en fonction de la profondeur sont généralement plus faibles dans les séries gréseuses (puits Douglas, Malbaie) que dans les calcaires (puits Blanchet et Sunny Bank). Les puits Gaspé Sud et Gaspé Nord montrent des relations inverses.
- 4) Le puits Gaspé Nord, surtout gréseux, montre un gradient croissant en fonction de la profondeur et en-dessous de 800 mètres, l'évolution du pouvoir réflecteur estimé de la télinite se prévoit mieux par une équation du second degré:

$$\text{Log } R_{\text{O télinite est.}} = 0,56 \text{ Prof}^2_{\text{km}} - 1,11 \text{ Prof} + ,49$$

que par l'équation linéaire du tableau 3.12. Mais en moyenne, le gradient de ce puits est le plus élevé de la région.

- 5) Les trois puits du Bloc nord montrent des gradients inverses de pouvoirs réflecteurs dans la partie supérieure de la série traversée.

Cette partie anormale des puits augmente d'épaisseur de l'ouest vers l'est, du puits Gaspé Nord au puits Malbaie. Ces observations corroborent les données de surface (Fig. 3.40). Les pouvoirs réflecteurs projetés au niveau de la surface avec les équations linéaires du tableau 3.12, calculées en excluant ces échantillons anormaux, prévoient des pouvoirs réflecteurs de la télinite plus bas (R_o Gaspé Nord = 0,6% R_o Douglas = 0,8%, R_o Malbaie = 0,9%) que ceux actuellement observés (Appendice 9B: R_o Gaspé Nord = 0,98% R_o Douglas = 1,05%, R_o Malbaie = 1,52%).

Avant d'interpréter les résultats de la surface et de la subsurface, il faut d'abord intégrer ces informations sur des coupes géologiques et structurales construites d'après les données de la littérature.

Les données structurales trouvées dans la littérature (McGerrigle, 1950; Roksandic et Granger, 1981) et illustrées par la figure 1.9, les données stratigraphiques des figures 3.26 à 3.33, la zonation de surface (Fig. 3.40) et les gradients des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite en subsurface (Tab. 3.12) permettent de construire des coupes qui tiennent compte à la fois de la géologie et de la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie (Fig. 3.41).

Dans cette figure, on observe que:

- 1) en surface, les pouvoirs réflecteurs de la série taconique montrent définitivement un saut des valeurs par rapport aux réflectances de la série siluro-dévonienne au niveau de la discordance taconique (Fig. 3.41). Le saut est toutefois moins marqué dans la coupe de la Rivière au Renard (Appendice 7K). Il en va autrement en subsurface. En effet, les bitumes solides observés à la base des puits Blanchet, Gaspé Sud et Douglas

Figure 3.41. Zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sur deux coupes géologiques dans le nord-est de la Gaspésie.

- A) Coupe perpendiculaire au grain tectonique (nord-est sud-ouest), entre la Ceinture taconique et anticlinal de Mississippi en passant par le puits Blanchet,
- B) Coupe composite, perpendiculaire au grain tectonique (nord-est sud-ouest), entre la Ceinture taconique et l'anticlinal de la rivière Saint-Jean.

- affichent des valeurs de pouvoirs réflecteurs qui sont dans la ligne d'évolution ou inférieures aux valeurs de réflectance de la série siluro-dévonienne (Fig. 3.41B).
- 2) Bien qu'elles coupent souvent les contacts géologiques, les zones d'intervalles de valeurs de pouvoirs réflecteurs de la série siluro-dévonienne épousent grossièrement la forme des anticlinaux et des synclinaux qui la plissent.
 - 3) La coupe au nord du synclinal de Champoux (Fig. 3.41A) montre, au niveau du puits Blanchet et en amont de ce puits, des répétitions évidentes des intervalles de pouvoirs réflecteurs en fonction de la profondeur, associées à des répétitions des séries stratigraphiques par des chevauchements.
 - 4) Les Calcaires Supérieurs de Gaspé montrent des épaisissements considérables autour de la zone de failles du Bras Nord-Ouest (Fig. 3.41A et B). Paradoxalement, malgré ces changements d'épaisseur, les intervalles de pouvoirs réflecteurs associés à chaque unité stratigraphique restent semblables à cause des changements de gradient de réflectance en fonction de la profondeur (puits Sunny Bank versus puits Blanchet).
 - 5) Malgré un plus fort gradient en fonction de la profondeur et des valeurs de pouvoir réflecteur plus élevées au niveau de la surface, l'équation de régression du puits York (Tab. 3.12) prévoit, à niveau stratigraphique équivalent, des valeurs de pouvoir réflecteur dans des séries dévoniennes qui seraient moins élevées sur l'anticlinal de la rivière Saint-Jean qu'elles ne le sont en subsurface dans le coeur du synclinal de la rivière York (Fig. 3.41B). Vu le nombre de points très réduit servant à estimer ce gradient, cette équation peut être mise en doute. Toutefois, les réflectances observées dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé qui affleurent au niveau de l'anticlinal de Mississippi, plus situés dans le même bloc tectonique mais plus à l'ouest (Fig. 3.41A), et dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé qui prolongent l'anticlinal de la rivière Saint-Jean dans le Bloc centre, confirment cette hypothèse. En effet, les pouvoirs réflecteurs observés dans ces calcaires sont plus bas que ceux observés au même niveau stratigraphique dans le synclinal de York (Fig. 3.41B).

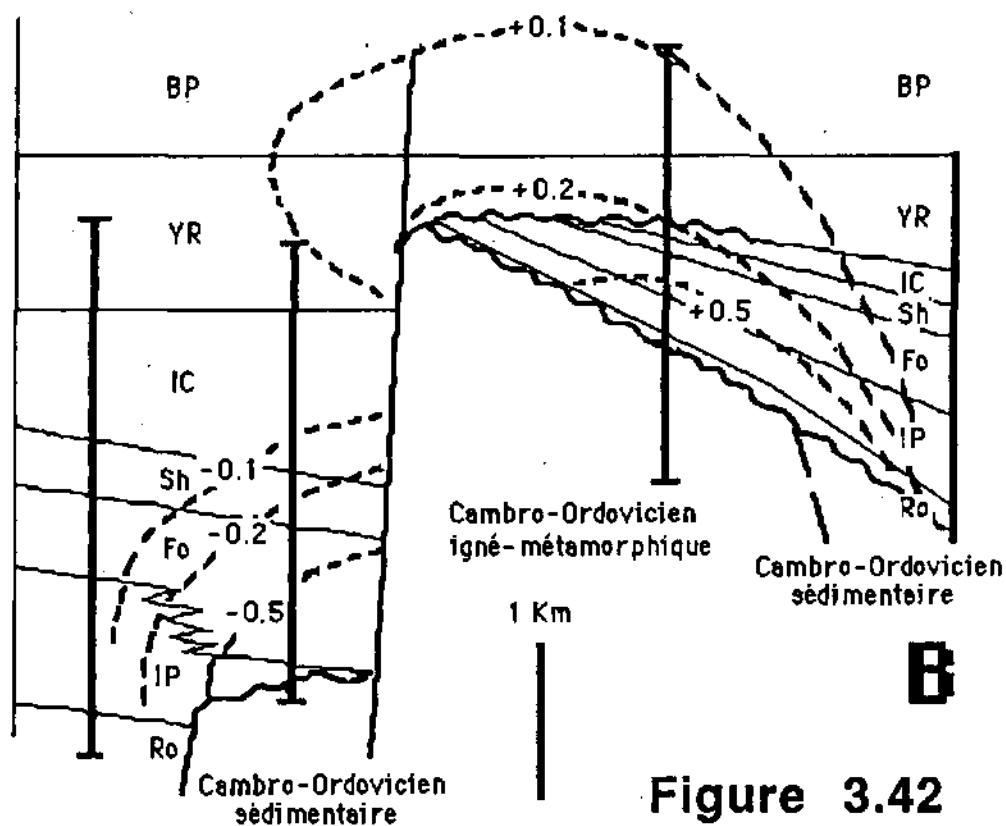
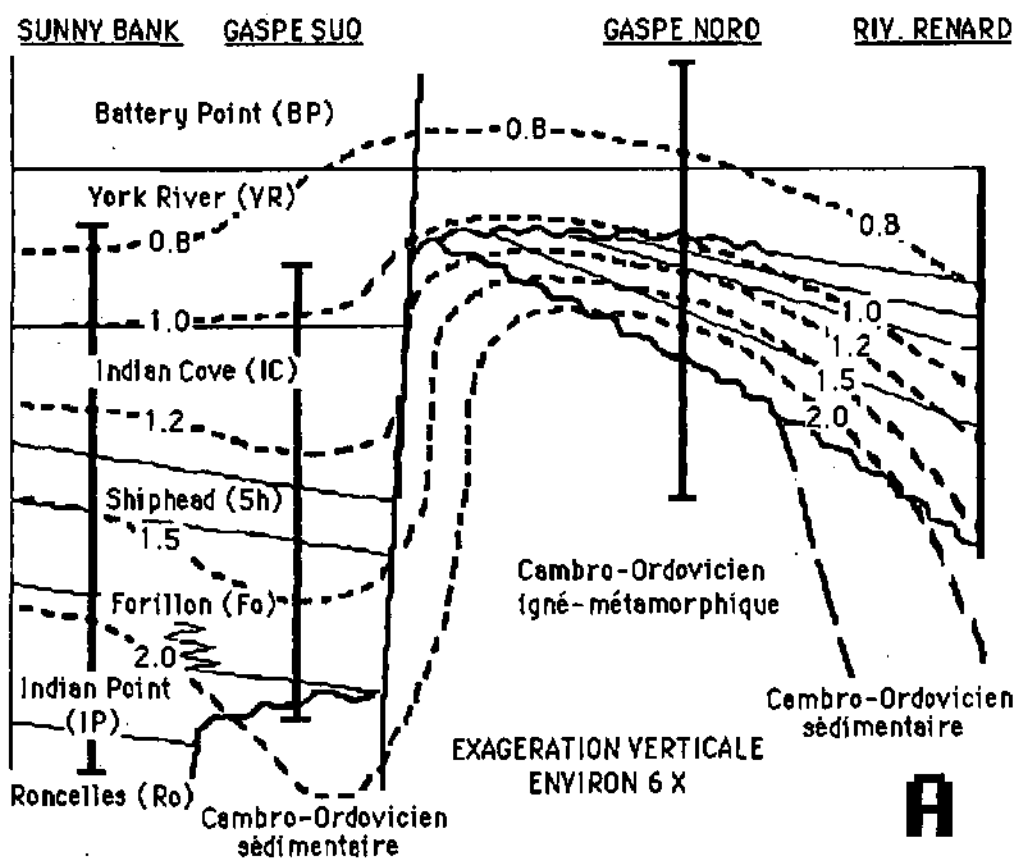


Figure 3.42

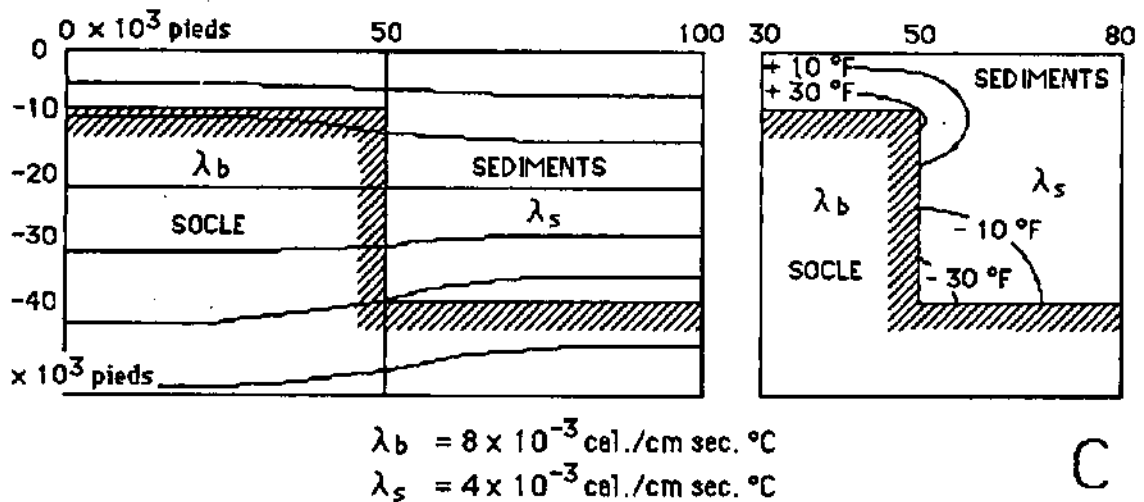


Figure 3.42. Coupe structurale hypothétique, à travers la faille du Bras Nord-Ouest, dans le seuil de Douglas, lors de l'enfouissement maximum des séries. La position relative des séries de part et d'autre de la faille du Bras Nord-Ouest est estimée à partir des équations du tableau 3.12 des puits Sunny Bank et Gaspé Nord et de la zonation de la surface (Fig. 3.40), en considérant que la courbe d'isoreflectance de 0,3 pour-cent est horizontale.

- A) Courbes d'isovaleurs du pouvoir réflecteur estimé de la télinite en pour-cent.
- B) A profondeurs égales, les différences en plus ou en moins du pouvoir réflecteur autour du seuil de Douglas, par rapport au pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans le puits Sunny Bank.
- C) Modèle théorique montrant les anomalies de températures associées à un soulèvement de socle thermiquement plus conducteur que les séries sédimentaires. λ = coefficient de conductivité thermique. Modifié de Gretener (1981).
- 6) Malgré leur proximité relative et une lithostratigraphie très semblable, le puits Gaspé Sud et le puits Sunny Bank montrent des zones de pouvoirs réflecteurs d'épaisseurs très différentes. Les intervalles de réflectances du puits Gaspé Sud sont comme distendus de part et d'autre du contact de la Formation d'Indian Cove avec la Formation de Shiphead, par rapport aux zones de réflectances du puits Sunny Bank. Le pouvoir réflecteur de ce point invariant est d'environ 1,2 pour-cent (1,2%) (Fig. 3.41B).

- 7) Les pouvoirs réflecteurs des matières organiques dans les Calcaires Supérieurs et les Grès de Gaspé augmentent de façon significative au contact de la faille du Troisième Lac. Sur le flanc nord de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean (Fig. 3.41B), des échantillons à valeurs de pouvoir réflecteur élevées sont associées à une minéralisation de sulfures.

Les résultats obtenus à partir des données de surface (Fig. 3.40) et de subsurface (Fig. 3.41) du nord-est de la Gaspésie permettent d'avancer les conclusions suivantes:

- 1) la gamme des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite des affleurements de surface (Appendices 7K et 9B: 0,54 à 3,21%) est si large que l'histoire de la maturation thermique du nord-est de la Gaspésie ne peut être que très complexe.
- 2) Les roches de la série cambro-ordovicienne dans la partie septentrionale du Bloc nord ont subi une "cuisson" plus élevée avant l'Orogénie taconique que lors de leur enfouissement sous les séries siluro-dévonienues.
- 3) Dans la partie méridionale du Bloc nord (puits Douglas) et dans le Bloc centre (puits Blanchet et Gaspé Sud), la chose est moins évidente. Les bitumes solides (bitume de réservoir et pyrobitume: Appendice 6E) ne sont pas significativement plus matures dans la série cambro-ordovicienne que ceux des roches siluro-dévonienues sus-jacentes. De plus, les cokes naturels qui accompagnent ces bitumes solides dans le puits Gaspé Sud n'affichent pas des pouvoirs réflecteurs très élevés. La maturation thermique de la série cambro-ordovicienne aurait été fonction de l'enfouissement sous les séries siluro-dévonienues ou bien ces bitumes solides résultent de l'altération thermique d'hydrocarbures migrés dans les roches du socle cambro-ordovicien à partir d'une roche mère originaire de la série siluro-dévonienne.
- 4) En effet, la région comprise entre les puits Gaspé Sud et Douglas aurait été un relief tectonique durant la sédimentation siluro-dévonienne (seuil de Douglas dans Roksandic et Granger, 1981). Les roches au-dessus de ce seuil auraient été moins enfouies que celles au nord et au sud du relief. La figure 3.42A est une reconstitution hypothétique, basée sur les enfouissements estimés à partir des gradients de pouvoirs

réflecteurs (Tab. 3.11), de la position relative des séries autour de ce seuil lors de l'enfouissement maximum.

- 5) L'inversion des pouvoirs réflecteurs dans les Grès de Gaspé du Bloc nord, observée tant en surface qu'en subsurface, l'augmentation des valeurs du pouvoir réflecteur en montant dans la stratigraphie (Fig. 3.40), l'épaississement de cette zone vers l'est (du puits Gaspé Nord vers le puits Malbaie), la présence de cokes naturels, que l'on ne retrouve plus que dans les roches de la série cambro-ordovicienne, suggèrent que la matière organique dans les Grès de Gaspé est en partie allochtone. Elle proviendrait d'une source cambro-ordovicienne située plus à l'est (1.3.2.18). Il s'agit donc d'un phénomène de resédimentation. Cette source serait érodée plus profondément au moment de la sédimentation du sommet de la formation de Battery Point qu'au moment du dépôt de la base de la Formation de York River. La faible valeur de pouvoir réflecteur observée dans l'anticlinal de Tar Point (Appendice 7K), dans le Membre de l'Anse-à-Brillant, confirme cette hypothèse et exclut une cause thermique pour expliquer les fortes valeurs de pouvoirs réflecteurs dans les Grès de Gaspé du Bloc nord.
- 6) Le volume occupé par la fenêtre à huile potentielle ($R_o = 0,5$ à $1,0\%$) est limité à la partie supérieure des Grès de Gaspé dans la partie est du Bloc nord (puits Malbaie), mais englobe une partie croissante des Calcaires Supérieurs de Gaspé vers la péninsule de Forillon et l'ouest de la région (anticlinal du Mont Bald).
- 7) Le chevauchement des séries dans la région du puits Blanchet a eu lieu après la période d'enfouissement maximum.
- 8) Les minces séries des puits Gaspé Nord et Blanchet, au niveau des Calcaires Supérieurs de Gaspé, reposaient sur des socles cristallins ou métamorphiques plus conducteurs de chaleur que les zones environnantes.
- 9) D'autre part, le socle cambro-ordovicien des puits Douglas et Gaspé Sud, de nature sédimentaire, n'était pas plus conducteur que la série siluro-dévonienne sus-jacente.

- 10) La proximité du puits Gaspé Sud avec la faille du Bras Nord-Ouest, explique le faible gradient des pouvoirs réflecteurs dans ce puits. Une reconstitution structurale hypothétique de cette portion du bassin lors de l'enfouissement maximum (Fig. 3.42) illustre bien les phénomènes thermiques qui se manifestent près d'une faille normale impliquant un socle plus conducteur que la série sédimentaire adjacente (Gretener, 1981, pp. 96-97).
- 11) Les grandes variations des gradients de pouvoirs réflecteurs en fonction de la profondeur dans les puits sont donc à mettre en rapport avec les reliefs du socle cambro-ordovicien et la nature des roches de ce socle: sédimentaires ou ignées et métamorphiques.
- 12) Les Calcaires Supérieurs de Gaspé dans le sommet des anticlinaux (Mont de la Télévision, Mont Bald, Mississippi et le prolongement de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean dans le Bloc centre) montrent des maturations thermiques plus faibles que dans le fond des synclinaux (rivière York, Baie de Gaspé Nord). Ceci suggère que la série siluro-dévonienne a commencé à se plisser avant la période d'enfouissement maximum.
- 13) Par contre, le centre des anticlinaux est plus mature que l'intérieur des synclinaux. Ceci suggère que le plissement s'est poursuivi après la période de maturation thermique des séries.
- 14) Le mouvement de décrochement dextre qui s'est produit le long des grandes failles de la région est légèrement perceptible le long de la faille du Troisième Lac, au niveau de l'anticlinal de la rivière Saint-Jean. Mais au niveau des anticlinaux faillés des ruisseaux Galt et d'Argent (Appendice 7K), le mouvement n'est plus perceptible car les anomalies thermiques sont situées vis-à-vis, et de part et d'autre de la faille (Fig. 3.40).
- 15) Le décrochement le long de la faille du Bras Nord-Ouest n'est déduit que par l'absorption du mouvement de translation du Bloc centre par les chevauchements observés au niveau du puits Blanchet. Les Grès de Gaspé du Bloc nord sont très

"contaminés" par des bitumes solides allochtones provenant probablement de séries cambro-ordoviciennes en voie d'érosion. Ces matières organiques à pouvoirs réflecteurs élevés masquent les courbes d'iso-valeurs que l'on pourrait hypothétiquement tracer dans le Bloc centre et que l'on pourrait comparer avec celles tracées dans le Bloc centre (Fig. 3.40).

- 16) Vu l'éventail très large des gradients de pouvoirs réflecteurs (Tab. 3.12), il est très difficile d'estimer l'épaisseur des strates érodées au-dessus des séries connues. Avec un pouvoir réflecteur minimum de la télinite égal à 0,3 pour-cent, si on se sert des valeurs extrêmes du tableau 3.12, il manquerait entre 0,3 et 5 kilomètres de strates (puits Gaspé Nord et Malbaie). Les valeurs de gradients qui sont connues plus précisément (puits Sunny Bank ou base du puits Blanchet) suggèrent plutôt une érosion de 1,5 à 2,7 kilomètres d'épaisseur. L'écart entre ces deux nombres se compare aux différences des puissances des séries entre puits. Les épaisseurs érodées dans le nord-est de la Gaspésie seraient similaires à celles estimées sur l'île d'Anticosti.

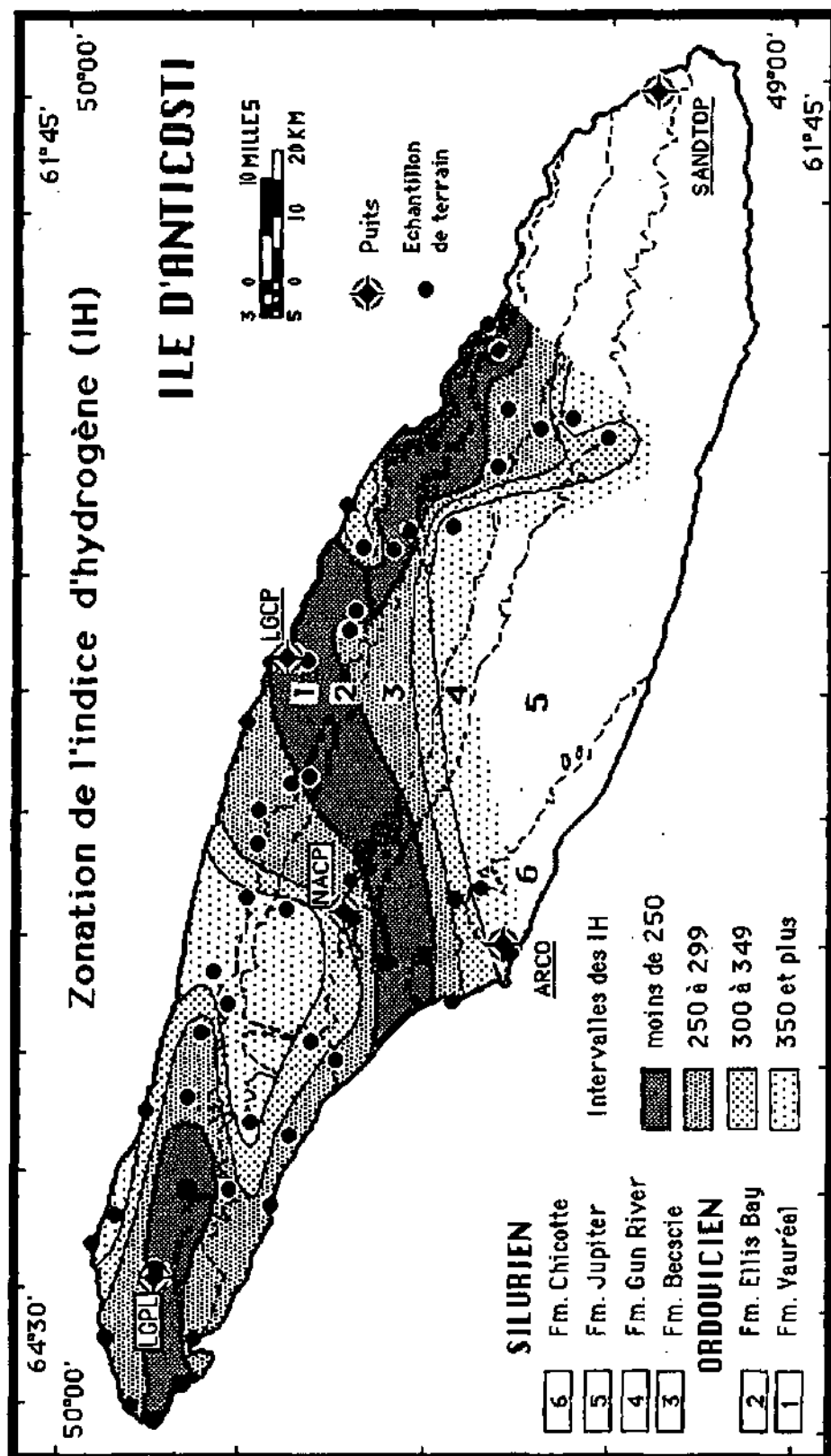


Figure 3.43

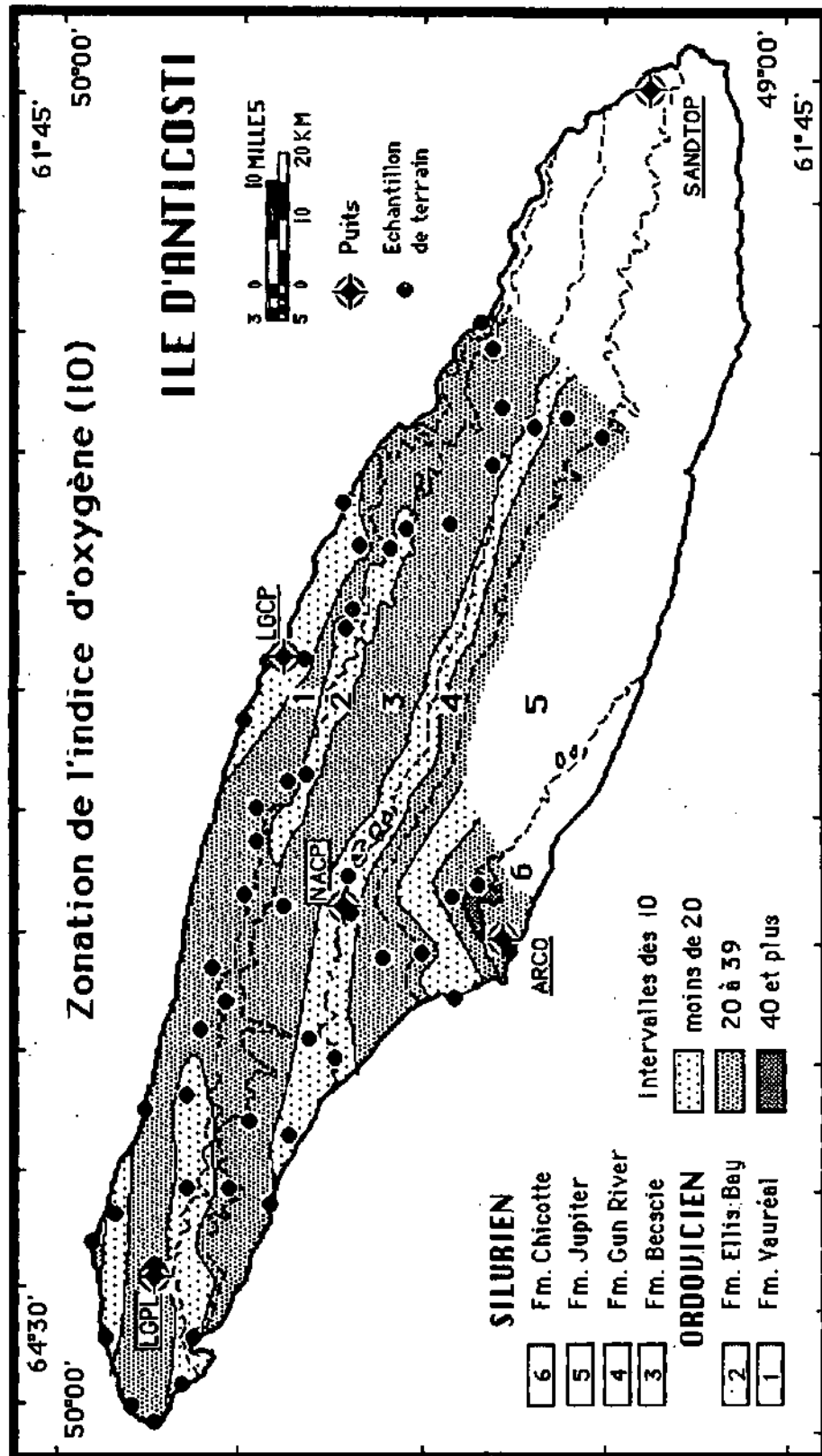


Figure 3.44

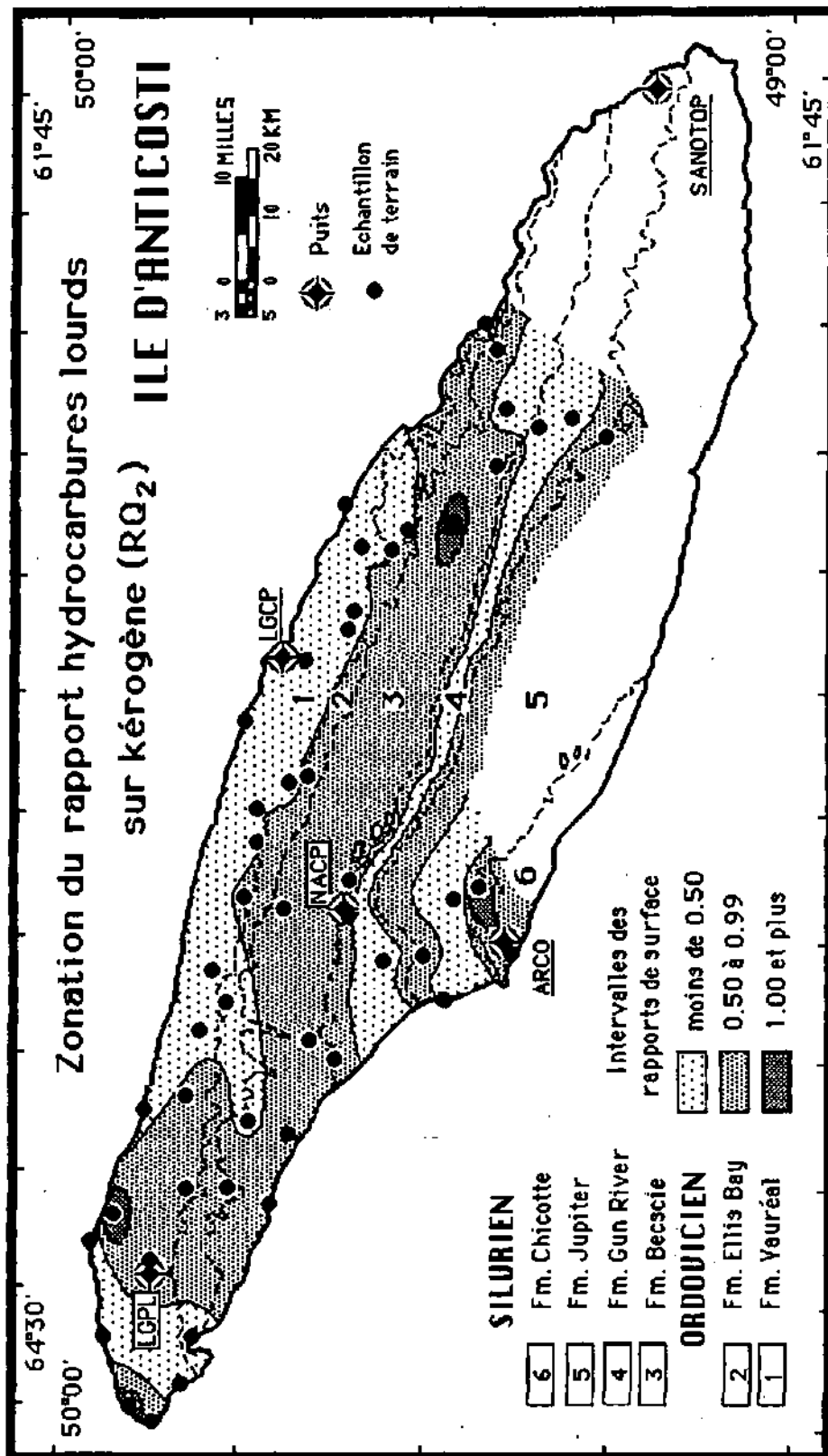


Figure 3.45

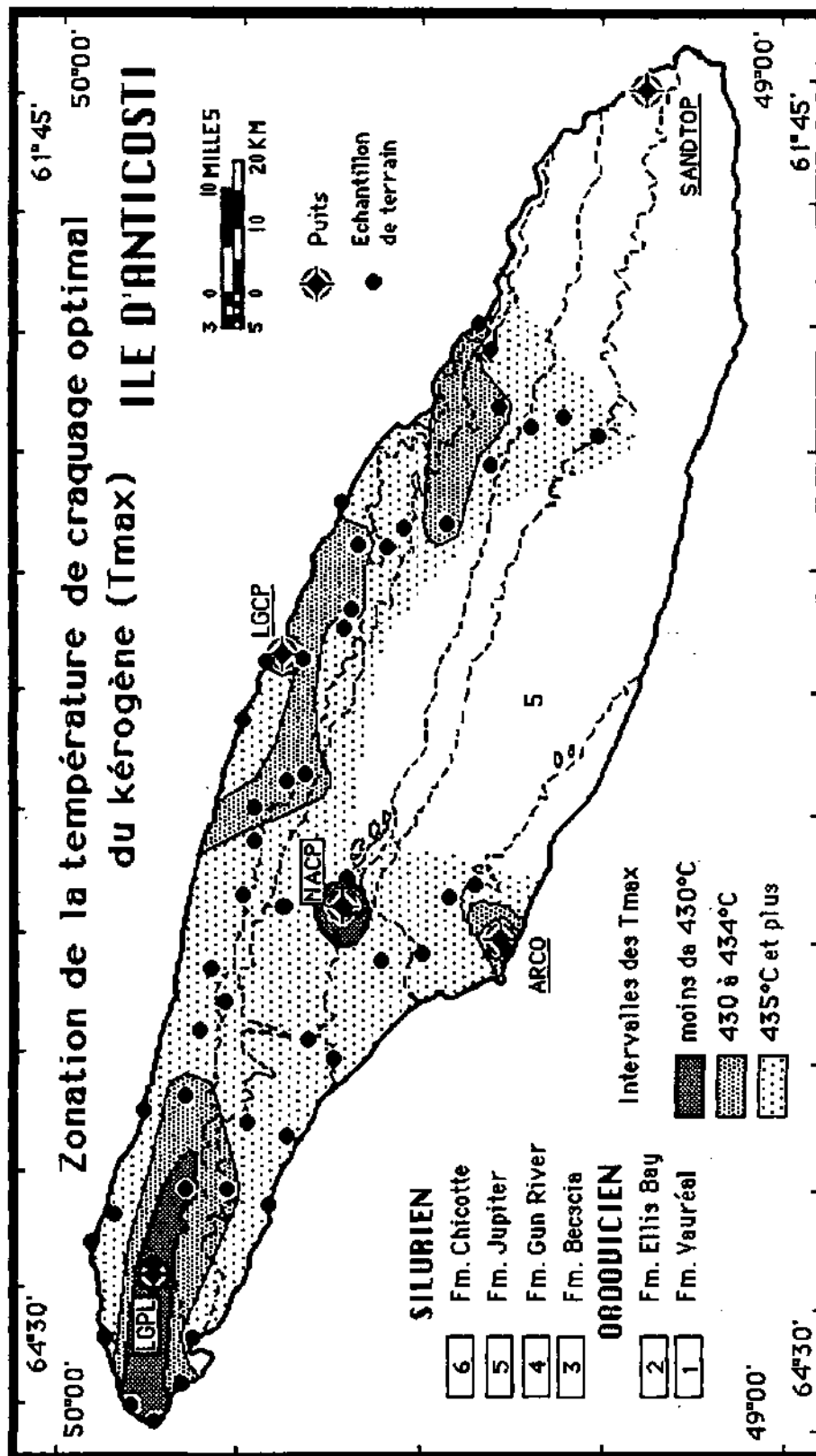


Figure 3.46

3.4. PYROLYSE EN TEMPERATURE PROGAMMEE (ROCK EVAL)

3.4.1 Dans l'île d'Anticosti

3.4.1.1 En surface

3.4.1.1.1 Introduction

Les données inscrites sur les cartes géologiques en Appendice 10A à 10D sont les variables:

IH : l'indice d'hydrogène,

IO : l'indice d'oxygène,

RQ₂ : le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (voir Fig. 2.4) et

T_{max} : la température de craquage optimal du kérogène,

les plus pertinentes de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) (Appendice 4A) qui peuvent servir à quantifier le niveau de maturation thermique atteint dans les séries de l'île d'Anticosti. Afin de faciliter l'interprétation des résultats, des cartes d'iso-valeurs de ces variables sont dressées en fonction de la géologie (Figs 3.43 à 3.46).

3.4.1.1.2 Observations

1 - Les données du potentiel génétique (PG compris entre 0,04 et 0,74 mg HC/g de roche) de l'appendice 4A indiquent que les séries sont pauvres (PG plus petit que 2,0: Espitalié, 1984). Seulement quatre échantillons, sur un total de quatre-vingt-dix-sept (97), montrent un potentiel roche mère à huile supérieur à la moyenne. De ceux-ci, les deux meilleurs échantillons (Formation de Vauréal: #15328 et 15329) ne sont toutefois que modérément favorables à une génération d'huile (PG compris entre 2 et 6 mg HC/g roche: Espitalié, 1984).

2 - Vu le pouvoir réflecteur des séries, les valeurs observées de l'indice d'hydrogène (IH compris entre 269 et 882: Appendice 10A et Fig. 3.43) indiquent que la matière organique des séries serait, dans plus de quatre-vingt-dix pour-cent (90%) des cas, un kérogène de Type II (IH compris entre 300 et 600: Espitalié, 1984).

Par contre, neuf valeurs sont supérieures à 600. A notre avis, ces valeurs sont anormales. Elles indiquent un kérogène de Type I. Les principaux facteurs explicatifs de ces valeurs

anormales sont: que le carbone organique est le dénominateur dans le calcul de l'indice d'hydrogène ($IH = Q_2/COT$: Fig. 2.4), que l'erreur sur le carbone organique est plus élevée lorsque les teneurs sont faibles, ce qui affecte le calcul de l'indice d'hydrogène, et qu'il y a une imprécision sur le facteur de correction de l'effet de matrice.

Les valeurs de l'indice d'oxygène (IO compris entre 5 et 76 mg CO_2/g roche: Appendice 10A et Fig. 3.44) suggèrent sensiblement les même types de kérogène. On observe toutefois un enrichissement en oxygène de ces kérogènes. Cet enrichissement cause un décalage des valeurs vers la droite par rapport à la lignée principale d'évolution du kérogène de Type II. Les résultats d'analyses des échantillons de la Formation de Vauréal sur un diagramme d'Espitalié (1977) mettent en évidence ce phénomène et celui des valeurs anormales de l'indice d'hydrogène (Fig. 2.9).

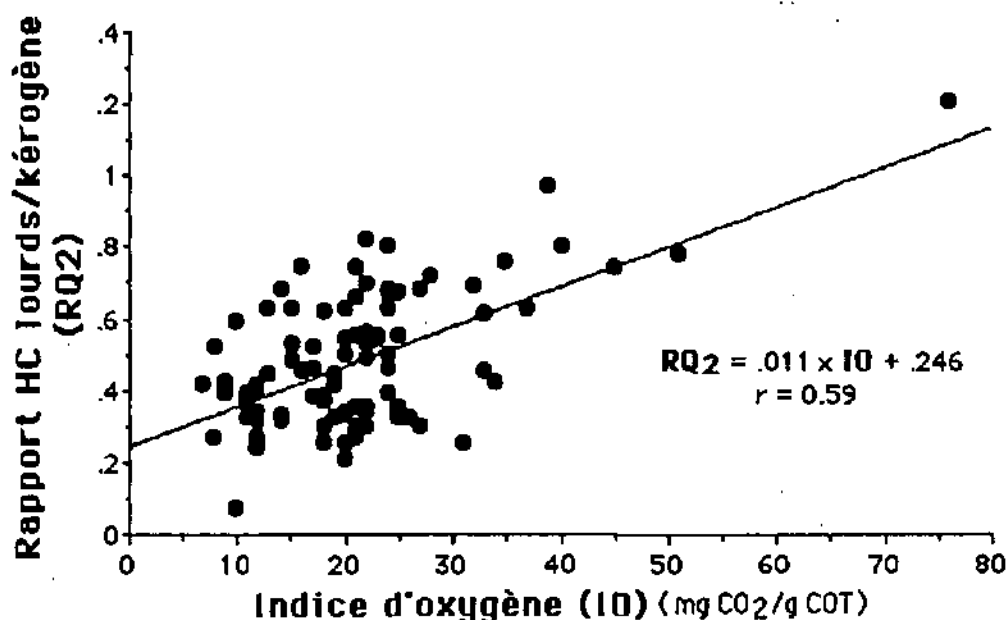


Figure 3.47. Variations des valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice d'oxygène (IO) dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti.

3 - La zonation des valeurs de l'indice d'hydrogène (Fig. 3.43) présente un aspect similaire à celui du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Fig. 3.38). Certaines zones de faibles valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) correspondent aux zones des pouvoirs réflecteurs élevés.

Cette relation inverse entre l'indice d'hydrogène et la réflectance, donc de l'augmentation de la maturation thermique, est en accord avec les données de la littérature.

4 - La zonation de valeurs de l'indice d'oxygène (IO) (Fig. 3.44) semble intimement liée à la lithologie des séries. Les faibles valeurs de l'indice d'oxygène correspondent aux facies plus argileux de la Formation de Vauréal, de la base de la Formation d'Ellis Bay, de la zone de contact Formations de Becscie-Gun River et du membre 3 de la Formation de Jupiter (1.2.1).

5 - La zonation du rapport des surfaces S_{21} et S_{22} du pic P_2 du kérogène (RQ_2) (Fig. 3.45) montre une relation évidente avec la lithologie. De plus, si quatre valeurs anormalement élevées du rapport ($RQ_2 > 1,14$, Fig. 3.45) sont exclues, une corrélation positive très significative est observée entre l'indice d'oxygène (IO) et la variable RQ_2 (Fig. 3.47: coefficient de corrélation $R = 0,59_{n=91}$: n = effectif des valeurs). Les échantillons plus riches en bitumes (RQ_2 élevés) sont aussi les plus riches en oxygène.

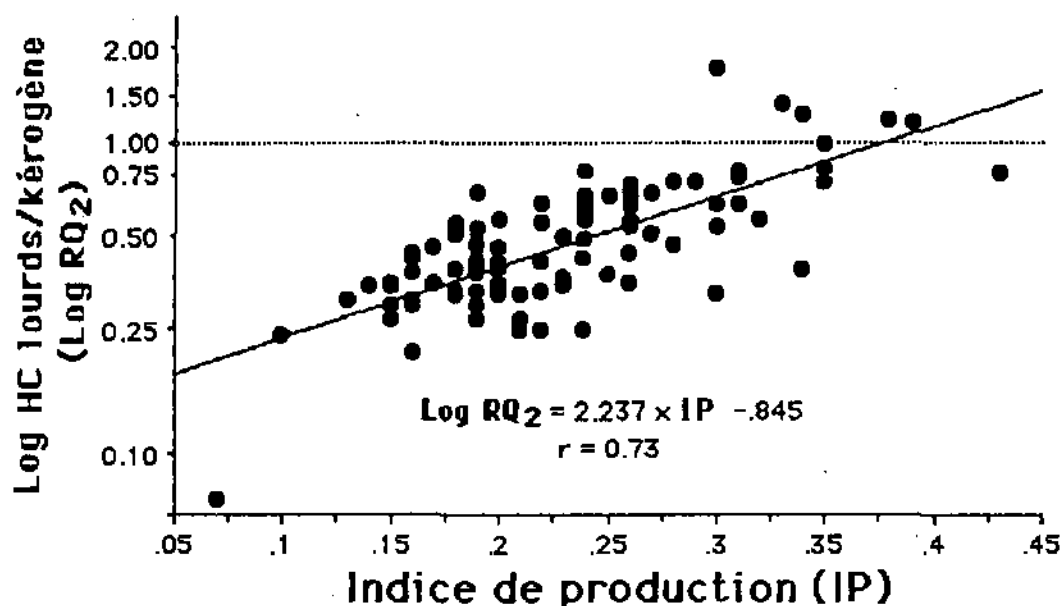


Figure 3.48. Variations des valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti.

6 - Étant donné qu'environ la moitié des échantillons montrent des valeurs de la variable RQ_2 comprises entre 0,5 et 1 (Fig. 3.45), une part importante de la surface S_2 du pic P_2 des pyrogrammes résulte du craquage de matières organiques ayant des températures de

dissociation inférieures à 385°C (voir Fig. 2.4). D'après les conclusions de Clementz (1979) et vu les valeurs de RQ_2 , on en déduit que 35 à 50 pour-cent des surfaces totales (S_2) du pic P_2 des pyrogrammes de nos échantillons sont faussement attribués au craquage d'un kérogène primaire. Les surfaces S_2 résultent, dans une part importante, de la dissociation d'huile ou de bitumes, produits secondaires, c'est-à-dire dérivés d'un kérogène primaire. On qualifie ces produits de kérogène secondaire lorsqu'ils s'altèrent, en partie sur place avec le kérogène primaire, en bitumes solides.

7 - Le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) est aussi relié à l'indice de production (IP) (Fig. 3.48), lequel, d'après les auteurs antérieurs (Espitalié et al, 1977), est un autre indicateur de maturation. Cette relation de la figure 3.48 indique qu'il y a un lien entre l'abondance des hydrocarbures lourds:

$$\text{décrits par } RQ_2 = \frac{\text{rapport hydrocarbures lourds } S_{21}}{\text{hydrocarbures de craquage du kérogène } S_{22}}$$

et des hydrocarbures légers:

$$\text{décrits par IP} = \frac{\text{hydrocarbures légers } S_1}{\text{hydrocarbures potentiels totaux, } S_1 + S_2}.$$

La variable RQ_2 est donc aussi due partiellement à la maturation thermique ou, vu l'observation précédente, l'indice de production (IP) est tout aussi fonction de la lithologie que de la diagenèse.

8 - Les valeurs de la température de craquage optimal des kérogènes ($T_{\max}$) montrent une zonation anormale. Les valeurs de $T_{\max}$ sont très faibles (< de 430°C) dans les parties de l'île où, d'après le pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Fig. 3.38), la maturation thermique est plus élevée (Fig. 3.46: régions du puits LGPL et du puits NACP). Considérant le niveau de maturation thermique atteint d'après les pouvoirs réflecteurs de la télinite, plusieurs autres régions de l'île montrent des $T_{\max}$ trop basses (intervalle 430 à 434°C).

3.4.1.1.3 Conclusions préliminaires

Ces résultats permettent de conclure de façon préliminaire que:

1) seul l'indice d'hydrogène (IH) semble varier partiellement en fonction inverse de l'augmentation de la maturation thermique. L'ensemble de la surface de l'île d'Anticosti aurait atteint le stade de la formation des huiles. Mais, cet indicateur ne donne pas plus de précisions. Les variations des autres indicateurs potentiels de rang (T_{max} : Fig. 3.46; IP: Fig. 3.48) semblent à la fois reliées à des facteurs lithologiques et à des facteurs de maturation thermique.

2) Les matières organiques de ces mauvaises roches mères à huile semblent être en bonne partie formées de bitumes très lourds passablement riches en oxygène et dont la quantité relative est reliée au faciès sédimentaire.

En effet, d'après les conclusions de Clementz (1979), les valeurs souvent élevées du rapport RQ_2 doivent refléter l'abondance d'hydrocarbures lourds. Les résultats de la pétrographie de la matière organique confirment cette conclusion; les bitumes solides sont omniprésents dans ces séries (Fig. 3.13).

L'alternance centimétrique et décimétrique de lits de shale et de calcaires non poreux, peu dolomitisés et généralement micritiques (Petryk, 1981d et Petryk et Bertrand, 1981), la pauvreté de toutes les séries en matière organique et l'association bitumes solides-organoclastes observée en pétrographie, confirmée par le Rock Eval, suggèrent que les bitumes lourds sont dérivés du kérogène in situ.

3) L'abondance de ces bitumes et leur association intime avec la matière organique "primaire", rendent inutilisable la température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) comme indicateur de maturation thermique.

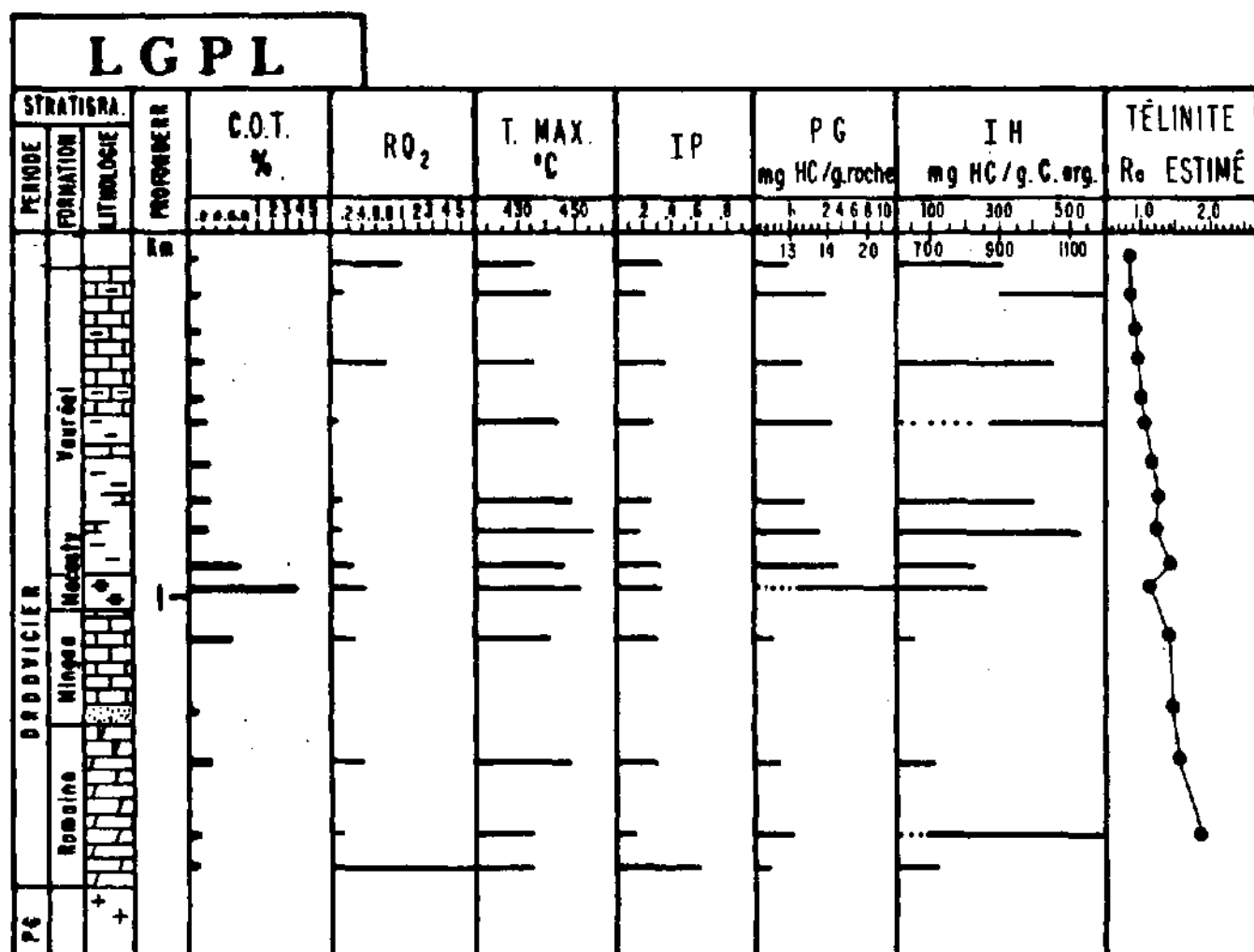


Figure 3.49. Profils des résultats de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits LGPL, île d'Anticosti (Appendice 4B). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Clark (1964), Roliff (1968) et Bertrand et al. (1975). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

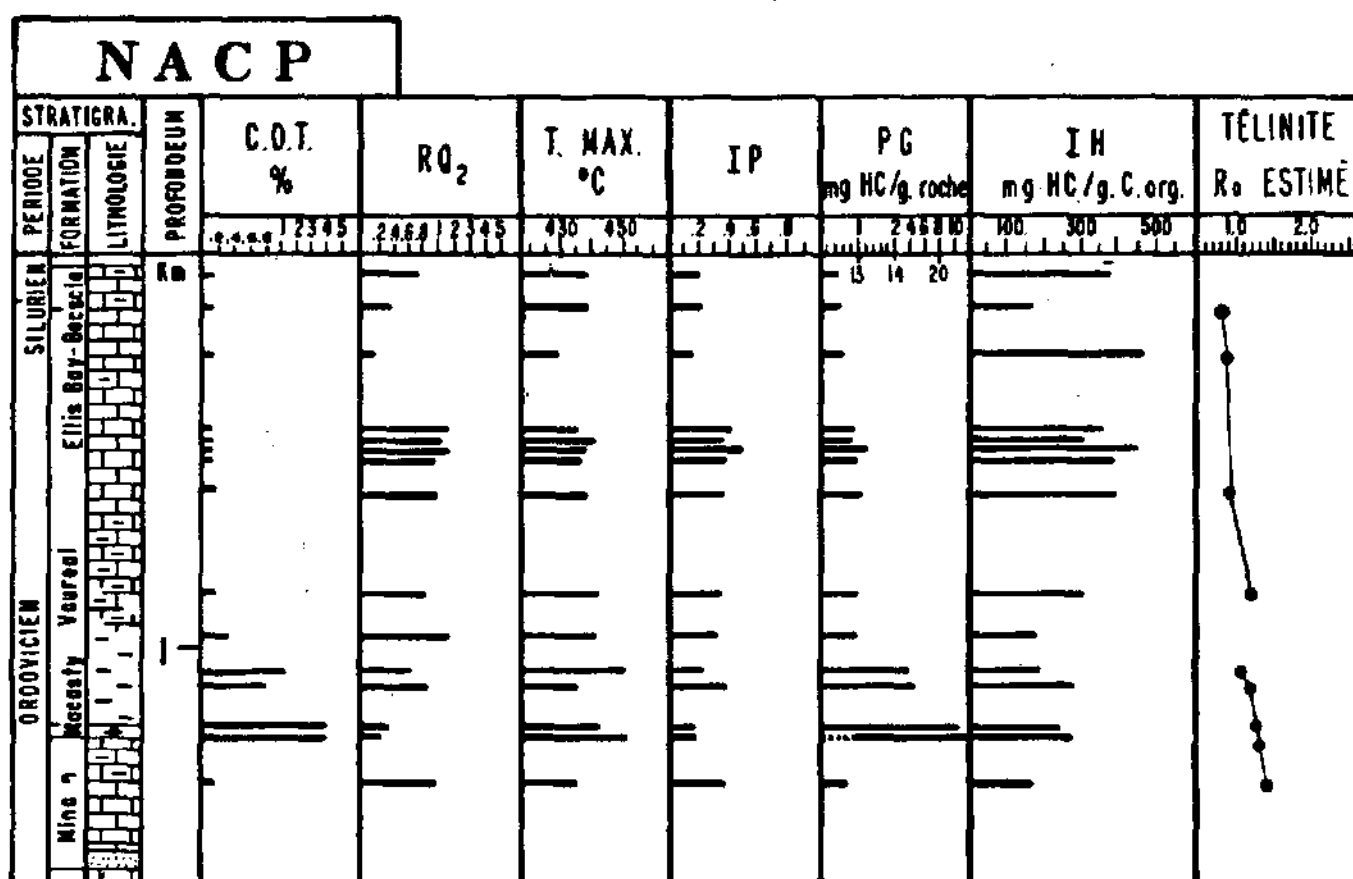


Figure 3.50. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits NACP, île d'Anticosti (Appendice 4B). Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1976). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

Figure 3.51. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits ARCO, île d'Anticosti (Appendice 4B). Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1974). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

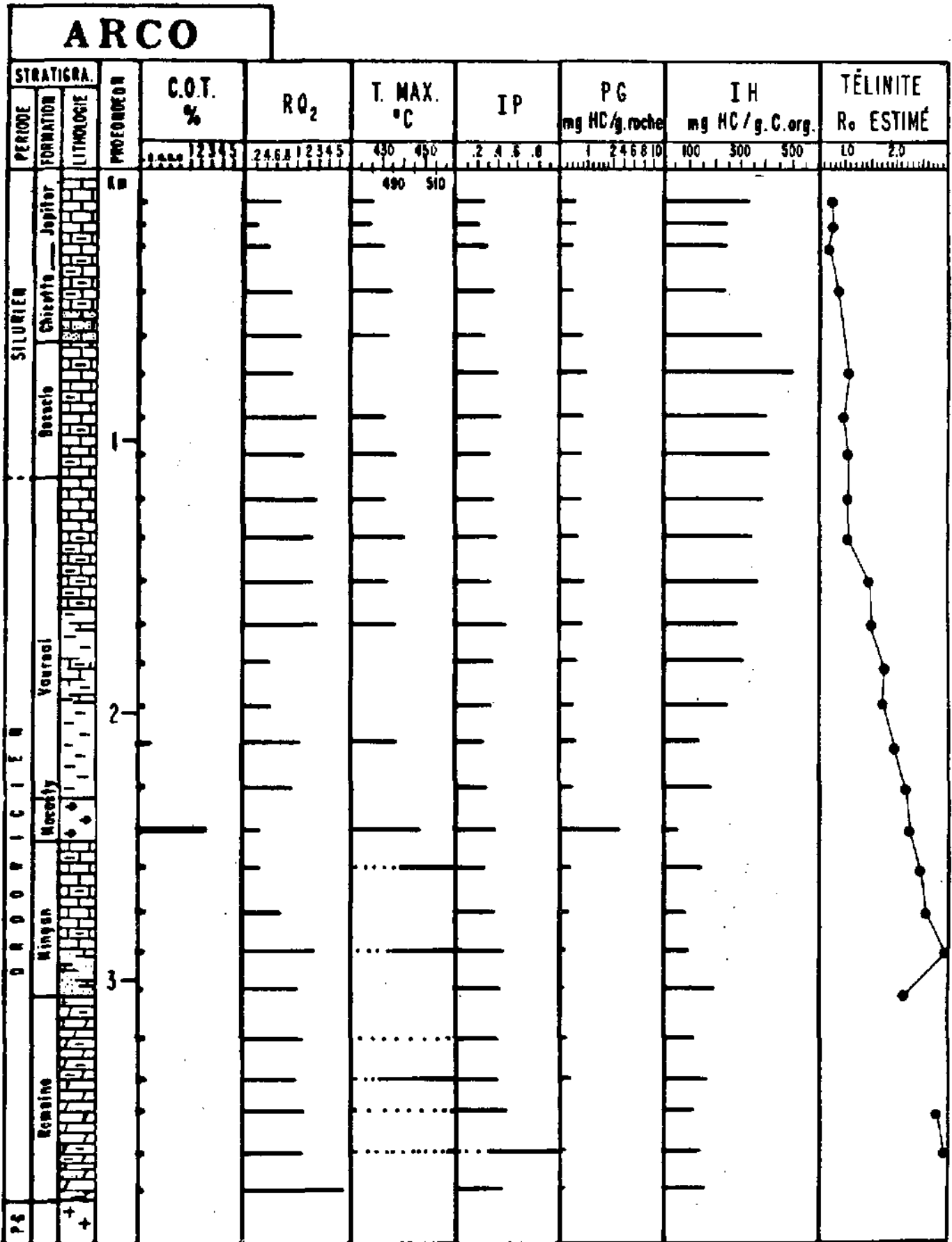


Figure 3.51

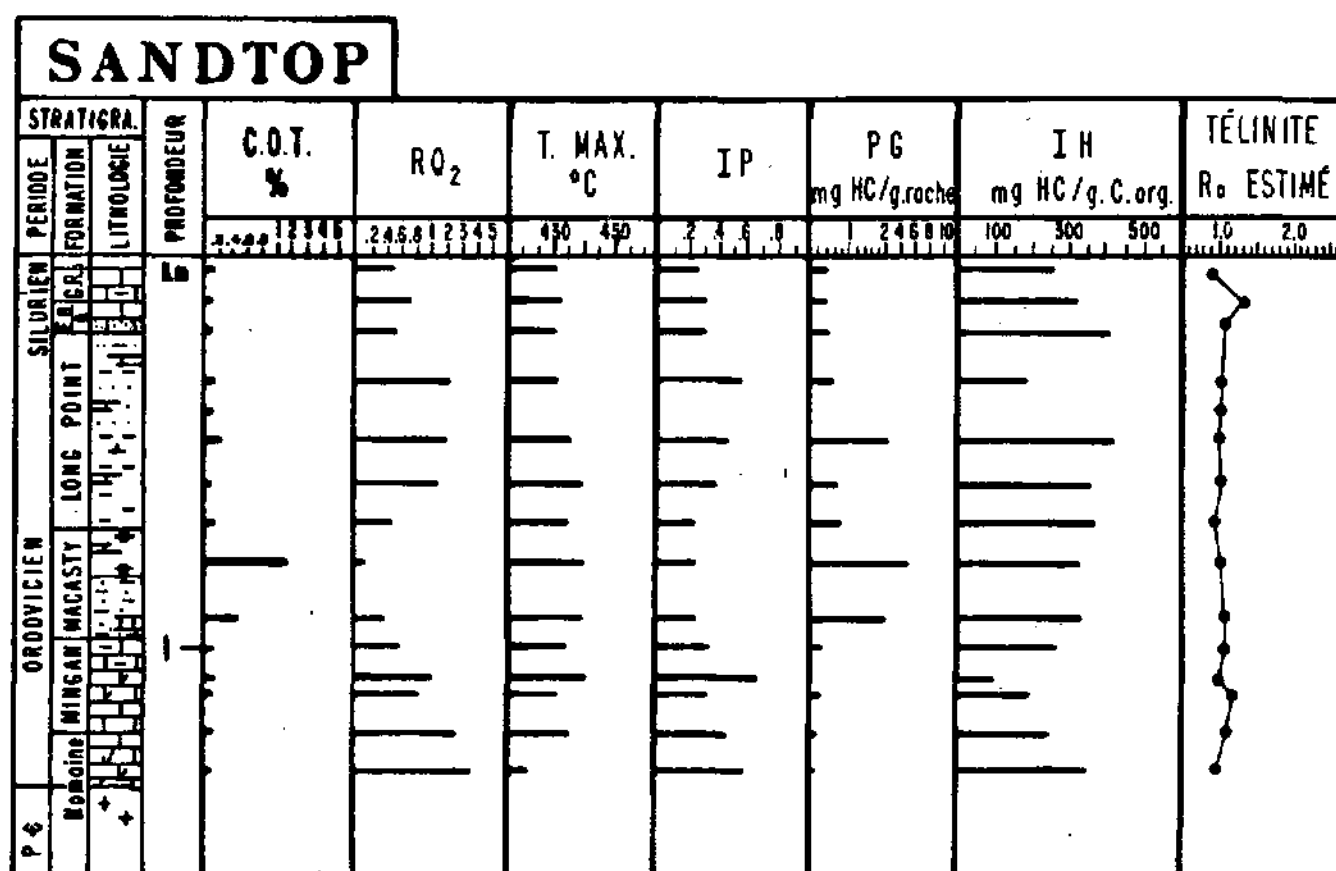


Figure 3.53. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Sandtop, île d'Anticosti (Appendice 4B). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Petryk (1981d). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

3.4.1.2 En subsurface

3.4.1.2.1 Introduction

Les résultats de la pyrolyse en température programmée des matières organiques des échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti (App. 4B) sont illustrés sous forme de profils barres dans les figures 3.49 à 3.53. Afin de pouvoir suivre l'évolution verticale des indicateurs de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) en fonction de l'augmentation de la maturation thermique, un profil des valeurs du pouvoir réflecteur estimé de la télinite accompagne ceux de la pyrolyse. Afin de suivre le même cheminement qu'avec

des données de surface, ces résultats sont discutés par profil, tous les puits considérés simultanément.

3.4.1.2.2 Observations

1 - Les profils du potentiel génétique (PG) indiquent que seule la Formation de Macasty dans les puits LGPL (Fig. 3.49), NACP (Fig. 3.50) et LGCP (Fig. 3.52) est une bonne roche mère potentielle à huile (PG > 6 mg/g de roche ou 6 kg/t: Tissot et Welte, 1978, p. 513). Les valeurs du potentiel génétique (PG) sont comprises entre 5 et 17 avec une moyenne de 11 kg hydrocarbures/tonne de roche. Les roches moyennement propices pour générer de l'huile (PG compris entre 2 et 6 mg hydrocarbures/g de roche) sont trouvées:

- a) à la base du facies argileux de la Formation de Vauréal dans tous les puits, sauf dans le puits ARCO,
- b) dans la Formation de Macasty dans les puits ARCO (Fig. 3.51) et Sandtop (Fig. 3.53) et
- c) dans un échantillon de la Formation de Long Point (puits Sandtop).

Comme en surface, tout le reste de la série possède un potentiel très bas.

2 - Dans les Formations d'Ellis Bay à Chicotte des puits ARCO et Sandtop, les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) augmentent en fonction de la profondeur. L'indice d'hydrogène montre toutefois une valeur minimale au niveau de la Formation de Becscie (puits ARCO), une des unités stratigraphiques les plus proximales du point de vue environnements de dépôts. Par la suite, l'indice d'hydrogène diminue assez régulièrement jusqu'à la Formation de Macasty, la formation la plus riche en matière organique.

3 - Les valeurs minimales de l'indice d'hydrogène dans la Formation de Macasty sont observées dans le puits ARCO (Fig. 3.51: IH = 49), où la maturation thermique y est plus avancée que dans les autres puits. Les plus grandes valeurs de l'indice d'hydrogène dans la Formation de Macasty sont observées dans les puits LGCP et Sandtop (Figs 3.52 et 3.53: IH compris entre 328 et 360), où là, la Formation de Macasty a été moins enfouie (Fig. 3.39). La

Formation de Macasty dans les puits LGPL et NACP, modérément enfouie (Fig. 3.39), montre des valeurs intermédiaires (Figs 3.49 et 3.50: IH compris entre 207 et 249).

4 - A l'exception du puits ARCO, les valeurs de la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) au sommet des puits varient autour de 435°C. Cette température correspond au tout début de la fenêtre à huile potentielle (Tissot et Welte, 1978, p. 521). Dans le puits ARCO, la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) est dans le voisinage de 425°C, ce qui indiquerait que la série est immature.

5 - Dans la Formation de Macasty, les températures de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) dans la plupart des puits (LGPL, NACP, ARCO et LGCP) sont dans le voisinage du 450°C. Elle donne une réponse équivalente à celle de la réflectance de la télinite (Fig. 1.7) dans le puits LGCP (450°C $\approx$ 1,0% de R_o vitrinite) mais sous-estime la maturation thermique dans presque tous les autres puits. En effet, dans les puits LGPL et NACP, la $T_{\max}$ (450°C) suggère que la fin de la fenêtre à huile potentielle (R_o vitrinite = 1%: Fig. 1.7) est tout juste atteinte. Les pouvoirs réflecteurs indiquent plutôt un niveau de maturation thermique ayant atteint la zone à gaz à condensats (R_o vitrinite compris entre 1,2 et 1,4%). Dans le puits Sandtop, la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) (440°C) indique que la Formation de Macasty n'a que légèrement dépassé le début de la fenêtre à huile potentielle. Les pouvoirs réflecteurs indiquent plutôt qu'elle vient d'être traversée (R_o télinite = 1,0%).

Bien que la valeur du $T_{\max}$ soit anormalement faible dans la Formation de Macasty du puits ARCO, une valeur de 489°C est observée juste en-dessous, au sommet de la Formation de Mingan. Ceci suggère que la Formation de Macasty est en plein dans la zone à gaz (R_o vitrinite > 1,35%: Espitalié, 1984), comme le suggèrent l'indice d'hydrogène et la réflectance de la télinite.

6 - Les profils des valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2 : Fig. 2.4) sont semblables dans tous les puits. Les valeurs sont élevées dans la partie carbonatée des séries et sont minimales dans les shales de la Formation de Macasty et dans ceux de la base de la Formation de Vauréal (Figs 3.49 à 3.53). Le rapport varie généralement dans la gamme des valeurs comprises entre 0,5 et 2 dans les calcaires ou les calschistes et les valeurs du rapport

tombent à moins de 0,3 dans les shales de ces deux formations. Les valeurs les plus élevées sont observées dans les dolomies de la Formation de Romaine. Dans les formations calcaires, les valeurs les plus élevées sont observées dans le puits ARCO (Fig. 3. 49).

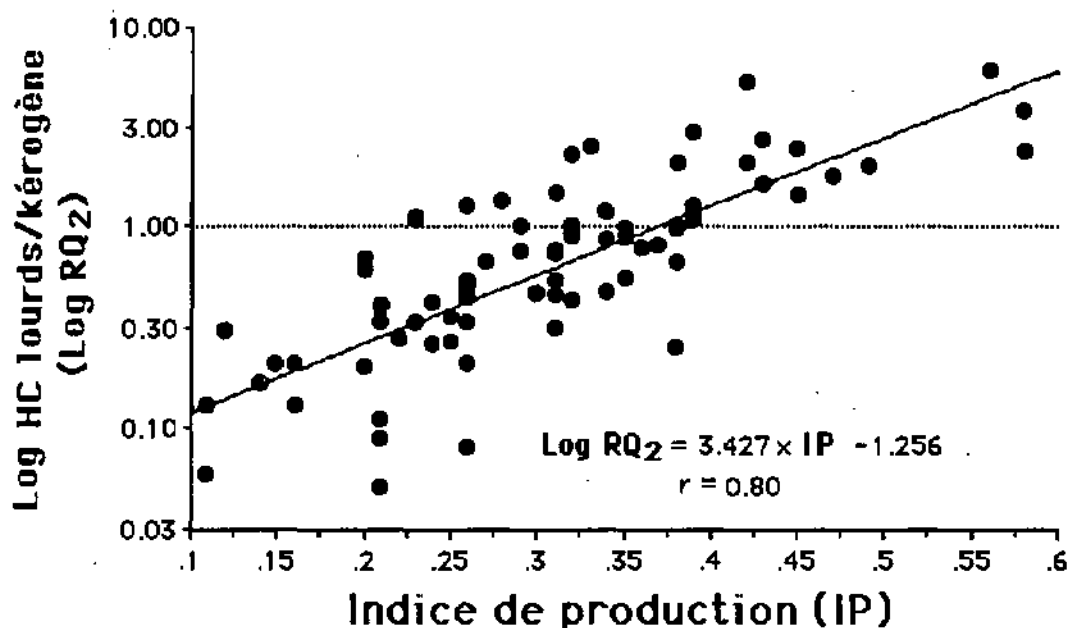


Figure 3.54. Variations du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti.

7 - La forte relation observée entre l'indice de production (IP) et la variable RQ_2 (Fig. 3.54), indicateur de facies d'après l'observation précédente (numéro 6), explique pourquoi cet indicateur potentiel de rang des séries (IP) ne répond pas aux prévisions théoriques suggérées dans la Fig. 2.4. Elle explique comment les variations de l'indice de production (IP) dans tous les puits ne montrent aucun lien avec la maturation thermique, quantifiée par le pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Figs 3.49 à 3.53).

3.4.1.2.3 Conclusions préliminaires

Les conclusions préliminaires tirées des résultats du Rock Eval dans les séries de subsurface de l'île d'Anticosti et les comparaisons avec les résultats de réflectance sont les suivantes:

- 1) comme le suggéraient les teneurs en carbone organique (Fig. 3.4) la Formation de Macasty est la seule unité stratigraphique qui possède un potentiel roche mère à huile

sur une bonne partie de son étendue en subsurface (3.4.1.2.2: Observation 1). Même si elle a déjà produit une partie importante de son potentiel dans le passé, vu les niveaux de maturation thermique déjà atteints (Fig. 3.39), il lui reste encore une capacité de production moyenne de plus de dix kilogrammes d'hydrocarbures par tonne de roche (3.4.1.2.2: Observation 1).

- 2) Bien que l'indice d'hydrogène soit un indicateur plus grossier que le pouvoir réflecteur de la télinite, et que les valeurs qu'il donne soient plus relatives que celles données par la réflectance, l'indice d'hydrogène semble être le meilleur indicateur de maturation thermique du Rock Eval dans les séries de l'île d'Anticosti (profils IH des Figs 3.49 à 3.53 et 3.4.1.2.2: Observation 3).

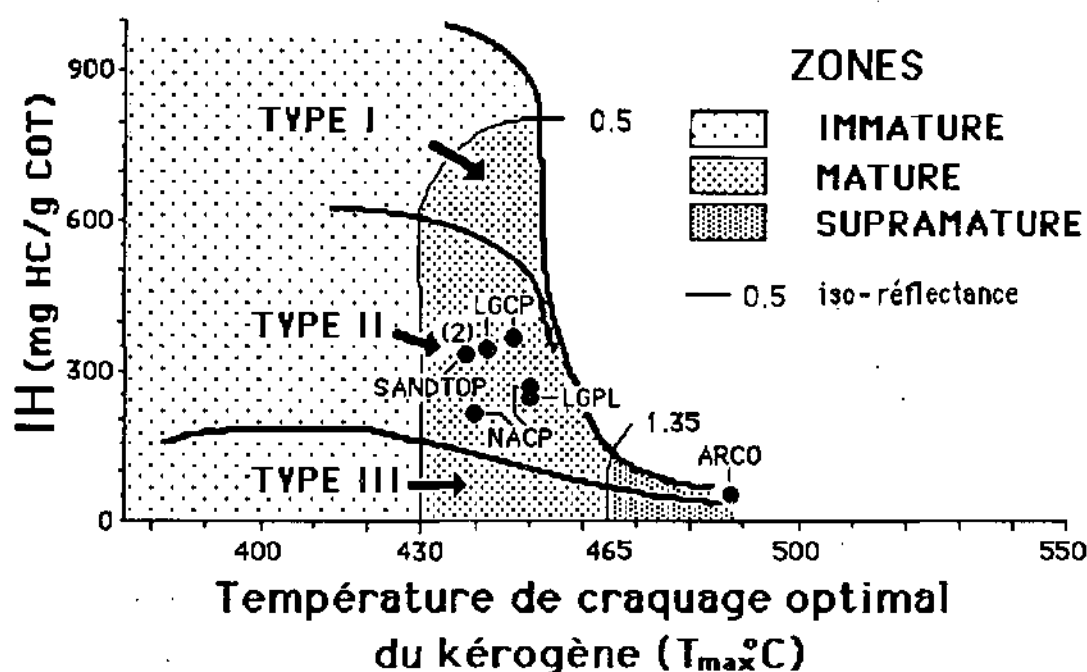


Figure 3.55. Niveaux de maturation thermique estimés à partir de l'indice d'hydrogène (IH) et de la température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) pour la seule roche mère à huile des séries de l'île d'Anticosti, la Formation de Macasty. Diagramme modifié d'Espitalié (1984).

D'après le diagramme IH versus T_{max} d'Espitalié (1984), pour un kérogène de Type II, la Formation de Macasty dans le puits ARCO est dans la zone à gaz sec diagénétique (supramature dans la Fig. 3.55). Dans les puits LGCP et Sandtop, la

même formation est située dans la zone à huile (mature dans la Fig. 3.55) et dans les puits LGPL et NACP, la formation est située à la fin de cette zone ou au début de la zone à gaz à condensats (voir Fig. 1.7 et mature dans la Fig. 3.55). Ces conclusions sont essentiellement les mêmes que celles que l'on peut tirer à partir de la zonation des pouvoirs réflecteurs sur une coupe géologique de l'île d'Anticosti (Fig. 3.39).

- 3) Dans la plupart des cas, les températures de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) suggèrent des niveaux de maturation thermique plus bas que le pouvoir réflecteur des matières organiques.

Les faibles valeurs du potentiel génétique (PG) et les valeurs élevées du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) suggèrent que la pauvreté des séries en matière organique et l'abondance relative des produits dérivés du craquage du kérogène (bitumes solides, asphaltènes) sont probablement les principaux facteurs qui abaissent les résultats de la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$). En effet, les pyrogrammes ont très généralement la forme amortie illustrée dans la figure 2.4B, entraînant des valeurs élevées de la variable RQ_2 . Pour avoir des valeurs de $T_{\max}$ qui reflètent vraiment la température de craquage optimal du kérogène, les pyrogrammes devraient avoir la forme profondément creusée de ceux de la figure 2.4A. Contrairement à celui de la figure 2.4B, les pyrogrammes de la figure 2.4A ne montrent pas cette population de matière organique qui craque entre 285 et 385°C et qui abaisse la valeur de température de craquage optimal ($T_{\max}$) qui devrait être celle du kérogène primaire.

De plus, les pyrogrammes obtenus de nos échantillons ne montrent pas toujours une population de kérogène aussi bien individualisée que celle de la figure 2.4B. Les roches étant pauvres en matière organique, le pyrogramme est souvent beaucoup plus bas, irrégulier, plurimodal dans certains cas, et la valeur de $T_{\max}$ est conséquemment plus imprécise. Ces facteurs sont donc les causes des différences observées entre les interprétations des résultats de la pyrolyse en température programmée et ceux de la réflectance de la matière organique.

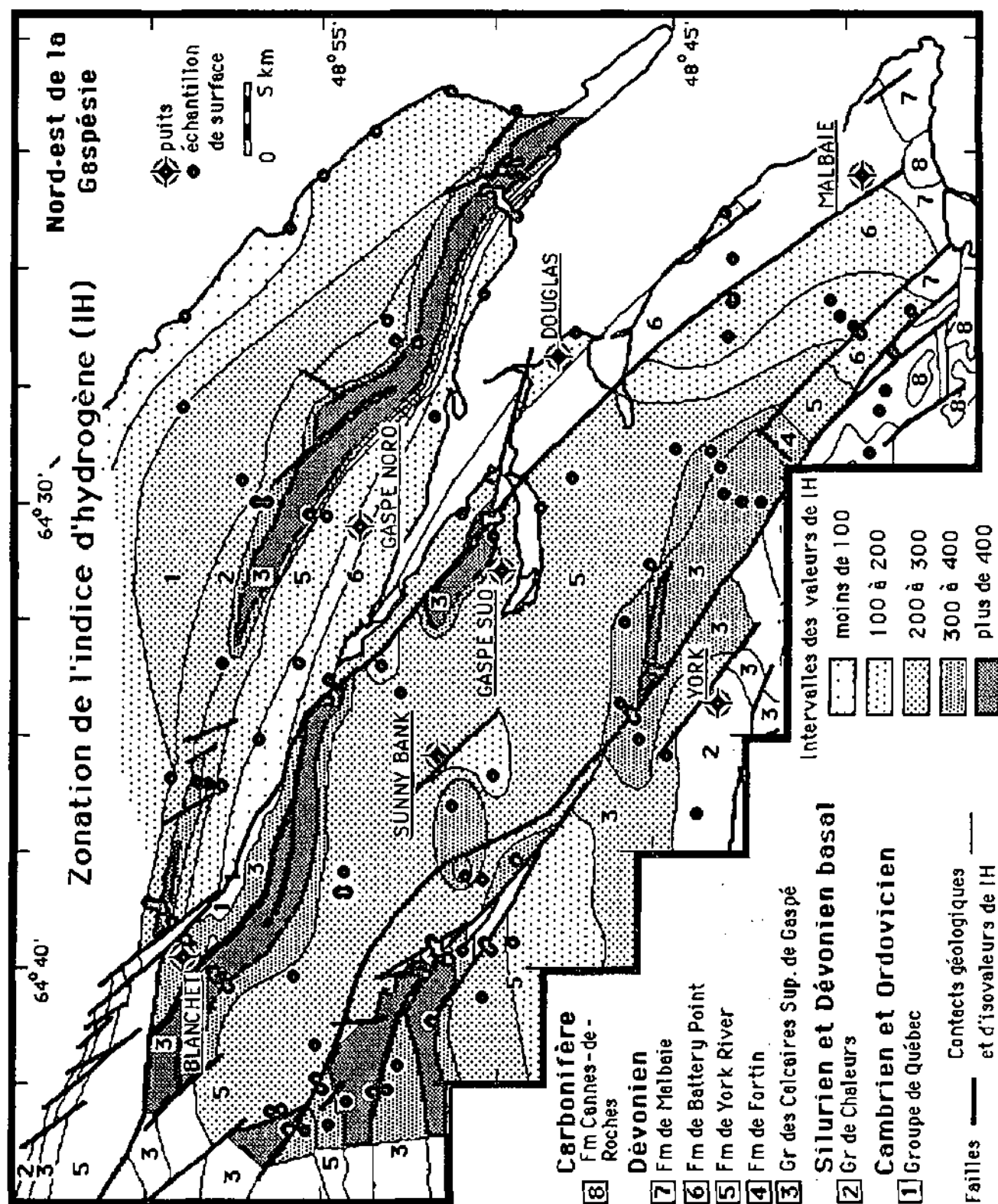


Figure 3.56

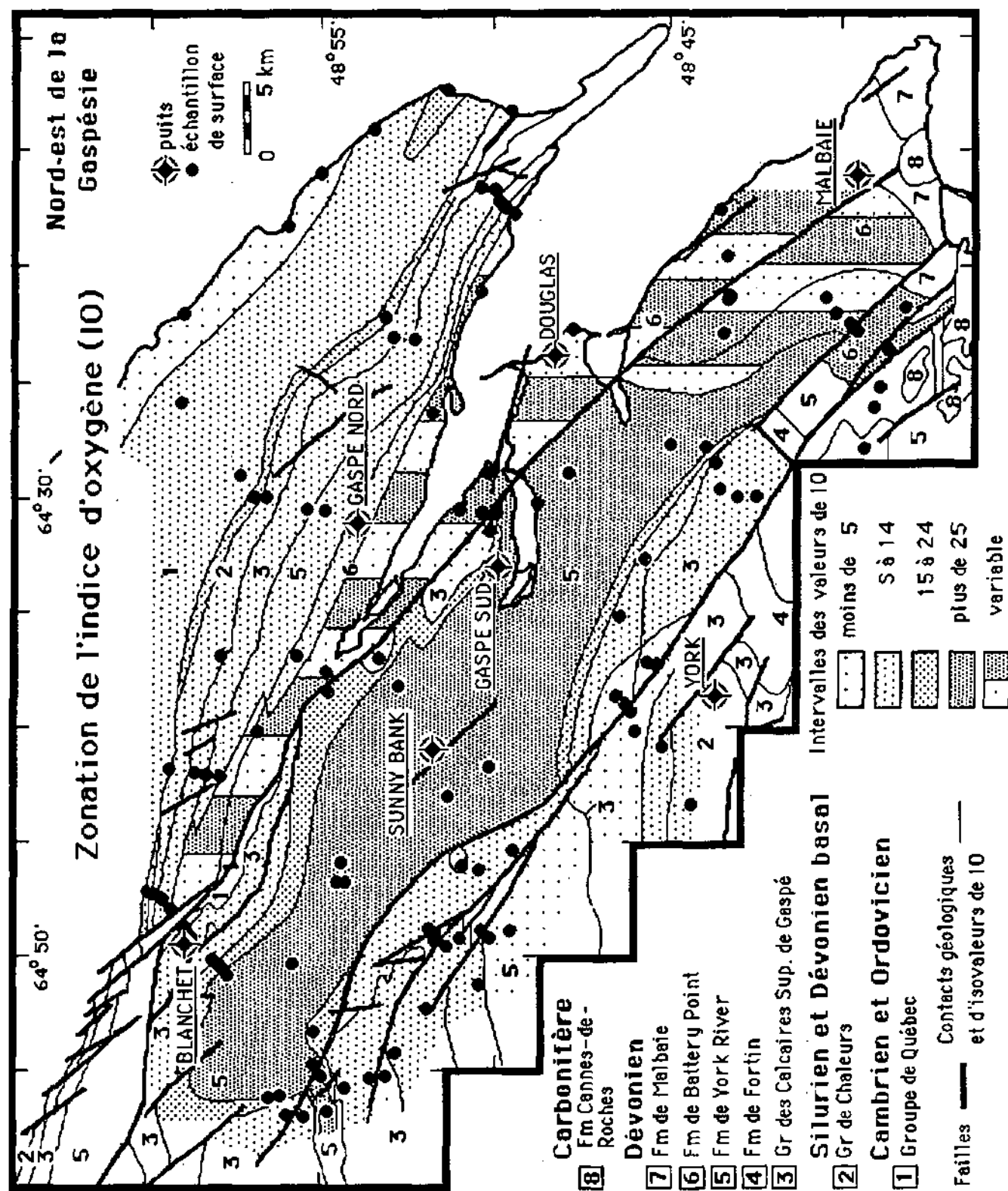


Figure 3.57

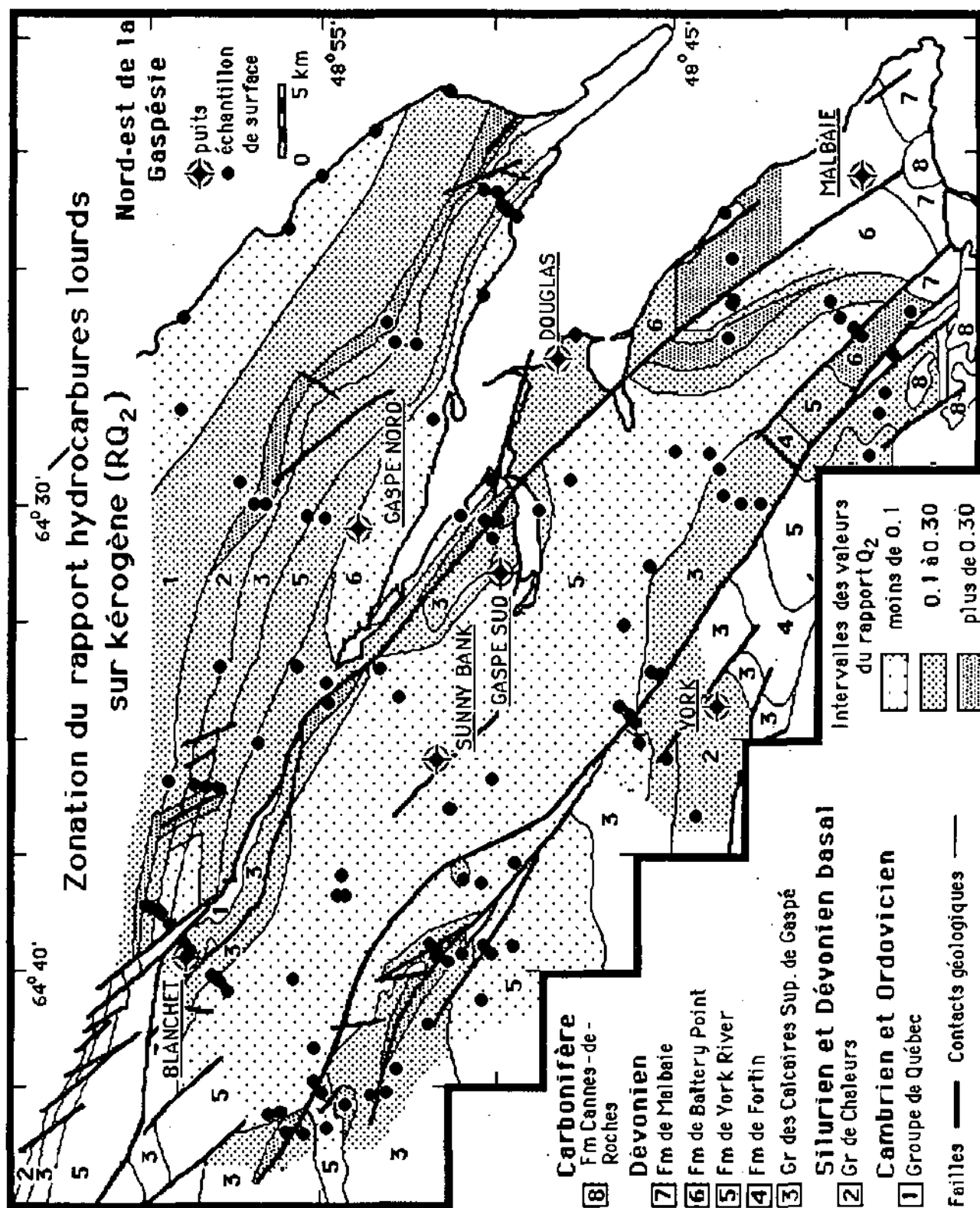


Figure 3.58

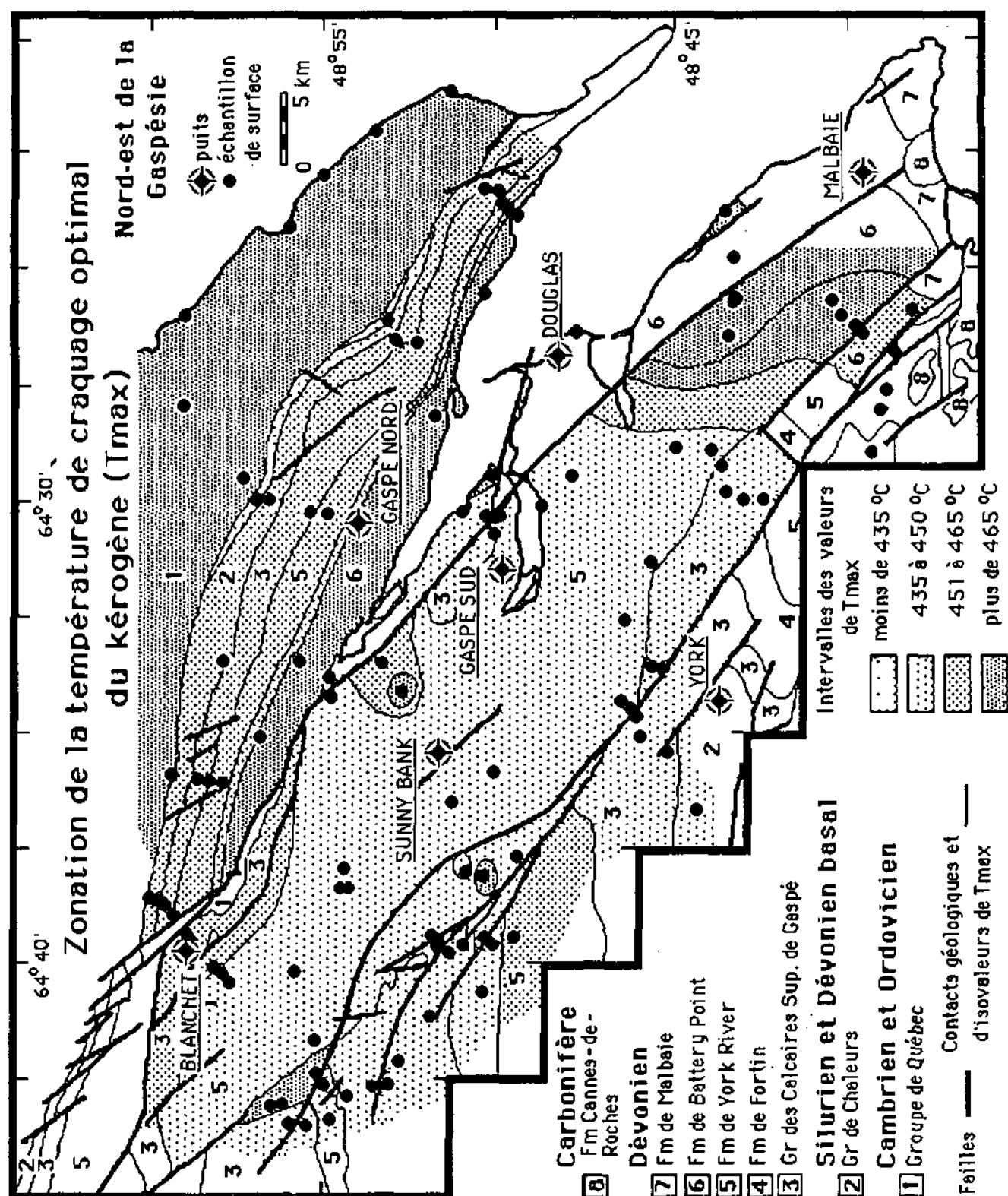


Figure 3.59

3.4.2 Dans le nord-est de la Gaspésie

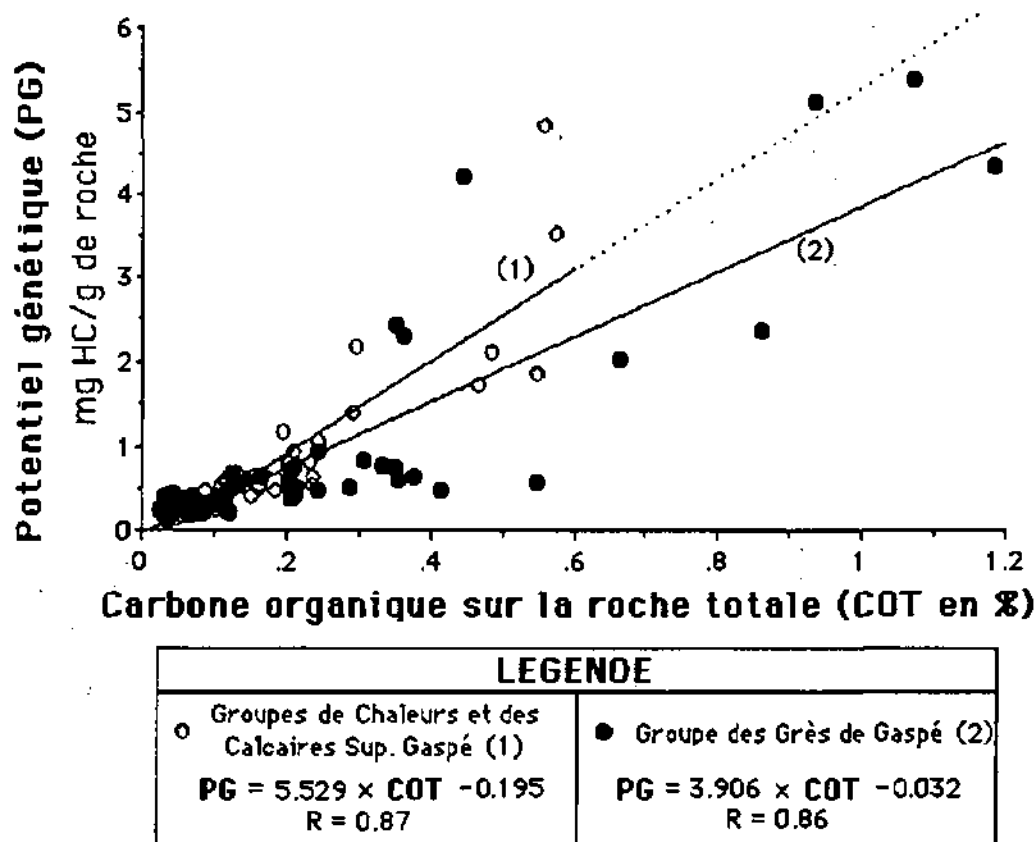


Figure 3.60. Potentiel génétique des séries siluro-dévonienne de surface du nord-est de la Gaspésie en fonction de leurs teneurs en carbone organique. Les paramètres statistiques des droites de régression sont explicités dans la légende. Les lignes pleines représentent ces droites; la ligne pointillée est le prolongement de la ligne pleine en dehors de la gamme de variations des points expérimentaux.

3.4.2.1 En surface

3.4.2.1.1 Introduction

Les principales variables tirées des tableaux des données de la pyrolyse en température programmée du nord-est de la Gaspésie (Appendice 4C):

- a) l'indice d'hydrogène (IH),
- b) l'indice d'oxygène (IO),
- c) le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) et
- d) la température de craquage optimal du kérogène (T_{max}),

permettent, après mises en plan sur des cartes géologiques (Appendice 10E à 10H), d'obtenir des zonéographies (Figs 3.56 à 3.59) des mêmes indicateurs que dans l'île d'Anticosti.

3.4.2.1.2 Observations.

L'examen des cartes de zonation de ces indicateurs (Figs 3.56 à 3.59) et une analyse statistique sommaire des données de l'appendice 4C (Figs 3.60 à 3.63) montrent dix phénomènes.

1 - les données du potentiel génétique (PG) indiquent que la série est pauvre. On ne retrouve que onze échantillons sur cent seize (Fig. 3.60) qui possèdent un potentiel modéré de roche mère à huile ($PG > 2,0$: Espitalié, 1984). Par rapport au nombre d'échantillons analysés dans chaque groupe, les onze spécimens sont presque également répartis entre les Grès et les Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 3.60).

Par contre, un petit niveau de charbon algaire de la Formation de York River, non représenté dans la figure 3.60, montre un potentiel beaucoup plus élevé que la moyenne (#13213: $PG = 32$ kg hydrocarbures/tonne de roche). Bien que cet échantillon riche en carbone organique ($COT = 5,04\%$) provienne des Grès de Gaspé, le potentiel génétique (PG) obtenu par l'analyse est plus comparable avec l'estimé calculé (28 kg HC/g de roche) avec la droite de régression des Calcaires Supérieurs de Gaspé, lorsqu'elle est prolongée (droite # 1 dans la Fig. 3.60), qu'avec la droite des Grès de Gaspé (No 2: 20 kg HC/g de roche).

2 - Si les séries cambro-ordoviciennes sont exclues, le potentiel génétique des roches (PG) est surtout corrélé à la teneur en carbone organique (COT) (Fig. 3.60). De plus, le potentiel génétique des lithologies calcaires ou argileuses croît plus vite en fonction de la teneur en carbone organique que celui des lithologies gréseuses. En effet, la pente de la droite appliquée aux roches des Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé est plus forte que celle trouvée dans les Grès de Gaspé (Fig. 3.60). Le potentiel génétique (PG) des roches des deux premiers groupes n'est que faiblement corrélé à l'indice d'hydrogène ($R_{PG-IH} = 0,49$) alors qu'aucune corrélation significative de ce type n'est observée dans les Grès de Gaspé (relations non illustrées).

3 - Les valeurs les plus élevées de l'indice d'hydrogène sont essentiellement observées dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé et près de la base de la Formation de York River. Toutefois, les Calcaires Supérieurs de Gaspé montrent des valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) inégales dans la région (Fig. 3.56). Les valeurs observées dans ces unités stratigraphiques, toujours plus élevées que 300 mg hydrocarbures/g de carbone organique, suggèrent, d'après les données de la littérature (Tissot et Welte, 1978) que le kérogène est de Type II (voir aussi les figures 2.8 et 3.55).

4 - Les Grès de Gaspé affichent des valeurs plus faibles de l'indice d'hydrogène dans le Bloc nord que dans les Blocs centre et sud (Fig. 3.56). Ce phénomène corrobore les observations de la pétrographie qui suggèrent que la matière organique des Grès de Gaspé est en grande partie remaniée dans ce bloc tectonique.

Dans l'ensemble de la région, les valeurs de cet indicateur sont très généralement plus petites que 300 mg hydrocarbures/g de carbone organique. Ces valeurs suggèrent que la matière organique est un kérogène de Type II dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé et un kérogène de Type III dans les Grès de Gaspé.

De plus, l'indice d'hydrogène est plus petit dans la Formation de Battery Point que dans la Formation de York River (Fig. 3.56). Cette observation suggère que les milieux de dépôts de la Formation de Battery Point sont plus oxydants que ceux de la Formation de York River ou que les matières organiques autochtones de la Formation de Battery Point sont diluées par de la matière organique remaniée supramature.

5 - Les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) dans la série cambro-ordovicienne de la Ceinture taconique sont comparables aux valeurs trouvées dans les Grès de Gaspé. La zonation des valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) dans la zone d'affleurements des roches cambro-ordoviciennes est décroissante du sud vers le nord (Fig. 3.56), ce qui suggère un enfouissement grandissant des séries dans ce sens.

6 - La zonation des valeurs de l'indice d'oxygène (IO) montre des valeurs systématiquement élevées dans la Formation de York River, située dans le coeur du synclinal de la rivière York (Fig. 3.57). Cette information confirme les données de l'indice d'hydrogène

qui suggèrent que la matière organique de la Formation de York River est un kérogène de Type III, formé dans un milieu de dépôts plus oxydant que celui des Calcaires Supérieurs de Gaspé. Les valeurs très variables de l'indice d'oxygène dans les grès de la Formation de Battery Point supportent l'hypothèse de l'origine remaniée de la matière organique dans cette formation. Les valeurs élevées doivent représenter la matière organique autochtone, les valeurs très basses (moins de 5 mg CO₂/g carbone organique), celle qui est transportée.

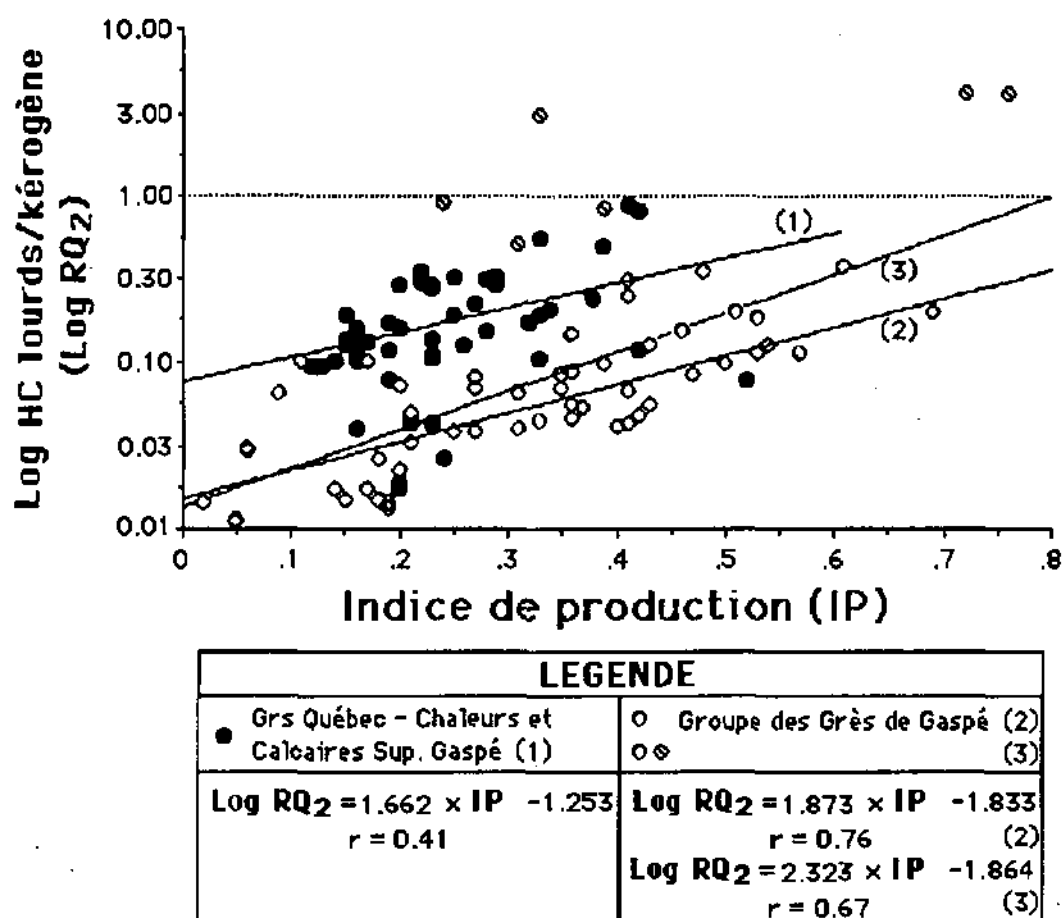


Figure 3.61. Rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ₂) en fonction de l'indice de production (IP) dans les séries de surface du nord-est de la Gaspésie. Les paramètres statistiques des droites de régression sont explicités dans la légende. Les lignes pleines représentent ces droites.

En effet, c'est dans la Ceinture taconique que l'on observe les valeurs les plus basses de cet index. C'est aussi dans ces séries seulement où une corrélation positive entre l'indice d'hydrogène et l'indice d'oxygène est constatée. Ce phénomène confirme l'hypothèse de

l'augmentation de la maturation thermique dans ces séries en direction du nord. Ailleurs dans la région, l'indice d'oxygène n'est corrélé à aucune autre variable.

7 - La relation entre le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) et l'indice de production, observée dans les séries de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti est retrouvée dans les séries du nord-est de la Gaspésie (Fig. 3.61). Toutefois, deux différences importantes sont observées entre les deux régions:

- a) les valeurs du rapport RQ_2 sont beaucoup plus petites dans les séries de la Gaspésie que dans celles de l'île d'Anticosti,
- b) l'augmentation de la quantité des hydrocarbures lourds en fonction de l'indice de production est sensiblement plus lente en Gaspésie que dans l'île d'Anticosti (comparez les pentes des Figs 3.48 et 3.54, plus fortes, avec celles de la Fig. 3.61, plus faibles).

Si on s'en tient essentiellement aux séries de surface, plus comparables du point de vue maturation thermique, ces observations suggèrent soit:

- a) que les matières organiques du nord-est de la Gaspésie génèrent une plus grande proportion d'hydrocarbures légers par rapport aux hydrocarbures lourds que dans les séries de l'île d'Anticosti, ou
- b) que les hydrocarbures générés sont expulsés plus facilement des roches mères de la Gaspésie que des roches mères de l'île d'Anticosti et, conséquemment, qu'ils contaminent moins le pic du kérogène primaire lors de la pyrolyse.

Cette question est difficile à trancher. Vu la nature plus humique des matières organiques des Grès de Gaspé (Figs 3.15 et 3.16), les séries les plus pauvres en hydrocarbures lourds (droite la plus basse dans la figure 3.61), la première hypothèse semble favorisée. Il faut toutefois considérer que des grès sont plus perméables que des calcaires interstratifiés de shales (Calcaires Supérieurs de Gaspé) ou des shales (Groupe de Chaleurs) et que la seconde hypothèse ne peut pas être écartée. En plus du matériel sapropélique, normal pour des séries marines (Fig. 3.15), les roches des deux derniers groupes contiennent aussi une proportion de

matériel humique. Ce fait peut expliquer la position intermédiaire occupée par les séries regroupées des Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 3.61 ligne 1), intermédiaire entre les séries des Grès de Gaspé (Fig. 3.61 ligne 2) et les séries de l'île d'Anticosti (Fig. 3.48). Vu leur âge, ces dernières séries sont dépourvues de matériel humique. L'hypothèse d'une différence de nature de la matière organique, l'hypothèse a), est à nouveau favorisée.

Cette différence de comportement observée sur la figure 3.61, fonction des lithologies, est aussi mise en évidence par le coefficient de corrélation entre le rapport RQ_2 et l'indice de production. Ce coefficient est plus fort dans les échantillons des Grès de Gaspé ($R_{RQ_2-IP} = 0,67$ ou $R = 0,76$) que dans ceux des séries des Groupes de Québec, Chaleurs ou des Calcaires Supérieurs de Gaspé ($R_{RQ_2-IP} = 0,41$) (Fig. 3.61).

Assez bien différenciées, les deux populations de valeurs (RQ_2 moy. GG¹ = 0,085; RQ_2 moy. CSG² et G.Ch.³ = 0,21) montrent des zones de recouvrement. Dans les Grès de Gaspé, on a plutôt affaire à une deuxième population de valeurs. Cette deuxième population montre des valeurs plus élevées (RQ_2 moy. sup. GG = 2,20) que celles observées dans les autres groupes. Le caractère spécifique de cette population et la zonéographie de ces valeurs justifient l'exclusion de ces valeurs dans l'équation (2) de la figure 3.61.

8 - En effet, dans les séries siluro-dévonienues, tant calcaires que siliciclastiques, les valeurs élevées du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) sont plus de vingt-cinq fois plus élevées que la moyenne des autres échantillons des Grès de Gaspé (Appendice 4C: #13108, 13120, 13126 13302, 13305) et sont observées essentiellement dans le voisinage immédiat des failles et de la discordance taconienne (Fig. 3.58). Ces résultats suggèrent que les failles et les discordances ont été les lieux privilégiés pour la migration des hydrocarbures et que ces derniers s'y sont altérés sous la forme de bitumes solides. En pétrographie, sauf l'échantillons # 13108, on observe des bitumes solides dans tous les échantillons mais dans

¹ GG = Grès de Gaspé.

² CSG = Calcaires Supérieurs de Gaspé.

³ G. Ch. = Groupe de Chaleurs.

des proportions plus normales que celles suggérées par la pyrolyse en température programmée. Avec des valeurs de RQ_2 pouvant atteindre quatre (Fig. 3.61), la pyrolyse suggère jusqu'à quatre fois plus de bitumes lourds que de kérogène en place.

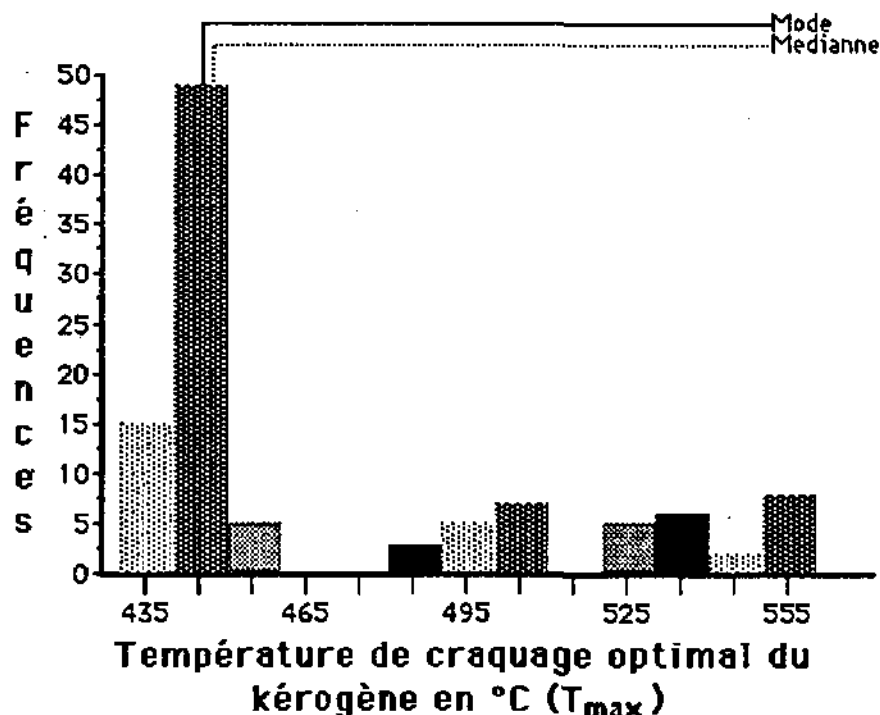


Figure 3.62. Distribution des fréquences des températures de craquage optimal du kérogène (T_{max}) dans les séries du nord-est de la Gaspésie.

9 - Les températures de craquage optimal du kérogène (T_{max}) forment au moins trois populations de valeurs très distinctes et aucune valeur dans les classes intermédiaires (Fig. 3.62). On retrouve les deux populations aux températures élevées essentiellement dans les roches du Groupe de Québec et dans les Grès de Gaspé et les valeurs basses dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé et le Groupe de Chaleurs. La population principale (435 à 455°C) indique que la majeure partie des séries de surface du nord-est de la Gaspésie appartient à la zone mature, propice à la formation ou à la conservation des huiles (voir Fig. 3.55).

La population intermédiaire, comprise entre 485 et 505°C, est observée dans cinq échantillons des Grès de Gaspé et dans tous les échantillons siliciclastiques fins de la Ceinture taconique, à l'est de la Rivière au Renard. Ces séries sont supramatures. La dernière population (525 à 555°C) est observée dans la Formation de Battery Point et dans deux

échantillons de grès et de conglomérats chenalisés, dans la Formation de Cap-des-Rosiers, juste sous la discordance taconique, à la base de la coupe de la rivière Darmouth (#13135-13136). Ces résultats corroborent ce que suggère la pétrographie de la matière organique: une partie importante de la matière organique trouvée dans la Formation de Battery Point est dérivée de celle observée dans les séries de la Ceinture taconique.

10 - Bien que les valeurs de la variable $T_{\max}$ soient très peu corrélées à celles de l'indice d'hydrogène (IH) ($R_{T_{\max}-IH} \approx 0,11$ $n = 66$), les zonations dans les figures 3.56 et 3.59 suggèrent une corrélation négative entre ces indicateurs.

3.4.2.1.3 Conclusions préliminaires

Les phénomènes observés en pyrolyse en température programmée (Rock Eval) permettent de dégager les neuf conclusions suivantes:

- 1) les séries du nord-est de la Gaspésie ont un potentiel essentiellement gazier (PG généralement plus petit que 2 kg HC/t de roche), fonction de la teneur en carbone organique (Fig. 3.60) et de la lithologie. Cette conclusion confirme les résultats d'analyses du carbone organique (Fig. 3.5). Localement, dans les Grès de Gaspé, il peut toutefois exister des niveaux "charbonneux" qui sont d'excellentes roches mères à huile.
- 2) Vu les valeurs très faibles de l'indice d'hydrogène, le potentiel génétique actuel de la partie sud des séries du cambro-ordovicien est essentiellement gazier et secondaire (RQ_2 assez élevé). Ces hydrocarbures ne pourraient être éventuellement produits que par un craquage des hydrocarbures lourds, identifiés comme des bitumes solides en pétrographie de la matière organique, et qui forment une part importante de la matière organique. La partie nord des séries n'a aucun potentiel.
- 3) Le potentiel génétique des roches (PG) de la série siluro-dévonienne provient d'une matière organique mixte dans les Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé, mais essentiellement primaire dans les Grès de Gaspé. En effet, le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) est compris entre 0,1 et 0,3 dans les

Calcaires Supérieurs de Gaspé mais il est plus souvent inférieur à 0,1 dans les Grès de Gaspé (Fig. 3.61). Ces conclusions partent de l'hypothèse que les hydrocarbures lourds dérivés d'un kérogène ont des températures de craquage inférieures au kérogène primaire. Dans le cas contraire, ce qui est possible d'après Clementz (1979), il est difficile d'avoir une idée de la proportion des bitumes lourds par rapport au kérogène primaire avec le Rock Eval.

- 4) Le potentiel à huile est pauvre en général. Des horizons dont la répartition stratigraphique semble aléatoire offrent toutefois un potentiel à huile moyen à bon. La matière organique est cependant déjà en partie formée d'hydrocarbures lourds (secondaires), dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé surtout, dérivés d'un kérogène transformé.
- 5) Dans la série siluro-dévonienne, les indices d'hydrogène (Fig. 3.56) et d'oxygène (Fig. 3.57) affichent un caractère stratigraphique ou sédimentologique dominant. Les niveaux de maturation thermique étant comparables, les valeurs des index indiquent que la matière organique des Grès de Gaspé appartient surtout à la lignée III des kérogènes alors que celle des Calcaires Supérieurs de Gaspé appartient au Type II (Espitalié, 1984). Pour isoler les effets de la maturation thermique des facteurs sédimentologiques, la zonation des valeurs de cet indicateur doit être interprétée à l'intérieur de chaque groupe lithologique pris individuellement.
- 6) Dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont plus matures que ceux du Bloc nord, et que ceux des autres zones d'affleurements des Blocs centre et sud. En effet, l'indice d'hydrogène est plus bas dans les roches de cet anticlinal que partout ailleurs dans la même formation (Fig. 3.56). Cette conclusion confirme les résultats de la réflectance (Fig. 3.40).
- 7) La zonéographie de l'indice d'oxygène (Fig. 3.57) corrobore la présence de matière organique plus humique (kérogène de Type III) et plus oxydée dans les Grès de Gaspé que dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé. La pétrographie de la matière organique donne les mêmes résultats (3.2).

- 8) Les valeurs élevées de l'indice d'hydrogène (Fig. 3.56), les valeurs variables de l'indice d'oxygène (Fig. 3.57), la répartition stratigraphique de la température de craquage optimal du kérogène (Fig. 3.59) et leur distribution de fréquences (Fig. 3.62) suggèrent, comme l'a fait l'étude pétrographique de la matière organique, qu'une partie importante de la matière organique est remaniée dans les Grès de Gaspé, dans la Formation de Battery Point surtout. La matière organique provient vraisemblablement de l'érosion de séries dont le niveau de maturation thermique équivaut à celui des roches cambro-ordoviciennes de la Ceinture taconique.
- 9) Comme dans l'île d'Anticosti, l'indice de production semble être un indicateur de migration des hydrocarbures plutôt qu'un indicateur de maturation thermique, comme le suggère la littérature (Fig. 2.4). En effet, cet indicateur est essentiellement corrélé au rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) (Fig. 3.61).

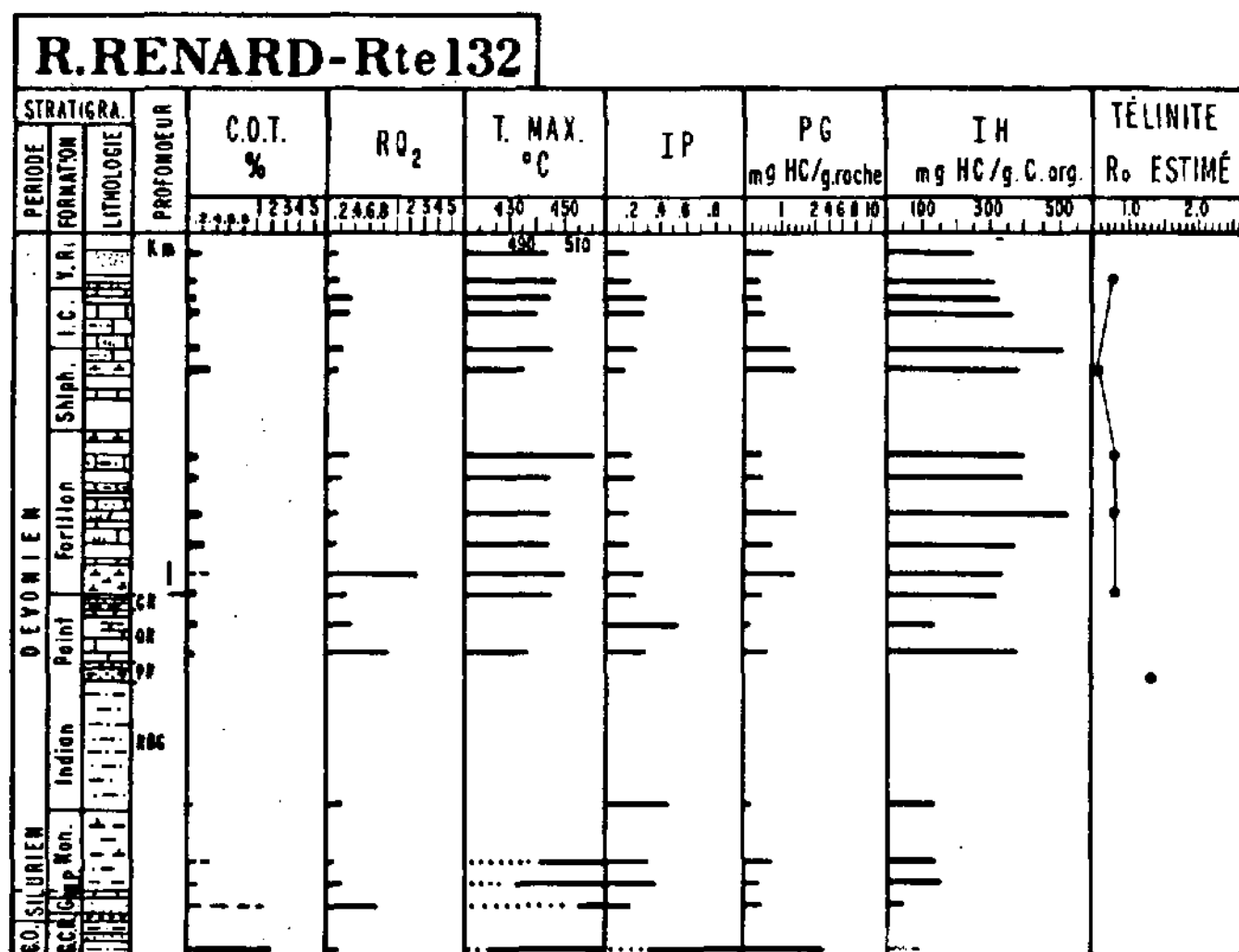


Figure 3.63. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de la Rivière au Renard (Appendice 4E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de l'INRS-Géoressources (1983). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

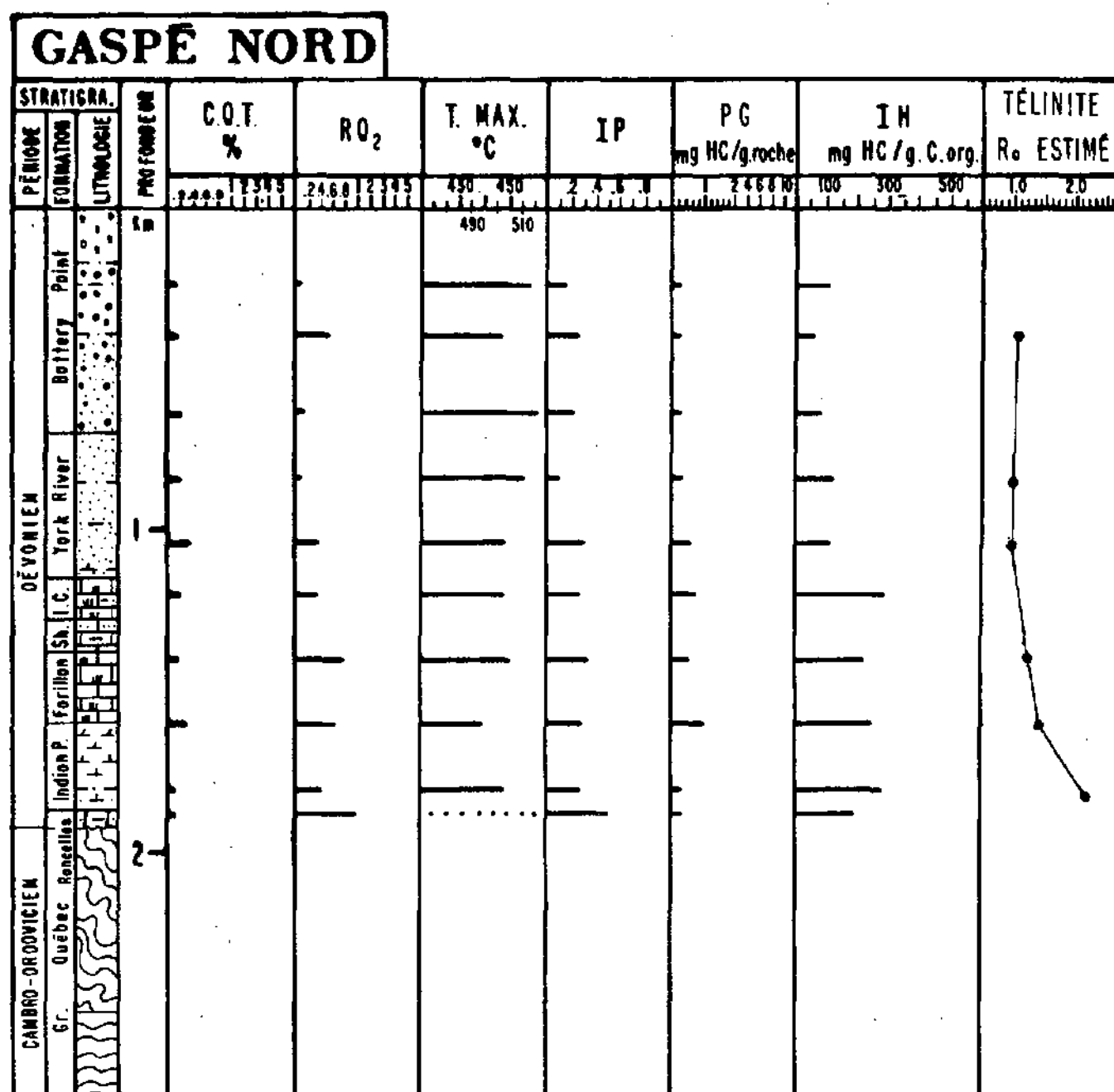


Figure 3.64. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée dans le puits Gaspé Nord (Appendice 4E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

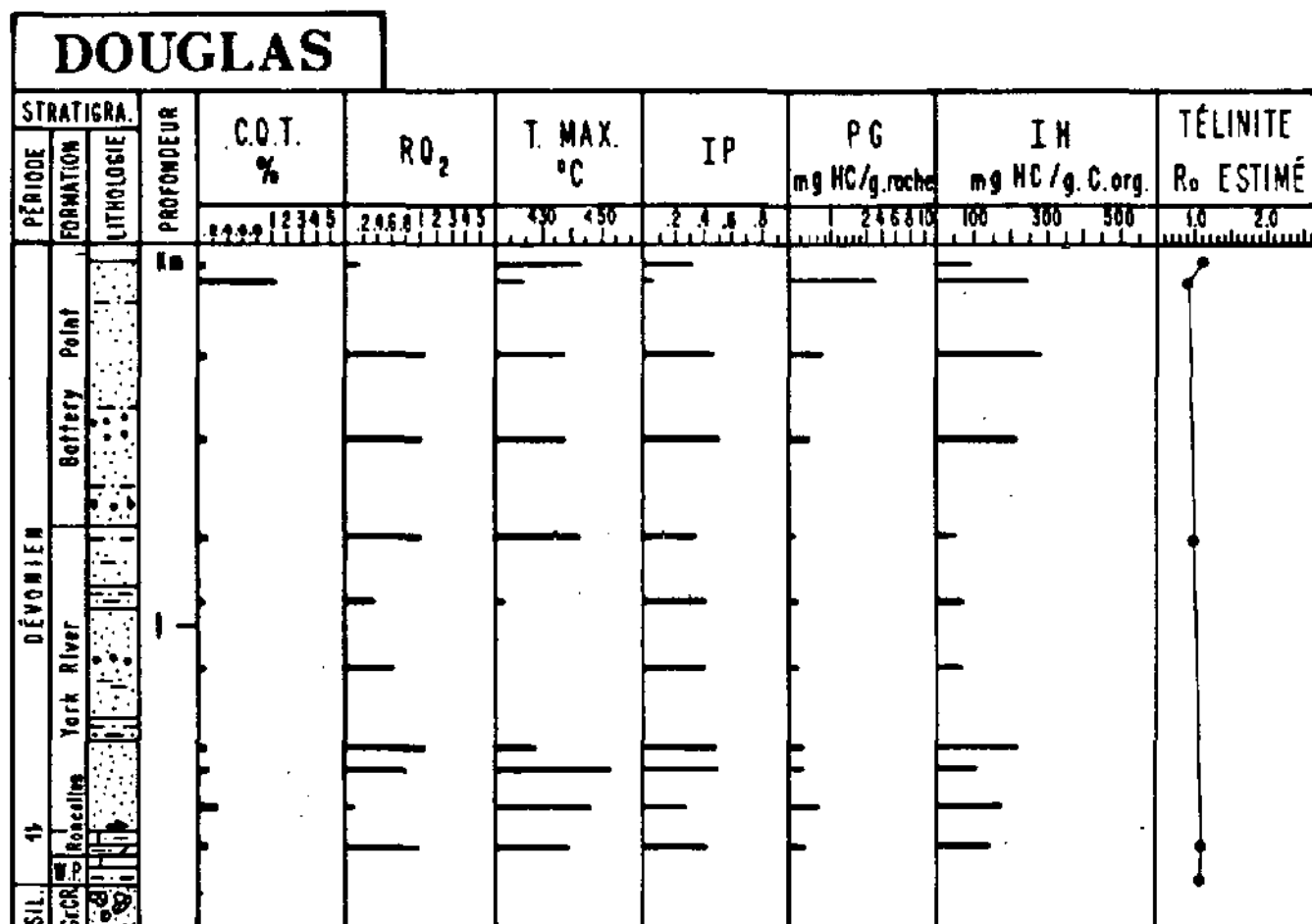


Figure 3.65. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Douglas (Appendice 4E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

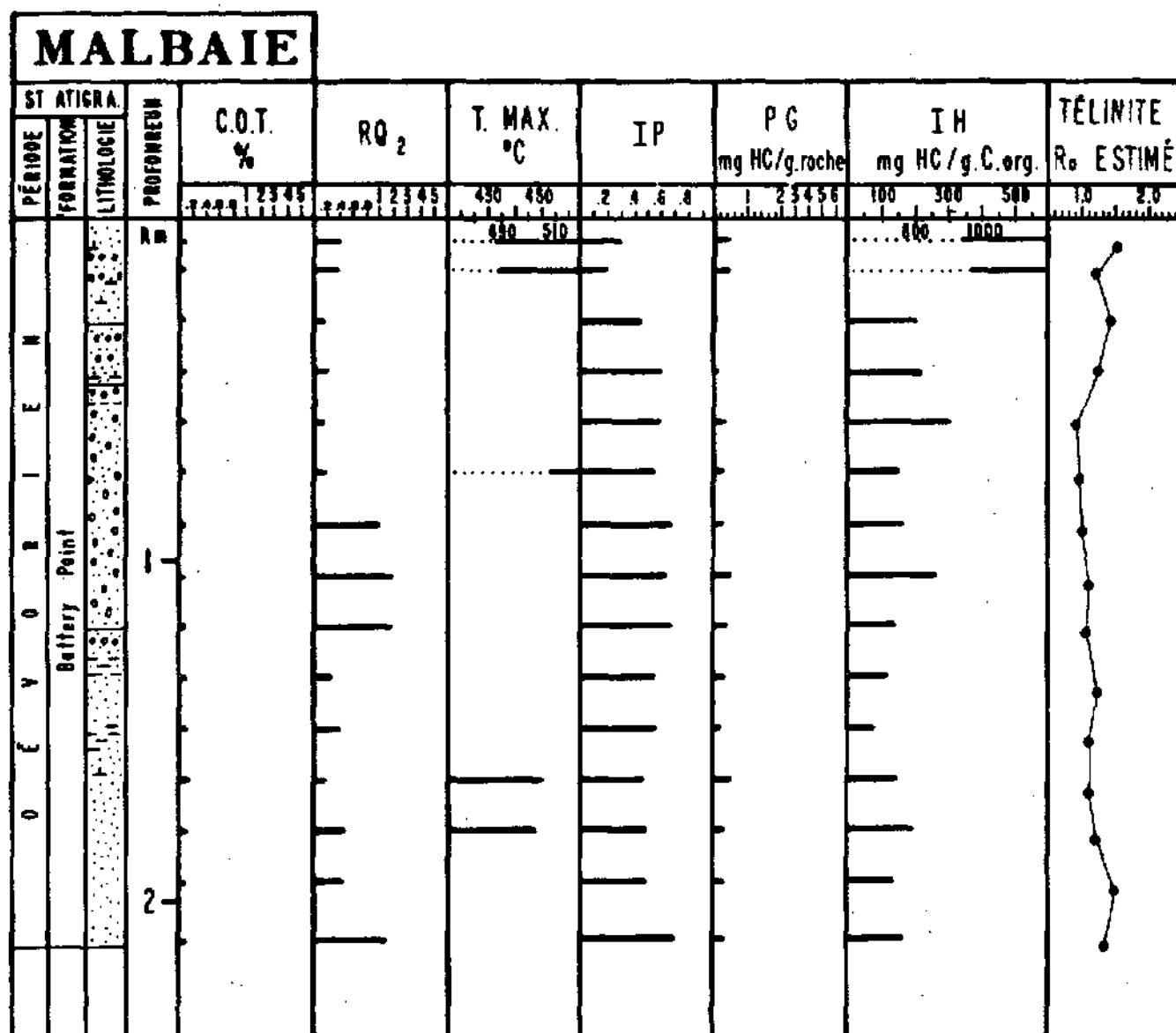


Figure 3.66. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée dans le puits Malbaie (Appendice 4E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

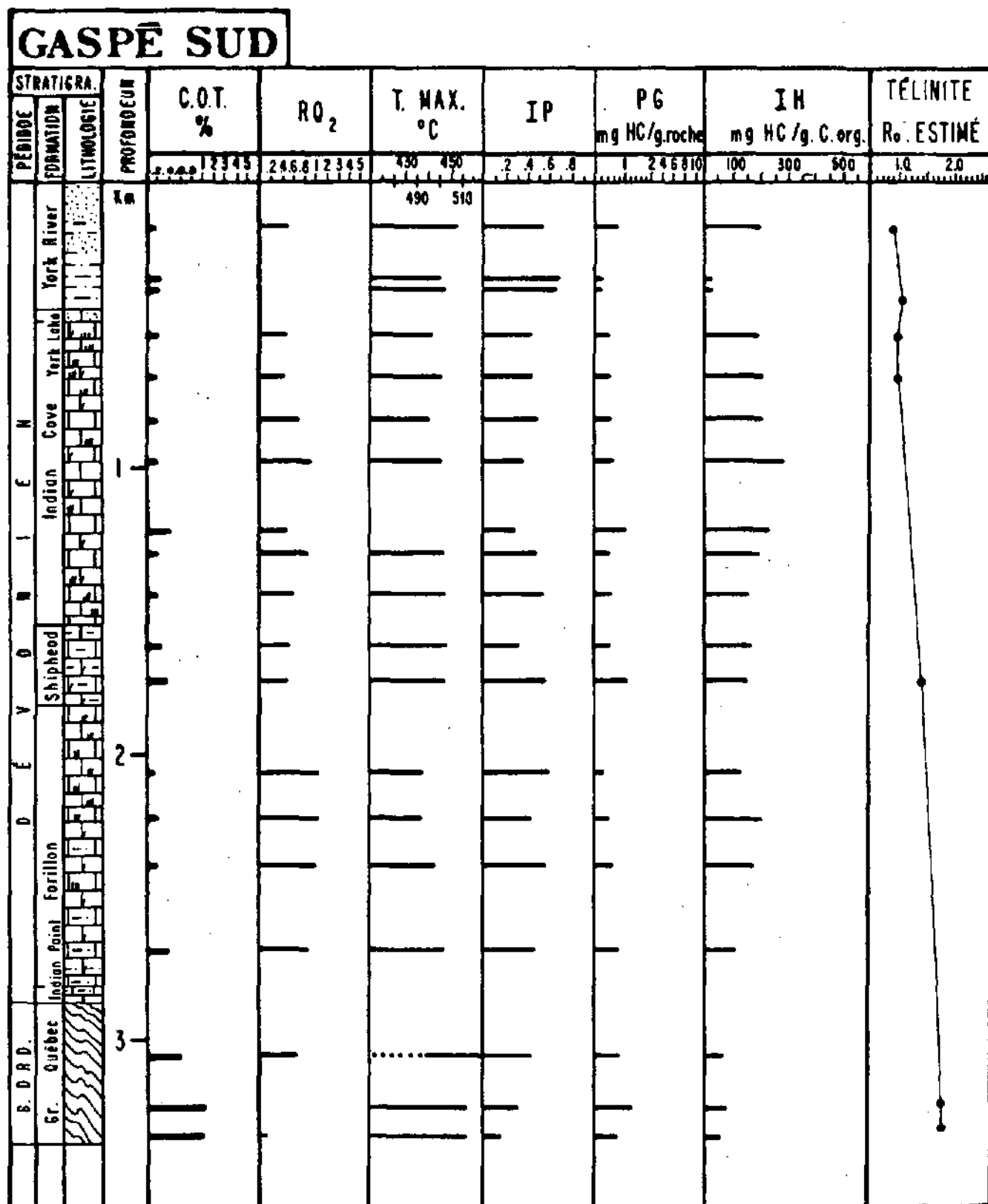


Figure 3.67

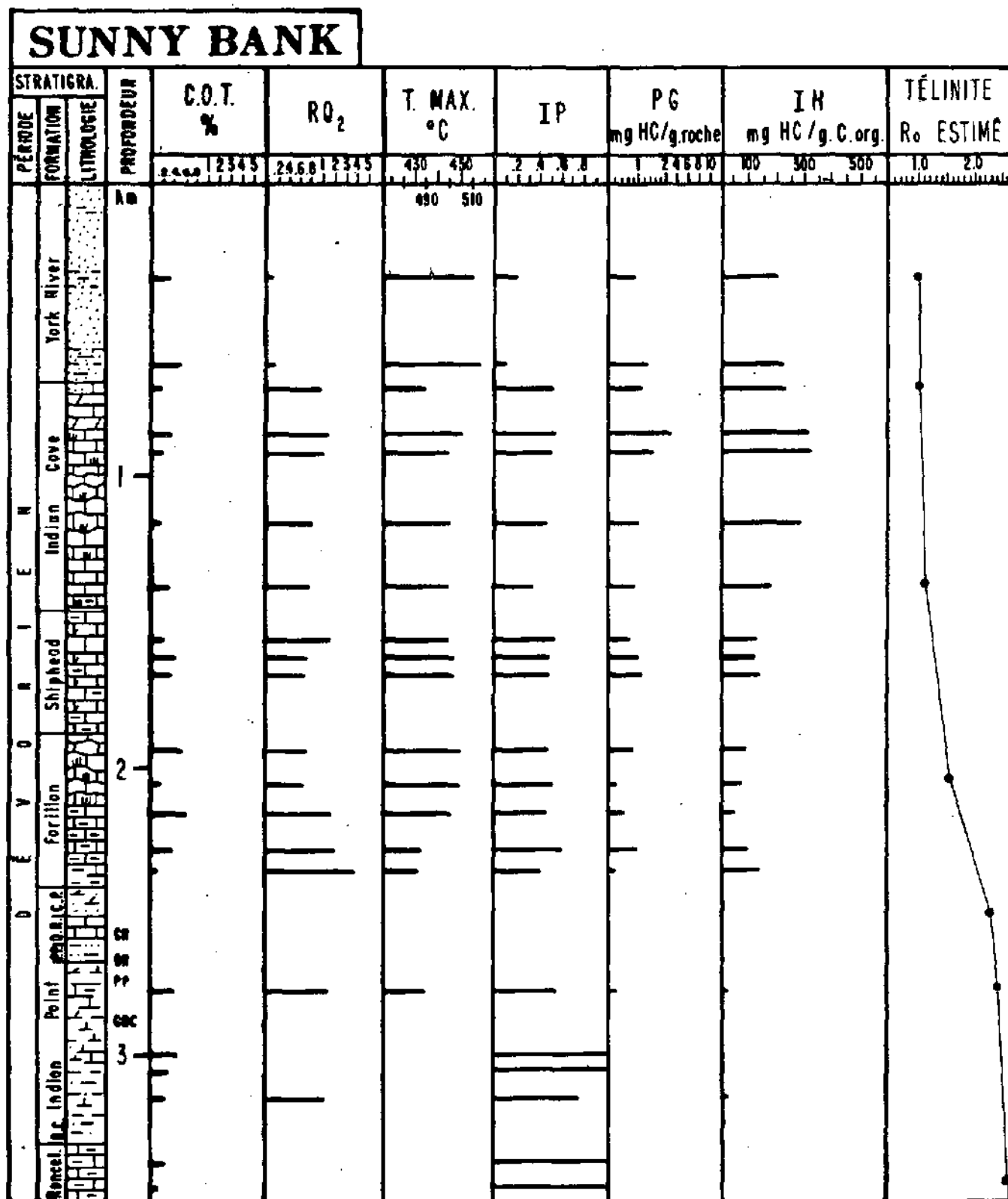


Figure 3.68

Figure 3.67. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée (Rock Eval) dans le puits Gaspé Sud (Appendice 4E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

Figure 3.68. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée dans le puits Sunny Bank (Appendice 4E). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

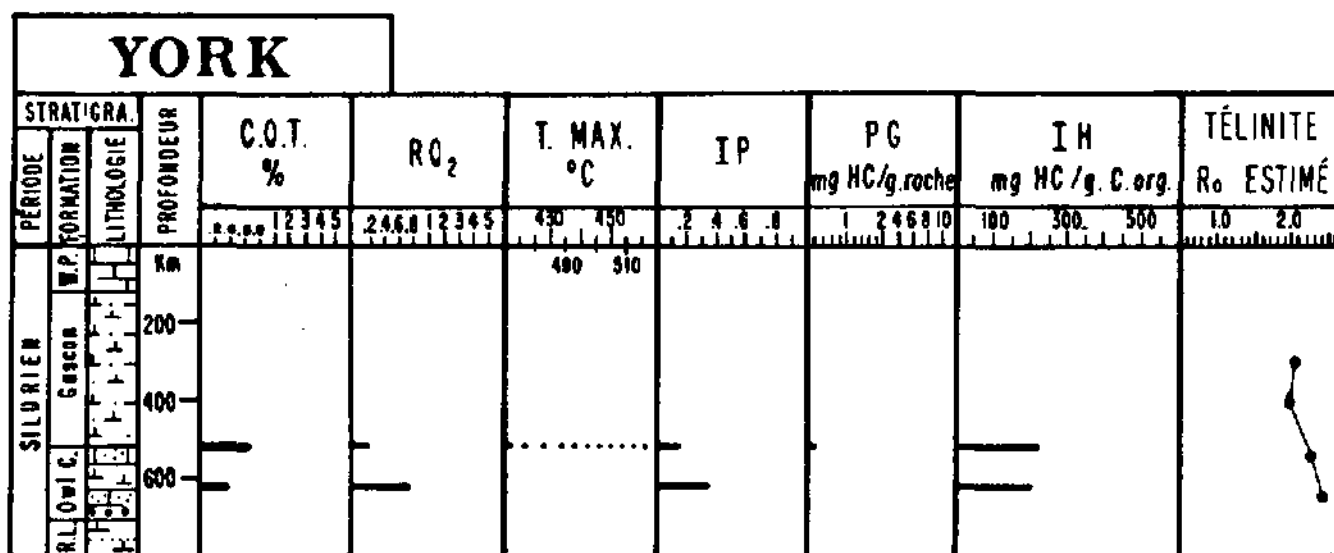


Figure 3.70. Profils des résultats de pyrolyse en température programmée dans le puits York (Appendice 4E).

Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pointillés sur les barres indiquent que l'on doit lire sur l'échelle inférieure de la cartouche du profil. Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

3.4.2.2 En subsurface

3.4.2.2.1 Introduction

Les résultats de la pyrolyse en température programmée des matières organiques des échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie (Appendice 4D) sont illustrés sous forme de profils barres dans les figures 3.63 à 3.70. Afin de pouvoir suivre l'évolution verticale des indicateurs de la pyrolyse en température programmée en fonction de l'augmentation de la maturation thermique, un profil des valeurs du pouvoir réflecteur estimé de la télinite accompagne ceux de la pyrolyse. Pour suivre le même cheminement qu'avec les données de surface, ces résultats sont discutés par type de profil, tous les puits considérés simultanément.

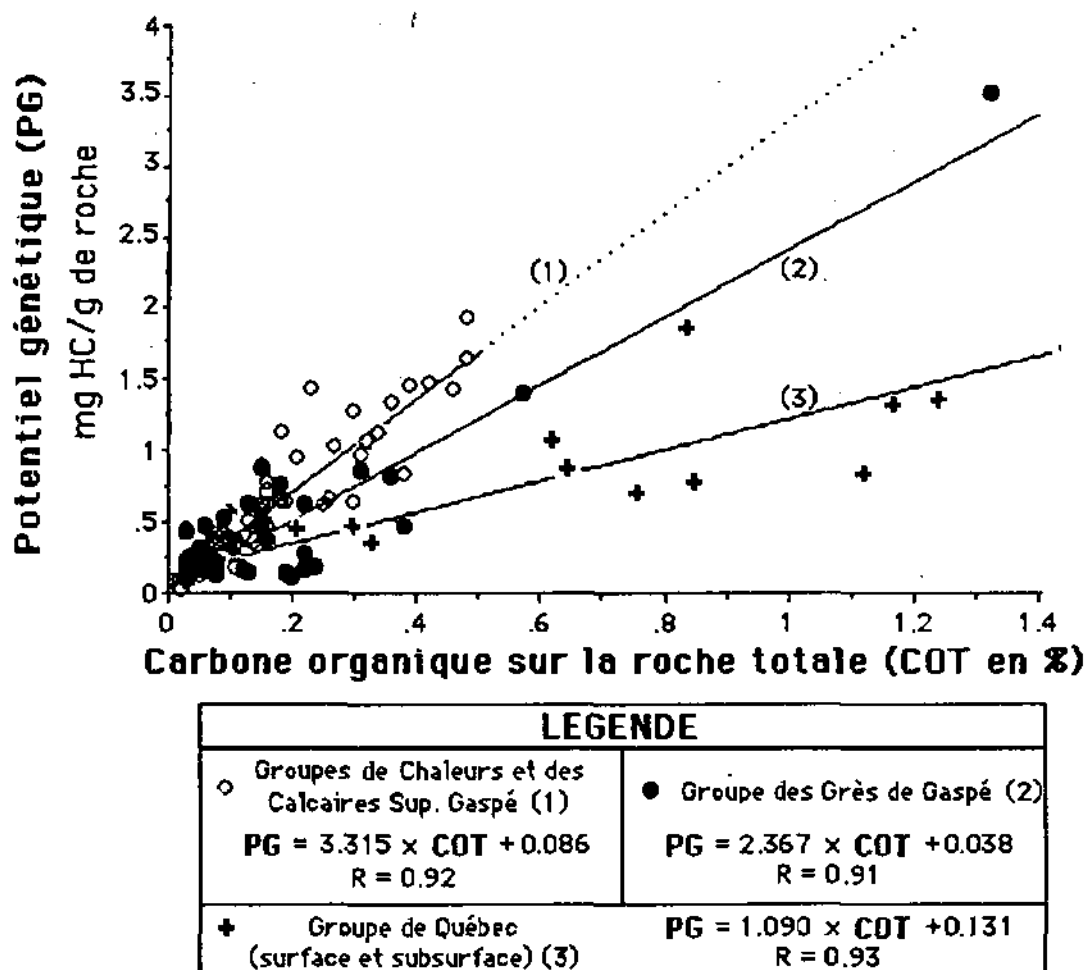


Figure 3.71. Potentiel génétique des séries siluro-dévonienne de subsurface du nord-est de la Gaspésie et des séries cambro-ordoviciennes de surface et de subsurface, en fonction de leur teneur en carbone organique. Les paramètres statistiques des droites de régression sont explicités dans la légende. Les lignes pleines représentent ces droites; la ligne pointillée est le prolongement de la ligne pleine en dehors de la gamme de variations des points expérimentaux.

3.4.2.2.2 Observations.

1 - Les profils du potentiel génétique (PG) indiquent que les séries sont toutes très pauvres. La teneur minimale nécessaire pour avoir un potentiel moyen de roche mère à huile ($PG > 2,0$; Espitalié, 1984) n'est atteint que dans trois échantillons sur un total de cent quinze.

Le premier échantillon (#14569: $COT = 2,20\%$, $PG = 3,05$ mg HC/g de roche) est situé juste sous la discordance taconique, au sommet de la série cambro-ordovicienne dans la coupe

de Forillon (Fig. 3.56). Il n'est pas représenté dans la figure 3.71. Le second est situé au sommet de la Formation de Battery Point dans le puits Douglas (Fig. 3.65) et le troisième dans la Formation d'Indian Cove du puits Sunny Bank (Fig. 3.68). De ces deux valeurs, seule celle du Groupe des Grès de Gaspé (COT = 1,32%, PG = 3,49 mg HC/g de roche) est vraiment au-dessus de la moyenne (Fig. 3.71). D'après les auteurs antérieurs (Tissot et Welte, 1978, p. 513), la valeur observée est toutefois insuffisante pour considérer cette roche potentiellement propice à générer de l'huile (PG > 6 kg HC/g de roche).

Comme dans les échantillons de surface, les données de subsurface du nord-est de la Gaspésie montrent que le potentiel génétique (PG) des séries calcaires ou gréseuses est fonction de la teneur en carbone organique (Fig. 3.71). Les pentes des droites sont plus faibles qu'avec les données de surface (Fig. 3.60) parce que la maturation thermique des séries de subsurface est en moyenne plus avancée que dans les séries de surface. En effet, avec l'augmentation de la diagenèse, le potentiel génétique (PG) diminue plus rapidement que la teneur en carbone organique (C.O.T). C'est ce que suggère la droite de régression impliquant les séries de surface et de subsurface du Groupe de Québec (Fig. 3.71).

2 - Les quelques valeurs de l'indice d'hydrogène sur lesquelles on peut se fier dans la Formation de Battery Point, celles correspondantes aux valeurs du carbone organique plus élevées que 0,1 pour-cent, suggèrent le plus souvent la présence de kérogènes de Type III (puits Gaspé Nord, Douglas et Malbaie) mais aussi quelques kérogènes de Type II (puits Douglas). En effet, on arrive à ces conclusions si on tient compte du pouvoir réflecteur estimé de la télinite des séries et qu'on rapporte les valeurs de l'indice d'hydrogène sur le diagramme de la figure 3.55.

A partir des mêmes considérations (voir Fig. 3.55), les valeurs de l'indice d'hydrogène dans la Formation de York River suggèrent que la base de la formation contient des kérogènes situés à la limite des Types II et III (coupe de Forillon, puits Douglas, Gaspé Sud et Sunny Bank). Les kérogènes du reste de la formation appartiennent au Type III (puits Gaspé Nord et Douglas).

Les Calcaires Supérieurs de Gaspé dans la coupe de la route 132 à Forillon (Fig. 3.63) et dans le puits Blanchet (Fig. 3.69) montrent les valeurs les plus élevées de l'indice d'hydrogène. Cet index peut afficher des valeurs de plus de 500 dans la coupe de Forillon. Par contre, il ne dépasse pas la valeur de 325 dans les échantillons du puits Blanchet (Appendice 4D) ayant plus de 0,1 pour-cent de carbone organique. Considérant les niveaux de maturation thermique très différents dans les deux séries (R_o télinite $< 0,8\%$ dans Forillon; R_o télinite compris entre 1,0 et 1,5% dans Blanchet), les valeurs de l'indice d'hydrogène suggèrent que les matières organiques dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont des kérogène de Type II (voir Fig. 3.55). Les valeurs de l'indice d'hydrogène obtenues dans la Formation d'Indian Cove du puits Sunny Bank et dans tous les Calcaires Supérieurs de Gaspé des puits Gaspé Nord et Gaspé Sud, suggèrent le même type de kérogène.

Considérant le niveau de maturation thermique atteint, les valeurs de l'indice d'hydrogène dans le Groupe de Chaleurs suggèrent un kérogène de Type II dans les puits York et Blanchet mais de Type III dans les puits Sunny Bank et Douglas.

3 - Dans plusieurs sondages, la Formation d'Indian Cove est l'unité stratigraphique qui montre les valeurs de l'indice d'hydrogène les plus élevées. Ce phénomène est surtout observé dans les puits Gaspé Sud (Fig. 3.67) et Sunny Bank (Fig. 3.68). Dans la coupe de Forillon (Fig. 3.63) et dans les puits Gaspé Nord (Fig. 3.64) et Blanchet (Fig. 3.69), où les enfouissements sont semblables, les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) varient peu entre les Formations de Forillon, de Shiphead et le sommet de la Formation d'Indian Point. Ces résultats suggèrent que les diminutions de l'indice d'hydrogène dans les puits Gaspé Sud et Sunny Bank sont reliées à l'augmentation de la maturation thermique, fonction de l'enfouissement des séries. Ce phénomène est identique à celui observé dans le puits ARCO sur l'île d'Anticosti (Fig. 3.51).

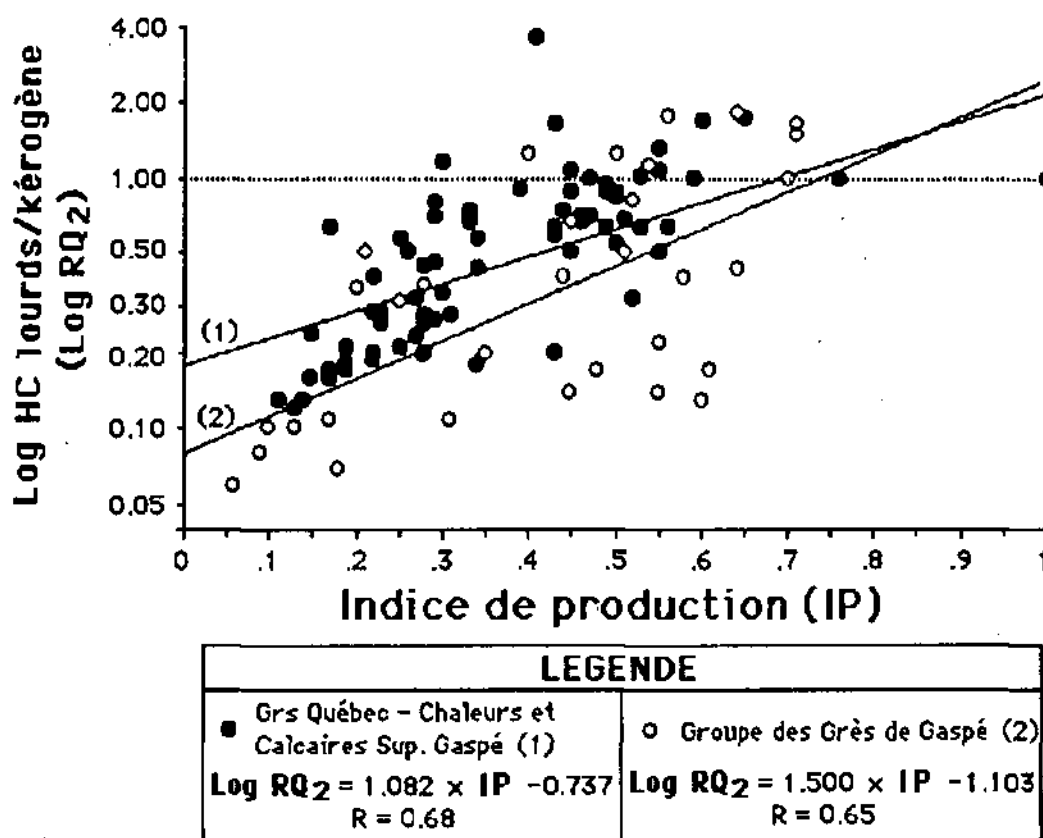


Figure 3.72. Rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice de production (IP) dans les séries de subsurface du nord-est de la Gaspésie. Les paramètres statistiques des droites de régression sont explicités dans la légende. Les lignes pleines représentent ces droites.

4 - Comme dans les séries de surface de la Gaspésie (Fig. 3.61) et celles de surface (Fig. 3.48) et de subsurface de l'île d'Anticosti (Fig. 3.54), les valeurs du rapport RQ_2 en subsurface sont directement reliées aux valeurs de l'indice de production (Fig. 3.72).

Les valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) sont variables d'une unité stratigraphique à l'autre, et dans une même formation, d'un puits à l'autre. En général, les valeurs du rapport sont deux fois plus élevées dans la subsurface (Fig. 3.72: RQ_2 moyen = $0,59_{n=113}$) qu'en surface (Fig. 3.61: RQ_2 moyen = $0,24_{n=116}$). Elles sont semblables aux valeurs trouvées dans les séries de surface de l'île d'Anticosti (Fig. 3.48: RQ_2 moyen = $0,52_{n=95}$) qui montrent aussi des valeurs du rapport RQ_2 deux fois plus petites que celles des séries dans les puits (Fig. 3.54: RQ_2 moyen = $0,98_{n=80}$). Ces résultats suggèrent que la proportion

d'hydrocarbures lourds dans les séries traversées par les sondages, vraisemblablement dérivés d'un kérogène in situ, est deux fois plus élevée dans les séries échantillonnées en subsurface qu'en surface et qu'elle peut être estimée à environ 37 pour-cent de la matière organique totale.

Le rapport RQ_2 est généralement plus élevé dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé que dans les Grès de Gaspé (Fig. 3.72). Mais, les variations des valeurs du rapport RQ_2 dans les puits sont beaucoup moins différenciées en fonction de la lithologie que dans les affleurements (Fig. 3.61). Même si on tient compte de la plus grande proportion des Grès de Gaspé (kérogène de Type III) dans l'échantillonnage de surface, on ne peut prétendre que le type de kérogène de la subsurface est très différent de celui de la surface, les formations étant identiques. Il faut donc croire que l'abondance des hydrocarbures lourds dans les échantillons de puits est principalement fonction du niveau de maturation thermique, en moyenne plus élevé dans les séries de subsurface que dans celles de la surface.

Les valeurs les plus élevées du rapport RQ_2 sont généralement observées près de la base de la série siluro-dévonienne ou dans les roches du Groupe de Québec. A niveaux stratigraphiques équivalents, les Calcaires Supérieurs de Gaspé de la coupe de Forillon (Fig. 3.63) et du puits Blanchet (Fig. 3.69) montrent des valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) relativement moins élevées que sur les profils des autres puits. Etant donné que la variable RQ_2 est reliée à l'indice de production (Fig. 3.72), on peut suggérer l'hypothèse qu'un rapport RQ_2 plus bas signifie un indice de production plus faible et, en partant du modèle tiré de la littérature (Fig. 2.4), un niveau de maturation thermique également plus bas. Le modèle semble fonctionner dans la coupe de Forillon (Fig. 3.63), mais pas dans le puits Blanchet (Fig. 3.69); l'indice de production a plutôt tendance à diminuer en fonction de la maturation thermique. De plus, la série du puits Blanchet est globalement plus mature que les puits Malbaie et Douglas. Or ces puits montrent des indices de production (IP) et des valeurs de RQ_2 beaucoup plus élevés (Figs 3.65 et 3.66), ce qui semble aller à l'encontre de notre hypothèse.

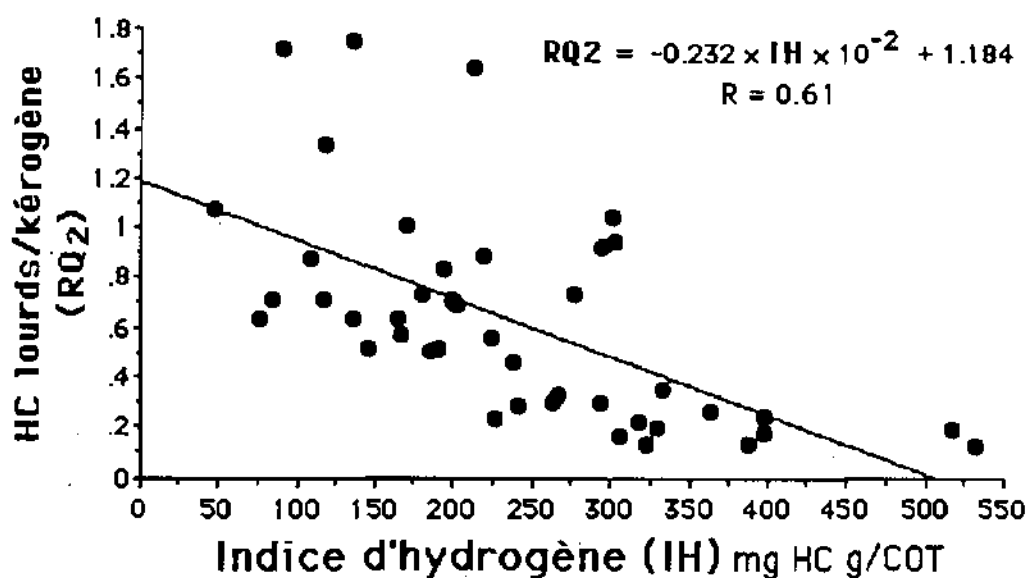


Figure 3.73. Variations du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction de l'indice d'hydrogène (IH) dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé des séries de subsurface du nord-est de la Gaspésie.

5 - À l'intérieur des Calcaires Supérieurs de Gaspé, le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) montre une bonne corrélation avec l'indice d'hydrogène (Fig. 3.73). Étant donné les observations précédentes (3 et 4) et étant donné les lithologies très homogènes de ces unités stratigraphiques, où la matière organique appartient essentiellement au kérogène de Type II, cette corrélation (Fig. 3.73) corrobore l'hypothèse de l'influence de la maturation thermique sur la production d'hydrocarbures lourds. Cette relation (Fig. 3.73) suggère aussi que les hydrocarbures produits par la maturation thermique lors de l'enfouissement des séries restent emprisonnés avec le kérogène in situ. Ultérieurement, probablement par un craquage thermique plus poussé, ces hydrocarbures s'altèrent en bitumes solides. En effet, d'après les résultats de la pétrographie de la matière organique (Fig. 3.16), ces bitumes solides sont très abondants dans les séries calcaires.

6 - Les valeurs de température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) dans la nord-est de la Gaspésie sont en général plus élevées que dans l'île d'Anticosti (Fig. 3.74). Toutefois elles montrent aussi des variations plus erratiques en fonction de la profondeur. En effet, contrairement à la distribution des fréquences des T_{max} de l'île d'Anticosti, le mode principal

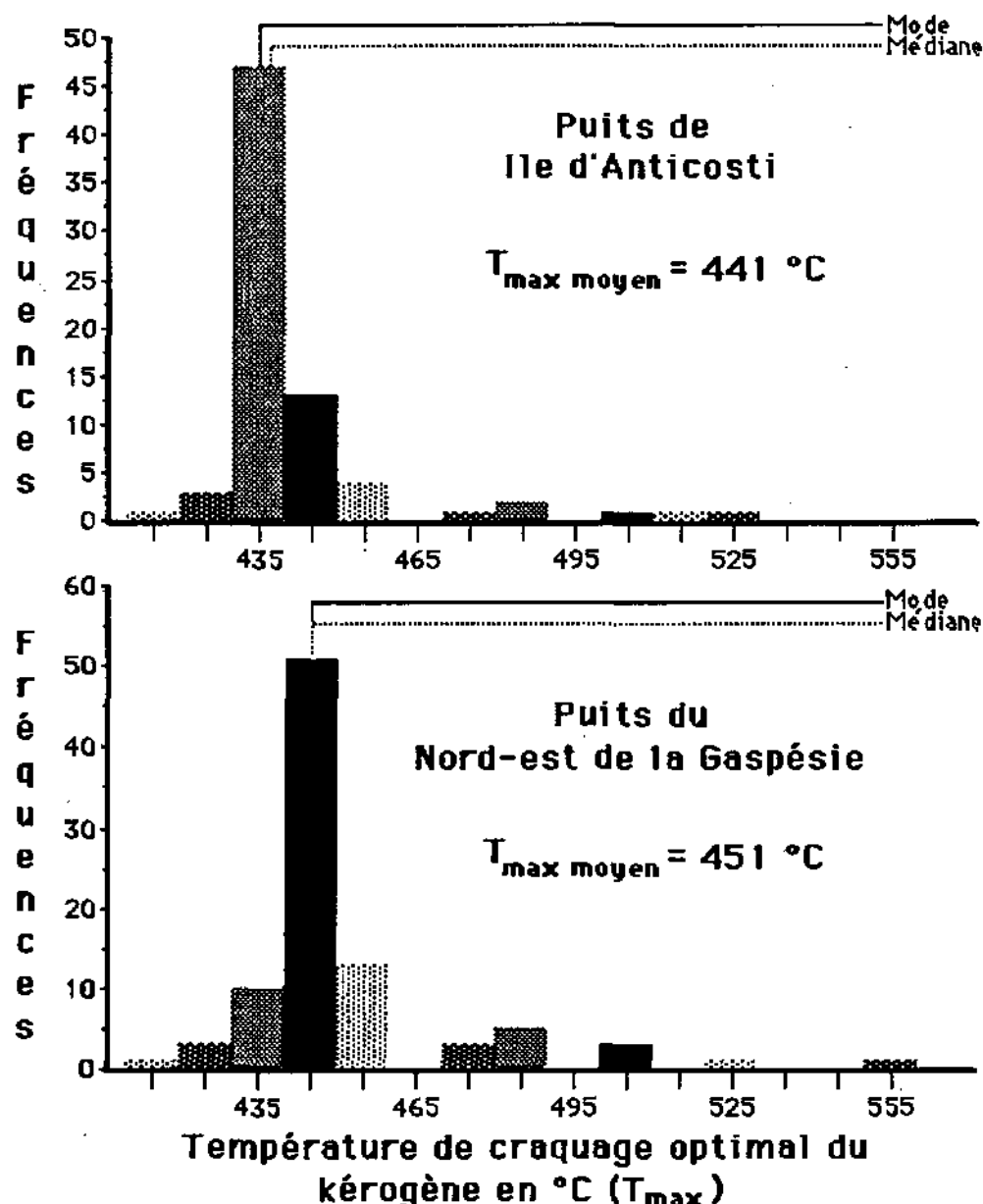


Figure 3.74. Comparaison entre les distributions des fréquences de la température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) des séries de subsurface du nord-est de la Gaspésie et de l'île d'Anticosti.

pour la Gaspésie (Fig. 3.74) montre une asymétrie négative (vers les petites valeurs) plutôt que positive. On observe toutefois des petits modes isolés aux valeurs de T_{max} élevées. Ces valeurs élevées proviennent de la base de certaines séries (coupe de Rivière-au-Renard et puits Gaspé Nord, Gaspé Sud) et du sommet du puits Malbaie (Fig. 3.66). Ces dernières valeurs de températures corroborent l'hypothèse d'un remaniement de la matière organique suggéré par

les données de surface (Fig. 3.62 dans 3.4.2.1.2) et par la pétrographie (Figs 3.40 et 3.42 dans 3.3.3.3). Les coefficients de corrélations obtenus dans les coupes de Rivière au Renard ($R = 0,89$ $0,005 < p \leq 0,01$) et Forillon-Cap-des-Rosiers ($R = 0,63$ $0,01 < p \leq 0,025$ ⁴) et des puits Gaspé Nord et Gaspé Sud suggèrent l'influence de la maturation thermique sur cet indicateur, comme le proposent les auteurs du Rock Eval (Espitalié et al., 1977). Mais, la corrélation inverse du puits Sunny Bank ($R = -0,58$ $0,01 < p \leq 0,025$) et l'absence de corrélations significatives du $T_{\max}$ en fonction de la profondeur dans trois autres puits (Gaspé Nord, Gaspé Sud et Douglas) nous portent à douter de la valeur de cet indicateur. Dans le puits Blanchet, la corrélation positive est faible ($R = 0,63$ $0,025 < p \leq 0,05$).

3.4.2.2.3 Conclusions préliminaires

Ces résultats permettent de conclure de façon préliminaire que:

- 1) Malgré des teneurs moyennes un peu plus élevées en carbone organique, les séries du nord-est de la Gaspésie ont un moins bon potentiel génétique à huile que les séries de l'île d'Anticosti. Contrairement à l'île d'Anticosti, le bassin du nord-est de la Gaspésie ne contient aucune roche mère dont l'extension latérale est aussi considérable que la Formation de Macasty.
- 2) Les données de subsurface confirment que les Grès de Gaspé contiennent des horizons dont le kérogène est de Type II mais que la matière organique générale est surtout de Type III. Les matières organiques des Calcaires Supérieurs de Gaspé sont surtout des kérogène de Type II.

Toutefois, les valeurs du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) suggèrent qu'environ le tiers de la matière organique est secondaire. C'est-à-dire qu'elle provient vraisemblablement de l'altération des hydrocarbures restés emprisonnés dans les roches mères et produits lors de la "cuisson" des roches par l'enfouissement des séries. La pauvreté des lithologies en matière organique est probablement le facteur principal qui a empêché l'évacuation des hydrocarbures au fur

⁴ $R = 0,63$ $0,01 < p \leq 0,025$ = Valeur du coefficient de corrélation avec le niveau de probabilité en-dessous duquel il n'est pas significativement différent de 0.

et à mesure qu'ils étaient générés. Les bitumes solides observés en pétrographie sont probablement les résultats de cette altération des hydrocarbures.

- 3) Les diminutions de l'indice d'hydrogène en fonction de l'enfouissement dans les formations des Calcaires Supérieurs de Gaspé, dans les puits Gaspé Sud et Sunny Bank et les variations de l'indice d'hydrogène entre la coupe de Forillon, le puits Blanchet et le puits Gaspé Nord sont fonction du niveau de maturation thermique subie par les matières organiques plutôt que par un changement de facies organique entre unités stratigraphiques.
- 4) Les phénomènes observés dans ces séries suggèrent que l'indice de production (IP) et le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) sont aussi partiellement des indicateurs de maturation thermique. La lithologie des séries, par le biais du type de kérogène, exerce également une grande influence sur les variations de ces indicateurs.
- 5) Les valeurs élevées de la température de craquage optimale du kérogène (T_{max}) dans la nord-est de la Gaspésie, par rapport aux valeurs observées dans l'île d'Anticosti, sont plutôt à mettre en rapport avec des valeurs plus petites du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) qu'avec un stade de maturation moins avancé des séries.

Bien que les valeurs observées suggèrent que les séries gaspésiennes ont toutes dépassé le seuil de la fenêtre à huile potentielle (Fig. 1.9: $T_{max} > 435^\circ\text{C}$), l'évolution des valeurs de la variable T_{max} en fonction de la profondeur des échantillons ne semble pas très digne de foi comme indicateur de maturation thermique.

- 6) Les valeurs de l'indice d'hydrogène dans les séries du nord-est de la Gaspésie sont en général plus faibles que celles observées dans l'île d'Anticosti. Bien que la maturation thermique des séries de subsurface de la Gaspésie (Fig. 3.41) soit un peu plus avancée qu'elle ne l'est dans l'île d'Anticosti (Fig. 3.38), la différence entre les facteurs de correction de l'effet de matrice des deux régions joue peut-être un rôle dans cette différence des valeurs de l'indice d'hydrogène.

En effet, bien que des standards et une méthode identique (2.2.2.2b) aient été employés dans les deux régions, il ne faut pas oublier que, dans l'île d'Anticosti, les

valeurs de l'indice d'hydrogène corrigées pour l'effet de matrice sont souvent deux fois plus grandes que les valeurs non corrigées (correction de 100%). D'autre part, dans la Gaspésie, les valeurs de l'indice d'hydrogène n'augmentent en moyenne que de quinze à vingt pour-cent (15-20%) après correction. Cette comparaison est faite entre unités formées de calcaires ou de terrigènes fins. Les Grès de Gaspé montrent un effet de matrice négligeable (comparer IH versus IHC dans Appendice 4).

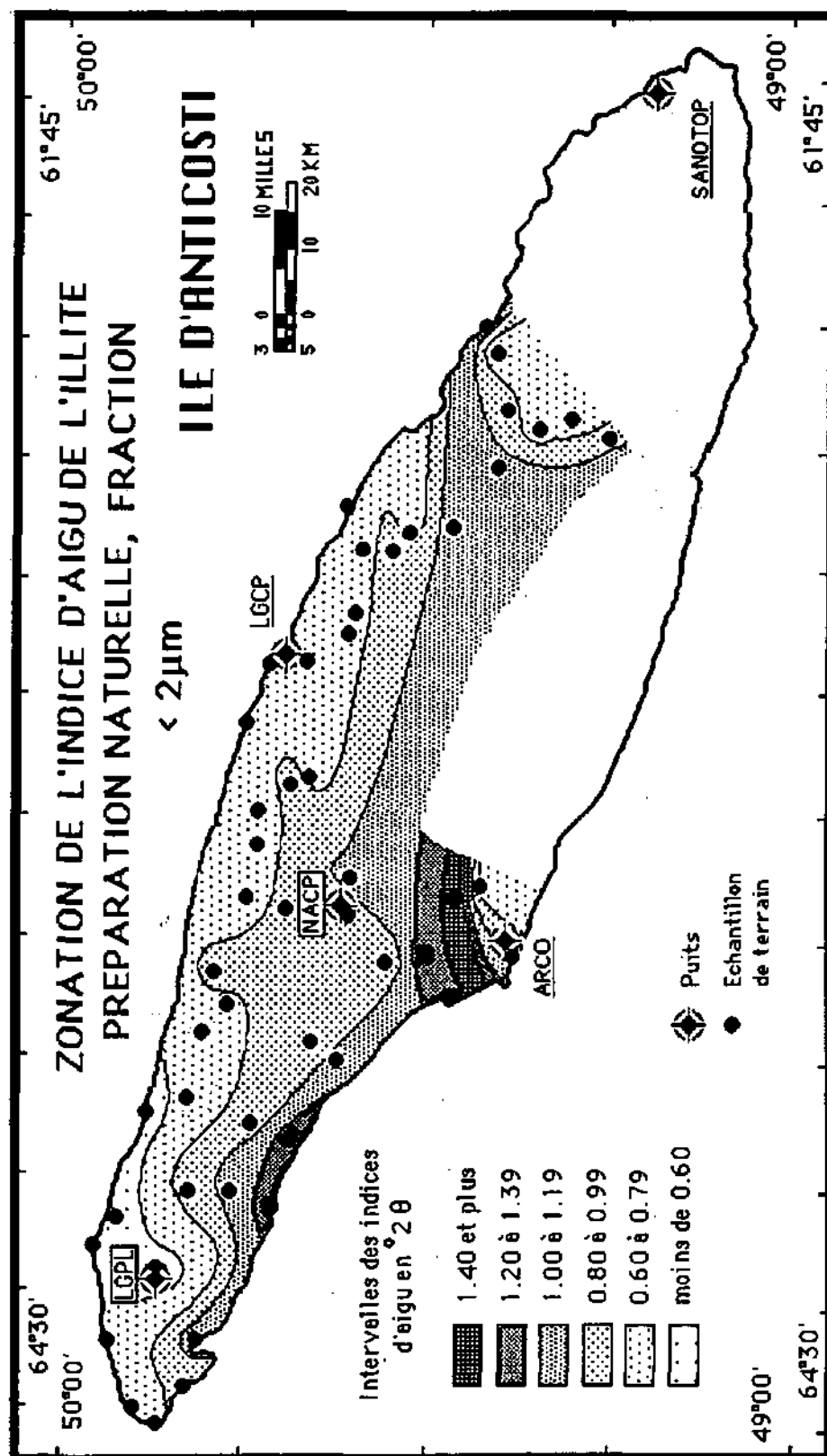


Figure 4.1

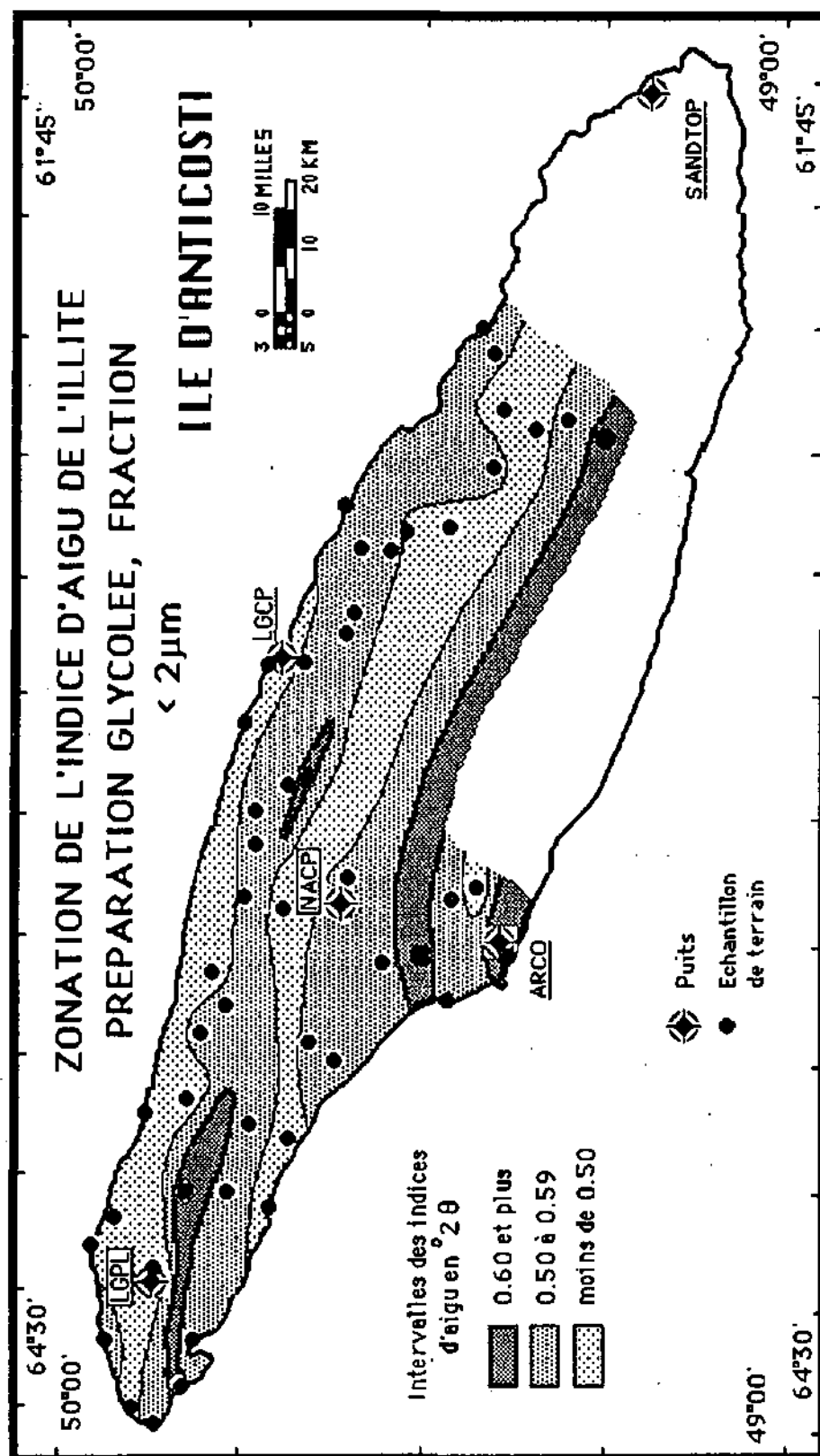


Figure 4.2

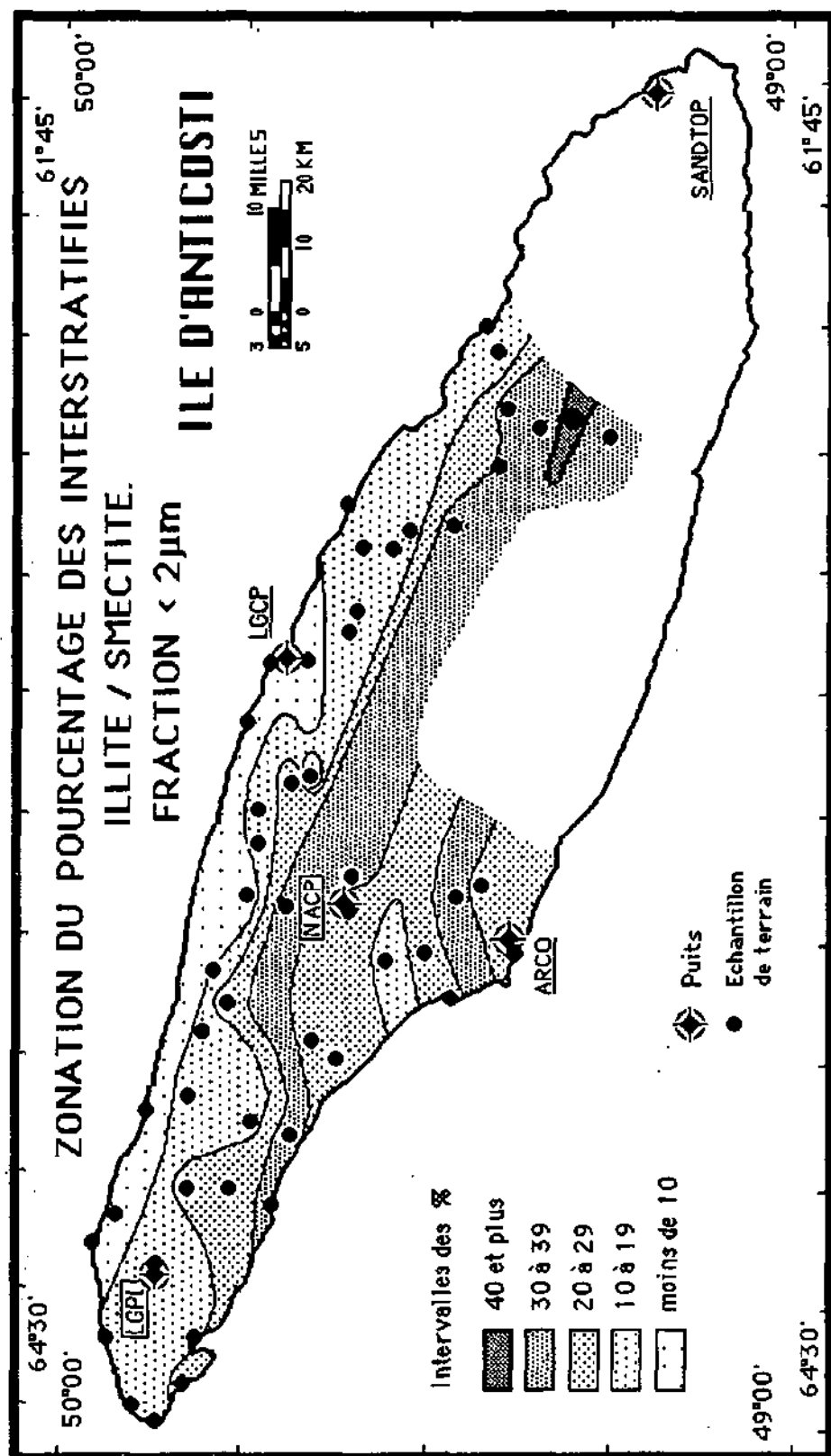


Figure 4.3

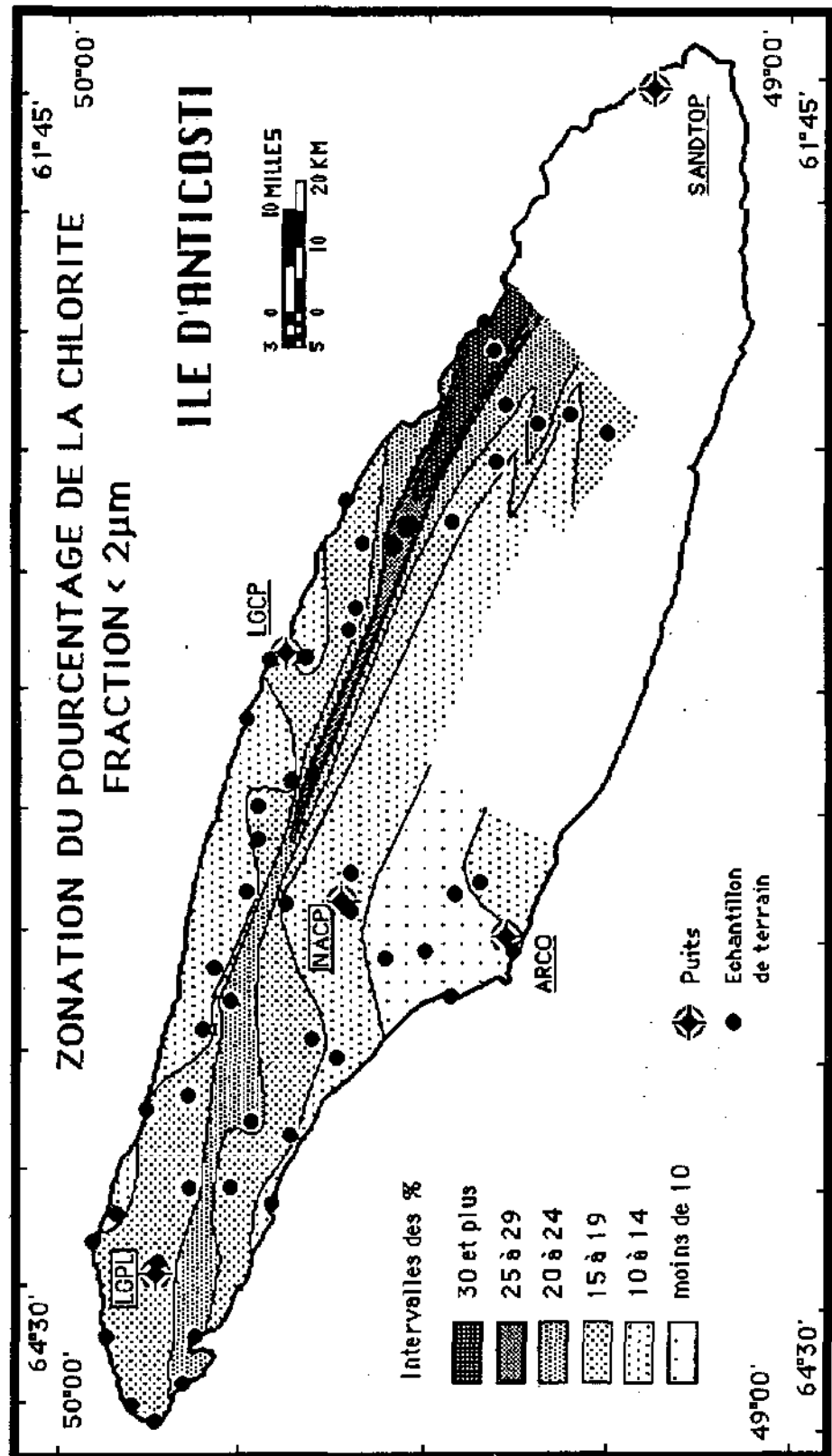


Figure 4.4

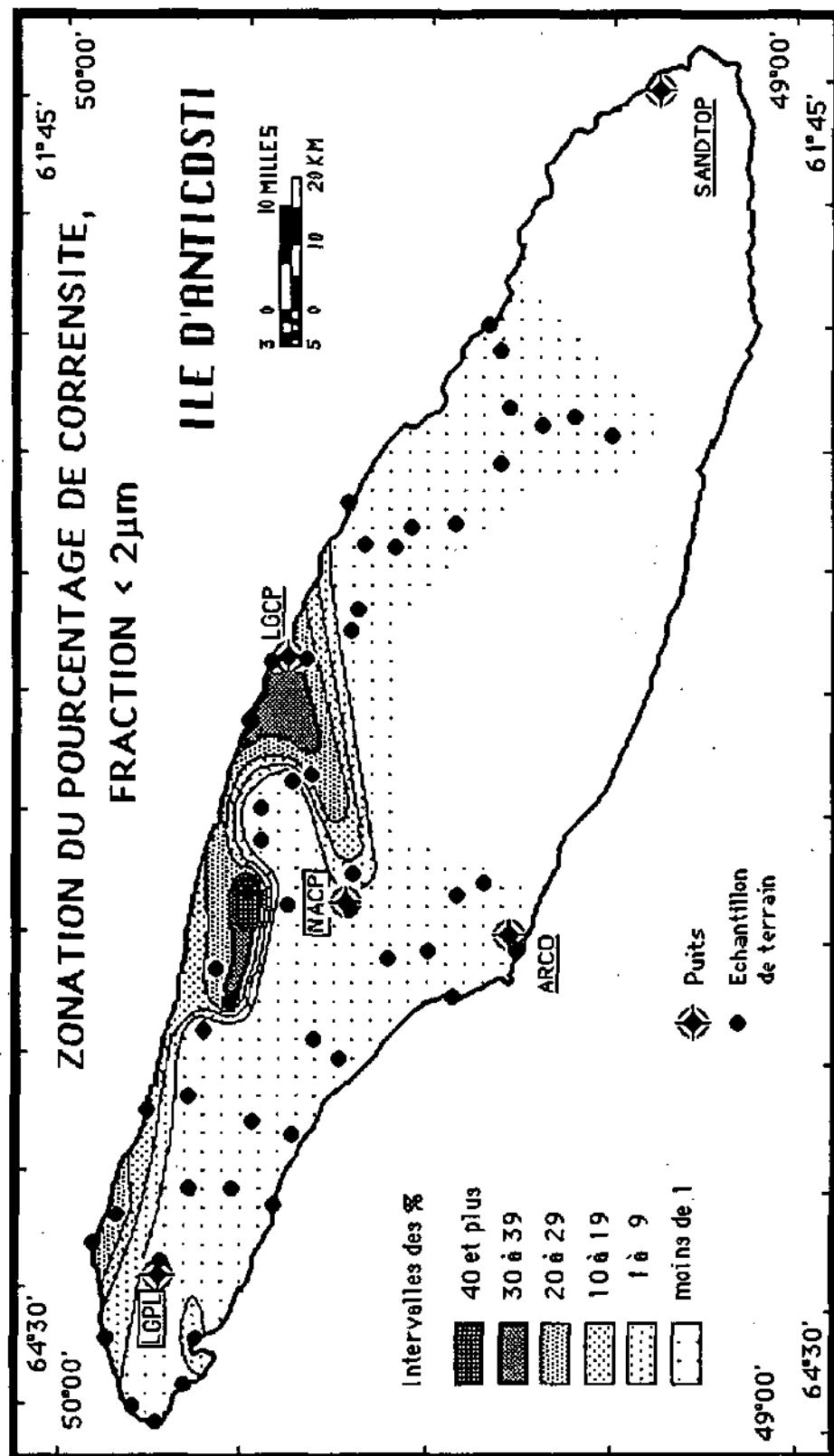


Figure 4.5

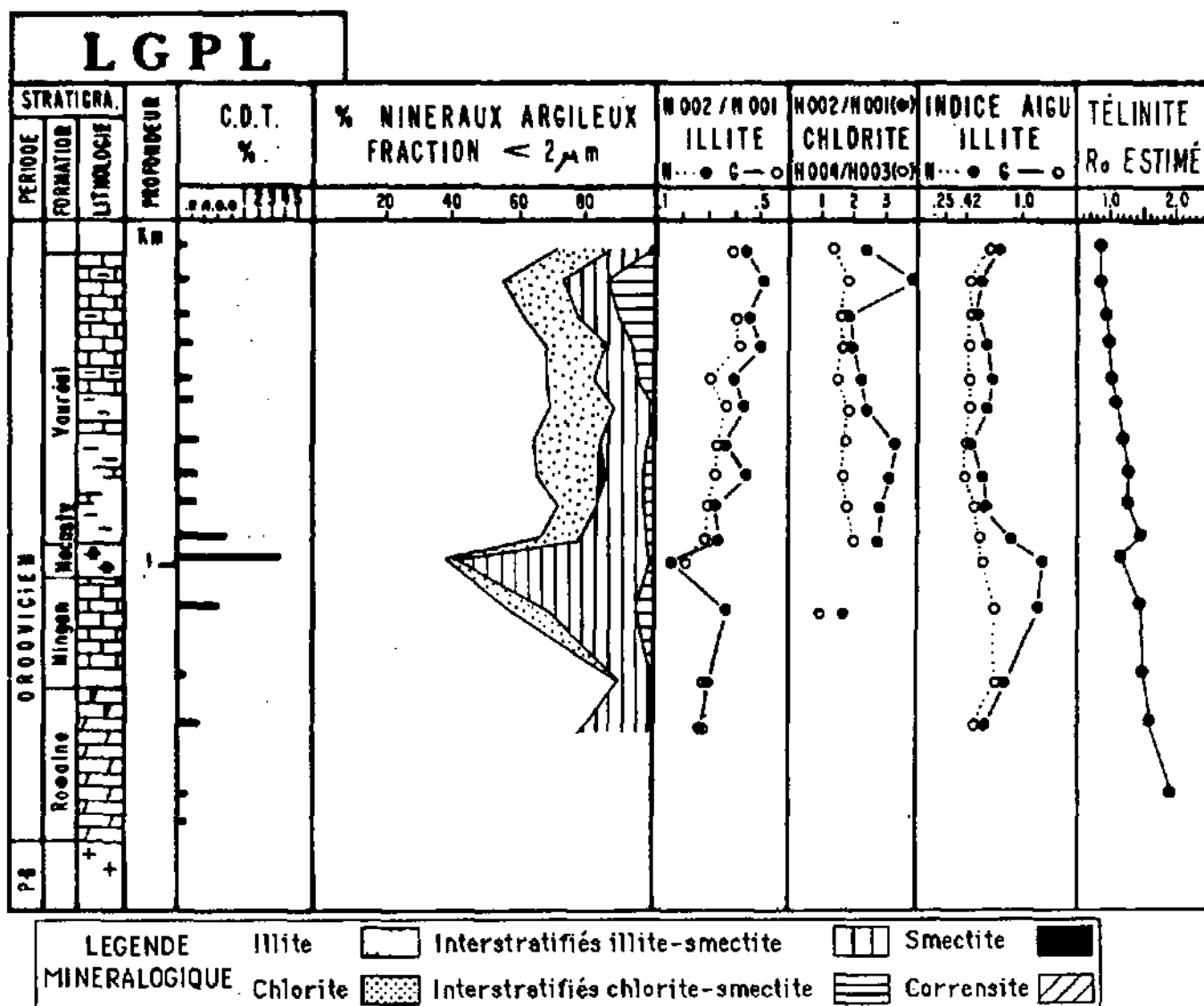


Figure 4.6. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans le puits LGPL, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Clark (1964), Roliff (1968) et Bertrand et al. (1975). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

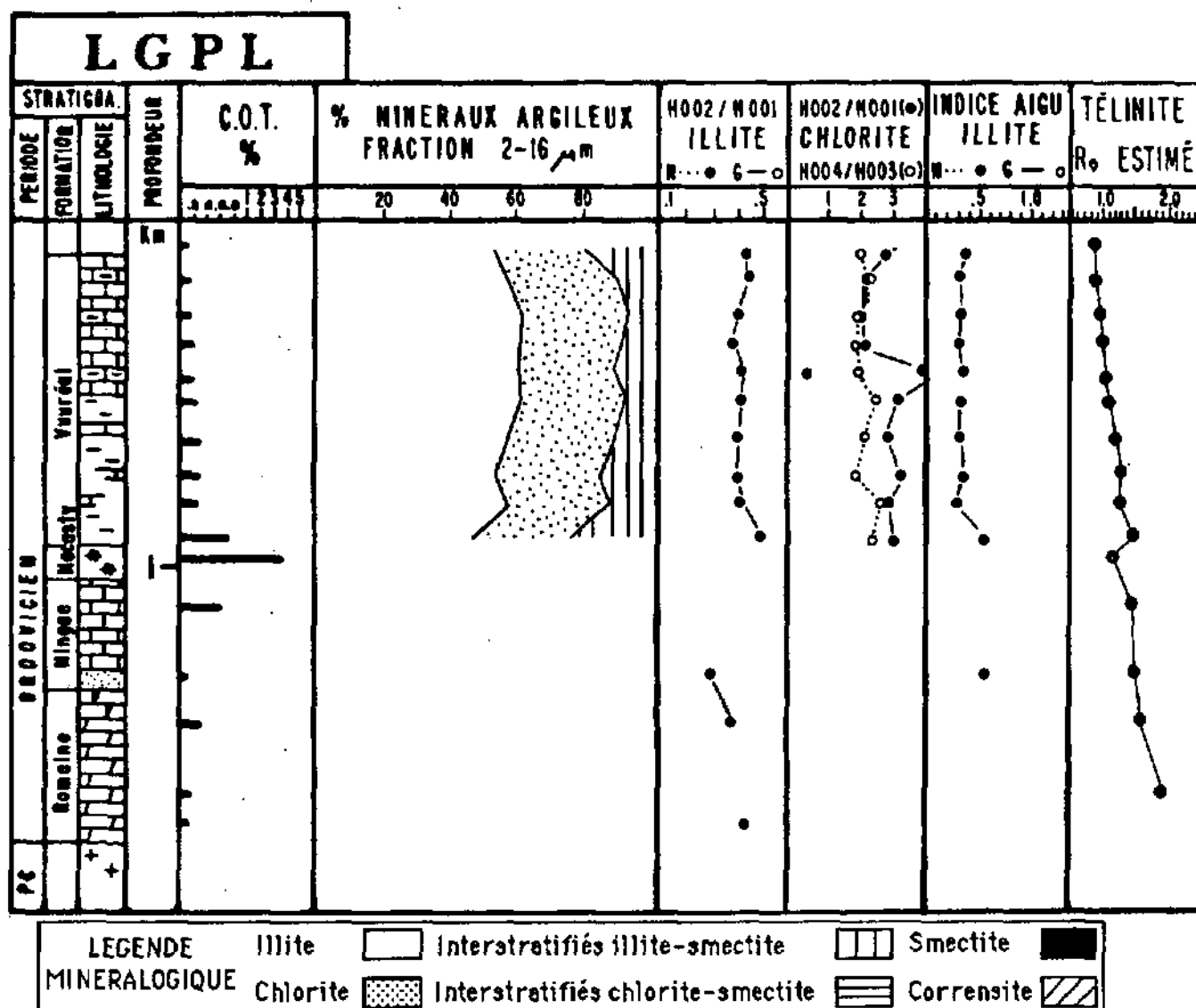


Figure 4.7. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μ m, dans le puits LGPL, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Clark (1964), Roliff (1968) et Bertrand et al. (1975). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

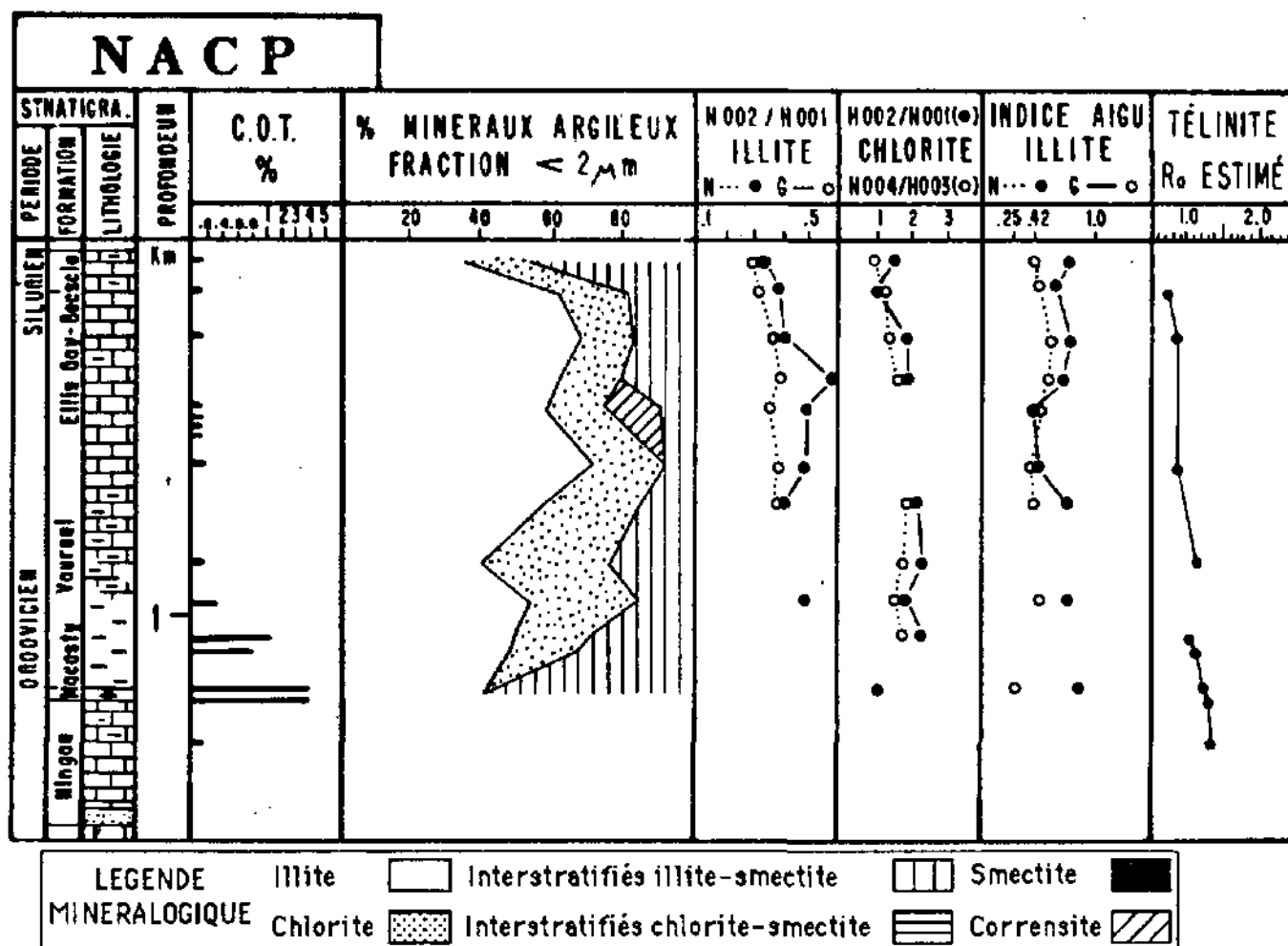


Figure 4.8. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans le puits NACP, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1976). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

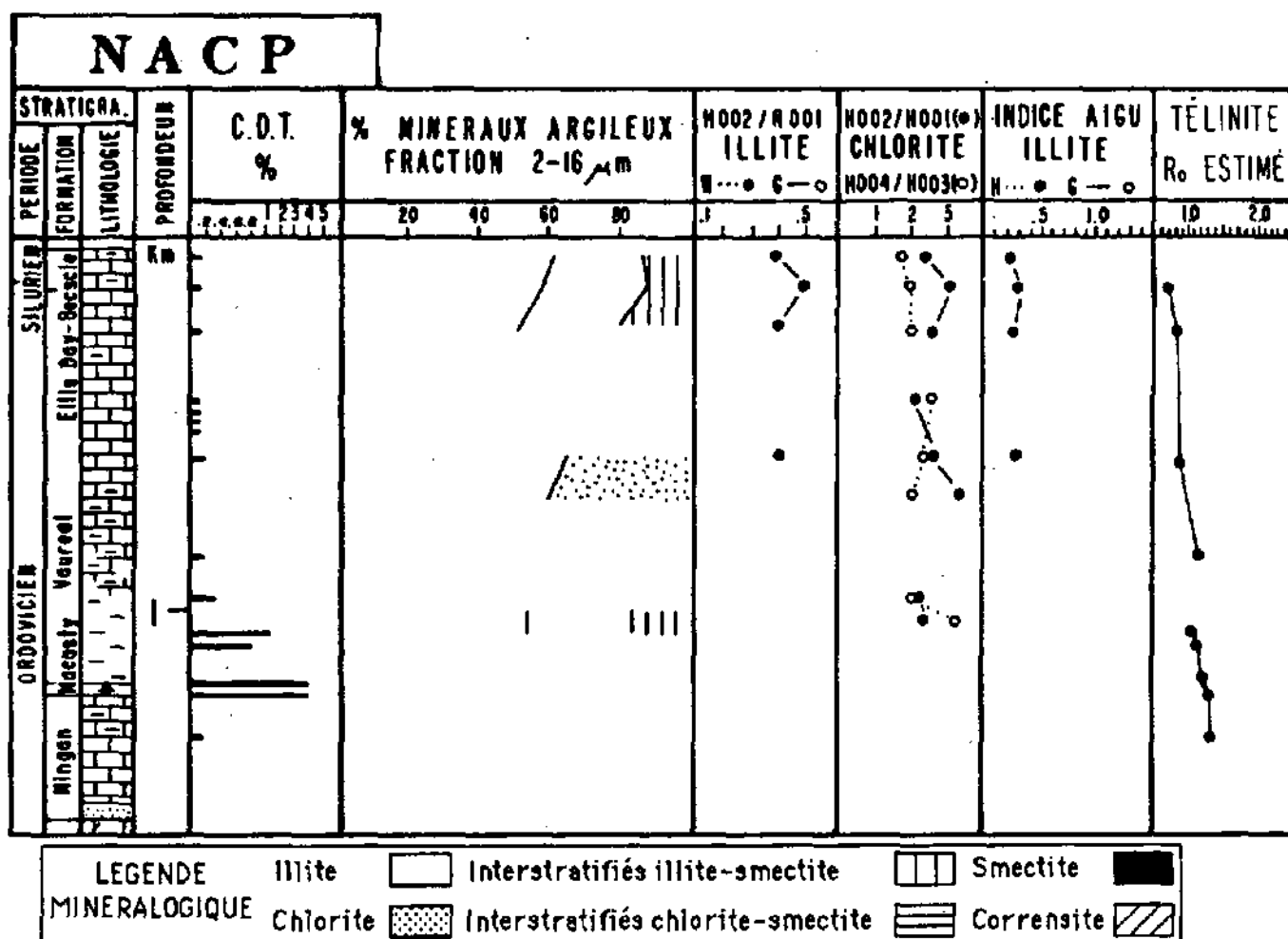


Figure 4.9. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μ m, dans le puits NACP, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1976). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

Figure 4.10. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans le puits ARCO, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1974).

Figure 4.11. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μ m, dans le puits ARCO, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont de l'INRS-Pétrole (1974).

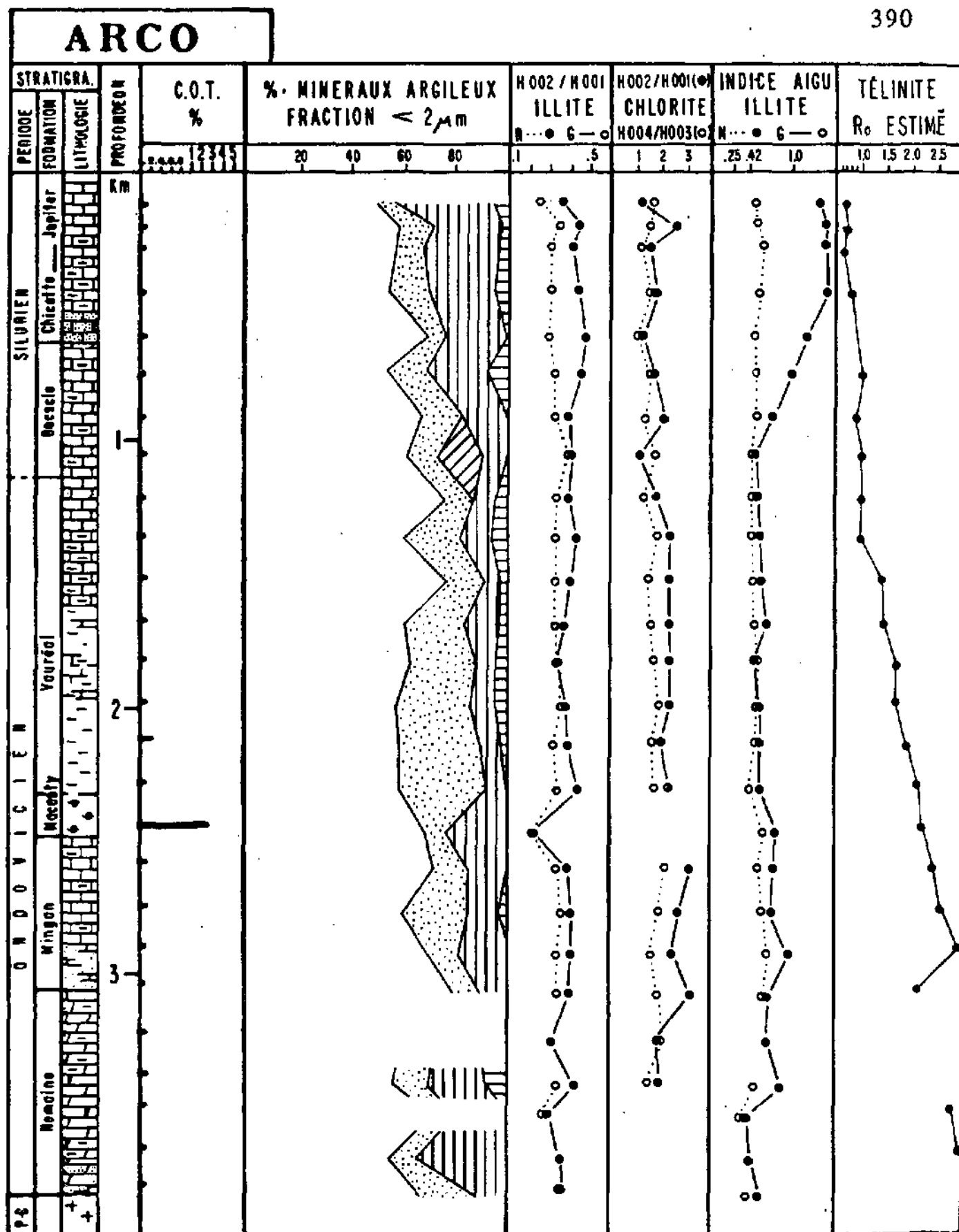


Figure 4.10

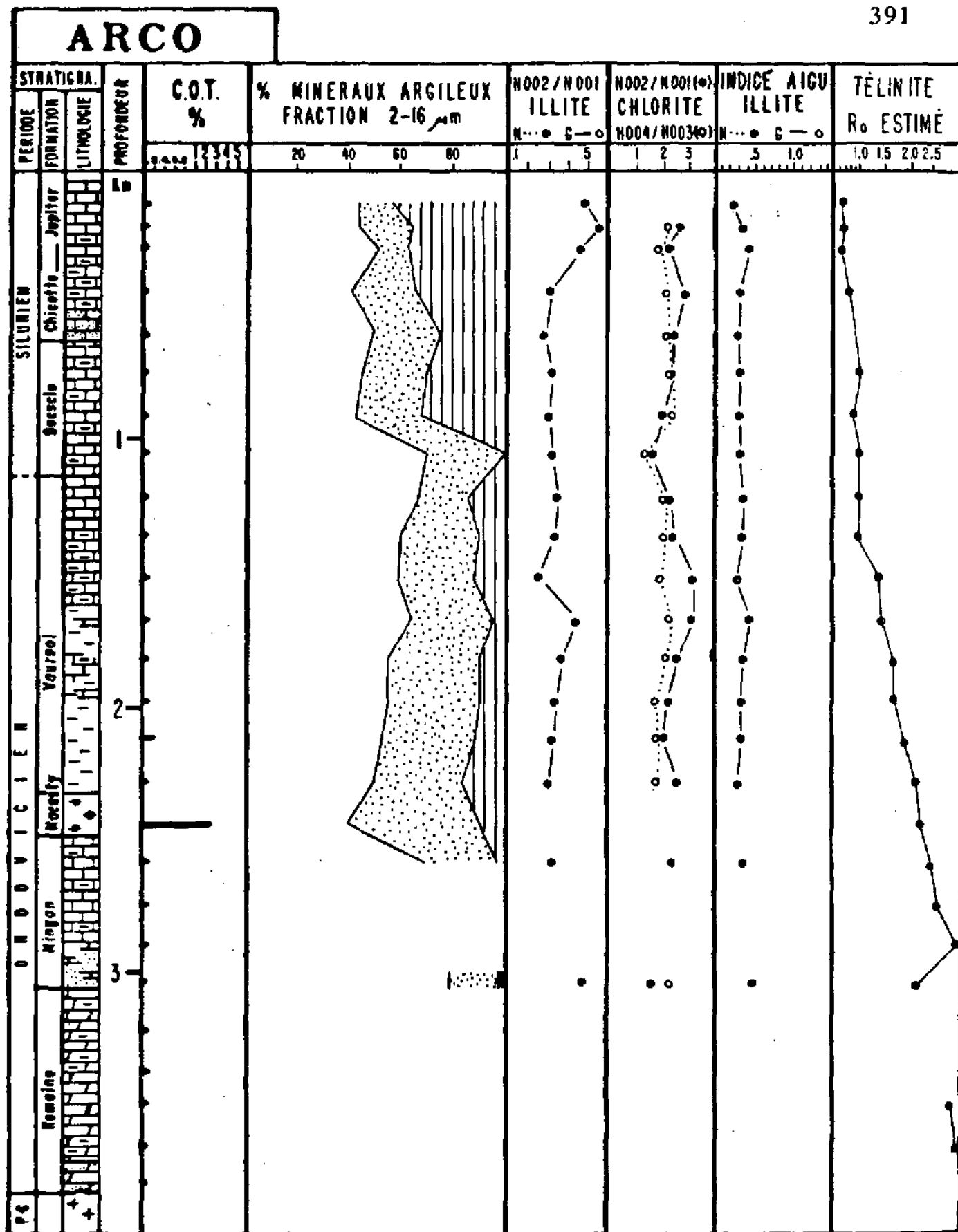
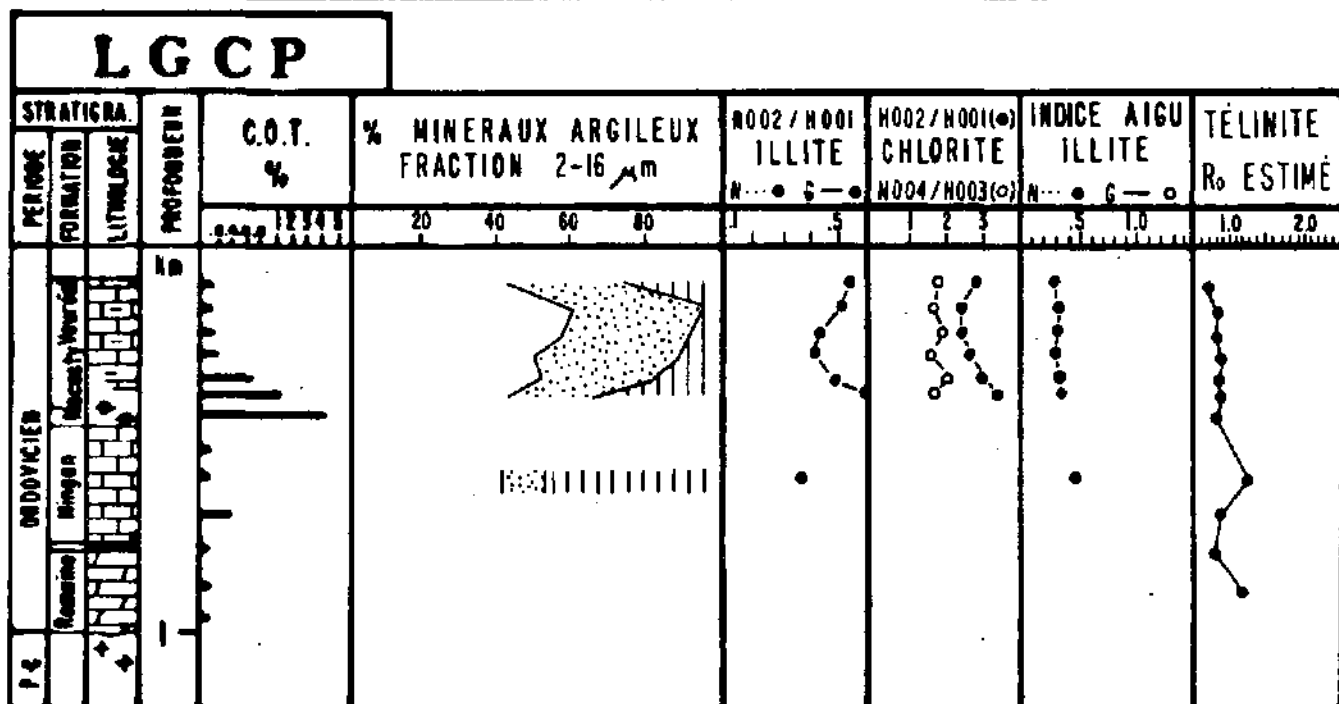
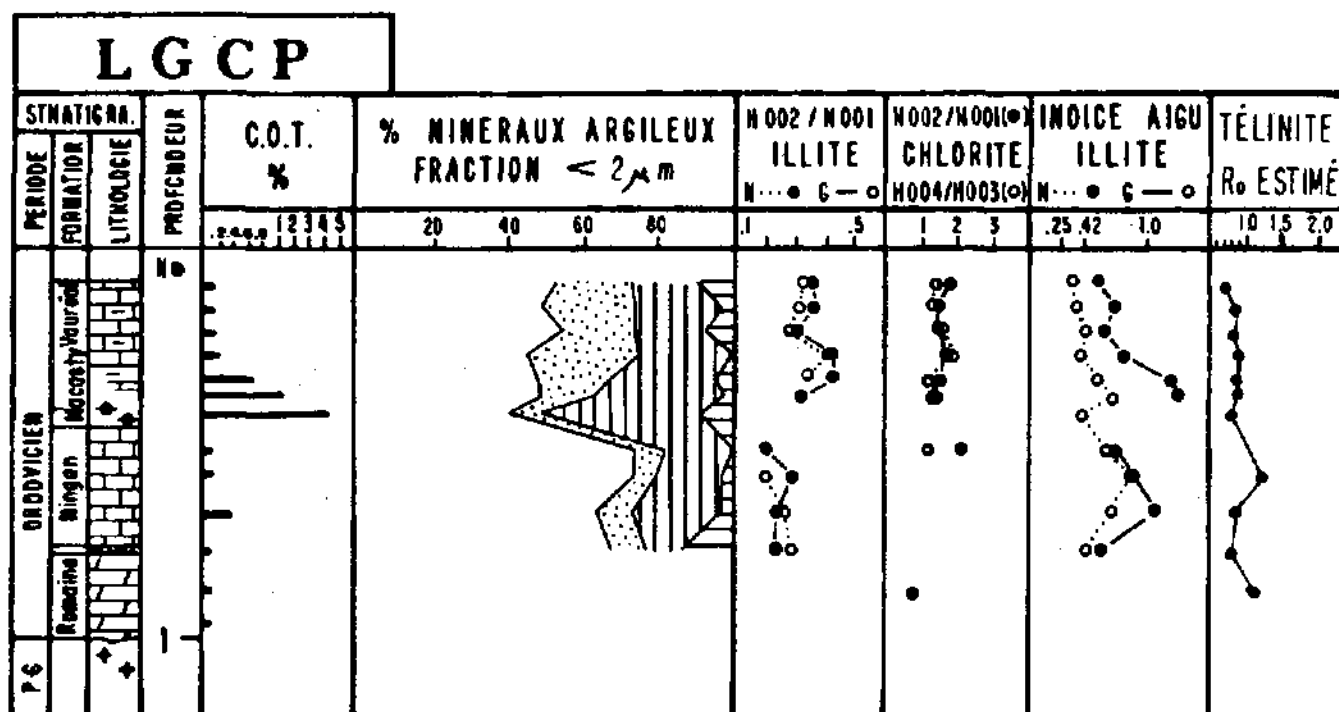


Figure 4.11



LEGENDE MINÉRALOGIQUE

Illite	Interstratifiés illite-smectite	Smectite
Chlorite	Interstratifiés chlorite-smectite	Corrensité

Figures 4.12 et 4.13. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m (Fig. 4.12) et comprise entre 2 et 16 μ m (Fig. 4.13), dans le puits LGCP, île d'Anticosti. Sources des profils stratigraphique et du R₀ estimé explicitées dans la Figure 4.6.

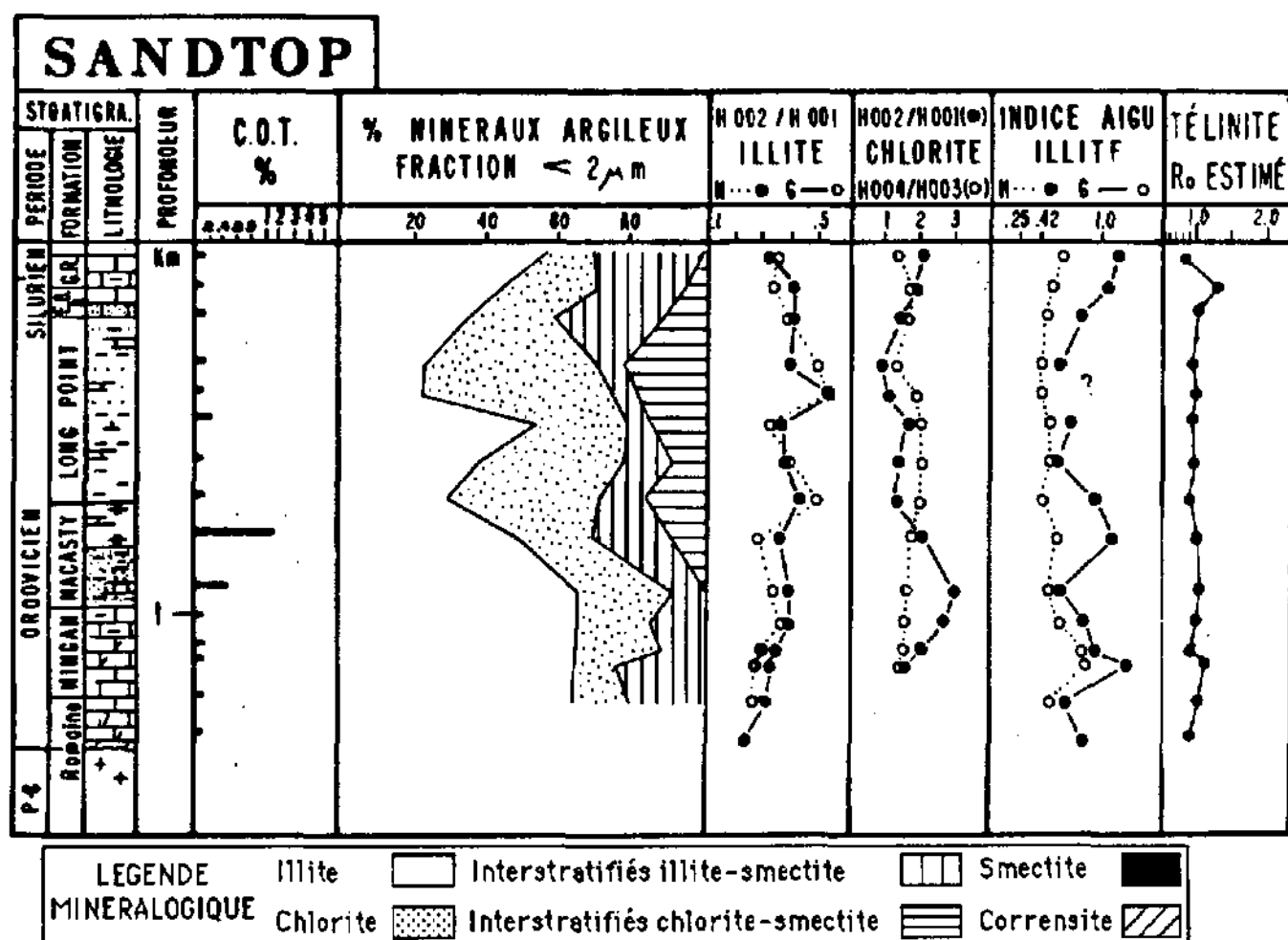


Figure 4.14. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans le puits Sandtop, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Petryk (1981d). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

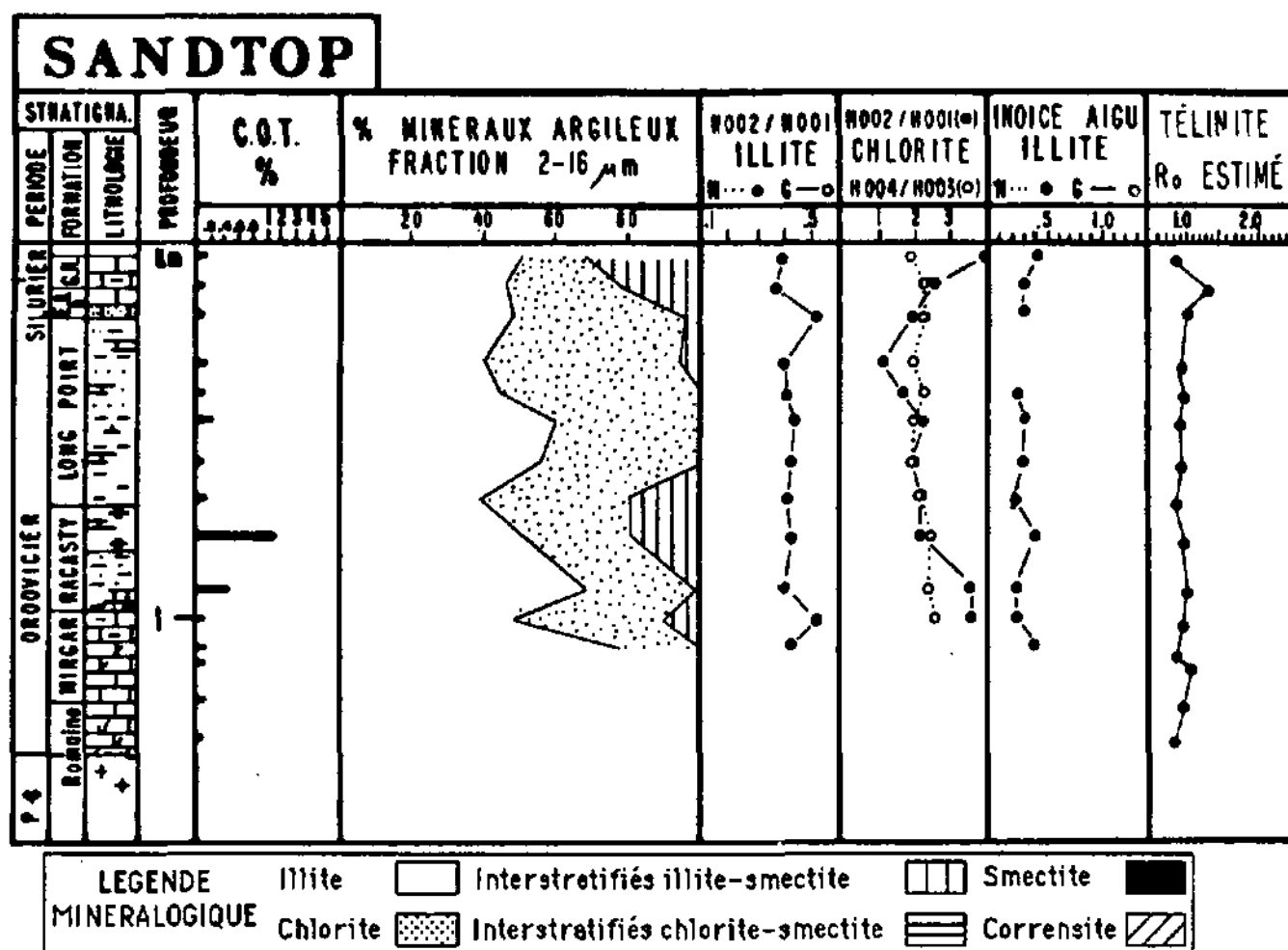


Figure 4.15. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction comprise entre 2 et 16 μ m, dans le puits Sandtop, île d'Anticosti (Appendice 11B). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Petryk (1981d). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9A.

4. GEOLOGIE DES ARGILES

4.1 DANS L'ÎLE D'ANTICOSTI

4.1.1 Introduction

La minéralogie des argiles de la fraction inférieure à 2 μm des échantillons de surface de l'île d'Anticosti est illustrée à partir de cinq indicateurs dont les valeurs analytiques sont cartographiées en appendice 12A à 12E:

- IAN : l'indice d'aigu de l'illite sur préparation naturelle,
- IAG : l'indice d'aigu de l'illite sur préparation glycolée,
- %IS : le pourcentage des interstratifiés illite-smectite,
- %Ch : le pourcentage de la chlorite et
- %Cor : le pourcentage de la corrensite.

Ces variables sont celles qui sont les plus sensibles face aux variations diagénétiques et sédimentologiques dans les séries de surface de l'île d'Anticosti. Pour interpréter les variations de ces indicateurs, on a dressé des cartes d'isovaleurs (Figs 4.1 à 4.5) à partir des appendices 12A à 12E. Afin d'interpréter plus facilement les résultats, les données de la subsurface (Figs 4.6 à 4.15) sont simultanément invoquées avec celles de la surface. Les tableaux de compilations de l'ensemble des résultats analytiques sont rassemblés dans l'appendice 11.

Afin de comparer l'évolution des minéraux argileux avec l'augmentation de la maturation thermique, un profil des valeurs du pouvoir réflecteur estimé de la télinite accompagne les profils des argiles.

Les influences de la diagenèse thermique et les néoformations d'argiles sont normalement plus évidentes dans la fraction inférieure à 2 μm . D'autre part, dans les séries relativement peu évoluées, l'influence du détritisme se fait normalement sentir sur la fraction plus grossière des argiles (2 à 16 μm dans les figures). Les résultats obtenus dans les deux fractions sont donc illustrés et interprétés en fonction de ces deux postulats. Les rapports de hauteur des pics de la chlorite (H002/H001 et H003/H004), illustrés dans les figures 4.6 à 4.15, sont ceux des

préparations glycolées pour la fraction inférieure à 2 μm , et des préparations naturelles pour la fraction comprise entre 2 et 16 μm .

4.1.2 Observations

4.1.2.1 Le groupe des micas et des interstratifiés illite-smectite

Dans la partie de la discussion traitant de l'étude de ce groupe des minéraux argileux, les variations:

- A) de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles et du pourcentage des interstratifiés illite-smectite,
 - B) de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations glycolées et
 - C) du rapport des hauteurs de pics H002/H001 de l'illite,
- sont successivement abordées.

A - L'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles et le pourcentage des interstratifiés illite-smectite

D'après la littérature, l'indice d'aigu de l'illite est un important indicateur de diagenèse (Kübler, 1968). La carte de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles (Appendice 12A) montre une étendue de valeurs (0,44 à 1,85°2 θ) qui implique, d'après la figure 1.7, toute la catagenèse, la limite de l'anchizone étant fixée à 0,42°2 θ . A l'ouest des rivières aux Saumons et Chaloupe, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite augmentent régulièrement de la Formation de Vauréal à la Formation de Jupiter (Appendice 12A) et les lignes d'isovaleurs sont subparallèles aux contacts lithologiques (Fig. 4.1). Cette zonéographie des valeurs suggère deux conclusions:

- a) les Formations d'Ellis Bay à Jupiter (Fig. 4.1: IAN > 0,8) appartiennent à la partie supérieure de la catagenèse (Fig. 1.7: zones 3 et 4) alors que la Formation de Vauréal (Fig. 4.1: IAN < 0,8) fait partie de la zone inférieure de la catagenèse (Fig. 1.7: zone à gaz sec diagénétique ou zone 5),

- b) les séries de l'île d'Anticosti, subhorizontales lors de l'enfouissement maximum, ont basculé dans leur position actuelle après la maturation thermique. Ce basculement tectonique post-maturation (diagenèse pré-tectonique) permet de cartographier la zonation croissante de la maturation thermique du sud vers le nord de l'île d'Anticosti.

Ces conclusions contredisent celles de la pétrographie de la matière organique (Chapitre 3) qui suggèrent que l'ensemble de la surface de l'île d'Anticosti appartient à la fenêtre à huile potentielle (Fig. 1.6: zone 3) et que la maturation thermique est post-tectonique.

L'examen des cartes de zonations des valeurs des indicateurs (Figs 4.1 et 4.3) et des profils des puits (Figs 4.6 et 4.15) apporte des éléments de réponse à cette impasse en suggérant que les variations de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles sont surtout fonction de l'héritage ou des modifications dans les milieux de dépôts. En effet:

- a) à l'exception du puits ARCO (Fig. 4.10), les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite dans les séries de subsurface ne montrent aucune corrélation négative avec l'enfouissement. Dans la fraction inférieure à 2 μm , les valeurs élevées de l'indice d'aigu de l'illite, suggérant un niveau de maturation thermique ne dépassant pas le début de la catagenèse, sont observées dans les formations siluriennes (NACP, ARCO et Sandtop), tout en haut des puits, et dans la Formation de Macasty (LGPL, NACP, LGCP et Sandtop), près de la base. Entre ces deux portions de séries (Formation de Vauréal), l'indice d'aigu de l'illite frôle souvent la limite de l'anchizone ($IA = 0,42^{\circ}2\theta$). Dans le puits Sandtop (Fig. 4.14), on observe le même phénomène dans la Formation de Long Point, un équivalent latéral de la Formation de Vauréal.
- b) En surface comme en subsurface, les unités stratigraphiques montrant des valeurs élevées de l'indice d'aigu de l'illite sont aussi les plus riches en interstratifiés illite-smectite (Figs 4.1, 4.3 et 4.6 à 4.15).
- c) Contrairement à la zonation du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Fig. 3.38), la zonation de l'indice d'aigu de l'illite et du pourcentage d'interstratifiés illite-smectite montre des courbes d'isovaleurs parallèles aux contacts lithostratigraphiques (Figs 4.1, 4.3).

Frac- tions	Minéralogie, rapp. de pics	Formations										
		10	20	30	40 b	40 s	45	50	60	70	80	90
< 2 µm illite		64	68	50	59	59	33	49	49	55	52	64
chlorite		8	11	12	23	17	42	25	16	14	7	11
corrensite		0	0	0	0	9	0	4	1	0	0	0
interstratifiés I/S		20	20	35	16	13	10	19	33	30	33	22
H002/H001 ill. N		0,32	0,34	0,29	0,41	0,46	0,44	0,56	,37	0,45	0,40	0,32
indice d'aigu ill. N		0,63	0,92	0,99	0,71	0,68	0,64	0,89	1,04	0,98	1,41	0,86
indice d'aigu ill. G		0,46	0,72	0,56	0,52	0,51	0,45	0,55	0,48	0,60	0,58	0,53
H002/H001 ch. N		1,27	1,94	2,01	2,08	1,34	1,12	1,40	1,30	1,43	2,06	1,32
H002/H001 ch. G		1,44	2,23	1,87	2,37	1,70	1,22	1,59	1,46	1,53	2,33	1,70
H004/H003 ch. N		1,46	1,47	1,47	1,73	1,61	1,50	1,47	1,31	1,41	1,70	1,70
2-16 µm illite		-	64	49	53	57	47	50	63	54	56	68
chlorite		-	18	19	32	31	48	35	26	21	20	22
corrensite		-	0	0	0	7	0	4	0	0	0	0
interstratifiés I/S		-	15	26	17	4	5	11	11	24	24	9
H002/H001 illite N		-	0,38	0,45	0,40	0,40	0,43	0,44	0,36	0,42	0,41	0,33
indice d'aigu illite N		-	0,41	0,32	0,33	0,27	0,27	0,29	0,22	0,30	0,26	0,25
H002/H001 chlo. N		-	3,23	3,05	2,76	2,25	1,78	2,12	2,42	2,37	2,87	2,28
H004/H003 chlo. N		-	2,44	2,18	2,17	2,18	1,96	1,96	1,97	1,97	2,70	1,48

Tableau 4.1. Valeurs moyennes par formation des variables des argiles de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti. Les valeurs sont calculées à partir des données des Appendices 11A et B. Les codes des formations sont explicités dans l'Appendice 1A (40: b = base argileuse, s = sommet calcaire). Chlo. = chlorite. I/S = interstratifiés illite-smectite. N = préparations naturelles. G = préparations glycolées.

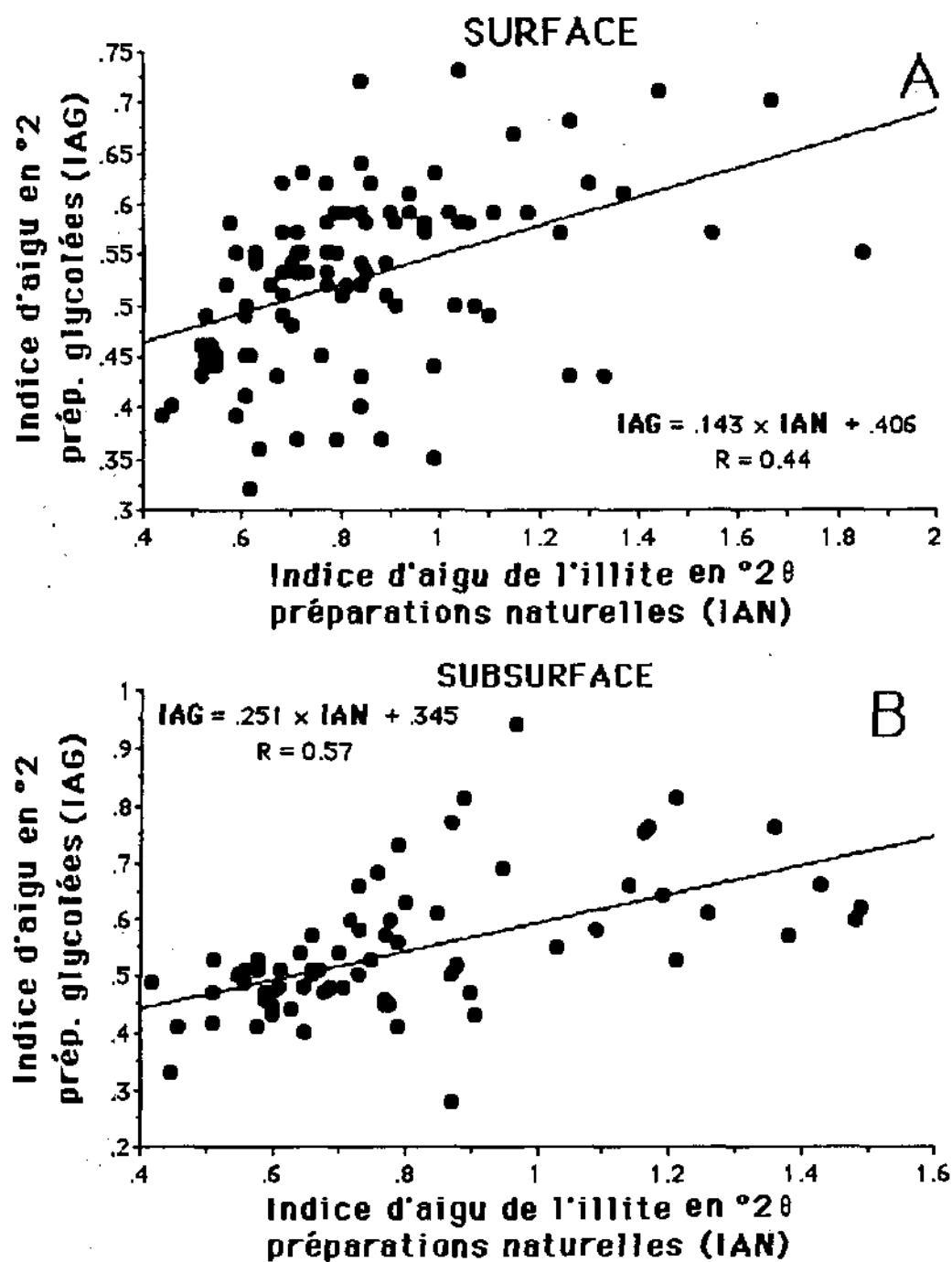


Figure 4.16. Variations des valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations glycolées, fraction inférieure à 2 μ m, en fonction des valeurs sur préparations naturelles des données de surface (A) et de subsurface (B) de l'île d'Anticosti.

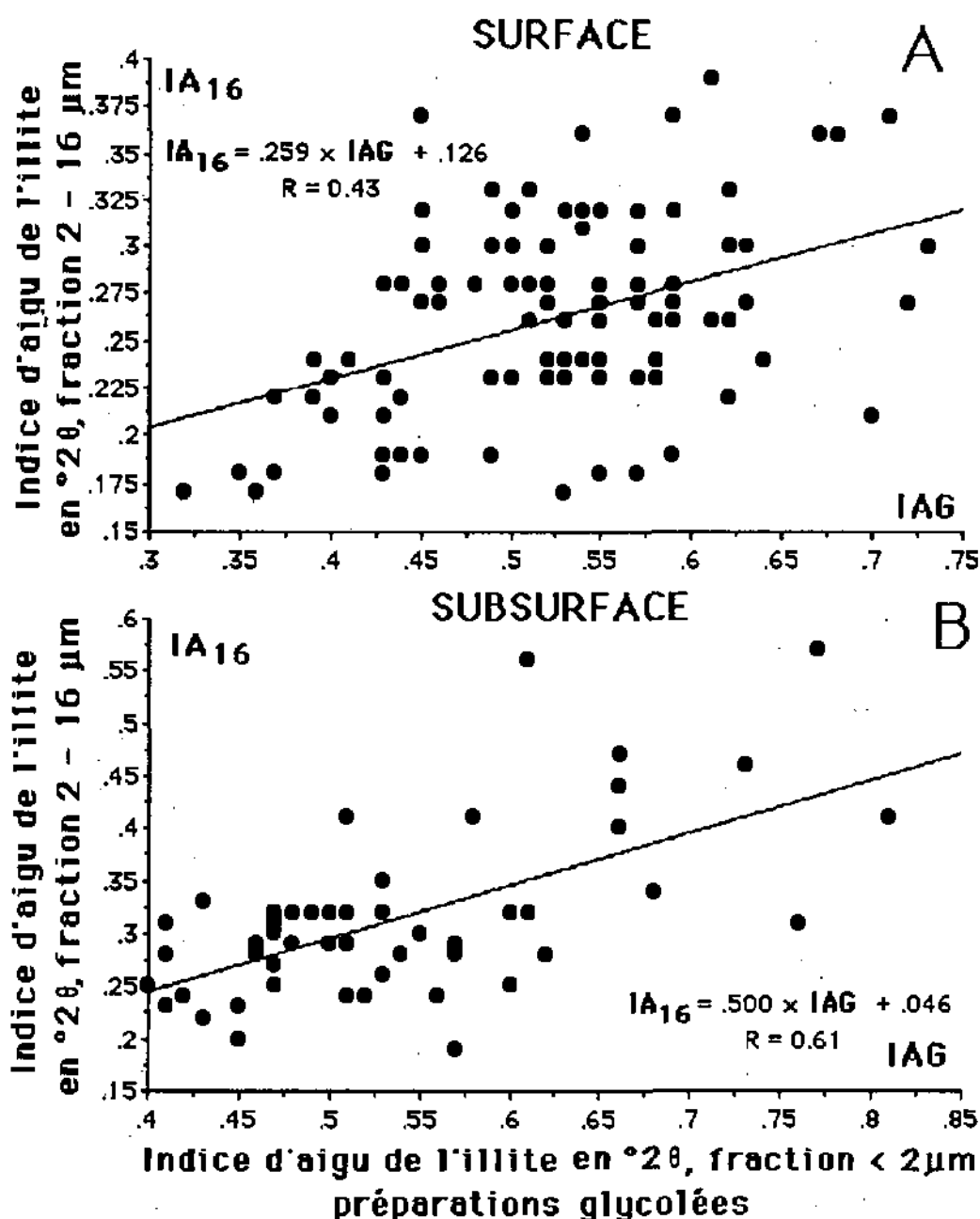


Figure 4.17. Variations des valeurs de l'indice d'aigu de l'illite entre la fraction granulométrique inférieure à deux micromètres ($< 2\mu\text{m}$) et la fraction comprise entre deux et seize micromètres (2 - 16 μm) pour les échantillons de surface (A) et de subsurface (B) de l'île d'Anticosti.

B - L'indice d'aigu de l'illite sur préparations glycolées

Tant dans les données de la surface que de la subsurface, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations glycolées sont toujours inférieures à celles sur préparations naturelles (Fig. 4.16 et Tab. 4.1).

Dans les échantillons de surface, la zonation de l'indice d'aigu de l'illite sur lames glycolées (IAG: Fig. 4.2) montre une alternance de bandes parallèles aux unités stratigraphiques, semblable à la zonation sur préparations naturelles (IAN: Fig. 4.1). Bien qu'elle soit moins évidente que sur les préparations naturelles, la zonation sur préparations glycolées montre des valeurs plus grandes dans les séries siluriennes que dans les séries ordoviciennes. C'est aussi ce que suggère la pente positive de la droite de régression entre IAG et IAN pour les données de la surface (Fig. 4.16A).

Sur les profils des puits, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur lames glycolées (IAG) ne montrent aucune tendance, croissante ou décroissante, en fonction de la profondeur des échantillons (Figs 4.6, 4.8, 4.10, 4.12 et 4.14). Toutefois, des variations locales importantes de l'IAG apparaissent sur tous les profils, sauf dans le puits ARCO. Les variations maximales des valeurs de l'IAG sont observées dans la Formation de Mingan (IAG compris entre 0,2 et 0,9), qui montre aussi la valeur moyenne la plus élevée pour cette variable (Tab. 4.1). Les profils de l'IAG épousent alors grossièrement ceux de l'IAN comme le confirme la corrélation entre ces deux indicateurs (Fig. 4.16B).

L'indice d'aigu de l'illite sur lames glycolées étant surtout le reflet du matériel hérité, les corrélations illustrées sur les figures 4.16A et 4.16B suggèrent que les caractères de l'ensemble de ces minéraux micacés sont essentiellement le reflet de leur héritage et que la maturation thermique des séries n'est pas assez poussée pour avoir effacé ces caractères. Toutefois, la valeur du coefficient de corrélation calculée à partir des données de la subsurface (Fig. 4.16B: $R = 0,57$) est plus grande que celle des séries de la surface (Fig. 4.16A: $R = 0,44$). Ce phénomène est indicateur d'une homogénéisation plus poussée du matériel illitique et suggère que la maturation thermique est un peu plus élevée en subsurface qu'en surface, et plus grande dans le puits ARCO que dans les autres puits.

En surface comme en subsurface, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite de la fraction fine ($< 2\mu\text{m}$) des préparations glycolées sont positivement corrélées à celles de la fraction grossière ($2 - 16\mu\text{m}$) (Fig. 4.17A et B). La valeur du coefficient de corrélation entre les deux variables est toutefois plus élevée dans les séries de la subsurface que de la surface, ce qui indique que le

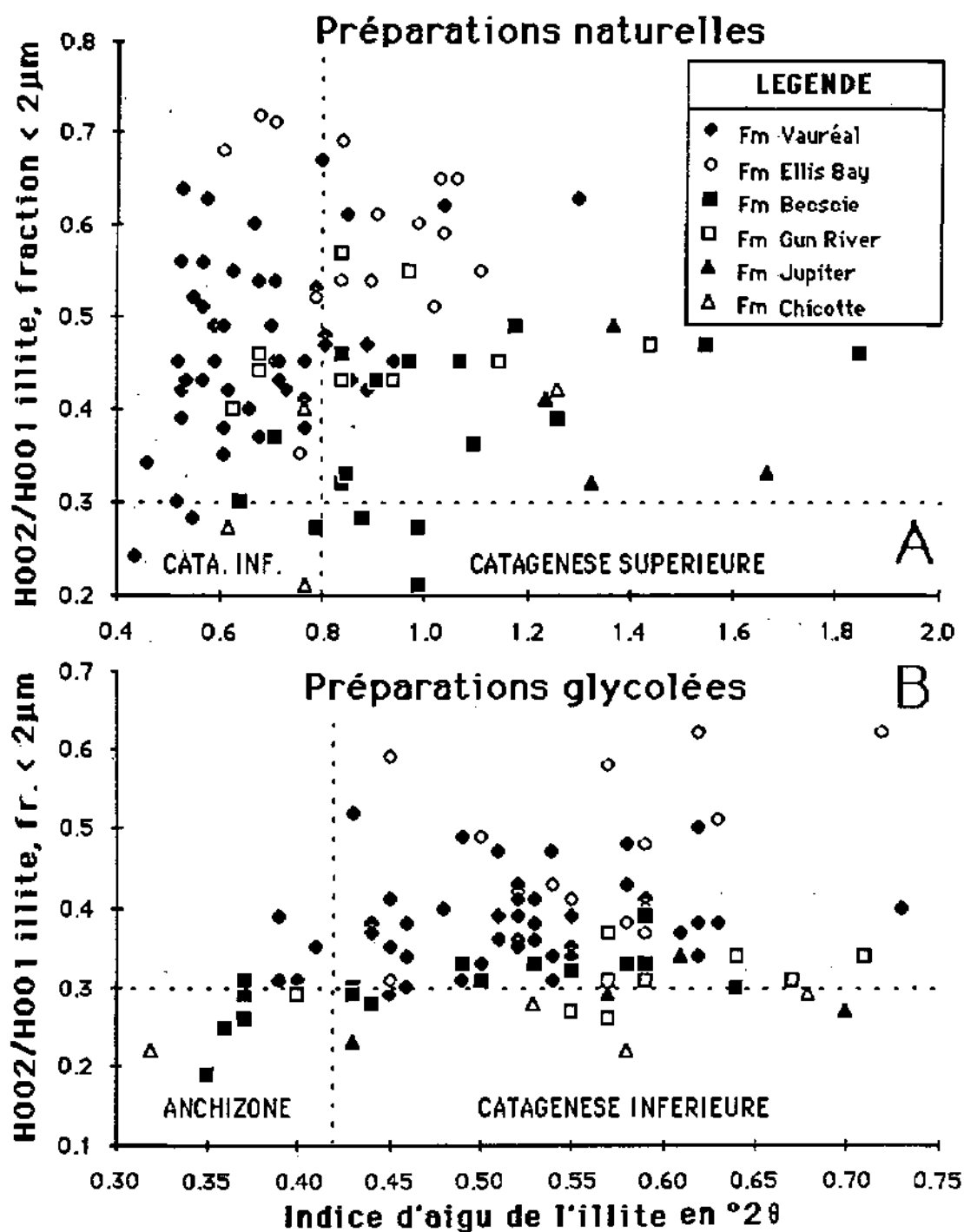


Figure 4.18. Variations des valeurs du rapport H002/H001 en fonction de l'indice d'aigu de l'illite dans la fraction fine (< 2 µm), dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti. Préparations naturelles (A) et glycolées (B).

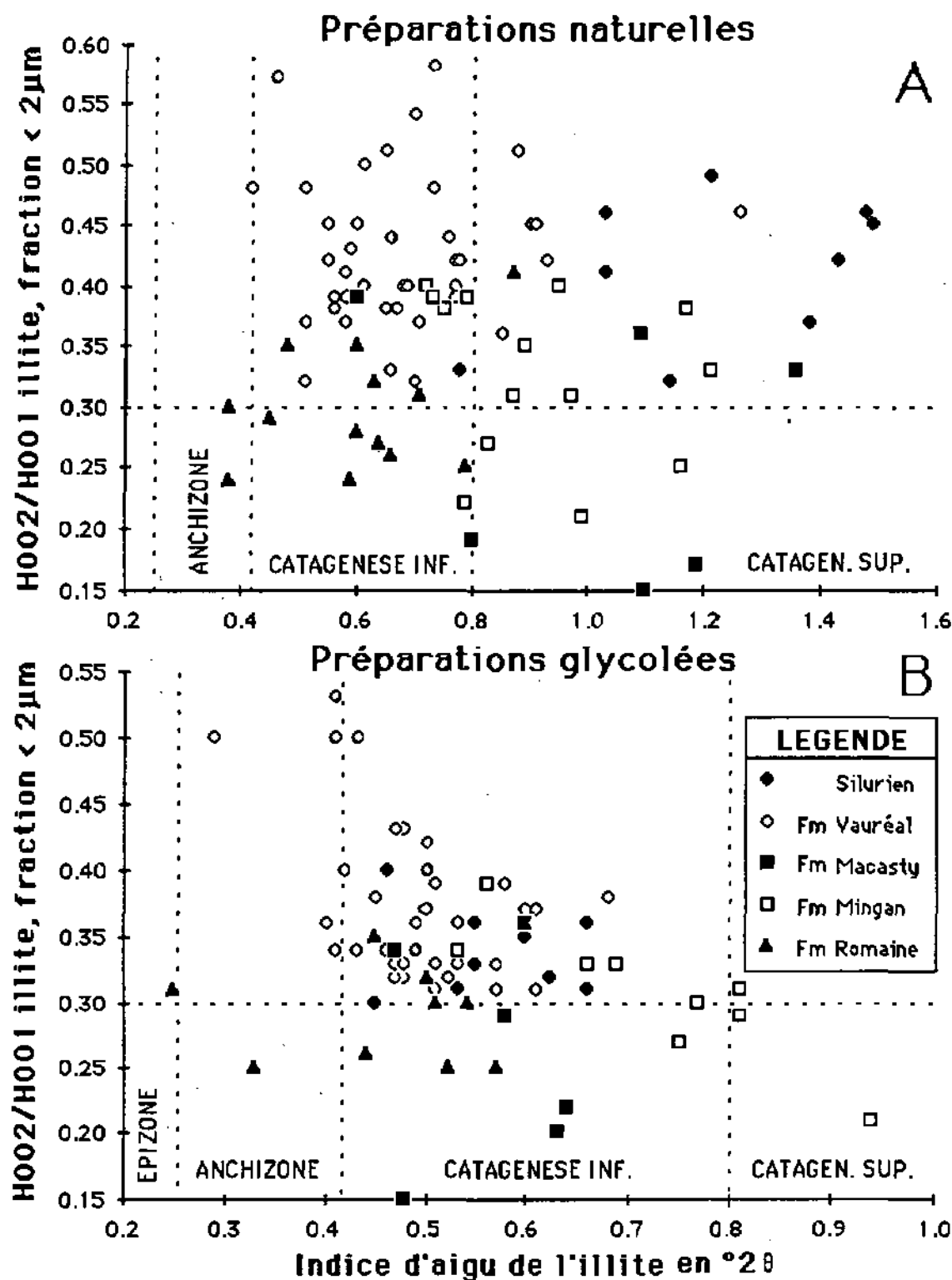


Figure 4.19. Variations des valeurs du rapport H002/H001 en fonction de l'indice d'aigu de l'illite dans la fraction fine (< 2 µm), dans les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti. Préparations naturelles (A) et glycolées (B).

matériel illitique est plus homogène en subsurface qu'en surface. Ces deux variables reflétant surtout le matériel hérité de l'illite, cette homogénéisation de l'illite en fonction de la profondeur des échantillons suggèrent à nouveau que les séries de la subsurface sont légèrement plus matures que celles de la surface de l'île d'Anticosti. Ces résultats sont globalement en accord avec ceux de la matière organique (3.3.3.2).

Toutefois, les valeurs les plus élevées de l'indice d'aigu de l'illite sur lames glycolées dans la fraction fine ($IAG < 2 \mu m$) et sur lames naturelles dans la fraction grossière ($2-16 \mu m$), sont observées près de la base des séries, dans la Formation de Mingan, et près du sommet, dans la Formation de Gun River (Tab. 4.1), ce qui affaiblit l'hypothèse d'une influence thermique très importante sur les variations de l'indice d'aigu de l'illite.

Les valeurs moyennes de l'IAN ($2-16 \mu m$) suggèrent aussi que le matériel argileux de la Formation de Mingan n'a pas subi une maturation thermique plus élevée que celle de la fin de la catagénèse (Tab. 4.1: $IAN > 0,42 \text{ } ^\circ 2\theta$), bien que dans les Formations de Vauréal à Chicotte, les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite suggèrent que le niveau de maturation thermique est anchizonal à épizonal (Tab. 4.1: $IA \approx 0,25 \text{ } ^\circ 2\theta$) (voir Fig. 1.7).

C - Le rapport des hauteurs de pics H002/H001 de l'illite

Les valeurs du rapport H002/H001 de l'illite varient en fonction de la teneur en fer par rapport à la teneur en aluminium dans la couche octaédrique des feuillets (Brindley et Brown, 1980). La valeur du rapport est d'environ 0,5 dans la muscovite (le pôle alumineux) et de 0,2 dans la biotite (le pôle ferreux). Dans les figures 4.18 et 4.19, qui sont des diagrammes modifiés d'Esquevin (1969), la limite du rapport H002/H001 de l'illite égale à 0,3 sert à séparer grossièrement les micas trioctaédriques, magnésiens ou ferrifères, des micas dioctaédriques et alumineux.

Un diagramme montrant les valeurs du rapport H002/H001 de l'illite en fonction de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles (Fig. 4.18A), prouve que les formations occupent des champs de variations différents:

- a) la Formation de Vauréal occupe presque tout le champ de variations du rapport H002/H001 de l'illite mais montre les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite les plus basses,
- b) la Formation de Jupiter montre, en moyenne, les valeurs les plus élevées de l'indice d'aigu de l'illite et les valeurs du rapport H002/H001 de l'illite à la limite des illites alumineuses et ferrifères ou magnésiennes,
- c) la Formation d'Ellis Bay contient les micas les plus alumineux,
- d) les Formations de Chicotte et de Becscie, formées dans les environnements de dépôts les plus agités des séries de la surface, contiennent les micas les plus ferrifères,
- e) la Formation de Gun River est intermédiaire entre les Formations de Jupiter et de Becscie.

Ces résultats suggèrent que les formations ordoviciennes sont plus matures que les formations siluriennes mais montrent aussi que les apports en minéraux argileux évoluent au cours du Silurien et que les milieux de dépôts les plus carbonatés (Formations de Becscie, Chicotte et Gun River) favorisent la présence de minéraux argileux plus ferrifères.

En diminuant considérablement, les valeurs observées de l'indice d'aigu de l'illite des préparations glycolées suggèrent que la fenêtre à huile potentielle est partout dépassée (Fig. 1.7) et que l'ordre des formations sur l'abscisse de la figure 4.18B ne concorde pas du tout avec l'ordre d'enfouissement des formations.

Plus basses que sur les préparations naturelles (Fig. 4.18A), les valeurs du rapport H002/H001 sur préparations glycolées (Fig. 4.18B) indiquent toujours que les illites des séries siluriennes et carbonatées sont aussi plus ferrifères ou magnésiennes que celles des Formations plus terrigènes d'Ellis Bay et de Vauréal. Ces observations mettent en évidence l'importance de l'héritage sur la minéralogie des argiles des séries de surface de l'île d'Anticosti.

La figure 4.19, construite à partir des données de la subsurface, montre que chaque unité stratigraphique a un champ de variations caractéristique. Aucune relation évidente avec la maturation thermique des séries n'est observée (Fig. 4.19A). D'après la réflectance de la

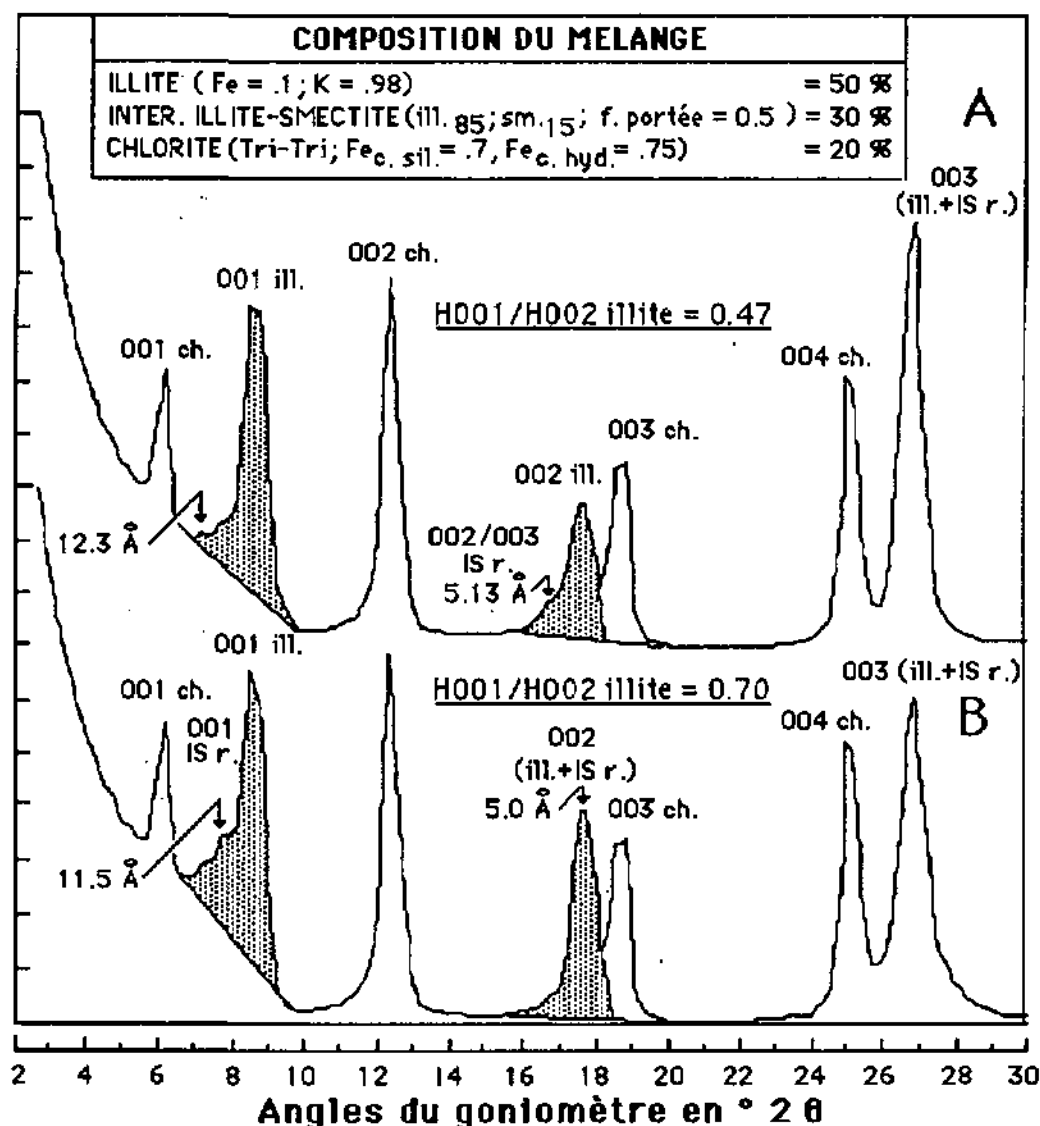


Figure 4.20. Diffractogramme théorique d'un échantillon contenant des interstratifiés illite-smectite longs, partiellement réguliers (facteur de portée = 0.5). A) Deux couches d'éthylène glycol dans la smectite, B) deux couches d'eau dans la smectite. Le patron du diffractogramme est calculé avec le programme de Reynolds (1985). Ill. = illite, ch. = chlorite, IS r. = interstratifiés illite-smectite réguliers, sm. = smectite. C. sil. = couche silicatée, c.hyd. = couche hydroxyde, f. portée = facteur de portée (Reichweite). Fe = fer, K = potassium.

matière organique (Fig. 3.39), les niveaux de maturation thermique de ces séries couvrent pourtant un large spectre de valeurs. Dans les Formations de Macasty et de Mingan, les argiles suggèrent même des niveaux de maturation thermique inférieurs à ceux de la matière

organique. Ce dernier résultat suggère qu'il y a des néoformations tardives de minéraux illitiques ou un retard considérable de l'évolution des argiles dans ces formations.

Le traitement au glycol d'éthylène des préparations d'argiles des échantillons de subsurface ne diminue pas, comme il le fait avec ceux de la surface (Fig. 4.19A), les valeurs du rapport $H002 / H001$ de l'illite (Fig. 4.19B). Les champs de variations des variables, illustrées en fonction des unités stratigraphiques, restent quand même très individualisés. Si on exclut les données des Formations de Romaine et de Macasty, lithologiquement très spéciales, on observe la corrélation négative suggérée par Esquevin (1969) entre ces deux variables. Il semble toutefois évident, d'après le secteur du diagramme occupé par la Formation de Mingan, que les variations observées sont indépendantes du niveau de la maturation thermique des séries (Fig. 4.19B).

Les valeurs élevées du rapport $H002/H001$ de l'illite avant la saturation au glycol d'éthylène et la diminution importante des valeurs après la saturation suggèrent que la fraction argileuse fine des échantillons de surface contient des interstratifiés illite-smectite partiellement réguliers. La figure 4.20 illustre un exemple théorique, qui simule un échantillon montrant ces variations du rapport $H002/H001$ de l'illite. Dans la préparation naturelle, le pic 002 des micas est élevé parce qu'il y a interférence entre le pic 002 de l'illite et le pic 003 de la smectite. La saturation au glycol d'éthylène déplace la raie de la smectite et fait disparaître cette interférence, d'où la diminution de la hauteur du pic.

Une explication en terme de maturation thermique n'est pas impossible pour expliquer la présence, en surface seulement, de ces interstratifiés illite-smectite. Toutefois, la distribution lithostratigraphique des valeurs élevées (Tab. 4.1) suggère un contrôle lithologique ou sédimentologique dont la nature reste à préciser. En effet, 95 pour-cent des préparations dans la Formation d'Ellis Bay, 25 pour-cent de celles de la Formation de Vauréal mais seulement un autre échantillon de la Formation de Gun River montrent des valeurs du rapport $H002/H001$ de l'illite supérieures à 0,50 (Appendice 11A).

A l'autre pôle des variations, caractérisé par la présence d'interstratifiés probablement glauconieux et riches en fer, la Formation de Macasty montre la valeur moyenne du rapport H002/H001 de l'illite la plus faible (Tab. 4.1: égale à 0,29 dans sa fraction inférieure à 2 μm).

4.1.2.2 Le groupe de la chlorite

Dans la partie de la discussion traitant de l'étude de ce groupe de phyllosilicates, sont successivement abordées les variations:

- A) du pourcentage de la chlorite, en fonction de la paléogéographie et des fractions granulométriques des préparations,
- B) des rapports des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003, en fonction des fractions granulométriques et
- C) des corrélations entre rapports des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003 en fonction des environnements de dépôts.

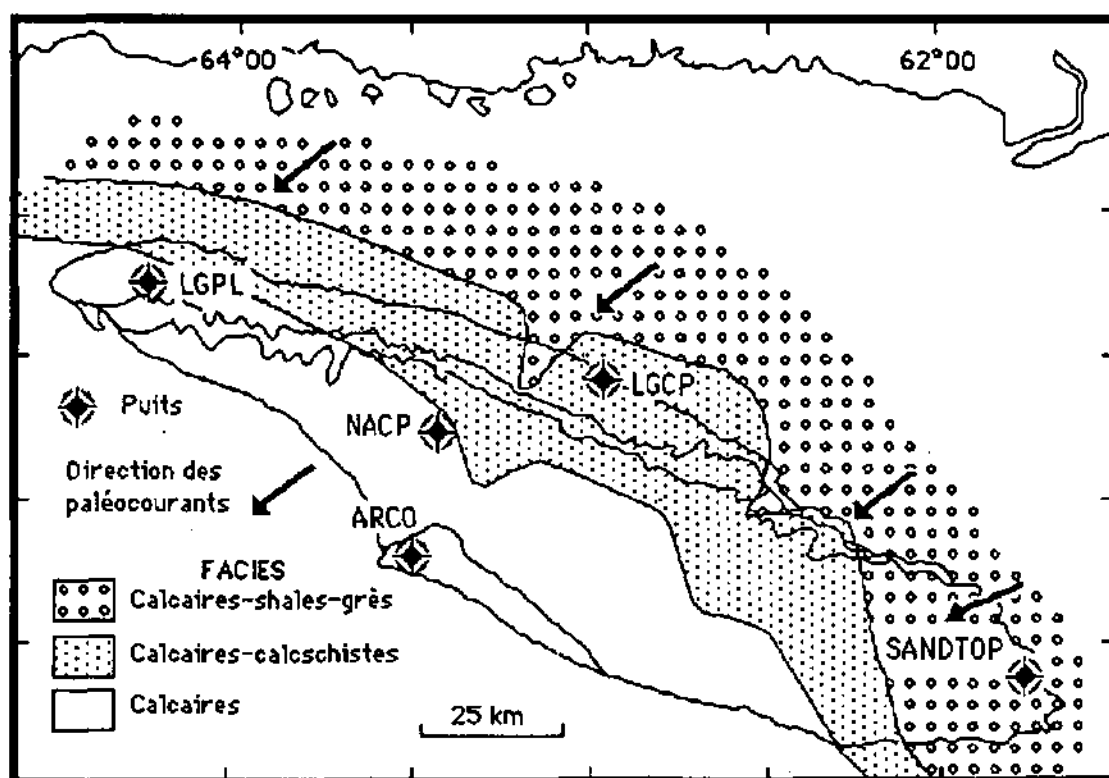


Figure 4.21. Paléogéographie de la plate-forme de l'île d'Anticosti entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien moyen. Modifié de Petryk (1981f).

A - Le pourcentage de la chlorite, en fonction de la paléogéographie et des fractions granulométriques

La zonation du pourcentage de la chlorite de la fraction 2 à 16 μm sur la surface de l'île d'Anticosti montre que l'abondance de la chlorite caractérise la Formation d'Ellis Bay (Fig. 4.4). Dans les formations adjacentes, le pourcentage de chlorite diminue de part et d'autre de la zone d'affleurement de la Formation d'Ellis Bay, c'est-à-dire en fonction de l'éloignement stratigraphique de cette formation. A l'intérieur de la Formation d'Ellis Bay, le pourcentage de chlorite augmente de façon très significative de l'ouest vers l'est. Le même phénomène est perceptible dans les autres formations à l'extrémité est de la région étudiée.

La paléogéographie de l'île d'Anticosti pour la période comprise entre l'Ordovicien et le Silurien (Fig. 4.21) permet d'expliquer cette distribution particulière de la chlorite. En effet, d'après Petryk (1981f), un littoral se trouvait au nord-est de l'île, et des sédiments siliciclastiques étaient apportés sur la plate-forme carbonatée par des courants venant de cette direction. Une gamme de facies, carbonatés à terrigènes, suivaient les contours de ce littoral selon la paléogéographie illustrée dans la figure 4.21. Or, la zone actuelle des affleurements de la Formation d'Ellis Bay coupe très obliquement les courbes d'isofacies. La diminution du pourcentage de la chlorite, de l'est vers l'ouest de l'île d'Anticosti, est donc le reflet de l'éloignement de la plate-forme carbonatée de la source des sédiments terrigènes et de son influence sur la minéralogie des argiles des sédiments.

En subsurface, c'est le membre I de la Formation de Vauréal, le plus terrigène des membres (Fig. 1.4), qui est caractérisé par la plus grande abondance de la chlorite. Le niveau repère riche en chlorite, que constitue la Formation d'Ellis Bay en surface, n'est pas observé dans les sondages qui traversent cette formation (NACP et ARCO). Cette absence du pic de la chlorite, au niveau de la Formation d'Ellis Bay, s'explique par la paléogéographie de la région dans la période de passage de l'Ordovicien au Silurien (Fig. 4.21) qui suggère que les puits ARCO et NACP sont implantés à l'extérieur de la limite d'influence des courants qui apportent des sédiments terrigènes dans la plate-forme carbonatée.

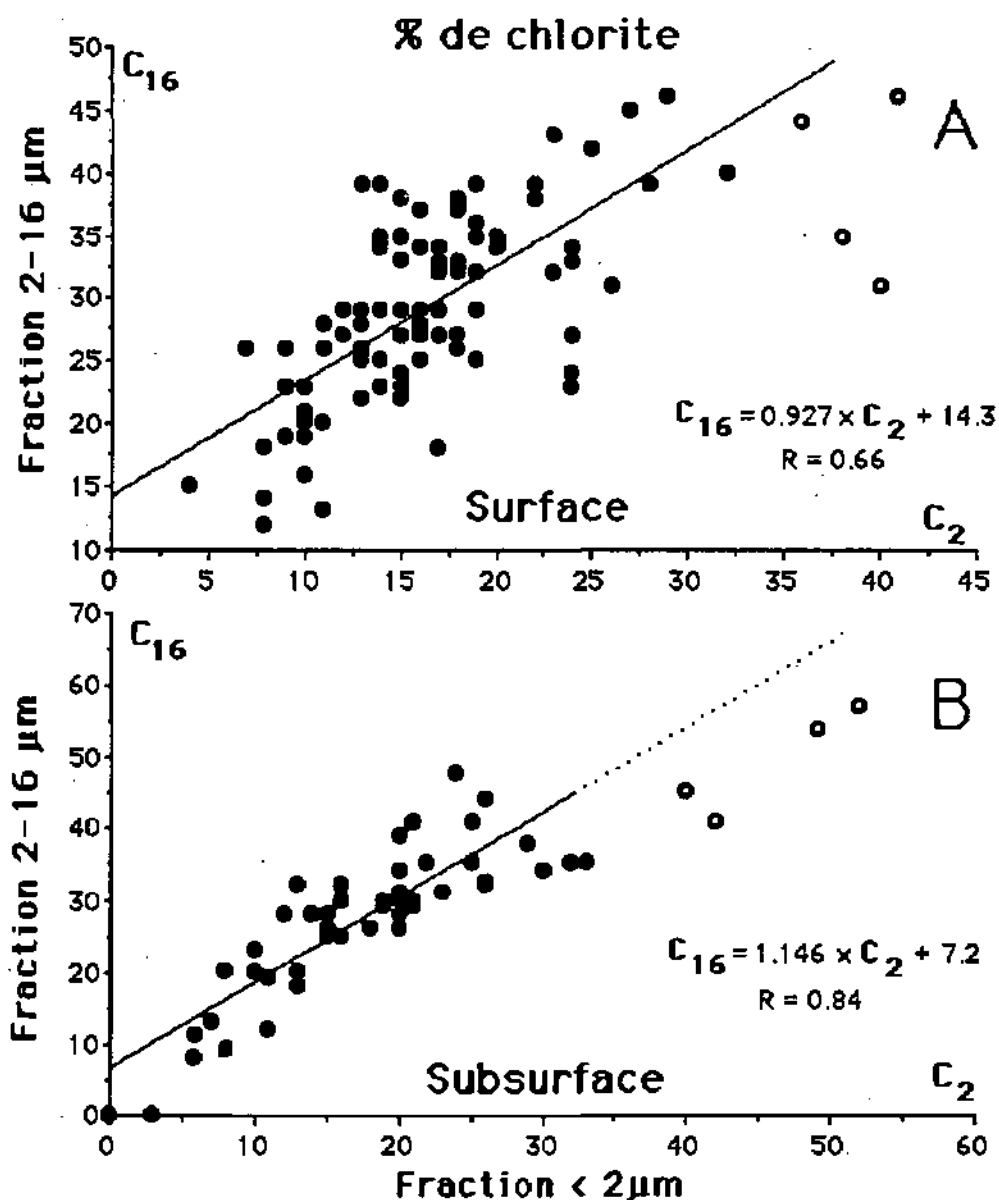


Figure 4.22. Variations des pourcentages relatifs en chlorite de la fraction argileuse des échantillons de la surface (A) et de la subsurface (B) de l'île d'Anticosti. Les points vides appartiennent à la Formation d'Ellis Bay (A) ou à la Formation de Long Point (B). La ligne pointillée prolonge la droite de régression au delà des points expérimentaux.

En surface comme en subsurface (Fig. 4.22A et 4.22B), des relations statistiques fortes et similaires sont observées entre le pourcentage de chlorite dans la fraction inférieure à 2 μm et dans la fraction grossière des argiles (2 - 16 μm):

- a) les deux fractions granulométriques répondent dans la même proportion à une augmentation du pourcentage de chlorite (pentes autour de 1),

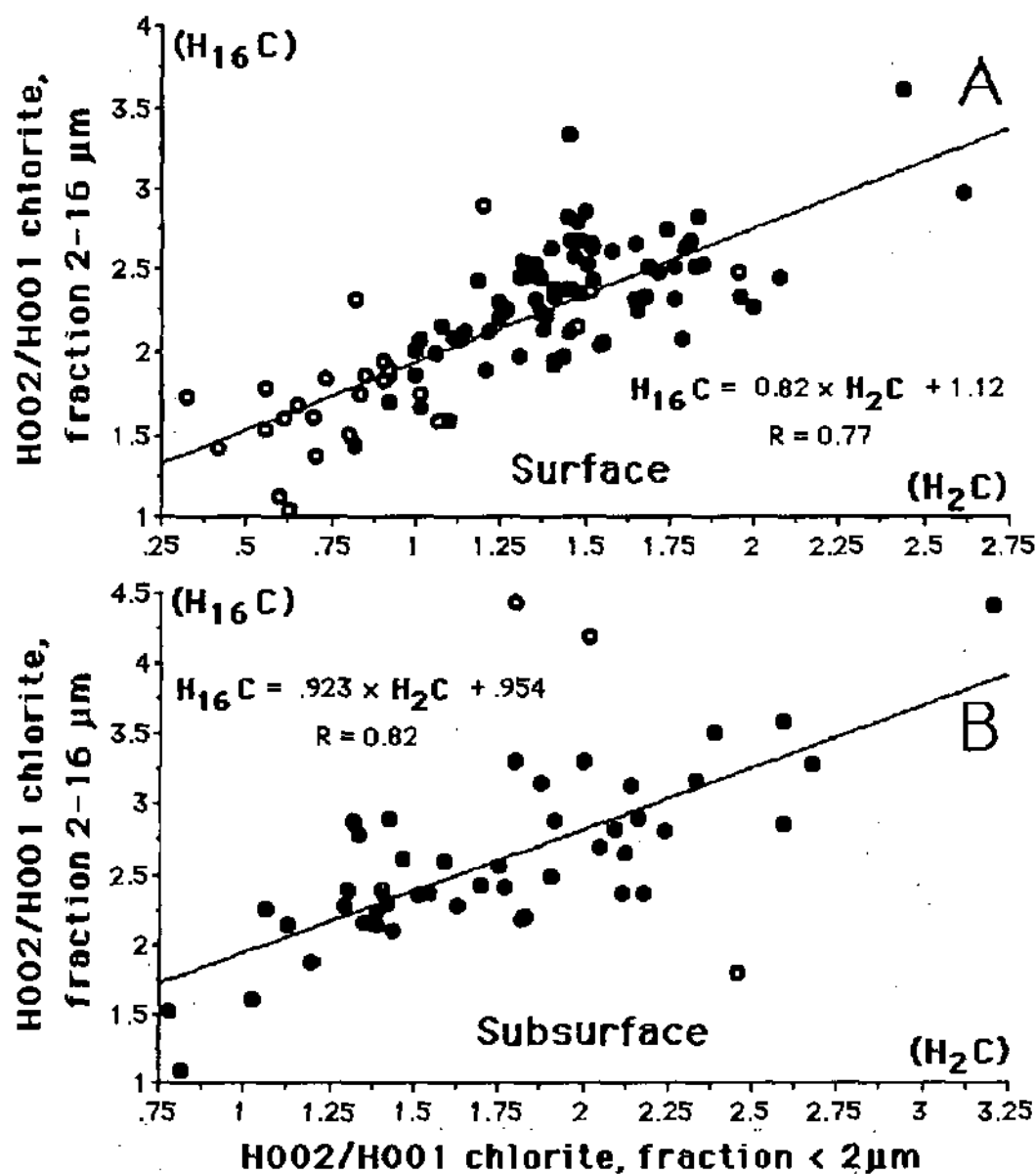


Figure 4.23. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction fine (< 2 μm) de la chlorite en fonction du rapport H002/H001 de la fraction grossière (comprise entre 2 et 16 μm) des échantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti. Les points vides représentent les échantillons contenant de la corrensite (A) ou ceux qui sont exclus du calcul de la droite de régression (B).

- b) sous le seuil de 33 ou 35 pour-cent, la chlorite est significativement plus abondante dans la fraction grossière (comprise entre 2 et 16 μm) que dans la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$),
- c) mais au-dessus de cette limite, la teneur en chlorite dans la fraction fine égale, et peut même dépasser, la teneur incluse dans la fraction grossière.

Les seuls échantillons montrant des teneurs en chlorite dans la fraction fine qui sont plus grandes que 33 ou 35 pour-cent proviennent de la Formation d'Ellis Bay, en surface (Fig. 4.22A), et de la Formation de Long Point (Fig. 4.14 et 4.15), en subsurface (Fig. 4.22B).

Dans le puits Sandtop, la chlorite observée dans la Formation de Long Point masque vraisemblablement la zone d'acmé de la chlorite que l'on devrait observer dans la Formation d'Ellis Bay, sous-jacente et biostratigraphiquement équivalente à la Formation de Long Point, mais dont les limites lithostratigraphiques sont très approximatives. En effet, la Formation de Long Point est caractérisée par deux maxima sur les profils du pourcentage de la chlorite (Figs 4.14 et 4.15) pouvant correspondre respectivement aux Formations de Vauréal et d'Ellis Bay.

Ces observations sur la distribution de la chlorite, suggèrent que les variations de la minéralogie des argiles des séries de l'île d'Anticosti sont les reflets de changements d'apports détritiques plutôt que de l'enfouissement des séries et que les sédiments terrigènes des Formations de Long Point et d'Ellis Bay ont une origine commune.

B) Les rapport des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003, en fonction des fractions granulométriques

Les valeurs des rapports H002/H001 et H004/H003 de la chlorite reflètent la composition chimique en métaux lourds, le chrome mais surtout le fer, par rapport au magnésium dans les couches octaédriques si la chlorite est trioctaédrique, mais par rapport à l'aluminium dans les couches octaédriques si la chlorite est dioctaédrique (Oinuma et al., 1972; Brindley et Brown, 1980). Les valeurs élevées des rapports reflètent la présence de chlorite riche en fer. Dans les chlorites trioctaédriques, le rapport H002/H001 est surtout influencé par la teneur en fer dans la couche interfoliaire ou hydroxyde alors que le rapport H004/H003 est surtout influencé par la

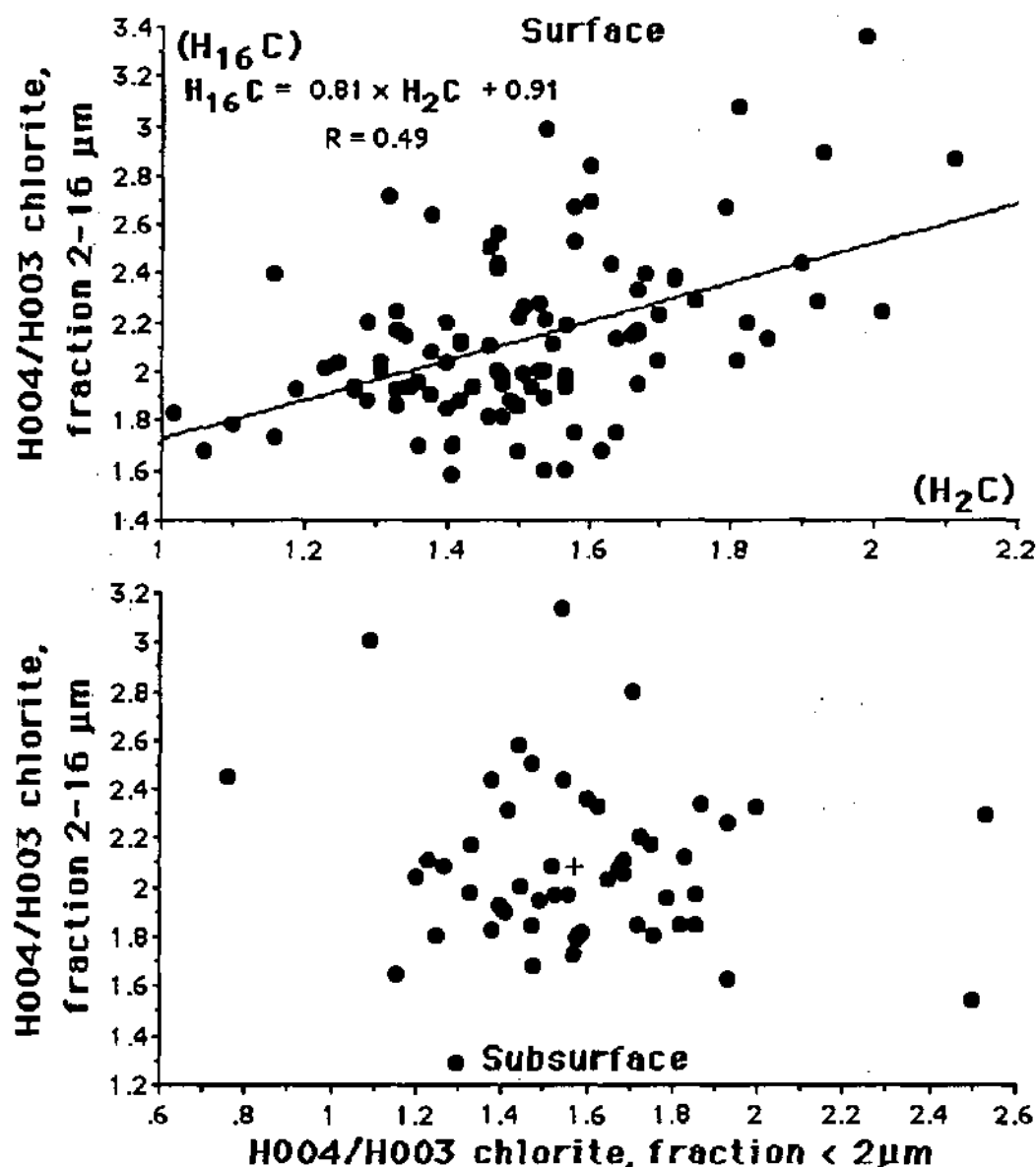


Figure 4.24. Variations des valeurs du rapport H004/H003 de la fraction fine ($< 2 \mu m$) de la chlorite en fonction du rapport H004/H003 de la fraction grossière (comprise entre 2 et 16 μm) des échantillons de surface (A) et de subsurface (B) de l'île d'Anticosti. La croix est située aux coordonnées des moyennes des deux variables.

teneur en fer dans la couche octaédrique du feuillet silicaté. Les valeurs faibles sont indicatrices de l'abondance du magnésium dans la chlorite (Brindley et Brown, 1980). Des valeurs du rapport H002/H001 un peu plus grandes que celles du rapport H004/H003 signifient que les métaux lourds sont également distribués entre les couches octaédriques des

deux feuillets, c'est-à-dire que la chlorite est symétrique. Sur un diagramme qui met en relation les rapports H002/H001 et H004/H003 de la chlorite, des rapports qui s'écartent du lieu des chlorites symétriques doivent s'interpréter en terme d'asymétrie entre les deux couches octaédriques. L'asymétrie est l'excès de fer dans une des couches octaédriques.

Tant dans les échantillons de surface (Fig. 4.23A) que de subsurface (Fig. 4.23B), les valeurs du rapport H002/H001 des deux fractions granulométriques ($< 2 \mu\text{m}$ et compris entre 2 et $16 \mu\text{m}$) de la chlorite sont fortement corrélées. Cette observation supporte l'hypothèse d'une même origine pour les deux fractions de la chlorite. Avec le rapport H004/H003, pareille corrélation n'est observée que dans les échantillons de surface (Fig. 4.24A).

La principale différence entre les données de surface et les données de la subsurface réside entre les gammes des valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite pour la fraction fine (Fig. 4.23). D'autre part, les valeurs des rapports H002/H001 de la chlorite pour la fraction grossière et celles du rapport H004/H003 pour les deux fractions sont très similaires (Fig. 4.24). Toutefois, les valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite dans la fraction grossière sont toujours plus élevées que celles de la fraction fine des argiles.

Les valeurs du rapport H002/H001 de la fraction fine des échantillons de la surface (Fig. 4.23A) descendent plus bas et montent moins haut sur l'abscisse des figures que celles des échantillons de la subsurface (Fig. 4.23B). Les formations montrant les valeurs du rapport H002/H001 les plus faibles appartiennent à la partie supérieure de la Formation de Vauréal et aux Formations de Becscie et de Long Point, les plus riches en corrensite (Fig. 4.23A) ou en interstratifiés chlorite-smectite (Tab. 4.1 et Fig. 4.14). La relative abondance de la corrensite, un interstratifié régulier 1:1 de chlorite et de smectite, sur la figure 4.23A, expliquerait donc ces valeurs anormalement faibles. Le même diagnostic peut être fait sur le profil du puits ARCO à 1064 m de profondeur (Fig. 4.10).

Si on inclut les données de subsurface, les unités stratigraphiques ayant les valeurs élevées du rapport H002/H001 de la chlorite, donc plus riches en fer, sont les Formations de Vauréal (partie argileuse), de Macasty et de Jupiter (Tab. 4.1). Ces formations sont les plus détritiques des séries de l'île d'Anticosti.

Les valeurs élevées du rapport H002/H001 de la chlorite dans la fraction grossière par rapport à celles de la fraction fine des argiles suggèrent que la fraction fine est toujours plus

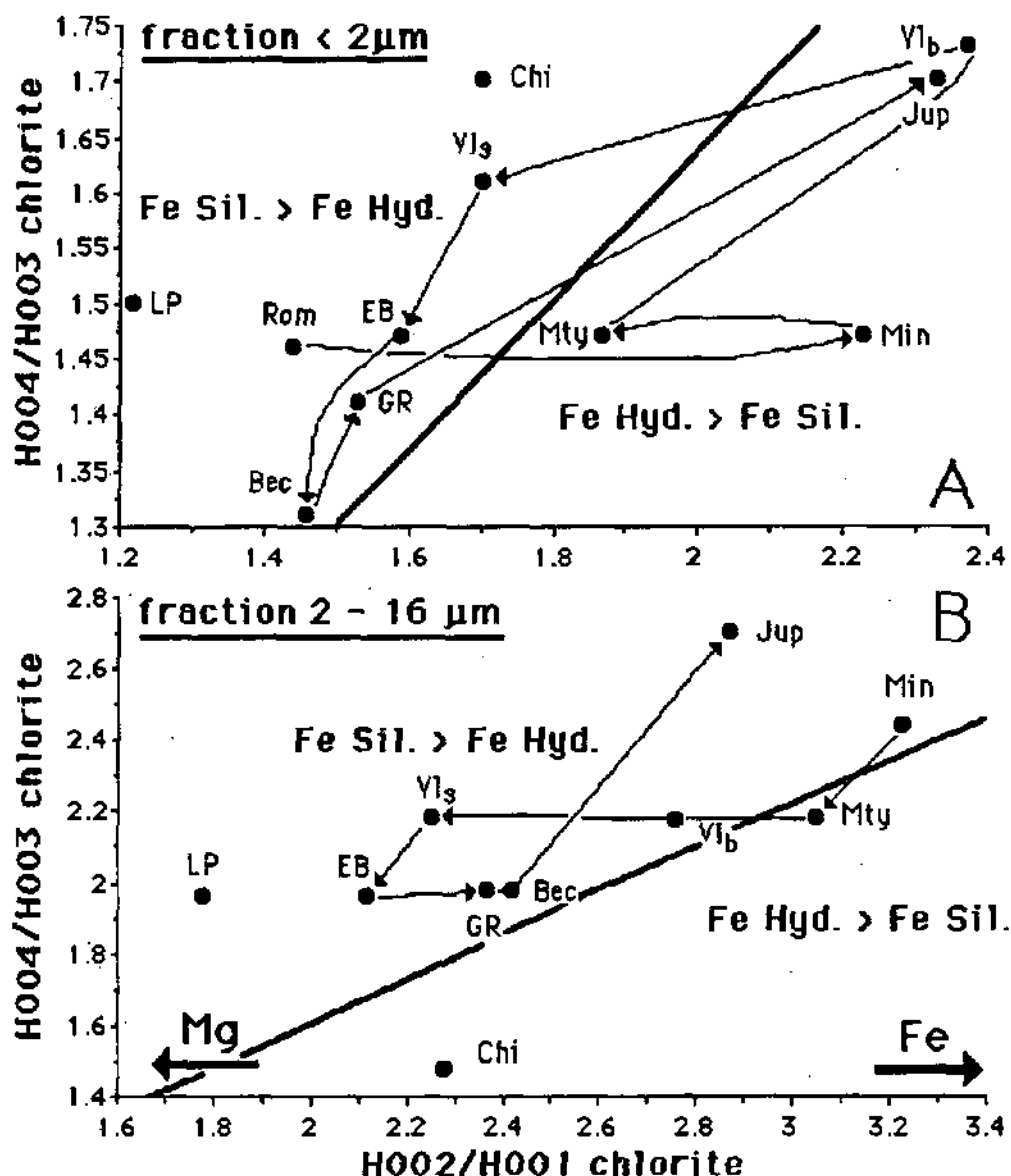


Figure 4.25. Valeurs moyennes par formation du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction du rapport H002/H001 (préparations glycolées lorsque < 2 μm): A) de la fraction fine des argiles (< 2 μm) et B) de la fraction grossière (2 - 16 μm). Les lignes épaisses sont les lieux des chlorites symétriques (Reynolds, 1985), tri-tri ou di-di (couche silicatée - couche hydroxyde). Les flèches montrent l'ordre stratigraphique des formations. Hyd. = couche hydroxyde. Sil. = couche silicatée; tri = trioctaédrique, di = dioctaédrique. Diagramme adapté de Chagnon (1987).

magnésienne que la fraction grossière des argiles, qui conséquemment est toujours plus ferrifère. Si la chlorite est essentiellement détritique, ce sont les conditions physico-chimiques des milieux de dépôts de cette plate-forme, restreints à des degrés divers, qui produisent une altération préférentielle de la chlorite lorsque sa granulométrie est fine, extraient le fer pour le remplacer par du magnésium et formeraient ultimement, lorsque les conditions diagénétiques sont favorables, de la corrensite.

C) Les corrélations entre rapports des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003,
en fonction des environnements de dépôts

La caractérisation des formations en fonction du type de chlorite présent est mise en évidence dans la figure 4.25, où les valeurs moyennes du rapport H004/H003 de la chlorite sont mises en relation avec les valeurs moyennes du rapport H002/H001 (Tab. 4.1).

Les valeurs du rapport H004/H003 de la chlorite montrent, en fonction de la granulométrie des fractions, des gammes de valeurs différentes de celles du rapport H002/H001 de la chlorite (Tab. 4.1). L'étendue des valeurs du rapport H004/H003 de la chlorite dans la fraction grossière (2 - 16 μm) des argiles est beaucoup plus grande que l'étendue des valeurs dans la fraction fine (< 2 μm). A l'intérieur d'une fraction, les formations n'ont pas le même ordre sur l'axe du rapport H002/H001 de la chlorite que sur l'axe du rapport H004/H003 (Fig. 4.25).

Dans la fraction fine (Fig. 4.25A), la chlorite des Formations d'Ellis Bay, de Becscie et de Gun River est peu ferrifère et le fer est presque symétriquement distribué entre la couche hydroxyde et la couche octaédrique du feuillet silicaté. La chlorite des Formations de Romaine et de Long Point est encore plus pauvre en fer, mais de façon asymétrique, le fer étant plus abondant dans la couche silicatée. D'autre part, la chlorite de la Formation de Macasty, légèrement magnésienne, montre une très légère asymétrie en fer dans la couche hydroxyde. La chlorite de la Formation de Mingan montre une asymétrie en fer beaucoup plus forte dans la couche hydroxyde. Les Formations de Vauréal (partie argileuse) et de Jupiter sont les plus ferrifères. La distribution du fer est légèrement asymétrique en faveur de la couche hydroxyde.

Les Formations de Vauréal (partie carbonatée) et de Chicotte sont aussi asymétriques. Mais cette fois-ci, c'est le magnésium qui est plus abondant dans la couche hydroxyde.

D'après les valeurs des rapports H002/H001 et H004/H003, la fraction grossière de la chlorite semble toujours plus ferrifère que la fraction fine (Fig. 4.25B). De plus, les formations qui contiennent de la chlorite fine ($< 2 \mu\text{m}$) et asymétrique montrent généralement le même genre de chlorite asymétrique dans la fraction grossière ($2 - 16 \mu\text{m}$). En effet, à l'exception des Formations de Mingan, Jupiter et Chicotte, la différence entre les valeurs des rapports de la fraction fine et de la fraction grossière résulte d'une simple translation des points vers la droite, translation subparallèle à la droite des chlorites symétriques sur les figures 4.25A et B. Comme dans les autres formations, la chlorite des Formations de Chicotte, de Jupiter et de Mingan est plus ferrifère dans la fraction grossière que dans la fraction fine. Toutefois, l'asymétrie du fer change en faveur de la couche octaédrique du feuillet silicaté dans la fraction grossière. Dans la Formation de Chicotte, c'est exactement le contraire qui se passe du point de vue de l'asymétrie du fer; le fer, plus abondant dans la couche octaédrique du feuillet silicaté que dans le feuillet hydroxyde dans la fraction fine, devient plus abondant dans la couche hydroxyde de la fraction grossière des argiles (Fig. 4.25A et B).

Ces variations dans les valeurs des rapports des pics pair/impair dans la chlorite suggèrent que la composition chimique en fer et en magnésium de ces argiles s'interprète en termes d'héritage et d'environnements de dépôts de sédimentation. En effet, d'après la figure 4.25, les argiles sont d'autant plus pauvres en fer que les milieux de dépôts sont proximaux (voir Fig. 1.4). La flèche indiquant la succession des formations montre un patron très évident dans la fraction grossière (Fig. 4.25A). Le patron observé dans la fraction fine des argiles (Fig. 4.25A) est un peu plus complexe, mais il reste très convaincant. Ce sont les valeurs du puits ARCO (Appendice 11B), le plus évolué thermiquement parlant, qui déforment l'évolution des points moyens de la fraction fine.

L'influence des milieux de dépôts sur la composition de la chlorite est confirmée par deux autres faits. Tout d'abord, c'est toujours la fraction fine avec sa surface spécifique plus grande, donc plus sensible à l'environnement chimique, qui montre un appauvrissement en

fer. Enfin, l'excès simultané de fer dans la couche octaédrique du feuillet silicaté et l'enrichissement probable de la structure en magnésium (Fig. 4.25), suggèrent que l'asymétrie de la structure résulte de l'absorption de ce magnésium dans la couche hydroxyde. Cette partie de l'argile est la plus sensible à l'environnement chimique et à des déplacement ioniques. De plus, il est bien connu que les environnements de dépôts restreints de plate-forme sont généralement plus riches en magnésium. Avec ce modèle, la Formation de Long Point, la plus proximale des lithologies (Fig. 4.21), est aussi celle qui serait la plus enrichie en magnésium.

D'autre part, la chlorite apportée dans le bassin était vraisemblablement riche en fer. En effet, c'est ce que suggèrent les valeurs des rapports H002/H001 et H004/H003 moyens de la chlorite, qui sont plus grands dans la fraction grossière que dans la fraction fine (Figs 4.25A et 4.25B). D'après le programme de Reynold (1985), la chlorite la plus ferrifère de la fraction fine (Fig. 4.25A: Formation de Vauréal, partie basale) contient, en moyenne, environ 0,7 cation de fer par couche octaédrique (structure symétrique). Dans la fraction grossière, à l'exclusion de la Formation de Long Point, la chlorite des autres formations ne contient, en moyenne, pas moins de 0,6 cation de fer par couche octaédrique. Cette valeur équivaut à un rapport H002/H001 environ égal à 1,98 dans une chlorite symétrique. Le fait que les formations les plus terrigènes, les Formations de Vauréal (partie basale), de Macasty et de Jupiter, sont aussi les plus riches en fer (Figs 4.25A et 4.25B), confirme l'hypothèse de la nature ferrifère de la chlorite héritée. Les valeurs du rapport H002/H001 moyen dans ces formations terrigènes, suggèrent la présence de chlorite ayant en moyenne plus de 1,0 mais toujours moins de 1,5 cation de fer dans les deux couches octaédriques.

4.1.2.3 La corrensite

La corrensite est surtout limitée à la Formation de Vauréal dans l'ouest de l'île d'Anticosti (Fig. 4.5). Toutefois, on trouve aussi la corrensite dans le centre de l'île, entre les puits LGCP et NACP. Le pourcentage de la corrensite montre alors une zonation des teneurs (Fig. 4.5) qui traverse les contacts stratigraphiques et qui rappelle la zonation des pouvoirs réflecteurs des chitinozoaires (Fig. 3.17), des scolécodontes (Fig. 3.18) ou du pouvoir réflecteur estimé de la

télinite (Fig. 3.38). Cependant, le nombre de points appuyant cet hypothèse est très réduit. Pour être solidement établie, cette hypothèse nécessiterait un échantillonnage plus serré dans cette partie de l'île d'Anticosti.

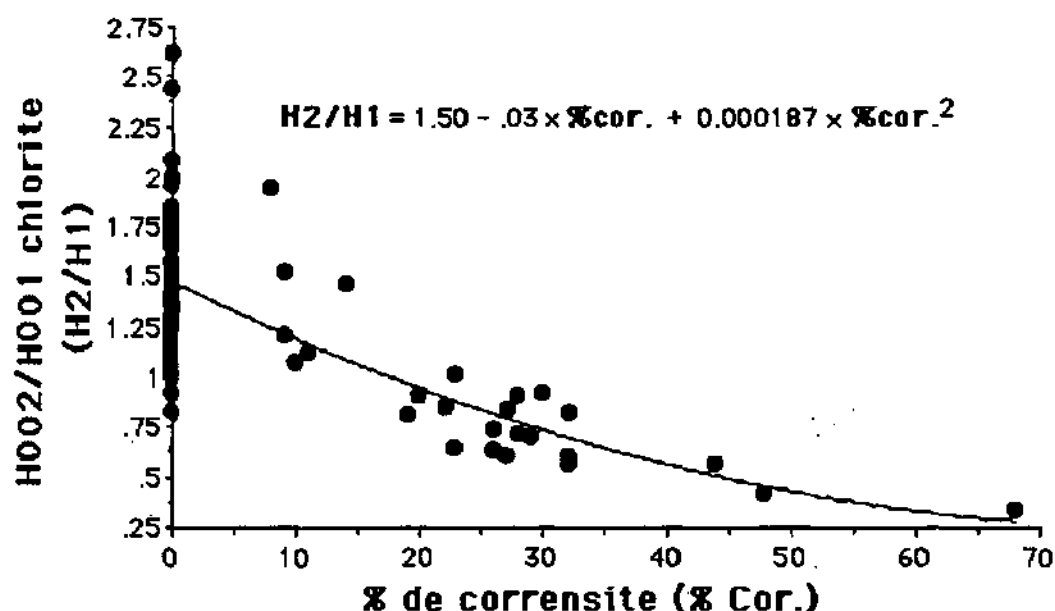


Figure 4.26. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite en fonction des teneurs en corrensite dans les échantillons de surface de l'île d'Anticosti.

Un diagramme de variations, mettant en relation les valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite, confirme que les valeurs de ce rapport dans la fraction fine des argiles sont en partie fonction de la teneur en corrensite des échantillons (Fig. 4.26). Bien que la fraction grossière des argiles contienne autant de corrensite, les valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite ne semblent pas très affectées.

4.1.3 Conclusions préliminaires

Les conclusions tirées des observations sur les zonations des principaux indicateurs des minéraux des argiles sont les suivantes:

- 1) Pour les séries essentiellement carbonatées de l'île d'Anticosti, à l'exception de la Formation de Macasty, (un shale très riche en matière organique) et de la base de la Formation de Vauréal (une argilite), l'indice d'aigu de l'illite suggère que les séries de surface (Figs 4.1 et 4.2) et de subsurface (Figs 4.6 à 4.15) de l'île n'ont pas dépassé la

zone à interstratifiés illite-smectite et à illite diagénétique de la catagénèse (Fig. 1.7). Même à la base du puits ARCO (Figs 4.10 et 4.11), la Formation de Romaine n'aurait apparemment pas encore atteint l'anchizone (Fig. 1.7).

Les variations de cet indicateur, tant sur préparations naturelles que glycolées, sont essentiellement le reflet de l'héritage de l'apport et des milieux de dépôts. Les valeurs des indices dans les fractions fine ($< 2 \mu\text{m}$) et grossière ($2 - 16 \mu\text{m}$) des argiles sont indépendantes de l'enfouissement des séries et spécifiques à chaque formation ou groupe de formations (Tab. 4.1). Des diagrammes d'Esquevin (1969), mettant en relation le rapport H002/H001 de l'illite avec l'indice d'aigu, suggèrent les mêmes conclusions (Figs 4.18 et 4.19).

- 2) Les proportions des interstratifiés illite-smectite, de la chlorite et de la corrensite dans les séries de l'île d'Anticosti semblent surtout être liées à des facteurs d'héritage, de lithologie et de sédimentologie. La plupart des indicateurs montrent des zonéographies peu influencées par l'enfouissement des séries (Figs 4.6 à 4.15) et des courbes d'isovaleurs sont subparallèles aux contacts géologiques (Figs 4.1 à 4.5).
- 3) En surface, la teneur en chlorite est fonction de la proximité d'un paléolittoral (Fig. 4.21). Tant en surface qu'en subsurface, la teneur en chlorite de la fraction fine ($2 \mu\text{m}$) est intimement liée à la teneur en chlorite de la fraction grossière (comprise entre 2 et $16 \mu\text{m}$), un indicateur du détritisme. D'autre part, les interstratifiés illite-smectite caractérisent les formations de plate-forme, carbonatées et pauvres en siliciclastiques du Silurien inférieur et de l'Ordovicien moyen. Les interstratifiés illite-smectite de type glauconieux, caractérisent la Formation de Macasty, une série condensée de milieux de dépôts profonds (Fig. 1.4).
- 4) La minéralogie du puits NACP (Figs 4.8 et 4.9) est aussi chloriteuse que celle des autres puits de l'île d'Anticosti. Les données de la littérature (INRS-Pétrole, 1976) suggéraient que les roches de la Formation de Vauréal contenaient peu de ce minéral. Une décarbonatation trop poussée fut probablement la cause de ce problème.

- 5) Le rapport H002/H001 de l'illite et les rapports H002/H001 et H004/H003 de la chlorite montrent une corrélation générale avec la lithostratigraphie (Tab. 4.1), l'héritage des formations et probablement les environnements de dépôts. L'évolution des valeurs des rapports de la chlorite (Fig. 4.25), montre des appauvrissements en fer de la couche hydroxyde qui sont fonction de l'éloignement des environnements de dépôts. En effet, ce sont les Formations de Romaine, de Long Point et d'Ellis Bay, les unités stratigraphiques les plus proximales, qui montrent les plus forts enrichissements relatifs en magnésium dans la couche hydroxyde de la chlorite. Des interstratifiés chlorite-smectite et de la corrensite ne sont aussi localement abondants que dans les Formations de Long Point et d'Ellis Bay. Vu les teneurs élevées en magnésium, ces enrichissements suggèrent que les environnements de dépôts littoraux de l'île d'Anticosti sont restreints, mais qu'ils deviennent plus ouverts avec l'éloignement du rivage. L'influence des milieux de dépôts sur la composition de la chlorite est confirmée par le fait que le magnésium est surtout localisé dans la couche hydroxyde, là où les échanges cationiques sont les plus faciles.
- 6) La présence de corrensite dans la Formation de Vauréal confirme que les environnements de dépôts du sommet de cette formation ont un caractère restreint, plus riche en magnésium (Kübler, 1973; voir Fig. 4.24). Mais ce minéral a aussi un rôle d'indicateur diagénétique. En effet, la relation entre l'anomalie située dans le voisinage des puits LGCP et NACP (Fig. 4.4) et les zonations des valeurs de pouvoir réflecteur (Fig. 3.38) et de l'indice d'hydrogène (Fig. 3.43), suggèrent une influence thermique sur la distribution de la corrensite. Sa présence indique alors que les températures atteintes lors de l'enfouissement maximum, estimé à environ 3 km dans cette partie de l'île d'Anticosti (conclusions 4 et 10 dans 3.3.3.2) sont comprises entre 100 et 150°C (Kübler, 1973). Cette gamme de températures est compatible avec les résultats de la réflectance de la matière organique ($R_{o\text{estimé télinite}}$ compris entre 0,70 et 0,95%: Fig. 3.38) qui situent ces séries dans la zone de formation de l'huile (Fig. 1.7). Une origine

hydrothermale est aussi possible (Kübler, 1973). En effet, les teneurs les plus élevées en corrensite sont observées près de la zone de dykes de la falaise Puyjalou (Fig. 3.38).

- 7) Les autres indicateurs de la minéralogie des argiles donnent très peu d'indications sur l'évolution de la maturation thermique si ce n'est dans le puits ARCO (Fig. 4.10). Dans ce puits, on observe une forte diminution de la proportion des interstratifiés illite-smectite dans la Formation de Macasty. En effet, la proportion de ce minéral est beaucoup plus élevée dans les autres puits de l'ouest de l'île d'Anticosti (Figs 4.6, 4.8, 4.12). La disparition des interstratifiés illite-smectite à la base de la Formation de Romaine dans le puits ARCO est peut-être aussi le reflet des effets produits par la diagenèse d'enfouissement, beaucoup plus intense dans ce puits (Fig. 3.39: R_o estimé telinite > 2,0%) que dans les autres sondages.
- 8) Le fait que les argiles suivent les limites des unités lithologiques homogènes de ce bassin, suggère que la diagenèse n'a pas effacé les différences de minéralogie entre les formations; ces différences étant liées à des facteurs qui sont:
 - a) les sources d'apports. C'est ce facteur qui a surtout joué sur l'abondance relative de la chlorite et des interstratifiés illite-smectite et chlorite-smectite; la Formation de Long Point mise à part, la teneur en illite varie peu d'une formation à l'autre.
 - b) Les environnements de dépôts. En effet, ceux-ci exercent très probablement une influence indirecte sur l'abondance de la chlorite (Formation d'Ellis Bay) et des interstratifiés illite-smectite (Formation de Macasty), mais ils sont certainement des facteurs plus déterminant sur la formation de minéraux comme la corrensite à partir de la chlorite et sur la composition chimique de la chlorite (Fig. 4.25).
 - c) La diagenèse en tant que fonction des deux premiers facteurs et de l'enfouissement des strates. En effet, la préservation de la corrensite dans la Formation de Vauréal (Fig. 4.5), la diminution de l'indice d'aigu de l'illite et la proportion des interstratifiés illite-smectite dans les formations de l'Ordovicien moyen et inférieur du puits ARCO (Fig. 4.10), par rapport aux séries siluriennes d'environnements de dépôts similaires, sont des phénomènes sans doute liés à la diagenèse.

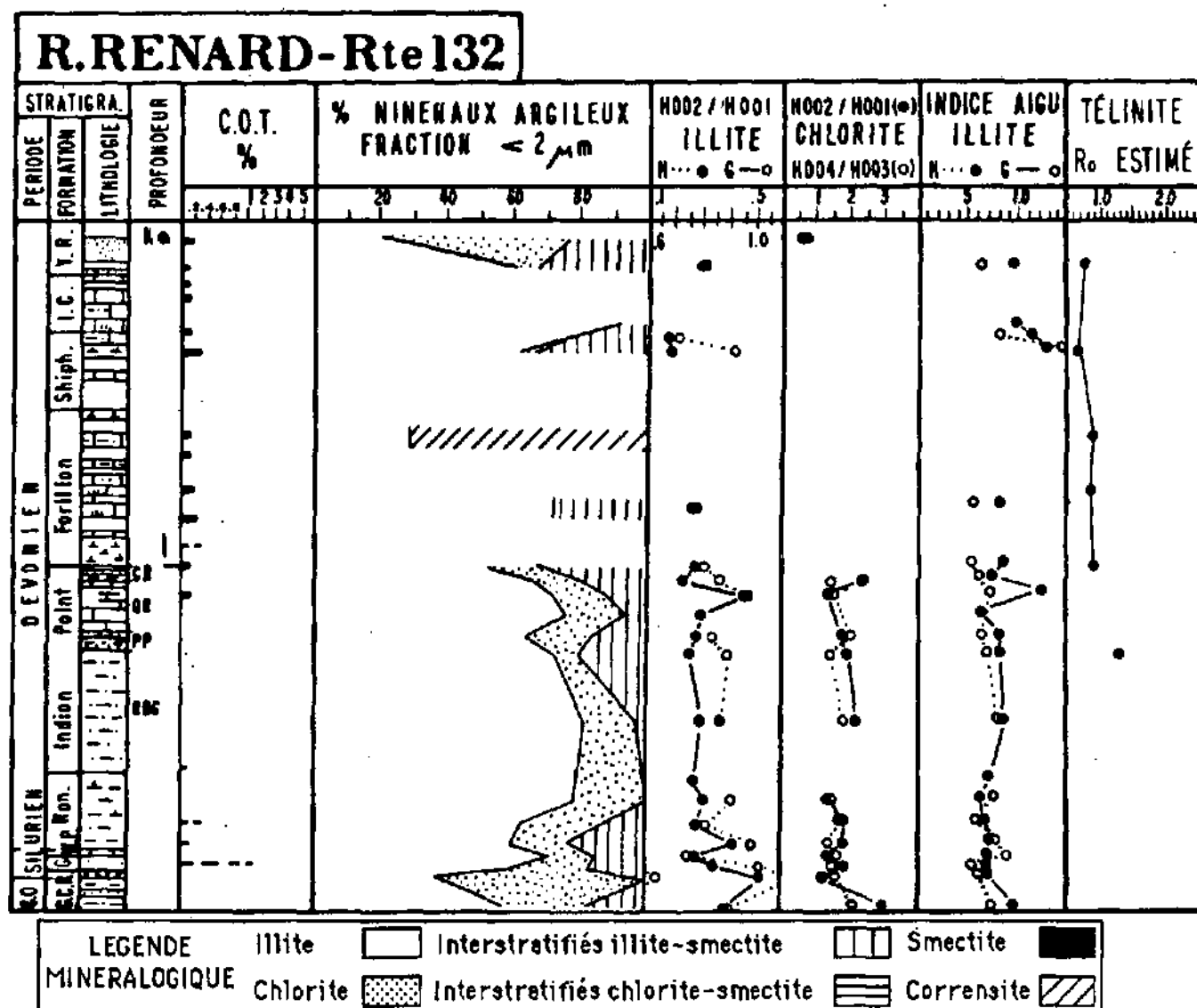


Figure 4.27. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Riv  re au Renard (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de l'INRS-Géoressources (1983). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

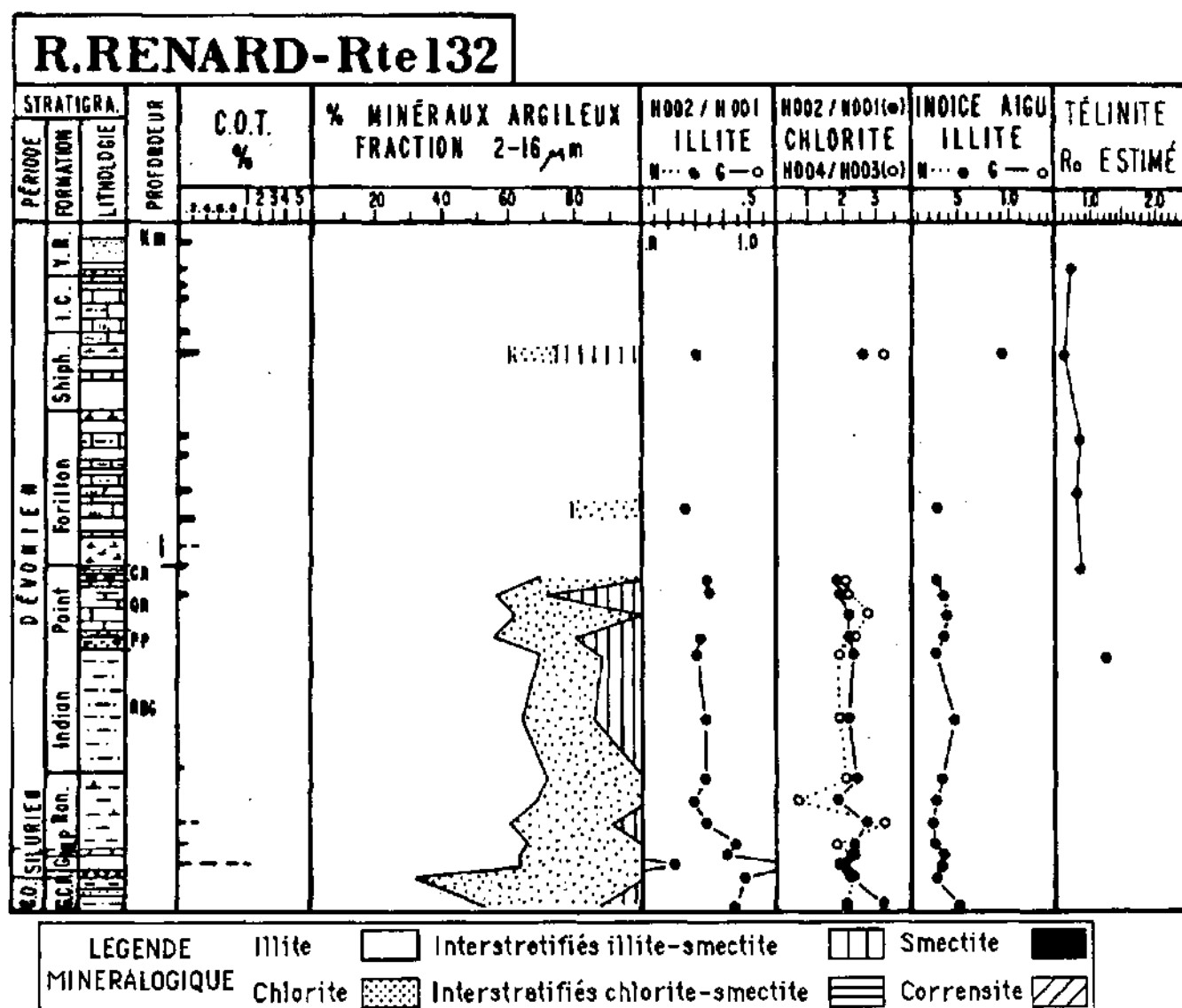


Figure 4.28. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μ m, dans les coupes de la route 132 du parc de Forillon et de Rivière au Renard (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de l'INRS-Géoressources (1983). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

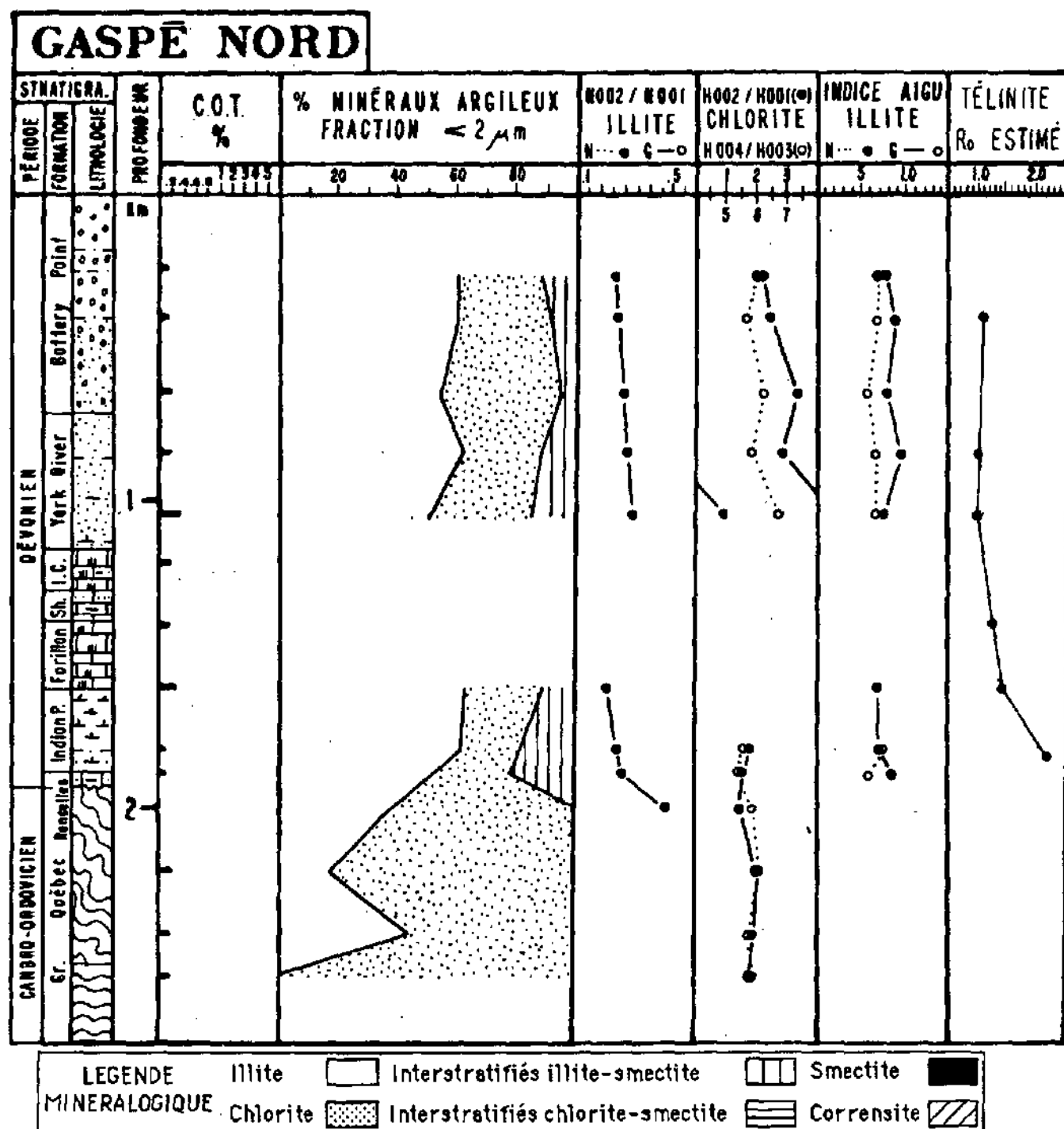


Figure 4.29. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans le puits Gaspé Nord (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

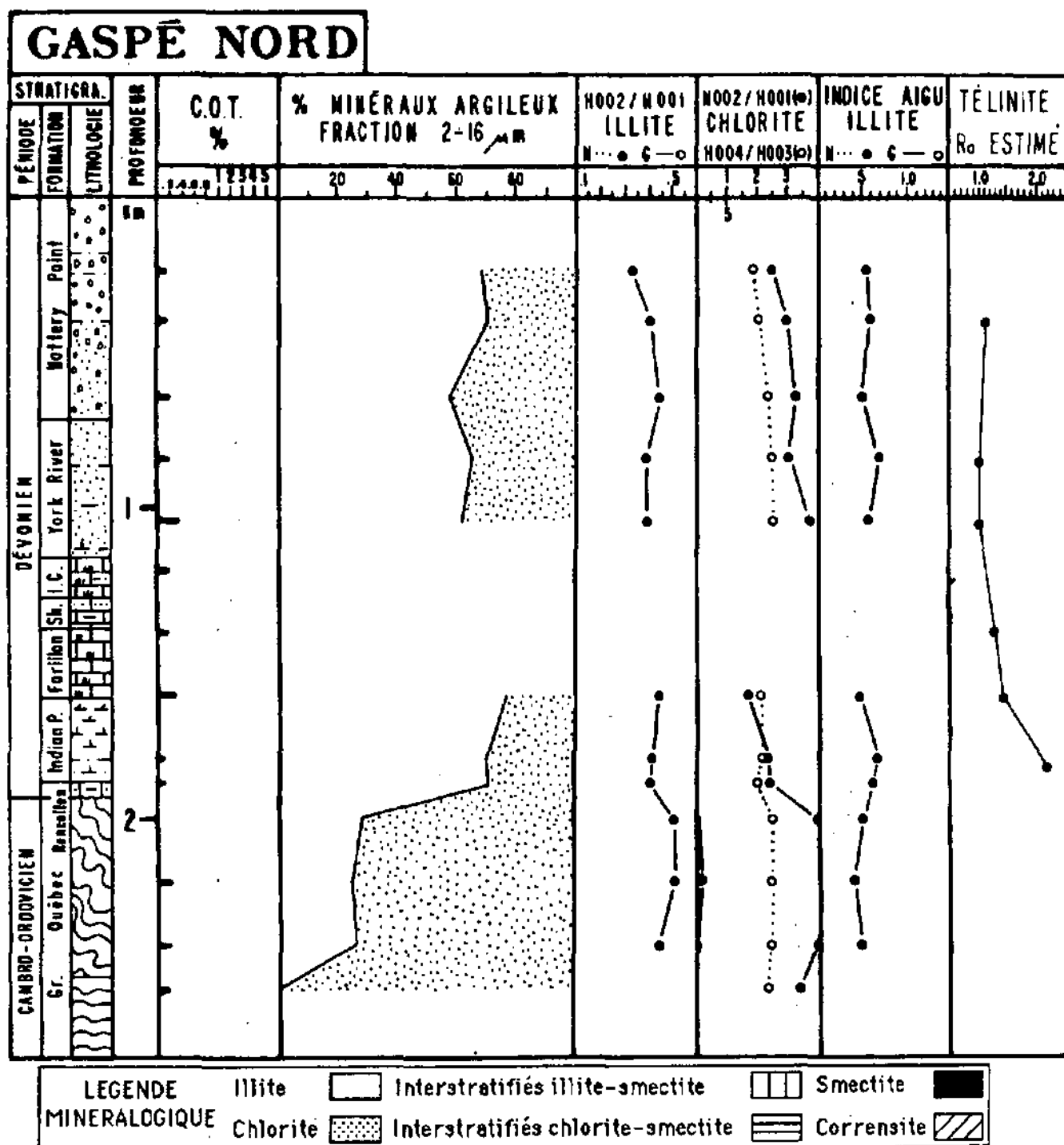


Figure 4.30. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μ m, dans le puits Gaspé Nord (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

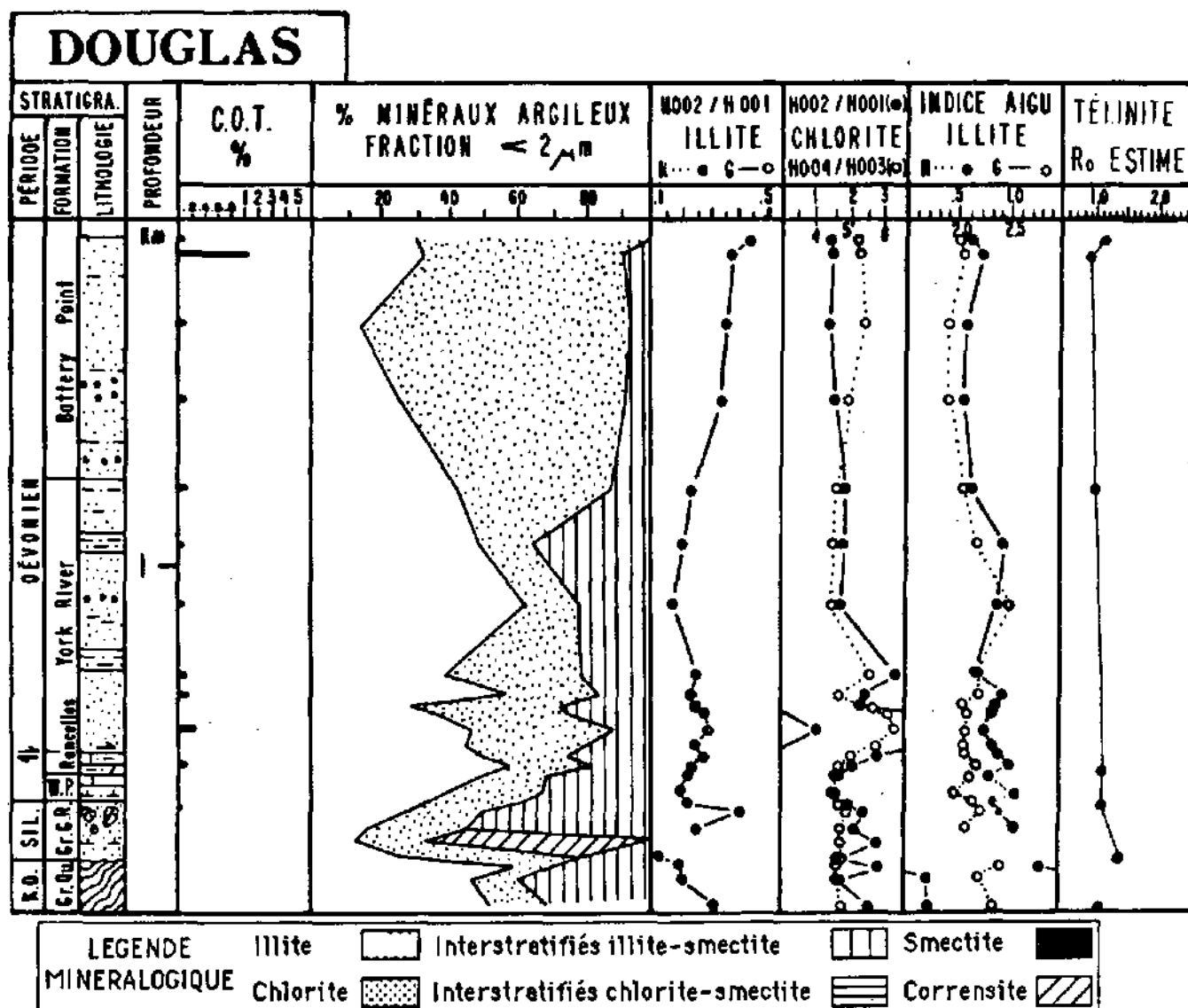


Figure 4.31. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μ m, dans le puits Douglas (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

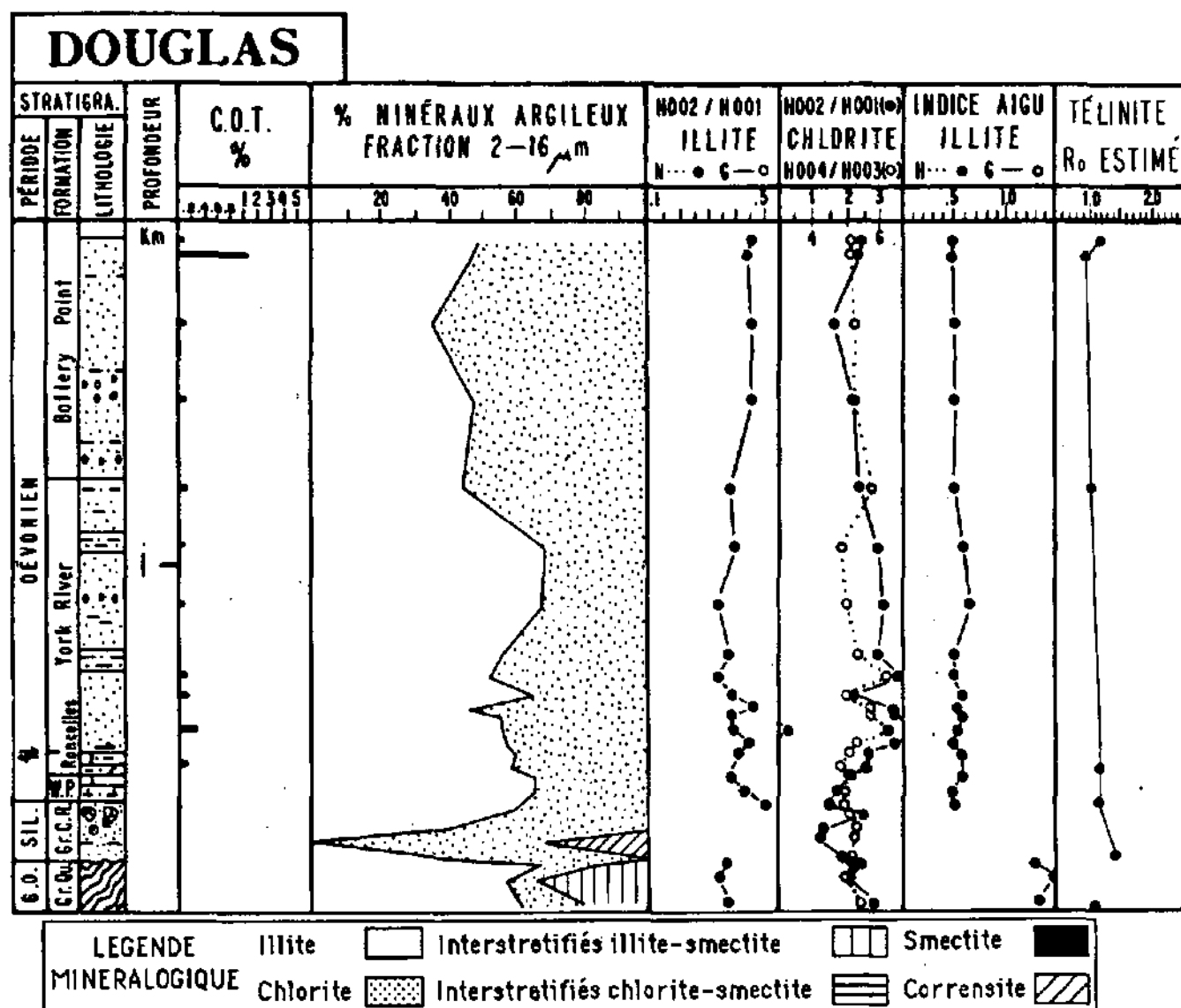


Figure 4.32. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μ m, dans le puits Douglas (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

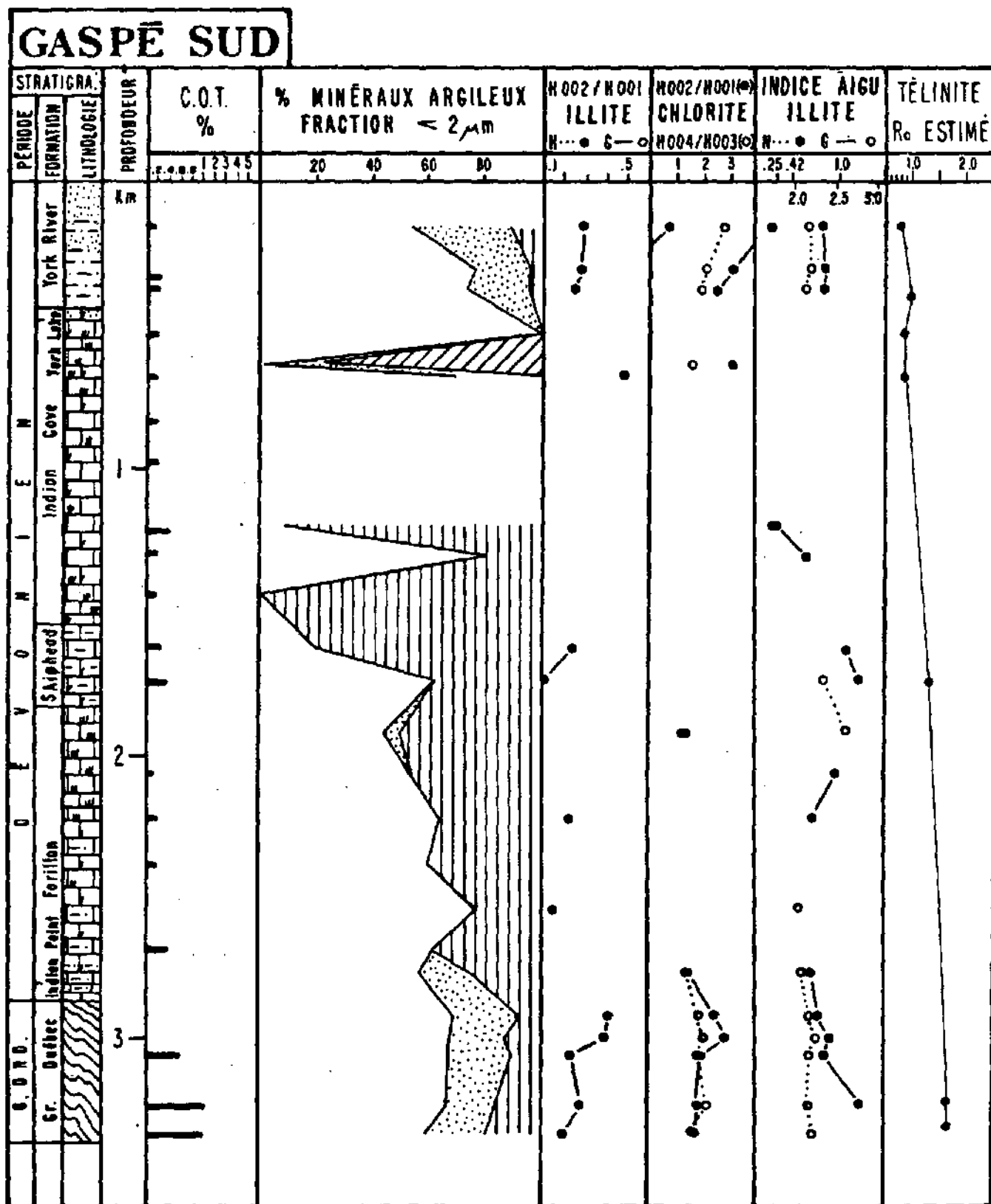


Figure 4.33

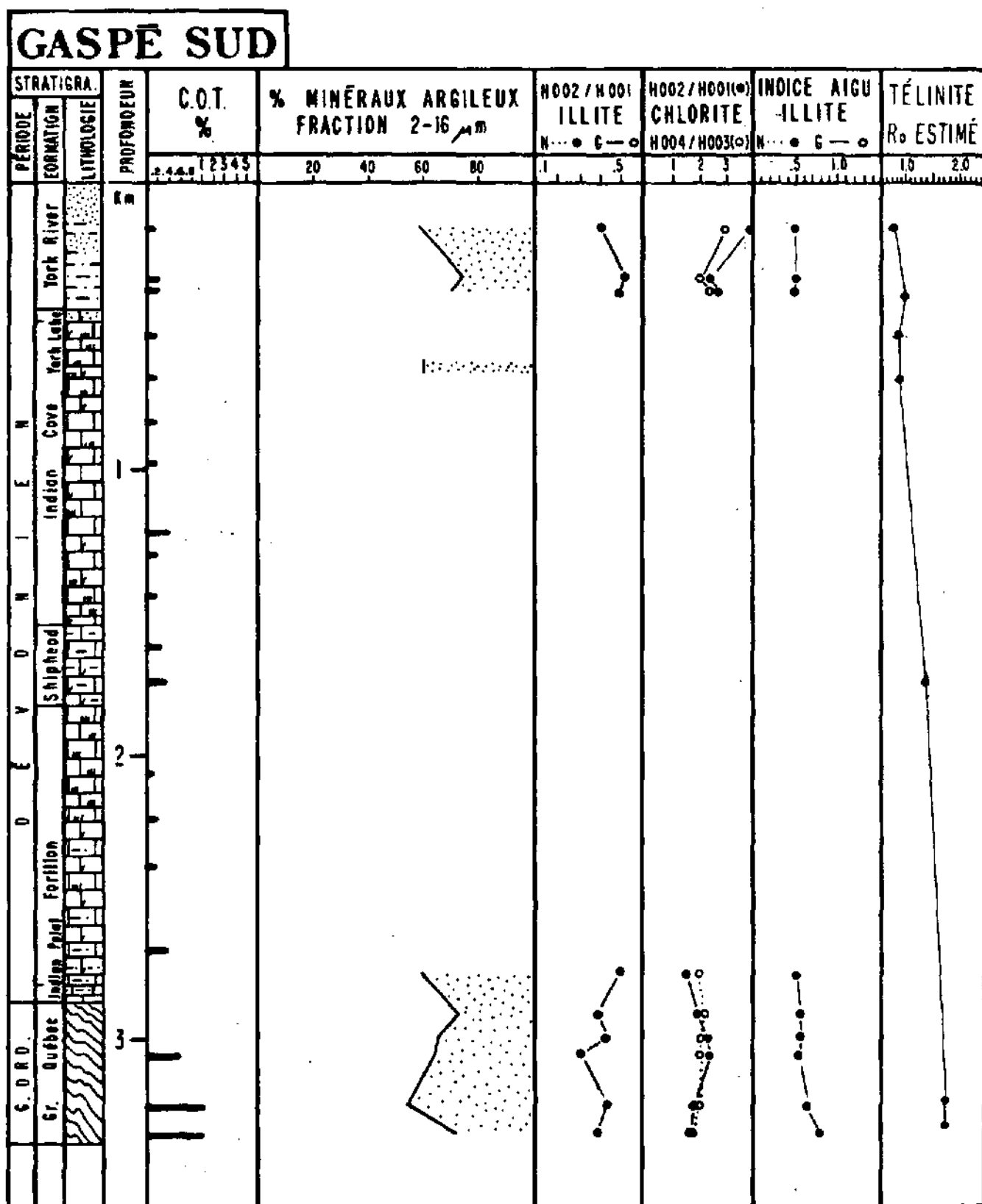


Figure 4.34

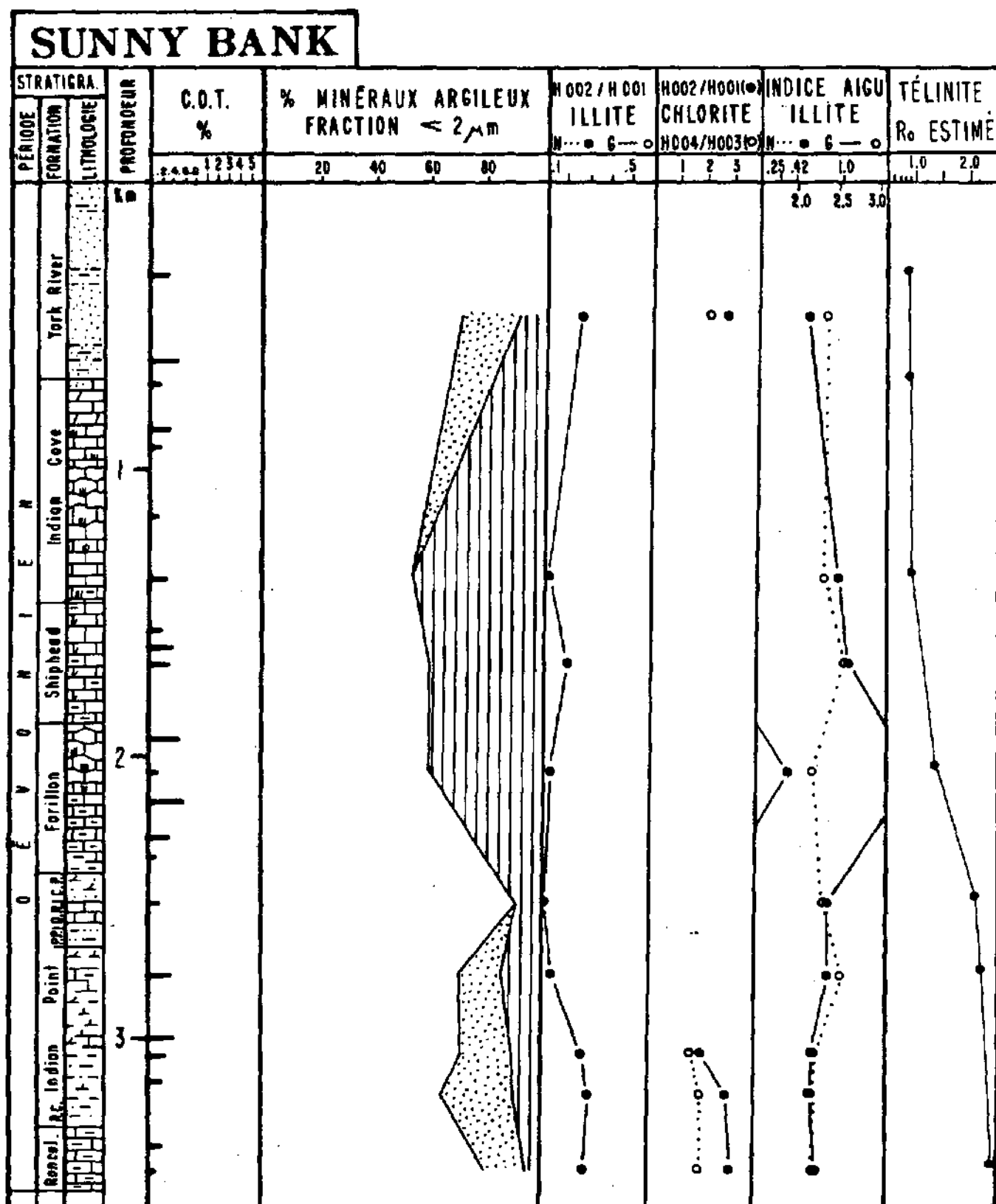
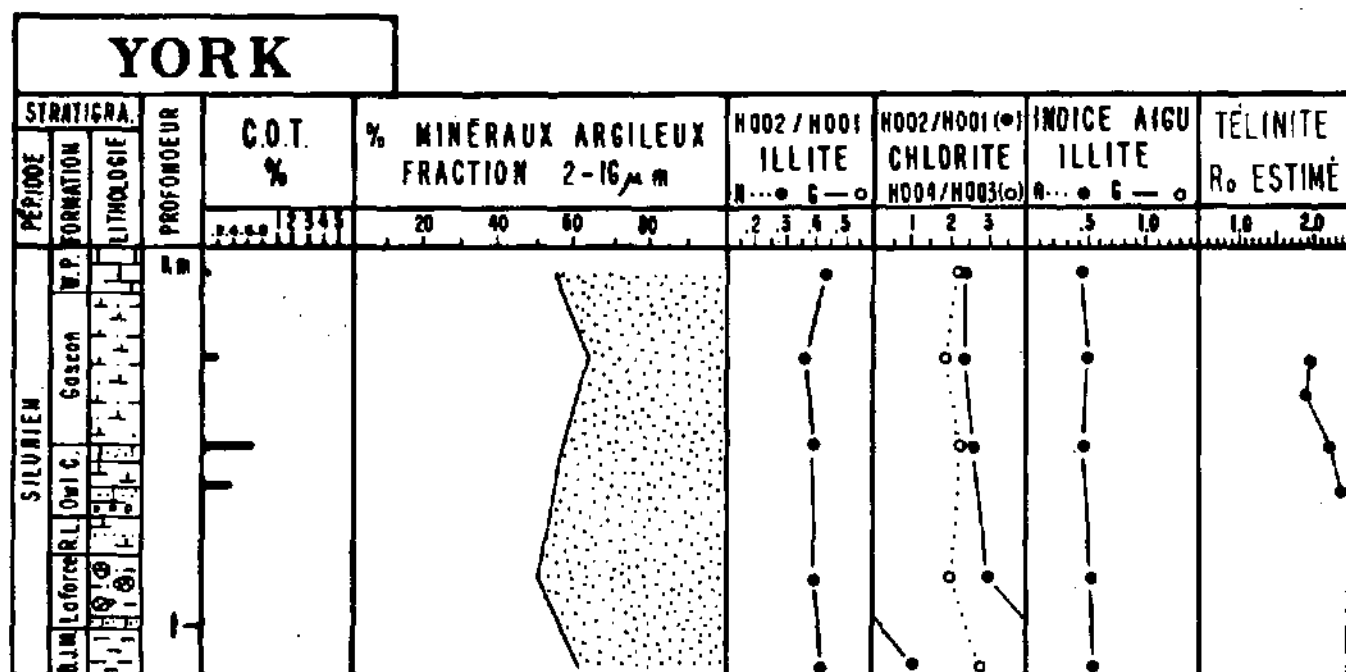
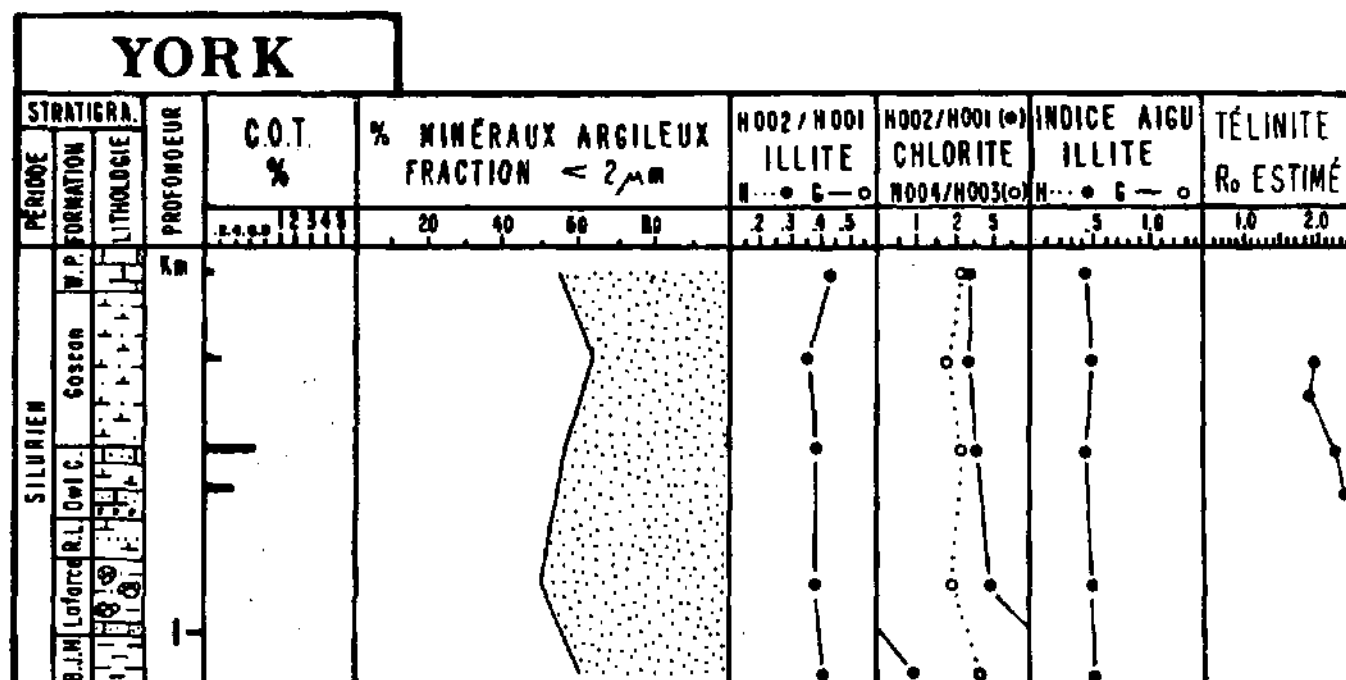


Figure 4.35



Figures 4.37 et 4.38

LEGENDE MINÉRALOGIQUE	Illite	Interstratifiés illite-smectite	Smectite
	Chlorite	Interstratifiés chlorite-smectite	Corrensite

Figure 4.33. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μm , dans le puits Gaspé Sud (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

Figure 4.34. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm dans le puits Gaspé Sud (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9B.

Figure 4.35. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μm , dans le puits Sunny Bank (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9C.

Figure 4.36. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm , dans le puits Sunny Bank (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9C.

Figure 4.37. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction inférieure à 2 μm , dans le puits York (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9C.

Figure 4.38. Profils des résultats de l'analyse des argiles par diffraction des rayons-X, fraction 2 - 16 μm , dans le puits York (Appendice 11C). Les profils stratigraphiques sont modifiés de Amyot (1984). Les pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite sont tirés de l'appendice 9C.

Frac- tions	Minéralogie, rapp. de pies	Formations - groupes									
		10i	10s	24-26	27	28	31	32	33	50	60
< 2 µm	illite	32	57	44	63	71	68	49	65	47	39
	chlorite	62	21	31	20	16	2	2	2	34	54
	corrensite	0	0	5	0	0	6	0	6	0	0
	interstratifiés I/S	5	20	19	15	13	23	49	26	17	7
	H002/H001 ill. N	0,34	0,32	0,32	0,29	0,26	0,18	0,15	0,26	0,28	0,3
	indice d'aigu ill. N	0,53	1,12	0,79	0,76	0,80	0,70	1,17	0,71	0,83	0,71
	indice d'aigu ill. G	-	0,70	0,61	0,70	0,72	0,70	1,04	0,84	0,65	0,55
	H002/H001 ch. N	2,62	1,74	1,78	1,66	1,82	0,93 ²	-	0,77 ³	2,69	1,66
	H002/H001 ch. G	-	2,41	2,44	1,82	1,82	1,11 ²	-	1,28 ²	3,15	2,00
	H004/H003 ch. N	2,05	1,82	1,76	1,52	1,71	1,64 ²	-	1,46 ²	2,52	1,87
	H004/H003 ch. G	-	1,83	1,73	1,55	1,63	1,47 ²	1,16 ²	-	2,52	1,87
2-16 µm	illite	30	60	50	65	70	92	86	74	57	53
	chlorite	66	31	49	34	24	7	4	7	43	47
	corrensite	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0
	interstratifiés I/S	3	9	1	0	6	0	9	0	0	0
	H002/H001 illite N	0,38	0,41	0,45	0,37	0,36	0,43	0,35	0,95 ²	0,41	0,44
	indice d'aigu illite N	0,59	0,73	0,46	0,42	0,45	0,41	0,67	0,54	0,48	0,46
	H002/H001 chlo. N	3,68	2,45	2,30	2,25	1,98	1,67	-	-	3,04	2,31
	H004/H003 chlo. N	2,31	2,07	2,10	2,08	2,08	2,28	-	-	2,52	2,00

Tableau 4.2. Valeurs moyennes par formation des variables des argiles de la subsurface du nord-est de la Gaspésie (Appendice 11C). Codes des formations dans l'Appendice 1B (10: i = roches ignées ou métamorphiques, s = roches sédimentaires). Autres abréviations dans le tableau 4.1. Les chiffres en exposant indiquent le nombre très réduit des valeurs individuelles.

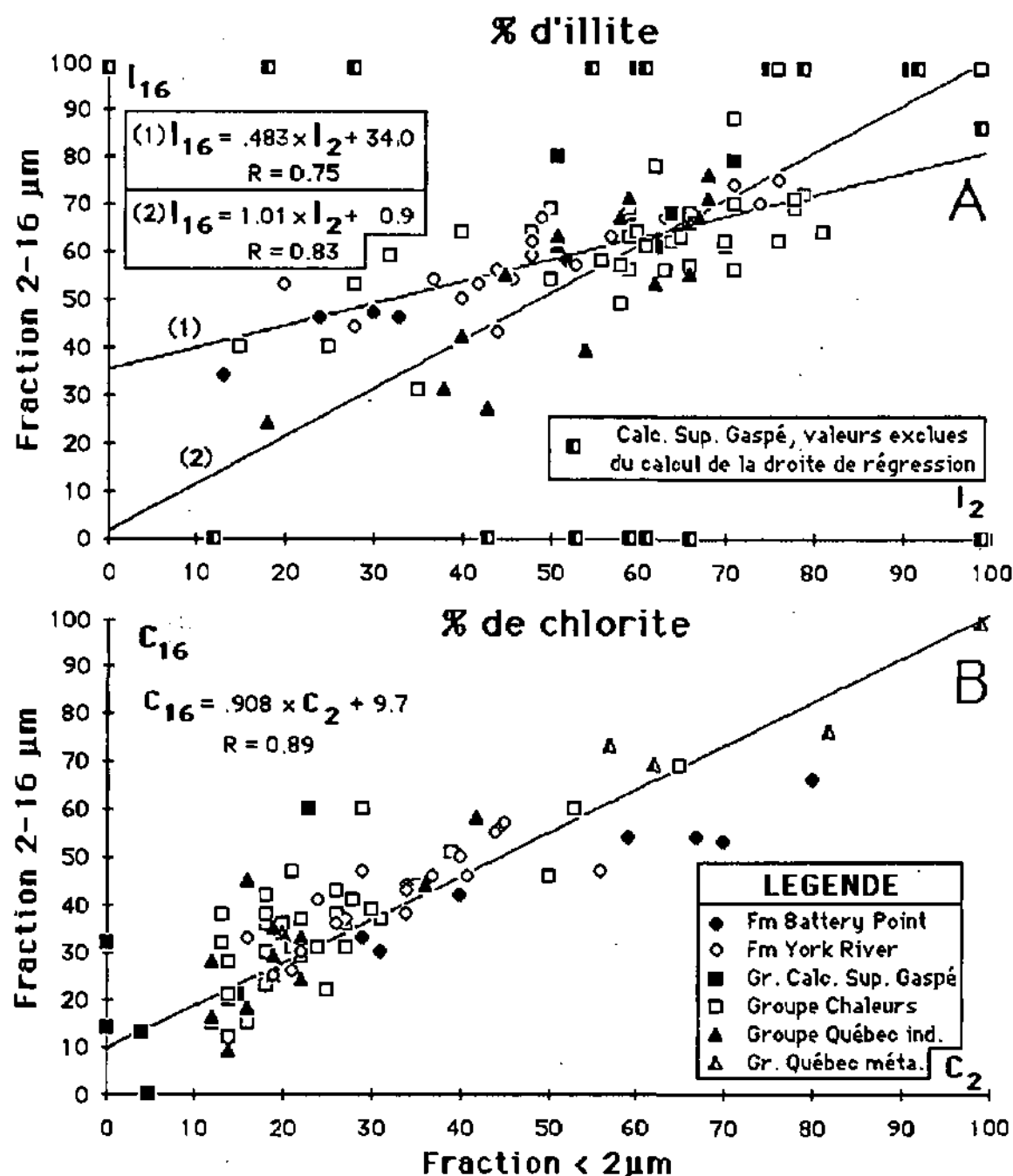


Figure 4.39. Variations des pourcentages relatifs d'illite (A) ou de la chlorite (B) dans la fraction grossière (2 - 16 μ m) en fonction des pourcentages dans la fraction fine (< 2 μ m) des argiles dans le nord-est de la Gaspésie. Gr. Québec méta. = roches métamorphiques du Groupe de Québec (puits Gaspé Nord). Les lignes continues représentent les droites de régression dont les équations sont explicitées. R = valeur du coefficient de corrélation. A (1) séries siluro-dévonniennes, B (2) séries cambro-ordoviciennes.

4.2 DANS LE NORD-EST DE LA GASPESIE

4.2.1 Introduction

La minéralogie des argiles dans le nord-est de la Gaspésie n'est étudiée que dans quelques uns des puits déjà discutés dans les travaux antérieurs portant sur la péninsule gaspésienne (Tab. 1.3). Les tableaux de compilations de l'ensemble des résultats analytiques sont rassemblés dans l'appendice 11C. Ces résultats sont illustrés par fraction granulométrique (inférieure à 2 μm et comprise entre 2 et 16 μm) sur des profils, en fonction de la stratigraphie et de la profondeur des sondages (Figs 4.27 à 4.38).

4.2.2 Observations

4.2.2.2 Le groupe des micas et des interstratifiés illite-smectite

Dans la partie de la discussion traitant de l'étude du groupe des micas et des interstratifiés illite-smectite, les variations:

- A) du pourcentage de l'illite et des interstratifiés illite-smectite,
- B) de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles et glycolées,
- C) du rapport des hauteurs de pics H002/H001 de l'illite,

sont successivement abordées.

A - Le pourcentage de l'illite et des interstratifiés illite-smectite

L'illite forme la plus grande partie des argiles, mais le contenu en interstratifiés illite-smectite est variable d'un puits à l'autre. Dans les séries siluro-dévonniennes, les argiles de la fraction inférieure à 2 μm montrent des teneurs relatives moyennes en illite et en interstratifiés illite-smectite (Tab. 4.2) qui sont croissantes en partant du Groupe de Chaleurs (Tab. 3.3: $RI_{\text{moy}} = 51\%$) jusqu'à la Formation de Shiphead (Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé). Plus haut dans la stratigraphie, dans la Formation de York River (Tab. 3.3: $RI_{\text{moy}} = 88\%$), la proportion de ces argiles diminue rapidement. Cette proportion se rétrécit davantage dans la Formation de Battery Point (Tab. 3.3: $RI_{\text{moy}} = 85\%$), où il reste essentiellement de l'illite, les

interstratifiés illite-smectite étant presque complètement disparus (Tab. 4.2 et Figs 4.27 à 4.38).

Cette évolution des pourcentages est toutefois bien relative. Malgré des résidus insolubles élevés (Tab. 3.3: $R1_{\text{moy}} = 49\%$), les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont excessivement pauvres en minéraux des argiles et la fraction 2 - 16 μm est à toute fin pratique absente dans ce groupe.

Les interstratifiés illite-smectite forment d'ailleurs une proportion presque négligeable des minéraux argileux dans la fraction grossière des argiles des formations de la Gaspésie (Tab. 4.2). D'autre part, les teneurs en illite de la fraction comprise entre 2 et 16 μm montrent la même distribution d'abondance que la fraction inférieure à 2 μm , tant dans les séries siluro-dévonienues que dans les séries cambro-ordoviciennes, comme le démontrent des calculs de régression entre ces variables (Figure 4.39A: $R = 0,75$ et $0,83$ $p < 0,001$). Dans les séries siluro-dévonienues, l'illite est généralement moins abondante dans la fraction fine ($< 2\mu\text{m}$) que dans la fraction grossière (2 - 16 μm) lorsqu'elle compte pour moins de cinquante pour-cent (50%) du matériel argileux.

Ces résultats suggèrent, qu'à l'exclusion des argiles des Calcaires Supérieurs de Gaspé:

- a) l'illite des deux fractions granulométriques est d'origine commune. Les variations de la teneur en illite doivent donc surtout être fonction des changements de la distance de l'arrière-pays ou de la nature des sources d'apports.
- b) La nature des sources d'apports ou le degré de métamorphisme dans le Groupe de Québec (Fig. 4.39A: pente de la droite = 1,0, ordonnée à l'origine ≈ 0) sont différents de ceux des séries siluro-dévonienues (Fig. 4.39A: pente de la droite $\approx 0,5$, ordonnée à l'origine = 34). Cela pourrait impliquer une maturation thermique très élevée dans les séries du Groupe de Québec ou une altération postérieure.

Les résultats observés dans les séries du Groupe de Québec convergent avec ceux de la réflectance (3.3.3.3: conclusion 1 et Figs 3.40 et 3.41) et ceux de la pyrolyse en température programmée (3.4.2.1.2: observation 9) qui suggèrent que la matière organique autochtone des séries cambro-ordoviciennes est supramature.

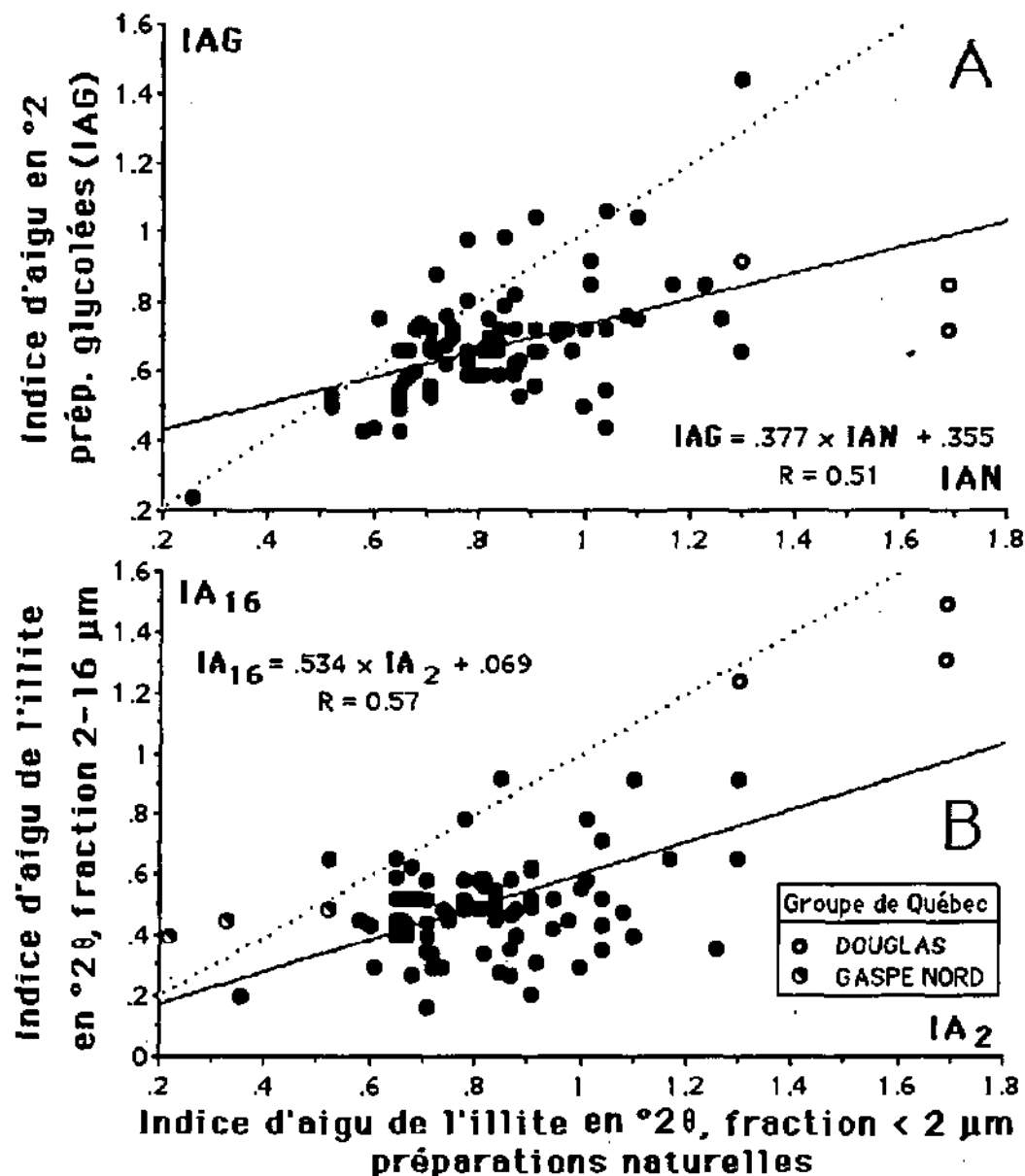


Figure 4.40. Indice d'aigu de l'illite de la fraction inférieure à 2 μm (< 2 μm) sur préparations glycolées (A) et indice d'aigu de l'illite de la fraction comprise entre 2 et 16 μm (2 - 16 μm) sur préparations naturelles (B), toutes les deux en fonction de l'indice d'aigu de l'illite de la fraction inférieure à 2 μm sur préparations naturelles du nord-est de la Gaspésie. Les lignes pointillées sont les bissectrices des diagrammes; les lignes pleines représentent les droites de régression dont les équations sont explicitées. R = valeur des coefficients de corrélation.

Dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, la quantité très variable de l'illite dans les deux fractions et l'absence de corrélation entre le pourcentage d'illite dans la fraction fine et dans la fraction grossière du matériel argileux (Fig. 4.39A), suggèrent que l'illite des roches de ce groupe est en partie néoformée ou résulte de la destruction partielle des argiles lors de la silicification généralisée des calcaires.

B) L'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles et glycolées

Les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles et glycolées ne montrent aucune diminution en fonction de l'enfouissement des séries (Figs 4.27 à 4.38). Les valeurs les plus élevées de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles sont observées dans les roches sédimentaires du Groupe de Québec, presque à la base des séries, et dans la Formation de Shiphead, beaucoup plus haut, où on retrouve la concentration maximale des interstratifiés illite-smectite (Tab. 4.2). Les plus basses valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sont observées dans les roches métamorphiques du Groupe de Québec. Dans les autres formations les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles varient entre 0,7 et 0,85 (Tab. 4.2).

Ces valeurs suggèrent que les séries sédimentaires du nord-est de la Gaspésie n'ont jamais dépassé le niveau de la fenêtre à huile potentielle (Fig. 1.7). Cette conclusion est tout à fait contradictoire avec celles qui sont suggérées par l'analyse des résultats de l'étude de la matière organique (Chapitre 3).

Contrairement à ce qui est observé dans l'île d'Anticosti (Fig. 4.16A), les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur lames glycolées ne montrent pas des valeurs systématiquement plus basses que les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles. Dix pour-cent des valeurs sur des préparations glycolées sont égales ou plus élevées que celles sur préparations naturelles (Fig. 4.40A). Ces valeurs anormales sont presque également distribuées entre les Groupes de Chaleurs (5 sur 14) et des Calcaires Supérieurs de Gaspé (7 sur 14) (Appendice 11C). Comme le suggère l'équation de la droite de régression, la situation la plus normale, c'est-à-dire une diminution de l'indice d'aigu de l'illite par la saturation avec du glycol d'éthylène, reste tout de même le cas le plus courant. Les écarts les plus grands,

entre les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite sur les deux préparations, sont observés dans le Groupe de Québec, à la base du puits Douglas (Fig. 4.40A).

L'augmentation de l'indice d'aigu de l'illite lors de la saturation suggère que la fraction fine de l'illite de la partie supérieure des Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé, doit contenir une proportion insuffisante de smectite pour isoler la phase gonflante de la phase bien cristallisée de l'illite, lorsqu'elle est saturée. Les auteurs antérieurs suggèrent que ce phénomène se produit dans la zone mature, entre 0,5 et 1,3 pour-cent de pouvoir réflecteur de la vitrinite (Héroux et al., 1979) (voir Fig. 1.7).

Bien corrélées aux valeurs de l'indice d'aigu de l'illite de la fraction fine, les valeurs de l'indice dans la fraction grossière restent généralement plus petites que celles de la fraction fine (Fig. 4.40B). Elles deviennent semblables lorsque les valeurs de l'indicateur montrent un niveau de maturation anchimétamorphique ($IAN < 0,42^\circ 2\theta$) dans les roches métamorphiques et riches en chlorite (Fig. 4.39B) de la base du puits Gaspé Nord (Figs 4.29 et 4.30).

Mis à part un échantillon de la Formation de Shiphead ($IAN = 1,3$, $1AG = 1,44$: Fig. 4.40A), trois autres échantillons, provenant du Groupe de Québec à la base du puits Douglas (Figs 4.31 et 4.32), forment un groupe isolé de points situés à droite dans les figures 4.40A et 4.40B. D'après la structure et la zonéographie de la maturation thermique de la subsurface (Fig. 3.41), ces trois points représentent des échantillons situés sur le bord d'une faille normale, limitant le seuil de Douglas, qui sont en contact avec les roches de la Formation de York River, un grès perméable contenant localement des horizons roches mères (3.4.2.1.3: conclusion 1) et qui aurait généré la majeure partie de son potentiel en hydrocarbures (Fig. 3.41: R_o compris entre 1,20 et 1,49%).

Dans ces trois échantillons, on observe simultanément:

- a) des valeurs très élevées de l'indice d'aigu de l'illite dans les fractions fine et grossière,
- b) une quantité importante d'interstratifiés illite-smectite,
- c) une forte diminution de l'indice d'aigu de l'illite sur lames glycolées par rapport à l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles et

- d) la présence ubiquiste de bitumes solides, aux pouvoirs réflecteurs anormalement bas dans le contexte régional (Fig. 3.41).

La coïncidence de ces phénomènes simultanés dans ces trois échantillons suggère que l'illite est néoformée et qu'elle a colmaté un réservoir déjà partiellement rempli d'hydrocarbures. Ce colmatage aurait eu lieu après la période d'enfouissement maximum au Dévonien moyen, mais avant l'altération des hydrocarbures liquides en bitume solide, dont le pouvoir réflecteur (R_o illite = 0,96%) est toujours compatible avec la conservation des huiles (Fig. 1.7: R_o vitrinite = 1%). Cette altération doit vraisemblablement être reliée à une circulation d'eaux météoriques qui a entraîné une biodégradation ou un désasphaltage des hydrocarbures (Tissot et Welte, 1978).

C) Le rapport des hauteurs de pics H002/H001 de l'illite

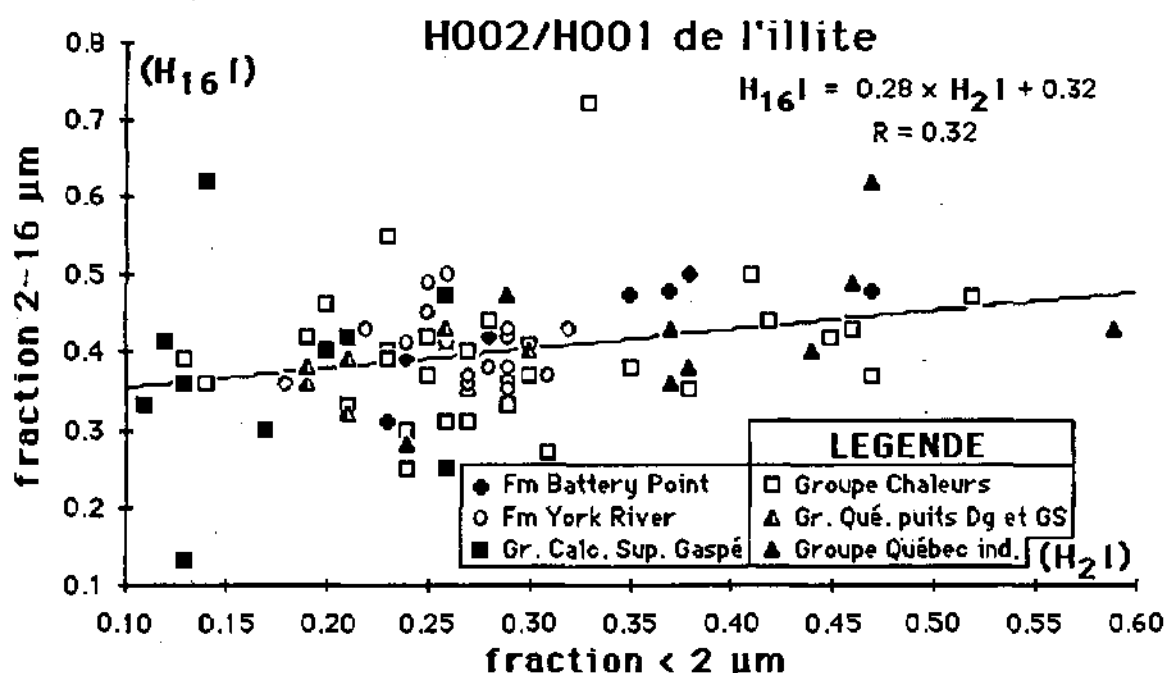


Figure 4.41. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction grossière (2 - 16 μ m) de l'illite en fonction du rapport H002/H001 de la fraction fine (< 2 μ m) pour les préparations naturelles des échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie. La ligne continue représente la droite de régression dont l'équation est explicitée. R = valeur du coefficient de corrélation.

Les valeurs du rapport H002/H001 de l'illite montrent souvent une tendance inverse avec le pourcentage d'illite (Figs 4.27 à 4.32). De plus, bien que la corrélation soit statistiquement très significative, les valeurs du rapport H002/H001 de l'illite dans la fraction grossière (2 - 16 μm) se prévoient mal à partir des valeurs dans la fraction fine (< 2 μm) et de la droite de régression illustrée dans la figure 4.41.

Les gammes des valeurs du rapport H002/H001 de l'illite, comprises entre 0,1 à 0,7, suggèrent que la composition de l'illite couvre une bonne partie du spectre des micas dioctaédriques alumineux ($\text{H002/H001}_{\text{muscovite}} \approx 0,5$) aux micas dioctaédriques ferrifères ou magnésiens ($\text{H002/H001}_{\text{biotite}} \approx 0$) (Brindley, 1981) et que la fraction grossière (Tab. 4.2: $\text{H002/H001}_{\text{moyen}} \geq 0,35$) est plus alumineuse que la fraction fine ($\text{H002/H001}_{\text{moyen}} < 0,35$).

Les micas les plus ferrifères sont observés dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, surtout dans les Formations de Forillon et de Shiphead (Tab. 4.2: $\text{H002/H001}_{\text{moyen}} < 0,15$) et dans la majorité des échantillons du Groupe de Québec des puits Douglas et Gaspé Sud (Fig. 4.41: $\text{H002/H001} \leq 0,20$). Dans le puits Douglas ces micas sont accompagnés d'une quantité importante, à très importante, d'interstratifiés illite-smectite.

Ces observations suggèrent que la majeure partie des micas dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont glauconieux. Ils seraient le produit de l'altération d'une biotite, mais plus vraisemblablement de l'altération de la chlorite, car:

- a) la chlorite est présente dans toutes les séries, alors que la biotite n'est observée nulle part,
- b) la présence de glauconie est associée à une grande pauvreté en minéraux argileux et à la quasi-absence de la chlorite (Tab. 4.2)
- c) les Calcaires Supérieurs de Gaspé sont intensément silicifiés.

Ils pourraient aussi être néoformés (Milot, 1964, pp. 238, 241) dans les milieux de dépôts marins relativement profonds de ces calcaires.

Les observations sur les roches cambro-ordoviciennes du puits Douglas corroborent l'hypothèse d'un colmatage de réservoir par de l'argile néoformée, tel que suggéré par les variations de l'indice d'aigu de l'illite et l'abondance des interstratifiés (Fig. 4.40). Cette

présence de micas trioctaédriques glauconieux suggère aussi qu'il pourrait y avoir une parenté entre les fluides qui ont produit des altérations de la chlorite dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé et la néoformation dans le Groupe de Québec, même si ces roches sont de type lithologique et d'âge différents.

4.2.2.3 Le groupe de la chlorite

Dans la partie de la discussion traitant de l'étude du groupe de la chlorite, sont successivement abordées les variations:

- A) du pourcentage de la chlorite, en fonction de la lithostratigraphie et des fractions granulométriques des préparations,
- B) des rapports des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003, en fonction des fractions granulométriques et de la saturation au glycol d'éthylène, et
- C) des corrélations entre les rapports des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003 en fonction des environnements de dépôts.

A) Le pourcentage de la chlorite, en fonction de la lithostratigraphie et des fractions granulométriques des préparations

Parce qu'elles sont plus terrigènes, les séries du nord-est de la Gaspésie sont en général beaucoup plus chloriteuses que celles de l'île d'Anticosti. C'est ce que démontrent les tableaux 4.1 et 4.2 et les figures 4.22B et 4.39B.

La chlorite est abondante dans presque toutes les unités stratigraphiques de la Gaspésie, sauf dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, qui en sont presque dépourvus (Tab. 4.2). À l'exclusion des séries métamorphiques du Groupe de Québec, les Grès de Gaspé contiennent les teneurs en chlorite les plus élevées dans les séries du nord-est de la Gaspésie. D'après le tableau 4.2 et la figure 4.39B, l'unité stratigraphique de ce groupe qui est la plus riche en chlorite est la Formation de Battery Point. Toutefois, les données des puits Gaspé Nord (Figs 4.29 et 4.30) et Douglas (Figs 4.31 et 4.32) montrent que cette relation d'abondance relative en chlorite n'est pas toujours la même entre les Formations de York River et de Battery Point.

La relation observée entre le pourcentage de la chlorite dans la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) et dans la fraction grossière ($2 - 16 \mu\text{m}$) du nord-est de la Gaspésie (Fig. 4.39B) reste essentiellement la même que la relation observée dans l'île d'Anticosti (Fig. 4.22B):

- a) les paramètres des équations des droites de régression sont très semblables, et leurs coefficients de corrélation sont presque identiques,
- b) généralement, le pourcentage de chlorite dans la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ est légèrement inférieur à celui de la fraction $2 - 16 \mu\text{m}$,
- c) le pourcentage de chlorite dans la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) au-delà duquel les teneurs en chlorite sont similaires dans les deux fractions granulométriques ($< 2 \mu\text{m}$ et $2 - 16 \mu\text{m}$) est situé autour de 35 pour-cent (35%) (Figs 4.22B et 4.39B).

Comme dans l'île d'Anticosti, la chlorite du nord-est de la Gaspésie est vraisemblablement héritée. Les relations similaires entre les deux fractions granulométriques (Figs 4.22B et 4.39B) suggèrent que les arrière-pays qui alimentent les deux parties de ce bassin paléozoïque sont de composition similaire.

B) Les rapports des hauteurs de pics H002/H001 et H004/H003, en fonction des fractions granulométriques et de la saturation au glycol d'éthylène

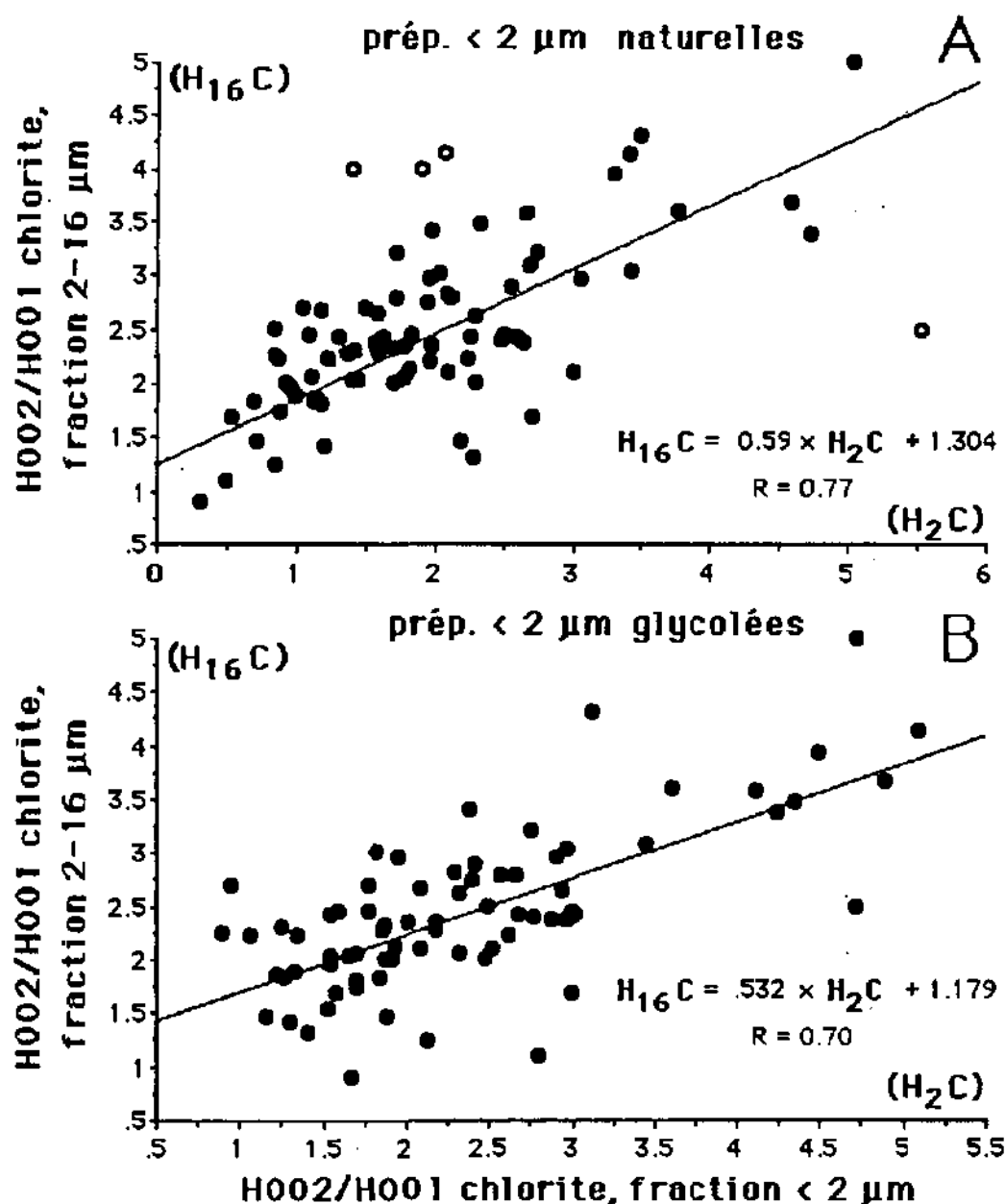


Figure 4.42. Variations des valeurs du rapport H002/H001 de la fraction grossière (2 - 16 μm) de la chlorite en fonction de celles du rapport H002/H001 de la fraction fine (< 2 μm), sur des préparations naturelles (A) ou glycolées (B), des échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie. Les points marqués représentent les échantillons qui sont exclus du calcul de la droite de régression (A).

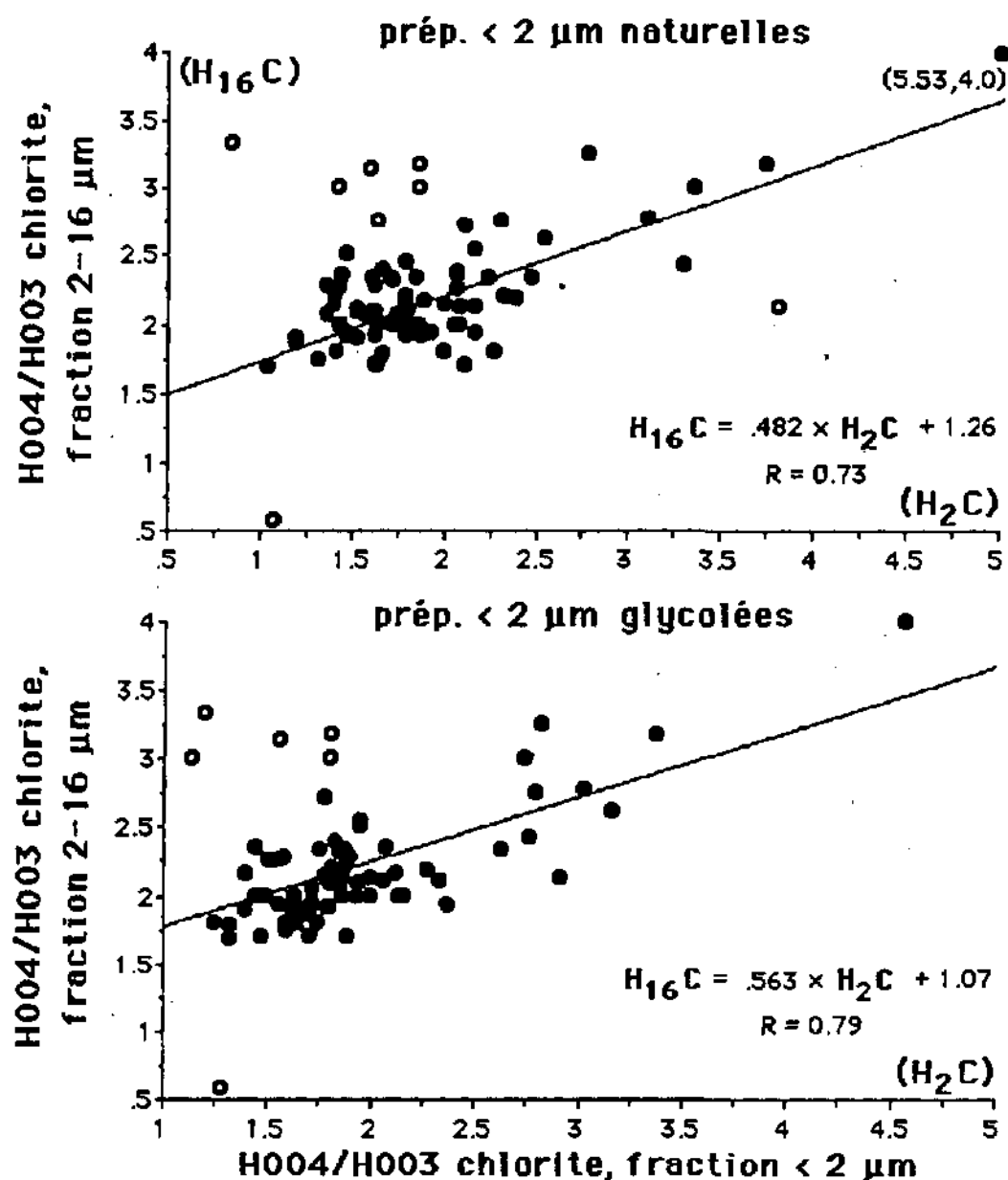


Figure 4.43. Variations des valeurs du rapport H004/H003 de la fraction grossière (2 - 16 µm) de la chlorite en fonction de celles du rapport H004/H003 de la fraction fine (< 2 µm), sur des préparations naturelles (A) ou glycolées (B), des échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie. Les points marqués représentent les échantillons qui sont exclus du calcul de la droite de régression.

Les valeurs des rapports H002/H001 et H004/H003 de la chlorite semblent surtout changer au niveau des contacts géologiques (Figs 4.27 à 4.32, 4.37 et 4.38). Les valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite dans les roches sédimentaires du nord-est de la Gaspésie (Tab. 4.2) sont légèrement supérieures et plus variables, d'une unité stratigraphique à l'autre, que les

valeurs observées dans l'île d'Anticosti (Tab. 4.1). En effet, malgré que les valeurs inférieures du rapport H002/H001 soient similaires (≈ 1), ces valeurs du rapport peuvent légèrement dépasser le nombre 5,0 dans les séries du nord-est de la Gaspésie (Fig. 4.42) alors qu'elles n'atteignent pas la valeur de 3,25 dans la fraction fine des strates de l'île d'Anticosti (Fig. 4.23). Ces résultats suggèrent que la chlorite de la fraction fine des séries du nord-est de la Gaspésie est plus riche en fer que la chlorite de la même fraction de l'île d'Anticosti.

Dans la fraction grossière, les gammes de valeurs individuelles du rapport H002/H001 de la chlorite, et en conséquence les proportions de fer dans la structure, sont plus similaires entre les deux régions que dans la fraction fine. D'après le programme de simulation de Reynolds (1985), pour une chlorite simulée symétrique, le nombre de cations de fer est généralement inférieur à 1 (maximum de 3 possibles par demi-maille) dans la majorité des échantillons du nord-est de la Gaspésie (Fig. 4.42: rapport H002/H001 $\leq 3,0$). Toutefois, les échantillons montrant des valeurs du rapport plus grandes que 4,0 (Appendice 11C: Formation de York River) suggèrent que la chlorite contient plus de 1,5 cation de fer par demi-maille, ce qui laisse soupçonner la présence d'une néoformation argileuse.

Lorsque les préparations de la fraction fine sont glycolées (Fig. 4.42B), le rapport H002/H001 de la chlorite de la fraction grossière (2 - 16 μm) reste aussi bien corrélé à celui de la fraction fine que sur les préparations naturelles (Fig. 4.42A), mais les valeurs du rapport ont tendance à augmenter (Fig. 4.42B). Trois hypothèses peuvent expliquer ce phénomène:

- a) la couche hydroxyde de la chlorite est incomplète et la saturation au glycol d'éthylène a pour effet de régulariser le réseau de la chlorite et d'augmenter les valeurs des rapports de hauteur des pics pair/impair,
- b) un petit pic de smectite est caché sous le pic à 14 Å de la chlorite et y ajoute de l'intensité, puis est confondu avec le bruit de fond du diffractogramme, donc non-comptabilisé dans les pourcentages relatifs des minéraux, lorsque la préparation glycolée le déplace,
- c) le glycol d'éthylène absorbe une partie des rayons-X.

En effet d'après Reynolds (1980), le glycol d'éthylène absorbe de façon non linéaire, en fonction de l'angle d'incidence sur la préparation, une partie du rayonnement des rayons-X. De plus, nos travaux ont montré que la fraction argileuse dans plusieurs puits (puits Gaspé Sud, Gaspé Nord et Douglas) pouvait être contaminée par de la boue de forage riche en smectite. Les deux dernières hypothèses sont donc tout aussi probables, ce qui conduit à une indétermination.

A l'exclusion de quelques valeurs anormalement élevées dans la fraction grossière des grès de la Formation de York River, et d'une valeur anormalement basse dans la Formation d'Indian Cove, les valeurs du rapport H004/H003 de la chlorite dans la fraction grossière (2 - 16 μm) sont bien corrélées aux valeurs du rapport H004/H003 de la chlorite dans la fraction fine des argiles (< 2 μm) (Fig. 4.43). Ce résultat suggère une origine commune et probablement détritique pour la chlorite dont les variations des valeurs du rapport H004/H003 de la chlorite résulteraient de changement dans les apports.

De la même façon que le démontre la comparaison des valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite (Fig. 4.42), la saturation au glycol d'éthylène produit une augmentation des valeurs du rapport H004/H003 et de leur coefficient de corrélation entre fractions (Fig. 4.43B), même si le nombre des points exclus du calcul de la droite de régression est moindre qu'avec les préparations naturelles (Fig. 4.43A).

Le rapport H004/H003 de la chlorite est surtout influencé par le fer dans la couche silicatée. De plus, la smectite ne montre pas de réflexions aux angles correspondant aux pics 003 et 004 de la chlorite qui peuvent influencer son rapport H004/H003. L'absorption différentielle d'une partie des rayons-X en fonction de l'angle de diffraction (Reynolds, 1980) devient donc l'hypothèse la plus probable pour expliquer l'augmentation des valeurs du rapport H004/H003 produit par la saturation au glycol d'éthylène.

C) Corrélations entre les valeurs du rapport des hauteurs de pics H002/H001 et
H004/H003 en fonction des unités stratigraphiques

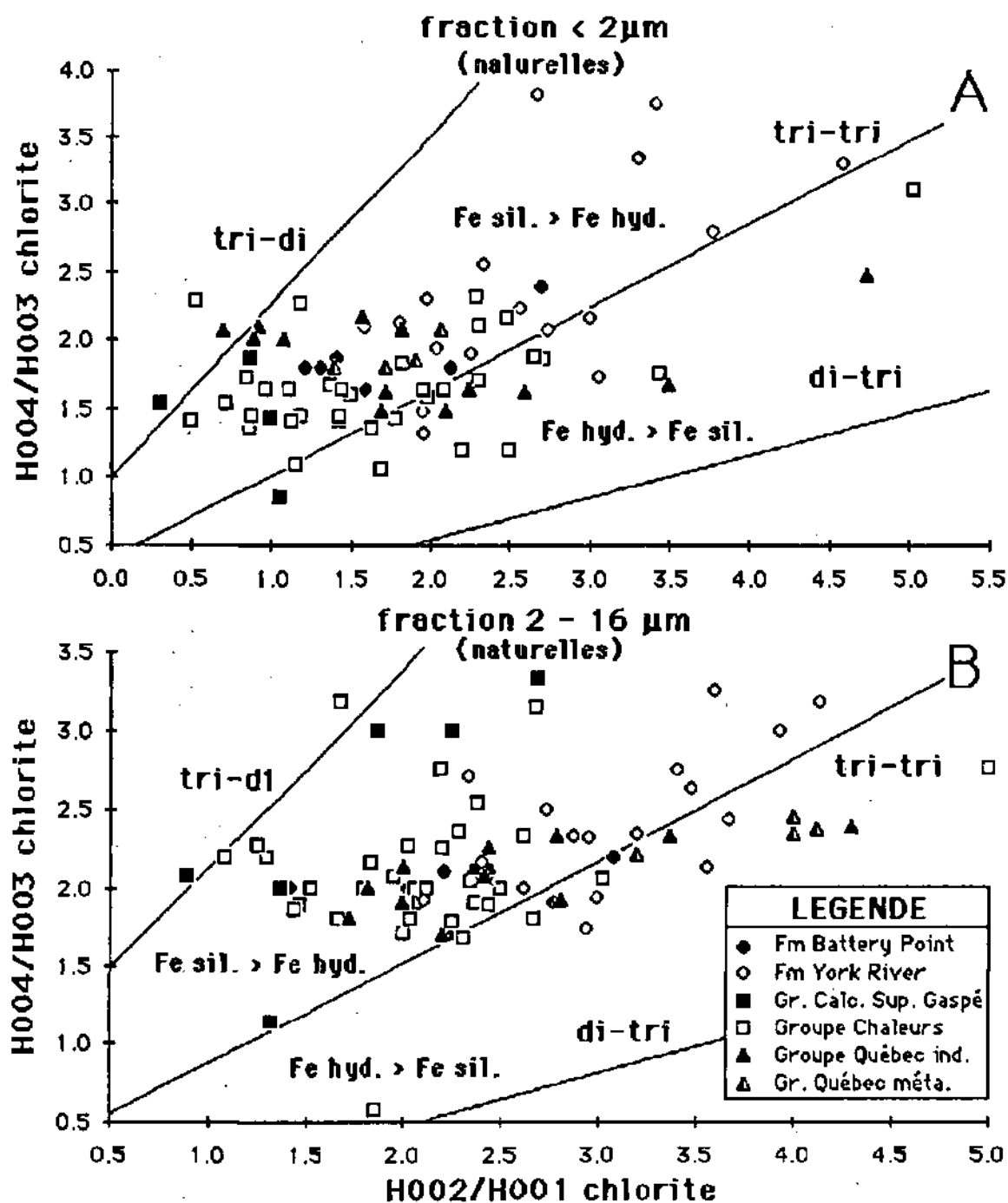


Figure 4.44. Valeurs individuelles du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction du rapport H002/H001 sur préparations naturelles: A) fraction fine des argiles (< 2 μm) et B) fraction grossière (2 - 16 μm). Les lignes sont les lieux des chlorites symétriques (Reynolds, 1985) et asymétriques. Voir les abréviations dans la figure 4.25. Diagramme adapté de Chagnon (1987).

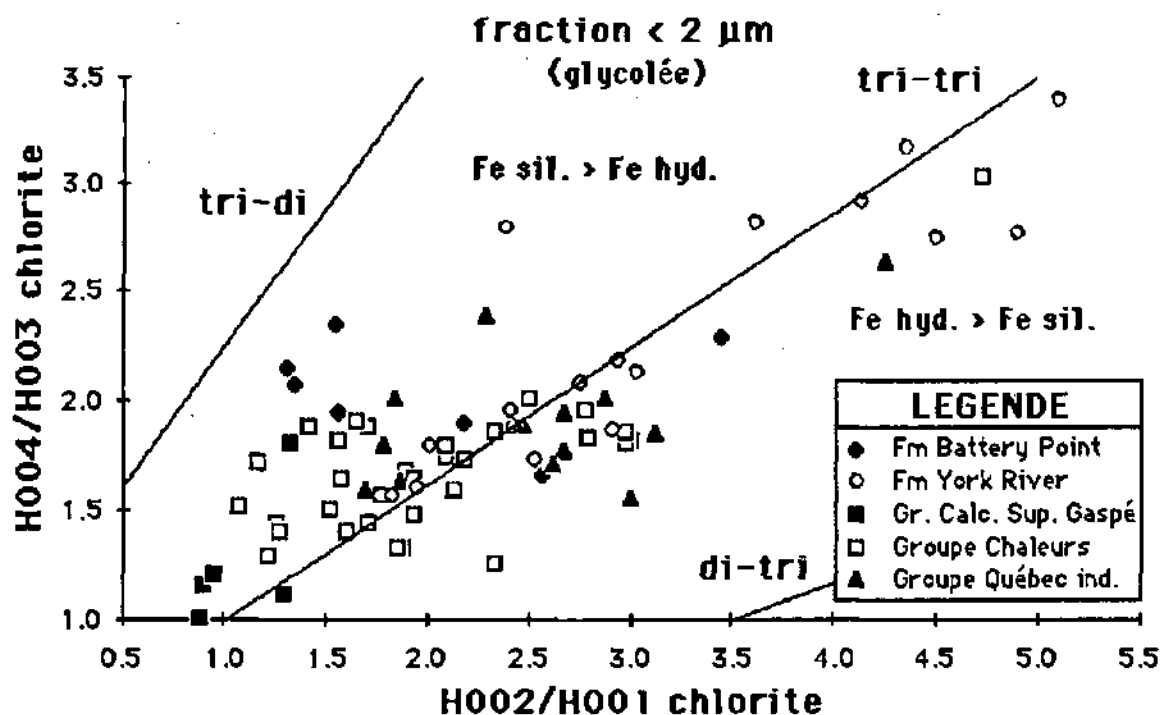


Figure 4.45. Valeurs individuelles du rapport H004/H003 de la chlorite en fonction du rapport H002/H001 sur préparations saturées au glycol d'éthylène, pour la fraction fine des argiles (< 2 μm). Mêmes abréviations que la figure 4.25. Diagramme adapté de Chagnon (1987).

Sans les valeurs élevées du rapport H004/H003 de la chlorite de la fraction inférieure à 2 μm (7 points dans la Fig. 4.44A), ce rapport ne montrerait aucune corrélation avec le rapport H002/H001 des préparations naturelles. Dans la fraction grossière (2 - 16 μm), aucune relation n'est observée (Fig. 4.44B). Cette répartition des valeurs des rapports suggère donc, surtout pour la fraction fine, que deux populations de chlorite sont présentes dans nos échantillons. Dans la petite population aux valeurs de rapport élevées, l'échantillon du Groupe de Chaleurs est situé dans la Formation de Burnt Jam Brook (Figs 4.37 et 4.38: puits York). Ceux du Groupe de Québec sédimentaire sont tous situés près de la discordance taconique et ils proviennent soit de la coupe de Cap-des-Rosiers ou de celle de Rivière-au-Renard (Figs 4.27 et 4.28). Dans la fraction grossière (Fig. 4.44B), des roches métamorphiques sont trouvées à la base du puits Gaspé Nord (Fig. 4.20). Les échantillons de la Formation de York River proviennent de la base de la formation, généralement le Membre de l'Anse-à-Brillant, des puits Gaspé Nord, Gaspé Sud et Douglas (Figs 4.29 à 4.34).

La chlorite de la fraction grossière est légèrement plus riche en fer que la chlorite dans la fraction fine, fer dont la distribution est aussi plus symétrique entre la couche silicatée et la couche hydroxyde. En effet, les rapports sur les deux axes sont plus grands dans la fraction grossière (Fig. 4.44B) que dans la fraction fine (Fig. 4.44A) dans toutes les formations. Les valeurs moyennes du tableau 4.2 suggéraient la même conclusion. L'écart absolu entre le nombre de cations de fer dans les deux couches n'est toutefois pas nécessairement différent en fonction des deux fractions, car la fraction fine est globalement plus pauvre en fer que la fraction grossière de la chlorite.

Une saturation au glycol d'éthylène de la fraction fine des argiles a pour effet de rendre la chlorite de la majorité des unités stratigraphiques beaucoup plus symétrique (Fig. 4.45). Les améliorations les plus marquées de la symétrie (entre la couche hydroxyde et la couche silicatée) sont observées dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, dans les échantillons à chlorite très ferrifères des Grès de Gaspé et dans la chlorite associée au bitume de réservoir de la base du puits Gaspé Sud, dans le Groupe de Québec (Fig. 4.45).

La distribution des points dans les figures 4.44 et 4.45 suggère, qu'à l'exception des quelques échantillons à valeurs élevées des rapports, la chlorite des séries siluro-dévonienne, vraisemblablement détritique, est surtout héritée des séries cambro-ordoviciennes sédimentaires. D'autre part, la similarité des rapports H002/H001 et H004/H003 de la chlorite entre les roches vertes cambro-ordoviciennes et les roches à valeurs élevées des Formations de York River et de Burnt Jam Brook suggère que ces niveaux détritiques pourraient être hérités d'un arrière-pays de nature volcanique ou mafique (Figs 4.44A et 4.45). Toutefois:

- a) la similitude des valeurs des rapports H002/H001 et H004/H003 de la chlorite dans les deux fractions granulométriques et
- b) l'occurrence du même type de chlorite dans les échantillons du Groupe de Québec, prélevés au niveau de la discordance taconienne et associés à des bitumes de réservoir tardifs,

favorisent plutôt l'hypothèse de phénomènes de néoformation lors de la diagenèse.

- c) que les Formations de Forillon et d'Indian Cove, les plus distales dans le milieu marin, contiennent la chlorite la plus pauvre en fer dans la couche hydroxyde.

En effet, les segments de droite reliant les points symbolisant les valeurs moyennes des rapports pair/impair des fractions fine et grossière de la chlorite sont, par unité stratigraphique, grossièrement parallèles à la droite des chlorites symétriques (Fig. 4.46), un phénomène identique à celui qui est observé dans l'île d'Anticosti (Fig. 4.25).

Les valeurs du rapport H002/H001 de la chlorite des formations siluro-dévonienues suggèrent, pour des chlorites symétriques, entre 0,3 et 0,6 cation de fer dans la fraction fine et entre 0,6 et 0,8 cation de fer par demi-maille dans la fraction grossière. Bien que la Formation de York River soit un peu plus riche en fer, entre 0,8 et 1,0 cation de fer, la même évolution des rapports est observée entre les fractions granulométriques (Fig. 4.46). Seuls les échantillons anormalement riches en fer de la Formation de York River font carrément exception à cette règle (Fig. 4.46). En effet, ces chlorites contiennent environ 1,5 cation de fer par demi-maille, sur un total de 3 cations dans la couche octaédrique d'une chlorite trioctaédrique symétrique. Or, contrairement à toutes les autres formations, lorsque le rapport H002/H001 augmente légèrement de la fraction fine à la fraction grossière, le rapport H004/H003 de la chlorite diminue considérablement.

L'évolution de la composition de la chlorite en fonction des environnements de dépôts dans le nord-est de la Gaspésie est très différente de l'évolution observée dans l'île d'Anticosti (Fig. 4.25). En effet, dans l'île d'Anticosti (Fig. 1.4), la chlorite devient moins ferrifère lorsque les milieux de dépôts sont plus proximaux (Fig. 4.25). Ce phénomène ne se produit pas dans la Gaspésie (Fig. 4.46). En effet, dans les environnements de dépôts proximaux ou littoraux (Formation de York River), la chlorite est plus ferrifère que dans les milieux marins (Groupe de Chaleurs indifférentiel, Formations de Roncelles, d'Indian Point et Calcaires Supérieurs de Gaspé: Fig. 4.46). La chlorite s'altère même au point d'être en grande partie dissoute dans ces milieux marins distaux, car malgré un échantillonnage abondant il ne reste que quelques échantillons qui contiennent encore de la chlorite dans les Formations de Forillon et d'Indian Cove (Fig. 4.46). Les environnements de bordure de la plate-forme gaspésiennes ne sont pas

assez dégradants pour transformer les chlorites ferrifères en chlorites plus magnésiennes, comme elles semblent s'être transformées en grande quantité dans les environnements de dépôts littoraux de l'île d'Anticosti.

En utilisant les préparations saturées au glycol d'éthylène, la fraction inférieure à 2 μm montre des déplacements des valeurs moyennes du rapport H002/H001 parallèles à l'abscisse, en direction des chlorites plus riches en fer. Ce phénomène suggérerait que les chlorites sont généralement plus symétriques (Fig. 4.46). Or, il n'en est rien. En effet, Reynold (1980, Fig. 4.1), montre que la saturation au glycol d'éthylène d'une préparation n'a pas un effet constant pour tous les angles de diffraction des rayons-X. Ce phénomène a réellement pour effet d'augmenter le rapport H002/H001 de la chlorite.

4.2.2.4 La corrensite

Dans le nord-est de la Gaspésie, la corrensite n'est observée que dans le puits Douglas. Dans cet échantillon de la Formation de Griffon Cove River, qui est un grès de base à fragments volcaniques au-dessus de la discordance taconienne, la corrensite forme une part importante de la phase argileuse (Figs 4.31 et 4.32). D'après les interprétations faites à partir de la minéralogie des argiles et de la matière organique (3.3.3.3: conclusion 3), cette corrensite est observée juste au-dessus des roches du Groupe de Québec qui furent le lieu d'une néoformation de micas glauconieux très mal cristallisés, dans un réservoir d'hydrocarbures maintenant altérés en bitumes solides. La corrensite est très probablement d'origine néoformée et les mécanismes pouvant expliquer sa présence corroborent ces interprétations.

4.2.3 Conclusions préliminaires

1 - D'après les données de la littérature, la smectite caractérisait les Grès de Gaspé et les Calcaires Supérieurs de Gaspé dans plusieurs puits (Tab. 1.3C, 1.3D et 1.3E). Cette smectite montrait systématiquement une distance interfoliaire de 12 Å. Ce résultat est un artéfact sans doute causé par la présence de smectite dans la boue de forage. La smectite est si indurée dans les échantillons séchés, que seul un lavage très vigoureux a pu éliminer.

Les niveaux de maturation thermique atteints dans les séries des puits du nord-est de la Gaspésie sont conséquemment, en terme de minéralogie des argiles, beaucoup plus semblables entre eux que le suggéraient les résultats des tableaux 3A à 3E.

2 - A l'exclusion de celui des Calcaires Supérieurs de Gaspé, le matériel illitique des séries siluro-dévonienues semble fortement influencé par l'héritage et peu touché par la diagenèse d'enfouissement (Fig. 4.39A). Dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé, les valeurs du rapport H002/H001 du rare matériel présent (fig. 4.41) suggèrent que l'illite et les interstratifiés illite-smectite sont de type glauconieux, c'est-à-dire beaucoup plus riches en fer qu'une illite normale, et qu'ils sont néoformés ou qu'ils dérivent de l'altération de la chlorite (Tab. 4.2). D'autre part, l'illite des séries de la Ceinture taconique montre des évidences d'une altération thermique avancée (Fig. 4.39A).

3 - Dans certains cas toutefois, on observe des évidences de rétro-morphisme, phénomène vraisemblablement causé par des fluides tardifs. Ceux-ci ont apparemment diminué le degré de maturation original des séries en formant de micas nouveaux (Fig. 4.40).

Dans les séries du Groupe de Québec, à la base du puits Douglas, la minéralogie des argiles et les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite (Tab. 4.2 et Fig. 4.40) confirment l'hypothèse de la présence d'un réservoir d'hydrocarbures altérés en bitumes solides (3.3.3.3: conclusion 3), réservoir colmaté par du matériel illitique, après la migration qui y a introduit les hydrocarbures. Ce colmatage est probablement associé avec l'altération des hydrocarbures in situ, et la formation de corrensite dans les roches couvertures de ce réservoir (Figs 4.31 et 4.32).

4 - Les valeurs de l'indice d'aigu de l'illite suggèrent que la diagenèse d'enfouissement n'a dépassé dans aucun des puits le stage de la catagenèse (Tab. 4.2). La Formation de Shiphead, du milieu des Calcaires Supérieurs de Gaspé, n'aurait pas traversé la limite inférieure de la fenêtre à huile potentielle. Ces résultats sont similaires à ceux des auteurs antérieurs (Tab. 1.3).

5 - Les courbes d'évolution qui sont similaires entre les teneurs en chlorite dans la fraction fine et dans la fraction grossière (Fig. 4.39B), la composition en fer de la chlorite, telle que

vue par les rapports pair/impair des raies de la chlorite dans les deux fractions granulométriques (Figs 4.42 à 4.46) suggèrent que la chlorite des séries siluro-dévonienues, à l'exception peut-être de celle des Calcaires Supérieurs de Gaspé, est héritée de la chlorite des séries cambro-ordoviciennes du Groupe de Québec.

6 - Par contre, la comparaison des rapports pair/impair de la chlorite (Figs 4.44 à 4.46) montre que l'influence des environnements de dépôts sur la composition de la chlorite n'est pas la même dans les séries gaspésiennes que dans les séries de l'île d'Anticosti. En effet, nos résultats suggèrent que les environnements de dépôts littoraux (Grès de Gaspé) ou peu profonds (Groupe de Chaleurs) de la Gaspésie sont moyennement riches en fer et probablement plus ouverts que les environnements équivalents de l'île d'Anticosti.

La composition de la chlorite de ces séries siluro-dévonienues se compare à celle des séries cambro-ordoviciennes sédimentaires (Fig. 4.46), formées sur une marge continentale passive de type Atlantique (Fig. 1.1B). D'autre part, dans des milieux de dépôts éloignés des côtes et vraisemblablement saturés en silice des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 1.10), la composition de la chlorite et la minéralogie des argiles suggèrent un chimisme dans les réactions qui favorise la dissolution de la chlorite ferrifère au profit d'une chlorite pauvre en fer (Fig. 4.46) et la néoformation de micas ferrifères glauconieux, riches en fer et mal cristallisés (Fig. 4.41).

Dans les formations siluro-dévonienues de milieux de dépôts marins proximaux, la composition de la chlorite dans la fraction fine est intermédiaire entre la chlorite héritée et la chlorite très altérée des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Fig. 4.46).

7 - Les variations de la composition minéralogique de la phase argileuse et des rapports de pics de diffraction des rayons X sur l'illite et la chlorite sont donc surtout le reflet de changements d'apports dans les milieux de sédimentation, de la proximité des arrière-pays et des conditions physico-chimiques dans les environnements de dépôts et les milieux diagénétiques. Elles ne sont que faiblement reliées à des phénomènes de diagenèse d'enfouissement.

5. CORRELATION ENTRE LES INDICATEURS THERMIQUES

5.1 INTRODUCTION

Les indicateurs géochimiques du kérogène et de la minéralogie des argiles confirment-ils le niveau du rang des séries, déduit à partir de la réflectance de la matière organique (1.2.5.5 et 1.3.5.5)? Voilà l'une des questions importantes posées dans les conclusions des travaux antérieurs. L'étalonnage des indicateurs de rang est une condition préalable à une vérification mutuelle (1.1.1). La réflectance de la vitrinite étant le standard des échelles de rang, le pouvoir réflecteur de la télinite, le type de vitrinite employée dans nos travaux, sert de référence pour tenter d'étalonner les indicateurs de la pyrolyse et ceux de la minéralogie des argiles.

5.2 LA PYROLYSE EN TEMPERATURE PROGRAMMEE

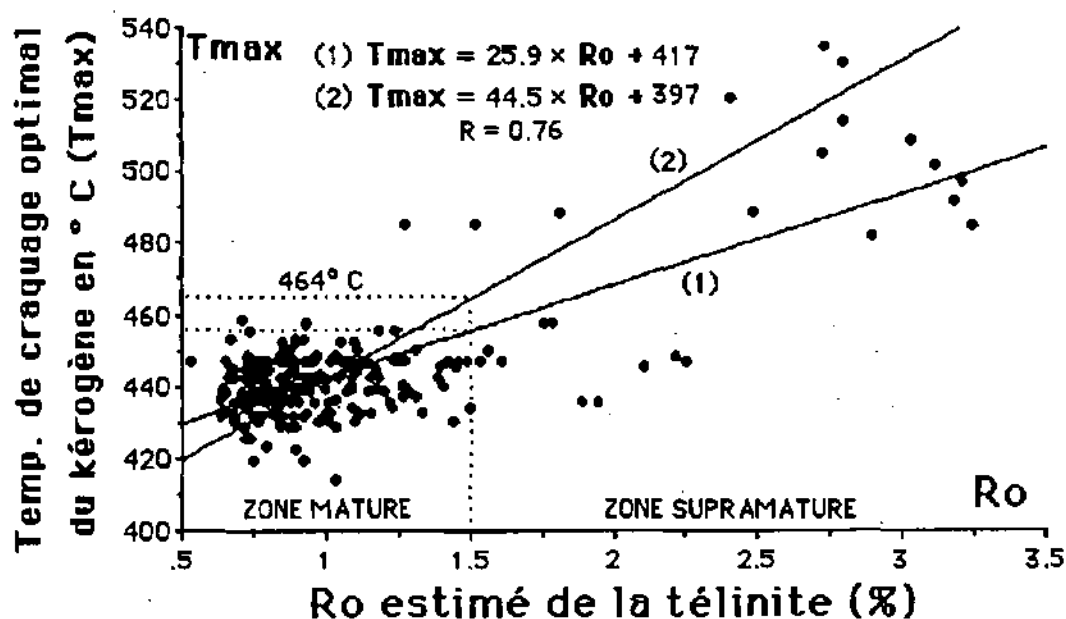


Figure 5.1. Température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). Echantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie. Les échantillons des Grès de Gaspé dont la matière organique est remaniée ($T_{max} > 465^\circ\text{C}$), et quelques échantillons anormaux des Formations de Romaine, de Mingan et de Vauréal sont exclus. (1) Droite de régression de T_{max} en fonction de R_o . (2) Droite de régression de R_o en fonction de T_{max} . Effectif total des échantillons mis en plan (n) = 266.

La figure 1.7 montre les corrélations entre deux indicateurs de la pyrolyse en température programmée: la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) et l'indice de production (IP). Dans les paragraphes qui suivent, les données relatives à ces indicateurs sont examinées en vue d'un éventuel étalonnage avec la réflectance. L'indice d'hydrogène y est également évalué en tant qu'indicateur valable dans nos régions. Finalement, la signification du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) est étudiée par rapport au rang des séries.

5.2.1 La température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$)

Bien que la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) soit un indicateur de qualité médiocre, elle donne des résultats utiles dans les séries de subsurface de l'île d'Anticosti (3.4.1.2.2: observations 4 et 5; 3.4.1.2.3: conclusions 2 et 3; Fig. 3.55). Elle suggère toutefois des niveaux de maturation inférieurs à la réflectance de la matière organique. Si quelques valeurs anormalement basses observées dans les niveaux réservoirs (*Formations de Mingan et de Romaine*) et quelques autres résultats d'analyses aberrants sont exclus, une corrélation très significative est observée entre le pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o) et la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$):

$$(\text{éq. 5.1}) \quad T_{\max} = 21,2 R_o + 418; \quad R = 0,70.$$

Dans les échantillons de la surface de la Gaspésie, la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) permet de distinguer les séries matures siluro-dévonniennes des séries supramatures du Groupe de Québec (3.4.2.1.2: observations 9 et 10; Figs 3.59 et 3.62). En subsurface, la valeur de $T_{\max}$ semble tantôt reliée, tantôt indépendante de la maturation thermique.

Si les échantillons des Grès de Gaspé contenant de la matière organique remaniée sont exclus, une corrélation très significative est observée entre le pouvoir réflecteur (R_o) et la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$). L'équation de régression:

$$(\text{éq. 5.2}) \quad T_{\max} = 25,4 R_o + 420; \quad R = 0,82$$

est alors très similaire à celle obtenue avec les données provenant de l'île d'Anticosti (éq. 5.1). Les deux équations n'étant pas statistiquement différentes, les données des deux régions sont

regroupées (Fig. 5.1). Bien que la corrélation entre ces deux variables soit très significative, la grande dispersion des valeurs individuelles autour des droites de régression et l'écartement de ces deux droites corroborent les conclusions du chapitre 3.4. Dans ce bassin, la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$) est un indicateur assez grossier de maturation thermique. Dans la gamme des valeurs du pouvoir réflecteur équivalente à la zone mature, seulement deux valeurs de $T_{\max}$ sont plus grandes que 460°C (< de 1% des échantillons). Par contre, dans la gamme des valeurs équivalentes à la zone supramature, 40 pour-cent des valeurs de $T_{\max}$ sont inférieures à 460°C (10 points sur 25). Dans les deux cas, ces valeurs sont anormales. La figure 5.1 montre que l'orientation des droites sur le diagramme est essentiellement contrôlée par les quinze autres points. Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent (3.4.1.2.3: conclusion 3), l'omniprésence de bitume solide dans les échantillons est probablement la cause de ce phénomène. Si tous les échantillons contenant des bitumes étaient exclus, le diagramme serait réduit à quelques échantillons du début de la zone mature.

Ces résultats soulignent l'impossibilité de corroborer les valeurs de la réflectance avec celles de la température de craquage optimal du kérogène, sauf d'une façon générale. Toutefois, même si les valeurs individuelles sont très dispersées, les valeurs estimées de $T_{\max}$, du début et de la fin de la zone mature (sur les droites de régression de la Fig. 5.1), ne sont que légèrement plus basses (419 à 464°C), que celles suggérées dans la littérature (Fig. 1.7: 435 à 465°C).

5.2.2 Le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2)

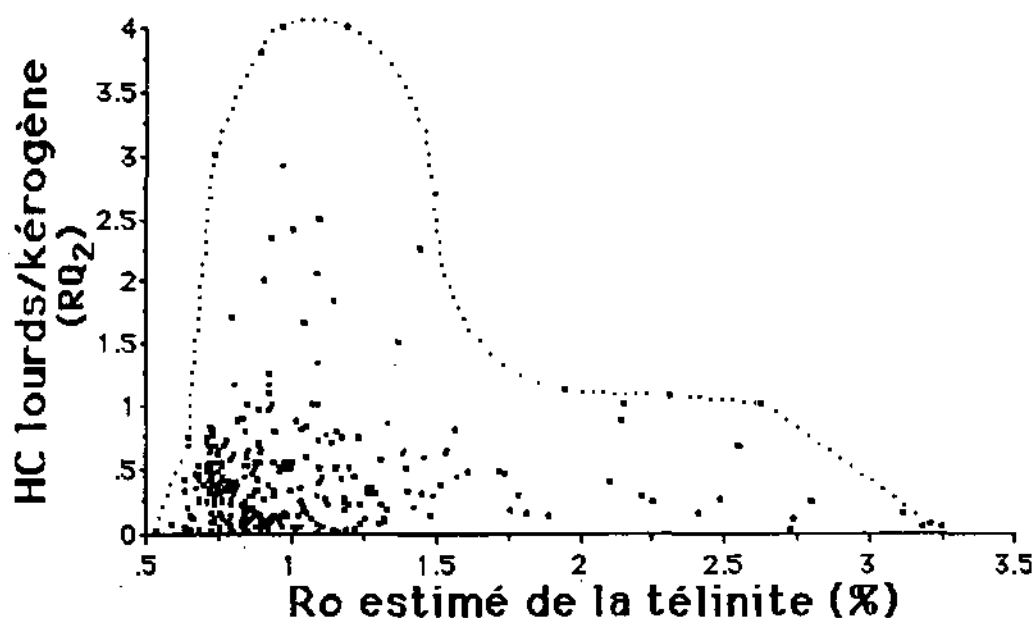


Figure 5.2. Rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). Échantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie ($n = 317$). Trois échantillons de la Formation de Romaine du puits ARCO sont exclus.

Les résultats obtenus avec les données de surface de l'île d'Anticosti suggèrent l'hypothèse que le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) est à la fois relié à la lithologie, parce que corrélé à l'indice d'oxygène (Fig. 3.47), et à la maturation thermique, parce que corrélé à l'indice de production (Fig. 3.48) (3.4.1.2.2: observations 5 à 7). En couvrant une gamme de pouvoirs réflecteurs plus large, les données de subsurface suggèrent de rejeter cette hypothèse (3.4.1.2.2: observations 6 et 7). Les résultats de la surface de la Gaspésie vont dans le même sens (3.4.2.1.2: observations 7 et 8; 3.4.2.1.3: conclusion 9; Figs 3.58 et 3.61) alors que ceux de la subsurface suggèrent à nouveau que RQ_2 est en partie un indicateur de rang (3.4.2.2.2: observations 4 et 5; 3.4.2.2.3: conclusions 4; Figs 3.72 et 3.73).

Un diagramme de variations du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite permet d'expliquer la divergence de ces résultats (Fig. 5.2). Bien qu'elles soient très variables à tous les niveaux de maturation thermique, les valeurs de RQ_2 sont plus grandes pour les valeurs de pouvoir réflecteur

comprises entre 0,75 et 1,5 pour-cent. La variable RQ_2 indique qu'il y a ou qu'il n'y a pas de relation avec l'enfouissement des séries en fonction de la gamme des valeurs de la réflectance d'une série ou d'un puits.

Cette distribution des valeurs de RQ_2 , en fonction du pouvoir réflecteur, n'est pas sans rappeler la distribution classique des extraits organiques, en fonction de l'enfouissement ou de la maturation thermique, suggérée dans la littérature (Tissot et Welte, 1978, pp. 180-183).

Ces résultats suggèrent que c'est probablement la forme du profil du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) qui est un indicateur grossier de la maturation thermique. Les valeurs de ce rapport ne sont donc pas des indicateurs univoques du rang des séries, comme l'est théoriquement la température de craquage optimal du kérogène (Espitalié et al., 1977).

5.2.3 L'indice de production (IP)

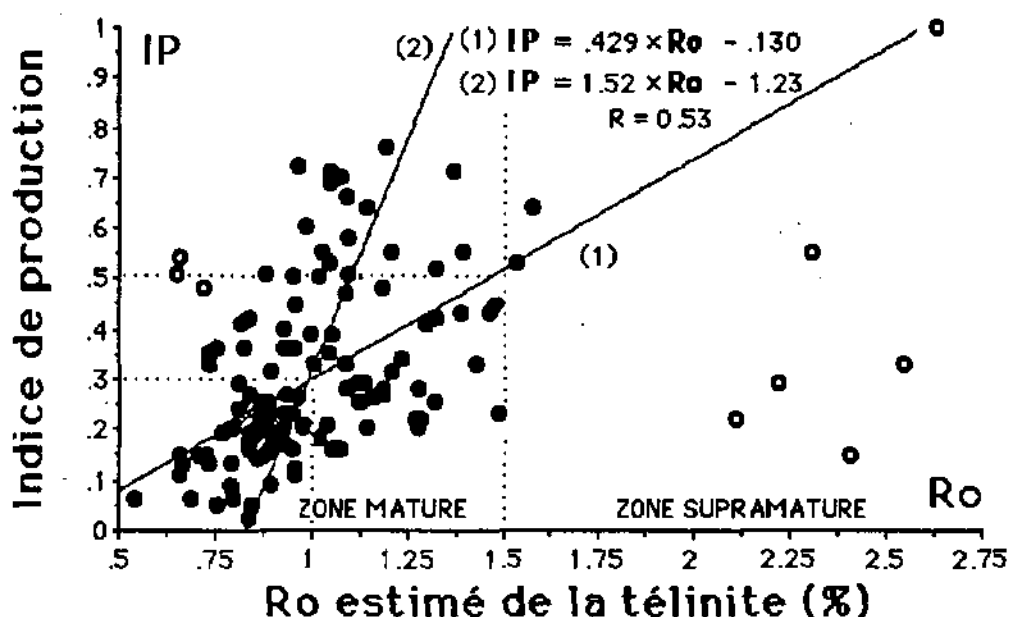


Figure 5.3. Indice de production (IP) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). Échantillons de surface et de subsurface du nord-est de la Gaspésie. Les échantillons remaniés des Grès de Gaspé et ceux du Groupe de Québec sont exclus du diagramme. Les échantillons pointés (9/119 analyses) sont exclus des calculs des droites de régression (Groupe de Chaleurs de la base des puits SunnyBank, Gaspé Nord et York et 3 échantillons de surface des Grès de Gaspé). Droite de régression de IP en fonction de R_o (1) et de R_o en fonction de IP (2).

Dans les séries de l'île d'Anticosti, l'indice de production n'est pas du tout corrélé au pouvoir réflecteur estimé de la télinite. Une corrélation entre ces deux variables n'est observée que dans le nord-est de la Gaspésie si, et seulement si, les analyses portant sur les échantillons du Groupe de Québec sont exclues (Fig. 5.3).

Bien que statistiquement très significatif ($p_{R=0} \leq 0,0001^1$), le coefficient de corrélation est beaucoup trop bas pour faire de la droite de régression de la figure 5.3 une base robuste d'équivalence entre l'indice de production et le pouvoir réflecteur estimé de la télinite. Le hasard de l'échantillonnage explique l'occurrence de l'intersection des deux droites de régression au niveau du seuil supérieur de la fenêtre à huile potentielle (Fig. 5.3: $IP = 0,30$ pour $R_0 = 1,0\%$). Lorsque les valeurs de l'indice de production estimées avec une réflectance de la vitrinite de 1,35 pour-cent sont comparées avec celle prévue par Espitalié (1984: $IP = 0,4$ pour $R_0 = 1,35\%$; voir Fig. 1.7), elles s'avèrent supérieures à celle-ci et très variables (IP compris entre 0,45 et 0,82). L'imprécision des estimés de l'indice de production est encore plus grande à la limite inférieure et supérieure de la zone mature (Fig. 5.3).

D'après Tissot et Welte (1978), cet indicateur ne s'interprète que s'il est utilisé dans un puits, sur un profil de valeurs établi en fonction de la profondeur. Ces valeurs résultent de l'effet combiné de la production d'hydrocarbures par le kérogène en place, de leur migration, de leur expulsion et de la production qui résulte du craquage des hydrocarbures lourds (Fig. 5.2).

¹ probabilité (P) que le coefficient de corrélation (R) soit égal à 0 est inférieure ou égale à 0,0001.

5.2.4 L'indice d'hydrogène (IH)

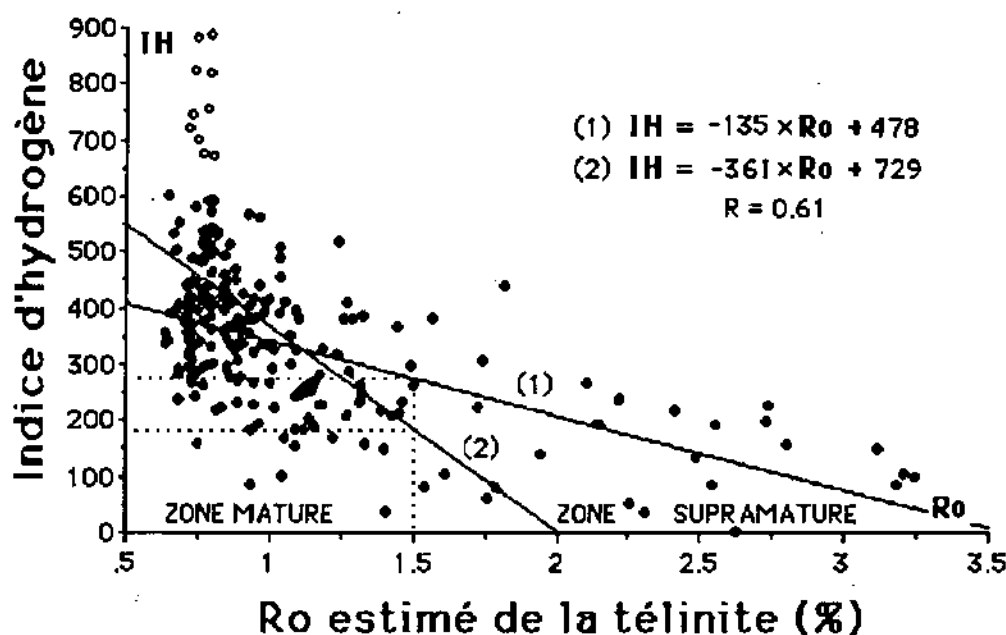


Figure 5.4 Indice d'hydrogène (IH), en mg hydrocarbures/g de carbone organique, en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o). Échantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie ($n = 219$). Les échantillons des Grès de Gaspé sont exclus. Les points blancs sont exclus du calcul des droites de régression ($IH > 650$). (1) Estimé de IH en fonction de R_o . (2) Estimé de R_o en fonction de IH.

Les analyses des échantillons de la surface (3.4.1.1.2: observation 3; 3.4.1.1.3: conclusion 1; Fig. 3.43) et celles de certains puits de l'île d'Anticosti (3.4.1.2.2: observations 2 et 3; Figs 3.50, 3.51, 3.53; 3.4.1.2.3: conclusion 2; Fig. 3.55) indiquent que les variations de l'indice d'hydrogène sont en partie fonction de la maturation thermique des séries. En effet, bien que statistiquement très significative, l'équation suivante:

$$(eq. 5.3) \quad IH = -154 \times R_o + 498; \quad R = 0,7$$

montre un coefficient de corrélation assez bas.

Les valeurs de l'indice d'hydrogène dans les échantillons de surface de la Gaspésie sont à la fois reliées aux facies lithologiques et à la maturation thermique des séries (3.4.2.1.2: observations 3 à 5; Fig. 3.56; 3.4.2.1.3: conclusions 5 et 6). Les Grès de Gaspé montrent en général des valeurs plus faibles de l'indice d'hydrogène que les autres groupes des séries

siluro-dévonienues. Les données de subsurface corroborent les conclusions tirées des données de la surface (3.4.2.2.2: observations 2 et 3). Les équations suivantes, vu leur coefficient de corrélation respectif assez bas:

$$\text{(éq. 5.4) } IH = -121 \times R_o + 457; R = 0,65$$

$$\text{(éq. 5.5) } IH = -167 \times R_o + 507; R = 0,63$$

sont l'expression de la relation imparfaite qui existe entre la maturation thermique et l'indice d'hydrogène. L'équation 5.4 inclut le Groupe de Québec et les séries siluro-dévonienues, l'équation 5.5 exclut le Groupe de Québec. Aucune corrélation significative n'est observée entre l'indice d'hydrogène et la réflectance dans les échantillons de kérogène de Type III des Grès de Gaspé.

Comme avec la température de craquage optimal du kérogène ($T_{\max}$), des analyses de régression de l'indice d'hydrogène, pour les kérogènes de Type II, en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite, donnent dans les deux régions des équations très similaires. La figure 5.4 ne regroupe donc que les données portant sur les séries carbonatées et siliciclastiques fines des deux régions. Les deux droites de régression calculées montrent bien la diminution de l'indice d'hydrogène en fonction de l'augmentation de la réflectance, donc du rang atteint par les séries, comme le prévoient les données de la littérature (Tissot et Welte, 1978). Toutefois, la dispersion des valeurs individuelles et l'écartement des deux droites de régression montrent aussi que la prévision d'une variable par l'autre n'est pas très précise. A titre d'exemple, une valeur estimée de l'indice d'hydrogène à la fin de la zone mature ($R_o = 1,5\%$) est comprise entre 187 et 275, une variation de près de 50 pour-cent. De plus, pour un rapport atomique O/C moyen dans un kérogène de Type II ($O/C = 0,1$), les valeurs équivalentes du rapport atomique H/C, comprises entre 0,75 et 0,85 (éq. 2.3), sont un peu trop élevées. En effet, les valeurs proposées dans Héroux et al. (1979, Fig. 1) et Tissot et Welte (1978, Fig. II.5.1) sont comprises entre 0,45 et 0,7.

Comme tous les indicateurs de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) précédemment discutés, l'indice d'hydrogène ne permet que de corroborer grossièrement les résultats de la réflectance.

5.3 LA MINÉRALOGIE DES ARGILES

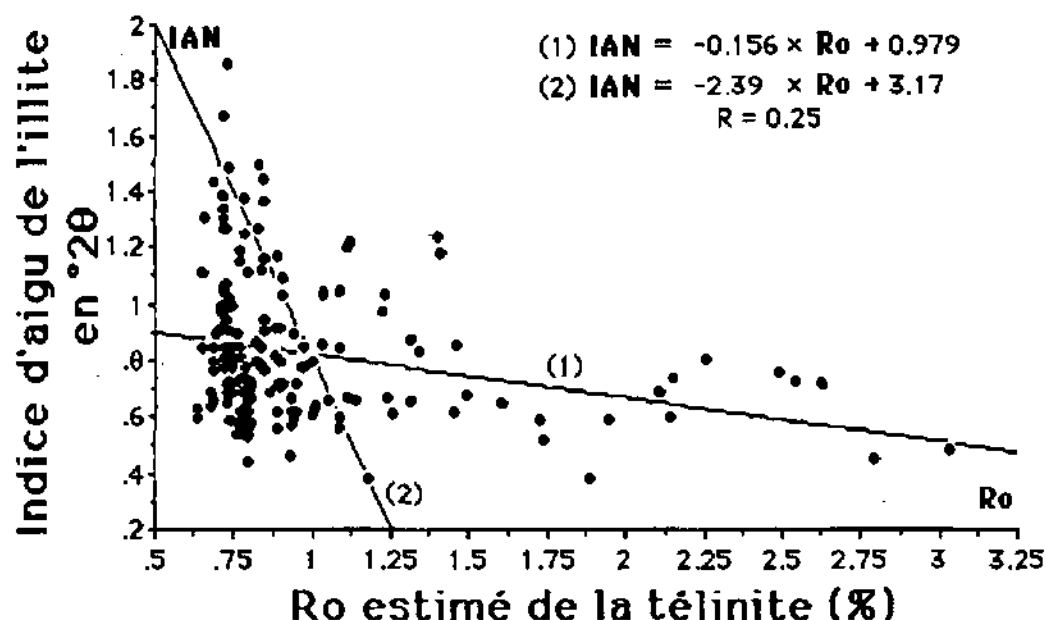


Figure 5.5 Indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles en ° 2θ (IAN), en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o) pour les échantillons de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti et de subsurface du nord-est de la Gaspésie ($n = 168$). Quatre valeurs prises sur des zones réservoirs sont exclues. (1) Droite de régression de l'estimé de IAN en fonction de R_o . (2) Droite de régression de l'estimé du R_o en fonction de IAN.

Le chapitre 4, sur la minéralogie des argiles a clairement démontré que la diagenèse n'a que peu affecté les différences minéralogiques entre les unités stratigraphiques des deux régions. La minéralogie des argiles semble surtout fonction de l'héritage et des environnements de dépôts (4.1.3 et 4.2.3). Les effets de la diagenèse d'enfouissement ne sont discernables que dans le puits ARCO (Figs 4.10, 4.11), dans lequel la réflectance atteint les valeurs les plus élevées.

En conséquence, aucun étalonnage entre les indicateurs de maturation thermique de la minéralogie des argiles (indice d'aigu de l'illite, pourcentage d'interstratifiés illite-smectite), et le pouvoir réflecteur estimé de la télinite n'avait une chance de succès. La figure 5.5 suffit à démontrer cette assertion. On y compare le pouvoir réflecteur estimé de la télinite et l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles, l'indicateur potentiel le plus couramment utilisé

dans la littérature. En effet, bien que l'indice d'aigu de l'illite montre une corrélation négative très significative ($p_R = 0$ compris entre 0,005 et 0,0001¹), comme le propose son auteur, Kübler (1968), les droites de régressions illustrées dans la figure 5.5 sont inutilisables pour prévoir un pouvoir réflecteur à partir d'une valeur donnée de l'indice d'aigu de l'illite ou vice-versa.

Dans les séries de l'île d'Anticosti et de la Gaspésie, l'héritage et les milieux de dépôts sont des facteurs beaucoup plus importants que la diagenèse d'enfouissement, pour expliquer les variations observées dans les minéraux argileux.

5.4 CONCLUSIONS PRELIMINAIRES SUR L'ETALONNAGE DES INDICATEURS DE MATURATION DU ROCK EVAL ET DES ARGILES AVEC LA REFLECTANCE

Ces tentatives d'étalonnage des valeurs de quatre indicateurs de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) et de la minéralogie des argiles permettent de déduire les conclusions préliminaires suivantes:

1) La température de craquage optimal du kérogène (T_{max}) et l'indice d'hydrogène (IH) sont les indicateurs du Rock Eval qui semblent être les mieux corrélés au pouvoir réflecteur estimé de la télinite. Bien que les coefficients de corrélation entre ces deux index et la réflectance soient très significatifs, ces deux variables ne sont que des indicateurs grossiers de la maturation thermique. Ils ne peuvent corroborer les résultats de la réflectance que de façon très générale.

2) Le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) est relié au pouvoir réflecteur de la télinite d'une façon semblable à celle des extraits organiques, en fonction de l'augmentation de la maturation thermique. Nos résultats suggèrent que les valeurs du rapport sont faibles lorsque la matière organique est immature, élevées lorsque que cette matière organique est dans la zone mature, fenêtre à huile potentielle et zone à gaz à condensats supérieure, et que les valeurs baissent considérablement dans la zone supramature.

¹p = la probabilité que le coefficient de corrélation soit égal à 0 est comprise entre 0,005 et 0,0001.

3) Nos résultats montrent que l'indice de production (IP) est très grossièrement relié à la réflectance estimée de la télinite dans la zone mature, mais qu'il ne change plus au-dessus de ce seuil de maturation thermique. Dans les régions étudiées, les valeurs de cet indicateur sont conséquemment inutilisables pour corroborer les résultats de la réflectance.

4) A l'exception de l'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles, aucune variable de la minéralogie des argiles ne montre une corrélation significative avec la réflectance estimée de la télinite. De plus, la relation observée avec l'indice d'aigu de l'illite est inutilisable pour servir à corroborer, sinon de façon très grossière, les résultats de la réflectance.

5) En conclusion, les valeurs des indicateurs potentiels de la maturation thermique du Rock Eval et des minéraux argileux sont soit entachées de sources d'erreurs, ou bien elles varient en fonction de plusieurs autres facteurs, sans qu'il soit possible d'isoler leurs effets respectifs.

6. HISTOIRE GEOLOGIQUE ET POTENTIEL EN HYDROCARBURES DE L'ÎLE D'ANTICOSTI ET DU NORD-EST DE LA GASPÉSIE

6.1 INTRODUCTION

Les zonations des valeurs de pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans l'île d'Anticosti et dans le nord-est de la Gaspésie (Figs 3.38 à 3.41) permettent de faire la zonéographie de la maturation thermique et des hydrocarbures. En effet, la télinite est une variété de vitrinite dont la réflectance n'est que légèrement supérieure à la vitrinite utilisée dans l'échelle standard illustrée dans la figure 1.7 (Alpern et Lemos de Sousa, 1970). Or, cette échelle est corrélée aux zones de formation des hydrocarbures. Dans le chapitre 3, on a donc pratiquement répondu à la première question posée dans la problématique de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie (1.2.5.5 et 1.3.5.5):

Quels sont les niveaux de maturation thermique atteints par ces séries, tant en surface qu'en subsurface?

Il s'agira donc, dans les paragraphes qui suivent, de traduire la zonation des valeurs de réflectance de la télinite en terme d'hydrocarbures potentiels dans chaque volume de strates.

Les résultats de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) permettent d'estimer le potentiel actuel en hydrocarbures des séries étudiées (3.4). Si nous y ajoutons les connaissances acquises sur la maturation thermique et les données de l'histoire géologique des séries sédimentaires des deux régions du bassin, on peut aussi répondre à la dernière question à multiples volets de cette problématique:

- a) Quel est le potentiel initial des séries en hydrocarbures?
- b) Quelle est la nature et la quantité des hydrocarbures générés?
- c) Quelle est la nature et la quantité des hydrocarbures expulsés de la roche mère?
- d) Où est la localisation probable des gisements?
- e) Quel est le ou les moments de ces phénomènes dans l'histoire géologique?

6.2 LA ZONEOGRAPHIE DES HYDROCARBURES

6.2.1 Dans l'île d'Anticosti

L'ensemble de la surface de l'île d'Anticosti a atteint le stade de la formation des huiles. En effet, la zonation des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite ne montre pas de valeurs inférieures à 0,5 pour-cent (Fig. 3.38). La fenêtre à huile potentielle est à peine dépassée à l'extrémité ouest de l'île d'Anticosti (Anse au Fraises: $R_o = 1,04\%$ dans l'Appendice 7J).

En intégrant la zonéographie de la surface (Fig. 3.38) avec celle de la subsurface (Fig. 3.39), on peut évaluer que près des trois-quarts du volume total du bassin, à l'aplomb de l'île, est dans la zone mature. Dans ce volume, le niveau de la maturation thermique est donc propice à la conservation des hydrocarbures liquides (R_o vitr. compris entre 0,5 et 1,5% dans la Fig. 1.7). Ce volume correspond à une épaisseur à peu près uniforme d'environ 1.7 km de profondeur entre les puits LGCP et ARCO, au centre de l'île, mais croissante de 700 m (puits LGPL) à 1.8 km (puits Sandtop) de l'ouest vers l'est de l'île d'Anticosti (Fig. 3.39). Le quart du volume du bassin est dans la fenêtre à huile potentielle. Cela représente un volume dont la dimension verticale oscille entre 500 et 900 m dans la direction nord-sud, au niveau du puits NACP (Fig. 3.39), mais qui est croissante du puits LGPL vers le puits Sandtop, avec des valeurs comprises entre environ 100 m et plus de 1 km.

D'après Kübler (1973), la présence de la corrensite, dans la partie supérieure de la Formation de Vauréal, suppose un enfouissement d'importance similaire à celui établi à partir de la réflectance. La corrensite indique aussi que les températures maximales atteintes par les roches du sommet de la Formation de Vauréal dans le nord de l'île sont comprises entre 100 et 150°C.

6.2.2 Dans le nord-est de la Gaspésie

La zonéographie des hydrocarbures de la surface du nord-est de la Gaspésie est beaucoup plus complexe que celle de l'île d'Anticosti (Fig. 3.40). En effet, la tectonique de la Gaspésie joue un grand rôle sur la distribution en surface des zones de maturation thermique. Contrairement à la zonéographie de l'île d'Anticosti, les lignes de contour des isovaleurs de

pouvoir réflecteur de la Gaspésie suivent approximativement les contacts géologiques (Fig. 3.40). Les séries qui affleurent dans le centre des anticlinaux sont plus matures que celles trouvées dans les synclinaux (Fig. 3.40). De plus, lorsqu'il y a répétitions des séries stratigraphiques par des chevauchements, les zones d'isomatisation se répètent également.

A - Bloc nord

En surface, les strates de l'intérieur du synclinal faillé du Bloc nord, en partant des Grès de Gaspé jusqu'au milieu des Calcaires Supérieurs de Gaspé, mais jusqu'à la discordance taconique dans la région de la péninsule de Forillon, appartiennent à la fenêtre à huile potentielle (R_o compris entre 0,5 et 1,0%). Les séries de la base des Calcaires Supérieurs de Gaspé et du Groupe de Chaleurs appartiennent généralement à la zone à gaz à condensats. Enfin, les séries cambro-ordoviciennes du Groupe de Québec sont supramatures et appartiennent à la zone à gaz sec.

Abstraction faite de la zone chaude autour du puits Gaspé Nord, la fenêtre à huile potentielle forme un prisme triangulaire, limité au sud par la faille du Bras Nord-Ouest, et dont la limite nord du prisme descend dans la stratigraphie et se rapproche de la discordance taconique en direction de l'est (Fig. 3.41). Son épaisseur croît à partir d'environ 700 m, dans la région du puits Blanchet, à 1700 m dans la région du puits Douglas et de la péninsule de Forillon. À l'est du puits Douglas, la limite inférieure de la fenêtre à huile potentielle remonte à l'intérieur de la Formation de Battery Point (environ 600 m de profondeur dans le puits Malbaie).

Dans les séries siluro-dévonienues du Bloc nord, la zone à gaz à condensats (R_o = compris entre 1,0 et 2,0%) n'est dépassée qu'à la base du puits Gaspé Nord.

B - Bloc centre

En surface, à l'exception de zones étroites le long des failles du Bras Nord-Ouest et du Troisième Lac, les strates du Bloc centre appartiennent entièrement à la fenêtre à huile potentielle. Toutefois, cette zone est mince. Estimée à environ 1 km d'épaisseur dans le synclinal de Champoux, elle totalise un peu plus de 600 m dans le puits Sunny Bank. Au sud-est de ce puits, la zonation des valeurs du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Fig. 3.40)

démontre que l'épaisseur de la fenêtre à huile potentielle augmente. En effet, la coupe de la figure 3.41A indique que la limite inférieure de la zone à huile descend progressivement dans la stratigraphie lorsque l'on traverse la faille du Troisième Lac qui limite le Bloc sud.

La limite inférieure de la zone à gaz à condensats ($R_o = 2,0\%$) est située un peu plus bas que le contact entre les Calcaires Supérieurs de Gaspé et la Formation d'Indian Point. La base de cette zone est donc comprise entre 1.5 km (puits Blanchet) et 3 km (puits Sunny Bank) de profondeur (Fig. 3.41). Vu la zonéographie de réflectance en surface (Fig. 3.40), cette zone devrait s'approfondir en direction du sud-est. Toutefois, l'absence de sondages dans ce secteur du bloc ne permet pas de vérifier cette hypothèse et de nous faire une idée précise des volumes appartenant respectivement à la zone à huile et à la zone à gaz à condensats.

B - Bloc sud

En raison des grands plis présents dans le Bloc sud et du fait qu'il n'y a qu'un seul sondage pétrolier étudié dans ce secteur de la région, il est impossible d'évaluer la forme des volumes de strates appartenant à la fenêtre à huile potentielle et à la zone à gaz à condensats.

6.3 POTENTIEL EN HYDROCARBURES DE L'ÎLE D'ANTICOSTI ET DU NORD-EST DE

LA GASPESIE

6.3.1 Dans l'île d'Anticosti

D'après la pétrographie de la matière organique, le kérogène de la majorité des formations de l'île d'Anticosti est formé de zooclastes, d'acritarches et d'autre fragments algaires (3.2.3.2) et de bitumes solides. La composition de la matière organique dans les unités stratigraphiques est fonction de l'âge, des environnements de dépôts (Figs 3.13 et 3.14), du niveau de maturation thermique et des mécanismes d'altération ultérieurs (3.3.3.2). La matière organique totale montre une teneur moyenne en hydrogène (Tab. 2.2: $IH_{m\ o/c} = 0 > 300$) typique d'un kérogène de Type II (Tissot et Welte, 1978) et est favorable à la génération d'huile. Toutefois, parce que les roches sont trop pauvres en matière organique, la majorité de

ces formations, la Formation de Macasty étant exclue, ont un potentiel essentiellement gazier. En effet, les valeurs du potentiel génétique (PG) y sont généralement inférieures à 2 mg hydrocarbures/g de roche (Figs 3.21 à 3.25 et Appendices 4A et 4B). D'après les conclusions de la pyrolyse en température programmée (3.4.1.1.3 et 3.4.1.2.3), les matières organiques de ces roches mères sont en bonne partie formées d'hydrocarbures très lourds et de bitumes solides dérivés par craquage du kérogène in situ.

Puits	épais. m	surf. km ²	vol. km ³	COT %	R ₀ %	IP	PG kg/t	HC _k 10 ⁶ t	HC _h 10 ⁶ t	HC _t 10 ⁶ t
LGPL	87	1400	122	3,5	1,31	0,32	12,87	2825	1329	4154
NACP	25	1400	35	4,11	1,26	0,12	9,69	791	108	899
NACP	25	1400	35	4,05	1,34	0,16	12,50	974	186	1159
ARCO	175	825	144	2,74	2,24	0,38	2,18	517	317	834
LGCP	42	1400	59	4,05	0,87	0,16	17,31	2266	432	2697
Sandtop	105	1560	164	1,24	0,94	0,26	5,55	1784	627	2411

Tableau 6.1. Capacité totale actuelle en hydrocarbures de la Formation de Macasty. Epais. = épaisseur de la Formation de Macasty dans le puits; surf. = estimé de la surface de l'île d'Anticosti où on applique cette épaisseur; vol. = volume de la formation; COT = teneur en carbone organique; R₀ = pouvoir réflecteur estimé de télinite; PG = potentiel génétique observé; IP = l'indice de production observé; HC_k = quantité potentielle des hydrocarbures dérivés du kérogène; HC_h = quantité des hydrocarbures emprisonnés dans la roche mère; HC_t = quantité totale des hydrocarbures (HC_t = HC_k + HC_h).

La seule unité stratigraphique ayant un potentiel roche mère à huile est la Formation de Macasty (Tab. 6.1: COT_{moyen} = 3,3 % et 3.4.1.2.3: conclusion 1). Le tableau 6.1 résume les caractéristiques utiles à l'évaluation approximative du potentiel en hydrocarbures de la formation. La quantité totale des hydrocarbures présents dans la formation (HC_t), la quantité

potentielle dans le kérogène (HC_k) et la quantité emprisonnée (HC_h) avec le kérogène quantifient numériquement le potentiel en hydrocarbures de cette formation.

Les données géologiques de base qui servent à calculer le volume de la Formation de Macasty sont les suivantes:

- a) la surface de l'île d'Anticosti est d'environ 8000 km²,
- b) la Formation de Macasty est traversée dans tous les puits,
- c) sa puissance est variable d'un puits à l'autre (Tab. 6.1). Ces données nous assurent que la formation est omniprésente en subsurface.

Toutefois, elles nous donnent les contraintes suivantes: l'île d'Anticosti doit être divisée en secteurs en fonction de la position géographique des puits. Les caractéristiques géologiques, géochimiques et le rang des séries dans chaque puits doivent être attribués à tout le secteur correspondant. D'après les données de la géologie, on fait les hypothèses suivantes:

- a) les caractéristiques de la Formation de Macasty dans le puits Sandtop s'appliquent à tout le secteur est de l'île d'Anticosti. La surface ainsi délimitée couvre 1560 km².
- b) La Formation de Macasty actuellement enfouie à plus de 1700 m, c'est-à-dire située au sud de l'île d'Anticosti, (Fig. 1.6B), possède les caractéristiques du puits ARCO (825 km²).
- c) Tout le volume de la Formation de Macasty situé dans la partie centrale de l'île d'Anticosti possède les caractéristiques des deux échantillons du puits NACP (2800 km²).
- d) Le reste de la surface de l'île d'Anticosti est divisé en deux parts égales entre les puits LGCP et LGPL (1400 km² chacun).

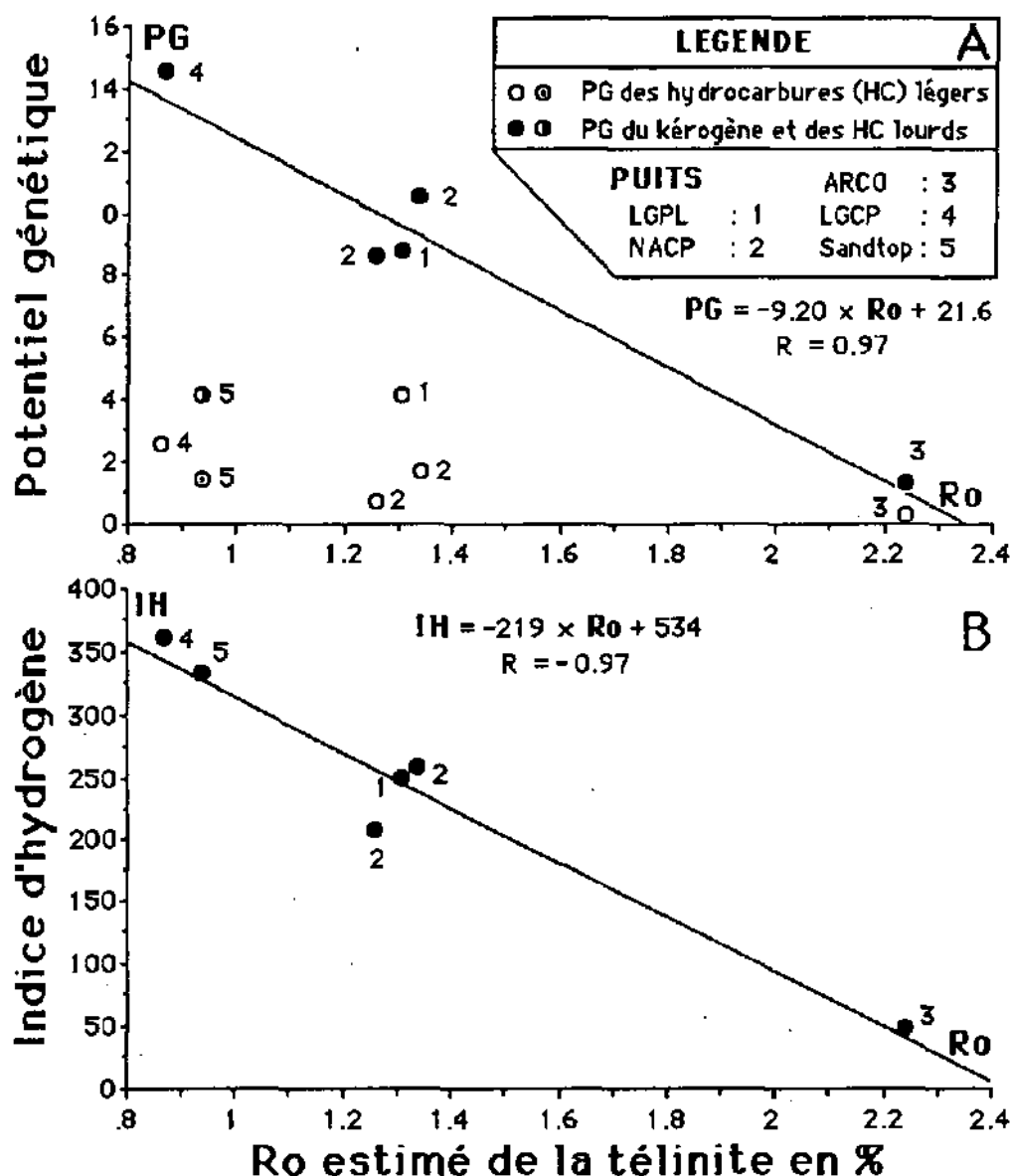


Figure 6.1. Variations du potentiel génétique, en kg hydrocarbures par tonne de roche, (A) et de l'indice d'hydrogène, en mg hydrocarbures par gramme de carbone organique, (B) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans la Formation de Macasty. A) Le puits Sandtop est exclu du calcul de la droite de régression.

La figure 6.1 montre les relations entre le pouvoir réflecteur estimé de la télinite et la quantité générée et potentielle en hydrocarbures des roches de la Formation de Macasty (Fig. 6.1A) ainsi que le contenu du kérogène en hydrogène par rapport à son contenu en carbone (l'indice d'hydrogène) (Fig. 6.1B).

Le potentiel génétique initial du kérogène de la Formation de Macasty est calculé à partir de l'équation illustrée dans le figure 6.1A:

$$(\text{éq. 6.1}) \text{ PG}_k = - 9,20 \times R_o \text{ télinite} + 21,6; R = 0,97,$$

pour un pouvoir réflecteur estimé de la télinite égal à 0.4 pour-cent. Ce pouvoir réflecteur est choisi parce que la littérature suggère que la génération d'hydrocarbures ne débute pas en-dessous de ce seuil minimum de la réflectance de la vitrinite. L'indice d'hydrogène initial du kérogène est calculé de la même façon, mais à partir de l'équation:

$$(\text{éq. 6.2}) \text{ IH} = - 219 \times R_o \text{ télinite} + 534; R = 0,97.$$

Par différence entre le potentiel génétique initial (PG_i) et le potentiel génétique actuel de la formation ($\text{PG} = \text{PG}_k + \text{PG}_{\text{HC légers}}$), la quantité des hydrocarbures qui ont été expulsés de la roche mère est calculée. La présence de bitumes lourds pourrait rendre suspecte cette relation, en faisant surestimer la proportion réelle des hydrocarbures potentiels dans le kérogène. La proportion de ces bitumes peut être estimée approximativement à partir du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2). Contrairement aux autres formations de l'île d'Anticosti, la Formation de Macasty montre des valeurs relativement petites du rapport RQ_2 . A l'exception de celles du puits LGPL, ces valeurs sont comprises entre 0,2 et 0,3 (Figs 3.49 à 3.53). A moins que, contrairement aux autres formations, les hydrocarbures lourds de la Formation de Macasty aient des températures de craquage identiques à celles du kérogène, ces produits secondaires sont donc quantitativement peu importants par rapport au kérogène in situ. De toute façon, le potentiel génétique initial (PG_i) de la Formation Macasty, un shale riche en matière organique, ne peut résulter d'une migration d'hydrocarbures de la formation sus-jacente, la Formation de Mingan, un calcaire pauvre en matière organique (Figs 3.49 à 3.53). De plus, le potentiel génétique initial estimé (PG_i) de la Formation de Macasty n'est que légèrement supérieur au potentiel génétique observé (PG) dans le puits thermiquement le moins évolué (LGCP).

Les figures 6.1A et 6.1B montrent:

- a) que la Formation de Macasty contient un kérogène de composition homogène. En effet, malgré un nombre très restreint de valeurs, le coefficient de corrélation calculé entre la réflectance et l'indice d'hydrogène, variable qui caractérise la composition du kérogène, est très significatif (p compris entre 0,005 et 0,001) et les points du diagramme s'écartent peu de la droite de régression (Fig. 6.1B). D'après la droite de régression de cette figure (équ. 6.2: $1H_{Ro} = 0,4 = 446$), la matière organique de la Formation de Macasty est un kérogène de Type II car l'indice d'hydrogène initial de la matière organique est compris entre 300 et 600 (Tissot et Welte, 1978).
- b) Que la matière organique dans la Formation de Macasty du puits Sandtop ne diffère que quantitativement de celle des autres puits, la nature du kérogène étant identique (Fig. 6.1A).
- c) Qu'il reste encore une capacité de production moyenne de plus de dix kilogrammes d'hydrocarbures par tonne de roche (moyenne des valeurs de PG dans le Tab. 6.1) à la Formation de Macasty.
- d) Que la formation a déjà généré une partie importante de son potentiel en hydrocarbures.

Si on suppose que le pouvoir réflecteur qui marque le seuil de la formation des hydrocarbures est d'environ 0,4%, le potentiel génétique initial du kérogène (PG_i) des shales de la Formation de Macasty est estimé à environ 18 kg hydrocarbures/t roche (Fig. 6.1A: $PG_i = 18 \text{ kg HC/t}$). Cette valeur est approximativement le potentiel total actuellement observé dans le puits LGCP (Tab. 6.1: $PG = 17,3 \text{ kg HC/t}$).

Malgré un rang qui n'est que légèrement supérieur à celui du puits LGCP, la Formation de Macasty, dans le puits Sandtop, montre un potentiel génétique actuel (PG) beaucoup plus bas que dans les autres puits (Tab. 6.1). La nature de la matière organique étant constante, le potentiel initial du kérogène (PG_i) du puits Sandtop est alors évalué proportionnellement au potentiel initial du kérogène (PG_i) déterminé dans les autres puits ($PG_i = 18 \text{ kg HC/t de roche}$), en tenant compte de la réflectance estimée de la télinite de la Formation de Macasty dans ce puits. Comme dans le puits LGCP, la valeur calculée du potentiel génétique initial du

kérogène dans le puits Sandtop ($PG_i = 5,68$ kg HC/t de roche) ne diffère pas significativement du potentiel génétique total actuel (Tab. 5.1: $PG = 5,55$ kg HC/t de roche).

Ce résultat, et celui obtenu dans le puits LGCP, indiquent que les hydrocarbures générés dans la Formation de Macasty des puits LGCP et Sandtop n'ont presque pas été expulsés de leur roche mère.

Puits	épais. m	surf. km ²	COT %	R _o %	HC _i 10 ⁶ t	HC _m 10 ⁶ t	HC _m %	IP _i	IM	HC _m 10 ³ t/km ²
LGPL	87	1400	122	1,31	5800	1646	18	0,51	0,28	1176
NACP	25	1400	35	1,26	1667	768	9	0,53	0,46	549
NACP	25	1400	35	1,34	1667	507	6	0,41	0,30	362
ARCO	175	825	144	2,24	6875	6041	67	0,92	0,88	7323
LGCP	42	1400	59	0,87	2800	103	1	0,19	0,04	73
Sandtop	105	1560	164	0,94	2467	56	1	0,28	0,02	36

Tableau 6.2. Quantité potentielle initiale et totale en hydrocarbures de la Formation de Macasty et autres variables sur les quantités produites par la roche mère ou expulsées de celle-ci. HC_i = quantité potentielle initiale des hydrocarbures dans le kérogène; HC_m = quantité d'hydrocarbures expulsés de la roche mère; IP_i = indice de production totale; IM = indice de migration, HC_m/HC_i. Les significations des autres abréviations apparaissent dans le tableau 6.1.

Si le potentiel génétique observé (PG) est réparti, d'après l'indice de production (IP), entre les hydrocarbures potentiels dans le kérogène (PG_k) et les hydrocarbures déjà produits, mais toujours in situ dans la roche mère (PG_h), et que ces deux variables (PG_k et PG_h) sont appliquées au volume total de la Formation de Macasty, dans toute l'île d'Anticosti, les quantités totales d'hydrocarbures obtenues sont les suivantes:

3,0 X 10⁹ tonnes d'hydrocarbures (HC) légers,

9,2 X 10⁹ tonnes HC potentiels dans le kérogène et les bitumes lourds

ce qui donne un total de $12,2 \times 10^9$ tonnes hydrocarbures. Les valeurs, réparties par secteur dans l'île d'Anticosti, sont montrées dans le Tableau 6.1 en fonction des puits. Si les potentiels génétiques (PG) initiaux ci-haut calculés (18 et 5,68 kg HC/t de roche) sont appliqués au volume total de la Formation de Macasty, les valeurs du potentiel génétique initial du kérogène de chaque secteur de l'île d'Anticosti ($PG_i = 5,68$ et 18 kg HC/t roche) permettent de calculer les valeurs suivantes:

- a) la quantité initiale des hydrocarbures dans le kérogène (HC_i) dans un secteur de la formation ($PG_i \times \text{volume de la formation}$),
- b) la quantité des hydrocarbures expulsés de la roche mère (HC_m) dans un secteur de la formation ($(PG_i - PG) \times \text{volume de la formation}$),
- c) l'indice de production totale (IP_t), incluant les hydrocarbures restés en place dans la roche mère et expulsés de celle-ci ($IP_t = (IP \times PG + (PG_i - PG))/PG_i$),
- d) un indice de migration ou d'expulsion des hydrocarbures de la roche mère ($IM = HC_m/HC_i$ ou $(PG_i - PG)/PG_i$),
- e) le pourcentage d'hydrocarbures expulsés de chaque secteur par rapport à l'ensemble de la formation dans l'île d'Anticosti ($\% HC_m = (HC_m / \sum HC_m) \times 100$), et
- f) la quantité d'hydrocarbures migrés ou expulsés de la roche mère par km^2 de la surface de l'île d'Anticosti. (HC_m en 10^3 tonnes/ $km^2 = HC_m / \text{surface du secteur}$) (Tab. 6.2).

Ces résultats permettent de suggérer que:

- 1) la Formation de Macasty, pour l'ensemble de l'île d'Anticosti, pouvait originellement générer l'équivalent d'environ 178 milliards de barils d'hydrocarbures ($21,3 \times 10^9$ kg HC, incluant huile et gaz, d'après le Tab. 6.2),
- 2) la production des hydrocarbures à partir du craquage du kérogène est presque terminée dans le sud de l'île d'Anticosti, au niveau du puits ARCO ($IP_t = 92\%$) mais qu'elle est à demi complétée dans les parties centre et ouest de l'île d'Anticosti. En effet, l'indice de production totale (IP_t) de la Formation de Macasty dans les puits NACP et LGPL est compris entre 0,42 et 0,53 (Tab. 6.2). Mais, c'est au nord-est et à l'est de l'île d'Anticosti que la production des

hydrocarbures est la moins avancée (IP_t compris entre 0,19 et 0,28). Cette région de l'île d'Anticosti est en effet celle qui a été la moins enfouie (Fig. 3.40).

3) La quantité totale d'hydrocarbures expulsés de la roche mère, et qui a conséquemment pu migrer vers des réservoirs, est évaluée à l'équivalent de près de 75 milliards de barils ($9,0 \times 10^9$ kg HC d'après le Tab. 6.2). Les deux tiers de ces hydrocarbures (Tab. 6.2: 67%) proviennent de la partie sud-est de l'île d'Anticosti, dans la région du puits ARCO, là où la Formation de Macasty est actuellement enfouie à plus de 1,5 km (Fig. 1.6).

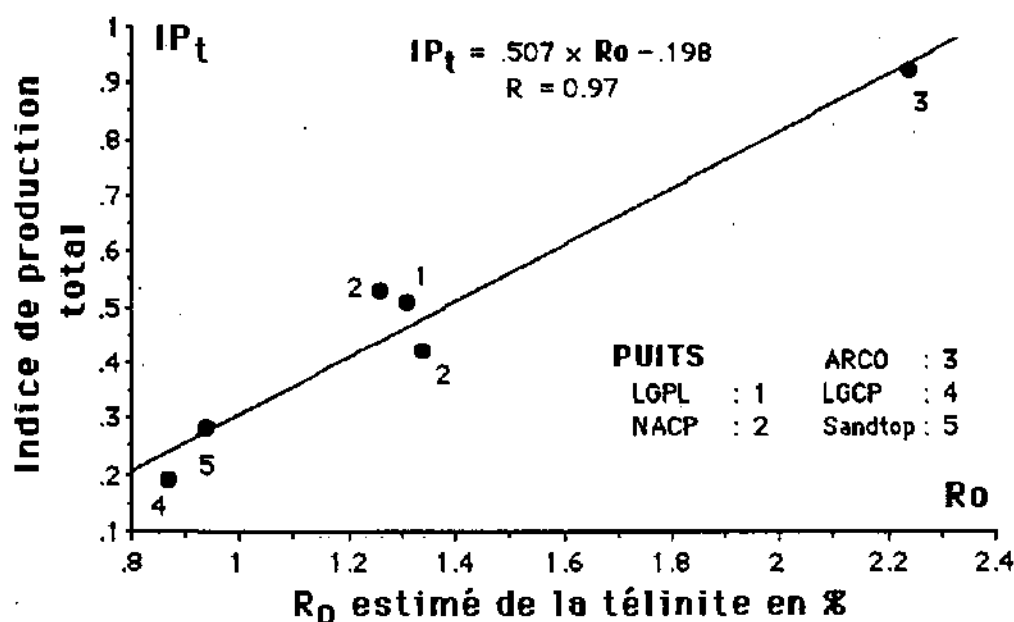


Figure 6.2. Variations de l'indice de production total en hydrocarbures (IP_t) en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o) dans la Formation de Macasty.

4) La droite de régression entre l'indice de production total (IP_t) et le pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Fig. 6.2):

$$(\text{éq. 6.3}) \quad IP_t = 0,507 \times R_{o \text{ télinite}} - 0,198; \quad R = 0,97$$

indique que la génération des hydrocarbures par la matière organique de la Formation de Macasty est comparable avec des niveaux de maturation thermique beaucoup plus élevés que ceux suggérés dans la littérature au sujet de la génération des huiles.

En effet, Waples (1981, p. 74) montre qu'un pouvoir réflecteur de la vitrinite d'environ 1,1 pour-cent (1,13%) suffit pour produire 90 pour-cent du potentiel en huile d'un kérogène.

L'équation de la droite dans la figure 6.2 indique qu'il faut atteindre une réflectance de la vitrinite de 2.2 pour-cent pour rejoindre ce niveau de production (90%) en hydrocarbures totaux. Au seuil suggéré par Waples (1981), un peu plus de 37 pour-cent des hydrocarbures sont générés. Ces résultats corroborent ceux de Price (1983), qui propose que des pouvoirs réflecteurs de la vitrinite compris entre 1,30 et 2,35 pour-cent sont très compatibles avec des kérogènes qui montrent des potentiels génétiques élevés (Price, 1982, Fig. 19 et p. 31).

Ces écarts apparents reflètent probablement le fait que les hydrocarbures considérés par Waples sont les extraits organiques alors que la pyrolyse considère théoriquement tous les hydrocarbures, y compris les gaz. Il est aussi probable qu'une évacuation difficile des hydrocarbures de la roche mère, vu l'absence de niveaux perméables à proximité de la Formation de Macasty, cause un retard apparent de la production. Malgré les valeurs plutôt faibles du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) dans la Formation de Macasty, une bonne part du pic identifié en pyrolyse comme étant du kérogène résulterait du craquage d'un bitume dont le poids moléculaire est élevé, plus ou moins solide, et dont la température de craquage en hydrocarbures légers est semblable à celle du véritable kérogène.

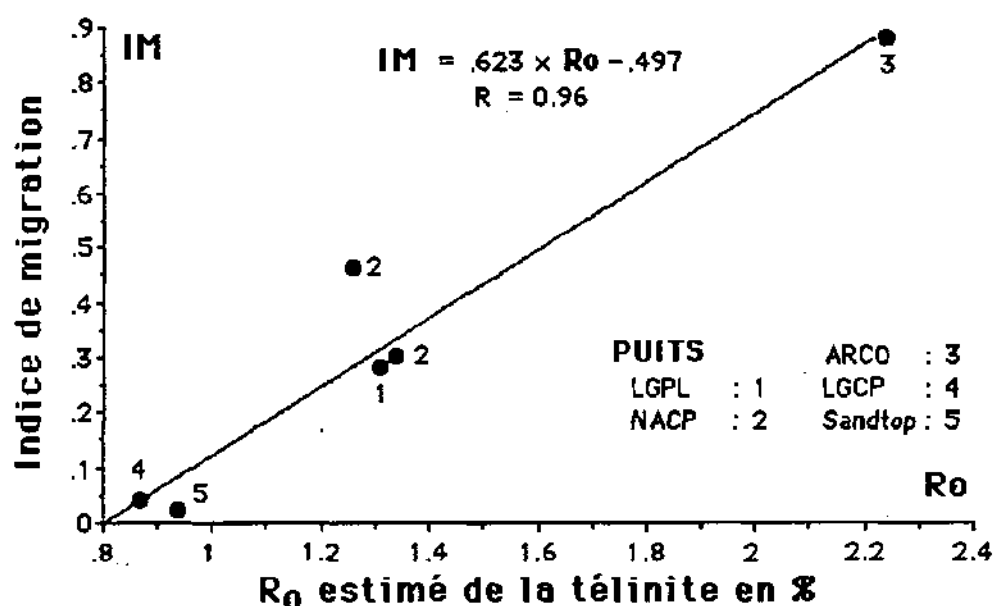


Figure 6.3. Variations de l'indice de migration (IM), ou expulsion de la roche mère, en fonction du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (R_o) dans la Formation de Macasty.

5) Les valeurs de l'indice de migration (IM), en fonction du pouvoir réflecteur (Fig. 6.3), indiquent que l'essentiel des hydrocarbures expulsés de la Formation de Macasty sont des gaz à condensats (62%). En effet, l'équation de la droite de régression qui met ces deux variables en relation:

$$(eq. 6.4) \quad IM = 0,623 \times R_{o \text{ télinite}} - 0,497; \quad R = 0,96$$

montre qu'à peine un peu plus de 10 pour-cent (11% d'après eq. 6.4) des hydrocarbures sont exclus de la roche mère avant la fin de la fenêtre à huile potentielle (Fig. 1.7: $R_{o \text{ fin FHP}} = 1,0\%$). Ce sont alors des huiles. Mais, ce n'est qu'à la fin de la zone à gaz à condensats (Fig. 1.7: $R_{o \text{ fin GC}} = 2,0\%$) que la majeure partie des hydrocarbures (73%) est expulsée de la roche mère. Ce résultat corrobore l'hypothèse que le "kérogène" de la Formation Macasty est en bonne partie un bitume à poids moléculaire très élevé.

6) L'absence de toute expulsion significative de la Formation de Macasty dans les puits Sandtop et LGCP (Tab. 6.2: 1% chacun), la nature des hydrocarbures produits en fonction des niveaux de maturation thermique de cette formation dans les puits, la profondeur du toit de la Formation de Mingan, sous-jacente à la Formation de Macasty (Fig. 1.4), permettent de localiser les secteurs où il y aurait des gisements. Ces données permettent aussi de préciser le type d'hydrocarbures présents dans ces gisements. Si les migrations verticales des hydrocarbures dominent sur les migrations latérales, les gisements hypothétiques juste au nord du puits ARCO, montrant des profondeurs du toit de la Formation de Mingan comprises entre 1500 et 2000 m (Fig. 1.6), seront surtout remplis par des gaz à condensats. Vu le pouvoir réflecteur atteint (Tab. 3.11: R_o compris entre 1,4 et 1,8% d'après le puits ARCO), la Formation de Macasty (profondeur moyenne comprise entre 1410 et 1910 m d'après le Tab. 6.1 et la Fig. 1.6) aura expulsé entre 38 et 69 pour-cent des hydrocarbures produits (eq. 6.4), dont seulement 18 à 33 pour-cent seront de l'huile, car expulsés avant la fin de la fenêtre à huile potentielle ($IM_{R_o = 1,0\%} = 13\%$ dans eq. 6.4). Les gisements hypothétiques situés en amont de ce secteur, mais en aval de la ligne de 1000 m (Fig. 1.6), devraient contenir des huiles et des gaz à condensats. Vu le pouvoir réflecteur atteint dans le puits NACP (Tab. 3.11:

Ro compris entre 1,15 et 1,45%), la Formation de Macasty (profondeur moyenne comprise entre 1191 et 1216 m d'après le Tab. 6.1 et la Fig. 1.6) aura expulsé entre 21 et 41 pour-cent des hydrocarbures produits (éq. 6.4), dont 32 à 62 pour-cent seront de l'huile, car expulsés avant la fin de la fenêtre à huile potentielle.

6.3.2 Dans le nord-est de la Gaspésie

La pétrographie des matières organiques du nord-est de la Gaspésie est intimement liée aux facies sédimentaires (3.2.3.3). Les facies gréseux des Grès de Gaspé sont caractérisés par des restes de végétaux "supérieurs" d'origine continentale ou paraliq, appelés phytoclastes, alors que les sédiments marins des Groupes de Chaleurs et des Calcaires Supérieurs de Gaspé, carbonatés ou siliciclastiques, sont typiquement riches en phyto-organismes et en zooclastes (Figs 3.15 et 3.16). Lorsque les environnements de dépôts sont plus proxima (Fig. 1.10), on observe de façon très évidente que les facies marins renferment des phytoclastes continentaux (3.2.3.3.1). Par contre, les facies continentaux sont pour leur part contaminés par de la matière organique remaniée et diagénétiquement plus avancée que la matière organique in situ (3.2.3.3.1). Ce phénomène de contamination des Grès de Gaspé est très évident dans le Bloc nord (Figs 3.40 et 3.41).

Les résultats de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) confirment que la matière organique des Grès de Gaspé est surtout un kérogène de Type III (humique) (3.4.2.2.3: conclusion 2) et qu'elle est en partie d'origine remaniée, en provenance de séquences supramatures (3.4.2.2.2: observation 6). La matière organique des Calcaires Supérieurs de Gaspé serait surtout de Type II (sapropélique-mixte) (3.4.2.2.3: conclusion 2).

Le Rock Eval suggère aussi que la matière organique est en partie formée d'hydrocarbures lourds (secondaires). Ces hydrocarbures sont surtout produits lors de la catagenèse par l'enfouissement des séquences calcaires (3.4.2.2.3: conclusion 2). Ces hydrocarbures restent emprisonnés avec le kérogène in situ et s'altèrent ultérieurement, probablement par un craquage thermique plus poussé, pour donner du bitume solide identifié en pétrographie

(3.4.2.2.3: conclusion 2). Le bitume solide prédomine sur les autres organoclastes dans les facies marins (Figs 3.15 et 3.16).

Les séries du nord-est de la Gaspésie ont un potentiel génétique à huile nettement moins bon que celui de l'île d'Anticosti. Les intervalles les plus prometteurs ne dépassent pas le seuil de 2 à 6 kg hydrocarbures/tonne de roche. Ces horizons sont localement observés dans les Formations d'Indian Cove et de Shiphead (Fig. 3.68 et Appendice 4C: # 13164, 13222, 13231, 13132). Ils sont plus fréquents dans les Grès de Gaspé (Fig. 3.65 et Appendice 4C: 7 échantillons). La majorité des séries siluro-dévonienues de la Gaspésie ont un potentiel essentiellement gazier ($PG < 2$ mg HC/g de roche).

Localement, dans les Grès de Gaspé, il peut toutefois exister des niveaux "algaires" qui sont d'excellentes roches mères à huile (Appendice 4C: # 13213, 32 kg HC/t de roche). Contrairement à ce que nous connaissons de l'extension latérale de la Formation de Macasty dans l'île d'Anticosti, notre ignorance de l'extension latérale de ces niveaux prometteurs, tant dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé que dans les Grès de Gaspé, rend difficile l'évaluation du potentiel pétrologène de la Gaspésie.

Dans le nord-est de la Gaspésie, les roches du Groupe de Québec montrent souvent des teneurs en carbone organique au-dessus de la moyenne (Fig. 3.8). En effet, les valeurs observées dans un puits (Fig. 3.67) et dans deux coupes de terrain (Fig. 3.63), dépassent quelquefois le seuil des roches mères potentielles, fixé à environ 1,0 pour-cent de carbone organique pour un shale (Fig. 3.8).

Bien qu'elles soient les plus riches en carbone organique, le potentiel génétique à hydrocarbures des séries cambro-ordoviciennes de la Gaspésie est surtout gazier ($PG < 2$ mg HC/g de roche); leur rang est trop élevé pour que ces séries puissent générer des huiles. De plus, la matière organique étant déjà constituée essentiellement de pyrobitumes (Figs 3.15 et 3.16), ce potentiel gazier devrait être qualifié de secondaire, c'est-à-dire qu'il résulterait, si ces séries étaient de nouveau enfouies, du craquage de ces bitumes lourds et solidifiés.

Les conclusions de la pétrographie et de la réflectance de la matière organique (3.3.3.3: Fig. 3.41 et conclusions 3 et 4), combinées à celles de la minéralogie des argiles (4.2.3:

conclusion 3), supposent fortement que le bitume solide observé dans le puits Douglas, sous la discordance taconique, résulte de l'altération in situ d'hydrocarbures emprisonnés dans un réservoir qui a été colmaté par de l'illite néoformée.

L'analyse en pyrolyse en température programmée de l'échantillon de la Formation de Cap-des-Rosiers, sous la discordance taconique dans la coupe de Forillon (Fig. 3.63 et Appendice 4D: # 14569), semble anormale. En effet, l'équation entre le potentiel génétique (PG) (eq. 6.1) ou l'indice d'hydrogène (eq. 6.2) et la réflectance estimée de la télinite observée dans ce secteur des séries de la Ceinture taconique (Fig. 3.40: $R_o = 2,9\%$), indiquent un potentiel génétique (PG) nul pour cet échantillon. Or, la valeur observée du potentiel génétique ($PG = 3,0 \text{ mg HC/g de roche}$), et le pouvoir réflecteur du bitume qui y est observé (INRS-Géoressources, 1983), sont compatibles avec la génération d'une petite quantité d'huile (Tissot et Welte, 1978).

La proximité relative du puits Douglas avec la coupe de Forillon et leur contexte paléotectonique similaire, près du seuil de Douglas (Fig. 1.9), l'amincissement très significatif des séries siluro-dévonniennes dans la péninsule de Forillon (Lespérance, 1980), suggèrent que la matière organique de la Formation de Cap-des-Rosiers à Forillon est un bitume de réservoir migré tardivement, comme dans le puits Douglas, et altéré ultérieurement en bitume solide. L'enfouissement des séries après l'introduction des hydrocarbures n'a pas été suffisant pour permettre au pouvoir réflecteur du bitume solide de rejoindre le pouvoir réflecteur de la matière organique autochtone des séries du Groupe de Québec.

Les évidences de migrations secondaires d'hydrocarbures dans les séries cambro-ordoviciennes des puits Gaspé Sud et Blanchet sont moins claires. En effet, dans le puits Gaspé Sud, du coke naturel accompagne le bitume solide (Fig. 3.30: $R_o \text{ estimé tél.} = 1,8\%$). Ce coke naturel est indicateur d'une hausse subite de la température dans une matière organique cokéifiable (R_o compris entre 1 et 2% selon Robert, 1985). Dans le puits Blanchet, aucun coke naturel n'est observé et le pouvoir réflecteur estimé de la télinite est un peu plus bas (Fig. 3.32: $R_o \text{ estimé tél.} = 1,6\%$). De plus, dans les deux puits, il n'y a pas de discontinuité

évidente entre l'évolution des valeurs de réflectance dans les séries siluro-dévonienues et celles du Groupe de Québec (Figs 3.30, 3.32 et 3.41).

Ces observations montrent suffisamment de points de concordance pour démontrer qu'une bonne partie des bitumes solides trouvés dans les séries du Groupe de Québec, lorsqu'ils ne sont pas supramatures, résultent de migrations secondaires d'hydrocarbures, synchrones ou tardives par rapport à l'enfouissement maximum des séries siluro-dévonienues, en provenance des roches mères hypothétiques de ces séries siluro-dévonienues.

D'après la variable du rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ2) du Rock Eval, le potentiel génétique des roches siluro-dévonienues du nord-est de la Gaspésie est surtout de nature primaire (3.4.2.1.3: conclusion 3, et 3.4.2.2.3: conclusion 2). En moyenne, la proportion de bitume lourds serait d'un peu moins de 40 pour-cent dans les échantillons de la subsurface mais de moins de 20 pour-cent dans les échantillons de la surface. En surface, cette proportion est plus grande dans les Calcaires Supérieurs de Gaspé (30%) que dans les Grès de Gaspé (10%). Toutefois, ces conclusions sur les proportions de kérogène primaire et secondaire des séries siluro-dévonienues de la Gaspésie sont erronées si le bitume solide montre des températures de craquage optimal identiques à celles du kérogène primaire (3.4.2.1.3: conclusion 3). Or, les résultats de la pétrographie (Figs 3.15 et 3.16) montrent que ce postulat pourrait être faux, et que la proportion de bitumes lourds est beaucoup plus importante que le laisse croire le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène.

6.4 HISTOIRE DE LA MATURATION THERMIQUE

6.4.1 Dans l'île d'Anticosti

6.4.1.1 Histoire géologique du bassin

L'histoire géologique de la plate-forme de l'île d'Anticosti se résume ainsi:

1) Il y a d'abord une sédimentation de deux grandes séries transgressives carbonatées de plate-forme relativement peu profonde durant l'Ordovicien inférieur et moyen (Formations de Romaine et de Mingan). Cette plate-forme s'enfonce plus rapidement au sud qu'au nord de l'île. Des mouvements tectoniques, liés à des failles normales qui dissèquent la plate-forme en escalier, sont la cause de cet enfoncement différentiel. Une période d'érosion sépare les deux périodes de sédimentation.

2) Au moment de l'Orogénie taconique, il y a enfoncement rapide de la plate-forme. Cet enfoncement est probablement de nature isostasique. Il serait vraisemblablement dû à la surcharge causée par des nappes et des chevauchements taconiques sur la bordure de la croûte continentale, face à l'océan Iapetus (Fig. 1.1B).

3) Après la sédimentation d'environnements de dépôts profonds et anoxiques des séries condensées de la Formation de Macasty, (Figs 1.4 et 1.5), un remplissage siliciclastique et turbiditique de quelques centaines de mètres (membre I de la Formation de Vauréal) est rapidement suivi par une sédimentation de plus en plus carbonatée qui dure depuis la fin du Caradocien, ou depuis le début de l'Ashgillien, jusqu'au début du Silurien (Fig. 1.4).

4) Après cette période, une sédimentation carbonatée sur une plate-forme très stable s'établit. Elle dure depuis l'Ashgillien très supérieur pour se terminer, hypothétiquement, au Dévonien. Cette hypothèse s'appuie sur l'histoire géologique des autres bassins des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches (Fig. 1.3). Cette hypothèse tient aussi compte de l'épaisseur érodée des strates d'âge post-Silurien inférieur, comprise entre 1,45 km (ARCO) et 3,0 km (Sandtop). Les droites de régression du tableau 3.11 permettent de faire ces estimations d'épaisseurs (3.3.3.2), car dans l'île d'Anticosti, aucune trace de sédimentation post-Silurien inférieur n'est observée à ce jour.

4) La stratigraphie des puits LGPL, NACP et LGCP (Figs 3.21, 3.22 et 3.24), permet aussi de conclure, qu'à l'exception du secteur du puits Sandtop, l'épaisseur des strates siluro-dévonienues était similaire dans tous les autres secteurs de l'île d'Anticosti, lors de l'enfouissement maximum des séries.

5) Cet enfouissement maximum a lieu après la sédimentation des séries les plus jeunes actuellement connues (Silurien inférieur). Seul un léger basculement post-maturation thermique (post Silurien inférieur) a permis l'érosion d'environ 500 mètres supplémentaires de roches à l'ouest de l'île (Fig. 3.39).

6.4.1.2 Histoire de la production et de la migration des hydrocarbures

Etant donné que la seule roche mère identifiée dans cette plate-forme est la Formation de Macasty, et que la plus grande partie des hydrocarbures de ce bassin proviennent du secteur du puits ARCO (Tab. 6.2: $HC_m = 67\%$), l'histoire de la génération et de la migration des hydrocarbures n'est étudiée que dans le puits ARCO.

Deux approches principales peuvent être employées pour situer le moment de la production des hydrocarbures dans les temps géologiques. La première utilise le profil d'évolution du pouvoir réflecteur de la télinite, comme cela a été fait pour évaluer l'épaisseur des séries érodées. Intrinsèquement, cette approche postule que le temps a une influence négligeable sur l'évolution de la réflectance. Le pouvoir réflecteur de la vitrinite est un peu, comme le suggère Price (1982), un paléogéothermomètre absolu. La seconde méthode postule que la réflectance de la matière organique résulte de l'influence combinée de la température et du temps de "cuisson". C'est une approche plus complexe, mais plus établie dans la littérature (Tissot et Welte, 1978; Gretener, 1981; Waples, 1981). Pour appliquer cette méthode à une roche mère dans des séries anciennes, comme le sont celles de notre bassin, il faut connaître ou faire des hypothèses sur l'histoire détaillée, depuis son début jusqu'à nos jours:

- a) de l'enfouissement de cette formation roche mère,
- b) du gradient paléogéothermique et
- c) de la température de la surface des sédiments, marins ou continentaux.

A) Le modèle réflectance sans intervention du temps

Stratigraphie (Age Ma)	zones	R ₀	Prof. m ARCO	Enf. m Sandtop	Mty	T°C Price 1982	T°C Héroux 1979
Gédinnien (401)		0,30	-1,46	-3,05	3,90	29	
Sil.-Dév. (408)		0,34	-1,20	-2,60	3,64	47	
		0,40	-0,90	-2,08	3,34	67	
	déb. FHP	0,50	-0,47	-1,33	2,91	96	65
Sil. _m -Sil. _s (421)		0,51	-0,42	-1,25	2,86	99	
Sil. _i -Sil. _m (428)		0,64	0,00	-0,52	2,44	128	
		0,80	0,44	0,25	2,00	158	
Sil.-Ord. (438)		0,87	0,60	0,53	1,84	169	
	fin FHP	1,00	0,88	1,00	1,57	187	
		1,30	1,38		1,06	222	120
	fin GC	2,00	2,22		0,22	279	
Fm Mty (448-53)		2,24	2,44		0,00	293	
		2,50	2,65			308	200
	fin GS	3,00	3,01			332	250
Gradients °C/km			(68)	(39)		68	30-63

Tableau 6.3. Profondeur d'enfouissement et estimation de la température atteinte dans la Formation de Macasty du puits ARCO. La stratigraphie ne s'applique qu'au puits ARCO. La ligne pointillée sépare les séries observées dans le puits ARCO des strates hypothétiques aujourd'hui érodées. Prof. = profondeur, Enf. = enfouissement, Mty = Formation de Macasty, Sil. = Silurien, Ord. = Ordovicien, i. = inférieur m. = moyen, s. = supérieur, déb. = début, FHP = fenêtre à huile potentielle, GC = zone à gaz à condensats, GS = zone à gaz sec.

Les éléments essentiels du premier type de solution apparaissent dans le tableau 6.3. Les âges, suggérés à côté des épaisseurs érodées, sont estimés à partir de l'hypothèse que la vitesse de sédimentation, dans ces séries érodées du puits ARCO (Fig. 3.32), est la même que dans les séries actuelles d'âge Llandovery, c'est-à-dire environ 600 m par 10 Ma. On indique aussi sur ce tableau les estimations des épaisseurs érodées dans le puits Sandtop. En effet, ce puits montre la valeur du gradient de réflectance la plus basse de l'île d'Anticosti. Il est aussi, avec le puits LGCP, le puits le moins avancé du point de vue de la maturation thermique (Fig. 3.39).

Pour des fins de comparaison, deux échelles de températures sont indiquées: celle de Price (1982) et celle de Héroux et al. (1979). Ces échelles permettent d'avoir une idée approximative des paléogradients géothermiques et de juger si les gradients estimés sont raisonnables. Elles permettent aussi de faire des hypothèses sur les paléogradients géothermiques à employer avec la seconde approche d'évaluation de l'âge de la production et de l'expulsion des hydrocarbures de la Formation de Macasty.

Les valeurs de la réflectance (R_0) du tableau 6.3 suggèrent que la fenêtre à huile potentielle serait située entre 0,47 km (Prof.) au-dessus de la surface d'érosion actuelle et 0,88 km en-dessous de la même surface. Vu l'épaisseur totale des séries érodées (1,46 km), la génération de l'huile aurait débuté après que l'enfouissement ait atteint 1 km (Tab. 6.3: $-0,47 + 1,46$ km) et se serait terminée après une accumulation de 2,34 km de sédiments (Tab. 6.3: $0,88 + 1,46$ km). Ces estimations sont vraiment très peu probables, sinon invraisemblables, même si on considère que le gradient paléogéothermique est d'environ 70°C/km (Tab. 6.3). En effet, si on rattache ces épaisseurs d'enfouissement à la lithostratigraphie (Fig. 3.23) et aux âges géologiques (Tab. 6.3), la Formation de Macasty aurait atteint la fenêtre à huile potentielle dès le milieu de l'Ashgillien (Tab. 6.3: 1 km est $\approx 1,06$ dans la colonne Enf. Mty), après une période d'environ 5 Ma depuis sa sédimentation. La température ne dépasserait pas 90°C. La zone à gaz à condensats prendrait le relais à partir de 2 km jusqu'à 3,68 km (Tab. 6.3: $2,22 + 1,46$ km), et aujourd'hui, la Formation de Macasty aurait légèrement dépassé la zone à gaz à

condensats. L'enfouissement maximum de la Formation de Macasty est ainsi estimé à environ 3,9 km (Tab. 6.3: 2,44 + 1,46 km).

Avec un gradient de réflectance presque deux fois plus petit, les enfouissements nécessaires dans le puits Sandtop sont environ deux fois plus grands. Par exemple, la fin de la fenêtre à huile potentielle dans le puits Sandtop nécessite 4,05 km (Tab. 6.3: 1,00 + 3,05 km) d'enfouissement au lieu des 2,34 km nécessaires dans le puits ARCO.

Pour un puits situé sur une plate-forme, l'échelle de Price suggère un gradient anormalement élevé dans le cas du puits ARCO (Tab. 6.3: 68°C/km). La valeur du gradient dans le puits Sandtop est plus normale dans le contexte tectonique de l'île d'Anticosti (Tab. 6.3: 39°C/km). D'autre part, en fonction de la section du puits, au-dessus de 1,38 km de profondeur ou en-dessous de 1,38 km (équivalent à un $R_0 = 1,3\%$), l'échelle de Héroux et al. (1979) donne deux gradients très différents: un gradient que l'on peut qualifier de normal (Tab. 6.3: 29°C/km) et un gradient très fort (Tab. 6.3: 63°C/km). Tous ces résultats nous semblent peu satisfaisants. Ils suggèrent d'appliquer un modèle qui fait intervenir le temps en plus de la température (Gretener, 1981; Waples, 1981).

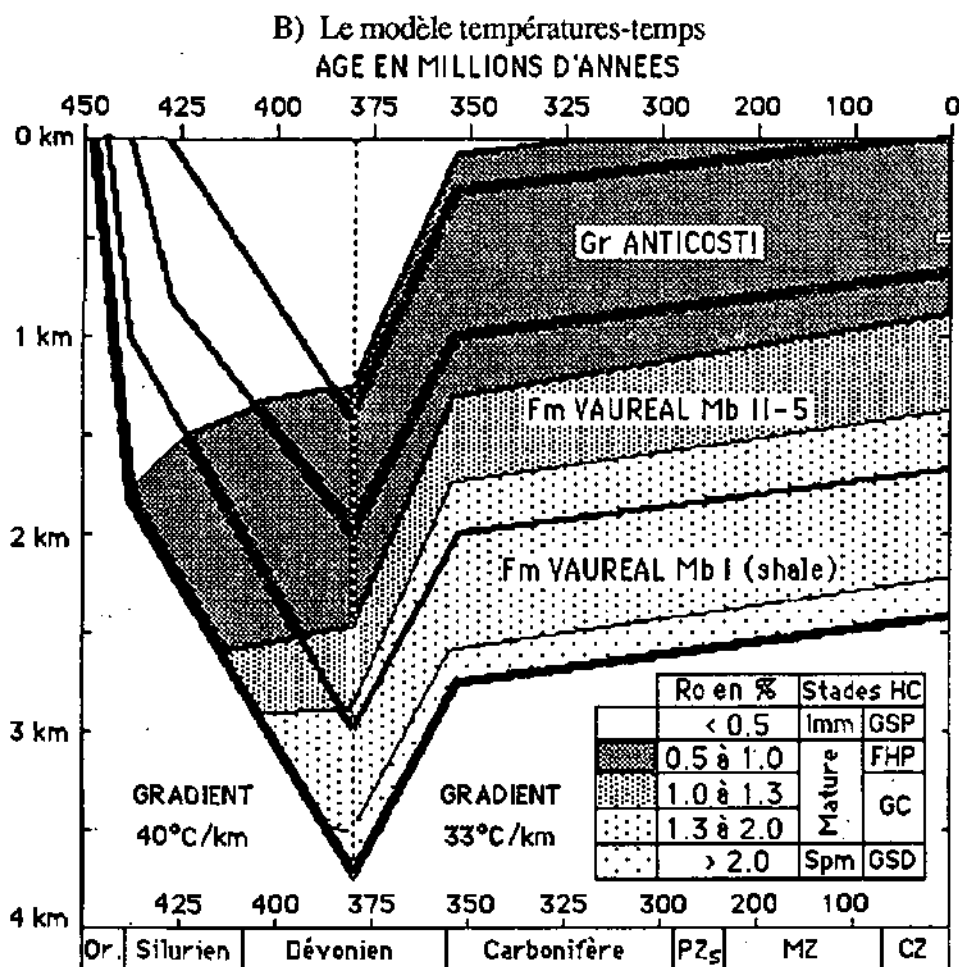


Figure 6.4. Histoire de l'enfouissement et de la maturation thermique de la Formation de Macasty. Calculs faits à partir des modèles de Gretener (1981) et de Waples (1981). Les lignes épaisses représentent les contacts lithologiques. La ligne pointillée sépare la période tectoniquement active du bassin appalachien (gradient 40°C/km) de la période actuelle d'érosion passive de la plate-forme (gradient 33°C/km). Imm = immature; Spm = supramature; GSP = zone à gaz sec précoce; FHP = fenêtre à huile potentielle; GC = zone à gaz à condensats; GSD = zone à gaz sec diagénétique.

Les résultats peu convaincants obtenus avec le modèle ne faisant pas intervenir le temps (Tab. 6.3) suggèrent que le temps joue un rôle important sur la valeur de la pente du profil de la réflectance en fonction de la profondeur.

Pour arriver à situer dans le temps les moments de la formation des hydrocarbures, des modèles thermo-temporels simples de l'histoire de la maturation thermique sont construits à partir des méthodes proposées par Waples (1980) et Gretener (1981).

Les hypothèses ajoutées aux données:

- a) de l'histoire géologique de la plate-forme de l'île d'Anticosti (Fig. 1.5) et de la partie distale de la plate-forme en Gaspésie (Fig. 1.10), qui se poursuit jusqu'au carbonifère,
- b) du profil de la réflectance estimée de la télinite dans le puits ARCO et
- c) du paléogradient géothermique, dans lequel l'effet du temps est minimisé (gradient 39°C/km)

sont:

- a) la température moyenne de la surface au cours de l'histoire géologique, estimée ici à 20°C ,
- b) la simultanéité des événements tectoniques entre l'île d'Anticosti et la Gaspésie, dans la période s'étendant du Silurien moyen au Carbonifère, même s'il n'en reste plus de trace sur l'île d'Anticosti,
- c) le taux de sédimentation des strates érodées, estimé être à peu près le même que celui de la plate-forme llandovérienne inférieure, et
- d) une baisse de paléogradient géothermique durant la période d'érosion passive de la plate-forme par rapport à la période se terminant par l'Orogénie acadienne.

Le tableau des résultats et des calculs intermédiaires obtenus à partir du modèle privilégié est montré, à titre d'exemple, dans l'appendice 13A. Ce n'est qu'en utilisant ce modèle, que le pouvoir réflecteur équivalent de la vitrinite de la Formation de Macasty, obtenu à partir de la relation établie par Waples (1980) entre le TTI et la réflectance, est conforme à la valeur de la réflectance observée aujourd'hui ($R_{\text{O est. télinite}} = 2,24\%$).

Plusieurs autres modèles ont toutefois été vérifiés. Sans un enfouissement supplémentaire des séries actuelles, estimé à 1,45 km (Tab. 6.3), un gradient de 70°C/km produit un pouvoir réflecteur "épizonal" dans la Formation de Macasty ($R_{\text{O TTI}} = 4,65\%$). Si l'hypothèse d'un gradient de 40°C/km est retenue, mais que l'érosion est graduelle depuis l'enfouissement maximum, le pouvoir réflecteur estimé dans la Formation de Macasty est beaucoup trop élevé ($R_{\text{O TTI}} = 3,45\%$). Si l'érosion des séries maintenant disparues est surtout pré-Carbonifère,

mais que le paléogradient géothermique ne diminue pas à ce moment de l'histoire géologique de la plate-forme de 40°C/km à environ 33°C/km jusqu'à aujourd'hui, le pouvoir réflecteur estimé de la vitrinite dans la Formation de Macasty est toujours trop élevé ($R_o_{TTI} = 2,93\%$).

Les résultats de cette simulation de l'histoire de la maturation thermique de la Formation de Macasty, qui donnent un pouvoir réflecteur évalué à partir du TTI très semblable à celui de la réflectance estimée en pétrographie ($R_o_{TTI} = 2,29\%$ au lieu de $R_o_{est. \text{ télinite}} = 2,24\%$), sont illustrés dans la figure 6.4. Ils démontrent que la Formation de Macasty est entrée dans la fenêtre à huile potentielle au tout début de l'époque Llandovery (Silurien inférieur) (Fig. 6.4 et Appendice 13A). Elle a traversé ce stade de formation des huiles entre 22 et 30 millions d'années plus tard, avant la fin de l'époque Pridoli (Silurien très supérieur). Au Dévonien inférieur (fin de l'âge Gédinnien), elle traverse la limite inférieure de la zone mature ($R_o = 1,3\%$). D'après les figures 6.2 et 6.3, près de 50 pour-cent (50%) des hydrocarbures potentiels du départ sont déjà produits; de ceux-ci, les deux-tiers (67%) ont déjà été expulsés de leur roche mère et ont probablement migré vers des réservoirs hypothétiques. Cinquante et un millions d'années (51 Ma) après avoir franchi la limite supérieure de la fenêtre à huile potentielle, c'est-à-dire à la limite Dévonien inférieur - Dévonien moyen (Fig. 6.4), la Formation de Macasty pénètre dans la zone à gaz sec ($R_o > 2,0\%$). Plus de 80 pour-cent des hydrocarbures potentiels du départ sont produits (éq. 6.3: $IP_t = 82\%$), et 75 pour-cent ont déjà été expulsés de la roche mère (éq. 6.4: $IM = 75\%$). L'histoire géologique de la plate-forme de l'île d'Anticosti au cours des 380 Ma qui nous séparent de cette époque, n'a que légèrement modifié le degré de maturation de la matière organique de la Formation de Macasty.

La partie la plus importante des hydrocarbures générés par la Formation de Macasty au cours de son histoire géologique (environ 5×10^9 t), a donc migré avant l'Orogénie acadienne. S'ils n'ont pas trouvé de réservoir sur leur chemin, les hydrocarbures se sont dispersés dans les séries sus-jacentes. Il n'y a pas de formation réservoir potentiel au-dessus de la Formation de Macasty. La partie inférieure de la Formation de Vauréal montre plutôt toutes les caractéristiques d'une bonne roche couverture. C'est un shale très argileux (Fig. 1.4). Les faciès réservoirs potentiels actuellement connus: les faciès gréseux et carbonatoclastiques de la

partie basale de la Formation de Mingan et les dolomies de la Formation de Romaine, sont sous-jacents à la Formation de Macasty (Fig. 1.4). Toutefois, la plate-forme est disséquée en escalier par des failles normales, pré-taconiques, qui ont été réactivées à l'Acadien. Ces failles ont pu permettre le passage d'une partie des hydrocarbures en migration, avec les séries potentiellement réservoirs de l'Ordovicien inférieur et moyen.

La possibilité de la présence de facies littoraux détritiques ou régressifs puis transgressifs, formés lors de la destruction des reliefs taconiques durant l'Ashgillien, facies équivalents à ceux de la Formation de Lorraine dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Fig. 1.3), ouvre des perspectives plus intéressantes. En effet, ces facies seraient des équivalents latéraux granulométriquement grossiers de la base de la Formation de Vanréal. Les facies de cette formation fourniraient des roches réservoirs et une ou plusieurs roches couvertures pour former des pièges stratigraphiques éventuels. Si elles existent, ces séries hypothétiques devraient se trouver en mer, entre l'île d'Anticosti et le nord-est de la Gaspésie.

Malgré l'échec du puits Sandtop, les facies littoraux des Formations de Long Point et d'Ellis Bay, situés à l'est et au sud-est de l'île d'Anticosti, pourraient aussi contenir des roches réservoirs. Considérant la situation de ce secteur par rapport au puits ARCO, la Formation de Macasty devrait avoir subi, dans cette région du bassin, une maturation thermique suffisante pour expulser les hydrocarbures générés. Des sondages implantés au niveau de ces facies littoraux pourraient intercepter des gisements.

6.4.2. Dans le nord-est de la Gaspésie.

L'histoire géologique de la maturation thermique et des hydrocarbures du nord-est de la Gaspésie est beaucoup plus complexe que celle de l'île d'Anticosti.

1) La Gaspésie a d'abord été une bordure océanique profonde, subséquemment détruite par l'Orogénie taconique. Les roches de la Ceinture taconique, situées dans la partie septentrionale du Bloc nord, montrent partout un saut des valeurs de pouvoir réflecteur par rapport aux roches du synclinorium de Gaspé - Vallée du Connecticut (Fig. 3.40). Ces résultats signifient que les séries cambro-ordoviciennes ont subi une "cuisson" plus élevée durant l'enfouissement

qui a précédé l'Orogénie taconique que lors du second enfouissement, sous les séries siluro-dévonniennes. Les séries qui affleurent dans la Ceinture taconique sont les racines de la chaîne taconienne.

Il serait difficile, sinon téméraire, de chercher à estimer le relief tectonique érodé d'après les valeurs minimum du pouvoir réflecteur de ces séries. L'épaisseur nécessaire pour atteindre les réflectances observées est une approche approximative pour répondre à cette question. En effet, des chevauchements des unités stratigraphiques plus vieilles sur des unités stratigraphiques plus jeunes sont des phénomènes courants dans les séries du Groupe de Québec qui peuvent singulièrement compliquer le problème (Ogunyomi et al., 1980). Si la période effective d'enfouissement est aussi courte que l'indiquent Islam et al. (1981), soit environ 35 Ma, les valeurs minimales de la réflectance (Fig. 3.40: environ 2,0%) évoquent, d'après l'équation de Price (1982), une température maximum de 332°C. Cette température se traduit par des épaisseurs comprises entre 6,9 km, si le paléogradient géothermique est de 40°C/km, et 4,0 km, si le paléogradient géothermique est de 70°C/km. Toutefois, la Formation de Cap-des-Rosiers étant cambrienne, la période d'enfouissement est vraisemblablement plus longue que 35 millions d'années, telle que proposée pour la Formation de Tourelle, de l'Ordovicien inférieur (Islam et al., 1981). L'épaisseur érodée des séries taconiennes reste donc très incertaine.

2) Comme le démontrent les auteurs antérieurs, la sédimentation post-taconique débute à l'Ashgillien inférieur. Mais, elle n'a pleinement recouvert les reliefs taconiques qu'à partir du Silurien supérieur (Fig. 1.10). Ce n'est qu'après le nivellement des reliefs taconiques et formation d'une plate-forme, qu'une sédimentation marine prévaut jusqu'à l'Emsien inférieur. Mais, cette plate-forme est tectoniquement instable. Elle est disséquée en zones hautes et basses qui bougent sporadiquement tout au cours de la sédimentation, depuis l'Ashgillien jusqu'à la dernière phase orogénique majeure du Dévonien moyen, l'Orogénie acadienne (1.3.1, 1.3.3 et Fig. 1.10). De l'Emsien jusqu'au début du Dévonien moyen (Eifelien), la sédimentation devient de plus en plus continentale. Des sédiments siliciclastiques sont apportés des reliefs acadiens, tectoniquement actifs à l'est de notre région. La diminution des valeurs

du pouvoir réflecteur de matière organique remaniée dans ces sédiments (3.3.1.2.2.2A), signifie que l'arrière-pays s'érode de plus en plus profondément parallèlement à la sédimentation de la Formation de Battery Point.

D'après Poole et al. (1970, pp. 272, 275), cet arrière-pays est actuellement situé dans le Nouveau-Brunswick, au sud de notre région, à l'intérieur de la chaîne appalachienne (géanticlinal de Miramichi). Depuis le début du Dévonien, cette partie de la chaîne est dans une phase initiale de soulèvement orogénique, précédant l'Orogénie acadienne proprement dite (Poole et al., 1970).

A l'époque, cet arrière-pays était vraisemblablement situé beaucoup plus à l'est de sa position actuelle (Bourque, 1985). En effet, un mouvement dextre le long d'une seule faille à décrochement horizontal du sud de la Gaspésie, a produit un déplacement d'une magnitude d'environ 250 km (Bourque, 1985). Un seul déplacement de cet ordre de grandeur est suffisant pour aligner cet arrière-pays avec les paléocourants, déduits des structures sédimentaires, observés dans les Grès de Gaspé (1.3.2.17 et 1.3.2.18).

3) Après la période de chevauchement, un relâchement des efforts de compression et l'apparition d'efforts de distension sur le volume sédimentaire produisent des failles normales. Ce changement dans la direction des contraintes est révélé par la présence de failles dans le puits Blanchet, qui dissèquent les plans de chevauchement (Fig. 3.41A). Simultanément, le Bloc nord bascule vers le sud pour lui donner sa position actuelle. Ces mouvements locaux dans le puits Blanchet sont peut-être synchrones avec le grand basculement du Bloc nord qui a exposé les séries cambro-ordoviciennes de la Ceinture taconique et protégé de l'érosion une partie plus grande de la Formation de Battery Point dans le Bloc nord que dans les Blocs centre et sud (Fig. 1.9). Ce mouvement tectonique est peut-être aussi relié au léger et dernier basculement vers le sud, observé dans l'ouest de l'île d'Anticosti (Fig. 3.39; 3.3.3.2: conclusion 4).

4) D'après la réflectance de la matière organique, la maturation thermique de la Gaspésie est en grande partie pré-tectonique (3.3.3.3). Une simulation de l'évolution du pouvoir réflecteur estimé de la télinite dans le puits Sunny Bank au cours des temps géologiques (Appendice

13B), suggère que la proportion de l'évolution de la matière organique pré-tectonique diminue en montant dans la stratigraphie.

Au niveau de la frontière siluro-dévonienne, c'est-à-dire à la base de la Formation de Roncelles, la fenêtre à huile potentielle est atteinte au tout début de la sédimentation des Grès de Gaspé (Membre de l'Anse-à-Brillant). La fenêtre à huile potentielle est traversée après moins de 1 km de la Formation de Battery Point. La fin de la zone à gaz à condensats ($R_o \text{ TTI}$ compris entre 2,0 et 2,2%) est atteinte au moment où débute l'Orogénie acadienne, c'est-à-dire, entre 386 et 380 Ma (Appendice 13B). Or, la maturation thermique se poursuit après cette période, mais elle est à toute fin pratique terminée lorsque les reliefs acadiens sont érodés, et que la sédimentation reprend au Viséen (Carbonifère), il y a 352 Ma. En effet, le pouvoir réflecteur estimé aurait atteint une valeur d'environ 2,95% (Appendice 13B), valeur très similaire à celle actuellement estimée à ce niveau stratigraphique ($R_o \text{ est. télinite} = 3,20\%$). Cette valeur est observée actuellement à environ 3,8 km de profondeur (équation du puits Sunny Bank dans le Tab. 3.12: $R_o \text{ est. télinite} = 3,20\%$). Au niveau stratigraphique de la frontière siluro-dévonienne (base de la Formation de Roncelles), l'évolution de la réflectance de la télinite, comprise entre 0,3 et 2,0 pour-cent, est pré-acadienne. L'évolution entre 2,0 et 3,0 pour-cent est syn et post-orogénique, mais essentiellement pré-Carbonifère (Appendice 13B).

Au sommet des Calcaires Supérieurs de Gaspé, la situation est très différente. En effet, d'après les résultats de la simulation de l'évolution des valeurs du pouvoir réflecteur estimé de la télinite en fonction des temps géologiques, la fenêtre à huile potentielle est tout juste amorcée (Appendice 13B: $R_o \text{ TTI} = 0,66\%$) lorsque l'Orogénie acadienne est terminée. Par la suite, la progression du pouvoir réflecteur de vitrinite vers la limite inférieure de la fenêtre à huile potentielle est aussi importante du Carbonifère à nos jours (Appendice 13B: $\Delta R_o = 0,11\%$) que du Dévonien moyen au Carbonifère (Appendice 13B: $\Delta R_o = 0,12\%$). C'est ainsi qu'au sommet des Calcaires Supérieurs de Gaspé, la génération des huiles est en bonne partie post-orogénique. Si la matière organique des Calcaires Supérieurs de Gaspé ne produit plus d'hydrocarbures actuellement, l'arrêt de la production d'huile doit être, géologiquement, assez

récent. Cette chronologie des phénomènes générateurs d'hydrocarbures explique, vraisemblablement, la présence des nombreux suintements actuels, observés dans la partie centrale du synclinal de la rivière York (Sikander, 1975 et 1976).

5) L'évolution de la réflectance dans le puits Sunny Bank raconte une histoire de la maturation thermique qui ne s'applique pas nécessairement à toute la région étudiée. En effet, les grandes différences de gradients d'évolution de la matière organique entre les zones synclinales et les zones hautes, situées sur des seuils tectoniques et montrant tout aussi bien des gradients de réflectance élevés (puits Blanchet et puits Gaspé Nord) que des gradients faibles (puits Douglas), indiquent que chaque secteur de la région possède une évolution thermo-temporelle qui lui est propre.

6) Les écarts importants entre les puissances, la nature et les âges probables des sédiments qui ont enfoui les séries actuelles de la Gaspésie supportent la même hypothèse. A titre d'exemple, la maturation thermique des séries du puits Sunny Bank nécessite une épaisseur de sédiments d'environ 2,5 km. Vu les épaisseurs estimées des Formation de York River et de Battery Point (Fig. 1.10), un empilement restreint à ces deux formations est suffisant pour expliquer l'évolution des valeurs de réflectance dans le centre ouest du synclinal de la rivière York (puits Sunny Bank). D'autre part, près de 5,0 km de strates sont nécessaires pour donner au profil d'évolution du pouvoir réflecteur estimé de la télinite du puits Malbaie son aspect actuel (valeur calculée d'après les paramètres du Tab. 3.12). Vu une épaisseur de plus de 2,1 km de strates de la Formation de Battery Point et la proximité du contact de la Formation de Battery Point avec la Formation de Malbaie, la maturation thermique de la matière organique dans le puits Malbaie doit essentiellement être due à l'enfouissement de la Formation de Battery Point par la Formation de Malbaie, et peut-être même par la Formation Cannes-de-Roches d'âge Carbonifère et plus jeune encore (Fig. 1.10).

7) D'un puits à l'autre, les variations des valeurs de pouvoir réflecteur mesurées sur les bitumes de réservoir ou indéterminés, localisés au sommet des séries cambro-ordoviciennes au niveau de la discordance taconienne (puits Douglas, Gaspé Sud et Blanchet: Figs 3.28, 3.30 et 3.32), sont vraisemblablement fonction de l'époque géologique au cours de laquelle la

production et la migration des hydrocarbures ont eu lieu. Tel que précédemment démontré, ces moments cruciaux de l'histoire d'une roche mère sont fonction de sa position stratigraphique dans les séries et de sa localisation géographique dans le bassin. Le bitume supramature trouvé à la base des puits Blanchet et Gaspé Sud est vraisemblablement ancien et pré-tectonique, car son pouvoir réflecteur est élevé et il est similaire à celui des séries siluro-dévonienues sus-jacentes. D'autre part, le bitume solide observé dans les séries cambro-ordoviciennes du puits Douglas est vraisemblablement post-tectonique, car il est moins "cuit" que la matière organique des séries siluro-dévonienues sus-jacentes (Fig. 3.41), et il est présumément emprisonné sur place par un colmatage argileux plus tardif du réservoir (4.2.3: conclusion 3).

C'est cet ensemble varié d'événements tectoniques qui est responsable de la complexité de la stratigraphie (Fig. 1.10), de la sédimentologie (1.3.2 et 4.2), de la structure (1.3.1 et Fig. 3.41), de la zonéographie de la maturation thermique (Figs 3.40 et 3.41), de l'histoire des hydrocarbures et des phénomènes diagénétiques plus tardifs (4.2) qui ont modelé la géologie de la région.

7. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

7.1 INTRODUCTION

Cette étude systématique consiste à intégrer la géologie de la matière organique et des argiles ainsi que leur maturation thermique dans la stratigraphie, la sédimentologie et la tectonique du bassin appalachien formé par l'île d'Anticosti et le nord-est de la Gaspésie (1.1.1). Elle permet une meilleure compréhension de l'évolution de la diagenèse thermique dans ces empilements sédimentaires et conduit à un modèle de l'histoire thermique susceptible de contribuer à l'évaluation du potentiel en hydrocarbures du bassin.

La contribution à l'histoire géologique régionale réside dans l'étude de la chronologie des enfouissements maxima, des mouvements tectoniques, des migrations et de l'altération des hydrocarbures, et des effets de la tectonique sur les gradients du pouvoir réflecteur et conséquemment, des paléogradients géothermiques. Bien que les données disponibles aient pu être suffisantes pour construire un modèle mathématique de l'évolution de la température, cette facette de l'étude est à peine amorcée. A notre point de vue, elle reste néanmoins un objet d'étude intéressant pour des travaux futurs.

Pour atteindre ces objectifs dans le bassin appalachien, il fallait au préalable améliorer les techniques d'analyse et étalonner de nouveaux indicateurs qui soient adaptés à ces roches du Paléozoïque inférieur. De façon plus spécifique, ces travaux ont contribué à:

- a) améliorer les techniques d'analyses en pyrolyse en température programmée (Rock Eval) en pétrographie et en réflectance de la matière organique,
- b) à étalonner la réflectance de nouveaux indicateurs organiques de maturation thermique, indicateurs utiles tant dans les séries anté-dévonienues dépourvues de vitrinite, que dans les séries dévonienues contenant ce macéral standard.

L'amélioration des techniques d'analyses porte sur la création d'une nouvelle méthode de préparation pour l'étude pétrographique de la matière organique ainsi que sur l'identification et la correction d'erreurs des résultats de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval).

La préparation employée pour l'examen pétrographique des matières organiques permet de combiner aux observations en lumière réfléchie (structures internes, teinte de gris, anisotropie, bourrelets et autres traces d'oxydation) et en autofluorescence, les observations en lumière transmise (couleurs, forme et structure externe des organoclastes).

Bien que l'étalonnage réciproque du pouvoir réflecteur des organoclastes avec la vitrinite fut un succès, l'étalonnage entre la réflectance et les indicateurs de la pyrolyse en température programmée de la matière organique ou de la minéralogie des argiles n'a pu être réalisé tel que souhaité. En effet, dans les régions étudiées, les valeurs des indicateurs thermiques obtenues de la pyrolyse et des minéraux argileux par diffraction des rayons X, sont trop affectées par des facteurs autres que la maturation thermique, pour qu'un étalonnage avec la réflectance des organoclastes soit possible.

7.2 CONCLUSIONS SUR L'AMELIORATION DES TECHNIQUES D'ANALYSES

7.2.1 La pétrographie de la matière organique

La méthode de préparation pétrographique de la matière organique proposée par Bertrand et al. (1985) rend presque négligeable les pertes lors du polissage. A partir de petits concentrés de matières organiques dispersées dans des roches (carbone organique moins de 0,05%), un échantillon de moins de 50 grammes permet généralement d'obtenir une centaine de mesures de pouvoirs réflecteurs.

La méthode rend aussi possible le polissage de la grande majorité des particules de la matière organique, minimise les arrachements et le relief et, sur la même préparation, permet d'observer les organoclastes en lumière transmise, en lumière réfléchie et sous excitation pour l'autofluorescence. Il est donc possible d'identifier avec des critères palynologiques, en plus des critères de la pétrographie organique classique des charbons, une grande variété de fragments d'organoclastes.

La méthode proposée s'avère particulièrement indispensable dans les séries du Paléozoïque inférieur, dépourvues de végétaux supérieurs. Sans cette méthode, il serait beaucoup plus difficile d'identifier et conséquemment de corréliser le pouvoir réflecteur des divers organoclastes et bitumes solides, avec celui du standard international, la vitrinite. L'établissement d'une table d'équivalences entre ces pouvoirs réflecteurs a ainsi été rendu possible (Appendice 8).

7.2.2 La pyrolyse en température programmée (Rock Eval)

Après environ dix ans d'usage, les auteurs et les nombreux utilisateurs de la méthode ont observé et démontré que la pyrolyse en température programmée montrait plusieurs limitations (2.2.2.2).

Cette étude confirme les résultats de ces travaux antérieurs et démontre que la méthode de caractérisation des roches mères par pyrolyse en température programmée est lourdement hypothéquée lorsqu'elle est employée dans des roches carbonatées, pauvres en matière

organique. Cinq types d'erreurs sont reconnus et des solutions plus ou moins générales sont proposées.

1) L'appareillage ne répond pas de façon linéaire à la quantité de kérogène pyrolysé. Ainsi, les rapports de proportion de la surface des pics P_2 et P_3 changent en fonction de la quantité de matière organique pyrolysée (2.2.2.2.1).

Observé lors des analyses des échantillons de l'île d'Anticosti (mars 1984), ce phénomène, également rapporté par Katz (1984), n'est toujours pas vraiment reconnu dans la littérature.

Cet effet est corrigé avec des courbes de calibration (éq. 2.1 ou Fig. 2.5 et éq. 2.2). Les courbes de calibration sont différentes lorsque les facteurs de multiplication changent.

2) Les carbonates produisent un surdosage du CO_2 lorsque l'on analyse des calcaires (2.2.2.2.2a). Ce phénomène n'est soulevé dans la littérature que par Katz (1984). Notre découverte de l'effet des carbonates date du moment de la vérification des analyses des travaux antérieurs dans le nord-est de la Gaspésie (juillet 1982). Ce problème est corrigé en effectuant la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) sur le résidu insoluble des échantillons plutôt que sur la roche brute (Fig. 2.6).

3) La matrice minérale absorbe une partie des pyrolysats (2.2.2.2.2b), ce qui produit un sous-dosage des hydrocarbures lorsque la roche est pauvre en matière organique. Les effets de la matrice minérale sont autant fonction de la nature des kérogènes et de la maturation thermique, à cause des hydrocarbures produits, que de la lithologie des roches (Espitalié et al., 1980). Les variations de l'effet de matrice en fonction de ces facteurs sont mises en évidence dans les figures 2.7 à 2.9. Ce problème a été étudié par Espitalié et al. (1980). Dans nos travaux, l'effet de la matrice minérale est corrigé:

- a) en pyrolysant une quantité connue d'un standard, mélangée avec le résidu de la pyrolyse de l'échantillon et
- b) en corrigeant proportionnellement les résultats de la pyrolyse de l'échantillon, à partir de l'écart entre les valeurs prévues et observées du standard.

Cette méthode est une version légèrement modifiée de celle suggérée par Espitalié (1984). Les corrections que l'on peut faire pour corriger ce type d'erreur restent toutefois très approximatives (2.2.2.2.2b).

4) La présence d'oxygène dans la matière organique diminue la réponse de l'appareil à la quantité d'hydrocarbures présents dans l'échantillon (2.2.2.2.2c). Ce problème est brièvement soulevé dans la littérature par Teichmüller et Durand (1983).

Bien que ce phénomène fut observé et sa solution envisagée dès le début de nos travaux (octobre 1983), ce n'est qu'après avoir pris connaissance des travaux de Crossey et al. (1986), que la solution fut concrètement appliquée. L'effet de l'oxygène peut être corrigé à l'aide d'équations empiriques (Tab. 2.1 et éq. 2.3), qui rectifient l'indice d'hydrogène (la quantité d'hydrocarbures) en fonction de l'indice d'oxygène (le CO_2) (Fig. 2.11); cette dernière variable, d'après nos travaux, n'étant pas influencée par la quantité d'hydrocarbures (éq. 2.6).

5) Les bitumes, liquides lourds et solubles dans les solvants organiques ou solides et insolubles, sont confondus avec le kérogène sur un pyrogramme. Ce phénomène est discuté dans la littérature dès 1979 par Clementz. Il peut modifier profondément les valeurs des principaux index de maturation thermique du Rock Eval: la température de craquage optimal du kérogène, T_{max} , et, indirectement, l'indice de production, IP (2.2.2.2.2d). Aucune solution concrète ne peut éliminer ce problème. En effet, bien qu'une partie des bitumes puisse être extraite du résidu insoluble à l'aide de solvants organiques, préalablement à la pyrolyse (Clementz, 1979), les bitumes solides ne peuvent être isolés de ce résidu insoluble et le problème reste entier.

Même si aucune solution à ce problème n'est vraiment proposée, deux méthodes permettent d'en quantifier l'importance. La première est la création d'une variable (RQ_2 : Fig. 2.4). Etant fonction de la forme du pyrogramme, elle permet de quantifier l'importance des bitumes lourds par rapport au kérogène in situ. La pétrographie de la matière organique est la seconde méthode quantitative proposée. Elle permet de juger si les bitumes solides sont assez abondants pour modifier les index du Rock Eval.

7.3 ETALONNAGE DES INDICATEURS DE MATURATION THERMIQUE

7.3.1 La réflectivité de la matière organique

7.3.1.1 Revue de la problématique

Après avoir mis au point une méthode d'analyse pétrographique de la matière organique en laquelle on peut avoir confiance pour de juger de la validité des résultats obtenus, il restait à étalonner les indicateurs de maturation thermique.

Dans les séries du Paléozoïque inférieur, le manque de particules de vitrinite ajoute une difficulté au problème de l'étalonnage. En effet, ces séries sont souvent pauvres en matière organique et cette dernière se compose essentiellement de bitumes solides, de zooclastes, d'algues et de leurs dérivés (Figs 3.13 et 3.14).

Même sans vitrinite, l'étalonnage des pouvoirs réflecteurs des organoclastes reste possible. En effet, Robert (1973, 1980), et plus récemment Jacob et al. (1985) ont établi une relation linéaire entre le pouvoir réflecteur de la vitrinite et celui des bitumes solides (Annexe 1):

$$R_v = 0,618 R_b + 0,40.$$

7.3.1.2 Résultats nouveaux

Les séries de l'île d'Anticosti, très peu tectonisées, ne contiennent pas de vitrinite. Par contre, elles renferment beaucoup de bitumes solides et plusieurs types de zooclastes (chitinozoaires, graptolites, scolécodontes et hydroïdes) qui peuvent servir de substituts à la vitrinite comme indicateur de maturation thermique. Cette comparaison de la vitrinite avec les zooclastes, en se servant du bitume solide comme interface, a permis de conclure que c'était le pouvoir réflecteur des scolécodontes qui s'approchait le plus de celui de la vitrinite (Annexe 1: Bertrand et Héroux, 1987). Le pouvoir réflecteur des chitinozoaires et des graptolites s'apparentait plutôt à celui de la semifusinite:

$R_{O\ vi}$	$R_{O\ bit.}$	$R_{O\ chi.}$	$R_{O\ sco.}$
0,5	0,16	0,72	0,46
1,0	0,97	1,41	1,0
1,5	1,78	2,09	1,58
2,0	2,59	2,76	2,2

Tableau 7.1. Table de corrélation entre le pouvoir réflecteur estimé d'une vitrinite, à partir de l'équation de Jacob et al. (1985), et le pouvoir réflecteur des principaux zooclastes observés dans l'île d'Anticosti.

Ces relations doivent être corroborées par des comparaisons directes avec le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans des séries privilégiées où la vitrinite et ces organoclastes sont simultanément présents (Annexe 1).

Bien que plus tectonisées que celles de l'île d'Anticosti, les séries du Dévonien inférieur du nord-est de la Gaspésie renferment simultanément des phytoclastes du groupe de la vitrinite et des zooclastes. Toutefois, les chitinozoaires et les scolécodontes constituent l'essentiel de ces zooclastes (Figs 3.15 et 3.16). En effet, des graptolites ne sont observés que dans les séries dépourvues de vitrinite du Groupe de Québec, d'âge Ordovicien moyen (Fig. 3.15).

Ces travaux montrent que dans la gamme des valeurs du pouvoir réflecteur comprises entre 0,5 et 2,0%, les chitinozoaires de la Gaspésie ont une réflectivité très semblable à celle de la vitrinite (Fig. 3.35). D'autre part, les scolécodontes ont un pouvoir réflecteur qui les associe avec le groupe des exinites plutôt qu'avec celui des vitrinites, comme le suggérait la comparaison préliminaire faite avec les données de l'île d'Anticosti (Annexe 1: Fig. 5).

Cette apparente contradiction entre les conclusions tirées de l'île d'Anticosti et de la Gaspésie porte à s'interroger sur deux hypothèses:

- La vitrinite observée dans les séries du nord-est de la Gaspésie est différente de celle qui est comparée au bitume solide dans Jacob et al. (1985).

- b) Les bitumes solides ayant servi à faire la corrélation avec la vitrinite dans l'île d'Anticosti ne sont pas comparables à ceux utilisés par Jacob et al. (1985).

Les variétés de vitrinite des séries du nord-est de la Gaspésie (Pl. 3) montrent tous les caractères morphologiques de la définition de ce macéral. De plus, malgré l'âge des séries du nord-est de la Gaspésie, l'hypothèse d'une différence de composition entre la vitrinite identifiée par Jacob et al. (1985) et la vitrinite gaspésienne ne peut être soutenue:

- a) les séries échantillonnées par Jacob et al. (1985) sont paléozoïques et mésozoïques, les plus vieilles étant siluriennes et
- b) les échantillons proviennent de plusieurs continents (Europe, Amériques et Afrique).

Cette hypothèse est donc éliminée.

Comme dernière hypothèse, il reste la possibilité que les bitumes solides de l'île d'Anticosti soient différents de ceux étudiés par Jacob et al. (1985). En effet, la relation entre le pouvoir réflecteur du pyrobitume et celui de la télinite dans les séries calcaires s'est avérée différente dans les séries gréseuses (Fig. 3.37 et éqs 3.11 et 3.12). De plus, la relation vitrinite-bitume (éq. 3.9) de Jacob et al. (1985) est très similaire à la relation télinite-pyrobitume observée dans les séries gréseuses (éq. 3.11). Elle est aussi sensiblement différente de la relation télinite-pyrobitume observée dans les séries calcaires (éq. 3.12).

Une différence de nature entre les bitumes solides présents dans l'île d'Anticosti et ceux utilisés par Jacob et al. (1985) explique donc la contradiction apparente des relations obtenues entre la réflectance de la vitrinite et le pouvoir réflecteur des zooclastes en Gaspésie de celles obtenues dans l'île d'Anticosti.

Les différences lithologiques entre ces deux séries du nord-est de la Gaspésie reflètent des environnements de dépôts qui sont très différents, continentaux et paraliques versus marins. Les comportements différents entre bitumes solides dans ces deux types de facies doivent dépendre de la nature des matières organiques d'origine et des processus d'altération en bitume. En effet, la pétrographie de la matière organique des séries calcaires montre que du bitume solide peut être généré directement à partir d'un tissu algaire apparemment très peu altéré, amorphe et non réfléchissant (Pl. 3.3, dans Bertrand et al., 1985 et Pl. 6.1, dans le

présent ouvrage). Dans les séries gréseuses, les produits bitumineux semblent surtout dérivés de l'altération d'un tissu cellulaire (Pls 4.1, 4.2 et 4.7), de type "herbacé", ayant un aspect résineux à minéralisé lorsqu'il n'est pas altéré. L'altération d'exsudats intergranulaires (Pl. 5.1) et la formation de gouttelettes de bitume à partir d'organoclastes indéterminés (Pl. 4.5) sont également présentes.

D'autre part, en fonction de l'enfouissement des séries, le pyrobitume montre de beaux profils d'évolution de leur pouvoir réflecteur, surtout dans les séries marines. Par contre, dans ces séries, on observe plusieurs types de bitumes solides, lesquels n'évoluent pas tous en fonction de l'enfouissement des séries (Figs 3.21, 3.23, 3.30 à 3.33). Quant aux divers types de bitumes solides des séries paraliques et continentales, ils ont des comportements plus similaires en fonction de la maturation thermique (Fig. 3.36).

R_o vi	R_o bit.c	R_o bit.g	R_o chi.	R_o grap.	R_o sco.
0,5	0,34	0,33	0,50	0,46	0,28
1,0	0,73	0,93	0,98	0,91	0,64
1,5	1,15	1,71	1,45	1,36	1,02
2,0	1,57	2,62	1,92	1,80	1,42

Tableau 7.2. Table de corrélation entre le pouvoir réflecteur de la télinite et le pouvoir réflecteur de deux types de pyrobitume et des principaux zooclastes observés dans l'île d'Anticosti et dans la Gaspésie.

Cette complexité des facteurs qui affectent les comportements des bitumes solides, nous incite à n'utiliser que le pouvoir réflecteur des zooclastes pour établir une table de correspondance entre les réflectances des organoclastes. Moins variable que celui des scolécodontes, le pouvoir réflecteur des chitinozoaires est préférentiellement désigné comme intermédiaire entre les pouvoirs réflecteurs des zooclastes, des bitumes solides et de la vitrinite lorsque les occurrences de ces organoclastes ne sont pas congruentes (3.3.2.3). L'évolution du pouvoir réflecteur des chitinozoaires est aussi plus documentée que celle des scolécodontes. La table

des équivalences entre les réflectances des divers organoclastes, détaillée dans l'appendice 8, est résumée dans le tableau 7.2. Ce tableau montre des différences importantes entre les résultats obtenus à partir d'une comparaison directe avec la télinite, dans les séries gaspésiennes, et les résultats obtenus avec la régression de Jacob et al. (1985), dans les séries calcaires de l'île d'Anticosti (Bertrand et Héroux, 1987: Annexe 1).

En conclusion, ce tableau montre que la réflectance de tous les zooclastes étudiés, chitinozoaires, graptolites ou scolécodontes, peut servir d'indicateur de maturation thermique. Il n'est donc plus nécessaire d'avoir de la vitrinite dans la matière organique dispersée d'une roche pour quantifier le niveau de maturation thermique atteint par des séries. Il montre aussi qu'il faut être très prudent lorsque l'on tente de quantifier la maturation thermique d'une série, en terme de rang de la vitrinite, à partir du pouvoir réflecteur des bitumes solides qui y sont observés.

Ces conclusions répondent à la première question des conclusions sur la problématique dans l'île d'Anticosti (1.2.5.5) et aux trois premières conclusions de la problématique dans la Gaspésie (1.3.5.5). En effet:

1) dans les séries d'environnements de dépôts marins, dépourvues en vitrinite, les chitinozoaires, les graptolites et les scolécodontes peuvent indifféremment servir d'indicateurs fidèles de la maturation thermique. Toutefois, c'est le pouvoir réflecteur des chitinozoaires qui semble être le meilleur indicateur.

2) Les chitinozoaires et les scolécodontes sont les deux zooclastes qui peuvent servir indifféremment dans les deux régions du bassin. Mais, encore une fois, ce sont les chitinozoaires qui sont préférentiellement utilisés.

3) Les relations entre le pouvoir réflecteur de ces organoclastes et celui de la vitrinite sont maintenant bien connues (Tab. 7.2 et Appendice 8).

7.3.2 Le Rock Eval et les minéraux argileux

L'étalonnage de:

- a) la température de craquage optimal du kérogène (T_{max}),
- b) l'indice d'hydrogène (IH),
- c) le rapport hydrocarbures lourds sur kérogène (RQ_2) et
- c) l'indice de production (IP),

a montré que les indicateurs de la pyrolyse en température programmée (Rock Eval) ne sont que des indicateurs grossiers de la maturation thermique. Ils ne peuvent corroborer les résultats de la réflectance de la matière organique que de façon très générale.

L'indice d'aigu de l'illite sur préparations naturelles, est le seul indicateur des minéraux argileux qui montre une vague diminution de ces valeurs avec celle du pouvoir réflecteur estimé de la télinite (Fig. 5.5). Cette pauvre relation de l'indice d'aigu de l'illite avec notre principal indicateur de la maturation thermique, la réflectance de la télinite, et les conclusions préliminaires du chapitre 4 sur les causes des variations des quantités relatives de la composition des minéraux argileux permettent de conclure que dans les séries étudiées de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie, les indicateurs des minéraux des argiles sont inutilisables pour servir à corroborer, sinon de façon très générale, les résultats de la réflectance.

Les valeurs des indicateurs potentiels de la maturation thermique du Rock Eval et des minéraux argileux sont soit entachées de sources d'erreurs, ou bien elles varient en fonction de plusieurs autres facteurs, sans qu'il soit possible d'isoler leurs effets respectifs. Ces indicateurs apportent toutefois des éléments nouveaux d'informations sur les environnements de dépôts (3.1.2; 3.1.3; 3.2.3.2; 3.2.3.3; 4.1.3: conclusions 2, 3 et 5; 4.2.3: conclusion 6), le potentiel roche mère à hydrocarbures des séries (3.1.2.2; 3.1.3.2; 3.4.1.1.3; 3.4.1.2.3; 3.4.2.1.3; 3.4.2.2.3) et le colmatage de paléoréservoir et l'âge des migrations (4.2.3: conclusion 3).

7.4 INTEGRATION DES RESULTATS DE LA MATURATION THERMIQUE

7.4.1 La zonéographie de la maturation thermique

7.4.1.1 Dans l'île d'Anticosti

L'ensemble de la surface de l'île d'Anticosti a atteint le stade de la formation des huiles (Fig. 3.38). Cette zonéographie du pouvoir réflecteur, équivalent à celui de la vitrinite, permet de conclure qu'une partie importante des séries de l'île d'Anticosti sont érodées après l'enfouissement maximum. En moyenne, l'enfouissement maximum post-Silurien inférieur, au-dessus des strates actuelles, est estimé à environ 2,0 km (3.3.3.2).

En subsurface, les courbes d'isoréfectance coupent tous les contacts lithologiques. De plus, en fonction de la profondeur, les gradients de réflectance varient peu d'un secteur à l'autre de l'île d'Anticosti (Fig. 3.39). Le dernier grand mouvement tectonique perceptible dans l'île d'Anticosti est un basculement d'une amplitude d'environ 500 m, dont la charnière est approximativement orientée dans la direction nord-ouest sud-est. Celui-ci a eu lieu après l'enfouissement maximum des séries. Tous les autres mouvements ont eu lieu avant cet événement. La maturation thermique dans l'île d'Anticosti est essentiellement post-tectonique.

Le quart du volume du bassin est dans la fenêtre à huile potentielle mais les trois-quarts sont propices à la conservation des hydrocarbures liquides (Figs 3.38 et 3.39). La présence de la corrensité indique que les températures maximales atteintes par les roches de la surface de l'île sont comprises entre 100 et 150°C.

7.4.1.2 Dans le nord-est de la Gaspésie

La zonéographie de la maturation thermique de la surface du nord-est de la Gaspésie est beaucoup plus complexe que celle de l'île d'Anticosti. Les roches de la surface du nord-est de la Gaspésie ont partout atteint la zone mature (Fig. 3.40). Celles du Groupe de Québec sont toujours supramatures et elles appartiennent majoritairement à la zone à gaz sec diagénétique (Fig. 3.40).

A l'exception d'une partie du Bloc nord, les roches du Groupe de Chaleurs ont partout dépassé la fenêtre à huile potentielle. En subsurface, elles sont généralement supramatures. Les affleurements des Calcaires Supérieurs de Gaspé appartiennent généralement à la fin de la fenêtre à huile potentielle (Fig. 3.40). Mais, dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean et en subsurface, dans le fond des grands synclinaux, les Calcaires Supérieurs de Gaspé font surtout partie de la zone à gaz à condensats (Fig. 3.41).

En surface, la maturation thermique des Grès de Gaspé couvre toute l'étendue de la fenêtre à huile potentielle. Toutefois, le rang des Grès de Gaspé croît de l'ouest vers l'est de la région. Dans l'ouest du Bloc centre, la base de la Formation de York River a tout juste pénétré le début de la fenêtre à huile potentielle. A l'est du même bloc, la limite de ce stade de formation des hydrocarbures est située bien à l'intérieur de la Formation de York River (Fig. 3.40). Dans le Bloc nord, il y a une progression rapide de la maturation thermique entre le puits Douglas et le puits Malbaie, où la limite supérieure de la zone à gaz à condensats monte très haut dans la Formation de Battery Point (Fig. 3.41). La maturation thermique au nord de la faille de la Pointe Saint-Pierre (Fig. 1.9A), dans l'anticlinal de Tar Point (Appendice 7K), ne montre pas cette progression rapide (Fig. 3.40). La zonéographie des hydrocarbures est comparable à celle observée dans le Bloc centre, au sud de la faille du Troisième Lac.

Contrairement à ce qui est observé dans l'île d'Anticosti (Tab. 3.11), les pouvoirs réflecteurs de la télinite dans les puits du nord-est de la Gaspésie montrent de grandes variations des gradients en fonction de la profondeur (Tab. 3.12). Les variations d'épaisseur des zones d'hydrocarbures qui en résultent (Fig. 3.41) sont présumément reliées à des variations locales des paléogradients géothermiques, variations causées par la présence de hauts structuraux, formés de roches ignées ou métamorphiques d'âge Ordovicien, plus caloporteuses que les séries sédimentaires siluro-dévonniennes et cambro-ordoviciennes qui les environnent (Fig. 3.42).

La zonéographie de la maturation thermique de la subsurface de la Gaspésie (Fig. 3.41) démontre que la maturation thermique dans le nord-est de la Gaspésie est en grande partie pré-tectonique mais qu'une partie de la maturation est aussi post-tectonique (3.3.3.3).

7.4.2 Potentiel et histoire des hydrocarbures de l'île d'Anticosti et du nord-est de la Gaspésie

7.4.2.1 Dans l'île d'Anticosti

Bien que la nature de la matière organique de la majorité des formations de l'île d'Anticosti soit favorable à la genèse d'huiles, les teneurs en kérogène sont si faibles que le potentiel génétique des séries est essentiellement gazier. Cette matière organique est surtout formée d'organismes autonomes (zooclastes, acritarches et autres algues) et de bitumes solides, dont la proportion varie en fonction des environnements de dépôts et du niveau de maturation thermique atteint par les séries (Figs 3.13 et 3.14).

Avec un kérogène riche en hydrogène (eq. 6.2: $1H_{\text{initial}} = 446$) et des teneurs en matière organique supérieures à 5 pour-cent, la Formation de Macasty est la seule unité stratigraphique ayant un potentiel génétique de roche mère à huile dans l'île d'Anticosti. A l'exception de la région du puits Sandtop, située à l'est, la teneur en matière organique de cette formation est uniforme dans toute l'île d'Anticosti. De plus, la nature de cette matière organique sapropélique, essentiellement amorphe lorsque vue en lumière transmise, est très homogène dans tous les secteurs de l'île. Son potentiel initial est estimé à environ 18 kg hydrocarbures/tonne de roche, mais il lui reste encore une capacité de production moyenne de plus de 10 kg d'hydrocarbures par tonne de roche.

Dans la partie du bassin occupée seulement par l'île d'Anticosti actuelle, la quantité d'hydrocarbures (HC) emprisonnés dans le lithotop de la Formation de Macasty est estimée à:

3,0 X 10⁹ tonnes en hydrocarbures (HC) légers, plus

9,2 X 10⁹ tonnes HC potentiels dans le kérogène,

soit un total de 12,2 X 10⁹ tonnes hydrocarbures (équivalent à 102 milliards de barils) (Tab. 6.1).

A l'origine, peu après sa sédimentation, la Formation de Macasty contenait l'équivalent d'environ 178 milliards de barils d'hydrocarbures potentiels (Tab. 6.2: 21,3 X 10⁹ kg HC). Enfouie par presque 4 km de sédiments dans le sud-ouest de l'île d'Anticosti, au niveau du

puits ARCO, cette formation a produit la majeure partie de son potentiel en hydrocarbures ($IP_1 = 92\%$). La production n'est pas à demi complétée dans les parties centre et ouest de l'île d'Anticosti.

La quantité totale d'hydrocarbures expulsés de la roche mère est évaluée à l'équivalent de près de 75 milliards de barils (Tab. 6.2: $9,0 \times 10^9$ kg HC). Les deux-tiers de ces hydrocarbures (Tab. 6.2: 67%) proviennent toujours de la partie sud-est de l'île d'Anticosti. Les hydrocarbures générés dans la Formation de Macasty des puits LGCP et Sandtop n'ont presque pas été expulsés de leur roche mère. L'essentiel des hydrocarbures expulsés de la Formation de Macasty sont des gaz à condensats (62%). Les gisements potentiels, remplis avec ce type d'hydrocarbures, devraient être situés au sud du puits NACP. Ceux de la partie centrale et nord de l'île d'Anticosti devraient contenir plus riches d'huile que de gaz à condensats.

Le temps a une grande influence sur la maturation thermique des séries et sur la pente des profils de réflectance. Les résultats d'une simulation thermo-temporelle de la maturation thermique d'après le modèle de Waples (1980) et Gretener (1981), suggèrent que la Formation de Macasty est entrée dans la fenêtre à huile potentielle au tout début du Silurien inférieur. Ce stade de formation des hydrocarbures est traversé à la fin du Silurien (22 et 30 Ma plus tard). Celui de la zone mature l'est au Dévonien inférieur. Près de 50 pour-cent des hydrocarbures potentiels initiaux sont alors produits, dont les deux-tiers ont déjà été expulsés de la roche mère. La Formation de Macasty pénètre dans la zone à gaz sec à la fin du Dévonien inférieur. Près de 75 pour-cent des hydrocarbures ont déjà été expulsés de la roche mère et ont donc migré avant l'Orogénie acadienne (6.4.1.2).

Les Formations de Romaine et de Mingan sont les seuls réservoirs potentiels sous la surface de l'île d'Anticosti. Bien que la plate-forme soit disséquée par des failles normales qui peuvent les mettre en contact avec la Formation de Macasty, la recherche de facies littoraux détritiques est une avenue d'exploration plus intéressante. Ces facies seraient équivalents à ceux du Groupe de Queenston dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Ils devraient surtout être situés entre l'île d'Anticosti et le nord-est de la Gaspésie, mais aussi dans le prolongement

sud-sud-est du facies de la Formation de Long Point du puits Sandtop. Ces facies fourniraient les roches réservoirs qui manquent dans les facies marins des séries de l'île d'Anticosti.

7.4.2.2 Dans le nord-est de la Gaspésie

La nature des matières organiques en Gaspésie est fonction des facies sédimentaires (3.2.3.3). Les environnements de dépôts continentaux ou paraliques contiennent surtout des restes de végétaux "supérieurs" et de la matière organique supramature remaniée. Les formations de milieux de dépôts marins, carbonatés ou siliciclastiques, sont riches en phyto-organismes et en zooclastes (Figs 3.15 et 3.16). Le bitume solide est omniprésent dans ces séries. Mais, il est plus abondant dans les facies marins (Figs 3.15 et 3.16).

La pyrolyse en température programmée confirme que la matière organique des Grès de Gaspé est un kérogène de Type III (humique) (3.4.2.1.3: conclusion 5; 3.4.2.2.3: conclusion 2) et qu'elle est en partie d'origine remaniée (3.4.2.2.2: observation 6). Celle des Calcaires Supérieurs de Gaspé est surtout de Type II (sapropélique-mixte) (3.4.2.1.3: conclusion 5; 3.4.2.2.3: conclusion 2).

Le potentiel génétique à hydrocarbures des séries cambro-ordoviciennes les plus riches en carbone organique est surtout gazier ($PG < 2 \text{ mg HC/g de roche}$) et secondaire (3.4.2.1.3: conclusion 2), car leur matière organique est essentiellement constituée de pyrobitumes.

Malgré la nature pétrologène des matières organiques de la Gaspésie, la majorité des séries siluro-dévonniennes généreront essentiellement des gaz ($PG < 2 \text{ mg HC/g de roche}$), car les teneurs sont trop faibles (3.4.2.1.3: conclusion 1). Toutefois, les Grès de Gaspé peuvent parfois contenir des niveaux "algaires" qui sont d'excellentes roches mères à huile. Ils sont alors deux fois plus riches que la Formation de Macasty ($32 \text{ kg HC/t de roche}$). Cependant, nous en ignorons l'extension latérale, et leur extension verticale est toujours très réduite. Ce manque de données rend difficile l'évaluation du potentiel pétrologène de la Gaspésie.

Malgré l'omniprésence des bitumes solides, le potentiel génétique des roches siluro-dévonniennes du nord-est de la Gaspésie est surtout de nature primaire. En moyenne, la proportion du potentiel en hydrocarbures dus au craquage des bitumes solides est estimée à 20

pour-cent dans les séries observées en surface et à 40 pour-cent dans les séries de la subsurface (3.4.2.1.3: conclusion 3, et 3.4.2.2.3: conclusion 2).

L'épaisseur érodée des séries taconiennes est très incertaine et elle ne peut être estimée avec une grande précision. Une épaisseur comprise entre 4 et 7 km est suggérée (6.4.2).

Lorsqu'ils ne sont pas supramatures, les bitumes solides trouvés dans le Groupe de Québec (puits Douglas, Gaspé Sud et Blanchet: Figs 3.28, 3.30 et 3.32) sont les produits de migrations tardives et successives d'hydrocarbures, reliées à l'enfouissement des séries siluro-dévonienues (6.4.2: 7). Lorsqu'elles servent de réservoirs d'hydrocarbures, les roches du Groupe de Québec sont localement colmatées par des micas néoformés (4.2.3: conclusion 3). En effet, la zonéographie de la maturation thermique de la Gaspésie et la production des hydrocarbures sont en grande partie pré-tectoniques, mais elle sont aussi post-tectoniques (3.3.3.3 et 6.3.2). La partie de l'évolution de la matière organique qui est pré-tectonique diminue en montant dans la stratigraphie (6.4.2: 4).

Au niveau stratigraphique de la frontière siluro-dévonienne, l'évolution de la réflectance de la télinite dans les zones immature et mature ($R_o < 2\%$) est pré-acadienne. Son évolution dans la zone supramature, (R_o compris entre 2 et 3%) est syn et post-orogénique, mais essentiellement pré-Carbonifère (6.4.2: 4 et Appendice 13B). Au sommet des Calcaires Supérieurs de Gaspé, la génération des huiles est essentiellement post-orogénique. Même si les Calcaires Supérieurs de Gaspé ayant un potentiel génétique encore suffisant pour produire des hydrocarbures, ne sont plus aujourd'hui assez enfouis (Fig. 3.68: ≈ 1 km dans le puits Sunny Bank), l'arrêt de la production d'huile doit être géologiquement assez récent (6.4.2: 4).

Les grandes différences de gradients d'évolution de la matière organique entre les zones synclinales et les zones hautes, signifient que chaque secteur de la région possède une évolution thermo-temporelle qui lui est propre (6.4.2: 5 et 6).

Pour vraiment comprendre le détail de l'évolution de la production et de la migration des hydrocarbures dans ce bassin, des simulations différentes devraient être appliquées dans chaque puits. A notre avis, une telle étude pourrait être un prolongement plus spécialisé des présents travaux.

REFERENCES CITEES.

- Achab, A. 1977a. Les chitinozoaires de la Zone à *Dicellograptus complanatus* Formation de Vauréal, Ordovicien supérieur, Ile d'Anticosti, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol. 14, no 3, pp. 413-425.
- Achab, A. 1977b. Les chitinozoaires de la Zone à *Climatograptus prominens-elongatus* de la Formation de Vauréal (Ordovicien supérieur), Ile d'Anticosti, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol. 14, no 10, pp. 2193-2212.
- Achab, A. 1978a. Sur quelques chitinozoaires de la Formation Vauréal et de la Formation Macasty (Ordovicien supérieur), Ile d'Anticosti, Québec, Canada. Review of Paleobotany and Palynology, vol. 25, pp. 295-314.
- Achab, A. 1978b. Les chitinozoaires de l'Ordovicien supérieur, Formation Vauréal et Ellis Bay de l'Ile Anticosti, Québec. Palynologia, numéro extraordinaire, vol. 1, pp. 1-19.
- Achab, A., 1981. Biostratigraphie par les Chitinozoaires de l'Ordovicien Supérieur-Silurien Inférieur de l'île d'Anticosti: Résultats préliminaires. Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 143-157.
- Alcock, F. J., 1935. Géologie de la région de la Baie des Chaleurs. Commission géologique du Canada, Bulletin no 183, 165 p.
- Alpern, B., 1966. Un exemple intéressant de houillification dans le bassin lorrain et ses prolongements. Advances in organic Geochemistry, 1964, Pergamon Press, Oxford, pp. 129-146.
- Alpern, B., 1976. Fluorescence et réflectance de la matière organique dispersée et évolution des sédiments. Centre de Recherche de Pau - Société nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA), vol. 10, pp. 201-220.

- Alpern, B., 1980. Pétrographie du kérogène. Dans: *Kerogene, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*. Edité par B. Durand, Editions Technip, Paris, France, pp. 339-384.
- Alpern, B. et Lemos de Sousa, M. J., 1970. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite et de la fusinite des houilles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 271, Série D. 12, pp. 956-959.
- Ami, H., M., 1900. Synopsis of the geology of Canada (being a summary of the principal terms employed in Canadian geological nomenclature). *Transactions de la Société royale du Canada*, séries 2, 4, pp. 187-225.
- Amyot, G., 1984. Lithostratigraphie de sous-surface de l'est de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, ET 83-11, 75 p., 1 annexe hors texte.
- Ayrton, W. G., Berry, W. B. N., Boucot, A. J., Lajoie, J., Lespérance, P. J., Pavlides, L. et Skidmore, W. B., 1969. Llandovery of northern Appalachian and adjacent regions. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 80, no. 3, pp. 459-484.
- Barrass, R., 1953. Graptolites from Anticosti Island. *Quarterly Journal of Geological Society of London*, vol. 110, pp. 55-75.
- Béland, J., 1980. Faille du Bassin nord-ouest et faille du Troisième Lac dans la partie est de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DP-740, 20 p.
- Berry, W. B. N., 1965. Silurian stratigraphy of Gaspe Peninsula, Quebec - Comments on graptolites. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 49, pp. 103-106.
- Benidict, L. G., Thompson, R. R. et Wenger, R. O., 1968. Pseudovitrinite in Appalachian coking coals. *Fuel*, vol. 47, pp. 125-143.
- Berry, W. B. N. et Boucot, A. J., 1970. Correlation of the North American Silurian rocks. *Geological Society of America. Special Paper 102*, 289 p.

- Bertrand, R., 1985. Zooclasts reflectance as thermal maturation indicators in the pre-Devonian sequences. Association Géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle conjointe, mai 1985, programme et résumé, p. A4.
- Bertrand, R., Bérubé, J.-C., Héroux, Y. et Achab, A., 1985. Pétrographie du kérogène dans le Paléozoïque inférieur: méthode de préparation et exemple d'application. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, vol. 40, no. 2, pp. 155-167.
- Bertrand, R. et Héroux, Y., 1981. Carbone organique: indicateur potentiel de paléoenvironnements; deux exemples: *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 18, no. 12, p. 1838-1849.
- Bertrand, R., Héroux, Y. et Achab, A., 1975. Ile Anticosti, étude sédimentologique, stratigraphique. Rapport Société Québécoise d'Initiatives Pétrolières (SOQUIP). 54 p, 11 pl., 1 charte.
- Bertrand, R. et Héroux, Y., 1987. Chitinozoan, graptolite and scolecodont reflectance as an alternative to vitrinite reflectance in Pre-Devonian sequences, Anticosti Island, Québec, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, sous presse.
- Billings, E., 1857. Report for the year 1856, of E. Billings, Esq., Palaeontologist, Commission géologique du Canada, Rapport de Progrès 1853-54-55-56, pp. 247-345.
- Biron, S., 1974. Géologie de la région de Ste Anne des Monts. Département des Ressources naturelles, Québec, rapport préliminaire, 12 p.
- Bolton, T. E., 1961. Ordovician and Silurian formations of Anticosti Island, Québec. Commission géologique du Canada, Paper 61-26, 18 p.
- Bolton, T. E., 1965. Stratigraphy of Anticosti Island. Dans: Rapport d'Activités; Field, 1964. Commission géologique du Canada, Paper 65-1, pp. 113-114.
- Bolton, T. E., 1970a. Silurian-Ordovician macrobiostratigraphy of Anticosti Island, Québec (12E,F). Dans: Rapport d'Activités, partie A, April to October, 1969. Commission géologique du Canada, Paper 70-1, partie A, pp. 107-108.

- Bolton, T. E., 1970b. Subsurface Ordovician fauna, Anticosti island, Québec. Commission géologique du Canada, Bulletin no 187, pp. 31-41.
- Bolton T. E., 1972. Geologic map and notes on the Ordovician and Silurian litho- and biostratigraphy, Anticosti Island, Québec. Commission géologique du Canada, Paper 71-19, 45 p.
- Bolton, T. E., 1979. Some Late Ordovician colonial corals from eastern Canada. Commission géologique du Canada, Paper 79-1B, pp. 1-12.
- Bolton, T. E., 1981a. Ordovician and Silurian Biostratigraphy, Anticosti Island, Québec. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé 1981. Volume II: Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 41-60.
- Bolton, T. E., 1981b. Late Ordovician and Early Silurian Anthozoa of Anticosti Island, Québec. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé 1981. Volume II: Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 107-135.
- Boucot, A. J., 1965. Silurian stratigraphy of Gaspé Peninsula, Quebec. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 49, pp. 2295-2303.
- Boucot, A. J., Cumming, L. M. et Jaeger, H., 1967. Contributions to the age of the Gaspé Sandstone and Gaspé Limestone. Commission géologique du Canada, Paper 67-25, 26 p.
- Boucot, A. J. et Harper, C. W., 1968. Silurian to Lower Middle Devonian Chonetacea. Journal of Paleontology, vol. 42, pp. 143-176, pl. 27-30.
- Boucot, A. J. et Johnson, J. G., 1967. Paleogeography and correlation of Appalachian Province Lower Devonian sedimentary rocks. Tulsa Geological Society, Digest 35, pp. 35-87, 2 pl.

- Boucot, A. J., Johnson, J. G. et Rubel, M., 1971. Descriptions of brachiopod genera or Subfamily Virgianinae, Boucot et Amsden, 1963. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, vol. 20, Koide Keemia Geoloogia no. 3, pp. 271-280.
- Boucot, A. J., et Johnson, J. G., 1979. Pentamerinae (Silurian Brachiopoda). Palaeontographica, Abt. A. 163, pp. 87-129.
- Bourque, P. A., 1975. Lithostratigraphic framework and unified nomenclature for Silurian and Basal Devonian rocks in Eastern Gaspé Peninsula, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol. 12, pp. 858-872.
- Bourque, P. A., 1977. Le Silurien et le Dévonien basal du Nord-Est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec, ES-29, 232 p.
- Bourque, P. A., 1985. Acadian Wrench Faulting in Southern Gaspe peninsula, Quebec Appalachians. Association Géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle conjointe, mai 1985, programme et résumé, p. A6.
- Bourque, P.-A. et Lespérance, P. J., 1970. Silurian and basal Devonian stratigraphy of Northeastern Gaspé Peninsula, Québec. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 54, pp. 1868-1886
- Brindley, G. W., 1981. X-Ray Identification (with ancillary techniques) of Clays Minerals. Dans: Clays and the Resource Geologist, Short Course. Edité par F. J. Longstaffe, Association minéralogique du Canada, Calgary, mai 1981, pp. 27, 38.
- Brindley, G. W. et Brown, G., 1980. X-ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification. Dans: Crystal Structure of Clay Minerals and their X-Ray Identifications. Edité par, G. W. Brindley et G. Brown, Mineralogical Society, Monograph No. 5. London. pp. 305-359.
- Brisebois, D., 1979. Géologie de la région de St-Georges-de-Malbaie. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DPV-664, 25 p.

- Brisebois, D., 1981. Géologie de la Région de Gaspé. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-824, 19 p.
- Brown, H. R., Cook, A. C. et Taylor, G. H., 1964. Variations in the properties of vitrinite in isometamorphic coal. *Fuel*, vol. 43, pp. 111-124.
- Bujak, J. P., Barss, M. S. et Williams, G. L., 1977. Offshore eastern Canada's organic type and color and hydrocarbon potential. *Oil and Gas Journal*, partie 1: 4 avril, p. 198-202; partie 2: 11 avril, p. 96-100.
- Bulmam, O. M. B., 1970. GRAPTOLITHINA with sections on ENTEROPNEUSTA and PTEROBRANCHIA. Dans: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part V*. Edité par Curt Teichert, 2 ième édition et R. C. Moore, 1 ière édition, Geological Society of America and University of Kansas Press, 163 p.
- Burk, C. F., Jr., 1964. Silurian stratigraphy of Gaspé Peninsula, Québec. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 48, pp. 437-464; Reply, 1965, vol. 49, pp. 2305-2316.
- Bustin R. M., Cameron, A. R., Grieve, D. A. et Kalkreuth, W. D., 1983. Coal Petrology, Its Principles, Methods and Applications. Association Géologique du Canada, Short Course Notes, vol. 3, Victoria 1983, 2 ième édition (1985), 230 p.
- Cady, W. N., 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Québec. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 71, p. 535 et planche 1.
- Cant, D. J., 1978. Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: Comparaison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. Dans: *Fluvial sedimentology*. Edité par A. D. Miall, Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 5, pp. 627-639.
- Cant, D. J. et Walker, R. G., 1976. Development of a braided - fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 13, pp. 102-119.

- Chagnon, A., 1987. Transformation des minéraux argileux par altération hydrothermale dans les roches ordoviciennes et la péninsule de Gaspé, Québec, Canada. Thèse de doctorat en préparation.
- Clark, T. H., 1964. Preliminary logs of the N.A.C.P., L.G.P.L. and L.G.C.P. cores, Anticosti Island. Département des Ressources Naturelles, Québec, Rapports non publiés.
- Clark, T. H., Globensky, Y., Riva, J. et Hofmann, H., 1972. Stratigraphie et tectonique des Basses-Terres du Saint-Laurent du Québec. Vingt-quatrième Congrès géologique international, Livret-Guide de l'excursion C-52, 81 p.
- Clarke, J. M., 1908. Early Devonian history of New York and Eastern North America. New York State Museum, Memoir 9, parties 1 et 2.
- Clementz, D. M., 1979. Effect of Oil and Bitumen Saturation on Source-Rock Pyrolysis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 63, no. 12, pp. 2227-2232.
- Clausen, Von C.-D. et Teichmüller, M., 1982. Die Bedeutung der Graptolithenfragmente im Paläozoikum von Soest-Erwitte für Stratigraphie und Inkohlung. Fortschritte Geologie Rheinland und Westfalen, vol. 30, pp. 145-167.
- Cocks, L. R. M. et Copper, P., 1981. The Ordovician-Silurian boundary at the eastern end of Anticosti Island. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol 18, no. 6, pp. 1029-1034.
- Combaz, A., 1980. Les kérogènes vus au microscope. Dans: Kerogene, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. Edité par B. Durand, Editions Technip, Paris, France, pp. 55-113.
- Copeland, M. J., 1970a. Two new genera of beyrichiid Ostracoda from the Niagara (Middle Silurian) of Eastern Canada. Commission géologique du Canada, Bulletin no 187, pp. 1-7.

- Copeland, M. J. 1970b. Ostracoda from the Vauréal Formation (Upper Ordovician of Anticosti Island, Quebec. Commission géologique du Canada, Bulletin no 187, pp. 15-29.
- Copeland, M. J., 1970c. Micropaleontology, Anticosti Island, Quebec (12E,F). Dans: Rapport d'Activités, avril à octobre, 1969. Commission géologique du Canada, Paper 70-1, partie A, pp. 108-109.
- Copeland, M. J., 1973. Ostracoda from the Ellis Bay Formation (Ordovician), Anticosti Island, Quebec. Commission géologique du Canada Paper 72-43, 49 p.
- Copeland, M. J., 1974. Silurian Ostracoda from Anticosti Island, Quebec. Commission géologique du Canada, Bulletin no 241, 133 p.
- Copeland, M. J., 1981. Latest Ordovician and Silurian ostracode faunas from Anticosti Island, Québec. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume 11, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 185-195.
- Copeland, M. J. et Berdan, J. M. 1977. Silurian and Early Devonian beyrichiacean ostracode provincialism in northeastern North America. Commission géologique du Canada, Rapport d'Activités, partie B, Paper 77-1B, pp. 15-24.
- Copper, P., 1973. The type species of *Lissatrypa* (Silurian Brachiopoda). *Journal of Paleontology*, vol. 47, pp. 295-335.
- Copper, P., 1977. *Zygospira* and some related Ordovician and Silurian atrypoid brachiopods. *Palaeontology*, vol. 20, pp. 295-335.
- Copper, P., 1979. Atrypoid brachiopods in the Anticosti sequence. *Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, programme avec résumés*, vol. 4, p. 44.
- Copper, P., 1981. Atrypoid brachiopods and their distribution in the Ordovician-Silurian sequence of Anticosti Island. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-

- Gaspé, 1981. Volume 11, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp.137-141.
- Cormy, G., 1972. Exploration et possibilités pétrolières dans la province de Québec. Ministère de l'Energie et des Ressources, Direction générale de l'Exploration géologique et minérale, Québec. DP-155, GM-28709, 104 p., 29 planches.
- Correia, M., 1967. Relations possibles entre l'état de conservation des éléments figurés de la matière organique (microfossiles palynoplanctonologiques) et l'existence de gisements d'hydrocarbures. *Revue de l'institut français du Pétrole*. vol. 22, pp. 1285-1306.
- Crelling, J. M. et Dutcher, R. R., 1980. Principals and applications of coal petrology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course no. 8, 127 p.
- Crossey, L. E., Hagen, S. E., Surdan, R. C. et Lapoint, T. W. 1986. Correlation of organic parameters derived form elemental anlaysis and programmed pyrolysis of kerogen. Dans: Roles of organic matter in sediment diagenesis, D. L. Gautier, éditeur, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, pp. 35-45.
- Cumming, L. M., 1961. Formations du Silurien et du Dévonien inférieur dans l'est de la péninsule de Gaspé, Québec. Commission géologique du Canada, Mémoire 304, 47 p.
- Dawson, J. W., 1859. On fossil plants from the Devonian rocks of Canada. *Quarterly Journal of Geological Society of London*, vol. 15, pp. 477-488.
- Dawson, J. W., 1872. The Fossil plants of the Devonian and Upper Silurian Formations of Canada. Commission géologique du Canada, partie 1, pub. no. 428, pp. 1-92; partie 2, 1882, pp. 93-142.
- Desrochers, A., 1983a. Géologie du secteur Ouest de l'archipel de Mingan. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, rapport préliminaire (carte annotée), DP 83-04.

- Desrochers, A., 1983b. Géologie du secteur Est de l'archipel de Mingan. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, rapport préliminaire (carte annotée), DP 83-23.
- Dixon, O. A., 1974. Late Ordovician *Propora* (Coelenterata: Heliolitidae) from Anticosti Island, Quebec, Canada. *Journal of Paleontology*, vol. 48, pp. 568-585.
- Duffield, S. L. et Legault, J. A., 1981. Acritarch biostratigraphy of Upper Ordovician-Lower Silurian rocks, Anticosti Island, Québec: Preliminary results. Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp.91-99.
- Durand, B., Ungerer, Ph., Chiarelli, A. et Oudin, J. L., 1983. Modélisation de la migration de l'huile. Application à deux exemples de bassins sédimentaires. Onzième Congrès mondial du Pétrole, Londres, PD 1, paper 3.
- Ells, R. W., 1884. Report on the Geological Formations in the Gaspé Peninsula. Commission géologique du Canada, Rapport de Progrès, partie DD, pp. 1-32.
- Enos, P., 1969. Cloridorme Formation, Middle Ordovician flysch, northern Gaspé Peninsula, Geological Society of America, Special Paper, 117, 66 p.
- Erdtmann, B. -D., 1976. Ecostratigraphy of Ordovician graptoloids; pp. 621-643. Dans: The Ordovician System; Proceedings of a Palaeontological Association Symposium Birmingham, September 1974. Edité par: M. G. Bassett., University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff. 696 p.
- Espitalié, J., 1984. Introduction to Rock Eval: Systems, data, interprétation; Rock Eval TOC system: Rock Eval III; Matrix Reasearch; Oil Show Analyser - Geochemical Logging. Rock Eval Geochemistry Seminar, Delsi Inc., Houston, 17-18 janvier 1984.
- Espitalié, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Liplat, P., Paulet, J. et Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de caractéristique des roches mères, de leur potentiel

- pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, vol. 32, pp. 23-42.
- Espitalié, J., Marquis F. et Barsony, I., 1982. *Geochemical Logging*. Institut français du Pétrole, 1 et 4 avenue de Bois Préau, 92506 Rueil-Malmaison, France, 28 p.
- Espitalié, J., Madec, M. et Tissot, B. 1980. Role of Mineral Matrix in Kerogen Pyrolysis: Influence on Petroleum Generation and Migration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol 64, no. 1, pp. 59-66.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bulletin du Centre de Recherche de Pau - Société nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA)*, vol. 3, no. 1, pp. 147-153.
- Fabraeus, L. E. et Barnes, C., R., 1981. Conodonts from the Becscie and Gun River Formations (Lower Silurian) of Anticosti Island, Québec. Dans: *Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology*. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp.165-172.
- Falcon, R. M. S., et Snyman, C. P., 1986. An introduction to coal petrography: Atlas of petrographic constituents in the coals of southern Africa. *The Geological Society of South Africa, Review Paper Number 2*, 27 p., 29 planches.
- Feldman, D. et Gagnon, J., 1985. *StatView™: The Graphic Statistics Utility for the Macintosh™*. BrainPower Inc., Calabasas, Californie, Etats-Unis d'Amérique, 112 p.
- Foucault, A. et Raoult, J. F., 1984. *Dictionnaire de géologie*. 2 ième édition. Masson et Cie, Paris, New York. 347 p.
- Gauthier-Coulloudon, L. et Mamet, B. L., 1981. Algues et sédimentation carbonatée dans l'Ordovicien et le Silurien. In *Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-*

- Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 87-90.
- Gehman, H. M., Jr., 1962. Organic matter in limestones. *Geochimica Cosmochimica Acta*, vol. 26, pp. 885-897.
- Globensky, Y., 1972. Gaz, pétrole et eau salée dans les puits forés au Québec entre 1860 et 1970. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, S-127, 50 p.
- Goodarzi, F., 1984. Organic petrography of graptolite fragments from Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 1, pp. 201-210.
- Goodarzi, F., 1985. Reflected light microscopy of chitinozoan fragments. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 2, pp. 72-78.
- Goodarzi, F. et Norford, B. S., 1985. Graptolites as indicators of the temperature histories of rocks. *Journal of Geological Society of London*, vol. 142, pp. 1089-1099.
- Goodarzi, F., Snowdon, L. R., Gunter, P. R. and Jenkins, W. A. M., 1985. Preliminary organic petrography of Palaeozoic rocks from the Grand Banks, Newfoundland. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 2, pp. 254-259.
- Gretener, P. E., 1981. Geothermics: Using Temperature in Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Short Course, Education Course Note Series # 17, San Francisco Annual Meeting, mai 1981. 170 p.
- Guilbault, J.-P., Hubert, C. et Mamet, B., 1976. Nuia et Halysis, deux algues ordoviciennes énigmatiques des Basses-Terres du Saint-Laurent. *Naturaliste canadien*, vol. 103, pp. 119-132.
- Hacquebard, P. A. and Donaldson, J. R., 1970. Coal metamorphism and hydrocarbon potential in the Upper Paleozoic of the Atlantic Provinces, Canada. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 7, pp. 1139-1163.
- Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G. et Walters, R., 1982. A geologic time scale. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, Cambridge, 131 p.

- Harper, C. W., Boucot, A. J. et Walmsley, V. G., 1969. The rhipidomellid brachiopod subfamilies Heterorthinae and Platyorthinae (new). *Journal of Paleontology*, vol 43, pp.74-92, pl. 15-17.
- Héroux, Y., Chagnon, A. et Bertrand, R., 1979. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 63, pp. 2128-2144.
- Hesse, R., 1982. Cloridorme Formation. Paleozoic continental margin sedimentation in the Quebec Appalachians. Onzième Congrès international de Sédimentologie, Université McMaster, Hamilton, Guide d'excursion 7B, pp.126-138.
- Hill, D. et Wells, J. W., 1956. HYDROID and SPONTIOMORPHIDA. Dans: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, Coelenterata*. Edité par R. C. Moore, Geological Society of America and University of Kansas Press, pp. 81-89.
- Hofmann, H. J., 1972. Stratigraphie de la région de Montréal. Vingt-quatrième Congrès géologique international, Livret-Guide pour l'excursion B-O3, 34 p.
- Howell, B. F., 1962. WORMS. Dans: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea*. Edité par R. C. Moore, Geological Society of America and University of Kansas Press, pp. 144-177.
- Imperial Oil Entreprises LTD., 1974. Results of seismic survey 1963. Ile d'Anticosti. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-242, 2 maps, 8 sections.
- INRS-Géoressources, 1983. Evolution thermique de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé en relation avec les déformations tectoniques. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DP 83-03, 96 p.
- INRS-Pétrole, 1972. Etude géochimique de la série siluro-dévénienne des sondages Gulf Sunny-Bank et Imperial Lowlands Associated York #1, péninsule de Gaspé. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, GM-27748.
- INRS-Pétrole, 1974. Potentiel pétrolier du sondage ARCO-Anticosti no 1 (49 23'18" - 63 31'29"; 12583 pieds). Etude sédimentologique, minéralogique, bio-

stratigraphique, géochimique, organique et minérale. 40 p., 4 cartes, 2 albums photographiques.

INRS-Pétrole, 1975. Analyse minéralogique, géochimique, palynologique et réflectométrique de la série des "Grès de Gaspé", Gaspésie centrale, Québec. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DP-0319, 82 p., 12 planches photographiques, 13 planches hors texte.

INRS-Pétrole, 1976. Forage New Associated Consolidated Paper - Anticosti no 1 (49 37'20"-63 26'20"; 5770 pieds). Stratigraphie, potentiel roche-mère et diagenèse minérale et organique. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-0361 (F-E), 78 p., album photographique portant sur les microfacies, la réflectometrie et la palynologie.

Islam, S., Hesse, R. et Chagnon, A., 1982. Zonation of diagenesis and low-grade metamorphism in Cambro-Ordovician flysch of Gaspé Peninsula Quebec Appalachians. *Canadian Mineralogist*. vol. 20, pp. 155-167.

Jacob, H. J., 1985. Migrabitumen. Minutes de la 38 ième session annuelle de l'International Committee for Coal Petrology (ICCP), 23 au 27 septembre 1985, Dubrovnik, Appendice 2, 12 p.

Jacob, H. J., Hiltmann, W., Whener, H., Raschka et Weiser, T., 1985. Disperse, feste Erdölbitumina als Migratins- und Maturitätsindikatoren im Rahmen der Erdöl-/Erdgas-Propektion (en allemand avec résumé anglais). Eine Modelstudie in NW-Deutschland. Deutsche Gesellschaft für Mineralölwissenschaft und Kohlechemie E. V. Projekt 267

James, N. P. et Stevens R. K., 1982. Anatomy and evolution of a Lower Paleozoic continental margin, Western Newfoundland. Onzième Congrès international de Sédimentologie, Université McMaster, Hamilton, Guide d'excursion 2B, 75 p.

Jansonius, J., 1964. Morphologie and classification of some Chitinozoa. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 12, pp. 901-918.

- Jansonius, J. et Jenkins, W. A. M., 1978. CHITINOZOAN. Dans: Introduction to Marine Micropaleontology. Edité par B. U. Haq et A. Boersma, Elsevier Biomedical, New York, Amsterdam et Oxford, pp. 341-357.
- Jolicoeur, P., 1973. Imaginary confidence limits of the slope of the major axis of a bivariate normal distribution: a sampling experiment: Journal of American Statistical Association, v. 68, p. 866-871.
- Jones, I. W., 1935. Région de la Rivière Darmourh, péninsule de Gaspé. Service des Mines, Québec, rapport annuel 1934, partie D, pp. 3-48.
- Jones, I. W., 1936. Région de la partie supérieure de la rivière York, péninsule de Gaspé. Service des Mines, Québec, rapport annuel 1935, pp. 3-32.
- Katz, B. J., 1984. Limitations of Rock-Eval Pyrolysis for Typing Organic Matter. Rock-Eval Geochemistry Seminar, Delsi Inc., Houston, 17-18 janvier 1984.
- Kindle, E. M., 1938. The correlation of certain Devonian faunas of eastern and western Gaspe. Bulletin of American Paleontology, vol. 24 no 82, pp. 1-52.
- Kirkwood, D., 1986. Géologie structurale de la région de Percé, Gaspésie. Mémoire de Maîtrise en Sciences, Faculté des Arts et Sciences, Université de Montréal, Montréal, 121 p.
- Kobluk, D. R. et Brookfield, M. E., 1982. Lower Paleozoic carbonate rocks and paleoenvironments in Southern Ontario. Onzième Congrès international de Sédimentologie, Université McMaster, Hamilton, Guide d'excursion 12A, 62 p.
- Kozłowski, R., 1959. Les hydroïdes ordoviciens à squelette chitineux. Acta Palaeontologica Polonica, vol. 4, no. 3, pp. 14-271.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bulletin du Centre de Recherche de Pau - Société nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA), vol. 1, no. 2, pp. 385-397.

- Kübler, B., 1973. La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bulletin du Centre de Recherche de Pau - Société nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA)*, vol. 7, no. 2, pp. 543-556.
- Kübler, B., Pittion, J.-L., Héroux, Y., Charolais, J., et Weidmann, M., 1979. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale, Haute-Savoie). *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 72, pp. 347-373.
- Lake, J. H., 1981. Sedimentology and paleoecology of Upper Ordovician mounds of Anticosti Island, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 18, no. 10, pp. 1592-1571.
- Legall, F. D., Christopher, R. B. et McQueen, R. W., 1981. Thermal Maturation, Burial History and Hotspot Development, Paleozoic Strata of Southern Ontario - Quebec, from Conodont and Acritarch Colour Alteration Studies. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 29, no. 4, pp. 492-539.
- Lenz, A. C., 1972. Graptolites from the Laforce and the St. Léon Formations, Northern Gaspé, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 9, pp. 1148-1162.
- Lenz, A. C., 1975. Silurian graptolites from Eastern Gaspé, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 12, pp. 77-89.
- Lespérance, P. J., 1974. The Hirnantian fauna of the Percé area (Québec) and the Ordovician-Silurian boundary. *American Journal of Science*, vol. 274, pp. 10-30.
- Lespérance, P. J., 1980a. Calcaires Supérieurs de Gaspé. Les aires types et le prolongement Ouest. Ministère de l'Energie et des Ressources, Direction de la Recherche Géologique et Minérale, Québec. DPV-595, 79 p.
- Lespérance, P. J., 1980b. Les Calcaires Supérieurs de Gaspé (Dévonien Inférieur) dans le nord-est de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Direction de la Recherche Géologique et Minérale, Québec. DPV-751, 35 p.

- Lespérance, P. J., 1985. Faunal distributions across the Ordovician-Silurian boundary, Anticosti Island and Percé, Québec, Canada. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 22, no. 6, pp. 838-849.
- Lespérance, P. J. et Bourque, P.-A. 1970. Silurian and basal Devonian stratigraphy of Northeastern Gaspé Peninsula, Québec, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 54, pp. 1868-1886.
- Lespérance, P. J. et Bourque, P.-A., 1971. The Synphoriinae: an evolutionary pattern of Lower and Middle Devonian trilobites. *Journal of Paleontology*, vol. 45, pp. 182-208, pls 25-27.
- Lespérance, P. J. et Letendre, J., 1981. Phacopid trilobites of the Anticostian Series of Anticosti Island and of the Matapédia Group in Gaspé (Québec). Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp.197-209.
- Lespérance, P. J., Sheehan, P. M. et Skidmore, W. B., 1981. Correlation of the White Head related strata of the Percé region. Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 223-229.
- Lespérance, P. J. et Tripp, R. P., 1985. Encrinurids (Trilobita) from the Matapédia Group (Ordovician), Percé, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 22, no. 2, pp. 205-213.
- Logan, W. E., 1844. Coupes géologiques de la Baie des Chaleurs et de la côte de Gaspé. Commission géologique du Canada, Rapport de Progres, pp. 85-119.
- Logan, W. E., 1863. Geologie du Canada. Commission géologique du Canada, Rapport de Progres, pp. 220-224, 298-309, 390-453.

- Lopatin, N. V., 1971. Temperature and geologic time as factors in coalification (en russe). *Izvestiya Akademiy Nauk SSSR Seriya geologicheskaya*, vol. 3, pp. 95-106.
- Ludvigsen, R., 1977. The Ordovician trilobite *Ceraurus* Barton in North America. *Journal of Paleontology*, vol 51, no. 5, pp. 959-972.
- Malo, M. et Béland, J., 1985. Evolution structurale du segment oriental de l'Anticlinorium d'Aroostook-Percé, Gaspésie, Québec. Association Géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle conjointe, mai 1985, programme et résumé, p. A37.
- Mason, G. D., 1971. A stratigraphic and paleoenvironmental study of the Upper Gaspé Limestone and Lower Gaspé Sandstone Groups (Lower Devonian) of Eastern Gaspé Peninsula, Québec. Thèse de doctorat, Université de Carleton, Ottawa, Ontario.
- McCracken, A. B., Nowlan, G. S. et Barnes, C. R. 1980. *Gamachignathus*, a new multielement conodont genus from the latest Ordovician, Anticosti Island, Québec. Dans: Current Research, partie C, Commission géologique du Canada, Paper 80 - 1C, pp. 103-112.
- McCracken, A. D. et Barnes, C. R. 1981a. Conodont biostratigraphy and paleogeography of the Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Québec, with special reference to Late Ordovician-Early Silurian chronostratigraphy and the systemic boundary. Commission géologique du Canada, Bulletin no. 329, pp. 51-133.
- McCracken, A. D. et Barnes, C. R., 1981b. Conodont biostratigraphy across the Ordovician-Silurian boundary, Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Québec. Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 61-70.
- McGerrigle, H. W., 1950. La géologie de l'Est de Gaspé. Ministère des Mines, Québec, RG-35, 174 p.

- McGregor, D. C., 1961. Spores with proximal radial pattern from the Devonian of Canada. Commission géologique du Canada, Bulletin no. 76, 12 p.
- McGregor, D. C., 1962. Large spores from the Gaspé Sandstone. Pollen et spores, vol. 4, no. 2, p. 365.
- McGregor, D. C., 1965a. Devonian miospores succession in eastern Gaspé, Québec, Canada. Geological Society of America, Special Paper no 87, pp. 106-107.
- McGregor, D. C., 1965b. Lower and Middle Devonian spores of eastern Gaspé. Commission géologique du Canada, Paper 65-2, pp. 76-77.
- McGregor, D. C., 1967. Composition and range of some devonian spore assemblages of Canada. Review of Palaeobotanica and Palynology, pp. 173-183.
- McGregor, D. C., 1973. Lower and Middle Devonian spores of esatern Gaspé, Canada. I. Systematics. Palaontographica, apt. B, 142, pp. 1-77.
- McGregor, D. C. et Owens, B., 1966. Illustrations of Canadians fossils: Devonian spores of eastern and northern Canada. Commission géologique du Canada, Paper 66, 66 p.
- Millot, G., 1964. Géologie des Argiles. Masson & Cie, Paris, France. 499 p.
- Milne, J. E. S. et Howie, R. D., 1964. Developments in eastern Canada in 1963. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 48, pp. 1022-1034.
- Moore, R. C., Lalicker, C. G. et Fisher, A. G., 1952. Invertebrate Fossils. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, London, Toronto, 766 p.
- Monnier, F., 1982. Thermal diagenesis in the Swiss molassa basin: implications for oil generation. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol. 19, pp. 328-342.
- Nitecki, M. H., 1972. North American Silurian Receptaculitid Algae. Field Museum of Natural History, Fieldiana: Geology, vol. 28, 108 p.
- Norford, B. S., 1973. Lower Silurian species of the trilobite Scotoharpes from Canada and northwestern Greenland. Commission géologique du Canada, Bulletin no 222, pp. 9-25.

- Nowlan, G. S., 1981a. Stratigraphy and conodont faunas of the Lower and Middle Ordovician Romaine and Mingan Formations, Mingan Islands, Quebec. Vingt-septième Annual Meeting of the Canadian Paleontology and Biostratigraphy Seminar (Résumés). *Marine Sediments and Atlantic Geology*, vol. 17, p 67.
- Nowlan, G. S., 1981b. Late Ordovician - Early silurian conodont biostratigraphy of the Gaspé Peninsula - a preliminary report. Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 267-291.
- Nowlan, G. S., 1982. Conodonts and the position of the Ordovician-Silurian boundary at the eastern end of Anticosti Island, Québec, Canada. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, fol 19, no. 6, pp. 1332-1335.
- Nowlan, G. S., et Barnes, C. R. 1981. Late Ordovician conodonts from the Vauréal Formation, Anticosti Island. *Commission géologique du Canada, Bulletin no 329, partie 1*.
- Nowlan, G. S., McCracken, A. D., et Barnes, C. R., 1979. Conodont Biostratigraphy of the Vauréal and Ellis Bay Formation, Anticosti Island, Québec, and its relation to the Ordovician-Silurian boundary. *Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, réunion annuelle conjointe, programme et résumés, vol. 4, p.69*.
- Nowlan, G. S. et Barnes, C. R., 1985. Thermal histories of sedimentary basins in eastern Canada determined from conodont colour alteration data. *Association Géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, réunion annuelle conjointe, mai 1985, programme et résumé, p. A44*.
- Oberlin, A., Boulmier, J. L. et Villey, M. 1980. Electron microscopic study of kerogen microtexture. Selected criteria for determining the evolution path and evolution stage of kerogen. Dans: *Kerogene, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*. Edité par B. Durand, Editions Technip, Paris, France, pp. 191-241..

- Ogunyomi, O., Hesse, R. et Héroux, Y., 1980. Pre-orogenic and synorogenic diagenesis anchimetamorphism in Lower Paleozoic continental margin sequences of the Northern Appalachians in and around Quebec City, Canada. Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin, vol. 28, no. 4, pp. 559-577.
- Oinuma, K., Shimoda, S. et Sudo, T., 1972. Triangular Diagrams for Surveying Chemical Compositions of Chlorites. Journal of the Tokyo University, General Education (Nat. Sci.), vol. 15, pp. 1, 23.
- Pageau, Y., 1968. Nouvelle faune ichthyologique du dévonien moyen dans les Grès de Gaspé (Québec). I - Géologie et écologie - Naturaliste canadien, vol. 95 (6), pp. 1459-1497.
- Pageau, Y., 1969 a. Nouvelle faune ichthyologique du dévonien moyen dans les Grès de Gaspé (Québec). II - Morphologie et systématique; Première section: Euryptérides, Ostracoderme, Acanthodiens - Naturaliste canadien, vol. 96 (3), pp. 399-478.
- Pageau, Y., 1969 b. Nouvelle faune ichthyologique du dévonien moyen dans les Grès de Gaspé (Québec). II - Morphologie et systématique; Deuxième section: Arthrodières, Dolichothoraci. - Naturaliste canadien, vol. 96 (5), pp. 805-889.
- Pageau, Y. et Prichonnet, G., 1976. Interprétation de la paléontologie et de la sédimentologie d'une coupe géologique dans la Formation de Battery Point (Dévonien moyen, Grès de Gaspé. Naturaliste canadien, vol. 103, pp. 111-118.
- Pavrides, L., Mencher, E., Naylor, R. S. et Boucot, A. J., 1964. Outline of the stratigraphic and tectonic features of northeastern Maine. Dans: Geological Survey Research 1964, United States Geological Survey, Professional Paper 501-C, pp. C28-C38.
- Persoz, F., 1982. Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieure du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs Dannecy et de Constance. Commission Géologique

- Suisse, Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse, Nouvelle série, 155^e livraison, 52 p.
- Petryk, A. A., 1976. Geology and oil and gas exploration of Anticosti Island, Gulf of St. Lawrence, Québec: preliminary reconnaissance. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-5-5, 26 p.
- Petryk, A. A., 1979a. Stratigraphie révisée de l'île d'Anticosti: Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-711, 24 p.
- Petryk, A. A., 1979b. Geology and Hydrocarbon exploration of Upper Ordovician - Middle Silurian carbonate and clastic shelf facies, Anticosti Island, Québec. Association géologique du Canada, programme avec résumés, vol. 4, p. 7.
- Petryk, A. A., 1981a. Late Ordovician glaciation: effects of eustatic changes in sea-level on the Anticosti Platform succession, Québec. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. I. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 81-86.
- Petryk, A. A., 1981b. Aulacirid ecostratigraphy and its bearing on the Ordovician-Silurian boundary on Anticosti Island, Québec. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 101-105.
- Petryk, A. A., 1981c. Géologie de la partie ouest de l'île d'Anticosti. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-815.
- Petryk, A. A., 1981d. Lithostratigraphie, paléogéographie et potentiel en hydrocarbures de l'île d'Anticosti. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-817, 129 p.
- Petryk, A. A., 1981e. Carte géologique de l'île d'Anticosti (1:100 000), Québec. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DPV-823, 14 p.

- Petryk, A. A., 1981f. Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the Upper Ordovician - Lower Silurian of Anticosti Island, Québec. Dans: Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 11-39.
- Petryk, A. A. et Bertrand, R., 1981. Fiches Descriptives et clichés des microfacies de l'île d'Anticosti. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DP-818.
- Poole, W. H., Sanford, B. V., Williams, H. et Kelly, D. G., 1970. Geology of Southeastern Canada. Dans: Geological and Economic Minerals of Canada. Edité par R. J. W. Douglas, Commission géologique du Canada, Economic Geology Report no. 1. pp. 229-304.
- Price, L. C., 1983. Geologic time as a parameter in organic metamorphism and vitrinite reflectance as an absolute paleogeothermometer. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 6, no. 1, pp. 5-38.
- Radforth, N. W. et McGregor, D. C., 1954. Some plant microfossils important to pre-Carboniferous stratigraphy and contributing to our knowledge of the early floras. *Journal canadien de Botanique*, vol 32, pp. 601-621.
- Raynaud, J. F. et Robert, P., 1976. Les méthodes d'étude optique de la matière organique. Centre de Recherche de Pau - Société nationale des Pétroles d'Aquitaine, vol. 10, pp. 109-127.
- Reynolds, R. C., 1980. Interstratified Clay Minerals. Dans: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Edité par, G. W. Brindley et G. Brown, Mineralogical Society, Monograph No. 5. London. pp. 249-304.
- Reynolds, R. C., 1985. Description of program NEWMOD for the calculation of the one-dimensional X-ray diffraction patterns of mixed-layered clays. 512 Mackintosh Version 1.0. 24 p.

- Richardson, J., 1857. Report for the year 1856, of Mr James Richardson, explores. Commission géologique du Canada, Rapport de Progrès des années 1853-54-55-56, pp.191-245.
- Riva, J., 1968. Graptolite faunas of the Middle Ordovician of the Gaspé north shore. *Naturaliste canadien*, vol. 95, pp. 1379-1400.
- Riva, J., 1969. Middle and Upper Ordovician graptolite faunas of St. Lawrence Lowlands of Quebec, and of Anticosti Island. Dans: North Atlantic - Geology and Continental Drift. Edité par M. Kay, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 12, pp. 513-556.
- Riva, J., 1974. A revision of some Ordovician graptolites of eastern North America. *Palaeontology*, vol. 17, pp.1-40.
- Riva, J., et Petryk, A. A., 1981. Graptolites from the Upper Ordovician and Lower Silurian of Anticosti Island and the position of the Ordovician-Silurian Boundary. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp. 159-164.
- Robert, P., 1973. Analyse microscopique des charbons et des bitumes dispersés dans les roches et mesure de leur pouvoir réflecteur. Application à l'étude de la paléogéothermie des bassins sédimentaires et de la genèse des hydrocarbures (abs). Dans *Advances in organic geochemistry, 1973: International Meeting of Organic Geochemistry, programme avec résumés*, no 6, pp. 549-569.
- Robert, P., 1985. Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine de Pau, France, Mémoire 8*, 345 p.
- Roksandic M., M. et Granger, B., 1981. Structural styles of Anticosti Island, Gaspé Passage, and eastern Gaspé Peninsula inferred from reflection seismic data. Dans: Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary

- Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal, pp.211-221.
- Roliff, W. A., 1952. Oil occurrences of East Central Gaspé. Transactions de la Société royale du Canada, vol 46, série 3, pp 53-67.
- Roliff, W. A., 1968. Oil and gas exploration - Anticosti Island, Quebec. Proceedings de l'Association géologique du Canada, vol. 19, pp. 31-36.
- Ross, J. P., 1960. Larger cryptostome Bryozoa of the Ordovician and Silurian, Anticosti Island, Canada - partie I. Journal of Paleontology, vol. 34, no. 26 pp. 1057-1076.
- Ross, J. P., 1961. Larger cryptostome Bryozoa of the Ordovician and Silurian, Anticosti Island, Canada - partie II. Journal of Paleontology, vol. 35, no. 2, pp. 331-344.
- Ruedemann, R., 1936. Ordovician graptolites from Quebec and Tennessee. Journal of Paleontology, vol. 10, pp. 385-387.
- Russell, L. S., 1947a. Stratigraphy of the Gaspé Limestone Series, Forillon Peninsula, Cap-des-Rosiers Township. County of Gaspé-South. Ministère des Richesses naturelles, Québec, publié en 1976, DPV-347, 96 p., 1 carte.
- Russell, L. S., 1947b. A new locality for fossil fishes and Erypterids in the Middle Devonian of Gaspé, Québec. Contribution Royal Ontario Museum of Palaeontology, vol. 12, 6 p.
- Russell, L. S., 1954. A new species of Cephalaspis from the Devonian Gaspé Sandstone at D'Aiguillon. Naturaliste canadien, vol 81 (12), pp. 245-254.
- Rust, B. R., 1976. Stratigraphic relationships of the Malbaie Formation (Devonian), Gaspé, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol. 13, pp. 1556-1559.
- Rust, B. R., 1981. Alluvial deposits and tectonic style: Devonian and Carboniferous successions in Eastern Gaspé. Dans: Commission géologique du Canada, Economic Geology Report, vol. 1, pp. 227-304.

- Rust, B. R., 1982. Continental Devonian and Carboniferous sedimentation of Eastern Gaspé Peninsula. Paleozoic continental margin sedimentation in the Quebec Appalachians. Onzième Congrès international de Sédimentologie, Université McMaster, Hamilton, Guide d'excursion 7B, pp.107-125.
- Schuchert, C. et Cooper, G. A., 1930. Upper Ordovician and Lower Devonian stratigraphy and paleontology of Percé, Quebec. American Journal of Science, cinquième série, vol. 20, partie I, pp. 161-176, partie II, pp. 265-288.
- Schuchert, C. et Cooper, G. A., 1932. Brachiopod genera of the suborders Orthoidea and Pentamerioidea. Peabody Museum of Natural History, Memoir 4, partie 1, 270 p., 29 planches.
- Schuchert, C. et Dart, J. D., 1926. Stratigraphy of the Port-Daniel - Gascons area of southeastern Quebec. Commission géologique du Canada, Bulletin no 44, pp. 35-38, 116-121.
- Schuchert, C. et Twenhofel, W. H. 1910. Ordovician-Silurian section of the Mingan and Anticosti Islands, Gulf of St.-Lawrence, Geological Society of America, Bulletin, vol. 21, pp. 677-716.
- Scott, R. A. et Rouse, G. E., 1961. Perforosporites, a new genus of plant spores from the Lower Devonian of eastern Canada. Journal of Paleontology, vol. 35, no. 5, pp. 977-980.
- Sheehan, P. M., 1973. The relation of the Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian change-over in North American brachiopod faunas. Lethaia, vol. 6, pp. 147-154.
- Sheehan, P. M. et Lespérance, P. J., 1979. Late Ordovician (Ashgillian) brachiopods from the Percé region of Québec. Journal of Paleontology, vol. 53, pp. 950-967.
- Sikander, A. H., 1974. Occurrence of oil in the Devonian rocks of eastern Gaspé, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DP-295, 24 p.
- Sikander, A.H., 1975. Occurrence of oil in the Devonian rocks of eastern Gaspé, Québec. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 23, no. 2, pp. 278-294.

- Sikander, A. H., 1976. Lithological Observation an Grande Greve, York River and Battery Point Formations, and Hydrocarbon Possibilities in Eastern Gaspé, Québec. Direction générale de l'Energie, Ministère des Richesses Naturelles, Québec. GM-33690, 59 p., 16 figs hors texte.
- Sikander, A. H. et Pittion, J. L., 1978. Reflectance studies on organic matter in Lower Paleozoic sediments of Quebec. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 26, pp. 132-151.
- Skidmore, B., 1970. Petroleum potentiel in the Gaspé region of Quebec. Ontario Petroleum institut, neuvième conférence annuelle, octobre 4-7, 1970., Technical Paper no 5, 31. p.
- Smith, A. H. V., 1984. Collorésinite. Minutes de la 37 ième session annuelle de l'International Committee for Coal Petrology (ICCP), 19 au 24 août 1984, Calgary, Appendice 2, 14 p.
- Snedecor, G. W. et Cochran, W. A., 1967. Statiscical Methods. 6 ième édition, 8 ième impression, 1978. Iowa State University Press, Ames, Iowa, U. S. A., 593 p.
- SOQUIP, 1983. Rapport technique statutaire île d'Anticosti. no 13129, 26 p.
- Sourisse, C. et Gauthier, J., 1969. Contribution à la géochimie du Carbone organique des roches sédimentaires. Centre de Recherche de Pau - Société nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA), Rapport inédit.
- Stack, E., Mackowsky, M. -Th., Teichmuller, M., Taylor, G. H., Chandra, D. et Teichmuller, R., 1975. Stach's texbook of coal petrology, 2ième édition. Gebrüder Borntraeger, Berlin et Stuttgart, 428 p.
- Staplin F. L., 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphis, and oil and gas occurence. Bulletin of Canadian Petrolelum Geologists, vol. 17, no. 1, pp. 47-66.
- St-Julien, P., Hubert, C., Skidmore, W. B. et Béland, J., 1972. Appalachian structure and stratigraphy in Quebec. Vingt-quatrième Congrès géologique international, Livret-Guide pour l'excursion A56-C56, Montréal, Canada, 99 p.

- St-Julien, P., et Hubert, C., 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, vol. 275-a, pp. 337-362.
- Stecher, P. G., Finkel, M. J., Seigmund, O. H. et Szafaranski, B. M., 1960. The Merk Index of chemical and drugs. Edité par P. G. Stecher et B. M. Szafaranski, Merk & Co., Inc., Rahway, New Jersey, 1642 p.
- Teichmüller, M., 1978. Nachweis von Graptolithen Periderm im geschieferten Gesteinen mit Hilfe Kohlenpetrologischer Methoden. *Neues Jahrbuch Für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, vol. 7, pp. 430-477.
- Teichmüller, M., 1982. Fluorescence-microscopical changes of liptinites and vitrinites during coalification and their relationship to bitumen generation and coking behaviour. The Society for Organic Petrology, Special Publication no. 1. Traduit de l'allemand (Fluoreszenz von Liptiniten und Vitriniten in Beziehung zu Inkohlungsgrad und Verkokungsverhalten. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 119 p.) par N. Bostick (1984), 74 p.
- Teichmüller, M. et Durand, B., 1983. Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and vitrinites in peat and coals, and comparison with results of the Rock-Eval pyrolysis. *International Journal of Coal Petrology*, vol. 2, pp. 197-230.
- Théroux, R., 1977. Etude de la pétrographie et des microfacies sédimentaires sur la Série du "Grès de Gaspé" (Dévonien inférieur) de la gaspésie centrale, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-442, 23 p.
- Ting, F. T. C., 1982. Coal Macerals. Dans: *Coal Structures*, Robert A. Meyers, éditeur, Academic Press, New York, London, Paris, pp. 7-49.
- Tissot, B. P. et Espitalié, J., 1975. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: Applications d'une simulation mathématique. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, vol. 30, pp. 743-777.
- Tissot, B. P. et Welte, D. H., 1978. *Petroleum Formation and Occurrence*. 2ième édition (1984). Springer-Verlag, Berlin, 699 p., 327 figs.

- Tripp, R. P., 1958. Stratigraphical and geographical distribution of the named species of the trilobite superfamily Lichacea. *Journal of Paleontology*, vol. 32, no. 3, pp. 574-582.
- Tripp, R. P., 1962. The Silurian trilobite *Encrinurus punctatus* (Wahlenberg) an allied species. *Palaeontology*, vol. 5, partie 3, pp. 460-477.
- Twenhofel, W. H., 1914. The Anticosti Island faunas. *Commission géologique du Canada, Museum Bulletin no 3, Geological Series 19*, 39 p.
- Twenhofel, W. H., 1921. Faunal and sediment variation in the Anticosti Sequence. *Commission géologique du Canada, Museum Bulletin no 33, Geological Series 40*, pp. 1-14.
- Twenhofel, W. H., 1925. Geology of the Mingan Island. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 37, pp. 535-550.
- Twenhofel, W. H. 1926. Hunting fossils on Anticosti Island. *American Museum of Natural History, Natural History* vol. 26, no. 5, pp. 515-524.
- Twenhofel, W. H., 1928. Geology of Anticosti Island. *Commission géologique du Canada, Mémoire 154*, 481 p.
- Twenhofel, W. H., 1938. Geology and paleontology of the Mingan Islands, Quebec. *Geological Society of America, Special Papers no. 11*, 25 p.
- Uyeno, T. T., Fahraeus, L. E. et Barnes, C. R., 1979. Lower Silurian conodont biostratigraphy, Anticosti Island, Québec. *Association géologique du Canada, programme avec résumés*, vol. 4, p. 84.
- Uyeno, T. T. et Barnes, C. R., 1981. A summary of Lower Silurian conodont biostratigraphy of the Jupiter and Chicotte Formations, Anticosti Island, Québec. Dans: *Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II; Stratigraphy and Paleontology. Edité par P. J. Lespérance, Université de Montréal, Montréal*. pp. 173-184.

- Waples, D., 1980. Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 64, no. 6, pp. 916-926.
- Waples, D., 1981. Organic Geochemistry for Exploration Geologists. Burgess Publishing Company, CEPCO Division, Minneapolis, Minnesota, 151 p.
- Williams, G. L., 1978. DINOFLAGELLATES, ACRITARCHS AND TASMANITIDS. Dans: Introduction to Marine Micropaleontology. Edité par B. U. Haq et A. Boersma, Elsevier Biomedical, New York, Amsterdam et Oxford, pp. 341-357.
- Williams, H. S., 1910. Age of the Gaspé Sandstones. Geological Society of America, Bulletin, vol. 20, pp. 688-698.
- Williams, H., 1979. Appalachian Orogen in Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre, vol. 16, pp. 792-807.
- Williams-Jones, A. E. et Duba, D., 1984. Cartographie de la cristallinité de l'illite dans le nord-est de la Gaspésie. Energie et Ressources, Direction de la Recherche géologique, Québec. MB 84-17, 51 p.
- Yükler, M. A. et Kokesh F., 1984. A Review of Models Used in Petroleum Resource Estimation and Organic Geochemistry. Dans Advances in Petroleum Geochemistry, vol. 1. Edité par J. Brooks et D. Welte, Academic Press, Londre. pp. 69-114.

APPENDICES

Appendice 1 A. CODES DES UNITES STRATIGRAPHIQUES -

Ile d'Anticosti:

- 90 = Formation de Chicotte
- 80 = Formation de Jupiter
- 70 = Formation de Gun River
- 60 = Formation de Becscie
- 50 = Formation Ellis Bay
- 45 = Formation de Long Point
- 40 = Formation de Vauréal
- 30 = Formation de Macasty
- 20 = Formation de Mingan
- 10 = Formation de Romaine

Appendice 1 B. CODES DES UNITES STRATIGRAPHIQUES -**Nord-est de la Gaspésie:**

62 = Membre de Cap-aux-Os, Formation de Battery Point

61 = Membre de Petit-Gaspé, Formation de Battery Point

60 = Formation de Battery Point

50 = Formation de York River

51 = Membre de l'Anse-à-Brillant, Formation de York River

40 = Formation de York Lake

33 = Formation d'Indian Cove

32 = Formation de Shiphead

31 = Formation de Forillon

30 = Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé

28 = Formation d'Indian Point

27 = Formation de Roncelles

26 = Formation de West Point

25 = Formation de Gascons

24 = Formation de Griffon Cove River

23 = Formation de Laforce

22 = Formation de Burnt Jam Brook

20 = Groupe de Chaleurs

10 = Groupe de Québec

Appendice 2. Tableau des résultats analytiques servant à déterminer l'effet d'échelle de l'appareil "Rock Eval" sur la surface des pics P_2 et P_3 du pyrogramme.

Q'_2 = quantité d'hydrocarbures en millièmes de mg,

S_2 = surface du pic P_2 en unités arbitraires,

Q'_3 = quantité de CO_2 en millièmes de mg,

S_3 = surface du pic P_3 en unités arbitraires.

APPENDICE 2

Analyse	Q'2	S2	Q'3	S3
No				
1	0	0	229.5	188.86
2	0	0	170.9	150.8
3	0	0	152.9	145.46
4	0	0	188	177.83
5	0	0	195.8	176.01
6	38.7	42.5	31.9	8.25
7	46.4	60.5	25.6	9.89
8	66.4	60.4	41.5	14.16
9	107.6	130	55.9	22.94
10	124.3	181.2	56.4	26.51
11	199.8	265.4	77.9	42.62
12	220.2	348.7	86.2	46.98
13	229.4	301.7	102.5	49.11
14	253.3	338.2	80	54.03
15	278.7	415.1	93.8	59.44
16	291.4	432.1	95.5	62.16
17	365.2	565.6	113	77.88
18	385.6	644.7	108.6	82.23
19	459.8	801.5	124.3	98.05
20	502.9	1023.4	118.5	107.26
21	514.7	958.5	177.2	109.76
22	516.2	916.8	151.7	110.68
23	624.9	1265.6	178.3	133.27

Appendice 3. Comparaison des résultats de pyrolyse programmée entre les analyses faites sur les échantillons de roche brutes et les résidus insolubles (échantillons décarbonatés) des même échantillons.

Noms des puits:

SB = Sunny Bank, Dg = Douglas et GS. = Gaspé Sud (voir Fig. 13).

NO	= numéro d'échantillon INRS.
Prof.	= profondeur supérieure (s) et inférieure (i) de l'échantillons en m dans le puits.
FM	= codes des unités stratigraphiques (Appendice 1 B).
Carb.	= pourcentage de carbonate dans l'échantillon (100 - pourcentage de résidu insoluble).
COT	= pourcentage de carbone organique sur la roche totale.
R. C.	= indicateur de la quantité de carbonate dans l'échantillon à COT constant (rapport Carb. sur COT divisé par dix).
IH b.	= l'indice d'hydrogène pour la roche brute.
IO b.	= l'indice d'oxygène pour la roche brute.
IH d.	= l'indice d'hydrogène pour l'échantillon décarbonaté.
IO d.	= l'indice d'oxygène pour l'échantillon décarbonaté.
IH e.	= l'indice d'hydrogène pour l'échantillon décarbonaté et dont l'effet d'échelle est corrigé.
IH	= l'indice d'hydrogène pour l'échantillon décarbonaté, effet d'échelle et de matrice corrigé.
IO	= l'indice d'oxygène pour l'échantillon décarbonaté, effet d'échelle et de matrice corrigé.

APPENDICE 3

PUITS	NO.	Prof s.	Prof i.	FM	Carb.	OOT	R. C.	IH b.	IO b.	IH d.	IO d.	IH e.	IH	IO
cd	INRS	m	m	cd	%	%	/10	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
SB	13077	308	309	50	14	0.36	4	145	57	165	9	186	186	7
SB	13089	607	610	50	29	0.57	5	126	98	225	8	219	219	7
SB	13093	688	693	33	62	0.24	26	209	234	176	13	205	219	8
SB	14001	846	853	33	22	0.40	5	361	92	242	16	282	301	10
SB	14006	919	925	33	44	0.25	17	367	152	224	18	266	303	12
SB	14022	1148	1151	33	51	0.18	28	233	139	196	19	244	278	12
SB	14037	1376	1377	33	45	0.35	13	191	124	136	12	169	180	7
SB	14047	1544	1547	32	41	0.26	16	170	260	66	15	98	119	9
SB	14049	1604	1607	32	17	0.47	4	211	80	76	22	107	118	18
SB	14053	1672	1675	32	24	0.41	6	231	66	94	10	124	137	5
SB	14072	1933	1936	31	41	0.56	7	128	49	55	10	76	85	6
SB	14079	2041	2045	31	13	0.18	7	157	111	33	8	62	77	2
SB	14086	2143	2146	31	66	0.64	10	83	59	36	8	47	47	7
SB	14094	2258	2280	31	32	0.38	8	149	91	56	7	82	92	3
SB	14099	2340	2373	31	98	0.10	98	163	228	115	13	134	134	11
SB	14121	2771	2775	28	52	0.40	13	73	111	17	6	29	36	2
SB	14128	2989	2993	28	24	0.48	5	32	78	0	7	0	0	2
SB	14130	3047	3049	28	44	0.29	15	61	102	0	5	0	0	1
SB	14133	3138	3141	28	38	0.23	17	74	159	4	8	11	17	3
SB	14141	3367	3370	10	48	0.27	18	40	98	0	6	0	0	2
SB	14143	3446	3449	10	45	0.15	30	71	314	0	4	0	0	0
Dg	14202		55	60	14	0.11	12	71	119	54	17	96	96	6
Dg	14203		100	60	12	1.32	1	407	14	227	19	248	248	16
Dg	14204		305	60	8	0.15	5	223	85	225	21	294	294	10
Dg	14205		520	60	14	0.13	11	147	171	155	18	223	223	7
Dg	14206		780	50	15	0.13	11	0	50	31	10	61	61	2
Dg	14207		940	50	11	0.08	14	0	41	37	9	77	77	1
Dg	14208		1125	50	12	0.12	10	181	85	38	8	72	72	2
Dg	14210		1320	50	9	0.09	9	110	128	174	19	244	244	10
Dg	14211		1370	50	11	0.16	7	36	54	72	11	109	109	5
Dg	14214		1475	50	13	0.31	4	165	41	158	14	188	188	9
Dg	14217		1575	27	44	0.16	27	238	191	87	14	114	152	11
GS	14231	150	160	51	13	0.18	7	173	85	161	14	199	199	10
GS	14235	300	310	51	15	0.22	7	124	191	10	6	22	22	1
GS	14237	380	390	51	16	0.19	8	126	178	10	7	23	23	1
GS	14241	530	540	33	62	0.18	34	184	144	128	14	167	190	9
GS	14245	680	690	33	40	0.16	25	295	224	140	25	197	224	15
GS	14249	835	845	33	54	0.15	36	331	153	124	20	178	202	11
GS	14253	990	995	33	53	0.16	34	310	203	232	13	259	295	9
GS	14258	1190	1205	33	58	0.32	18	166	71	227	11	224	239	12
GS	14260	1290	1300	33	51	0.16	32	225	161	131	14	171	194	8
GS	14263	1445	1450	33	45	0.16	28	201	151	104	15	146	166	8
GS	14267	1600	1610	32	27	0.25	11	152	162	111	7	137	167	4
GS	14271	1755	1765	32	26	0.34	8	168	98	91	8	121	147	3
GS	14279	2060	2070	31	68	0.10	67	194	375	75	36	109	136	34
GS	14283	2215	2225	31	56	0.15	38	226	278	139	10	171	213	6
GS	14287	2370	2380	31	53	0.14	38	162	237	95	12	137	171	5
GS	14295	2670	2680	31	33	0.38	9	209	102	80	4	97	109	2
GS	14304	3055	3065	10	22	0.65	3	65	36	50	4	63	72	3
GS	14308	3225	3235	10	17	1.16	2	73	23	70	3	77	77	2
GS	14312	3350	3354	10	19	1.12	2	70	26	53	4	60	60	3

Appendice 4 . Résultats de la pyrolyse en programmation de température pour les échantillons:

A - de surface de l'île d'Anticosti,

B - de subsurface de l'île d'Anticosti,

C - de surface du nord-est de la Gaspésie et

D - de subsurface du nord-est de la Gaspésie.

NO. INRS = numéros d'identification des échantillons.

LONG. LAT. DMS = longitude, latitude, degrés, minutes et secondes.

PROF. SUP. = profondeur supérieure en mètres de l'intervalle du puits échantillonné.

PROF. INF. = profondeur inférieure en mètres de l'intervalle du puits échantillonné.

FM = codes des unités stratigraphiques: groupes, formations ou membre (Appendices 1 A et B).

RI % = résidu insoluble à l'acide chlorhydrique en pour-cent.

COT % = carbone organique sur la roche totale en pour-cent.

Q2RI mg/g = quantité d'hydrocarbures générés par le kérogène en mg / g de résidu insoluble (P₂).

RQ2 = rapport bitume sur kérogène.

T_{max} °C = température de pyrolyse optimale en degrés Celcius. IP = indice de production.

PG mg/g = potentiel génétique total en hydrocarbures en mg/g de roche (P₁ + P₂).

IH mg/g = indice d'hydrogène, effet de matrice non corrigé, en mg d'hydrocarbures/g de carbone organique.

IHC mg/g = indice d'hydrogène, effet de matrice corrigé, en mg d'hydrocarbures/g de carbone organique.

IO mg/g = indice d'oxygène en mg de CO₂/g de carbone organique.

APPENDICE 4 A

NO.	LONG.	LAT.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	DMS	DMS		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15193	621414	492506	40	23.12	0.12	1.24	0.82	428	0.35	0.66	233	350	22
15194	621414	492506	40	24.53	0.09	0.72	0.5	436	0.27	0.48	199	399	24
15222	623547	493649	40	22.92	0.09	1.38	0.39	443	0.18	0.78	374	751	24
15223	623547	493649	40	34.41	0.11	0.83	0.32	444	0.2	0.72	262	526	11
15225	624134	493553	40	18.16	0.10	1.48	0.38	436	0.19	0.45	249	374	17
15226	624134	493553	40	20.07	0.11	1.95	0.24	431	0.1	0.65	367	552	12
15228	624953	493625	40	10.22	0.06	1.32	0.55	436	0.2	0.26	221	332	25
15229	624953	493625	40	13.23	0.07	1.39	0.35	431	0.15	0.33	262	394	21
15231	625221	493653	40	12.77	0.06	1.72	0.34	436	0.14	0.52	347	697	20
15232	625221	493653	40	11.34	0.07	1.11	0.63	419	0.22	0.24	190	285	13
15234	625613	494030	40	13.65	0.08	1.31	0.41	431	0.2	0.33	235	353	12
15235	625613	494030	40	17.9	0.10	1.25	0.33	436	0.19	0.41	222	334	14
15237	625609	494316	40	17.05	0.10	1.32	0.39	436	0.2	0.42	225	338	11
15238	625609	494316	40	16.89	0.10	1.64	0.31	436	0.13	0.48	275	413	12
15240	630353	494525	40	16.25	0.08	1.33	0.33	436	0.18	0.54	258	518	14
15241	630353	494525	40	12.19	0.07	1.41	0.41	436	0.22	0.33	250	376	7
15243	642945	495342	40	5.33	0.03	1.58	1.16	419	0.38	0.2	265	398	29
15244	642945	495342	40	6.07	0.03	1.52	0.97	431	0.35	0.28	283	568	39
15246	643131	495150	40	8.73	0.07	1.56	0.63	428	0.26	0.27	184	276	20
15247	643131	495150	40	6.9	0.06	1.95	0.54	428	0.22	0.26	224	337	23
15249	642648	494943	40	47.85	0.08	0.45	0.25	428	0.21	0.54	252	506	18
15250	642648	494943	40	35.85	0.09	0.49	0.36	436	0.23	0.46	193	387	11
15255	642142	495524	40	20.11	0.09	1.5	0.34	436	0.15	0.72	333	669	12
15256	642142	495524	40	21.76	0.10	1.2	0.4	436	0.2	0.66	263	528	12
15285	640157	494922	40	9.93	0.07	1.88	0.53	428	0.18	0.35	260	391	22
15286	640157	494922	40	12.57	0.10	1.56	0.59	431	0.24	0.39	195	293	10
15288	641152	495204	40	5.8	0.04	1.43	0.7	431	0.26	0.17	203	305	22
15289	641152	495204	40	7.38	0.04	0.95	0.67	428	0.25	0.14	179	269	24
15294	631137	494144	40	7.24	0.05	1.86	0.31	431	0.16	0.24	274	412	14
15295	631137	494144	40	9.72	0.07	2.15	0.3	431	0.15	0.38	320	481	27
15297	631431	494400	40	9.82	0.05	1.7	0.3	438	0.16	0.3	332	499	21
15298	631431	494400	40	9.52	0.05	1.13	0.61	436	0.26	0.23	200	300	33
15300	631845	494408	40	10.39	0.05	1.52	0.32	438	0.18	0.38	295	592	25
15301	631845	494408	40	9.83	0.05	1.61	0.33	438	0.22	0.3	291	437	20
15307	632519	494504	40	9.19	0.06	1.85	0.68	444	0.27	0.35	296	445	27
15311	633424	494804	40	13.08	0.05	1.65	0.35	436	0.26	0.58	405	814	25
15313	633424	494804	40	21.7	0.11	1.62	0.32	444	0.21	0.66	306	460	26
15315	634200	494814	40	9.13	0.06	1.88	0.53	436	0.3	0.38	286	430	22
15316	634200	494814	40	10.81	0.06	1.3	0.37	436	0.25	0.29	221	332	18
15317	635022	494922	40	7.53	0.05	1.24	0.72	431	0.26	0.2	195	293	28
15318	635022	494922	40	7.51	0.05	2.31	0.34	436	0.23	0.33	327	492	22
15320	635255	495254	40	15.27	0.08	1.7	0.25	444	0.22	0.5	339	510	20
15321	635255	495254	40	23.33	0.11	1.5	0.27	436	0.19	0.86	335	673	21
15328	640528	495520	40	28.85	0.32	5.95	1.7	436	0.3	2.45	542	542	10
15329	640528	495520	40	35.22	0.28	3.08	1.15	444	0.39	2.69	391	588	5
15333	640905	495704	40	11.25	0.05	1.11	0.39	444	0.34	0.38	253	508	9
15334	640905	495704	40	7.5	0.03	0.92	0.56	441	0.32	0.2	205	412	22

APPENDICE 4 A

NO.	LONG.	LAT.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	DMS	DMS		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15257	832348	492510	90	3.3	0.01	0.86	1.21	561	0.34	0.09	257	591	76
15263	633236	492303	90	1	0.01	2.73	0.63	436	0.3	0.04	407	407	37
15264	633236	492303	90	8.13	0.03	1.02	0.55	436	0.24	0.25	313	719	23
15260	632448	492741	80	5.42	0.09	4.74	0.35	436	0.2	0.32	297	297	22
15261	632448	492741	80	5.91	0.08	4.32	0.3	436	0.16	0.31	309	309	18
15266	633652	492806	80	17.7	0.15	2.51	0.32	441	0.18	0.74	295	404	19
15267	633652	492806	80	18.58	0.14	2.1	0.27	436	0.15	0.63	279	382	8
15208	622745	491538	70	6.5	0.07	3.09	0.42	444	0.24	0.27	288	288	34
15209	622745	491538	70	6.88	0.08	3.88	0.8	436	0.24	0.35	319	319	24
15210	622552	491821	70	4.2	0.07	8.14	0.35	444	0.17	0.41	502	502	21
15211	622552	491821	70	4.13	0.08	7.11	0.45	453	0.17	0.35	393	393	33
15213	622639	492119	70	8.48	0.11	3.88	0.38	448	0.16	0.39	289	289	18
15214	622639	492119	70	12.78	0.13	2.68	0.41	441	0.19	0.42	266	266	19
15269	633130	493040	70	12.01	0.06	1.1	0.53	436	0.28	0.37	207	424	15
15270	633130	493040	70	14.71	0.07	1.04	0.63	436	0.31	0.45	218	446	24
15271	633231	493318	70	7.24	0.06	1.83	0.46	436	0.19	0.24	233	355	24
15199	622429	492316	60	7.49	0.08	2.96	0.54	434	0.18	0.27	271	271	20
15200	622429	492316	60	6.15	0.08	3.53	0.44	434	0.16	0.26	274	274	19
15202	623151	492442	60	6.53	0.05	1.69	0.67	436	0.24	0.24	231	369	25
15203	623151	492442	60	7.65	0.03	1.22	0.74	433	0.28	0.29	273	600	45
15205	623909	492829	60	6.57	0.08	4.11	0.68	439	0.19	0.33	338	338	24
15206	623909	492829	30	8.04	0.07	5.45	1.33	431	0.33	0.49	502	502	15
15273	632201	493614	60	9.45	0.06	1.72	0.55	436	0.26	0.35	262	419	21
15274	632201	493614	60	10.73	0.05	1.19	0.68	436	0.26	0.37	245	538	14
15276	632630	493702	60	6.23	0.06	2.57	0.52	436	0.18	0.3	275	439	17
15277	632630	493702	60	6.25	0.06	2.25	0.74	428	0.29	0.32	238	380	21
15279	640326	494256	60	4.11	0.03	2.08	0.76	436	0.31	0.19	304	486	35
15280	640326	494256	60	3.43	0.03	2.46	0.8	436	0.31	0.19	281	449	40
15303	632616	494135	60	4.39	0.05	3.73	0.49	438	0.23	0.21	336	336	22
15304	632616	494135	60	6.53	0.03	2.07	0.62	436	0.3	0.42	401	882	18
15309	634221	493919	60	5.57	0.08	4.68	0.63	436	0.24	0.34	345	345	15
15326	635451	494102	60	9.67	0.05	2.03	0.45	441	0.2	0.38	388	620	16
15327	635451	494102	60	6.95	0.04	1.2	0.74	436	0.35	0.21	228	364	16
15196	621711	492428	50	47.19	0.07	0.32	0.78	439	0.43	0.5	206	381	51
15197	621711	492428	50	50.28	0.07	0.25	0.32	441	0.3	0.33	172	318	28
15216	623944	493209	50	9.09	0.10	3.04	0.52	444	0.19	0.34	280	280	8
15217	623944	493209	50	20.13	0.11	1.58	0.42	431	0.16	0.54	284	404	9
15219	624150	493329	50	13.25	0.06	0.91	0.69	438	0.26	0.3	209	388	32
15220	624150	493329	50	15.52	0.07	0.89	0.48	438	0.24	0.33	192	355	15
15252	642053	494843	50	39.71	0.11	0.56	0.27	436	0.21	0.52	202	373	12
15253	642053	494843	50	46.17	0.36	2.72	0.07	436	0.07	1.92	345	491	10
15282	640141	494534	50	9.26	0.08	2.38	0.5	436	0.18	0.38	294	418	20
15283	840141	494534	50	10.99	0.07	1.48	0.66	428	0.24	0.3	220	313	21
15291	631055	494024	50	49.84	0.09	0.38	0.46	428	0.28	0.48	221	408	17
15292	631055	494024	50	47.1	0.07	0.36	0.44	431	0.26	0.43	237	438	13
15310	633840	494622	50	19.66	0.08	1.7	0.3	436	0.19	0.78	403	745	22
15323	635356	494422	50	27.57	0.09	1.5	0.25	444	0.24	1.02	445	823	31
15324	635356	494422	50	25.61	0.09	1.08	0.21	441	0.16	0.61	313	579	20

APPENDICE 4 B

PUITS	LGPL												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15335	81	88	40	35.59	0.15	0.62	1	435	0.29	0.62	144	289	9
15336	166	181	40	38.04	0.17	1.93	0.13	439	0.16	1.75	440	884	6
15338	353	367	40	46.32	0.16	0.75	0.47	435	0.3	0.98	217	436	14
15340	535	549	40	48.51	0.21	1.59	0.05	444	0.21	1.95	377	757	3
15342	718	729	40	51.97	0.24	0.88	0.11	447	0.21	1.17	190	381	1
15343	792	823	40	42.31	0.21	1.3	0.06	455	0.11	1.25	258	518	0
15344	884	911	40	59.84	0.71	2.51	0.31	445	0.31	2.18	211	211	4
15345	948	975	30	73.31	3.50	11.71	0.43	450	0.32	12.87	249	249	7
15346	1114	1128	20	26.37	0.63	0.85	0.33	440	0.26	0.3	35	35	0
15348	1448	1463	10	36.1	0.36	0.79	0.49	447	0.26	0.49	78	101	3
15349	1632	1646	10	26.23	0.10	1.56	0.13	435	0.11	0.73	427	678	3
15350	1719	1740	10	29.23	0.08	0.21	6	435	0.56	0.24	81	128	16
PUITS	NACP												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15351	30	53	60	8.63	0.08	2.04	0.7	439	0.2	0.35	228	364	19
15352	130	152	50	23.4	0.14	0.68	0.33	439	0.21	0.29	111	158	35
15353	236	267	40	15.81	0.08	1.52	0.17	430	0.14	0.42	305	459	25
9144		457	40	21.2	0.12	1.19	1.25	434	0.39	0.62	216	325	67
9146		472	40	33.2	0.14	0.58	1	439	0.32	0.58	142	285	85
9148		488	40	28.2	0.12	0.94	1.41	434	0.45	0.96	218	438	104
9150		503	40	39.1	0.13	0.59	0.9	434	0.32	0.68	173	347	48
8475		610	40	42.1	0.15	0.67	0.97	437	0.35	0.86	189	379	49
9543		853	40	44.9	0.16	0.49	0.75	439	0.29	0.62	140	281	47
8062		975	40	55.5	0.35	0.64	1.46	439	0.31	0.77	101	152	33
6507		1067	40	84.2	1.21	2.41	0.6	452	0.2	2.52	166	166	15
6511		1097	40	67.5	0.83	3.31	0.79	432	0.38	3.49	268	268	27
6525		1204	30	87.6	4.11	9.71	0.3	440	0.12	9.69	207	207	10
15354	1200	1216	30	76.75	4.05	13.65	0.21	450	0.16	12.5	259	259	4
8421		1341	20	32.5	0.18	0.61	0.85	432	0.34	0.45	110	158	75

APPENDICE 4 B

PUITS	ARCO												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15355	91	119	80	11.27	0.11	2.47	0.66	425	0.27	0.52	246	337	23
15356	183	210	80	20.69	0.15	1.28	0.28	425	0.22	0.47	175	239	31
15357	274	302	70	15.22	0.10	1.11	0.46	430	0.3	0.33	172	235	31
15358	427	457	60	16.58	0.09	0.85	0.89	434	0.35	0.3	160	219	28
15359	582	610	50	13.33	0.11	2.04	1.24	432	0.26	0.56	242	369	16
15360	732	759	50	20.98	0.10	1.05	0.81	414	0.37	0.77	222	488	33
15361	884	911	40	17.96	0.10	1.29	2.91	430	0.39	0.61	240	383	14
15362	1036	1064	40	18.79	0.09	0.84	1.33	434	0.28	0.48	178	391	15
15363	1192	1219	40	22.54	0.09	0.84	2.5	430	0.33	0.52	205	379	16
15364	1338	1366	40	28.8	0.10	0.55	2.06	439	0.38	0.52	162	325	43
15365	1494	1521	40	19.05	0.13	1.63	2.26	430	0.32	0.69	243	365	9
15366	1652	1679	40	34.6	0.13	0.48	2.69	434	0.43	0.58	130	261	14
15367	1798	1826	40	37.65	0.10	0.41	0.46	397	0.31	0.44	151	303	13
15988	1951	1978	40	46.59	0.12	0.28	0.47		0.34	0.4	111	223	23
15369	2103	2131	40	37.57	0.23	0.57	1.11	435	0.23	0.42	93	139	64
15370	2259	2289	40	35.26	0.11	0.3	0.88		0.32	0.32	95	190	10
15371	2399	2435	30	76.42	2.74	1.77	0.25	447	0.38	2.18	49	49	2
15372	2560	2588	20	34.04	0.13	0.28	0.27	489	0.25	0.25	71	134	18
15373	2713	2740	20	31.38	0.14	0.2	0.67		0.38	0.19	46	86	16
15374	2865	2893	20	15.81	0.09	0.37	2.08	482	0.42	0.14	68	98	23
15375	3018	3045	20	23.93	0.05	0.22	1		0.38	0.15	101	190	16
15376	3173	3206	10	19.88	0.11	0.52	1.08	522	0.39	0.22	92	119	12
15377	3362	3389	10	12.8	0.12	1.18	0.97	474	0.38	0.31	122	157	9
15378	3475	3505	10	11.18	0.06	0.47	1.61	514	0.43	0.12	86	111	11
15379	3627	3658	10	16.28	0.06	0.35	1.19	509	0.34	0.14	96	152	14
15380	3776	3804	10	27.17	0.05	0.19	5.33		0.42	0.14	103	163	14
PUITS	LGCP												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15381	79	92	40	53.28	0.18	0.49	0.26	435	0.24	0.68	144	289	3
15382	138	152	40	61.22	0.17	0.3	0.36	432	0.25	0.48	108	217	4
15383	198	211	40	58.19	0.17	0.49	0.02	435	0.31	0.82	165	331	6
15384	262	275	40	69.47	0.23	0.61	0.09	437	0.21	1.07	182	365	6
15385	321	339	40	79.1	0.68	2.39	0.21	437	0.15	3.34	279	419	7
15386	367	380	30	78.88	1.19	5.18	0.2	442	0.2	5.12	343	343	8
15387	402	430	30	75.63	4.05	19.34	0.21	447	0.18	17.31	360	360	7
15388	490	504	20	57.12	0.09	0.14	0.75	447	0.53	0.32	88	166	18
15389	582	595	20	58.42	0.16	0.23	0.44	435	0.6	0.64	88	166	4
15390	673	686	20	40.41	0.50	2.84	0.41	447	0.21	1.45	231	231	11
15391	764	778	10	15.94	0.03	0.74	0.21	440	0.26	0.25	359	570	10
15392	869	883	10	18.12	0.11	1.05	0.42	444	0.24	0.32	176	227	6
15393	947	961	10	33.67	0.10	0.47	1.76	439	0.47	0.48	155	246	3

APPENDICE 4 B

PUITS	SANDTOP												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
15394	15	43	70	18.95	0.11	1.01	0.44	430	0.26	0.4	170	259	24
15395	79	107	70	42.32	0.11	0.4	0.74	434	0.31	0.51	153	313	51
15396	171	198	50	38.69	0.07	0.4	0.54	430	0.31	0.41	220	406	32
15397	296	323	45	65.38	0.14	0.2	2.33	432	0.58	0.62	90	180	9
15399	457	488	45	44.23	0.26	1.66	2.02	435	0.49	2.17	281	422	10
15400	552	579	45	55.29	0.12	0.42	1.1	439	0.39	0.74	188	377	13
15401	643	674	45	72.84	0.16	0.4	0.54	435	0.26	0.8	184	369	13
15402	765	792	30	77.92	1.24	5.29	0.08	439	0.26	5.55	332	332	11
15403	899	930	30	65.19	0.48	1.82	0.33	439	0.23	2.07	246	328	12
15404	983	9910	20	32.7	0.08	0.34	0.55	432	0.35	0.32	141	266	21
15405	1052	1082	20	32.86	0.06	0.08	1	439	0.67	0.15	46	86	20
15408	1100	1128	20	19.06	0.12	0.78	0.77	432	0.31	0.3	126	182	18
15407	1192	1222	10	7.75	0.04	1.09	2.41	435	0.45	0.19	223	288	29
15408	1283	1311	10	23.24	0.03	0.24	3.8	422	0.58	0.21	214	340	19

APPENDICE 4 C

NO.	LONG.	LAT.	FM	RI	COT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	DMS	DMS		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
13262	642049	484742	62	88.93	0.37	0.44	0.00	555	0.15	0.45	91	151	20
13279	642609	485147	62	84.47	0.03	0.16	0.07	555	0.41	0.24	459	592	35
13261	641731	484923	61	88.6	0.04	0.13	0.08		0.47	0.2	298	350	78
13102	643029	485057	60	91.13	0.06	0.23	0.05	438	0.36	0.34	299	348	29
13108	643034	485021	60	91.98	0.41	3.47	0.89	435	0.24	4.19	702	702	26
13117	843738	485454	60	90.22	0.04	0.1	0.11		0.53	0.2	238	359	28
13123	643650	485548	60	89.87	0.11	0.1	0.11	522	0.57	0.21	75	84	6
13153	642241	484740	60	87.45	0.03	0.06	0.20		0.69	0.18	136	140	28
13155	642241	484740	60	88.28	0.04	0.13	0.18		0.53	0.25	294	309	11
13160	641925	484313	60	62.57	0.02	0.17	0.31		0.41	0.18	406	465	13
13280	642845	485013	60	83.46	0.18	0.46	0.02	522	0.2	0.48	181	250	3
13281	842845	485013	60	83.11	0.08	0.31	0.07	555	0.35	0.4	396	479	22
13294	642543	483903	60	89.84	0.04	0.23	0.10	555	0.39	0.33	435	489	33
13296	642454	483846	60	94.13	0.04	0.15	0.15	522	0.46	0.27	380	435	41
13297	642326	483830	60	87.63	0.04	0.25	0.04	522	0.41	0.36	394	445	34
13302	642234	483934	60	86.26	0.18	0.28	3.00	455	0.33	0.36	111	127	84
13305	842142	483756	60	53.06	0.02	0.05	4.00		0.72	0.1	71	86	20
13306	642116	484312	60	92.7	0.04	0.11	0.00	555	0.52	0.21	265	272	35
13308	642108	484312	60	83.31	0.09	0.19	0.06	547	0.43	0.28	142	182	62
13309	642244	484319	60	77.92	0.02	0.11	0.38	505	0.81	0.23	349	377	12
13105	643036	484959	51	89.91	0.11	0.27	0.35	442	0.48	0.48	214	214	39
13111	643657	485322	51	88.25	0.19	0.41	0.08	457	0.27	0.49	160	169	3
13126	644212	485756	51	95.07	0.04	0.05	4.00		0.76	0.22	136	136	15
13157	641729	484317	51	89.97	0.32	0.55	0.10	438	0.17	0.6	136	174	5
13158	641729	484317	51	83.59	0.07	0.15	0.25	505	0.41	0.21	143	197	22
13179	644903	485007	51	87.69	0.18	0.45	0.07	447	0.2	0.49	194	205	4
13182	644840	484926	51	86.78	0.33	0.6	0.02	452	0.17	0.63	138	147	3
13186	644840	484926	51	87.4	0.31	0.69	0.01	452	0.18	0.73	166	172	2
13226	645644	485447	51	88.57	1.05	4.58	0.03	442	0.06	4.33	340	340	64
13237	645111	485025	51	83.56	0.06	0.28	0.04	530	0.27	0.32	351	394	13
13244	643858	484607	51	90.69	0.04	0.4	0.03	488	0.18	0.44	945	1269	4
13255	643231	484541	51	87.1	0.27	0.77	0.01	447	0.19	0.83	216	229	7
13288	642738	484356	51	88.85	0.05	0.32	0.03	505	0.21	0.35	483	530	23
13298	642159	483960	51	92.26	0.03	0.31	0.07	538	0.27	0.38	863	911	39
13301	642219	483940	51	90.5	0.03	0.28	0.04	497	0.25	0.34	899	1023	17
13114	643811	485244	50	84.91	0.07	0.23	0.05	497	0.36	0.31	257	297	26
13119	843815	485460	50	87.7	0.32	1.8	0.50	438	0.31	2.29	422	422	19
13120	643815	485460	50	90.75	0.32	1.63	0.83	447	0.39	2.43	418	418	14
13151	843030	485446	50	89.17	0.49	0.55	0.10	447	0.11	0.55	89	128	8
13161	843006	484852	50	89.74	0.06	0.09	0.13	438	0.54	0.17	112	121	31
13163	643006	484852	50	89.79	0.08	0.18	0.20	438	0.51	0.31	172	173	47
13167	644845	485148	50	88.78	0.12	0.39	0.15	447	0.36	0.54	271	284	13
13173	644130	485011	50	88.02	0.25	0.42	0.00	447	0.24	0.48	124	144	53
13175	644247	485118	50	89.59	0.15	0.59	0.02	447	0.14	0.61	304	315	46
13176	644851	485016	50	83.42	0.04	0.25	0.09		0.36	0.32	374	407	11
13188	644515	484922	50	88.46	0.06	0.26	0.08	442	0.35	0.34	317	330	11
13189	644603	485026	50	88.59	0.06	0.2	0.05	505	0.37	0.28	266	298	5
13199	645009	485548	50	89.11	0.19	0.69	0.01	447	0.15	0.73	289	289	48
13213	645029	485753	50	96.77	4.88	32.85	0.01	447	0.02	32.58	630	630	19
13215	645051	455741	50	91.88	0.61	2.05	0.03	447	0.06	1.99	283	283	38
13218	644552	485422	50	86.03	0.74	2.49	0.06	440	0.09	2.35	250	250	59
13219	645808	485621	50	87.17	0.04	0.28	0.04	538	0.4	0.39	465	510	24

APPENDICE 4 C

NO.	LONG	LAT.	FM	RI	OOT	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	DMS	DMS		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
13221	645607	485609	50	87.03	0.10	0.22	0.05	547	0.42	0.33	172	201	23
13228	645307	485511	50	91.14	0.98	5.64	0.01	442	0.05	5.39	479	621	17
13229	645450	485503	50	87.82	0.19	0.34	0.06	522	0.31	0.43	136	170	28
13245	643822	484627	50	86.79	0.05	0.19	0.06	530	0.36	0.25	285	300	5
13251	643449	484629	50	83.56	0.28	0.72	0.01	447	0.19	0.74	182	204	2
13252	643449	484629	50	88.79	0.83	5.49	0.01	447	0.05	5.13	526	526	14
13259	641712	484946	50	85.79	0.21	0.43	0.05	447	0.21	0.47	156	172	2
13289	642723	484454	50	89.8	0.04	0.27	0.04	555	0.31	0.34	501	522	39
13290	642840	484757	50	88.78	0.05	0.24	0.04	555	0.33	0.32	340	358	26
13293	642738	483915	50	91.1	0.03	0.18	0.13	555	0.43	0.28	510	565	67
13299	642116	484013	50	65.31	0.06	0.23	0.10	505	0.5	0.31	164	187	8
13129	644209	485755	40	53.49	0.11	0.82	0.19	443	0.25	0.58	217	242	7
13192	644552	485051	40	28.14	0.03	1.07	0.29	447	0.23	0.39	285	306	5
13208	644754	485919	40	87.28	0.11	0.8	0.02	447	0.2	0.65	387	412	20
13287	642817	484339	40	57	0.14	1.4	0.09	447	0.13	0.91	332	390	9
13240	644036	484507	33	67.31	0.16	0.63	0.19	447	0.33	0.63	172	209	6
13145	643031	485529	33	39.75	0.05	1.33	0.12	447	0.19	0.65	415	480	12
13164	644847	485138	33	78.24	0.45	2.72	0.49	442	0.39	3.5	371	413	8
13165	644903	485136	33	40.3	0.08	2.15	0.32	435	0.25	1.16	428	449	5
13169	644919	485125	33	45.84	0.06	0.95	0.32	447	0.29	0.61	353	401	11
13170	644901	485052	33	35.47	0.04	1.18	0.13	447	0.23	0.54	342	362	5
13211	644859	485841	33	37.84	0.09	1.08	0.29	442	0.2	0.51	166	274	8
13212	645004	485806	33	33.26	0.07	2.32	0.16	443	0.16	0.91	377	410	7
13222	645640	485551	33	62.41	0.35	4.55	0.86	438	0.41	4.83	504	538	5
13224	645702	485527	33	27.96	0.04	1.5	0.22	442	0.27	0.58	328	355	6
13231	645545	485417	33	77.29	0.23	1.61	0.79	442	0.42	2.17	419	439	14
13234	645509	485310	33	44.89	0.21	3.25	0.10	450	0.14	1.7	318	335	3
13236	645208	485155	33	22.08	0.02	1.73	0.17	440	0.19	0.47	391	512	5
13242	643954	484553	33	62.89	0.09	0.69	0.01	447	0.18	0.53	296	324	3
13243	643902	484604	33	31.43	0.04	1.27	0.10	447	0.16	0.47	327	348	2
13246	643721	484518	33	55.19	0.07	0.58	0.21	447	0.34	0.48	266	315	2
13248	643657	484536	33	59.64	0.07	0.74	0.04	448	0.21	0.55	362	451	2
13282	642945	484227	33	52.89	0.07	0.91	0.12	448	0.26	0.64	332	332	14
13283	642940	484304	33	26.85	0.02	0.73	0.11	447	0.23	0.25	288	354	9
13284	642922	484329	33	57.27	0.09	0.89	0.10	447	0.16	0.61	349	396	7
13291	643101	485011	33	54.24	0.11	1.21	0.12	442	0.16	0.78	321	411	5
13292	643108	485099	33	54.64	0.07	0.88	0.13	448	0.17	0.56	382	416	5
13206	644736	485931	32	19.73	0.04	2.78	0.19	438	0.15	0.65	312	418	9
13210	644841	485854	32	25.68	0.06	2.8	0.14	447	0.15	0.78	303	325	10
13235	645408	485248	32	33.7	0.04	1.4	0.16	443	0.2	0.59	368	394	5
13132	644154	485846	31	67.68	0.33	2.61	0.13	443	0.16	2.1	360	360	9
13204	644720	485945	31	69.72	0.13	0.53	0.02	438	0.2	0.46	202	251	8
13205	644719	485940	31	54.79	0.16	2.21	0.09	447	0.12	1.37	400	559	5
13209	644829	485858	31	70.89	0.39	2.16	0.12	438	0.16	1.82	276	302	2
13232	645520	485327	31	40.24	0.05	1.18	0.10	447	0.23	0.62	367	428	6
13271	642249	485216	31	64.99	0.16	1.36	0.12	440	0.15	1.04	352	468	7
13268	642247	485241	28	32.63	0.05	0.92	0.28	438	0.23	0.39	189	268	7
13147	643005	485640	28	36.83	0.06	1.04	0.30	438	0.22	0.5	239	380	22
13148	643005	485640	28	36.83	0.06	1.14	0.34	437	0.22	0.54	261	406	12
13140	643650	485757	28	77.02	0.05	0.19	0.12		0.42	0.25	261	386	20
13142	643650	485757	28	75.8	0.05	0.14	0.08		0.52	0.21	163	247	68
13203	644708	490000	27	58.76	0.02	0.35	0.17		0.32	0.29	491	578	7

APPENDICE 4 C

NO.	LONG.	LAT.	FM	RI	COI	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	DMS	DMS		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
13267	642158	485309	27	39.02	0.04	0.42	0.31	447	0.28	0.23	190	287	15
13201	644711	490002	26	6.03	0.00	1.86	0.54	430	0.33	0.17	220	336	20
13238	644307	484415	20	10.79	0.00	0.85	0.29	448	0.29	0.13	237	237	11
13135	644145	485924	10	78.53	0.09	0.21	0.24	530	0.38	0.27	143	156	3
13136	644145	485924	10	76.85	0.09	0.32	0.10	535	0.33	0.36	200	228	9
13272	642859	485721	10	48.42	0.03	0.45	0.15	488	0.28	0.3	333	437	14
13273	642555	485859	10	87.1	0.18	0.4	0.03	505	0.24	0.45	159	199	10
13274	642201	485859	10	52.28	0.65	1.96	0.04	492	0.23	1.33	82	85	1
13275	641805	485559	10	62.37	0.53	1.05	0.04	485	0.16	0.77	76	96	0
13276	641600	485508	10	55.34	0.42	0.99	0.08	497	0.19	0.68	72	104	3
13277	641359	485328	10	82.55	0.27	0.33	0.00	497	0.19	0.34	82	100	8
13278	641217	485119	10	84.43	0.25	0.38	0.15	502	0.28	0.45	109	150	17

APPENDICE 4 D

PUITS BLANCHET													
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
13310	35	80	33	36.14	0.32	1.99	0.28	442	0.28	1.06	227	242	12
13311	105	150	33	22.33	0.26	2.2	0.5	442	0.26	0.66	186	186	2
13312	195	240	32	66.86	0.46	1.42	0.23	442	0.27	1.43	205	227	3
13313	305	350	31	40.14	0.36	2.14	0.33	442	0.27	1.33	239	268	2
13314	435	480	31	35.83	0.27	1.97	0.29	447	0.23	1.02	262	294	13
13315	550	600	28	65.28	0.48	1.41	0.27	447	0.29	1.64	192	244	2
13316	675	720	28	67.54	0.42	1.27	0.21	447	0.25	1.47	205	261	2
13317	795	840	28	65.71	0.21	0.67	0.26	442	0.28	0.95	209	323	16
13318	915	940	27	53.95	0.39	1.32	0.63	442	0.43	1.45	184	215	1
13319	1035	1080	27	54.12	0.48	1.75	0.59	447	0.43	1.93	196	229	1
13320	1190	1235	10	83.76	0.10	0.36	0.8	450	0.29	0.55	294	379	12
13321	1285	1330	10	91.73	0.02	0.13	1.17		0.3	0.23	568	732	1
PUITS MALBAIE													
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
13322	20	65	60	83.34	0.03	0.01	0.37	485	0.28	0.43	921	921	23
13323	105	150	60	82.38	0.03	0.05	0.36	485	0.2	0.42	919	919	2
13324	250	300	60	83.25	0.03	0.08	0.14		0.45	0.11	208	208	27
13325	405	450	60	84.27	0.03	0.07	0.17		0.61	0.16	202	202	2
13326	555	600	60	91.23	0.03	0.09	0.13		0.6	0.2	307	307	3
13327	705	750	60	92.08	0.05	0.08	0.14	505	0.55	0.15	142	142	0
13328	855	900	60	93.43	0.04	0.08	1		0.7	0.24	169	169	40
13329	1005	1050	60	93.97	0.06	0.17	1.83		0.64	0.45	264	264	9
13330	1155	1200	60	94.09	0.06	0.08	1.67		0.71	0.27	141	141	6
13331	1305	1350	60	90.05	0.08	0.11	0.22		0.55	0.21	115	115	8
13332	1455	1500	60	90.98	0.08	0.07	0.4		0.58	0.16	79	79	4
13333	1605	1650	60	88.41	0.15	0.27	0.17	455	0.48	0.45	153	153	1
13334	1755	1800	60	90.52	0.07	0.15	0.5	452	0.51	0.27	199	199	1
13335	1905	1950	60	93.24	0.07	0.1	0.43		0.64	0.25	134	134	12
13336	2075	2125	60	92	0.05	0.1	1.5		0.71	0.31	177	177	3
PUITS SUNNY BANK													
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C		mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
13077	308	309	51	86.09	0.36	0.78	0.11	453	0.17	0.81	186	186	7
13089	607	610	51	70.58	0.57	1.77	0.1	457	0.1	1.38	219	219	7
13093	688	693	33	38.49	0.24	1.26	0.88	432	0.5	1.04	205	219	8
14001	846	853	33	78.39	0.40	1.44	1.03	448	0.53	2.55	282	301	10
14006	919	925	33	55.97	0.25	1.2	0.94	442	0.49	1.48	266	303	12
14022	1148	1151	33	48.84	0.18	0.88	0.73	442	0.44	0.88	244	278	12
14037	1376	1377	33	55.27	0.35	1.07	0.73	442	0.33	0.94	169	180	7
14047	1544	1547	32	59.38	0.26	0.42	1.33	442	0.55	0.67	98	119	9
14049	1604	1607	32	83.35	0.47	0.6	0.71	445	0.47	1.05	107	118	18
14053	1672	1675	32	76.35	0.41	0.65	0.63	443	0.49	1.1	124	137	5
14072	1933	1936	31	59.2	0.56	0.72	0.71	448	0.46	0.89	76	85	6
14079	2041	2045	31	86.73	0.18	0.13	0.63	447	0.53	0.3	62	77	2

APPENDICE 4 D

PUITS	SUNNY	BANK		(suite)									
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14086	2143	2146	31	34.11	0.64	0.89	1.07	442	0.45	0.55	47	47	7
14094	2258	2280	31	68.35	0.38	0.48	1.71	430	0.6	0.88	82	92	3
14099	2340	2373	31	2.32	0.10	5.86	3.81	428	0.41	0.23	134	134	11
14121	2771	2775	28	47.54	0.40	0.25	1.08	432	0.55	0.33	29	36	2
14128	2989	2993	28	75.97	0.46	0	1		1	0.08	0	0	2
14130	3047	3049	28	55.65	0.29	0	1		1	0.05	0	0	1
14133	3138	3141	28	61.93	0.23	0.04	1		0.76	0.17	11	17	3
14141	3367	3370	27	51.72	0.27	0	1		1	0.02	0	0	2
14143	3446	3449	27	54.87	0.15	0	1		1	0.04	0	0	0
PUITS	YORK												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14169	521	523	25	84.67	0.07	0.22	0.16	520	0.15	0.16	214	214	7
14176		637	25	72.81	0.04	0.1	0.67		0.33	0.1	192	192	0
PUITS	DOUGLAS												
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RO2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14202		55	60	86.07	0.11	0.12	0.2	442	0.35	0.17	96	96	6
14203		100	60	88.44	1.32	3.71	0.06	423	0.06	3.49	248	248	16
14204		305	60	92.12	0.15	0.47	1.24	437	0.5	0.87	294	294	10
14205		520	60	85.85	0.13	0.34	1.13	437	0.54	0.62	223	223	7
14206		780	50	85.45	0.13	0.09	1.25	442	0.4	0.13	61	61	2
14207		940	50	88.61	0.08	0.07	0.4		0.44	0.11	77	77	1
14208		1125	50	87.98	0.12	0.1	0.67		0.45	0.16	72	72	2
14210		1320	50	91.35	0.09	0.25	1.78	428	0.56	0.51	244	244	10
14211		1370	50	88.69	0.16	0.2	0.82	453	0.52	0.37	109	109	5
14214		1475	50	86.64	0.31	0.68	0.11	447	0.31	0.85	188	188	9
14217		1575	27	55.67	0.16	0.32	1	440	0.47	0.46	114	152	11

APPENDICE 4 D

PUITS	GASPE	SUD											
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	O2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14231	150	160	51	87.32	0.18	0.42	0.5	450	0.51	0.75	199	199	10
14235	300	310	51	84.66	0.22	0.06	0	445	0.69	0.16	22	22	1
14237	380	390	51	83.96	0.19	0.05	0	447	0.66	0.13	23	23	1
14241	530	540	33	37.67	0.18	0.8	0.51	442	0.45	0.63	167	190	9
14245	680	690	33	59.7	0.16	0.51	0.55	447	0.5	0.7	197	224	15
14249	835	845	33	46.32	0.15	0.57	0.68	440	0.51	0.62	178	202	11
14253	990	995	33	46.72	0.16	0.88	0.91	445	0.39	0.76	259	295	9
14258	1190	1205	33	42.25	0.32	1.68	0.46	412	0.29	1.07	224	239	12
14260	1290	1300	33	48.9	0.16	0.55	0.83	447	0.5	0.62	171	194	8
14263	1445	1450	33	54.76	0.16	0.44	0.63	447	0.56	0.62	146	166	8
14267	1600	1610	32	72.55	0.25	0.47	0.57	447	0.34	0.62	137	167	4
14271	1755	1765	32	74.19	0.34	0.56	0.51	445	0.55	1.12	121	147	3
14279	2060	2070	31	31.66	0.10	0.33	1.75	437	0.65	0.38	109	136	34
14283	2215	2225	31	43.95	0.15	0.58	1.64	437	0.43	0.56	171	213	6
14287	2370	2380	31	46.99	0.14	0.42	1	442	0.59	0.59	137	171	5
14295	2670	2680	31	66.95	0.38	0.56	0.87	447	0.49	0.83	97	109	2
14304	3055	3065	10	78	0.65	0.53	0.66	487	0.46	0.86	63	72	3
14308	3225	3235	10	82.61	1.16	1.09	0.28	457	0.31	1.31	77	77	2
14312	3350	3354	10	81.12	1.12	0.83	0.17	457	0.19	0.83	60	60	3
PUITS	GASPE	NORD											
NO.	PROF.	PROF.	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS	SUP.	INF.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14347		255	60	83.64	0.13	0.13	0	457	0.12	0.13	82	82	10
14348		400	60	88.69	0.20	0.09	0.5	442	0.21	0.1	40	40	10
14349		640	60	86.71	0.24	0.16	0.07	457	0.18	0.17	56	56	3
14350		830	50	90.62	0.22	0.26	0.08	453	0.09	0.26	107	107	6
14351		1050	50	85.59	0.38	0.41	0.32	445	0.25	0.46	91	91	7
14352		1200	33	44.41	0.17	0.88	0.29	445	0.22	0.58	232	264	5
14353		1400	31	32.28	0.15	0.72	0.71	447	0.29	0.41	160	200	6
14354		1600	28	64.72	0.31	0.72	0.57	437	0.25	0.96	150	232	5
14355		1800	28	70.52	0.06	0.14	0.4	445	0.22	0.2	171	265	10
14356		1885	27	58.47	0.06	0.15	0.88	553	0.45	0.21	140	187	7
COUPE	RIVIERE	RENARD											
NO.		COTE	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS		STRATI.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14539		1850	26	59.5	1.11	0.73	0.16	500	0.17	0.52	39	39	119
14539		1850	26	59.5	0.66	0.1	0.63	500	0.17	0.52	39	39	119
14544		1800	27	64.77	0.14	0.26	0.44	478	0.34	0.34	123	164	9
14544		1800	27	64.77	0.09	0.08	0.18	478	0.34	0.34	123	164	9
14547		1740	27	64.39	0.30	0.54	0.2	487	0.28	0.64	114	152	6
14547		1740	27	64.39	0.19	0.09	0.45	487	0.28	0.64	114	152	6
14553		1570	28	77.35	0.05	0.06	0.2		0.43	0.12	82	127	21
14568		940	31	41.89	0.30	2.09	0.19	447	0.22	1.26	294	330	17

APPENDICE 4 D

COUPE	RTE 132	FORILLON											
NO.		COTE	FM	RI	OOT	Q2RI	RQ2	Tmax	IP	PG	IH	IHC	IO
INRS		STRATI.		%	%	mg/g		°C	°C	mg/g	mg/g	mg/g	mg/g
14569		2010	10	89.04	2.20	2.67	0.2	470	0.22	3.05	108	108	1
14571		2012	10	81.26	0.62	0.87	0.26	448	0.23	1.05	114	130	5
14572		2013	10	43.89	0.02	0.03	0		0.28	0.03	81	102	13
14573		1080	28	80.38	0.03	0.04	0.33		0.52	0.09	91	141	14
14576		990	31	78.51	0.13	0.41	0.21	442	0.19	0.5	255	318	32
14579		860	31	60.85	0.18	0.76	0.13	442	0.14	0.66	259	323	13
14582		795	31	77.25	0.23	1.28	0.12	442	0.13	1.43	427	533	20
14586		655	31	63.33	0.08	0.41	0.17	442	0.17	0.4	319	398	19
14587		625	31	39.78	0.08	0.81	0.24	458	0.15	0.36	319	398	24
14589		390	32	75.8	0.30	1.25	0.13	433	0.11	1.29	319	389	30
14596		300	33	72.85	0.18	1.09	0.18	442	0.19	1.12	454	517	45
14600		210	33	22.4	0.09	1.22	0.28	437	0.23	0.4	320	364	24
14601		180	33	8.77	0.07	2.54	0.35	442	0.3	0.34	313	334	25
14605		140	33	6.25	0.10	4.75	0.16	445	0.15	0.35	306	306	13
14606		55	50	95.82	0.22	0.56	0.1	442	0.13	0.62	246	246	75

Appendice 5. Comparaison des résultats de la pyrolyse programmée avec les données

d'analyses élémentaires (CHON).

Dans les échantillons analysés (échant.), on compte: deux kérogènes étalons (B et 34), une anthraxolite (A), du bois, plus ou moins mûri artificiellement (4 et bois), deux matières organiques actuelles (tournesol et blé) et des mélanges de ces matières organiques.

Q1 = mg d'hydrocarbures, correspondant à la surface du pic P_1 , par g de matière organique.

Q2 = mg d'hydrocarbures, correspondant à la surface du pic P_2 , par g de matière organique.

Q3 = mg de CO_2 , correspondant à la surface du pic P_3 , par g de matière organique.

C = pourcentage de carbone dans la matière organique.

IH = indice d'hydrogène en mg d'hydrocarbures par g de carbone dans la matière organique.

IO = indice d'oxygène en mg de CO_2 par g de carbone dans la matière organique.

H/C et O/C = rapports atomiques hydrogène ou oxygène sur le carbone dans la matière organique.

APPENDICE 5

échant.	Q1	Q2	Q3	C	IH	IO	H/C	O/C
B.A	1.88	72.72	32.28	85.28	85	6	0.461	0.0343
B	7.38	485.17	104.73	66.79	726	24	1.45	0.0879
B-34	5.97	456.43	78.76	68.59	665	17	1.307	0.099
B-34	6.87	369.37	71.32	69.53	531	16	1.236	0.105
B-34	6.08	335.82	94.19	71.92	467	20	1.061	0.118
B-34	4.75	271.80	99.98	72.92	373	21	0.992	0.124
B-34	2.63	133.51	104.87	75.31	177	21	0.834	0.136
34	0.29	58.43	124.23	77.51	75	24	0.697	0.147
4-34	1.03	63.18	220.66	73.31	86	46	0.77	0.197
34-B-4	3.02	225.23	152.92	66.19	340	35	1.073	0.238
34-B-4	3.71	223.05	195.93	64.85	344	46	1.114	0.256
34-B-4	2.57	135.69	221.93	66.06	205	51	0.992	0.271
34-B-4	4.50	298.51	222.73	60.84	491	55	1.304	0.292
34-B-4	4.70	284.36	215.27	61.28	464	53	1.267	0.293
4-34	0.63	77.56	392.63	63.95	121	93	0.968	0.331
34-B-4	3.33	165.72	246.98	61.58	269	61	1.115	0.34
34-B-4	3.59	238.81	211.28	58.75	406	55	1.28	0.361
4-29	1.07	123.85	321.56	60.16	206	81	1.124	0.389
4-34	1.00	103.45	366.03	60.19	172	92	1.064	0.397
34-B-4	3.83	247.99	200.88	54.27	457	56	1.42	0.456
B-4	2.67	302.91	240.76	52.92	572	69	1.542	0.46
B-4	1.33	206.48	344.18	51.38	402	102	1.556	0.513
4-34	0.62	135.63	377.58	53.4	254	107	1.273	0.539
4-34	0.45	105.63	501.15	52.95	199	143	1.289	0.55
4-34	0.73	119.04	492.55	51.23	232	146	1.352	0.593
tournesol	5.91	67.73	643.09	46.76	145	208	1.435	0.609
bois	1.70	129.74	437.22	48.89	265	135	1.525	0.664
bois	4.53	118.93	480.11	48.89	243	149	1.525	0.664
blé	2.96	85.64	561.07	44.23	194	192	1.55	0.69
4	0.51	127.96	597.82	44.97	285	201	1.621	0.776

Appendice 6. Réflectance de la matière organique. Localisation des échantillons, et paramètres statistiques des valeurs de réflectance pour tous les types de matières organiques observés dans:

- A - les échantillons de surface de l'île d'Anticosti,**
- B - les échantillons de subsurface de l'île d'Anticosti,**
- C - les échantillons et les spécimens de surface du nord-est de la Gaspésie, Groupes des Calcaires Supérieurs de Gaspé, de Chaleurs et de Québec.**
- D - les échantillons et les spécimens de surface du nord-est de la Gaspésie, Groupes des Grès de Gaspé.**
- E - les échantillons de subsurface du nord-est de la Gaspésie.**

CARTOUCHES DE L'APPENDICE 6

- No INRS** : identification des échantillons.
- LONG.** : localisation des échantillons et des spécimens de surface en degrés (2 chiffres de gauche), minutes (2 chiffres du centre) et secondes (2 chiffres de droite) de longitude ouest.
- LAT.** : localisation des échantillons et des spécimens de surface en degrés (2 chiffres de gauche), minutes (2 chiffres du centre) et secondes (2 chiffres de droite) de latitude ouest.
- FM** : codes des unités stratigraphiques (voir Appendice 1).
- STAT** : paramètre statistiques:
- n = nombre de mesures de réflectance.,
- moy = pouvoir réflecteur moyen X 100,
- Sx = écart type des valeurs individuelles de pouvoir réflecteur X 1000.

LISTE DES MATIERES ORGANIQUES.

IND : matière organique indéterminée.

Le groupe des phytoclastes

FUS : fusinite

SF : semifusinite

PVTR : pseudovitrinite

TUBET : tubes de télinite

TELI : télinite

TCOLL : télocollinite

COLL : collorésinite

RES : résinite

Le groupe des spores

SPORE : spores ou algues sphériques

Le groupe des phyto-organismes

FMSP : fausses microspores

ALGI : l'île d'Anticosti - tissus algaires cellulaire ou indéterminé, acritarches et tasmanites.

: nord-est de la Gaspésie - tasmanites, alginites figurées et acritarches.

HERBR : "herbacés" cellulaires peu altérés, avec iridescences rouges.

Le groupe des zoo-organismes

ZOO : zooclastes indéterminés.

CHIT : chitinozoaires, base, et flanc de la panse et col du tube oral.

OCHI : opercules de chitinozoaires.

CHITC : chitinozoaires de contamination dans les puits.

GRAP : graptolites.

SCOL : scolécodontes.

HYDR : hydroïdes.

OPLO : organismes pléochroïques.

Le groupe des bitumes

EXUD : exsudatinite.

PROTO : protobitume.

OXY : bitume oxydé

BIT.C. : bitume craquelé

PYRB : "pyrobitume", regroupant bitume indéterminé et pyrobitume.

G.BIT. : gouttelettes (sphérulites) de bitume.

COKE : cokes naturels et sphères de mésophase.

APPENDICE 6 A

No INRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	RUBAN	ZOO	CHIT	OCHI	GRAP	SOOL	HYDR	QPLEO	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
15264	633236	492303	90	n			7		11	42				31		17	11			
15264	633236	492303	90	moy			11		84	71				71		46	67			
15264	633236	492303	90	Sx			26		89	47				30		44	44			
15261	632448	492741	80	n		12			8	61		13	23			11				
15261	632448	492741	80	moy		11			68	71		66	43			45				
15261	632448	492741	80	Sx		12			22	30		40	47			116				
15266	633652	492806	80	n					17	76	11	41				10	22	5		
15266	633652	492806	80	moy					70	81	69	67				42	61	49		
15266	633652	492806	80	Sx					49	47	42	37				19	80	126		
15266	633652	492806	80	n						63	5	42	9			6	6			
15266	633652	492806	80	moy						82	83	69	46			38	66			
15266	633652	492806	80	Sx						51	37	55	28			32	60			
15267	633652	492806	80	n		5			13	49		14			11	9	14			
15267	633652	492806	80	moy		10			76	82		69			71	45	70			
15267	633652	492806	80	Sx		5			84	49		36			45	39	72			
15209	622745	491538	70	n		14	33			15			40		34	6		17		
15209	622745	491538	70	moy		9	12			72			43		65	34		53		
15209	622745	491538	70	Sx		15	39			38			38		37	125		149		
15211	622552	491821	70	n		7	14	5		95			12		8	6		6		
15211	622552	491821	70	moy		8	10	18		68			40		31	32		47		
15211	622552	491821	70	Sx		9	16	97		43			24		77	30		54		
15213	622639	492119	70	n			9		17				8	6		13	14			
15213	622639	492119	70	moy			11		64				44	39		34	57			
15213	622639	492119	70	Sx			17		99				40	43		48	81			
15214	622639	492119	70	n		17	7			25			39			6	30			10
15214	622639	492119	70	moy		14	7			67			40			35	56			55
15214	622639	492119	70	Sx		29	45			46			26			17	84			54
15270	633130	493040	70	n		7	10	6	5	19			24			30	9	7		
15270	633130	493040	70	moy		27	21	42	52	84			52			43	68	46		
15270	633130	493040	70	Sx		69	60	77	273	48			59			28	66	161		
15271	633231	493318	70	n					9				30		6			8		
15271	633231	493318	70	moy					64				44		59			37		
15271	633231	493318	70	Sx					62				45		77			30		
15200	622429	492316	60	n			6	58					11			14	8			
15200	622429	492316	60	moy			11	25					44			29	53			
15200	622429	492316	60	Sx			24	21					24			16	64			
15203	623151	492442	60	n			6	5	14				41	8		33	20	22		
15203	623151	492442	60	moy			13	25	46				38	54		32	54	56		
15203	623151	492442	60	Sx			91	25	83				35	32		26	58	230		
15203	623151	492442	60	n			10	19	24				10		6					
15203	623151	492442	60	moy			11	33	44				38		37					
15203	623151	492442	60	Sx			41	22	115				43		44					
15206	623909	492829	60	n																
15206	623909	492829	60	moy																
15206	623909	492829	60	Sx																

No INRS	LONG	LAT.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	RUBAN	ZOO	CHIT	OCHI	GRAP	SOOL	HYDR	OFLEO	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
15274	632201	493614	60	n		6		22					22			48		18		
15274	632201	493614	60	moy		10		31					47			34		59		
15274	632201	493614	60	Sx		10		22					43			39		236		
15277	632630	493702	60	n	10			7		31			35			16	13	14		
15277	632630	493702	60	moy	61			30		70			43			40	56	41		
15277	632630	493702	60	Sx	32			41		51			30			45	38	99		
15280	640326	494256	60	n									19			20	7	14		
15280	640326	494256	60	moy									44			37	64	47		
15280	640326	494256	60	Sx									29			24	134	140		
15304	632616	494135	60	n									10			58	9	33		
15304	632616	494135	60	moy									45			33	67	42		
15304	632616	494135	60	Sx									10			42	63	117		
15309	634221	493919	60	n																
15309	634221	493919	60	moy																
15309	634221	493919	60	Sx																
15309	634221	493919	60	n	18				5							23		19		
15327	635451	494102	60	moy	41				64							33		38		
15327	635451	494102	60	Sx	55			29								37		115		
15197	621711	492428	50	n					24	28		5	31	9	37	6	6	35		
15197	621711	492428	50	moy					82	88		87	63	96	85	42	68	120		
15197	621711	492428	50	Sx					99	62		140	89	34	85	60	74	614		
15216	623944	493209	50	n				13		31			10			10	5	9		
15216	623944	493209	50	moy				30		69			40			25	58	50		
15216	623944	493209	50	Sx				42		44			34			28	163	128		
15217	623944	493209	50	n			5			39						56		29		
15217	623944	493209	50	moy			9			68						31		61		
15217	623944	493209	50	Sx			30			50						32		232		
15220	624150	493329	50	n			11	8	8	19			16	15		42	11	21		
15220	624150	493329	50	moy			13	37	52	70			43	81		37	60	69		
15220	624150	493329	50	Sx			15	38	150	33			28	43		63	70	291		
15252	642053	494843	50	n			5	10		42		7	27			19	16	27		
15252	642053	494843	50	moy			12	64		59		84	56			56	77	84		
15252	642053	494843	50	Sx			65	32		56		54	45			53	37	228		
15253	642053	494843	50	n					5	75	7	33	22		9		36	12		
15253	642053	494843	50	moy					75	83	72	78	51		76		72	76		
15253	642053	494843	50	Sx					29	68	57	62	32		76		217	262		
15263	640141	494534	50	n				8		33			40	7		15		24		
15263	640141	494534	50	moy				36		69			45	87		35		43		
15263	640141	494534	50	Sx				23		49			38	39		33		128		
15291	631055	494024	50	n					9	25			32			32	9	51		
15291	631055	494024	50	moy					81	87			53			51	79	88		
15291	631055	494024	50	Sx					73	55			44			29	68	436		
15292	631055	494024	50	n			5	8		26			33				45	55		2
15292	631055	494024	50	moy			14	55		86			49				51	84		301
15292	631055	494024	50	Sx			18	21		44			36				57	405		45

APPENDICE 6 A

No INRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	RUBAN	ZDO	CHIT	OCHI	GRAP	SOOL	HYDR	OPLEO	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
15310	633840	494622	50	n					5	35		29	31					22		
15310	633840	494622	50	moy					48	71		70	42					50		
15310	633840	494622	50	Sx					73	41		28	41					171		
15324	635356	494422	50	n	11			7	32	47			24		6	5	10	22		
15324	635356	494422	50	moy	60			19	81	73			44		61	39	55	58		
15324	635356	494422	50	Sx	120			22	114	45			40		43	60	62	193		
15194	621414	492506	40	n			11			51		7	45		5	45	10	27		
15194	621414	492506	40	moy			21			72		63	44		92	39	59	70		
15194	621414	492506	40	Sx			58			43		26	41		89	45	77	316		
15223	623547	493649	40	n						46		14	15		5	35	11			
15223	623547	493649	40	moy						79		73	46		60	41	71			
15223	623547	493649	40	Sx						50		46	38		75	44	63			
15225	624134	493553	40	n						62		6	0		6		35	6		
15225	624134	493553	40	moy						68		64	0		61		58	29		
15225	624134	493553	40	Sx						36		62	0		67		60	57		
15226	624134	493553	40	n	13					58			10		14		22	11		
15226	624134	493553	40	moy	65					68			41		55		58	42		
15226	624134	493553	40	Sx	59					42			36		91		54	110		
15229	624953	493625	40	n			7	8		41			10		10	38		18		
15229	624953	493625	40	moy			17	40		73			48		47	37		42		
15229	624953	493625	40	Sx			42	39		48			33		50	50		63		
15232	625221	493653	40	n			7		7	56			20		13	38		15		
15232	625221	493653	40	moy			13		48	75			44		45	40		66		
15232	625221	493653	40	Sx			12		44	48			27		53	45		540		
15235	625613	494030	40	n						51		10	12	5		9	13	19		
15235	625613	494030	40	moy						64		58	38	61		40	56	46		
15235	625613	494030	40	Sx						62		64	18	24		37	42	119		
15237	625609	494316	40	n				6	8	51			18		6	14	14			
15237	625609	494316	40	moy				33	38	69			38		66	35	58			
15237	625609	494316	40	Sx				12	31	48			45		32	54	51			
15238	625609	494316	40	n			5			71			46			14	6			
15238	625609	494316	40	moy			37			72			48			37	63			
15238	625609	494316	40	Sx			107			44			42			66	45			
15241	630353	484525	40	n			17		7	29		8	15	25	6	33				
15241	630353	494525	40	moy			13		39	74		71	47	70	71	38				
15241	630353	494525	40	Sx			43		17	44		34	20	43	63	30				
15244	642945	485342	40	n				5	5	41			28			28	8			
15244	642945	495342	40	moy				40	80	89			60			37	51			
15244	642945	495342	40	Sx				15	209	80			36			58	39			
15247	643131	495150	40	n			9	5		34			9			52		5		
15247	643131	495150	40	moy			21	55		88			57			51		58		
15247	643131	495150	40	Sx			58	20		54			46			73		38		
15250	642648	494943	40	n			7		5	45	7	24	41		5	10	28	29		
15250	642648	494943	40	moy			28		97	100	74	100	64		80	38	80	55		
15250	642648	494943	40	Sx			12		31	58	63	79	41		43	58	83	191		

No INRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	IND	FMSF	ALGI	RUBAN	ZOO	CHIT	OCHI	GRAP	SOOL	HYDR	OPLEO	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
15255	642142	495524	40	n					7	100			22				12	5		
15255	642142	495524	40	moy					78	78			51				74	64		
15255	642142	495524	40	Sx					16	50			37				69	208		
15256	642142	495524	40	n						68			27				42			
15256	642142	495524	40	moy						80			51				75			
15256	642142	495524	40	Sx						43			28				66			
15265	640157	494922	40	n				5	7	30			14	38		24	9	53		
15265	640157	494922	40	moy				19	72	79			55	68		34	60	47		
15265	640157	494922	40	Sx				28	71	40			57	34		41	86	175		
15286	640157	494922	40	n			9			28			24	31		39	6	28		
15286	640157	494922	40	moy			17			80			55	73		41	75	46		
15286	640157	494922	40	Sx			48			72			44	44		49	35	144		
15289	631055	494024	40	n			6			35			50				19	12		
15289	631055	494024	40	moy			14			66			57				48	55		
15289	631055	494024	40	Sx			22			54			43				50	127		
15295	631137	494144	40	n			22			46			30			34		20		
15295	631137	494144	40	moy			13			74			46			34		53		
15295	631137	494144	40	Sx			23			39			24			74		476		
15298	631431	494400	40	n						10			39		16		6	17		
15298	631431	494400	40	moy						78			51		60		59	50		
15296	631431	494400	40	Sx						32			51		94		63	178		
15301	631645	494408	40	n						50			40			9		6		
15301	631645	494408	40	moy						76			49			44		38		
15301	631645	494408	40	Sx						35			36			81		64		
15307	632519	494504	40	n					15	35								61		
15307	632519	494504	40	moy					54	73								58		
15307	632519	494504	40	Sx					113	36								255		
15311	633840	494622	40	n		13				19			28	29		0		54		
15311	633840	494622	40	moy		17				74			52	69		0		68		
15311	633640	494622	40	Sx		27				48			33	32		0		290		
15315	634200	494814	40	n						32			16			41		44		
15315	634200	494814	40	moy						72			50			49		63		
15315	634200	494814	40	Sx						59			30			36		370		
15316	634200	494814	40	n					8	37				15		21		44		
15318	634200	494814	40	moy					70	73				63		46		40		
15316	634200	494814	40	Sx					62	57				49		60		91		
15318	635022	494922	40	n						13			8	37		18	52		5	
15318	635022	494922	40	moy						77			48	69		43	70		25	
15318	635022	494922	40	Sx						42			33	34		39	57		13	
15320	635255	495254	40	n						98						6	16			
15320	635255	495254	40	moy						76						40	62			
15320	635255	495254	40	Sx						51						18	73			
15321	635255	495254	40	n						70							14			
15321	635255	495254	40	moy						76							66			
15321	635255	495254	40	Sx						62							67			

APPENDICE 6 A

No INRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	RUBAN	ZOO	CHIT	OCHI	GRAP	SOOL	HYDR	OPLEO	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
15326	640528	495520	40	n						89						5	48		5	
15328	640528	495520	40	moy						79						41	57		30	
15328	640528	495520	40	Sx						65						68	88		29	
15329	640528	495520	40	n			11			63			30	9			30			
15329	640528	495520	40	moy			21			80			50	68			61			
15329	640528	495520	40	Sx			14			68			38	41			98			
15332	640805	495704	40	n						53			17	11		7	20	10		
15332	640805	495704	40	moy						79			49	73		46	68	78		
15332	640805	495704	40	Sx						55			44	35		26	63	253		

PUITS	LGPL	PROF. S.	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOO	CHIT	CHITC	GRAP	SOOL	PHOTO	PYHB	GBIT.	BIT.P.	OOKE
No INRS																		
15335	81	88	40	40	n	11			45	38			8	11	5			
15335	81	88	40	40	moy	65			73	80			58	40	68			
15335	81	88	40	40	Sx	142			141	48			39	68	25			
15336	168	181	40	40	n			11		35		9		22	35		12	
15336	166	181	40	40	moy			14		79		73		44	65		13	
15336	166	181	40	40	Sx			59		80		38		55	53		41	
15337	262	275	40	40	n				12	63			23		16			
15337	262	275	40	40	moy				86	91			56		74			
15337	262	275	40	40	Sx				58	63			35		64			
15338	353	367	40	40	n			7	12	50				13	28	7		
15338	353	367	40	40	moy			26	89	84				50	82	70		
15338	353	367	40	40	Sx			59	65	51				53	47	174		
15339	443	457	40	40	n				18	20		42		28				
15339	443	457	40	40	moy				90	96		91		58				
15339	443	457	40	40	Sx				65	85		58		147				
15340	535	549	40	40	n				9	46		31		7	32			
15340	535	549	40	40	moy				104	107		102		49	80			
15340	535	549	40	40	Sx				47	93		47		138	64			
15341	626	639	40	40	n							30			8			
15341	626	639	40	40	moy				103			104			72			
15341	626	639	40	40	Sx				65			59			77			
15342	718	729	40	40	n				25	24		33			30			
15342	718	729	40	40	moy				116	125		113			78			
15342	716	729	40	40	Sx				83	80		64			168			
15343	792	823	40	40	n				6	8		57						
15343	792	823	40	40	moy				114	120		113						
15343	792	823	40	40	Sx				139	94		90						
15344	884	823	40	40	n				11	36		21			47	10		
15344	884	823	40	40	moy				133	142		133			95	51		
15344	884	823	40	40	Sx				108	95		88			121	82		
15345	948	975	30	30	n	22			21						29	18		
15345	948	975	30	30	moy	116			120						82	32		
15345	948	975	30	30	Sx	167			136						254	68		
15346	1114	1128	20	20	n	14			41	10					31			
15346	1114	1128	20	20	moy	99			119	137					89			
15346	1114	1128	20	20	Sx	158			175	115					180			
15347	1297	1311	20	20	n	10									6			
15347	1297	1311	20	20	moy	114									111			
15347	1297	1311	20	20	Sx	208									78			
15348	1448	1463	10	10	n										12			
15348	1448	1463	10	10	moy										125			
15348	1448	1463	10	10	Sx										138			
15349	1632	1646	10	10	n	5			15	27			8		23			
15349	1632	1646	10	10	moy	153			170	179			138		141			
15349	1632	1646	10	10	Sx	275			171	109			82		203			

APPENDICE 6 B

PUITS	LGPL	(suite)	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOO	CHIT	CHITC	GRAP	SOOL	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	OOKE
No INRS	PROF. S.	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOO	CHIT	CHITC	GRAP	SOOL	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	OOKE
15350	1719	1740	10	n	5												
15350	1719	1740	10	moy	145												
15350	1719	1740	10	Sx	177												
PUITS	NACP																
No INRS	PROF. S.	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOO	CHIT	CHITC	GRAP	SOOL	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	OOKE
15351	30	53	80	n	11								18	22	21		
15351	30	53	60	moy	46								29	48	52		
15351	30	53	60	Sx	59								34	42	218		
15352	130	152	50	n					16			6	56	18	6	9	
15352	130	152	50	moy					66			51	42	62	49	28	
15352	130	152	50	Sx					58			16	59	17	139	34	
15353	236	267	40	n			12		32			17	47	6	12		
15353	236	267	40	moy			14		80			54	35	66	45		
15353	236	267	40	Sx			19		44			37	90	76	115		
8475		810	40	n	12			9	18			10	7	7			
8475		610	40	moy	55			72	88			54	38	68			
8475		610	40	Sx	126			132	53			24	33	135			
9543	853	853	40	n					6					6			
9543	853	853	40	moy					115					94			
9543	853	853	40	Sx					59					128			
6082		975	40	n												11	
6082		875	40	moy												29	
6082		975	40	Sx												75	
6507		1087	40	n	6			6	12					26	9		
6507		1067	40	moy	80			96	104					83	85		
6507		1067	40	Sx	101			82	72					100	286		
6511		1097	40	n				15	27					21	5	7	
6511		1097	40	moy				108	113					94	117	28	
6511		1097	40	Sx				111	133					162	340	84	
6525	1204	1204	30	n										46	12		
6525	1204	1204	30	moy										98	43		
6525	1204	1204	30	Sx										115	101		
15354	1200	1216	30	n				18						66		32	
15354	1200	1216	30	moy				117						100		36	
15354	1200	1216	30	Sx				115						218		52	
8421	1341	1341	20	n				8	53					7			
8421	1341	1341	20	moy				116	131					88			
8421	1341	1341	20	Sx				132	111					73			

PUITS	ARCO	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOO	CHIT	CHITC	GRAP	SOOL	PROTO	PVRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
No INRS	PROF. S.	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOO	CHIT	CHITC	GRAP	SOOL	PROTO	PVRB	G.BIT.	BIT.P.	COKE
15355	91	119	80	n	16			31	26		7	8	15	10			
15355	91	119	80	moy	52			84	88		20	46	36	65			
15355	91	119	80	Sx	137			124	66		198	44	91	60			
15356	183	210	80	n	21	16	12	17	33					11			
15356	183	210	80	moy	92	12	18	89	73					61			
15356	183	210	80	Sx	752	20	58	58	66					45			
15357	274	302	70	n					9			31	9	8		12	
15357	274	302	70	moy					88			43	40	60		18	
15357	274	302	70	Sx					38			32	48	94		41	
15358	427	457	60	n	31	18		19	6			22	10	6		5	
15358	427	457	60	moy	46	20		51	85			48	37	54		28	
15358	427	457	60	Sx	153	25		312	51			74	54	78		155	
15360	732	759	50	n				5	29				14	33			
15360	732	759	50	moy				98	102				32	57		50	
15360	732	759	50	Sx				68	71				190	133			
15361	884	911	40	n	5			29	50			14	34	36		18	
15361	884	911	40	moy	71			84	85			61	35	88		50	
15361	884	911	40	Sx	172			80	72			55	117	82		93	
15362	1036	1084	40	n	7			44	73		7	7	8	13			
15362	1036	1064	40	moy	98			99	97		102	75		86		49	
15362	1036	1064	40	Sx	144			83	81		53	34		78		128	
15363	1192	1219	40	n	12			13	35					12			
15363	1192	1219	40	moy	86			106	108					64			
15363	1192	1219	40	Sx	210			74	94					86			
15364	1338	1366	40	n					9								
15364	1338	1366	40	moy					107								
15364	1338	1366	40	Sx					131								
15365	1494	1521	40	n	9		5	6	46			12		37			
15365	1494	1521	40	moy	112		18	137	138			101		81			
15365	1494	1521	40	Sx	243		70	138	136			147		175			
15386	1652	1679	40	n				22	22	7		12		31		20	
15366	1652	1679	40	moy				126	159	98		90		107		48	
15366	1652	1679	40	Sx				327	133	69		201		232		153	
15367	1798	1826	40	n	8			20	32		5	8		35		6	
15387	1798	1826	40	moy	134			154	161		160	128		119		71	
15367	1798	1826	40	Sx	268			231	141		105	92		253		237	
15368	1951	1978	40	n	15			13	34					31			
15388	1951	1978	40	moy	148			142	168					137			
15368	1951	1978	40	Sx	190			194	162					260			
15369	2103	2131	40	n	11			12	30	7			5	23			
15369	2103	2131	40	moy	160			181	189	106			60	151			
15369	2103	2131	40	Sx	264			212	152	95			111	267			
15370	2259	2289	40	n	23			9	46			5		21			
15370	2259	2289	40	moy	163			195	204			159		184			
15370	2259	2289	40	Sx	116			305	169			161		226			

APPENDICE 6 B

[illegible]

PUITS	LGCP	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOD	CHIT	CHTC	GRAP	SOOL	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COXE
No INRS	PROF. S.	PROF. I.	FM	STAT	IND	FMSP	ALGI	ZOD	CHIT	CHTC	GRAP	SOOL	PROTO	PYRB	G.BIT.	BIT.P.	COXE
15381	79	92	40	n	10			24	39			18	14	9			
15381	79	92	40	moy	54			68	72			38	35	64			
15381	79	82	40	Sx	133			95	56			53	78	57			
15382	138	152	40	n				14	49		13	18	9	20			
15382	138	152	40	moy				64	79		75	51	30	59			
15382	138	152	40	Sx				100	57		33	30	21	123			
15383	198	211	40	n			14	5	34		31	22	12				
15383	198	211	40	moy			12	71	79		77	45	34				
15383	198	211	40	Sx			26	140	41		40	35	102				
15384	262	275	40	n				25	17		25	17		19	26		
15384	262	275	40	moy				73	84		75	54		61	57		
15384	262	275	40	Sx				113	58		45	41		127	136		
15385	321	339	40	n				13	40		30		7	26			
15385	321	339	40	moy				76	81		76		22	52			
15385	321	338	40	Sx				90	61		60		51	85			
15386	367	380	30	n					58			12	12	38			
15386	367	380	30	moy					82			54	44	77			
15386	367	380	30	Sx					38			25	63	50			
15387	402	430	30	n	18			7	6				7	27	11	13	
15387	402	430	30	moy	71			72	79				35	62	50	22	
15387	402	430	30	Sx	83			102	36				36	126	107	35	
15388	490	504	20	n													
15388	490	504	20	moy													
15388	490	504	20	Sx													
15389	582	595	20	n	6			27			40			18			
15389	582	595	20	moy	105			112			111			95			
15389	582	595	20	Sx	231			145			47			95			
15390	673	686	20	n	6		5	8	30		16	5	13	37			
15390	673	686	20	moy	80		8	85	87		84	54	28	72			
15390	673	686	20	Sx	44		14	103	65		69	54	95	121			
15391	764	778	10	n				11	26								
15391	764	778	10	moy				76	79								
15391	764	778	10	Sx				51	56								
15392	869	883	10	n	13			43			24		24	14			
15392	869	883	10	moy	90			103			107		38	84			
15392	869	883	10	Sx	237			109			46		77	151			
15393	947	961	10	n	15								5	32	39		
15393	947	961	10	moy	100								40	68	67		
15393	947	961	10	Sx	149								65	204	227		

APPENDICE 6 B

[illegible]

NO. NPS	LONG	LAT.	FM	STAT	IND	RUS	SF	PVTR	TUBET	TELI	TCOLL	ACR-SP	ALGI	RUBA	HERB	ZOO	CHIT	GRAP	SOOL	HYDR	EXUD	PROTO	PYRB	G.BIT.	COKE
13192	844552	485051	41	n										14		10	24				8		29	13	18
13192	844552	485051	41	moy										49		84	85				74		34	75	78
13192	844552	485051	41	Sx										81		85	85				35		112	140	145
13145	843031	485529	33	n		31	15	7	8	10							28					20	18	8	
13145	843031	485529	33	moy		321	139	104	107	85							70					35	85	80	
13145	843031	485529	33	Sx		738	140	48	349	46							58					53	237	115	
13184	844847	485138	33	n		5							5			12	21					22	16		
13184	844847	485138	33	moy		328							11			98	98					27	108		
13184	844847	485138	33	Sx		799							24			91	57					85	462		
13185	844903	485136	33	n		27	8		9	18						8	52					23	11		
13195	844903	485138	33	moy		203	127		102	91						79	86					39	74		
13165	844903	485138	33	Sx		584	203		70	141						124	95					110	198		
13169	844919	485125	33	n		7		5								6	60					24	20		
13189	844919	485125	33	moy		255		125								76	80					38	87		
13189	844919	485125	33	Sx		738		188								89	104					108	237		
13170	844901	485052	33	n						8			8			31	18					21	21		
13170	844901	485052	33	moy					102				11			80	77					37	72		
13170	844901	485052	33	Sx					90				57			66	83					122	81		
13211	844859	485841	33	n		8		8		10			28			8						34	11		
13211	844859	485841	33	moy		471		112	88				12			78						51	120		
13211	844859	485841	33	Sx		1077		108	81				40			45						132	147		
13212	845004	485808	33	n					41								38					21	24	14	
13212	845004	485808	33	moy				150		107							105					22	53	90	
13212	845004	485808	33	Sx				120		223							79					81	62	132	
13222	845640	485551	33	n		11	8				6					15	14					10	14	28	
13222	845640	485551	33	moy		336	173				105					80	91					18	32	112	
13222	845640	485551	33	Sx		1076	52				42					100	112					21	92	249	
13224	845702	485527	33	n								19	7			21	22					8	6		
13224	845702	485527	33	moy								11	12			77	80					14	43		
13224	845702	485527	33	Sx								31	28			75	74					21	86		
13231	845545	485417	33	n		12				20						8	13					11	12		
13231	845545	485417	33	moy		212				85						88	82					35	82		
13231	845545	485417	33	Sx		224				135						40	37					106	272		
13234	845509	485310	33	n		5							9				39					11	27		
13234	845509	485310	33	moy		212							10				84					45	56		
13234	845509	485310	33	Sx		219							56				47					81	88		
13238	845208	485155	33	n		27	5							5		15	55				8	19			
13238	845208	485155	33	moy		221	126							47		84	84					28			
13238	845208	485155	33	Sx		240	103							17		80	88					92			
13242	843954	484553	33	n									6			11	36					12	18	28	
13242	843954	484553	33	moy									8			95	103					21	44	82	
13242	843954	484553	33	Sx									52			65	91					69	59	170	
13243	843902	484604	33	n													22					32	11		
13243	843902	484604	33	moy													108					49	86		
13243	843902	484604	33	Sx													110					61	99		
13248	843721	484518	33	n													8					21			
13248	843721	484518	33	moy													121					14			
13248	843721	484518	33	Sx													72					40			
13248	843657	484536	33	n												9	16					10			
13248	843657	484536	33	moy												83	102					77	18	42	
13248	843657	484536	33	Sx												59	92					50	94	95	
13282	842945	484227	33	n		7	15		6	20						28	33					24	17		
13282	842945	484227	33	moy		198	149		125	95						86	87					43	108		
13282	842945	484227	33	Sx		217	157		205	178						81	71					139	332		

APPENDICE A C

[illegible]

APPENDICE 6 D

No INRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	RUS	SF	PVTR	TUBET	TELI	TCOL	COLL	RES	SCORE	ALGI	H-ERBR	ZCD	CHIT	SOCL	EXUD	PHOTO	OXY	BIT.C.	PVRB	G.BIT.	COKE
13102	643029	485057	60	n															5		12	8	18		
13102	643029	485057	60	mov														12		45	119	70			
13102	643029	485057	60	Sx														32		155	152	87			
13102	643029	485057	60	n						20					22					47	12				
13102	643029	485057	60	mov						70					12					40	96				
13102	643029	485057	60	Sx						88					25					183	78				
13117	643738	485454	80	n		10															30				
13117	643738	485454	80	mov		163															128				
13117	643738	485454	80	Sx		133																93			
13117	643738	485454	80	n		10																60			
13117	643738	485454	60	mov		190																119			
13117	643738	485454	60	mov		695																148			
13117	643738	485454	80	Sx																		6	14		
13123	643650	485548	60	n		10																			
13123	643650	485548	60	mov		163																141	69		
13123	643650	485548	60	Sx		133																185	83		
13123	643650	485548	60	n	10	12																	43		
13123	643650	485548	60	mov		102													27	39					
13123	643650	485548	60	Sx		68													13	39			80		
13155	642241	484740	80	n									5						30	128			208		
13155	642241	484740	80	mov									75												
13155	642241	484740	80	Sx									39												
13160	641925	484313	80	n									8												
13180	641925	484313	60	mov			6						17												
13180	641925	484313	80	Sx			119				104		10												
13281	641731	484923	80	n							37														
13281	641731	484923	80	mov																					
13281	641731	484923	80	Sx																					
13282	642049	484742	80	n		50			28																
13282	642049	484742	80	mov		176			117																
13282	642049	484742	60	Sx		176			154																
13279	642609	485147	60	n											11										
13279	642609	485147	60	mov											14										
13279	642609	485147	60	Sx											39										
13280	642845	485013	60	n	6	18	23		34	15			10	9											
13280	642845	485013	60	mov	238	165	133		122	131			47	25											
13280	642845	485013	60	Sx	266	202	112		70	103			194	41											
13281	642845	485013	80	n		39	21		6		51				6										
13281	642845	485013	60	mov		167	123		109		88				24										
13281	642845	485013	60	Sx		157	258		58		138				16										
13295	642543	483903	80	n		14	18		30		7		24												
13295	642543	483903	80	mov	181	104			75		74		21												
13295	642543	483903	60	Sx	400	185			278		162		31												
13298	642454	483848	80	n		14	26		14		7		24												
13298	642454	483848	60	mov		161	103		85		74		21												
13298	642454	483848	60	Sx	400	155			70		162		31												
13297	642326	483830	60	n	10	41			14		9		7												
13297	642326	483830	80	mov	540	120			71		84		21												
13297	642326	483830	60	Sx	611	129			93		58		113												
13302	642234	483934	60	n		33	8		41	15	8			5	12										
13302	642234	483934	60	mov		111	86		72	87	57			7	15	63									
13302	642234	483934	60	Sx	99	32			93	64	43			22	32	25									
13305	642142	483758	60	n			6			5															
13305	642142	483758	60	mov			100			82															
13305	642142	483758	60	Sx			185			57															

APPENDICE G D

NO	INRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	FUS	SF	PVTR	TUBET	TELI	TOOL	COIL	FES	SPOR	ALGI	HERBR	ZOO	CHIT	SOL	EXUD	PROTO	OVY	BIT.C.	PYRB	GRIT	COKE
13213	845029	485753	50	n			19	10			52						8					6				
13213	845029	485753	50	mov			149	108			87					12						42				
13213	845029	485753	50	Sx			105	82			79					43						84				
13215	845051	485741	50	n			40				25	10				14					8	7				
13215	845051	485741	50	mov			148				50	36				18					38	44				
13215	845051	485741	50	Sx			181				66	31				28					31	148				
13218	844552	485422	50	n		17	47	9			35									7	5	8				
13218	844552	485422	50	mov		300	156	108			61									10	25	78				
13218	844552	485422	50	Sx		673	258	57			140									21	19	76				
13218	845608	485621	50	n			11	6			20				5									9		
13219	845608	485621	50	mov			163	88			68				11									134		
13219	845608	485621	50	Sx			98	78			141				16									505		
13221	845807	485808	50	n		10	24	8		11						7							43			
13221	845807	485808	50	mov		309	138	117		91						12					29	62				
13221	845807	485808	50	Sx		901	188	53		97						15					53	292				
13228	845307	485511	50	n			14	13		29	48	8									9					
13228	845307	485511	50	mov			147	88		76	83	56									40					
13228	845307	485511	50	Sx			141	30		51	82	48									31					
13229	845450	485503	50	n		7	16	16		43	17											13			5	
13229	845450	485503	50	mov		392	141	114		90	87											73			170	
13229	845450	485503	50	Sx		1284	88	35		95	133											298			159	
13245	843822	484627	50	n							6													14	8	
13245	843822	484627	50	mov							77													37	151	
13245	843822	484627	50	Sx							43												273	527		
13251	843448	484628	50	n			27		18	20	23			14	6							6				
13251	843448	484628	50	mov			143		77	90	61			26	24							91		55		
13251	843448	484628	50	Sx			235		86	105	65			49	22							189		34		
13252	843448	484628	50	n			36	31		12	56												6			
13252	843448	484628	50	mov			141	31		85	55												36			
13252	843448	484628	50	Sx			228	138		163	91												37			
13259	841712	484948	50	n			42	14	6	20	26	12											80			
13259	841712	484948	50	mov		159	96	108	108	87	84	68											89			
13259	841712	484948	50	Sx		380	87	65	65	93	76	53														
13289	842723	484454	50	n			20			5	26	10														
13289	842723	484454	50	mov				101	101	101	87	88											19			
13289	842723	484454	50	Sx			83		Sx	107	228	81											229			
13126	846212	485758	51	n			47			15							8	5						7		
13126	846212	485758	51	mov		174				120							107	105								
13126	846212	485758	51	Sx		158			211								130	40								
13157	841729	484317	51	n			40			22	7			5	5	14				8	8			21		
13157	841729	484317	51	mov		130				84	68			20	26	9				7	25			60		
13157	841729	484317	51	Sx			114			82	28			29	50	19				14	12			59		
13179	844903	485007	51	n			28			22	25									7	12			18		
13179	844903	485007	51	mov		132				80	57									13	47			76		
13179	844903	485007	51	Sx			176			134	112									23	72			169		
13182	844840	484926	51	n		5	14	10		18	34	19				11							9			
13182	844840	484926	51	mov		185	128	103		84	74	68				17							85	94		
13182	844840	484926	51	Sx		78	189	22		59	68	34				61						270		287		
13188	844840	484926	51	n			57	10		26	25					9								7		
13188	844840	484926	51	mov		258	144	117		90	85					24								86		
13186	844840	484926	51	Sx		1025	185	150		45	59					247								31		
13226	845644	485447	51	n			6				58					15				8	10	5	7			
13226	845644	485447	51	mov		128					50					19				10	28	105	114			
13226	845644	485447	51	Sx		338					108					122				17	55	492	419			

No	NIRS	LONG.	LAT.	FM	STAT	FUS	SF	PYTR	TURET	TELI	TOOLL	COLL	FES	SPORE	ALGI	HERBR	ZOO	CHIT	SOOL	EXUD	PROTO	QV	BIT.C.	PYRB	G.BIT.	CCKE
13237	845111	485025	51	n	5	43	9			34	17						9						9		7	
13237	845111	485025	51	moy	366	147	119			103	103						12						126		167	
13237	845111	485025	51	Sx	1021	269	91			215	188						11						112		526	
13244	843858	484807	51	n																				15	5	
13244	843858	484807	51	moy																				122	281	
13244	843858	484807	51	Sx																				573	448	
13255	843231	484541	51	n	26					27	10		5	13		5				5	19			25		
13255	843231	484541	51	moy	140					84	85		32	30		10				10	28			64		
13255	843231	484541	51	Sx	158					142	49		50	93		18				19	125			221		
13288	842738	484356	51	n	5	15	9			8	27			14										31		
13288	842738	484356	51	moy	493	150	93			106	78			55										101		
13288	842738	484356	51	Sx	1328	318	62			37	58			44										248		
13290	842840	484757	51	n	11		5			33						8				9	17	8			7	
13290	842840	484757	51	moy	421		90			45						12				8	20	81			98	
13290	842840	484757	51	Sx	770		72			103						12				14	50	37			308	
13298	842159	483980	51	n	13					11						9										5
13298	842159	483980	51	moy	127					62						15										
13298	842159	483980	51	Sx	174					78						47										452
13299	842118	484013	51	n	28					17	24					8				5				34	12	
13299	842118	484013	51	moy	139					73	59					11								147	211	
13299	842118	484013	51	Sx	205					86	154					19				58				429	212	
13301	842219	483940	51	n	21	8				9						7										
13301	842219	483940	51	moy	129		110			80						34										
13301	842219	483940	51	Sx	243	75				22						29								26		
13129	844209	485755	41	n	49	16	15			13	18															
13129	844209	485755	41	moy	142	115	86			87	85															
13129	844209	485755	41	Sx	201	91	109			101	117															
13192	844552	485051	41	n																						
13192	844552	485051	41	moy																						
13192	844552	485051	41	Sx																						
13208	844754	485919	41	n	9	33																				
13208	844754	485919	41	moy	139	67				80																
13208	844754	485919	41	Sx	120	83				56	189					38										
13230	845513	485455	41	n	11	25	11			23	30	6														
13230	845513	485455	41	moy	281	188	111			77	57	62														
13230	845513	485455	41	Sx	421	275	78			148	156	49														
13287	842817	484339	41	n	21	8				37	12					10										
13287	842817	484339	41	moy	130	111				89	54					15										
13287	842817	484339	41	Sx	107	75				117	97					35										

APPENDICE 6 E

[illegible]

PUITS	MALBAIE	PROF.S.	PROF.L.	FM	STAT	IND	INER	SF	PVTR	TELI	TCOL	COL	RESIN	SCORE	ALGI	HERB	ZOO	CHIT	SOOL	EXUD	PROTO	OXY	PYRB	BIT.R.	G.BIT.	CODE
13322	20	65	60	n																	7		31	5	19	
13322	20	65	60	moy																	16		175	109	207	
13322	20	65	80	Sx																	31		215	52	425	
13323	105	150	60	n					6														25			
13323	105	150	60	moy					140														135			
13323	105	150	80	Sx					51														187			
13324	250	300	60	n	13	5	19			7				7									45			
13324	250	300	60	moy	115	310	171			148				51									157			
13324	250	300	60	Sx	136	1344	293			123				78									175			
13325	405	450	60	n					8														10			
13325	405	450	60	moy					142														144			
13326	405	450	80	Sx					110														278			
13326	555	600	60	n	6	11	31	22	17	7																
13326	555	600	60	moy	139	176	155	114	99	108																
13326	555	600	80	Sx	183	58	203	88	79	57																
13327	705	750	60	n				14	28	28	26	37														
13227	705	750	80	moy				167	122	105	105	78														
13227	705	750	60	Sx				90	149	144	106	131														
13328	855	900	60	n			39		19	17	12	18			8											
13328	855	900	60	moy			201		132	107	103	86			13											
13328	855	900	60	Sx			365		165	98	147	82			33											
13329	1005	1050	60	n				34	18	9	26	7								7	17	7				
13329	1005	1050	60	moy				182	123	114	114	92								8	47	108				
13329	1005	1050	80	Sx				251	134	108	124	87								14	423	96				
13330	1155	1200	80	n				39		17	9	30								8	12					
13330	1155	1200	80	moy				180		105	97	82								6	44					
13330	1155	1200	60	Sx				173		123	61	86								14	460					
13331	1305	1350	80	n			5	47	13	14	40												8			
13331	1305	1350	80	moy			385	191	149	121	99												135			
13331	1305	1350	80	Sx			102	158	113	117	99												366			
13332	1455	1500	60	n				54	7	42	36	12														
13332	1455	1500	60	moy				175	126	119	99	73														
13332	1455	1500	60	Sx				189	79	206	148	210														
13333	1605	1650	60	n				52		20	38		12										18			
13333	1605	1650	80	moy				175		119	105		21										84			
13333	1605	1650	60	Sx				206		107	108		131										303			
13334	1755	1800	80	n				29	27	48	12										7		5			
13334	1755	1800	60	moy				175	133	110	111												148			
13334	1755	1800	60	Sx				331	140	139	104												117			
13335	1905	1950	60	n				32	12	24	28	9			14					10	12	11				
13335	1905	1950	80	moy				193	157	160	129	128			47					12	70	151				
13335	1905	1950	80	Sx				182	126	89	141	71			79					20	311	81				
13336	2075	2125	60	n			6	47	9	23	25	14								5	13					
13336	2075	2125	80	moy				247	158	138	139	123	108							16	63					
13336	2075	2125	60	Sx			67	108	144	98	108	93								24	153					

APPENDICE 6 E

PUITS	SUNNY	BANK																								
No INRS	PROF.S.	PROF.I.	FM	STAT	IND	INER	SF	PVTR	TELI	TOOL	COOL	RESIN	SCORE	ALGI	HERB	ZOO	CHIT	SOQ	EXUD	PHOTO	OXY	PYRB	BIT.R.	G.BIT.	OCNE	
13077	308	309	51	n			18	8	32	25										10		7	19			
13077	308	309	51	mov			132	104	93	68										13		34	79			
13077	308	309	51	Sx			181	98	73	94										22		45	74			
13093	686	693	33	n			6		14	24	6					9		8			48		26		5	
13093	686	693	33	mov			129		116	36	93					91		63			35		82		58	
13093	686	693	33	Sx			96		54	17	293					69		24			26		249		168	
14037	1376	1377	33	n		5										9	21			10	30		21	7		
14037	1376	1377	33	mov		355										103	107			12	48		95	57		
14037	1376	1377	33	Sx		963										161	104			44	116		198	39		
14079	2041	2045	31	n		5																	50	5		
14079	2041	2045	31	mov		294																	119	128		
14079	2041	2045	31	Sx		84																	179	43		
14110	2498	2501	28	n	21	24	18		16						11	7	5						14	27		
14110	2498	2501	28	mov	170	386	232		164						257	228	219						146	139		
14110	2498	2501	28	Sx	521	990	494		175						356	515	477						286	197		
14121	2771	2775	28	n		18			8														58			
14121	2771	2775	28	mov		345			189														186			
14121	2771	2775	28	Sx		597			222														280			
14143	3446	3449	27	n		6																	20			
14143	3446	3449	27	mov		310																	215			
14143	3446	3449	27	Sx		570																	709			
PUITS	YORK																									
No INRS	PROF.S.	PROF.I.	FM	STAT	IND	INER	SF	PVTR	TELI	TOOL	COOL	RESIN	SCORE	ALGI	HERB	ZOO	CHIT	SOQ	EXUD	PHOTO	OXY	PYRB	BIT.R.	G.BIT.	OCNE	
14156		291	25	n						27								55					11			
14156		291	25	mov						198							214						185			
14156		291	25	Sx						137							129						145			
14162		377	25	n	10					8						11							24			
14162		377	25	mov	191					198						197							180			
14162		377	25	Sx	173					40						130							232			
14169	521	523	25	n	7			5															14			
14169	521	523	25	mov	232			248															195			
14169	521	523	25	Sx	135			133															254			
14176		637	25	n	29																		22	7		
14176		637	25	mov	230																		208	186		
14178		637	25	Sx	245																		244	81		

APPENDICE 6 E

PUTS	GASTE	NOFO																								
NO INRS	PROF.S.	PROF.I.	FM	STAT	IND	INER	SF	PVTR	TELI	TOOL	COL	RESIN	SPORE	ALGI	HERB	ZOO	CHIT	SOL	EXLD	PROTO	OKY	PYRB	BIT.R.	G.BIT.	COKE	
14348		400	80	n			29		43			8								10		29				
14348		400	60	MOY			164		98			31								45		93				
14348		400	80	Sx			318		184			65								43		165				
14350		830	50	n			15		22			12	6	14								45				
14350		830	50	MOY			147		90			18	36	23								80				
14350		830	50	Sx			247		150			107	140	100								188				
14351		1050	50	n			30		39			7										32				
14351		1050	50	MOY			177		101			53	22									87				
14351		1050	50	Sx			345		196			66	92									132				
14353		1400	31	n		5	8		17							18	27					23				
14353		1400	31	MOY		427	197		113							114	112					84				
14353		1400	31	Sx		693	291		283							136	128					177				
14354		1800	31	n	7	7	15		7							10	29	11				23				
14354		1800	31	MOY		99	363		194							108	123	82				80				
14354		1800	31	Sx	440	1153	247		80							203	123	50				132				
14355		1800	28	n	5		8		25				33			9	23								6	
14355		1800	28	MOY			212		209				79			178	203								221	
14355		1800	28	Sx	325		181		195				168			274	115								1510	
COUPES FORILLON - RIVIERE RENARD																										
14606		55	50	n					10			22									30		21			
14606		55	50	MOY					74			12									31		77			
14606		55	50	Sx					256			29									58		249			
14605		150	33	n		11	14		12			6	8				31		9		28		18			
14605		150	33	MOY		475	130		81			46	14				89		21		39		58			
14605		150	33	Sx		1090	372		82			25	17			8	80		77		105					
14589		400	32	n	9	5			17			14	15	9			7	9	7		5					
14589		400	32	MOY		33	427		74			13	11	21		81	56	39	9		61					
14589		400	32	Sx	145	1065			153			41	37	74		44	46	50	16		100		119			
14587		620	31	n	11	8	34		15				10				28	6		21		9				
14587		620	31	MOY		57	485		85				12				78	43		39		72				
14587		620	31	Sx	220	593	590		102				48				49	29		120		88				
14582		795	31	n	7	24			20				13			13	28			10		32				
14582		795	31	MOY		76	289		61				13			77	74			20		57				
14582		795	31	Sx	51	478			171				53			95	48			70		117				
14555		1235	28	n			7										14									
14555		1235	28	MOY			184										132									
14555		1235	28	Sx			355										89									

Appendice 7. Cartes des valeurs de pouvoirs réflecteurs en fonction de la stratigraphie.

Les valeurs indiquées réfèrent à l'Appendice 6. La localisation des échantillons réfère à la figure 2.1 pour l'île d'Anticosti et à la figure 2.3 pour le nord-est de la Gaspésie.

A - Chitinozoaires de l'île d'Anticosti.

B - Scolécodontes de l'île d'Anticosti.

C - Pyrobitume et bitume indéterminé réunis de l'île d'Anticosti.

D - Goutelettes de bitumes de l'île d'Anticosti.

E - Chitinozoaires du nord-est de la Gaspésie.

F - Scolécodontes du nord-est de la Gaspésie.

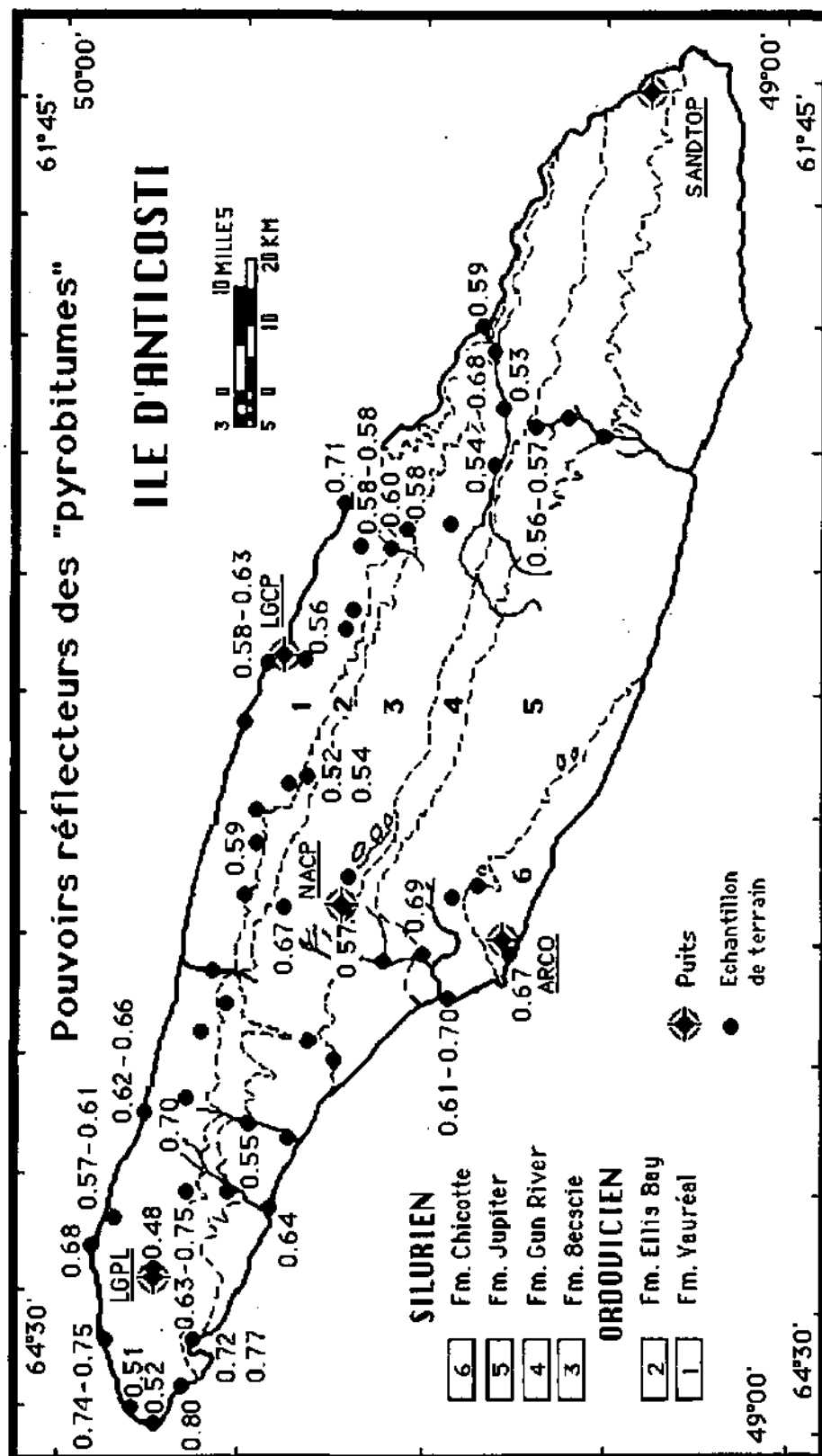
G - Télinite du nord-est de la Gaspésie.

H - Télcollinite du nord-est de la Gaspésie.

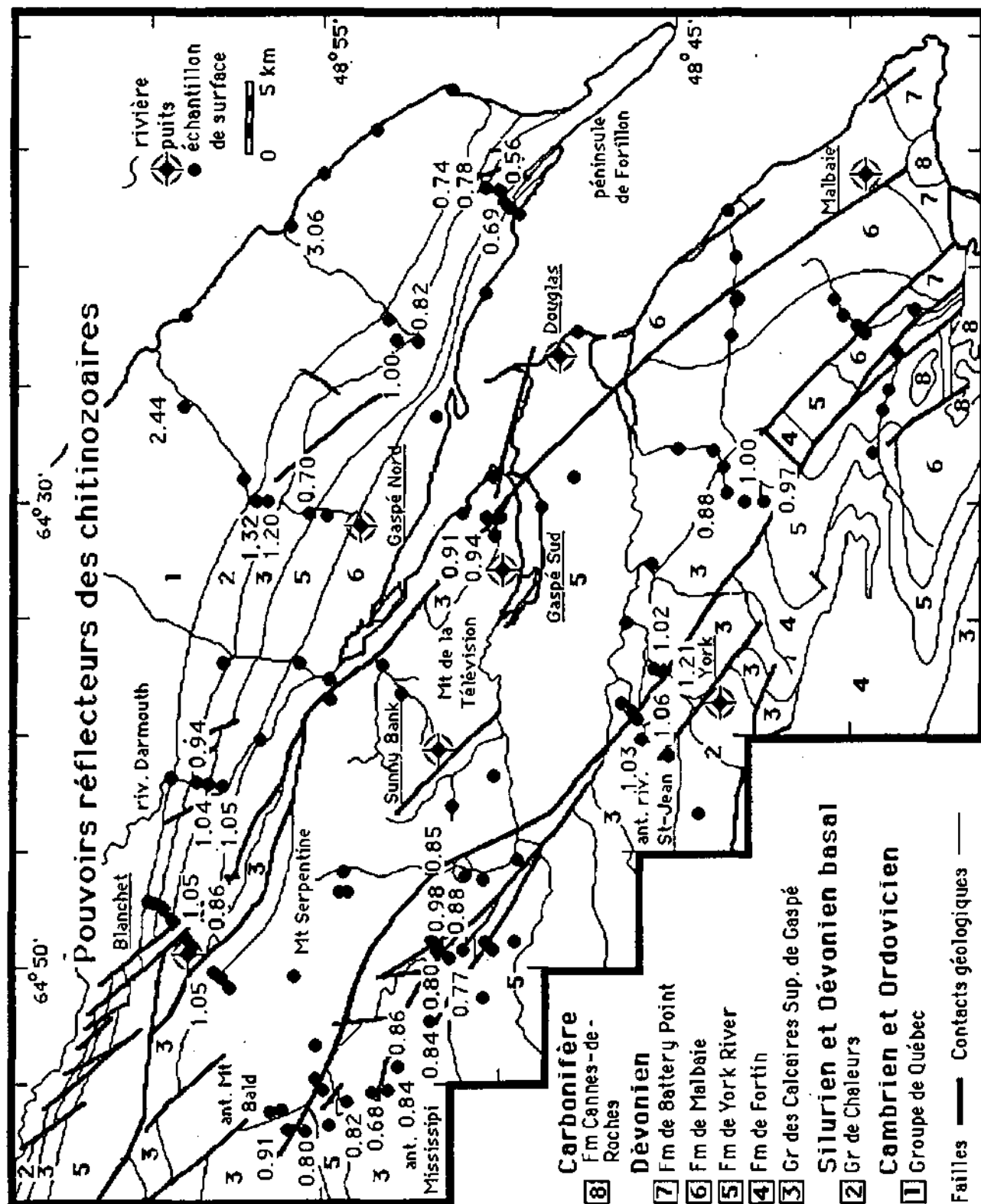
I - Collorésinite du nord-est de la Gaspésie.

J - Estimés de la télinite dans l'île d'Anticosti.

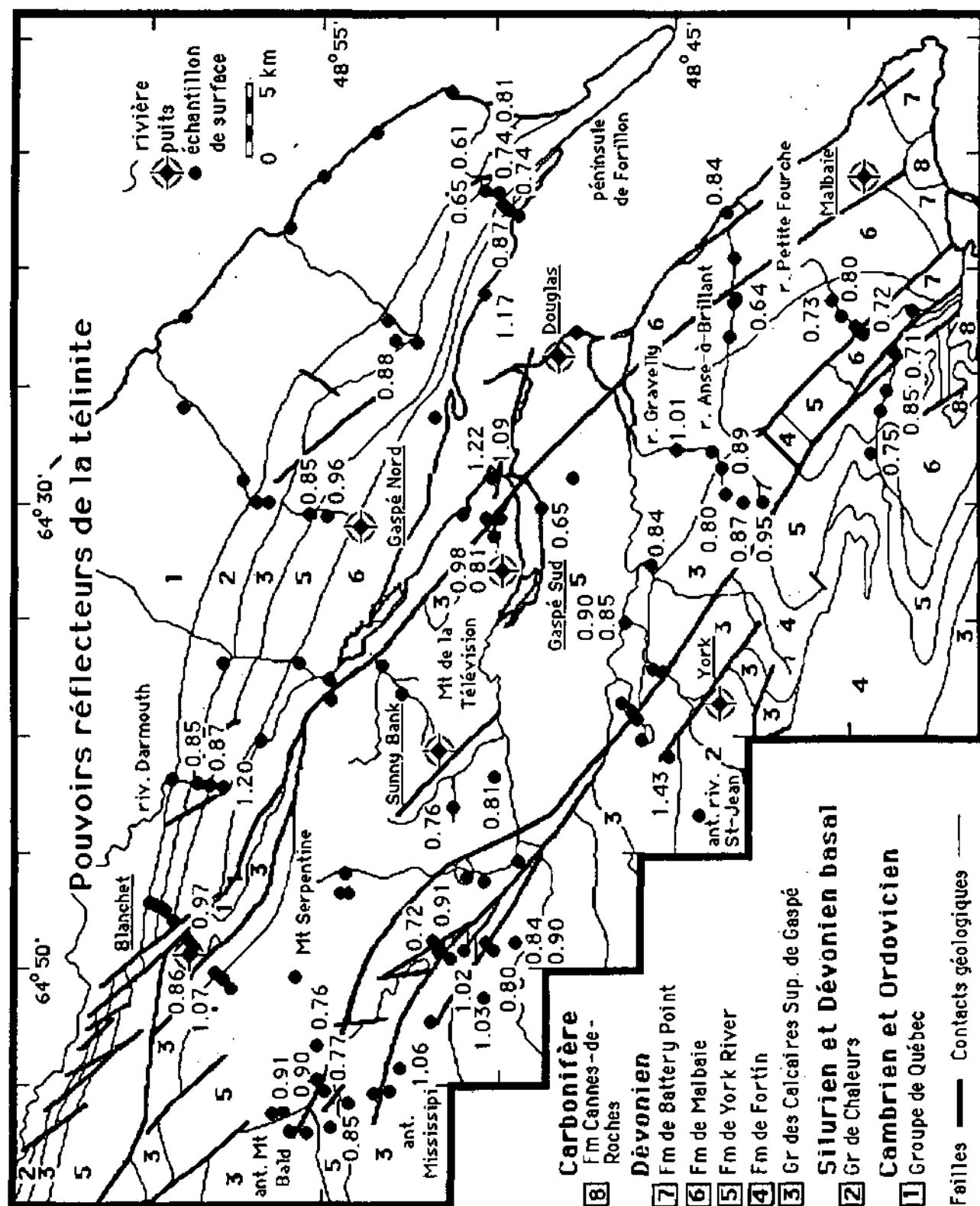
K - Estimés de la télinite dans le nord-est de la Gaspésie.

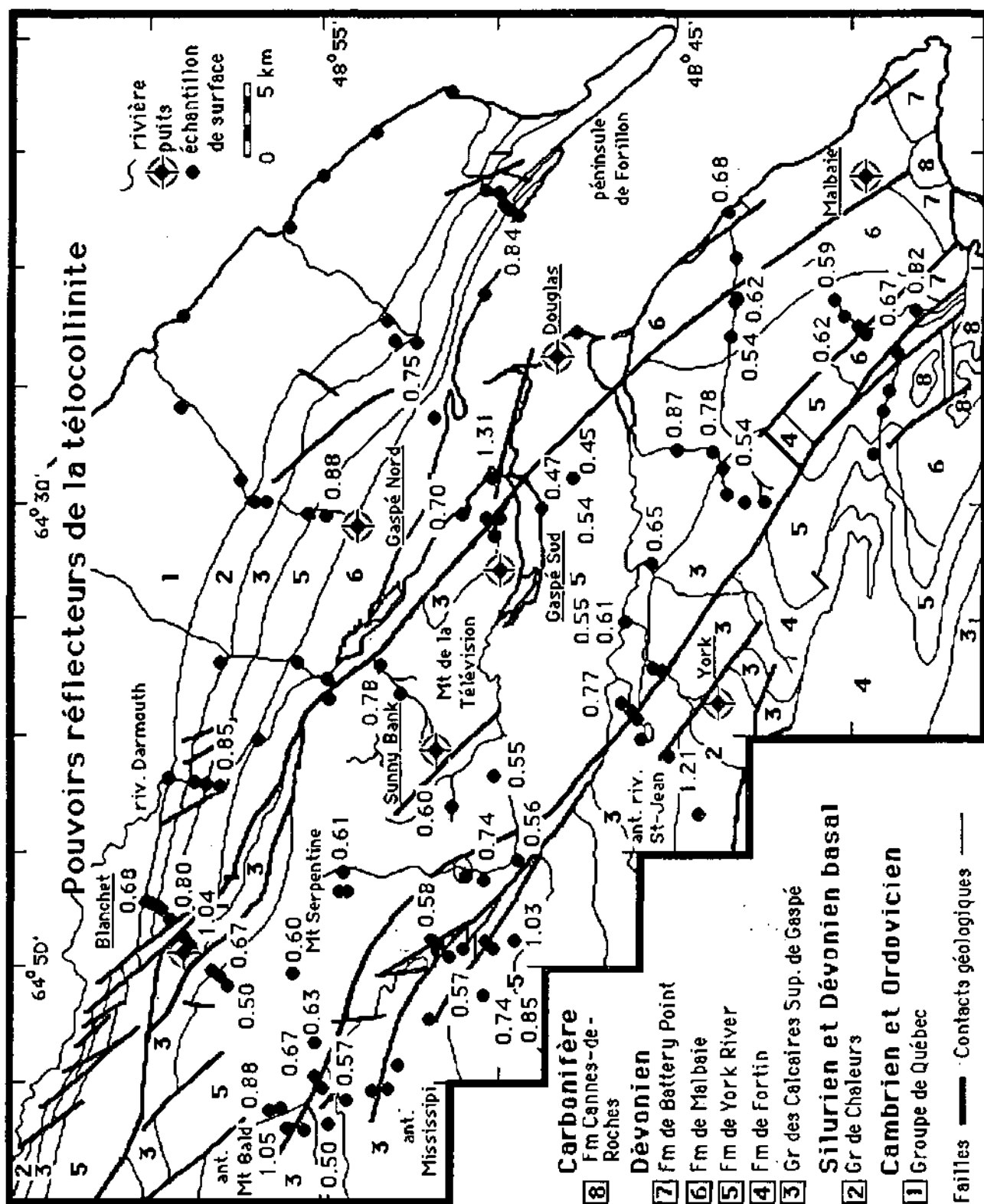


Appendice 7C

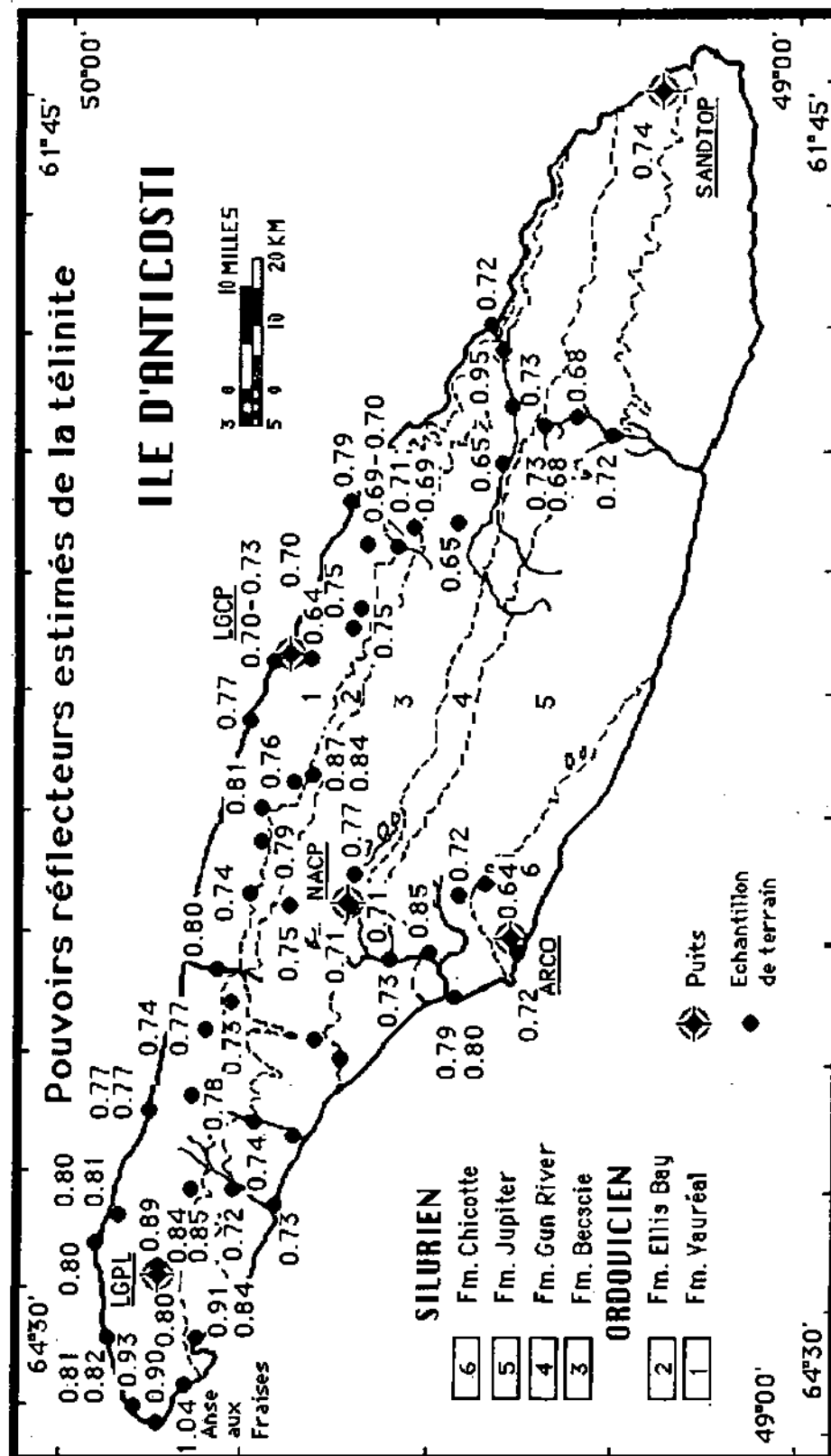


Appendice 7E

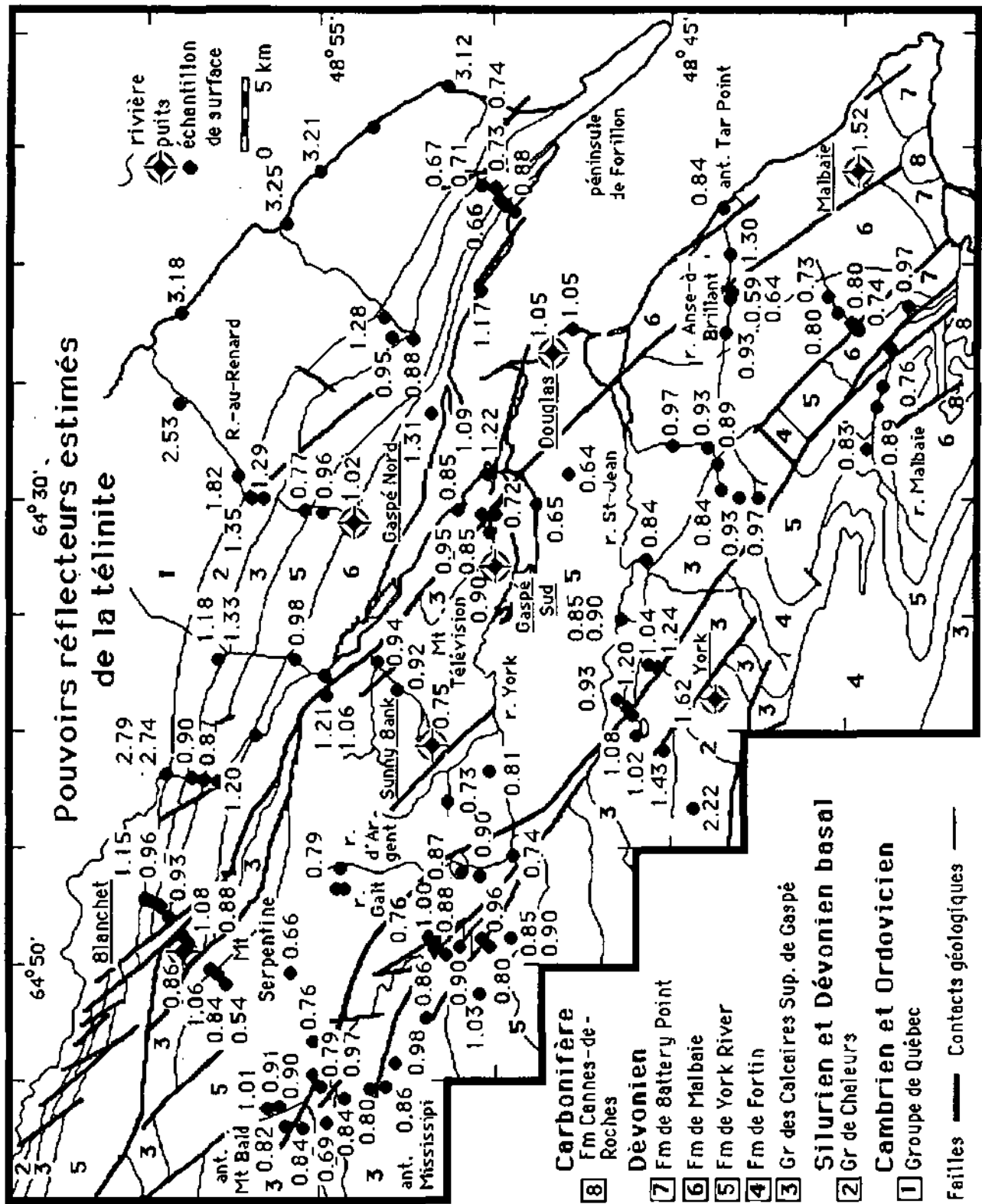




Appendice 7H



Appendice 7J



Appendice 7K

Appendice 8. Table de corrélation des pouvoirs réflecteurs des organoclastes à tous les intervalles de la réflectance de la télinite de 0,05 pour-cent. Les valeurs de la tables sont calculées à partir des équations du tableau 3.9. Les valeurs des phytoclastes et du pyrobitume pour les grès ne sont que des projections des équations au-delà des données expérimentales.

APPENDICE 8

	HUMIQUES			ZOOCLASTES			PYROBIT.	ASHPHALT.
télinite (t)	collinite	semifusinite		chitino. (c)	graptolite	scolécodonte	carbonate	dans grès
	23 (t)	80 (t)		32 (t)	38 (c)	94 (c)	46 (c)	66 (t)
0.50	0.35	1.01		0.50	0.46	0.28	0.34	0.33
0.55	0.39	1.07		0.55	0.50	0.32	0.38	0.38
0.60	0.43	1.13		0.60	0.55	0.35	0.42	0.44
0.65	0.47	1.19		0.65	0.60	0.39	0.46	0.49
0.70	0.51	1.24		0.69	0.64	0.42	0.50	0.55
0.75	0.58	1.29		0.74	0.69	0.46	0.54	0.61
0.80	0.80	1.34		0.79	0.73	0.49	0.57	0.67
0.85	0.64	1.39		0.84	0.78	0.53	0.61	0.73
0.90	0.88	1.44		0.89	0.82	0.56	0.65	0.80
0.95	0.73	1.49		0.93	0.86	0.60	0.69	0.86
1.00	0.77	1.53		0.98	0.91	0.64	0.73	0.93
1.05	0.82	1.58		1.03	0.95	0.67	0.77	1.00
1.10	0.86	1.62		1.08	1.00	0.71	0.82	1.08
1.15	0.91	1.67		1.12	1.04	0.75	0.86	1.15
1.20	0.95	1.71		1.17	1.09	0.79	0.90	1.23
1.25	1.00	1.75		1.22	1.13	0.83	0.94	1.30
1.30	1.04	1.80		1.26	1.18	0.88	0.98	1.38
1.35	1.09	1.84		1.31	1.22	0.90	1.02	1.46
1.40	1.14	1.88		1.36	1.27	0.94	1.06	1.54
1.45	1.18	1.92		1.41	1.31	0.98	1.10	1.62
1.50	1.23	1.96		1.45	1.36	1.02	1.15	1.71
1.55	1.28	1.99		1.50	1.40	1.06	1.19	1.79
1.60	1.32	2.03		1.55	1.44	1.10	1.23	1.88
1.65	1.37	2.07		1.59	1.49	1.14	1.27	1.97
1.70	1.42	2.11		1.64	1.53	1.18	1.32	2.06
1.75	1.47	2.15		1.69	1.58	1.22	1.38	2.15
1.80	1.51	2.18		1.73	1.62	1.26	1.40	2.24
1.85	1.56	2.22		1.78	1.67	1.30	1.44	2.34
1.90	1.61	2.25		1.83	1.71	1.34	1.49	2.43
1.95	1.66	2.29		1.87	1.75	1.38	1.53	2.53
2.00	1.71	2.32		1.92	1.80	1.42	1.57	2.62
2.10	1.81	2.39		2.01	1.89	1.51	1.66	2.82
2.20	1.91	2.46		2.11	1.98	1.59	1.75	3.02
2.30	2.00	2.53		2.20	2.06	1.67	1.83	3.23
2.40	2.10	2.59		2.29	2.15	1.76	1.92	3.44
2.50	2.21	2.66		2.38	2.24	1.84	2.01	3.66
2.60	2.31	2.72		2.48	2.33	1.93	2.10	3.88
2.70	2.41	2.78		2.57	2.42	2.02	2.19	4.10
2.80	2.51	2.84		2.66	2.51	2.10	2.28	4.33
2.90	2.61	2.90		2.75	2.59	2.19	2.37	4.56
3.00	2.72	2.96		2.84	2.68	2.28	2.46	4.80

Appendice 9. Estimation en terme de pouvoir réflecteur de la télinite des réflectances moyennes aléatoires des principaux organoclastes. Les valeurs du pouvoir réflecteur estimé sont calculées à partir des équations du tableau 3.9.

A - de surface et de subsurface de l'île d'Anticosti,

B - de surface et de subsurface du nord-est de la Gaspésie

NO. INRS	= numéros d'identification des échantillons.
LONG.	= longitude, en degrés, minutes et secondes.
LAT.	= latitude, en degrés, minutes et secondes.
P. S.	= profondeur supérieure en mètres de l'intervalle du puits échantillonné.
P. I.	= profondeur inférieure en mètres de l'intervalle du puits échantillonné.
FM	= codes des unités stratigraphiques: groupes, formations (Appendices 1 A et B).
T/TEL	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui de la télinite.
T/SF	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui de la semifusinite.
T/TCO	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui de la télcollinite.
T/COL	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui de la collorésinite.
T/CH	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui des chitinozoaires.
T/GR	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui des graptolites.
T/SC	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui des scolécodontes.
T/PC	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui du pyrobitume dans les calcaires.
T/BG	= estimation du pouvoir réflecteur de la télinite à partir de celui du pyrobitume dans les grès.
Té rC	= estimation moyenne des pouvoirs réflecteurs estimés de la télinite, calculé à partir de l'équation 3.19.

APPENDICE 9 A

No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	TérC
15264	633236	492303	90	0.72				0.72
15261	632448	492741	80	0.72	0.73	0.72		0.72
15266	633652	492806	80	0.82	0.74			0.78
15266	633652	492806	80	0.83	0.76	0.76		0.79
15267	633652	492806	80	0.83	0.76			0.80
15209	622745	491538	70	0.73		0.72		0.72
15211	622552	491821	70	0.69		0.67		0.68
15213	622639	492119	70			0.73		0.73
15214	622639	492119	70	0.68		0.67		0.68
15270	633130	493040	70	0.86		0.84		0.85
15271	633231	493318	70			0.73		0.73
15200	622429	492316	60			0.73		0.73
15203	623151	492442	60			0.65		0.65
15203	623151	492442	60			0.65		0.65
15206	623909	492829	60					
15274	632201	493614	60			0.77		0.77
15277	632630	493702	60	0.71		0.72		0.71
15280	640326	494256	60			0.73		0.73
15304	632616	494135	60			0.75		0.75
15309	634221	493919	80					
15327	635451	494102	60					
15197	621711	492428	50	0.90	0.96	0.99		0.95
15216	623944	493209	50	0.70		0.67		0.69
15217	623944	493209	50	0.69				0.69
15220	624150	493329	50	0.71		0.72		0.71
15252	642053	494843	50	0.91	0.92	0.90		0.91
15253	642053	494843	50	0.85	0.86	0.83	0.98	0.84
15283	640141	494534	50	0.70		0.75		0.72
15291	631055	494024	50	0.89		0.86		0.87
15292	631055	494024	50	0.88		0.80	0.72	0.84
15310	633840	494622	50	0.72	0.77	0.70		0.73
15324	635356	494422	50	0.74		0.73		0.74
15194	621414	492506	40	0.73	0.69	0.73		0.72
15223	623547	493649	40	0.80	0.80	0.76		0.79
15225	624134	493553	40	0.69	0.70		0.81	0.70
15226	624134	493553	40	0.69		0.69	0.81	0.69
15237	625609	494316	40	0.70		0.65		0.67
15229	624953	493625	40	0.74		0.76		0.75
15232	625221	493653	40	0.76		0.73		0.75
15235	625613	494030	40	0.65	0.64	0.65		0.64
15238	625609	494316	40	0.73		0.79		0.76
15241	630353	494525	40	0.75	0.78	0.77		0.77
15244	642945	495342	40	0.91		0.95		0.93
15247	643131	495150	40	0.90		0.91		0.90
15250	642648	494943	40	1.02	1.10	1.01		1.04
15255	642142	495524	40	0.79		0.83	1.01	0.81
15256	642142	495524	40	0.81		0.83	1.02	0.82
15285	640157	494922	40	0.80		0.88		0.84

APPENDICE 9 A

No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	TérC
15286	640157	494922	40	0.81		0.88		0.85
15289	641152	495204	40	0.88		0.91	0.68	0.89
15295	631137	494144	40	0.75		0.76		0.76
15298	631431	494400	40	0.79		0.83	0.82	0.81
15301	631845	494408	40	0.77		0.80		0.79
15307	632519	494504	40	0.74				0.74
15311	633424	494804	40	0.75		0.84		0.80
15315	634200	494814	40	0.73		0.81		0.77
15316	634200	494814	40	0.74				0.74
15318	635022	494922	40	0.78		0.79		0.78
15320	635255	495254	40	0.77				0.77
15321	635255	495254	40	0.77			0.91	0.77
15328	640528	495520	40	0.80				0.80
15329	640528	495520	40	0.81		0.81	0.85	0.81
15332	640905	495704	40	0.80		0.80		0.80

APPENDICE 9 A

PUITS	LGPL							
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	Té rC
15335	81	88	40	0.81		0.90		0.85
15336	166	181	40	0.80	0.80			0.80
15337	262	275	40	0.93		0.90	1.01	0.91
15338	353	367	40	0.96				0.96
15339	443	457	40	0.98	1.00		0.81	0.99
15340	535	549	40	1.09	1.12			1.11
15341	626	639	40		1.15		0.98	1.15
15342	716	729	40	1.28	1.24		1.03	1.26
15343	792	823	40	1.23	1.24			1.24
15344	884	911	40	1.46	1.47		1.26	1.46
15345	948	975	30				1.11	1.11
15346	1114	1128	20	1.41			1.19	1.41
15347	1297	1311	20				1.45	1.45
15348	1448	1463	10				1.61	1.61
15349	1632	1646	10	1.85		1.95	1.80	1.89
15350	1719	1740	10					
PUITS	NACP							
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	Té rC
15351	30	53	60					
15352	130	152	50	0.67		0.83		0.75
15353	236	267	40	0.81		0.87		0.84
8475		610	40	0.91		0.87		0.89
9543	853	853	40	1.18			1.25	1.18
6062		975	40					
6507		1067	40	1.06			1.12	1.06
6511		1097	40	1.16			1.25	1.16
6525	1204	1204	30				1.27	1.27
15354	1200	1216	30				1.32	1.32
8421	1341	1341	20	1.35			1.18	1.34

APPENDICE 9 A

PUITS	ARCO							
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	TérC
15355	91	119	80	0.69		0.76		0.72
15356	183	210	80	0.74			0.85	0.74
15357	274	302	70	0.67		0.72		0.69
15358	427	457	60	0.87		0.79		0.83
15360	732	759	50	1.04				1.04
15361	884	911	40	0.97		0.97		0.97
15362	1036	1064	40	0.99	1.12	1.15	1.15	1.09
15363	1192	1219	40	1.10			0.89	1.10
15364	1338	1366	40	1.09				1.09
15365	1494	1521	40	1.42		1.48	1.09	1.45
15366	1652	1679	40	1.64		1.34	1.40	1.50
15367	1798	1826	40	1.66	1.76	1.81	1.54	1.74
15368	1951	1978	40	1.73			1.75	1.73
15369	2103	2131	40	1.95			1.91	1.95
15370	2259	2289	40	2.11		2.18	2.28	2.14
15371	2399	2435	30	2.26			2.47	2.26
15372	2560	2588	20	2.54	2.47	2.44	2.55	2.49
15373	2713	2740	20	2.54			2.66	2.54
15374	2865	2893	20	3.02	2.85	2.84	2.90	2.90
15375	3018	3045	20				2.15	2.15
15377	3362	3389	10					
15378	3475	3505	10				2.80	2.80
15379	3627	3658	10				3.04	3.04
PUITS	LGCP							
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	TérC
15381	79	92	40	0.73		0.65		0.69
15382	138	152	40	0.80	0.83	0.83		0.82
15383	198	211	40	0.80	0.85	0.75		0.80
15384	262	275	40	0.86	0.83	0.87	0.85	0.85
15385	321	339	40	0.82	0.84			0.83
15386	367	380	30	0.83		0.87		0.85
15387	402	430	30	0.80				0.80
15388	490	504	20					
15389	582	595	20		1.22		1.26	1.22
15390	673	686	20	0.89	0.92	0.87		0.89
15391	764	778	10	0.80				0.80
15392	869	883	10		1.18			1.18
15393	947	961	10					

APPENDICE 9 A

PUITS	SANDTOP							
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/CHIT	T/GRAP	T/SCOL	T/PB C.	Té rC
15394	15	43	70	0.80	0.74	0.77		0.77
15395	79	107	70	1.38		1.07	0.90	1.23
15396	171	198	50	1.00		0.95		0.98
15397	296	323	45	0.94		0.94	1.27	0.94
15398	366	402	45	0.95				0.95
15399	457	488	45	0.88	0.98	0.88		0.91
15400	552	579	45	0.95	0.94	0.91		0.93
15401	643	674	45	0.86	0.91	0.88		0.88
15402	765	792	30	0.91				0.91
15403	899	930	30	0.96	0.95	0.98	1.12	1.00
15404	963	991	20	1.01	0.90	0.95	1.13	1.00
15405	1052	1082	20	0.81	0.94			0.94
15406	1100	1128	20	1.26	1.02	1.07		1.12
15407	1192	1222	10		1.01			1.01
15408	1283	1311	10		0.90			0.90

APPENDICE 9 B

No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
13102	643029	485057	60									0.83	0.83
13102	643029	485057	60			0.87							0.87
13117	643738	485454	60										
13117	643738	485454	60										
13123	643650	485548	60		1.11							0.62	0.94
13123	643650	485548	60	1.02								0.75	1.02
13155	642241	484740	60									1.05	1.05
13160	641925	484313	60				1.30					0.85	1.30
13261	641731	484923	60										
13262	642049	484742	60	1.17	1.26								1.17
13279	642609	485147	80									1.31	1.31
13280	642845	485013	60	1.22	1.13	1.34						1.26	1.22
13281	642845	485013	60	1.09	1.15		1.10					0.89	1.09
13295	642543	483903	60	0.75	1.08		0.96					1.06	0.83
13296	642454	483846	60	0.85	1.08		0.96					1.06	0.89
13297	642326	483830	60	0.71	0.66		0.85						0.76
13302	642234	483934	60	0.72	0.58	0.84	0.77					1.11	0.74
13305	642142	483756	60			0.97						1.08	0.97
13306	642116	484312	60	0.64	0.47							0.68	0.64
13308	842108	484312	60		0.65		0.59						0.59
13309	642244	484319	60		0.78	0.80	0.93					0.96	0.93
13105	643036	484959	50		0.63	0.72						0.67	0.72
13111	643657	485322	50		0.73	0.93	0.94					0.96	0.94
13114	643811	485244	50									0.92	0.92
13119	643815	485460	50									1.21	1.21
13120	643815	485460	50	1.02								1.12	1.06
13151	643030	485446	50	0.96	1.02	1.01						0.99	0.96
13161	643006	484852	50			0.86							0.66
13163	643006	484852	50	0.65		0.72						0.63	0.85
13167	644845	485148	50	0.72	0.67	0.76	0.82					0.82	0.76
13173	644130	485011	50	0.81	0.83	0.73							0.81
13175	644247	485118	50	0.76	0.81	0.78	0.70						0.73
13176	644851	485016	50									0.96	0.96
13186	844515	484922	50		0.85	0.74						0.94	0.74
13189	644603	485026	50			0.90						1.13	0.90
13199	845009	485548	50		0.82	0.78	0.66					0.77	0.66
13213	645029	485753	50		0.95	0.84							0.84
13215	645051	455741	50		0.94	0.89	0.54						0.54
13218	844552	485422	50		1.03	0.79							0.79
13219	645608	485621	50		1.11	1.01							1.01
13221	645607	485609	50	0.91	0.82								0.91
13228	645307	485511	50	0.76	0.93	0.81	0.75						0.76
13229	645450	485503	50	0.90	0.87	0.84							0.90
13245	643822	484627	50			0.93						1.03	0.93
13251	643449	484629	50	0.90	0.89	0.79						0.79	0.90
13252	643449	484629	50	0.85	0.87	0.73						0.53	0.85
13259	641712	484946	50	0.87	1.06	0.98	0.89					0.90	0.88
13289	642723	484454	50	1.01		1.01	0.91						0.97

APPENDICE 9 B

No INRS	LONG./P.S	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
13126	644212	485756	51	1.20	1.23							1.22	1.20
13157	641729	484317	51	0.84	0.76	0.85						0.75	0.84
13179	644903	485007	51	0.80	0.78	0.75						0.87	0.80
13182	644840	484926	51	0.84	0.74	0.90	0.87					1.01	0.85
13186	644840	484926	51	0.90	0.90	0.98						0.95	0.90
13226	645644	485447	51		0.72	0.69							0.69
13237	645111	485025	51	1.03	0.93	1.13							1.03
13244	643858	484607	51									1.20	1.20
13255	643231	484541	51	0.84	0.86	0.82						0.78	0.84
13288	642738	484356	51		0.96	0.93						1.06	0.93
13290	642840	484757	51			0.64							0.64
13298	642159	483960	51		0.73	0.80							0.80
13299	642116	484013	51	0.73	0.85	0.77						1.36	0.73
13301	642219	483940	51	0.80	0.75								0.80
13129	644209	485755	41	0.87	0.88	0.99							0.87
13192	644552	485051	41									0.87	0.87
13208	844754	485919	41		0.84	0.95	0.93						0.93
13230	845513	485455	41	0.77	1.16	0.75	0.82					0.77	0.79
13287	642817	484339	41	0.89	0.76	0.72						0.84	0.89
13192	644552	485051	41					0.87				0.87	0.87

APPENDICE 9 B

No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	TérC
13145	643031	485529	33	0.85	0.85			0.71		0.73			0.77
13184	844847	485138	33					1.00					1.00
13165	844903	485136	33	0.91	0.73			0.90		0.81			0.88
13169	644919	485125	33					0.81					0.81
13170	844901	485052	33	1.02				0.78		0.86			0.90
13211	644859	485841	33	0.86									0.86
13212	645004	485806	33	1.07	0.96			1.07		1.02			1.06
13222	645640	485551	33		1.22	1.15		0.93					0.82
13224	645702	485527	33					0.81		0.87			0.84
13231	645545	485417	33	0.85				0.83					0.84
13234	645509	485310	33					0.86					0.86
13236	845208	485155	33		0.72			0.86					0.86
13242	643954	484553	33					1.05		0.99			1.02
13243	643902	484604	33					1.08					1.08
13246	643721	484518	33					1.24					1.24
13248	643657	484538	33					1.04					1.04
13282	642945	484227	33	0.95	0.95			0.99					0.97
13283	642940	484304	33	0.87	0.92			1.02					0.93
13284	642922	484329	33	0.80	0.75			0.90		0.84			0.84
13291	843101	485011	33	0.98	0.75			0.96		0.90			0.95
13292	643108	485099	33	0.81	0.79			0.93		0.80			0.84
13206	644736	485931	32										
13210	644841	485854	32					0.88					0.88
13132	844154	485848	31	0.85	0.89			0.98			1.29		0.90
13204	644720	485945	31	1.15	0.87								1.15
13205	644719	485940	31	1.14	0.95					0.69			0.96
13209	644829	485858	31	1.08	0.96	1.14		1.07					1.08
13232	645520	485327	31		0.94			0.69					
13235	645408	485248	31	1.06				0.88					0.98
13240	644036	484507	31	1.43	1.29	1.26					1.45		1.43
13271	642249	485218	31	1.04	1.18	0.91		0.83		0.70			0.88
13140	643650	485757	28		1.18								
13142	643650	485757	28	1.34	1.23						1.40		1.33
13148	643005	485640	28		1.26			1.23		1.36	1.07		1.29
13268	642247	485241	28	0.88	0.79			1.02		0.99			0.95
13203	844708	490000	27										
13267	642158	485309	27							1.28	1.09		1.28
13201	644711	490002	26			0.85				1.01			1.01
13238	644307	484415	23								2.22		2.22
13135	844145	485924	10								2.80		2.80
13136	644145	485924	10								2.74		2.74
13272	642859	485721	10								1.82		1.82
13273	842555	485859	10					2.53			2.84		2.53
13274	642201	485859	10								3.18		3.18
13275	641805	485559	10					3.19	3.31		3.47		3.25
13278	841600	485508	10								3.21		3.21
13278	641217	485119	10						3.12		2.94		3.12

APPENDICE 9 B

PUITS	BLANCHET												
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
13310	35	80	33	1.08	1.04					1.15			1.09
13311	105	150	33	1.20	1.04			1.19		1.16			1.16
13312	195	240	32	1.23	0.97					1.31			1.19
13313	305	350	31										
13314	435	480	31					1.49					1.49
13315	550	600	33	1.13	0.92			1.12		1.28			1.12
13316	675	720	32	1.21	0.97			1.14					1.13
13117	795	840	32	1.18	1.14		1.25						1.19
13318	915	960	31	1.34	1.14			1.37		1.69			1.39
13319	1035	1080	28	1.43	1.39			1.42			1.67		1.47
13320	1190	1235	10								1.57		1.57
PUITS	MALBAIE												
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
13322	20	65	60									1.52	1.52
13323	105	150	60									1.28	1.28
13324	250	300	60	1.48	1.20							1.42	1.48
13325	405	450	60									1.34	1.34
13328	555	600	60	0.99	1.02	1.15							0.99
13227	705	750	60	1.05	1.15	1.15	1.01						1.03
13328	855	900	80	1.07		1.13	1.10						1.08
13329	1005	1050	60	1.14	1.33	1.21	1.16					1.10	1.15
13330	1155	1200	60	1.05	1.31	1.09	1.05						1.05
13331	1305	1350	60	1.21	1.44	1.10						1.28	1.21
13332	1455	1500	60	1.19	1.25	1.10	0.95						1.10
13333	1605	1650	60	1.19	1.25	1.15						0.93	1.19
13334	1755	1800	60	1.10	1.25	1.19						1.36	1.10
13335	1905	1950	60	1.60	1.47	1.32	1.55					1.38	1.58
13336	2075	2125	60	1.39	1.05	1.28	1.34						1.37
PUITS	SUNNY	BANK											
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
13077	308	309	51	0.93	0.78	0.85						0.90	0.93
13093	686	693	33	1.18	0.75	1.05				0.99			1.02
14037	1376	1377	33					1.09					1.09
14079	2041	2045	31								1.54		1.54
14110	2498	2501	28								2.23		2.23
14121	2771	2775	28	1.89							2.31		2.31
14110	2498	2501	27		1.99			2.27			1.86		2.27
14143	3446	3449	27								2.63		2.63
PUITS	YORK												
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
14156		291	25			1.78		2.22			2.29		2.08
14162		377	25			1.78					2.24		1.99
14169	521	523	25								2.41		2.41
14176		637	25								2.55		2.55

APPENDICE 9 B

PUITS	DOUGLAS												
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
14202		55	60	1.05	1.03	1.04							1.05
14203		100	60	0.80	1.00	0.88						0.77	0.80
14206		780	50	0.93	1.01	0.93							0.93
14217		1575	27	0.95	0.97		1.08	1.15		1.24	1.14		1.09
14219		1650	26	0.94	1.14	0.82				1.14			1.02
14221		1710	24			1.25				1.28			1.28
13228		1990	10								0.96		0.96
PUITS	GASPE	SUD											
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
14231	150	160	51	0.88	0.82	0.82						0.90	0.88
14237	380	390	51	1.09	0.96	1.06						0.95	1.09
14241	530	540	33	0.96	1.03								0.96
14245	680	690	33	0.95	1.04					1.47			0.95
14271	1755	1785	32		1.31			1.40			1.47		1.40
14308	3225	3235	10								1.79		1.79
14312	3350	3354	10								1.76		1.76
PUITS	GASPE	NORD											
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
14348		400	60	0.98	1.12							1.00	0.98
14350		830	50	0.90	0.93							0.90	0.90
14351		1050	50	1.01	1.27		0.72					0.96	0.89
14353		1400	31	1.13	1.52			1.15			1.13		1.14
14354		1800	31	1.42	1.48			1.26		1.24	1.08		1.32
14355		1800	28	2.12				2.10					2.11
COUPES	FORILLON												
	RIVIERE	RENARD											
No INRS	LONG./P.S.	LAT./P.I.	FM	T/TEL	T/SF	T/TCO	T/COL	T/CH	T/GR	T/SC	T/PC	T/BG	Té rC
14606		55	50	0.74								0.88	0.74
14605		150	33	0.81	0.78		0.64	0.70					0.73
14589		400	32	0.74				0.57		0.66			0.66
14587		620	31	0.65	1.01			0.79		0.72			0.71
14582		795	31	0.61				0.75					0.67
14555		1235	28		1.35			1.35					1.35

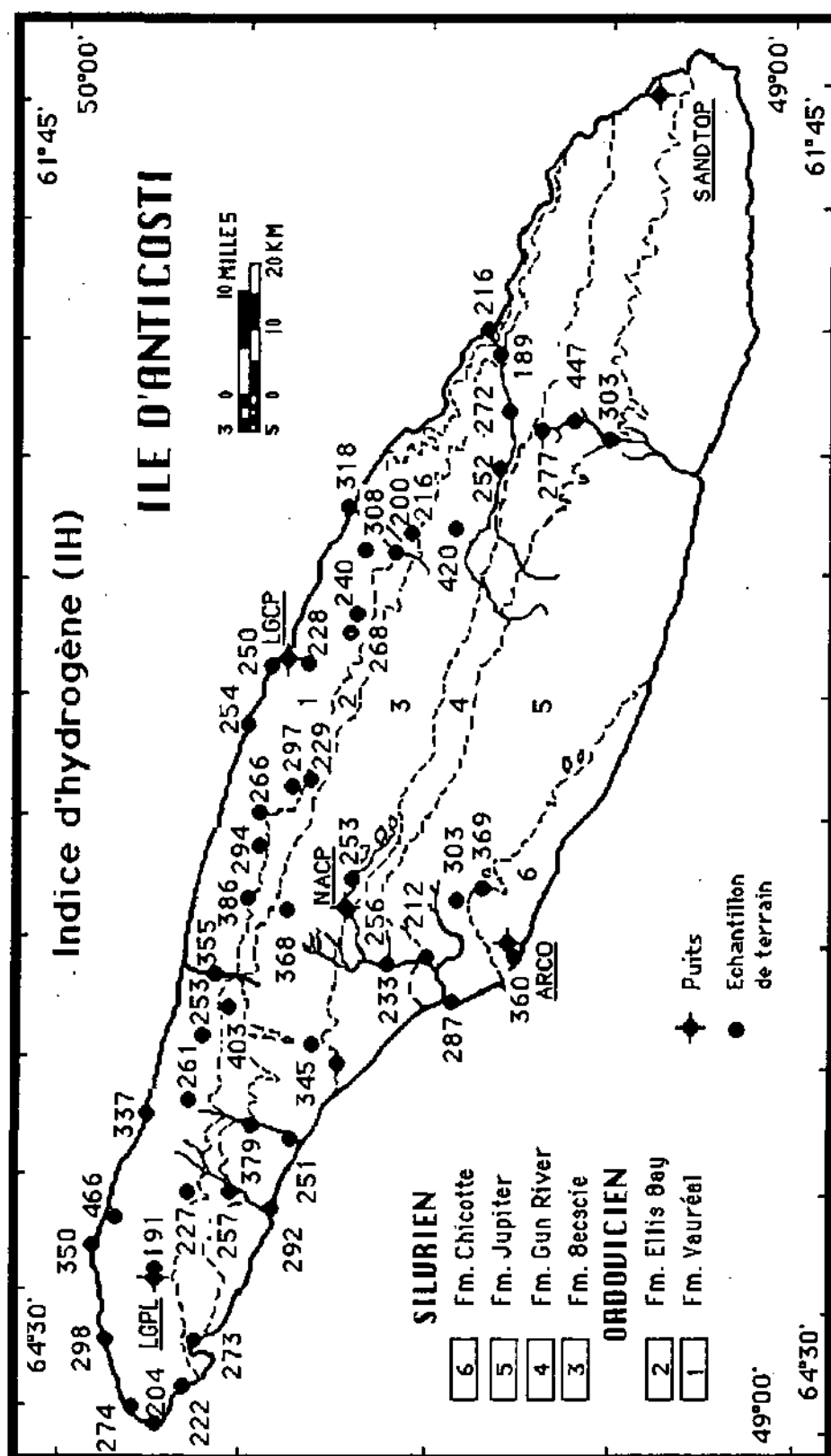
Appendice 10. Distribution stratigraphique des résultats analytiques des principaux indicateurs de la pyrolyse en programmation de température (Rock Eval).

Ile d'Anticosti

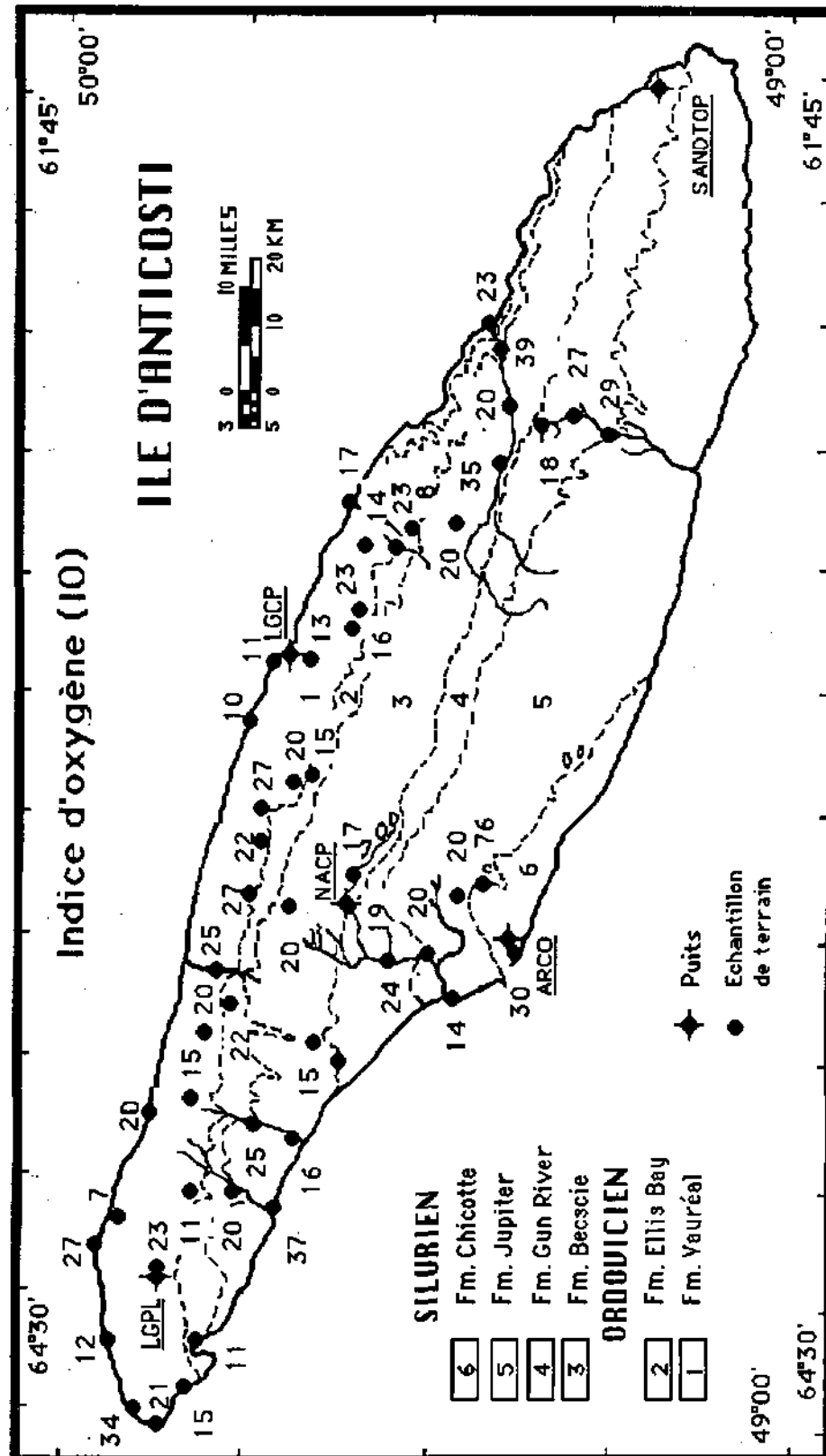
- A) Indice d'hydrogène (IH).
- B) Indice d'oxygène (IO).
- C) Rapport des surfaces du pic du kérogène (Q_2).
- D) Température de craquage optimal des kérogènes (T_{max}).

Nord-est de la Gaspésie

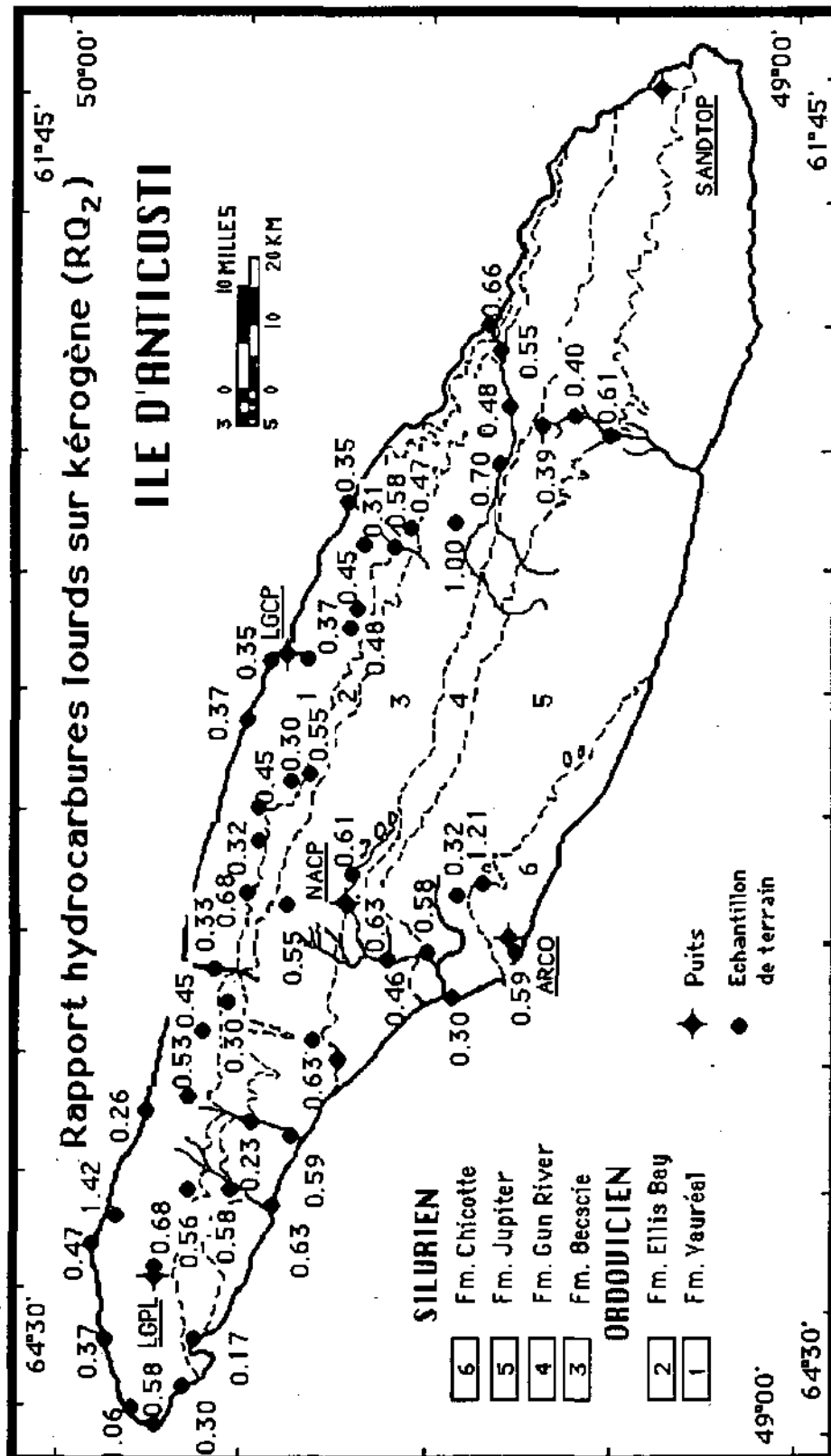
- E) Indice d'hydrogène (IH).
- F) Indice d'oxygène (IO).
- G) Rapport des surfaces du pic du kérogène (Q_2).
- F) Température de craquage optimal des kérogènes (T_{max}).



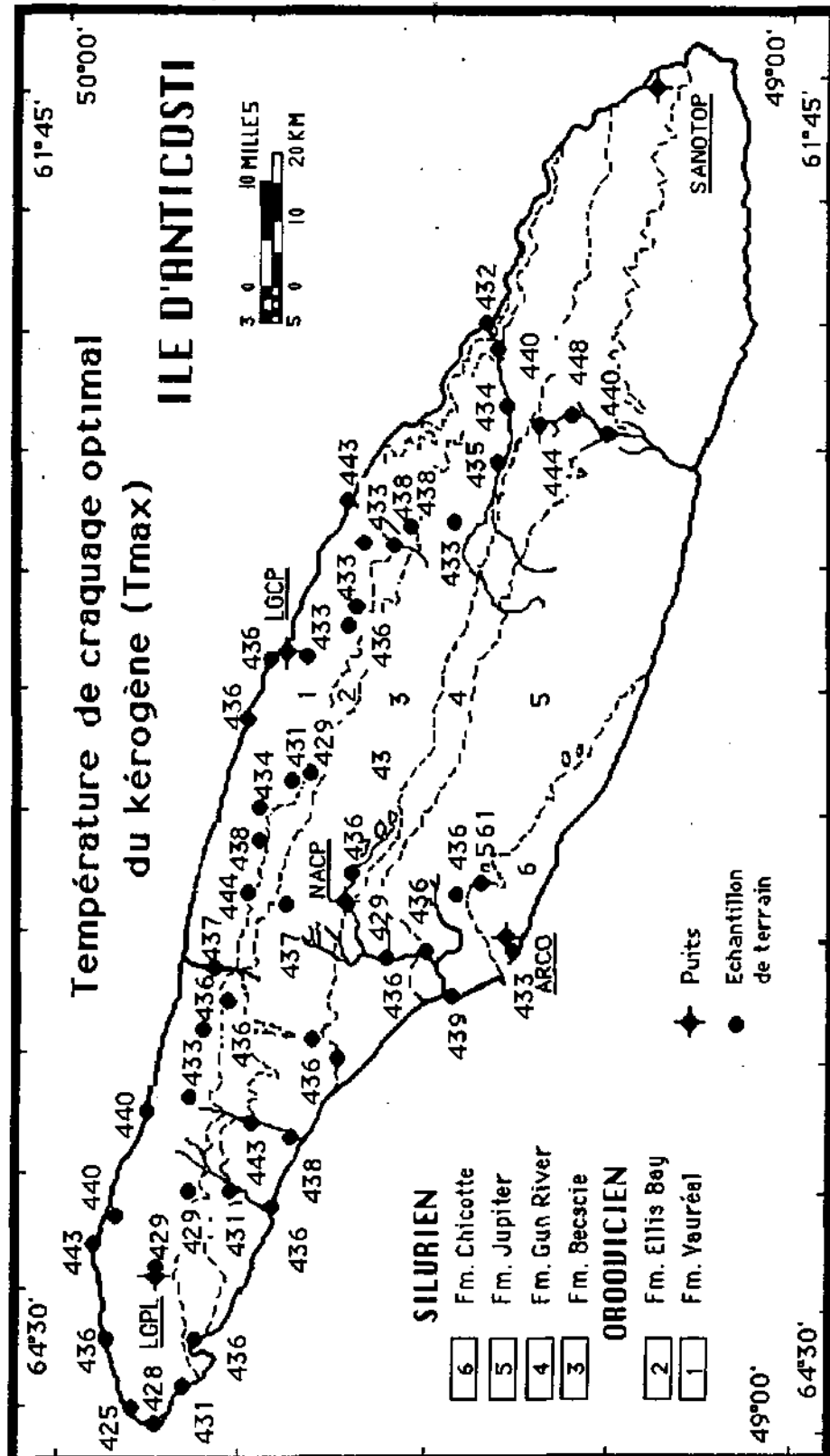
Appendice 10A

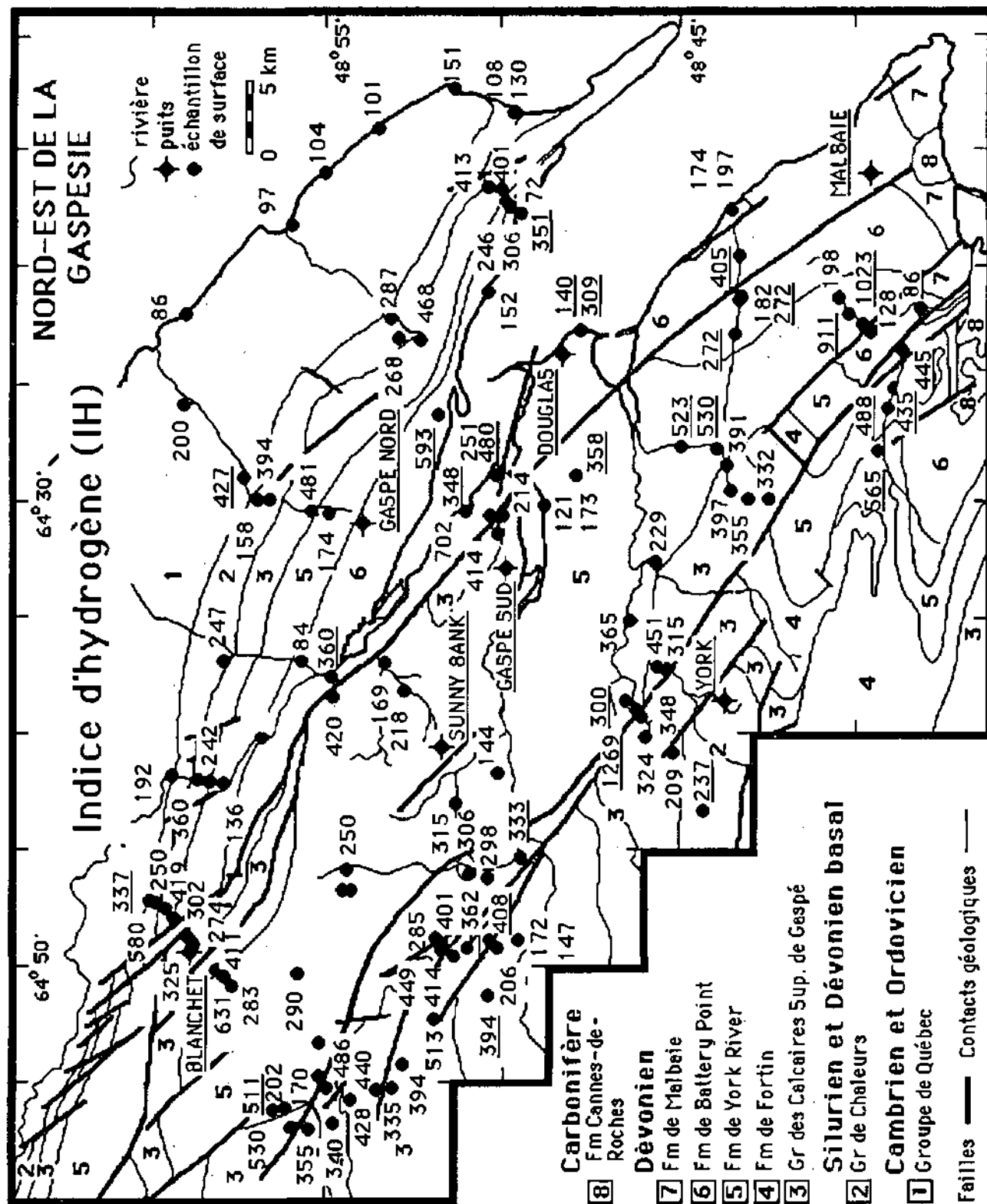


Appendice 10B

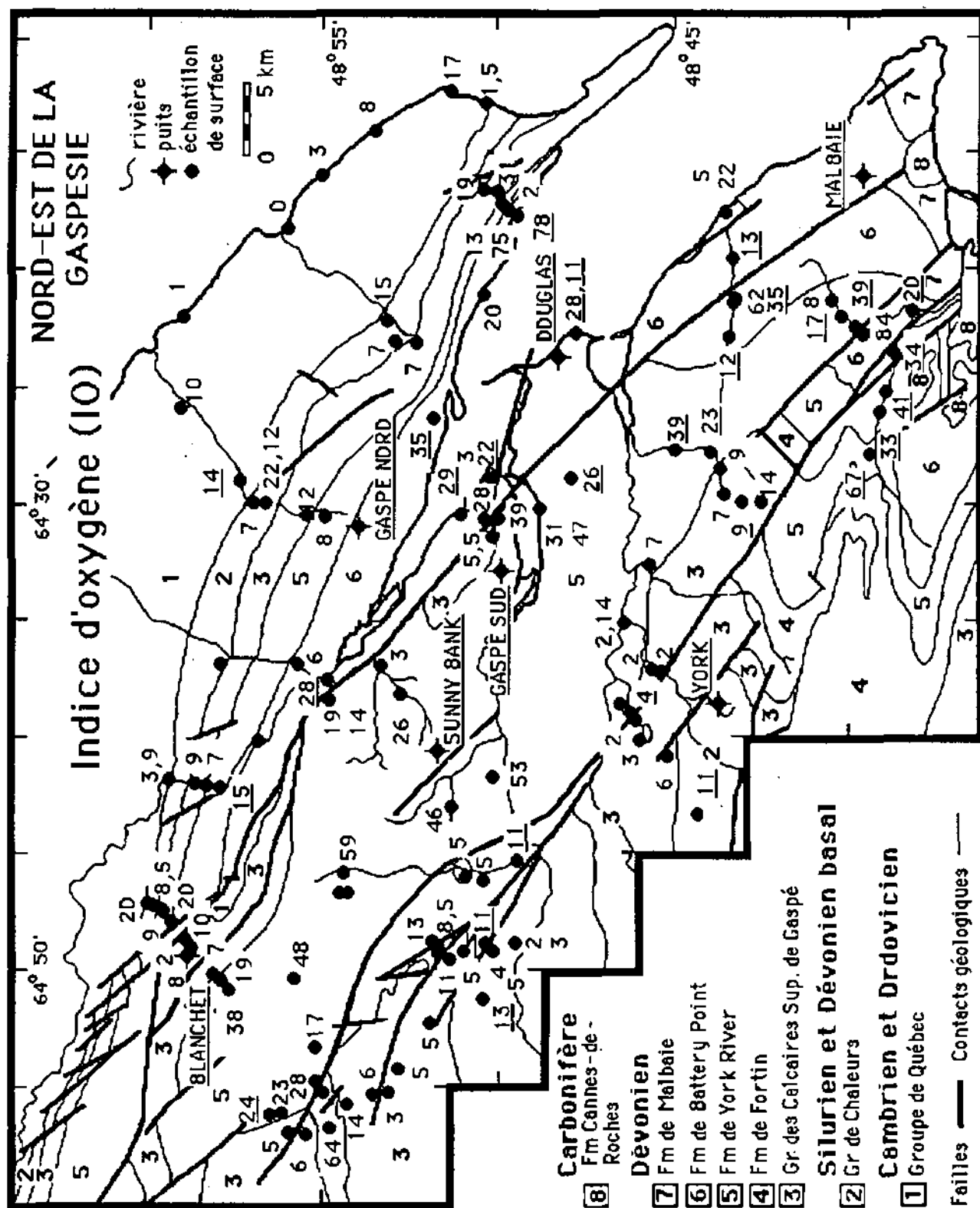


Appendice 10C

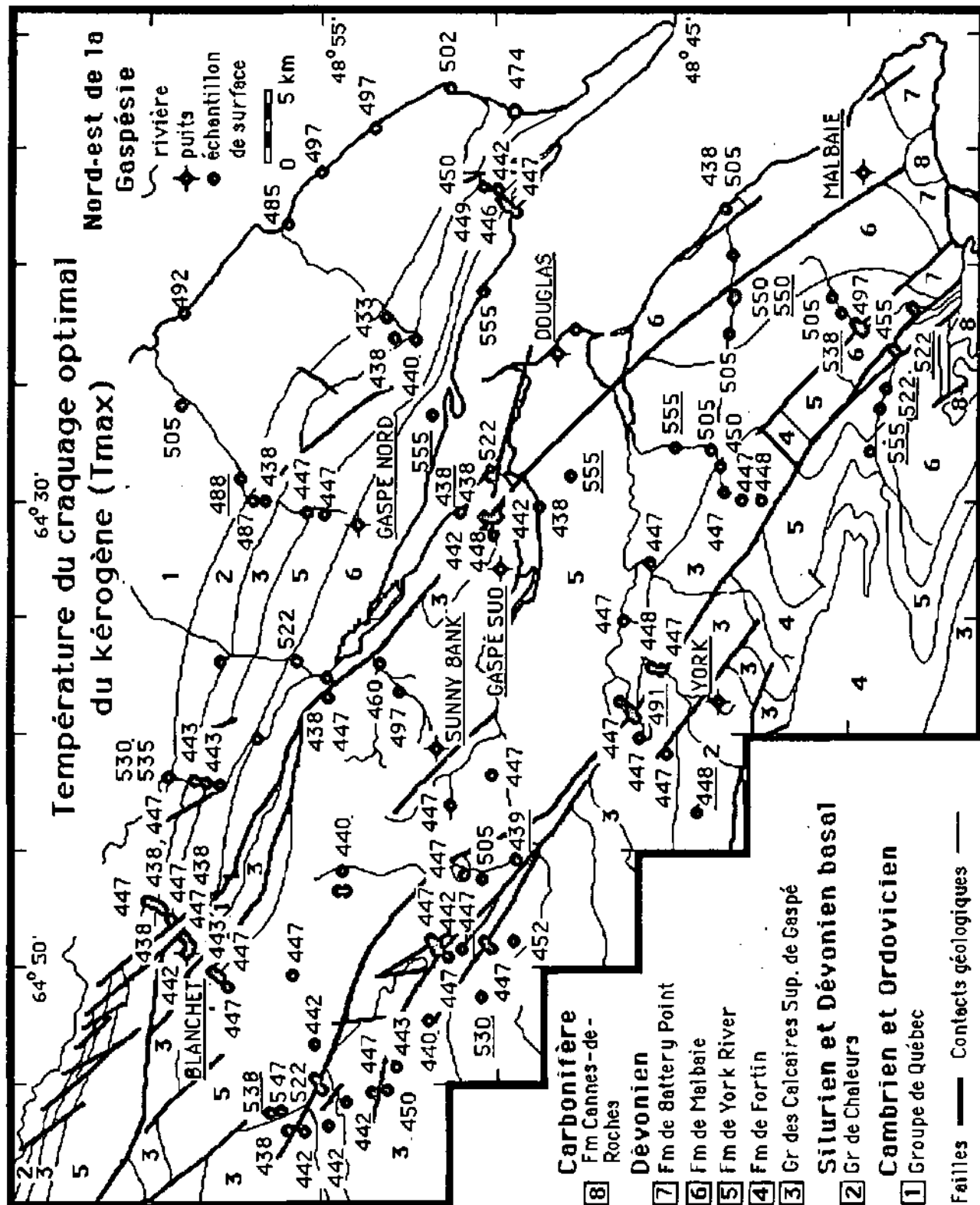




Appendice 10E



Appendice 10F



Appendice 10H

Appendice 11. Tableaux des résultats des analyses des argiles par diffraction des rayons-X sur préparations naturelles et saturées au glycol pour les échantillons:

A - de surface de l'île d'Anticosti,

B - de subsurface de l'île d'Anticosti,

C - de subsurface du nord-est de la Gaspésie.

NO. INRS = numéros d'identification des échantillons.

LONG. LAT. DMS = longitude, latitude, degrés, minutes et secondes.

PROF. SUP. = profondeur supérieure en mètres de l'intervalle du puits.

PROF. INF. = profondeur inférieure en mètres de l'intervalle du puits.

FM = codes des unités stratigraphiques (Appendices I A et B).

PREP. NATUR. = préparation naturelle.

PREP. GLYC. = préparation saturée au glycol d'éthylène.

I % = pourcentage d'illite.

Ch % = pourcentage de chlorite.

S % = pourcentage de smectite.

Co % = pourcentage de corrensite.

IS % = pourcentage d'interstratifiés illite-smectite.

CS % = pourcentage d'interstratifiés chlorite-smectite.

Chlo. = chlorite.

IAN = indice d'aigu sur préparation naturelle.

IAG = indice d'aigu sur préparation glycolée.

H2/H1 = rapport des hauteurs des pics de diffraction des R-X H002 sur H001.

H4/H3 = rapport des hauteurs des pics de diffraction des R-X H004 sur H003.

ANT.	ECHINT.	SURFACE	CO	I	0	2	16	IS	CS	PREP.	NATUR	Chlo.	Chlo.	2	1	Ch	S	Co	IS	PREP.	NATUR
NO	INRS	OOIE	FM	%	%	%	%	%	%	Illite	Illite	Illite	Chlo.	%	%	%	%	%	%	Illite	Chlo.
		STRATI.								H2/H1	H2/H1	H2/H1	H4/H3							H2/H1	H2/H1
15257	632346	492510	90	61	15	0	0	14	10	0.77	0.4	1.36	1.54	62	38	0	0	0	0	0.24	0.41
15258	632346	492510	90	66	10	0	0	24	0	0.62	0.27	1.5	2.17	80	20	0	0	0	0	0.17	0.29
15263	632336	492303	90	65	10	0	0	25	0	0.77	0.21	1.41	1.97	81	19	0	0	0	0	0.24	0.21
15264	632336	492303	90	65	8	0	0	27	0	1.26	0.42	1.02	1.57	50	12	0	0	38	0.38	0.43	2.07
15260	632448	492741	80	53	9	0	0	38	0	1.33	0.32	1	1.63	80	20	0	0	0	0	0.18	0.27
15261	632448	492741	80	61	4	0	0	35	0	1.67	0.33	0.92	1.33	85	15	0	0	0	0	0.21	0.36
15266	632652	492806	80	49	9	14	0	28	0	1.24	0.41	2.44	1.99	42	28	0	0	33	0.28	0.43	3.5
15267	632652	492806	80	47	7	14	0	31	0	1.37	0.49	2.62	2.01	44	26	0	0	30	0.39	0.45	2.97
15268	622745	491538	70	54	17	0	0	30	0	0.97	0.55	1.41	1.42	40	18	0	0	42	0.27	0.42	1.94
15209	622745	491538	70	59	14	0	0	28	0	0.84	0.57	1.46	1.42	40	23	0	0	38	0.24	0.52	2.14
15210	622552	491821	70	52	9	0	0	39	0	0.68	0.44	1	1.1	81	19	0	0	0	0.18	0.28	1.86
15211	622552	491821	70	48	10	0	0	42	0	0.63	0.4	1.06	1.63	77	23	0	0	0	0.18	0.26	2.15
15213	622639	492119	70	50	18	0	0	31	0	0.84	0.43	1.41	1.48	65	35	0	0	0	0.23	0.52	2.38
15214	622639	492119	70	50	21	0	0	28	0	0.68	0.46	1.36	1.19	48	23	0	0	29	0.3	0.46	2.21
15269	633130	493040	70	66	10	0	0	24	0	1.44	0.47	1.34	1.4	49	21	0	0	30	0.37	0.49	2.48
15270	633130	493040	70	64	8	0	0	22	6	1.15	0.45	1.25	1.5	51	18	0	0	31	0.36	0.44	2.29
15271	633231	493316	70	73	8	0	0	19	0	0.94	0.43	1.44	1.16	57	14	0	0	29	0.37	0.5	1.96
15199	622429	492316	50	48	20	0	0	30	0	1.07	0.45	1.46	1.33	76	24	0	0	0	0.23	0.34	2.79
15200	622429	492316	50	49	16	0	0	34	0	0.64	0.3	1.52	1.38	73	27	0	0	0	0.17	0.28	2.65
15202	623151	492442	60	48	19	0	0	33	0	1.26	0.39	1.36	1.02	71	29	0	0	0	0.19	0.35	2.52
15203	623151	492442	60	57	16	0	0	27	0	0.84	0.46	1.27	1.27	71	29	0	0	0	0.19	0.4	2.25
15205	623909	492829	50	48	13	0	0	39	0	1.1	0.36	1.31	1.42	72	28	0	0	0	0.23	0.36	2.44
15206	623909	492829	50	46	19	0	0	35	0	0.99	0.21	1.8	1.33	75	25	0	0	0	0.18	0.28	2.63
15273	632201	493614	60	45	14	0	0	40	0	0.94	0.32	1.21	1.29	75	25	0	0	0	0.23	0.33	1.88
15274	632201	493614	60	49	15	0	0	14	23	1.18	0.49	1.46	1.27	44	22	0	0	34	0.28	0.43	2.12
15276	632630	493702	60	55	10	0	0	22	12	0.91	0.43	1.06	1.25	47	16	0	0	37	0.26	0.45	1.99
15277	632630	493702	60	48	16	0	0	23	0	0.97	0.45	1.15	1.23	48	25	0	0	27	0.25	0.48	2.11
15279	640326	494256	60	48	13	0	0	38	0	1.85	0.45	1.4	1.46	52	22	0	0	26	0.24	0.26	2.63
15280	640326	494256	60	46	15	0	0	38	0	0.71	0.37	1.45	1.32	73	27	0	0	0	0.18	0.3	2.82
15303	632616	494135	60	51	14	0	0	34	0	0.79	0.27	1.36	1.58	71	29	0	0	0	0.18	0.35	2.13
15304	632616	494135	60	61	17	0	0	38	0	0.99	0.27	1.46	1.35	71	29	0	0	0	0.19	0.32	2.68
15309	634221	493919	50	61	17	0	0	22	0	0.85	0.33	1.37	1.36	68	32	0	0	0	0.17	0.34	2.23
15326	635451	494102	60	55	16	0	0	29	0	1.55	0.47	1.45	1.33	66	34	0	0	0	0.23	0.39	2.37
15327	635451	494102	60	47	15	0	0	39	0	0.88	0.28	1.32	1.29	51	23	0	0	26	0.22	0.37	2.54
15196	621711	492428	50	36	41	0	0	23	0	0.61	0.68	1.1	1.4	54	46	0	0	0	0.32	0.51	1.57
15197	621711	492428	50	41	36	0	0	10	13	0.71	0.71	1.07	1.64	56	44	0	0	0	0.32	0.44	1.58
15216	623944	493209	50	55	26	0	0	19	0	0.76	0.35	1.39	1.41	69	31	0	0	0	0.3	0.38	2.21
15217	633944	493209	50	53	28	0	0	19	0	0.84	0.54	1.68	1.5	61	39	0	0	0	0.32	0.45	2.33
15219	624150	493329	50	45	25	0	0	16	13	0.99	0.6	0.92	1.54	58	42	0	0	0	0.3	0.41	1.85
15220	624150	493329	50	43	27	0	0	15	14	0.91	0.61	1.13	1.38	55	45	0	0	0	0.3	0.45	2.06
15252	642053	494843	50	49	24	0	0	8	19	1.03	0.65	1.95	1.81	46	27	0	0	27	0.32	0.39	2.48
15253	642053	494843	50	57	24	0	0	19	0	1.11	0.55	1.81	1.67	43	33	0	0	24	0.26	0.34	2.67
15282	640141	494534	50	58	17	0	0	25	0	1.06	0.65	1.58	1.66	66	34	0	0	0	0.24	0.44	2.61
15283	640141	494534	50	62	18	0	0	20	0	1.04	0.59	1.74	1.75	48	27	0	0	25	0.26	0.39	2.74
15291	631055	494024	50	26	40	0	0	27	8	0	0.68	0.72	0.6	28	31	0	0	41	0	0.3	0.52
15292	631055	494024	50	28	38	0	0	26	8	0	0.84	0.69	0.63	27	35	0	0	38	0	0.27	0.49
15310	633840	494622	50	49	23	0	0	28	0	0.79	0.52	1.02	1.36	57	43	0	0	0	0.27	0.54	1.65
15323	635356	494422	50	62	19	0	0	19	0	1.02	0.51	1.77	1.62	47	32	0	0	21	0.32	0.28	2.31
15324	635356	494422	50	61	23	0	0	16	0	0.9	0.54	1.83	1.49	40	32	0	0	28	0.26	0.45	2.5

ANT.	ECHAN.	SURFACE	0				2				16				PREP.				PREP.			
			CD	FM	IS	CS	Ch	S	Co	%	Ch	S	Co	%	Illite	Illite	Illite	Illite				
NO		OOTR.																				
MRS		STRAT.																				
15193	621414	492508	40	50	29	0	0	13	8	0	0	0	0	0.28	0.44	2.33	1.69	1.89				
15194	621414	492506	40	51	32	0	0	17	0	0	0	0	0	0.33	0.51	2.19	1.89	2.2				
15222	623547	493649	40	57	17	0	0	13	13	0	0	0	0	0.32	0.38	2.12	2.05	2.29				
15223	623547	493649	40	81	17	0	0	13	10	0.63	0.55	1.56	1.92	0	0.36	0.34	2.05	2.69				
15225	624134	493553	40	62	19	0	0	19	0	0.89	0.47	1.51	1.6	0	0.33	0.42	2.52	2.17				
15226	624134	493553	40	63	18	0	0	14	8	0.79	0.53	1.69	1.67	0	0.27	0.42	2.5	2.83				
15228	624953	493625	40	63	18	0	0	19	0	0.68	0.37	1.41	1.5	0	0.26	0.38	2.33	1.94				
15229	624953	493625	40	63	20	0	0	18	0	0.84	0.43	1.49	1.57	0	0	0.3	2.68	1.99				
15231	625221	493653	40	70	16	0	0	14	0	0.81	0.48	1.46	1.51	0	0.27	0.46	2.37	1.99				
15232	625221	493653	40	66	20	0	0	14	0	0.77	0.41	1.46	1.47	0	0.33	0.41	3.32	2.56				
15234	625613	494030	40	55	15	0	0	22	9	0	0.62	0.42	0.85	0.45	0.35	0.34	1.86	2.53				
15235	625613	494030	40	53	12	0	0	28	8	0	0.59	0.49	0.71	1.46	0.55	0.39	1.36	2.1				
15237	625609	494316	40	50	18	0	0	32	0	0	0.53	0.42	0.61	1.68	0.44	0.38	1.59	2.4				
15238	625609	494316	40	48	12	0	0	32	8	0	0.57	0.51	0.56	1.72	0.52	0.39	1.52	2.37				
15240	630353	494525	40	49	15	0	0	26	9	0	0.57	0.56	0.74	1.64	0.52	0.43	1.84	2.13				
15241	630353	494525	40	41	11	0	0	44	4	0	0.54	0.43	0.58	1.5	0.46	0.3	1.77	2.22				
15243	642945	495342	40	64	19	0	0	17	0	0.46	0.34	1.72	2.11	0.4	0.31	1.71	1.57	2.86				
15244	642945	495342	40	83	14	0	0	23	0	0.61	0.38	1.55	1.79	0.49	0.31	1.69	2	2.67				
15246	643131	495150	40	61	16	0	0	24	0	0.7	0.49	1.79	1.57	0.54	0.31	2.29	1.88	1.98				
15247	643131	495150	40	65	19	0	0	12	4	0.71	0.45	1.53	1.47	0.55	0.34	1.85	2.66	2.42				
15249	642648	494943	40	52	22	0	0	25	0	0.85	0.61	2.08	1.85	0.58	0.43	2.33	1.69	2.13				
15250	642648	494943	40	58	22	0	0	20	0	1.04	0.62	1.85	1.82	0.73	0.4	2.16	1.65	2.2				
15255	842142	495524	40	54	18	0	0	9	8	12	0.7	0.49	1.52	1.53	0.48	0.4	2.06	2.27				
15256	842142	495524	40	54	13	0	0	9	14	11	0.88	0.43	1.2	1.51	0.62	0.34	1.85	2.26				
15265	640157	494922	40	61	14	0	0	24	0	0.77	0.45	1.49	1.46	0.62	0.38	1.84	1.42	1.98				
15266	640157	494922	40	82	18	0	0	20	0	0.94	0.45	1.47	1.55	0.61	0.37	1.71	1.44	2.11				
15268	641152	495204	40	71	15	0	0	13	0	0.55	0.28	1.65	1.54	0.45	0.29	1.45	1.82	1.6				
15268	641152	495204	40	69	16	0	0	15	0	0.61	0.35	1.65	1.46	0.5	0.33	1.79	1.71	2.5				
15264	631137	494144	40	62	14	0	0	24	0	0.89	0.42	1.37	1.34	0.54	0.34	1.58	1.61	2.14				
15264	631137	494144	40	64	15	0	0	20	0	0.72	0.45	1.53	1.44	0.55	0.35	1.52	1.39	1.94				
15297	631431	494400	40	71	18	0	0	11	0	0.66	0.4	1.77	1.72	0.52	0.35	1.96	1.7	2.38				
15298	631431	494400	40	67	15	0	0	18	0	0.72	0.43	1.66	1.67	0.63	0.38	1.75	1.52	2.33				
15300	631845	494408	40	68	17	0	0	15	0	0.73	0.42	1.84	1.31	0.53	0.36	1.85	1.47	2.03				
15301	631845	494408	40	68	15	0	0	17	0	0.77	0.38	2	1.43	0.55	0.34	1.81	1.65	1.95				
15306	632319	494504	40	22	10	0	0	68	0	0.67	0.6	0.33	1.38	0.43	0.52	0.31	1.93	2.64				
15307	632319	494504	40	30	11	0	0	48	10	0	0.58	0.63	0.42	1.52	0.58	0.48	0.31	1.94				
15311	633424	494804	40	55	11	0	0	23	11	0	0.55	0.52	0.65	1.81	0.44	0.37	0.68	3.07				
15313	633424	494804	40	57	13	0	0	20	9	0	0.53	0.64	0.91	1.7	0.49	0.49	1.42	2.23				
15315	634900	494814	40	47	9	0	0	29	15	0	0.81	0.47	0.7	1.16	0.52	0.35	0.84	2.4				
15316	634900	494814	40	44	13	0	0	32	11	0	0.71	0.54	0.82	1.47	0.53	0.41	1.15	2.44				
15317	635022	494922	40	76	24	0	0	0	0	0.59	0.45	1.31	1.54	0.39	0.39	1.64	1.57	2.21				
15318	635022	494922	40	65	14	0	0	21	0	0.68	0.46	1.19	1.53	0.49	0.33	1.4	1.6	2				
15320	635255	495254	40	49	13	0	0	27	11	0	0.61	0.49	0.84	1.57	0.41	0.35	1.3	1.84	2.19			
15321	635255	495254	40	83	17	0	0	0	0	0.53	0.56	0.82	1.67	0.45	0.41	1.26	1.92	1.95				
15328	640528	495520	40	59	13	0	0	19	8	0	0.53	0.39	0.81	1.47	0.46	0.38	1.3	1.81	2			
15329	640528	495520	40	58	12	0	0	23	7	0	0.57	0.43	1.02	1.58	0.52	0.41	1.43	1.73	1.74			
15332	640905	495704	40	65	18	0	0	11	5	0	0.52	0.45	1.12	1.7	0.43	0.52	1.54	1.65	2.05			
15333	640905	495704	40	51	16	0	0	28	6	0	0.52	0.3	0.91	1.9	0.46	0.34	1.34	1.81	2.44			
15334	640905	495704	40	47	14	0	0	30	8	0	0.44	0.24	0.92	1.93	0.39	0.31	1.16	1.72	2.89			

PUITS		ARCO		PROF.		CD		Q		IL		IS		PREP.		NATUR.		Chlo.		Chlo.						
NO	INRS	PROF.	SUP.	INF.	PROF.	CD	FM	I	Ch	S	Co	IS	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Chlo.						
								%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%						
15355	91	119	80	51	7	0	0	39	3	1.38	0.37	1.07	1.09	0.57	0.25	1.29	1.78	44	13	0	0	43	0.19	0.45	2.25	3
15356	183	210	80	58	13	0	0	27	1	1.43	0.46	2.13	1.73	0.6	0.35	2.72	1.56	41	20	0	0	38	0.32	0.53	2.55	2.2
15357	274	302	70	57	11	0	0	32	0	1.43	0.42	1.55	1.4	0.66	0.31	1.63	1.31	48	12	0	0	40	0.4	0.44	2.36	1.92
15358	427	457	60	55	15	0	0	25	5	1.49	0.45	1.32	1.2	0.62	0.32	1.87	1.6	38	25	0	0	36	0.28	0.47	2.88	2.04
15359	582	610	50	69	8	0	0	23	0	1.21	0.49	1.77	1.27	0.53	0.31	1.3	1.11	47	20	0	0	32	0.26	0.43	2.39	2.08
15360	732	759	50	54	16	0	0	23	8	1.03	0.46	1.41	1.42	0.55	0.33	1.77	1.59	42	25	0	0	33	0.3	0.42	2.38	2.32
15361	884	911	40	67	16	0	0	17	0	0.77	0.4	1.83	1.6	0.57	0.33	2.18	1.45	41	25	0	0	34	0.28	0.41	2.18	2.36
15362	1036	1064	40	61	13	0	0	16	10	0.55	0.42	0.78	1.3	0.5	0.4	1.15	1.73	68	32	0	0	0	0.29	0.36	1.52	1.29
15363	1192	1216	40	76	11	0	0	8	4	0.56	0.39	1.38	1.52	0.49	0.34	1.82	1.32	65	19	0	0	18	0.32	0.39	2.23	2.09
15364	1338	1366	40	61	21	0	0	12	6	0.59	0.43	1.91	1.68	0.47	0.33	2.37	1.8	59	30	0	0	11	0.32	0.38	2.47	2.07
15365	1494	1521	40	76	15	0	0	5	3	0.61	0.4	2.14	1.41	0.51	0.33	2.32	1.47	59	28	0	0	13	0.24	0.35	3.13	1.9
15366	1852	1879	40	60	23	0	0	14	3	0.67	0.38	2.34	2	0.51	0.31	2.36	1.81	62	31	0	0	8	0.41	0.42	3.17	2.33
15367	1788	1826	40	63	25	0	0	7	5	0.51	0.32	2.05	1.83	0.53	0.33	2.42	1.63	54	35	0	0	11	0.35	0.42	2.68	2.12
15368	1951	1978	40	56	30	0	0	9	5	0.58	0.38	2.12	1.72	0.53	0.36	2.4	1.85	54	34	0	0	12	0.32	0.47	2.35	1.85
15369	2103	2131	40	58	32	0	0	8	2	0.58	0.37	1.82	1.58	0.51	0.31	1.88	1.55	52	35	0	0	13	0.32	0.38	2.17	1.79
15370	2259	2289	40	58	33	0	0	9	0	0.58	0.43	2.05	1.59	0.46	0.34	2.38	1.67	48	35	0	0	18	0.29	0.37	2.68	1.81
15371	2398	2435	30	68	8	0	0	24	0	0.8	0.19	1.75	2.5	0.63	0.2	1.86	2.5	40	9	0	0	51	0.89	0.36	3	2.85
15372	2560	2588	20	71	14	0	0	15	0	0.75	0.38	3.21	0.76	0.53	0.34	3.07	2.08	60	28	0	0	13	0.32	0.43	4.4	2.45
15373	2713	2740	20	59	25	0	0	12	4	0.72	0.4	2.4	1.43	0.6	0.38	2.62	1.83	47	32	0	0	21	0.45	0.4	2.38	1.67
15374	2865	2893	20	69	12	0	0	19	0	0.95	0.4	1.83	1.82	0.69	0.33	2.38	1.45	56	14	0	0	30	0.47	0.46	2.75	1.67
15375	3018	3045	20	78	10	0	0	11	0	0.73	0.39	2.46	2.53	0.66	0.33	3.11	1.71	79	20	0	0	0	0.47	0.35	1.79	2.28
15376	3173	3207	10	58	13	0	0	18	11	0.71	0.31	1.56	1.08	0.5		1.71	1.81	73	27	0	0	0	0.43	0.34	1.62	1.36
15377	3362	3389	10	55	14	0	0	23	8	0.87	0.41	1.53	1.85	0.5	0.32	1.92	1.43	54	25	0	0	21	0.32	0.47	2.58	1.4
15378	3475	3503	10	68	11	0	0	21	0	0.45	0.29	1.08		0.33	0.25	1.28	1.33	89	11	0	0	0	0.2	0.21	1.87	1.07
15379	3627	3658	10	54	11	0	0	35	0	0.48	0.35	0.75	1.3	0.41		1.62	1.67	84	16	0	0	0		0.39	1.52	
15380	3777	3804	10	66	21	0	0	13	0	0.6	0.35	0.86	1.88	0.45	0.35	1.86	1.5	71	28	0	0	0	0.32	0.28	1.67	1.98
PUITS		LSCP																								
NO	INRS	PROF.	SUP.	INF.	PROF.	CD	FM	I	Ch	S	Co	IS	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Illite	Chlo.					
								%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%					
15381	78	92	40	53	20	0	0	18	9	0.65	0.38	1.34	1.57	0.4	0.36	1.98	1.6	40	26	0	0	22	0.25	0.51	2.77	1.72
15382	138	152	40	50	22	0	0	23	3	0.79	0.38	1.52	2.5	0.41	0.34	1.63	1.52	56	35	0	0	9	0.31	0.48	2.34	1.54
15383	198	211	40	55	20	0	0	19	6	0.7	0.32	1.31	1.47	0.54	0.3	1.59	1.65	54	34	0	0	12	0.28	0.41	2.37	1.85
15384	262	275	40	46	29	0	0	25	0	0.8	0.45	1.47	1.93	0.47	0.43	1.83	1.88	46	38	0	0	16	0.27	0.4	2.61	1.63
15385	321	339	40	48	20	0	0	29	3	1.28	0.48	1.43	1.45	0.61	0.37	1.67	1.31	48	28	0	0	25	0.32	0.46	2.9	2
15386	387	380	30	48	15	0	0	33	4	1.36	0.33	1.8	1.48	0.76	0	1.62	1.52	40	26	0	0	35	0.31	0.57	3.3	1.68
15387	402	430	30	41	9	0	0	42	8	1.1	0.15	1.37	1.09	0.48	0.15	1.11	1.82	42	25	0	0	33	0.35	0.48	2.83	1.43
15388	490	504	20	74	7	0	0	18	0	0.79	0.22	1.61	1.49	0.73	0	2.27	1.44	57	11	0	0	32	0.46	0.36	2.08	1.54
15389	582	595	20	74	8	0	0	18	2	0.97	0.31	1.36	1.33	0.94	0.21	1.55	1.57	39	11	0	0	51	0.51	0.37	1.57	1.75
15390	673	686	20	64	6	0	0	27	3	1.16	0.25	1.25	1.32	0.75	0.27	1.8	1.47	58	8	0	0	33	0.58	0.41	1.5	1.62
15391	764	778	10	67	10	0	0	17	6	0.66	0.26	1.2	1.82	0.51	0.3	1.31	1.8	54	23	0	0	23	0.29	0.54	2.25	4
15392	869	883	10	54	0	0	0	26	6	0.38	0.3	0.93		0.25	0.31	0.98		89	0	0	0	0	0.25			
15393	947	961	10	95	5	0	0	0	0	0.58	0.24	1.23	2	0.6	0.36	1.18	1.47	78	22	0	0	0	0.45	0.5	1.6	1.56

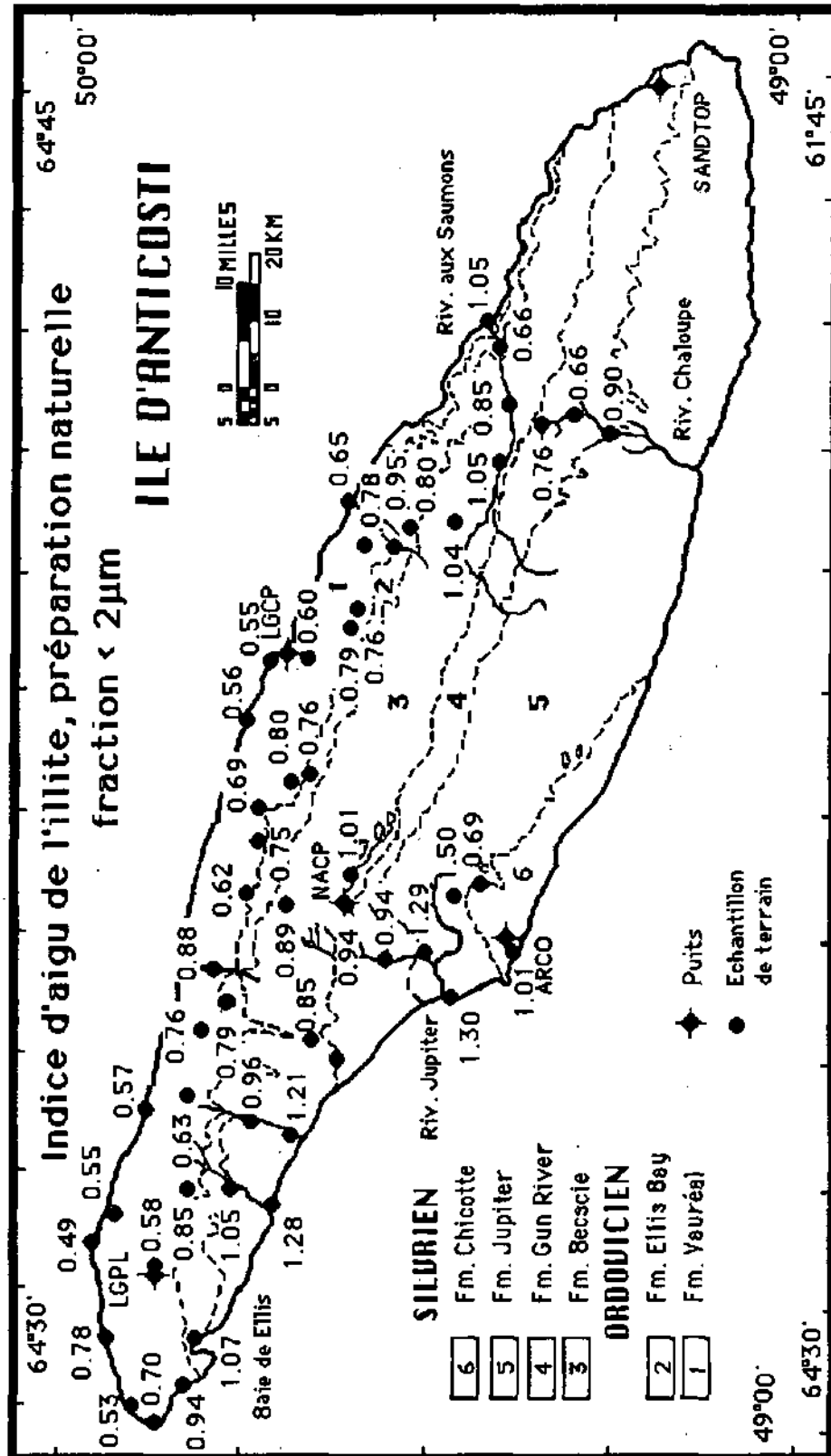
PUITS	SANDTOP	PROF.	CD	0	2	μ	IS	CS	ILite	PREP.	NATUR.	Chlo.	H4/H3	ILite	PREP.	GLYC.	Chlo.	H4/H3	2	Ch	S	μ	IS	ILite	PREP.	NATUR.	Chlo.	H4/H3
INRS	SUP.	INF.	FM	I	%	%	%	%	IAN	H2/H1	Chlo.	H4/H3	IAN	H2/H1	H2/H1	H2/H1	H2/H1	H4/H3	%	%	%	%	%	IAN	H2/H1	H2/H1	Chlo.	H4/H3
15394	15	43	70	57	13	0	0	30	0	1.14	0.32	2.02	1.49	0.66	0.36	2	1.28	1.84	49	18	0	0	33	0.44	0.37	4.18	1.94	
15395	79	107	70	45	26	0	0	25	5	1.03	0.41	1.76	1.63	0.55	0.36	1.84	1.64	1.64	46	33	0	0	21	0.3	0.36	2.54	2.33	
15396	171	198	50	34	24	0	0	31	10	0.77	0.42	1.21	1.33	0.46	0.4	1.31	1.55	1.55	47	48	0	0	5	0.28	0.48	1.87	2.17	
15397	298	323	45	22	49	0	0	7	21	0.58	0.41	0.82	1.38	0.41	0.5	0.78	1.21	1.21	39	54	0	0	7	0.28	0.53	1.07	1.82	
15398	366	402	45	23	52	0	0	7	18	0.46	0.57	1.03	1.69	0.41	0.53	1.21	1.9	1.9	43	57	0	0	0	0.23	0.39	1.6	2.05	
15399	457	488	45	54	25	0	0	7	14	0.71	0.37	1.42	1.33	0.48	0.33	1.55	1.93	1.93	59	41	0	0	0	0.32	0.42	2.28	1.98	
15400	552	579	45	38	40	0	0	14	8	0.56	0.38	1.2	1.86	0.51	0.39	1.32	1.86	1.86	55	45	0	0	0	0.29	0.41	1.87	1.84	
15401	643	674	45	30	42	0	0	13	15	0.91	0.45	1.13	1.23	0.43	0.5	1.24	1.92	1.92	39	41	0	0	19	0.22	0.39	2.12	2.11	
15402	765	793	30	49	21	0	0	21	9	1.09	0.38	1.63	1.38	0.58	0.29	2.07	1.67	1.67	51	29	0	0	20	0.41	0.4	2.26	2.44	
15403	899	930	30	65	26	0	0	8	0	0.6	0.39	2.59	1.55	0.47	0.34	2.83	1.55	1.55	67	32	0	0	0	0.25	0.39	3.59	2.43	
15404	963	991	20	86	21	0	0	14	0	0.79	0.39	2.39	1.44	0.58	0.39	2.62	1.46	1.46	47	41	0	0	12	0.24	0.48	3.51	2.58	
15405	1052	1082	20	88	12	0	0	0	0	0.89	0.35	1.86	1.54	0.81	0.31	1.9	1.42	1.42	75	25	0	0	0	0.41	0.41	2.2	1.58	
15406	1100	1128	20	65	11	0	0	24	0	1.21	0.33	1.23	1.11	0.81	0.29	1.49	1.34	1.34	56	24	0	0	20	0.44	0.38	2.31	1.76	
15407	1192	1222	10	64	15	0	0	21	0	0.63	0.32	1.23	1.4	0.44	0.26	1.56	1.5	1.5	72	28	0	0	0	0.25	0.41	2.2	1.48	
15408	1283	1311	10	88	12	0	0	0	0	0.79	0.25	1.5		0.57	0.25	1.29	1.38	1.38	64	36	0	0	0	0.25	0.29	1.83	3	

[illegible]

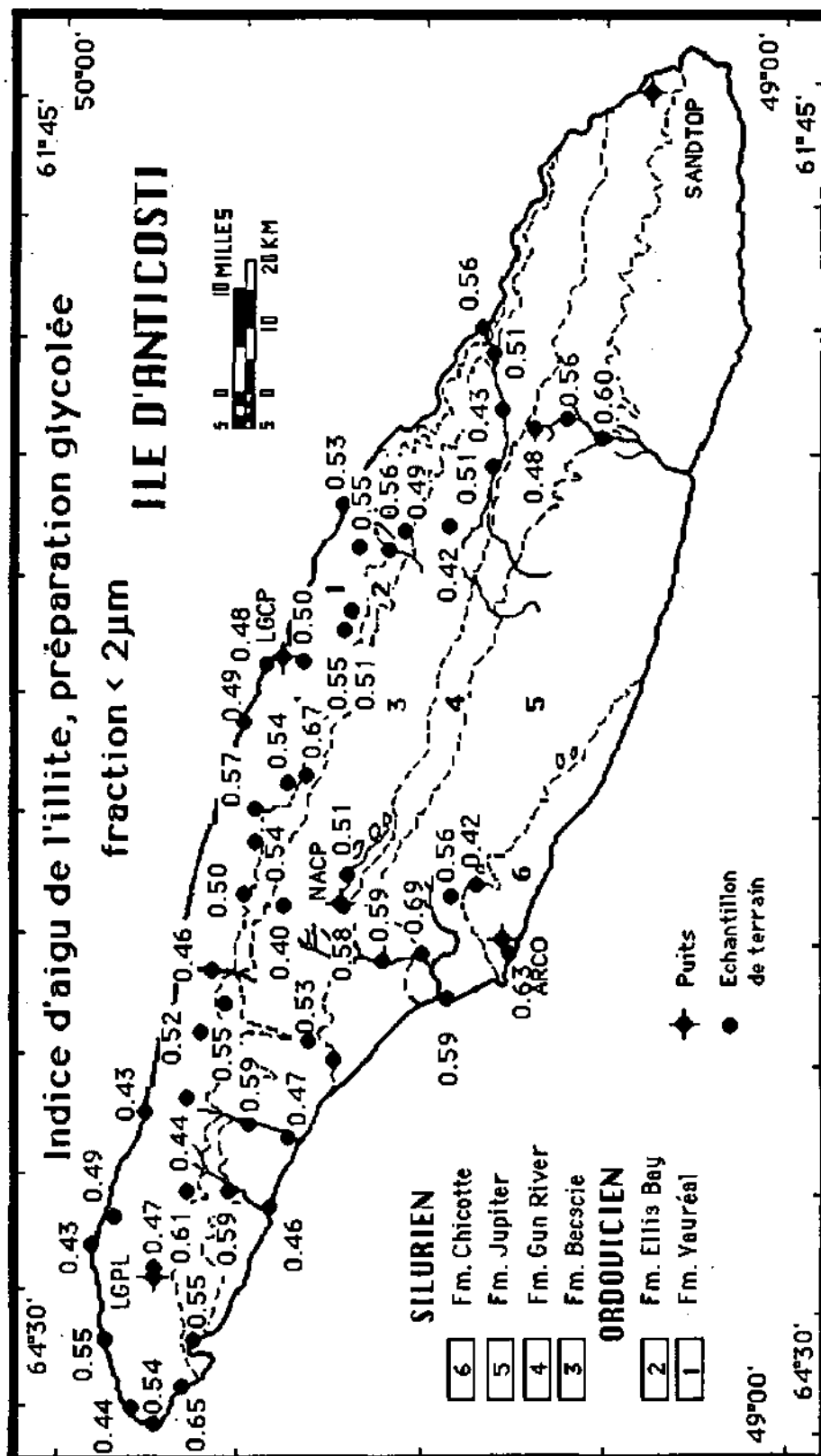
PUITS	NO	GASPE	SUD	CD	O	I	Ch	S	2	μ	IS	CS	Illite	Illite	Illite	GLYC.	Chlo.	H4/H3	2	I	Ch	S	16	μ	IS	Illite	Illite	PREP.	NATUR.	Chlo.	H4/H3																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
																																FM	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%

Appendice 12. Distribution stratigraphique des résultats d'analyses d'argiles par diffraction des rayons-X sur des préparations naturelles ou glycolées, dans l'île d'Anticosti.

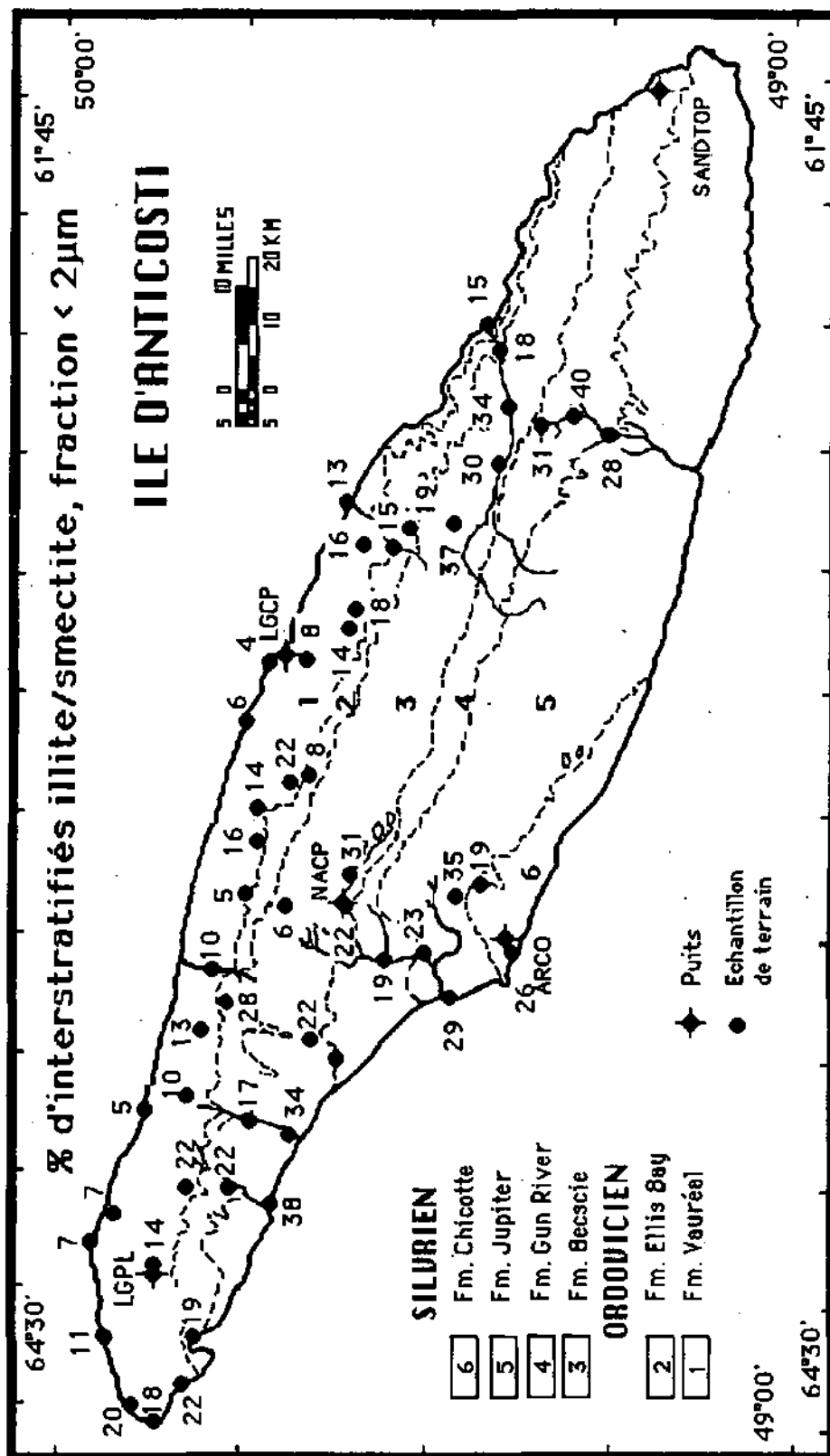
- A - Indice d'aigu de l'illite sur préparation naturelle,
- B - Indice d'aigu de l'illite sur préparation glycolée,
- C - % interstratifiés illite-smectite, fraction < 2 μm ,
- D - % de la chlorite, fraction < 2 μm ,
- E - % de la corrensite, fraction < 2 μm .



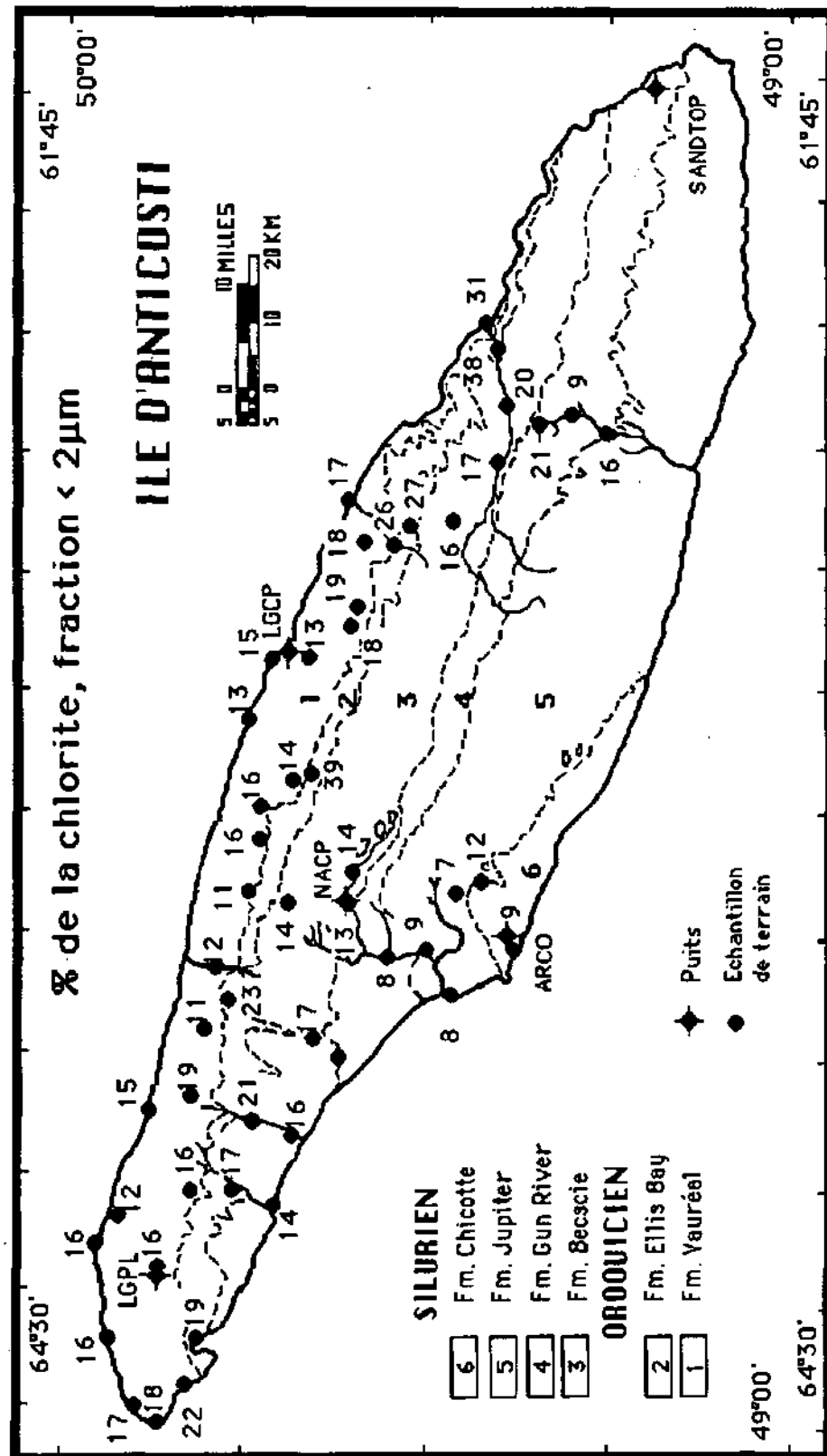
Appendice 12A



Appendice 12B



Appendice 12C



Appendice 12D

Appendice 13. Calculs des valeurs du niveau de métamorphisme organique (Gretener, 1981:

LOM = Level of Organic Metamorphism), des valeurs correspondantes de l'indice d'altération température-temps (Waples, 1980: TTI = Time-Temperature Index) et des valeurs de pouvoir réflecteur de la vitrinite équivalent (d'après Waples, 1980) pour des niveaux stratigraphiques précis dans un puits de l'île d'Anticosti (A) et un puits du nord-est de la Gaspésie (B)¹ :

A) Puits ARCO, au niveau de la base de la Formation de Macasty, au niveau du sommet du membre I de la Formation de Vauréal et au niveau du sommet de la Formation de Chicotte.

B) Puits Sunny Bank, au niveau de la base estimée de la Formation de Roncelles ($\approx 3,6$ km de profondeur) et au niveau du contact entre les Grès de Gaspé et les Calcaires Supérieurs de Gaspé.

¹ Abréviations: STRATI. = lithostratigraphie, temps Ma = âge en millions d'années, Prof Km = histoire de l'enfouissement au cours des âges en kilomètres, T °C = histoire de la température, T eff = température effective (Gretener, 1981) Δt = période de temps passée dans l'intervalle de température correspondant.

APPENDICE 13A

STRATL (Age)	temps Ma	Prof Km	T °C	T eff	TF	dt	LOM	som LOM	TTI	Ro TTI
Macasty	448	0.00	20	20	0.02	1.25	0.025	.03	.00	
		0.25	30	40	0.04	1.25	0.05	.08	.01	
		0.50	40	80	0.08	1.25	0.1	.18	.03	
		0.75	50	160	0.18	1.25	0.2	.38	.07	
		1.00	60	320	0.32	1.25	0.4	.78	.15	
		1.25	70	640	0.64	1.25	0.8	1.58	.31	
		1.50	80	1280	1.28	1.25	1.6	3.18	.62	
(Ordovicien)		1.75	90	2560	2.56	1.25	3.2	6.38	1.25	
Ellis Bay	438	1.80	92	2941	3	1.26	4	6.85	1.34	.48
(Silurien)		2.00	100	5120	5	7.25	37	44	8	.58
		2.25	110	10240	10	7.25	74	118	23	.74
st Chicotte	428	2.40	116	15521	18	7.25	113	231	45	.89
(fin Llando.)		2.50	120	20480	20	7.25	148	287	52	.93
		2.75	130	40960	41	7.25	297	584	110	1.15
		3.00	140	81920	82	7.25	594	1156	228	1.40
		3.25	150	163840	164	7.25	1188	2345	458	1.69
		3.50	160	327680	328	7.25	2376	4721	922	2.00
Eifelien	380	3.75	160	327680	328	7.25	2376	7097	1386	2.21
(Dévonien m.)		3.42	120	20480	20	9.33	181	7288	1423	2.22
		3.08	110	10240	10	9.33	96	7383	1442	2.23
Viséen (Carb)	352	2.75	100	5120	5	9.33	48	7431	1451	2.23
actuel	0	2.42	90	2560	3	352	801	8332	1627	2.29
STRATL (Age)	temps Ma	Prof Km	T °C	T eff	TF	dt	LOM	som LOM	TTI	Ro TTI
Mb I Vauréal	433	0.00	20	20	0.02	1.25	.03	.03	.00	
		0.25	30	40	0.04	1.26	.05	.08	.01	
		0.50	40	80	0.08	1.25	.10	.18	.03	
(Ordovicien)		0.75	50	160	0.18	1.25	.20	.38	.07	
Ellis Bay	438	1.00	60	320	0.32	1.25	.40	.78	.15	
(Silurien)		1.25	70	640	0.64	7.25	4.84	5.42	1.06	.50
		1.50	80	1280	1.28	7.25	8	15	2.87	.50
st Chicotte	428	1.75	90	2580	2.56	7.25	18	33	6	.55
(fin Llando.)		2.00	100	5120	5.12	7.25	37	70	14	.65
		2.25	110	10240	10	7.25	74	145	28	.78
		2.50	120	20480	20	7.25	148	283	57	.85
		2.75	130	40960	41	7.25	297	590	115	1.16
Eifelien	380	3.00	140	81920	82	7.25	594	1184	231	1.40
(Dévonien m.)		2.67	110	10240	10	9.33	74	1258	246	1.43
		2.39	100	5120	5	9.33	37	1295	253	1.44
Viséen (Carb)	352	2.00	90	2560	2.56	9.33	19	1314	257	1.44
actuel	0	1.67	80	1280	1.28	352	9	1323	258	1.45
STRATL (Age)	temps Ma	Prof Km	T °C	T eff	TF	dt	LOM	som LOM	TTI	Ro TTI
Ellis Bay	438	0.00	20	20	.02	1.25	0.03	.03	.00	
(Silurien)		0.25	30	40	.04	7.25	0.29	.32	.06	
		0.50	40	80	.08	7.25	0.58	.80	.17	
st Chicotte	428	0.75	50	160	.18	7.25	1.16	2.06	.40	
(fin Llando.)		1.00	60	320	.32	7.25	2.32	4.38	.85	
		1.25	70	640	.64	7.25	4.64	8	1.76	.49
		1.50	80	1280	1.28	7.25	9.28	18	3.57	.51
		1.75	90	2560	2.56	7.25	18.56	37	7	.56
		1.80	92	2941	2.84	7.25	21.32	40	8	.57
Eifelien	380	2.00	100	5120	5.12	7.25	37.12	77	15	.68
(Dévonien m.)		1.67	80	1280	1.28	9.33	9.28	86	17	.68
		1.33	70	640	.64	9.33	4.64	91	18	.69
Viséen (Carb)	352	1.00	60	320	.32	9.33	2.32	88	17	.69
actuel	0	0.67	50	160	.16	352	1.16	89	17	.69
STRATL (Age)	temps Ma	Prof Km	T °C	T eff	TF	dt	LOM	som LOM	TTI	Ro TTI
st Chicotte	428	0.00	20	20	0.02	7.25	.15	.15	.03	
(fin Llando.)		0.25	30	40	0.04	7.25	.29	.44	.08	
		0.50	40	80	0.08	7.25	.58	1.02	.20	
		0.75	50	160	0.16	7.25	1.18	2.18	.42	
		1.00	60	320	0.32	7.25	2.32	4.50	.86	
Eifelien	380	1.25	70	640	0.64	7.25	4.84	9.14	1.78	.49
(Dévonien m.)		0.92	50	160	0.16	9.33	1.49	10.63	2.08	.49
		0.58	40	80	0.08	9.33	.75	11.38	2.22	.49
Viséen (Carb)	352	0.25	30	40	0.04	9.33	.37	11.75	2.29	.48
actuel	0	-0.08	20	20	0.02	352	7.04	18.79	3.67	.51

APPENDICE 13B

STRATL	temps	Prof	T	T eff	TF	Δt	LOM	som LOM	TTI	Ro TTI
	Ma	Km	°C							
Roncelles	408	0.00	20	20	0.02	1.76	0.04	0.04	0.01	
Roncelles		0.40	30	40	0.04	1.76	0.07	0.11	0.02	
Indian Pt		0.80	40	80	0.08	1.76	0.14	0.25	0.05	
Indian Pt	401	1.20	50	160	0.16	1.76	0.28	0.53	0.10	
Forillon		1.60	60	320	0.32	1.76	0.56	1.09	0.21	
Shiphead		2.00	70	640	0.64	1.76	1.13	2.22	0.43	
Indian Cove		2.40	80	1280	1.28	1.76	2.26	4.48	0.88	
Indian Cove		2.80	90	2560	2.56	1.78	4.52	9.00	1.76	0.49
Indian Cove	393	3.00	95	3620	3.62	1.76	6	15	3	0.50
A. à Brill.		3.33	105	7241	7	0.78	6	21	4	0.51
A. à Brill.		3.67	115	14482	14	0.78	11	32	6	0.55
A. à Brill.		4.00	125	28963	29	0.78	23	55	11	0.61
Battery Pt		4.33	135	57926	58	0.78	45	100	20	0.71
Battery Pt		4.67	145	115852	116	0.78	90	190	37	0.84
Battery Pt		5.00	155	231705	232	0.78	180	370	72	1.02
Battery Pt		5.33	165	463410	463	0.78	360	731	143	1.23
Battery Pt		5.67	175	926819	927	0.78	721	1451	283	1.48
Battery Pt	386	6.00	185	1853638	1854	0.78	1442	2893	565	1.77
	380	6.00	185	1853638	1854	6	11122	14015	2737	2.58
O. acadienne		5.60	175	926819	927	7	6488	20503	4004	2.80
		5.20	165	463410	463	7	3244	23747	4638	2.89
		4.80	155	231705	232	7	1622	25369	4955	2.93
	352	4.40	145	115852	116	7	811	26180	5113	2.95
		4.00	135	57926	58	176	10195	36375	7104	3.16
actuel	0	3.60	125	28963	29	178	5098	41472	8100	3.24
STRATL	temps	Prof	T	T eff	TF	Δt	LOM	som LOM	TTI	Ro TTI
	Ma	Km	°C							
A. à Brill.	393	0.00	20	20	0.02	1.76	.04	.04	.01	
A. à Brill.		0.33	30	40	0.04	0.78	.03	.07	.01	
A. à Brill.		0.67	40	80	0.08	0.78	.06	.13	.03	
A. à Brill.		1.00	50	160	0.16	0.78	.12	.25	.05	
Battery Pt		1.33	60	320	0.32	0.78	.25	.50	.10	
Battery Pt		1.67	70	640	0.64	0.78	.50	1	.20	
Battery Pt		2.00	80	1280	1.28	0.78	1	2	.39	
Battery Pt		2.33	90	2560	2.56	0.78	2	4	.78	
Battery Pt		2.67	100	5120	5	0.78	4	8	1.56	0.49
Battery Pt	388	3.00	110	10240	10	0.78	8	16	3	0.50
	380	3.00	110	10240	10	6	61	77	15	0.66
O. acadienne		2.60	100	5120	5	7	36	113	22	0.73
		2.20	80	2560	2.56	7	18	131	26	0.76
		1.80	80	1280	1.28	7	9	140	27	0.78
	352	1.40	70	640	0.64	7	4	145	28	0.78
		1.00	60	320	0.32	176	56	201	39	0.86
actuel	0	0.60	50	160	0.16	176	28	229	45	0.89

ANNEXE

Annexe 1. Manuscrit de la publication intitulé "CHITINOZOAN, GRAPTOLITE AND SCOLECODONT REFLECTANCE AS AN ALTERNATIVE TO VITRINITE AND PYROBITUMEN REFLECTRANCE IN PRE-DEVONIAN SEQUENCES, ANTICOSTI ISLAND, QUEBEC, CANADA". American Association of Petroleum Geologists, sous presse.

CHITINOZOAN, GRAPTOLITE AND SCOLECODONT REFLECTANCE
AS AN ALTERNATIVE TO VITRINITE AND PYROBITUMEN REFLECTANCE
IN PRE-DEVONIAN SEQUENCES, ANTICOSTI ISLAND, QUEBEC, CANADA.

Rudolf Bertrand and Yvon Héroux

Institut national de la Recherche scientifique (INRS-Géoresources),
Université du Québec, 2700 rue Einstein, Case postale 7500, Sainte-Foy,
Québec CANADA G1V 4C7

ACKNOWLEDGMENTS

The research leading to this paper was financed by the National Research Council of Canada (grants A-4251 and A-4226), by the "Fonds pour la formation de chercheurs et l'aide à la recherche" (grant EQ-1124) and by the Institut national de la Recherche scientifique. Samples have been provided by the ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

We thank M. Desjardins, K. Schrijver and A. Chagnon for reading and criticizing earlier versions of this paper, J.-C. Bérubé for preparing polished slides of organic matter, L. Dubé for drafting and L. Michard for typing.

ABSTRACT

In the absence of vitrinite in Lower Paleozoic sediments, the reflectance of pyrobitumen is presently used as an indicator of thermal maturation. A new technique of organic matter preparation permits discrimination among types of zooclasts and solid bitumen, including pyrobitumen, and leads to more precise reflectance-histograms.

Studies of organic matter from the Ordovician-Silurian sequence of Anticosti Island show that reflectance of zooclasts is different from that of solid bitumen, and that each group of zooclasts (chitinozoans, graptolites and scolecodonts) has a specific reflectance evolution path with increasing depth. On a logarithmic scale, the paths of the three groups of zooclasts are linear, highly correlated and converging.

On the other hand, the evolution lines of reflectance of solid bitumen is not linear throughout of the range studied; it becomes linear only when the reflectance of solid bitumen is over 0.75 percent. Comparison of the relations between zooclasts and solid bitumen with the vitrinite - solid bitumen correlation found in the literature suggests that a hypothetical vitrinite evolution line in the Anticosti Island basin should be subparallel with that of chitinozoans and graptolites, but 0.4 to 0.8 percent lower in the 1 to 2 percent range. However, scolecodonts and vitrinite should have the same reflectance at 1 percent but scolecodont reflectance should be slightly (0.2 percent) higher for a vitrinite reflectance of 2 percent.

INTRODUCTION

Since 1958, vitrinite reflectance in oil immersion (R_o-vi) has been used in petroleum exploration for the determination of maturation rank (Teichmüller, 1958). This very well known technique suffers limitations, one of which is the lack of references on macerals other than vitrinite, an uncommon substance in some marine sediments and absent from pre-Silurian rocks. For these reasons, Robert (1973) proposed to use the reflectance of insoluble solid bitumen (asphaltic pyrobitumen) as a substitute for vitrinite reflectance. He noted that pyrobitumen reflectance is the same as that of vitrinite in the 1-2% range, and stated in 1980 that its reflectance shows only slight differences of 0.1 to 0.2% compared to vitrinite in maturation intervals of high- and medium-volatile bituminous coal (0.5 to 1.5% R_o-vi).

We believe that the solid bitumen reflectance has many limitations and its equivalence with that of vitrinite is commonly accidental. Microscopic differentiation of various solid bitumen is still a matter of study (International Committee for Coal Petrology, 1985): depending on their types and maturation rank, solid bitumen shows a great variation in reflectivity. Furthermore, according to Alpern (1980), many zooclasts are similar in appearance to pyrobitumen. Consequently, a mixing of the reflectance values of these zooclasts (chitinozoans, graptolites, scolecodonts) with those of solid bitumen may increase the discrepancy between the resulting reflectance and the equivalent reflectance of vitrinite according to Robert's rule (1973, 1980).

A new method has been proposed that permits the discrimination of the mentioned zooclasts from pyrobitumen (Bertrand et al., 1985), thus

leading to better reflectance assessment in uncoaly rocks. In this work, the organoclasts are used in preference to solid bitumen for reflectance studies. Unlike solid bitumen they are easily identified, do not migrate, and are less affected by degradation processes (Rodgers et al., 1974). If they are reworked, a more accurate identification of genus or species can solve the problem. However, the evolution patterns of organoclast reflectance with thermal maturation still remain to be demonstrated (cf. Goodarzi, 1984, 1985; Goodarzi and Norford, 1985). In this paper, the reflectance evolution of zooclasts with depth (and presumably with thermal maturation) is shown, as well as the correlation between reflectance of various zooclasts. The latter reflectance will also be compared with those of associated solid bitumen.

LOCATION AND AGE

The studied sedimentary sequence from Anticosti Island, Canada, is Ordovician to Early Silurian in age (Fig. 1). Rocks are typically from shallow marine environments (Petryk, 1981). The sequence is free of vitrinite but rich in chitinozoans (Achab, 1978a, b, 1981) and graptolites (Riva, 1969). Pyrobitumens are also quite common (INRS, 1974, 1976).

SAMPLING

Subsurface and surface rock samples from five wells and fifty localities were studied. Composite samples, each covering 15 meters, were taken from the cored wells of figure 1 (Lowland Gamache Princetown Lake

well no. 1 (LGPL), Lowland Gamache Carleton Point well no. 1 (LGCP) and New Associated Consolidated Paper well no. 1 (NACP)). The samples consist of fifty chips of rocks of similar size, at 30 cm intervals. On the other hand, cuttings of Atlantic Richfield Company Anticosti well no. 1 (Arco) and SOQUIP Scurry Rainbow Sandtop well no. 1 (Sandtop)) are mixtures of ten sub-samples of the same weight, taken from ten consecutive cutting bags, at three-meter intervals.

Surface sampling was done with a portable diamond drill. Each core was 2 to 2.5 m long. For each of the fifty sampling sites, one half of split core was broken into three samples of the same size (0.7-0.8 m long). Analyses were made on the deepest sample from each site; for verification of analytical results, the intermediate sample of fifteen sites was analyzed as well.

ORGANIC MATTER EXTRACTION AND MOUNTING

Organic matter was concentrated in the following way: 1) dissolution of crushed rock samples (mean diameter of 1-2 mm) in hydrochloric (10%) and hydrofluoric (40%) acids; 2) splitting of the insoluble residue into two fractions (filtrate and a sieve residue) with a nylon sieve of 25 μm ; 3) concentration of kerogen by flotation with zinc-chloride heavy liquid for both fractions.

A polished slide of this kerogen was prepared according to the method proposed by Bertrand et al. (1985).

EXAMINATION OF ORGANIC MATTER AND STATISTICAL ANALYSIS

Organic matter fragments from polished slides were identified under the microscope in transmitted, reflected and fluorescent light. Depending on size, one or more random reflectance measurements were made on each fragment of organoclast or solid bitumen, using the standard technique of coal petrography and reflectance investigation. Each identification of organic matter fragment and its reflectance value was then fed into a micro-computer to build up histograms and calculate statistical parameters. The actual number of reflectance measurements made in a sample ranged from 50 to 240, with a mean of 124. The mean random reflectance in oil of chitinozoans, graptolites, scolecodonts and solid bitumen, used for regression and other statistical analysis, was calculated in our samples from an average of 27 individual measurements on each type of organic matter.

ANALYTICAL RESULTS

Figure 2 illustrates the results taken from the most complete and deepest well (Arco Anticosti). It shows reflectance variations among several types of organic matter observed in samples taken from pre-Devonian sequences. It is noted that the arithmetic mean reflectance of various types of organic matter invariably occurs in the same order when graphed on the reflectance axis. For the same maturation rank, scolecodont reflectance is lower than that of graptolites which is lower than that of chitinozoans. On the other hand, reflectance of the associated bitumen-droplet is lower than that of scolecodonts, being

more or less equivalent to those of undetermined solid bitumen and pyrobitumen.

The figure also shows that reflectivity of zooclasts, like that of pyrobitumen, increases with depth, a phenomenon which is generally related to thermal maturation (Robert, 1973).

Figures 3 and 4 show in greater detail changes with depth of the mean random reflectance of several kinds of zooclasts and solid bitumen in the LGPL and the ARCO Anticosti well. Reflectance of undefined organic matter and undetermined zooclasts from figure 2 are not plotted in figure 4.

Three other wells were studied; although they are not illustrated, their results were used with those of surface samples in order to increase data when the reflectance of zooclasts were compared as in figure 5.

Each of the wells illustrated (LGPL and ARCO) shows as a function of depth a good reflectance discrimination and an obvious evolution of the mean random reflectance for all types of organic matter. However, bitumen-droplets are too scarce for a reliable interpretation and their reflectivity does not show evidence of evolution for the first km of the Arco well. In this interval, one notices the presence of two other types of solid bitumen, a high and a low reflecting one. The ratio of the high to the low increases with depth. This zone corresponds to a sedimentary sequence which is characterized by either the absence of an evident evolution of solid bitumen reflectance or the presence of a very weak one.

In some places, it is apparent that the low reflecting solid bitumen is related to algae. The solid bitumen is faintly or not fluorescent and slightly soluble or insoluble in oil immersion. Hereafter, it is called "protobitumen", a term used by Alpern (1980) to describe a primary autochthonous solid bitumen. Relatively more reflecting, the second type of solid bitumen in this interval is totally insoluble in oil immersion and not fluorescent. In some cases, it shows a pore-filling shape and its relationship to source organic matter is unknown. Locally, when associated with protobitumen or zooclasts, it appears autochthonous. This variety of solid bitumen is subsequently referred to as "undetermined solid bitumen".

Deeper in the wells and from a mean random reflectance of 0.75%, criteria of distinction (reflectance, fluorescence or solubility) between the two types of solid bitumen vanish and the mean random reflectance of this solid bitumen increases regularly with depth. Consequently we call this particular variation path of shapeless solid bitumen (bitumen-droplets are excluded) the "pyrobitumen profile".

In figures 3 and 4, the mean random reflectance of all zooclasts seems to increase with depth in a nonlinear manner. Thus, for easy comparison between wells and among zooclasts reflectance curves in each well, a logarithmic transformation was applied to the values. This scale transformation rectifies the slight curves observed in all the evolution patterns of zooclasts reflectance with depth. The transformation also permits to confirm that the slope parameters (a_1) from three out of four types of organic matter shown in table 1 are statistically identical. Only the intercepts (a_0) of regression between

reflectance and depth are different. Consequently, if about 480 meters are added to the depth of each LGPL sample (Fig. 3), in order to make equal intercepts, the regression lines for each type of organic matter become equivalent. Doing so, the mean random reflectances of both wells can be plotted on the same diagram (Fig. 5). Hence, more data are used for each regression equation, relating mean reflectance of zooclast or solid bitumen to depth (Table 2).

Geometric representation of those equations represents the basin better than would that of a single well. These lines, which correlate zooclasts or solid bitumen reflectance with depth, are clearly shown in figure 5 for the two wells combined. However, reflectance scale of both coordinate axes is logarithmic instead of linear as in figures 3 and 4.

From figure 5 and table 2, four major observations are made about reflectance evolution with depth:

- 1) For depths less than 1.7 km, corresponding to solid bitumen reflectance of approximately 1.0%, zooclasts show a smaller standard deviation of their reflectance than solid bitumen.
- 2) The logarithm of reflecting power for the three types of zooclasts increases linearly with depth for all observed reflectance ranges.
- 3) Although the regression lines are converging, they never intersect in the observed range of values. The gap between the graptolite and chitinozoan lines decreases very slightly with increasing depth; they are almost parallel. On the other hand, the discrepancy between the two previous groups of fossils and the scolecodonts, which is very large at shallow depth, decreases much more rapidly with increasing

depth. We thus infer that the difference between the reflectance values of the three zooclaster species, when their values are expressed in non-logarithmic form, does not decrease with increasing maturation.

4) Different behaviours are noted with increasing burial, depending on the type of solid bitumen. Protobitumen does not show a statistically significant increase in reflectance with depth. Undetermined solid bitumen reflectance is marginally correlated with depth and is only slightly improved with burial. Pyrobitumen as well as zooclaster reflectance seem to increase with depth, but much more steeply. Below values of 1.65 percent, the pyrobitumen reflectance appears like that of scolecodonts (difference less than 0.1 percent). Over this point, the reflectance-depth regression line of pyrobitumen approaches those of graptolite and chitinozoan.

Having observed that zooclaster reflectance changes with depth, correspondences can be established between them. To accomplish this, data from three other wells and 65 diamond-drill samples were added to the others. A scatter diagram (Fig. 6) of all mean random reflectance values for scolecodonts and graptolites, matching with values of chitinozoans, illustrates two out of the six possible relationships: chitinozoans with graptolites and chitinozoans with scolecodonts. Equations for these relationships, least-square regressions and major axis equations (Jolicoeur, 1973), are shown in table 3. Regression lines and confidence curves of others four relationships, which are similar to those of figure 6, can be graphed using parameters of table 3. The relations are very strong, all with correlation coefficients of more than 0.97.

Least-square regression straight lines and sample confidence limit are overprinted on the data points of figure 6. The convergence of those lines of logarithmic values of mean random reflectance is obvious and confidence intervals are narrow. Confidence interval curves of regression lines relating chitinozoans with graptolites, and chitinozoans with scolecodonts, can serve to estimate the error in a predicted chitinozoan value from a known or measured scolecodont or graptolite value. Consequently, with the mean reflectance value of only one type of zooclast, the reflectance of the other two can reliably be predicted over the entire studied range with the least-square regression or major axis lines of table 3. However, the identification must be correct, because each type of zooclast has its own and noncommutable evolution line.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Petrography of organic matter from pre-Devonian sequences of Anticosti Island, Canada, shows that:

- 1) The vitrinite-like organic matter, as observed in reflected light, consists of several types of zooclasts and solid bitumen.
- 2) The mean random reflectances of the majority of these types of organic matter are different from each other and should not be pooled for the evaluation of thermal maturation.
- 3) Each type of organic matter has its own path of increasing reflectivity with burial and thus with thermal maturation. Concerning zooclasts: i) below 0.75% reflectance value, the evolution rate of reflectance with depth of the three dominant types of zooclasts

(chitinozoans, graptolites and scolecodonts) is more regular than that of solid bitumen; ii) on a logarithmic scale, the reflectance of zooclasts increases linearly with burial throughout the observed reflectance range (0.3 to 3.0%). The estimated lines of reflectance also converge with depth, but none of them intersect in the wells; iii) reflectances of zooclasts are strongly correlated. Consequently, the assumed reflectance of a nonobserved zooclast in a sample can be predicted with good accuracy when the reflectance of other zooclasts is known. Moreover, the absolute error of estimation of the anticipated reflectance is nearly the same over the entire range of reflectance studied. We can therefore standardize reflectance of one given zooclast for a map or a geological section, in order to establish isograds.

On the other hand:

- 1) The aspect of solid bitumen changes with maturation, leading to a more variable reflectance than the associated zooclasts, especially in the range of 0.3 to 0.75% of reflectance.

- 2) The rate of increase with depth of reflectance of the solid bitumen is also not constant. It looks like that of zooclasts only when the reflectance is over 0.75%.

We therefore conclude that before this threshold of 0.75%, a number of factors, unrelated to thermal maturation, control solid bitumen reflectance. A finer identification of solid bitumens should therefore be made in order to use their reflectance as a maturation indicator.

Consequently, the major advantages of using reflectances of zooclasts rather than those of solid bitumen may be summarized as follows: 1)

unlike solid bitumen, zooclasts are easily identified, do not migrate, and are less affected by degradation processes (Rodgers et al., 1974); 2) mean reflectance values of zooclasts are more accurate (smaller standard deviation) than those of solid bitumen and, for the same thermal alteration level, they exhibit smaller variation ranges; 3) zooclasts have a reliable mean random reflectivity for a wider maturation range than that of solid bitumen, that is from 0.3 to 3.0 percent. The use of solid bitumen, however, as a thermal maturation indicator is of dubious value when observed reflectance values are lower than that of the end of the oil window.

Alpern (1980, p. 349) and Bertrand et al., (1985) stated that chitinozoan reflectance is almost the same as that of the vitrinite. However, if, as stated by Robert (1973, 1980), the reflectance of pyrobitumen is equivalent to that of vitrinite, it implies that the chitinozoan reflectance should be higher than that of vitrinite.

Jacob's cross plot and equation of solid bitumen reflectance against vitrinite reflectance (Jacob, 1983, 1985) make it possible to compare the reflectance of vitrinite with that of Lower Paleozoic zooclasts. This equation $R_v = 0.618 R_b + 0.40$, where R_v is the vitrinite reflectance and R_b the bitumen reflectance, transformed in logarithmic values, is plotted on figure 5. For values of vitrinite reflectance of less than 1.0 percent, the reflectivity of solid bitumen is lower than that of the vitrinite. However, as the solid bitumen reflectance increases more rapidly than that of vitrinite (lines are diverging on figure 5), both reflectances are similar in the 1.0 to 1.1 percent

range and disagree significantly above 1.1 percent, where the reflectance of solid bitumen is higher than that of the vitrinite (predicted value of 2.6 percent for a vitrinite reflectance of 2.0 percent on figure 5).

On the other hand, the theoretical reflectance line of vitrinite appears subparallel to those of chitinozoans and graptolites (Figure 5). Both zooclaster lines are definitively higher than that of the vitrinite. Transformed to an arithmetic scale, the discrepancy between the chitinozoans and Jacob's vitrinite is equivalent to 0.4 percent at 1.0 percent of reflectance for the vitrinite and to about 0.8 percent at 2.0 percent. The behaviour of the scolecodont line is similar to that of vitrinite in the studied reflectance range (Figure 5). Consequently, vitrinite and scolecodont reflectance are nearly identical at the level of 1.0 percent and scolecodont reflectance is only slightly higher (difference of 0.2 percent) at a 2 percent level of vitrinite reflectance.

This investigation shows that chitinozoan, graptolite or scolecodont reflectances can advantageously be used as thermal maturation indicator in vitrinite free of pre-Devonian sequences. Reflectivity of these zooclusters proves to be considerably more reliable than that of the solid bitumen. However, correlation between vitrinite and zooclusters reflectance evolution path must be improved by face to face comparison in order to rely on reflectivity of common zooclusters as a maturation scale related to that of the vitrinite.

REFERENCES

Achab, A., 1978a, Chitinozoaires de la Formation de Vauréal et de la Formation de Macasty de l'île d'Anticosti, Québec: *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 25, p. 295-314.

Achab, A., 1978b, Les chitinozoaires de l'Ordovicien supérieur (Formations de Vauréal et d'Ellis Bay) de l'île d'Anticosti, Québec, Canada: *Palynologia*, numéro extraordinario, v. 1, p. 1-20.

Achab, A., 1981, Biostratigraphie par les chitinozoaires de l'Ordovicien supérieur/Silurien inférieur de l'île d'Anticosti: Résultats préliminaires, *in* P.J. Lespérance, ed., Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology. Université de Montréal, Montréal, p. 143-157.

Alpern B., 1980, Pétrographie du kérogène, *in* B. Durand, ed., *Kerogen, insoluble organic matter from sedimentary rocks*: Éditions Technip, Paris, p. 339-384.

Bertrand, R., J.-C. Bérubé, Y. Héroux, and A. Achab, 1985, Pétrographie du kérogène dans le Paléozoïque inférieur: méthode de préparation et exemple d'application: *Revue de l'Institut français du Pétrole*, v. 40, no 2, p. 155-167.

Goodarzi, F., 1984, Organic petrography of graptolite fragments from Turkey: *Marine and Petroleum Geology*, v. 1, p. 201-210.

Goodarzi, F., 1985, Reflected light microscopy of chitinozoan fragments: *Marine and Petroleum Geology*, v. 2, p. 72-78.

Goodarzi, F., and B.S. Norford, 1985, Graptolites as indicators of temperature histories of rocks: *Journal of geological Society of London*, v. 142, p. 1089-1099.

INRS-Pétrole, 1974, Potentiel pétrolier du sondage Arco-Anticosti no 1 (49°23'18"-63°31'29"; 12583'). Étude sédimentologique, minéralogique, bio-stratigraphique, géochimique, organique et minérale. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec: DP-256, 40 p., 4 out of text figs, 2 photographic albums.

INRS-Pétrole, 1976, Forage New Associated Consolidated Paper - Anticosti no 1 (49°37'20"-63°26'20"; 5770'). Stratigraphie, potentiel roche-mère et diagenèse minérale et organique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec: DP-360, 78 p., 2 out of text figs, 1 photographic album of microfacies, reflectometry and palynology.

International Committee for Coal Petrology, 1985, Minutes of the meeting held in Dubrtovnik, Yougoslavia, September 1985.

Jacob, H., 1983, Report on bitumens: International Committee of Coal Petrology, Meeting 1983, Oviedo, Spain.

Jacob, H., 1985, Disperse, feste Erdölbitumina als migrations - und maturitätsindikatoren im rahmen der erdöl-/erdgas-Prospektion. Eine Modellstudie in Nw-Deutschland: Deutsche Gesellschaft für Mineralöwis-senschaft und Kohlechemie e. U., Projekt 267, 54 p., english Summary p. 4-6.

Jolicoeur, P., 1973, Imaginary confidence limits of the slope of the major axis of a bivariate normal distribution: a sampling experiment: *Journal of American Statistical Association*, v. 68, p. 866-871.

Petryk, A.A., 1981, Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the Upper Ordovician - Lower Silurian of Anticosti Island, Québec, in P.J. Lespérance, ed., Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field meeting, Anticosti-Gaspé, 1981. Volume II, Stratigraphy and Paleontology, Université de Montréal, Montréal, p. 11-39.

Riva, J., 1969, Middle and Upper Ordovician graptolite faunas of St. Lawrence Lowlands of Quebec, and of Anticosti Island, in M. Kay, ed., North Atlantic - Geology and Continental Drift: AAPG Memoir 12, p. 513-556.

Robert, P., 1973, Analyse microscopique des charbons et des bitumes dispersés dans les roches et mesure de leur pouvoir réflecteur. Application à l'étude de la paléogéothermie des bassins sédimentaires et de la genèse des hydrocarbures (abs), in Advances in organic geochemistry, 1973: International Meeting of Organic Geochemistry, Program and Abstracts, no. 6, p. 549-569.

Robert, P., 1980, The optical evolution of kerogen and geothermal histories applied to oil and gas exploration, in B. Durand, ed., Kerogen, insoluble organic matter from sedimentary rocks: Éditions Technip, Paris, p. 385-414.

Rodger, M.A., J.O. McAlary, and N.J.L. Bailey, 1974, Significance of reservoir bitumens to thermal maturation studies, western Canada basin: AAPG Bulletin, v. 58, p. 1806-1824.

Teichmüller, M., 1958, Métamorphisme du charbon et prospection du pétrole: Revue de l'Industrie Minière, no. spec., p. 99-113.

Figure 1. Location of wells and field samples investigated in the Ordovician-Silurian sequence of Anticosti Island, Canada.

Figure 2. Composite histograms of random reflectance values for all organic matter (O.M.) types in five samples from ARCO Anticosti well.

Figure 3. Mean random reflectance logs for all types of organic matter in LGPL Anticosti well.

Figure 4. Mean random reflectance logs for all types of organic matter in ARCO Anticosti well.

Figure 5. Scatter diagram of mean random reflectance against depth in ARCO and LGPL wells, combined for three types of zooclasts (chitinozoan, graptolite, scolecodont) and three types of solid bitumen. The hypothetical vitrinite line is from Jacob's (1985) equation relating solid bitumen random reflectance to vitrinite reflectance.

See also table 2.

Figure 6. Scatter diagram of mean random reflectance for graptolites and scolecodonts, as independant variables, with that of chitinozoans.

See also table 3.

O.M.	LGPL Well					ARCO Well				
type	N	r	a_0	a_1	SD_{a_1}	N	r	a_0	a_1	SD_{a_1}
Chitinozoans*	11	0.97	-0.108	0.237	0.021	19	0.99	-0.208	0.225	0.008
Graptolites	7	0.98	-0.191	0.330	0.027	4	1.00	-0.213	0.218	0.011
Scoledocoants	3	0.99	-0.298	0.264	0.029	11	0.99	-0.420	0.264	0.013
Ind. s. bitumen	5	0.95	-0.214	0.309	0.061	6	0.00	-	-	-
Pyrobitumen	9	0.97	-0.351	0.302	0.027	11	0.99	-0.578	0.347	0.022

Table 1. Summary of least-square regression equations between logarithms of zooclusters or solid bitumen mean random reflectance with depth (km) in LGPL and ARCO wells. N = actual number of mean reflectance values, r = correlation coefficient of regression, a_0 = intercept of line equation, a_1 = slope of line equation, and SD_{a_1} = standard deviation of slope. Protobitumen is excluded from this table because both well correlation coefficients are non-significant.

*Example of equation of reflectance regression with depth for LGPL well:

$$\text{Log } (R_{\text{o chitinozoan}}) = 0.237 \times \text{DEPTH (Km)} - 0.108$$

Organic matter		STATISTICAL PARAMETERS			
type	N	r	a_0	a_1	SD_{a_1}
Chitinozoans	30	0.99	-0.213	0.227	0.007
Graptolites	11	0.99	-0.245	0.234	0.011
Scoledocoants	14	0.99	-0.422	0.264	0.011
Ind. s. bitumen	11	0.62	-0.268	0.139	0.058
Pyrobitumen	20	0.98	-0.542	0.331	0.014

Table 2. Summary of least-square regression lines shown in figure 5. N = actual number of mean reflectance values, r = correlation coefficient of regression, a_0 = intercept of line equation, a_1 = slope of line equation, SD_{a_1} = standard deviation of slope. The equation of Jacob's solid bitumen - vitrinite relation (Jacob, 1985), is for this figure approximately:

$$\text{Log } (R_o \text{ vitrinite}) = 0.234 \times \text{PROF} - 0.374$$

VARIABLES		STATISTICAL PARAMETERS					
ABSCISSA	ORDINATE	Regression lines				Major axis	
$\text{Log}_{10} R_o$ of	$\text{Log}_{10} R_o$ of	N	r	a_0	a_1	k_0	k_1
Chitinozoans	Graptolites*	37	0.98	-0.033	0.980	-0.032	1.004
Graptolites	Chitinozoans			+0.031	0.972	+0.032	0.996
Graptolites	Scolecodonts	26	0.99	-0.153	1.183	-0.152	1.199
Scolecodonts	Graptolites			+0.125	0.828	+0.160	0.859
Scolecodonts	Chitinozoans	74	0.97	+0.154	0.837	+0.127	0.836
Chitinozoans	Scolecodonts			-0.189	1.125	-0.186	1.165

Table 3. Summary of least-square regression lines and major axis, between logarithms of zooclasts mean reflectances. All subsurface and surface data included. N = actual number of mean reflectance values, r = correlation coefficient of regression, a_0 = intercept of regression equation, a_1 = slope of regression equation, k_0 = intercept of major axis, k_1 = slope of major axis.

*Example of equation of reflectance regression line:

$$\text{Log}(R_o \text{ graptolite}) = 0.980 \times \text{Log}(R_o \text{ chitinozoan}) - 0.033$$

The same relation using major axis is:

$$\text{Log}(R_o \text{ graptolite}) = 1.004 \times \text{Log}(R_o \text{ chitinozoan}) - 0.032$$

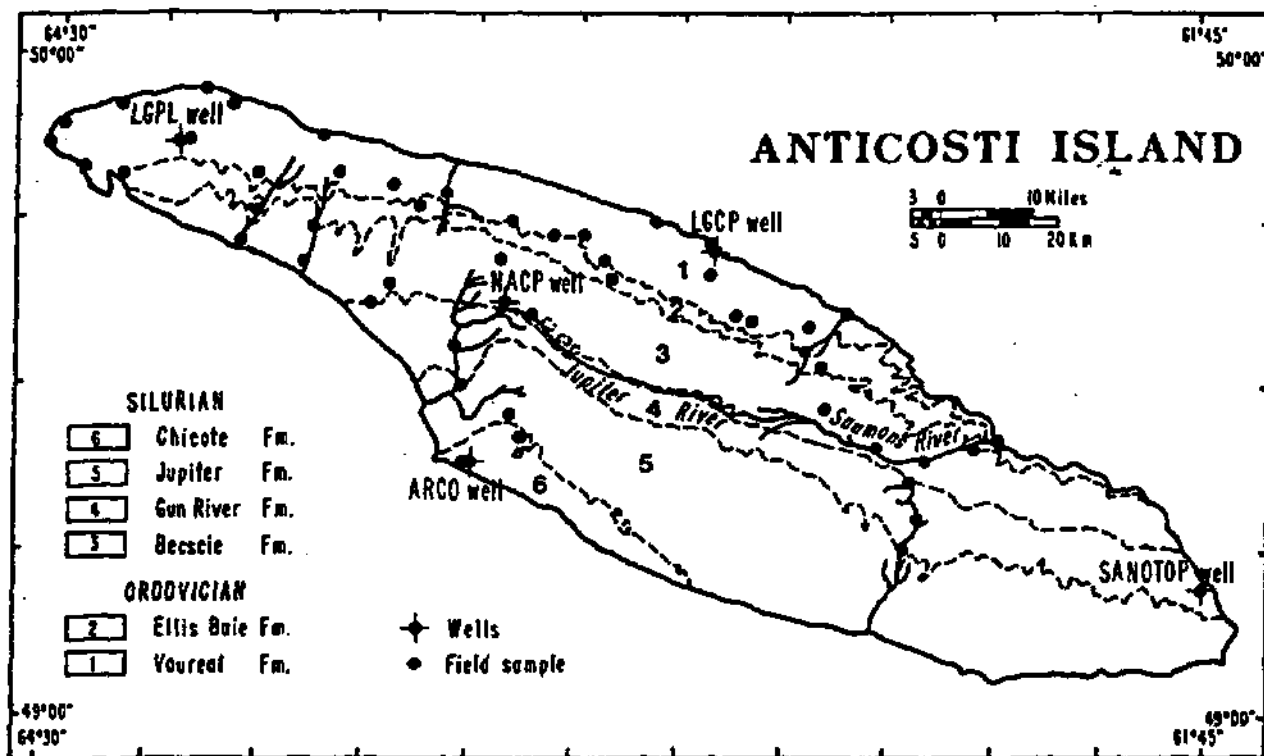


Figure 1. Location of wells and field samples investigated in the Ordovician-Silurian sequence of Anticosti Island, Canada.

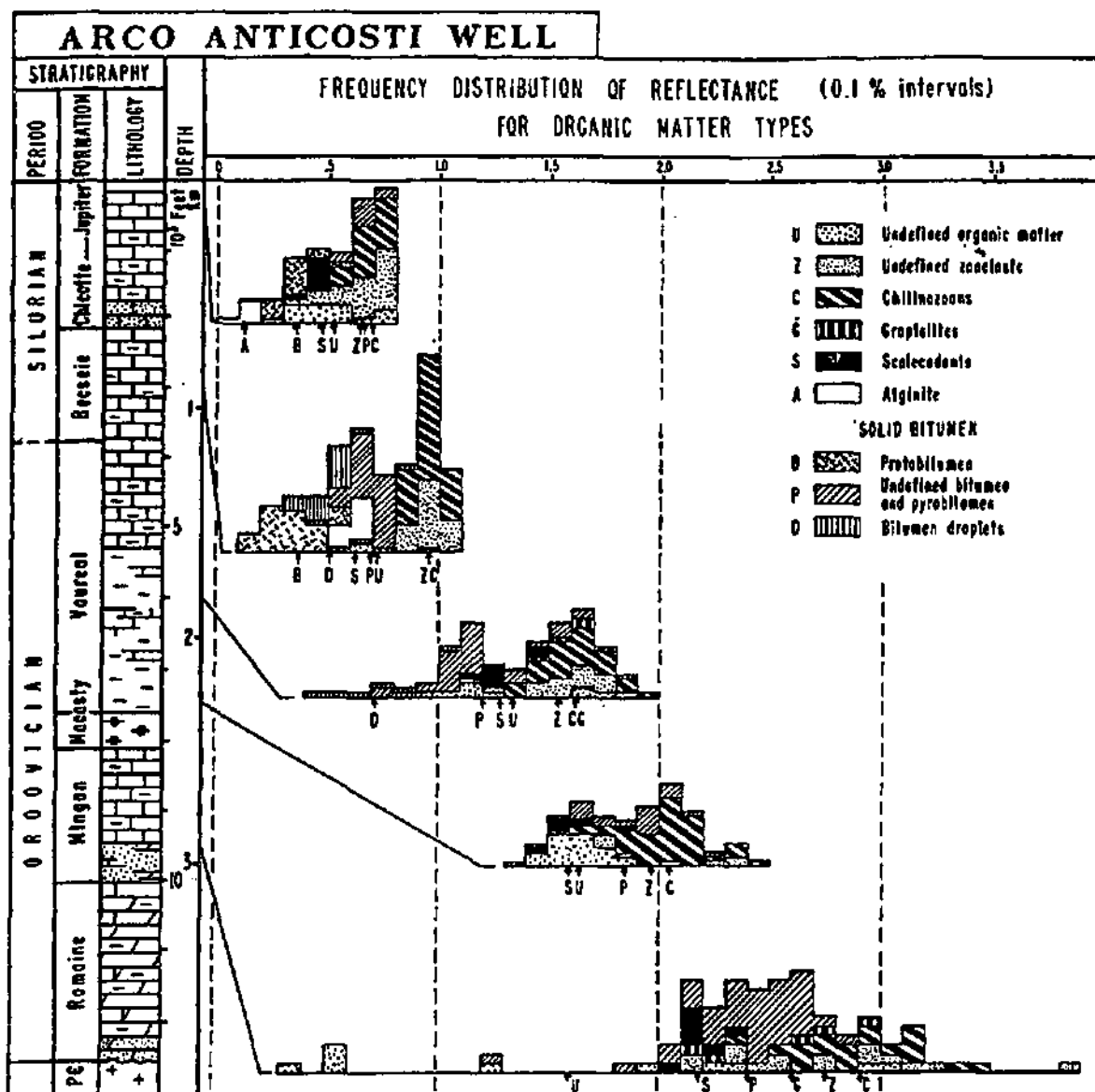


Figure 2. Composite histograms of random reflectance values for all organic matter (O.M.) types in five samples from ARCO Anticosti well.

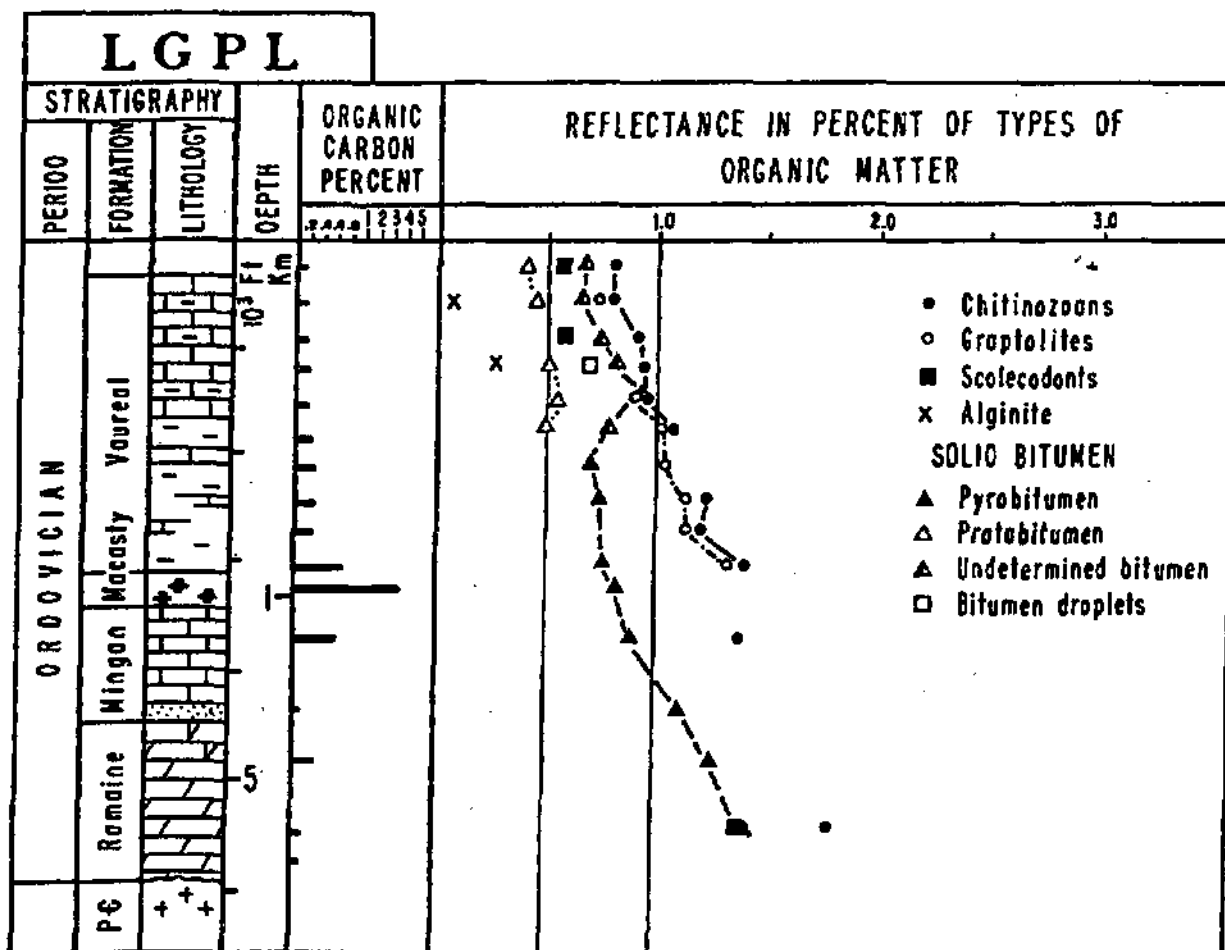


Figure 3. Mean random reflectance logs for all types of organic matter in LGPL Anticosti well.

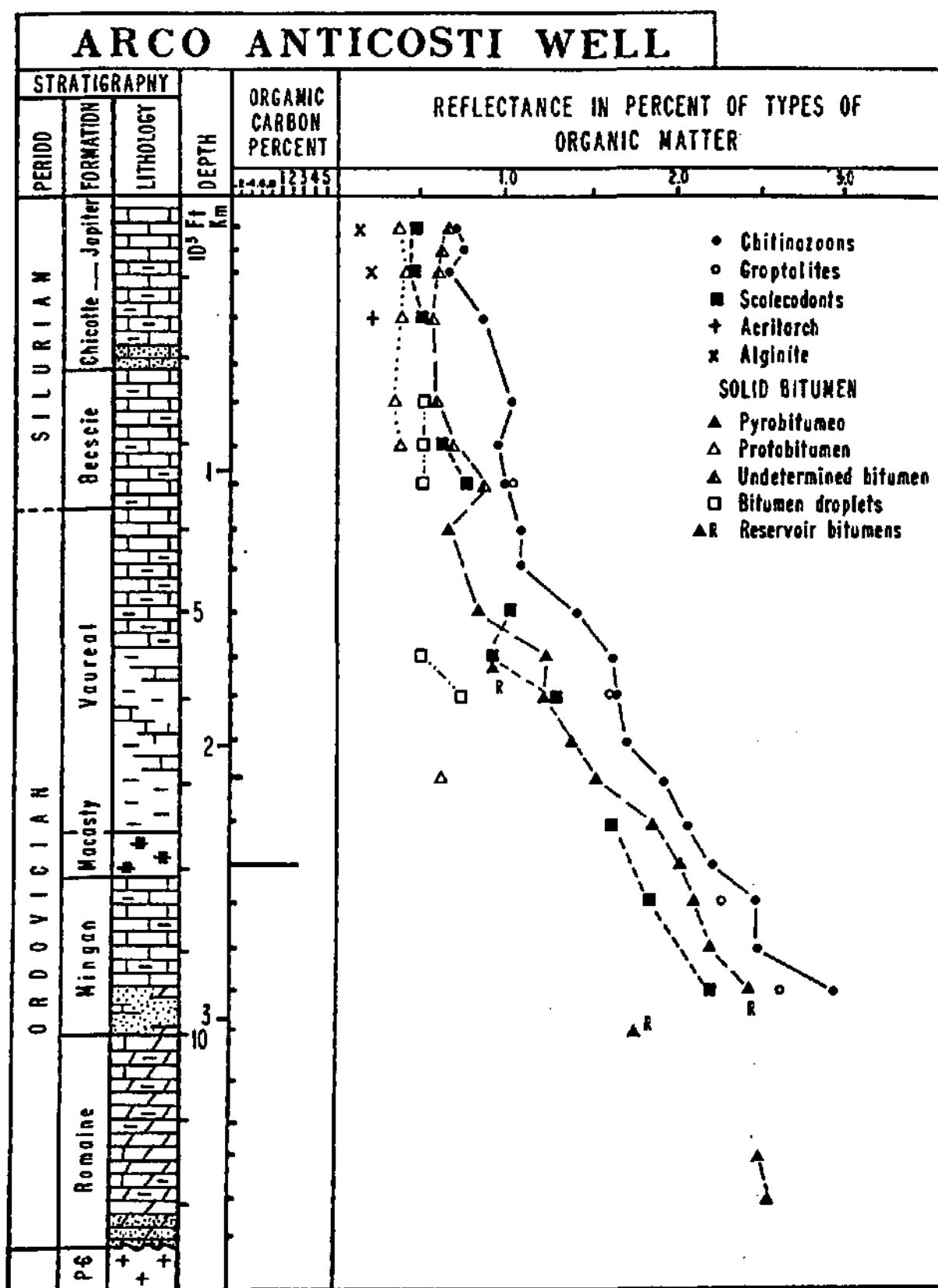


Figure 4. Mean random reflectance logs for all types of organic matter in ARCO Anticosti well.

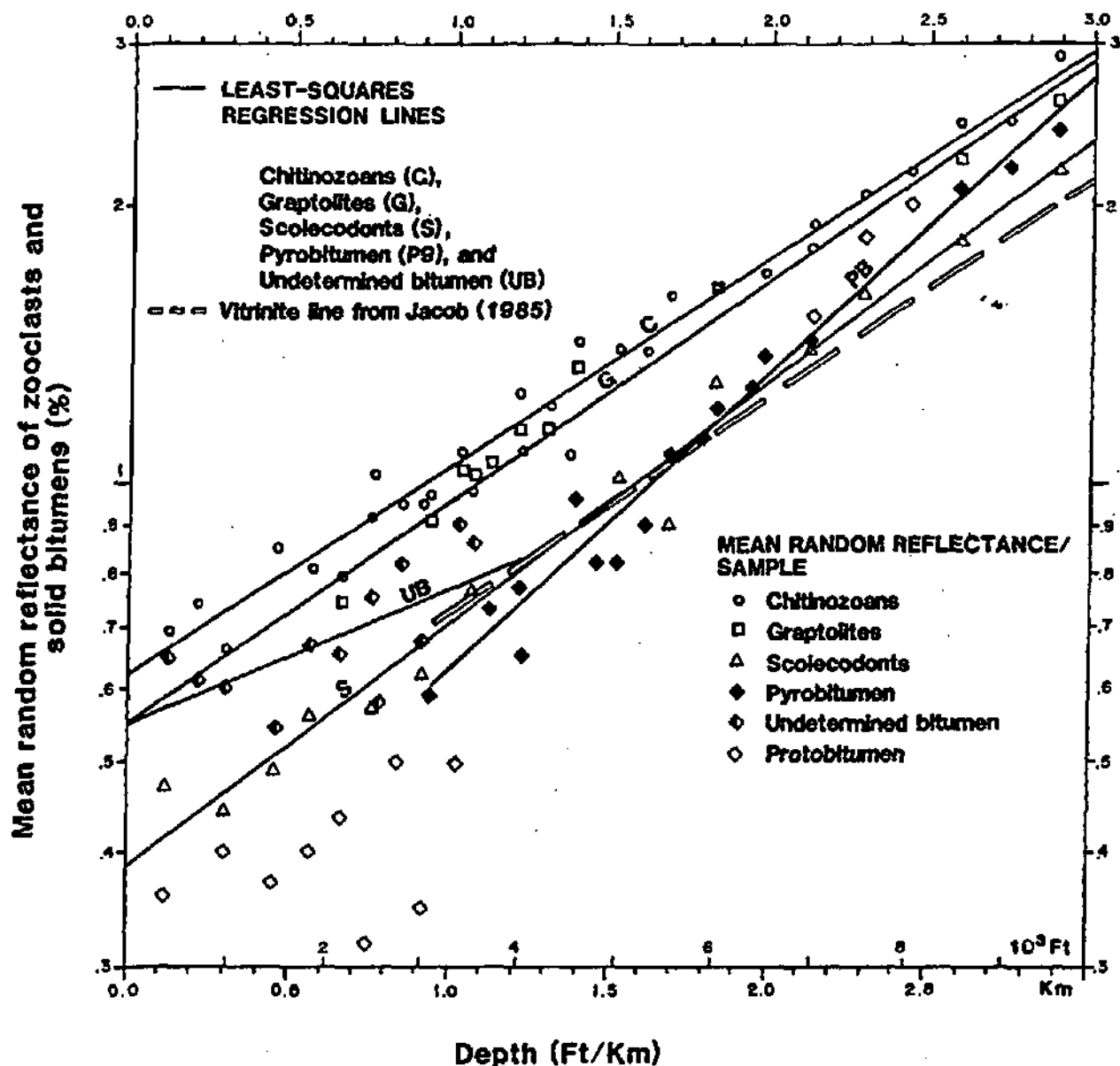


Figure 5. Scatter diagram of mean random reflectance against depth in ARCO and LGPL wells, combined for three types of zooclasts (chitinozoan, graptolite, scolecodont) and three types of solid bitumen. The hypothetical vitrinite line is from Jacob's (1985) equation relating solid bitumen random reflectance to vitrinite reflectance. See also table 2.

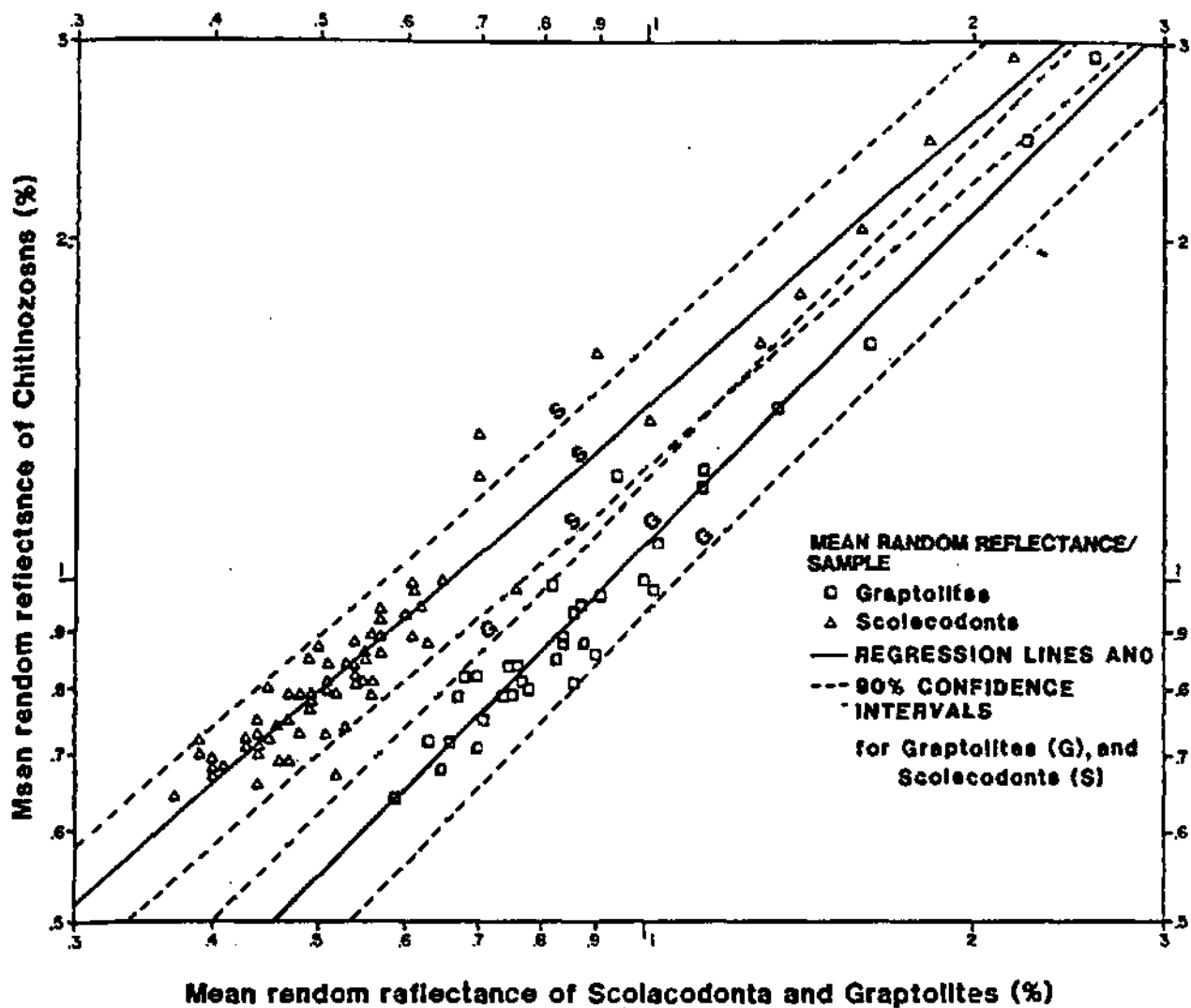


Figure 6. Scatter diagram of mean random reflectance for graptolites and scolacodonta, as independant variables, with that of chitinozoans. See also table 3.