

ETUDE DU FONCTIONNEMENT ET DU BASSIN D'ALIMENTATION DE LA SOURCE SOUS-MARINE DE PORT MIOU (CASSIS, BOUCHES-DU-RHONE). APPROCHE MULTICRITERE

Thomas Cavalera

▶ **To cite this version:**

Thomas Cavalera. ETUDE DU FONCTIONNEMENT ET DU BASSIN D'ALIMENTATION DE LA SOURCE SOUS-MARINE DE PORT MIOU (CASSIS, BOUCHES-DU-RHONE). APPROCHE MULTICRITERE. Sciences de l'environnement. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2007. Français. NNT : . tel-00789232

HAL Id: tel-00789232

https://theses.hal.science/tel-00789232v1

Submitted on 17 Feb 2013

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

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

UNIVERSITE DE PROVENCE – AIX MARSEILLE I

THESE DE DOCTORAT

Présentée et soutenue publiquement pour obtenir le titre de Docteur de l'Université de Provence

Spécialité : Sciences de la Terre
Ecole Doctorale : Sciences de l'Environnement

Par
THOMAS CAVALERA

ETUDE DU FONCTIONNEMENT ET DU BASSIN D'ALIMENTATION DE LA SOURCE SOUS-MARINE DE PORT MIOU (CASSIS, BOUCHES-DU-RHONE). APPROCHE MULTICRITERE

Soutenue le 7 novembre 2007
devant le jury composé de

M. Claude ROUSSET	Professeur émérite, Université de Provence	Directeur
M. Eric GILLI	Professeur, Université Paris VIII	Directeur
M. Philippe AUDRA	Maître de conférence, Université de Nice	Rapporteur
M. Séverin PISTRE	Professeur, Université Montpellier II	Rapporteur
M. Jacques MUDRY	Professeur, Université de Franche-Comté	Examinateur
Mme. Nathalie DÖRFLIGER	Chef de projet, BRGM-Eau	Examinateur
M. Jean BORGOMANO	Professeur, Université de Provence	Examinateur
M. Bruno ARFIB	Maître de conférence, Université de Provence	Invité
M. Jean FOULQUIER	Ingénieur, Société des Eaux de Marseille	Invité

Remerciements

La thèse, un chemin de croix… Ce serait sûrement le cas si l'on se retrouvait seul pour la mener d'un bout à l'autre. Cela n'a heureusement pas été le mien durant ces quatre années, voilà pourquoi je tiens à remercier les personnes qui ont participé de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

Mes premiers remerciements vont à M. Jean-Marie d'Aspe, à l'origine du financement de cette thèse par la Société des Eaux de Marseille, ainsi qu'à M. Jean-Paul Onatzky qui a pris la suite du pilotage du projet au sein de la société. La SEM a rendu possible le financement et le bon déroulement de cette thèse dans le cadre d'une convention CIFRE. Par la même occasion, je remercie le service Innovation et Développement de la société, de m'avoir accueilli, et plus spécialement Thierry Jalabert et Gérard Lieutaud pour leur encadrement chaleureux.

Je tiens également à remercier M. Roger Estève, du Conservatoire du Littoral, et M. Alain Vincent, de l'Office National des Forêts, de nous avoir autorisé l'accès à la galerie de Port Miou par le biais d'une convention avec le Centre d'Etude du Karst.

Je remercie chaleureusement les professeurs Eric Gilli et Claude Rousset d'avoir accepté d'être mes directeurs de thèse et d'avoir dirigé mon travail au cours de ces années. Je les remercie pour leurs conseils précieux et avertis. Eric Gilli m'a donné le recul suffisant pour faire face aux nombreux aléas rencontrés.

Merci à Alain Mangin auprès duquel j'ai pu me former, lors d'un stage à Moulis, aux techniques de l'analyse spectrale.
Merci à M. Dautricourt, de la Camargo Foundation à Cassis, d'avoir autorisé la mise en place d'appareillage dans son forage et de nous avoir permis d'y accéder régulièrement.

Un merci très personnel à Bruno Arfib sans qui ce travail n'aurait pas été le même. Tuteur, conseiller, collègue, ami, Bruno m'a toujours apporté ses conseils et son temps quand j'en avais besoin. Sa bonne humeur chronique et nos nombreuses discussions (la plupart du temps scientifiques…) m'ont permis de me remettre souvent en question.

Un grand merci aux plongeurs Claude Touloumdjian, Marc Douchet et à leurs collègues, qui m'ont « dépanné » à plusieurs reprises pour installer ou vérifier des appareils de mesures dans les galeries sous-marines.

Merci à toute l'équipe du laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés de m'avoir si rapidement intégré parmi eux lors de ma prise de fonction lors de mon poste d'Ater.

Merci à Emma, Nathalie, Violaine et Josette pour leurs relectures et à Muriel pour son aide en anglais.

Viennent bien sûr tous mes collègues et amis qui m'ont aidé à leur manière et qui se reconnaîtrons. Au bureau des experts de la SEM : Patrick et Didier les supers-conseillers techniques, Leila, Estelle, Alain et Mathieu. Merci aussi à Michèle, Gérard, Gilbert, Pierrot, Manu, Bernard, Ben, Michel…
Sans oublier mes anciens collègues déjà docteurs (ou futurs) et néanmoins amis : Rémi, Massaad, Pierre, Christelle. Et tous les autres : Olivier et Jo', Audrey, François, Ju'. Et pour ceux qui sont loin, mais pas du cœur : Guillaume et Gabriel.

Enfin, je remercie toute ma famille qui m'a toujours encouragé quelles que soient les décisions que j'ai pu prendre. Je vous dédie ce travail.

Merci surtout à celle qui partage ma vie et moins mes nuits depuis quelque temps.
Tu m'as apporté tout au long de ces années cette persévérance…

« Face à la roche, le ruisseau l'emporte toujours, non pas par la force mais par la persévérance. »
[H. Jackson Brown]

TABLE DES MATIERES

RESUME ..... - 25 -

ABSTRACT ..... - 25 -

INTRODUCTION ..... - 26 -

CHAPITRE 1 : ASPECTS SOCIO-ECONOMIQUES DES RESSOURCES EN EAU EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE ..... - 29 -

1. LOCALISATION DE L'ETUDE : LA BASSE PROVENCE OCCIDENTALE ..... - 30 -

2. UNE REGION HISTORIQUEMENT LIEE AUX RESSOURCES EN EAU SUPERFICIELLE ..... - 31 -

2.1. Historique ..... - 31 -

2.2. Situation actuelle ..... - 31 -

3. BILANS RECENTS SUR LES RESSOURCES EN EAU DANS LES BOUCHES-DU-RHONE ET LE VAR ..... - 32 -

3.1. Bilan des ressources en eau prélevées en 1999 dans les Bouches-du-Rhône ..... - 32 -

3.1.1. Bilan des prélèvements sur les eaux superficielles ..... - 32 -

3.1.2. Bilan des prélèvements sur les eaux souterraines ..... - 32 -

3.2. Bilan des ressources en eau prélevées en 2003 dans le Var ..... - 32 -

3.2.1. Bilan des prélèvements sur les eaux superficielles ..... - 32 -

3.2.2. Bilan des prélèvements sur les eaux souterraines ..... - 32 -

3.3. L'alimentation en eau potable des Bouches-du-Rhône ..... - 33 -

3.3.1. Origines des ressources mobilisées ..... - 33 -

3.3.2. Un bon état qualitatif et quantitatif des ressources en eau ..... - 34 -

3.3.3. Un souci récent de la sécurisation de l'approvisionnement ..... - 35 -

3.4. L'alimentation en eau potable dans le Var ..... - 35 -

3.4.1. Origines des ressources mobilisées ..... - 35 -

3.4.2. Un état qualitatif et quantitatif des ressources en eau très mitigé ..... - 37 -

3.4.3. Un souci de diversification des ressources ..... - 37 -

4. LES AQUIFERES KARSTIQUES PROFONDS : UNE DIVERSIFICATION DE LA RESSOURCE EN EAU ? ..... - 38 -

5. CONCLUSION ..... - 39 -

CHAPITRE 2 : CONNAISSANCES SUR LES AQUIFERES KARSTIQUES LITTORAUX - 41 -

1. GENERALITES SUR L'AQUIFERE KARSTIQUE ..... - 42 -

1.1. Genèse : La karstification ..... - 42 -

1.2. Structure et fonctionnement ..... - 42 -

1.3. Conclusions ..... - 43 -

2. PARTICULARITES DES KARSTS LITTORAUX ..... - 44 -

2.1. Influences du niveau marin de base et sources sous-marines ..... - 44 -

2.1.1. Eustatisme et développement du réseau karstique ..... - 44 -

2.1.2. Variations du niveau de base : autres influences ? ..... - 45 -

2.1.3. Spécificité des karsts profonds du Golfe du Lion ..... - 45 -

2.2. La contamination saline : mécanismes ..... - 48 -

2.2.1. Dans les aquifères poreux littoraux ..... - 48 -

2.2.2. Dans les aquifères karstiques côtiers ..... - 49 -
2.2.3. Conclusions ..... - 51 -

3. LES METHODES D'ETUDES ET DE CAPTAGES ..... - 51 -

3.1. Méthodes d'études des karsts littoraux ..... - 52 -
3.1.1. Détection des sources sous-marines et littorales ..... - 52 -
3.1.2. Instrumentation et suivi des sources ..... - 52 -

3.2. Techniques d'exploitation et de captage ..... - 53 -
3.2.1. Captage à l'émergence ..... - 53 -
3.2.2. Exploitation souterraine ..... - 54 -
3.2.3. Conclusions ..... - 54 -

4. UNE RESSOURCE EN EAU IMPORTANTE ..... - 55 -

4.1. A l'échelle mondiale ..... - 55 -

4.2. Sur le pourtour méditerranéen ..... - 55 -

5. CONCLUSION ..... - 56 -

CHAPITRE 3 : LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN ..... - 57 -

1. CADRE D'ETUDE ..... - 58 -

1.1. Cadre géographique ..... - 58 -

1.2. Cadre géologique ..... - 60 -

1.3. Connaissances générales sur les sources ..... - 60 -
1.3.1. Historique des explorations spéléolonautiques ..... - 60 -
1.3.2. Description et siphonométrie des galeries souterraines ..... - 62 -
1.3.3. Limites supposées du bassin versant ..... - 65 -

2. SYNTHESE DES ANCIENS TRAVAUX DE RECHERCHES ..... - 66 -

2.1. Historique ..... - 66 -
2.1.1. Premières descriptions et controverses ..... - 66 -
2.1.2. Premières explorations spéléologiques et localisation de la galerie de Port Miou - 67 -
2.1.3. Historique des travaux de recherches du SRPM ..... - 68 -

2.2. Synthèse et analyse des données du SRPM ..... - 74 -
2.2.1. 1ère phase d'acquisition : 1968-1972 ..... - 74 -
2.2.2. 2ème phase d'acquisition : 1973 ..... - 78 -
2.2.3. 3ème phase d'acquisition : 1977-1978 ..... - 84 -

3. HYPOTHESES SUR LA CONTAMINATION SALINE ..... - 88 -

3.1. Origine de la salinité des sources : Evolution des idées ..... - 88 -

3.2. Modèle de contamination diffuse ..... - 89 -
3.2.1. Hypothèses ..... - 89 -
3.2.2. Application au système de Port Miou ..... - 89 -

3.3. Modèle spéléologique ..... - 90 -
3.3.1. Hypothèses ..... - 90 -
3.3.2. Application au système de Port Miou ..... - 90 -

3.4. Modèle mixte ..... - 91 -

4. NOUVELLES INSTRUMENTATIONS ..... - 91 -

4.1. Choix du matériel d'instrumentation ..... - 91 -
4.1.1. Paramètres mesurés ..... - 91 -
4.1.2. Contraintes techniques ..... - 91 -
4.1.3. Principales techniques de courantométrie existantes ..... - 91 -

4.1.4. Choix des appareillages ..... - 93 -
4.1.5. Financement des appareils ..... - 94 -
4.2. Description des sites d'instrumentation ..... - 95 -
4.2.1. Port Miou ..... - 95 -
4.2.2. Bestouan ..... - 97 -

CHAPITRE 4 : ANALYSE DES DONNEES HYDROMETRIQUES ..... - 99 -

1. METHODOLOGIE ..... - 100 -
1.1. Analyse de l'évolution des paramètres physico-chimiques ..... - 100 -
1.1.1. Principes ..... - 100 -
1.1.2. Objectifs ..... - 100 -
1.1.3. Les méthodes employées ..... - 100 -
1.2. Analyse corrélatoire et spectrale ..... - 103 -
1.2.1. Principes ..... - 103 -
1.2.2. Objectifs ..... - 103 -
1.2.3. L'analyse simple ..... - 103 -
1.2.4. L'analyse croisée : le corrélogramme croisé ..... - 104 -
1.3. Utilisation des hystérésis ..... - 105 -
1.3.1. Principes ..... - 105 -
1.3.2. Objectifs ..... - 106 -
1.3.3. Mécanismes à l'origine des variations de salinité de la source saumâtre ..... - 106 -
1.3.4. Méthodologie d'utilisation des courbes d'hystérésis Qmer-Ct ..... - 107 -
1.3.5. Illustrations théoriques des courbes d'hystérésis Qmer-Ct ..... - 107 -

2. CAMPAGNES DE MESURES ..... - 109 -
2.1. Données acquises aux sources ..... - 109 -
2.1.1. Paramètres mesurés en continu ..... - 109 -
2.1.2. Paramètres calculés ..... - 110 -
2.1.3. Mesures ponctuelles ..... - 118 -
2.2. Données météorologiques ..... - 120 -
2.2.1. Données pluviométriques ..... - 120 -
2.2.2. Données marégraphiques ..... - 121 -
2.2.3. Direction et intensité des vents ..... - 121 -
2.2.4. Synthèse des données météorologiques ..... - 121 -
2.3. Données hydrologiques ..... - 122 -

3. ANALYSE ET INTERPRETATION DES RESULTATS ..... - 124 -
3.1. Météorologie et marées de la région marseillaise ..... - 124 -
3.1.1. Les vents ..... - 124 -
3.1.2. Evolution du niveau marin ..... - 125 -
3.1.3. Les précipitations ..... - 127 -
3.2. Evolution générale des paramètres aux sources ..... - 132 -
3.2.1. Evolution générale ..... - 132 -
3.2.2. Visualisation des chroniques en moyenne mobile et par interpolation manuelle - 144 -
3.2.3. Relations entre les sources sous-marines ..... - 146 -
3.3. Influences générales de la marée et des précipitations sur les sources ..... - 152 -
3.3.1. La marée ..... - 152 -
3.3.2. Effet de la répartition spatiale des précipitations ..... - 160 -
3.4. Mécanisme d'alimentation en eau douce et salée a Port Miou ..... - 165 -
3.4.1. Etude des hydrogrammes et chimiogrammes lors des crues ..... - 165 -
3.4.2. Etude du déphasage Q-S lors des crues à Port Miou ..... - 167 -

3.4.3. Analyse des Hystérésis Qmer-Ct ..... - 173 -
3.4.4. Conclusions et implications sur la contamination saline ..... - 179 -
3.5. Variations inexpliquées des paramètres ..... - 181 -
3.5.1. Phénomène d'oscillation de la salinité à Port Miou ..... - 181 -
3.5.2. Chutes inexpliquées de la température de l'eau des sources ..... - 181 -
3.5.3. Variations des vitesses inexpliquées à Port Miou ..... - 181 -
4. SYNTHESE GENERALE DES RESULTATS ..... - 183 -
4.1. Hydrodynamique des sources sous-marines littorales ..... - 183 -
4.1.1. Hydrodynamique générale ..... - 183 -
4.1.2. Physico-chimie et origine de la salinité des sources ..... - 185 -
4.2. Mécanismes de mélange de l'eau douce et de l'eau salée à Port Miou ..... - 185 -
4.2.1. Evolutions lors des crues à Port Miou ..... - 185 -
4.2.2. Conséquences sur la contamination saline ..... - 186 -
4.3. Estimation du débit moyen d'eau douce des sources ..... - 187 -

CHAPITRE 5 : BILANS HYDRIQUES DES PRINCIPAUX MASSIFS KARSTIQUES EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE ..... - 189 -

1. METHODOLOGIE ..... - 190 -
1.1. Bilan hydrique - Généralités ..... - 190 -
1.1.1. L'évapotranspiration potentielle ..... - 190 -
1.1.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle et de la pluie efficace ..... - 192 -
1.1.3. Coefficient d'infiltration et débit d'infiltration moyen ..... - 194 -
1.1.4. Comparaison des méthodes d'obtention de i et $Q_{spé}$ ..... - 194 -
1.1.5. Limites de la méthodologie : indice de qualité des bilans ..... - 197 -
1.2. Méthodologie des enquêtes ..... - 198 -
1.2.1. Données existantes ..... - 198 -
1.2.2. Les informations de "terrain" ..... - 199 -
2. CADRE D'ETUDE ..... - 200 -
2.1. Cadre géographique et hydrographique ..... - 200 -
2.2. Cadre géologique et structural ..... - 201 -
2.3. Principales unités karstiques aquifères ..... - 202 -
2.3.1. Principaux réservoirs karstiques ..... - 202 -
2.3.2. Aquifères karstifiés localement ..... - 203 -
2.4. Cadre climatologique ..... - 203 -
2.4.1. Répartition des données météorologiques ..... - 203 -
2.4.2. Répartition des précipitations et de la température en fonction de l'altitude ..... - 203 -
2.4.3. Répartition des précipitations en fonction de la longitude ..... - 205 -
2.4.4. Répartition des débits spécifiques sur la zone d'étude ..... - 206 -
3. MASSIFS AU NORD ET A L'OUEST DE MARSEILLE ..... - 207 -
3.1. Massif de la Fare ..... - 207 -
3.1.1. Cadre structural et limites de l'impluvium ..... - 207 -
3.1.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-8) ..... - 207 -
3.1.3. Bilans hydriques anciens ..... - 209 -
3.1.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur ..... - 211 -
3.1.5. Révision des bilans ..... - 211 -
3.1.6. Conclusions et perspective de travail ..... - 212 -
3.2. Massif de la Sainte Victoire ..... - 213 -
3.2.1. Cadre structural et limites de l'impluvium ..... - 213 -
3.2.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-9) ..... - 213 -

3.2.3. Bilans hydriques anciens - 217 -
3.2.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 220 -
3.2.5. Révision des bilans - 221 -
3.2.6. Conclusions et hypothèses - 224 -
3.3. Massif du Regagnas - 224 -
3.3.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 224 -
3.3.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-10) - 224 -
3.3.3. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 225 -
3.3.4. Essai de bilan - 227 -
3.3.5. Conclusions et hypothèses - 228 -
3.4. Massif de la Nerthe-Etoile - 228 -
3.4.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 228 -
3.4.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-11) - 229 -
3.4.3. Bilans hydriques anciens - 233 -
3.4.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 235 -
3.4.5. Révision des bilans - 236 -
3.4.6. Conclusions et hypothèses - 237 -
3.5. Massif d'Allauch - 237 -
3.5.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 237 -
3.5.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-12) - 237 -
3.5.3. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 238 -
3.5.4. Essai de bilan - 241 -
3.5.5. Conclusions et hypothèses - 242 -
4. MASSIFS A L'EST ET AU SUD DE MARSEILLE - 242 -
4.1. Massif de la Sainte Baume - 242 -
4.1.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 242 -
4.1.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-13) - 242 -
4.1.3. Bilans hydriques anciens - 247 -
4.1.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 249 -
4.1.5. Révision des bilans et discussion - 251 -
4.1.6. Conclusions et hypothèses - 252 -
4.2. Massif de la Lare-Aurélien - 253 -
4.2.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 253 -
4.2.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-14) - 253 -
4.2.3. Bilans hydriques anciens - 257 -
4.2.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 258 -
4.2.5. Révision des bilans et discussion - 259 -
4.2.6. Conclusions et hypothèses - 260 -
4.3. Massif d'Agnis - 261 -
4.3.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 261 -
4.3.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-15) - 261 -
4.3.3. Bilans hydriques anciens - 261 -
4.3.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 264 -
4.3.5. Révision des bilans et discussion - 264 -
4.3.6. Conclusions et hypothèses - 265 -
4.4. Unité du Beausset Externe - 266 -
4.4.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 266 -
4.4.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-16) - 266 -
4.4.3. Bilans hydriques anciens - 270 -
4.4.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 273 -
4.4.5. Révision des bilans et discussion - 276 -
4.4.6. Conclusions et hypothèses - 278 -

4.5. Unité du Beausset Interne - 278 -
4.5.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 278 -
4.5.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-17) - 278 -
4.5.3. Bilans hydriques anciens - 280 -
4.5.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 283 -
4.5.5. Révision des bilans et discussion - 285 -
4.5.6. Conclusions et hypothèses - 286 -

5. MASSIFS DE LA REGION TOULONNAISE - 287 -

5.1. Massif du Faron-Coudon - 287 -
5.1.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 287 -
5.1.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-18) - 287 -
5.1.3. Bilans hydriques anciens - 289 -
5.1.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 291 -
5.1.5. Révision des bilans et discussion - 291 -
5.1.6. Conclusions - 292 -

5.2. Unité de Bandol-Sanary - 293 -
5.2.1. Cadre structural et limites de l'impluvium - 293 -
5.2.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-19) - 293 -
5.2.3. Bilans hydriques anciens - 293 -
5.2.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur - 296 -
5.2.5. Révision des bilans et discussion - 296 -
5.2.6. Conclusions et perspectives de travail - 297 -

6. REFLEXIONS SUR LE BASSIN VERSANT DU SYSTEME DE PORT MIOU - 298 -

6.1. Essai de bilan hydrique global en Basse Provence occidentale - 298 -
6.1.1. Quelques précisions pour la lecture du schéma de bilan global - 298 -
6.1.2. Massifs au bilan hydrique excédentaire - 301 -
6.1.3. Massifs au bilan hydrique déficitaire - 301 -

6.2. Interrogations hydrogéologiques et implications structurales - 301 -
6.2.1. Drainage du massif d'Allauch - 302 -
6.2.2. Drainage du massif de Fontblanche - 303 -
6.2.3. Drainage de la Sainte Baume - 303 -
6.2.4. Drainage de l'ensemble Lare-Aurélien - 305 -
6.2.5. Drainage du Régagnas et de la Sainte Victoire - 307 -

6.3. Proposition de révision du bassin versant du système karstique de Port Miou - 307 -

CHAPITRE 6 : ANALYSE KARSTOLOGIQUE, GEOMORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE DU SYSTEME KARSTIQUE - 311 -

1. REFLEXIONS SUR LA KARSTIFICATION EN REGION MARSEILLAISE - 312 -

1.1. Rappels sur les etapes de la karstification en Basse Provence - 312 -
1.1.1. Principales évolutions paléogéographiques et tectoniques en Basse Provence depuis le Jurassique (ANNEXE 11) - 312 -
1.1.2. Etapes de la karstification - 312 -
1.1.3. Conclusions - 313 -

1.2. Organisation de la karstification en région marseillaise - 313 -
1.2.1. Massifs karstiques à l'organisation hydrospéléologique cohérente - 313 -
1.2.2. Massifs karstiques à l'organisation hydrospéléologique incohérente - 315 -
1.2.3. Massifs karstiques à l'organisation hydrospéléologique peu connue - 318 -

1.3. Conclusions sur l'héritage messinien - 319 -

2. GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE DU KARST SOUS-MARIN DES CALANQUES - 321 -

2.1. Objectifs et méthodologies - 321 -

2.1.1. Objectifs - 321 -
2.1.2. Méthodes et données utilisées - 321 -
2.2. Géologie et structure du plateau continental marseillais - 322 -
2.3. Géomorphologie du plateau continental marseillais - 323 -
2.3.1. De Carry au Cap Morgiou : Bassin de Marseille et Sud Calanques - 323 -
2.3.2. De l'Oule à Bandol : secteur Est Cassidaigne - 324 -
2.3.3. Conclusions - 324 -
2.4. Analyse morphométrique des réseaux d'entailles sous-marines - 327 -
2.4.1. Résultats - 327 -
2.4.2. Discussion - 329 -
2.4.3. Conclusions - 329 -
2.5. Significations des canyons sous-marins - 329 -
2.5.1. Formation des canyons sous-marins - 329 -
2.5.2. Les canyons du plateau continental marseillais - 330 -
3. ESSAI DE CARACTERISATION DES CIRCULATIONS D'EAUX MARINES PROFONDES : ETUDE DES SEDIMENTS KARSTIQUES - 332 -
3.1. Objectifs et méthodologie - 332 -
3.1.1. Objectifs - 332 -
3.1.2. Méthodes utilisées - 332 -
3.2. Résultats et discussion sur les différentes signatures géochimiques - 335 -
3.2.1. Résultats des concentrations en titane - 335 -
3.2.2. Discussion sur les signatures géochimiques - 336 -
3.2.3. Conclusions sur les traçages géochimiques - 338 -
3.3. Résultats des descriptions sédimentologiques et micropaléontologiques - 339 -
3.3.1. Prélèvements dans la galerie de Port Miou - 339 -
3.3.2. Prélèvement dans la galerie du Bestouan : BE140606_2 - 344 -
3.3.3. Echantillons de vases marines du canyon de Cassidaigne - 345 -
3.3.4. Synthèse et discussion sur l'analyse sédimentologique et micropaléontologique - 347 -
3.4. Conclusions sur l'hypothèse d'une contamination profonde - 350 -

CONCLUSIONS GENERALES - 353 -

DIFFICULTES ET LIMITES DE L'ETUDE - 353 -
PRINCIPAUX RESULTATS - 353 -
Le débit, le fonctionnement et la contamination saline des sources sous-marines - 353 -
Le bassin versant du système karstique de Port Miou - 354 -
La paléokarstification en Basse Provence occidentale et ses conséquences sur le karst de Port Miou - 355 -
PERSPECTIVES - 355 -
Intérêts économiques et gestion de la ressource - 355 -
Propositions d'études - 356 -
Port Miou : un laboratoire In Situ ? - 357 -

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES - 359 -

ANNEXES - 375 -

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1 :

Figure 1-1 : Image satellite de la Basse Provence Occidentale ..... - 30 -

Figure 1-2 : Répartition de l'origine des prélèvements en eau potable sur le département des Bouches-du-Rhône (données Agence de l'Eau RMC 1999) ..... - 33 -

Figure 1-3 : Répartition de l'origine de l'eau potable pour les communes des Bouches-du-Rhône (BRL-Ingénierie, 2001a) ..... - 34 -

Figure 1-4 : Répartition des communes sécurisées et non sécurisées sur le département des Bouches-du-Rhône (BRL-Ingénierie, 2001b) ..... - 35 -

Figure 1-5 : Répartition de l'origine des prélèvements en eau potable sur le département du Var (données Agence de l'Eau RMC 2003) ..... - 36 -

Figure 1-6 : Répartition de l'origine de l'eau potable pour les communes du Var (Conseil-Général-du-Var, 2006a, modifié) ..... - 36 -

Figure 1-7 : Répartition de la diversification des ressources en eau sur le département du Var (Conseil-Général-du-Var, 2006), modifié) ..... - 38 -

Chapitre 2 :

Figure 2-1 : Modèles conceptuels de l'aquifère karstique existant dans la littérature (A. Drogue, 1992 ; B. Dörfliger et al., 1999 ; C. Mangin, 1975) ..... - 43 -

Figure 2-2 : Variations du δO_{18} dans les glaces polaires et du niveau marin depuis 150 000 ans (Raynaud *et al.*, 1993) ..... - 44 -

Figure 2-3 : Evolution des exutoires karstiques dans l'aquifère karstique côtier en fonction des variations du niveau de base marin (NB0 : niveau de base au temps t_0 ; S0 : source au temps t_0). Avec la chute du niveau marin (t_1), l'aquifère karstique réadapte son organisation hydraulique : S0 est abandonnée au profit de S1. Après la remontée du niveau marin (t_2), des sources sous-marines peuvent se former (Fleury, 2005) ..... - 44 -

Figure 2-4 : Réseaux karstiques profonds, canyons messiniens et rias pliocènes dans le Golfe du Lion (Audra *et al.*, 2004, modifié) ..... - 46 -

Figure 2-5 : Coupe schématique de la Font Estramar (d'après topo ARFE) ..... - 47 -

Figure 2-6 : Coupe schématique de la fontaine de Vaucluse (Gilli *et al.*, 2004b, modifié) ..... - 47 -

Figure 2-7 : Représentation du principe de Ghyben-Herzberg : A) Dans un tube en U contenant de l'eau douce et de l'eau salée ; B) Dans un aquifère poreux vu en coupe (Arfib, 2001) ..... - 48 -

Figure 2-8 : Représentation de l'intrusion saline dans un aquifère littoral poreux et de la zone de transition entre l'eau douce et l'eau de mer (Arfib, 2001) ..... - 49 -

Figure 2-9 : Schémas des différents types de contamination saline des sources karstiques dans les aquifères littoraux (Arfib, 2005) ..... - 51 -

Figure 2-10 : Localisation des principales sources sous-marines karstiques dans le monde (d'après Fleury, 2005) ..... - 55 -

Figure 2-11 : Localisation des principales sources sous-marines karstiques sur le pourtour méditerranéen (Fleury, 2005) ..... - 56 -

Chapitre 3 :

Figure 3-1 : Les sources sous-marines dans le massif des Calanques ..... - 58 -

Figure 3-2 : Carte de localisation des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan ..... - 58 -

Figure 3-3 : Photos de situation des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan : A) Vue large de la Calanque de Port Miou et localisation de la source sous-marine de Port Miou ; B) La résurgence sous-marine du Bestouan ; C) Laurons dans le port de Port Miou ; D) La résurgence sous-marine de Port Miou ..... - 59 -

Figure 3-4 : Carte géologique simplifiée du secteur des Calanques de Marseille à 1/50 000ème (modifiée d'après document interne SEM) et log stratigraphique simplifié des formations karstifiées et aquicludes ..... - 61 -

Figure 3-5 : Schéma du puits terminal de Port Miou d'après la plongée de J. Meynié ..... - 62 -

Figure 3-6 : Coupe développée de la galerie souterraines de Port Miou (modifiée d'après topo CRPS / FFESSM – mai 1992) ..... - 62 -

Figure 3-7 : Plans de la galerie de Port Miou à partir du barrage sous-marin : A) Topographie ; B) Coupe développée (modifiés d'après topo CRPS / FFESSM – mai 1992) ..... - 63 -

Figure 3-8 : Coupe développée de la galerie souterraine du Bestouan (modifiée d'après topo CRPS / FFESSM – mai 1992) ..... - 64 -

Figure 3-9 : Plans de la galerie du Bestouan jusqu'au terminus topo 483 m : A) Topographie ; B) Coupe développée (modifiés d'après topo CRPS / FFESSM / FFS – mai 1992) ..... - 64 -

Figure 3-10 : Limites supposées du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan ..... - 65 -

Figure 3-11 : Première carte de localisation de la rivière souterraine de Port Miou réalisée par le Comte de Marsigli en 1725 (Thibaux, 1956) ..... - 66 -

Figure 3-12 : Première coupe de la rivière souterraine de Port Miou. Les ragages avaient été interprétés par De Marsigli comme des puits romains artificiels (Thibaux, 1956) ..... - 67 -

Figure 3-13 : Schéma du fonctionnement du barrage en "chicane" à Port Miou permettant le blocage de l'intrusion d'eau de mer et sa séparation avec l'eau douce (Potié et Ricour, 1973, modifié). A) Fonctionnement théorique ; B) Fonctionnement dans la réalité : la voûte naturellement basse remplace le barrage à l'envers ..... - 69 -

Figure 3-14 : Coupe schématique longitudinale du barrage en chicane dans la galerie de Port Miou. L'aggrandissement permet de visualiser la technique de coffrage adoptée pour l'édification de l'ouvrage (Doche *et al.*, 1973, modifié) ..... - 70 -

Figure 3-15 : Schéma de karstification hypothétique de l'aquifère de Port Miou présentant les effets de l'obturation totale de la galerie (Potié, 1974, modifié). A) Obturation partielle : l'aquifère n'est pratiquement pas en charge, l'interface eau du karst/eau de mer est située à faible profondeur ; B) Obturation totale : l'aquifère est mis en charge, l'interface est maintenue à plus grande profondeur ..... - 71 -

Figure 3-16 : Coupe schématique du barrage sous-marin de Port Miou (Lombard, 1977, modifié) - 71 -

Figure 3-17 (à gauche) : Photo du système de batardeau pour l'obturation des conduits de vidange Ø1000 (document interne SEM) ..... - 72 -

Figure 3-18 (à droite) : Photo de la cloche "500" lors de la crue brutale du 17 janvier 1978 (document interne SEM) ..... - 72 -

Figure 3-19 : Schéma en perspective du barrage sous-marin de Port Miou (modifié d'après document interne SEM) ..... - 73 -

Figure 3-20 : Schémas des sections d'enregistrements du SRPM. A) Port Miou : "Ancienne station d'enregistrement" ; B) Station du Bestouan (Potié, 1974, modifié)..... - 74 -

Figure 3-21 : Graphique synoptique des enregistrements du SRPM de janvier à août 1972 (Potié, 1974)..... - 77 -

Figure 3-22 : Schéma d'installation des équipements de mesure de la station de la "cloche 500" à Port Miou (Potié, 1974, modifié) ..... - 78 -

Figure 3-23 : Graphique synoptique des enregistrements du SRPM de janvier à juin 1973 (Potié, 1974) ..... - 81 -

Figure 3-24 : Graphique synoptique des enregistrements du SRPM de juillet à décembre 1973 (Potié, 1974)..... - 82 -

Figure 3-25 : Evolution de la conductivité et de la température à différentes hauteurs de la galerie de Port Miou en aval du barrage du 18/09/1973 au 21/10/1973 (Potié, 1974)..... - 83 -

Figure 3-26 : Suivi des expériences de mise en charge du barrage de Port Miou au cours de l'année 1977 (Ricour, 1981, modifié) ..... - 85 -

Figure 3-27 : Suivi de la mise en charge du barrage de Port Miou au cours de l'année 1978 (Vernet et Vernet, 1980, modifié)..... - 86 -

Figure 3-28 : Modèle conceptuel du mécanisme de la contamination saline diffuse à grande profondeur dans le système karstique de Port Miou. La zone grisée représente la zone où a lieu l'intrusion saline..... - 89 -

Figure 3-29 : Modèle conceptuel du mécanisme de contamination saline locale par un paléodrain karstique à grande profondeur dans le système karstique de Port Miou. La zone grisée représente la zone où s'effectue la contamination (d'après Gilli, 2001)..... - 90 -

Figure 3-30 : Schéma de principe de la mesure de débitmétrie à ultrasons "temps de transit"..... - 93 -

Figure 3-31 : Schéma de principe du montage des sondes ultrasons "temps de transit"..... - 95 -

Figure 3-32 : Photo et dessin de la cage en inox supportant les sondes à ultrasons. A) La photo montre en zoom le détail du système de fixation des sondes à ultrasons ; B) Dessin de la cage en inox et de ses dimensions ..... - 96 -

Figure 3-33 : A) Photo sous-marine du système cage + sonde inséré dans une conduite 1000 du barrage; B) Vue de l'abri où s'effectue la relève de données (photos E. Gilli) ..... - 96 -

Figure 3-34 : Schéma du site d'instrumentation du barrage de Port Miou ..... - 97 -

Figure 3-35 : Coupe développée de la rivière du Bestouan présentant la situation du forage Camargo et de la station de mesure..... - 97 -

Figure 3-36 : Schéma de situation des capteurs dans la galerie sous-marine du Bestouan..... - 98 -

Chapitre 4 :

Figure 4-1 : Illustration de l'observation d'un décalage temporel entre l'augmentation du débit et la chute de la salinité de la source saumâtre de l'Almyros au cours d'une crue (février 2000). Le volume d'eau saumâtre expulsé est représenté par l'intégrale au cours du laps de temps ΔT (Arfib, 2001, modifié) ..... - 101 -

Figure 4-2 : Schéma illustrant la détermination de la distance d'éloignement de l'intrusion saline (D) par rapport à l'exutoire à l'aide du volume d'eau saumâtre expulsé et de la section de galerie dans le cas de l'Almyros d'Héraklion..... - 102 -

Figure 4-3 : Schéma illustrant l'analyse des composantes périodiques d'une chronique par son spectre de densité de variance (Mangin, 2005)..... - 104 -

Figure 4-4 : Schémas illustrant quelques exemples de corrélogramme croisé entre deux fonctions x et y (Mangin, 2005) ..... - 105 -

Figure 4-5 : Mécanismes du mélange d'eaux lors de la crue dans un conduit karstique soumis à intrusion saline. a) Dilution par apport d'eau douce supplémentaire (ED1) en aval de la zone de mélange ; b) Diminution de l'intrusion de l'eau de mer (EM2) par augmentation de la charge hydraulique dans le conduit (Arfib *et al.*, 2006) ..... - 107 -

Figure 4-6 :: Courbes théoriques Q_{mer}–C_T (débit d'eau de mer–salinité) lors d'une crue observée dans un conduit karstique, pour différentes distances d entre la zone de mélange et la source : (a) dilution par de l'eau douce, (b) diminution de l'entrée d'eau de mer – les axes ont des unités arbitraires, Q : débit d'eau à la distance d (Q_T : débit total, Q_{doux} : débit d'eau douce, Q_{mer} : débit d'eau de mer) (Arfib *et al.*, 2006) ..... - 108 -

Figure 4-7 : Abaque de la salinité (en g/l) en fonction de la conductivité spécifique (en mS/cm) à différentes températures. L'équation polynomiale permet d'obtenir la salinité pour une conductivité spécifique à 25°C (Girardot, 2002, modifié) ..... - 111 -

Figure 4-8 : Schéma hydraulique du barrage de Port Miou (vue en coupe). Le débit Q transitant à travers les conduites est dépendant de la perte de charge totale Δh_t appliquée à l'ouvrage .... - 112 -

Figure 4-9 : Estimation des pertes de charges singulières liés au rétrécissement et à l'élargissement brusque de la section à l'entrée et la sortie des conduites traversant le barrage (d'après Idel'cik, 1986) ..... - 113 -

Figure 4-10 : Profil des vitesses d'écoulement sur une section selon le régime (d'après Joulié, 1998) .... - 114 -

Figure 4-11 : Abaque du débit traversant le barrage en fonction de la charge pour différents cas de figure d'ouverture des conduites (d'après COYNE-BELLIER, 1976b) ..... - 117 -

Figure 4-12 : Localisation des prélèvements d'eaux sur la topographie dans le réseau de Port Miou ..... - 119 -

Figure 4-13 : Carte de situation des stations météorologiques et hydrologiques utilisées au cours de l'étude ..... - 123 -

Figure 4-14 : Cumuls et directions des jours de vents à la station météorologique de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006. Les traits en pointillé symbolisent la limite des deux classes de vents : vents d'est à droite et mistral à gauche ..... - 124 -

Figure 4-15 : Histogramme de la vitesse des vents à la station météorologique de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006 ..... - 125 -

Figure 4-16 : Les divers types de marées. Les courbes représentent la variation de la hauteur d'eau en fonction du temps (source IFREMER) ..... - 125 -

Figure 4-17 : Variations d'une marée de type semi-diurne en fonction des phases de la Lune (source IFREMER) ..... - 126 -

Figure 4-18 : Evolution du niveau marin à la station marégraphique de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006 ..... - 126 -

Figure 4-19 : Illustration des différents cycles de la marée sur la chronique du niveau marin à Marseille de juin 2006 à août 2006 ..... - 127 -

Figure 4-20 : Evolution des débits moyens annuels de l'Arc, de l'Argens et du Cauron et de la pluviométrie annuelle cumulée à St Maximin au cours des cycles hydrologiques 1992 à 2006 ..... - 128 -

Figure 4-21 : Comparaison entre la pluviométrie moyenne interannuelle à Marseille et la pluviométrie mensuelle à Cassis pour les cycles 2004-2005 et 2005-2006 ..... - 130 -

Figure 4-22 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de décembre 2004 à avril 2005 (chronique 1).....- 133 -

Figure 4-23 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, des vitesses d'écoulement, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de mai à décembre 2005.....- 134 -

Figure 4-24 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, des vitesses d'écoulement, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de janvier à février 2006.....- 135 -

Figure 4-25 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, des vitesses d'écoulement, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de mars à octobre 2006.....- 136 -

Figure 4-26 : Profils de salinité et de température de l'eau à Port Miou réalisés : A) A l'amont du barrage le 16/04/05 ; B) A l'aval du barrage le 22/05/05.....- 138 -

Figure 4-27 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou entre le 16 avril et le 22 mai 2005.....- 139 -

Figure 4-28 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou au cours de la période de mai à décembre 2005.....- 140 -

Figure 4-29 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou au cours de la période de janvier à février 2006.....- 141 -

Figure 4-30 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou au cours de la période de mars à octobre 2006.....- 142 -

Figure 4-31 : Chroniques du débit total, de la salinité, de la température et de la pression de la source de Port Miou au cours de la période du 13/04/06 au 24/05/06 (les courbes en gras foncé ont été traitées par le filtre moyenne mobile 25h).....- 144 -

Figure 4-32 : Chroniques du débit total, de la salinité, de la température et de la pression de la source de Port Miou au cours de la période du 26/01/06 au 05/02/06 (les courbes en gras foncé ont été traitées par le filtre moyenne mobile 25h).....- 145 -

Figure 4-33 : Chroniques du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période du 23/01/06 au 22/02/06 (les courbes en traits hachurés noirs ont été interpolées manuellement).....- 146 -

Figure 4-34 : Chroniques de la pluviométrie journalière à Cassis et des paramètres enregistrés aux sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la période de mars 2005 à octobre 2006 (moyennes journalières sur les données brutes).....- 147 -

Figure 4-35 : Chroniques des vitesses d'écoulements enregistrées aux sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la crue de janvier 2006.....- 151 -

Figure 4-36 : Illustration de l'effet des vents dominants sur l'évolution du niveau marin à Marseille de décembre 2004 à avril 2005. Les périodes de vents sont représentées par les rectangles à trait plein (période de mistral) ou à trait hachuré (période de vent d'est).....- 152 -

Figure 4-37 (à gauche) : Corrélogramme des vents dominants au pas de temps journalier sur la période de septembre 2004 à octobre 2006.....- 153 -

Figure 4-38 (à droite) : Corrélogramme croisé au pas de temps horaire entre les vents dominants et le niveau marin.....- 153 -

Figure 4-39 : Illustration de l'influence des périodes de vents dominants (mistral ou vent d'est) sur la marée et sur les pressions enregistrées à Port Miou et au Bestouan ..... - 154 -

Figure 4-40 : Effets journaliers des épisodes de pleine et basse mer de la marée sur : A) les pressions ; B) les vitesses d'écoulement dans les galeries ..... - 156 -

Figure 4-41 : Illustration du phénomène d'intrusion d'eau de mer directe par la résurgence du Bestouan. Les traits verticaux montrent le caractère synchrone entre les pics de salinité, les chutes de température et de vitesse de la source lors des pleines marées ..... - 157 -

Figure 4-42 : Spectres de densité du niveau marin A) Court terme : pas de temps horaire ; B) Long terme : pas de temps de deux jours ..... - 158 -

Figure 4-43 : Spectres de densité des paramètres du Bestouan sur la période d'avril 2005 à octobre 2006. A) Court terme : pas de temps journalier ; B) Long terme : pas de temps de deux jours - 159 -

Figure 4-44 : Spectres de densité des paramètres de Port Miou sur la période de mai 2005 à octobre 2006. A) Court terme : pas de temps horaire ; B) Long terme : pas de temps de deux jours . - 159 -

Figure 4-45 : Essai de corrélation entre les précipitations localisées à St Maximin au cours du mois d'août 2005 et l'évolution des vitesses d'écoulement et de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan (données journalières) ..... - 161 -

Figure 4-46 : Essai de corrélation entre les précipitations localisées à St Maximin au cours du mois de juillet 2006 et l'évolution des vitesses d'écoulement et de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan (données journalières) ..... - 161 -

Figure 4-47 : Essai de corrélation entre les précipitations localisées à Trets et St Maximin au cours du mois d'avril 2006 et l'évolution des vitesses d'écoulement et de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan (données journalières) ..... - 162 -

Figure 4-48 : Corrélogrammes croisés entre la pluviométrie à St Cyr, Allauch et St Maximin et les différents paramètres enregistrés (excepté les vitesses d'écoulements) aux sources de Port Miou (graphiques A, C et E) et du Bestouan (graphiques B, D et F) ..... - 163 -

Figure 4-49 : Relations entre la salinité et les débits de la source de Port Miou au cours des 14 crues étudiées entre septembre 2005 et octobre 2006 ..... - 167 -

Figure 4-50 : Exemples de décalages temporels entre l'augmentation du débit ou de la vitesse d'écoulement et la chute de la salinité : A) A Port Miou pour deux crues en novembre-décembre 2005 ; B) Au Bestouan pour deux crues en septembre 2005 ..... - 168 -

Figure 4-51 : Décalages temporels entre l'augmentation des vitesses d'écoulement (mesure dans une section réduite) et la chute de la salinité de la source de Port Miou observés lors des crues d'octobre 1973 (données SRPM, date en mois/jour/an) ..... - 169 -

Figure 4-52 : A) Evolution du volume d'eau saumâtre expulsé au cours des différentes crues de la source. B) Temps de déphasage en fonction du débit moyen au cours de chaque déphasage observés pendant les crues. C) Volume d'eau saumâtre expulsé en fonction du débit moyen au cours de chaque déphasage observés pendant les crues ..... - 171 -

Figure 4-53 : Courbe d'hystérésis Q_{mer}-C_t du 1er au 28 décembre 2005 à la source de Port Miou (crue n°7) : A) Evolution du débit total (Q_t), du débit d'eau douce (Q_{doux}), du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t ; B) Hystérésis de la salinité (ou C_t= concentration totale) en fonction du débit d'eau de mer (données traitées par moyenne mobile période 25h) ..... - 174 -

Figure 4-54 : Courbes d'hystérésis Qmer-Ct des crues n°1, 6b, 7, 8 et 9 à la source de Port Miou - 175 -

Figure 4-55 : Courbes d'hystérésis Qmer-Ct des crues n°2, 12 et 13 à la source de Port Miou ..... - 176 -

Figure 4-56 : Courbe d'hystérésis Q_{mer}-C_t du 24 septembre au 4 octobre 2006 à la source de Port Miou : A) Evolution du débit total (Q_t), du débit d'eau douce (Q_{doux}), du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la

salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t ; B) Hystérésis de la salinité (ou C_t= concentration totale) en fonction du débit d'eau de mer (données traitées par moyenne mobile période 25h)..... - 178 -

Figure 4-57 : Courbe synoptique des hystérésis Q_{mer}-C_t du 19 juillet 2005 au 27 octobre 2006 à la source de Port Miou : A) Evolution du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t ; B) Hystérésis de la salinité (ou C_t= concentration totale) en fonction du débit d'eau de mer (données traitées par moyenne mobile période 25h)..... - 179 -

Figure 4-58 : Illustration des périodes d'oscillations inexpliquées de la salinité de la source de Port Miou au cours de la période de mai 2005 à octobre 2006..... - 181 -

Figure 4-59 : Illustration de l'observation de périodes de variations inexpliquées des vitesses d'écoulement à la source de Port Miou : exemple de la période de mai à juillet 2006..... - 182 -

Chapitre 5 :

Figure 5-1 : Carte de répartition des modules d'infiltration théoriques (formule Hargreaves-Samani) obtenus sur les stations météorologiques (MétéoFrance) et des modules d'infiltration empiriques sur le secteur de l'étude..... - 197 -

Figure 5-2 : Situation des massifs karstiques étudiés entre Marseille et Toulon..... - 200 -

Figure 5-3 : Carte structurale de la Basse Provence occidentale (Rouire et Blanc, 1979)..... - 201 -

Figure 5-4 : Coupe géologique simplifiée de la Basse Provence (d'après Tempier, 1987)..... - 202 -

Figure 5-5 : Corrélation entre l'altitude des stations de la zone d'étude et : A) Les températures moyennes annuelles ; B) Les précipitations moyennes annuelles..... - 204 -

Figure 5-6 : Corrélation de la précipitation moyenne annuelle avec la longitude (coordonnées en mètres Lambert III Sud)..... - 205 -

Figure 5-7 : Corrélation des débits spécifiques calculés d'après Hargreaves et Samani avec : A) L'altitude de la station météorologique ; B) Sa longitude..... - 206 -

Figure 5-8 : Carte hydrogéologique du massif karstique littoral de la Fare..... - 208 -

Figure 5-9 : Carte hydrogéologique du massif karstique de la Sainte Victoire..... - 215 -

Figure 5-10 : Carte hydrogéologique du massif karstique du Régagnas..... - 226 -

Figure 5-11 : Carte hydrogéologique des massifs de la Nerthe et de l'Etoile..... - 231 -

Figure 5-12 : Carte hydrogéologique du massif karstique d'Allauch..... - 239 -

Figure 5-13 : Carte hydrogéologique du massif karstique de la Sainte Baume..... - 245 -

Figure 5-14 : Carte hydrogéologique des massifs karstiques de la Lare et de l'Aurélien..... - 255 -

Figure 5-15 : Carte hydrogéologique du massif karstique d'Agnis..... - 262 -

Figure 5-16 : Carte hydrogéologique de l'unité karstique du Beausset Externe..... - 267 -

Figure 5-17 : Carte hydrogéologique de l'unité karstique du Beausset Interne..... - 281 -

Figure 5-18 : Carte hydrogéologique des massifs karstiques du Faron et du Coudon..... - 288 -

Figure 5-19 : Carte hydrogéologique du massif karstique littorale de Bandol-Sanary..... - 294 -

Figure 5-20 : Schéma explicatif pour la lecture du schéma de bilan hydrique global. Exemple du massif de la Fare..... - 298 -

Figure 5-21 : Bilan hydrique schématique des principaux aquifères karstiques de la Basse Provence occidentale..... - 299 -

Figure 5-22 : Coupe géologique Nord-Sud entre le massif de l'Etoile et le bassin du Beausset (Guieu *et al.*, 1980, modifié)..... - 302 -

Figure 5-23 : Coupe géologique et interprétation hydrogéologique de la liaison entre le karst étagé du sud de la Sainte Baume et l'aquifère de Port Miou (Rousset, 2006, modifié)..... - 304 -

Figure 5-24 : Situation en coupe de l'ennoiement des mines de bauxites par les venues karstiques des calcaires du Crétacé supérieur et du Jurassique supérieur..... - 305 -

Figure 5-25 : Coupe géologique simplifiée de la Sainte Baume et interprétation hydrogéologique des écoulements profonds (coupe d'après Guieu, 1968) ..... - 306 -

Figure 5-26 : Coupe géologique et interprétation hydrogéologique du bassin synclinal de l'Arc (Chalumeau, 2000, modifié)..... - 306 -

Figure 5-27 : Proposition d'extension du bassin versant du système karstique de Port Miou ..... - 309 -

Chapitre 6 :

Figure 6-1 : Coupe géologique schématique dans le massif du Ragas montrant l'alignement des grands gouffres du plateau de Siou Blanc. Cette unité draine l'importante source du Ragas au Revest (Monteau, 1971, modifié)..... - 314 -

Figure 6-2 : Coupe développée simplifiée du réseau du Sabre (modifiée d'après données CDS 83)- 315 -

Figure 6-3 : Coupe géologique dans le Plan d'Aups mettant en évidence la disposition du gouffre du Petit St Cassien vis-à-vis de la résurgence de la Foux et les écoulements profonds vers le Sud dépendant du pendage naturel des couches (Monteau *et al.*, 1983, modifié)..... - 316 -

Figure 6-4 : La grotte fossile de l'arche de Castelvieil domine les falaises urgoniennes du plateau de Castelvieil (massif des Calanques)..... - 317 -

Figure 6-5 : Principaux gouffres explorés dans le massif des Calanques (Courbon et Parein, 1991)- 318 -

Figure 6-6 : Hypothèse de l'héritage messinien du réseau karstique de Port Miou. A) Au Messinien le réseau se verticalise pour s'adapter à la chute du niveau marin. Un imperméable relatif constitue le niveau de base de la karstification ; B) Actuellement les circulations profondes sont bloquées par l'intrusion d'eau de mer : le réseau s'est ré-adapté au niveau de base marin..... - 320 -

Figure 6-7 : A) Hiérarchisation et B) linéarisation des réseaux de vallées selon R. E. Horton (d'après Coque, 2002) ..... - 322 -

Figure 6-8 : Structure tectonique et surface d'aplanissement enfouie sur le plateau continental du secteur de Planier (Vanney, 1977, modifié). A) Schéma structural simplifié ; B) et C) Profils sismiques simplifiés..... - 323 -

Figure 6-9 : Carte bathymétrique du plateau continental du secteur oriental du canyon de Cassidaigne, en bleu sont localisées les dépressions fermées. Le canevas tectonique est esquissé dans l'encart en bas à droite..... - 326 -

Figure 6-10 : (A gauche) Réseau des entailles (ou drains) sous-marines du plateau continental d'après la carte bathymétrique réalisée sur le secteur oriental du canyon de Cassidaigne..... - 328 -

Figure 6-11 : (A droite) Rosaces des directions d'alignement des drains calculées sur les nombres (à gauche) et sur les longueurs (à droite) pour les différents secteurs du plateau continental : A) Le secteur de Cassis ; B) Le secteur de la Ciotat ; C) Le secteur de Blauquières (abstraction des drains d'ordre 1)..... - 328 -

Figure 6-12 : Morphologie des canyons sous-marins au sud des Calanques de Marseille à la Ciotat et position des principales sources sous-marines et littorales (bathymétrie d'après Froget, 1974) ..... - 331 -

Figure 6-13 : Analyse au MEB de l'échantillon de sédiment PM191105_2 : A) Photo d'un grain de calcite recouvert d'une pellicule argileuse ; B) Analyse chimique de la fraction argileuse..... - 341 -

Figure 6-14 : Analyse au MEB de l'échantillon de sédiment PM191105_2 : A) Photo de la surface d'un grain de calcite montrant de micronodules riches en soufre ; B) Analyse chimique des micronodules ..... - 342 -

Figure 6-15 : Photo et log simplifié de la carotte de sédiment PM150606_1 ..... - 343 -

Figure 6-16 : Photo et log simplifié de la carotte de sédiment PM150606_2 ..... - 343 -

Figure 6-17 : Photo et log simplifié de la carotte de sédiment BE140606_2 ..... - 344 -

Figure 6-18 : Logs comparatifs des sédiments des galeries souterraines de Port Miou et du Bestouan .. - 348 -

Figure 6-19 : Représentation de la répartition géographique des rejets des boues résiduelles de l'exploitation bauxitifère au niveau du canyon sous-marin de Cassidaigne à l'aide de la distribution des teneurs en titane dans les sédiments bathyaux superficiels (Arnoux *et al.*, 2003, modifié) ..... - 350 -

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 3 :

Tableau 3-1 : Description des stations d'enregistrement du SRPM pendant la 1ère phase d'acquisition de 1968 à 1972 ..... - 74 -

Tableau 3-2 : Estimation des débits moyens des sources sous-marines à l'aide des données acquises par le SRPM entre 1968 et 1972 (n.c. : non connu)..... - 76 -

Tableau 3-3 : Description des stations d'enregistrement du SRPM pendant la 2ème phase d'acquisition de 1973 à 1975..... - 79 -

Tableau 3-4 : Estimation des débits de crue des sources sous-marines au cours de l'année 1973 (n.c. : non connu, *section réduite à partir de juillet 73) ..... - 80 -

Tableau 3-5 : Estimation des débits moyens des sources sous-marines à l'aide des données acquises par le SRPM en 1973 (n.c. : non connu, *section réduite à partir de juillet 73)..... - 80 -

Tableau 3-6 : Tableau récapitulatif des principaux appareils de mesure du débit ou de la vitesse, leur caractéristiques et quelques modèles en exemple. (*en italique gras sont présentés les appareils développés en océanographie*) ..... - 93 -

Tableau 3-7 : Détails du coût d'investissement et de fonctionnement des stations de mesures hydrologiques des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan ..... - 94 -

Chapitre 4 :

Tableau 4-1 : Tableau descriptif des chroniques de données acquises sur les sources de Port Miou et du Bestouan ..... - 110 -

Tableau 4-2 : Résultats des calculs de *f* par itérations successives de la formule de Colebrook pour différentes valeurs théoriques de pertes de charges totales ..... - 114 -

Tableau 4-3 : Caractéristiques générales des échantillons d'eaux profondes prélevés à Port Miou - 119 -

Tableau 4-4 : Informations géographiques sur le réseau de pluviomètres utilisé au cours de l'étude (*distance en ligne droite) ..... - 120 -

Tableau 4-5 : Caractéristiques principales des données météorologiques utilisées pour l'étude..... - 121 -

Tableau 4-6 : Calcul des déficits débitmétriques des principales sources de la région (et de la Fontaine de Vaucluse) au cours des deux derniers cycles hydrologiques 2004-2006 et des déficits pluviométriques des zones d'alimentations des sources observés sur la même période ..... - 129 -

Tableau 4-7 : Description des principaux événements pluvieux sur les trois secteurs d'étude de décembre 2004 à octobre 2006 (précipitations maximums en gras, n.c. : non connu)..... - 131 -

Tableau 4-8 : Valeurs minimales et maximales enregistrées aux sources sous-marines sur les paramètres de pression, température, salinité, vitesse d'écoulement et débit total durant la période de mai 2005 à octobre 2006 (**données estimées*)..... - 143 -

Tableau 4-9 : Comparaison des valeurs maximales, minimales, moyennes et de l'amplitude moyenne de variation de la salinité et de la température des sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la période de mars 2005 à octobre 2006 ..... - 148 -

Tableau 4-10 : Ecarts minimums (crue de janvier 2006) et maximums (étiage 2005) de salinité et de température entre les sources de Port Miou et du Bestouan..... - 148 -

Tableau 4-11 : Analyses chimiques des prélèvements faits dans la galerie de Port Miou ..... - 149 -

Tableau 4-12 : Mesures de la salinité des échantillons d'eaux prélevés à Port Miou et salinité mesurée au barrage au même moment..... - 149 -

Tableau 4-13 : Evènements pluvieux localisés sur les pluviomètres des secteurs Nord Marseille et éloignés au cours de l'étude (les n° de pluies correspondent à la numérotation donnée dans le Tableau 4-7)..... - 160 -

Tableau 4-14 : Valeurs des coefficient de corrélation et du temps de déphasage des principaux pics observés sur les corrélogrammes croisés entre les précipitations de St Cyr, Allauch et St Maximin et les paramètres enregistrés aux sources de Port Miou et du Bestouan..... - 164 -

Tableau 4-15 : Caractéristiques principales des crues et des chutes de salinité/température associées de la source de Port Miou de septembre 2005 à octobre 2006..... - 166 -

Tableau 4-16 : Résultats des calculs des volumes d'eau saumâtre expulsés par la source de Port Miou durant le déphasage temporel entre la montée du débit en crue et la chute de la salinité pour 11 crues observées au cours de l'étude. La portion de galerie non affectée par des variations de sa salinité est estimée en distance pour trois sections de galeries considérées..... - 170 -

Tableau 4-17 : Estimation du débit moyen d'eau douce des sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la période de mai 2005 à octobre 2006..... - 187 -

Chapitre 5 :

Tableau 5-1 : Tableau présentant quelques méthodes de calculs de l'ETP, leur validité, leur classement de performance selon le climat considéré, et le nombre de données nécessaires (d'après Arfib, 2001)..... - 191 -

Tableau 5-2 : Résultats des calculs des paramètres ETP, ETR, P_{eff}, i et $Q_{spé}$ pour les stations météorologiques de Météo France selon les méthodes de Hargreaves-Samani, et de Turc simplifiée..... - 195 -

Tableau 5-3 : Comparaison des paramètres ETR, i et $Q_{spé}$ pour les stations météorologiques d'Aix et de Cuers selon les méthodes de Penman-Monteith, Hargreaves-Samani, et de Turc simplifiée.- 195 -

Tableau 5-4 : Valeurs moyennes des modules d'infiltration empiriques évalués sur différents reliefs karstique de la Basse Provence occidentale..... - 196 -

Tableau 5-5 : Liste des stations météorologiques (Météo France) utilisées pour les bilans hydrologiques..... - 203 -

Tableau 5-6 : Comparaison des corrélations Température-Altitude et Précipitations-Altitude sur le sud-est de la France et sur la zone d'étude..... - 205 -

Tableau 5-7 : Bilan hydrique global mesuré du massif de la Fare pour l'année hydrologique 1972- 209 -

Tableau 5-8 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du massif de la Fare pour l'année hydrologique 1972..... - 210 -

Tableau 5-9 : Bilan hydrique révisé du massif de la Fare..... - 212 -

Tableau 5-10 : Bilan hydrique global mesuré du massif de la Sainte Victoire pour l'année hydrologique 1968..... - 217 -

Tableau 5-11 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du massif de Sainte Victoire pour l'année hydrologique 1968..... - 218 -

Tableau 5-12 : Bilan hydrique global mesuré du massif de la Sainte Victoire pour les années hydrologiques 1970-1971..... - 219 -

Tableau 5-13 : Bilan hydrique mesuré (en L/s) des différentes unités du massif de Sainte Victoire pour les années hydrologiques 1970-1971..... - 219 -

Tableau 5-14 : Révision du bilan hydrique (en L/s) du massif de la Sainte Victoire pour les années hydrologiques 1970-1971..... - 222 -

Tableau 5-15 : Bilan hydrique révisé du massif de la Sainte Victoire ..... - 223 -

Tableau 5-16 : Bilan hydrique global estimé du massif de Régagnas ..... - 227 -

Tableau 5-17 : Essai de bilan (en L/s) du massif de Régagnas ..... - 228 -

Tableau 5-18 : Bilan hydrique global mesuré d l'ensemble Nerthe-Etoile pour l'année hydrologique 1985 ..... - 233 -

Tableau 5-19 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités de l'ensemble Nerthe-Etoile pour l'année hydrologique 1985 ..... - 234 -

Tableau 5-20 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble Nerthe Etoile ..... - 236 -

Tableau 5-21 : Bilan hydrique global estimé du massif d'Allauch ..... - 241 -

Tableau 5-22 : Essai de bilan (en L/s) du massif d'Allauch ..... - 241 -

Tableau 5-23 : Bilan hydrique global mesuré de la partie orientale de la Sainte Baume (plateaux de Mazargues) pour l'année hydrologique 1970 ..... - 247 -

Tableau 5-24 : Essai de bilan théorique (en L/s) de la partie orientale de la Sainte Baume (plateaux de Mazargues) pour l'année hydrologique 1970 ..... - 248 -

Tableau 5-25 : Bilan hydrique global mesuré de la Sainte Baume pour les années hydrologiques de 1985 à 1990 ..... - 248 -

Tableau 5-26 : Essai de bilan théorique (en L/s) de la Sainte Baume pour les années hydrologiques de 1985 à 1990 ..... - 249 -

Tableau 5-27 : Bilan hydrique révisé du massif de la Sainte Baume ..... - 252 -

Tableau 5-28 : Bilan hydrique global mesuré de la Lare pour les années 1985 à 1990 ..... - 257 -

Tableau 5-29 : Essai de bilan théorique (en L/s) du massif de la Lare pour les années hydrologiques de 1985 à 1990 ..... - 257 -

Tableau 5-30 : Bilan hydrique révisé du massif de la Lare ..... - 260 -

Tableau 5-31 : Bilan hydrique global mesuré du massif de l'Agnis pour les années hydrologiques 1966-1967 ..... - 263 -

Tableau 5-32 : Essai de bilan théorique (en L/s) du massif de l'Agnis pour les années hydrologiques 1966-1967 ..... - 263 -

Tableau 5-33 : Bilan hydrique global mesuré du massif de l'Agnis (d'après Gilli, 2000b) ..... - 265 -

Tableau 5-34 : Essai de bilan (en L/s) du massif de l'Agnis (d'après Gilli, 2000b) ..... - 265 -

Tableau 5-35 : Bilan hydrique global mesuré du Beausset externe pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 270 -

Tableau 5-36 : Bilan hydrique mesuré (en L/s) des différentes unités du Beausset externe pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 271 -

Tableau 5-37 : Révision du bilan hydrique global de l'unité orientale du Beausset externe pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 272 -

Tableau 5-38 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble du Beausset externe ..... - 277 -

Tableau 5-39 : Bilan hydrique global mesuré du Beausset interne pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 280 -

Tableau 5-40 :Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du Beausset interne pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 283 -

Tableau 5-41 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble du Beausset interne ..... - 286 -

Tableau 5-42 : Bilan hydrique global mesuré du massif du Faron pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 289 -

Tableau 5-43 : Essai de bilan théorique (en L/s) de l'unité du Faron pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 289 -

Tableau 5-44 : Bilan hydrique global mesuré du massif du Coudon pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 290 -

Tableau 5-45 : Essai de bilan théorique (en L/s) du massif du Coudon pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 290 -

Tableau 5-46 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble du Faron-Coudon ..... - 292 -

Tableau 5-47 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du massif de Bandol-Sanary pour les années hydrologiques 1965-1967 ..... - 295 -

Tableau 5-48 : Bilan hydrique révisé de l'unité de Bandol-Sanary ..... - 297 -

Tableau 5-49 : Déficits hydriques observés sur les principaux aquifères karstiques et drainages profonds supposés et hypothétiques (n.c. : non connu) ..... - 301 -

Tableau 5-50 : Porpositions de révision du bilan hydrique du système de Port Miou ..... - 308 -

Chapitre 6 :

Tableau 6-1 : Directions principales d'alignement des entailles sous-marines à l'est du canyon de Cassidaigne et comparaison avec des valeurs locales et régionales ..... - 327 -

Tableau 6-2 : Informations sur le lieu de prélèvement et les analyses effectuées sur les échantillons de sédiments récoltés dans les galeries sous-marines et sur d'autres sites au cours de la thèse .. - 334 -

Tableau 6-3 : (A gauche) Concentrations en titane total (en $\mu g.g^{-1}$) dans les sédiments superficiels prélevés aux sources de Port Miou, Bestouan et du Roucas Blanc et sur un échantillon de terra rossa prélevé dans la galerie d'accès au barrage de Port Miou ..... - 335 -

Tableau 6-4 : (A droite) Concentrations en titane total (en $\mu g.g^{-1}$) à différentes profondeurs dans les carottes de sédiments prélevées aux sources de Port Miou et du Bestouan ..... - 335 -

Tableau 6-5 : Tableau comparatif des concentrations (en $\mu g.g^{-1}$) en éléments traces métalliques dans les sédiments de Port Miou et du Bestouan, des valeurs mesurées locales et des valeurs bibliographiques de références (*Nb.= nombre d'échantillons moyennés, n.d. = non dosé) .. - 336 -

Tableau 6-6 : Synthèse des résultats de l'analyse sédimentologique et micropaléontologique des prélèvements effectués dans les galeries sous-marines et des vases marines du canyon de Cassidaigne ..... - 349 -

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1 : GRAPHIQUES SYNOPTIQUES DES DONNEES RECUEILLIS PAR LE SRPM SUR LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN AU COURS DES ANNEES 1968-1969 ..... - 376 -

ANNEXE 2 : GRAPHIQUES SYNOPTIQUES DES DONNEES RECUEILLIS PAR LE SRPM SUR LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN AU COURS DES ANNEES 1969-1970 ..... - 377 -

ANNEXE 3 : GRAPHIQUES SYNOPTIQUES DES DONNEES RECUEILLIS PAR LE SRPM SUR LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN AU COURS DES ANNEES 1970-1971 ..... - 378 -

ANNEXE 4 : METHODOLOGIE DE LA MESURE DE LA PERTE DE CHARGE DU BARRAGE DE PORT MIOU.... - 379 -

ANNEXE 5 : DONNEES PLUVIOMETRIQUES ET DEBITMETRIQUES SUR LES CYCLES HYDROLOGIQUES 1992-2006 ..... - 380 -

ANNEXE 6 : RESULTATS DES CORRELOGRAMMES CROISES ..... - 381 -

ANNEXE 7 : DETAIL DES HYDROGRAMMES ET DES CHIMIOGRAMMES DE CRUES DE LA SOURCE DE PORT MIOU ..... - 387 -

ANNEXE 8 : DETAILS DES RESULTATS DE L'ANALYSE DES HYDROGRAMMES ET CHIMIOGRAMMES DES CRUES A PORT MIOU ..... - 394 -

ANNEXE 9 : COURBES HYSTERESIS QMER-CT ET GRAPHIQUES ASSOCIES DES PRINCIPALES CRUES DE LA SOURCE DE PORT MIOU ..... - 399 -

ANNEXE 10 : LITHOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE DES TERRAINS MESOZOÏQUE DE LA REGION DE MARSEILLE ..... - 402 -

ANNEXE 11 : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DE LA BASSE PROVENCE..... - 403 -

RESUME

Ce travail de recherche porte sur les conditions d'alimentation et de fonctionnement des sources karstiques saumâtres de Port Miou et du Bestouan, principaux exutoires de l'aquifère karstique littoral de Port Miou. La méthodologie adoptée consiste en une approche multicritères sur l'hydrologie, l'hydrogéologie, la spéléomorphométrie, la structure et l'héritage paléogéographique du système karstique dans son ensemble.

Le suivi hydrométrique des sources sous-marines se déroule sur un an et demi au cours du contexte climatique actuel de sécheresse touchant l'ensemble de la Basse Provence. L'analyse des mécanismes de mélange entre l'eau douce et l'eau de mer dans l'aquifère karstique montre que la contamination des sources s'effectue de manière pérenne par des intrusions d'eau de mer à grande profondeur dans le réseau. L'étude des crues révèle que la mise en charge du réseau karstique ne diminue pas la quantité d'eau de mer participant au mélange, chaque crue étant caractérisée par un apport supplémentaire d'eau douce qui contribue à faire chuter la salinité et la température de l'eau de la source.

La révision des bilans hydriques des principaux massifs calcaires jurassico-crétacés en région marseillaise dévoile la possibilité d'importants écoulements karstiques profonds au profit de l'aquifère de Port Miou. Il convient alors de proposer que ce système se structure selon une karstification à grande profondeur et sur une superficie importante, aujourd'hui en partie noyé sous la mer. La genèse et l'organisation de ce karst, vaste et profond, s'expliquent par le modèle messinien de karstification adopté récemment pour la mise en place de nombreux aquifères karstiques périméditerranéens.

Mots clés : karst littoral, source sous-marine, intrusion saline, salinité, bilan, Messinien, Bestouan, Port Miou

ABSTRACT

This research work deals with the supplying and functioning conditions of the karstic brackish springs of Port Miou and the Bestouan, both the main outlets of Port Miou's karstic littoral aquifer. The chosen methodology is a multiple criteria approach to hydrology, hydrogeology, speleomorphometry, as well as to the paleographic structure and inheritance of the whole karstic system.

A year and a half has been necessary to process to the hydrometric monitoring of the submarine springs – a time of drought that has affected the entire lower Provence. The analysis of the mixing mecanisms between fresh water and sea water in the karstic aquifer shows that the contamination of the springs sustainably takes place through deep sea water intrusions in the network. The study of the floods reveals that the karstic network's increase of the water head doesn't lower the amount of sea water that is part of the mixing. Each rise in the water level is characterized by an additional supplying of fresh water into the karst conduit which contributes to cause a drop in the spring water's salinity and temperature.

The reappraisal of the water balance of the main Jurassico-Cretaceous massifs in the region of Marseille reveals the potential existence of important deep karstic flows from which Port Miou's aquifer could benefit. It seems justified to suggest that this system is structured along a karstification spreading deeply and vastly, and today partly drowned into the sea. The genesis and the organization of that deep and vast karst can be explained by the Messinian model of karstification recently adopted to the development of many perimediteranean karstic aquifers.

Key-words: coastal karst, submarine springs, sea water intrusion, salinity, water balance, Messinian, Bestouan, Port Miou

INTRODUCTION

Les aquifères karstiques côtiers représentent une ressource en eau majeure à travers le monde et plus particulièrement dans l'ensemble du bassin méditerranéen. Pour autant, un nombre très restreint d'entre eux est véritablement utilisé à des fins d'alimentation en eau potable. L'exutoire principal de ces systèmes, constitué par les sources karstiques littorales ou sous-marines, place le gestionnaire face à des difficultés spécifiques : accès à la ressource, intrusion saline… Ces mêmes contraintes justifient que le nombre d'études scientifiques leur étant consacré s'en trouve très restreint.

Le sujet de cette thèse porte sur l'étude du système karstique profond de Port Miou. Le massif des Calanques, où sont localisés les principaux exutoires de ce système, est un secteur où l'apport d'une nouvelle ressource en eau pourrait permettre une meilleure gestion du patrimoine environnemental. Malgré cette situation, la valorisation de ces ressources est depuis longtemps freinée. Les raisons de ce blocage, aussi nombreuses que diverses, sont toutes liées à un réel manque d'attrait envers ces systèmes profonds, dans un département, les Bouches-du-Rhône, où la ressource en eau est essentiellement d'origine superficielle (canaux de surface).
Cette thèse, au financement bipartite (ministère de la recherche, industrie), s'inscrit dans la volonté actuelle de contribuer, de manière appliquée, à une meilleure connaissance de nouvelles ressources en eau. La possibilité d'une exploitation future de ces ressources a été le déclencheur de ce travail et a permis d'inclure un partenaire industriel : la Société des Eaux de Marseille.

Deux problématiques majeures ont dirigé le déroulement de mes recherches :

- Le débit des sources sous-marines apparaît excédentaire vis-à-vis de leur impluvium direct et implique d'envisager un bassin versant dont l'extension pourrait dépasser 1000 km² (Gilli, 2001).
- En regard à ces excédents, les massifs calcaires de la Basse Provence font face à d'importants déficits hydriques inexpliqués (Gilli, 2002).

Logiquement, il convient alors d'entrevoir la possibilité que le karst de Port Miou soit responsable d'un drainage profond d'une grande partie des unités calcaires de la région marseillaise.
La mise en place d'un système karstique profond et vaste, drainant une grande partie de la Basse Provence vers les sources sous-marines de Port Miou, impose d'admettre que les massifs calcaires ont été affectés par un épisode de creusement et d'approfondissement important et général. Or ce type d'organisation spatiale ne peut pas s'expliquer avec la géographie régionale actuelle. En effet, il convient d'imaginer que les niveaux de bases régionaux en Provence (niveau de la mer, des fleuves et des rivières), vis-à-vis desquels les systèmes karstiques ont tendance à s'adapter, ont fortement varié au cours de l'histoire géologique.
Des hypothèses récentes (Gilli, 2001 ; Audra *et al.*, 2004 ; Blavoux *et al.*, 2004) nous proposent de considérer que l'important épisode de régression marine enregistré en Méditerranée au cours de la Crise de Salinité messinienne est l'événement majeur à l'origine de la formation et du développement de tels conduits karstiques de ces systèmes aquifères.

Les importantes interrogations sur la taille de l'impluvium et de l'organisation de la karstification profonde de l'aquifère de Port Miou m'ont imposé d'adopter une méthodologie d'étude différente de celles couramment utilisées en hydrogéologie. Ainsi, pour prendre en considération toutes ces difficultés, il s'est avéré judicieux d'aborder l'objet d'étude selon différents critères d'analyse :

- Les aspects de l'hydrométrie et de l'hydrogéologie du système sont abordés par l'étude des enregistrements hydrométriques anciens et complétés par la mise en place d'un nouvel équipement de suivi quantitatif et qualitatif sur les sources littorales karstiques.

- L'analyse du bilan hydrologique du système de Port Miou est insuffisante en soi. Elle a été combinée à un ensemble de bilans hydriques sur l'ensemble des massifs de la région marseillaise.

- La spéléologie qui donne des indications sur la géométrie des réseaux karstiques.

- L'approche paléogéographique et géomorphologique concerne l'organisation de la karstification du système. Ce sont des éléments de preuves de l'héritage paléogéographique responsables de la mise en place d'une telle structure qui ont été recherchés.

- L'approche structurale est un outil supplémentaire pour la démonstration de l'existence d'un aquifère karstique profond, responsable du drainage d'une grande partie des unités calcaires de la région. Elle a nécessité l'étude des structures géologiques et leurs éventuelles relations hydrauliques.

Les questions auxquelles je me suis efforcé de répondre sont entre autres :

Sur l'aspect appliqué de ce travail :
- Quel est le débit moyen des sources sous-marines ? Les estimations anciennes sont-elles confirmées ?
- Le bassin versant des sources peut-il être étendu ? Est-ce que les déficits hydriques constatés sur les massifs calcaires limitrophes sont confirmés ?
- De quelle manière s'effectue la contamination saline dans le système karstique ?
- Quel est le fonctionnement hydrodynamique des sources de Port Miou et du Bestouan ? Existe-t-il une relation directe entre elles ?
- Ces ressources sont-elles valorisables pour le développement de la région marseillaise ?

Sur l'aspect fondamental :
- Peut-on attribuer une origine messinienne à la formation du karst de Port Miou ? Quels sont les indices permettant de confirmer cette hypothèse ?
- La structure tectonique en Basse Provence permet-elle la communication entre les différentes unités calcaires ?

Ces travaux de recherche ont été réalisés en collaboration avec le Laboratoire de Chimie de l'Environnement de l'Université de Provence et la Société des Eaux de Marseille (SEM) dans le cadre d'une convention CIFRE. L'accès au site d'étude de la rivière souterraine de Port Miou a été rendu possible avec l'aimable autorisation du Conservatoire du Littoral.
La récolte de données et le travail d'enquêtes de terrain se sont déroulés au cours des trois premières années au sein de la SEM. Un contrat d'ATER au sein du Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés à l'Université de Provence m'a permis de finir l'écriture du manuscrit dans de bonnes conditions.

L'organisation de ce mémoire comporte six parties :

1. La première partie replace les ressources en eau souterraine dans le contexte actuel d'alimentation en eau potable des départements des Bouches-du-Rhône et du Var. Il s'agit de comprendre en quoi les aquifères karstiques profonds, et plus particulièrement l'aquifère de Port Miou, représentent un intérêt particulier dans le secteur étudié.

2. Un point sur les connaissances acquises dans le domaine des aquifères karstiques littoraux est établi dans la deuxième partie. Il est question non seulement des conditions hydrauliques régnantes dans ces systèmes, mais aussi des spécificités liées à la présence du milieu marin et notamment de la problématique de l'intrusion saline.

3. Les importantes études menées dans les années 70 sur les sources sous-marines n'ont été que très partiellement publiées. La troisième partie de ce mémoire, est donc consacrée à la synthèse et à l'analyse des anciennes études. Ce travail est effectué dans le but de justifier la mise en place de nouveaux équipements de suivi des résurgences.

4. Le chapitre quatre est dédié à l'analyse des données récoltées auprès des nouvelles stations de mesures installées sur les sources sous-marines dans le cadre de ce travail. Le fonctionnement hydrodynamique du système et les mécanismes de mélange de l'eau douce avec l'eau de mer y sont détaillés.

5. Le cinquième chapitre se focalise sur la réalisation de bilans hydriques sur les importants massifs de la Basse Provence occidentale. Les études anciennes et les enquêtes de terrain que j'ai réalisées m'ont permis d'effectuer un travail exhaustif massif par massif. Cette partie amène à réfléchir à la proposition de nouvelles limites pour le bassin versant de l'aquifère de Port Miou.

6. Dans le sixième et dernier chapitre, le système karstique est analysé sous l'angle géologique et géomorphologique. Une réflexion sur l'organisation spéléologique des grands réseaux karstiques en Basse Provence apporte des éléments de compréhension sur la complexité de la karstification de cette région. L'analyse se penche ensuite vers le milieu marin pour rechercher des indices géologiques ou morphologiques de ce système karstique profond hérité vraisemblablement du Messinien.

Une conclusion générale reprend les principaux résultats de la thèse et souligne les difficultés rencontrées, ainsi que les perspectives d'études et de valorisation de l'aquifère karstique.

CHAPITRE 1 : ASPECTS SOCIO-ECONOMIQUES DES RESSOURCES EN EAU EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE

Ce premier chapitre situe le travail de thèse dans son contexte économique et humain. L'historique et les bilans actuels de l'utilisation des ressources en eau s'opérant dans la région permettent de saisir l'intérêt nouveau que représentent les ressources en eau souterraine profonde dans le canevas économique de ce siècle.

1. LOCALISATION DE L'ETUDE : LA BASSE PROVENCE OCCIDENTALE

La Basse Provence s'étend des reliefs du massif des Maures à la plaine alluviale de la Crau sur plus de 150 km. Ses limites septentrionales sont symbolisées à l'Ouest par la Durance et à l'Est par le bas Verdon.
Le secteur d'étude défini dans ce travail correspond à la partie occidentale de la Basse Provence (Figure 1-1). Il s'agit en réalité d'une zone englobant les régions marseillaises et toulonnaises, de l'étang de Berre à la dépression de Hyères. Cette zone s'étend ainsi sur les départements des Bouches-du-Rhône et du Var.
La Basse Provence occidentale est caractérisée par la variété de sa géographie. Elle présente des bassins (bassin d'Aix, du Beausset, de Marseille…) plus ou moins séparés par des reliefs importants (Sainte Baume, Sainte Victoire, Etoile) dont certains plongent directement en mer sur la bordure littorale sud (Nerthe, Calanques, Soubeyran…).
L'objet de notre étude, l'aquifère karstique de Port Miou, se situe plus particulièrement sur le littoral sud de la région marseillaise.

Il semble nécessaire de décrire dans un premier temps le contexte général de la ressource en eau et plus particulièrement de l'alimentation en eau potable sur les départements concernés par la zone d'étude.

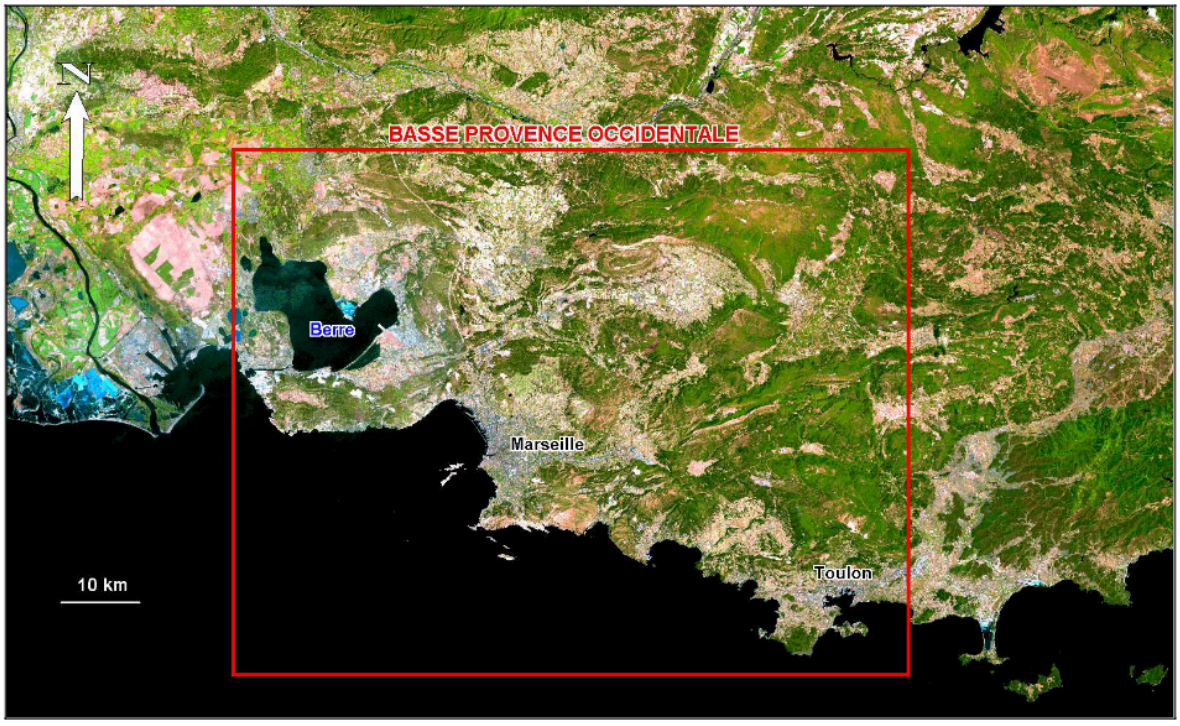


Figure 1-1 : Image satellite de la Basse Provence Occidentale

2. UNE REGION HISTORIQUEMENT LIEE AUX RESSOURCES EN EAU SUPERFICIELLE

2.1. HISTORIQUE

Les premiers conflits de l'eau apparaissent en Provence dès le Moyen-Âge après la chute de l'Empire Romain. Les modes de vie changent, les savoirs et les techniques apportés par les peuples antiques (canaux, aqueducs, égouts…) sont délaissés. Les ouvrages hydrauliques ne sont plus entretenus voire abandonnés.
Avec l'essor du commerce maritime les grandes cités telles que Marseille et Toulon ont une population grandissante et la gestion de la ressource en eau devient l'une des contraintes majeures de leur développement économique.
Jusqu'au début du 19ème siècle la région connaît des périodes de sécheresse bien souvent associées à des épidémies ravageuses. C'est à la suite des grandes épidémies de choléra, touchant la ville de Marseille en 1834 et 1835, que le maire Maximin Consolat décide la construction d'un canal (selon la célèbre citation : "quoi qu'il advienne et quoi qu'il en coûte") qui amènera les eaux de la Durance à Marseille et sa région. Le Canal de Marseille, construit entre 1839 et 1849, captera l'eau de la Durance en rive gauche face à Pertuis. Un siècle plus tard la construction du Canal de Provence va permettre de capter l'eau du Verdon dans un premier temps au niveau de Quinson, puis dans la retenue d'eau d'Esparron. Les ouvrages alimentent depuis lors, les grandes agglomérations de Marseille et de Toulon, mais aussi de nombreuses communes dans le Var et les Bouches-du-Rhône manquant cruellement d'eau (Barbier, 2000).
Le premier ouvrage destiné à l'alimentation en eau potable de la ville de Toulon ne sera édifié qu'en 1912, il s'agit du barrage de Dardennes collectant les importantes sources karstiques du Ragas du Revest. Cette alimentation sera complétée dans les années trente par la retenue des eaux du Caramy et de l'Issole au niveau du lac de Carcès.
Après la Seconde Guerre, un vaste programme d'aménagement du lit de la Durance par la construction du barrage hydroélectrique de Serre-Ponçon implique la construction du Canal usinier EDF permettant le turbinage régulier des eaux lâchées par le réservoir amont.
Enfin au cours des années 60-70 deux grands ouvrages viennent compléter l'alimentation en eau du Var. En 1966, le barrage EDF du Saint Cassien collecte les eaux de la Siagne et en 1975 la retenue du lac de Sainte Croix collecte les eaux du Verdon.

2.2. SITUATION ACTUELLE

Depuis 1943 le Canal de Marseille est géré par une société fermière privée : la Société des Eaux de Marseille ou SEM. Aujourd'hui, l'ouvrage permet d'alimenter en eau potable partiellement ou totalement 35 communes dans les Bouches-du-Rhône, dont Marseille, et une commune dans le Var (Saint-Cyr) soit près de 1,5 millions d'habitants. La capacité de l'ouvrage est de 15 m^3/s et les prélèvements de pointe s'élèvent à 11 m^3/s. Le débit moyen annuel est de l'ordre de 7,5 m^3/s. L'eau du canal est aujourd'hui directement prélevée dans le Canal EDF à Saint Estève-Janson.
Le Canal EDF se jette dans l'étang de Berre et alimente en eau potable plusieurs industries autour de l'étang. Il possède une capacité de 250 m^3/s. Trois communes prélèvent directement dans ce canal pour leur AEP : Salon de Provence, Martigues et St-Mitre-les-Remparts.

Le Canal du Verdon a lui été remplacé dans les années cinquante par le Canal de Provence. Il est géré depuis 1957 par une société anonyme d'économie mixte[1] la Société du Canal de Provence et d'Aménagement de la Région Provençale, ou SCP. 26 collectivités sont alimentées partiellement, en totalité ou en secours par le canal SCP dans les Bouches-du-Rhône. A Marseille, le canal alimente la retenue du vallon d'Ol.
Dans le Var la répartition des infrastructures et des acteurs en matière d'alimentation en eau est beaucoup plus complexe. Notons que sur la région toulonnaise, zone plus particulièrement concernée

[1] Le capital de la SCP est détenu en majeure partie par le Conseil Régional, ainsi que par les Conseils Généraux des Bouches-du-Rhône et du Var et la ville de Marseille.

dans le cadre de l'étude, l'essentiel du réseau d'adduction est constitué par SCP et les réseaux de distribution sont communaux.

3. BILANS RECENTS SUR LES RESSOURCES EN EAU DANS LES BOUCHES-DU-RHONE ET LE VAR

3.1. BILAN DES RESSOURCES EN EAU PRELEVEES EN 1999 DANS LES BOUCHES-DU-RHONE

3.1.1. Bilan des prélèvements sur les eaux superficielles

En 1999, le volume global des prélèvements en eau superficielle s'est établi à 1,124 milliards de m^3 dans les Bouches-du-Rhône (données Agence de l'eau RMC).
Ce prélèvement, rendu possible grâce à l'important réseau de canaux, s'est réparti de la manière suivante :

- 70 % pour l'irrigation (820 millions de m^3),
- 20 % pour l'alimentation en eau à usage domestique (213 millions de m^3),
- 10 % pour l'industrie (91 millions de m^3).

Ainsi dans les Bouches-du-Rhône les ressources en eau superficielle sont avant tout fortement utilisées pour l'irrigation gravitaire.

3.1.2. Bilan des prélèvements sur les eaux souterraines

Le volume global des prélèvements en eau souterraine en 1999 n'a été que de 85,2 millions de m^3 (données Agence de l'eau RMC) répartis de la manière suivante :

- 46 % pour l'alimentation en eau à usage domestique (38,8 millions de m^3),
- 39 % pour l'industrie (33,3 millions de m^3),
- 9 % pour l'irrigation (7,5 millions de m^3),
- 7 % pour d'autres utilisations (5,6 millions de m^3).

Par ailleurs sur les 38,8 millions de m^3 d'eau souterraine prélevés pour l'AEP seul 8,2 millions sont issus d'aquifères calcaires, soit moins de 21 % du prélèvement total des eaux souterraines.

3.2. BILAN DES RESSOURCES EN EAU PRELEVEES EN 2003 DANS LE VAR

3.2.1. Bilan des prélèvements sur les eaux superficielles

En 2003, le volume global des prélèvements en eau superficielle s'est établi à 189 millions de m^3 dans le Var (données Agence de l'eau RMC) répartis de la manière suivante :

- 64 % pour l'irrigation (121 millions de m^3),
- 35 % pour l'alimentation en eau à usage domestique (66 millions de m^3),
- 1 % pour l'industrie (1,5 millions de m^3).

Remarque :
Les volumes indiqués ici ne tiennent pas compte des volumes prélevés sur les cours d'eau et non déclarés à ce jour à l'Agence de l'eau. Ces valeurs sont inconnues et pourraient, selon des estimations récentes, (Conseil-Général-du-Var, 2006a) atteindre 40 à 50 millions de m^3.

3.2.2. Bilan des prélèvements sur les eaux souterraines

Le volume global des prélèvements en eau souterraine en 2003 s'est établi à environ de 72 millions de m^3 (données Agence de l'eau RMC) répartis de la manière suivante :

- 92 % pour l'alimentation en eau à usage domestique (66 millions de m^3),
- 5 % pour l'irrigation (3,8 millions de m^3),
- 3 % pour l'industrie (2,2 millions de m^3).

Les eaux d'origine karstique représentent près de 60 % de prélèvements total soit une part très importante. Le volume d'eau d'origine karstique prélevé dans le Var, environ 43 millions de m^3, est donc au moins cinq fois plus important que celui prélevé dans les Bouches-du-Rhône.

Remarque :
Comme pour les prélèvements d'eaux superficielles, les volumes indiqués ici ne tiennent pas compte des volumes prélevés à partir de forages particulier non comptabilisés à ce jour. Ils pourraient atteindre des volumes de 40 à 50 millions de m^3 (Conseil-Général-du-Var, 2006a).

3.3. L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE DES BOUCHES-DU-RHONE

3.3.1. Origines des ressources mobilisées

Les données des redevances Agence recueillies auprès de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse (RMC) montrent que près de 85 % des ressources en eau potable sont constituées par des eaux superficielles contre seulement 15 % d'origine souterraine (BRL-Ingénierie, 2001a). Parmi ces dernières, moins de 6 % sont d'origine karstique (Figure 1-2).

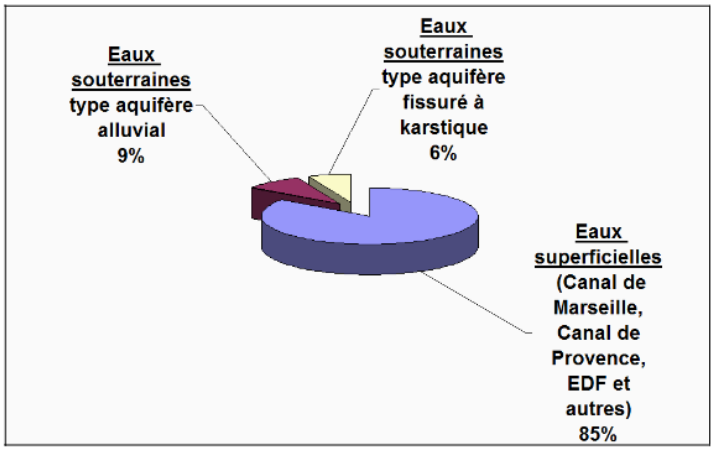


Figure 1-2 : Répartition de l'origine des prélèvements en eau potable sur le département des Bouches-du-Rhône (données Agence de l'Eau RMC 1999)

La plus grande partie des communes alimentées en eau superficielle est située dans les secteurs où est regroupée la majeure partie de la population, c'est à dire aux alentours des bassins d'Aix et de Marseille (Figure 1-3). Seules quelques communes à l'est de Marseille sont alimentées en eau souterraine (Auriol, Roquevaire, Gémenos, Cuges).
Le nord et l'ouest du département sont alimentés essentiellement par les ressources en eau souterraine des nappes alluviales de la Crau et de la Durance (excepté la commune des Saintes-Maries-de-la-Mer qui est alimentée par le petit Rhône).

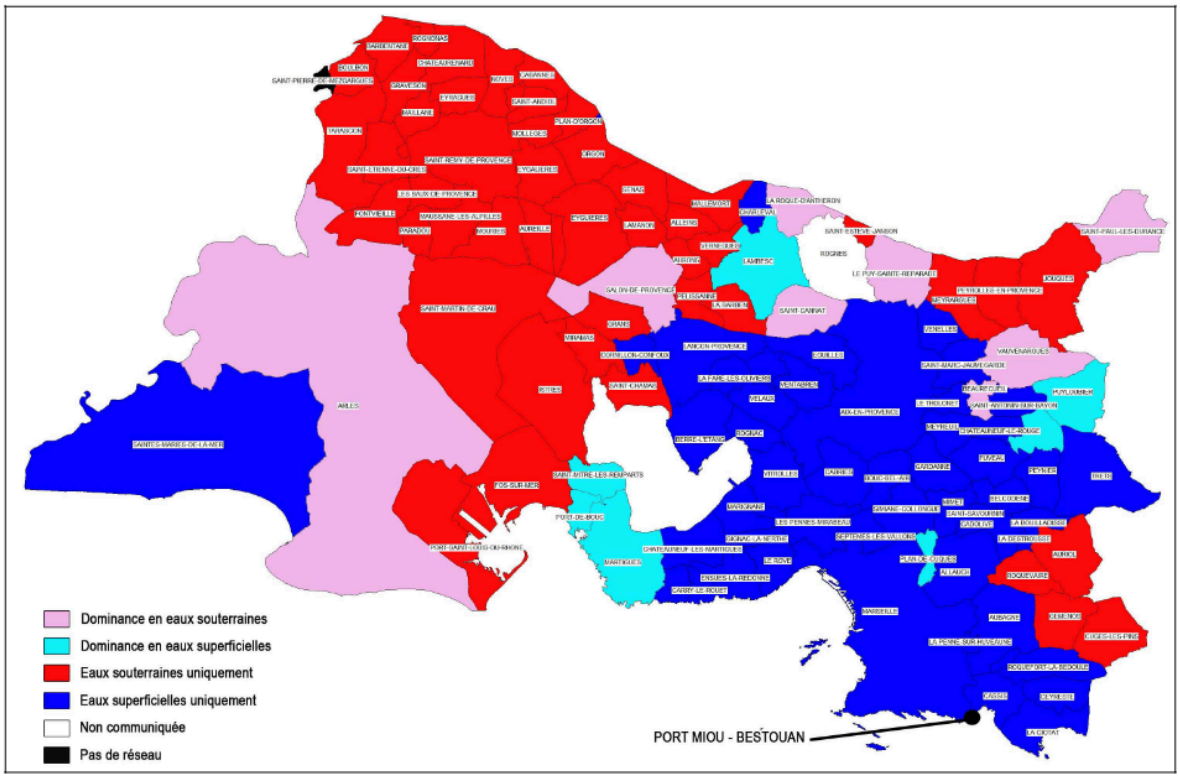


Figure 1-3 : Répartition de l'origine de l'eau potable pour les communes des Bouches-du-Rhône (BRL-Ingénierie, 2001a)

3.3.2. Un bon état qualitatif et quantitatif des ressources en eau

Le diagnostic de l'alimentation en eau potable dans les Bouches-du-Rhône réalisé en 2001 indiquait que (BRL-Ingénierie, 2001b) :

- La qualité bactériologique des eaux distribuées était satisfaisante dans l'ensemble du département ;
- Les réseaux de distribution possédaient une bonne performance (rendement moyen[2] de 82 % sur le département) ;
- Une augmentation de la demande en eau de 35 % pourrait être satisfaite avec les équipements de production actuels.

De plus, il est observé depuis quelques années sur la région PACA une tendance générale à la baisse de 7 % des prélèvements d'eau destinés à la distribution publique malgré la croissance démographique (Fredefon, 2001). Cette tendance s'explique par une politique récente d'effort d'économie d'eau et de lutte contre le gaspillage.
Cette observation est confirmée sur le département et les projections à l'horizon 2015 de la demande en eau montrent une tendance à la stabilisation malgré l'accroissement de la population.

[2] Le rendement moyen correspond aux rendements des réseaux des collectivités du département, pondérés par leur population afin d'obtenir une moyenne plus représentative.

3.3.3. Un souci récent de la sécurisation de l'approvisionnement

Une collectivité approvisionnée en eau potable est dite sécurisée à partir du moment où en cas de pollution accidentelle sur sa ressource principale elle peut faire appel à une ressource de secours, ou, à une ou plusieurs ressources interconnectées à la ressource principale. La ressource de secours permet alors de satisfaire aux besoins principaux de la collectivité mais pas de remplacer totalement la ressource principale polluée.

Selon cette définition, 54 communes sur 118 ont leur alimentation en eau potable sécurisée sur l'ensemble du département (Figure 1-4). Ces communes représentent 65,3 % de la population en comptant Marseille, mais seulement 34 % hors Marseille.
Dans le sud-est du département les communes non sécurisées sont concentrées dans trois secteurs essentiellement : le pourtour est de l'étang de Berre, le centre du bassin de Gardanne, et le sud-est de la région Marseillaise. Et dans la majeure partie des cas leur caractère non sécurisé dépend du fait qu'elles n'ont aucune ressource en eau de secours.

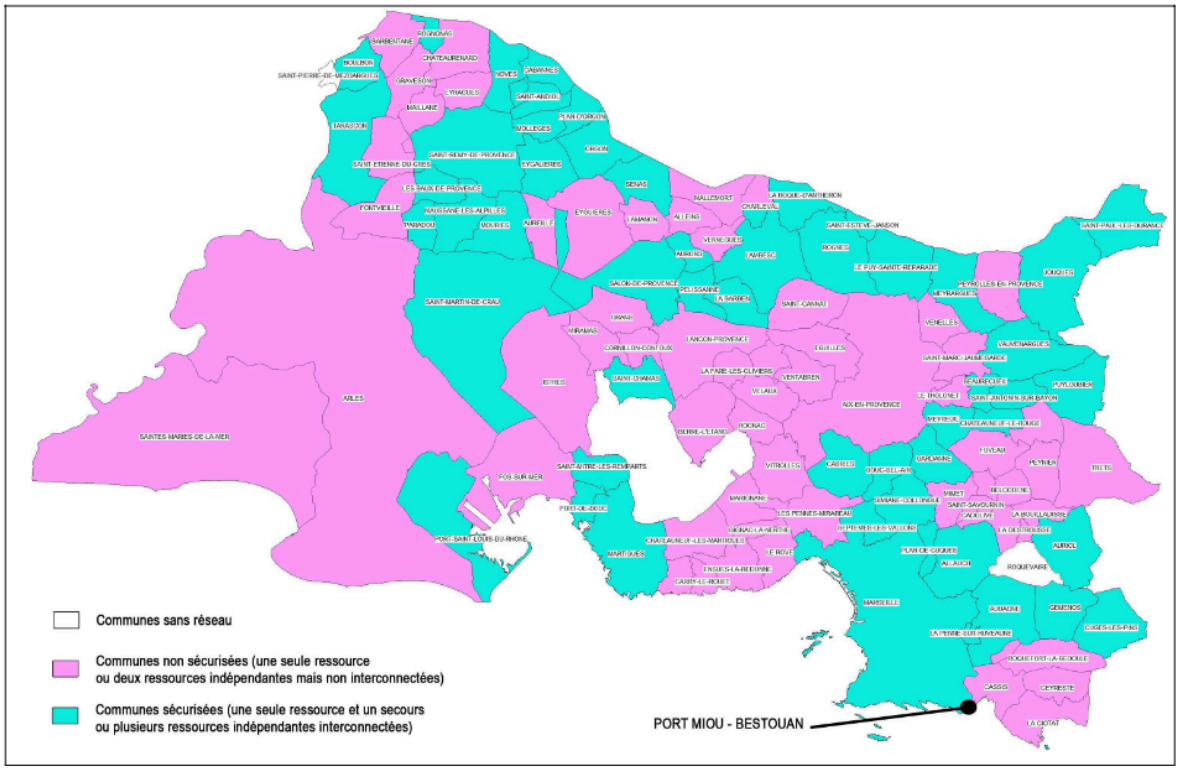


Figure 1-4 : Répartition des communes sécurisées et non sécurisées sur le département des Bouches-du-Rhône (BRL-Ingénierie, 2001b)

3.4. L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE DANS LE VAR

3.4.1. Origines des ressources mobilisées

Les données des redevances Agence recueillies auprès de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse (RMC) montrent qu'environ 49 % des ressources en eau potable sont constituées par des eaux superficielles, 33 % sont issues d'aquifères karstiques et seulement 18 % sont issues d'aquifères alluviaux (Figure 1-5).

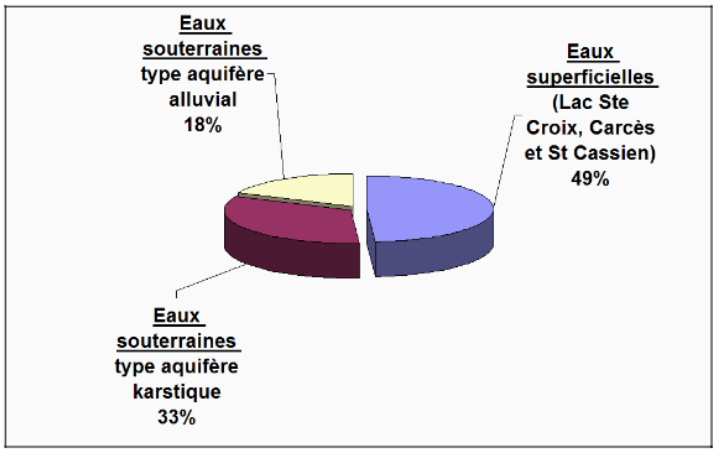


Figure 1-5 : Répartition de l'origine des prélèvements en eau potable sur le département du Var (données Agence de l'Eau RMC 2003)

Il est intéressant de remarquer que la plus grande partie des communes alimentées par de l'eau superficielle est située soit au nord-ouest du département dans le secteur d'Esparron à proximité du Verdon, soit sur le littoral sud de Saint-Cyr à Saint-Tropez (Figure 1-6).
Ce dernier secteur, qui concentre une grande majorité de la population permanente et estivale du département, ne possède pas une ressource en eau souterraine importante et dépend de l'importation de ressources superficielles localisées plus au Nord (Caramy, Issole et Verdon).
Le reste du département, c'est à dire une grande majorité de communes, s'alimente partiellement voire totalement de ressource en eau d'origine souterraine. Et cette ressource est majoritairement karstique. En effet, si l'on raisonne en terme de nombre de points de prélèvements d'eau sur le département on constate que près de 83 % de ces prélèvements proviennent d'aquifères karstiques.

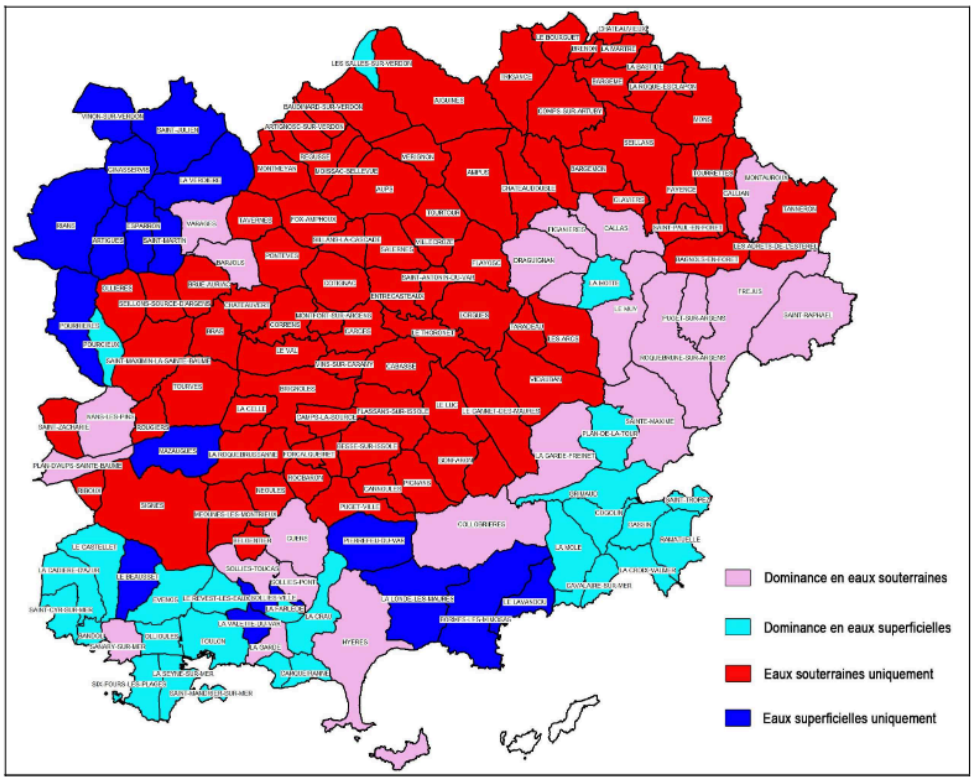


Figure 1-6 : Répartition de l'origine de l'eau potable pour les communes du Var (Conseil-Général-du-Var, 2006a, modifié)

3.4.2. Un état qualitatif et quantitatif des ressources en eau très mitigé

Le diagnostic de l'alimentation en eau potable du Var réalisé dans le cadre du schéma départemental des ressources et de l'alimentation en eau indique que (Conseil-Général-du-Var, 2006a) :

- Actuellement 43 % des communes sont en situation limite d'adéquation entre les besoins en eau et leur capacité de production ;
- Les réseaux de distribution possèdent une performance moyenne (rendement moyen de 74 % sur le département) ;
- L'état qualitatif des ressources montre de réels problèmes vis à vis de la turbidité et de l'agressivité de l'eau distribuée.

Les prévisions de croissance de la population à l'horizon 2015 sur le département (+ 24 % entre 2003 et 2015 en hypothèse haute) montrent que seulement 20 % des communes seront en mesure de répondre à la demande en eau avec les conditions actuelles d'équipement.

3.4.3. Un souci de diversification des ressources

La diversification des ressources en eau est un critère basé sur la pluralité des ressources utilisées et de leur juste équilibre dans leur répartition. Cette diversification a été définie de manière légèrement différente que dans le département des Bouches-du-Rhône.
Ainsi, une commune possède une bonne diversification des ressources à partir du moment où elle est alimentée par au moins deux ressources et que chacune de ces ressources ne représente pas plus de 60% des volumes mis en distribution. A l'inverse, une commune dispose d'une diversification insuffisante lorsqu'elle est alimentée par une seule ressource représentant plus de 85 % des volumes mis en distribution.
La diversification insuffisante, c'est à dire l'absence d'une ressource de substitution, ou de secours, en cas d'incident sur la ressource principale, traduit donc une vulnérabilité de l'alimentation en eau d'une commune.

Selon cette définition, plus d'un tiers des communes sur le département (58 sur 153) ont une alimentation en eau potable assurée à plus de 85 % par une et une seule ressource (Figure 1-7). Ces communes intéressent notamment l'arrière pays toulonnais et le secteur nord-ouest du département.

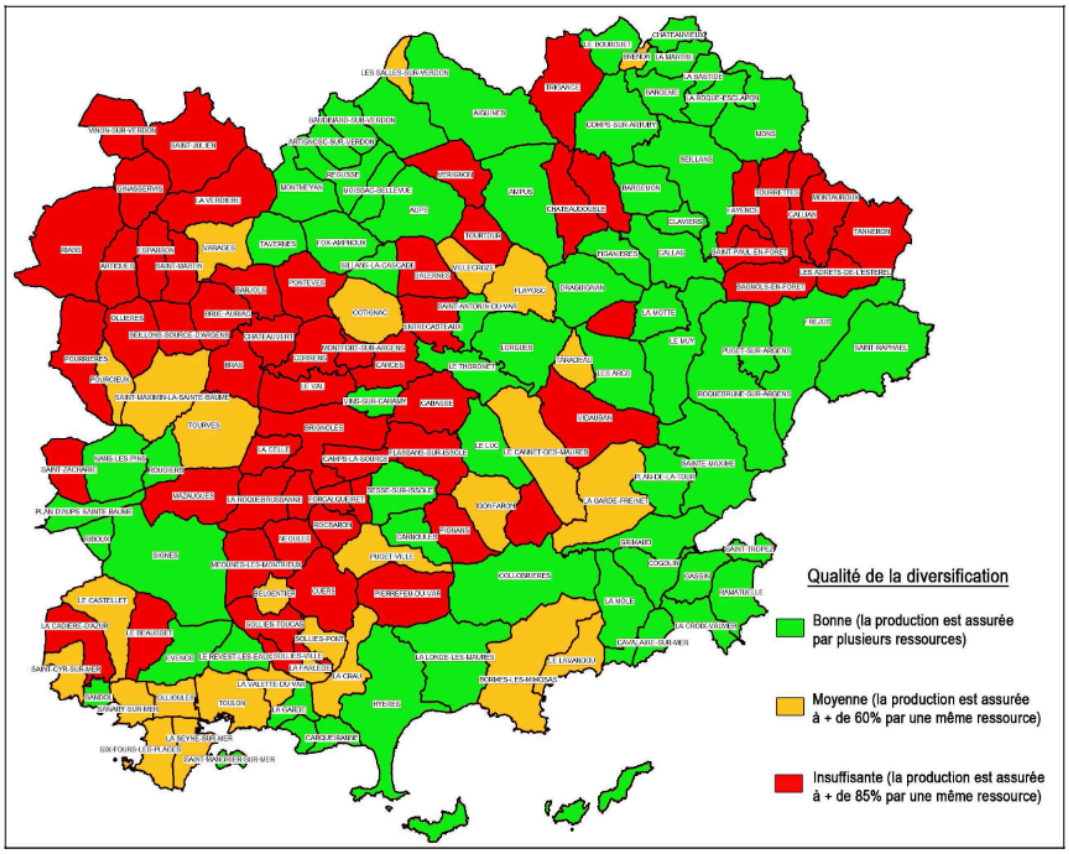


Figure 1-7 : Répartition de la diversification des ressources en eau sur le département du Var (Conseil-Général-du-Var, 2006), modifié)

4. LES AQUIFERES KARSTIQUES PROFONDS : UNE DIVERSIFICATION DE LA RESSOURCE EN EAU ?

Les schémas départementaux de l'alimentation en eau des Bouches-du-Rhône et du Var ont établi des constats majeurs sur l'organisation de leur alimentation en eau potable.

Pour les Bouches-du-Rhône :

- La prédominance de l'utilisation des eaux superficielles ;
- une ressource en eau souterraine karstique quasiment inexploitée, excepté dans le sud-est du département ;
- Le manque de diversification des ressources AEP de secours surtout en région aixoise (Verdon seul).

Pour le Var :

- Une utilisation des ressources en eau souterraine karstique beaucoup plus importante que sur le département des Bouches-du-Rhône ;
- Un bilan quantitatif et qualitatif plus mauvais que celui des Bouches-du-Rhône ;
- Le manque de diversification des ressources AEP de secours sur l'arrière pays toulonnais et le nord-ouest varois.

Ces observations ont été le moteur d'un regain d'intérêt pour les ressources en eau souterraine karstique profonde depuis quelques années.
Ainsi, dans les départements du Var et des Bouches-du-Rhône deux aquifères calcaires ont été classés comme ressource à forte valeur patrimoniale dans le Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux, SDAGE, en raison de leur potentiel exploitable : l'ensemble Sainte Baume – Beausset et l'aquifère jurassique et crétacé du Bassin d'Aix.
Le SDAGE préconisait alors que soit étudiée l'opportunité d'utiliser ces aquifères karstiques patrimoniaux pour la diversification de la ressource et la sécurisation de l'alimentation en eau.

Peu d'études hydrogéologiques ou scientifiques ont été menées sur ces ensembles karstiques depuis une trentaine d'année, au regard des réserves d'eau gigantesques qu'ils représentent (évaluées à plus de 300 millions de m^3 rien que pour le Bassin d'Aix, source DIREN).
Afin de combler les lacunes de connaissances sur les massifs karstiques de la région marseillaise et de connaître avec plus de précisions leur potentialité, le schéma départemental AEP des Bouches-du-Rhône a prévu le financement de campagnes d'études hydrogéologiques allant dans ce sens.
Dans ce contexte une étude préalable de synthèse sur les aquifères littoraux de la région marseillaise et toulonnaise a été entreprise en 2001 (Gilli, 2002). Elle aura été l'ouvrage précurseur de mon travail de thèse en permettant d'établir les grandes problématiques concernant les aquifères karstiques littoraux de la région marseillaise et toulonnaise.

5. CONCLUSION

La Basse Provence occidentale est confrontée actuellement à des problématiques diverses dans la gestion de ses ressources en eau : prédominance de l'utilisation des ressources de surface, vulnérabilité des réseaux d'adduction de surface, manque de diversification et de sécurisation de la ressource. A cela s'ajoute un contexte climatique difficile, suite à des déficits pluviométriques récurrents, mettant à mal les ressources existantes. Ce contexte favorise l'intérêt des collectivités des Bouches-du-Rhône et du Var pour la recherche et l'exploitation de ressources secondaires ou de secours. Les aquifères karstiques profonds sont alors une réponse séduisante à ces difficultés nouvelles.
L'aquifère karstique profond de Port Miou constitue une ressource non négligeable pour la région marseillaise. Son potentiel peut permettre de constituer un secours en eau potable à la ville de Marseille (au même titre que le puits St Joseph) ou d'apporter un complément de protection contre les incendies dans le massif des Calanques. L'étude de cet aquifère s'insert donc complètement dans la volonté actuelle de développer de nouvelles possibilités de ressources en eau.

CHAPITRE 2 : CONNAISSANCES SUR LES AQUIFERES KARSTIQUES LITTORAUX

Ce deuxième chapitre fait un tour d'horizon de l'état de l'art des connaissances disponibles sur les massifs karstiques littoraux. Leur genèse, leurs particularités et les méthodes existantes pour l'exploitation de ces ressources, considérées comme importantes, y sont détaillées.

1. GENERALITES SUR L'AQUIFERE KARSTIQUE

1.1. GENESE : LA KARSTIFICATION

L'aquifère karstique se forme généralement au sein de roches carbonatées. Ces roches, naturellement indurées et peu poreuses, peuvent acquérir, sous l'effet de contraintes tectoniques, une porosité secondaire dite de « fracture ». La formation du karst, proprement dit, est par la suite un ensemble de mécanismes physico-chimiques et hydrauliques complexes, synthétisés sous le terme générique de « karstification ». Deux mécanismes principaux sont en jeu :

- La dissolution de la roche,
- L'écoulement souterrain, évacuant au fur et à mesure les matières dissoutes.

La dissolution des roches carbonatées est un ensemble de réactions chimiques complexes triphasiques entre le solide (roche calcaire ou dolomie), le liquide (l'eau météorique) et le gaz (le CO_2 produit dans les sols). Schématiquement, le dioxyde de carbone issu des processus pédologiques est entraîné et dissout dans l'eau d'infiltration et lui confère un caractère agressif vis-à-vis des minéraux carbonatés. La dissolution ou la précipitation des carbonates est rendue possible par une succession de réactions réversibles parfaitement établies (Bakalowicz, 1979 ; Plagnes, 1997).

L'écoulement souterrain permet à la réaction de perdurer en évacuant au fur et à mesure la matière dissoute accumulée et en constituant un apport constant d'eau chargée en dioxyde de carbone. Les conditions d'infiltration dans le massif sont donc indissociables du processus de karstification.

La morphologie du réseau souterrain et la position du ou des exutoires d'un système karstique sont directement dépendantes de la position géographique du niveau de base. Il peut être représenté physiquement, par une zone de contact entre des terrains imperméables et la roche calcaire ou bien par la position d'un plan d'eau (rivière, lac, mer). Nous verrons par la suite le rôle spécifique joué par le niveau marin sur le développement des aquifères karstiques côtiers.

1.2. STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT

La modélisation de la structure et du fonctionnement des aquifères karstiques existe depuis de nombreuses années (Drogue, 1974 ; Kiraly, 1975 ; Mangin, 1975 ; Marsaud, 1997 ; Dörfliger *et al.*, 1999). Deux approches conceptuelles diffèrent par l'interprétation de la répartition des vides au sein de l'aquifère. L'approche structurelle assimile le karst à un aquifère constitué de blocs fissurés et séparés par des chenaux assurant le drainage de l'ensemble. Il s'agit alors d'un modèle à double porosité fissurale (Drogue, 1974). L'approche fonctionnelle envisage l'aquifère comme un système hétérogène de réseaux de fissures et de conduits, qui participe à l'alimentation d'un exutoire principal à la manière d'un réseau hydrographique (Mangin, 1975).
Quel que soit le modèle proposé trois zones se différencient (Figure 2-1) :

1. L'épikarst (zone de décompression superficielle) constitue un aquifère de sub-surface. Localisé sur les premières dizaines de mètres sous la surface, l'eau y est stockée et soumise à l'évapotranspiration.

2. La zone non saturée (zone d'infiltration) a la particularité d'une forte hétérogénéité dans la distribution et la dimension des vides et des vitesses d'écoulement. L'eau y circule plus ou moins rapidement selon la taille des drains et alimente une zone plus profonde.

3. La zone saturée (zone noyée) représente la nappe de l'aquifère au sens d'un milieu poreux. Des conduits l'alimentent par le biais de la zone d'infiltration. L'approche structurelle différencie des conduits peu capacitifs à perméabilité forte, de zones de blocs fissurés capacitifs et peu perméables. Pour l'approche fonctionnelle, des systèmes annexes au drainage (SAD), systèmes de vides organisés, indépendants et répartis de part et d'autre du drain, en assurent la fonction capacitive.

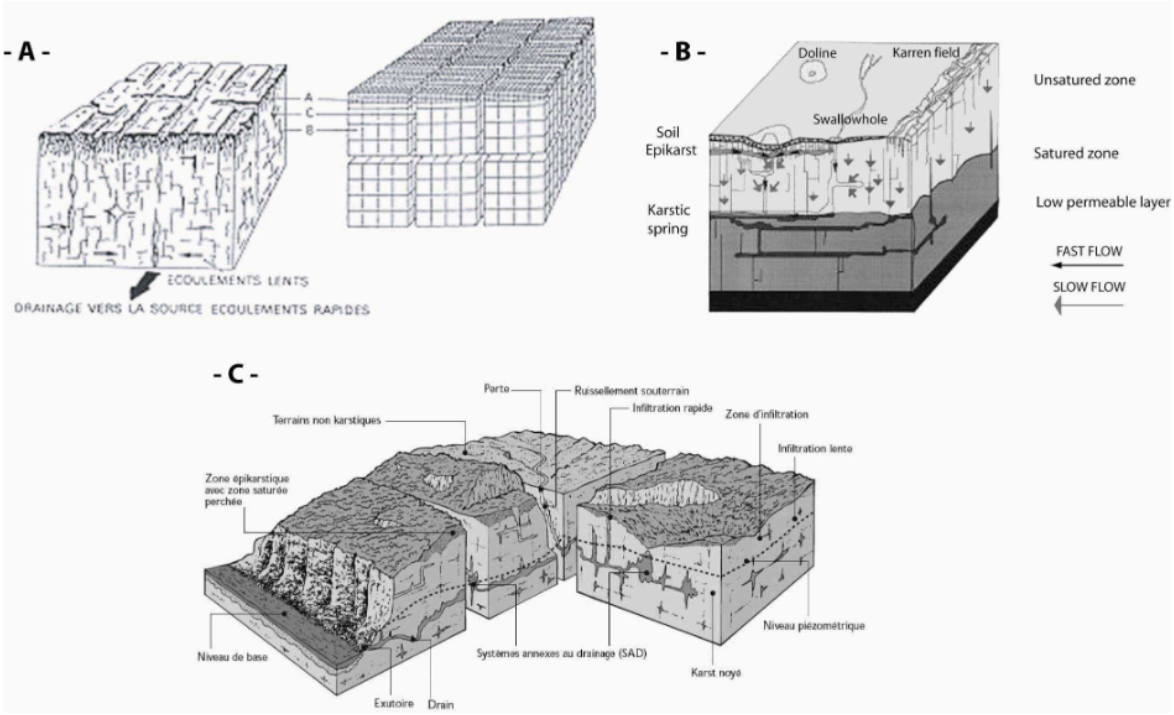


Figure 2-1 : Modèles conceptuels de l'aquifère karstique existant dans la littérature (A. Drogue, 1992 ; B. Dörfliger et al., 1999 ; C. Mangin, 1975)

En réalité, ces schémas conceptuels se révèlent inefficaces pour expliquer la genèse et le fonctionnement particulièrement complexe de la plupart des réseaux karstiques.
Cette vision simpliste du système ne se rencontre pratiquement jamais et il est souvent nécessaire de faire appel à des facteurs paléogéographiques locaux. En atteste les reconsidérations récentes du modèle de mise en place des drains noyés profonds classiquement admis par les karstologues, le « Four state model » (Ford et Ewers, 1978), par Audra P. (Audra, 2007). Pour ce dernier, l'existence de réseaux noyés profonds ne peut être qu'un héritage de réseaux anciennement façonnés en zone épinoyée, puis ennoyés par la remontée du niveau de base (transgression, colmatage…).

1.3. CONCLUSIONS

La dissolution de la roche carbonatée et l'évacuation de ses éléments dissous par les écoulements souterrains façonnent l'aquifère fissuré carbonaté.
La distribution fortement hétérogène des vides et des écoulements s'organise alors autour d'un drainage principal vers un exutoire en fonction du niveau de base hydraulique local.
L'aquifère karstique assure par ailleurs une fonction de stockage d'eau par l'intermédiaire de la matrice micro-fissurée et des systèmes annexes au drainage de la zone noyée.

2. PARTICULARITES DES KARSTS LITTORAUX

2.1. INFLUENCES DU NIVEAU MARIN DE BASE ET SOURCES SOUS-MARINES

2.1.1. Eustatisme et développement du réseau karstique

Le niveau marin, niveau de base hydraulique des karsts côtiers, est soumis à d'importantes oscillations eustatiques. Le glacio-eustatisme quaternaire, enregistré par les glaces des calottes polaires, a provoqué une succession d'augmentations et de chutes du niveau marin. Le dernier maximum glaciaire, daté d'environ -18 000 ans dans les glaces polaires, correspond à la dernière chute importante du niveau marin, à plus de 120 m sous le niveau actuel (Figure 2-2).

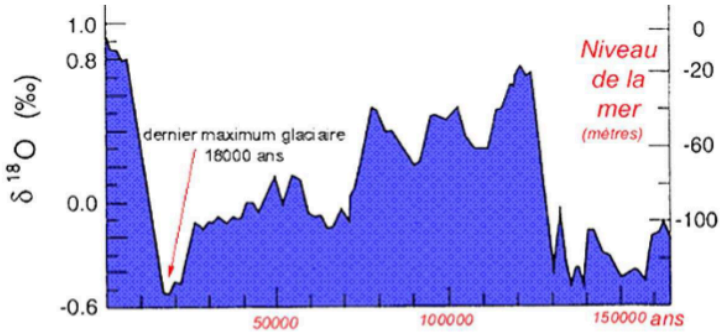


Figure 2-2 : Variations du δO_{18} dans les glaces polaires et du niveau marin depuis 150 000 ans (Raynaud *et al.*, 1993)

Face à ces changements paléogéographiques, l'aquifère karstique est susceptible de modifier son organisation hydraulique en quelques dizaines de milliers d'années, (Bakalowicz, 1979) : il adapte la position de ses exutoires en fonction des variations locales du niveau de base. C'est ainsi que l'on peut observer, à la suite de périodes de trangression/régression, sur un aquifère karstique littoral, des sources perchées fonctionnant éventuellement en trop plein, des sources sous le niveau marin actuel et des réseaux karstiques étagés (Figure 2-3).

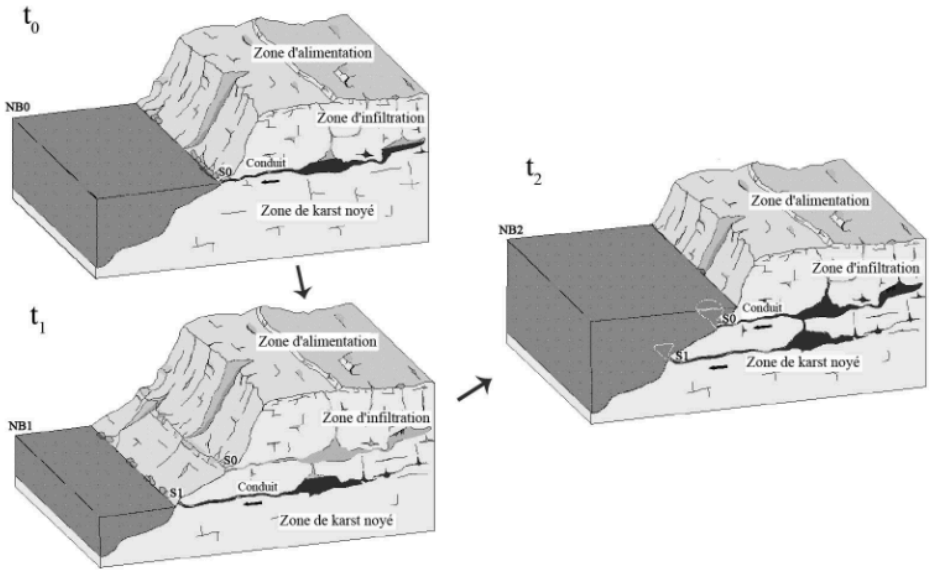


Figure 2-3 : Evolution des exutoires karstiques dans l'aquifère karstique côtier en fonction des variations du niveau de base marin (NB0 : niveau de base au temps t_0 ; S0 : source au temps t_0). Avec la chute du niveau marin (t_1), l'aquifère karstique réadapte son organisation hydraulique : S0 est abandonnée au profit de S1. Après la remontée du niveau marin (t_2), des sources sous-marines peuvent se former (Fleury, 2005)

2.1.2. Variations du niveau de base : autres influences ?

De nombreux facteurs se superposent au phénomène du glacio-eustatisme : la décharge du continent du poids des glaces, l'isostasie flexurale et la surcharge de la plate-forme par les eaux qui l'envahissent (Gargani, 2004), les tendances tectoniques locales. Ceci fait que les courbes régionales du niveau marin sont rarement identiques d'un point du globe à l'autre.
Ces mouvements, généralement beaucoup plus lents que les phénomènes eustatiques, ont alors en comparaison peu d'impact sur les mécanismes d'adaptations hydrauliques des massifs karstiques.

2.1.3. Spécificité des karsts profonds du Golfe du Lion

La position de nombreuses sources sous-marines des côtes méditerranéennes (Mortola, Moro de Toix, Vise…) peut être expliquée par le glacio-eustatisme quaternaire (Nicod, 1989).
Toutefois, ces variations eustatiques ne suffisent pas à expliquer le développement à des profondeurs très importantes de nombreux réseaux karstiques méditerranéens, notamment dans le secteur du Golfe du Lion (Audra *et al.*, 2004).
L'histoire de la géodynamique périméditerranéenne semble apporter, depuis quelques années, une explication au développement de ces karsts par l'existence d'un événement eustatique majeur : « la Crise de Salinité du Messinien » (Bini, 1994 ; Audra *et al.*, 2004 ; Blavoux *et al.*, 2004 ; Gilli et Audra, 2004a).

2.1.3.1. Rôle de la Crise de Salinité messinienne

2.1.3.1.1. La Crise et ses marqueurs morphologiques

La découverte, dans les années 70, des séquences évaporitiques profondes a mis à jour un événement eustatique majeur ayant touché l'ensemble de la Méditerranée (Ryan *et al.*, 1973). A l'origine de la crise, la fermeture du détroit de Gibraltar à la fin du Miocène, qui a pour conséquence d'assécher progressivement la Méditerranée en modifiant son bilan hydrique naturel (Lofi, 2002).
La crise, polyphasée, dure plus de 600 000 ans (-5,96 Ma à 5,32 Ma, Gautier *et al.*, 1994) et est responsable d'une chute colossale du niveau marin sur plus de 1500 m (Clauzon, 1982). Le déroulement précis de cette crise est toujours l'objet de controverses (Clauzon *et al.*, 1996b ; Krijgsman *et al.*, 1999).
La fin de la crise est marquée par la réouverture du détroit de Gibraltar et par le remplissage brutal du bassin. Cette fin se conjugue avec la phase transgressive zancléenne (Blanc, 2002).

Outre la présence des sels évaporitiques dans les bassins profonds, de nombreux indicateurs paléogéographiques, sur terre comme en mer, attestent de l'effet majeur de cet événement en Méditerranée (Clauzon, 1996). Les « canyons messiniens » et les « rias pliocènes » constituent les deux marqueurs principaux de la crise :

- Sur les marges continentales la période d'émersion est soulignée par une discordance visible appelée « surface d'érosion messinienne ». Cette surface est prolongée sur terre par d'importants systèmes de ravinement et de creusements par les systèmes fluviatiles (Clauzon *et al.*, 1996b). Parmi les plus connus, figure le canyon messinien du Nil (Barber, 1981), dont le creusement s'enregistre à plus de 1000 km dans les terres.
- A la fin de la Crise, la transgression zancléenne ennoie les canyons devenus alors de véritables rias. Les formes sédimentaires qui s'y développent, s'organisent en Gilbert deltas, rencontrés habituellement en milieu lacustre (Gilbert, 1885 in Lofi, 2002). Plusieurs affleurements de ces structures sont observables sur le pourtour du Golfe du Lion (Clauzon *et al.*, 1996a).

2.1.3.1.2. Impacts sur les karsts du Golfe du Lion

Le Golfe du Lion et la région de Marseille ne sont pas exempt d'indicateurs géomorphologiques de l'enregistrement de la crise messinienne par les aquifères karstiques.
D'une part, plusieurs réseaux karstiques se développent à des profondeurs considérables paraissant indépendantes de la géographie actuelle :

- En Pyrénées-orientales le système de Font Estramar se développe à -191 m NGF (Figure 2-5).
- Dans le karst ardéchois le Goul de la Tannerie livre un réseau noyé à -154 m NGF.

- Le plus important karst français, celui de la Fontaine de Vaucluse, possède un conduit qui a été exploré en ROV à -224 m NGF (Figure 2-6).
- Le réseau noyé de Port Miou en Basse Provence atteint une profondeur de -172 m NGF.

D'autre part, les canyons messiniens, remblayés par les apports sédimentaires pliocènes, s'observent sur la majorité des fleuves côtiers : l'Aude (Clauzon *et al.*, 1987), le système Orb-Hérault (Ambert *et al.*, 1998), le Rhône et de la Durance (Clauzon, 1979, 1982).
Les aquifères semblent alors en relation directe avec les paléo-canyons messiniens (Figure 2-4).

L'organisation vauclusienne des résurgences de ces massifs karstiques peut alors s'interpréter comme une réponse de la karstification réalisée au moins en deux temps. Le premier consiste en un creusement profond des réseaux lors de la mise en place des paléo-vallées fluviatiles messiniennes. Le comblement brutal de ces vallées par les sédiments pliocènes ou l'eau de mer, suivant les cas, impose ensuite une réorganisation hydraulique des karsts par l'évacuation vers la surface des écoulements profonds (Audra, 2007 ; Mocochain, 2007).

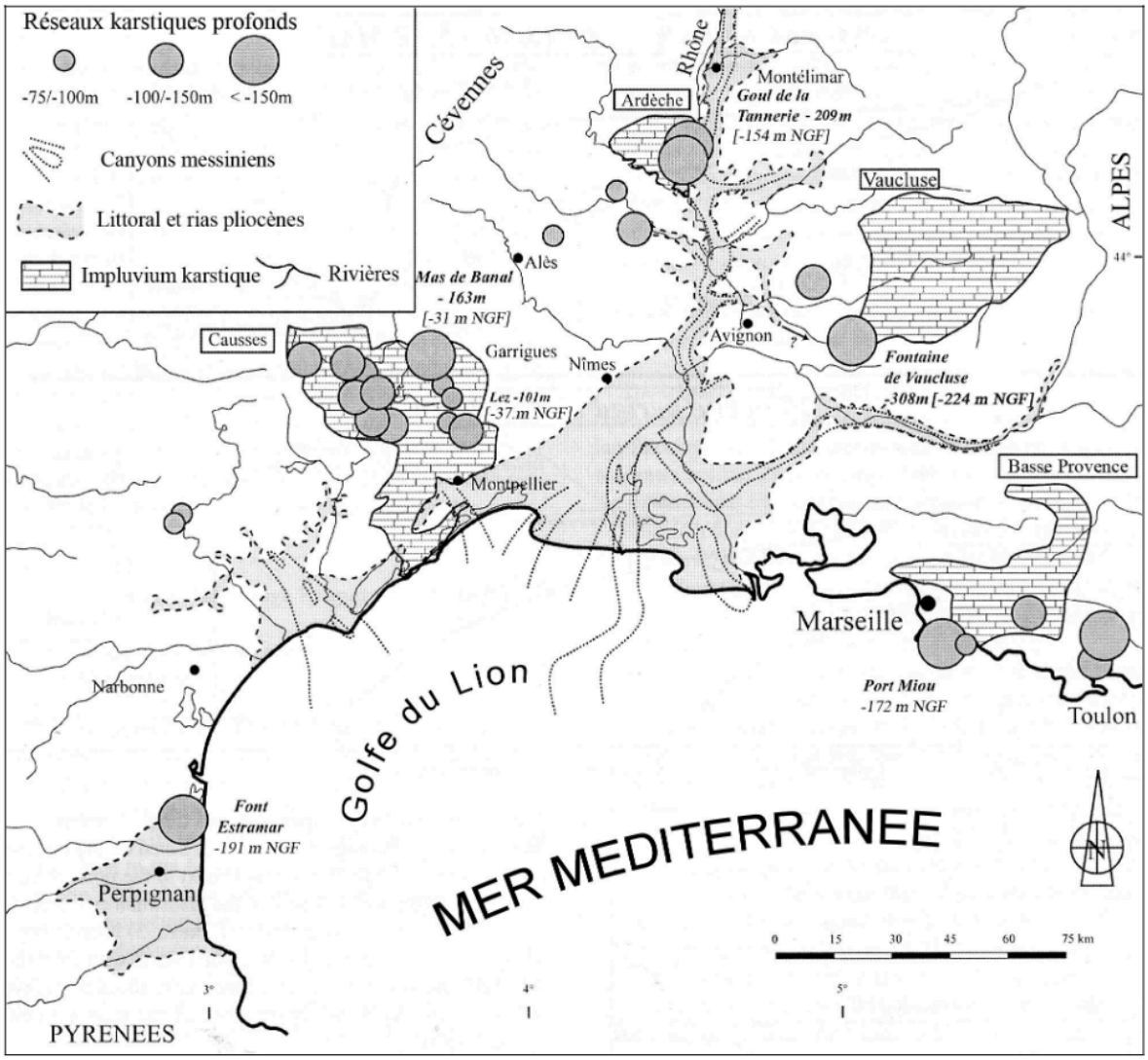


Figure 2-4 : Réseaux karstiques profonds, canyons messiniens et rias pliocènes dans le Golfe du Lion (Audra *et al.*, 2004, modifié)

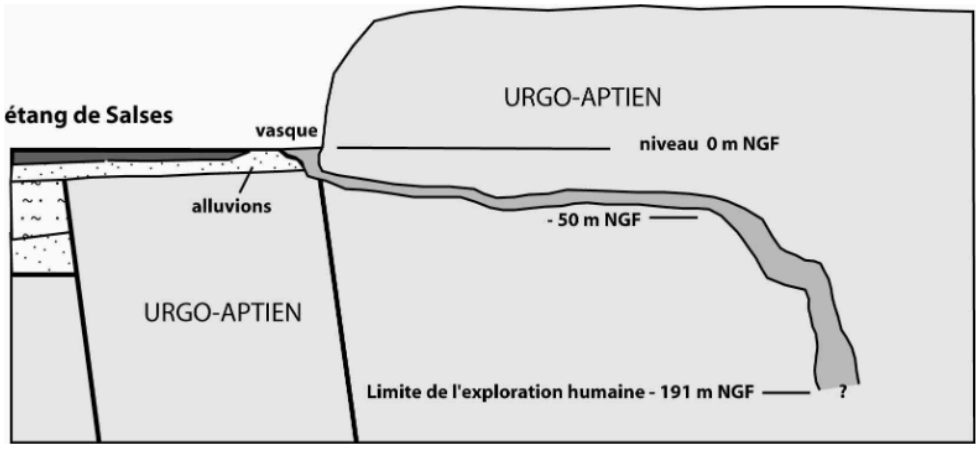


Figure 2-5 : Coupe schématique de la Font Estramar (d'après topo ARFE)

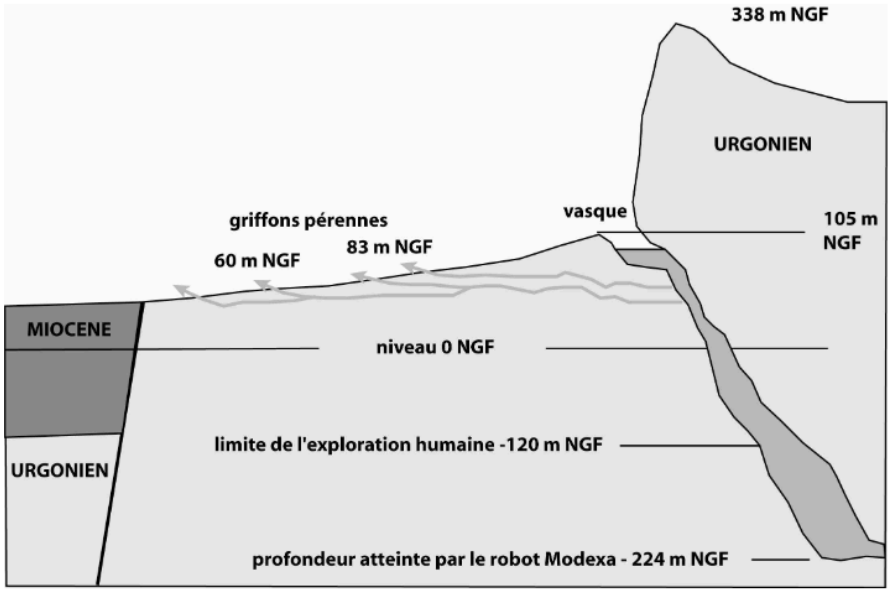


Figure 2-6 : Coupe schématique de la fontaine de Vaucluse (Gilli *et al.*, 2004b, modifié)

2.2. LA CONTAMINATION SALINE : MECANISMES

L'étude de la contamination saline, ou intrusion saline, dans les aquifères côtiers consiste à la compréhension des mécanismes hydrauliques d'équilibre entre deux fluides de densité différente : l'eau douce et l'eau de mer (Reilly et Goodman, 1985). Les premières recherches sur la compréhension de ces mécanismes ont débuté au 19ème siècle avec les travaux de Ghyben (Ghyben, 1889).

2.2.1. Dans les aquifères poreux littoraux

La contamination saline en milieu poreux côtier s'illustre par la présence d'un biseau d'eau de mer pénétrant l'aquifère sous l'eau douce. L'équilibre de l'interface entre les deux fluides a été historiquement conceptualisé de deux manières différentes (Arfib, 2001) :

- Les fluides sont immiscibles et l'interface entre l'eau douce et l'eau de mer est nette ;
- Les fluides se mélangent, du fait des mécanismes de dispersion, et font apparaître une zone de transition progressive.

La morphologie précise de l'interface (profondeur, étendue) est ensuite modélisée selon le régime d'écoulement en vigueur dans l'aquifère (statique, permanent, transitoire). Par simplification, nous n'aborderons que les deux cas de figures principaux : l'approche purement théorique, où les fluides sont immiscibles et statiques ; et l'approche plus réaliste, où les fluides sont miscibles et en mouvement. Pour plus de détails sur l'historique et la description détaillée des différentes approches de modélisation de ce problème, le lecteur pourra consulter la bibliographie récente (Arfib, 2001).

2.2.1.1. Fluides immiscibles et statiques : Loi de Ghyben-Herzberg

Cette loi part du principe simple que l'interface eau douce-eau de mer dans l'aquifère poreux peut être assimilée à l'équilibre entre deux colonnes de fluides de densité différente (Figure 2-7). Ainsi, dans un aquifère libre à l'équilibre hydrostatique la position de l'interface eau douce-eau de mer est dépendante de l'altitude de la nappe d'eau douce.
A l'interface, l'égalité des pressions s'écrit :

$$\rho_{mer} \cdot g \cdot z = \rho_{doux} \cdot g \cdot (z + h)$$

avec ρ_{mer} : la masse volumique de l'eau de mer, ρ_{doux} : la masse volumique de l'eau douce, z : le profondeur de l'interface et h : la charge de la nappe d'eau douce.

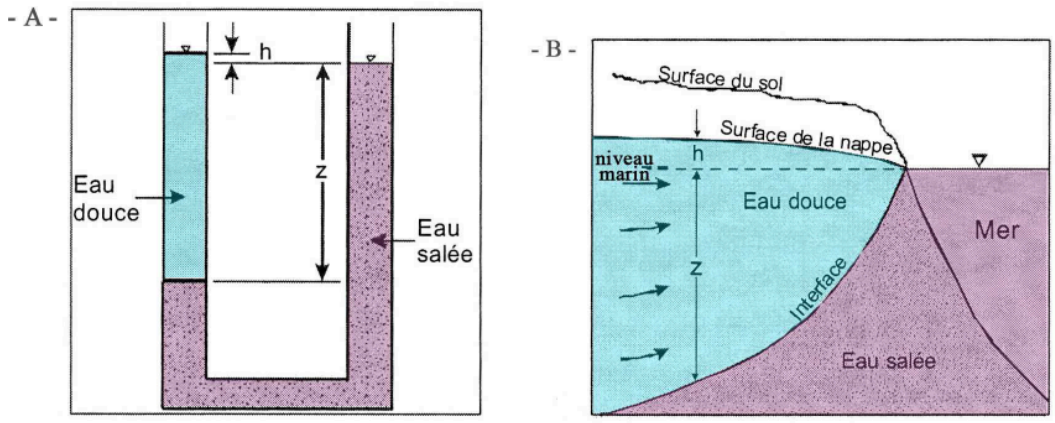


Figure 2-7 : Représentation du principe de Ghyben-Herzberg : A) Dans un tube en U contenant de l'eau douce et de l'eau salée ; B) Dans un aquifère poreux vu en coupe (Arfib, 2001)

2.2.1.2. Fluides miscibles et en mouvement

Dans le cas de fluides miscibles, l'interface entre l'eau douce et l'eau de mer s'apparente à une zone de transition progressive dont la morphologie dépend des paramètres intrinsèques de dispersion cinématique (Figure 2-8). L'eau douce et l'eau de mer sont considérées en mouvement l'une sur l'autre.

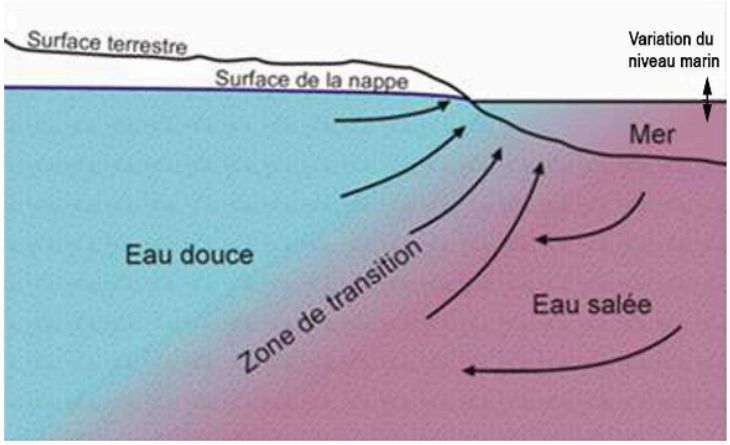


Figure 2-8 : Représentation de l'intrusion saline dans un aquifère littoral poreux et de la zone de transition entre l'eau douce et l'eau de mer (Arfib, 2001)

2.2.2. Dans les aquifères karstiques côtiers

Même si le terme « hétérogène » est aujourd'hui galvaudé s'agissant de la description du milieu karstique, il reste celui qui le définit le mieux. La distribution des vides est, nous l'avons vue, complexe et engendre une répartition des perméabilités d'écoulement liée à l'intensité de la fracturation de la roche et/ou à la présence de conduits capables de drainer d'importantes quantités d'eau douce. Cette organisation est unique pour chaque massif karstique car elle reste inféodée à l'histoire de sa karstification.

L'hétérogénéité de structure des aquifères karstiques rend alors difficile la modélisation des équilibres eau douce-eau de mer. En effet, la présence de conduits peut dans certains cas modifier l'épaisseur de la nappe d'eau douce ou changer la position de la zone de transition (Moore *et al.*, 1992 in Arfib, 2001).

La conséquence directe de la contamination saline dans les aquifères karstiques côtiers est d'observer à l'exutoire des sources d'eaux saumâtres. Qu'elles soient sur les terres, littorales ou sous-marines, ces sources sont polluées par l'eau de mer selon différents mécanismes.

Quatre scénarii typiques sont avancés (Arfib, 2001) :

- La contamination saline par **effet Venturi**.
- L'existence d'un conduit karstique, plus ou moins profond, reliant le réseau karstique avec la mer. Nous parlerons alors de contamination saline **locale**.
- La présence d'un biseau salé susceptible d'envahir le massif karstique, quand celui-ci est fortement fracturé. Le réseau karstique sera alors contaminé de manière plus **diffuse**.
- L'intrusion directe d'une **langue** d'eau salée pour les résurgences karstiques qui aboutissent directement en mer.

2.2.2.1. La contamination par effet Venturi

L'effet Venturi, phénomène hydrauliquement connu, est avancé pour justifier l'existence de sources karstiques saumâtres dont la salinité augmente avec le débit (Figure 2-9A). Citons pour exemple les sources de Waikoropupu en Nouvelle-Zélande ou celles d'Agios Nikolaos en Crète (Williams, 1977 ; IGME-CNRS, 1996 in Fleury, 2005). Ce mécanisme semble toutefois anecdotique.

2.2.2.2. La contamination saline locale

Dans le cas où un conduit karstique assure la connexion entre le réseau principal et la mer, une intrusion préférentielle d'eau de mer peut avoir lieu (Figure 2-9B). La contamination est alors contrôlée par la différence de charge entre le conduit rempli d'eau de mer et celui rempli d'eau douce. Ce mécanisme peut expliquer l'observation de sources karstiques saumâtres sur terre, sur le littoral ou en mer, dont la salinité varie de manière inversement proportionnelle avec le débit. En cas de forte mise en charge de l'aquifère, l'intrusion peut être totalement stoppée et l'on observe à l'exutoire la sortie d'eau douce.
Dans certains cas, le conduit à l'origine de la contamination a été répertorié. Le cas le plus frappant est certainement celui des moulins d'Argostoli du karst céphalonique, où d'anciennes pertes karstiques absorbent littéralement l'eau de mer (Gilli *et al.*, 2004b).

2.2.2.3. La contamination saline diffuse

La fracturation intense de certains massifs karstiques permet de comparer la matrice calcaire à un milieu continu, dans lequel s'appliquent les lois de l'intrusion saline des aquifères poreux. L'eau de mer peut alors envahir les zones fracturées et former un équivalent de biseau salé. Le conduit karstique principal subit une contamination saline tout au long de son contact avec le biseau salé (Figure 2-9C). Cette contamination est la conséquence de la différence de charge entre l'eau présente dans le conduit et celle contenue dans les fractures. Le principe hydraulique de contamination est identique à celui opéré lors d'une contamination par un conduit relié en mer. Par conséquent, l'exutoire saumâtre aura une salinité variant en sens inverse du débit. Lors de fortes crues, l'eau à l'exutoire pourra être complètement douce. Ce type de fonctionnement est aujourd'hui proposé pour la source karstique terrestre de l'Almyros d'Héraklion en Crète (Arfib, 2001 ; Arfib et Ganoulis, 2004).

2.2.2.4. La contamination directe par la résurgence

Cette contamination est liée à la stratification densitaire entre l'eau douce et l'eau de mer. Elle a lieu dans certains conduits karstiques ouverts directement sous le niveau marin et dans lesquels circule l'eau douce ou saumâtre du karst (Figure 2-9D). Ce mécanisme sera abordé plus tard dans cet ouvrage au sujet de la source sous-marine de Port Miou. Anecdotique, ce problème est responsable d'une contamination à proximité de l'exutoire.

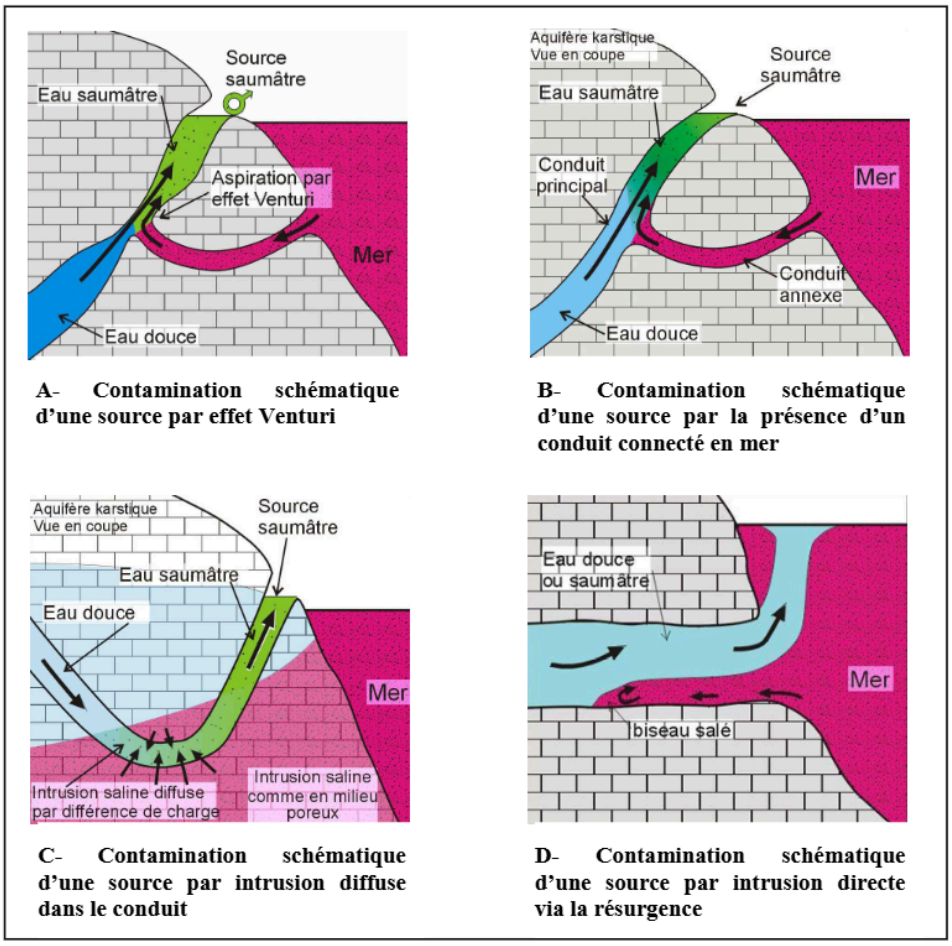


Figure 2-9 : Schémas des différents types de contamination saline des sources karstiques dans les aquifères littoraux (Arfib, 2005)

2.2.3. Conclusions

L'intrusion saline dans les aquifères karstiques littoraux a été bien moins étudiée que dans les milieux poreux et les résultats restent rares et limités à des cas d'études particuliers (Arfib, 2001 ; Fleury, 2005).
Les mécanismes de contamination de type local ou diffus sont, pour généraliser, ceux qui affectent le plus couramment les aquifères karstiques côtiers. La difficulté réside dans le fait de savoir différencier le mécanisme à l'origine de la salinisation. Les explorations spéléonautiques et la compréhension de la paléokarstification, et notamment de l'héritage paléogéographique, de l'aquifère sont alors des outils indispensables pour pouvoir y répondre.

3. LES METHODES D'ETUDES ET DE CAPTAGES

L'hydrogéologue dispose de nombreux outils pour l'étude des aquifères karstiques : observations de terrains, forages d'essais, suivis piézométriques, prélèvements et analyses d'eaux, suivis physico-chimiques des sources, prospections géophysiques, bilans hydriques. L'objet d'étude hydrogéologique est, de manière incontournable, le (ou les) exutoire(s) du système, clé de la compréhension du fonctionnement karstique dans son ensemble.
L'étude et l'exploitation des karsts littoraux doivent faire face à de nouvelles contraintes qui nécessitent l'emploi de méthodes et techniques spécifiques. Nous aborderons dans ce paragraphe la synthèse des principales méthodologies d'étude et de captage des sources sous-marines et littorales karstiques.

Pour une connaissance approfondie du sujet, le lecteur intéressé trouvera des synthèses exhaustives et étayées d'exemples dans des publications récentes (Gilli, 2000a ; Gilli *et al.*, 2004b ; Fleury, 2005 ; Fleury *et al.*, 2007) ou plus anciennes (Paloc et Potié, 1973 ; Mijatovic, 1987 ; Breznick, 1998).

3.1. METHODES D'ETUDES DES KARSTS LITTORAUX

3.1.1. Détection des sources sous-marines et littorales

La première détection est d'ordre visuel. Ainsi, si ces sources sont souvent connues depuis longtemps par les pêcheurs et les habitants d'une région, elles n'ont pas toujours fait l'objet d'une description scientifique.
Qu'elles concernent les sources d'eaux issues de milieux poreux ou de milieux karstiques, les techniques de détection sont toutes basées sur l'existence des différences de physico-chimie entre l'eau douce ou saumâtre et l'eau de mer (conductivité électrique, température, densité).
Rappelons simplement qu'il existe cinq techniques principales :

- Télédétection par thermographie infrarouge : cette méthode très couramment utilisée depuis les années 60 permet de visualiser, en vue aérienne, les contrastes thermiques à la surface de l'eau. Son coût et sa mise en place freinent souvent son emploi. De plus, la détection des anomalies est fortement dépendante de la profondeur de l'exutoire et du mélange de l'eau de la source sous-marine avec l'eau de mer.

- Densimétrie : il s'agit de la mesure de la différence de densité entre les deux liquides à l'aide d'un aéromètre. Son utilisation reste anecdotique.

- Mesure de la conductivité électrique/température de surface : aujourd'hui des techniques embarquées peuvent être appliquées, en équipant un bateau d'une sonde conductimétrique couplée à un GPS. Cette méthode nécessite une vérification par plongeurs des anomalies enregistrées.

- Mesure du radon : les eaux souterraines étant plus riches en élément radon que l'eau de mer, la mesure de la concentration en radon en mer peut permettre de détecter des sources sous-marines.

- Observation par plongeurs : cette technique est parfaitement adaptée à la vérification de sites suspects.

3.1.2. Instrumentation et suivi des sources

La difficulté majeure posée dans le cadre des aquifères karstiques côtiers réside dans la position littorale ou sous-marine de ses exutoires. Cette caractéristique rend techniquement complexe la mise en place et le suivi des sources.

3.1.2.1. Mesure des débits et des vitesses

Il n'existe pas de méthode *ad hoc* de mesure des débits ou des vitesses d'écoulement des sources littorales ou sous-marines karstiques. C'est plus spécifiquement la morphologie des exutoires qui va contribuer à sélectionner une technique plutôt qu'une autre.
Deux approches existent : la mesure directement à l'exutoire sur le panache d'eau douce ou la mesure *in situ* dans le conduit karstique quand celui-ci est accessible. Certaines méthodes couplent les deux approches. Il est à noter que la mesure des vitesses sur le panache d'eau douce reste délicate et peut contribuer à une surestimation importante des débits, comme l'ont montré les travaux récents sur la source sous-marine de la Vise dans la région de Montpellier (Dörfliger *et al.*, 2001 ; Ladouche *et al.*, 2001).

- Mesure des vitesses à l'aide de courantomètres : Cette mesure peut s'effectuer directement à l'exutoire. Mais, il est préférable d'équiper le conduit en amont de la source, quand celui-ci est accessible, et de bénéficier, ainsi, d'une protection naturelle des équipements.

- Modélisation du panache d'eau douce : Cette méthode permet d'estimer ponctuellement le débit sortant à l'exutoire à l'aide de mesures de la conductivité.

- Mesure de la charge hydraulique du conduit : Cette méthode consiste à placer des capteurs de pressions dans les principaux conduits karstiques et de coupler cette mesure avec des relevés ponctuels du débit aux émergences.

- Mesure du champ de vitesse du panache : La mesure peut être envisagée par l'utilisation de courantomètres développés pour l'océanographie (type ADCP : Acoustic Doppler Currentmeter Profiler).

- Mesure de la vitesse ou du débit directement dans le conduit karstique : Cette méthode permet souvent d'effectuer un bon suivi en continu des vitesses d'écoulement. Le suivi peut être amélioré lorsque l'on dispose d'une section de mesure normalisée (conduite canalisante, barrage…).

L'équipement des sources de Port Miou et du Bestouan constitue un exemple d'instrumentation *in situ* d'un aquifère karstique côtier. A ce propos, plusieurs techniques de mesures débitmétriques et courantométriques ont été testées et critiquées (CHAPITRE 3 :4.1).

3.1.2.2. Suivi physico-chimique

Pour l'exploitation de ressources en eau karstiques côtières, l'accent doit être mis sur la connaissance des mécanismes de contamination du système par l'eau de mer. La conductivité électrique (ou salinité) de la source est donc le paramètre principal à surveiller.
La technique actuelle permet de disposer d'appareils adaptés pour le suivi des sources karstiques en milieux côtiers. Les plus intéressants sont les capteurs intégrés CTD, (conductivité électrique/température/pression), proposés par de nombreux fabricants. Ces derniers permettent aujourd'hui, de manière assez simple et avec des pas de temps très précis, de suivre en continu les variations physico-chimiques d'une source.
Bien entendu, les mesures peuvent être complétées par des analyses régulières des éléments chimiques majeurs, de certains métaux traces, voire la recherche d'isotopes caractéristiques : outils communément utilisés dans l'étude des aquifères karstiques.

3.2. TECHNIQUES D'EXPLOITATION ET DE CAPTAGE

L'exploitation de la ressource en eau des karsts littoraux se résume en deux approches antagonistes :
- Le captage et l'exploitation directement à la résurgence en mer ;
- Le captage et l'exploitation sur terre dans le massif.

3.2.1. Captage à l'émergence

La position géographique des sources sous-marines et littorales ne permet pas d'utiliser les techniques habituelles de captage direct à l'émergence, du type barrage de trop plein ou galerie drainante. Les solutions ont donc souvent fait appel à des techniques originales et adaptées au système en question.

Captage en mer
Des expériences de captages directes sur les griffons sous-marins ont été tentées en Italie et en France (Stefanon, 1972). Ces expériences et celles plus récentes, réalisées par la Société Nymphéa Water, démontrent que ce type de captage reste difficile et peu efficace (Fleury, 2005).
Les équipements sont à la fois soumis aux conditions marines extrêmes (houle, invasion algale…) et doivent répondre à de nombreuses difficultés techniques pour la récupération du flux d'eau douce.

Captage sur le littoral

L'un des ouvrages les plus réussis est sûrement l'ouvrage d'exploitation des sources d'Anavalos de la côte Est du Péloponnèse (Argyriadis, 2003). Un barrage en mer assure une régulation automatique du flux d'eau douce sortant et permet de conserver l'équilibre eau douce-eau de mer en faveur de l'exploitation des sources. Ce captage, à priori unique en son genre, est rendu possible du fait que les sources karstiques sont contaminées par l'eau de mer uniquement à leur résurgence.

3.2.2. Exploitation souterraine

3.2.2.1. Prélèvements par forages

Les prélèvements d'eau par forage sont fortement répandus au sein des milieux karstiques. Les difficultés habituelles rencontrées (zone de réserve souvent profonde et localisée, pertes d'outils…) dans ce type d'ouvrages sont liées à la structure hétérogène du karst.

En sélectionnant des sites sur le massif karstique suffisamment en amont des exutoires en mer, cette approche présente le grand avantage de s'affranchir des problèmes d'intrusion saline, mais pose le problème de la détection des zones les plus productives en eau.

3.2.2.2. Barrages souterrains

Les barrages souterrains ont pour objectif principal de disposer d'une réserve en eau en augmentant artificiellement en amont de l'ouvrage la charge hydraulique. Ce système a été appliqué dans les karsts littoraux dans un objectif différent, celui de séparer artificiellement la limite eau douce-eau de mer, régie par la loi de Ghyben-Herzberg, pour s'affranchir des problèmes de contamination saline.

Cette méthode a malheureusement montré son inefficacité dans le cas de systèmes possédant des profondeurs de karstification importantes, c'est le cas des résurgences de Port Miou ou de l'Almyros d'Héraklion (Thomas, 1977 ; Potié, 1979).

3.2.3. Conclusions

Les techniques d'exploitation des ressources en eau des aquifères karstiques littoraux s'articulent autour de deux approches différentes :

- La récupération de l'eau douce en point bas du réseau karstique, en mer ou sur le littoral, qui essaye de s'affranchir des problèmes de salinisation. Jusqu'à présent, l'existence d'une salinité résiduelle aux sources a conduit à l'échec de nombreuses tentatives.
- L'exploitation sur le massif karstique en amont des résurgences, par l'utilisation de système de barrage, ou par l'emploi de techniques de forage.

L'exploitation par des forages d'eau, même si elle reste difficile en milieu karstique, peut apporter l'avantage de ne pas subir les contraintes de l'intrusion saline à condition que les forages soient effectués suffisamment en amont du système. Toutefois, l'intrusion saline hétérogène à travers des conduits karstiques peut affecter des forages situés à plusieurs kilomètres de la mer.

Cette technique est fortement contrainte par la difficulté d'atteindre les niveaux noyés et les drains actifs du réseau karstique. Heureusement, des techniques de prospection géophysique, comme la résonance magnétique protonique, donnent des résultats encourageants dans la localisation de ces conduits (Vouillamoz *et al.*, 2003 ; Boucher *et al.*, 2006). Ces méthodes ne permettent pas actuellement de prospections plus profondes que la centaine de mètres (Legchenko *et al.*, 2002), mais elles constituent peut-être l'avenir de la recherche d'eau dans ce domaine.

4. UNE RESSOURCE EN EAU IMPORTANTE

4.1. A L'ECHELLE MONDIALE

Les aquifères karstiques côtiers sont représentés sur l'ensemble des continents. Des affleurements calcaires existent en Europe du Nord (Grande Bretagne, Irlande) et du Sud (Espagne, France, Grèce…) en Amérique (golfe du Mexique et côte est des Etats-Unis), au Japon, en Australie, en Nouvelle Zélande, et en Afrique (Ford et Williams, 1989). Ces affleurements contribuent à l'alimentation de centaines de sources sous-marines karstiques dénombrées aujourd'hui dans le monde (Figure 2-10).
A l'heure actuelle, la majorité de ces sources ne sont pas exploitées et se perdent en mer. Aucune quantification véritable de ces ressources en eau n'a été faite jusqu'à ce jour.

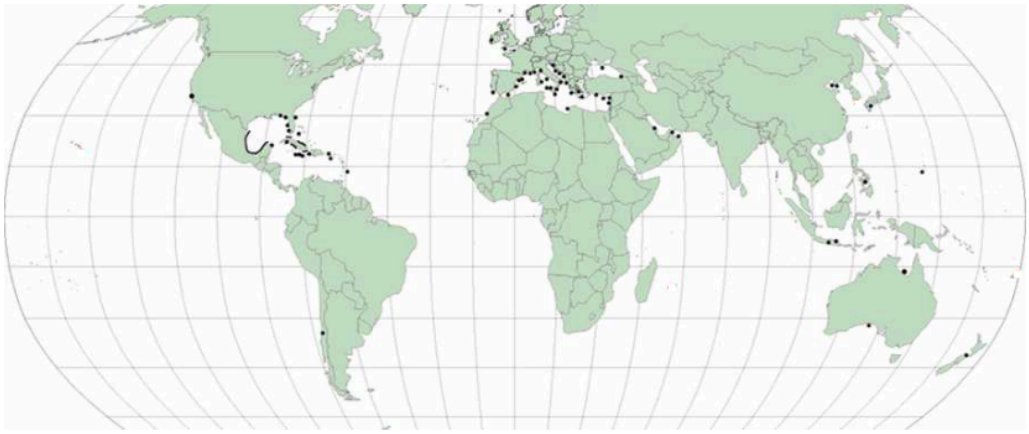


Figure 2-10 : Localisation des principales sources sous-marines karstiques dans le monde (d'après Fleury, 2005)

4.2. SUR LE POURTOUR MEDITERRANEEN

Le bassin méditerranéen rassemble une grande majorité des sources sous-marines karstiques répertoriées et étudiées actuellement. La plupart sont localisées sur le nord des côtes de la Méditerranée (Figure 2-11). Leur situation correspond aux principaux secteurs d'affleurements des roches carbonatées sur le littoral. La ressource constituée par ces pertes en mer est actuellement peu connue. On peut estimer grossièrement que l'ensemble de ces pertes constitue un débit de plus de 1000 m^3/s. Ce potentiel, même s'il était exploité à moitié de sa capacité, pourrait permettre d'alimenter en eau potable plus de 300 millions de personnes vivants sur la bordure méditerranéenne.

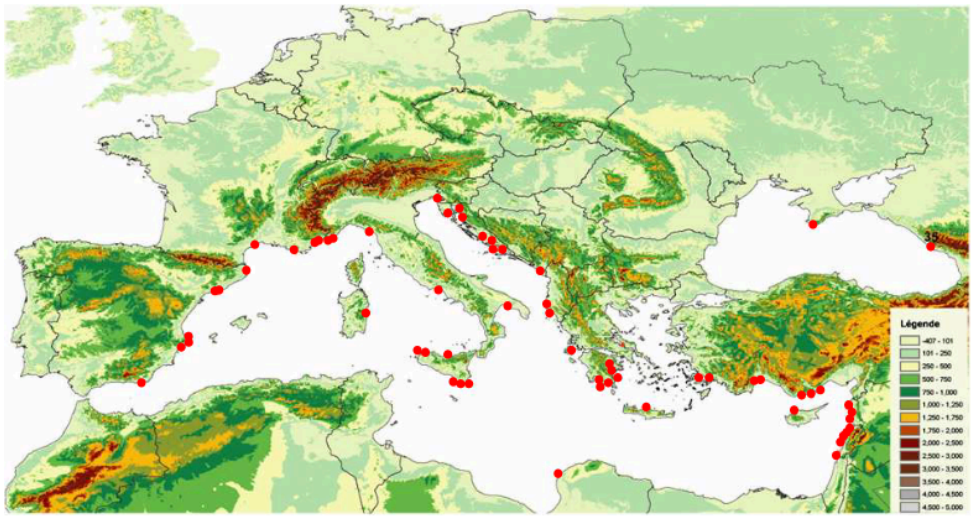


Figure 2-11 : Localisation des principales sources sous-marines karstiques sur le pourtour méditerranéen (Fleury, 2005)

5. CONCLUSION

L'aquifère karstique littoral est un système hydrologique particulier dont la connaissance actuelle reste limitée. A la rencontre de nombreux domaines scientifiques, comme l'hydrogéologie, la paléogéographie ou l'océanographie, l'étude de cet aquifère doit être abordée de manière pluridisciplinaire. A titre d'exemple, l'étude fonctionnelle des sources littorales et sous-marines karstiques, principal objet d'étude de ce système, ne peut s'effectuer sans une approche fondamentale sur la compréhension de sa genèse paléogéographique.

Enjeu de ressources en eau au niveau mondial et plus particulièrement dans le bassin méditerranéen, l'aquifère karstique côtier représente un attrait grandissant. Ainsi, l'atteste le développement de projets de recherches scientifiques européens, tel MEDITATE, destiné à valoriser l'utilisation de ressources en eau alternatives : les sources karstiques sous-marines et leurs aquifères littoraux, la désalinisation et/ou la réutilisation d'eaux usées.

Plus localement, les communes du littoral méditerranéen français s'intéressent depuis peu (Gilli, 1997, 2002) à ce potentiel prometteur comme renforcement des ressources en eau existantes (études en cours pour le Syndicat Intercommunal des Corniches et du Littoral à l'est de Nice, comm. orale E. Gilli) ou comme solution complémentaire à la diversification des ressources (CHAPITRE 1 :4).

CHAPITRE 3 : LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN

Les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan ont déjà fait l'objet d'études importantes. Après avoir expliquer les connaissances générales acquises sur les sources, ce troisième chapitre se consacre à présenter une synthèse et une analyse des anciens travaux. Les différents scénarios envisagés pour le mécanisme responsable de la salinité de ces sources sont abordés, ainsi que la description des nouvelles stations de mesures mises en place au cours de la thèse.

1. CADRE D'ETUDE

1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE

En plein cœur de la Provence calcaire, sur le littoral méditerranéen émergent les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan.
L'emblématique rivage des "Calanques", entre Marseille et Cassis, constitue la principale ossature du relief côtier de la région marseillaise. Ces massifs s'étendent d'Ouest en est sur plus de 20 km, des contreforts de Marseilleveyre au mont de Carpiagne perché à 645 m d'altitude (Figure 3-1).

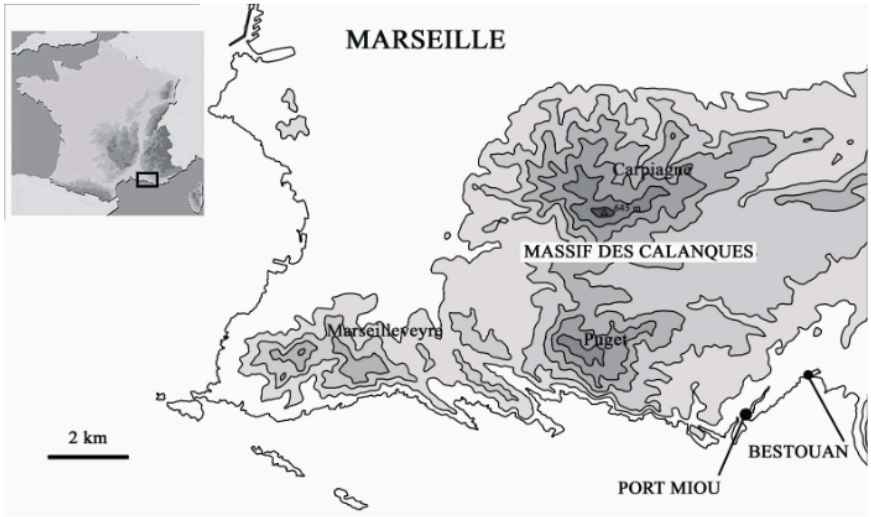


Figure 3-1 : Les sources sous-marines dans le massif des Calanques

La source de Port Miou se situe dans la calanque la plus orientale délimitant les deux communes. Celle du Bestouan se trouve à l'entrée du port maritime de Cassis (Figure 3-2 et Figure 3-3A et B).

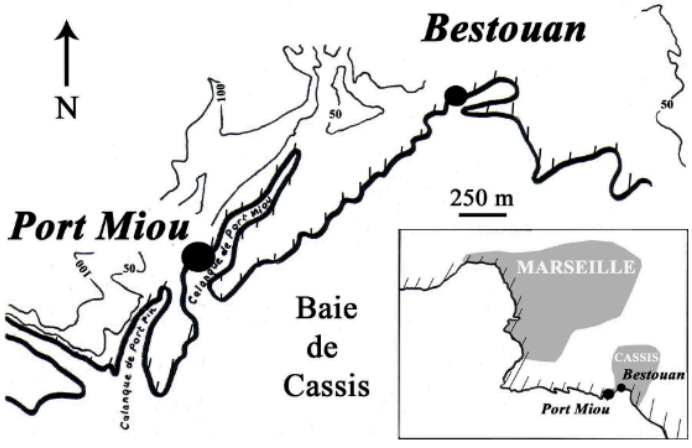


Figure 3-2 : Carte de localisation des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan

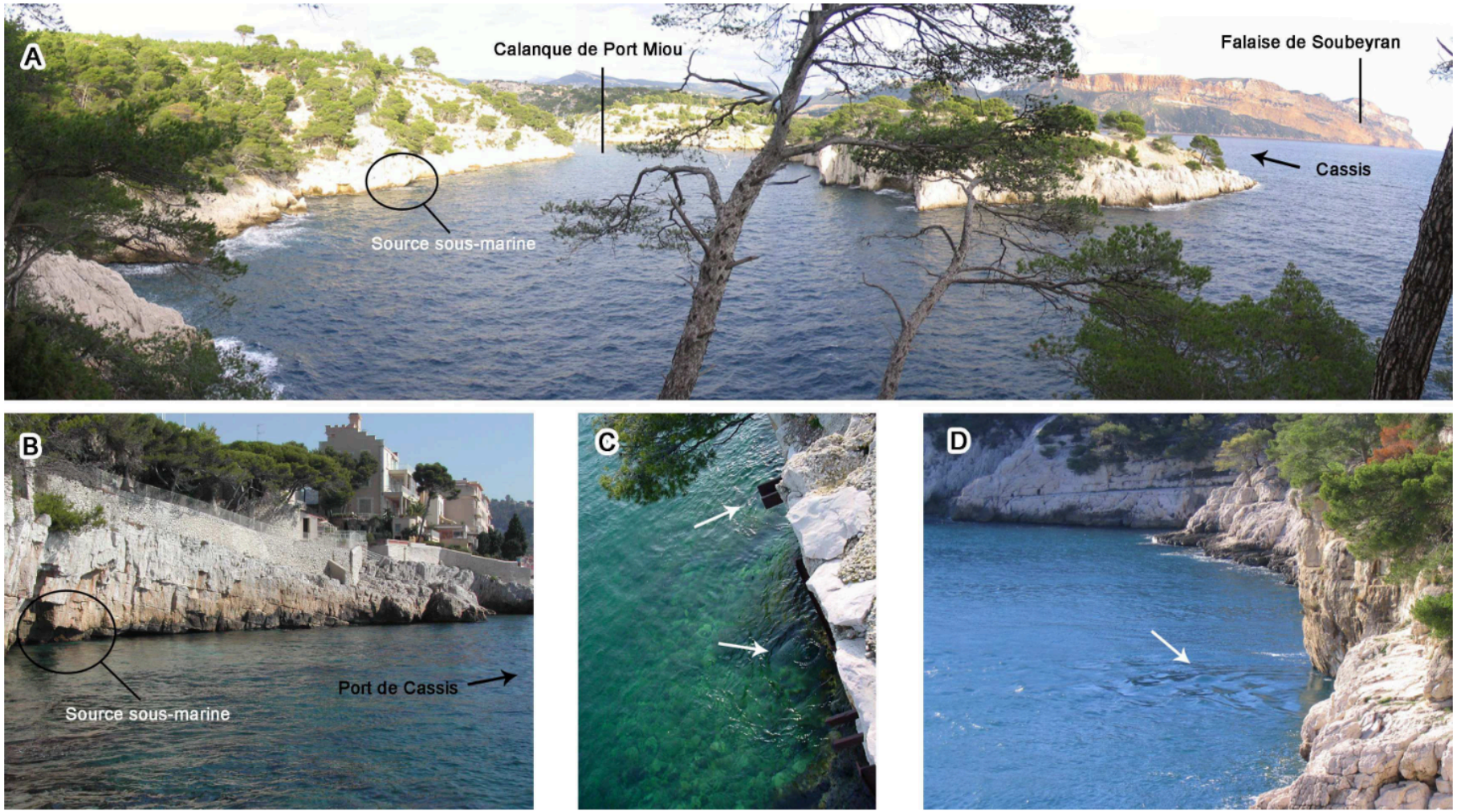


Figure 3-3 : Photos de situation des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan : A) Vue large de la Calanque de Port Miou et localisation de la source sous-marine de Port Miou ; B) La résurgence sous-marine du Bestouan ; C) Laurons dans le port de Port Miou ; D) La résurgence sous-marine de Port Miou

1.2. CADRE GEOLOGIQUE

Les sources de Port Miou et du Bestouan émergent des falaises urgoniennes du Crétacé supérieur. L'Urgonien est représenté dans la région par un calcaire massif biodétritique dont l'épaisseur peut représenter plusieurs centaines de mètres. Il constitue la majeure partie de l'affleurement calcaire présent sur la bordure sud de Marseille (Figure 3-4). Cet ensemble fait partie de la partie occidentale du Beausset externe. Le détail des unités structurales et de leur organisation tectonique sera précisé dans la partie consacrée aux bilans hydriques en Basse Provence (CHAPITRE 5 :2.2).

1.3. CONNAISSANCES GENERALES SUR LES SOURCES

1.3.1. Historique des explorations spéléolonautiques

Les sources de Port Miou et du Bestouan sont en réalité l'exutoire d'un important réseau karstique se développant au cœur du massif calcaire. L'exploration spéléonautique des ces galeries a démarré au milieu des années cinquante avec l'invention du scaphandre autonome. Voici un historique synthétique des faits les plus marquants de l'exploration de ces galeries :

- 1953 : Première véritable exploration spéléonautique dans le réseau de Port Miou jusqu'aux ragages par l'équipe du clan "éole" (J. Blanc, J. Picard, et M. Galerne)
- 1955-1956 : Exploration et étude des galeries souterraines par l'O.F.R.S. : l'équipe scientifique explore la galerie de Port Miou sur 280 m et celle du Bestouan sur 40 m. Elle effectue des relevés topographiques, thermographiques et faunistiques (Corroy *et al.*, 1958).
- 1960 : Un plongeur scientifique américain (C. Limbaugh) venu faire des images sous-marines se perd dans la galerie de Port Miou et se noie.
- 1964-1966 : Les plongeurs du G.E.P.S. menés en partie par Claude Touloumdjian atteignent 400 m à Port Miou et 450 au Bestouan.
- 1968 : Découverte à Port Miou de la cloche naturelle à 530 m de la résurgence et exploration du réseau jusqu'à 870 m (GEPS, 1968).
- 1978 : Après les travaux du barrage les plongées solitaires par C. Touloumdjian et Francis Leguen vont porter l'exploration de Port Miou à 1365 m et du Bestouan à 1400 m.
- 1981 : Découverte à Port Miou du puits terminal à 2230 m de la mer par Bertrand Léger et profondeur atteinte -82 m NGF (Léger, 1981b, 1981a).
- 1982 : Deux plongeurs italiens et suisses s'égarent à Port Miou et sont retrouvés morts.
- Entre 1980 et 1983 les plongeurs C. Touloumdjian et F. Leguen vont réaliser une succession de pointes au Bestouan atteignant la distance de 2290 m.
- Entre 1990 et 1993 l'équipe du C.R.P.S. (Comité Régional de Plongée Souterraine) aidée par les progrès de la technique va réaliser de nombreux exploits d'exploration. Au Bestouan l'exploration atteint 3000 m pour être stoppée sur une zone de trémie impénétrable. A Port Miou les pointes, réalisées par Marc Douchet permettent de descendre à -147 m NGF dans le puits terminal (Douchet, 1992, 1993a, 1993b ; Douchet et Fage, 1993).
- Novembre 2005 : Jérôme Meynié plongeant avec les techniques modernes des recycleurs atteint la profondeur de -172 m NGF.

L'exploration des réseaux noyés de Port Miou et du Bestouan est une épopée qui a été, et sera encore vraisemblablement pendant longtemps, le fait de successions d'exploits techniques et humains. Le fond du puits terminal de la galerie de Port Miou n'ayant toujours pas été atteint, les explorations de ce fabuleux réseau laissent entrevoir encore de prochaines découvertes.
Il n'est pas vain de saluer le patient travail de ces spéléonautes de l'extrême qui ont permis d'améliorer la connaissance de ces réseaux au fil des années. Citons entre autres : Claude Touloumdjian, Francis Leguen, Bertrand Léger, Marc Douchet, Xavier Meniscus, Jérome Meynié…

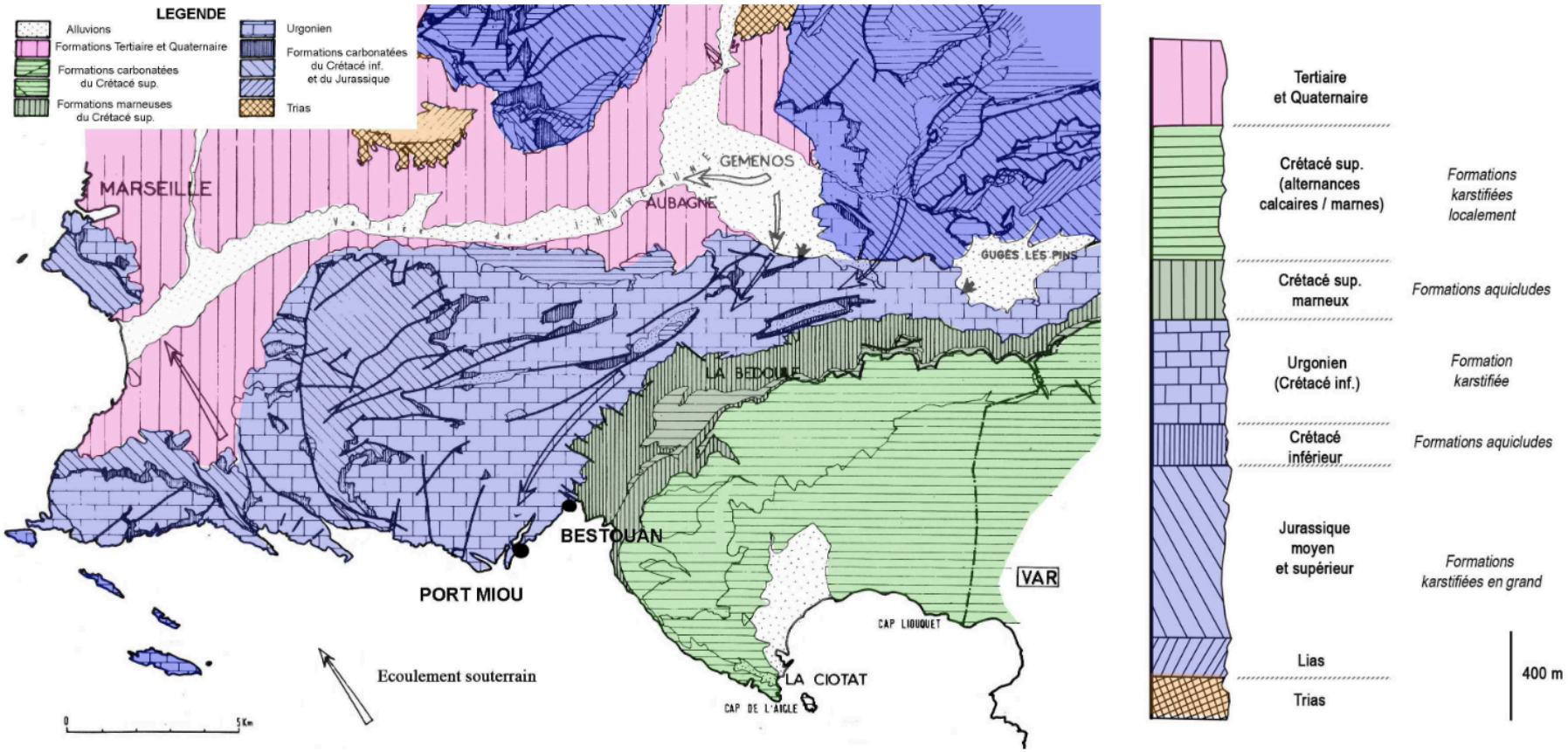


Figure 3-4 : Carte géologique simplifiée du secteur des Calanques de Marseille à 1/50 000ème (modifiée d'après document interne SEM) et log stratigraphique simplifié des formations karstifiées et aquicludes

1.3.2. Description et siphonométrie des galeries souterraines

1.3.2.1. Port Miou

Les cinq cents premiers mètres de la galerie principale est un conduit horizontal dont la section varie entre 200 et 400 m². Il est ennoyé à -20 m NGF en moyenne et est orienté plein Nord. Ce conduit est appelé (à tort) S1 par les spéléonautes pour signifier qu'il se trouve avant le barrage sous-marin. Après le barrage (dans le S2) la section s'élargit et de nombreuses galeries secondaires rendent le réseau plus complexe. Les galeries prennent la direction du Nord-Ouest. A 850 m de l'exutoire le conduit plonge à -42 m NGF. La galerie remonte ensuite pour osciller entre -30 et -12. A près de 2000 m de la résurgence, le réseau laisse place à une vaste salle avec une cloche à l'air libre (la cloche des Suisses), c'est le départ du puits terminal. Un puits-faille de 15 m de diamètre et d'orientation N120 se développe jusqu'à -125 m NGF. Ensuite la galerie s'incline avec une pente de 45°. Les explorations récentes du puits terminal (voir ci-dessous) ont permis de dépasser le point atteint par Marc Douchet en 1992 et d'atteindre la profondeur actuelle de -172 m NGF ! (Figure 3-6 et Figure 3-7).

Exploration récente à Port Miou :

La plongée récente par le spéléonaute J. Meynié a permis d'apporter de nouvelles connaissances sur le réseau noyé de Port Miou.

Le plongeur a réussi le 19/11/05 à atteindre la plus grande profondeur jamais atteinte dans ce système : 172 m sous le niveau de la mer. Il disposait lors de sa plongée d'un sonar et a pu effectuer des mesures pour estimer la taille du puits terminal. Ainsi lors de sa descente l'écho du sonar indiquait une distance horizontale de 50 m à la profondeur -150 m NGF. A -172 m la galerie aurait des proportions encore plus gigantesques (ou montrerait le départ d'une galerie horizontale), le sonar dont la portée était au maximum 80 m n'a pas enregistré d'écho (Figure 3-5).

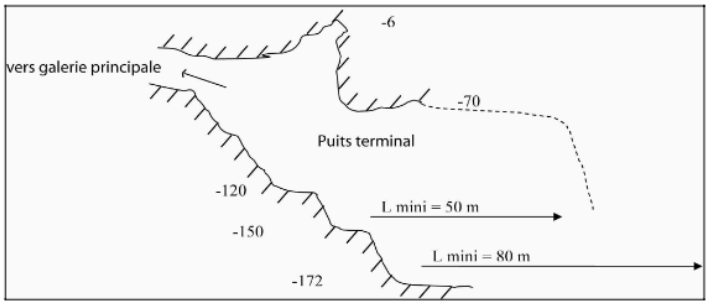


Figure 3-5 : Schéma du puits terminal de Port Miou d'après la plongée de J. Meynié

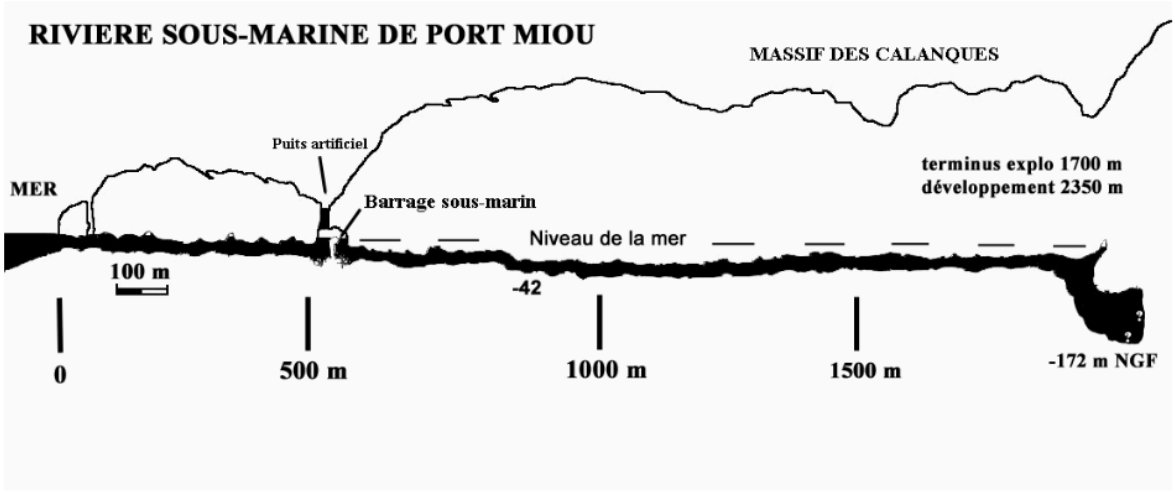


Figure 3-6 : Coupe développée de la galerie souterraines de Port Miou (modifiée d'après topo CRPS / FFESSM – mai 1992)

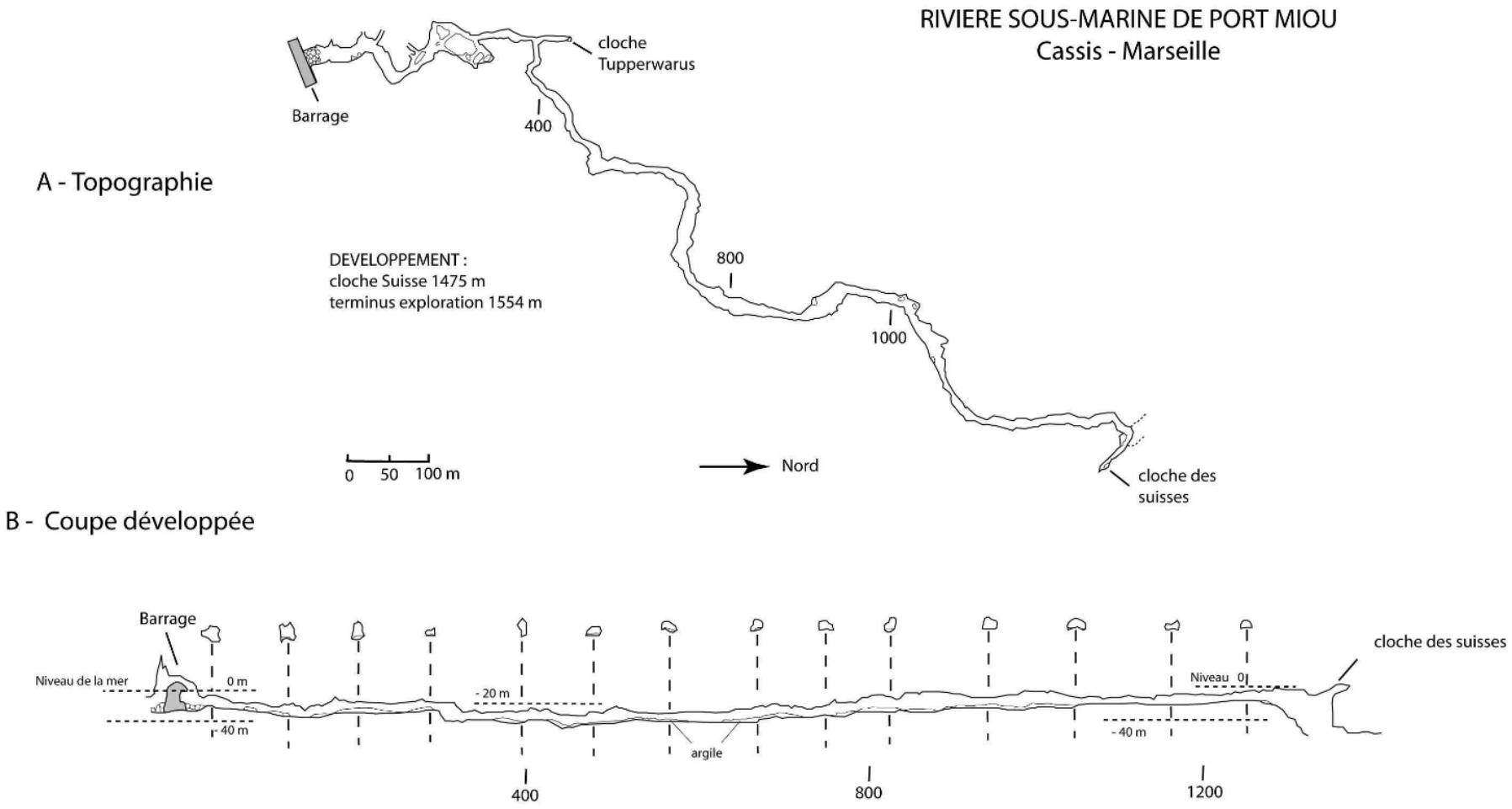


Figure 3-7 : Plans de la galerie de Port Miou à partir du barrage sous-marin : A) Topographie ; B) Coupe développée (modifiés d'après topo CRPS / FFESSM – mai 1992)

1.3.2.2. Le Bestouan

Le Bestouan est une galerie noyée dont le réseau est plus complexe, d'orientation N NNE. D'une section moyenne de 10 à 15 m², le conduit se réduit à quelques m² dans des zones où la turbulence est très importante. La galerie, dont la profondeur atteint -27 m NGF à 400 m de la résurgence, forme ensuite plusieurs paliers de remontées proche du niveau marin compliquant la progression (paliers de décompression obligatoires). L'exploration atteint, à 2900 m de l'entrée, une salle d'où confluent trois galeries étroites (1m² de section) en conduite forcée. Parallèlement à ce collecteur principal, se développe une galerie secondaire possédant un passage à l'air libre : la galerie du flou. Elle démarre à 2450 m de l'entrée et son exploration est stoppée à 3 km de l'entrée par une zone de trémie impénétrable (Figure 3-8 et Figure 3-9).

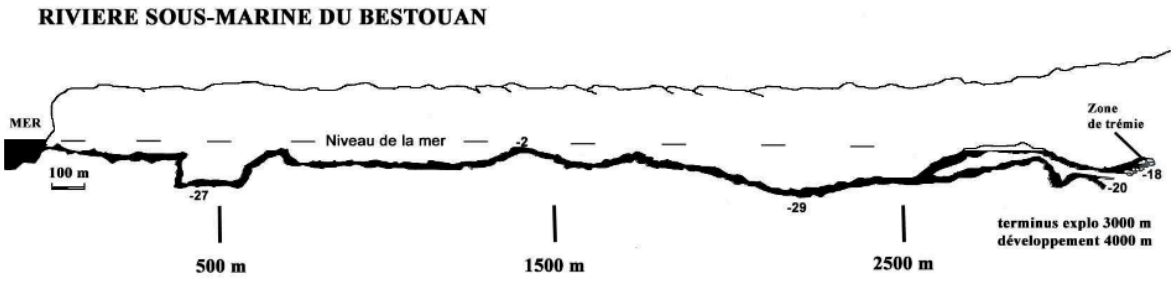


Figure 3-8 : Coupe développée de la galerie souterraine du Bestouan (modifiée d'après topo CRPS / FFESSM – mai 1992)

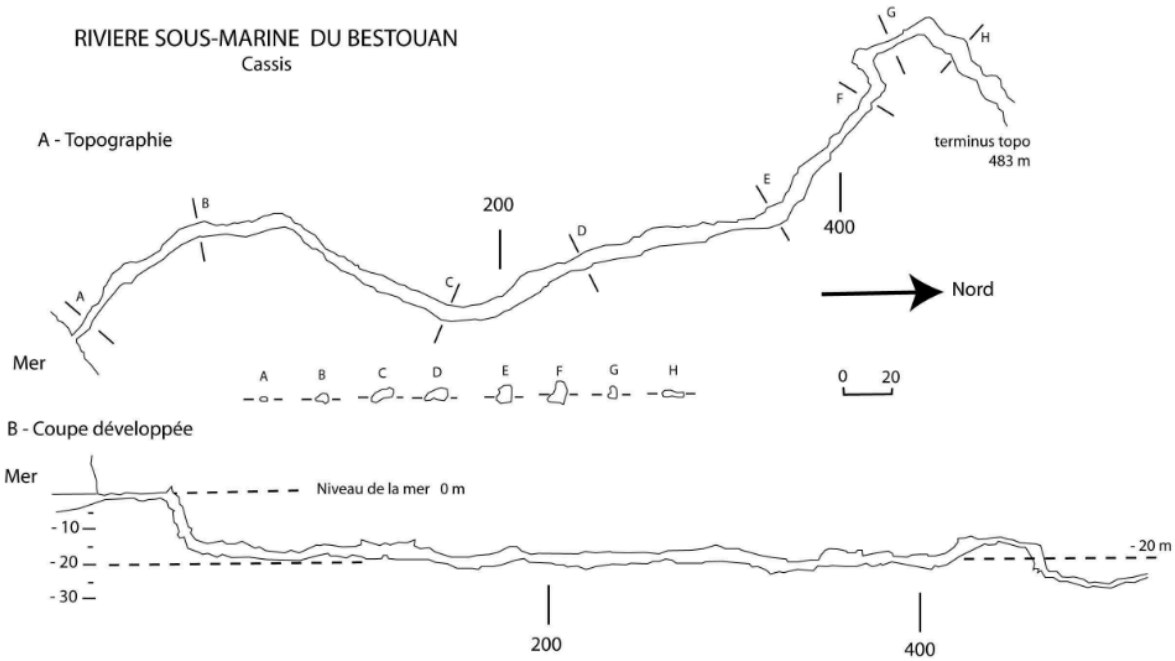


Figure 3-9 : Plans de la galerie du Bestouan jusqu'au terminus topo 483 m : A) Topographie ; B) Coupe développée (modifiés d'après topo CRPS / FFESSM / FFS – mai 1992)

Actuellement Port Miou est le 8ème plus profond siphon exploré en France (20ème au niveau mondial) avec ses -172 m NGF ! Le Bestouan est le 2ème plus long siphon exploré en France (12ème au niveau mondial) avec ses 3495 m de développement noyé total[3].

[3] Source : www.plongeesout.com

1.3.3. Limites supposées du bassin versant

Le bassin versant direct des sources sous-marines est représenté par les calcaires urgoniens et jurassiques de la partie occidentale du bassin du Beausset externe, soit une superficie de près de 170 km². Les traçages menés dans les années 60 ont montré la relation entre les sources et le massif des Calanques et le poljé de Cuges (Durozoy et Paloc, 1969b) :

- Embut de Coulin : situé au sud de la plaine d'Aubagne, cet embut permet le rejet des eaux d'irrigation de la plaine d'Aubagne. Une première coloration, réalisée par le BRGM en 1964, à l'aide de 25 kilos de fluorescéine, est restée négative. Elle a été rééditée avec succès en décembre 1965, à l'aide de 50 kilos de fluorescéine. Le traceur a été détecté aux exutoires de Cassis (Port Miou, Port de Cassis) après 42 jours, ce qui correspond à une vitesse de 12 m/h.

- Tunnel du Mussuguet : une coloration a été effectuée en décembre 1966 par le BRGM, dans une cavité karstique recoupée par le tunnel SNCF du Mussuguet. L'expérience s'est révélée positive aux exutoires de Cassis après 7 jours, pour une vitesse de 32m/h.

Les importants déficits constatés dans le massif de la Sainte Baume par C. Coulier et P. Martin (Coulier, 1985 ; Martin, 1991) ont permis d'élargir l'impluvium des sources vers le Nord. L'auréole urgonienne et jurassique, cumulées aux flancs sud de la Sainte Baume totalisent alors une superficie d'environ 200 km² (Guieu *et al.*, 1996). Toutefois les limites septentrionales et orientales ne sont pas définies avec précision. Un traçage très hypothétique du poljé de Chibron avec la source de Port Miou indiquerait que l'impluvium pourrait s'étendre vers l'Est, presque jusqu'à la commune de Signes (R. Durand, comm. orale : 15 kg de fluorescéine injectés dans les bassins de décantation du poljé de Chibron aurait provoqué une coloration à Port Miou six mois plus tard…).

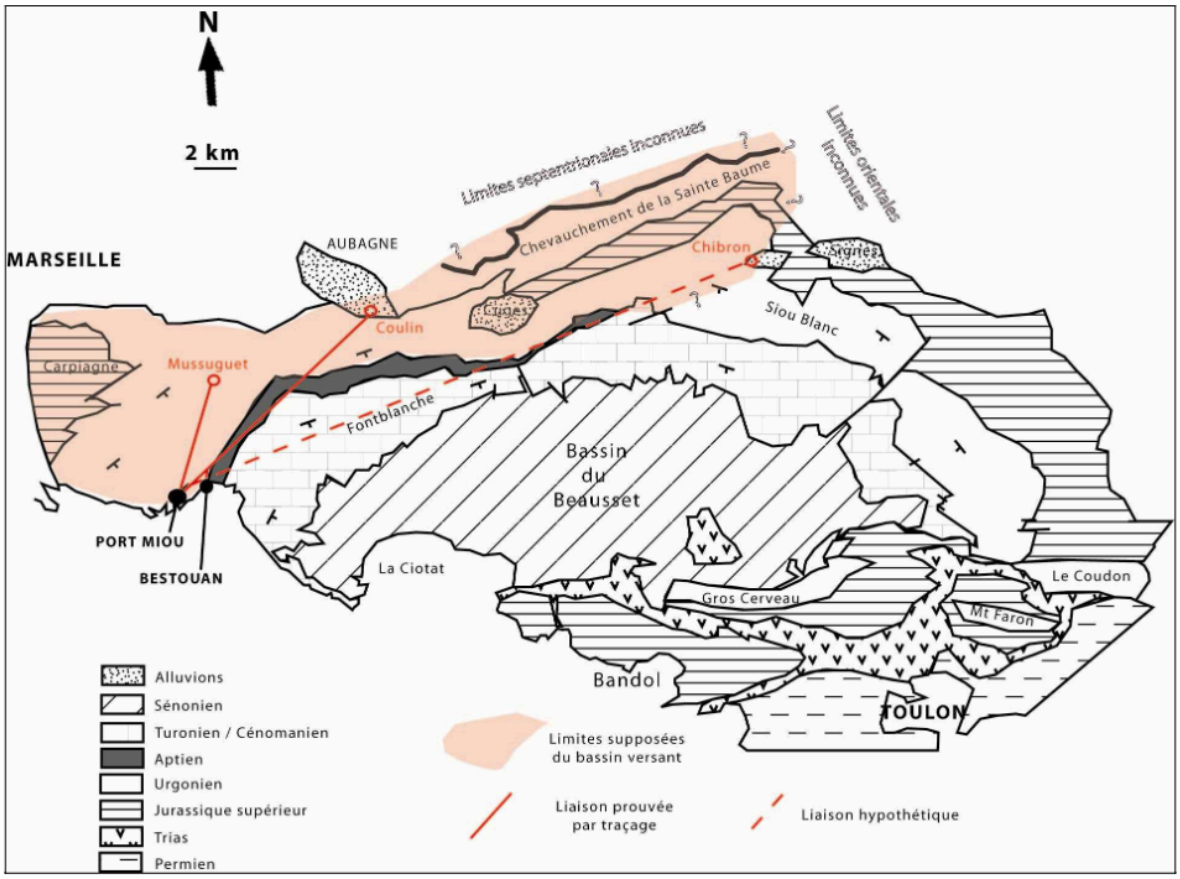


Figure 3-10 : Limites supposées du bassin d'alimentation des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan

2. SYNTHESE DES ANCIENS TRAVAUX DE RECHERCHES

2.1. HISTORIQUE

2.1.1. Premières descriptions et controverses

Si la première mention écrite de la source de Port Miou date véritablement de 1620 (à l'époque Arthur d'Espinay de Saint Luc, évêque de Marseille, demande au roi Louis XIII la donation d'une source jaillissant dans la calanque de Port Miou afin d'actionner un moulin à blé), la première description scientifique est attribuée au savant Louis Ferdinand, Comte de Marsigli (Thibaux, 1956). Le comte décrit dès 1706 avec précision l'emplacement exact de l'émergence principale (Figure 3-11 et Figure 3-12) et des résurgences annexes, les gouffres proches, la position en coupe de ce fleuve souterrain et sous-marin, et les premières théories sur l'origine lointaine de ces eaux (Marsigli, 1725 in Thibaux, 1956). A la suite de ces observations quasi-prophétiques, la source va être pratiquement oubliée pendant près de 150 ans.

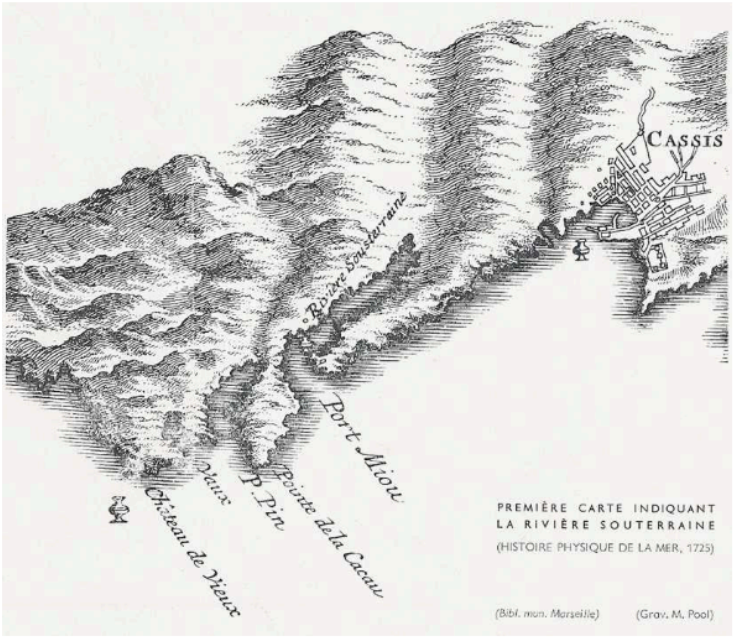


Figure 3-11 : Première carte de localisation de la rivière souterraine de Port Miou réalisée par le Comte de Marsigli en 1725 (Thibaux, 1956)

Au début du vingtième siècle E.A. Martel, chargé par le Ministère de l'Agriculture d'envisager un éventuel captage de la source, va même nier son existence (Martel, 1907) ! Peu de temps après, en 1908, le spéléologue E. Fournier reparle de la source et situe l'émergence à 300 m au large de la Pointe Cacau en pleine mer (Gallocher, 1954). Finalement, Martel reviendra quelques années plus tard (1930) sur ses premières conclusions pour admettre l'existence de la source.
Depuis lors, l'existence des sources ne fait aucun doute et la première localisation précise des différentes résurgences (résurgences principales de Port Miou et du Bestouan) et des sorties annexes dans la calanque de Port Miou est publiée en 1954 (Gallocher, 1954). Cette localisation sera confirmée par des mesures de conductimétrie et de température dans la calanque de Port Miou dès 1956 (Roques, 1956).

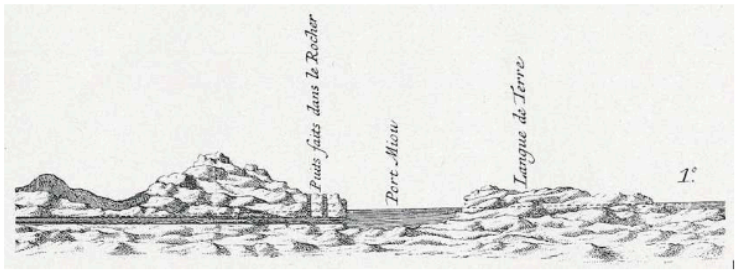


Figure 3-12 : Première coupe de la rivière souterraine de Port Miou. Les ragages avaient été interprétés par De Marsigli comme des puits romains artificiels (Thibaux, 1956)

2.1.2. Premières explorations spéléologiques et localisation de la galerie de Port Miou

Dès 1957, à la recherche d'une ressource en eau d'adduction au canal de Marseille, la ville de Cassis encourage les études hydrogéologiques sur les sources de Cassis. Ainsi, durant l'été 1958, le laboratoire de Géologie de la Faculté de St Charles réalise deux sondages sur la commune de Cassis en vue d'atteindre le réseau karstifié de Port Miou. Les ouvrages ne sont pas concluants. Le premier livre une eau saumâtre et l'autre se révèle infructueux (Corroy, 1959).
A la même époque l'invention du scaphandre autonome va déclencher les premières explorations spéléonautiques des galeries souterraines. Entre 1955 et 1956 l'Office Français de Recherches Sous-Marines (O.F.R.S) effectue les premières explorations. Les plongeurs pénètrent dans le réseau sur une distance de 240 m à Port Miou et de 40 m au Bestouan (Corroy *et al.*, 1958).

Dans les années 60 la population marseillaise s'établit à environ 700 000 habitants et les prévisions démographiques laissent envisager une forte croissance (2 millions d'habitants étaient prévus pour l'an 2000). Face à ces constatations et à l'importance présumée de ces ressources en eau souterraine pour la région marseillaise, deux organismes, le BGRM et la SEM, créent en 1964 un collectif de recherche : le Syndicat de Recherches sur Port Miou, SRPM (Potié *et al.*, 2004).
Le premier objectif du Syndicat est d'atteindre la galerie sous-marine de Port Miou pour à terme y développer un projet de captage. Plusieurs campagnes de localisation et de forages vont ainsi être tentées :

- En 1964 le BGRM développe diverses méthodes géophysiques afin d'essayer de déterminer le tracé du conduit de Port Miou à partir de la surface (Cornet *et al.*, 1964 ; Munck et Stanudin, 1964). Le sondage réalisé à Port Pin en 1967 à la suite de ces campagnes de localisation se soldera par un échec (Dellery *et al.*, 1967).
- En 1966 une seconde tentative pour accéder à la galerie de Port Miou par un puits déjà existant dans le vallon de Port Pin : le puits des Allemands (Durozoy et Paloc, 1966) ne donnera pas plus de résultats.

Au cours des plongées d'exploration des galeries par le Groupement d'Etudes et de Plongée Souterraine (G.E.P.S.) en 1967 et 1968, une cloche sous-marine à l'air libre est localisée dans la galerie de Port Miou à 530 m de la résurgence en mer (GEPS, 1968). Cette cloche sera baptisée la "cloche 500". En 1969 cette cloche est localisée en surface à l'aide d'une méthode géophysique par dipôle magnétique (Rouaud et Rodin, 1969), au niveau du vallon de Port Pin. L'année suivante, un puits de 45 m de profondeur et une galerie d'accès de 50 m vont être creusés pour permettre de rejoindre la "cloche 500".

2.1.3. Historique des travaux de recherches du SRPM

L'ensemble des données hydrométriques acquises par le SRPM de 1968 à 1978 sera détaillé dans la partie 2.2.

2.1.3.1. Première phase d'acquisition et d'exploration : 1968-1972

Dès 1968 le SRPM met en place un suivi hydrométrique des sources sous-marines. Des courantographes, enregistrant l'intensité et la direction des écoulements dans les galeries, sont installés au Bestouan puis à Port Miou. En complément, des prélèvements d'eau sont effectués, de manière plus ou moins régulière, à différents points du système pour déterminer les teneurs en sels dissous (principalement en chlorures et sulfates). Enfin, les explorations spéléonautiques viennent compléter le dispositif de mesure par des observations visuelles.

Néanmoins, un des résultats majeurs de ces premières observations est la mise en évidence d'une pénétration dans le réseau de Port Miou d'une lame d'eau de mer au niveau de la partie inférieure des galeries. Cette lame d'eau quasi-immobile contribue alors à polluer l'eau évacuée par l'exutoire (Potié et Ricour, 1971).
Cette constatation a été le départ d'une réflexion pour envisager un projet de barrage avec les objectifs, à l'époque, de créer un écran étanche aux intrusions d'eaux de mer dans la galerie de Port Miou, de pouvoir disposer d'une meilleure station de suivi hydrométrique (débit, paramètres chimiques) et à terme d'utiliser éventuellement l'eau pour l'exploitation.

La modélisation des mécanismes d'écoulements de l'eau salée et de l'eau douce suivant le régime de la rivière est établie de manière analogique dans un premier lieu (Thirriot, 1971), afin d'établir les caractéristiques nécessaires au barrage pour permettre un bonne séparation de l'eau douce et de l'eau de mer. Un modèle réduit est ensuite réalisé au BRGM pour déterminer l'efficacité d'un tel ouvrage dans la galerie de Port Miou (Ricour, 1981) [4].

Le SRPM assisté du bureau d'étude COYNE-BELLIER, expert à l'époque en matière de barrage, retient la solution de l'édification d'un barrage dit en "chicane" dont la structure comprend :

- un barrage à l'endroit : ouvrage reposant sur le sol de la galerie et obturant de manière partielle la section de cette galerie ;
- un barrage à l'envers : véritable barrage accroché à la voûte de la galerie souterraine à quelques mètres en aval du barrage à l'endroit.

L'ouvrage doit ainsi permettre de bloquer en aval l'eau de mer dans la partie inférieure de la galerie et de forcer l'eau douce, moins dense, à circuler sous la voûte par dessus l'eau de mer (Figure 3-13).
La configuration physique de la galerie permet d'éviter de construire le barrage à l'envers en utilisant la voûte naturelle. Par contre, cette voûte possède des réseaux de galeries fonctionnant en by-pass qu'il faut obturer.
Cet ouvrage va constituer la première phase des travaux de construction du barrage sous-marin de Port Miou.

[4] Des images de ce modèle réduit ont été filmées et sont visibles dans le film "Les eaux douces des Calanques" réalisé en 1971 par Paul de Roubaix.

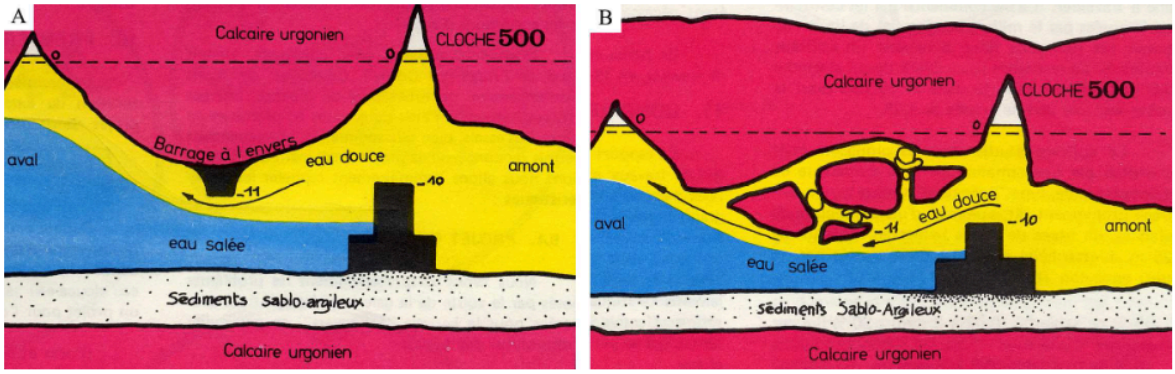


Figure 3-13 : Schéma du fonctionnement du barrage en "chicane" à Port Miou permettant le blocage de l'intrusion d'eau de mer et sa séparation avec l'eau douce (Potié et Ricour, 1973, modifié). A) Fonctionnement théorique ; B) Fonctionnement dans la réalité : la voûte naturellement basse remplace le barrage à l'envers

2.1.3.2. Réalisation du barrage immergé et 2ème phase d'acquisition de données hydrométriques : 1972-1975

2.1.3.2.1. 1ère phase : Construction du barrage en "chicane"

Les travaux de réalisation de la 1ère phase du barrage sous-marin de Port Miou commencent en septembre 1972 au niveau de la "cloche 500" et se terminent à la fin de cette même année.
Les travaux sont pour l'époque une première mondiale et le SRPM fait appel à des spécialistes pluridisciplinaires pour répondre aux nombreuses difficultés techniques :

- La société COYNE-BEYLLIER pour la conception de l'ouvrage ;
- Solétanche-Entreprise pour la réalisation du chantier ;
- La COMEX et la société HIPPOCAMPE pour les travaux et les différentes inspections sous-marines.

Le barrage à l'endroit est construit directement sur les dépôts argileux tapissant le fond de la galerie et pour éviter tout risque de tassement, le coulis utilisé est de faible densité (1,2 à 1,3). Un coffrage ingénieux et sommaire constitué d'entreposes et de plaques d'onduline (Figure 3-14) va permettre d'ériger rapidement l'ouvrage et ainsi limiter le travail des plongeurs (Potié *et al.*, 1973).

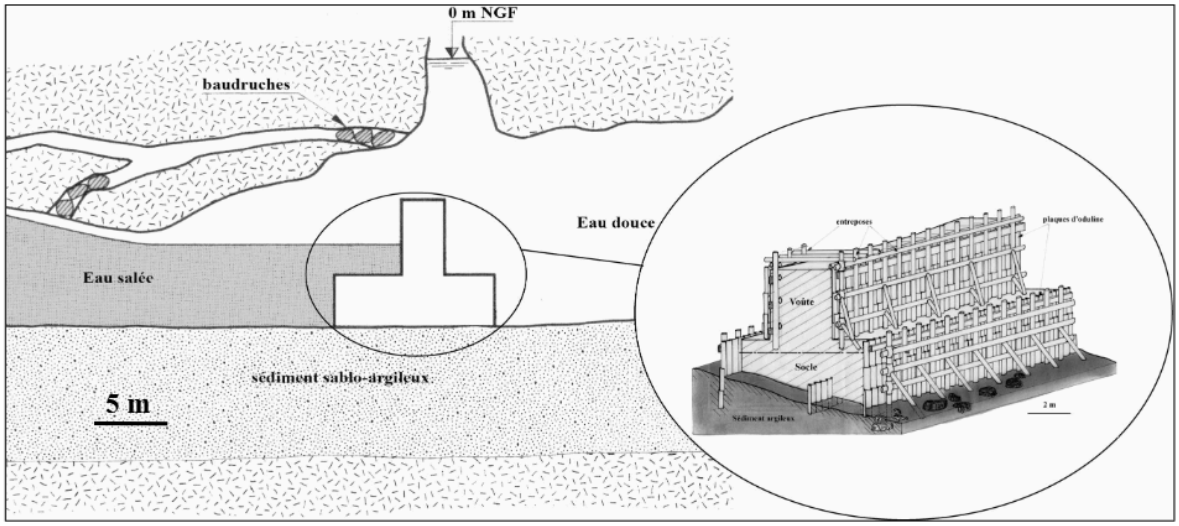


Figure 3-14 : Coupe schématique longitudinale du barrage en chicane dans la galerie de Port Miou. L'aggrandissement permet de visualiser la technique de coffrage adoptée pour l'édification de l'ouvrage (Doche *et al.*, 1973, modifié)

Dès janvier 1973 la station de mesure située à 150 m de la résurgence, nommée ci-après "l'ancienne station d'enregistrement", est abandonnée au profit d'un équipement plus complet au niveau de la "cloche 500".

L'objectif principal attendu par l'ouvrage, c'est à dire stopper physiquement l'intrusion d'eau de mer dans la galerie, est rapidement atteint. Dès les premières semaines d'enregistrement la lame d'eau de mer observée avant les travaux en partie basse de la galerie et responsable d'un gradient de salinité verticale n'est plus du tout observée en amont du barrage (Potié, 1974).
Toutefois, les teneurs en chlorures relevées en amont montrent, même après plusieurs mois d'enregistrement, des valeurs supérieures à 3 g/l. Cette salinité résiduelle indique qu'il existe une contamination par de l'eau de mer en amont de l'ouvrage, s'effectuant à une profondeur plus importante que celle de la galerie existante.
Rappelons que dans les aquifères côtiers l'interface eau douce/eau de mer est dictée par la charge en eau douce de l'aquifère. La position de cette interface théorique peut être estimée en première approximation par la relation de Ghyben-Herzberg (CHAPITRE 2 :2.2).
Le SRPM décide d'utiliser ce principe afin de maintenir à une profondeur suffisante cette interface théorique en mettant en charge l'aquifère sur plusieurs mètres par l'obturation totale de la galerie souterraine (Figure 3-15). Ils espèrent ainsi améliorer la qualité de l'eau de la source à son exutoire.

En 1975 commence donc la deuxième phase des travaux : l'obturation totale de la galerie souterraine de Port Miou à l'aide d'un second barrage immergé.

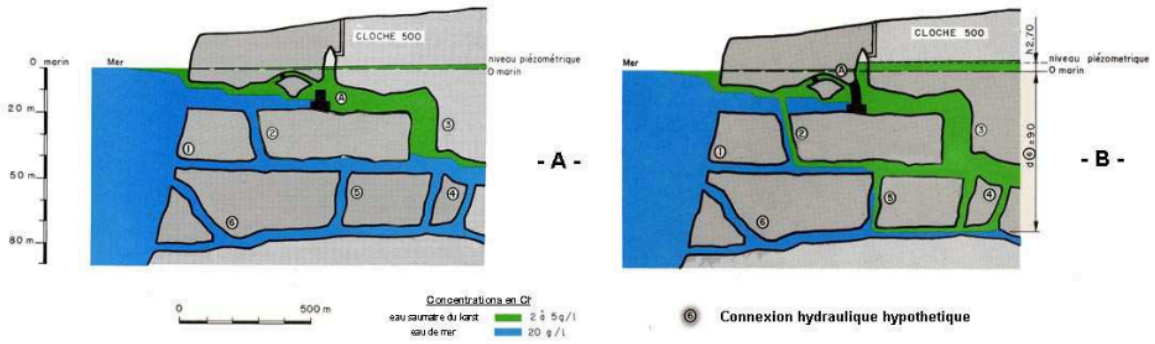


Figure 3-15 : Schéma de karstification hypothétique de l'aquifère de Port Miou présentant les effets de l'obturation totale de la galerie (Potié, 1974, modifié). A) Obturation partielle : l'aquifère n'est pratiquement pas en charge, l'interface eau du karst/eau de mer est située à faible profondeur ; B) Obturation totale : l'aquifère est mis en charge, l'interface est maintenue à plus grande profondeur

2.1.3.2.2. 2ème phase : Création d'un évacuateur de crue et obturation complète de la galerie par une voûte-barrage

La première partie des travaux d'obturation totale de la galerie de Port Miou consiste à réaliser un évacuateur de crue à seuil libre. Une galerie d'amenée est creusée au niveau de la "cloche 500" directement dans la roche encaissante à l'aplomb du premier barrage (Figure 3-16) entre juillet 1975 et février 1976 (COYNE-BELLIER, 1976c). Puis dès le mois de mai 76 les travaux de coulage de la voûte du second barrage sont entrepris. La voûte vient s'appuyer sur l'ancien barrage existant. Quatre conduites sont mises en place dans la voûte à une profondeur de -8 m NGF pour permettre de procéder à des exercices de mises en charge contrôlées.

Fin 76 de fortes pluies affectent la région et mettent en charge le barrage de manière inopinée. De nombreux problèmes de fuites sur le barrage vont retarder le début des essais de mises en charge jusqu'au début de l'année 1977 (COYNE-BELLIER, 1976a).

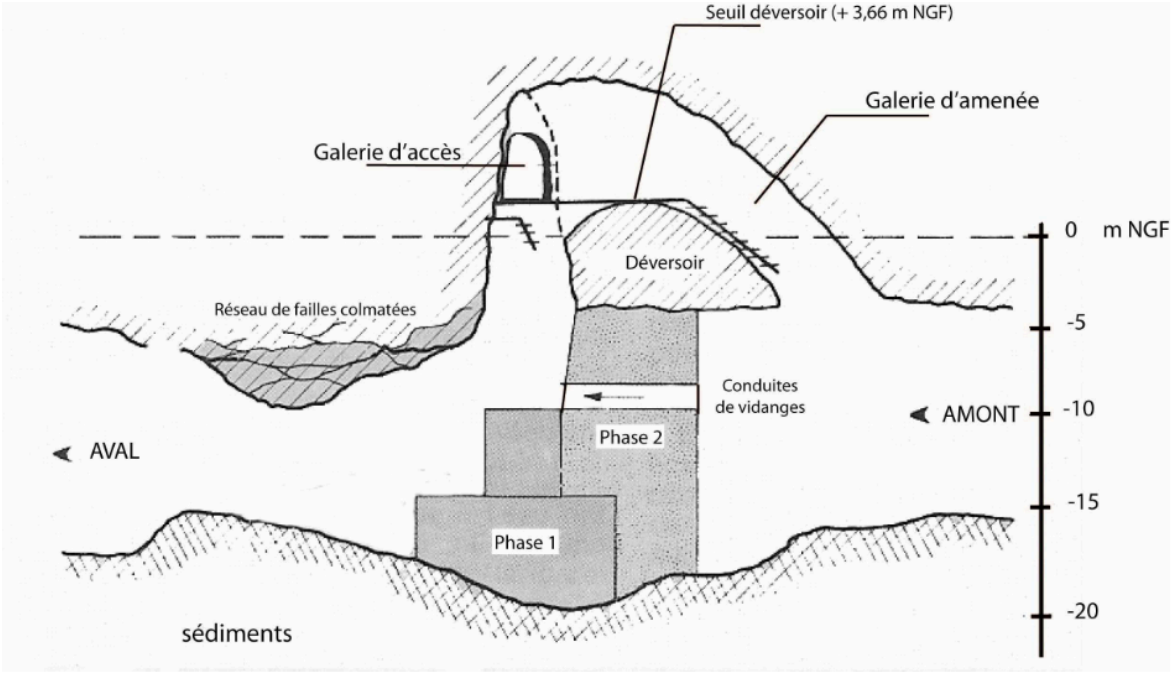


Figure 3-16 : Coupe schématique du barrage sous-marin de Port Miou (Lombard, 1977, modifié)

2.1.3.2.3. Essais de mise en charge et 3ème phase d'acquisition : 1977-1978

Après plusieurs opérations de colmatages sous-marins des différentes fuites sur le barrage, le premier essai de mise en charge est mis en place le 10 et 11 février 1977. Des ballons gonflés directement sous l'eau sont placés à l'entrée des conduites de vidanges, mais ils ne résistent pas à la pression et éclatent, l'essai est reconduit alors fin février (COYNE-BELLIER, 1977).

Le 26 février une nouvelle tentative pour batarder les conduites à l'aide d'un système de planches de bois est une réussite et le barrage déverse pour la première fois (Figure 3-17).

Malheureusement, le décolmatage des argiles présentes sous l'ouvrage crée à plusieurs reprises des soutirages importants. De nombreux travaux sous-marins de consolidation sont effectués jusqu'en 1978.

En janvier 1978 on procède à une troisième tentative de mise en charge. Entre le 15 et le 17 janvier il tombe près de 200 mm sur Marseille et la résurgence connaît une crue brutale (Figure 3-18). Il sera mesuré le 17 janvier une lame d'eau sur le déversoir de 1,7 m correspondant à un débit de 45 m^3/s (SRPM, 1978).

Après cette crue, le barrage garde une véritable mise en charge car les plus importantes fuites ont été réparées. Le déversement aura lieu jusqu'en juin (Potié *et al.*, 2004).

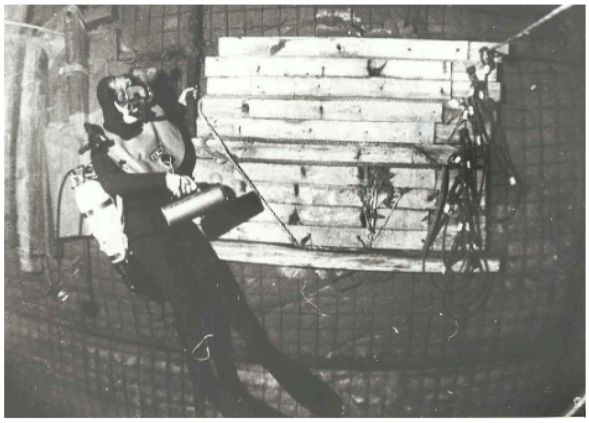




Figure 3-17 (à gauche) : Photo du système de batardeau pour l'obturation des conduits de vidange Ø1000 (document interne SEM)

Figure 3-18 (à droite) : Photo de la cloche "500" lors de la crue brutale du 17 janvier 1978 (document interne SEM)

De 1977 à 1978 le SRPM continue d'effectuer des mesures de vitesses d'écoulement, de niveaux et de salinité sur les deux sources sous-marines.

La figure ci-dessous synthétise l'ensemble des travaux réalisés par le SRPM sur le barrage de Port Miou.

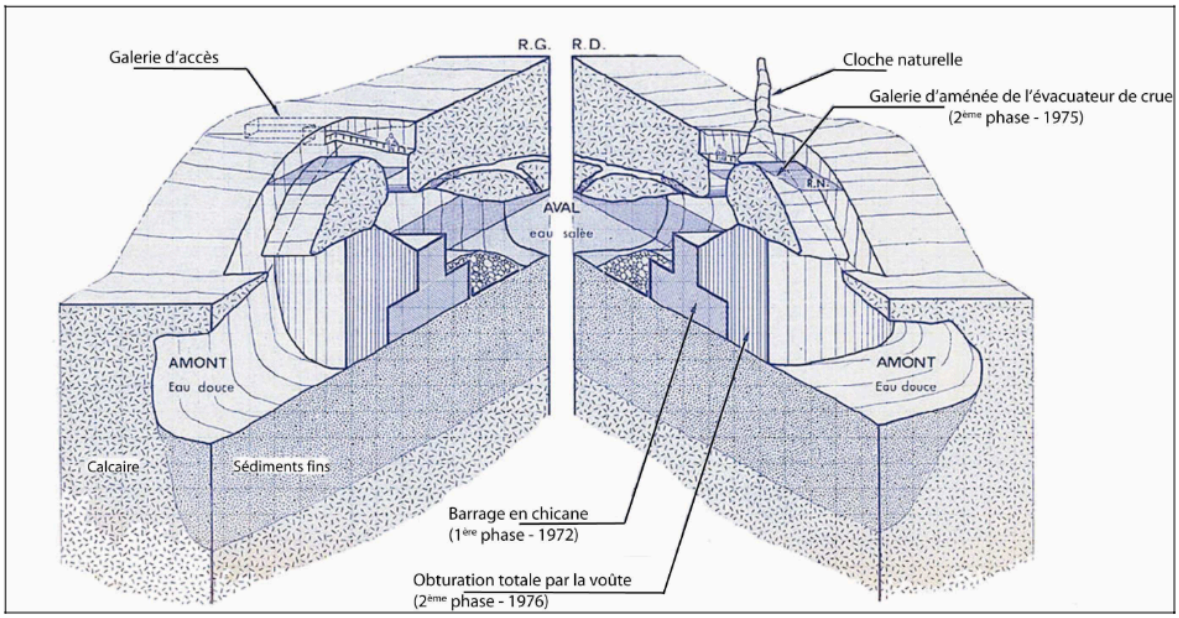


Figure 3-19 : Schéma en perspective du barrage sous-marin de Port Miou (modifié d'après document interne SEM)

2.2. SYNTHESE ET ANALYSE DES DONNEES DU SRPM

2.2.1. 1ère phase d'acquisition : 1968-1972

Cette phase correspond à la période précédant la réalisation du premier barrage de Port Miou.

2.2.1.1. Description des stations de mesures

Deux stations de mesures sont installées, par le SRPM, dans les galeries de Port Miou et du Bestouan afin de suivre les vitesses d'écoulement et l'évolution de la salinité des sources (Tableau 3-1).

Station d'enregistrement	Port Miou : "Ancienne station d'enregistrement"	Bestouan
Description des stations de mesures	▪ Située à +/- 130 m de l'exutoire ▪ Section de 70 m²	▪ Située +/- 50 m de l'exutoire ▪ Section de 5 m²
Appareils mis en place (prof. en mètres NGF)	▪ 2 courantographes CEMA à -17 et -13, 2 m (2 autres courantographes ont peu servi)	▪ 3 courantographes CEMA à -15,5; -16,45 et -17,45 m
Paramètres enregistrés	▪ Intensité et direction des écoulements ▪ Concentrations en Cl et SO_4	Idem Port Miou
Fréquence de mesure	▪ Vitesse : mesures analogiques en continu ▪ Cl et SO4 : prélèvements et analyses très disparates jusqu'en décembre 1971, puis une à deux fois par mois jusqu'en août 1972	Idem Port Miou

Tableau 3-1 : Description des stations d'enregistrement du SRPM pendant la 1ère phase d'acquisition de 1968 à 1972

La station d'enregistrement à Port Miou, située à une centaine de mètres de la résurgence, est équipée de courantographes en haut et en bas de galerie (Figure 3-20A). Des plongeurs effectuent plus ou moins régulièrement des prélèvements d'eau pour mesurer le taux de chlorures et de sulfates.
Au Bestouan, la galerie est équipée de trois courantographes à une dizaine de mètres de l'exutoire (Figure 3-20B). Et comme à Port Miou, les prélèvements et analyses d'eau sont irréguliers.

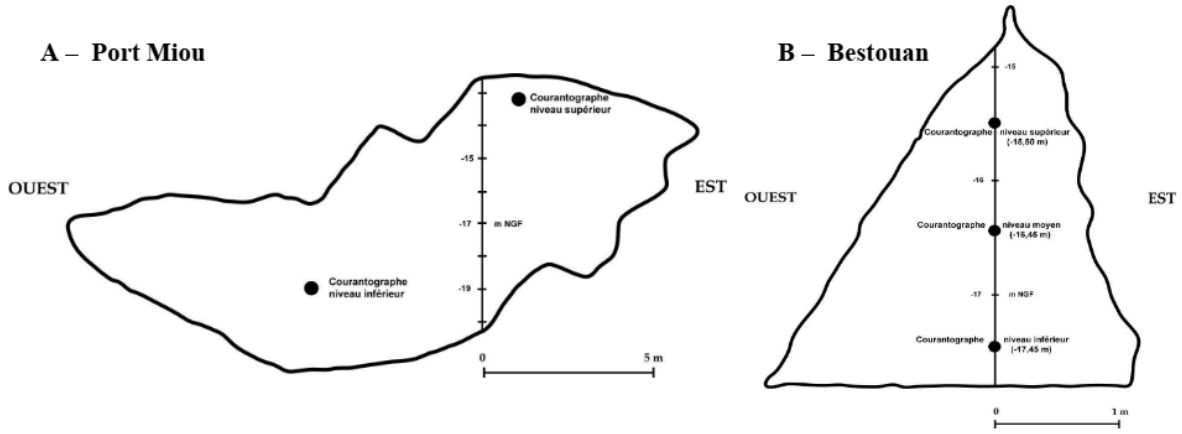


Figure 3-20 : Schémas des sections d'enregistrements du SRPM. A) Port Miou : "Ancienne station d'enregistrement" ; B) Station du Bestouan (Potié, 1974, modifié)

2.2.1.2. Qualité des données

Les courantographes de l'époque enregistrent les données sur des bandes magnétiques (film de 35 mm) qui sont aujourd'hui extrêmement altérées et inexploitables. Ces enregistrements analogiques ont été, à l'époque, traités par ordinateur, mais la méthodologie d'interprétation porte parfois à interrogation (notamment sur la détermination des directions d'écoulement).
Par ailleurs ces appareils (courantomètres type CEMA) sont peu sensibles aux vitesses faibles (Auriol et Bonnet, 1972) rendant la mesure des débits à Port Miou difficile vue la dimension de la section de mesure (plus de 70 m²).
Les analyses chimiques, bien qu'elles soient régulières à partir de 1972, rendent l'interpolation avec les vitesses impossible.
En somme, les uniques documents de travail utiles sont les graphiques synoptiques réalisés par le SRPM (Auriol *et al.*, 1972 ; Potié *et al.*, 1973 ; Potié, 1974).
Ces documents sont de qualité médiocre, mais permettent de faire quelques premières observations intéressantes. Les synoptiques des années 68-69-70 et 71 sont mis en annexe de cet ouvrage (ANNEXE 1, ANNEXE 2, ANNEXE 3).

2.2.1.3. Analyse des données

2.2.1.3.1. Interprétations des variations de vitesses et de salinité

Les chroniques des vitesses sont très discontinues, car il semblerait qu'il y ait eu de nombreux problèmes d'enregistrement.

De manière générale on observe dans la galerie du Bestouan un courant sortant de direction E120, mais au niveau inférieur ce courant s'inverse par moment pour s'orienter W300. Ce phénomène indique qu'à certaines périodes la partie basse de la galerie souterraine est envahie par un courant entrant.
Le même phénomène s'observe sur les enregistrements à Port Miou, où les vitesses du courantomètre placé en bas de galerie sont très souvent orientées vers le Nord.
Les mesures des teneurs en chlorures en haut et en bas de galerie faites en 1972 sur les deux sources montrent des valeurs plus faibles en partie haute de galerie qu'en partie basse où elles approchent celles de l'eau de mer (environ 22 g/l).
L'ensemble de ces observations indique que la partie basse des galeries souterraines est envahie par une langue d'eau de mer plus salée que l'eau saumâtre des sources circulant par dessus.

Ce phénomène implique que la section "utile" à l'écoulement de la source (section dans laquelle sont enregistrés des courants sortants de la galerie) varie au cours du temps. Toutefois, il est possible d'établir un débit moyen d'eau saumâtre pour chaque source :

- En estimant une vitesse moyenne du courant sortant (moyenne entre vitesse du niveau sup. et du niveau moyen) ;
- En estimant comme section "utile" la surface de la galerie participant à l'écoulement sortant.

Ainsi, au Bestouan les vitesses d'écoulement varient entre 15 et 20 cm/s pour une section "utile" de 3 à 4 m² et à Port Miou les vitesses varient entre 15 et 40 cm/s pour une section "utile" de près de 35 m² (Tableau 3-2).

Station d'enregistrement	Période	Section utile estimée (m^2)	Vitesse moyenne (cm/s)	Concentration en Cl^- (g/l)	% d'eau de mer au mélange	Débit moyen d'eau saumâtre (m^3/s)	Débit moyen d'eau douce (m^3/s)
Bestouan	1968-69	3	15	n.c.	n.c.	0,450	n.c.
	1969-70	3	20	n.c.	n.c.	0,6	n.c.
	1970-71	4	20	n.c.	n.c.	0,8	n.c.
	Janvier-août 1972	4	20	5	22 %	0,8	0,6
Port Miou	1969-70	35	20	n.c.	n.c.	7	n.c.
	1970-71	35	15	n.c.	n.c.	5,2	n.c.
	Janvier-août 1972	35	40	9	39 %	14	8,5

Tableau 3-2 : Estimation des débits moyens des sources sous-marines à l'aide des données acquises par le SRPM entre 1968 et 1972 (n.c. : non connu)

Les concentrations moyennes en chlorures mesurées sur les sources permettent d'évaluer un pourcentage d'eau de mer participant au mélange et donc de déduire le débit moyen d'eau douce sur la période de janvier à août 1972. Ce débit est estimé pour les deux sources à 9 m^3/s.

2.2.1.3.2. Observations de l'influence des paramètres météorologiques

Les enregistrements des hauteurs de marée au marégraphe de Marseille montrent qu'il existe une relation entre l'importance du marnage et l'orientation des vents. Plus le mistral souffle plus les hauteurs de marées semblent faibles.
Par contre, la relation entre les variations du niveau marégraphique et des niveaux enregistrés dans la galerie de Port Miou n'apparaît pas de manière évidente sur les graphiques.

Au Bestouan, la relation entre la pluviométrie enregistrée à Aubagne et les variations des vitesses n'est pas très marquée. Cette réponse apparaît plus nettement sur les enregistrements des vitesses dans la galerie de Port Miou. Pour exemple, après l'épisode pluvieux du 29 décembre 1969 les vitesses augmentent de 15 à 60 cm/s.

Par moment, on constate que les vitesses augmentent plus rapidement en partie supérieure après un événement pluvieux. Les crues de janvier et de février 1972 sont en cela significatives (Zone 1 sur Figure 3-21) car l'augmentation des vitesses en partie haute a lieu le jour même des précipitations et le lendemain en partie basse. Ce phénomène pourrait être interprété comme la conséquence d'une circulation à deux vitesses dans les galeries. Une première arrivée d'eau circule de manière rapide en partie haute de la galerie et n'a pas le temps de se mélanger de façon homogène avec l'eau saumâtre de la galerie, elle s'écoule par conséquent sur cette dernière. Puis une arrivée secondaire plus importante d'une eau mieux homogénéisée emprunte presque la totalité de la section de la galerie. Les enregistrements de l'époque ne permettent pas de confirmer ces hypothèses.

Enfin les chroniques sont marquées par de nombreuses périodes où les variations de vitesses sont difficilement explicables. A plusieurs reprises au Bestouan comme à Port Miou des périodes d'augmentation des vitesses ne sont pas reliées à des événements pluvieux (Zone 2 sur Figure 3-21).

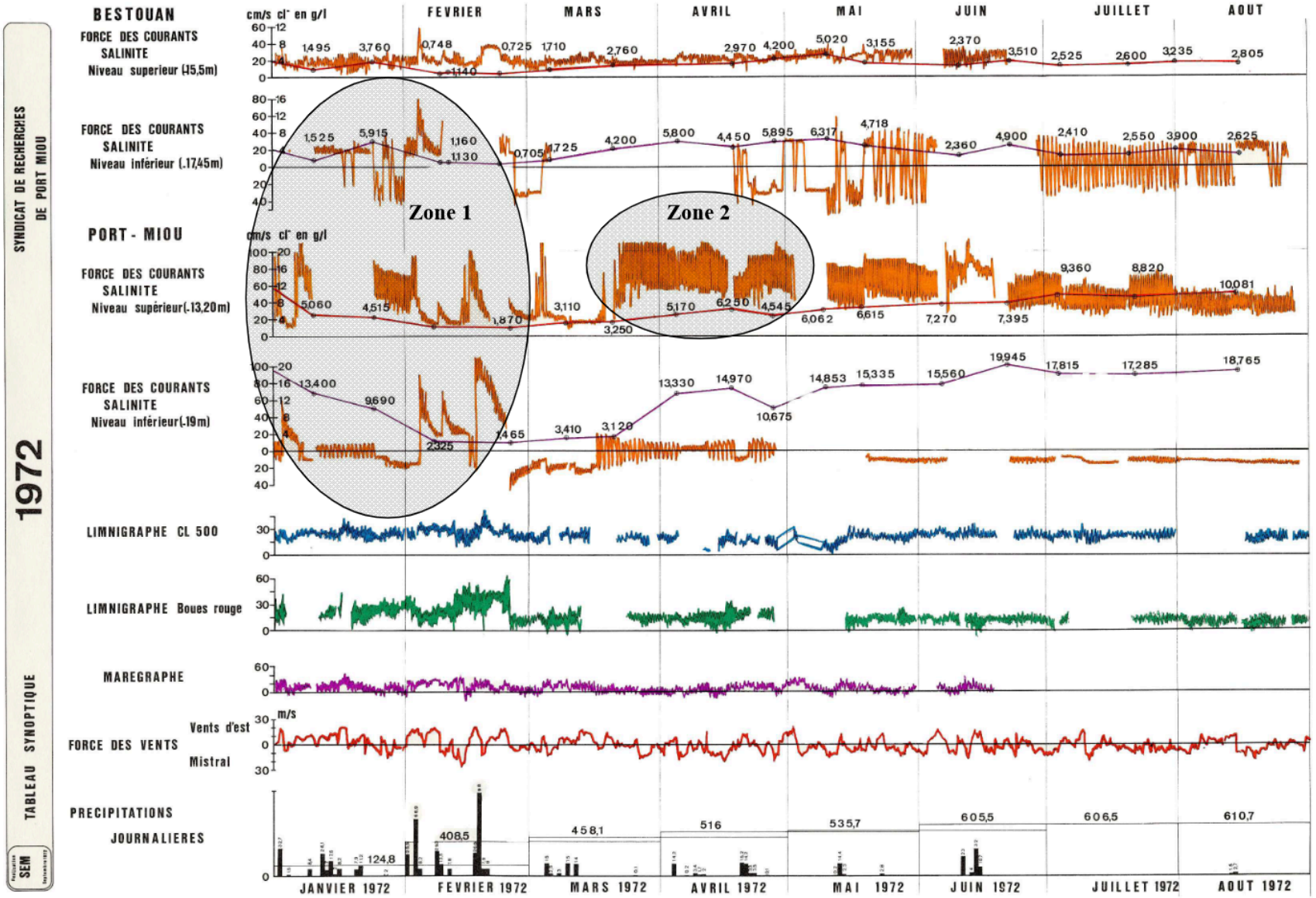


Figure 3-21 : Graphique synoptique des enregistrements du SRPM de janvier à août 1972 (Potié, 1974)

2.2.2. 2ème phase d'acquisition : 1973

Cette phase correspond à la période d'acquisition succédant à la construction du premier barrage.

2.2.2.1. Description des stations de mesures

La découverte de la "cloche 500" et la construction du premier barrage va permettre au SRPM de disposer à Port Miou d'un site unique d'accès à la galerie souterraine pour la mise en place d'un important équipement de suivi scientifique de la résurgence (Figure 3-22).
Au Bestouan les instruments sont complétés et pérennisés sur le même site d'étude que la première phase.

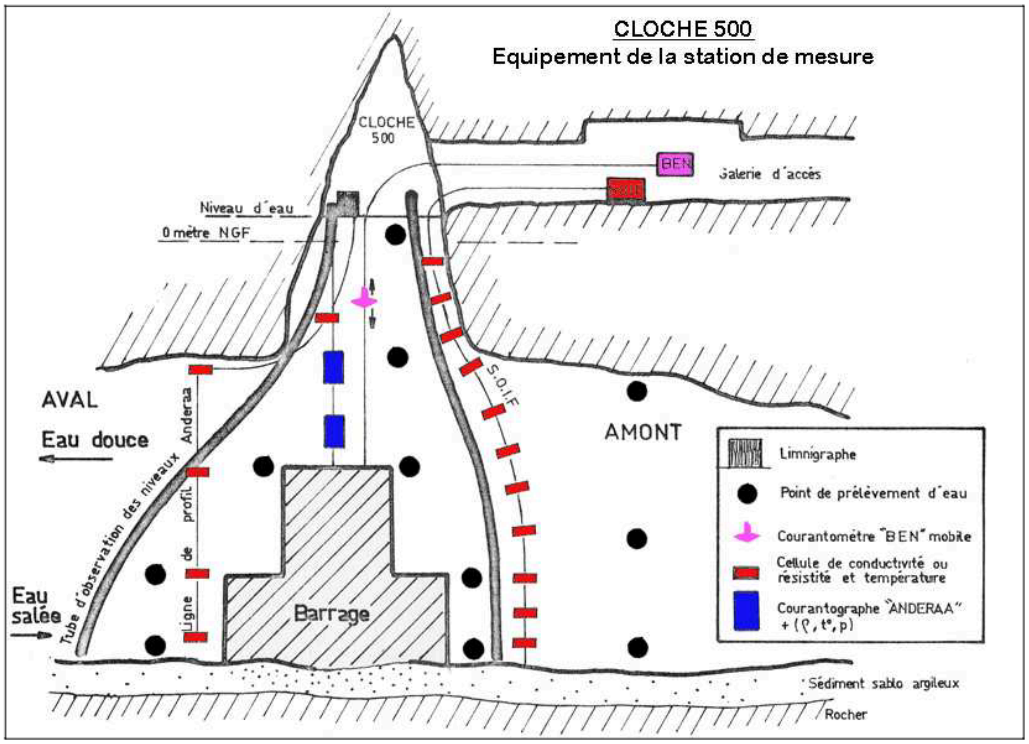


Figure 3-22 : Schéma d'installation des équipements de mesure de la station de la "cloche 500" à Port Miou (Potié, 1974, modifié)

La station de la "cloche 500" dispose, en plus des courantographes, d'un système de prélèvement automatique d'échantillons d'eau en amont et en aval du barrage et de lignes de capteurs de résistivité et de conductivité permettant d'effectuer des profils de la salinité sur toute la hauteur de la galerie (Tableau 3-3).

Par ailleurs, la section de mesure du débit de la source est réduite à 100 m² par la présence du barrage. Cette section sera de nouveau réduite artificiellement à 36 m² au cours des mois de juillet à décembre 1973.

Station d'enregistrement	Port Miou : "Cloche 500"	Bestouan
Description des stations de mesures	▪ Située à 530 de l'exutoire ▪ Section 103 m² puis réduction à 36 m² de juillet à décembre 1973	▪ Idem première phase d'acquisition
Appareils mis en place (profondeurs en mètres NGF)	▪ 2 courantographes Anderaa à -13 et -11 m sur la section ouverte du barrage ▪ Ligne de profil résistivité SOIF en amont du barrage avec capteurs tous les 2 m ▪ Ligne de profil conductivité Anderaa en aval avec capteurs à -19, -14, -8, -6 et -3 m ▪ Prélèvements automatiques en amont et aval du barrage	▪ 1 courantographe Anderaa à -15,5 m (de février 1973 à septembre 1974) ▪ 1 courantographe CEMA -17,45 m (à partir de septembre 1973) ▪ Prélèvements repris en juillet 1973
Paramètres enregistrés	▪ Intensité et direction des écoulements ▪ Conductivité, température, résistivité ▪ Concentrations en Cl et SO_4	▪ Intensité et direction des écoulements ▪ Concentrations en Cl et SO_4
Fréquence de mesure	▪ Vitesse, Température, conductivité : mesures digitales pas de 10 à 20 min ▪ Cl et SO4 : prélèvements et analyses 1 à 2 fois par semaine ▪ Résistivité : mesures analogiques pas de 20 min	Idem Port Miou

Tableau 3-3 : Description des stations d'enregistrement du SRPM pendant la 2ème phase d'acquisition de 1973 à 1975

2.2.2.2. Qualité des données

Comme pour les enregistrements précédant la construction du barrage, les données brutes du SRPM n'ont pas pu être directement utilisées à cause de leur mauvaise qualité (ex : bandes magnétiques des courantographes) et du fait qu'elles soient la plupart du temps incomplètes voire inexistantes.
L'année 1973 a été toutefois très bien documentée et synthétisée graphiquement dans les différents rapports du SRPM (Potié, 1974).
Au delà, aucune archive consultée à la SEM ou au BRGM ne fait référence à des enregistrements entre 1974 et la construction du second barrage.
Enfin, le suivi de la conductivité et de la température à Port Miou se résume à la période de mi septembre à mi octobre 1973 par la ligne de capteurs Anderaa.

2.2.2.3. Analyse des données

Les graphiques synoptiques mensuels de l'année 1973 permettent de visualiser avec précision l'effet des crues sur les paramètres enregistrés dans les résurgences karstiques. Nous prendrons l'exemple de deux crues intervenues au mois de février et d'octobre 1973.

2.2.2.3.1. Variations des pressions et des vitesses lors des crues

Crue du 15 février 1973 (Figure 3-23) :
Entre le 12 et le 15 février d'importantes pluies s'abattent sur Marseille (près de 73 mm cumulés à Cassis). Les pressions aux différents limnigraphes augmentent dès les premières pluies le 12 février. Les vitesses augmentent à Port Miou à partir du 15 et passent en moins de 24h de 10 à 36 cm/s. Au même moment les vitesses enregistrées au Bestouan augmentent aussi rapidement de 16 à 22 cm/s. La décrue va mettre à peu près 10 jours à Port Miou contre 2 à 3 jours au Bestouan.
Les enregistrements des limnigraphes mettent en évidence la mise en charge rapide du réseau karstique de Port Miou, à la suite des événements pluvieux. L'enregistrement de cet effet de pression n'est pas tout de suite visible sur les chroniques des vitesses, mais seulement après la pluie importante du 15 (46 mm). Normalement la mise en charge de la galerie de Port Miou devrait avoir pour conséquence une augmentation quasi instantanée des vitesses d'écoulement, mais il est probable que la résolution des courantographes ne permette pas d'observer ce phénomène.

Crue d'octobre (Figure 3-24) :
En octobre la région subit deux forts épisodes pluvieux (201 puis 117 mm). La mise en charge de la galerie à Port Miou et l'augmentation des vitesses sont très rapides (moins de 24h) et cette fois synchrones. La décrue dure entre 10 et 15 jours.

Il est possible de calculer les débits de crue des sources pendant ces deux épisodes :

- En notant la vitesse maximale enregistrée lors de la crue ;
- En considérant que la section "utile" correspond à la totalité de la section de mesure ;
- En prenant les teneurs en chlorure au plus proche de la pointe de crue pour estimer le débit de crue d'eau douce.

La crue la plus importante a lieu au mois d'octobre. Le Bestouan fournit un débit d'eau douce en crue de 1,7 m^3/s et Port Miou de 32 m^3/s (Tableau 3-4).
Les vitesses dans les galeries peuvent alors être très importante, comme au cours de la crue du 2 octobre où la vitesse maximum enregistrée à Port Miou atteint 1 m/s.

Station d'enregistrement	Période	Section utile estimée (m^2)	Vitesse max. (cm/s)	Concentration en Cl^- (g/l)	% d'eau de mer au mélange	Débit de crue d'eau saumâtre (m^3/s)	Débit de crue d'eau douce (m^3/s)
Bestouan	15 février 1973	5	22	n.c.	n.c.	1,1	n.c.
	2 octobre 1973	5	38	2.	9 %	1,9	1,7
	12 octobre 1973	5	30	1,9	8 %	1,5	1,4
Port Miou	15 février 1973	103	36	2,3	10 %	37	33,3
	2 octobre 1973	36*	100	2,6	11 %	36	32
	12 octobre 1973	36*	84	2,5	11 %	30	26,7

Tableau 3-4 : Estimation des débits de crue des sources sous-marines au cours de l'année 1973 (n.c. : non connu, *section réduite à partir de juillet 73)

2.2.2.3.2. Calcul des débits moyens

Le calcul du débit moyen d'eau douce donne au Bestouan 470 L/s pour la période de juillet à décembre 1973 et 5,8 m^3/s pour Port Miou sur l'année 1973 (Tableau 3-5).

Station d'enregistrement	Période	Section utile estimée (m^2)	Vitesse moy. (cm/s)	Concentration en Cl^- (g/l)	% d'eau de mer au mélange	Débit moyen d'eau saumâtre (m^3/s)	Débit moyen d'eau douce (m^3/s)
Bestouan	Janvier-juin 1973	4	18	n.c.	n.c.	0,7	n.c.
	Juillet-décembre 1973	4	15	5	22 %	0,6	0,47
Port Miou	Janvier-juin 1973	103	10	7	30 %	10,3	7,2
	Juillet-décembre 1973	36*	20	8,5	37 %	7,2	4,5

Tableau 3-5 : Estimation des débits moyens des sources sous-marines à l'aide des données acquises par le SRPM en 1973 (n.c. : non connu, *section réduite à partir de juillet 73)

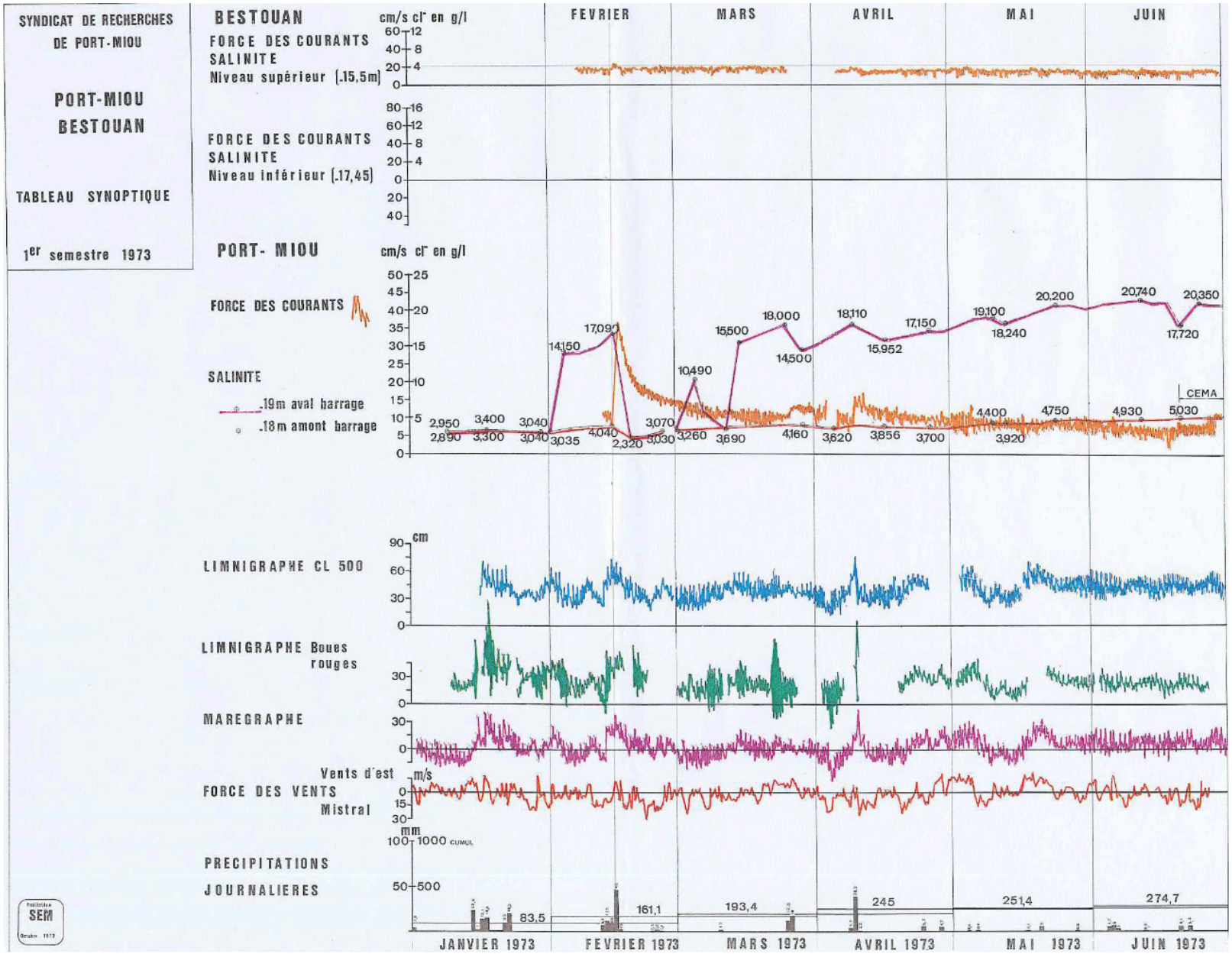


Figure 3-23 : Graphique synoptique des enregistrements du SRPM de janvier à juin 1973 (Potié, 1974)

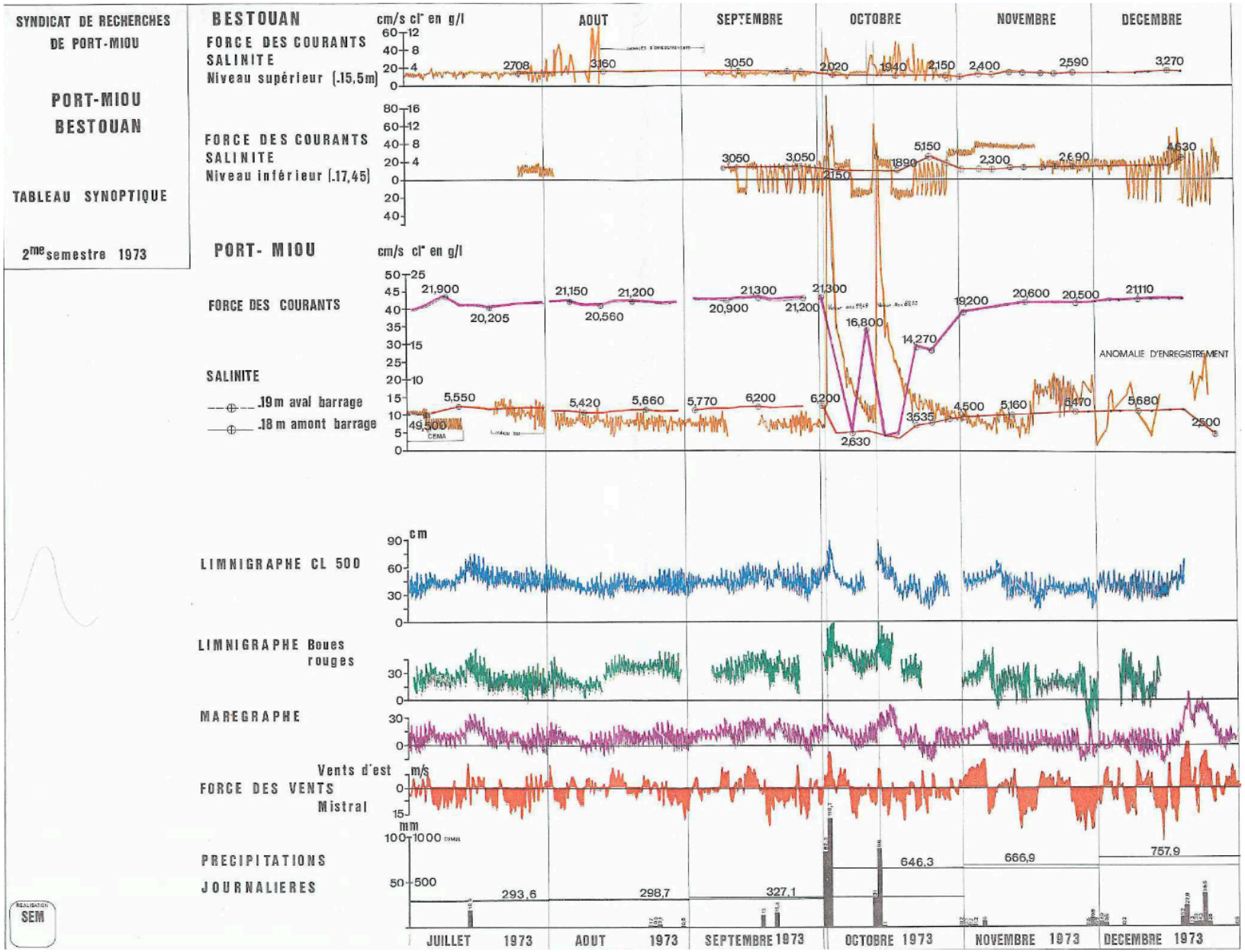


Figure 3-24 : Graphique synoptique des enregistrements du SRPM de juillet à décembre 1973 (Potié, 1974)

2.2.2.3.3. Variations de la température et de la conductivité à Port Miou

Le suivi des paramètres de températures et de conductivité de l'eau par la ligne de capteur Anderaa au cours des mois de septembre et octobre 73 permet d'apporter de nombreuses informations. Rappelons que les 5 capteurs CT (Conductivité-Température) étaient placés à -3, -6, -8, -14 et -19 m NGF à l'aval du barrage (Figure 3-25).

Températures :

Les températures de l'eau à -3, -6, -8 et -14 m varient de manière identique sur la période. Les températures sont relativement stables. Elles chutent après chaque événement pluvieux. La répartition des températures sur la hauteur d'eau indique qu'il existe un gradient thermique vertical croissant avec la profondeur. Ce gradient est de +0,27°C/m le 18/09 (13,5°C à -3 m et 16,5°C à -14 m), il augmente légèrement à +0,31°C/m après les événements pluvieux du mois d'octobre (le 21/09 11°C à -3 m et 16°C à -19 m).

L'évolution de la température à -19 m est très différente. Pendant les périodes sèches la température oscille fortement entre 20 et 14°C. Elle se stabilise après chaque événement pluvieux, ainsi le gradient thermique est observé sur toute la colonne d'eau de la galerie en aval du barrage.

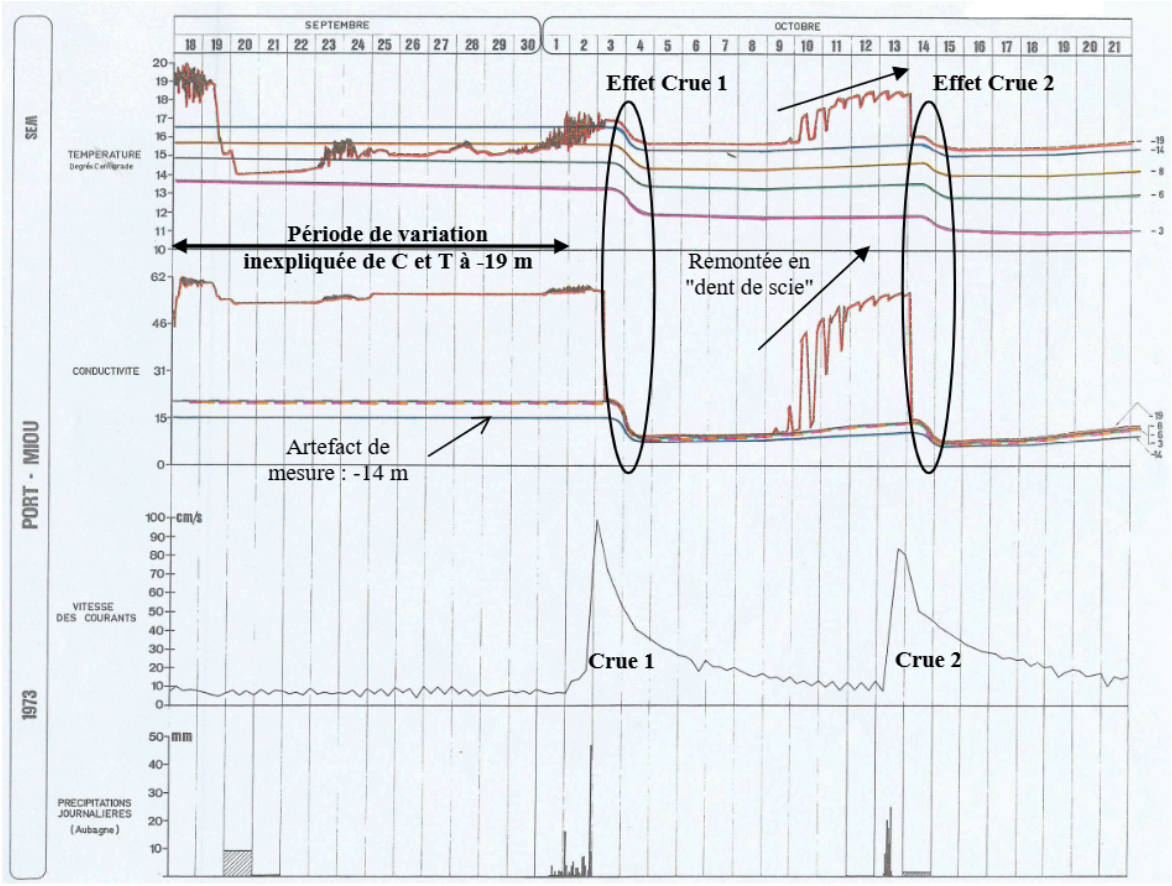


Figure 3-25 : Evolution de la conductivité et de la température à différentes hauteurs de la galerie de Port Miou en aval du barrage du 18/09/1973 au 21/10/1973 (Potié, 1974)

Conductivité :
L'enregistrement des conductivités jusqu'à -8 m ne montre pas de gradient vertical comme celui des températures.
(Rq. La conductivité mesurée à -14 m est moins importante qu'entre -3 et -8 m. Visiblement il s'agit d'un artefact, donc nous ne tiendrons pas compte de la mesure à cette profondeur).
Comme pour les températures la conductivité chute après chaque événement pluvieux. De 20 mS/cm, la conductivité chute une première fois à 8,5 mS/cm (le 4 octobre) puis à 7,5 mS/cm (le 15 octobre).

Par contre, l'évolution de la conductivité en bas de galerie a une allure proche de celle de la température au même niveau. Avant la première pluie d'octobre la conductivité à -19 m est d'environ 55 mS/cm. Ceci correspond à la conductivité de l'eau de mer à 37 g/l.
Après la pluie cette conductivité chute pour rejoindre la valeur de 20 mS/cm observée sur le reste de la galerie.

Ces observations montrent :

- En période d'étiage l'eau de mer plus chaude (à cette époque de l'année) et plus conductrice que l'eau saumâtre de la source envahit la partie basse de la galerie (-19 m).
- Après chaque pluie la langue salée d'eau de mer est chassée par des eaux circulant dans la galerie, plus froides et plus douces.
- La fin d'un épisode pluvieux est marquée par le retour progressif de l'eau de mer dans la partie basse de la galerie. Cette remontée ne s'effectue pas de manière immédiate, mais avec un profil en "dent de scie" attribué aux effets de la marée.

Ces observations viennent compléter et confirmer les premières observations faites à Port Miou et au Bestouan lors de la 1ère phase d'acquisition.

Ces enregistrements soulèvent aussi certaines interrogations :

- A quoi peuvent être attribuées les variations de la conductivité et de la température en partie basse de la galerie durant le mois de septembre ?
- Pourquoi le gradient de température ne disparaît-t'il pas après les pluies alors que la conductivité devient homogène sur toute la colonne d'eau (du moins pendant quelques jours après la crue) ?

Ces chroniques ont été numérisées et feront l'objet d'un traitement particulier conjoint aux nouvelles mesures acquises au cours de la thèse. Nous verrons par la suite en quoi ces nouvelles mesures permettront ou non de répondre à ces différentes interrogations.

2.2.3. 3ème phase d'acquisition : 1977-1978

La dernière phase d'acquisition de données réalisée par le SRPM fait suite aux travaux d'obturation complète de la galerie de Port Miou après 1976. A partir de 1977 le collectif tente d'effectuer des mises en charge successives du barrage pour observer l'influence de la charge de l'aquifère sur l'évolution du taux de chlorure de la source.

2.2.3.1. Description des stations de mesures

La station de mesure utilisée dans les années 1972-74 est abandonnée au profit d'une installation beaucoup plus simplifiée. Quotidiennement, des capteurs de pression mesurent le niveau d'eau en amont et en aval du barrage et un préleveur automatique prélève des échantillons d'eau pour la mesure des chlorures en amont du barrage. Au Bestouan, quelques prélèvements vont être effectués conjointement.

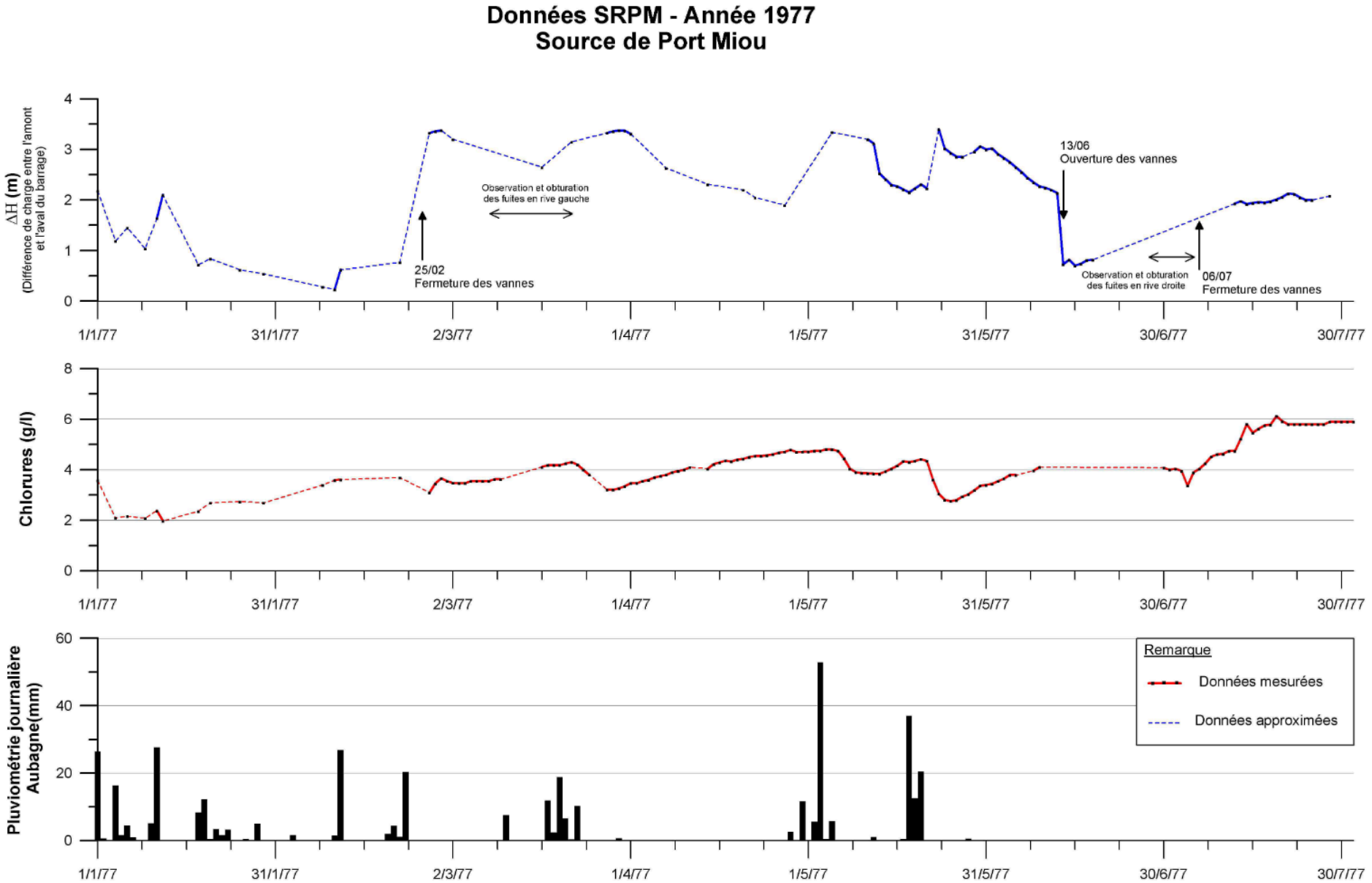


Figure 3-26 : Suivi des expériences de mise en charge du barrage de Port Miou au cours de l'année 1977 (Ricour, 1981, modifié)

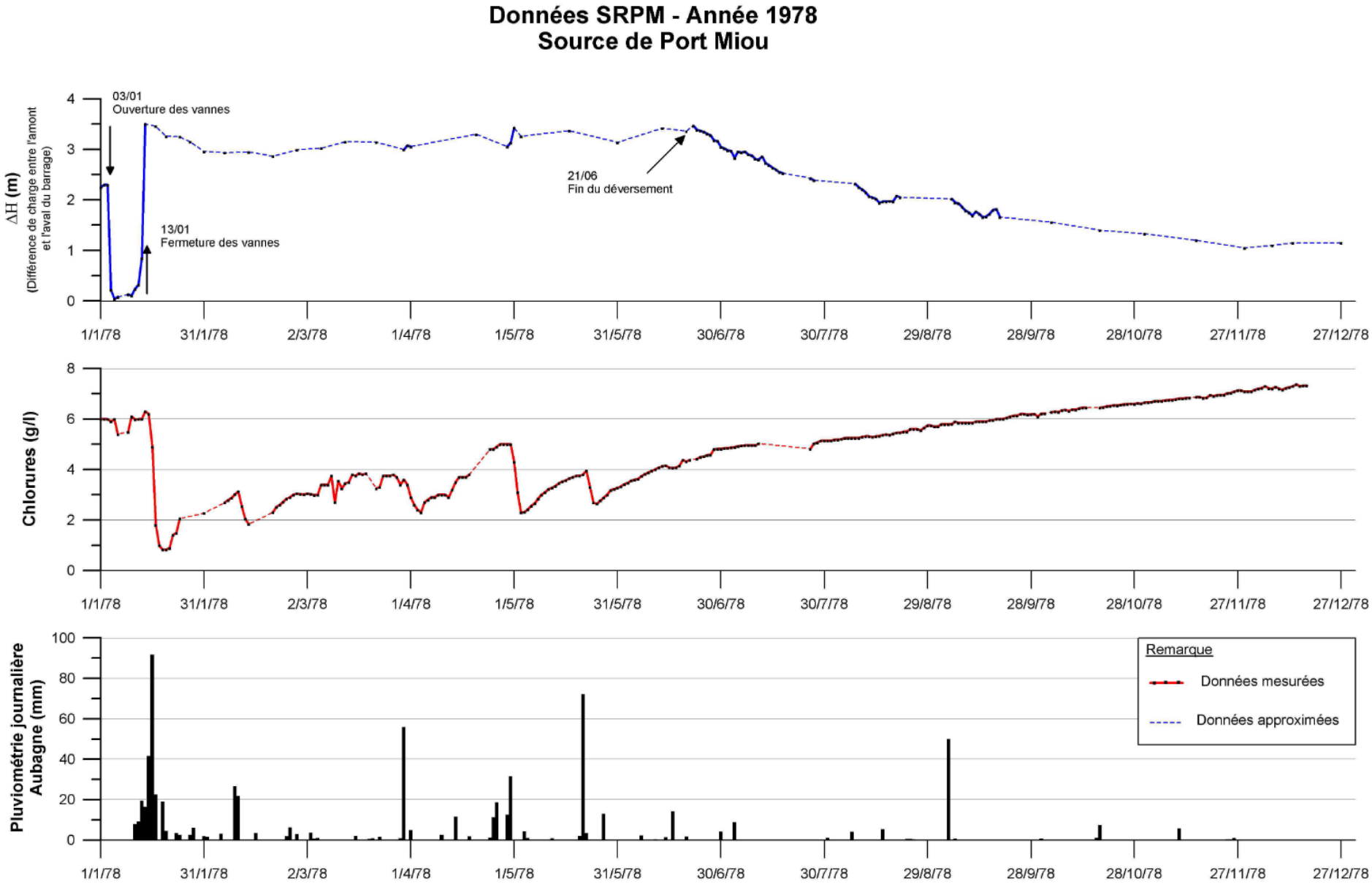


Figure 3-27 : Suivi de la mise en charge du barrage de Port Miou au cours de l'année 1978 (Vernet et Vernet, 1980, modifié)

2.2.3.2. Qualité des données

Il n'a pas été possible de récupérer à la SEM les données brutes concernant cette phase d'acquisition. Comme pour l'ensemble des données de l'époque, beaucoup n'ont pas été.
Par contre, deux graphiques ont été reconstitués à partir de rapports présentant des graphiques synoptiques sur cette période (Vernet *et al.*, 1980 ; Ricour, 1981) :

- la période de janvier à juillet 1977 où le barrage a été mis en charge à deux reprises (en février et en juillet) ;
- l'année 1978 où la mise en charge a été suivie de mars en décembre.

2.2.3.3. Analyse des données

L'année 1977 est synthétisée dans la Figure 3-26 et celle de 1978 dans la Figure 3-27. Sur chaque graphique est représenté l'évolution de la charge appliquée à l'ouvrage (correspondant à la différence entre le niveau amont et le niveau aval), de la concentration en chlorures et de la pluviométrie à Aubagne.

L'aspect chaotique de l'évolution de la charge au cours de 1977 est une conséquence des nombreux problèmes de fuites sur le barrage auxquels ont dû faire face les plongeurs du SRPM, afin de maintenir une mise charge constante (2.1.3.2.3). Cette mise en charge n'est réalisée qu'en 1978 et on peut constater qu'au cours de cette année la charge est beaucoup plus constante.
Au cours des mois de janvier à juillet 1977 les concentrations en chlorures augmentent régulièrement de 2 g/l à 8 g/l, correspondant à une salinité de 3 à 13 g/l.
Au cours de cette année, les deux expériences de mise en charge artificielle du barrage semblent ne pas avoir d'effet sur la diminution de la salinité de la source, mais au contraire :

- le 25 février toutes les vannes sont obturées, mais la concentration en chlorures augmente jusqu'au milieu du mois de mars;
- le 6 juillet les vannes sont de nouveau obturées et la concentration en Cl passe de 4 à 6 g/l en deux semaines.

Par contre, plusieurs épisodes de chute de la salinité, notamment en février et en mai, sont observables sur la chronique. Ils sont tous précédés d'un événement pluvieux significatif. Ces épisodes sont corrélés avec une mise en charge naturelle du barrage. La baisse de chlorure, ou de salinité, qui est associée à ces phénomènes intervient généralement au moins 24 h après les pluies.
La troisième mise en charge artificielle du barrage de Port Miou le 13 janvier 1978 est suivie rapidement d'importantes pluies sur le secteur (plus de 90 mm le 16/01) qui participent conjointement à la mise en charge de l'aquifère. La mise en charge du système est alors de plus de 3 m pour un débit estimé à plus de 45 m^3/s. Cette mise en charge est, elle, suivie d'une importante chute des concentrations en chlorure dès le 14 janvier.
Comme en 1977 plusieurs chutes des chlorures sont observables entre février et juin 1978. Toutes sont reliées à un événement pluvieux.
A partir de la mi-juin la teneur en chlorure augmente régulièrement de 4 à 7 g/l jusqu'en décembre. Pendant la même période la charge du barrage chute progressivement de 3,5 à 1 m.

A première vue, chaque précipitation est suivie d'une chute plus ou moins significative des teneurs en Cl, autrement dit de la salinité, de la source. A l'inverse, chaque mise en charge n'est pas suivie obligatoirement d'une baisse de la salinité ; au contraire les mises en charge artificielles ne semblent avoir aucun effet. Il semblerait donc que les précipitations aient un rôle prépondérant sur l'évolution de la salinité de la source. Celles-ci participeraient à une diminution globale de la salinité de l'eau à la source par un apport supplémentaire d'eau douce au mélange.
Toutefois, la validité de ces résultats est difficilement vérifiable à l'aide de ces anciens enregistrements. Les chroniques ont un pas de temps peu précis (journalier dans le meilleur des cas) et comportent de nombreuses lacunes, et les expériences de mises en charge artificielles ont soulevé de nombreuses difficultés (2.1.3.2.3).
De nouvelles instrumentations vont permettre de préciser ces points d'interrogations.

3. HYPOTHESES SUR LA CONTAMINATION SALINE

3.1. ORIGINE DE LA SALINITE DES SOURCES : EVOLUTION DES IDEES

Dès les premières explorations spéléonautiques dans les réseaux sous-marins de Port Miou et du Bestouan, le SRPM a pu mettre en évidence une contamination directe des sources par de l'eau de mer envahissant les galeries (2.1.3.1). Comme nous l'avons vu la construction d'un barrage sous-marin dans la rivière souterraine de Port Miou permet de bloquer physiquement cette intrusion, mais ne résout pas le problème de la salinité de la source : l'eau en amont du barrage conserve une salinité de plus de 9 g/l à l'étiage en 1973.
Cette salinité résiduelle est alors interprétée comme la conséquence d'une contamination du système amont par de l'eau de mer circulant plus en profondeur dans un réseau complexe de fissures et de conduits karstiques (Figure 3-15). A cette époque, les premières théories de l'influence des variations eustatiques sur les réseaux karstiques laissent entrevoir que la géométrie de ces réseaux serait une conséquence directe de la régression marine tardive grimaldienne, pendant laquelle le niveau marin se serait abaissé à plus de 100 m sous le niveau actuel. Malheureusement, la mise en charge de l'aquifère sur plusieurs mètres, grâce à l'obturation totale de la galerie, ne permet toujours pas de s'astreindre d'une salinité résiduelle restant à 3 g/l (Figure 3-26).

C'est finalement les résultats d'une étude isotopique sur les sulfates de Port Miou (Vernet *et al.*, 1980) attribuant aux sulfates et par extension à la salinité une origine continentale par lessivage de terrains du Trias ou de l'Oligocène qui va contribuer à mettre un terme aux tentatives de captage de la source par le SRPM et limiter pendant plusieurs années l'étude de ce système. Dans les années 90, à la suite des plongées du CRPS, des analyses d'eaux profondes, faites à Port Miou, contredisent les conclusions de l'étude sur les sulfates (Douchet *et al.*, 1993).
La récente étude isotopique et chimique sur les eaux de Port Miou a permis de statuer définitivement sur la véritable origine de cette salinité (Blavoux *et al.*, 2004). Les auteurs démontrent par l'étude des rapports Br/Cl et SO_4/Cl que l'eau saumâtre de la source résulte essentiellement d'un mélange entre une eau karstique et de l'eau de mer. La part d'eau de mer représente ainsi de 15 à 30 % au mélange selon la hauteur du point de mesure dans la galerie.

Ces confirmations, ainsi que les récentes explorations à plus de 170 m de profondeur sous le niveau de la mer dans le conduit karstique de Port Miou ont permis d'envisager trois modèles conceptuels schématisant le(s) mécanisme(s) de contamination du réseau karstique de Port Miou par l'eau de mer.
Les modèles, qui sont détaillés dans les parties suivantes, font appel aux principes physiques de l'intrusion saline dans l'aquifère karstique côtier précédemment définis (CHAPITRE 2 :2.2).

Remarque :
Il convient de rappeler que les rivières souterraines de Port Miou et du Bestouan subissent par ailleurs une contamination saline directe par l'entrée d'eau de mer via leur résurgence. Ce mécanisme, comme ont pu le démontrer les études du SRPM à Port Miou, ne constitue pas la pollution saline majeure, mais contribue à augmenter le caractère saumâtre des eaux sur la partie terminale des réseaux.
Ce phénomène ne sera pas pris en compte dans l'élaboration des modèles qui suivent.

3.2. MODELE DE CONTAMINATION DIFFUSE

3.2.1. Hypothèses

Ce modèle part du principe que l'aquifère karstique côtier subit la loi d'intrusion saline, au même titre qu'un aquifère côtier poreux, avec l'existence d'une zone saturée en eau de mer en forme de biseau dont la géométrie (profondeur de l'interface eau douce/eau salée, distance d'intrusion) dépend de la charge d'eau douce de l'aquifère.
Cette hypothèse fondatrice implique des contraintes géomorphologiques au système aquifère :

- une matrice calcaire très fracturée, y compris à grande profondeur, pour être assimilée à un milieu poreux homogène ;
- une connexion hydraulique de l'aquifère karstique avec le biseau salé s'effectuant à grande profondeur et ceci d'autant plus que l'on s'éloigne de la mer.

3.2.2. Application au système de Port Miou

La profondeur de mélange avec l'eau de mer n'est pas un facteur limitant ce modèle car les explorations récentes du réseau noyé montre un système contaminé par de l'eau de mer à plus de 170 m de profondeur sous le niveau marin.

Il est moins aisé de supposer que le calcaire Urgonien constituant la matrice encaissante peut être prise en compte comme un milieu homogène et fracturé. On peut remarquer l'importante fracturation que présente ce calcaire à l'affleurement surtout dans le massif des Calanques, mais nous disposons de peu d'éléments (notamment de forage profond) permettant de connaître l'état de la fracturation de la roche à grande profondeur.
Nous considérons pour établir ce modèle que cette hypothèse semble réaliste.

Le mécanisme de contamination saline s'effectue alors de la manière suivante :
Un conduit karstique profond, dans lequel s'effectue l'écoulement de l'eau du karst en amont du réseau exploré à l'heure actuel, traverse une zone où la matrice encaissante de l'aquifère est saturée en eau de mer. Dès lors que la charge hydraulique de l'eau douce dans le conduit est plus faible que celle de l'eau de mer dans la matrice, un écoulement d'eau de mer peut s'effectuer de la matrice vers le conduit. Ainsi, tout au long du contact du conduit avec le biseau salé la contamination diffuse peut avoir lieu.
La Figure 3-28 illustre ce mécanisme.

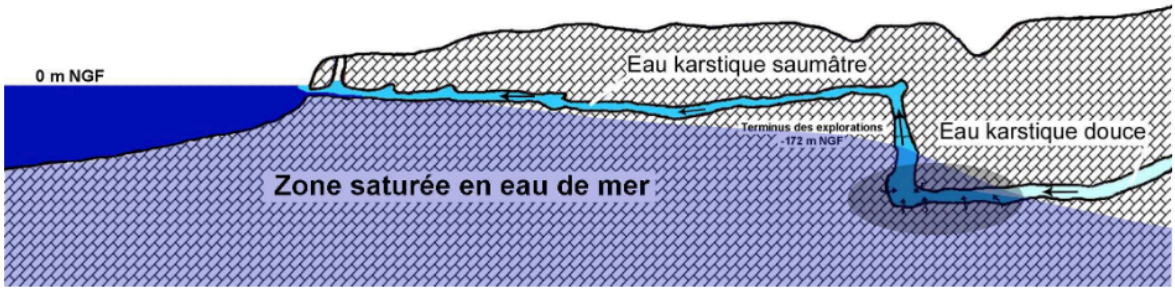


Figure 3-28 : Modèle conceptuel du mécanisme de la contamination saline diffuse à grande profondeur dans le système karstique de Port Miou. La zone grisée représente la zone où a lieu l'intrusion saline.

Un mécanisme similaire a été proposé pour expliquer la contamination saline du système karstique de l'Almyros d'Héraklion en Crète (Arfib, 2001). Un modèle de laboratoire a permis de montrer qu'en cas de crue la charge dans les conduits augmente et empêche l'intrusion d'eau de mer jusqu'à obtenir de l'eau douce à l'exutoire (Arfib *et al.*, 2004).

3.3. MODELE SPELEOLOGIQUE

3.3.1. Hypothèses

Le deuxième modèle est basé sur le principe d'une contamination préférentielle du système karstique par le biais d'une ou de galeries développées en profondeur, reliées d'une part avec le conduit principal alimentant la source et d'autre part avec la mer. L'intrusion d'eau de mer via le conduit profond est gouvernée par les différences de charges régnant entre les deux fluides de densité différente : l'eau douce et l'eau de mer.
Un tel mécanisme suppose :

- l'existence d'un ou de plusieurs conduits karstiques développés en profondeur capables d'effectuer une connexion hydraulique entre le réseau principal de l'aquifère et la mer ;
- que ces réseaux soient de taille suffisamment importante pour qu'il y règne peu de perte de charge entre la mer et la zone de contamination. Ainsi, la pression de l'eau de mer dans ce conduit peut y être plus importante que celle de l'eau douce karstique dans la galerie principale.

3.3.2. Application au système de Port Miou

Le modèle de contamination précédemment décrit, et nommé modèle spéléologique, a été récemment proposé pour expliquer la salinité de l'eau à Port Miou (Gilli, 2002). Il envisage que le creusement des réseaux karstiques a pu s'effectuer à grande profondeur jusqu'à atteindre éventuellement un niveau de base structural (*Rmq : Le forage pétrolier de Vaufrèges, réalisé dans les années soixante, a montré que le substratum triasique de l'important encaissant jurassico-crétacé des Calanques se situe à une profondeur de près de 400 m sous le niveau de la mer actuel*). Ceci implique que l'intrusion de l'eau de mer dans le système s'effectue via un paléodrain karstique situé probablement à plus de 200 m de profondeur sous le niveau de la mer (Figure 3-29).
Un tel modèle de karstification peut être vraisemblablement envisagé si l'on admet que la baisse importante du niveau marin lors de la crise évaporitique majeure du Messinien a joué un rôle prépondérant dans la formation du système de Port Miou (Gilli, 2001). Mais il est possible d'évoquer aussi l'intervention de la tectonique ou l'influence de la flexure continentale pour permettre à des drains hérités d'être présents à grande profondeur.

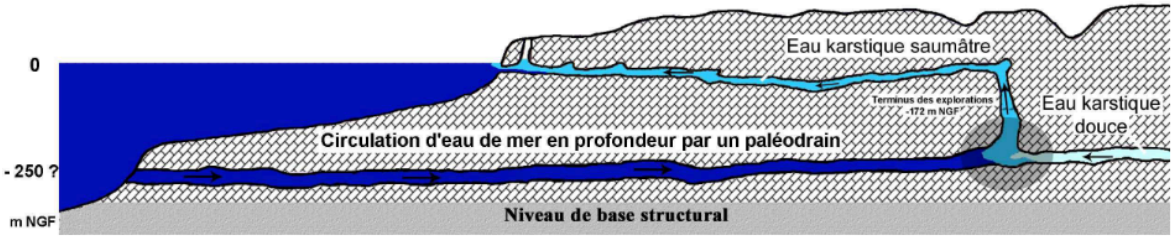


Figure 3-29 : Modèle conceptuel du mécanisme de contamination saline locale par un paléodrain karstique à grande profondeur dans le système karstique de Port Miou. La zone grisée représente la zone où s'effectue la contamination (d'après Gilli, 2001)

L'influence de l'événement Messinien sur la géomorphologie des aquifères karstiques côtiers méditerranéens semble aujourd'hui largement acquise (CHAPITRE 2 :2.1). A Port Miou, l'indication majeure confortant cette hypothèse est la description physique du réseau noyé profond, faite par les spéléonautes. D'autres indices géomorphologiques sur l'héritage Messinien du système karstique seront détaillés dans un chapitre consacré à l'analyse karstologique du système (CHAPITRE 6 :).

3.4. MODELE MIXTE

Ce dernier modèle qui allie les deux phénomènes de contamination décrits dans les modèles précédents (diffuse et locale ou spéléologique) est le plus difficile à représenter, mais il est probablement celui qui se rapproche le plus de la réalité, en reflétant le caractère d'hétérogénéité propre aux aquifères karstiques.
Ainsi deux types de mécanismes peuvent avoir lieu :

- une contamination diffuse par la matrice calcaire dans les zones où elle est fortement fracturée ;
- une contamination locale par un ou plusieurs drains profonds.

4. NOUVELLES INSTRUMENTATIONS

4.1. CHOIX DU MATERIEL D'INSTRUMENTATION

4.1.1. Paramètres mesurés

L'étude du karst de Port Miou est rendue possible par l'existence de ses deux principaux exutoires constitués par les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan.
Le débit ainsi que la salinité de ces sources sont les paramètres primordiaux pour le suivi hydrologique de ces sources karstiques.

4.1.2. Contraintes techniques

L'étude hydrologique des sources sous-marines place l'hydrogéologue face à des situations de mesure en conditions extrêmes : matériel immergé, eau saumâtre, accès parfois difficile et isolé.
Les sites d'études de Port Miou et du Bestouan constituent une bonne synthèse de toutes ces contraintes :

- L'isolement des sites d'études dans des zones protégées et réglementées (c'est le cas de la source de Port Miou située en plein massif des Calanques) implique de minimiser le nombre d'interventions et de choisir du matériel adéquat.
- Le matériel laissé sous terre ou immergé doit présenter certaines caractéristiques indispensables : autonomie de batterie et de mémoire d'enregistrement, robustesse face au milieu agressif de l'eau saumâtre ou à l'humidité, bonne précision.
- Le travail en milieu souterrain et immergé rend chaque intervention très délicate, comparé à un site d'étude à l'air libre.

A Port Miou, la rivière souterraine est facilement accessible grâce à la présence des anciens équipements mis en place par le SRPM. Le matériel émergé a pu être disposé dans un abri existant dans la galerie souterraine. Le matériel immergé a été installé depuis la surface et avec l'aide de plongeurs (principalement E. Gilli).
Au Bestouan, l'accès à la rivière souterraine est uniquement possible par l'exsurgence en mer et nécessite la présence de plongeurs expérimentés. Toutefois, la découverte d'un forage atteignant la galerie souterraine a permis de simplifier singulièrement les interventions et d'installer depuis la surface certains appareils.

4.1.3. Principales techniques de courantométrie existantes

Un grand nombre de techniques de mesures de débit ou de courantologie sont disponibles actuellement et sont appliquées dans des domaines très variés : hydrologie, océanographie, industrie…
Quatre techniques différentes ont été testées sur le terrain afin de trouver les équipements les plus adaptés aux sites d'étude. Nous décrivons ci-après leurs caractéristiques principales et les raisons du choix de notre matériel. Les caractéristiques des techniques décrites sont résumées dans le Tableau 3-6 en fin de paragraphe.

4.1.3.1. Mesure de la vitesse à l'aide de capteurs tournants

La vitesse est déduite principalement de la mesure du nombre de tours effectués par l'hélice (ou le rotor) équipant l'appareil. En hydrologie il s'agit des moulinets et micro-moulinets utilisés pour des jaugeages en rivière. En océanographie, ces systèmes sont associés à une mesure de la direction de courant et sont appelés "VACM" pour Vector Average Current Meter.

- Avantages : ces appareils présentent un fonctionnement simple et ne nécessitent pas un grand apport d'énergie.
- Inconvénients : Les capteurs ont une vitesse de démarrage seuil dictée par la taille de l'hélice et leur fonctionnement mécanique les rend fragiles.

4.1.3.2. Mesure de la vitesse par effet Doppler

Les courantomètres à effet Doppler envoient des ondes ultrasonores dans le milieu. Les particules circulant dans le fluide réfléchissent les ondes avec un décalage de fréquence, fonction de leur vitesse. L'appareil enregistre en retour le décalage de fréquence, appelé *Fréquence Doppler*. En réalité la vitesse du fluide est différente selon la position dans la section de mesure et chaque particule en suspension va réfléchir les ondes avec un décalage différent. Le récepteur mesure donc une série de fréquences constituant le *spectre de fréquence*. Ce spectre est traité et analysé électroniquement pour en déduire la vitesse moyenne de l'écoulement (SETUDE/RHEA, 1999)

On distingue communément deux types d'appareils (Edelhauser, 1999) :

- Les débitmètres à effet Doppler utilisés dans l'hydrologie et l'industrie (aussi appelés Continuous Wave Doppler) qui associés à un capteur de niveau d'eau permettent de faire des mesures de débitmétrie en système de canal ouvert ou rivière.
- Les "profilers" ou ADCP pour Acoustic Doppler Current Profiler (aussi appelés Pulsed Doppler Profiling) en océanographie qui permettent d'effectuer un profil de vitesse sur des colonnes d'eau de 30 m à plusieurs kilomètres (RDI, 1996)!

- Avantages : Les appareils sont robustes et fiables
- Inconvénients : La mesure de vitesse nécessite une présence suffisante de particules dans l'eau.

4.1.3.3. Débitmètrie acoustique à "temps de transit"

La mesure de débit par ultrasons "temps de transit" est basée sur la différence de temps de parcours d'ondes ultrasonores émises par deux appareils placés de manière diamétralement opposés sur une section de mesure d'écoulement.

En pratique, une "corde" de mesure est constituée par deux sondes dirigées l'une vers l'autre et émétrices-réceptrices d'une onde ultrasonore (Figure 3-30). Le temps de parcours de l'onde amont-aval est inférieur à celui de l'onde aval-amont du fait que le fluide est en mouvement. La différence de temps entre les deux trajets permet d'établir une vitesse d'écoulement moyenne sur la corde, matérialisée par la diagonale séparant les deux sondes, et d'en déduire le débit s'écoulant à travers la section de mesure.

Cette technique est utilisée principalement dans l'industrie et particulièrement lors de mesure de débit sur des conduites en charge, mais elle a été adaptée en hydrologie de surface.

C'est encore le même principe qui est utilisé sur les courantomètres dits "acoustiques" développés pour l'océanographie qui possèdent alors quatre transducteurs émettant des ondes ultrasonores pour effectuer de la mesure de vitesse en 2 dimensions.

- Avantages : Cette technique est tout à fait adaptée pour la mesure dans de l'eau peu chargée en particule en suspension. Elle permet d'obtenir un débit d'une grande précision.
- Inconvénients : Le montage des sondes est plus délicat.

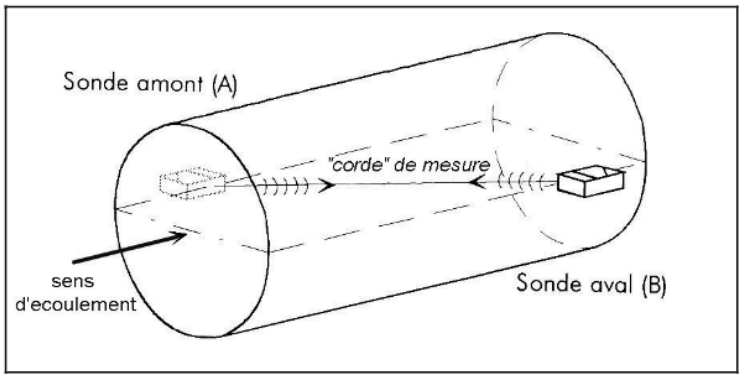


Figure 3-30 : Schéma de principe de la mesure de débitmétrie à ultrasons "temps de transit"

4.1.3.4. Mesure de vitesse par capteur électromagnétique

Ces courantomètres sont équipés de bobine à induction magnétique et d'électrodes. L'eau se déplaçant entre ces électrodes coupe le champ magnétique et créée une tension proportionnelle à la vitesse d'écoulement.
Ce type de capteur est couramment utilisé dans l'industrie, c'est aussi ce type de mesure qui est utilisé sur les lochs des bateaux.

- Avantages : La mesure peut être adaptée à toute sorte de fluide en mouvement et permet de déterminer de très faibles vitesses d'écoulement.
- Inconvénients : Utilisé principalement dans l'industrie, peu de fabricants proposent des modèles adaptés à la mesure sur le terrain.

Type d'appareil	Avantage	Inconvénients	Exemples d'appareils (fabricants)
Courantomètre à hélices : Moulinets ou ***VACM***	+ Simple + Peu d'énergie nécessaire	- Vitesse seuil de démarrage - Fragilité mécanique - Gamme de mesure de vitesse restreinte	Moulinet C31 (OTT) Current-meter 3000 (Swoffer) *RCM 7 (Anderaa)* ***SRCM 105 (Valeport)***
Courantomètre à effet Doppler et ***Profiler***	+ Robuste et fiable + Adapté à tout type de section + *Longue portée (pour Profiler)*	- Nécessité de présence de particules dans l'eau	MainstreamIII (Hydreka) Sigma (Hach Lange) ***Aquadopp Profiler (Nortek)***
Débitmètre ultrason "temps de transit" et ***Capteurs acoustiques***	+ Précis + Mesure en eau claire + gamme de vitesse étendue	- Montage technique contraignant - Consommateur d'énergie	Minisonic (Ultraflux) Sonicflow (OTT) ***2D ACM (FSI)***
Courantomètre électromagnétique	+ Précis + Tous types de fluides	- Peu de modèles adaptés à l'utilisation de terrain	Flo-Tote 3 (Cometec) Nautilus (OTT)

Tableau 3-6 : Tableau récapitulatif des principaux appareils de mesure du débit ou de la vitesse, leur caractéristiques et quelques modèles en exemple. (*en italique gras sont présentés les appareils développés en océanographie*)

4.1.4. Choix des appareillages

4.1.4.1. Débitmètre/courantomètre

Quelle que soit la technique envisagée, les appareils développés dans le domaine de l'océanographie sont susceptibles d'être utilisés dans la mesure de débit des sources sous-marines côtières. Ces appareils, conçus pour fonctionner en milieu extrême, ont un coût élevé (généralement 4 à 5 fois supérieur à ceux développés dans l'industrie ou l'hydrologie). Coût, qui dans notre étude, n'a pas pu être pris en charge.

Les courantomètres à hélices ont été rapidement abandonnés car ils ne présentent pas de caractéristiques suffisamment intéressantes et sont difficilement applicables aux sites d'étude.

Les courantomètres fonctionnant sur le principe de l'effet Doppler apportent des caractéristiques très intéressantes, notamment les systèmes "Profilers" développés en océanographie car leur portée permet de concevoir de la mesure sur des grandes sections de galerie comme c'est le cas à Port Miou (les galeries ont des dimensions atteignant les 20 m de diamètre !).
Un de ces appareils (Aquadopp de chez Nortek) a été testé le 16/04/05 pour mesurer l'écoulement dans la galerie de Port Miou. L'appareil n'a pas permis de faire une bonne mesure des vitesses d'écoulement car l'eau souterraine du karst ne présentait pas assez de matières en suspension. Cette constatation a été confirmée par un essai aussi infructueux d'un débitmètre à effet Doppler dans la galerie du Bestouan en janvier 2005 (matériel testé Mainstream de chez Hydreka).

Les techniques de mesure par ultrasons "temps de transit" et électromagnétique se sont révélées ainsi les plus adaptées pour nos sites d'études. Un débitmètre acoustique à "temps de transit" type *Minisonic 2000* fabriqué par la société *Ultraflux* a été installé à Port Miou, tandis qu'un courantomètre électromagnétique *FLO-TOTE 3* fabriqué par *COMETEC SA* a été placé dans le Bestouan. Les sites d'instrumentation vont être détaillés dans la partie 4.2 qui leur est consacrée.

4.1.4.2. Sonde de conductivité

La mesure de la salinité est effectuée couramment par des sondes mesurant à la fois la conductivité et la température de l'eau. De nombreux fabricants proposent toutes sortes de capteurs plus ou moins autonomes.
Notre choix s'est arrêté sur des systèmes de sondes appelées CTD ou STD pour Conductivité/Salinité-Température-Pression. Ces capteurs, développés au départ pour l'océanographie, sont aujourd'hui très souvent employés dans les études hydrogéologiques. Ils permettent de faire l'acquisition simultanée de trois paramètres : la conductivité ou salinité, la température et la pression.
Les *CTD Diver* développées par la société *Eijkelkamp* nous sont apparues les plus adaptées aux contraintes posées par les sites. Ces sondes entièrement autonomes et d'une taille minime (Ø : 22 mm, L : 180 mm) sont capables d'enregistrer une importante gamme de conductivité (0 à 80 mS/cm) et cumulent un capteur de température et de pression absolue. Une sonde barométrique *TD Diver* placée en surface permet d'enregistrer les variations de la pression atmosphérique et de corriger la mesure de pression faite par la CTD, afin d'obtenir la valeur de la pression relative de la colonne d'eau mesurée.
Une sonde CTD et sa sonde barométrique associée ont été installées sur chaque source suivie.

4.1.5. Financement des appareils

Le financement des appareils et des frais de fonctionnement, liés à l'étude, se sont élevés à 22 741 € HT (Tableau 3-7). La totalité de ces frais ont été pris en charge par la Société des Eaux de Marseille.

Imputation	Description	Coût (€ HT)	Total (€ HT)
Frais d'investissement	• Courantomètre électromagnétique • Débitmètre ultrason • 2 sondes CTD + 2 sondes barométriques	= 6638 = 6305 = 6087	19030
Frais de fonctionnement	Frais divers comprenant : le petit outillage, la fabrication de la cage inox, les frais d'analyses	= 3711	3711
			22741

Tableau 3-7 : Détails du coût d'investissement et de fonctionnement des stations de mesures hydrologiques des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan

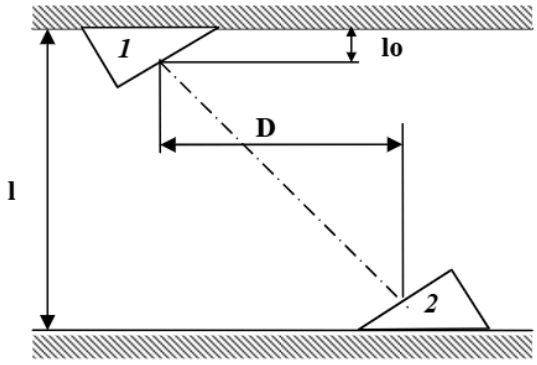
4.2. DESCRIPTION DES SITES D'INSTRUMENTATION

4.2.1. Port Miou

4.2.1.1. Mesure du débit de la source

La présence du barrage et plus particulièrement des conduites immergées traversant cet ouvrage a été le point de départ de la réflexion pour la mise en place d'une instrumentation.
Au niveau du barrage, la section d'écoulement se réduit à quatre conduites : deux de diamètres 500 mm et deux de diamètres 1000 mm. Ce rétrécissement présente le double avantage de disposer d'une section de mesure connue et d'optimiser la mesure des vitesses d'écoulement.

Les avantages offerts par le débitmètre à ultrason "temps de transit" (4.1.3.3) ont conduit à imaginer un système pour adapter cet appareil, généralement réservé au domaine de l'industrie, à la mesure du débit transitant à travers le barrage sous-marin.
La principale contrainte de cette mesure est le montage de la ligne de mesure, ou "corde" de mesure, qui implique de placer les deux sondes à une distance dépendante du diamètre de la conduite dans laquelle est effectuée la mesure, comme le montre le schéma de la Figure 3-31.



La distance entre les sondes 1 et 2 dépend du diamètre l de la conduite :

$$D = 0{,}7 \times (l - 2lo)$$

Figure 3-31 : Schéma de principe du montage des sondes ultrasons "temps de transit"

Pour ce faire, une cage en inox cylindrique d'un diamètre légèrement inférieur à une conduite 1000 a été conçue, afin de pouvoir fixer les sondes en respectant le montage précis (
Figure 3-32).

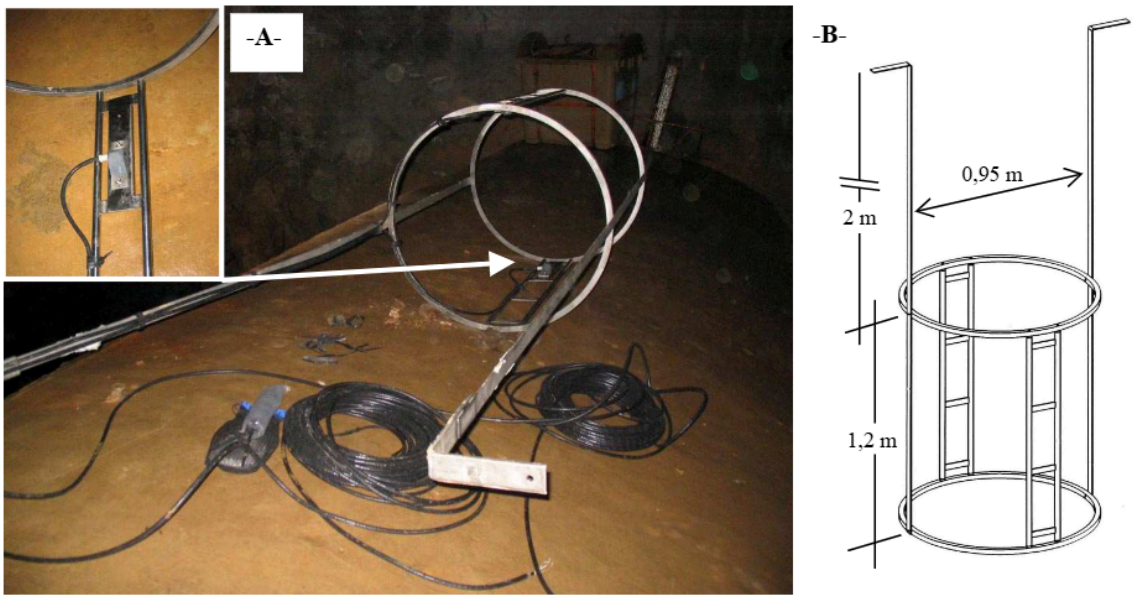


Figure 3-32 : Photo et dessin de la cage en inox supportant les sondes à ultrasons. A) La photo montre en zoom le détail du système de fixation des sondes à ultrasons ; B) Dessin de la cage en inox et de ses dimensions

Cette cage est munie de deux "pattes" de 2 mètres de longueur permettant aux plongeurs d'insérer et de déporter l'ensemble (cage + sondes) à l'intérieur d'une des conduites 1000 et de la fixer à la paroi du barrage (Figure 3-33A).

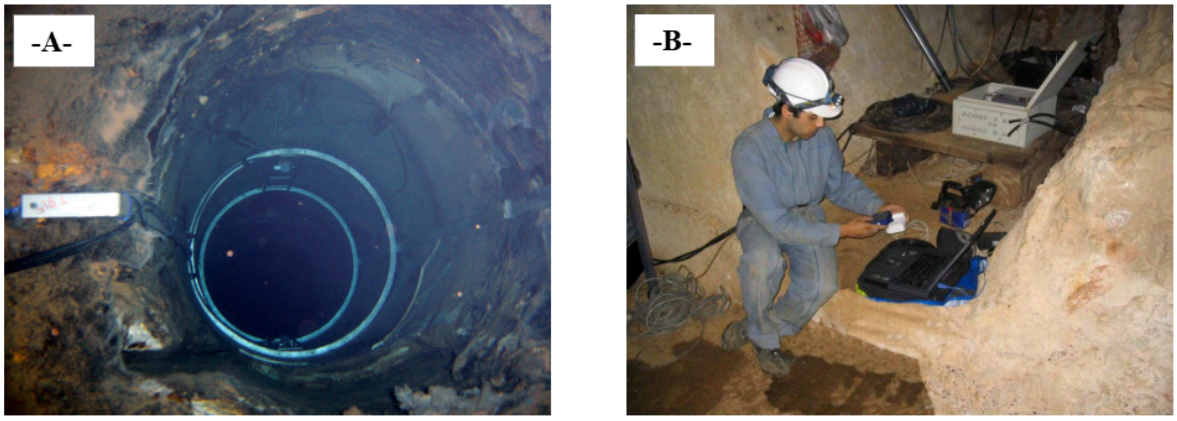


Figure 3-33 : A) Photo sous-marine du système cage + sonde inséré dans une conduite 1000 du barrage; B) Vue de l'abri où s'effectue la relève de données (photos E. Gilli)

Les câbles sont reliés en surface à un débitmètre électronique qui commande le fonctionnement des sondes. Le débitmètre est alimenté par une batterie de voiture en 12V et les vitesses mesurées sont enregistrées par pas de temps d' ¼ h sur un logger type 4-20 mA. L'ensemble est placé dans un caisson étanche à l'abri de l'humidité (Figure 3-33B).

La mesure de la vitesse dans une des conduites 1000 permet de calculer le débit transitant à travers le barrage. Le détail du calcul sera explicité dans le chapitre consacré à l'analyse des données (CHAPITRE 4 :).

4.2.1.2. Mesure de la salinité

Une sonde CTD a été placée à l'amont du barrage à 8 mètres de profondeur au niveau de l'entrée des buses du barrage. L'enregistrement de la conductivité, la température et la pression absolue s'effectue par pas de temps d' ¼ h. La sonde barométrique est placée en surface et enregistre au même pas de temps les variations de pression atmosphérique et de la température dans la grotte.
Le schéma du site d'instrumentation de Port Miou est détaillé ci-dessous.

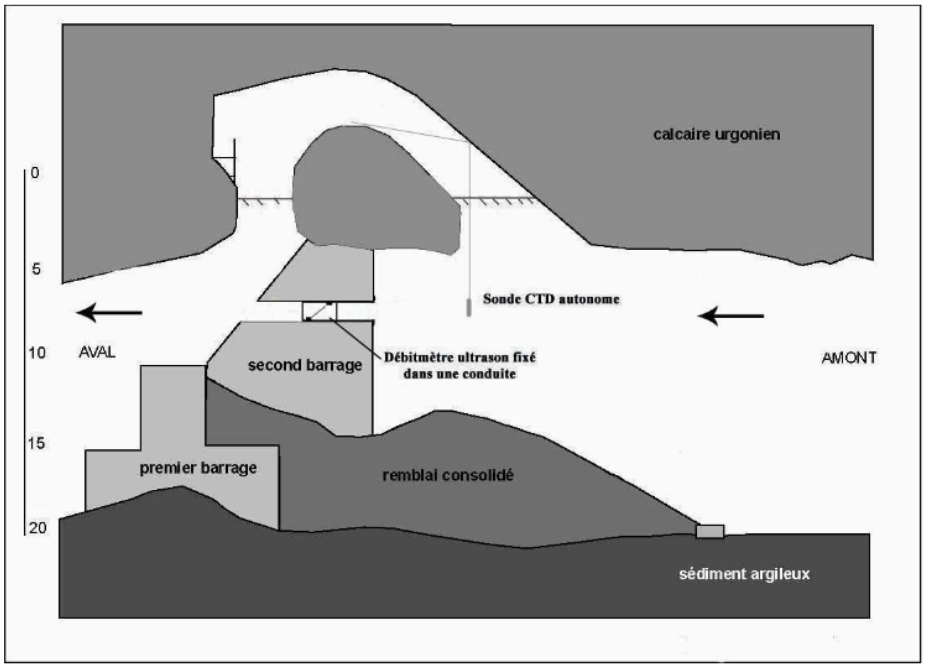


Figure 3-34 : Schéma du site d'instrumentation du barrage de Port Miou

4.2.2. Bestouan

Comme il a déjà été précisé, l'accès à la galerie souterraine du Bestouan ne peut s'effectuer que par plongeur, en empruntant la résurgence en mer.
Un forage atteignant la galerie souterraine a pu être retrouvé sur le site de la Fondation Camargo à Cassis. Le forage se trouve à une cinquantaine de mètres de la résurgence et traverse environ quarante mètres de calcaire avant d'atteindre la galerie (Figure 3-35).

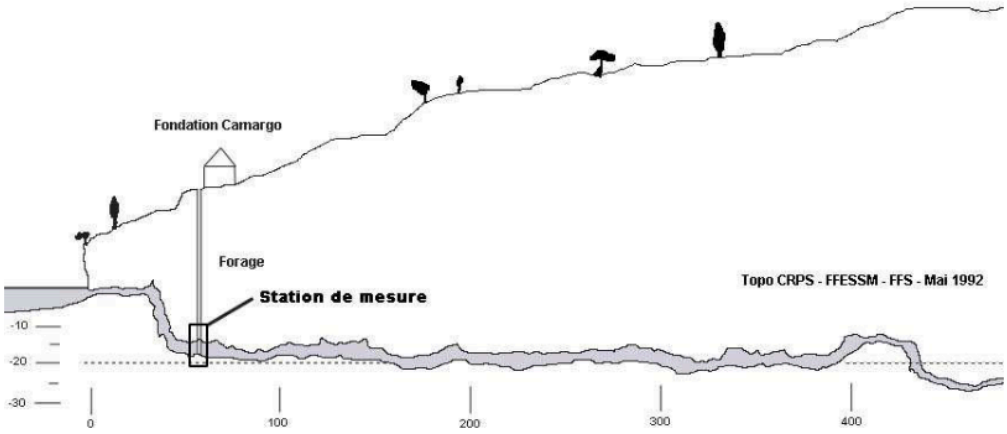


Figure 3-35 : Coupe développée de la rivière du Bestouan présentant la situation du forage Camargo et de la station de mesure

La partie crépinée du forage traverse la galerie en totalité en rive ouest et atteint des dépôts argileux en bas de galerie à -18 m de profondeur NGF. La sonde CTD a été descendue à travers le forage et placé à la profondeur de -16 m NGF. Le courantomètre électromagnétique a lui été fixé sur un support en inox, lui même arrimé sur le tubage du forage (cf. Figure 3-36). La lecture et l'enregistrement des données s'effectuent depuis la surface.

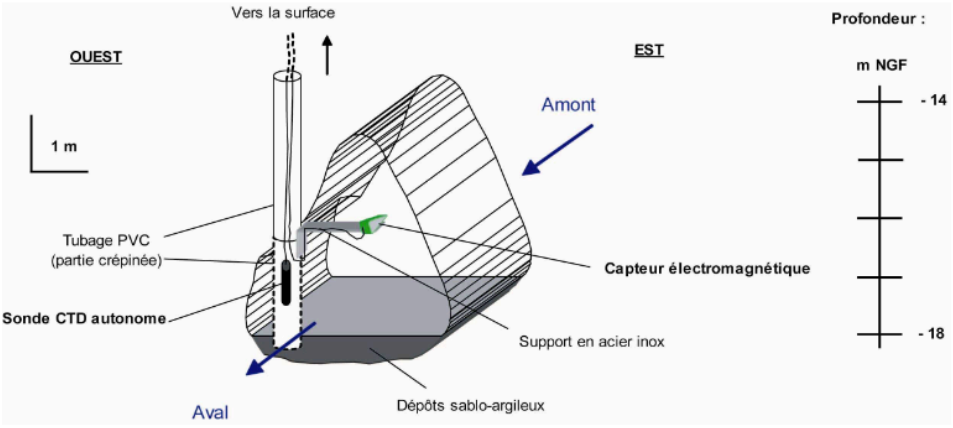


Figure 3-36 : Schéma de situation des capteurs dans la galerie sous-marine du Bestouan

CHAPITRE 4 : ANALYSE DES DONNEES HYDROMETRIQUES

Cette partie est consacrée à l'analyse des données hydrométriques enregistrées aux sources sous-marines au cours de la thèse. L'analyse des mécanismes de mélange entre l'eau douce et l'eau de mer dans l'aquifère y est détaillée.

1. METHODOLOGIE

1.1. ANALYSE DE L'EVOLUTION DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

1.1.1. Principes

Une approche d'étude d'un système hydrologique peut consister à suivre la variation dans l'espace et dans le temps de paramètres fondamentaux et représentatifs de l'évolution générale du système. Généralement les méthodes portent sur l'étude de l'hydrogramme (l'évolution du débit au cours du temps) et du chimiogramme (évolution des éléments dissous dans l'eau au cours du temps) de l'exutoire du système, c'est à dire les sources (Padilla *et al.*, 1994 ; Kovacs *et al.*, 2005 ; Aquilina *et al.*, 2006).
La conductivité de l'eau d'une source, tout comme sa température, sont des paramètres globaux qui renseignent sur les mécanismes d'apport et de mélange d'eaux de chimie différente.
Dans le cas des aquifères côtiers la conductivité est un paramètre primordial car il informe à la fois sur la salinité de l'eau et donc sur les échanges d'eau douce avec l'eau de mer et sur la participation des eaux météoriques vis-à-vis du système karstique.
Le débit de la source est quant à lui significatif des mécanismes d'écoulements ayant lieu dans les systèmes karstiques. L'analyse de l'hydrogramme permet entre autres de visualiser la réaction des sources suite à des événements pluvieux et d'indiquer le degré de karstification du système (Mangin, 1975).

1.1.2. Objectifs

Le suivi des paramètres physico-chimiques des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan présente des objectifs diversifiés auxquels nous essaierons de répondre :

- Décrire l'évolution générale des paramètres pour comparer le fonctionnement des sources étudiées ;
- Déterminer le rôle des phénomènes climatiques (pluies, vents, marées…) sur leur évolution ;
- Comprendre les mécanismes à l'origine de leur contamination saline ;
- Rechercher la participation de zones d'infiltration des précipitations éloignées des sources, dans l'hypothèse de l'extension de l'impluvium de l'aquifère ;
- Vérifier les observations anciennes et établir un nouveau bilan hydrique de l'aquifère.

1.1.3. Les méthodes employées

1.1.3.1. L'analyse descriptive

Cette méthode consiste principalement à l'analyse visuelle des chroniques de données obtenues aux sources. Les données sont confrontées aux observations météorologiques régionales récoltées aux cours de la période d'étude. Pour cette étude nous disposons de données pluviométriques issues d'un réseau de pluviomètres disséminés sur le secteur, de l'enregistrement des variations du niveau marin (marégraphe de Marseille), et de l'évolution des vents dominants sur la région (vitesses et directions). Les données météorologiques et hydrologiques disponibles sont détaillées dans les parties 2.2 et 2.3 de ce chapitre.

1.1.3.2. Corrélation entre la salinité et les pluviomètres éloignés

La mise en évidence de la participation d'unités karstiques éloignées à l'alimentation des sources sous-marines peut être réalisée en confrontant les données pluviométriques aux chroniques de salinité des sources.

Le principe est simple. Si un massif calcaire participe à l'alimentation d'une source, chaque événement pluvieux l'affectant sera corrélé avec un épisode de crue à la source provoquant une chute de la salinité. La chute sera d'autant décalée dans le temps vis à vis des pluies que le temps de propagation de l'onde crue dans l'aquifère sera important, autrement dit que la distance entre l'impluvium et la source sera grande.
Utilisée pour l'étude des sources sous-marines de Cabbé-Massolins (Alpes-Maritimes), cette méthode a permis d'écarter certaines unités géologiques de l'impluvium d'alimentation des sources (Gilli, 1999).

La méthode consiste donc à :

1) Sélectionner des pluviomètres sur des secteurs éloignés du bassin versant généralement admis pour la source ou sur des zones où les limites d'impluviums sont mal définies.
2) Individualiser dans le temps des événements pluvieux n'ayant lieu que sur ces secteurs éloignés et non sur le bassin versant connu.
3) Confronter ces épisodes à d'éventuelles chutes de salinité inexpliquées à la source en tenant compte d'un décalage temporelle dépendant de la distance entre le pluviomètre de mesure et la source.

Cette méthode a été développée dans cette étude en utilisant un certain nombre de pluviomètres situés sur des secteurs problématiques ou suffisamment éloignés du bassin versant connu. Le détail et le choix du positionnement de ces pluviomètres sont abordés dans la partie 2.2.1.

1.1.3.3. Etude du déphasage entre les variations de la salinité et le débit de la source en crue

L'étude de la source karstique côtière de l'Almyros d'Héraklion a donné lieu à l'observation d'un phénomène de déphasage temporel lors des crues de la source entre l'augmentation du débit et le début de la chute de sa salinité (Arfib, 2001). Ce déphasage résulte de la différence entre le déplacement quasi-instantanée de l'onde de pression dans le conduit karstique et le déplacement des molécules d'eau (transfert de matière) qui arrivent avec un temps retard proportionnel à la distance parcourue.

Un volume d'eau saumâtre expulsé par la source au cours du déphasage peut être calculé en intégrant le débit au cours de cet intervalle de temps (Figure 4-1).
Ce volume d'eau saumâtre expulsé par la source peut être ensuite exprimé en termes de distance en faisant l'hypothèse d'une section de galerie normalisée. Cette distance représente physiquement une portion de galerie "théorique" le long de laquelle aucun événement ne vient modifier sa salinité.

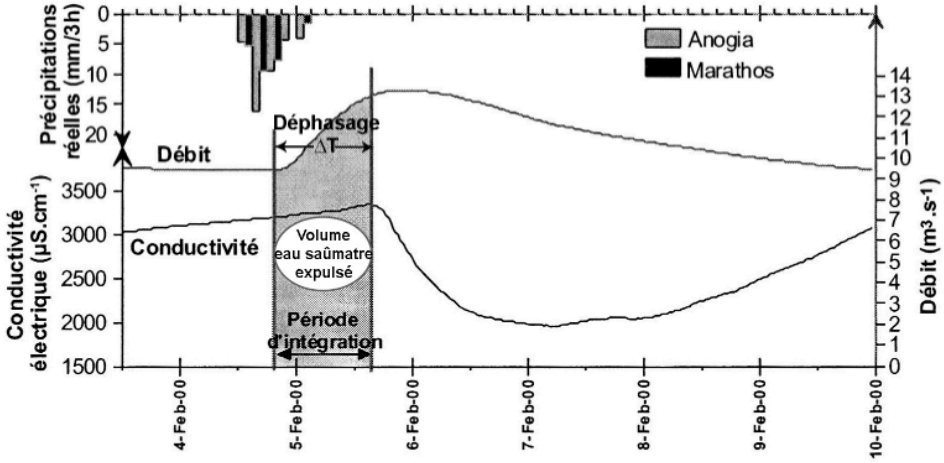


Figure 4-1 : Illustration de l'observation d'un décalage temporel entre l'augmentation du débit et la chute de la salinité de la source saumâtre de l'Almyros au cours d'une crue (février 2000). Le volume d'eau saumâtre expulsé est représenté par l'intégrale au cours du laps de temps ΔT (Arfib, 2001, modifié)

Appliquée à l'Almyros d'Heraklion cette méthode a mis en évidence l'existence d'un volume d'eau saumâtre expulsé constant quelque soit les crues étudiées. Ce volume est interprété comme étant une portion de galerie en amont du point de mesure où l'eau a une salinité déjà acquise par contamination avec de l'eau mer. Lors des crues cette masse d'eau est mise en mouvement vers l'exutoire et l'on observe une période où la salinité ne chute pas (Arfib, 2001). L'auteur estime alors une distance d'éloignement de l'intrusion d'eau de mer par rapport à l'exutoire selon la section de la galerie souterraine en faisant l'hypothèse que le long de cette distance l'eau de mer ne s'infiltre pas (Figure 4-2).

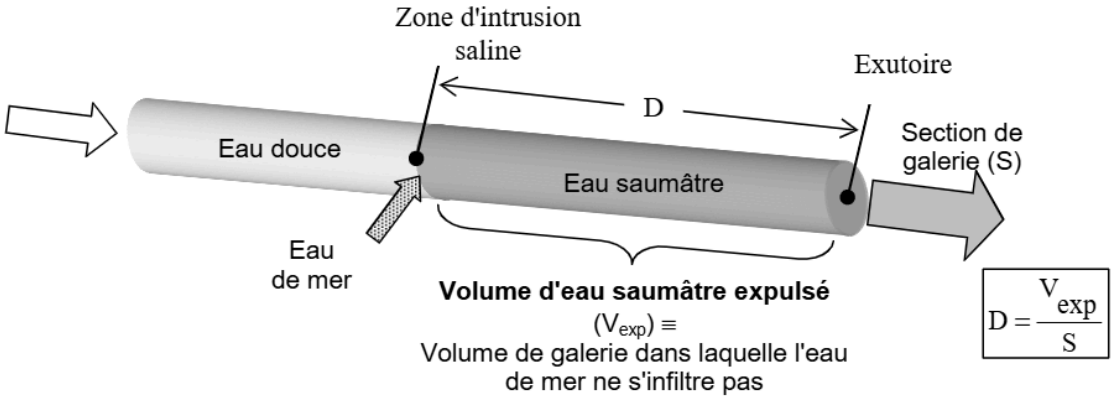


Figure 4-2 : Schéma illustrant la détermination de la distance d'éloignement de l'intrusion saline (D) par rapport à l'exutoire à l'aide du volume d'eau saumâtre expulsé et de la section de galerie dans le cas de l'Almyros d'Héraklion

Les mêmes hypothèses ne peuvent pas être appliquées directement dans le cas de la source de Port Miou. Tout au plus la distance calculée renseignera sur une portion "théorique" de galerie qui n'est pas affecté par des changements de sa salinité. L'analyse des variations de la salinité de la source de Port Miou sera étudiée ensuite à l'aide des méthodes d'hystérésis (1.3)

1.1.3.4. Traitement des chroniques par moyenne mobile

L'étude des données enregistrées aux sources sous-marines nécessite par moment l'utilisation d'un filtre simple pour les traiter. Nous utilisons le principe de la moyenne mobile, ou moyenne glissante qui permet de filtrer les oscillations présentes dans une série de données *f*(t) par la relation :

$$f(t) = \frac{1}{T}\int_{t-T/2}^{t+T/2} f(t)\, dt$$

L'effet de ce filtre est de diminuer fortement les oscillations de période bien inférieure à *T* et de laisser inchangés les signaux de période supérieure à *T*.
Nous utiliserons notamment cet outil pour supprimer les oscillations périodiques journalières liées à la marée océanique, qui nous le verrons ensuite, affectent fortement les chroniques de mesures. Pour cela la période utilisée sera de 25 h.

1.2. ANALYSE CORRELATOIRE ET SPECTRALE

1.2.1. Principes

Toute variation d'une grandeur physique peut être considérée comme un signal porteur d'informations. Ainsi, l'évolution de la température, de la pression, de la conductivité ou de la vitesse d'écoulement, dans le cas d'études hydrogéologiques, sont considérés comme des signaux géophysiques sur lesquels les méthodes actuelles de traitement du signal peuvent être utilisées. Ces méthodes se basent sur le principe de l'analyse systémique qui considère que le système étudié est dynamique, c'est à dire qu'à une fonction d'entrée, au temps t, est attribuée une réponse ou sortie du système (Dutoit, 2001). Ces signaux ont la particularité d'avoir à la fois une part déterministe ou structurée, car ils sont crées par des causes physiques connus et qu'il existe une certaine dépendance dans le temps entre ces variables, et à la fois une part aléatoire.

En hydrologie ou hydrogéologie l'étude d'un système se traduit généralement par l'enregistrement de séries chronologiques ou chroniques de données relatives aux sources (débit, conductivité…). Les méthodes d'analyses de ces chroniques par les techniques de traitement du signal ont été développées dès les années 70 (Jenkins et Watts, 1968 ; Box et Jenkins, 1976). Puis elles ont été appliquées à l'étude des systèmes karstiques (Mangin, 1984) afin de dégager les composantes des séries chronologiques et de les mettre en relation avec le fonctionnement du système dans son ensemble. Aujourd'hui cet outil est largement utilisé dans l'étude des systèmes karstiques (Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Rahnemaei *et al.*, 2005).

L'analyse corrélatoire permet d'étudier l'équilibre des événements d'une chronique entre eux au cours du temps. L'analyse spectrale traduit la ou les périodicités d'un signal en décomposant sa variance dans le domaine fréquentiel. Nous utiliserons ces outils dans le cadre de cette étude de manière simple en traitant une seul chronique (ou un paramètre), et de manière croisée en comparant deux chroniques différentes.

1.2.2. Objectifs

L'utilisation de l'analyse corrélatoire et spectrale vient compléter la description de l'évolution des paramètres physico-chimiques des sources et permet de :

- Mettre en évidence la relation de cause à effet entre certains paramètres ;
- Vérifier l'interdépendance entre les deux sources ;
- Examiner l'influence des précipitations sur les paramètres des sources.

1.2.3. L'analyse simple

1.2.3.1. Le corrélogramme

Le corrélogramme ou fonction d'auto-corrélation, r_k, met en évidence la dépendance des événements de la chronique étudiée entre eux sur des laps de temps de plus en plus long. Il permet de traduire l'importance des réserves du système hydrologique et caractérise un effet mémoire lorsqu'il décroît lentement.
La fonction d'auto-corrélation est calculé à partir du corrélogramme C_k par les formules de Jenkins et Watts (Jenkins *et al.*, 1968) :

$$r_k = \frac{C_k}{C_0}$$

$$C_k = n^{-1} \sum_{1}^{n-k} (x_i - \bar{x})\,(x_{i+k} - \bar{x})$$

où : k est le pas de temps ($k = 0,1,2,...,m$),
n la longueur de la chronique et
m la troncature.
La troncature m représente ainsi les bornes de la fenêtre d'observation. L'analyse est optimisée empiriquement pour une troncature de $m \leq n/3$ (Mangin, 1984).

1.2.3.2. Le spectre de densité de variance

Le spectre de densité de variance, S_f, permet de repérer des phénomènes par rapport à leur fréquence, comme d'identifier une tendance annuelle, saisonnière ou aléatoire (Figure 4-3).
Il est obtenu par la transformée de Fourier de la fonction d'auto-corrélation du corrélogramme :

$$S_f = 2\,[1 + 2\sum_{k=1}^{k=m} D_k\, r_k \cos(2\pi F\, k)]$$

avec : $F = j/2m$ la fréquence considérée,
j étant le pas choisi ($j = 1$ à m),
D_k une fonction de pondération.

Nous avons choisi d'utiliser le filtre de Tukey comme fonction de pondération car il a été démontré que cette dernière dénaturait le moins possible la variance (Mangin, 1984) :

$$D_k = \frac{(1 + \frac{\cos \pi k}{m})}{2}$$

Le spectre nous informe sur le *temps de régulation*, T_r ,du système, c'est à dire la durée d'influence du signal d'entrée sur le signal de sortie. Ainsi plus T_r est grand plus la réaction du système est inertielle.
T_r est obtenu en divisant la valeur du spectre maximale (soit pour F=0) par deux (Mangin, 1984) :

$$T_r = \frac{S_{\max}}{2}$$

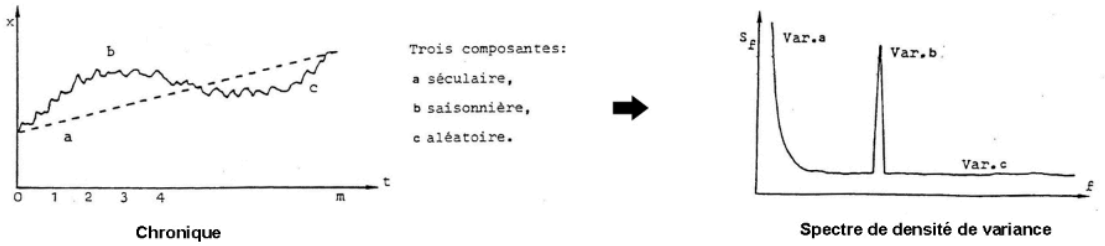


Figure 4-3 : Schéma illustrant l'analyse des composantes périodiques d'une chronique par son spectre de densité de variance (Mangin, 2005)

1.2.4. L'analyse croisée : le corrélogramme croisé

Le corrélogramme croisé représente la fonction d'intercorrélation entre une chronique d'entrée x et celle de sortie y. Le corrélogramme croisé r_k n'est normalement pas symétrique par rapport aux ordonnées (comme le spectre croisé), c'est pourquoi on le représente pour les valeurs positives et négatives de k.

L'analyse des corrélogrammes croisés permet alors de vérifier l'interdépendance entre les deux paramètres x et y :

- Si la fonction d'entrée x est un phénomène aléatoire, le corrélogramme croisé représentera la réponse impulsionnelle du système. Autrement dit, la relation causale entre x et y est directe (Figure 4-4A). Ex : le corrélogramme croisé d'un signal pluie représente l'hydrogramme unitaire de débit.
- Si la fonction d'entrée x n'est pas aléatoire pure, on retrouve dans le corrélogramme croisé deux composantes : une information liée au signal d'entrée + la réponse impulsionnelle (Figure 4-4B).
- Si le corrélogramme est symétrique par rapport à l'axe des ordonnées, cela signifie que les paramètres x et y sont liés indirectement par un troisième paramètre z (Figure 4-4C).

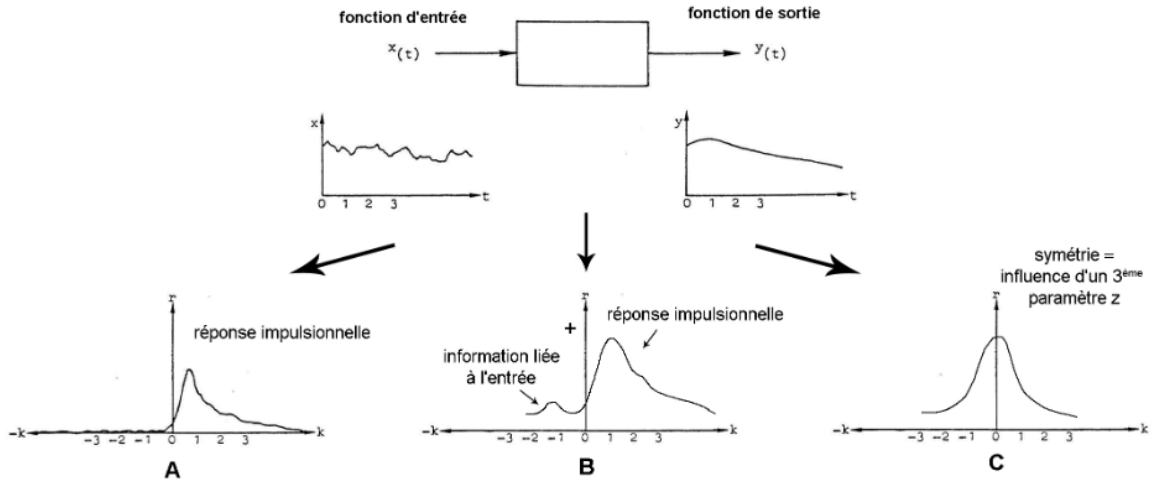


Figure 4-4 : Schémas illustrant quelques exemples de corrélogramme croisé entre deux fonctions x et y (Mangin, 2005)

La corrélation est d'autant plus importante que la valeur maximale de r_k max se rapproche de 1.

Ces méthodes ont été utilisées pour l'analyse des chroniques des deux sources sous-marines.
Les calculs ont été effectués à partir du logiciel MATLAB 6.0. Les macros de calcul ont été développées par le laboratoire souterrain de Moulis et fournies par Alain Mangin.

1.3. UTILISATION DES HYSTERESIS

1.3.1. Principes

L'utilisation des courbes d'hystérésis Q-C (Débit-Concentration) en hydrologie permet de renseigner sur l'ordre d'arrivée d'eaux d'origine chimique différente suite à un événement pluvieux (Evans et Davies, 1998 ; Chanat et Hornberger, 2002). Cette technique a été adaptée récemment (Valdes *et al.*, 2005) à l'étude du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique par l'utilisation des hystérésis T-C (Turbidité-Conductivité électrique).
Ces méthodes ne peuvent pas s'appliquer telles quelles dans le cas des karsts côtiers car l'interprétation est fortement perturbée par la présence des deux fluides, l'eau douce et l'eau saumâtre, en quantités variables dans l'aquifère, aussi bien dans l'espace que dans le temps.

La méthode usuelle des courbes Q-C a été reprise et adaptée à l'étude du fonctionnement hydrodynamique du karst en milieu côtier, en utilisant, d'une part, le débit d'eau de mer Q_{mer} participant au mélange plutôt que le débit total Q et, d'autre part, la salinité de l'eau.

1.3.2. Objectifs

L'objectif principal de cette méthode est d'étudier le mécanisme à l'origine des variations de salinité de la source karstique saumâtre de Port Miou. Appliquée sur deux exemples de sources karstiques côtières : l'Almyros d'Héraklion et Port Miou (Arfib *et al.*, 2006), la méthode a mis en évidence l'effet des crues sur l'intrusion saline, en distinguant les chutes de salinité liées à un apport d'eau douce, de celles dues à une diminution de l'intrusion d'eau de mer dans le conduit.

1.3.3. Mécanismes à l'origine des variations de salinité de la source saumâtre

Nous considèrerons que la source côtière acquiert sa salinité dans l'aquifère par mélange en profondeur dans le conduit karstique entre l'eau douce de l'aquifère et l'eau de mer, sans intrusion directe d'une langue d'eau de mer à l'émergence.
Ce modèle de mélange suppose deux hypothèses (Chanat *et al.*, 2002) : (1) le débit total de la source est la somme des débits de chaque composante du mélange, (2) chaque composante est spécifique par sa signature chimique qui est invariable au cours du temps. Il est entendu que la signature de l'eau de mer ne varie pas. L'eau douce de l'aquifère est normalement subdivisée en deux composantes : l'eau présente dans l'aquifère avant la crue ("pre-event water" des anglo-saxons) et l'eau juste infiltrée ("event water"). Dans le cas étudié, nous retiendrons seulement deux composantes : l'eau de mer et l'eau douce. Cette dernière peut en effet évoluer, mais au regard de la forte salinité apportée par la mer il paraît raisonnable de ne pas tenir compte de cette relativement faible variation et de ne pas distinguer l'eau douce infiltrée de l'eau douce présente avant la crue.
L'équation de conservation de la masse du mélange s'écrit alors :

$$Q_t.C_t = Q_{mer}.C_{mer} + Q_{doux}.C_{doux} \qquad (2)$$

avec Q le débit, C la concentration (ou la salinité ou la conductivité électrique), et les indices "t" pour l'eau de la source (ou débit total), "mer" pour l'eau de la mer, "doux" pour l'eau douce de l'aquifère.

L'évolution de la salinité variant en sens inverse du débit, la succession de crues caractéristiques d'une source karstique se traduit par une succession de chutes de la salinité. La chute de salinité peut être liée, d'après l'équation 2, soit à l'augmentation du débit d'eau douce et/ou soit à la diminution du débit d'eau de mer participant au mélange. Ces deux possibilités sont illustrées par la Figure 4-5 :
a- La chute de salinité est due à une dilution de l'eau saumâtre par un apport d'eau douce supplémentaire dans le conduit karstique en aval de la zone de mélange. L'augmentation de charge lors de la crue provoque donc l'augmentation du débit d'eau saumâtre (ES1) et du débit d'eau douce supplémentaire (ED1).
b- La chute de salinité est due à une diminution du débit d'eau de mer entrant dans le conduit karstique par augmentation de la charge de ce conduit lors de la crue. Le débit d'eau douce (ES2) augmente tandis que le débit d'eau de mer (EM2) diminue.

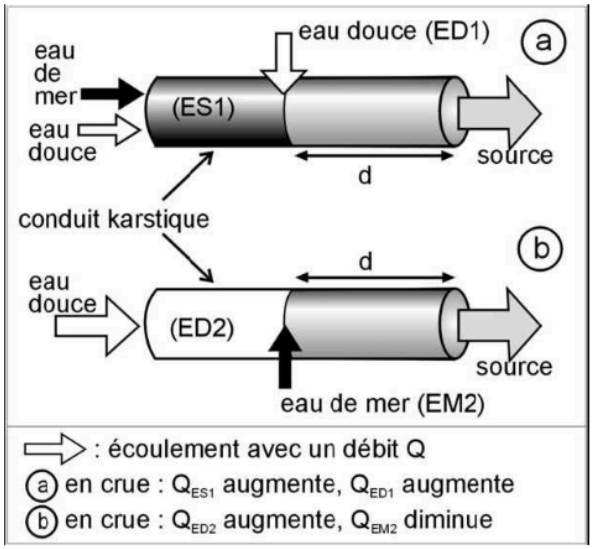


Figure 4-5 : Mécanismes du mélange d'eaux lors de la crue dans un conduit karstique soumis à intrusion saline. a) Dilution par apport d'eau douce supplémentaire (ED1) en aval de la zone de mélange ; b) Diminution de l'intrusion de l'eau de mer (EM2) par augmentation de la charge hydraulique dans le conduit (Arfib *et al.*, 2006)

1.3.4. Méthodologie d'utilisation des courbes d'hystérésis Qmer-Ct

A l'aide de l'équation 2, les chroniques de débit et de salinité de la source sont d'abord transformées en chroniques de débit d'eau de mer et de débit d'eau douce, pour des valeurs de salinité de la mer et de l'eau douce mesurées.

Le rapport Q_{mer}/Q_t est également calculé, indiquant la proportion d'eau de mer participant à l'écoulement à la source. Ce rapport est lié à la salinité par la relation (tirée de l'équation 2) :

$$C_t = \frac{Q_{mer}}{Q_t}\left(C_{mer} - C_{doux}\right) + C_{doux} \qquad (3)$$

D'après l'équation 3, au cours d'une crue provoquant une chute de salinité, le rapport Q_{mer}/Q_t diminue. L'évolution de ce rapport ne permet pas d'identifier si l'origine de la baisse de salinité est liée à la baisse de Q_{mer} ou à l'augmentation de Q_{doux}. Il faut pour cela comparer l'évolution du débit d'eau de mer (Q_{mer}) à la source en fonction de la proportion d'eau de mer participant à l'écoulement (Q_{mer}/Q_t). L'équation 3 montre que la conductivité de l'eau à la source (C_t) est corrélée à Q_{mer}/Q_t. Il est donc proposé d'analyser les courbes d'hystérésis Q_{mer}-C_t.

1.3.5. Illustrations théoriques des courbes d'hystérésis Qmer-Ct

La Figure 4-6 montre l'évolution du débit et de la salinité lors d'une crue théorique pour les deux cas a et b présentés précédemment sur la Figure 4-5, à différentes distances (d) entre la zone de mélange et la source. Sur la distance d, le conduit est supposé étanche, sans échange avec la matrice. La courbe Q_{mer} en fonction de C_t présente une hystérésis lorsque la distance d est supérieure à $d_1 = 0$. Dans ce cas ($d > d_1$), la crue observée à la distance d va tout d'abord pousser un volume d'eau de salinité constante, ce qui se traduit par un segment de droite de pente nulle. Ce tronçon de courbe horizontal dépend du volume expulsé en début de crue, avant l'arrivée de l'eau plus douce à la source. Dans le cas d'une dilution par apport d'eau douce supplémentaire (Figure 4-6a), la crue provoque l'augmentation du débit d'eau de mer et du débit d'eau douce. À la distance $d_1 = 0$, la courbe présente une pente négative, avec des valeurs de Q_{mer} toujours supérieures à Q_{mer_ini} (Q_{mer} au départ de la crue en t_0). En fonction de la distance d, l'analyse va être plus ou moins évidente. Lorsque la courbe

d'hystérésis Q_{mer}–C_t reste supérieure à Q_{mer_ini} (pour la distance d_2 sur la Figure 4-6a), la dilution est le seul phénomène impliqué. Dans le cas où Q_{mer} passe à une valeur inférieure à Q_{mer_ini} (distance d_3 sur la Figure 4-6a), il est difficile, sans informations complémentaires, de savoir s'il s'agit d'une dilution ou d'une diminution de l'entrée d'eau de mer dans le conduit. Dans le cas d'une diminution de l'entrée d'eau de mer (Figure 4-6b), le débit d'eau douce augmente et le débit d'eau de mer diminue en crue. À la distance $d_1 = 0$, la courbe présente une pente positive. Contrairement au cas précédent (Figure 4-6a), la courbe d'hystérésis ($d > d_1$) passe toujours à une valeur inférieure à Q_{mer_ini} (Figure 4-6b, quel que soit d).

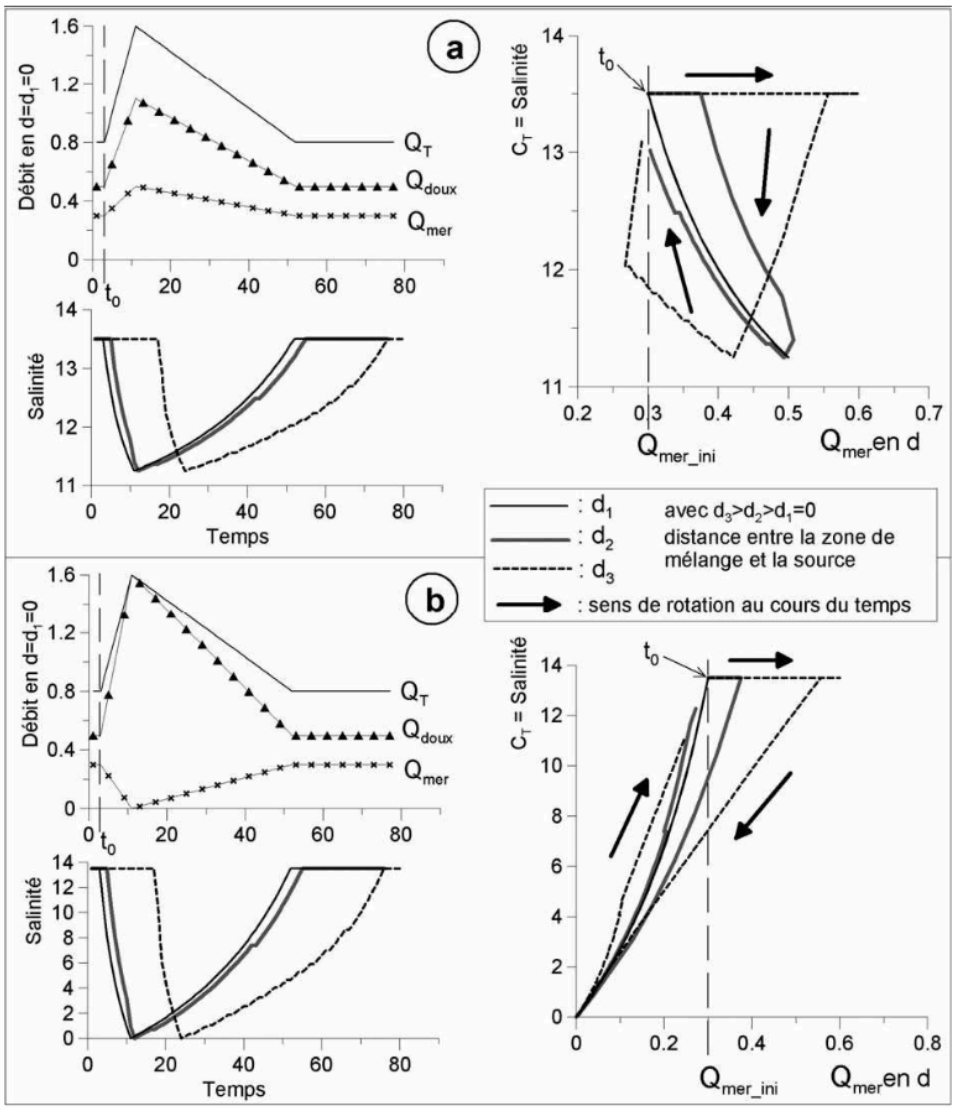


Figure 4-6 :: Courbes théoriques Q_{mer}–C_T (débit d'eau de mer–salinité) lors d'une crue observée dans un conduit karstique, pour différentes distances d entre la zone de mélange et la source : (a) dilution par de l'eau douce, (b) diminution de l'entrée d'eau de mer – les axes ont des unités arbitraires, Q : débit d'eau à la distance d (Q_T : débit total, Q_{doux} : débit d'eau douce, Q_{mer} : débit d'eau de mer) (Arfib *et al.*, 2006)

2. CAMPAGNES DE MESURES

2.1. DONNEES ACQUISES AUX SOURCES

2.1.1. Paramètres mesurés en continu

Un tableau synoptique reprend le détail de l'ensemble des chroniques d'acquisition de données sur les sources (Tableau 4-1).

2.1.1.1. Chroniques du Bestouan

La source du Bestouan a été équipée la première. Dès le mois de décembre 2004 une sonde CTD est descendue à travers le forage Camargo pour être placée dans un premier temps à la côte -16,5 m NGF. Elle sera remontée à la côte -15,7 m NGF à partir du 28/04/05 puis laissée en place jusqu'à la fin de l'étude. Le courantomètre est installé au Bestouan le même jour sur le tubage du forage à -16,7 m NGF (CHAPITRE 3 :4.2.2).
Les données acquises sur la source du Bestouan seront séparées en deux chroniques :

- Chronique 1 : données acquises de décembre 2004 à avril 2005 comprenant la conductivité, la température et la pression de l'eau ;
- Chronique 2 : données acquises d'avril 2005 à octobre 2006 comprenant la vitesse d'écoulement, la conductivité, la température et la pression de l'eau.

Les précisions de mesures données par la CTD sont les suivantes :

- précision de la conductivité de +/- 1% de la mesure soit une précision de 10 µS/cm à 800 µS/cm pour une gamme de mesure de 0-80 mS/cm ;
- précision de la température de +/- 0,1°C pour une gamme de mesure de 0-40°C ;
- précision de la pression de +/- 3 cm pour une gamme de mesure de 0-30 m de colonne d'eau.

La précision de la mesure des vitesses du courantomètre électromagnétique donnée par le constructeur est de +/- 2% de la pleine échelle soit une précision de 12 cm/s pour la gamme de mesure de 0-6 m/s (l'appareil peut aussi mesurer des valeurs "négatives" jusqu'à -1,5 m/s).

Tous les paramètres sont enregistrés au pas de temps de ¼ h et les données ont été relevées environ tous les mois au cours de l'étude à l'aide d'un ordinateur portable et des logiciels fournis par les revendeurs.

2.1.1.2. Chroniques de Port Miou

La sonde CTD à Port Miou est placée en amont du barrage à trois mètres de profondeur dans un premier temps du mois d'avril 2005 au mois de mai 2005. Elle est descendue à environ -8 m NGF (à hauteur des buses) à partir du 22/05/05 et sera laissée en place jusqu'à la fin de l'étude. Le débitmètre ultrason est placé le 18/07/05 dans une des conduites du barrage (CHAPITRE 3 :4.2.1).
Les données acquises sur la source de Port Miou seront aussi séparées en deux chroniques :

- Chronique 1 : données acquises d'avril à mai 2005 comprenant la conductivité, la température et la pression de l'eau ;
- Chronique 2 : données acquises de mai 2005 à octobre 2006 comprenant la vitesse d'écoulement dans une des buses, la conductivité, la température et la pression de l'eau.

La précision de la mesure des vitesses du débitmètre ultrason donnée par le constructeur est de +/-2 mm/s pour la gamme de mesure 0-0,3 m/s; puis de +/- 1% de la mesure pour la gamme de 0,3-15 m/s, soit une précision de 0,3 à 15 cm/s pour cette gamme (l'appareil peut aussi mesurer des valeurs "négatives" jusqu'à -15 m/s).

Source	N° Chronique	Date début/fin	Paramètres enregistrés	Nombre d'enregistrements	Nombre de lacunes (nb. d'enregistrements)
Bestouan	Chronique 1	début : 03/12/2004 17:45 fin : 28/04/2005 10:15 (durée ~ 5 mois)	C (mS/cm) T (°C) P (m)	13987 pour chaque paramètre	Aucune
	Chronique 2	début : 28/04/05 13:00 fin : 30/10/06 11:00 (durée ~ 18 mois)	C (mS/cm) T (°C) P (m) V (m/s)	▪ 52793 pour C, T, P ▪ 42512 pour V	▪ Aucune pour C, T, P ▪ 3 pour V (10281)
Port Miou	Chronique 1	début : 16/04/2005 18:45 fin : 22/05/2005 11:15 (durée ~ 35 jours)	C (mS/cm) T (°C) P (m)	3427 pour chaque paramètre	Aucune
	Chronique 2	début : 22/05/2005 15:00 fin : 27/10/06 19:00 (durée ~ 17 mois)	C (mS/cm) T (°C) P (m) V (m/s)	▪ 50225 pour C, T, P ▪ 40090 pour V	▪ Aucune pour C, T, P ▪ 5 pour V (10135)

Tableau 4-1 : Tableau descriptif des chroniques de données acquises sur les sources de Port Miou et du Bestouan

2.1.2. Paramètres calculés

2.1.2.1. Salinité

La salinité est définie comme étant le poids en grammes de résidu solide contenu dans un kilogramme d'eau. La salinité de l'eau de mer "standard" a été définie par Dittmar à la fin du 19ème siècle à 35 g/l (Girardot, 2002).

Actuellement, pour mesurer la salinité d'une eau il est nécessaire de connaître sa conductivité électrique, sa température et éventuellement sa pression. Des abaques permettent d'estimer par calcul la salinité d'une eau en fonction de sa conductivité spécifique à une température donnée.

Dans notre cas de figure les sondes CTD sont programmées pour mesurer la conductivité spécifique de l'eau à 25°C.

Un abaque (Figure 4-7) permet de passer de la formule de conductivité spécifique à 25°C en mS/cm à la salinité en g/l par la formule (Girardot, 2002) :

$$S = 0{,}0018 * (C_{25})^2 + 0{,}5815 * C_{25} - 0{,}5704$$

avec : S : salinité [$g.l^{-1}$]
C_{25} : Conductivité spécifique à 25°C [$mS.cm^{-1}$]

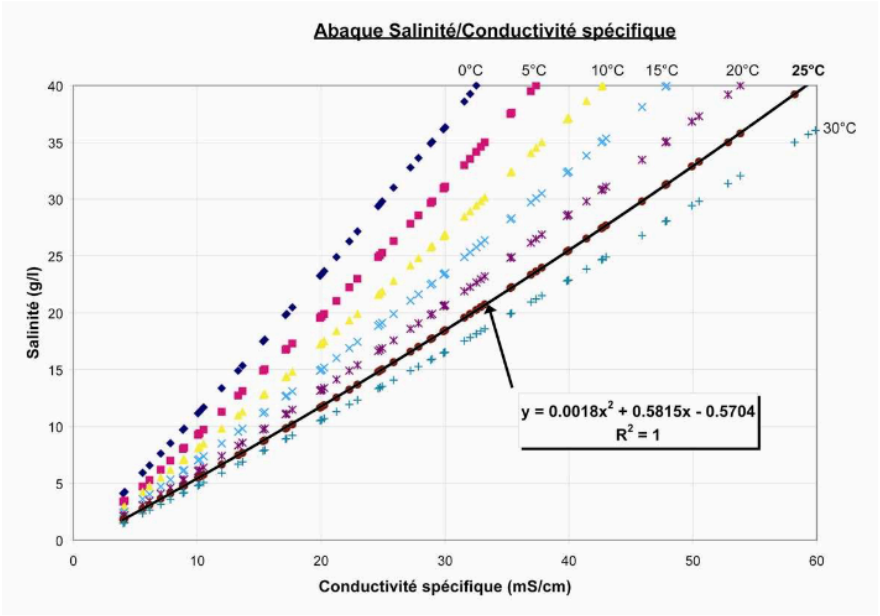


Figure 4-7 : Abaque de la salinité (en g/l) en fonction de la conductivité spécifique (en mS/cm) à différentes températures. L'équation polynomiale permet d'obtenir la salinité pour une conductivité spécifique à 25°C (Girardot, 2002, modifié)

Rmq : Au début de cette étude certaines mesures de la conductivité ont été faites à la température de l'eau mesurée. Il a été nécessaire de convertir cette conductivité électrique en une conductivité spécifique à 25°C pour le calcul de la salinité.
Pour cela nous avons utilisé la formule de Hayashi (Hayashi, 2004) donnant la conductivité spécifique à 25°C en fonction de la conductivité électrique à une température t :

$$C_{25} = \frac{C_t}{[1 + a(t - 25)]}$$

où : C_{25} est la conductivité spécifique à 25°C [$mS.cm^{-1}$]
C_t est la conductivité électrique à la température t [$mS.cm^{-1}$]
a est une constante de compensation de la température ($°C^{-1}$) = 0,0187

2.1.2.2. Débit des sources

2.1.2.2.1. Port Miou

Conditions hydrauliques des pertes de charges liées à l'ouvrage

Le barrage de Port Miou est traversé par quatre conduites, deux de diamètre 1000 mm et deux de diamètre 500 mm, qui sont toutes parallèles entre elles et de longueur identique. Le schéma hydraulique de l'ouvrage (Figure 4-8) assimile des conduites en charges en équilibre avec deux réservoirs d'eau dont la charge hydraulique est variable.

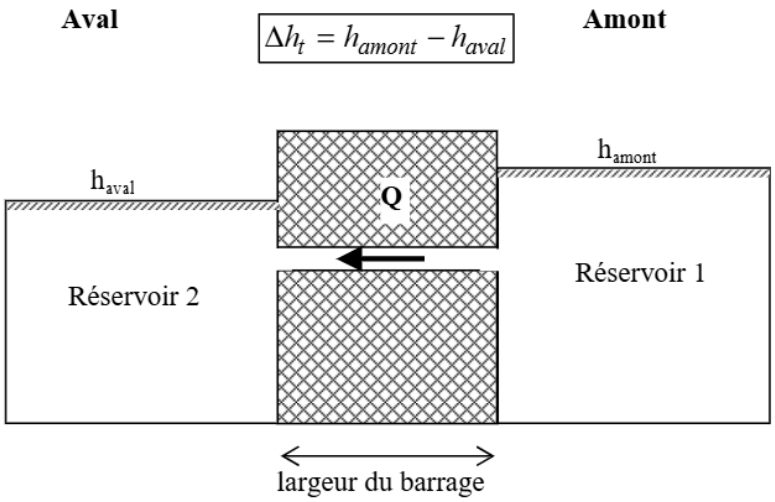


Figure 4-8 : Schéma hydraulique du barrage de Port Miou (vue en coupe). Le débit Q transitant à travers les conduites est dépendant de la perte de charge totale Δh_t appliquée à l'ouvrage

En considérant qu'il n'y pas de fuite ou de système by-pass, la perte de charge totale liée à l'ouvrage, Δh_t, est représentée par la différence des niveaux d'eau entre l'amont et l'aval du barrage.

$$\Delta h_t = h_{amont} - h_{aval} \qquad (0)$$

Cette perte de charge correspond à la somme des pertes de charges linéaires (Δh_l) et singulières (Δh_s) liées à la géométrie du barrage.

$$\Delta h_t = \Delta h_l + \Delta h_s \qquad (1)$$

- La perte de charge linéaire sur une conduite cylindrique s'exprime quel que soit le type d'écoulement par la relation de Darcy-Weisbach :

$$\Delta h_l = f * \frac{L}{D} * \frac{V^2}{2g} \qquad (2)$$

avec : Δh_l : perte de charge linéaire [m]
f : coefficient de perte de charge linéaire (parfois symbolisé λ)
L : longueur de conduite [m]
D : diamètre de la conduite [m]
V : la vitesse d'écoulement [$m.s^{-1}$]

- La perte de charge singulière est donnée par la somme des pertes de charges liées aux variations brutales de section d'écoulement entre les "réservoirs" et les conduites.

Elle s'exprime de manière générale par la relation :

$$\Delta h_s = \sum_i k_i * \frac{V^2}{2g}$$

où : Δh_s est la perte de charge singulière [m]
$\sum_i k_i$ la somme des coefficients de perte de charge singulière (parfois écrit m ou ζ)

Dans le cas présent on distingue deux pertes de charges singulières, la première liée au rétrécissement brusque à l'entrée de la conduite et la seconde liée à l'élargissement brusque à la sortie de la conduite. Les coefficients k relatifs à ces pertes de charges sont donnés dans tous les mémentos de perte de charge (Idel'cik, 1986) :

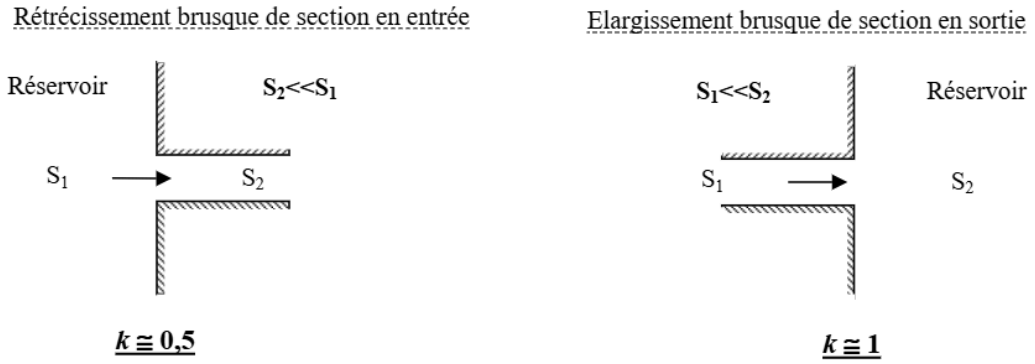


Figure 4-9 : Estimation des pertes de charges singulières liés au rétrécissement et à l'élargissement brusque de la section à l'entrée et la sortie des conduites traversant le barrage (d'après Idel'cik, 1986)

La perte de charge singulière totale appliquée au barrage peut donc s'écrire :

$$\Delta h_s = \left(k_{entrée} + k_{sortie}\right) * \frac{V^2}{2g} = 1{,}5 * \frac{V^2}{2g} \qquad (3)$$

La combinaison des relations (1), (2) et (3) nous donne l'expression de la perte de charge totale appliquée à l'ouvrage (soit la perte de charge appliquée à toutes les conduites) :

$$\Delta h_t = \left(\frac{f * L}{D} + 1{,}5\right) * \frac{V^2}{2g} \qquad (4)$$

Pour une conduite donnée la perte de charge totale est donc dépendante de la vitesse d'écoulement et du coefficient de perte de charge linéaire (ou coefficient de frottement *f*), tous deux dépendants du régime d'écoulement établi dans la conduite.

Régime d'écoulement dans les conduites
Le régime de l'écoulement est donné par le calcul du nombre de Reynolds :

$$R_e = \frac{\rho V D}{\mu} \text{ où } R_e = \frac{VD}{\upsilon}$$

où : ρ est la densité de l'eau en [kg.m^{-3}]
V la vitesse moyenne d'écoulement [m.s^{-1}]
D le diamètre de la conduite [m]
μ la viscosité dynamique en [kg.m^{-1}.s^{-1}]
υ la viscosité cinématique = $\frac{\rho}{\mu}$

Quand $R_e \leq 2000$ le régime est laminaire et le profil des vitesses sur la section est parabolique
Quand $R_e > 4000$ le régime est franchement turbulent (Figure 4-10).

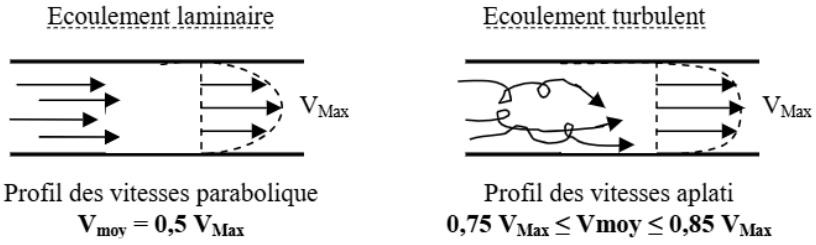


Figure 4-10 : Profil des vitesses d'écoulement sur une section selon le régime (d'après Joulié, 1998)

Les mesures de vitesses effectuées dans une conduite 1000 lors de notre étude donnent des valeurs échelonnées entre 0,017 m/s et 6,202 m/s.
Ainsi dans cette conduite la valeur de R_e varie entre $1{,}56.10^4$ et $5{,}69.10^6$.
Le régime d'écoulement dans cette conduite est donc toujours turbulent au cours de l'étude.

Rmq : Nous avons considéré pour le calcul de R_e une viscosité cinématique de $1{,}09.10^{-6}$ pour une eau saumâtre à 8,7 g/l à 16,4°C observée à Port Miou.

Il est raisonnable d'établir que ce résultat est extrapolable sur l'ensemble des conduites du barrage.

Estimation du coefficient de frottement *f*
En régime turbulent le coefficient de frottement *f* est exprimé par la relation de Colebrook (Joulié, 1998) :

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = -2\log\left(\frac{\varepsilon}{3{,}71 * D} + \frac{2{,}51}{R_e\sqrt{f}}\right)$$

avec : ε la rugosité absolue [mm]
Ici nous prendrons $\varepsilon = 1{,}5.10^{-3}$ mm (tuyau PVC à Port Miou).

Cette formule est implicite et sa résolution nécessite une méthode par itérations successives. Cette méthode a été utilisée pour estimer les variations de *f* en fonction de valeurs théoriques de perte de charge total appliquées au barrage pour chaque conduite. Les résultats sont présentés dans le Tableau 4-2.

Ø (mm)	Δh_t théorique (cm)	1	10	100	366
1000	Q (m^3/s)	0,342	1,066	3,38	6,473
	f	0,0137	0,0115	0,0100	0,0094
500	Q (m^3/s)	0,082	0,256	0,816	1,567
	f	0,0158	0,0130	0,0113	0,0106

Tableau 4-2 : Résultats des calculs de *f* par itérations successives de la formule de Colebrook pour différentes valeurs théoriques de pertes de charges totales

Le Tableau 4-2 indique que pour une gamme de perte de charge entre 1 cm et 3,66 m (avant déversement) la valeur de *f* évolue autour de la valeur $f \approx 0{,}01$.

Cette approximation théorique a été vérifiée par des valeurs de terrains.

Le 10/04/06 une mesure de la perte de charge totale a été effectuée à l'aide d'un niveau et d'une échelle limnimétrique (ANNEXE 4). La vitesse dans la conduite 1000 est mesurée au même moment par le débitmètre ultrason (observations faites vers 22h).
Les mesures donnent :

$$\Delta h_{mesuré} = h_{amont} - h_{aval} = 0{,}064 \pm 0{,}005\ m$$

V_{1000} = vitesse d'écoulement mesurée dans la conduite 1000 = 0,9 m/s

Le coefficient de frottement f peut être obtenu depuis la relation (4) :

$$f = \frac{D}{L}\left(\frac{\Delta h_{mesuré} * 2g}{V_{1000}{}^2} - 1{,}5\right)$$

avec : L : longueur de conduite [m], avec L = 6 m
D : diamètre de la conduite [m], avec D = 1 m

On obtient alors :
$f \approx 0{,}01$

Par conséquent nous admettrons que le coefficient de perte de charge linéaire ou coefficient de frottement peut-être approximé à 0,01 pour le calcul de la perte de charge totale appliquée au barrage de Port Miou.

La relation (4) peut donc être simplifiée :

$$\boxed{\Delta h_t = \left(\frac{0{,}01 * L}{D} + 1{,}5\right) * \frac{V^2}{2g}} \qquad (5)$$

Finalement, nous avons exprimé dans cette dernière expression (5) la charge totale appliquée au barrage en fonction d'un seul paramètre variable : la vitesse d'écoulement dans la conduite considérée.

<u>Calcul du débit total transitant à travers le barrage</u>
Le débit total est donné par la somme des débits des quatre conduites, soit :

$$Qt = 2Q_{1000} + 2Q_{500}$$

où

$$\boxed{Qt = 2(V_{1000} * S_{1000}) + 2(V_{500} * S_{500})} \qquad (6)$$

avec : Q_{1000} et Q_{500} correspondant aux débits volumiques respectifs des conduites 1000 et 500 [$m^3.s^{-1}$]
S_{1000} et S_{500} correspondant aux sections d'écoulement des conduites 1000 et 500 [m^2]

Dans cette équation seule V_{500}, la vitesse d'écoulement dans une conduite 500, n'est pas connue.
D'après l'équation (5) V_{500} peut être exprimée en fonction de la perte de charge totale par :

$$V_{500} = \sqrt{\frac{\Delta h_t * 2g}{\left(\frac{0{,}01 * L_{500}}{D_{500}} + 1{,}5\right)}}$$

où $\left(\frac{0,01 * L_{500}}{D_{500}} + 1,5\right) = 1,62$

Soit

$$\boxed{V_{500} = \sqrt{\frac{\Delta h_t * g}{0,81}}} \qquad (7)$$

Toujours d'après (5) Δh_t est exprimée pour la conduite 1000 :

$$\Delta h_t = \left(\frac{0,01 * L_{1000}}{D_{1000}} + 1,5\right) * \frac{V_{1000}{}^2}{2g}$$

où $\left(\frac{0,01 * L_{1000}}{D_{1000}} + 1,5\right) = 1,56$

Soit

$$\boxed{\Delta h_t = \frac{0,78 * V_{1000}{}^2}{g}} \qquad (8)$$

La perte de charge totale appliquée sur une conduite 1000 est la même que celle appliquée sur une conduite 500, il est donc possible de remplacer Δh_t dans l'expression (7) par celle de l'expression (8) pour obtenir l'expression de V_{500} en fonction de V_{1000}.

On obtient par simplification :

$$\boxed{V_{500} = \sqrt{\frac{0,78}{0,81}} * V_{1000}} \qquad (9)$$

Le débit total peut alors être calculé à partir des équations (6) et (9) :

$$\boxed{Q_t = 2(V_{1000} * S_{1000}) + 2\left(\sqrt{\frac{0,78}{0,81}} * V_{1000} * S_{500}\right)} \qquad (10)$$

ou encore :

$$\boxed{Q_t = 6,93\sqrt{\Delta h_t}} \qquad (11)$$

Ces relations restent valables si l'on considère que la totalité de l'écoulement transite à travers les conduites et tant que le barrage ne déverse pas, c'est-à-dire pour une perte de charge inférieure à 3,66 m.

Abaques du débit en fonction de la charge :

La société Coyne et Bellier maître d'œuvre du barrage a établi des abaques de calcul du débit transitant à travers les conduites en fonction de la perte de charge totale.

Deux domaines sont différenciés :

1) $\Delta h_t < 3m$: Le seuil du barrage ne déverse pas

Les pertes de charges dans les conduites sont obtenues à partir de la formule de Strickler en tenant compte d'un coefficient de Strickler K = 150 et des coefficients d'entonnement à l'entrée des conduites égal à 0,8 (COYNE-BELLIER, 1976b).

Quatre relations sont établies en fonction du nombre de conduites ouvertes :

- 2 conduites 1000 + 2 conduites 500 : $Q_1 = 6{,}88\sqrt{\Delta h}_t$
- 1 conduite 1000 + 2 conduites 500 : $Q_2 = 4{,}1\sqrt{\Delta h}_t$
- 2 conduites 500 : $Q_3 = 1{,}35\sqrt{\Delta h}_t$
- 2 conduites 500 : $Q_4 = 0{,}67\sqrt{\Delta h}_t$

2) $\Delta h_t \geq 3m$: Le seuil du barrage déverse

Le débit d'un déversoir est défini par la formule générale (Degrémont, 2005) :

$$Q = \mu l h \sqrt{2gh}$$

où : Q : débit [$m^3.s^{-1}$]
μ : coefficient de débit du déversoir
l : longueur du seuil déversoir [m]
h : hauteur de lame déversante [m]

L'ensemble de ces relations est représenté sur un abaque synthétique avec les quatre cas de figure d'ouverture de conduite (Figure 4-11).

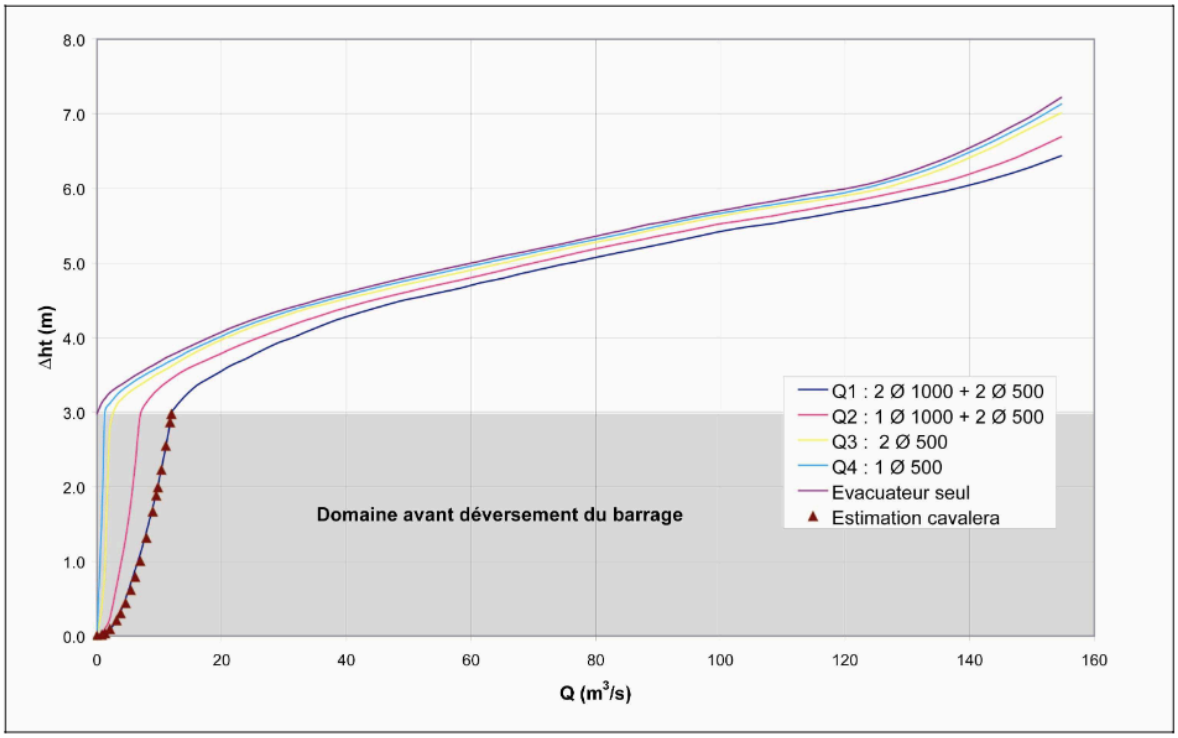


Figure 4-11 : Abaque du débit traversant le barrage en fonction de la charge pour différents cas de figure d'ouverture des conduites (d'après COYNE-BELLIER, 1976b)

2.1.2.2.2. Le Bestouan

La source du Bestouan ne dispose pas d'une section de mesure de débit normalisée.
La mesure de vitesse est faite ponctuellement dans une section où la galerie souterraine est de forme triangulaire. Cette mesure ne rend pas compte de la vitesse moyenne sur la section de mesure considérée, mais elle permet d'observer l'évolution des vitesses au cours de l'étude.
La gamme de vitesse mesurée au Bestouan entre 1 cm/s et 45 cm/s implique que sur cette largeur de galerie (1 à 3 m) le régime d'écoulement est toujours turbulent (R_e compris entre $1{,}9.10^4$ et $8{,}5.10^7$)
Dans ces conditions, il est donc très difficile d'effectuer une mesure précise du débit de la source.

Rmq : Nous avons considéré pour le calcul de R_e une viscosité cinématique de $1{,}05.10^{-6}$ pour une eau saumâtre à 6,5 g/l à 15,8°C observée au Bestouan.

2.1.2.2.3. Calcul des débits eau de mer/ eau douce participant au mélange

Le calcul du débit d'eau de mer Q_{mer} et du débit d'eau douce Q_{doux} présents dans le mélange d'eau mesuré aux sources sous-marines est donné par l'équation de conservation de la masse du mélange définie en 1.3.3 :

$$Q_t.C_t = Q_{mer}.C_{mer} + Q_{doux}.C_{doux}$$

avec Q le débit, C la concentration (ou la salinité ou la conductivité électrique), et les indices "t" pour l'eau de la source, "mer" pour l'eau de la mer, "doux" pour l'eau douce de l'aquifère.

En considérant que la concentration en sel de l'eau douce est négligeable devant celle de l'eau de mer on obtient une relation liant le débit d'eau de mer participant au mélange au débit total et à la concentration totale de l'eau du mélange, autrement dit de la source :

$$Q_{mer} = Q_t \times \left(\frac{C_t}{C_{mer}} \right) \qquad (1)$$

Sachant que le débit de la source (du mélange) est représenté par la somme des composantes du mélange on obtient facilement Q_{doux} :

$$Q_{doux} = Q_t \times \left(1 - \frac{C_t}{C_{mer}} \right) \qquad (2)$$

Pour nos calculs nous avons tenu compte d'une concentration moyenne (salinité) de l'eau de mer à **38 g/l** mesurée sur l'île du Frioul par la station marine du Centre d'Océanologie de Marseille[5].

2.1.3. Mesures ponctuelles

Des données ponctuelles ont été collectées au cours de cette étude en complément des enregistrements effectués aux sources. Les résultats de ces données seront présentés et commentés dans la partie 3 de ce chapitre.

2.1.3.1. Profils verticaux

Deux campagnes de mesures ont été réalisées sur le site de Port Miou pour établir des profils verticaux de la répartition de la conductivité et de la température sur la galerie souterraine à l'amont et l'aval du barrage.
Un premier essai est effectué le 16/04/05 à l'aide de la sonde CTD. La sonde est programmée pour enregistrer toutes les 5 secondes. Trois profils sont exécutés :

[5] Information obtenue auprès du COM : http ://com.univ-mrs.fr/

- 2 profils verticaux en amont du barrage (profils PM160405_1 et PM160405_2) à partir de la margelle de l'évacuateur de crue. Le premier profil atteint 13 mètres de profondeur et le deuxième est arrêté à 5 mètres.
- 1 profil vertical en aval du barrage (profil PM160405_3) à partir de la passerelle faisant face à l'évacuateur. Ce profil atteint la profondeur de 8 mètres.

Pour chaque profil la sonde est descendue régulièrement à la main au bout d'un câble puis remontée de la même manière. Le temps de descente varie selon les profils entre 3 à 5 minutes.
Un deuxième essai est ensuite réalisé le 22/05/05. La sonde CTD est programmée pour enregistrer toutes les 15 secondes et contrairement à la première manipulation la sonde est stoppée à différents niveaux pour lui laisser le temps d'effectuer plusieurs mesures à chaque hauteur. Deux profils sont réalisés :

- 1 profil vertical en amont du barrage (profil PM220505_1) à partir du seuil déversoir. Il est arrêté à un peu plus de 13 mètres de profondeur ;
- 1 profil vertical en aval du barrage (profil PM220505_2) à partir du seuil déversoir. Il est arrêté à un peu plus de 6 mètres de profondeur.

2.1.3.2. Suivi de plongée

Le 16/04/05 Eric Gilli a effectué une plongée dans la galerie souterraine de Port Miou afin de faire des prélèvements de sédiments à plus de 150 m en amont du barrage sous-marin. Une sonde CTD a été fixée sur son équipement pour suivre l'évolution de la conductivité et la température de l'eau dans la galerie au cours de son trajet.

2.1.3.3. Prélèvements et analyses d'eaux profondes

Quatre échantillons d'eaux ont été prélevés dans le réseau karstique de Port Miou par des plongeurs. La conductivité de l'eau a été mesurée pour chaque prélèvement et des analyses chimiques ont été réalisées pour les échantillons d'eaux les plus lointains (Tableau 4-3).

N° échantillon	Date de prélèvement	Lieu de prélèvement	Profondeur (m NGF)	Plongeur	Analyses effectuées
PM100705	10/07/2005	200 m en amont du barrage – Eau de surface des sédiments	-18	Gilli E.	▪ Mesure conductivité
PM191105_1	19/11/2005	290 m en amont du barrage – Eau de la galerie	-18	Meynié J.	▪ Mesure conductivité ▪ Analyse des ions majeurs
PM191105_2	19/11/2005	Puits terminal – Eau de la galerie	-172	Meynié J.	▪ Mesure conductivité ▪ Analyse des ions majeurs
PM191105_3	19/11/2005	Puits terminal – Eau de surface sédiments	-172	Meynié J.	▪ Mesure conductivité

Tableau 4-3 : Caractéristiques générales des échantillons d'eaux profondes prélevés à Port Miou

La figure ci-dessous (Figure 4-12) situe la position de ces prélèvements dans la galerie souterraine vis-à-vis du barrage sous-marin.

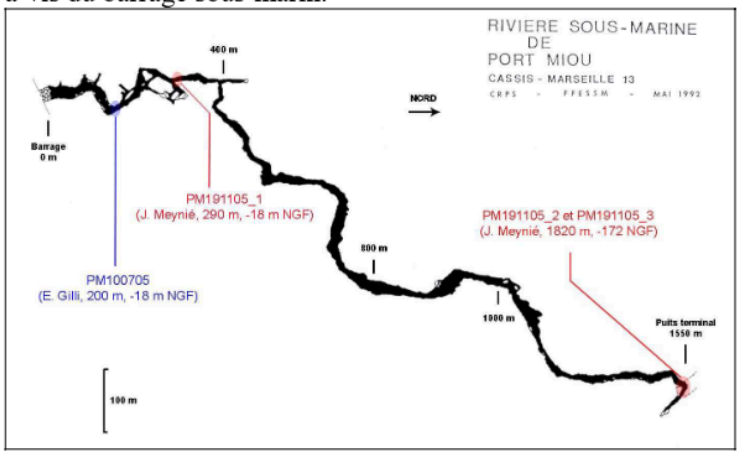


Figure 4-12 : Localisation des prélèvements d'eaux sur la topographie dans le réseau de Port Miou

2.2. DONNEES METEOROLOGIQUES

La répartition des stations pluviométriques utilisées au cours de l'étude est synthétisée sur la Figure 4-13.

2.2.1. Données pluviométriques

Douze pluviomètres repartis sur le secteur d'étude ont été sélectionnés pour ce travail. Ils ont été classés selon leur position géographique en trois groupes distinctifs (Tableau 4-4) :

1) Pluviomètres secteur Calanques

Il s'agit des pluviomètres situés directement sur le massif des Calanques.
Parmi eux, deux se trouvent sur la commune de Marseille au niveau du mont St Cyr et vers le bois de Luminy. Les deux autres sont localisés sur les communes de Cassis et Gémenos.
Les pluviomètres de ce groupe enregistrent les précipitations participant à l'alimentation directe du système de Port Miou.

2) Pluviomètres Nord Marseille

Comme son nom l'indique ce groupe comprend des pluviomètres situés sur des communes au nord de Marseille comme à Château-Gombert ou sur les communes d'Allauch, Roquevaire et Septèmes-les-vallons.
Les pluviomètres de ce groupe ne sont pas situés sur l'impluvium direct des sources sous-marines, mais sur les unités karstiques d'Allauch et de l'Etoile. La participation de ces unités à l'alimentation des sources n'est pas vérifiée à ce jour. L'étude des bilans hydriques de ces unités fait d'ailleurs l'objet d'un travail détaillé dans le chapitre 5 de la thèse.

Groupe	Nom	Altitude (m NGF)	Massif	Unité karstique	Distance p/r aux sources*	Commune
(1) Secteur Calanques	Cassis	212	La Gardiole	Beausset externe occidental (Calanques)	1,8 km	Cassis (13)
	Luminy	180	Mont Redon	Beausset externe occidental (Calanques)	7,4 km	Marseille (13)
	St Cyr	156	Mont St Cyr	Beausset externe occidental (Calanques)	9,4 km	Marseille (13)
	Gémenos	130		Beausset externe occidental (Calanques)	12,7 km	Gémenos (13)
(2) Nord Marseille	Allauch	190	Le Garlaban	Allauch	14 km	Allauch (13)
	Château-Gombert	245	L'étoile	Etoile	18,4 km	Marseille (13)
	Roquevaire	175	Le Défends	Allauch	19,5 km	Roquevaire (13)
	Septèmes	235	L'étoile	Etoile	25,4 km	Septèmes-les-vallons (13)
(3) Eloignés	Castellet Pl	67	Plan du Castellet	Beausset interne	21,4 km	Le Castellet (83)
	Castellet	417	Siou Blanc	Beausset externe oriental	23 km	Le Castellet (83)
	Trets	264	L'Aurélien	Olympe-Aurélien	30,5 km	Trets (13)
	St Maximin	294	La Gardiole	Sainte Victoire	41,4 km	St Maximin (83)

Tableau 4-4 : Informations géographiques sur le réseau de pluviomètres utilisé au cours de l'étude (*distance en ligne droite)

3) Pluviomètres éloignés

Ces pluviomètres sont situés sur les communes de Trets, du Castellet et de St Maximin. Ils sont localisés sur des unités karstiques dont la relation avec le système de Port Miou n'a pas été établie.

Les pluviomètres font partie des réseaux de suivis des services de Météo France et de la SERAM (Société du Réseau d'assainissement de Marseille). Les données de hauteur pluviométriques (en mm) ont été récupérées au pas de temps horaire et journalier.

2.2.2. Données marégraphiques

La hauteur des marées est mesurée au marégraphe de Marseille par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM. Les données du niveau marin hydrographique (en cm NGF) ont été récupérées au pas de temps horaire sur le serveur ftp du réseau SONEL[6] (Système d'Observation des Eaux Littorales).

2.2.3. Direction et intensité des vents

La vitesse et la direction des vents sont mesurés à la station météorologique de Météo France situé vers les plages du Prado à Marseille. Les données de vitesse (en m/s) et de direction à 10 m (en °N) sont récupérées au pas de temps horaire.

2.2.4. Synthèse des données météorologiques

Les données météorologiques sont synthétisées dans le Tableau 4-5 présentant pour chaque type de données le pas de temps, la période disponible et la provenance des données.

Type de données	Lieu	Pas de temps	Période	Provenance
Précipitations	Cassis, Gémenos, Roquevaire	horaire	01/09/2004 : 16/10/2006	Météo France
	Allauch, Château-Gombert, Luminy, Septèmes, St Cyr		01/11/2004 : 01/11/2006	SERAM
	Castellet, Castellet Pl, St Maximin, Trets	journalier	01/09/2004 : 16/10/2006	Météo France
Niveau marégraphiques	Marégraphe	horaire	01/09/2004 : 16/10/2006	SHOM
Vitesse et direction des vents	Marseille Prado	horaire	01/09/2004 : 16/10/2006	Météo France

Tableau 4-5 : Caractéristiques principales des données météorologiques utilisées pour l'étude

[6]Réseau SONEL : www.sonel.org ; site ftp : ftp ://ftp.sonel.org

2.3. DONNEES HYDROLOGIQUES

Un suivi hydrométrique des sept principales sources d'origine karstique de la région est disponible sur la période 1995-2005. Il s'agit de :

- l'Argens à Seillons :
- le Caramy à Mazaugues ;
- le Cauron à Bras ;
- le Gapeau à Solliès-Pont ;
- l'Huveaune à Roquevaire ;
- St Pons à Gémenos ;
- et la Fontaine de Vaucluse.

Nous disposons par ailleurs du suivi hydrométrique de la source de l'Arc à Pourrières.

Les débits moyens mensuels (en L/s) ont été extraits de la Banque Hydro et sont enregistrés par les stations hydrométriques de la DIREN.

Le positionnement des différentes stations hydrométriques (excepté Fontaine de Vaucluse) est synthétisé sur la Figure 4-13.

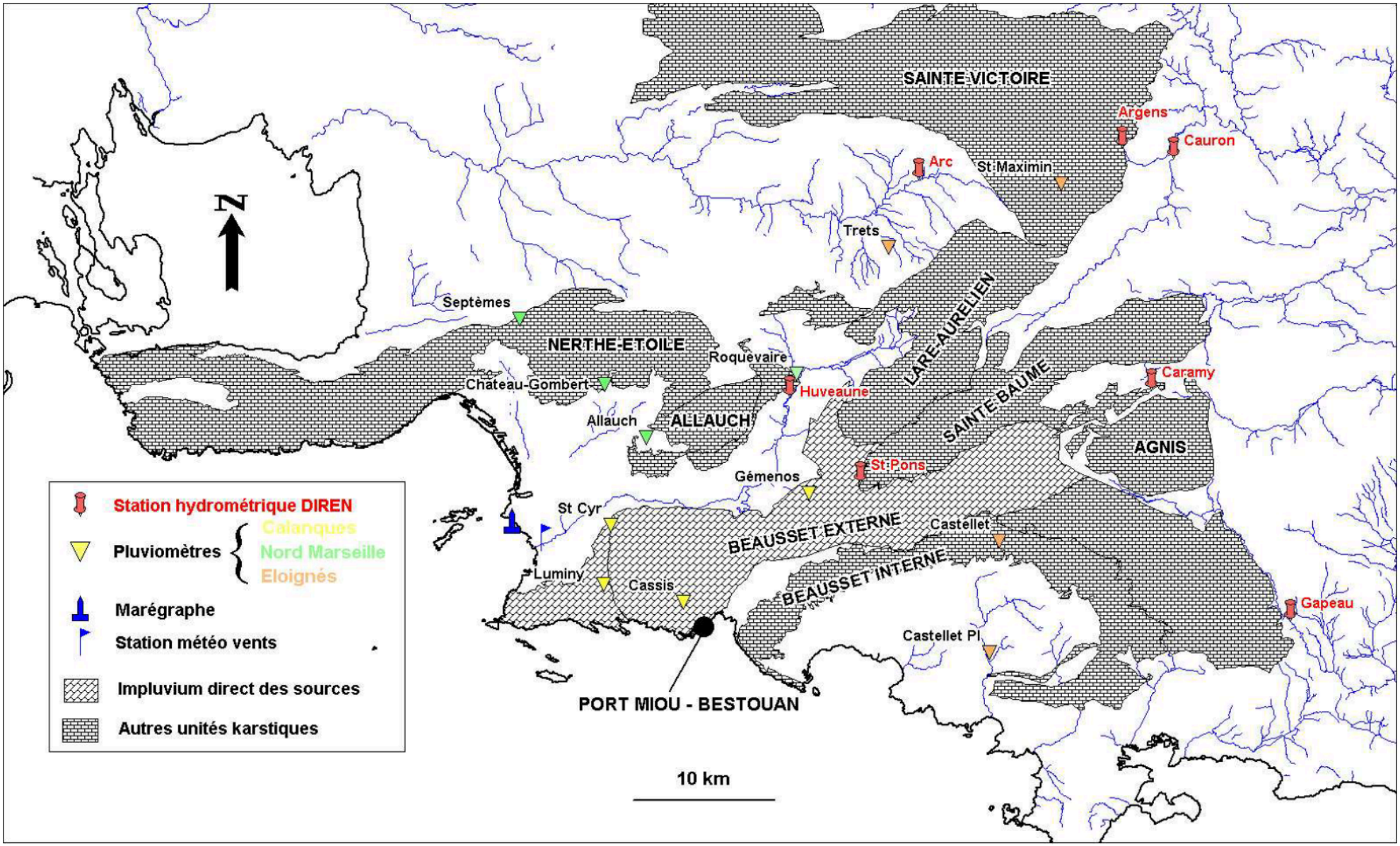


Figure 4-13 : Carte de situation des stations météorologiques et hydrologiques utilisées au cours de l'étude

3. ANALYSE ET INTERPRETATION DES RESULTATS

3.1. METEOROLOGIE ET MAREES DE LA REGION MARSEILLAISE

3.1.1. Les vents

Le cumul et la direction principale des jours de vent à la station météorologique de Marseille pour la période du 1/09/04 au 16/10/06 sont représentés sur la Figure 4-14.
Le vent souffle principalement dans quatre directions : NW, N, NE et SE.
Ces quatre directions peuvent être classées en deux groupes représentés par :

- les vents d'est pour les directions comprises entre 10 et 220°N ;
- le mistral pour les directions supérieures à 220°N et inférieures à 10°N.

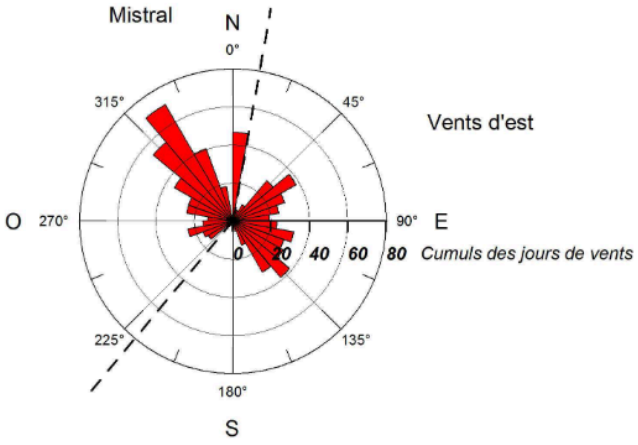


Figure 4-14 : Cumuls et directions des jours de vents à la station météorologique de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006. Les traits en pointillé symbolisent la limite des deux classes de vents : vents d'est à droite et mistral à gauche

Au cours des 775 jours de mesures il y a eu 374 jours de vents d'est, 370 jours de mistral et seulement 31 jours sans vents.

Ces résultats reflètent les observations habituelles faites dans la région de Marseille réputée comme étant fortement ventée et notamment soumise à l'enregistrement de coups de mistral violents du fait de la proximité de la vallée du Rhône.

La vitesse des vents est majoritairement inférieure à 10 km/h (46,9 % des vents enregistrés). Plus de 90 % des coups de vents ont une vitesse comprise entre 0 et 30 km/h (Figure 4-15). Aucun coup de vent violent de plus de 100 km/h n'a été enregistré au cours de l'étude.

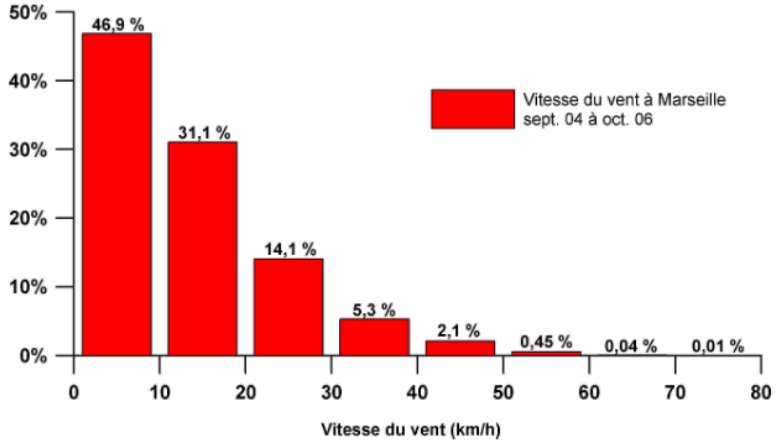


Figure 4-15 : Histogramme de la vitesse des vents à la station météorologique de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006

3.1.2. Evolution du niveau marin

3.1.2.1. Rappels : la marée en Méditerranée

Les phénomènes de marée sont générés par l'attraction conjuguée du soleil et de la lune sur le corps terrestre. Selon la position relative de ces deux astres l'attraction va dans un cas s'ajouter et dans l'autre se soustraire, c'est ainsi que l'amplitude des marées est conditionnée par les phases de la Lune.

Il existe sur Terre quatre grands types de marées reparties selon leurs composantes diurnes et semi-diurnes (Figure 4-16), c'est à dire selon l'importance des phénomènes de flux (marée montante) et de reflux (marée descendante) espacés toutes les six heures.

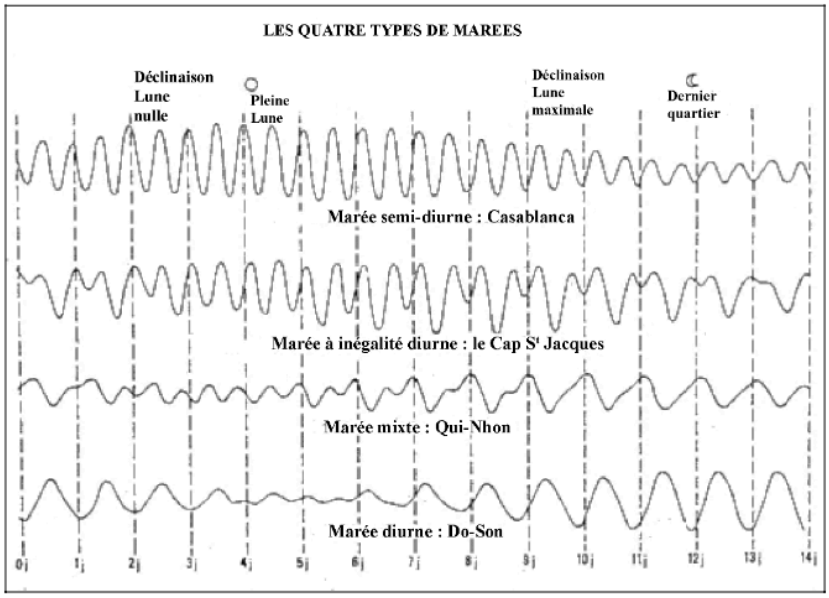


Figure 4-16 : Les divers types de marées. Les courbes représentent la variation de la hauteur d'eau en fonction du temps (source IFREMER)

La Méditerranée est caractérisée par une marée de type "semi-diurne à inégalité diurne". Les composantes diurnes ne sont pas négligeables et la marée présente toujours deux pleines mers et deux basses mers par jour. Seulement les hauteurs des pleines ou des basses mers consécutives peuvent être très variables.

En Méditerranée les amplitudes maximales enregistrées (qui ont lieu pendant les équinoxes le 21 mars et le 23 septembre) avoisinent les 60 cm, elles ne sont pas très importantes. Seul le Golfe de Gabès en Tunisie enregistre des valeurs supérieures à 2 m. Plus généralement le long du littoral marseillais le marnage moyen est proche de 40 cm.

Outre les périodicités diurnes et semi-diurnes les marées possèdent des périodes de vives-eaux et de mortes-eaux liées aux périodes d'attraction maximum et minimum de la Lune sur la Terre (Figure 4-17). Ces phénomènes ont lieu deux fois par cycle lunaire soit tous les 14 jours.

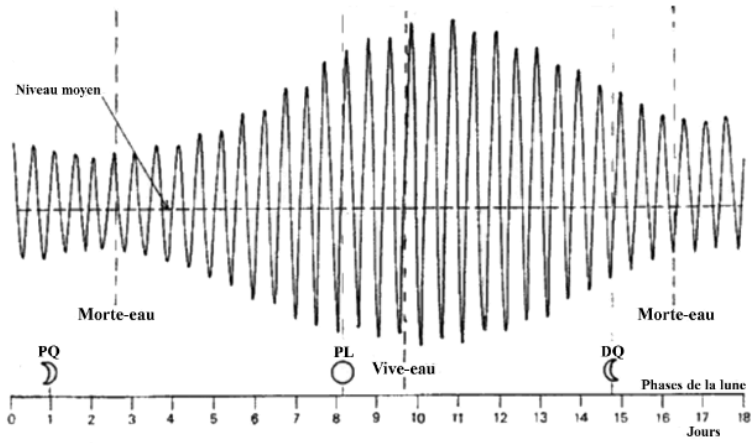


Figure 4-17 : Variations d'une marée de type semi-diurne en fonction des phases de la Lune (source IFREMER)

3.1.2.2. Evolution du niveau marin au marégraphe de Marseille

Le niveau marin enregistré au marégraphe de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006 est représenté sur la Figure 4-18.

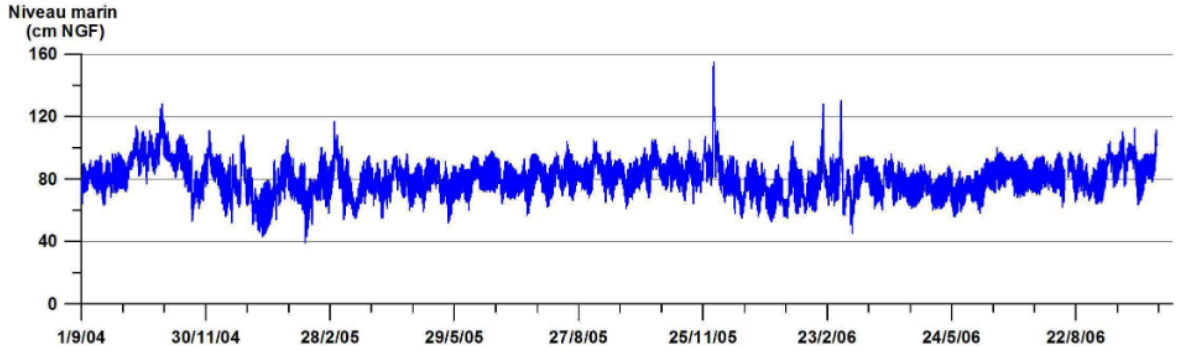


Figure 4-18 : Evolution du niveau marin à la station marégraphique de Marseille de septembre 2004 à octobre 2006

Le niveau marin est situé en moyenne à +80 cm NGF. Le niveau le plus bas enregistré est de +39 cm NGF an février 2005 et le niveau le plus haut est de +1,55 m NGF en décembre 2005.
Le marnage moyen est de l'ordre de 30 à 40 cm.

Par ailleurs, la période de fin juin au début août 2006, représentée sur la Figure 4-19, illustre les différentes composantes de la marée citées dans la partie précédente ; à savoir la présence d'un cycle à 14 jours lié aux alternances vives-eaux/mortes eaux et un cycle bi-journalier à inégalité diurne.

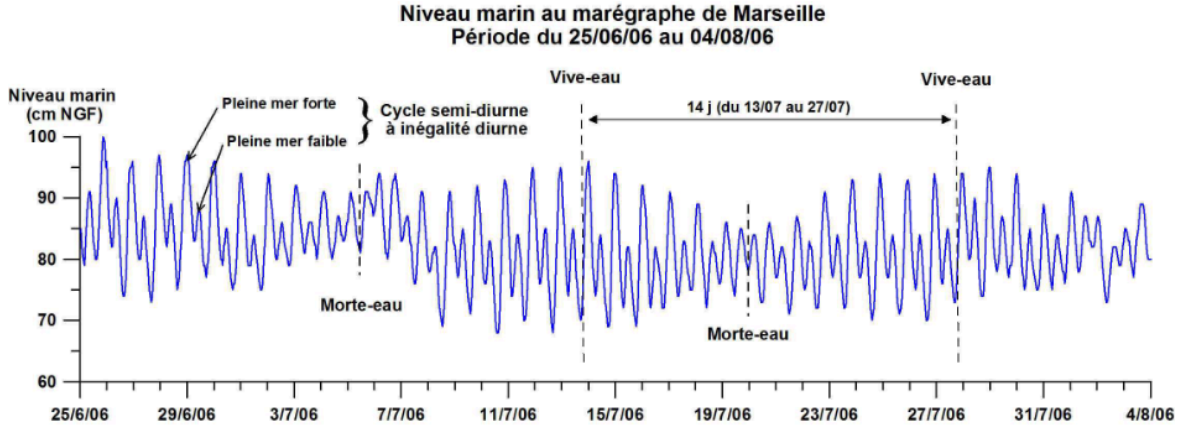


Figure 4-19 : Illustration des différents cycles de la marée sur la chronique du niveau marin à Marseille de juin 2006 à août 2006

3.1.3. Les précipitations

3.1.3.1. Contexte passé et actuel

3.1.3.1.1. Les précipitations de la région sur les quatorze dernières années : influences sur les débits des principales sources locales

Pour traiter ce paragraphe, nous prendrons exemple sur trois sources de la région : l'Arc à Pourrières, l'Argens à Seillons et le Cauron à Bras. Le pluviomètre de St Maximin est choisi pour être représentatif du secteur d'alimentation de ces sources. La pluviométrie cumulée annuelle est donnée pour la période de 1992 à 2006. Les débits moyens annuels disponibles ne commencent eux qu'à partir de 1995. Les moyennes et cumuls annuels sont établis par cycles hydrologiques (ex : septembre 1995 à août 1996). La Figure 4-20 présentent ces évolutions.

Les graphiques montrent plusieurs périodes où les sources ont des débits moyens très faibles : les cycles 1997-1998, 1998-1999, 2001-2002 et 2004-2005. Ces périodes sont parfaitement corrélées avec des minimums de cumuls pluviométriques. A l'inverse les plus forts débits moyens s'enregistrent lors des cycles pluvieux : 1995-1997 et 2000-2001. Seul, le cycle 2002-2003 semble, lui, plus particulier.
Dans le cas présent, les variations de débits de l'Arc, du Cauron et de l'Argens s'expliquent par les variations de la pluviométrie affectant le secteur. Autrement dit, l'évolution des débits des sources est bien représentative de la pluviométrie enregistrée sur le secteur qui les alimente. Cette corrélation est observée sur d'autres sources karstiques de la région : St Pons, Huveaune, Caramy, Gapeau ; dont les hydrogrammes et les hyétogrammes associés sont présentés en annexe de cet ouvrage (ANNEXE 5).

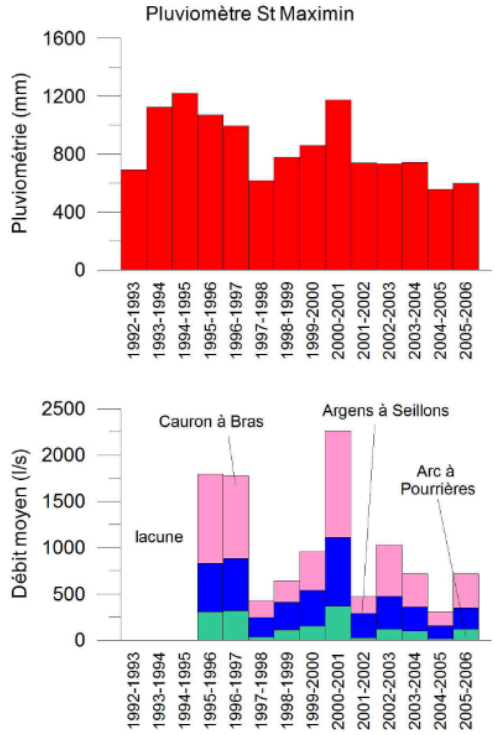


Figure 4-20 : Evolution des débits moyens annuels de l'Arc, de l'Argens et du Cauron et de la pluviométrie annuelle cumulée à St Maximin au cours des cycles hydrologiques 1992 à 2006

3.1.3.1.2. Le contexte déficitaire actuel des principales sources de la région

Les cycles hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006 font état de déficits pluviométriques et débitmétriques importants. Ceci peut être mis en évidence par les rapports entre les moyennes pluviométriques/débitmétriques des cycles 04-06 et les moyennes interannelles sur 11 ans de 1995 à 2006. Les résultats, présentés dans le Tableau 4-6, indiquent que les principales sources karstiques de la région subissent des déficits à l'écoulement de 27 à 55 %. Ces déficits s'expliquent par les déficits pluviométriques observés sur les zones d'alimentation de ces sources.

Ces observations indiquent que les cycles 2004-2006 sont le reflet d'une période d'étiage très prononcée pour la plupart des sources karstiques de la région.
Ce contexte défavorable peut aisément s'élargir aux régions limitrophes. Ainsi, la Fontaine de Vaucluse, principale source karstique française, affiche un déficit hydrique de plus de 40 % sur les cycles 2004-2006 (Tableau 4-6).

Par conséquence, la période d'étude consacrée aux sources sous-marines de Port Miou et Bestouan, c'est-à-dire les cycles 2004-2006, doit être considérée comme très défavorable à la mesure d'un débit moyen naturel. L'étiage marqué sur l'ensemble des sources karstiques de la région doit s'appliquer de la même manière sur les sources sous-marines.
Il n'est pas irréaliste de prendre en compte un déficit débitmétrique pour la période 2004-2006 d'au moins 30%. Le facteur de correction a appliquer au débit moyen des sources sous-marines est donné par :

$$coef.corr. = \frac{1}{(1-0,3)} \approx 1,43$$

Sources karstiques	Caramy	Argens	Cauron	Arc	Huveaune	St Pons	Gapeau	Fontaine de Vaucluse
Débit moyen cycles 2004-2006 (L/s)	37	185	257	68	544	102	528	10298
Débit moyen interannuel sur 11 ans : 1995-2006 (L/s)	53	363	495	152	775	139	1141	17728
Rapport des débits moyens entre les cycles 2004-2006 et la moyenne interannuelle sur 11 ans	-30%	-49%	-48%	-55%	-30%	-27%	-54%	-42%
Pluviomètres référents	**Roquebrussanne**	**St Maximin**			**Roquevaire**		**néant**	**néant**
Précipitation moyenne cycles 2004-2006 (mm)	737	559			506			
Précipitation moyenne interannuelle sur 11 ans : 1995-2006 (mm)	961	827			583			
Rapport des précipitations moyennes entre les cycles 2004-2006 et la moyenne interannuelle sur 11 ans	-23%	-32%			-13%			

Tableau 4-6 : Calcul des déficits débitmétriques des principales sources de la région (et de la Fontaine de Vaucluse) au cours des deux derniers cycles hydrologiques 2004-2006 et des déficits pluviométriques des zones d'alimentations des sources observés sur la même période

3.1.3.2. Les précipitations au cours des cycles de l'étude : 2004-2006

3.1.3.2.1. Précipitations sur la région marseillaise

33 événements pluvieux significatifs ont été répertoriés sur le secteur d'étude pour la période de décembre 2004 à octobre 2006 (Tableau 4-7).
Ils sont généralement brefs, d'une durée de quelques heures, et peuvent se succéder rapidement dans le temps comme les pluies des mois de septembre 2005 et 2006 qui enregistrent plusieurs orages en 3 jours (pluies n°11 et 31).
Les pluies touchent généralement en même temps les trois secteurs géographiques définis : Calanques, Nord Marseille, et éloignés.
Les pluviomètres des secteurs éloignés (Trets, Castellet, St Maximin) enregistrent des amplitudes de précipitations plus importantes que celles du secteur Nord Marseille (Allauch, Roquevaire, Château-Gombert, Septèmes), qui elles mêmes sont souvent plus importantes que sur le secteur des Calanques (Gémenos, St Cyr, Luminy, Cassis).
Au cours des étiages 2005 et 2006 cinq événements sont localisés sur les pluviomètres éloignés de Trets et/ou de St Maximin.

3.1.3.2.2. Précipitations mensuelles à Cassis

Les précipitations moyennes interannuelles sont données par la station de Marseille (observatoire Longchamp) sur la période 1974-2004. Les précipitations mensuelles sur les cycles 2004-2005 et 2005-2006 sont prises à la station de Cassis (Figure 4-21).

Le cycle 2004-2005 à Cassis (septembre à août) est déficitaire par rapport à la normale (moyenne interannuelle à Marseille) de 18 %. Le cycle 2005-2006 est aussi déficitaire de 6 %.
Le cycle 04-05 est marqué par un automne pluvieux et un hiver presque sec. Le printemps est l'occasion de quelques pluies et l'été est aride.

Les mois de septembre, novembre et janvier constituent pour le cycle 05-06 l'essentiel des périodes de pluies (70 % du cumul annuel). La fin de l'hiver, le printemps et l'été se déroulent pratiquement sans précipitations. Des orages viennent clore l'été (28 mm en août 2006).

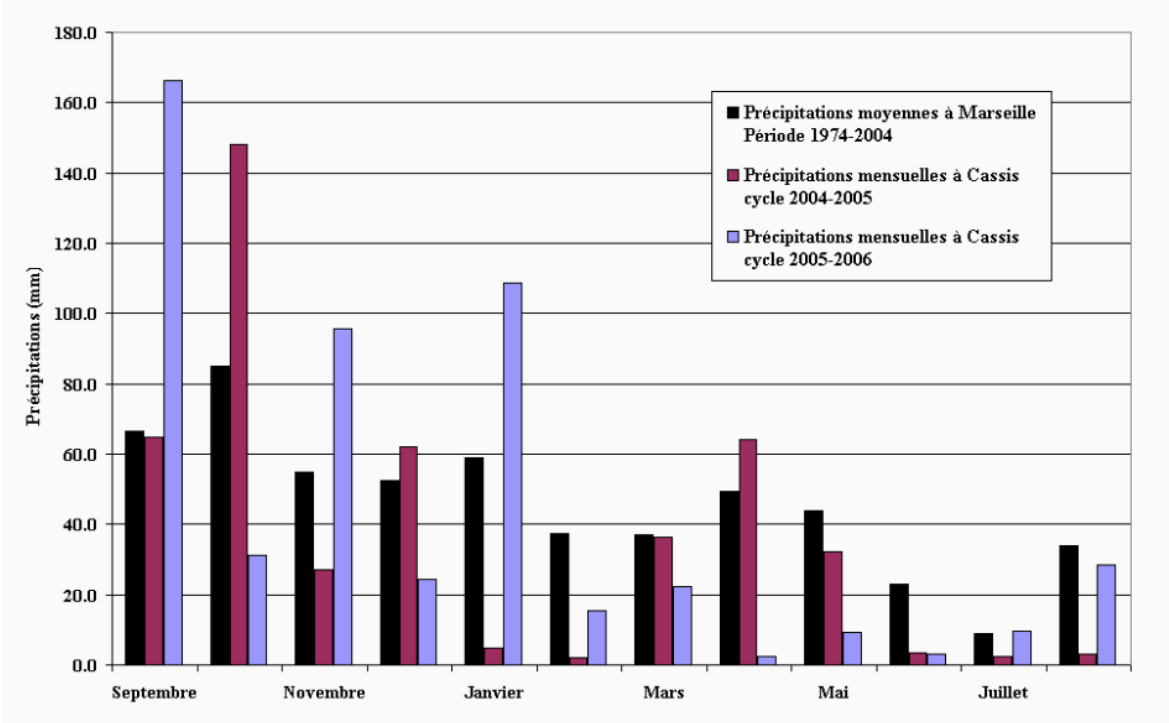


Figure 4-21 : Comparaison entre la pluviométrie moyenne interannuelle à Marseille et la pluviométrie mensuelle à Cassis pour les cycles 2004-2005 et 2005-2006

	Période	Durée de l'événement (1ère pluie/ 2ème pluie…)	Précipitations (mm) secteur Calanques	Précipitations (mm) secteur Nord Marseille	Précipitations (mm) secteur éloigné	Remarques
Hautes eaux 04-05	16/12/2004	2 h	**6,8 à 15,4**	7,2 à 9,6	3 à 7	
	25/12/04 : 28/12/04	40 h / 4h	17 à 33	27,4 à 30,8	**40 à 50,2**	Pluie importante le 28/12 secteur Calanques
	02/03/05 : 03/03/05	24 h	**18,8 à 40**	14,2 à 27	7,5 à 22,8	
	31/03/2005	2 h	0 à 6,8	0 à 6,4	**0 à 8,6**	Pluies localisées sur Gémenos, Roquevaire et Trets
Etiage 2005	15/04/05 : 19/04/05	48 h / 5 h	44,8 à 56,8	**49 à 72,2**	42,5 à 47,7	Pluies importantes le 16/04 puis le 18/04 sur tous les pluviomètres
	14/05/2005	1-2 h	9,4 à 20,2	7 à 23,4	4,4 à 11	
	16/05/05 : 18/05/05	48 h	12 à 19,6	19,2 à 30,6	**19 à 39,5**	Pluie importante le 17/05
	13/06/05 : 14/06/05	2 h / 1 h	0 à 7,4	4,2 à 18	**4,8 à 25**	2 pluies successives marquées à Septèmes et St Maximin
	11/08/2005	n.c.	0	0	**51**	Pluie localisée sur St Maximin
	20/08/2005	n.c.	0	0	**18**	Pluie localisée sur St Maximin
Hautes eaux 2005-2006	5/09/05 : 10/09/05	17 h / 27h / 1-5 h	85,3 à 105,6	69 à 134,6	**100,5 à 139,2**	3 pluies successives le 6, 8 et 10
	18/09/2005	4-16 h	0,4 à 13,4	8 à 37,4	**28 à 41,7**	
	25/09/05 : 26/09/05	4-5 h	**0,4 à 62,5**	0,8 à 49,2	0 à 27,4	Pluies très marquées à Cassis le 25 et à Luminy, Septèmes le 26
	15/10/2005	9 h	**2,2 à 10**	1 à 8,6	0 à 3,2	
	18/10/05 : 19/10/05	10-11 h	11,4 à 16,7	14,2 à 17	**9,6 à 35,7**	Pluie importante le 18 sur les pluviomètres éloignés et le 19 sur les secteurs Calanques et Nord Marseille
	04/11/2005	7 h	10 à 11,2	4 à 14,2	**4 à 16,8**	
	12/11/05 : 15/11/05	12 h / 8-10 h	**40 à 60**	32,8 à 44,6	26 à 59,7	2 pluies successives importantes le 12 et le 15
	23/11/2005	11 h	**1,6 à 20**	2,2 à 10,4	0 à 1,6	
	02/12/2005	22 h	0 à 14,2	21,2 à 56,2	**37,5 à 60,6**	
	16/01/06 : 17/01/06	20 h	11,4 à 22	17 à 20,8	**15,5 à 26,6**	Pluies marquées le 16 sur les pluviomètres éloignés et le 17 sur les secteurs Calanques et Nord Marseille
	27/01/06 : 28/01/06	42 h	51 à 104,6	30,8 à 74,8	**109 à 142**	
	15/02/06 :16/02/06	29-31 h	5,4 à 7,6	**5,8 à 9**	3,5 à 7,2	
	19/02/2006	6 h	2,4 à 13,6	7 à 21	**7,5 26,2**	
	20/03/06 : 21/03/06	13 h	**8,6 à 27**	3,2 à 15,2	14,6 à 26,6	Pluies marquées le 20 sur les pluviomètres éloignés et le 21 sur les secteurs Calanques et Nord Marseille
Etiage 2006	27/04/2006	n.c.	0	0 à 4,4	**5,6 à 24,6**	Pluie localisée sur Trets essentiellement
	08/05/2006	5 h	8,2 à 12,6	**10,4 à 16,4**	5 à 12	
	06/07/2006	2 h	8,2 à 13	**16 à 39,4**	1 à 10,7	
	13/07/2006	n.c.	0	0	**56**	Pluie localisée sur St Maximin
	17/07/2006	n.c.	0	0	**29**	Pluie localisée sur St Maximin
	17/08/06 : 18/08/06	10-28 h	13 à 24,6	**5,4 à 40,8**	15,8 à 40,2	
Hautes eaux 2006	14/09/06 : 16/09/06	65 h	61,2 à 71,2	36 à 92,8	**52 à 185**	3 pluies successives. Elles débutent le 13 sur les pluviomètres éloignés
	24/09/06 : 25/09/06	31 h	54,2 à 56,7	**40,8 à 58,2**	27,6 à 36	
	19/10/2006	12 h	14,8 à 15,4	8,6 à 18	n.c.	

Tableau 4-7 : Description des principaux événements pluvieux sur les trois secteurs d'étude de décembre 2004 à octobre 2006 (précipitations maximums en gras, n.c. : non connu)

3.2. EVOLUTION GENERALE DES PARAMETRES AUX SOURCES

3.2.1. Evolution générale

3.2.1.1. Au Bestouan

3.2.1.1.1. Chronique 1 du 3/12/04 au 28/04/05

La Figure 4-22 montre l'évolution de la salinité, la température et la pression durant la période du 3 décembre 2004 au 28 avril 2005.
La salinité présente un minimum à 5,9 g/l et un maximum à 13,9 g/l. La température oscille entre 15,5 et 16,5°C. Et la pression de la colonne d'eau varie selon une amplitude de 86 cm (entre 16,17 et 17,03 m).
La salinité et la température de l'eau montrent toutes deux des périodes d'oscillations importantes, mais ont une évolution générale similaire avec notamment deux périodes de chutes significatives initiées le 28/12/04 et le 16/04/05 (n°1 et 2 sur la chronique). Ces chutes succèdent à deux événements pluvieux importants sur le massif des Calanques fin décembre et mi avril. La source enregistre l'arrivée des eaux météoriques plus froides et moins conductrices. Etonnament, les pluies du 16/12/04 (jusqu'à 15 mm en 2h à Cassis) et du 3/03/04 (cumul de 40 mm à Luminy) ne semblent pas avoir d'effet sur la salinité et la température de la source.
Les oscillations de la pression sont, elles, permanentes et d'amplitudes plus ou moins régulières (de 30 à 50 cm). Malgré ces oscillations on peut observer une pression moyenne vers 16,7 m de colonne d'eau, qui baisse à 16,3 m entre le 16/02/05 et le 11/04/05, avant de revenir à sa valeur initiale.

3.2.1.1.2. Chronique 2 du 28/04/05 au 31/10/06

La seconde chronique de la source du Bestouan débute le 28 avril 2005 et se termine le 30 octobre 2006. Nous disposons pour cette chronique de mesure de la vitesse d'écoulement en milieu de la galerie. Le capteur CTD a été déplacé et remonté de 1,5 m plus haut que la première chronique. L'évolution des paramètres enregistrés est détaillée sur trois figures : Figure 4-23, Figure 4-24 et Figure 4-25.
Au cours de la chronique la salinité varie entre 1,7 et 11,3 g/l, la température de 14,8 à 17°C et la pression de la colonne d'eau d'une amplitude de 82 cm (entre 15,57 et 16,39 m d'eau). Les vitesses d'écoulement s'échelonnent de 1 à 45 cm/s.

La salinité et la température de la source possèdent une évolution générale identique, comme sur la première chronique. Les augmentations et les chutes sont corrélées et synchrones dans le temps.
Les périodes de chutes importantes de la salinité et de la température de l'eau de la source correspondent à des phases de fortes augmentations des vitesses d'écoulement. Ces phénomènes interviennent après certains événements pluvieux. Ils correspondent à l'enregistrement des crues de la source et à l'arrivée des eaux météoriques plus froides et moins conductrices.
On peut ainsi comptabiliser au moins 9 crues au cours de la chronique (voir n° sur les figures), qui sont toutes suivies par une ou plusieurs chutes plus ou moins importante de la salinité et de la température de l'eau. L'augmentation des vitesses intervient en moyenne entre 1 à 8 h après le début des pluies.
Excepté la crue de fin janvier 2006, qui est considérée comme un événement à part, les vitesses maximums varient entre 10 et 20 cm/s et le temps de retour à une vitesse moyenne antérieure à l'épisode crue est de 3 à 10 j selon les crues.

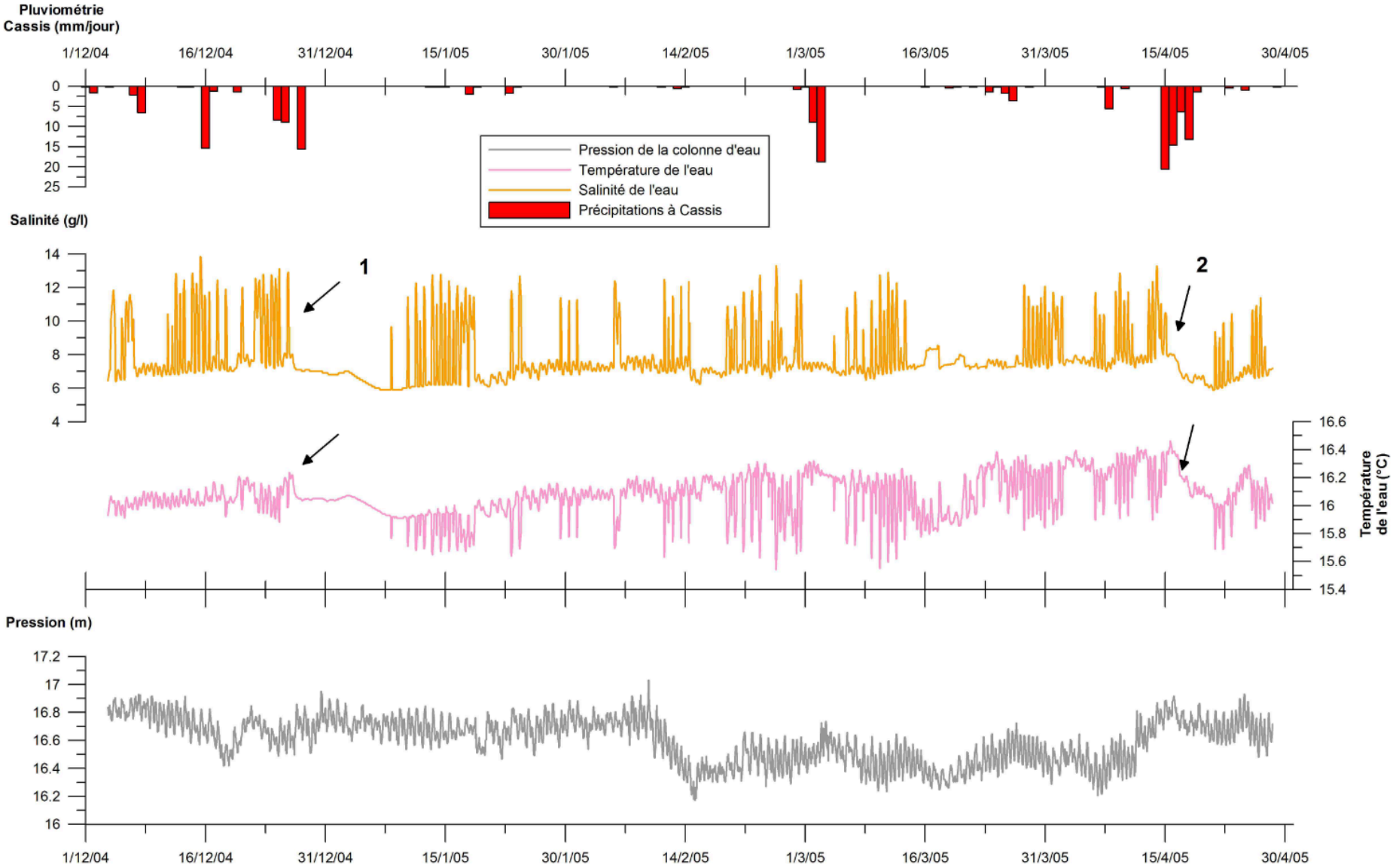


Figure 4-22 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de décembre 2004 à avril 2005 (chronique 1)

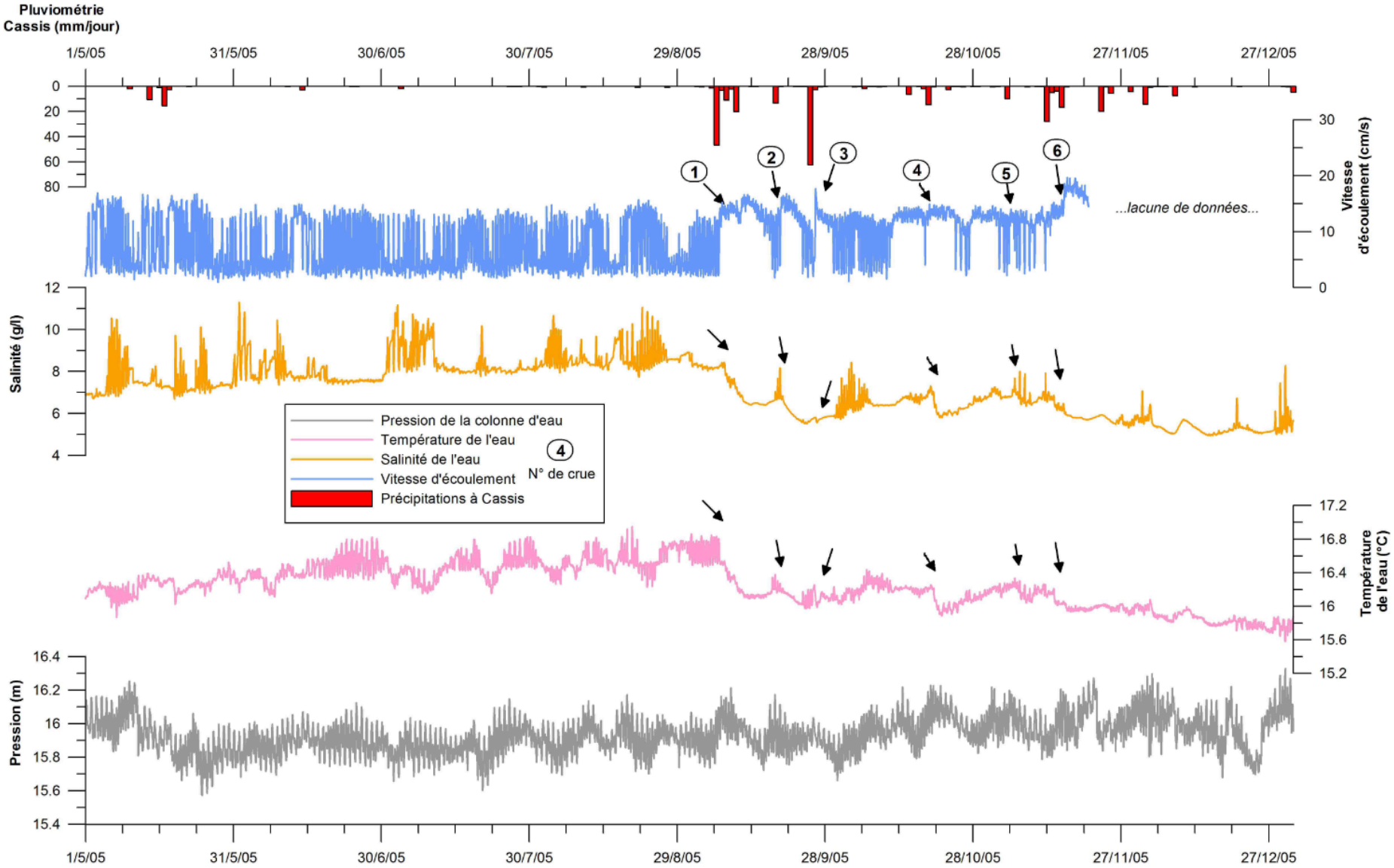


Figure 4-23 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, des vitesses d'écoulement, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de mai à décembre 2005

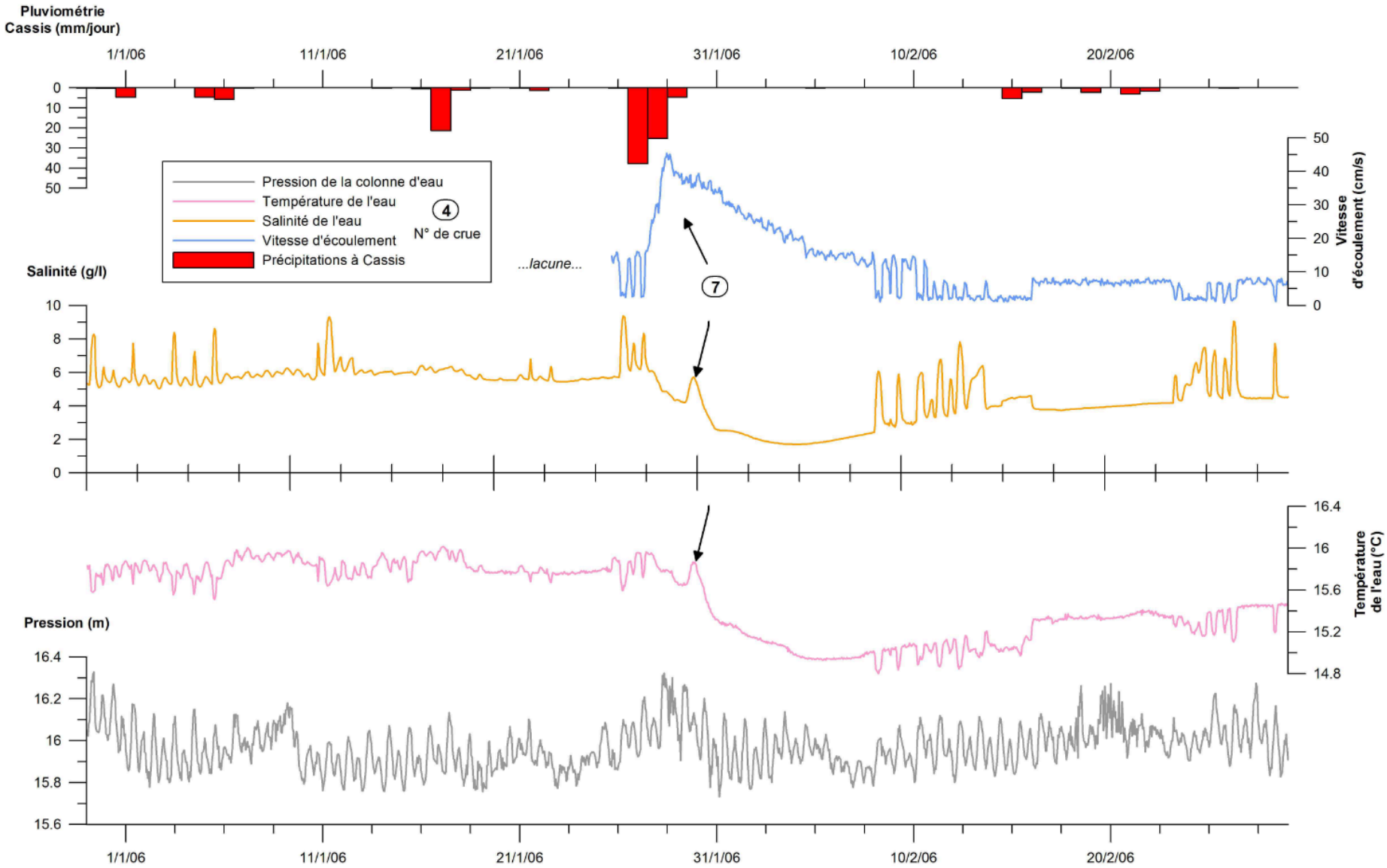


Figure 4-24 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, des vitesses d'écoulement, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de janvier à février 2006

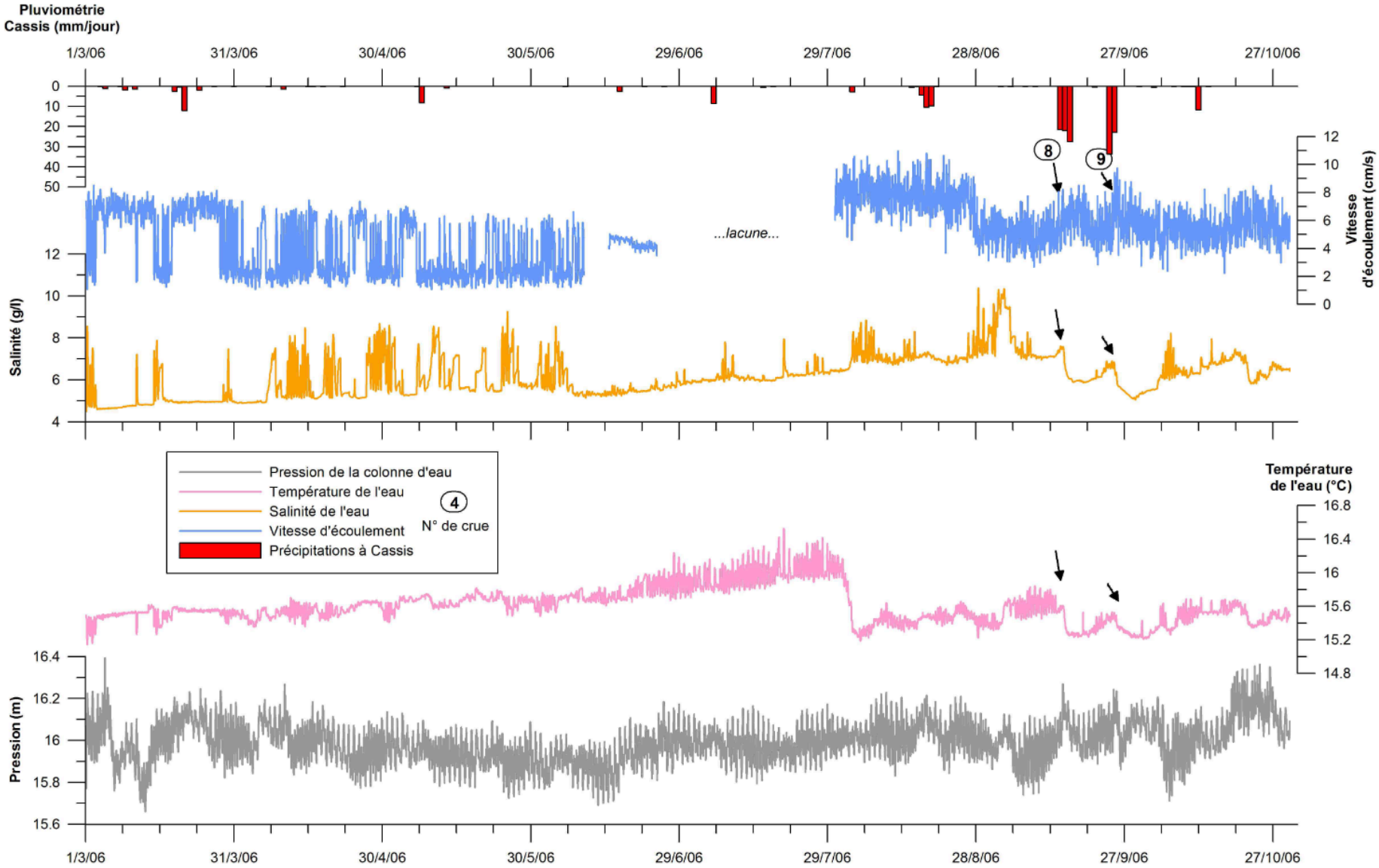


Figure 4-25 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, des vitesses d'écoulement, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période de mars à octobre 2006

La crue de janvier 2006 (Figure 4-24) :
Entre le 27 et le 28 janvier 2006, une lame d'eau de plus de 100 mm tombe sur Marseille et sa région. La source réagit violemment quelques heures après le début des pluies. Les vitesses passent de 5 cm /s avant la crue à plus de 46 cm/s en moins de 24 h. La décrue dure près de 13 j. Cette crue est notamment suivie par la plus importante chute de salinité enregistrée : le 4 février l'eau a une salinité de 1,68 g/l. La chute de température est aussi la plus importante mais son minimum sera enregistré quelques jours plus tard (le 8 février) alors que la salinité a déjà commencée sa remontée.

L'effet des pluies ou du passage de l'onde de crue n'est pas du tout visible sur la chronique de pression de la source. Celle-ci semble avoir une évolution complètement indépendante des précipitations et des autres paramètres mesurés. La pression de la colonne d'eau possède une allure identique à la première chronique, c'est à dire des oscillations continues dont l'amplitude dépasse rarement 50 cm et une évolution sans corrélation évidente avec les autres paramètres.

3.2.1.2. A Port Miou

3.2.1.2.1. Chronique 1 du 16/04/05 au 22/05/05

L'évolution de la salinité, la température et de la pression de la source de Port Miou, entre le 16 avril et le 22 mai 2005 est présenté Figure 4-27. Rappelons qu'au cours enregistrement de courte durée, le capteur a été placé à environ trois mètres de profondeur sous la surface de l'eau.
Au cours de la chronique la salinité atteint un minimum de 9,4 g/l et un maximum de 13,5 g/l. La température oscille entre 17,1 et 17,5°C. L'amplitude de battement du niveau amont du barrage est de 41 cm.
Plusieurs chutes de la salinité sont visibles sur l'enregistrement. Certaines sont clairement liées à l'enregistrement du passage de la crue comme celles de la mi-mai qui interviennent moins de 24 h après les pluies (voir n° 1,2 et 3 sur la chronique). La chute de salinité liée aux pluies importantes d'avril est elle plus difficilement interprétable. Le début de la chute est antérieur au départ de la chronique, puis la salinité remonte violemment le 20 avril (de 10,5 à 13,5 g/l en moins de 10 h) de manière inexpliquée. Enfin une légère diminution de la salinité s'observe à partir du 1er mai.
L'évolution de la température est notoirement différente. La première chute visible n'a lieu qu'à partir du 21 avril, 6 jours après les premières pluies. Elle peut être reliée à la seconde chute de la salinité. La température chute jusqu'au 19 mai sans vraiment marquer l'influence des pluies de mai.
La pression montre des variations avec des oscillations cycliques qui rappellent celles observées au Bestouan. Son évolution est apparemment sans rapport avec la salinité et la température de l'eau.

Il est apparu difficile d'expliquer les variations observées sur les deux paramètres au cours de cette chronique et nous avons considéré que la place du capteur n'avait pas été bien choisie pour l'enregistrement du passage des crues de la source. Placée ainsi en surface, la CTD ne reflète probablement pas de manière idéale l'évolution chimique du mélange des eaux lors d'une crue.
Cette observation a été confirmée par les mesures de profils de salinité et de température effectués en amont et en aval du barrage en début et en fin de la chronique (Figure 4-26 A et B). Ceux-ci ont confirmé qu'il existait une stratification de surface en amont du barrage avec une couche d'eau à 7-8 g/l sur les trois premiers mètres de profondeurs, puis une eau homogène plus froide de salinité proche de 14 g/l.

Pour la deuxième chronique la sonde a donc été descendue à 8 mètres de profondeur à hauteur des buses traversant le barrage, dans un secteur où l'homogénéisation des eaux est plus représentative.

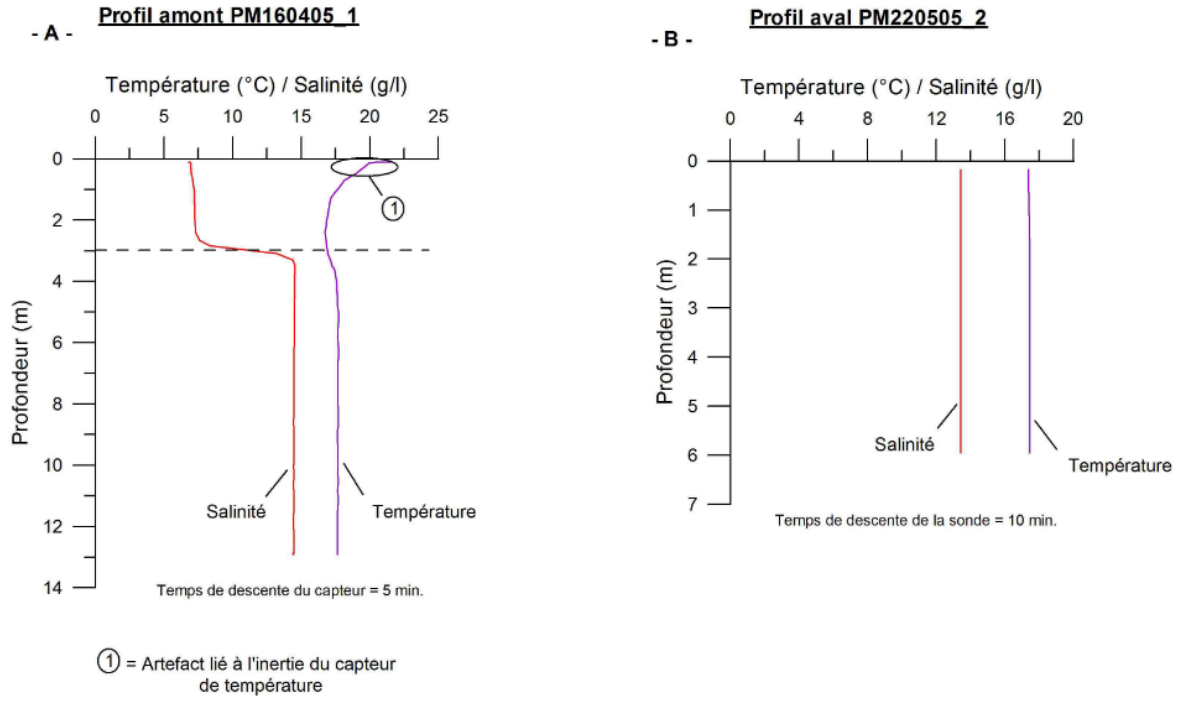


Figure 4-26 : Profils de salinité et de température de l'eau à Port Miou réalisés : A) A l'amont du barrage le 16/04/05 ; B) A l'aval du barrage le 22/05/05

3.2.1.2.2. Chronique 2 du 22/05/05 au 27/10/06

La principale chronique d'enregistrement du débit, de la salinité, de la température et de la pression de la source de Port Miou a été enregistrée du 22 mai 2005 au 27 octobre 2006. La vitesse d'écoulement est mesurée dans une des buses 1000 du barrage et permet de calculer le débit total. La CTD a été descendue à 8 m de profondeur en amont du barrage devant l'entrée des buses. L'évolution des paramètres enregistrés est détaillée sur trois figures : Figure 4-28, Figure 4-29, et Figure 4-30.
La salinité varie de 3,4 à 14 g/l, la température de 15,2 à 17,6°C et le niveau amont de 2,51 m. La vitesse d'écoulement dans la conduite 1000 possède un minimum à 12 cm/s et un maximum à 6 m/s. Les variations de vitesses correspondent à un débit total compris entre 0,23 et 11,91 m^3/s.

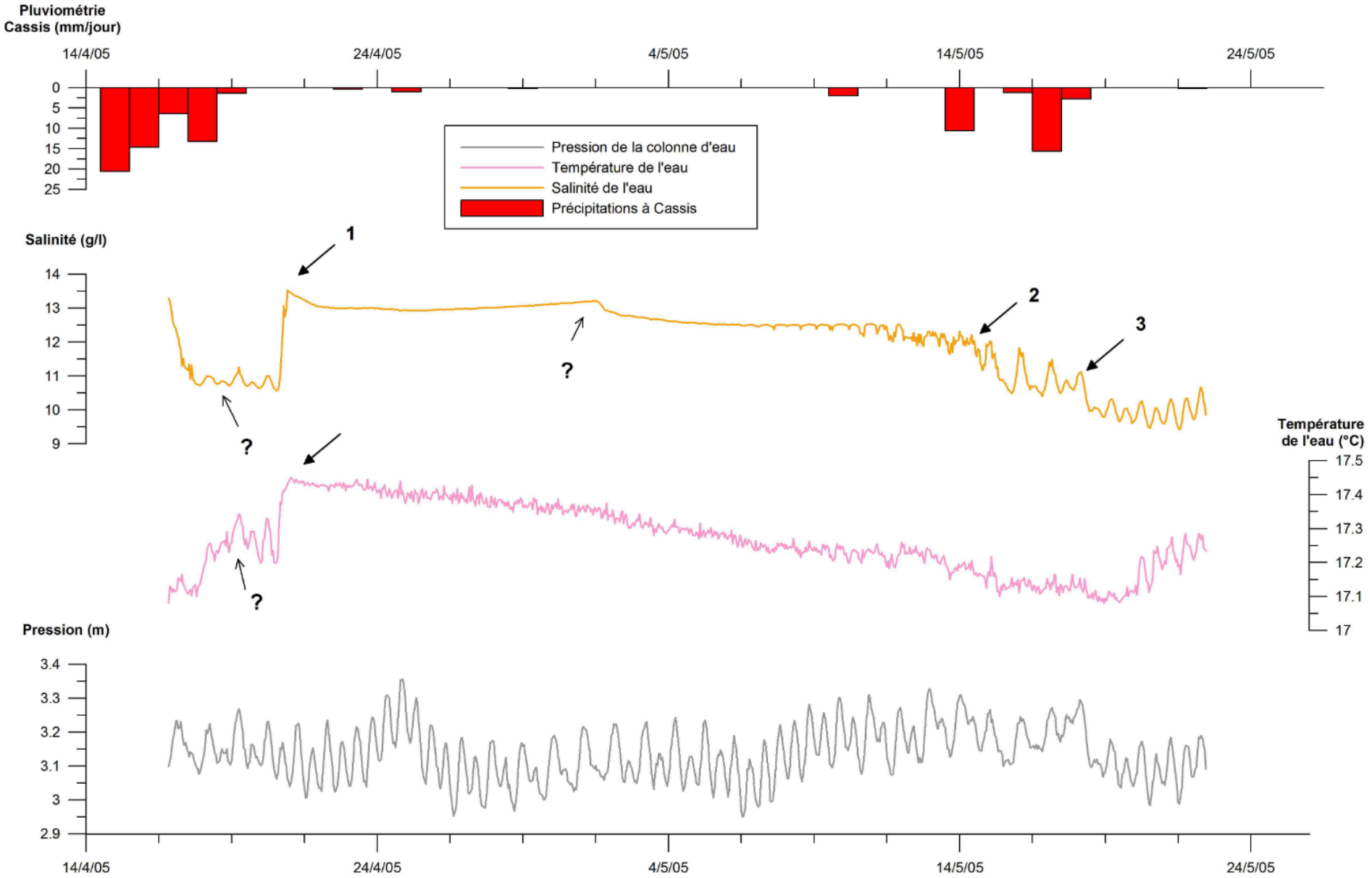


Figure 4-27 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou entre le 16 avril et le 22 mai 2005

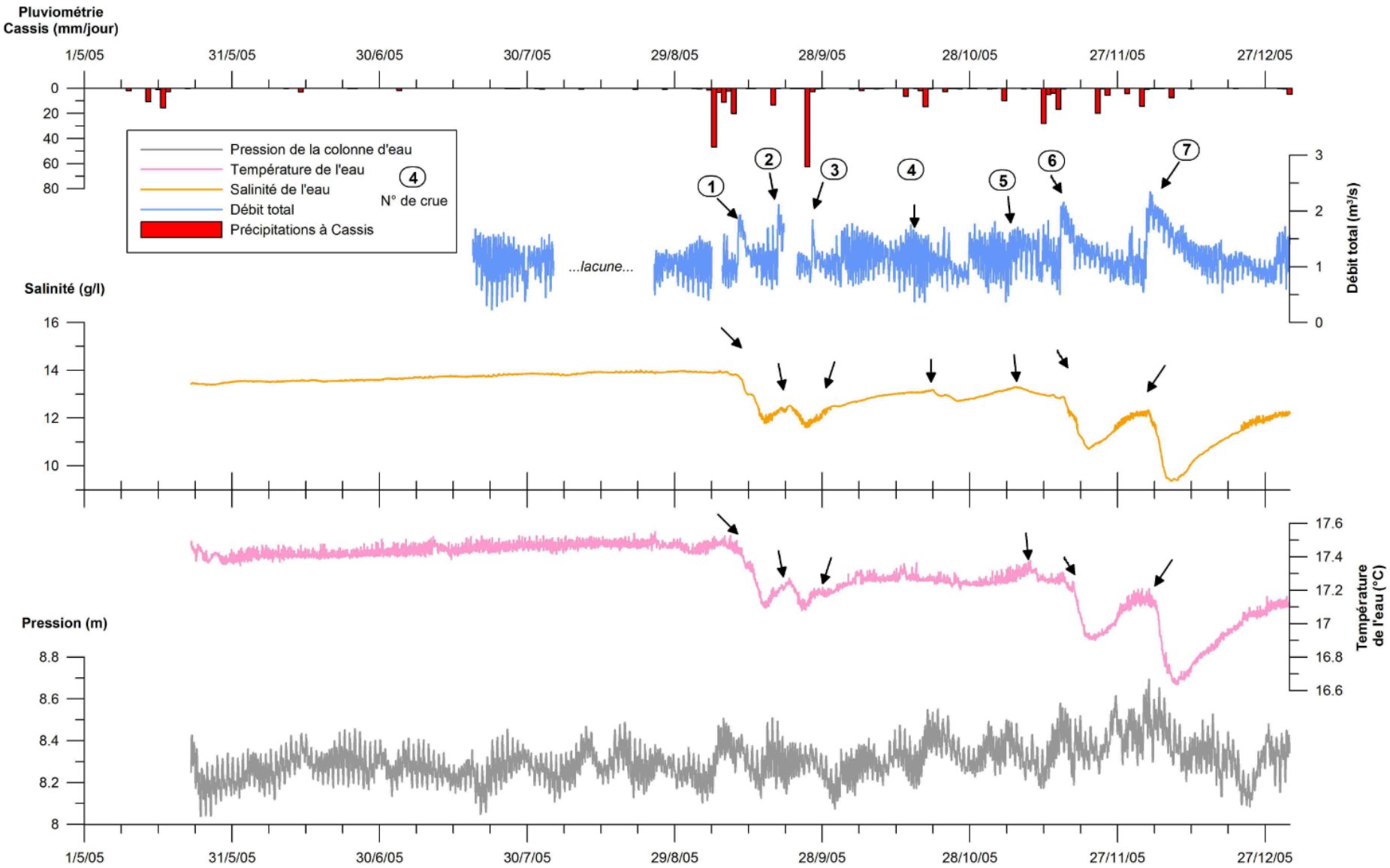


Figure 4-28 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou au cours de la période de mai à décembre 2005

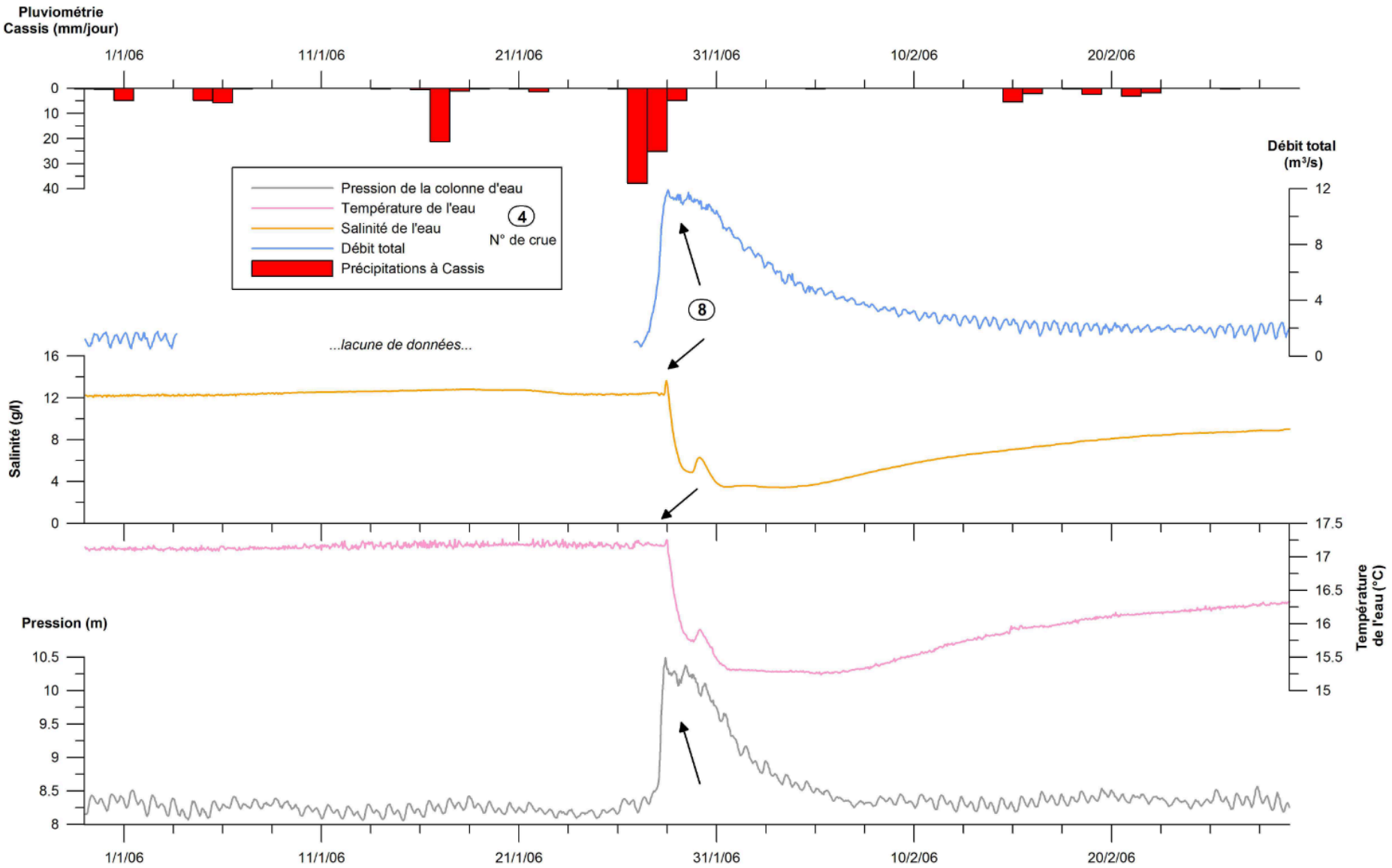


Figure 4-29 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou au cours de la période de janvier à février 2006

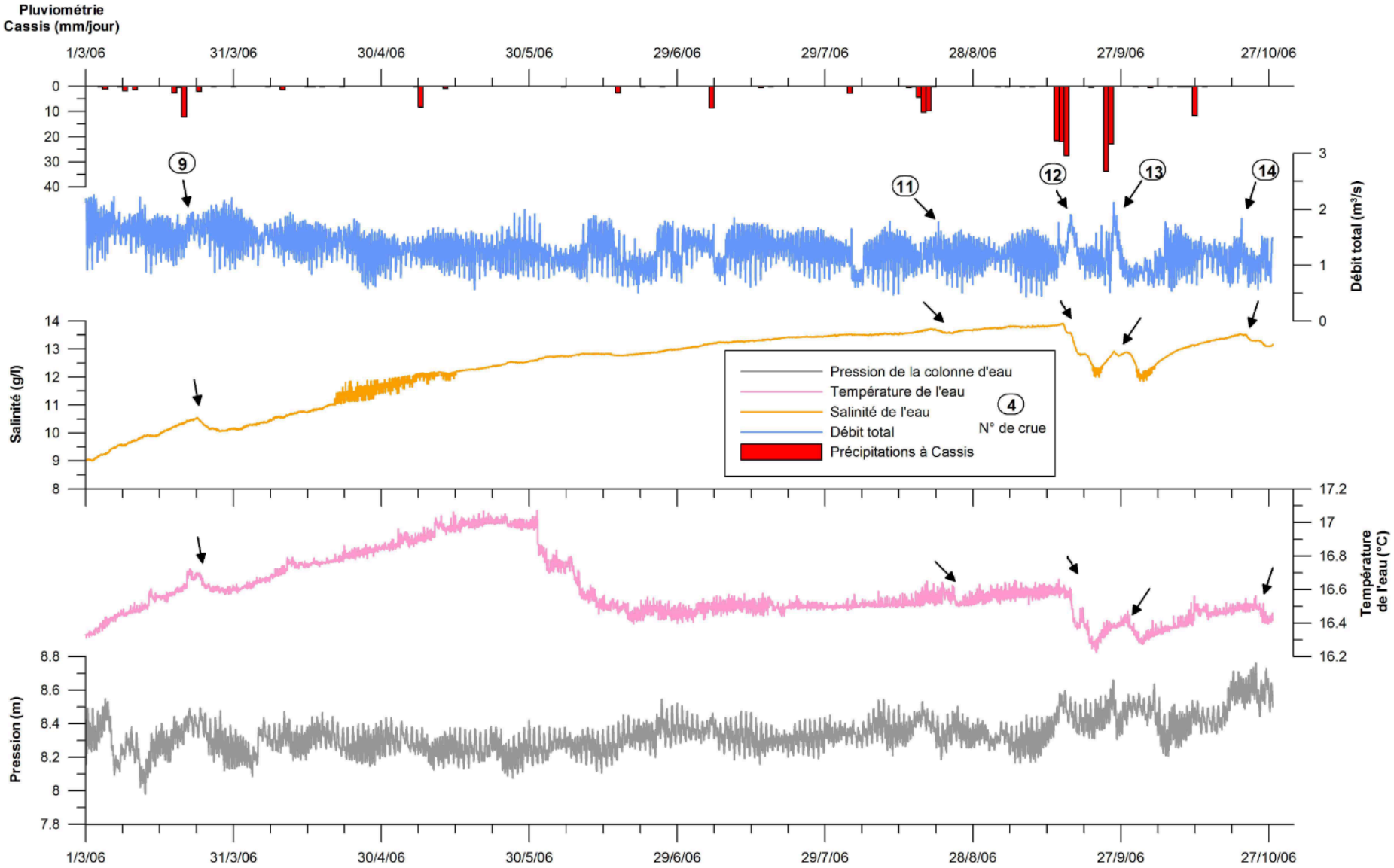


Figure 4-30 : Chroniques des précipitations journalières à Cassis, du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source de Port Miou au cours de la période de mars à octobre 2006

Contrairement au Bestouan, la salinité et la température ne montrent pas les fortes oscillations au cours du temps. Les chutes synchrones de température et de salinité de l'eau peuvent être ici reliées directement à des crues enregistrées par la source, par des périodes d'augmentation de son débit total.
Il est possible de comptabiliser 14 crues au cours de la période d'observation. Toutes sont caractérisées par une augmentation du débit total intervenant 1 à 17 h après les premières pluies sur le massif, puis une ou plusieurs chutes de la salinité et de la température de l'eau.

La crue de janvier 2006 (Figure 4-29) :
Cette crue est, comme au Bestouan, sans comparaison avec les autres crues observées au cours de l'étude. Le débit de 1,3 m^3/s le 27 janvier à midi atteint 11.91 m^3/s le lendemain, il est quasiment multiplié par 10 en une journée. La décrue dure plus d'un mois.
Sur le reste de la chronique les débits de pointe en crue s'établissent entre 1,7 et 2,35 m^3/s et les décrues durent de 1 à 10 jours selon les crues.

La pression de la colonne d'eau en amont du barrage a enregistré la mise en charge du barrage lors de la crue de janvier 2006. La pression augmente de 8,3 à 10,5 m au cours de la montée en crue. Il faudra environ 12 jours pour que la pression revienne à des valeurs normales.
Mis à part ce phénomène précis la pression a une évolution complètement indépendante des précipitations.

3.2.1.3. Synthèse

Les valeurs minimales et maximales enregistrées aux sources de Port Miou et du Bestouan sont synthétisées dans le Tableau 4-8.

		Port Miou	Bestouan
Pression (m)	*min.*	7,98	15,57
	max.	10,49	16,39
Température de l'eau (°C)	*min.*	15,2	14,8
	max.	17,6	17,0
Salinité (g/l)	*min.*	3,4	1,7
	max.	14,0	11,3
Vitesse d'écoulement (cm/s)	*min.*	12	1
	max.	604	45
Débit total (m^3/s)	*min.*	0,23	*0,08**
	max.	11,91	*4,55**

Tableau 4-8 : Valeurs minimales et maximales enregistrées aux sources sous-marines sur les paramètres de pression, température, salinité, vitesse d'écoulement et débit total durant la période de mai 2005 à octobre 2006 (**données estimées***)**

Avant de nous attarder sur les différences physico-chimiques entre les deux sources et leurs éventuelles relations, il est utile de rappeler les limites de l'utilisation de la moyenne mobile pour la représentation des données.

3.2.2. Visualisation des chroniques en moyenne mobile et par interpolation manuelle

L'utilisation de la moyenne mobile peut s'avérer très utile lorsqu'une chronique de données présente des variations périodiques qui perturbent la compréhension de l'évolution d'un paramètre.
Nous allons donner quelques exemples pour montrer que cette méthode peut s'avérer par moments très efficace, et peut à d'autres engendrer une erreur dans l'interprétation des variations d'un paramètre. L'interpolation manuelle des données devient alors un outil plus logique.

3.2.2.1. Bonne utilisation de la moyenne mobile

L'utilisation de la moyenne mobile de période 25h sur les données brutes horaires enregistrées peut rendre la lecture des chroniques beaucoup plus facile. Un détail sur la chronique d'enregistrement à la source de Port Miou (Figure 4-31) au cours des mois d'avril-mai 2006 permet d'illustrer ce propos.

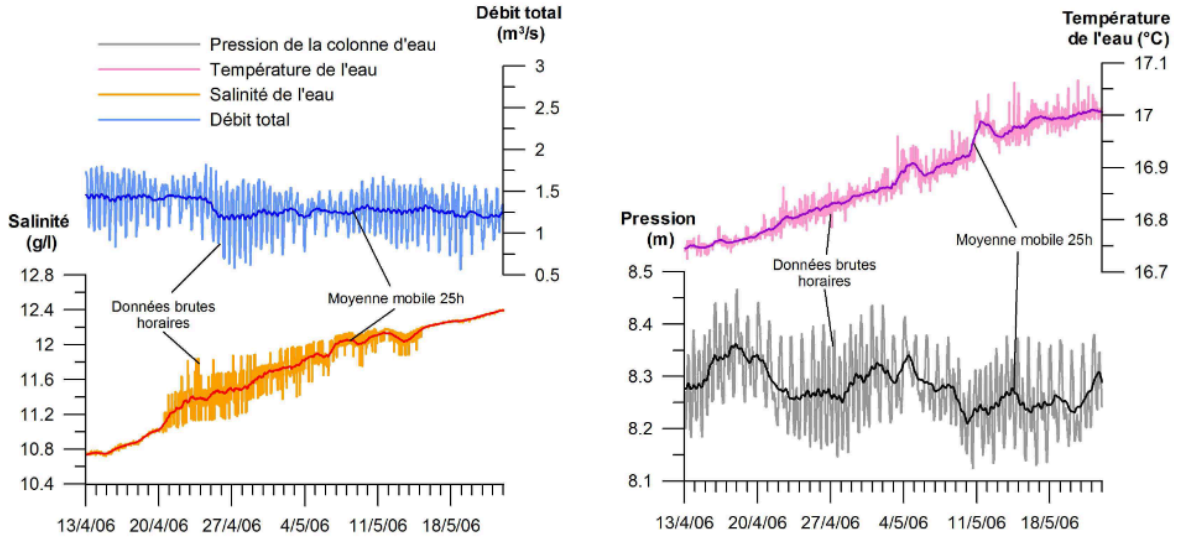


Figure 4-31 : Chroniques du débit total, de la salinité, de la température et de la pression de la source de Port Miou au cours de la période du 13/04/06 au 24/05/06 (les courbes en gras foncé ont été traitées par le filtre moyenne mobile 25h)

Dans ce cas de figure, le filtre permet :

- de lisser les courbes de débit et de pression soumises à d'importantes fluctuations périodiques, afin d'en dégager les tendances évolutives ;
- de gommer et lisser les périodes de variations de courtes amplitudes (inférieures à la journée) sur les courbes de salinité et température.

3.2.2.2. Mauvaise utilisation de la moyenne mobile

Dans certains cas de figures l'utilisation de la moyenne mobile modifie trop radicalement l'évolution des paramètres enregistrés. La courbe traitée peut alors induire des erreurs d'interprétations.
Prenons l'exemple du suivi de la crue de janvier 2006 sur la source de Port Miou. Les courbes de données brutes et celles traitées par moyenne mobile sont présentées sur la Figure 4-32.

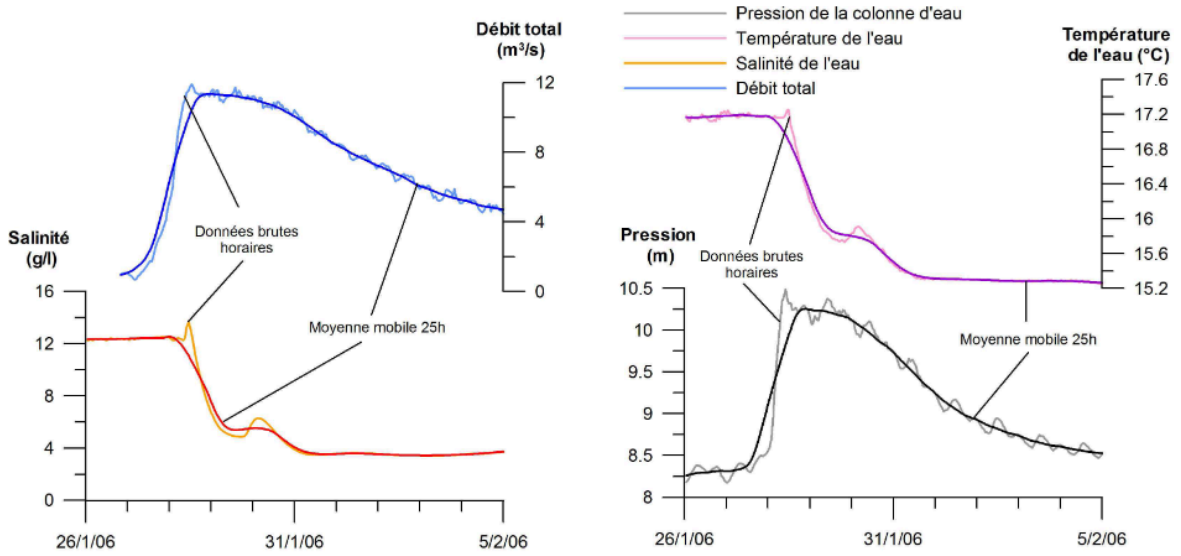


Figure 4-32 : Chroniques du débit total, de la salinité, de la température et de la pression de la source de Port Miou au cours de la période du 26/01/06 au 05/02/06 (les courbes en gras foncé ont été traitées par le filtre moyenne mobile 25h)

Dans ce cas, l'utilisation de la moyenne mobile ne permet pas d'obtenir des courbes satisfaisantes, et plusieurs erreurs apparaissent :

- le départ des chutes de salinité ou de température lors de la crue ne rend pas compte de la réalité (départ légèrement décalé). Il en va de même pour le départ de l'augmentation des débits et de la pression. ;
- les pics de débits et de pressions sont déphasés et atténués.

Ici, l'événement physique à l'origine des variations des paramètres, en l'occurence une crue, est trop rapide (la montée en crue s'effectue en moins de 24h) pour le filtre utilisé. Le filtre a pour effet de « gommer » les variations d'une périodicité inférieure à 25h et d'introduire des inexactitudes dans l'allure des courbes.

Le filtre n'est par conséquence pas adapté lors des périodes de crues des sources. Il ne doit pas être utilisé pour l'interprétation de ces périodes spécifiques.

3.2.2.3. Interpolation manuelle

Quand l'utilisation de la moyenne mobile n'est pas efficace pour le traitement des données brutes, il est préférable d'interpoler manuellement les chroniques. Les courbes sont ainsi plus lisibles et ne dénaturent pas l'évolution des paramètres enregistrés.

Cette méthode est particulièrement utile pour le traitement des chroniques d'enregistrement à la source du Bestouan. Nous avons pris pour exemple la période de crue de janvier 2006 au Bestouan (Figure 4-33). La chronique de la salinité et de la température de la source montre des périodes d'oscillations fortes avant et après la chute de la salinité lors de la crue.

Ces périodes sont le résultat d'une pénétration locale d'eau de mer par la résurgence. Nous montrerons que ces périodes se déterminent par l'observation de pics de salinité et de chutes de la température corrélés avec les mouvements de flux et de reflux de la marée (3.3). La moyenne mobile appliquée mécaniquement sur ces zones particulières introduit des erreurs sur l'évolution de la salinité et de la température. Pour ne pas être perturbé par ces périodes et visualiser la tendance normale de la salinité sans ces intrusions, il est possible d'interpoler manuellement la courbe, comme cela a été représenté sur la Figure 4-33.

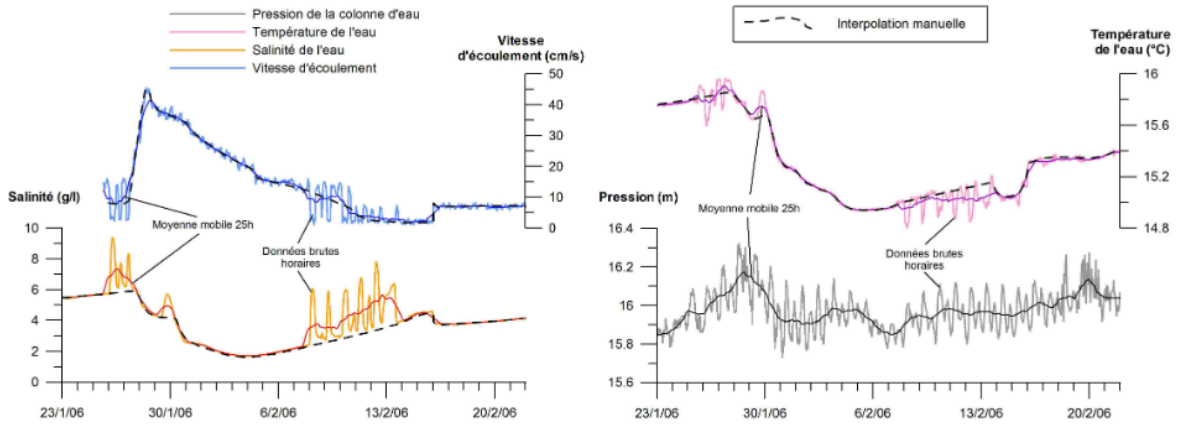


Figure 4-33 : Chroniques du débit total, de la salinité, de la température et de la pression à la source du Bestouan au cours de la période du 23/01/06 au 22/02/06 (les courbes en traits hachurés noirs ont été interpolées manuellement)

Les courbes enveloppes interpolées permettent ainsi de retirer les pics de salinité et les chutes de températures qui altèrent l'allure de la courbe brute.

3.2.3. Relations entre les sources sous-marines

Les traçages menés dans les années 60 indiquent que les sources de Port Miou et du Bestouan font partie d'un réseau karstique unique (Durozoy *et al.*, 1969b). L'étude de la variation chimique des sources permet d'apporter des informations complémentaires.

3.2.3.1. Variations corrélées de la salinité et de la température des sources

La Figure 4-34 présentent l'évolution de la salinité et la température journalière des deux sources sous-marines au cours de la période de mars 2005 à octobre 2006. Les courbes interpolées de la salinité et de la température au Bestouan ont été rajoutées au graphique pour une meilleure visualisation des tendances.

L'évolution générale des salinités et des températures des deux sources se fait de manière corrélée. Les phases de chutes sont synchrones ou quasi-synchrones, pendant les périodes de crues, et espacées par des périodes de ré-augmentation ou de stabilisation des valeurs, durant les étiages. Seule la période de juin à août 2006 est marquée par deux phases de chutes des températures de l'eau des sources ne s'effectuant pas aux mêmes moments. Ce phénomène sera abordé spécifiquement dans la partie 3.5.

3.2.3.2. Observations des minimas, maximas, moyennes des salinités et températures

La salinité moyenne à Port Miou est presque deux fois plus importante qu'au Bestouan avec respectivement 12,27 g/l pour l'une et 6,49 g/l pour l'autre (Tableau 4-9).
La température moyenne de l'eau à Port Miou est de 0,8°C plus forte que celle du Bestouan.
Les amplitudes maximales de variations (valeurs maximales – valeurs minimales) de la salinité et de la température de Port Miou sont légèrement supérieures à celles du Bestouan. Mais pour une crue donnée cette constatation n'est pas forcément constante : comme si l'effet d'une crue était plus ou moins prononcé sur l'une ou l'autre des sources.

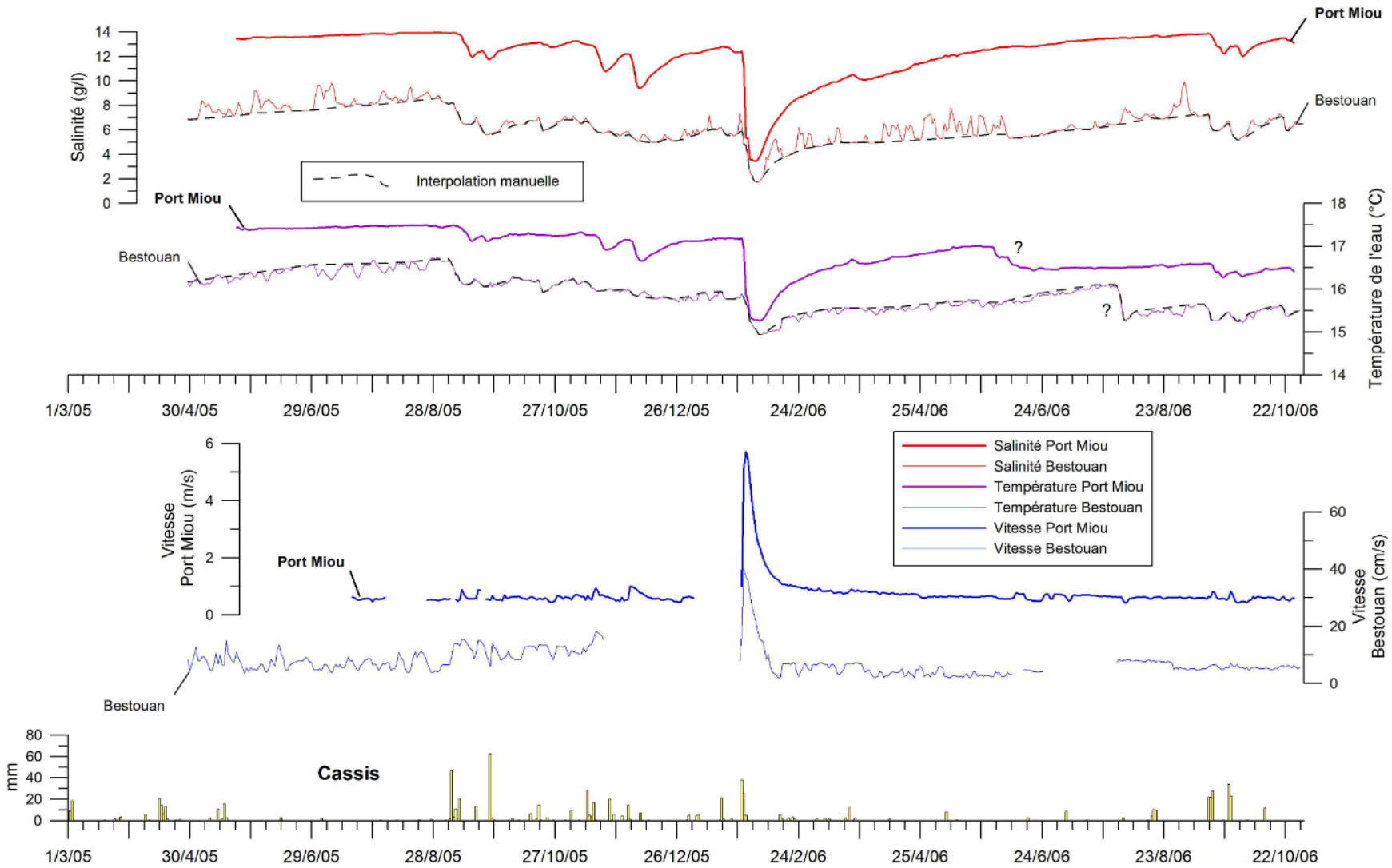


Figure 4-34 : Chroniques de la pluviométrie journalière à Cassis et des paramètres enregistrés aux sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la période de mars 2005 à octobre 2006 (moyennes journalières sur les données brutes)

	Port Miou	Bestouan
Salinité moyenne : S_{moy} (g/l)	12,27	6,49
Salinité minimum : S_{min} (g/l)	3,42	1,68
Salinité maximum : S_{max} (g/l)	14,03	11,48
Amplitude maximale de variation de salinité : $\Delta S = S_{max} - S_{min}$ (g/l)	*10,61*	*9,8*
Température moyenne : T_{moy} (°C)	16,9	15,9
Température minimum : T_{min} (°C)	15,2	14,8
Température maximum : T_{max} (°C)	17,6	17
Amplitude maximale de variation de température : $\Delta T = T_{max} - T_{min}$ (°C)	*2,4*	*2,2*

Tableau 4-9 : Comparaison des valeurs maximales, minimales, moyennes et de l'amplitude moyenne de variation de la salinité et de la température des sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la période de mars 2005 à octobre 2006

En réalité, les différences physico-chimiques entre les deux sources varient au cours de la chronique. La différence entre la salinité et la température des sources, qui est importante durant l'étiage (ex : entre juillet et août 2005), s'amenuise considérablement lors de l'importante crue de janvier (Figure 4-34).
Les écarts de salinité et de température entre l'étiage (2005) et la crue de janvier sont donnés dans le Tableau 4-10. Les écarts maximums sont calculés sur la base des valeurs moyennes au cours des mois de juillet et août 2005. Les écarts minimums sont donnés sur la base des valeurs minimales enregistrées aux sources lors de la crue de janvier (ces valeurs ne sont pas obtenues au même moment).
La source de Port Miou possède alors à l'étiage 2005 une eau de +5,21 g/l et de +1°C par rapport à celle du Bestouan. Lors de la crue de janvier 2006, cet écart se réduit à+1,74 g/l et +0,4°C.
En somme au cours des périodes de crues le faciès chimique des deux sources est plus proche.

		Période d'observation
Ecart minimum de salinité entre les sources : ΔS_{min} [Port Miou-Bestouan] (g/l)	1,74	Crue de janvier 2006
Ecart maximum de salinité entre les sources : ΔS_{max} [Port Miou-Bestouan] (g/l)	5,21	Juillet - août 2005
Ecart minimum de température entre les sources : ΔT_{min} [Port Miou-Bestouan] (°C)	0,4	Crue de janvier 2006
Ecart maximum de température entre les sources : ΔT_{max} [Port Miou-Bestouan] (°C)	1	Juillet - août 2005

Tableau 4-10 : Ecarts minimums (crue de janvier 2006) et maximums (étiage 2005) de salinité et de température entre les sources de Port Miou et du Bestouan

3.2.3.3. Une salinité marine d'origine profonde

A Port Miou, le mélange entre l'eau douce du karst et l'eau de mer ne fait plus aucun doute (CHAPITRE 3 :3.1). Ce mélange à l'origine de la salinité de la source, s'effectue à grande profondeur, comme le confirment les analyses chimiques des prélèvements récents d'eaux profondes dans la galerie karstique (Tableau 4-11). Les rapports Br^-/Cl^- (en 10^{-3} meq/l) situés autour de 1,7-1,8 excluent tout apport de sels évaporitiques (Blavoux *et al.*, 2004).

Lieux et date de prélèvement	Cond. spéc. ($mS.cm^{-1}$)	Salinité ($g.l^{-1}$)	HCO_3^- [$mg.l^{-1}$]	SO_4^{2-} [$mg.l^{-1}$]	Cl^- [$mg.l^{-1}$]	Br^- [$mg.l^{-1}$]	Ca^{2+} [$mg.l^{-1}$]	Mg^{2+} [$mg.l^{-1}$]	Na^+ [$mg.l^{-1}$]	K^+ [$mg.l^{-1}$]	rBr/rCl [10^{-3}x meq.l^{-1}]
1820 m du barrage -172 m NGF 19/11/05	18,53	10,82	265	1063	6320	26	225	377	3660	157	1,83
290 m du barrage -18 m NGF 19/11/05	18,68	10,92	257	960	6480	25	237	397	3700	151	1,71

Tableau 4-11 : Analyses chimiques des prélèvements faits dans la galerie de Port Miou

La salinité mesurée sur les échantillons prélevés dans la galerie est comparativement identique à celle mesurée au niveau du barrage par le capteur CTD (Tableau 4-12).

Lieux et date de prélèvement	Salinité (g/l)	Salinité mesurée au barrage au même moment (g/l)
200 m du barrage -18 m NGF 10/07/05	13,3	13,7
290 m du barrage -18 m NGF 19/11/05	10,9	11,13
1820 m du barrage -172 m NGF 19/11/05	10,8	11,2

Tableau 4-12 : Mesures de la salinité des échantillons d'eaux prélevés à Port Miou et salinité mesurée au barrage au même moment

Ces résultats montrent que l'eau de la galerie de Port Miou est saumâtre bien en amont de l'émergence, et de manière plutôt homogène dans l'ensemble de la galerie. Une contamination locale par la résurgence ne suffit pas à expliquer les fortes teneurs en sel du mélange.

Nous ne disposons pas de prélèvement lointain à la source du Bestouan pour effectuer une comparaison. Ceci étant dit, l'évolution physico-chimique de l'eau de la source suffit à démontrer que les fortes salinités et températures de l'eau ne sont diminuées que lors des événements pluvieux apportant au mélange de l'eau douce météorique plus froide. Au cours des mois de septembre 2005 à février 2006, la température et la salinité de l'eau au Bestouan ne cesse de diminuer, preuve que l'eau de mer apportée au mélange est plus chaude que l'eau douce (Figure 4-34). L'eau de mer qui est normalement à 13°C en Méditerranée, quelque soit la profondeur, doit donc circuler lentement et en profondeur pour pouvoir se réchauffer, avant de se mélanger avec l'eau du karst.
Ce résultat peut être confirmé par le calcul de la température de l'eau douce des sources avant son mélange avec l'eau de mer.

3.2.3.4. Les températures des eaux des sources

La distribution des températures de l'eau circulant dans les roches continentales est liée à la répartition en profondeur des flux de chaleurs. Dans les systèmes karstiques ces flux peuvent être fortement influencés par l'importance des circulations d'air et/ou des vitesses d'écoulement de l'eau. Il est alors possible d'observer une variation du gradient thermique entre la zone noyée et la zone non-saturée de certains aquifères karstiques. Luetscher et Jeanin, ont montré que la zone non-saturée peut donner lieu à l'observation d'un gradient thermique de 0,3°C/100 m bien inférieur au gradient géothermique naturel (3,3°C/100 m) et que la zone noyée profonde est au contraire plus influencée par ce dernier avec des gradients supérieurs à 1°C/100 m (Luetscher et Jeannin, 2004).

Calcul de la température de l'eau du karst avant mélange

Si l'on considère que l'eau saumâtre résulte d'un mélange à deux composantes, la température de l'eau douce karstique avant mélange avec l'eau de mer est donnée par les relations suivantes :

$$\%_{mer} + \%_{doux} = 1 \qquad (1)$$

et

$$T_{doux} = \frac{\left(T_{saumâtre} - \%_{mer}.T_{mer}\right)}{\%_{doux}} \qquad (2)$$

avec T pour la température (°C), les indices « mer » pour l'eau de mer, « doux » pour l'eau douce, « saumâtre » pour l'eau du mélange et % pour la proportion d'eau douce ou d'eau de mer au mélange.

Le calcul de la température de l'eau du karst est appliqué pour deux périodes :

1) Au milieu de la période d'étiage pendant laquelle la chimie de l'eau n'est pas modifiée par des apports d'eau douce. A l'étiage 2005 (15/08/05 00h00) les sources ont les compositions suivantes :

- Port Miou : S= 13,92 g/l et T= 17,5°C (% eau de mer = 37%) ;
- Bestouan : S= 8,06 g/l et T= 16,4°C (% eau de mer = 21%).

2) Au plus fort de la crue de janvier 2006 pendant laquelle la chimie de l'eau des sources est la plus proche de celle de sa composition en eau douce initiale. Au maximum de chute de salinité et de température les sources ont les compositions suivantes :

- Port Miou : S= 3,42 g/l et T= 15,2°C (% eau de mer = 9%) ;
- Bestouan : S= 1,68 g/l et T= 14,8°C (% eau de mer = 4%).

L'application numérique est conditionnée par l'hypothèse suivante : les sources sont issues du même réseau karstique et par conséquent, la composition chimique de l'eau du karst avant le mélange est la même pour les deux sources en salinité et en température.

D'après la formule (2) on obtient alors un résultat unique pour chaque cas de figure envisagé :

- Cas 1 : étiage 2005

T_{mer} = 22°C et T_{doux} = 14,9°C

- Cas 2 : crue 2006

T_{mer} = 23,1°C et T_{doux} = 14,4°C

Ainsi, pour différents mélanges d'eaux et à différentes périodes hydrologiques, le calcul des températures de l'eau douce et de l'eau de mer avant mélange donnent des résultats comparables.

Premièrement, l'eau de mer avant mélange doit avoir une température assez chaude, confirmant les observations précédentes faites sur d'origine profonde de la salinité des sources (3.2.3.3). Deuxièmement, l'eau douce avant mélange se trouve être, elle aussi, légèrement chaude pour une eau karstique. Elle doit donc avoir circulée à grande profondeur et suffisamment lentement pour subir

l'influence d'un gradient géothermique. Ce résultat est en accord avec la géométrie profonde du karst actuellement exploré. Quant à la vitesse de circulation de l'eau karstique, elle peut s'expliquer par la présence d'écoulements lents annexes au drainage principal. Cette caractéristique serait la conséquence d'un système karstique possédant une certaine inertie hydrodynamique.
La réflexion menée sur la température de l'eau des sources apporte alors un résultat intéressant sur les différences de mélanges eau douce/eau de mer sur les deux sources. En considérant que les sources de Port Miou et du Bestouan sont issues du même réseau karstique, on est forcé d'admettre qu'une proportion plus importante d'eau de mer est apportée à Port Miou qu'au Bestouan.

Ce type d'approche n'a pas été adopté concernant l'étude récente de sources karstiques littorales (Gilli, 1999 ; Arfib, 2001 ; Ratsimandresy *et al.*, 2003 ; Pinault *et al.*, 2004 ; Fleury, 2005). Ici le raisonnement avec les températures est fortement simplifié. Les températures de l'eau de karst pendant ou hors étiage peuvent variées. De même la température de l'eau de mer peut être très chaude en surface au cours de l'été. C'est un facteur qui influence la température de la source du Bestouan.

3.2.3.5. Vitesses d'écoulement

La vitesse mesurée dans les buses du barrage de Port Miou est représentative d'une vitesse moyenne d'écoulement à travers l'ouvrage, tandis que la vitesse mesurée dans la galerie du Bestouan n'est pas forcément représentative de la vitesse moyenne établie dans la galerie. En cela, il n'est pas aisé de comparer les variations de vitesses ensembles. Il est d'ailleurs souvent difficile sur les chroniques des vitesses d'écoulement mesurées au Bestouan de bien distinguer le passage de l'onde de crue.

Toutefois, nous disposons de l'événement de janvier 2006 durant lequel les deux sources réagissent parfaitement par l'augmentation des vitesses d'écoulement (Figure 4-35). Cette crue permet de souligner deux points importants :

- Le phénomène d'aspiration au Bestouan lors des fortes crues à Port Miou qui a été mentionné par le passé (SRPM, 1972) n'est pas observé.

- Les deux sources enregistrent bien le passage de cette importante crue, mais le profil d'évolution des vitesses semble légèrement différent.

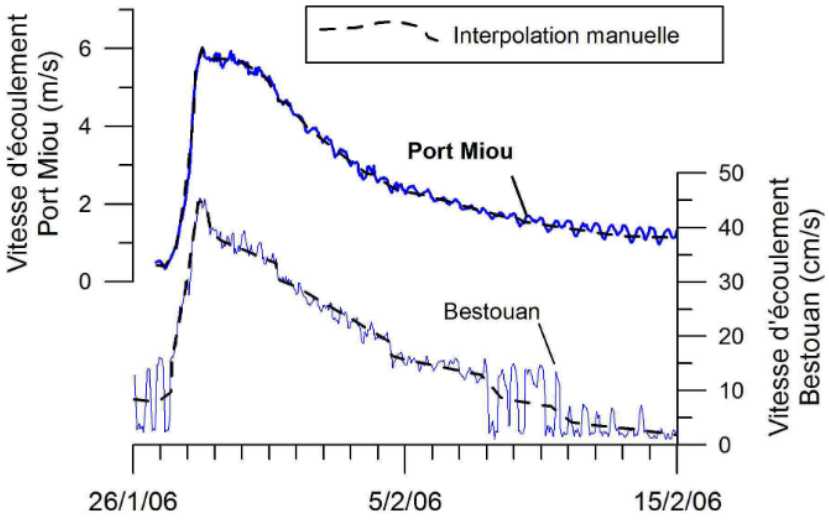


Figure 4-35 : Chroniques des vitesses d'écoulements enregistrées aux sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la crue de janvier 2006

3.3. INFLUENCES GENERALES DE LA MAREE ET DES PRECIPITATIONS SUR LES SOURCES

3.3.1. La marée

3.3.1.1. Rôle des vents dominants

La Figure 4-36 présente l'évolution du niveau marin et des vitesses de vents selon leur dominance (vent d'est ou mistral) sur la période du 01/12/04 au 28/04/05.
Cette figure indique que :

- Les périodes de mistral coïncident (ou précèdent) presque tout le temps avec des phases de diminution du niveau marégraphique moyen ;
- Les périodes de vent d'est, moins nombreuses et moins fortes, coïncident (ou précèdent) avec des phases d'augmentation du niveau marégraphique.

Ce phénomène, qui s'observe tout au long de la chronique, peut être interprété de la manière suivante. Lors de forts coups de mistral les eaux superficielles littorales marines sont repoussées vers le Sud loin des côtes des Calanques (dont l'orientation est plutôt Est-Ouest), le niveau marégraphique moyen enregistré est donc plus faible. Lors des coups de vents d'est, ou plus précisément des vents du Sud-Est, les eaux sont à l'inverse ramenées vers la côte et peuvent accentuées l'effet de la marée. Ce phénomène est souvent observé le long des côtes méditerranéennes et notamment dans les régions où le plateau océanique est situé à faible profondeur comme c'est le cas dans la région de Marseille.

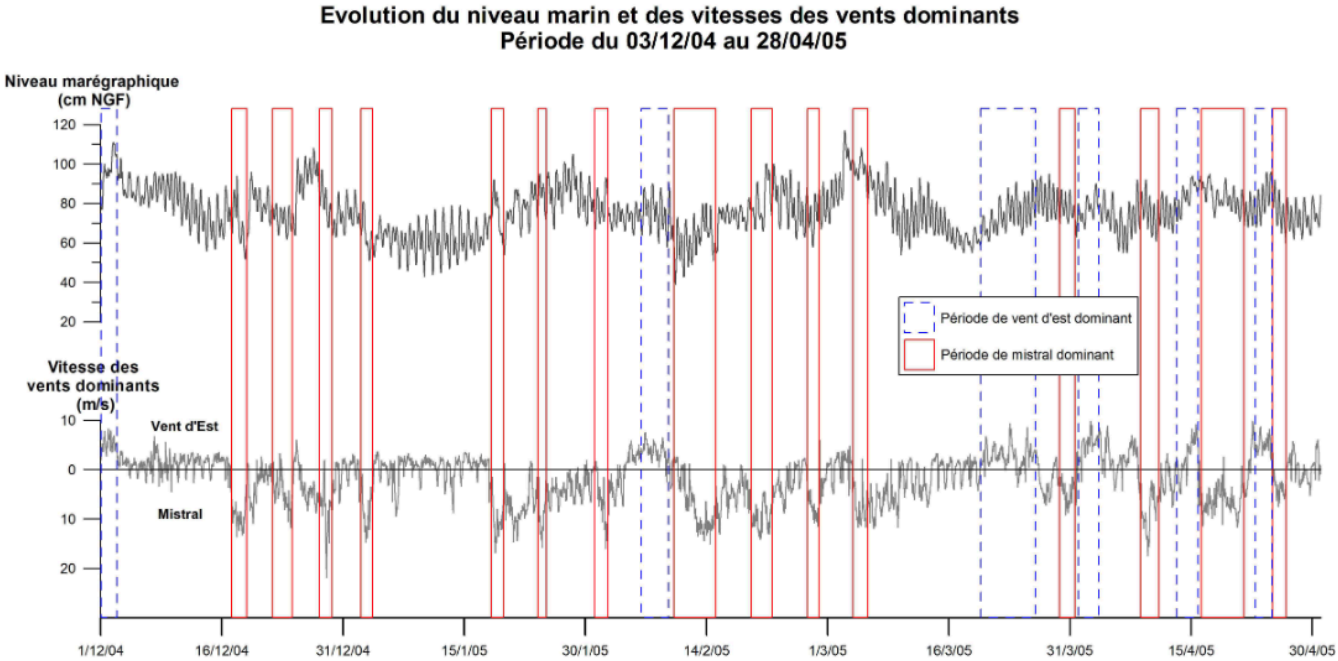
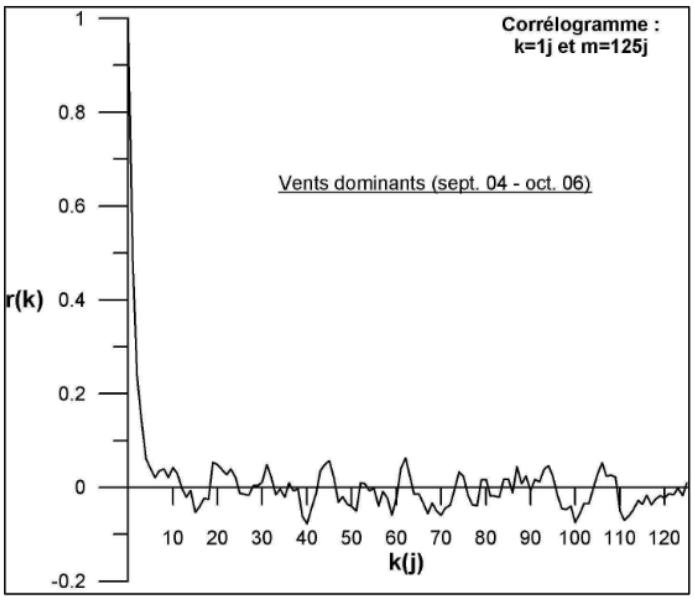


Figure 4-36 : Illustration de l'effet des vents dominants sur l'évolution du niveau marin à Marseille de décembre 2004 à avril 2005. Les périodes de vents sont représentées par les rectangles à trait plein (période de mistral) ou à trait hachuré (période de vent d'est)

Apport de l'analyse spectrale sur l'effet des vents

Le corrélogramme à long terme des vents dominants sur la période de septembre 2004 à octobre 2006 décroît très rapidement (Figure 4-37), il prend une valeur inférieure à 0,1 dès le 5ème jour. Le signal ne présente aucune périodicité, la distribution des vents est donc quasi-aléatoire au cours de l'étude.
Le corrélogramme croisé entre les vents et le niveau marin sur la période d'étude (Figure 4-38) montre une légère dissymétrie prouvant que les vents ont un effet sur le niveau marin, même si celui est assez atténué (r_k max=0,23).

Ces résultats confirment les observations faites visuellement sur les chroniques.
Le corrélogramme nous indique que le temps de réponse du niveau marin vis à vis des vents dominants est inférieur en moyenne à 20 h.



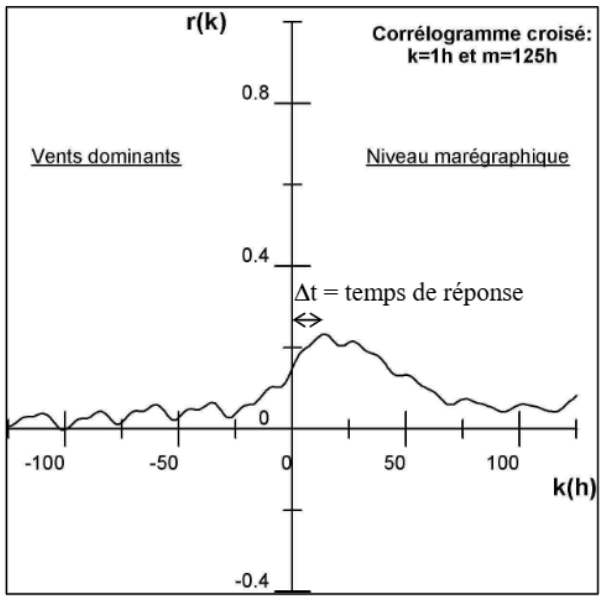


Figure 4-37 (à gauche) : Corrélogramme des vents dominants au pas de temps journalier sur la période de septembre 2004 à octobre 2006

Figure 4-38 (à droite) : Corrélogramme croisé au pas de temps horaire entre les vents dominants et le niveau marin

3.3.1.2. Effets des marées à long terme sur les pressions

La Figure 4-39 présente l'évolution des vents, du niveau marin et des pressions enregistrées aux deux sources sur une période de 6 mois (août à décembre 2005).
Les courbes des pressions montrent les mêmes évolutions suivant la direction des vents que celle du niveau marin. Avant ou pendant les périodes de mistral les pressions augmentent, avant ou pendant les vents d'Est les pressions diminuent.
En réalité, les pressions relevées dans les galeries souterraines sont plus directement reliées aux variations du niveau marin. Lorsque celui augmente il crée une mise en charge naturelle dans les conduits karstiques qui est enregistrée par la transmission directe de l'effet de pression.

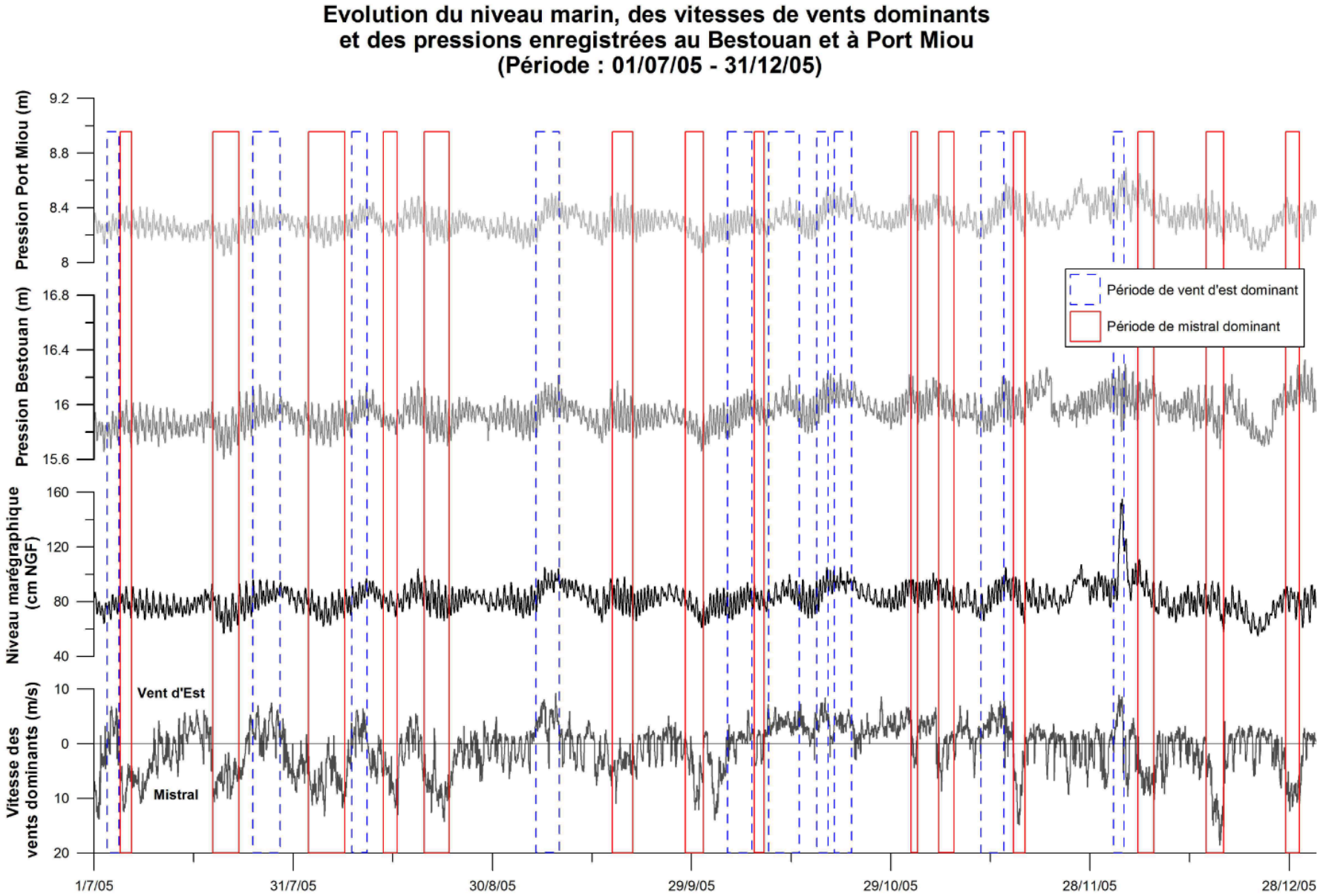


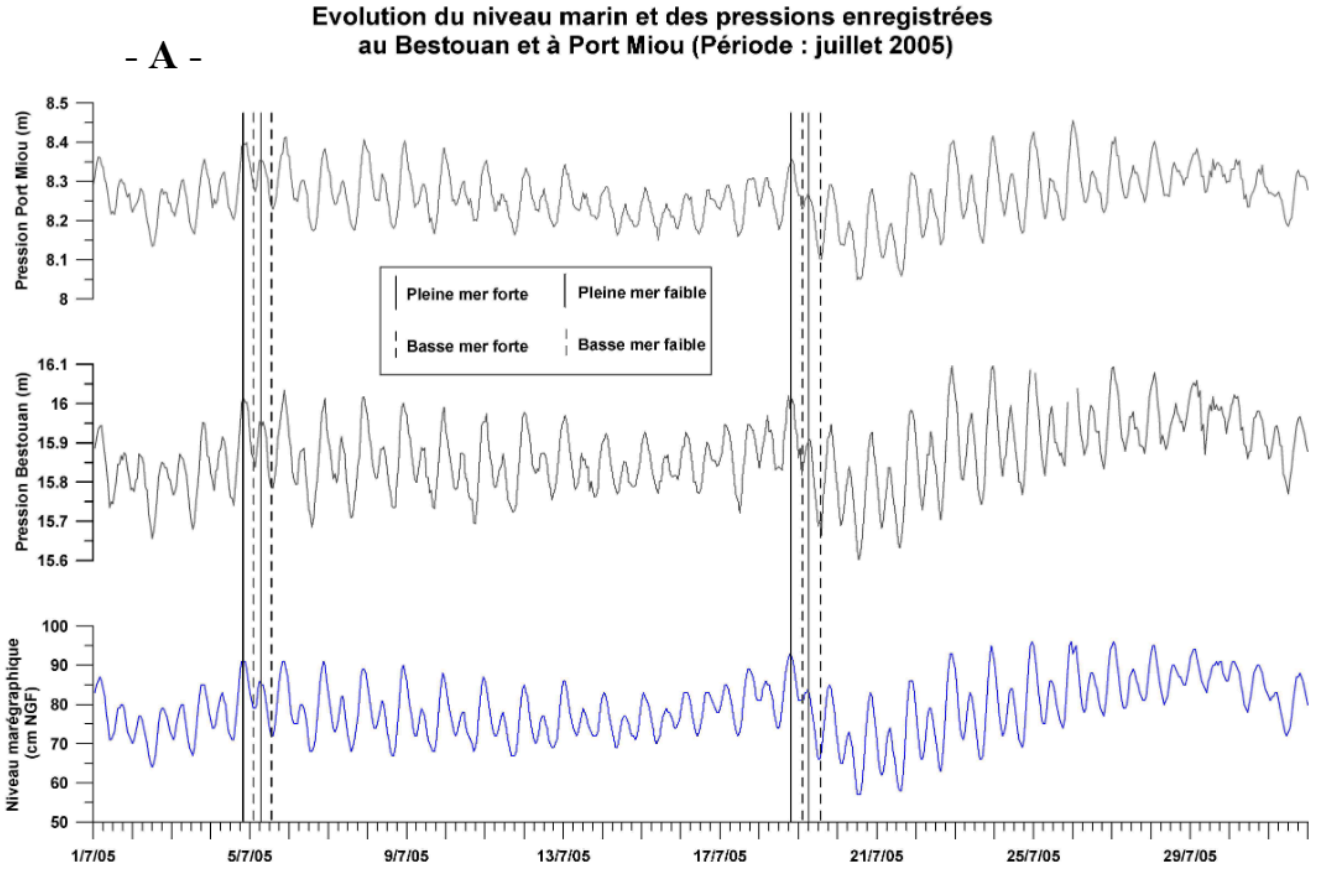
Figure 4-39 : Illustration de l'influence des périodes de vents dominants (mistral ou vent d'est) sur la marée et sur les pressions enregistrées à Port Miou et au Bestouan

En somme, la pression dans la galerie souterraine est directement dépendante des variations du niveau marin, qui elles même sont influencées par les variations des directions des forts coups de vent sur le secteur.

3.3.1.3. Effets des marées à court terme sur les pressions et les vitesses

L'effet des marées est très visible à l'échelle journalière sur les pressions et les vitesses enregistrées aux sources.
La Figure 4-40 montre que les épisodes diurnes et semi-diurnes des pleines mers et basses mers (fortes et faibles) sont corrélés proportionnellement avec les signaux de pressions (Figure 4-40A) et de manière inversement proportionnelle avec les vitesses d'écoulement sur les deux sources (Figure 4-40B). A chaque pleine mer (forte ou faible) correspond un pic de pression et une chute des vitesses d'écoulement dans les galeries et inversement.
Ce phénomène est essentiellement lié à l'hydraulique du système. En effet, à marée haute la différence de charge hydraulique entre le conduit karstique et la mer diminue entraînant une chute des vitesses dans ce même conduit.
Le niveau marin représente alors une condition aux limites hydrauliques vis à vis des exutoires sous-marins en régulant les vitesses d'écoulement et par conséquent le débit total des sources.

Ceci explique l'importance des cycles périodiques de la marée sur les paramètres et l'utilité d'utiliser des filtres du type moyenne mobile pour en masquer les effets sur les chroniques.



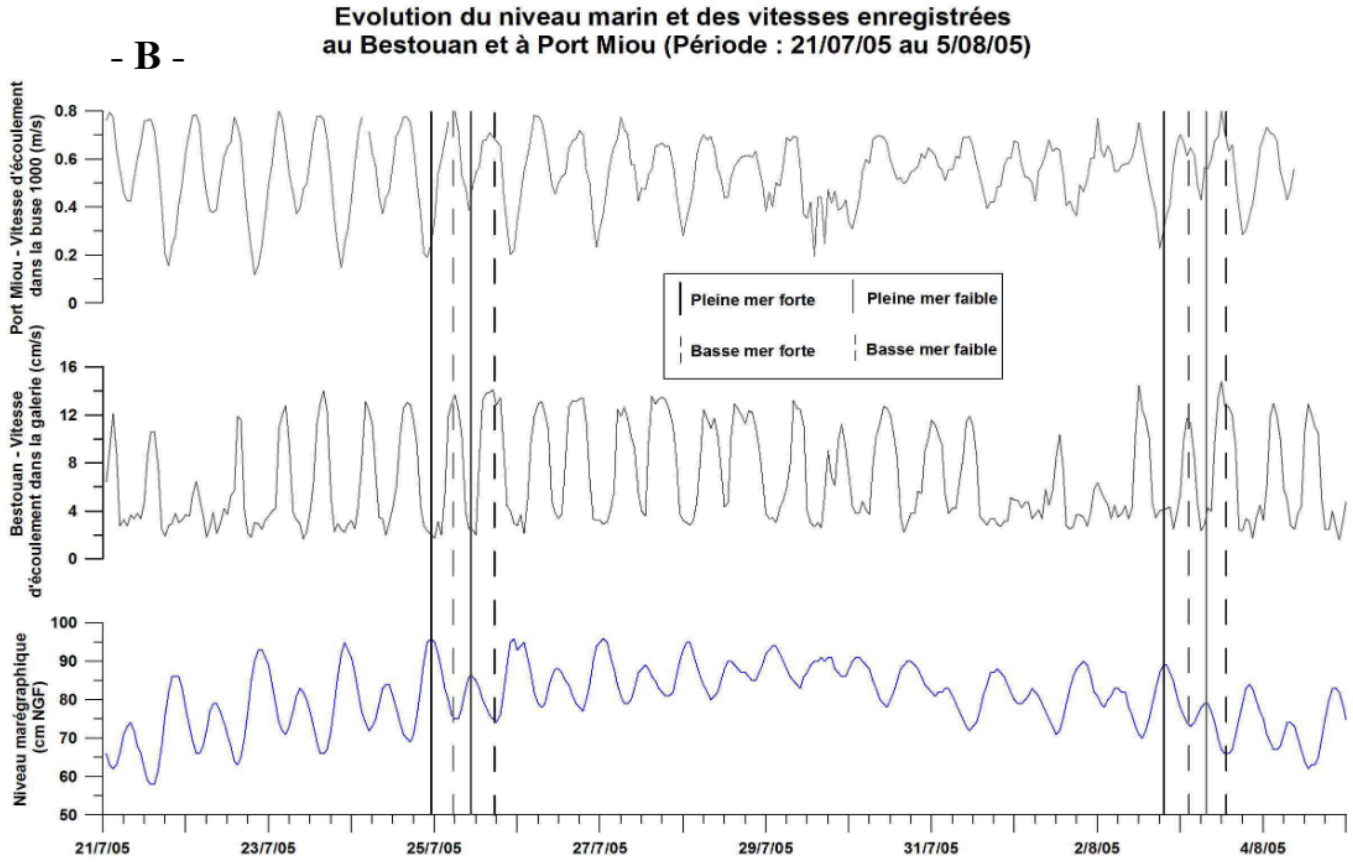


Figure 4-40 : Effets journaliers des épisodes de pleine et basse mer de la marée sur : A) les pressions ; B) les vitesses d'écoulement dans les galeries

3.3.1.4. Effets des marées sur la température et la salinité

Les chroniques du Bestouan font apparaître dans le détail des relations entre les variations du niveau marin, la salinité et la température de la source.
Les périodes de fortes oscillations de la salinité et de la température de la source sont directement reliées aux flux et reflux de la marée.
Comme on peut le constater sur la Figure 4-41 la plupart des pics de salinité coïncident avec les niveaux de marée haute. Ces pics de salinité sont dans la majeure partie du temps associés à des chutes de la température de l'eau ou parfois à des pics de la température.

Ces enregistrements peuvent être expliqués par le phénomène d'intrusion d'eau de mer directe par la résurgence. Au cours de certaines marées hautes la charge hydraulique de la mer devient plus importante que celle du conduit karstique à une certaine profondeur, une langue d'eau de mer peut alors pénétrer sur le fond des galeries sous-marines via les résurgences. Cette intrusion saline, qui avait déjà été observée dans les anciens enregistrements du SRPM (CHAPITRE 3 :2.2.1.3), est ici mise en évidence par l'enregistrement de pics de salinité correspondant à chaque entrée d'eau de mer plus salée et généralement plus froide que l'eau de la source.
Ces périodes "d'intrusion saline directe" ont pour conséquence de modifier considérablement les signaux de salinité et de température de la source du Bestouan. Il est en outre très difficile de comprendre le contexte préférentiel (notamment le rôle des vents) à l'origine de ces périodes d'intrusions qui semblent s'opérer de manière assez aléatoires.

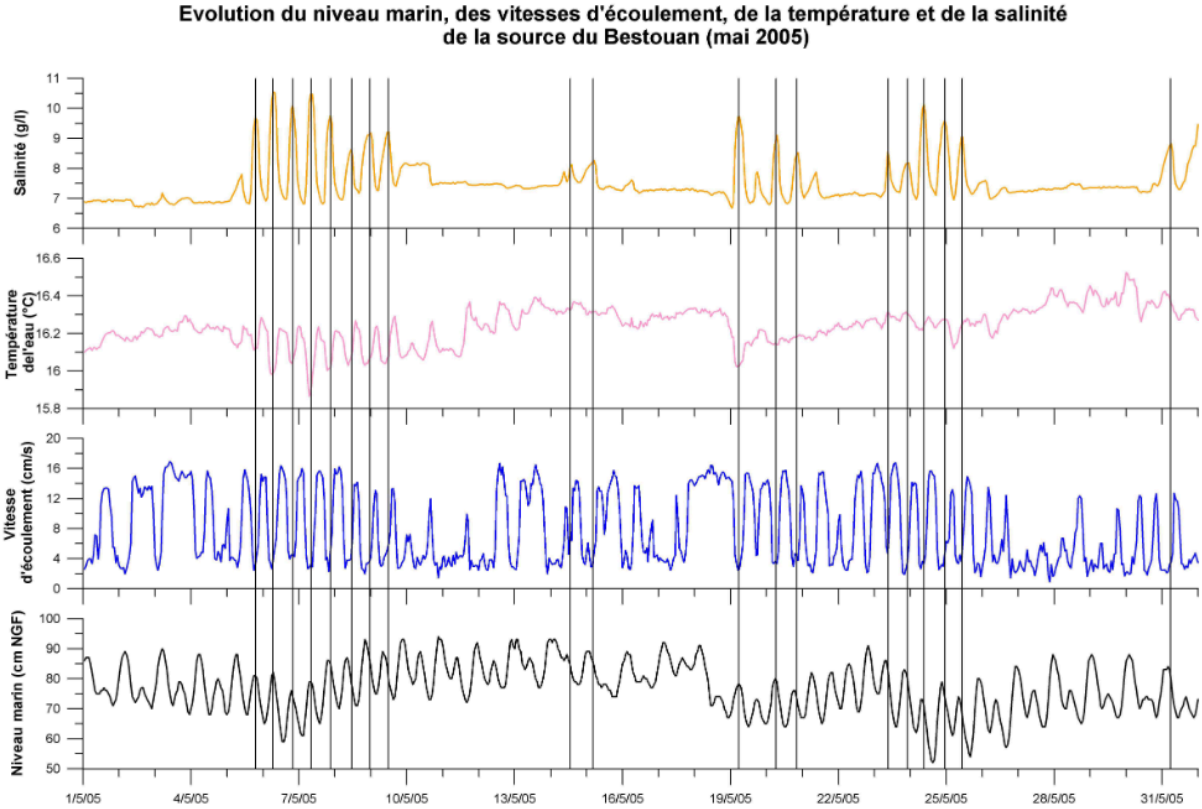


Figure 4-41 : Illustration du phénomène d'intrusion d'eau de mer directe par la résurgence du Bestouan. Les traits verticaux montrent le caractère synchrone entre les pics de salinité, les chutes de température et de vitesse de la source lors des pleines marées

De tels enregistrements ne sont pas visibles sur les chroniques de Port Miou. Ce résultat est logique car rappelons que les capteurs sont placés en amont du barrage sous-marin dont le but était de bloquer ces intrusions d'eau de mer. Les données confirment, s'il il y avait lieu de le faire, le rôle physique joué encore actuellement par l'ouvrage vis à vis des intrusions marines par la résurgence.

Apport de l'analyse spectrale sur l'effet de la marée sur les paramètres

Les spectres de densité à court terme et à long terme du niveau marégraphique indiquent la présence d'importants phénomènes cycliques :

- les cycles diurnes et semi-diurnes liés aux flux et reflux de la marée avec les deux pics caractéristique à 25 h et 12,5 h (Figure 4-42A) ;
- le cycle à long terme de morte-eau/vive-eau marqué par un pic à 14,3 j (Figure 4-42B).

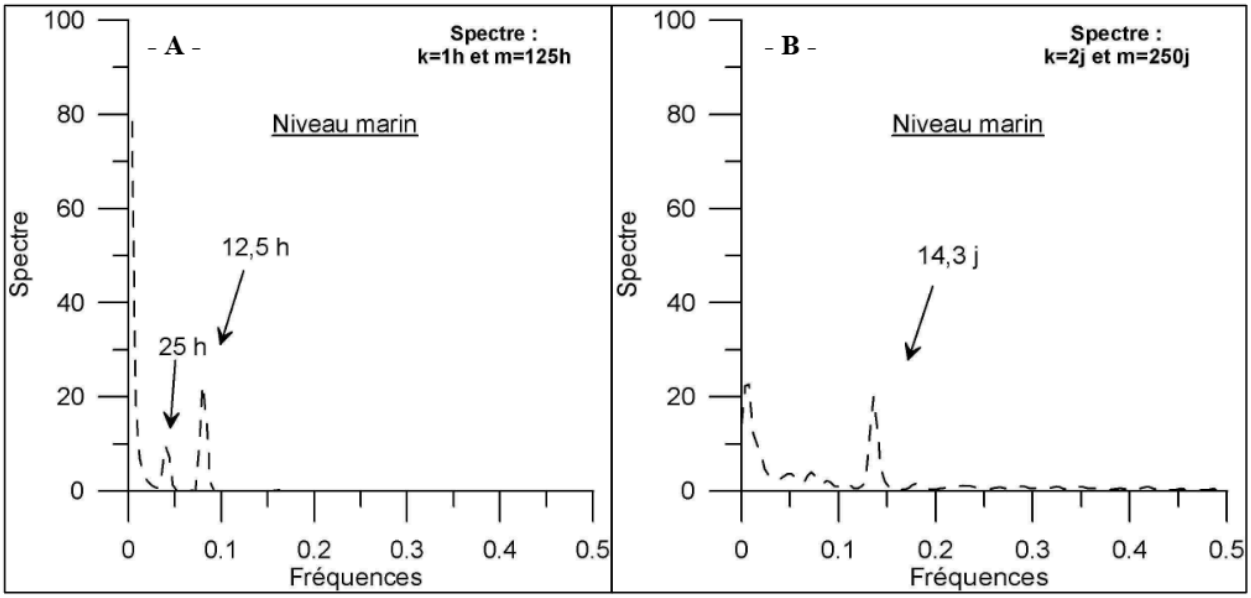


Figure 4-42 : Spectres de densité du niveau marin A) Court terme : pas de temps horaire ; B) Long terme : pas de temps de deux jours

Les spectres à court et long terme ont été calculés sur les chroniques des sources les plus longues, c'est à dire les chroniques 2. Seuls les spectres à long terme de la vitesse d'écoulement dans les galeries n'ont pas pu être effectués du fait des lacunes de données sur les chroniques.

Les spectres au pas de temps horaire des chroniques du Bestouan montrent (Figure 4-43A) que l'ensemble des paramètres présente des pics diurnes et semi-diurnes. La pression et la vitesse ont les réponses les plus fortes et les pics sont très faibles pour la salinité voire inexistants sur la température.

Ces résultats viennent confirmer l'importance du rôle de régulateur hydraulique joué par la marée sur l'évolution des pressions et des vitesses (et à fortiori des débits) à la source du Bestouan. L'importance de ces phénomènes cycliques apparaît moins fortement sur l'évolution des paramètres de conductivité et de température. Si l'effet de la marée est continue sur les pressions et les vitesses d'écoulement de la source, la salinité et la température sont soumises à l'intrusion d'eau de mer directe qui visiblement relève d'un fonctionnement plus aléatoire.

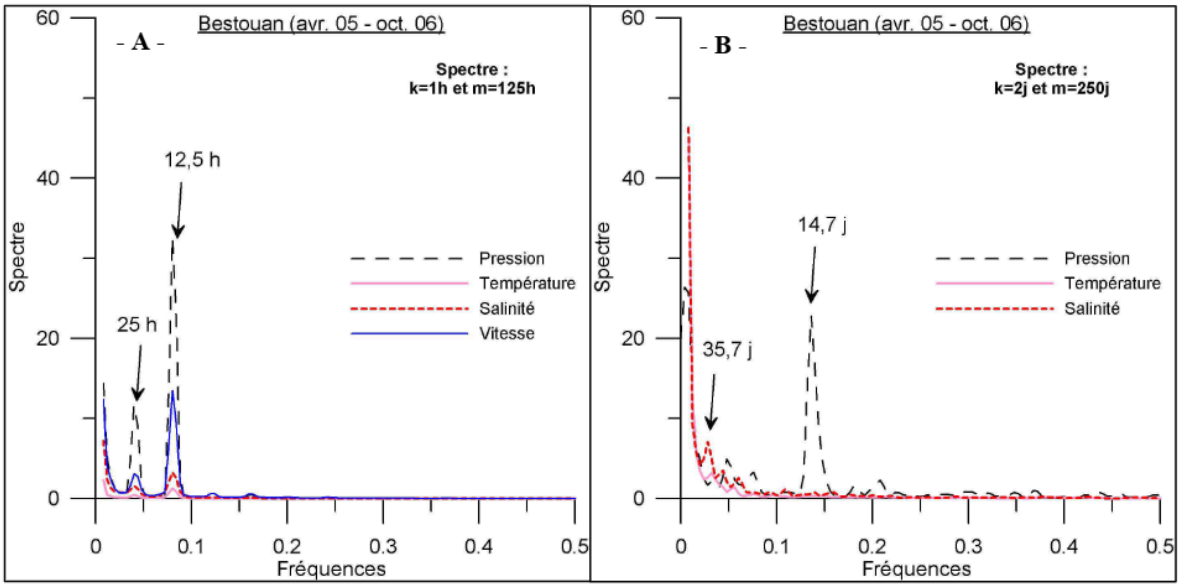


Figure 4-43 : Spectres de densité des paramètres du Bestouan sur la période d'avril 2005 à octobre 2006. A) Court terme : pas de temps journalier ; B) Long terme : pas de temps de deux jours

Les spectres au pas de temps horaire des chroniques de Port Miou (Figure 4-44A) renseignent que la pression et les vitesses d'écoulement sont plus légèrement influencés par les cycles diurnes et semi-diurnes de la marée que sur la source du Bestouan. Une étude récente (Cavalera *et al.*, 2006) a montré que cette constatation n'était pas constante au cours du cycle hydrologique, mais qu'au contraire l'influence de la marée devenait plus importante au cours de l'étiage (2005) sur la source de Port Miou. L'effet des cycles de la marée n'apparaît pas sur la salinité et la température de la source.

L'étude des spectres à long terme sur les chroniques des deux sources indique que la pression enregistre bien les effets à long terme (vives-eaux/mortes-eaux) des cycles de la marée symbolisés par des pics à une période de 14,3 ou 14,7 j (Figure 4-43B et Figure 4-44B).
Enfin un pic à 35 jours apparaît sur les spectres à long terme de la salinité des sources. Il est difficilement reliable à un phénomène physique.

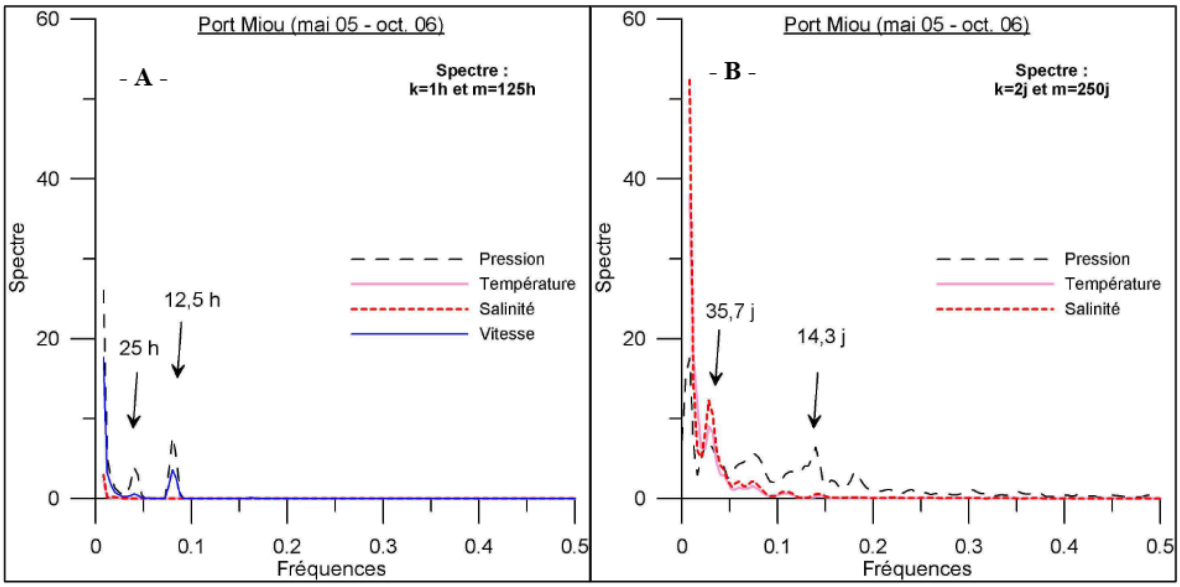


Figure 4-44 : Spectres de densité des paramètres de Port Miou sur la période de mai 2005 à octobre 2006. A) Court terme : pas de temps horaire ; B) Long terme : pas de temps de deux jours

3.3.2. Effet de la répartition spatiale des précipitations

Au cours de l'étude, seuls cinq événements pluvieux significatifs sont localisés sur les pluviomètres des secteurs Nord Marseille et des secteurs éloignés du bassin versant direct des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan.
Quatre de ces événements ont été enregistrés uniquement au pluviomètre de St Maximin en août 2005 et juillet 2006 (Tableau 4-13). En avril 2006 le pluviomètre de la ville de Trets a enregistré un cumul de 25 mm, et celui de St Maximin un cumul de 12 mm.

Période	Précipitations (mm) secteur Nord Marseille	Précipitations (mm) secteur éloigné	Remarques
11/08/2005	-	**51**	Pluie localisée sur St Maximin
20/08/2005	-	**18**	Pluie localisée sur St Maximin
27/04/2006	0 à 4,4	**5,6 à 24,6**	Pluie localisée sur Trets essentiellement
13/07/2006	-	**56**	Pluie localisée sur St Maximin
17/07/2006	-	**29**	Pluie localisée sur St Maximin

Tableau 4-13 : Evènements pluvieux localisés sur les pluviomètres des secteurs Nord Marseille et éloignés au cours de l'étude (les n° de pluies correspondent à la numérotation donnée dans le Tableau 4-7)

La Figure 4-45 montre que les pluies importantes d'août 2005 à St Maximin (notamment le 11) n'ont visiblement aucun effet sur les vitesses d'écoulement à Port Miou et au Bestouan, car aucune augmentation significative des vitesses dans les galeries n'est visible au cours des trois semaines succédant aux pluies. La salinité des sources montre une légère inflexion dans les tendances (flèches en traits hachurés) à partir du 31 août. On pourrait y voir là l'influence à long terme des pluies tombées à St Maximin.
En comparaison l'effet des pluies du début septembre est rapidement observable par une chute importante de la salinité aux deux sources et une augmentation singulière des vitesses d'écoulement.

Les pluies de juillet 2006, toujours localisées à St Maximin, ne montrent elles aussi aucune incidence sur l'évolution des vitesses d'écoulement enregistrées (Figure 4-46). Une très légère inflexion de la salinité à Port Miou semble s'amorcer au début du moins d'août (près de 20 jours après les pluies). Cette baisse pourrait être la conséquence des pluies enregistrées de St Maximin intervenant, comme en août 2005, près de 20 jours après les pluies
Les pluies de la fin avril 2006 à Trets et à St Maximin n'influent pas sur les vitesses d'écoulements enregistrées dans les galeries souterraines (Figure 4-47). La tendance à la hausse de la salinité au Bestouan n'est pas non plus perturbée. Par contre, on peut voir une très légère inflexion dans la hausse de la salinité à Port Miou, 9 jours après les pluies, le 7 mai. Il pourrait s'agir de l'influence des pluies du secteur de Trets, intervenant plus rapidement, que celles du secteur plus éloigné de St Maximin.

En conclusion, les légères modifications dans les tendances évolutives de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan interviennent entre 10 et 20 jours après les pluies enregistrées aux pluviomètres éloignés (Trets et St Maximin). Ce pourrait être le signe d'une influence à long terme de la pluviosité récoltée sur les massifs du Régagnas et de la Sainte Victoire à l'impluvium des sources sous-marines.
Le signal reste toutefois très incertain et mériterait d'être confirmé de manière plus démonstrative.

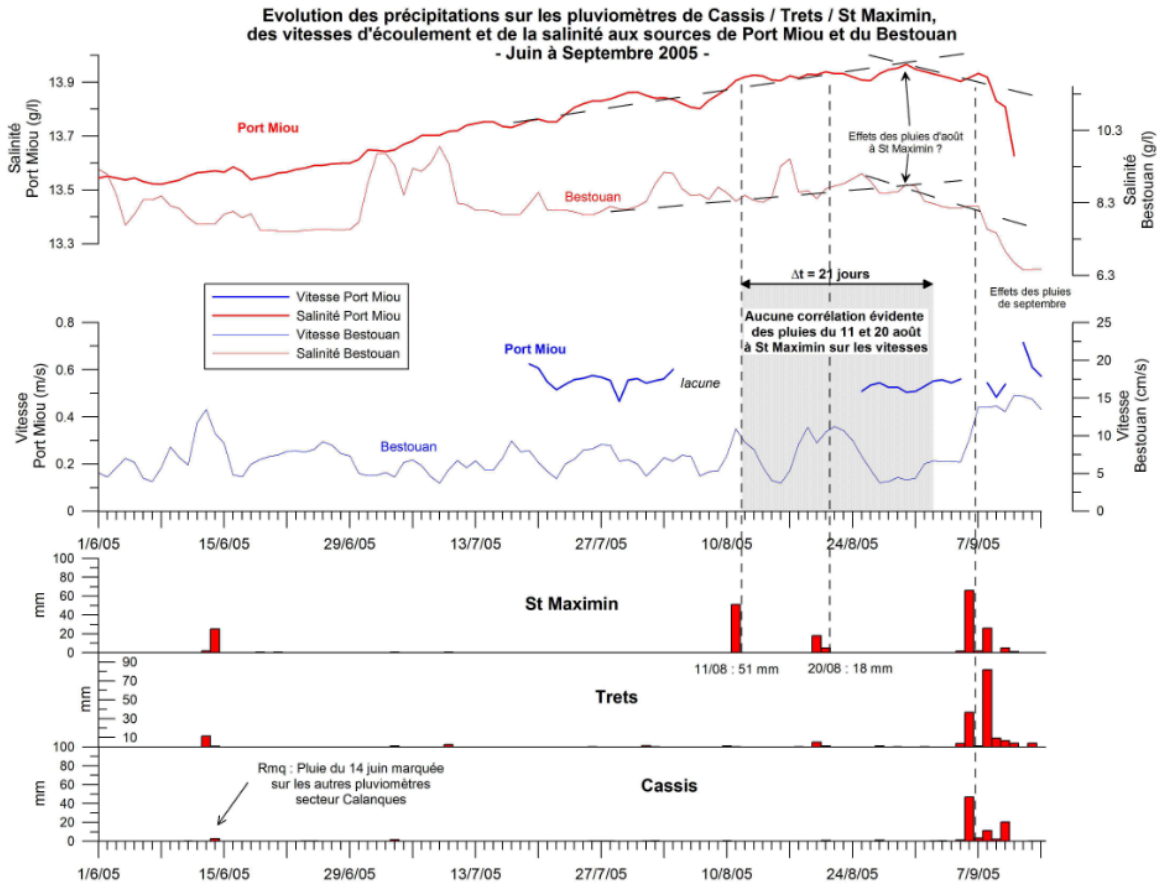


Figure 4-45 : Essai de corrélation entre les précipitations localisées à St Maximin au cours du mois d'août 2005 et l'évolution des vitesses d'écoulement et de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan (données journalières)

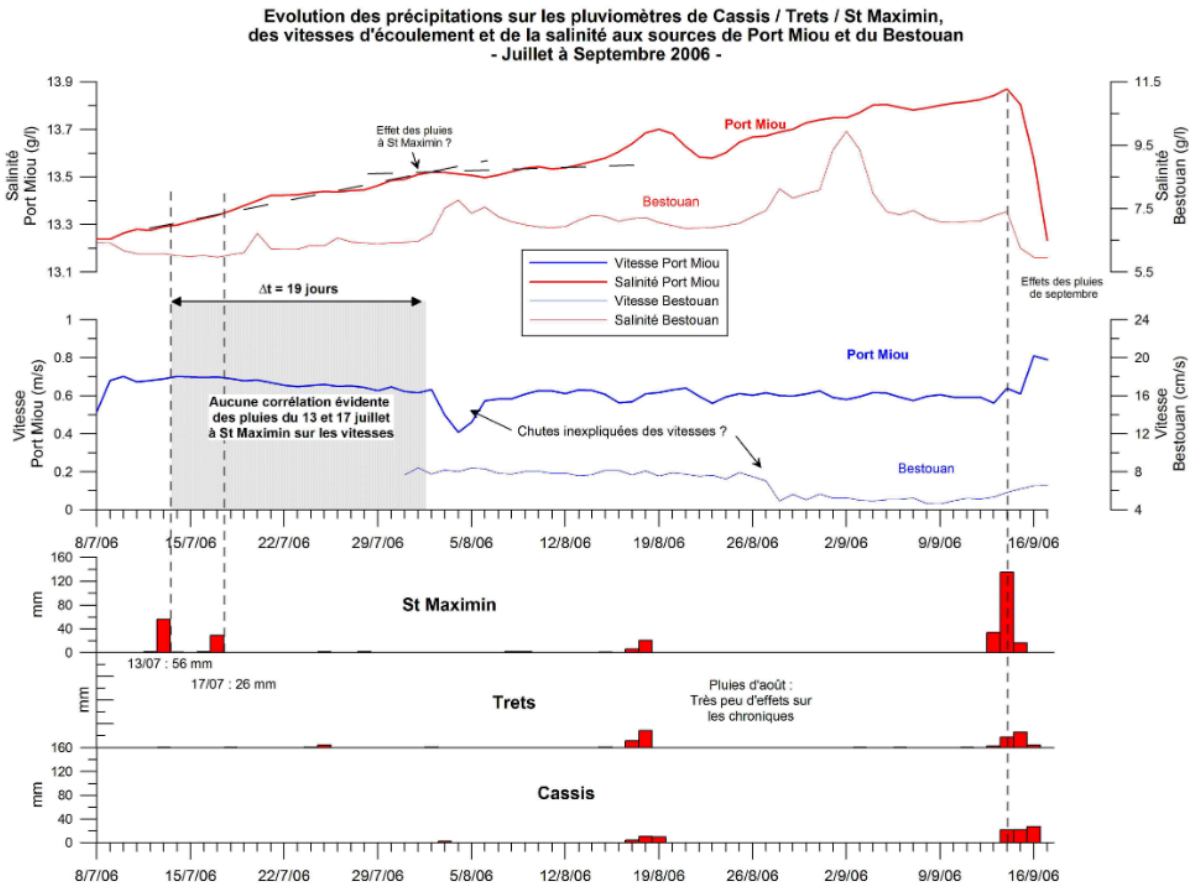


Figure 4-46 : Essai de corrélation entre les précipitations localisées à St Maximin au cours du mois de juillet 2006 et l'évolution des vitesses d'écoulement et de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan (données journalières)

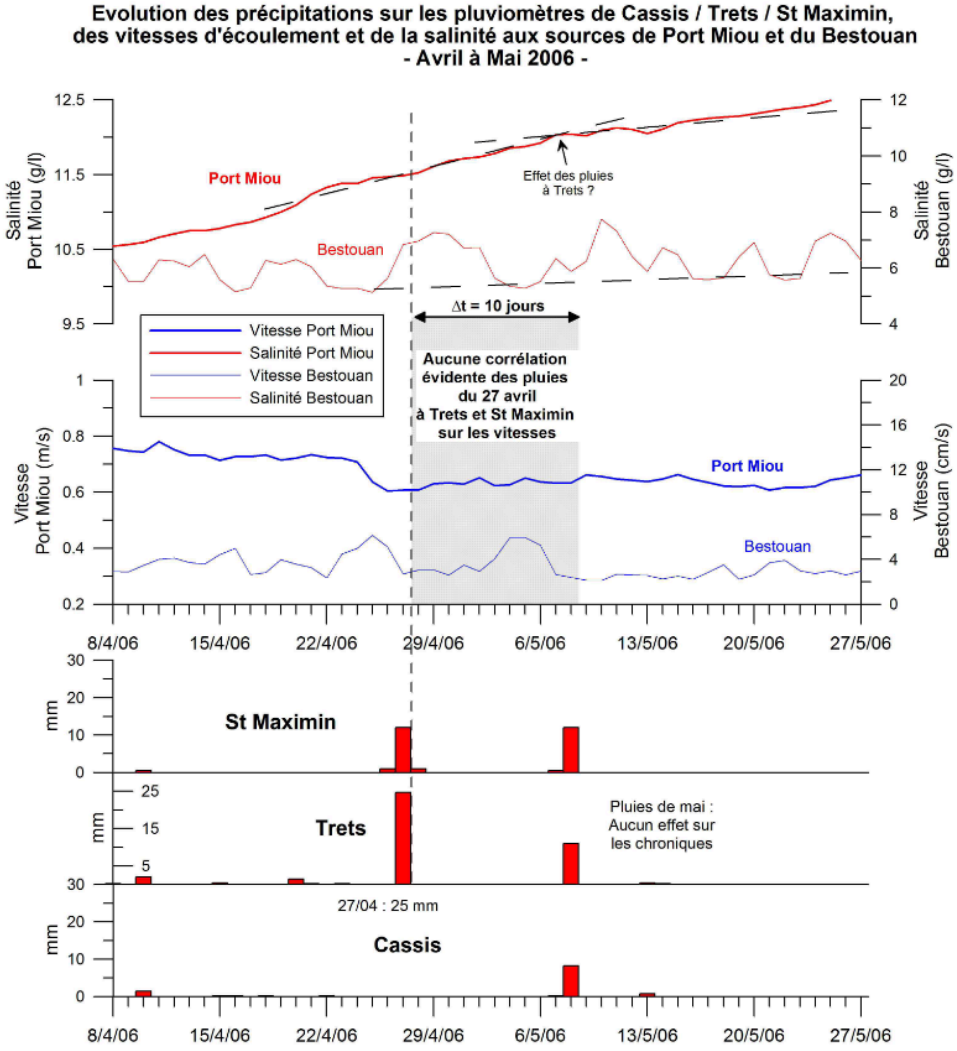


Figure 4-47 : Essai de corrélation entre les précipitations localisées à Trets et St Maximin au cours du mois d'avril 2006 et l'évolution des vitesses d'écoulement et de la salinité des sources de Port Miou et du Bestouan (données journalières)

Apport de l'analyse corrélatoire : Utilisation des corrélogrammes croisés

Les corrélogrammes croisés entre les données pluviométriques et les données acquises aux sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan ont été calculés pour tous les pluviomètres sélectionnés dans le cadre de cette étude.

Les corrélogrammes ont été effectués avec un pas de 1 jour (k= 1 j) et une troncature de 125 j (m = 125 j). Les données utilisées sont les données pluviométriques journalières et les données journalières des paramètres enregistrés après traitement par moyenne mobile.

Les chroniques de vitesses n'ont pas été intégrées à cette analyse car elles comportaient trop de lacunes. Tous les corrélogrammes croisés sont fournis en annexes (ANNEXE 6).

La Figure 4-48 synthétise les corrélogrammes croisés Pluie/Paramètres obtenus pour trois pluviomètres représentatifs des secteurs géographiques étudiés :

- le pluviomètre de St Cyr pour le secteur du massif des Calanques,
- le pluviomètre d'Allauch pour le secteur Nord Marseille,
- le pluviomètre de St Maximin pour le secteur éloigné.

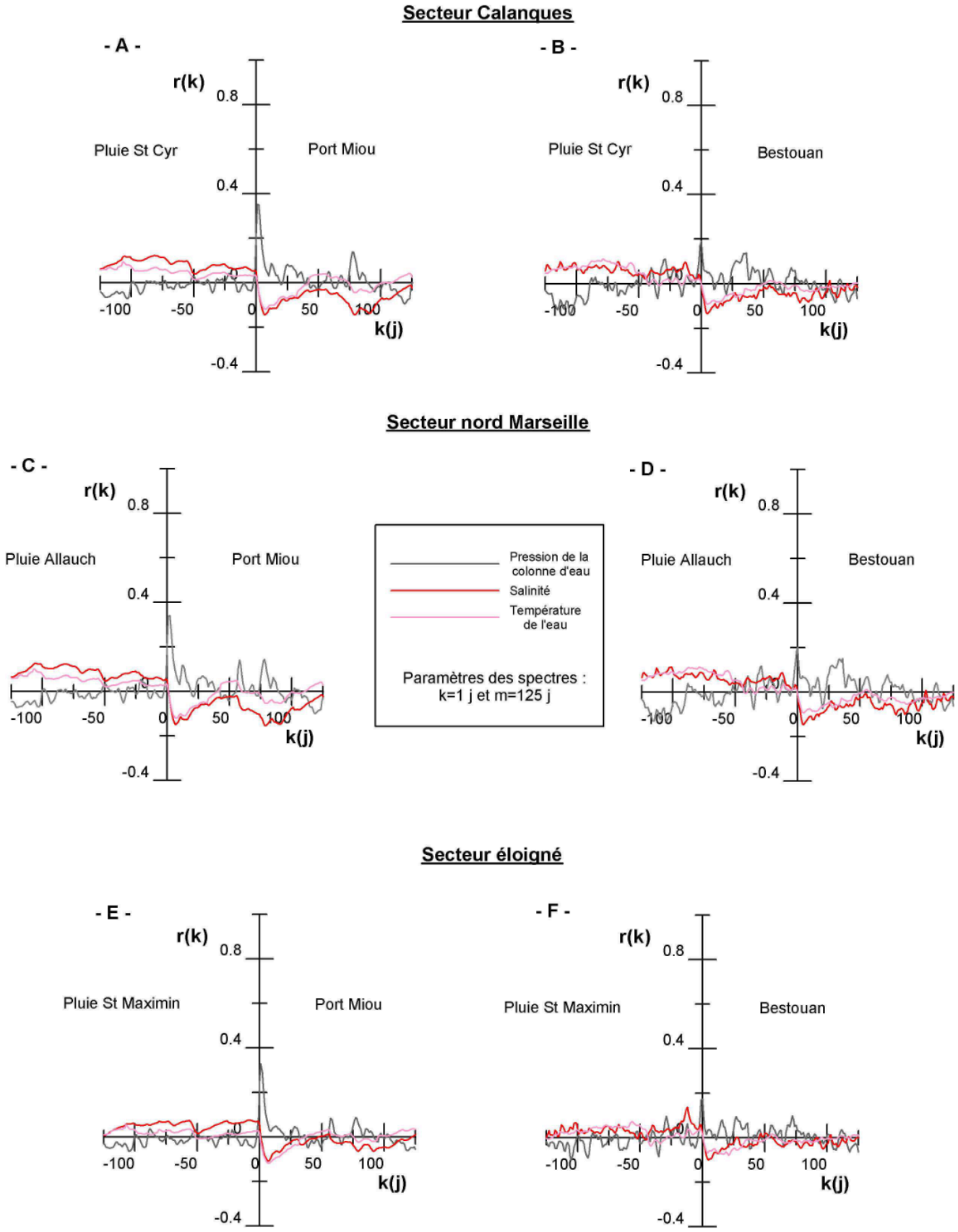


Figure 4-48 : Corrélogrammes croisés entre la pluviométrie à St Cyr, Allauch et St Maximin et les différents paramètres enregistrés (excepté les vitesses d'écoulements) aux sources de Port Miou (graphiques A, C et E) et du Bestouan (graphiques B, D et F)

De manière générale l'ensemble des paramètres montre des corrélogrammes dont les réponses sont très faibles vis à vis de l'ensemble des pluviomètres. Leurs aspects sont très chaotiques avec de nombreux pics dans les valeurs positives ou négatives de r(k). Les corrélogrammes présentés sont assez synthétiques des résultats obtenus pour l'ensemble des pluviomètres.

Les corrélogrammes de la salinité et de la température des sources ont des pics négatifs de r(k). Les valeurs des pics de corrélation varient pour la salinité entre -0,14 et -0,1 et pour la température entre -0,09 et -0,08 (Tableau 4-14). Ces résultats confirment que la salinité et la température des sources sont corrélées de manière inverse avec les précipitations. La source du Bestouan réagit visiblement plus vite que Port Miou car les temps de réponse sont en moyenne de 5 jours pour le Bestouan et de 7 jours pour Port Miou. Le corrélogramme diminue lentement, signe que l'effet des pluies s'enregistre pendant longtemps, en moyenne plus de 50 j, sur la salinité et la température de l'eau. Un second pic vers 80-90 jours est observé sur de nombreux corrélogrammes. Ce signal est difficile à interpréter.
Les corrélogrammes de la pression montrent un pic assez fort et serré. Les coefficients de corrélation sont compris entre 0,17 et 0,35. La réponse des pressions suite aux précipitations est donc plus importante que celles des salinités et températures, mais elle est plus brève. La réponse est quasi instantanée au Bestouan et plus déphasée à Port Miou (k=1 ou 2 j).

D'après les coefficients de corrélation la source de Port Miou réagit plus fortement que celle du Bestouan. Toutefois, les valeurs des coefficients restent faibles (excepté pour les pressions).

		Salinité		**Température**		**Pression**	
Pluviomètres		St Cyr		St Cyr		St Cyr	
		Allauch	St Maximin	Allauch	St Maximin	Allauch	St Maximin
Bestouan	Coefficient r_k	-0,13		-0,09		0,15	
		-0,14	-0,10	-0,09	-0,08	0,20	0,17
	Temps de réponse k (j)	5		5		0	
		5	5	5	7	0	0
Port Miou	Coefficient r_k	-0,14		-0,12		0,35	
		-0,15	-0,11	-0,12	-0,12	0,34	0,33
	Temps de réponse k (j)	7		8		2	
		7	7	7	7	2	1

Tableau 4-14 : Valeurs des coefficient de corrélation et du temps de déphasage des principaux pics observés sur les corrélogrammes croisés entre les précipitations de St Cyr, Allauch et St Maximin et les paramètres enregistrés aux sources de Port Miou et du Bestouan

Peut-on en déduire l'influence des pluviomètres des secteurs Nord Marseille et éloignés d'après ces résultats ?

Il serait hâtif de conclure sur la base de ces résultats que les corrélogrammes montrent une influence des précipitations sur les secteurs éloignés et du nord de Marseille sur les paramètres des sources.
Deux remarques nécessitent d'être prises en compte :

- la réponse des corrélogrammes est pratiquement la même quelque soit le secteur étudié et l'on n'enregistre pas des temps de réponses variables selon les pluviomètres concernés ;
- la distribution des pluies au cours de la période n'a pas été très hétérogène (très peu d'orages localisés ont été enregistrés).

En somme les corrélogrammes croisés entre les précipitations des secteurs Nord Marseille et éloignés et les paramètres enregistrés aux sources au cours du cycle 2005-2006 ne nous permettent pas de savoir si ces impluviums karstiques (massif d'Allauch, Etoile, Régagnas et Ste Victoire) participent ou non à l'alimentation du bassin versant des sources sous-marines.

Pour essayer de répondre à cette problématique il s'avère nécessaire de disposer de chroniques d'enregistrement beaucoup plus importante (3 à 5 ans min.), afin de multiplier les chances d'obtenir un grand nombre d'événements pluvieux localisés sur les secteurs à discrétiser.

3.4. MECANISME D'ALIMENTATION EN EAU DOUCE ET SALEE A PORT MIOU

3.4.1. Etude des hydrogrammes et chimiogrammes lors des crues

3.4.1.1. Caractéristiques des crues

Les crues de la source ont été numérotées de 1 à 14 (Figures 28 à 30). Les crues n°6 et 12 ont été scindées en deux épisodes, a et b, car des pluies très rapprochées font se succéder deux hydrogrammes de crues. L'ensemble des hydrogrammes et des chimiogrammes des crues est présenté en détail en annexe, ainsi que toutes les informations qui ont été récoltées par leur étude : débit initial, salinité minimum, débit maximum… (ANNEXE 7 et ANNEXE 8).

> Remarque : Le début et la fin des crues n°4, 6a, 11 et 12b ne sont pas visualisables sur les chroniques de débit et pour les crues n° 5, 9 et 14 leur positionnement est difficile à établir.

Les principales caractéristiques des quatorze crues de la source de Port Miou sont données dans le Tableau 4-15.

Le débit de la source augmente dès les premières heures après le début des premières chutes de pluies à Cassis. La montée en crue de la source est également très rapide, de quelques heures à deux jours maximum. La décrue est très variable selon les crues de 23h pour la crue n°3 à plus de 33 jours pour la crue n°8.
A chaque crue sont associées une ou plusieurs chutes de la salinité et de la température de l'eau.
La variation de salinité, c'est à dire la différence entre la salinité initiale (avant la chute) et la salinité minimum atteinte, est plus significative que la variation de la température de l'eau lors des crues. C'est pourquoi nous nous attardons particulièrement sur les variations de salinité.

3.4.1.2. Relations entre le débit et la chute de la salinité en crue

La Figure 4-49 met en comparaison les variations de la salinité avec plusieurs paramètres.
La forte dispersion des points, observée sur le graphique b, indique que les variations de la salinité au cours des crues sont indépendantes de la durée de la diminution de la salinité. De la même manière, le graphique d montre que la durée de la chute de la salinité n'est pas liée au temps de montée en crue de la source (temps entre le débit initial et le débit de pointe).
Par contre, la salinité minimale obtenue lors d'une crue est dépendante du débit de pointe de la source (Figure 4-49a). Cette relation semble moins claire pour la crue n°8 qui est très largement en dehors du graphique.
Les variations du débit de la source (débit maximal – débit initial) ne montrent pas de liaison évidente avec les variations de la salinité au cours d'une même crue (Figure 4-49c).

Crue	Période	Temps entre le début des pluies à Cassis et le début de la crue (h)	Débit initial avant la montée en crue : Q_i (m^3/s)	Débit de pointe : Q_{max} (m^3/s)	Durée de montée en crue (h)	Durée de la décrue (h)	Débit moyen au cours de la crue : Q_{moy} (m^3/s)	Nombre de chutes de salinité	Salinité initiale : S_i (g/l)	Salinité minimum atteinte : S_{min} (g/l)	Nombre de chutes de température	Température initiale : T_{ini} (°C)	Température minimum atteinte : T_{min} (°C)
1	10/09/05 : 16/09/05	2	1,05	1,92	8	119	1,320	3	13,8	11,95	2	17,43	17,15
2	18/09/05 : 23/09/05	1	1,10	2,12	7	104	1,380	2	12,48	11,73	2	17,27	17,08
3	25/09/05 : 27/09/05	1	1,05	1,83	3	23	1,315	1			0	néant	néant
4	*Non visible*	-	-	-	-	-	-	2	13,17	12,71	0	néant	néant
5	04/11/05 : 10/11/05	6	1,20	1,70	43	94	1,312	1	13,3	12,93	0	néant	néant
6a	*Non visible*	-	-	-	-	-	-	1	12,97	12,83	0	néant	néant
6b	15/11/05 : 25/11/05	2	1,09	2,16	18	225	1,387	3	12,9	10,71	2	17,32	16,9
7	02/12/05 : 13/12/05	6	1,19	2,35	23	239	1,580	2	12,32	9,37	2	17,15	16,65
8	27/01/06 : 03/03/06	2	1,72	11,91	23	813	3,788	3	12,35	3,42	2	17,2	15,25
9	21/03/06 : 24/03/06	2	1,60	1,95	40	30	1,702	2	10,53	10,04	0	néant	néant
11	*Non visible*	-	-	-	-	-	-	1	13,71	13,55	0	néant	néant
12a	14/09/06 : 15/09/06	1	1,24	1,77	2	19	1,314	3	13,91	12,2	3	16,6	16,25
12b	*Non visible*	-	-	-	-	-	-	3	13,91	12,2	3	16,6	16,25
13	25/09/06 : 27/09/06	17	1,20	2,14	13	41	1,486	2	12,92	11,87	2	16,42	16,28
14	19/10/06 22/10/06	5	1,06	1,85	51	30	1,173	3	13,54	13,1	1	16,5	16,4

Tableau 4-15 : Caractéristiques principales des crues et des chutes de salinité/température associées de la source de Port Miou de septembre 2005 à octobre 2006

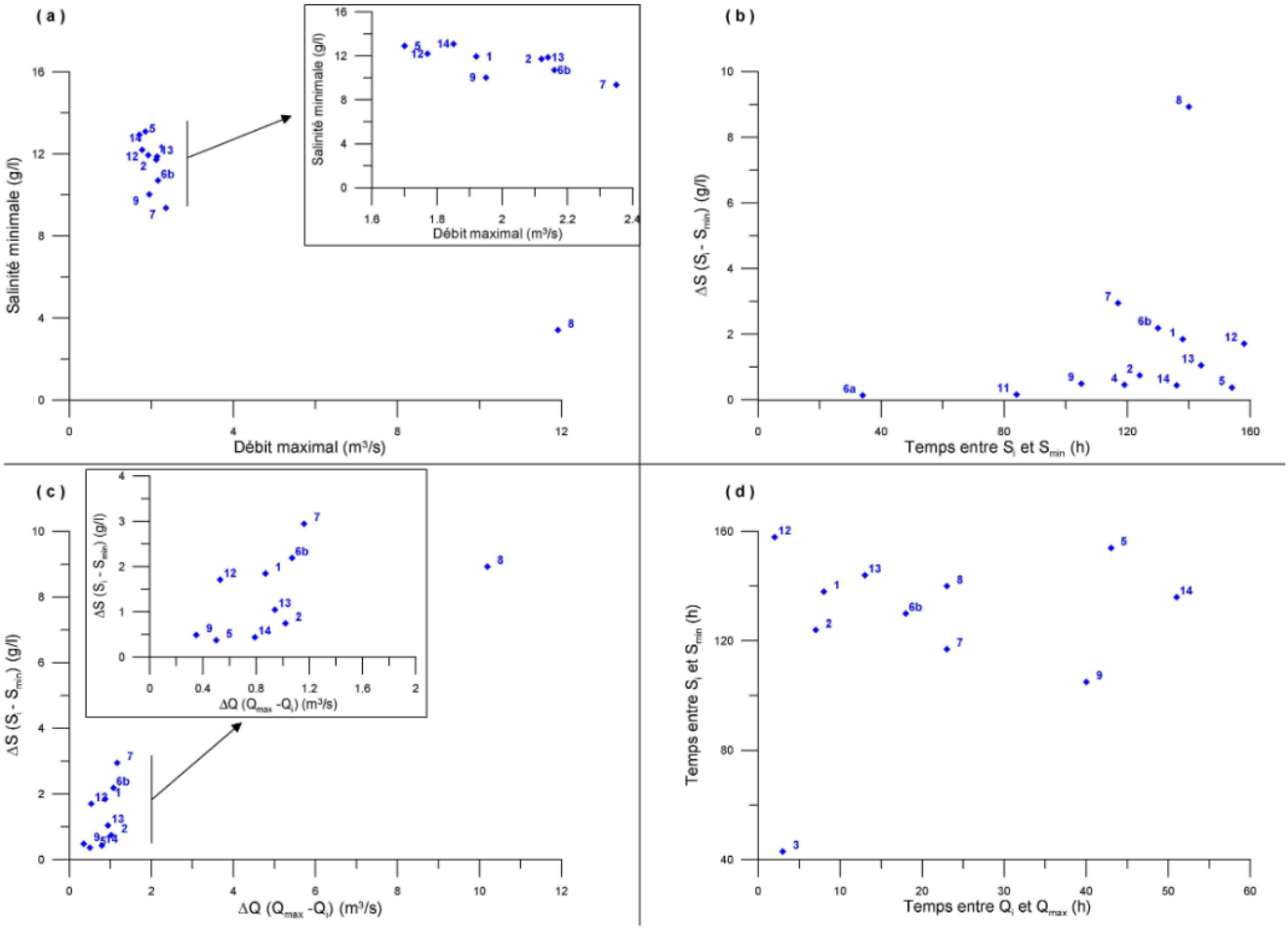


Figure 4-49 : Relations entre la salinité et les débits de la source de Port Miou au cours des 14 crues étudiées entre septembre 2005 et octobre 2006

3.4.2. Etude du déphasage Q-S lors des crues à Port Miou

3.4.2.1. Exemples de déphasages sur les chroniques et applications

Les sources de Port Miou et du Bestouan montrent lors de leurs crues des déphasages entre l'augmentation du débit (ou de la vitesse pour le Bestouan) et la diminution de leur salinité.
Quatre crues sont figurées à titre d'exemple en novembre et décembre 2005 pour la source de Port Miou (Figure 4-50A) et septembre 2005 pour le Bestouan (Figure 4-50B).

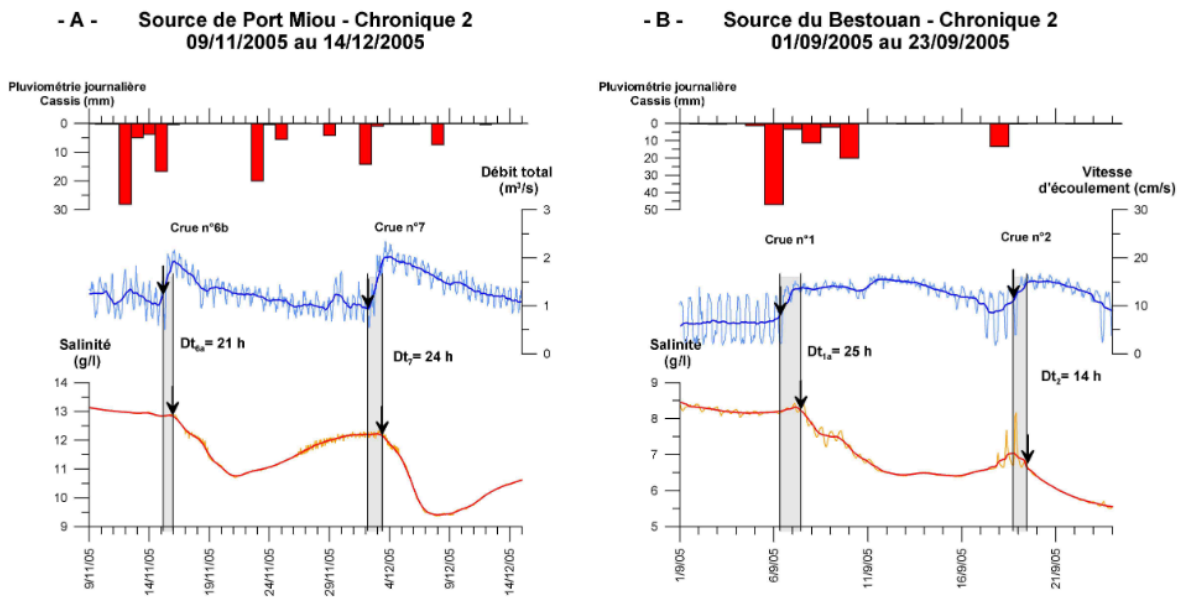


Figure 4-50 : Exemples de décalages temporels entre l'augmentation du débit ou de la vitesse d'écoulement et la chute de la salinité : A) A Port Miou pour deux crues en novembre-décembre 2005 ; B) Au Bestouan pour deux crues en septembre 2005

On peut remarquer que ce déphasage était déjà visible sur les anciens enregistrements du SRPM effectués au cours de l'automne 1973. A l'époque un système de capteurs permettait d'enregistrer l'évolution de la conductivité spécifique de l'eau à Port Miou en amont du barrage à différentes hauteurs d'eaux. Le dispositif était complété par une mesure de vitesse dans une section réduite de la galerie à 36 m² (CHAPITRE 3 :2.2.2.1).
Les données de l'époque ont été numérisées et la conductivité traduite en salinité. Le graphique repris dans la Figure 4-51 montre bien un décalage entre l'augmentation des vitesses dans la galerie et la chute de la salinité de la source.

Le calcul du volume d'eau saumâtre expulsé au cours de ce déphasage n'a pu être appliqué que sur les données récentes de Port Miou. Les mesures de vitesses sur les chroniques anciennes de Port Miou, ainsi que sur celles récentes du Bestouan ne sont pas suffisamment représentatives du débit des sources et apporteraient une part d'erreur trop importante.

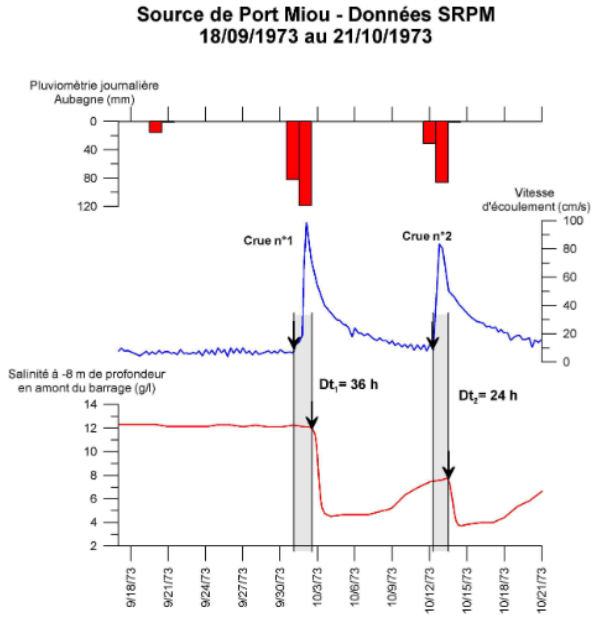


Figure 4-51 : Décalages temporels entre l'augmentation des vitesses d'écoulement (mesure dans une section réduite) et la chute de la salinité de la source de Port Miou observés lors des crues d'octobre 1973 (données SRPM, date en mois/jour/an)

3.4.2.2. Résultats et interprétations

Les résultats des calculs des volumes d'eau saumâtre expulsés par la source de Port Miou pour les données récentes sont rassemblés dans le Tableau 4-16. Ce volume est exprimé selon une portion de galerie le long de laquelle aucun changement de la salinité n'est opéré. Rappelons que deux mécanismes peuvent être à l'origine des variations de la salinité au cours d'une crue : la dilution par apport d'eau douce en aval de la zone de mélange ou la diminution de l'apport d'eau de mer au mélange. La recherche des volumes d'eau saumâtre expulsés ne permet pas de répondre à cette interrogation qui sera étudiée à l'aide des méthodes des hystérésis Q_{mer}-C_t (3.4.3).
Pour calculer la portion de galerie en question, ou la distance en mètres depuis le barrage avant que la salinité du mélange soit modifiée, trois sections de galeries sont proposées d'après les observations spéléonautiques (CHAPITRE 3 :1.3.2) : une section minimum de 150 m², une maximum de 400 m² et une moyenne de 200 m².

Pour indication la partie horizontale de la galerie de Port Miou comprise entre le barrage et le début du puits vertical terminal représente un volume d'eau moyen de 300 000 m^3, si l'on tient compte d'une distance de 1500 m et d'une section moyenne de 200 m².

			Entre le début de la montée du débit et la première chute de la salinité			Distance, depuis le barrage, d'une portion de galerie non affectée par des variations de salinité pour une section de galerie de :			
Crue n°	**Début de la crue**	**1ère chute de salinité**	**Temps (h)**	**Débit moyen (m^3/s)**	**Volume d'eau saumâtre débité (m^3)**	**150 m²**	**200 m²**	**400 m²**	**Remarques**
1	10/9/05 20:00	11/9/05 16:00	20	1,705	122 760	818	614	307	
2	18/9/05 21:00	19/9/05 17:00	20	1,763	126 936	846	635	317	Débit moyen estimé
3	25/9/05 22:00	29/9/05 19:00	93	1,125	376 650	2511	1883	942	
5	4/11/05 23:00	6/11/05 16:00	41	1,304	192 470	1283	962	481	Hydrogramme peu marqué
6b	15/11/05 8:00	15/11/05 18:00	10	1,741	62 676	418	313	157	
7	2/12/05 17:00	3/12/05 7:00	14	1,571	79 178	528	396	198	
8	27/1/06 14:00	28/1/06 13:00	23	6,715	556 002	3707	2780	1390	Chute de la salinité prise après un petit pic
9	21/3/06 2:00	23/3/06 19:00	65	1,703	398 502	2657	1993	996	Hydrogramme peu marqué
12a	14/9/06 6:00	15/9/06 8:00	26	1,298	121 493	810	607	304	
13	25/9/06 0:00	25/9/06 16:00	16	1,632	94 003	627	470	235	
14	19/10/06 9:00	21/10/06 8:00	47	1,18	199 656	1331	998	499	Hydrogramme peu marqué

Tableau 4-16 : Résultats des calculs des volumes d'eau saumâtre expulsés par la source de Port Miou durant le déphasage temporel entre la montée du débit en crue et la chute de la salinité pour 11 crues observées au cours de l'étude. La portion de galerie non affectée par des variations de sa salinité est estimée en distance pour trois sections de galeries considérées

Les résultats montrent que le temps de déphasage varie selon les crues de moins d'une journée (10 h crues n°6b) à plus de quatre jours (93 h pour la crue n°3). Les débits moyens entre le début de la crue et la première chute de salinité évoluent entre 1,125 et 6,715 m^3/s. Si l'on met à part la crue importante du mois de janvier 2006 l'amplitude de variation des débits moyens est seulement de 640 L/s.
La crue de la mi-novembre 2005 (crue n° 6b) affiche le plus faible volume d'eau saumâtre expulsé de 62 676 m^3. Le volume maximum est obtenu pour celle de janvier 2006 (crue n°8) avec 556 000 m^3. Le facteur multiplicatif entre ces deux volumes est trop significatif (x8) pour suggérer qu'il y ait un volume moyen constant expulsé par la source.
Les distances obtenues à l'aide de ces volumes sont par conséquent très variables. Pour une section moyenne de 200 m^2 elles varient de 300 à 2800 m.
Par ailleurs, l'évolution de ces volumes au cours du temps ne semble pas répondre à une logique reproductible (Figure 4-52A). Chaque crue donne lieu à l'obtention d'un volume différent. Aucune relation évidente n'apparaît ni entre le temps de déphasage et le débit moyen au cours de ce déphasage pour chaque crue (Figure 4-52B), ni entre le volume d'eau saumâtre expulsé et ce même débit moyen pour les différentes crues observées (Figure 4-52C).

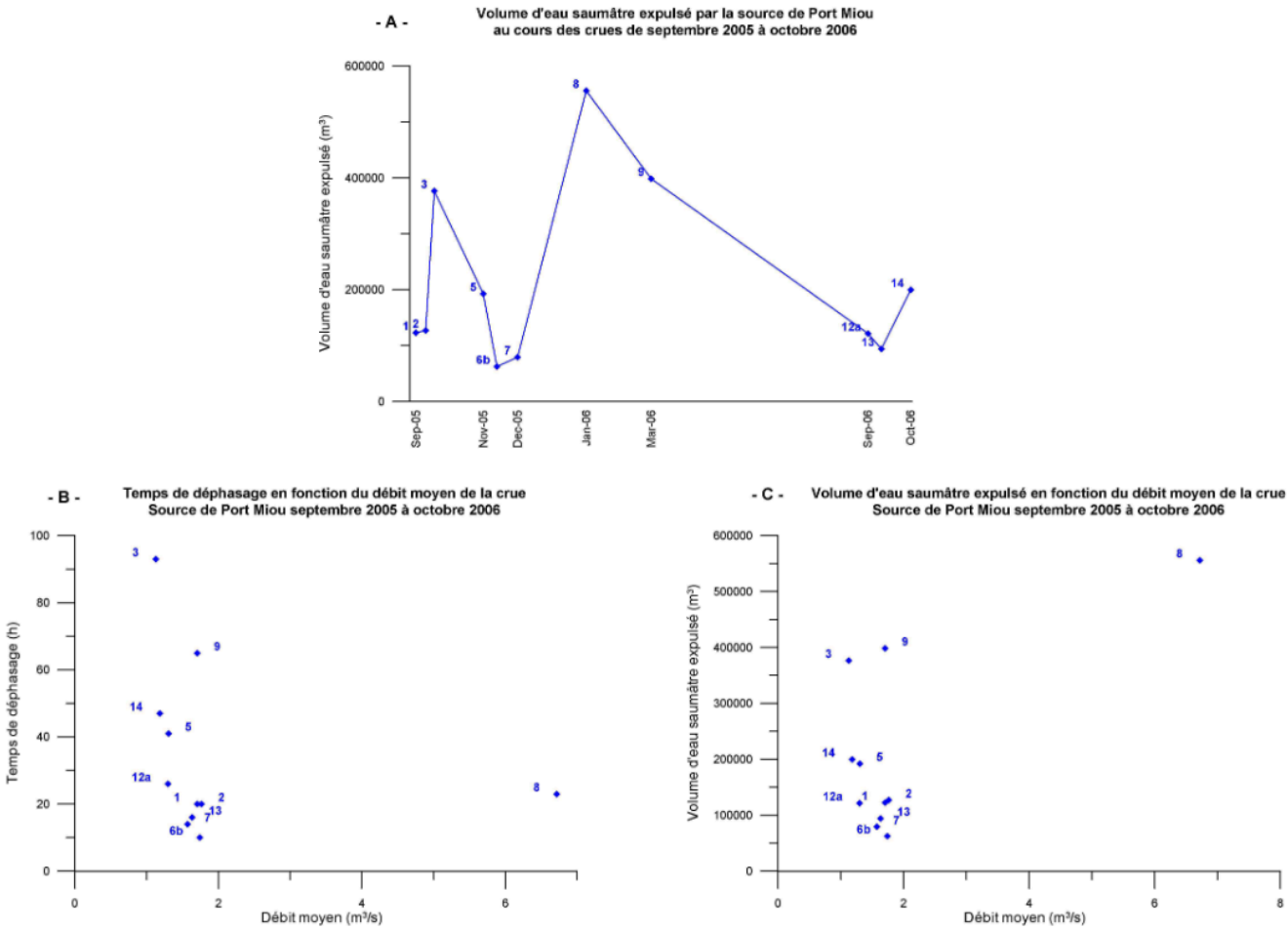


Figure 4-52 : A) Evolution du volume d'eau saumâtre expulsé au cours des différentes crues de la source. B) Temps de déphasage en fonction du débit moyen au cours de chaque déphasage observés pendant les crues. C) Volume d'eau saumâtre expulsé en fonction du débit moyen au cours de chaque déphasage observés pendant les crues

Pour chaque crue on peut considérer qu'une portion de la galerie n'est soumise à aucun échange avec la roche calcaire environnante (apport d'eau douce ou diminution d'eau de mer) et cela sur une distance définie par le volume expulsé. Au cours de ces 11 crues les distances obtenues se situent la plupart (sauf pour la crue de janvier) avant le puits terminal à 1600 m du barrage. Autrement dit, nous ne

pouvons pas considérer la galerie horizontale de Port Miou comme étanche à tout phénomène d'intrusion d'eau de mer ou d'eau douce.

Comment interpréter les volumes d'eau saumâtre (à salinité constante) expulsés par la source de Port Miou ?

Le mécanisme à l'origine des chutes de la salinité de la source peut être expliqué de deux manières :

- des apports supplémentaires d'eau douce dans la galerie lors des crues ;
- une diminution de l'entrée d'eau de mer dans la galerie.

Nous montrons par la suite, que l'analyse des hystérésis Q_{mer}-C_t indique que les crues étudiées à la source de Port Miou ne témoignent pas d'un phénomène de diminution de l'entrée d'eau de mer.
Dans ce cas, les volumes d'eau saumâtre expulsés indiquent que les apports d'eau douce s'effectuent majoritairement au niveau de la galerie horizontale. Les conditions de localisation de ces apports ne sont pas clairement établies, mais il est probable qu'ils soient la conséquence de phénomènes hydrauliques locaux. Par exemple la présence de galeries secondaires à différentes distances du barrage se mettant en charge lors de certaines crues peut expliquer les différences obtenues dans les calculs de volume.

Ce résultat montre clairement que le comportement de la source de Port Miou, au cours des cycles hydrologiques étudiés, est très particulier. Il n'est pas du tout comparable à celui du système de l'Almyros d'Héraklion, où le volume d'eau saumâtre expulsé par la source y est constant au cours des crues et où les chutes de salinité indiquent qu'une diminution de l'entrée d'eau de mer s'opère au cours de ces crues.

3.4.3. Analyse des Hystérésis Qmer-Ct

Des hystérésis Q_{mer}-C_t ont été réalisées sur huit principales crues enregistrées à la source de Port Miou. Il s'agit des crues :

- du 10 au 16 septembre 2005 (n°1) ;
- du 18 au 25 septembre 2005 (n°2)
- du 14 au 28 novembre 2005 (n°6b) ;
- du 2 au 28 décembre 2005 (n°7) ;
- du 27 janvier au 20 mars 2006 (n°8) ;
- du 20 mars au 3 avril 2006 (n°9) ;
- du 13 au 20 septembre 2006 (n°12) ;
- du 24 septembre au 4 octobre 2006 (n°13).

Les courbes hystérésis sont rassemblées sur deux planches synthétiques : Figure 4-54 et Figure 4-55.
Les courbes ont été traitées par le filtre moyenne mobile. Pour l'utilisation des hystérésis à Port Miou, le filtre ne perturbe pas l'analyse.

Les graphiques associés aux hystérésis, c'est à dire l'évolution du débit total (Q_t), du débit d'eau douce (Q_{doux}), du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t sont présentés en intégralité dans les annexes (ANNEXE 9).

La quasi-totalité des courbes Q_{mer}-C_t étudiées ont un parcours typique de l'hystérésis. Elles forment une boucle en commençant par un point déterminant le débit d'eau de mer initial : $Q_{mer\ initial}$, pour se terminer en rejoignant ce point. Entre ces deux points l'évolution de l'hystérésis se fait en tournant selon deux manières : rétrograde (sens horaire) ou direct (sens anti-horaire).

3.4.3.1. Hystérésis bouclantes à sens rétrograde

Ce premier groupe est représenté par les crues n°1, 6b, 7, 8, 9 et 12 (Figure 4-54A, B, C, D, E et Figure 4-55A).
L'hystérésis de la crue de décembre 2005 (n°7) est la plus complète, sa description permet de comprendre l'évolution globale de la salinité de la source au cours d'une crue. La Figure 4-53 présente l'hystérésis et les graphiques associés à cette crue : l'évolution du débit total (Q_t), du débit d'eau douce (Q_{doux}), du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t.
La crue débute au point 1 avec l'augmentation du débit total de la source. Du point 1 au point 2 le débit d'eau de mer augmente en relation avec le débit total, mais la salinité n'est pas influencée, l'hystérésis est horizontale. Ce domaine correspond à l'expulsion du volume d'eau dont la salinité est constante. Il se traduit physiquement par une quantité d'eau déjà présente dans le conduit karstique qui n'est pas affectée par les changements de proportions d'eau douce et d'eau de mer au mélange et qui est expulsée par la mise en charge du conduit.
Du point 2 au point 3 le débit d'eau de mer diminue et la salinité chute jusqu'à sa valeur la plus faible au cours de la crue, ici environ 9,4 g/l. La courbe d'hystérésis décroît mais n'atteint pas le débit d'eau de mer initial, $Q_{mer\ initial}$. Ensuite, la salinité et le débit d'eau de mer ré-augmentent pour atteindre quasiment leurs valeurs initiales : l'hystérésis est ainsi bouclée.
Au cours de la crue le débit d'eau de mer n'est pas passé en dessous de sa valeur initiale ou du moins y est resté très proche, signifiant que le mécanisme seul responsable de la chute de la salinité de la source est une dilution par l'apport d'eau douce en aval de la zone de mélange. L'allure générale de la courbe rappelle ainsi la courbe théorique Q_{mer}-C_t décrite en début de ce chapitre (Figure 4-6A).

La crue de janvier 2006 (Figure 4-54D) possède une courbe d'hystérésis Q_{mer}-C_t très similaire à la précédente. Cette crue, dont l'hydrogramme est beaucoup plus étalé dans le temps que la crue de décembre, n'est pas complète car les pluies de la fin mars empêchent de voir la fin de l'hystérésis. L'hystérésis montre ici aussi que lors de la crue un volume d'eau à salinité constante est d'abord expulsé (point 1 à 2), puis que la salinité chute conjointement au débit d'eau de mer participant au mélange (point 2 à 3). Ce dernier reste toujours supérieur à sa valeur initiale. Et enfin l'hystérésis se boucle par la remontée de la salinité vers sa valeur de départ. Le mécanisme de chute de salinité lors de la crue de janvier est donc essentiellement dû à une dilution par l'apport d'eau douce.

Les deux crues de décembre 2005 et janvier 2006 qui sont les plus importants événements qui ont été enregistrés au cours de l'étude montrent qu'il n'y pas de diminution de l'entrée d'eau de mer au mélange lors de la mise en charge du système. Les chutes de salinité sont entièrement dues à la dilution par l'apport des eaux météoriques plus douce que l'eau saumâtre située en amont du point de mesure.

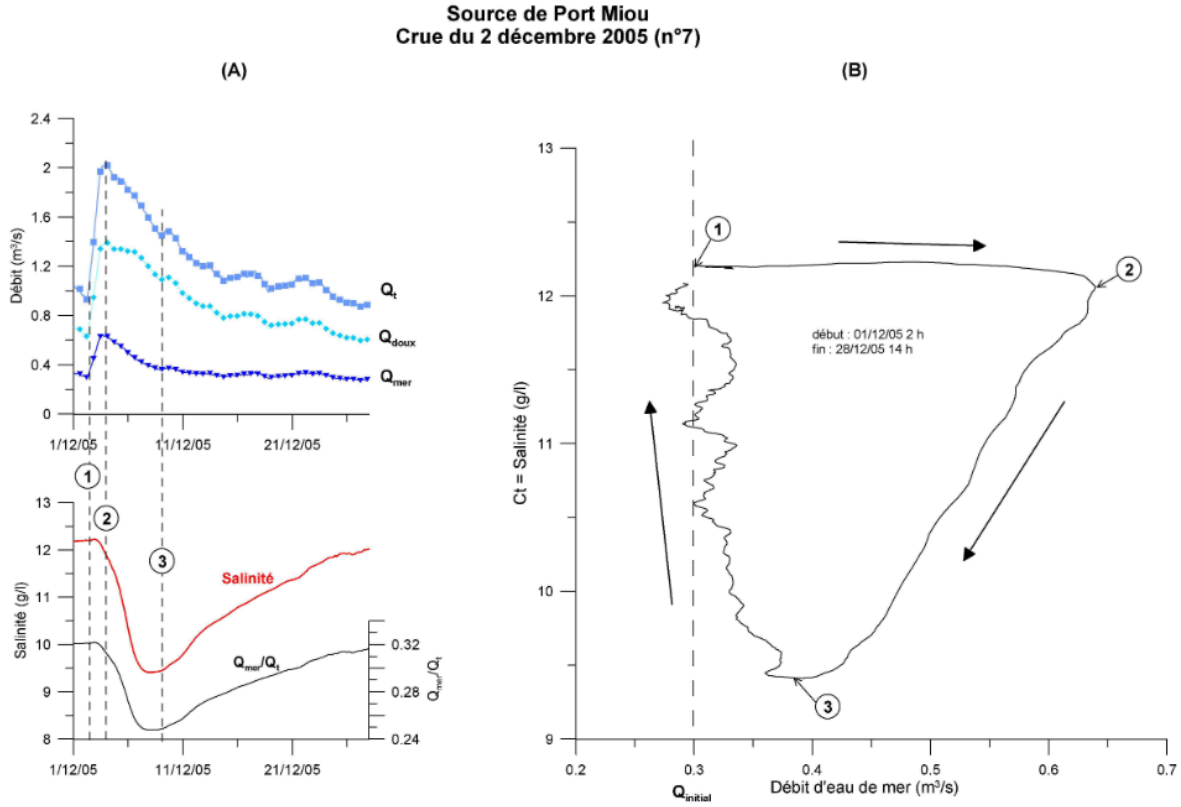


Figure 4-53 : Courbe d'hystérésis Q_{mer}-C_t du 1er au 28 décembre 2005 à la source de Port Miou (crue n°7) : A) Evolution du débit total (Q_t), du débit d'eau douce (Q_{doux}), du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t ; B) Hystérésis de la salinité (ou C_t= concentration totale) en fonction du débit d'eau de mer (données traitées par moyenne mobile période 25h)

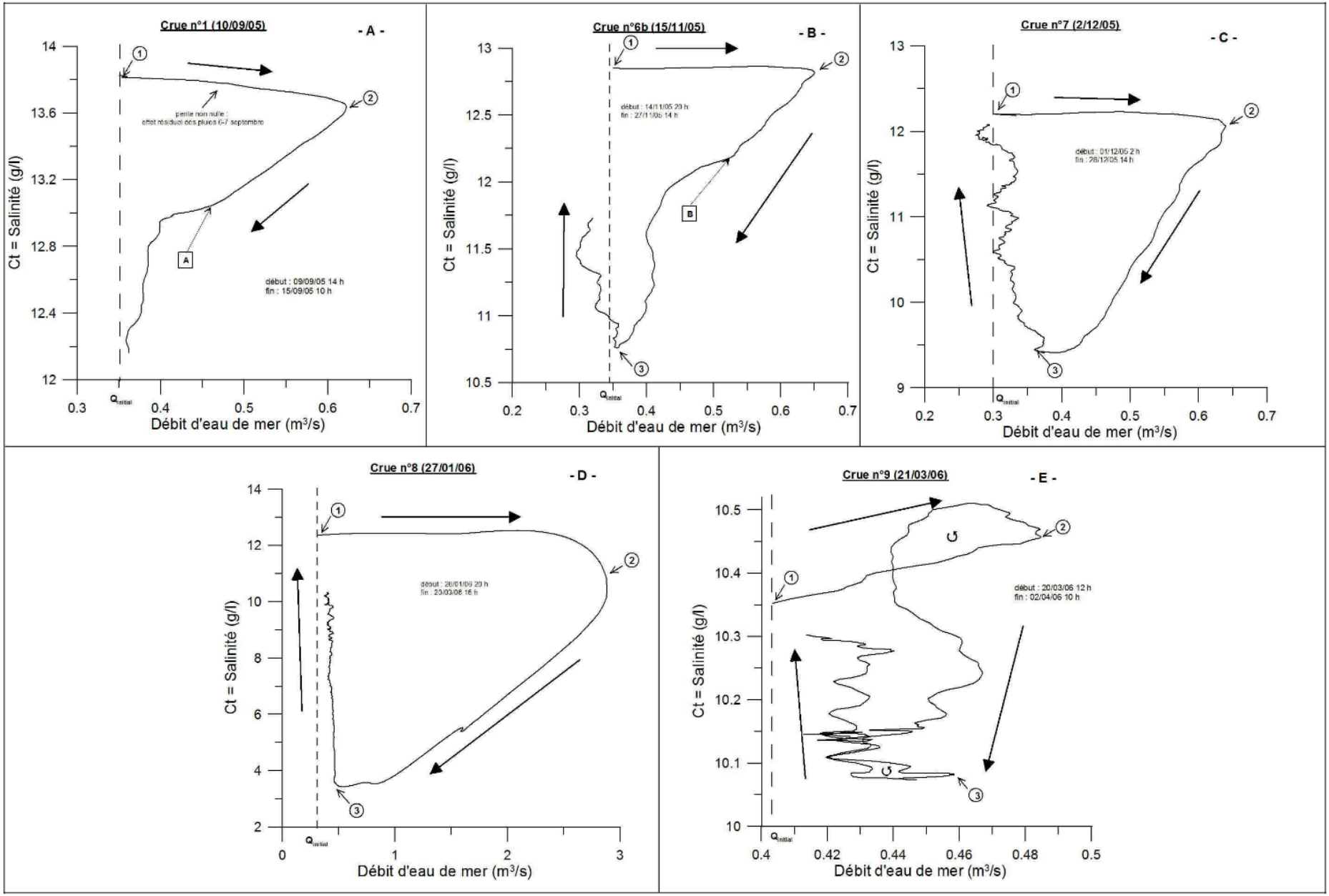


Figure 4-54 : Courbes d'hystérésis Qmer-Ct des crues n°1, 6b, 7, 8 et 9 à la source de Port Miou

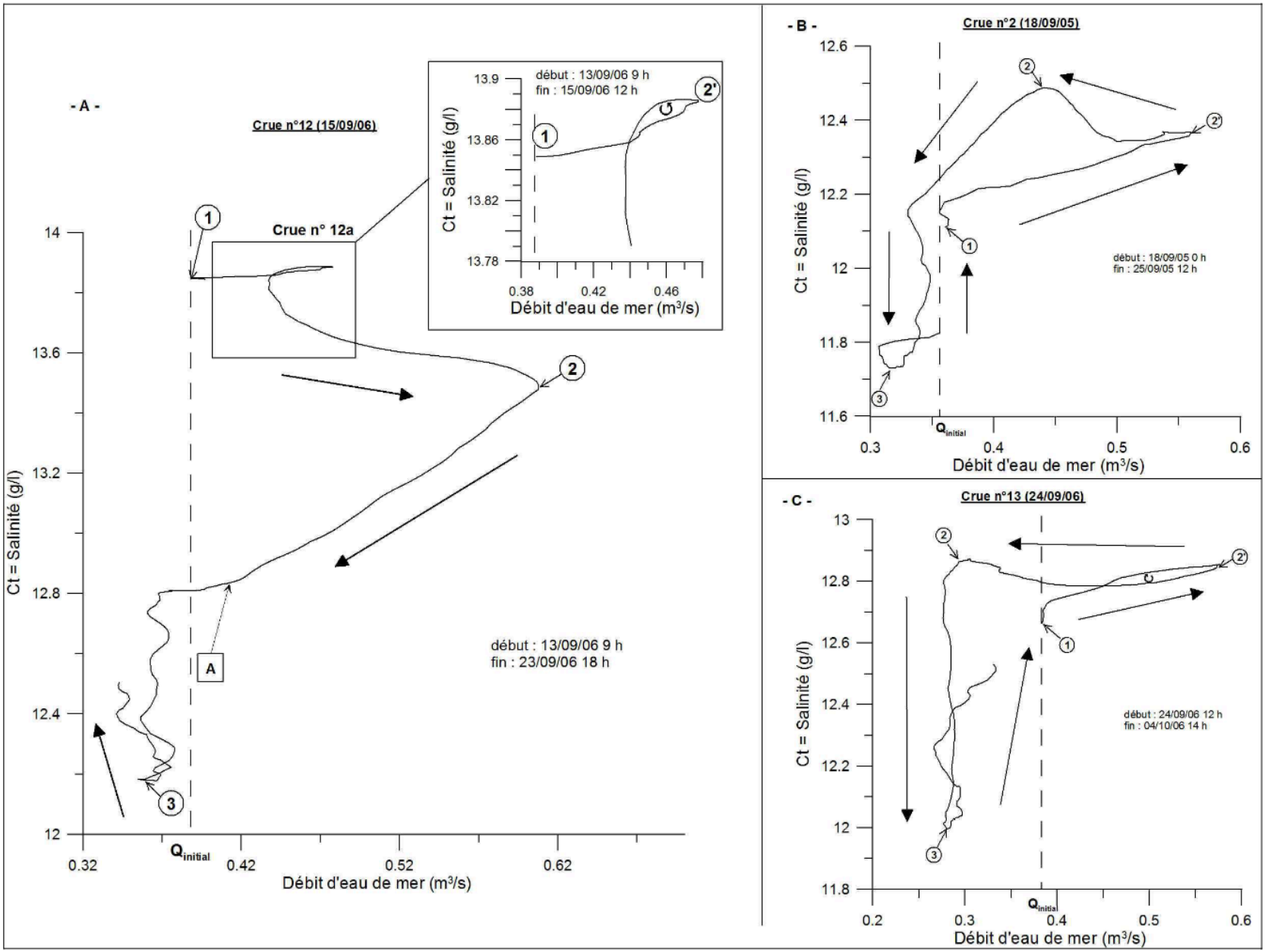


Figure 4-55 : Courbes d'hystérésis Qmer-Ct des crues n°2, 12 et 13 à la source de Port Miou

Les hystérésis des crues n°1, 6b, 9 et 12 ont des aspects différents des deux précédentes.
La crue de mars 2006 (crue n°9, Figure 4-54E) a une hystérésis compliqué par des boucles avant le point 2 et après le point 3. La première boucle s'explique par le fait qu'au cours du trajet 1-2 la salinité est encore entrain d'augmenter à la suite de la crue de janvier. La deuxième boucle s'explique par une légère augmentation du débit total avant la remontée de la salinité. Finalement l'hystérésis ne passe jamais sous le débit initial d'eau de mer donc seul le phénomène de dilution est prédominant.
L'hystérésis de la crue de novembre 2005 (crue n°6b, Figure 4-54B) est horizontale sur la première partie de sa courbe. Elle présente toutefois une caractéristique particulière car sa décroissance entre 2 et 3 est marquée par une zone de rupture de pente pointée en B. Cette zone est associée à une période d'augmentation du débit qui est difficilement explicable vu que les seules pluies enregistrées touchent le massif le matin du 15 novembre et sont responsables de la première montée de crue. D'ailleurs la salinité ne montre pas ici de rupture de pente associée. Il s'agit ici visiblement d'un artefact. Lors de la remontée de la salinité (après le point 3) le débit d'eau de mer passe en dessous de sa valeur initiale, mais semble se diriger vers le point 1. Le passage sous la valeur du débit d'eau de mer initiale est ici essentiellement dû à l'effet de la remontée très lente de la salinité à sa valeur initiale par rapport au retour plus rapide du débit total à sa valeur initiale (cas théorique Figure 4-6A).
L'hystérésis de la crue de mi septembre 2006 (crue n°12, Figure 4-55A) est assez complexe. Son aspect est lié à une succession de plusieurs crues en l'espace de 3 jours. La crue principale du 15 septembre (crue n°12b) présente les points caractéristiques 1 et 2. Le parcours est modifié par l'intercalation d'une première petite crue le 14 septembre (crue n°12a) qui a pour conséquence de créer une première chute de salinité (point 2' sur le zoom). Après le point 2 la courbe décroît signe que la salinité et le débit d'eau de mer diminuent de concert. L'hystérésis atteint un replat (zone A) avant d'entamer la dernière partie de sa courbe à partir du point 3, c'est à dire la remontée de la salinité vers sa valeur initiale. Ce replat est lié à une phase de stabilisation de la salinité avant une troisième chute franche due à l'arrivée de nouvelles précipitations (ici le troisième événement pluvieux du 16/09). Au cours de cette crue, le débit d'eau de mer passe sous sa valeur initiale avant d'atteindre le point 3, mais sa chute semble se stabiliser (vers une valeur de Q_{mer} de 0,3 m^3/s) avant d'entamer sa remontée vers le point de départ. La dilution par l'apport d'eau douce dans la galerie souterraine semble être le phénomène majeur à l'origine de la chute de la salinité de la source, même si l'interprétation est rendue difficile par l'aspect de la courbe.

La crue du 10 septembre 2005 (crue n°1, Figure 4-54A) montre une hystérésis non horizontale entre les points 1 et 2. La salinité diminue dès le début de l'augmentation du débit total, et donc du débit d'eau de mer. Cette diminution n'est pas à attribuer à la crue du 10-11 septembre (conséquente aux pluies du 8-9), mais à une crue antérieure suite à des pluies le 6 et 7 septembre. Après le point 2 la pente de décroissance de l'hystérésis n'est pas rectiligne (zone A), correspondant à un moment où la chute de la salinité s'atténue. Cet événement est la conséquence de l'enregistrement d'une deuxième crue liée à de nouvelles pluies en fin de journée du 10 septembre entraînant une seconde chute de la salinité succédant à la première. Cette crue n'est pas visible sur l'enregistrement des débits mais très bien marquée par sa chute de salinité. Finalement, l'hystérésis n'atteint pas le point 3 correspondant au début de la remontée de la salinité, car une nouvelle crue succède à cet épisode. On peut considérer cette hystérésis comme incomplète et il s'avère donc difficile de conclure sur le mécanisme responsable de la chute de la salinité.

En conclusion l'analyse les hystérésis des crues n°6b, 7, 8, 9 et 12 montre qu'au cours des principales crues de la source de Port Miou, la raison essentielle de la chute de la salinité doit être attribuée à un apport important d'eau douce au mélange et donc à un phénomène de dilution des teneurs en sels dissous dans l'eau. La mise en charge du réseau karstique n'a pas pour conséquence de limiter la participation du débit d'eau de mer à la salinisation de la source contrairement à ce qui avait été observé à la source karstique côtière de l'Almyros d'Héraklion (Arfib, 2001).

3.4.3.2. Hystérésis bouclantes à sens direct

Ce deuxième groupe est représenté par les crues n°2 et 13 (Figure 4-55B et C).

Les crues n°2 et 13, respectivement de septembre 2005 et septembre 2006, ont des hystérésis proches. Leur évolution est complètement différente des hystérésis bouclantes précédemment observées. Rappelons que ces deux crues interviennent chacune au début des périodes de crues automnales après une première chute de salinité importante en début de mois.

Prenons l'exemple de la crue n°13 (Figure 4-56). L'évolution de la salinité après le début de la crue marque un palier dans sa remontée avant de chuter franchement. Ce palier a pour effet de déplacer le point 2 à gauche de la limite du débit d'eau de mer initial et de rajouter un point 2' lié à la première chute de salinité. Le long du trajet 2-2' l'hystérésis évolue quasi-horizontalement vers la gauche car au cours de la chute du débit d'eau de mer (lié au débit total) la salinité n'évolue quasiment pas (effet du palier). Ensuite, l'hystérésis chute verticalement de 2 à 3 enregistrant l'effet de la chute franche de la salinité alors que le débit d'eau de mer ne varie plus. Après le point 3 la courbe remonte vers son point de départ 1.

Dans ces deux cas de figure la courbe hystérésis passe sous la valeur du débit d'eau de mer initial de manière artificielle du fait de l'important décalage entre le début de la crue et la chute franche de salinité (ex : pour la crue n°13 la chute franche au point 2 commence presque après le passage de la crue). De plus, la chute du débit d'eau de mer n'est effective que durant la chute du débit total.

Ces observations démontrent qu'au cours des crues n°2 et 13 la diminution du débit d'eau de mer présent dans le mélange résulte, également, principalement d'une dilution par l'apport d'eau douce.

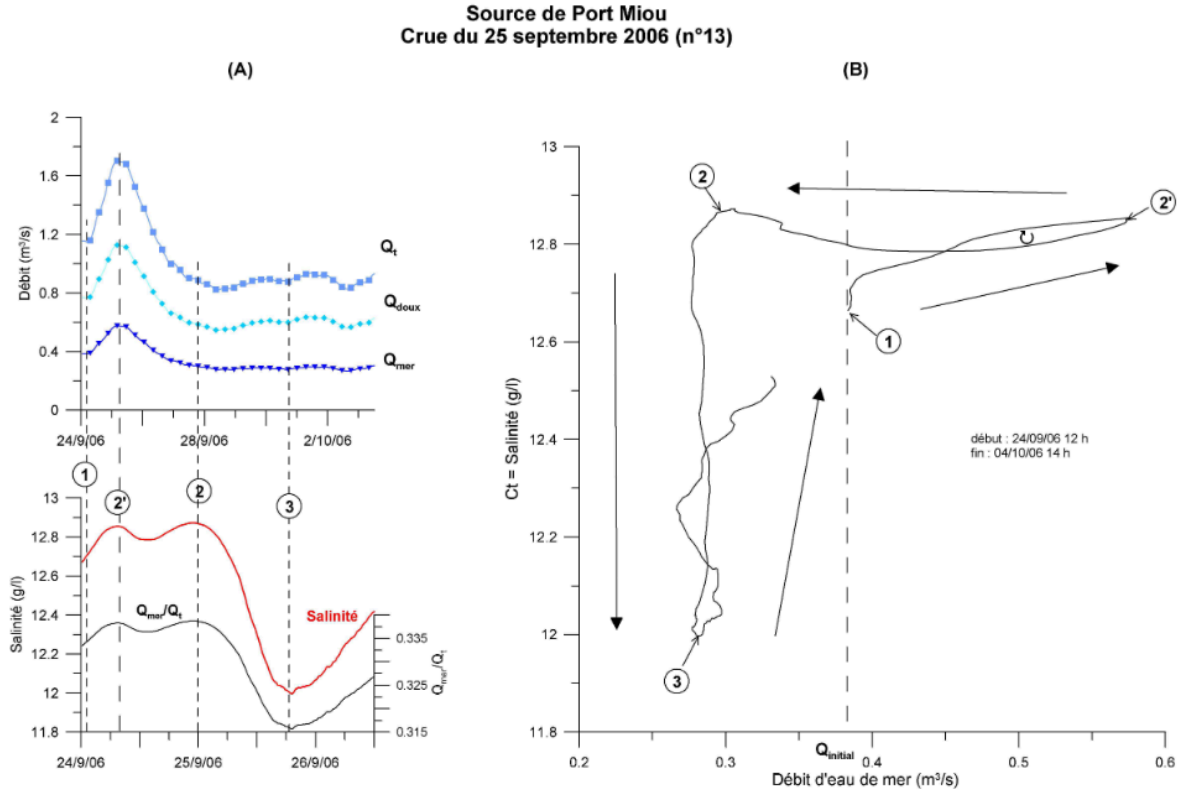


Figure 4-56 : Courbe d'hystérésis Q_{mer}-C_t du 24 septembre au 4 octobre 2006 à la source de Port Miou : A) Evolution du débit total (Q_t), du débit d'eau douce (Q_{doux}), du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t ; B) Hystérésis de la salinité (ou C_t= concentration totale) en fonction du débit d'eau de mer (données traitées par moyenne mobile période 25h)

3.4.3.3. Débit d'eau de mer minimum

La courbe hystérésis Q_{mer}-C_t synthétique de l'ensemble de la chronique de Port Miou fait apparaître que le débit d'eau de mer participant au mélange ne descend jamais en dessous d'une valeur limite et cela, quelque soit les crues étudiées entre juillet 2005 et octobre 2006.
Ce débit d'eau de mer minimum participant au mélange est de 0,27 m^3/s (Figure 4-57).
Il est obtenu au début du mois d'octobre 2006 après les dernières crues de septembre au moment où la salinité de la source affiche des valeurs assez fortes de plus de 12 g/l.

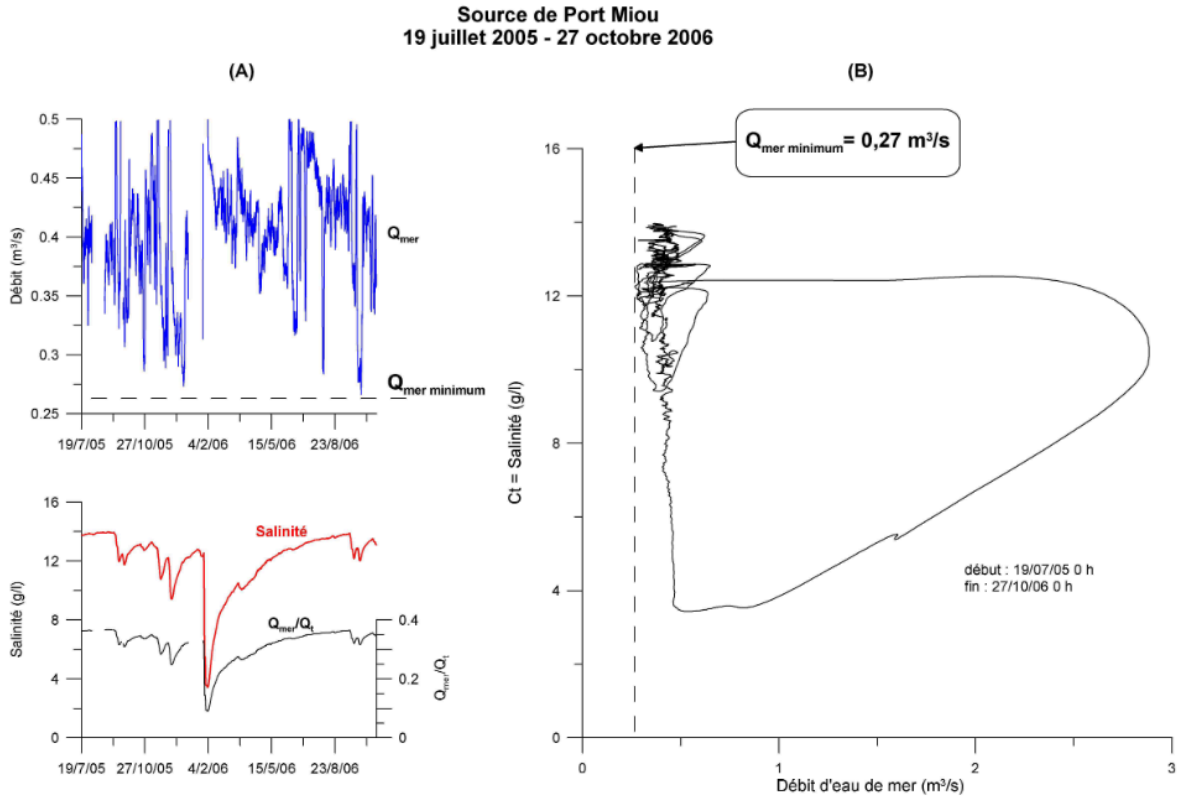


Figure 4-57 : Courbe synoptique des hystérésis Q_{mer}-C_t du 19 juillet 2005 au 27 octobre 2006 à la source de Port Miou : A) Evolution du débit d'eau de mer (Q_{mer}), de la salinité et du rapport Q_{mer}/Q_t ; B) Hystérésis de la salinité (ou C_t= concentration totale) en fonction du débit d'eau de mer (données traitées par moyenne mobile période 25h)

3.4.4. Conclusions et implications sur la contamination saline

L'observation des courbes d'hystérésis Q_{mer}-C_t des principales crues affectant la source sous-marine de Port Miou sur la période de septembre 2005 à octobre 2006 montre que :

- La quasi totalité des chutes de la salinité de l'eau de Port Miou lors des crues de la source peuvent être expliquées, et attribuées à un mécanisme lié à la dilution de l'eau saumâtre par l'apport d'eau douce au mélange.
- Les crues affectées par des événements pluvieux consécutifs et rapprochés (ex : septembre 2006) montrent des hystérésis dont l'interprétation est compliquée par une succession de chutes de la salinité.
- Les crues moins importantes, dont l'hydrogramme est moins marqué sur les chroniques de débit, montrent des hystérésis plus difficiles à interpréter car l'évolution du débit d'eau de mer atteint une valeur inférieure à $Q_{mer\ initial}$. Toutefois ce dernier se stabilise la plupart du temps vers une valeur de Q_{mer} proche de 0,27-0,3 m^3/s sans jamais descendre en dessous.

Comment relier ces résultats avec ceux obtenus sur l'étude des déphasages Q-S ?

L'étude des déphasages entre le début de crue et le début des chutes de salinité lors des crues de la source nous a appris que les variations de la salinité avaient lieu la plupart du temps au niveau de la galerie horizontale de la rivière souterraine.
Nous venons d'établir que ces variations sont le fait d'arrivées d'eaux plus douces (les eaux météoriques) et de leur mélange avec l'eau saumâtre du réseau de Port Miou.

La source de Port Miou est donc soumise à des phénomènes d'infiltration et d'écoulement d'eau douce de la matrice calcaire (fissures et conduits annexes au drainage) vers sa galerie principale bien avant la partie terminal du réseau karstique.

Qu'en est-il du mécanisme de contamination saline de la source ?

Les plongées et les prélèvements d'eaux effectués dans cette galerie ont montré que la salinité est acquise bien en amont du système jusqu'à -172 m de profondeur NGF dans le puits terminal (3.2.3.3).
Les résultats des hystérésis montrent, eux, que le mécanisme de contamination de la source karstique par de l'eau de mer est présent tout au long de la chronique. Il ne semble pas être affecté par les mises en charge successives du système lors des crues car un débit d'eau de mer minimum est conservé quelques soient les crues étudiées. Ce type de réponse est complètement différent de celui obtenu pour l'Almyros d'Héraklion (Arfib, 2001). La source saumâtre montrait un débit d'eau de mer diminuant lors des crues jusqu'à s'annuler.
Tout porte à croire qu'il existerait dans l'aquifère de Port Miou une zone située à grande profondeur où les conditions de charges hydrauliques seraient favorables à l'établissement d'un gradient positif permettant une intrusion continue d'eau de mer dans la galerie.
Dans un schéma d'intrusion saline « diffuse », la charge hydraulique du milieu envahi par l'eau de mer est celle d'un milieu poreux classique imposée par le niveau de la mer et les pertes de charges y sont très faibles. L'apport constant d'eau de mer à travers la matrice vers le conduit karstique est envisageable si l'on admet que l'ossature urgonienne du massif des Calanques est fortement fracturée en profondeur. Seulement, la géométrie profonde de ce réservoir est quasiment inconnue car aucun forage profond n'est repertorié dans le secteur.
La solution de la contamination localisée par un paléodrain karstique relié d'une part à la mer et d'autre part au réseau karstique profond pourrait aussi être responsable d'un apport constant d'eau de mer, si l'on considère qu'un ou que des réseaux karstiques de très grandes tailles transmettent la charge de la colonne d'eau de mer sans d'importantes pertes de charges. Ce mode de contamination locale est déjà connu actuellement sur certains systèmes karstiques littoraux. Citons pour exemples les Moulins d'Argostoli (Drogue, 1989) en Céphalonie et l'ensemble Moraig-Toix dans la Cordillère Bétique espagnole (Cortes *et al.*, 2003) qui tous deux possèdent des conduits karstiques reliés avec la mer responsable de la contamination du système. L'hypothèse spéléologique d'une contamination saline locale du système de Port Miou s'intègre dans un contexte paléogéographique général en Basse Provence, dont les modalités seront abordées plus en détail dans le chapitre 6 de cet ouvrage.

3.5. VARIATIONS INEXPLIQUEES DES PARAMETRES

3.5.1. Phénomène d'oscillation de la salinité à Port Miou

La chronique de la salinité de la source de Port Miou fait apparaître des périodes pendant lesquelles ses valeurs oscillent fortement. L'amplitude des oscillations est au maximum de +/-1 g/l. Ces variations ne sont ni corrélées avec des conditions de débit ou de pression particulières, ni reliées à des variations équivalentes de la température de l'eau.
L'apparition de ce phénomène ne s'effectue que pendant les périodes de remontée de la salinité (après les crues) et semble être compris dans une gamme de salinité de 11 à 12,5 g/l (Figure 4-58). Aucune composante diurne ou semi-diurne n'y est observable.
Il pourrait s'agir d'un mécanisme hydraulique lié au ré-équilibrage de la salinité de la source. Mais aucun élément ne permet de donner plus d'explications à ce phénomène.

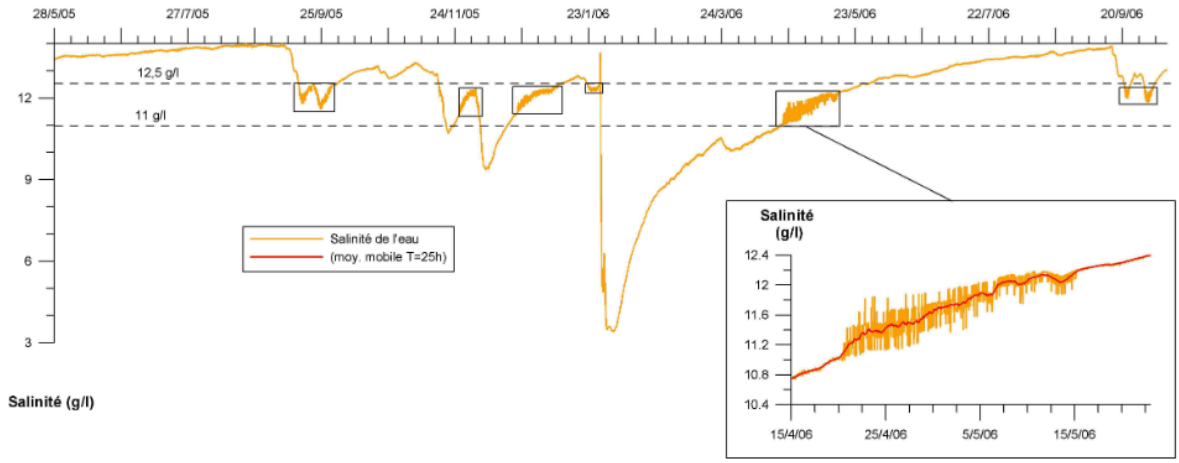


Figure 4-58 : Illustration des périodes d'oscillations inexpliquées de la salinité de la source de Port Miou au cours de la période de mai 2005 à octobre 2006

3.5.2. Chutes inexpliquées de la température de l'eau des sources

Du 1er au 15 juin 2006 la température de l'eau de Port Miou chute de 17 à 16,5°C sans qu'aucune variation identique soit observée sur sa salinité. Une chute du même type est observée deux mois plus tard au Bestouan. La chute est plus franche et plus rapide : l'eau de la source passe 16°C à 15,3°C entre le 1er et le 5 août (points interrogations Figure 4-34).
Ces deux périodes ne correspondent pas à l'enregistrement d'une période de crue pour plusieurs raisons : la salinité augmente graduellement au cours de cette période, aucun événement pluvieux n'est enregistré sur le secteur et la période de baisse s'effectue par paliers progressifs (en tout cas pour Port Miou) sans montrer de remontée ensuite.
Ces périodes de chutes restent assez énigmatiques en comparaison à celles observées tout au long des chroniques. Pourrait-il s'agir de périodes de renouvellement de l'eau de mer apportée en profondeur au mélange ?

3.5.3. Variations des vitesses inexpliquées à Port Miou

A plusieurs reprises on observe à Port Miou des périodes où les vitesses enregistrées varient sans raisons apparentes. Ces phénomènes s'illustrent notamment bien pendant l'étiage 2006 de mai à juillet. Du 10 juin au 10 juillet les vitesses d'écoulement dans la conduite 1000 varient de 50 à 70 cm/s (rmq : données issues de la moyenne mobile). Une seule pluie peu importante (moins de 10 mm sur les Calanques) a lieu le 6/07 et n'affecte pas les vitesses (chute des vitesses à partir du 6/07).

En outre ni l'évolution des vents dominants ni celle du niveau marégraphique ne peuvent apporter des éléments d'explication à ces variations de vitesses (Figure 4-59).

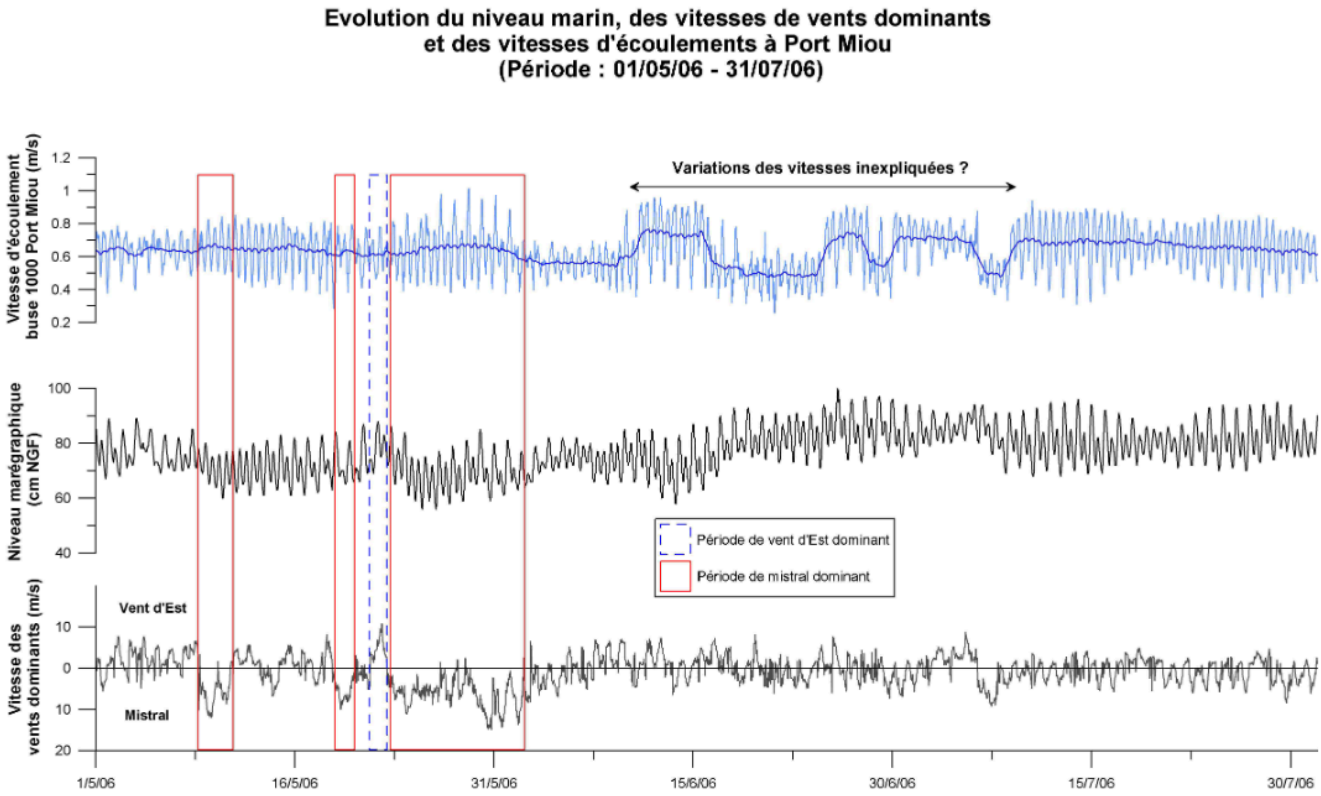


Figure 4-59 : Illustration de l'observation de périodes de variations inexpliquées des vitesses d'écoulement à la source de Port Miou : exemple de la période de mai à juillet 2006

4. SYNTHESE GENERALE DES RESULTATS

4.1. HYDRODYNAMIQUE DES SOURCES SOUS-MARINES LITTORALES

4.1.1. Hydrodynamique générale

Les sources de Port Miou et du Bestouan montrent une hydrodynamique complexe, liée à la confrontation entre différents phénomènes physiques et météorologiques. La partie suivante synthétise point par point les principales caractéristiques hydrodynamiques des sources.

Effets des de la marée sur les pressions et les vitesses d'écoulements dans les galeries souterraines

o La marée océanique influence à court et long terme l'évolution des pressions et des vitesses d'écoulement enregistrées aux sources de Port Miou et du Bestouan :

- Les pressions et les vitesses d'écoulement montrent des oscillations périodiques semi-diurnes importantes corrélées au flux et reflux de la marée.

- L'analyse spectrale met en évidence une cyclicité à plus long terme (14 j env.) sur les chroniques des pressions correspondant à l'enregistrement des périodes de vives-eaux et basses-eaux.

o La marée océanique constitue une condition aux limites hydrauliques de l'écoulement des sources sous-marines en modifiant la différence de charge hydraulique entre la mer et la galerie souterraine.

Effets de la marée sur la salinité et la température de l'eau des sources

o La source du Bestouan enregistre à certaines périodes de fortes variations de sa salinité et de sa température corrélées aux cycles de pleine mer et de basse mer. Ce phénomène identifié à des phases d'"intrusion d'eau de mer directe" par la résurgence, a pour conséquence d'altérer singulièrement l'évolution des paramètres chimiques.

o L'utilisation des filtres moyenne mobile et de l'interpolation manuelle permettent de reconstruire des chroniques en ayant retiré les phénomènes perturbateurs liés aux marées océaniques (oscillations périodiques, pics de salinité ou chutes de température).

Effets des précipitations - étude des crues des rivières souterraines

o Seuls les événements orageux automnaux et hivernaux, et quelques événements pluvieux importants au cours des étiages 2005 et 2006 donnent lieu à l'enregistrement de crues sur les résurgences karstiques.

o Les sources de Port Miou et du Bestouan enregistrent ainsi 9 à 14 crues au cours de la période de mai 2005 à octobre 2006.

- Les rivières souterraines réagissent alors rapidement (généralement moins de 48 h) aux précipitations par l'augmentation des vitesses d'écoulement dans les galeries et/ou du débit total aux résurgences.

- Une crue majeure est observée sur les deux sources, au cours du mois de janvier 2006, qui dépasse en tous points tous les autres événements enregistrés au cours de l'étude. Le débit de pointe atteint à Port Miou est de 11,9 m^3/s et la vitesse maximum d'écoulement au Bestouan est proche de 45 cm/s.

o Chaque début de crue est suivi, avec un décalage plus ou moins important, d'une ou plusieurs chutes de la température et de la salinité de l'eau saumâtre de la source.

- Le décalage entre l'augmentation des vitesses dans les galeries souterraines, ou l'augmentation du débit total de la source, et les premières chutes de la salinité de l'eau est très variable selon les crues. Il est compris entre 10 et 93 heures à Port Miou et 5 et 43 heures au Bestouan.

- A Port Miou l'amplitude de chute de la salinité est dépendante de la valeur du débit de pointe observé au cours de la crue. Plus le débit de pointe est important plus la chute sera importante. La salinité la plus basse observée à Port Miou est de 3,42 g/l durant la crue majeure de janvier. Cette période correspond aussi à l'enregistrement de la plus faible salinité de la source du Bestouan avec 1,68 g/l.

o L'étude des corrélogrammes croisés entre les précipitations et les paramètres enregistrés aux deux sources montrent des coefficients de corrélation (r_k) faibles dans l'ensemble.

- La source de Port Miou réagit plus fortement aux précipitations (coefficients r_k plus forts) que celle du Bestouan.

- Les temps de réponses (k) sont plus courts au Bestouan qu'à Port Miou.

<u>Effets de la répartition spatiale des précipitations – secteurs éloignés</u>

o La salinité des sources sous-marines semble enregistrer une légère influence à long terme de la pluviosité récoltée sur les massifs du Régagnas et de la Sainte Victoire. Ces faibles diminutions s'observent entre 10 et 20 jours après les pluies localisées sur des secteurs éloignés (Trets et St Maximin). Le signal reste toutefois très incertain.

o L'analyse des corrélogrammes croisés n'a pas permis de voir d'effets particuliers (ex : corrélation avec effet retard) entre les précipitations sur les secteurs éloignés et les paramètres enregistrés aux sources.

<u>Phénomènes non expliquées</u>

o L'analyse des chroniques de données n'a pas permis d'expliquer toutes les variations observées au cours de la période d'étude.

- Par exemple, le mécanisme à l'origine de la fréquence et de la distribution des phases d'"intrusion d'eau de mer directe" dans la galerie du Bestouan.

- Les oscillations de la salinité à Port Miou observées à plusieurs reprises pendant ses remontées après les crues de la source.

- Les variations du débit à Port Miou et notamment les chutes de débit sans explication hydrodynamique.

- Les chutes importantes de la température des sources au cours de l'étiage 2006.

Ces observations indiquent que certains phénomènes physiques mis en jeu sont probablement liés à l'interaction plus ou moins directe d'effets météorologiques avec la géométrie complexe des réseaux karstiques des galeries souterraines.

4.1.2. Physico-chimie et origine de la salinité des sources

o L'évolution générale des salinités et des températures des deux sources se fait de manière corrélée, avec des chutes synchrones ou quasi-synchrones, lors des crues, et des augmentations, durant les étiages.

o La physico-chimie des sources n'est pas la même au cours de l'étude, mais leurs différences s'atténuent lors des crues.

- La salinité moyenne à Port Miou est presque deux fois plus importante qu'au Bestouan, avec respectivement 12,27 g/l pour l'une et 6,49 g/l pour l'autre. Et, la température moyenne de l'eau à Port Miou est de 0,8°C plus forte que celle du Bestouan.

- Lors de la crue de janvier 2006, les différences entre les deux sources sont de +1,74 g/l pour la salinité et de +0,4°C pour la température.

o La salinité de l'eau des sources s'explique par un mélange en profondeur dans le système karstique de l'eau douce avec de l'eau de mer plus chaude. Ce résultat confirme les observations et les prélèvements spéléologiques profonds.

- Les analyses de l'eau de la galerie de Port Miou confirment que la source est contaminée par de l'eau de mer bien en amont de l'émergence sur la totalité de la galerie jusqu'à une profondeur de plus de -170 m NGF.
- Au Bestouan, l'eau de mer apportée au mélange est plus chaude que l'eau douce et doit donc circuler lentement et en profondeur pour pouvoir se réchauffer, avant de se mélanger avec l'eau du karst.

- L'apport d'eau de mer à plus de 20°C dans des proportions différentes pour chaque source peut expliquer les différences observées sur leur salinité et leur température.

4.2. MECANISMES DE MELANGE DE L'EAU DOUCE ET DE L'EAU SALEE A PORT MIOU

4.2.1. Evolutions lors des crues à Port Miou

Le phénomène de décalage entre le début des crues et la chute de salinité et l'évolution du débit d'eau de mer participant au mélange ont été étudiés plus en détail lors des phases de crues de la rivière souterraine de Port Miou.

Analyse des déphasages entre le début de la crue et la chute de la salinité

o Le calcul des volumes d'eau saumâtre (à salinité constante) expulsés par la source de Port Miou au cours de 11 crues enregistrées ne met pas en évidence une volume moyen reproductible comme dans le cas de la source karstique littorale l'Almyros d'Héraklion en Crête.

- Chaque crue donne lieu à l'obtention d'un volume expulsé différent situé entre 60 000 m^3 et 560 000 m^3.

- Les volumes permettent d'estimer des distances de galeries vis à vis du point de mesure (dans le cas de Port Miou ce point est situé au niveau du barrage sous-marin) ou "portions" de galerie souterraine qui ne sont pas affectées par des variations de la salinité du mélange. Les distances obtenues sont localisées majoritairement au niveau de la galerie horizontale principale avant le puits terminal.

Evolution du débit d'eau de mer - Analyse des hystérésis Q_{mer}-C_t (C_t = salinité)

o Les courbes hystérésis Q_{mer}-C_t des principales crues de la source de Port Miou mettent en évidence une succession en trois étapes de l'évolution de la salinité de la source. La source expulse, dans un premier temps, un volume d'eau saumâtre à salinité constante fonction entre autre du temps de déphasage observé entre le début de la crue et la première chute de salinité (op. cité). Ensuite, lors d'une seconde étape, le débit d'eau de mer apporté au mélange diminue proportionnellement au débit total de la source. Après la crue, la salinité et le débit d'eau de mer ré-augmente pour atteindre leur état initial.

- L'ensemble des crues étudiées met en évidence que le phénomène essentiel responsable de la chute de la salinité de la source au cours des crues est l'apport d'une quantité d'eau douce en aval de la zone de mélange.

- Les mises en charge successives du réseau karstique lors des crues n'ont pas véritablement d'effet sur le débit d'eau de mer apportée au mélange. Ce dernier augmente lors des crues, mais ne chute quasiment jamais sous sa valeur initiale (valeur observée en début de crue).

o La confrontation des résultats donnés par l'analyse des hystérésis Q_{mer}-C_t et ceux des volumes de déphasages Q-S met en évidence que la galerie souterraine de Port Miou est le siège d'arrivées d'eaux douces d'infiltration responsables de la modification de la salinité du mélange enregistrée au point de mesure. Ces arrivées s'effectuent à différentes distances du barrage selon la crue considérée. Elles peuvent être réalisées physiquement soit par des échanges entre la matrice calcaire et la galerie principale, soit par l'existence de galeries ou de réseaux de fractures connexes à la galerie principale.

o Les hystérésis montrent l'existence d'un débit d'eau de mer minimum participant au mélange quelque soit les crues étudiées. Ce $Q_{mer\ minimum}$ est égal à 0,27 m^3/s.

4.2.2. Conséquences sur la contamination saline

La source de Port Miou possède un comportement tout à fait particulier démontré par l'analyse des phénomènes intervenant lors de ses crues (déphasages Q-S et hystérésis).
Le mécanisme de contamination de la source karstique par de l'eau de mer est présent tout au long de la chronique. Il ne semble pas être affecté par les mises en charge successives du système lors des crues car un débit d'eau de mer minimum est conservé, quelles que soient les crues étudiées. Et les chutes de la salinité lors des crues sont uniquement liées à des arrivées d'eaux douces via des conduits ou fissures annexes avant le puits terminal.

Les résultats apportés par cette thèse indiquent qu'il existerait dans l'aquifère de Port Miou une zone à grande profondeur où les conditions de charges hydrauliques seraient favorables à l'établissement d'un gradient positif permettant une intrusion continue d'eau de mer dans la galerie.
Cette condition hydrodynamique ne favorise ni l'une ou l'autre des hypothèses avancées pour expliquer le mécanisme principal à l'origine de la contamination en sel du réseau karstique des sources de Port Miou, à savoir :

- L'apport diffus d'eau de mer à la galerie souterraine via la matrice calcaire très fracturée ;
- La contamination locale d'origine spéléologique liée à l'existence d'une ou de plusieurs galeries profondes reliant le réseau karstique souterrain à la mer.

Les données géologiques actuelles ne permettent pas de vérifier la première hypothèse, mais sa réalité physique a été validée par modélisation (Arfib *et al.*, 2004).
La seconde hypothèse, dont les exemples réels ne manquent pas (Drogue, 1989 ; Cortes *et al.*, 2003), est en revanche basée sur une réflexion paléogéographique concernant l'ensemble des massifs karstiques côtiers méditerranéens (Audra *et al.*, 2004 ; Blavoux *et al.*, 2004).
Cette dernière hypothèse nous semble tout à fait adaptable au système de Port Miou. Et nous verrons de quelle manière elle l'est, dans le chapitre consacré à l'analyse paléogéographique et sédimentologique de ce karst.

4.3. ESTIMATION DU DEBIT MOYEN D'EAU DOUCE DES SOURCES

Les salinités moyennes mesurées au cours de la période de mai 2005 à octobre 2006 permettent d'estimer la proportion d'eau douce moyenne pour chaque source. Le débit moyen d'eau douce est obtenu en multipliant les vitesses moyennes mesurées avec la section utile à l'écoulement. A Port Miou, nous avons démontré que la vitesse mesurée dans la buse 1000 est représentative de l'écoulement moyen traversant le barrage (partie 2.1.2.2.1). La section utile est la somme des sections des quatre conduites soit 1,96 m².
Au Bestouan nous faisons l'hypothèse que la vitesse moyenne mesurée dans la galerie au cours de la période d'étude représente la vitesse moyenne d'écoulement sur la section de mesure (ici environ 10 m²). Les résultats du calcul du débit moyen d'eau douce sont présentés dans le Tableau 4-17.

	Salinité moyenne mesurée (g/l)	% d'eau douce calculé	Vitesse moyenne mesurée (cm/s)	Section utile à l'écoulement (m²)	**Débit moyen d'eau douce (m^3/s)**
Port Miou	12,26	68%	74	1,96	**1,03**
Bestouan	6,49	83%	7,4	10	**0,62**
				Q_{doux} total	***1,65***

Tableau 4-17 : Estimation du débit moyen d'eau douce des sources de Port Miou et du Bestouan au cours de la période de mai 2005 à octobre 2006

Le débit moyen d'eau douce de la source de Port Miou au cours de la période d'étude est estimé à 1,03 m^3/s. Celui du Bestouan sur la même période est estimé à 0,62 m^3/s.
Le débit moyen d'eau douce obtenu à Port Miou est très inférieur à celui estimé par les mesures faites en 1972-73 par le SRPM proche de 7 m^3/s. Celui du Bestouan est plus proche des résultats anciens donnant un débit d'environ 0,53 m^3/s (CHAPITRE 3 :2.2).

Les cycles 2004-2006 marquent un étiage sévère sur l'ensemble des sources karstiques de la région provençale. Nous avons estimé, en partie 3.1.3.1.2 de ce chapitre, un coefficient correctif de +1,43 (représentatif d'un déficit d'environ 30%) à appliquer au débit moyen d'eau douce mesuré pour obtenir un résultat plus représentatif du débit moyen interannuel.
Le débit moyen d'eau douce des sources karstiques sous-marines obtenu est donc de **2,36 m^3/s**.

CHAPITRE 5 : BILANS HYDRIQUES DES PRINCIPAUX MASSIFS KARSTIQUES EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE

Ce chapitre traite des bilans hydriques réalisés sur les principaux massifs ou ensembles karstiques de la Basse Provence occidentale. La méthodologie adoptée est décrite, puis le contexte d'étude est détaillé (géographique, géologique et climatologique). Ensuite, chaque massif ou ensemble karstique est étudié au cas par cas pour la révision des bilans. A chaque massif ou ensemble karstique est associé une carte hydrogéologique pour illustrer le propos. Le chapitre se termine par une réflexion globale sur les équilibres hydriques dans le secteur, afin de permettre la révision du bassin versant de l'aquifère karstique de Port Miou.

1. METHODOLOGIE

1.1. BILAN HYDRIQUE - GENERALITES

En milieu karstique le ruissellement de surface peut être quasiment nul. L'eau précipitée qui ne s'évapore pas s'infiltre directement dans le sol et participe à l'alimentation de l'aquifère, c'est ce que l'on appelle la *Pluie efficace*. La pluie efficace peut s'exprimer de manière simple par la relation :
Pluie efficace = Précipitation – Evapotranspiration
La précipitation est la pluviométrie brute mesurée à un point d'enregistrement donné. L'évaporation est constituée par le volume d'eau évapotranspiré par le couvert végétal du bassin versant.

Le bilan hydrique exprime la relation Entrée-Sortie d'un système hydrologique. Il consiste à effectuer une comparaison en terme de volume ou de débit entre l'entrée du système, la pluviométrie efficace, et la sortie du système, représentée par le ou les exutoires de l'aquifère. Il peut s'exprimer de la manière suivante :
$Volume_{source(s)} = Précipitations – ETR + q$
avec $Volume_{source(s)}$: le volume d'eau en sortie de la ou des sources, Précipitations : le volume des précipitations sur le bassin versant, ETR : l'évapotranspiration réelle sur le bassin versant, q : les pertes (e.g. pompages) ou les apports (e.g. irrigation) au bassin versant. Tous les paramètres s'expriment en m^3.
Pour exprimer la relation en débit il suffit de remplacer le $Volume_{source(s)}$ par le débit de la ou des sources et de convertir les autres paramètres en unité de débit (e.g. L/s)

Revenons rapidement sur la définition des principaux paramètres météorologiques nécessaires à l'élaboration d'un bilan hydrique : l'évapotranspiration, la pluie efficace et la définition d'un débit moyen d'infiltration.

1.1.1. L'évapotranspiration potentielle

Le volume d'eau évaporé dans l'atmosphère et transpiré par les plantes constitue l'évapotranspiration.
L'évapotranspiration Potentielle (ETP) correspond à la lame d'eau maximum qui peut être évapotranspirée sur une parcelle de végétation uniforme possédant une réserve en eau illimitée dans le sol.

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle s'effectue à l'aide de formules plus ou moins empiriques basées sur la physique de l'évaporation et développées depuis plus de 50 ans par les agronomes.
Jensen et al, de l'*American Society of Civil Engineers* (ASCE), ont établit en 1990 une classification de 20 méthodes principales d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (Jensen *et al.*, 1990) selon un climat considéré comme aride ou humide.
Ce classement de performance des méthodes est depuis pris comme référence par la *Food and Agriculture Organization Of the United States*, FAO (Smith, 1992).

Le Tableau 5-1 présente, pour trois méthodes particulières de calcul de l'ETP, leur performance et leur validité selon le climat considéré, le pas de temps des mesures recommandé, et les données nécessaires à l'application du calcul.

Classification de Jensen et al. 1990		Méthode	Pas de temps d'estimation de l'ETP recommandé	Données nécessaires	Validité
aride	humide				
1	1	**Penman-Monteith**	heure, jour, décade, mois	Tmax, Tmin, RHmoy, n, j, Lat, z, zu, al, U	**très bon sous tous types de climat**
18	2	**Turc (1961)**	mois	T, M, n ou Tmin Tmax	**climat humide**
13	10	**Hargreaves et Samani (1985)**	Jour, décade, mois	T, Tmin, Tmax, j, Lat	**moyen sous tout type de climat**
Tmax :température maximale du jour ou du mois considéré, **Tmin** : température minimale, **T** : température moyenne, **Rhmoy** : Humidité relative moyenne, **n** :durée d'insolation, **U** : vitesse du vent **j** : numéro du jour de l'année (calendrier Julien), **Lat** : Latitude du point de mesure, **M** : numéro du mois **z** : altitude du point de mesure, **zu** : hauteur de la mesure de la vitesse du vent, **al** : albédo					

Tableau 5-1 : Tableau présentant quelques méthodes de calculs de l'ETP, leur validité, leur classement de performance selon le climat considéré, et le nombre de données nécessaires (d'après Arfib, 2001)

Quelque soit le type de climat la méthode la plus performante adoptée par les experts de la FAO est celle de Penman-Monteith. Cette méthode devrait être celle obligatoirement adoptée lors de l'établissement d'un bilan hydrologique. Seulement, elle nécessite l'utilisation d'une dizaine de paramètres météorologiques rarement disponibles.
Les méthodes de Turc et d'Hargreaves-Samani nécessitent de connaître au pas de temps considéré, en plus de la pluviométrie, seulement les variations de la température de l'air.
La méthode de Turc est référencée comme la deuxième après celle de Monteith pour les climats considérés comme humides, par contre elle est parmi les plus mauvaises pour les régions au climat aride. Celle de Hargreaves-Samani a une position intermédiaire que ce soit pour les régions au climat aride ou humide.

1.1.1.1. La méthode de Penman-Monteith

La méthode de Penman-Monteith est décrite en détail dans l'annexe 5 du Rapport de la consultation d'expert de la FAO pour la révision des méthodes d'estimation du besoin en eau des cultures (Smith, 1992) (une feuille de calcul Excel est disponible sur Internet sur le serveur FAO : http://www.fao.org/ag/aGL/AGLW/webpub/revmeth.htm, FAO-PMON.zip).

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\left(\frac{R_n - G}{\lambda}\right) + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma} f(U)(e_a - e_d)$$

avec : E_0 l'évaporation potentielle [mm],
Δ la pente de la courbe de pression de vapeur saturante [kPa.°C^{-1}],
γ la constante psychrométrique [kPa.°C^{-1}],
R_n le rayonnement net [MJ.m^{-2}.jour^{-1}],
G le flux de chaleur du sol [MJ.m^{-2}.jour^{-1}],
λ la chaleur latente de vaporisation [MJ.kg^{-1}],
f(U) fonction de la vitesse du vent [mm.jour^{-1}.kPa^{-1}],
(e_a-e_d) le déficit de pression de vapeur [kPa].

1.1.1.2. La formule de Turc (1962)

Cette formule, reliant l'estimation de l'évapotranspiration à la température et à la radiation solaire, montre des résultats peu performants en climat aride, avec une sous-estimation de l'ETP.
La formule donne l'évapotranspiration mensuelle :

$$ET_0 = KC\frac{T}{T+15}(R_s + 50)$$

avec : ET_0 : Evapotranspiration potentielle [mm.mois^{-1}]

T : température moyenne du mois [°C]
C : coefficient correcteur si l'humidité relative mensuelle (HR) est inférieure à 50%
C=1+((50-HR)/70)
K : constante égale à 0,40 pour tous les mois sauf le mois de février où K=0,37
R_s : rayonnement solaire global [cal/cm^2/jour]

1.1.1.3. Méthode de Hargreaves-Samani (1985)

La méthode de Hargreaves et Samani estime l'évaporation potentielle comme une fonction du rayonnement extraterrestre et de la température de l'air.

$$E_0 = 0{,}0032\left(\frac{R_{a\,max}}{\lambda}\right)(T+17{,}8)(T_{max} - T_{min})^{0,6}$$

avec : E_0 : Evaporation potentielle [mm.day^{-1}]
λ : chaleur latente [MJ.kg^{-1}]
T : température moyenne journalière [°C]
T_{min} : température minimale journalière [°C]
T_{max} : température maximale journalière [°C]
R_{amax} : rayonnement maximum possible à la surface de la terre [MJ.m^{-2}.day^{-1}] définit par :

$$R_{a\,max} = 30\left[1{,}0 + 0{,}0335\,\sin\left(\frac{2\pi}{365}(j+88{,}2)\right)\left(XT\sin\left(\frac{2\pi}{360}Lat\right)\sin\delta + \cos\left(\frac{2\pi}{360}Lat\right)\cos\delta\sin XT\right)\right]$$

avec : Lat : latitude en degrés,
δ : déclinaison du soleil [radian] (1.1.1.2)
j : jour de l'année [calendrier julien]
XT : variable du rayonnement maximum possible
$XT=\cos^{-1}(-\tan(Lat2\pi/360)\tan\delta)$, $0 \le XT \le \pi$

1.1.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle et de la pluie efficace

Nous avons vu précédemment que l'évapotranspiration Potentielle (ETP) correspond à la lame d'eau maximum qui peut être évapotranspirée sur une parcelle de végétation uniforme possédant une réserve en eau illimitée dans le sol.
En réalité l'évapotranspiration est limitée par le stock d'eau disponible dans le sol, on appelle alors évapotranspiration réelle (ETR) la lame d'eau effectivement évapotranspirée.

Différentes méthodes de calcul existent pour le calcul de l'ETR.

Dans le cadre de cette étude nous abordons deux méthodes au concept différent. La première est une méthode que l'on pourrait qualifiée de "directe", où l'ETR est obtenue immédiatement sans avoir à calculer dans un premier temps l'ETP. Il s'agit d'une relation à l'origine de la méthode de Turc (1.1.1.2) appelée *méthode de Turc simplifiée*.
La deuxième est la plus communément utilisée en hydrologie, il s'agit de la méthode de Thornthwaite.
Ces deux méthodes vont permettre d'estimer la valeur de la pluviométrie efficace sur le secteur d'étude.

1.1.2.1. Méthode de Turc simplifiée

Cette méthode permet de calculer l'ETR annuelle en connaissant la pluviométrie moyenne et la température moyenne annuelle du bassin versant (Turc, 1954) :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0{,}9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

avec : $L = 300 + 25 * T + 0{,}05 * T^3$

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle [mm.an^{-1}]
P : Pluviométrie moyenne annuelle [mm]
T : Température moyenne annuelle [°C]

Cette approche considère que l'ETR annuelle correspond à un déficit d'écoulement et que la pluviométrie efficace peut être obtenue par la soustraction de l'ETR à la précipitation brute annuelle :
Pluie efficace = Précipitations - ETR

1.1.2.2. Méthode de Thornthwaite

Dans l'application de cette méthode, le comportement du sol est simulé par un réservoir à débordement caractérisé par sa côte de débordement ou capacité de rétention maximale (RUMAX). Le pas de temps de calcul peut être journalier, pentadaire, décadaire ou mensuel. A chaque pas de temps on fait un bilan d'eau en comparant l'évapotranspiration potentielle (ETP) et la hauteur de pluie (P).

- Si (P-ETP)>0, l'évapotranspiration réelle (ETR) sera égale à l'ETP et la quantité d'eau correspondant à P-ETP sera emmagasinée dans le réservoir simulant le sol jusqu'à saturation de celui-ci (valeur de RUMAX). La partie de l'excédent dépassant éventuellement la capacité de rétention maximale constitue la pluie efficace.
- Si P-ETP<0, l'évapotranspiration réelle sera égale à la pluie plus tout ou partie de la réserve en eau du réservoir (RU) jusqu'à épuisement éventuel de celle-ci et à concurrence de la valeur de l'ETP.

Remarque
La réserve utile maximum (RUMAX) du sol s'avère difficilement mesurable.
Nous prendrons pour RUMAX une valeur de 20 mm, en référence à des travaux effectués sur des terrains karstiques où le sol s'avère peu développé et où le climat est équivalent à celui de la Provence (Gutierrez, 1994).

1.1.3. Coefficient d'infiltration et débit d'infiltration moyen

La pluviométrie efficace n'est pas le paramètre le plus confortable pour effectuer des comparaisons entre les méthodes utilisées pour les bilans hydriques. Il s'avère plus intéressant d'exprimer la pluie efficace de manière plus explicite. Pour cela nous utilisons deux coefficients obtenus à partir de la pluviométrie efficace : le *coefficient d'infiltration*, *i*, et le *débit d'infiltration moyen encore appelé débit spécifique, $Q_{spé}$, ou module d'infiltration moyen.*

Le coefficient d'infiltration est le rapport entre le la pluviométrie efficace, P_{eff}, et la pluviométrie brute, P :

$$i = \frac{Peff}{P}$$

Il représente alors la part de l'eau de pluie participant à l'alimentation de l'aquifère.

La pluviométrie efficace peut aussi être exprimée par le débit spécifique ou débit d'infiltration moyen ou module d'infiltration. La pluviométrie efficace généralement exprimée en mm/an convertie en L/s/km² donne ainsi le $Q_{spé.}$

$$Peff[mm/an] = Qspé[l/s/km^2]$$

Comme son nom l'indique $Q_{spé}$ renseigne sur le débit moyen en L/s que doit fournir un massif karstique par km².

Ces coefficients sont des outils indispensables pour l'élaboration d'un bilan hydrologique mais il convient de préciser qu'il existe deux manières différentes de les utiliser :

1. Prévoir la "sortie" du système

Le paramètre "entrée" du bilan est estimé par le calcul de la pluie efficace. On en déduit *i* et $Q_{spé}$ qui permettent d'estimer le débit des exutoires correspondant à la sortie du système.

2. Vérifier la cohérence du bilan hydrologique

Les sorties du système sont connues et quantifiées. A partir de ces connaissances il est possible d'établir une pluviométrie efficace équivalente. Les coefficients i et $Q_{spé}$ obtenus reflètent ainsi des conditions d'infiltration des eaux météoriques dans l'aquifère karstique considéré. Ces conditions sont très variables et dépendent des caractéristiques géologiques de l'aquifère (nature de la roche, état de la fracturation…), de l'état du couvert végétal sur la zone, des conditions climatologiques locales. Il est ensuite possible de comparer ces coefficients avec ceux obtenus sur des massifs dont les conditions climatologiques et géologiques sont proches.

1.1.4. Comparaison des méthodes d'obtention de i et $Q_{spé}$

1.1.4.1. Calcul théorique de la pluie efficace

Le Tableau 5-2 présente les résultats des calculs de l'ETP, l'ETR, la pluviométrie efficace et les coefficients i et Qspé selon les méthodes d'Hargreaves-Samani et de Turc simplifiée sur 13 stations Météo France sélectionnées sur la zone d'étude. Concernant Hargreaves et Samani, l'ETR est obtenue par la méthode de Thornthwaite.

Par ailleurs nous disposons des données d'évaluation de l'ETP selon la méthode de Penman-Monteith établies par Météo France sur la station météo d'Aix-en-Provence et par le CIRAME (Centre d'Information Régionale d'AgroMEtéorologie) sur celle de Cuers. Le calcul de l'ETR est fait avec la méthode de Thornthwaite. Les résultats des coefficients i et Qspé sont donnés à titre de comparaison avec les résultats obtenus à l'aide des deux autres méthodes : Turc simplifiée et Hargreaves et Samani (Tableau 5-3).

			Méthode Hargreaves et Samani					Méthode de Turc simplifiée			
Nom de Station (période)	*Pmoy (mm)*	*Tmoy (°C)*	*ETP (mm)*	*ETR (mm)*	*Peff (mm)*	*i*	*Qspé (L/s/km²)*	*ETR (mm)*	*Peff (mm)*	*i*	*Qspé (L/s/km²)*
Aix – Galice (1994-2003)	654	14,2	1968	466	191	0,29	**6,1**	521	133	0,20	**4,2**
Aubagne – Mellets (1999-2004)	623	15,1	2068	422	201	0,32	**6,4**	520	103	0,17	**3,3**
Besse (2000-2004)	930	14,6	2104	527	404	0,43	**12,8**	629	301	0,32	**9,6**
Cassis – Gardiole (1999-2004)	637	15,0	1715	427	211	0,32	**6,7**	525	112	0,18	**3,5**
Castellet – Aérodrome (1999-2004)	713	13,6	1652	431	282	0,40	**8,9**	537	176	0,25	**5,6**
Cuers (1999-2004)	863	15,5	2007	478	386	0,45	**12,2**	631	232	0,27	**7,4**
Lambesc (2001-2004)	538	13,6	2158	427	111	0,21	**3,5**	456	82	0,15	**2,6**
Marignane – Aéroport (2001-2004)	516	15,6	1800	391	126	0,24	**4,0**	462	54	0,10	**1,7**
Meyrargues (2001-2003)	584	13,6	2062	458	126	0,22	**4,0**	480	104	0,18	**3,3**
Roquefort (1999-2004)	734	14,6	1978	467	268	0,36	**8,5**	563	172	0,23	**5,4**
Salon (2001-2004)	567	14,4	1961	447	120	0,21	**3,8**	481	86	0,15	**2,7**
St Maximin – DDE (1999-2004)	720	13,5	2128	481	240	0,33	**7,6**	537	183	0,25	**5,8**
Trets (1997-2004)	698	13,7	2044	491	209	0,3	**6,6**	531	166	0,24	**5,3**

Tableau 5-2 : Résultats des calculs des paramètres ETP, ETR, P_{eff}, i et $Q_{spé}$ pour les stations météorologiques de Météo France selon les méthodes de Hargreaves-Samani, et de Turc simplifiée

Station météorologique	Période	Pluie (mm)	Méthode de calcul ETP/ETR	ETP (mm)	ETR (mm)	i	Qspé. (L/s/km²)
Aix - Galice	1994-2003	655	ETP Penman-Monteith (journalier) / ETR Thornthwaite (journalier)	1123	371	0,44	**9,0**
			ETP Hargreaves-Samani (journalier) / ETR Thornthwaite (journalier)	1968	466	0,28	**6,1**
			ETR Turc (annuel)	-	513	0,20	**4,5**
Cuers	1999-2004	863	ETP Penman-Monteith (journalier) / ETR Thornthwaite (journalier)	952	299	0,65	**17,9**
			ETP Hargreaves-Samani (journalier) / ETR Thornthwaite (journalier)	2007	478	0,45	**12,2**
			ETR Turc (annuel)	-	534	0,21	**5,9**

Tableau 5-3 : Comparaison des paramètres ETR, i et $Q_{spé}$ pour les stations météorologiques d'Aix et de Cuers selon les méthodes de Penman-Monteith, Hargreaves-Samani, et de Turc simplifiée

Les résultats de ces calculs montrent que pour les méthodes utilisées :

- Il existe une forte variabilité des coefficients i et Qspé en fonction des stations de mesures.
- Les coefficients obtenus avec la méthode de Turc simplifiée sont tous plus faibles que ceux obtenues avec la méthode d'Hargreaves-Samani, eux-mêmes plus faibles que ceux obtenus avec la méthode de Penman-Monteith.

Au vu de ces résultats on imagine facilement le caractère aléatoire des résultats des bilans hydriques selon la méthode de calcul de la pluviométrie efficace choisie.
Pour palier à cette difficulté comparons les estimations théoriques avec les estimations empiriques données en bibliographie sur le secteur d'étude.

1.1.4.2. Estimation empirique des modules d'infiltration

Les modules d'infiltration estimés à la suite de campagnes de mesures hydrologiques des principaux exutoires des massifs karstiques en Basse Provence varient de 5 à plus de 10 L/s/km² (Cova et Durozoy, 1980 ; Coulier, 1985 ; Gilli, 2000a ; Gilli, 2002). Il est possible de classer la répartition de ces modules empiriques en trois zones d'affleurements dont les caractéristiques géographiques et climatologiques sont proches (Tableau 5-4).

Zone karstique étudiée	**Caractéristiques géographique et climatologique**	**Module d'infiltration mesuré (L/s/km²)**	**Référence bibliographique**
Massifs côtiers	▪ Altitude inférieure à 300 m ▪ Pluviométrie comprise entre 500 et 700 mm	5 - 7	(Cova *et al.*, 1980 ; Coulier, 1985 ; Gilli, 2000a ; Gilli, 2002)
Massifs continentaux des B.d.R.	▪ Altitude variable inférieure à 600 m ▪ Pluviométrie de 600 à 800 mm	6 - 9	
Massifs continentaux de l'ouest varois	▪ Altitude pouvant atteindre 1000 m ▪ Pluviométrie comprise entre 800 et 1000 mm	> 9	

Tableau 5-4 : Valeurs moyennes des modules d'infiltration empiriques évalués sur différents reliefs karstique de la Basse Provence occidentale

Les massifs côtiers de la Nerthe, des Calanques de Toulon ou de Bandol, dont l'altitude est souvent inférieure à 300 m sont soumis à une faible pluviosité et donnent des modules d'infiltrations inférieurs à 7 L/s/km². A l'opposé les massifs karstiques de l'ouest varois, tels l'Agnis ou Néoules reçoivent des précipitations beaucoup plus importantes et montrent des modules toujours supérieurs à 9 L/s/km². En position intermédiaire les massifs continentaux situés au cœur du département des Bouches-du-Rhône (e.g. massifs de Sainte Victoire, d'Allauch, de la Lare, de la Sainte Baume ou bassin du Beausset) dont l'orographie est très variable présentent des modules de 6 à 9 L/s/km².

La répartition sur le secteur d'étude, des débits spécifiques empiriques et théoriques (formule Hargreaves et Samani) est représentée sur la Figure 5-1.

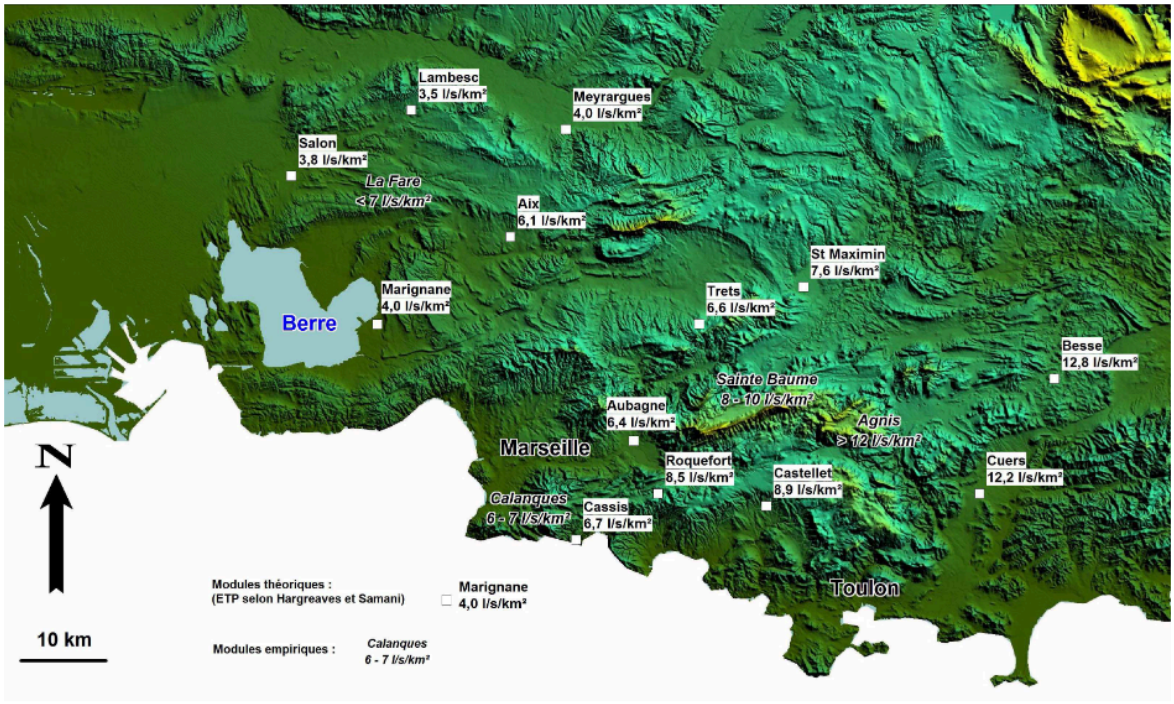


Figure 5-1 : Carte de répartition des modules d'infiltration théoriques (formule Hargreaves-Samani) obtenus sur les stations météorologiques (MétéoFrance) et des modules d'infiltration empiriques sur le secteur de l'étude

1.1.4.3. Conclusions

Les modules d'infiltration obtenus de manière théorique à l'aide de la méthode d'Hargreaves et Samani sont proches des valeurs empiriques mesurées sur les massifs karstiques provençaux. Pour l'établissement de nos bilans en eau, nous utiliserons cette méthode dans les secteurs où aucun module empirique n'a été défini.

1.1.5. Limites de la méthodologie : indice de qualité des bilans

L'établissement d'un bilan hydrologique est limité par la connaissance des conditions climatologiques et hydrogéologiques du bassin versant étudié.
Les paramètres météorologiques sont trop souvent synonymes de lacunes de mesures ainsi l'estimation de la précipitation et de l'évaporation à l'échelle du bassin versant reste problématique de par :

- la difficulté d'extrapoler les paramètres climatologiques à partir de mesures ponctuelles pas suffisamment représentatives ;
- la nécessité de posséder un nombre important de paramètres enregistrés pour estimer de manière précise l'évapotranspiration potentielle.

L'évaluation des sorties du système dépend de la connaissance de l'hydrogéologie du système étudié. Cette estimation est rendue difficile du fait :

- du manque de mesure de débit des sources présentes sur le bassin versant ;
- de la méconnaissance de la quantification des prélèvements en eau par les ouvrages de captages ;
- des incertitudes liées à l'organisation de l'écoulement au sein du massif karstique (conditions aux limites, pertes ou apports d'autres unités…).

C'est pourquoi nous proposons de joindre à chaque bilan hydrique proposé un indice simple permettant de caractériser la qualité du bilan en question. Il sera basé sur la présence ou non de trois critères principaux :

1. La connaissance de la débitmétrie des exutoires du massif ;
2. La connaissance de la pluviosité affectant le massif ;
3. Une longueur des chroniques de suivis des deux critères précédents minimum d'un cycle hydrologique.

Un bilan hydrique de **mauvaise qualité** aura un **indice de qualité de 1** s'il possède un et un seul de ces critères. A l'inverse un **bon bilan hydrique d'indice 3** signifiera que ces trois critères auront été respectés. Enfin, un bilan hydrique de moyenne qualité d'indice 2 indiquera que seulement deux critères sur trois sont respectés.

1.2. METHODOLOGIE DES ENQUETES

Il m'est apparu nécessaire de soigner la collecte de données pour améliorer la pertinence des bilans. Mon travail d'enquête s'est efforcé alors de répondre à deux objectifs principaux :

- rassembler des données sur l'hydrogéologie des systèmes karstiques de manière à préciser la composante de "sortie" des bilans hydriques;
- accumuler de manière exhaustive des informations générales sur la karstologie des massifs.

Pour ce faire un long travail de collecte d'ouvrages bibliographiques a été complété par des enquêtes de terrain. La très grande superficie des bassins versants étudiés m'a contraint à focaliser mes enquêtes sur des secteurs où la collecte de données bibliographiques s'est révélée insuffisante pour comprendre l'hydrogéologie d'un secteur.

1.2.1. Données existantes

Le domaine de l'eau rassemble de nombreux organismes possédant chacun un éventail important d'informations. Voici les principaux organismes sollicités et les principales données consultées dans le cadre de mes enquêtes pour l'établissement des bilans hydriques :

- Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse :

L'agence tient à jour une base de données concernant les prélèvements d'eau par usage depuis 1987 basés sur les processus redevances. Des fichiers complets décrivant les ouvrages de prélèvements, les volumes prélevés, l'usage est disponible en ligne sur leur site d'information sur l'eau (http://sierm.eaurmc.fr).

- BRGM :

L'organisme possède une importante base de données, la banque de données du sous-sol (BSS) consultable en ligne (http://infoterre.brgm.fr) regroupant une liste des cavités, des sources et des ouvrages (forages, puits, sondages) en France. Toutefois, cette base n'est pas suffisamment mise à jour et il s'avère nécessaire de vérifier souvent les informations en consultant les archives papiers de l'organisme.
Le BRGM a effectué de nombreuses études hydrogéologiques dans la région au cours de années 70. Les rapports de synthèse hydrogéologiques ont été consultés aux archives du BRGM.

- Comités départementaux de spéléologie (CDS) :

Les CDS13 et CDS83 disposent de fichiers d'inventaire d'indices karstiques (grotte, aven, source…) récoltés depuis de nombreuses années par les spéléologues des deux départements.

- Conseils Généraux du Var et des Bouches-du-Rhône :

Les services de l'eau de ces organismes disposent de précieux documents sur les ressources en eau (ex : les schémas directeur d'alimentation en eau potable) et la recherche d'eau réalisée sur leur communes.

- Direction de l'environnement en région PACA (DIREN PACA) :

Le service de l'eau de la DIREN (anciennement Service Régional de l'Aménagement des Eaux) a eu en charge pendant de nombreuses années la gestion des stations hydrométriques de suivi des eaux de surfaces. Ces données sont synthétisées sur la base de données de la Banque Hydro (http://www.hydro.eaufrance.fr). La DIREN possède par ailleurs un centre de documentation très riche concernant des documents et études en hydrogéologie.

- Foreurs :

Les entreprises de forages sont très nombreuses sur les départements du Var et des Bouches-du-Rhône (plus de 150 référencées dans les pages jaunes) et il a été bien souvent très difficile d'obtenir des informations auprès d'eux du fait de leur manque de temps.

- Société des Eaux de Marseille (SEM) :

Le cadre de ma thèse m'a permis d'avoir accès à de nombreuses informations concernant les ouvrages hydrauliques gérés par la SEM (Canal de Marseille, forages d'eau).

- Université :

L'Agence Bibliographique de l'Enseignement Supérieur, ABES, regroupe la plupart des bibliothèques universitaires françaises. L'ensemble des ouvrages universitaires (thèse, livre, périodiques…) sont référencés en ligne sur le portail documentaire de l'ABES Sudoc (http://www.portail-sudoc.abes.fr).

1.2.2. Les informations de "terrain"

La collecte bibliographique est la plupart du temps insuffisante pour établir avec précision un bilan hydrique. Il n'est évidemment pas possible de vérifier sur le terrain toutes les informations récupérées dans la bibliographie. C'est pourquoi j'ai fait le choix de centrer mes enquêtes de terrain sur des secteurs où l'hydrogéologie avait été peu étudiée et où les principales interrogations en terme d'hydrogéologie n'étaient pas résolues.

2. CADRE D'ETUDE

2.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET HYDROGRAPHIQUE

La géographie de la Basse Provence occidentale se caractérise par une succession de bassins encadrés par des reliefs calcaires massifs. Le massif de Sainte Victoire surplombe à plus de 1000 m le bassin d'Aix-Gardanne. Les montagnes de l'Olympe, du Régagnas et de l'Etoile (780 m) lui succèdent au Sud et annoncent le bassin de Marseille.
Le massif de la Nerthe à l'ouest de Marseille fait transition avec des reliefs de plus basse altitude sur le pourtour de l'étang de Berre : prémices des vastes plaines de la Crau.
A l'Est la ville de Toulon est dominée par les reliefs du Coudon, Croupatier et Faron. Ces montagnes se poursuivent vers l'Ouest par une succession de reliefs imposants, des plateaux de Siou Blanc (825 m) aux falaises littorales du Cap Canaille et des Calanques plongeant littéralement en mer.
Enfin les plateaux du Beausset sont surplombés par le culmen de la Basse Provence occidentale : la Sainte Baume (1147 m) suivie à l'Est par les plateaux de l'Agnis.

Les reliefs calcaires donnent naissance à de nombreuses sources qui alimentent les principales vallées alluviales. La rivière de l'Arc traverse et récolte les eaux de l'immense bassin d'Aix-Gardanne de Pourcieux à Berre sur plus de 80 km d'est en Ouest pour venir se jeter dans l'étang de Berre.
L'Huveaune prend sa source dans les contreforts du nord de la Sainte Baume et est alimentée par de multiples ruisseaux tout au long de sa traversée des plaines de St Zacharie à Aubagne. La rivière circule sur le bassin de Marseille pour terminer sa course dans le golfe au niveau des plages de la Corniche. Les reliefs du Beausset oriental nourrissent le Gapeau, principal fleuve côtier du secteur ayant son embouchure sur la commune d'Hyères.
Enfin les zones dépressionnaires de St Maximin-Tourves et de la Roquebrussanne, alimentées par les massifs calcaires environnants (Sainte Victoire, Sainte Baume), entretiennent les principaux affluents du fleuve de l'Argens (Sources de l'Argens, Cauron, Caramy et Issole).

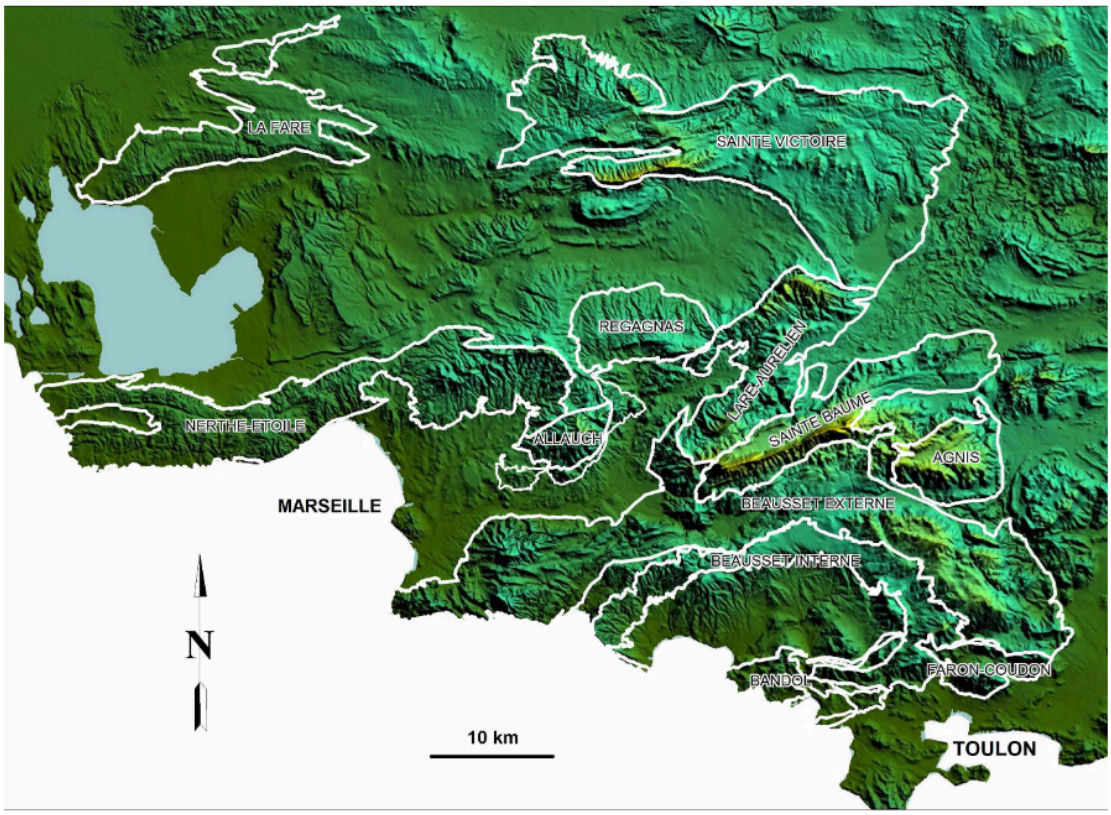


Figure 5-2 : Situation des massifs karstiques étudiés entre Marseille et Toulon

2.2. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

La Basse Provence occidentale, au sens des tectoniciens, s'étend sur une superficie de plus de 4000 km² entre l'étang de Berre et Toulon (Figure 5-3 et Figure 5-4). Le schéma structural individualise trois unités structurales principales chevauchantes du Sud vers le Nord (Guieu et Rousset, 1980) :

- l'unité de Bandol ;
- l'unité du Beausset ;
- l'unité de l'Arc.

- L'unité de Bandol : Cette unité située la plus au Sud porte des terrains du Jurassique et du Trias et chevauche l'unité du Beausset au Nord. Le massif côtier de Bandol et l'ensemble Mont Faron-Coudon font partie de cette unité.

- L'unité du Beausset : Cet ensemble synclinal portant les bassins de Marseille et du Beausset chevauche l'unité de l'Arc au niveau du front sud-provençal. Cette unité comprend la partie méridionale du massif côtier de la Nerthe, le massif de l'Etoile, les collines d'Auriol, la série chariée de la Sainte Baume et l'ensemble Olympe-Aurélien, l'Agnis et le vaste ensemble du Beausset incluant le massif des Calanques.

- L'unité de l'Arc : Elle porte les terrains du Jurassique supérieur à l'Eocène du bassin de l'Arc (+ de 1800 m d'épaisseur) en contact anormal sur la zone nord-provençale, notamment au niveau de la brèche éocène d'Eguilles. Cette unité regroupe la partie septentrionale de la Nerthe, le bassin d'Aix à cœur éocène-oligocène, le massif de la Fare, le massif de la Sainte Victoire, le massif d'Allauch et le Régagnas.

Les affleurements du Trias (ex : Trias de Barjols) peuvent être parfois considérés comme une quatrième unité de chevauchement (Rousset, 2000). Cette unité est constituée par les terrains compris entre le 1er et le troisième niveau de décollement (du Muschelkalk inférieur au Keuper) et l'ampleur de son déplacement est difficile à évaluer.

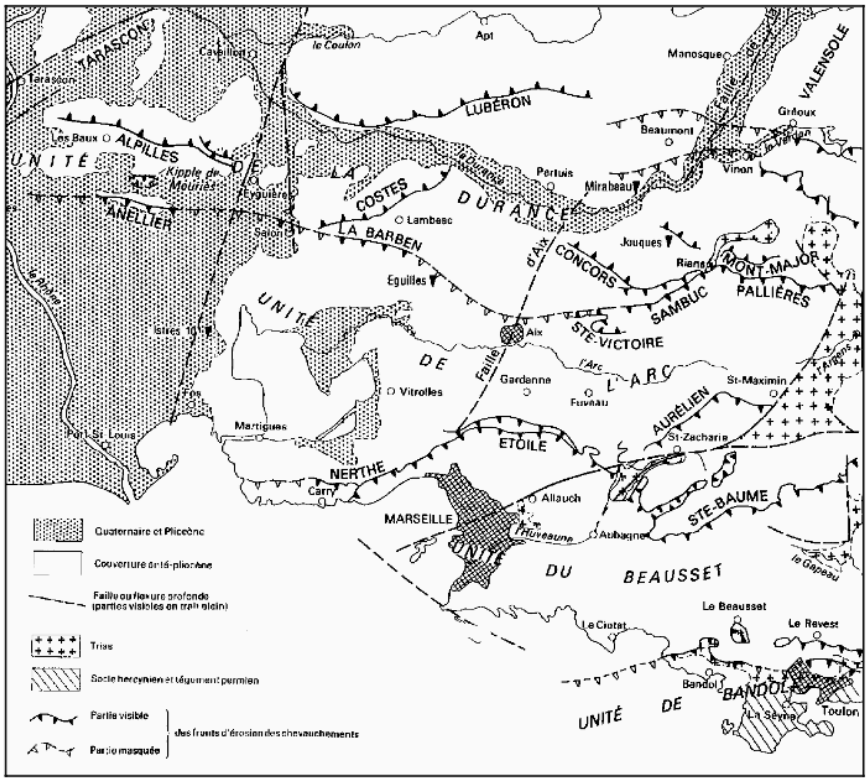


Figure 5-3 : Carte structurale de la Basse Provence occidentale (Rouire et Blanc, 1979)

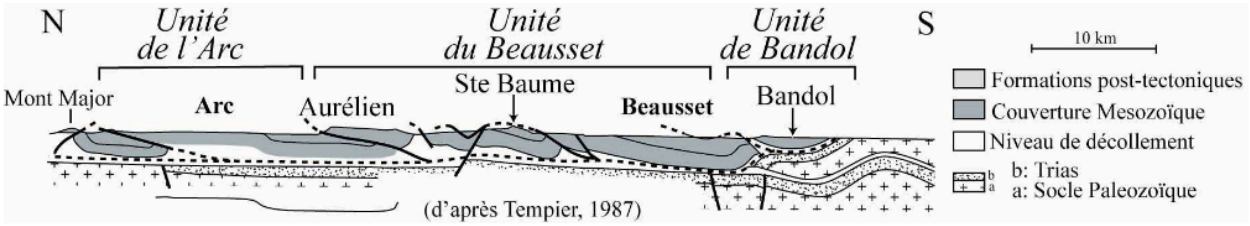


Figure 5-4 : Coupe géologique simplifiée de la Basse Provence (d'après Tempier, 1987)

2.3. PRINCIPALES UNITES KARSTIQUES AQUIFERES

Les principaux aquifères karstiques de la Basse Provence intéressent la série mésozoïque.
Quatre grands ensembles aquifères sont séparés par des horizons plus ou moins imperméables (voir log stratigraphique en ANNEXE 10) :

- L'aquifère triasique du Muschelkalk
- L'aquifère dolomitique et calcaire du Jurassique inférieur
- L'important aquifère karstifié du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur
- L'aquifère des grès et calcaires turoniens et sénoniens

Les formations fluvio-lacutres du Crétacé supérieur (Fuvélien) peuvent localement, comme c'est le cas dans les assises profondes du bassin de l'Arc, constituer un aquifère se comportant hydrogéologiquement comme un niveau semi-karstique.

2.3.1. Principaux réservoirs karstiques

2.3.1.1. L'aquifère karstique du Muschelkalk

Dans le centre du département du Var les calcaires triasiques affleurent très largement et constituent l'appareil aquifère le plus important du département.

2.3.1.2. Aquifère du "Jurassique inférieur"

Cette formation aquifère rassemble les terrains calcaires du Rhétien et du Lias. Le mur est constitué par les formations gypseuses du Trias (Keuper). Le toit est constitué par les marnes du Callovo-Oxfordien. Nous verrons que localement les formations marno-calcaires du Dogger constituent un imperméable relatif (localement siège d'écoulement).

Dans le bassin de l'Arc l'aquifère comprend les terrains calcaires du Rhétien au Bajocien-Bathonien et peut représenter plus de 500 m (800 m à la Sainte Victoire et 600 m à Gardanne-Fuveau) de puissance (BRGM, 2004).

2.3.1.3. Ensemble aquifère du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur

En région marseillaise l'aquifère karstique intéresse les formations du Malm à l'Urgonien. Le toit, constitué par les marnes aptiennes, individualise hydrogéologiquement cet aquifère de celui du Turonien.
Dans le bassin d'Aix-Gardanne cette formation représente un ensemble calcaire réservoir en eau continu du Kimméridgien au Santonien et son toit est constitué par la série argileuse du Valdonien.

2.3.1.4. Aquifère du Turonien-Sénonien

Cette série calcairo-gréseuse présente des faciès calcaires karstifiés dans l'auréole interne du Beausset du Mont Caume aux contreforts du Cap de Soubeyran à la Ciotat.
Dans la partie orientale de l'auréole du Beausset les intercalations marneuse de l'Aptien supérieur et du Coniacien inférieur sont trop peu épaisses pour introduire un compartimentage avec la série urgonienne du Crétacé inférieur.

2.3.2. Aquifères karstifiés localement

2.3.2.1. Aquifère du Fuvélien : Bassin de l'Arc

Il est globalement constitué de calcaires lacustres argileux présentant plusieurs couches de lignites. Cette formation, dont les faciès les plus calcaires se situent au centre du bassin synclinal, se comporte hydrogéologiquement comme un niveau karstique. Sa puissance peut atteindre 250 m localement. Son toit est constitué par les marnes et argiles du Bégudien inférieur.

2.3.2.2. Aquifère du Santonien : nord de la Sainte Baume

Les calcaires à rudistes fortement développés dans le nord de la Sainte Baume constituent un aquifère à part entière en liaison directe avec l'unité Jurassique des plateaux de Mazargues.

2.4. CADRE CLIMATOLOGIQUE

Le climat de la Basse Provence occidentale est défini par son caractère méditerranéen.
L'été est marqué par de longues périodes de sécheresses aux températures élevées. Et les précipitations sont épisodiques et irrégulières avec un caractère souvent intense.
Les reliefs nombreux induisent une variation rapide des climats avec une diminution de la température et une augmentation de la pluviométrie en fonction de l'altitude.

2.4.1. Répartition des données météorologiques

Nous bénéficions de données journalières de suivi de la pluviométrie et de la température de l'air (minimum, maximum et moyenne) sur treize stations météorologique du réseau Météo France réparties sur les départements des Bouches-du-Rhône et du Var. Les périodes de suivi s'établissent entre 1997 et 2004 (Tableau 5-5).

Nom	*Pmoy (mm)*	*Tmoy (°C)*	*Altitude (m NGF)*	*Cycles hydrologiques de suivi*
Aix - Galice	654	14,2	173	1994-2003
Aubagne - Mellets	623	15,1	118	1999-2004
Besse	930	14,6	275	2000-2004
Cassis - Gardiole	637	15,0	212	1999-2004
Castellet - Aérodrome	713	13,6	417	1999-2004
Cuers	863	15,5	122	1999-2004
Lambesc	538	13,6	260	2001-2004
Marignane - Aéroport	516	15,6	5	2001-2004
Meyrargues	584	13,6	210	2001-2003
Roquefort	734	14,6	354	1999-2004
Salon	567	14,4	59	2001-2004
St Maximin - DDE	720	13,5	294	1999-2004
Trets	698	13,7	264	1997-2004

Tableau 5-5 : Liste des stations météorologiques (Météo France) utilisées pour les bilans hydrologiques

Les stations choisies, pour représenter l'ensemble de la zone d'étude, se répartissent d'Ouest en est de la bordure de la vallée du Rhône à Salon de Provence aux prémices de l'est varois à Besse-sur-Issole et du Nord au Sud de la bordure de la Durance à Meyrargues aux massifs des Calanques à Cassis (Figure 5-1). L'altitude des stations s'échelonne entre 5 et 417 m NGF.

2.4.2. Répartition des précipitations et de la température en fonction de l'altitude

Des gradients régionaux de précipitation et de température liés à l'altitude sont mis en évidence dans la région du sud-est de la France (Mudry, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Reynaud, 2000). Ainsi plus l'altitude est importante, plus la pluviométrie est importante et plus la température est basse.

Les relations sont linéaires, du type :
Température[°C]=-a_1*Altitude[m]+b_1
Précipitations[mm]=a_2*Altitude[m]+b_2

Concernant la corrélation température-altitude, on distingue en réalité deux groupes de stations auxquelles on peut appliquer deux relations linéaires distinctes (Figure 5-5A).
La première relation possède une assez bonne corrélation (R^2= 0,86), elle regroupe les stations de Marignane, Cuers, Cassis, Besse et Roquefort. La deuxième relation est bien corrélée (R^2=0,92) et concerne les stations Salon, Aix, Trets, Lambesc, St Maximin.
Les paramètres de la relation linéaire (pente, ordonnées à l'origine, coefficient de corrélation) obtenus pour ce deuxième groupe s'approchent des valeurs observées au niveau régional (Tableau 5-6).

Pour la relation Précipitations-Altitude les mêmes groupes n'apparaissent pas nettement. Toutefois, une relation principale P= f (Alt.) semble lier une grande partie des stations hormis celles de Cuers, Besse, Meyrargues et Lambesc (Figure 5-5B). La relation déduite de la sélection des stations donne des paramètres de corrélation plus proches de ceux obtenus au niveau régional (Tableau 5-6).

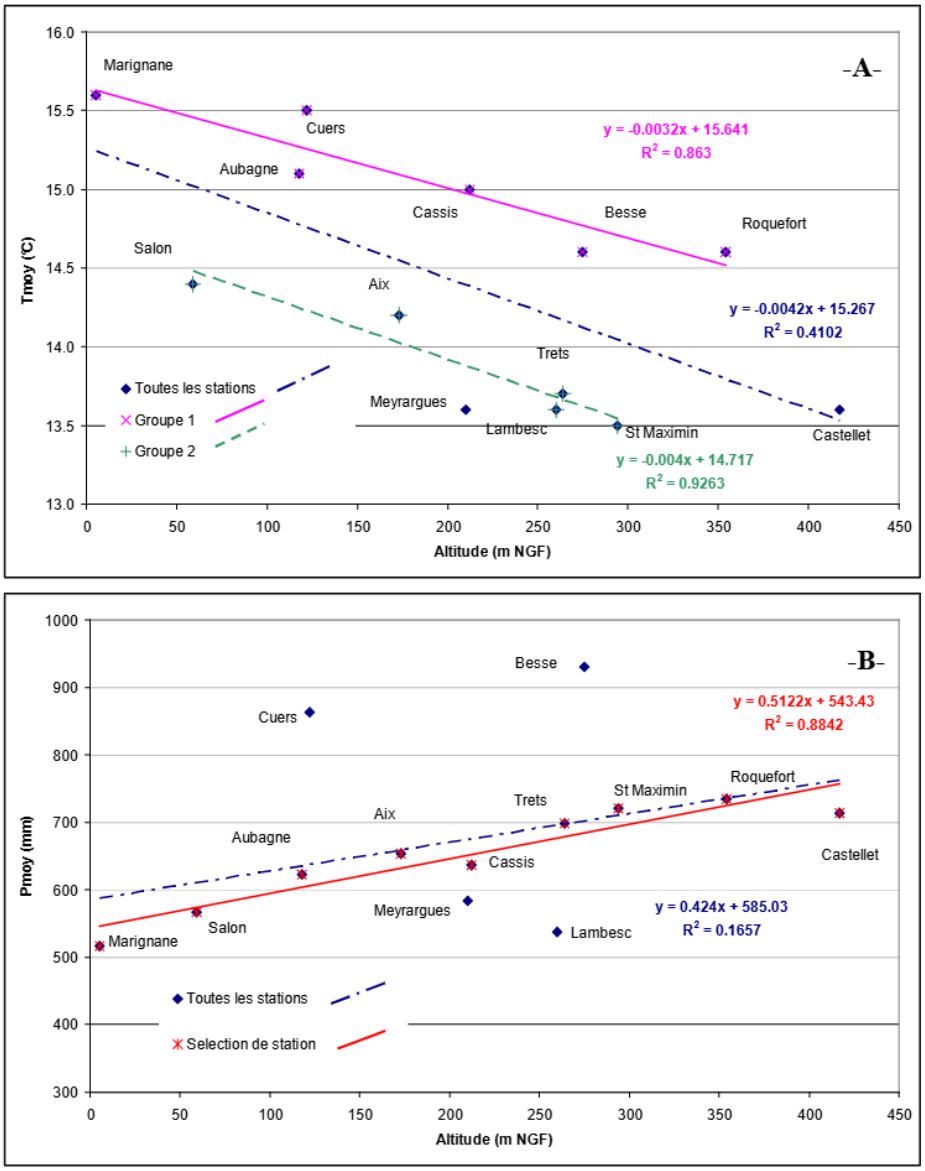


Figure 5-5 : Corrélation entre l'altitude des stations de la zone d'étude et : A) Les températures moyennes annuelles ; B) Les précipitations moyennes annuelles

Ces observations montrent qu'il existe sur la zone d'étude un gradient positif des précipitations et un gradient négatif de la température de l'air en fonction de l'altitude du point de mesure.

Les relations n'apparaissent pas de manière aussi évidente qu'au niveau régional car elles omettent de prendre en compte certains paramètres locaux comme :

- La position en longitude de la station de mesure sui sera traitée dans la partie suivante ;
- la distance par rapport à la mer ;
- la présence de reliefs influençant la météorologie locale.

	Paramètres météorologiques	Pente	Ordonnée à l'origine	Coefficient de corrélation R^2	Données
Altitude (m)	**Température °C** - Sud-est de la France	-0,0059	14,467	0,97	(Binet, 2002)
	- Zone d'étude	-0,0042	15,267	0,41	
	Groupe 1	-0,0032	15,641	0,86	
	Groupe 2	**-0,004**	**14,717**	**0,93**	
	Précipitations (mm) - Sud-est de la France	0,53	698,9	0,79	(Binet, 2002)
	- Zone d'étude	0,42	585	0,17	
	Sélection de station	**0,51**	**543**	**0,88**	

Tableau 5-6 : Comparaison des corrélations Température-Altitude et Précipitations-Altitude sur le sud-est de la France et sur la zone d'étude

2.4.3. Répartition des précipitations en fonction de la longitude

La Figure 5-6 présente la corrélation entre les précipitations moyennes annuelles et la longitude des stations météorologiques situées sur la zone d'étude.

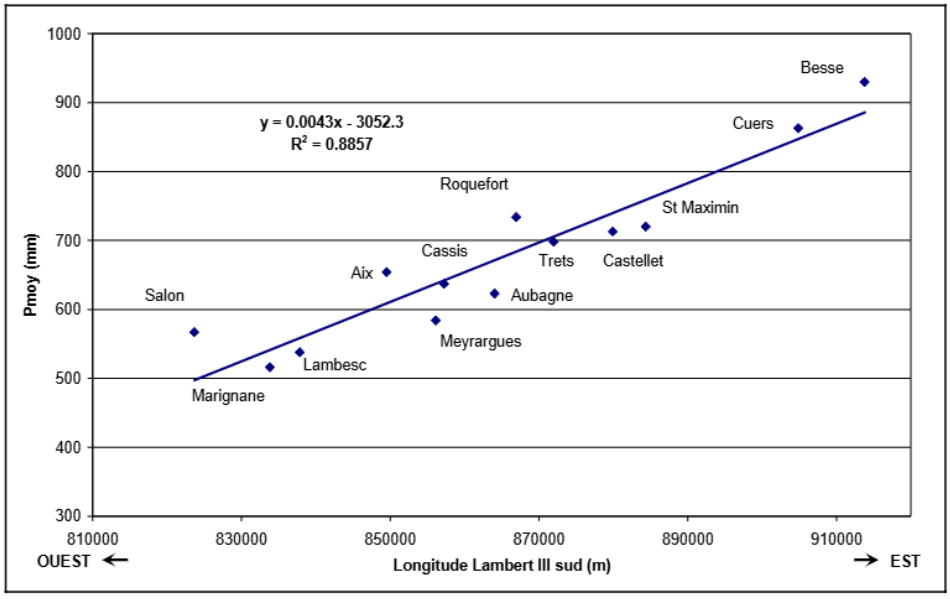


Figure 5-6 : Corrélation de la précipitation moyenne annuelle avec la longitude (coordonnées en mètres Lambert III Sud)

Même si le coefficient de corrélation n'est pas parfait (R^2=0,89) le graphique montre clairement qu'il existe un gradient positif des précipitations lorsqu'on se dirige vers l'est de la zone d'étude.

Conclusions sur la répartition des précipitations et des températures

Les précipitations et les températures enregistrées sur une station météorologique dépendent généralement d'un nombre important de critères géographiques régionaux et locaux.

Sur le secteur de la Basse Provence occidentale deux principaux critères influent directement sur la répartition des précipitations. Le critère prépondérant est la longitude du point de mesure considéré, puis vient ensuite son altitude.

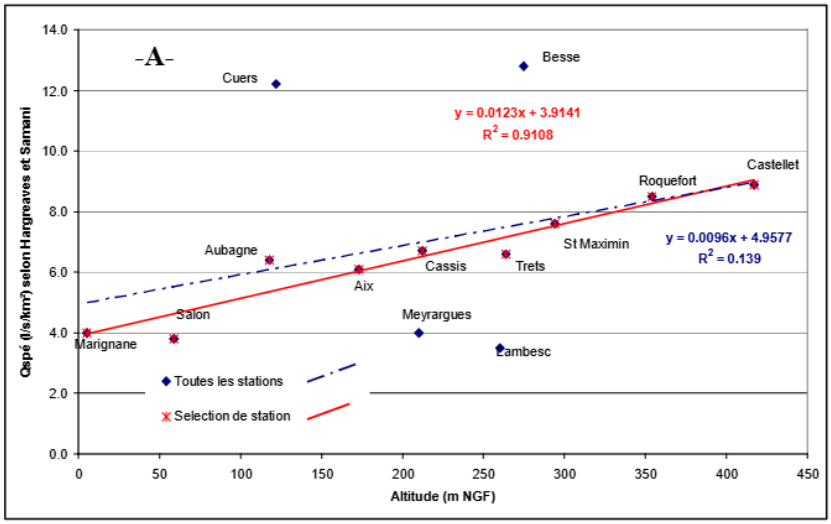
De Salon-de-Provence à la Besse-sur-Issole nous avons mis en évidence un gradient positif des précipitations d'Ouest en est, et un gradient positif des précipitations plus l'altitude est importante.

2.4.4. Répartition des débits spécifiques sur la zone d'étude

Le calcul du débit spécifique est lié aux mesures de pluviométrie et de température de manière plus ou moins directe selon la méthode utilisée (1.1).

La Figure 5-7A montre qu'il existe une bonne corrélation entre l'altitude et la répartition des débits spécifiques si l'on fait abstraction des quatre stations situées aux bordures de la zone d'étude : Meyrargues, Lambesc, Cuers et Besse. Ces résultats viennent corroborer ceux obtenus sur les corrélations entre la précipitation et l'altitude (2.4.2).

De la même manière la corrélation entre la longitude du point de mesure et le débit spécifique calculé montre qu'il existe, comme pour la précipitation, un gradient positif des débits spécifiques plus la station météorologique se trouvent à l'est de la zone d'étude (Figure 5-7B).



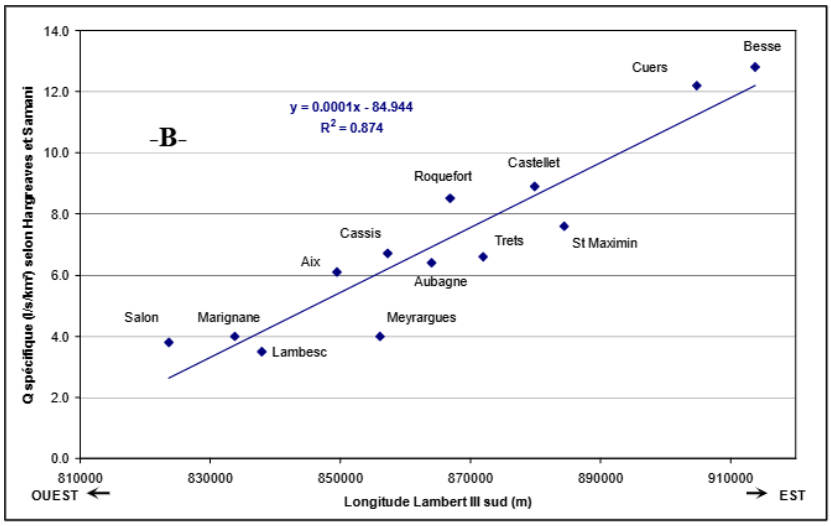


Figure 5-7 : Corrélation des débits spécifiques calculés d'après Hargreaves et Samani avec : A) L'altitude de la station météorologique ; B) Sa longitude

3. MASSIFS AU NORD ET A L'OUEST DE MARSEILLE

3.1. MASSIF DE LA FARE

3.1.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Le massif de la Fare-Lançon est constitué essentiellement des calcaires du Crétacé inférieur.
Cet anticlinal d'orientation Est-Ouest s'ennoie vers le Sud sous l'Etang de Berre. L'ensemble chevauche vers le Nord (comme l'a montré le forage d'Eguilles) le bassin synclinal de la Trévaresse, dont le substratum crétacé constitue le plateau de la Barben.
Le massif est ceinturé par les formations imperméables du Miocène transgressif de bordure orientale de la Crau à l'Ouest, de l'Oligocène à l'Est et du Crétacé au Sud.

La superficie totale des terrains karstifiables établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème est de 115 km². Ce massif possède des reliefs peu accidentés et quasiment pas de zones urbanisées participant à du ruissellement superficiel.

La superficie totale de l'impluvium de la Fare est estimée donc à **115 km².**

3.1.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-8)

L'ensemble hydrogéologique de la Fare-Barben est séparé en deux unités hydrogéologiques bien distinctes (Durozoy, 1973) :

- Au Sud l'anticlinal de la Fare comprenant le massif de la Fare (s.s.). Son flanc sud Urgonien est normal, tandis que son flanc nord Hauterivien est chevauchant et écaillé ;
- Au Nord le synclinal de la Barben comprenant les massifs hauteriviens de la Barben (au Nord) et de Grand Plaine (au Sud).

3.1.2.1. Massif de la Fare (s.s.)

Le principal exutoire de cette unité est situé sur le flanc sud du massif : il s'agit de l'importante source de la Calissanne (débit estimé entre 0,6 et 1 m^3/s dans les années 70). Sa teneur élevée en NaCl (>600 mg/l) et sa température supérieure à la normale (18,6°C) font penser que les eaux ont circulé à grande profondeur et sont contaminées par l'eau saumâtre de l'étang de Berre.
Par ailleurs le flanc sud est drainé à l'Ouest en mer par les sources littorales de St Chamas et les laurons de l'étang de Berre.
Enfin, quelques sources, de débit très faible, sortent dans le Santonien au sud du massif (Moyroux, Billiard).

Les écailles calcaires du flanc nord contiennent des dépressions correspondant aux séries marneuses de l'Hauterivien. Ces dépressions sont fermées et le drainage semble se faire souterrainement par les séries calcaires vers la zone du Grand Pommier (Durozoy, 1973).

3.1.2.2. Synclinal de la Barben

3.1.2.2.1. Massif de la Barben

Les calcaires hauteriviens du massif de la Barben (13 km²) sont drainés :

- A l'Ouest par la source importante de la Dane (110 L/s Gilli, 2002) ;
- Au Nord par la source du Marquis de Saporta (20 L/s, 18,4°C) et la source de la Crémade (31 L/s, 16,5°C) ;
- Au Sud par la source du Château de la Barben (15 L/s, 12,7°C).

3.1.2.2.2. Massif de Grand Plaine

Le massif de Grand plaine ne présente que des exutoires temporaires situés à l'ouest du massif (Bidoussane, Vallon Long). Une coloration a permis de mettre en évidence cette circulation (Durozoy, 1973).

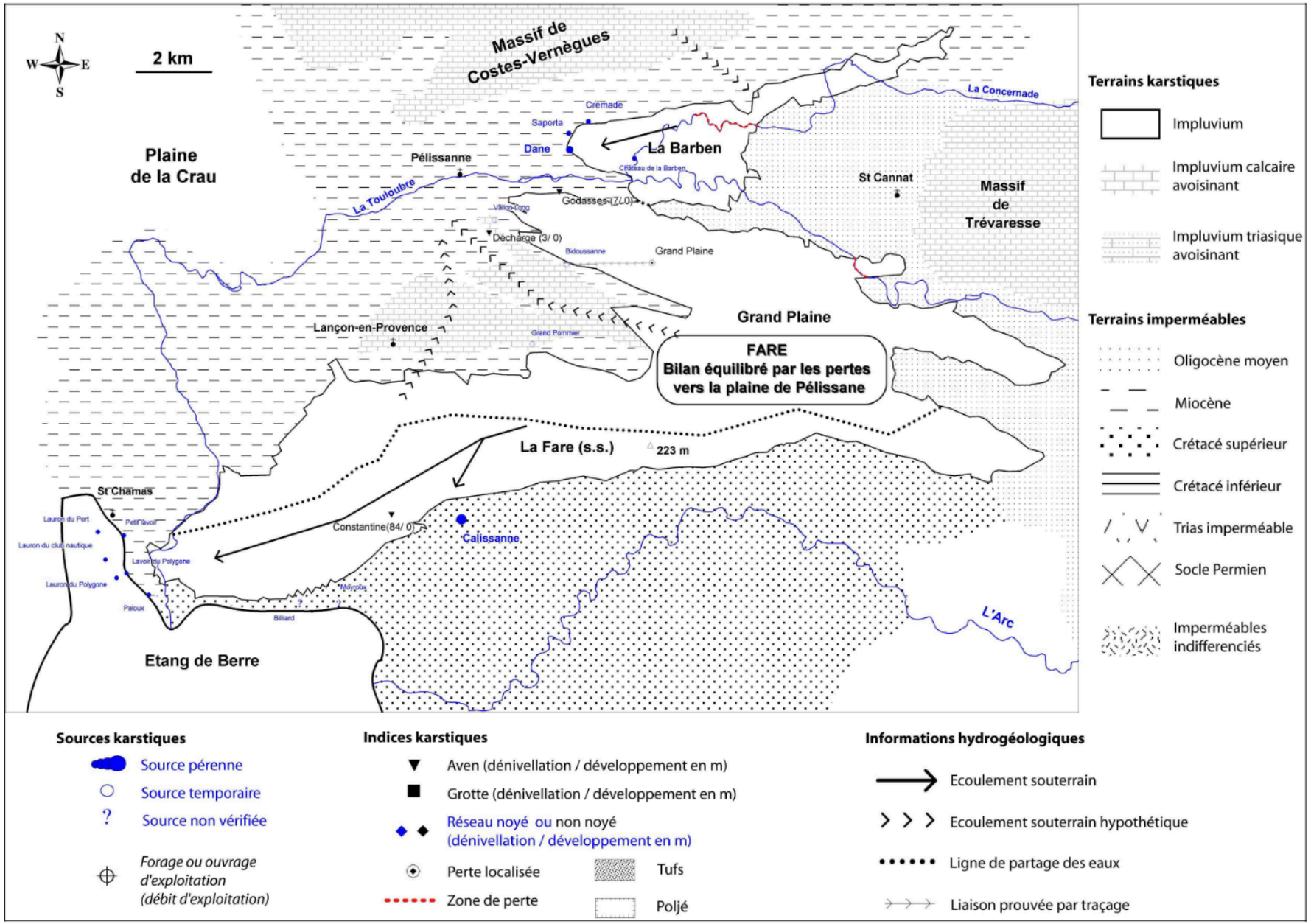


Figure 5-8 : Carte hydrogéologique du massif karstique littoral de la Fare

3.1.3. Bilans hydriques anciens

Les principales enquêtes hydrogéologiques existantes sur ce secteur sont celles qui ont été réalisées sur le bassin versant de la Touloubre par le BRGM au début des années 70. Le résultat de ces enquêtes a donné lieu à l'établissement d'un bilan hydrique pour l'année 1972 dont la synthèse est faite dans les tableaux suivants.
Des travaux plus récents (Gilli, 2002) ont permis de connaître avec plus de précisions les émergences littorales du secteur de St Chamas.

3.1.3.1. Bilan hydrique 1972 (d'après Durozoy, 1973)

Les enquêtes hydrologiques réalisées au cours de l'année 1972 permettent de mettre en évidence d'importants phénomènes de perte/alimentation des réseaux superficiels avec les massifs calcaires de la Fare. La Touloubre se perd tout d'abord dans les massifs calcaires de l'unité de Grand Plaine au sud de St Cannat (100 L/s de déficit estimé entre le Moulin et la confluence du Budéou), puis elle voit son débit ré-augmenter à la traversée des calcaires de la Barben (118 L/s d'augmentation entre le Budéou et le Château de la Barben). La Concernade, un affluent de la Touloubre, se perd complètement en étiage lors de son passage sur les calcaires de la Barben dans le vallon de Lavaldenan, puis le ruisseau est réalimenté au vallon de Maurel en amont du Château de la Barben (100 L/s d'alimentation estimé).

Par ailleurs, le massif de la Fare est traversé par l'ouvrage du canal de Marseille dont les pertes en lignes sont estimées à l'époque à 11 L/s/km.

Le bilan global du massif de la Fare donne un débit total à l'exutoire de 1168 L/s pour une surface d'impluvium de 112 km².

UNITE DE LA FARE	
Superficie (km²)	112
Pluviométrie moyenne (mm)	810
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	1168
Coefficient d'infiltration mesuré	0,4
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	10,4
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-7 : Bilan hydrique global mesuré du massif de la Fare pour l'année hydrologique 1972

Le module d'infiltration moyen mesuré à partir du suivi des exutoires du massif de la Fare pour l'année 1972 est de 10,4 L/s/km² et correspond à un coefficient d'infiltration de 0,4. Ces coefficients sont exagérés pour le secteur.

En se basant sur les calculs d'évapotranspiration (formules de Turc) sur les stations pluviométriques de Salon, Aix et Lambesc les auteurs établissent un bilan théorique fractionné des unités du massif de la Fare (Tableau 5-8).

MASSIF DE LA BARBEN (S= 13 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**776**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,33**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**8,1**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff (Lambesc-Salon)	105	Source de la Dane (Barben)	133			
Perte de la Concernade (vallon de Lavaldenan)	87	Alimentation Touloubre (Château Barben)	118			
Pertes canal de Marseille	40	Alimentation du vallon Maurel	100		**138 L/s (+59%)**	**Bilan excédentaire : Suralimentation par une partie des massifs de Costes et Vernègues**
		Source de Saporta	19			
Total	**232**		**370**			

MASSIF DE GRAND PLAINE (S= 19 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**776**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,33**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**8,1**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff (Lambesc-Salon)	154	Source temporaire Bidoussanne	33			
Pertes de la Touloubre (Sud St Cannat)	100			**251 L/s (-88%)**		**Bilan très déficitaire : Drainage souterrain des calcaires vers les alluvions de la plaine de Pélissanne.**
Pertes canal de Marseille	30					
Total	**284**		**33**			

MASSIF DE LA FARE (S.S.) (S= 80 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**845**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,36**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**9,7**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff (Aix-Lambesc-Salon)	773	Source de Calissanne	765	**53 L/s (-6%)**		**Bilan légèrement déficitaire : Drainage diffus vers les laurons de l'étang de Berre.**
Pertes canal de Marseille	45					
Total	**818**		**765**			

Tableau 5-8 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du massif de la Fare pour l'année hydrologique 1972

L'essai de bilan fait apparaître de forts déséquilibres sur les unités de la Fare.
Les sources du massif de la Barben sont largement excédentaires par rapport à l'impluvium du massif seul et le massif de Grand Plaine d'une superficie de 20 km² ne présente quasiment aucun exutoire. Le massif de la Fare (s.s.) est lui légèrement déficitaire.

Toutefois, les auteurs admettent que le bilan global de l'unité de la Fare est équilibré en considérant que :

1) Une grande partie des massifs de Costes-Vernègues (~16 km²) suralimente le massif de la Barben. Or le bilan hydrique des Costes-Vernègues montre un déficit équivalent à l'excédent observé sur le massif de la Barben ;
2) La quasi-totalité du massif de Grand Plaine (~15 km²) est drainé vers l'Est sous les alluvions de la plaine de Pélissanne. Cette hypothèse semble envisageable car les courbes isopiézométriques de la plaine de Pélissanne mettent en évidence un écoulement vers la dépression de l'aérodrome de Salon ;
3) Le massif de la Fare (s.s.) possède des sorties diffuses dans l'étang de Berre.

3.1.3.2. Conclusions

L'essai de bilan effectué sur l'année 1972 fait apparaître que les massifs de la Barben et de la Fare ont un bilan hydrique équilibré si l'on tient compte, pour le premier d'une suralimentation par le massif proche des Costes-Vernègues et pour l'autre des sorties diffuses dans l'étang de Berre.
Seul le massif de Grand Plaine apparaît largement déficitaire.

Les modules spécifiques supérieurs à 9 L/s/km² obtenus pour le massif de la Fare apparaissent élevés étant donnée sa situation géographique en bordure de littoral avec des altitudes ne dépassant pas les 300 m. Or, il faut noter que l'année 1972 est considérée comme une année excédentaire en pluie pour la région (800 mm en 1972 au lieu de 650 mm entre 1950-70 : données Météo France). Les modules spécifiques calculés pour l'année 1972 ne sont donc pas représentatifs.

3.1.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

3.1.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur de la Fare concernent à la fois l'hydrogéologie et la géologie.

Hydrogéologie :

- Synthèses hydrogéologiques (BRGM, 1968a ; Durozoy, 1973 ; Gilli, 2002 ; Heissat, 2005)

Géologie :

- Thèse de F. Ferrandini sur la géologie et la géotechnique du massif (Ferrandini, 1976)

3.1.4.2. Indices karstiques

La collecte des données sur les indices karstiques présents sur le massif est une synthèse de données bibliographiques.
Ainsi il a été recensé 23 indices karstiques :

- 16 exutoires ou sources karstiques : 5 sont pérennes, 3 temporaires, 8 non déterminées
- 3 avens : de faibles dénivellations et sans développements (sauf aven de Constantine dénivellation : 84 m)
- 1 grotte
- 3 zones de perte : une perte sur le massif de Grand Plaine, la Touloubre se perd vers le vallon de Lavaldenan et la Concernade se perd dans le vallon de Fauchon

3.1.4.3. Indices d'ouvrages

Un seul ouvrage d'exploitation d'eau souterraine a été répertorié sur la zone :

- Captage de la source de la Dane :

La source est captée par le village de la Barben au niveau de son exutoire.

Entre 1987 et 2004 l'ouvrage a prélevé en moyenne 69 530 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 7 m^3/h ou 2 L/s (données Agence de l'eau).

3.1.5. Révision des bilans

Difficultés :
Actuellement, aucune des sources étudiées dans les années 70 ne fait l'objet d'un suivi régulier. Par rapport aux années 70 la connaissance quantitative des exutoires du massif est donc moins précise.

Toutefois, le bilan peut être revu de manière globale en tenant compte de plusieurs critères :

- des récentes observations sur les sorties littorales de St Chamas (Gilli, 2002) ;
- de la non prise en compte de l'impluvium de la Barben dans le bilan (superficie de l'impluvium limitée à 100 km²) ;
- de la prise en compte d'un drainage du massif de Grand Plaine vers la plaine de Pélissanne (environ 20 km²) ;
- de négliger les pertes du canal de Marseille (des travaux de rénovations ont été entrepris depuis 1972).

L'estimation de l'ETP par Hargreaves et Samani sur les stations Aix et Salon donne un débit spécifique moyen 5 L/s/km² pour le massif cohérent avec les estimations empiriques.
Bien qu'un peu faible il semble plus cohérent que celui proposé en 1972 (Tableau 5-9). Les pluies des dernières années en moyenne à 600 mm sur les stations sont en accord avec la moyenne du secteur.
Compte tenu du module d'infiltration pris en compte il est possible de revoir à la baisse :

- les pertes de la Touloubre à environ 60 L/s ;
- le débit moyen de la Calissanne à 400 L/s.

UNITE DE LA FARE						
Superficie (km²)			100			
Pluviométrie moyenne (mm)			600			
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)			5			
Débit total estimé aux exutoires (L/s)			450			
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit			**-10 L/s (-2%)**			
Détail du bilan du Massif de la Fare (100 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	500	Source de Calissanne	400			
Perte de la Touloubre	60	Sources littorales (Grand et Petit Lavoir, St Chamas) + Laurons de l'étang de Berre	50	**10 L/s (-2%)**		**Bilan équilibré**
		Alimentation de la plaine de Pélissanne par les calcaires du massif de Grand Plaine	100			
Total	**560**		**550**			

Tableau 5-9 : Bilan hydrique révisé du massif de la Fare

Le bilan hydrique du massif de la Fare, ainsi révisé, apparaît comme équilibré.
Toutefois, ce bilan proposé nécessite d'être vérifié car il se base sur des estimations des différents exutoires et non sur des mesures précises.

3.1.6. Conclusions et perspective de travail

Le bilan hydrique du massif de la Fare apparaît équilibré par les différents exutoires qui lui sont attribués.
Une meilleure connaissance des débits de la source de la Calissanne est le point de travail indispensable pour la vérification de ces résultats. Cette source devrait à terme faire l'objet d'un véritable suivi hydrométrique.

3.2. MASSIF DE LA SAINTE VICTOIRE

3.2.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Le massif de la Sainte Victoire est un vaste ensemble géologique constitué par les calcaires du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur du flanc sud de l'anticlinal d'Aix-Vauvenargues. Cette unité correspond tectoniquement au flanc nord redressé du grand synclinal du bassin de l'Arc. Les terrains calcaires jurassiques et crétacés ont globalement un pendage vers le Sud. Seul l'anticlinal de Concors-Ligoures présente des pendages vers le Nord.
La limite nord de la Sainte Victoire est représentée par le "front de chevauchement nord-provençal" qui met en contact des terrains jurassiques et crétacés avec des terrains de l'Eocène. A l'Ouest l'unité est bordée par des terrains imperméables de l'Oligocène et à l'Est par la zone triasique de Tourves.

La superficie totale des terrains karstifiables établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème est de 358 km². Il convient d'enlever à cette surface les zones où l'infiltration peut être négligée vis-à-vis des phénomènes de ruissellement. Il s'agit : des bordures de la Sainte Victoire aux reliefs accusés (crête sud de Sainte Victoire, crête de Vauvenargues), des zones urbanisées (secteurs de : Meyrargues, Venelles et Saint Maximin), des terrains imperméables (marnes crétacées d'Ollières et Miocène de Seillons). Ces secteurs représentent une superficie totale d'environ 47 km².

La superficie totale de l'impluvium de Sainte Victoire est estimée donc à **311 km².**

3.2.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-9)

La présence d'un axe anticlinal le long de la ligne Aix-Vauvenargues-Rians permet de différencier deux directions d'écoulements préférentiels pour le massif de Sainte Victoire. Au nord de cette ligne les écoulements sont drainés vers le Nord-Ouest, tandis qu'au Sud, ils sont drainés vers le Sud-Est.
Nous diviserons donc l'impluvium en deux zones distinctes situées au nord-ouest et au sud-est de la commune de Vauvenargues :

- la zone nord-ouest comprend les massifs des bois de Concors-Ligourès, le plateau du Marquis, les massifs des Sambucs et de l'Ubac ;
- la zone sud-est comprend le massif de Sainte Victoire (s.s.), les bois de la Gardiole et de Pourrières. Le massif de Pallières-Artigues peut-être prise en compte au sein de cette unité.

3.2.2.1. Massifs au nord-ouest de Vauvenargues

3.2.2.1.1. Massif de Concors, Bois de Ligoures

Les unités jurassiques et crétacées de Concors sont drainées vers le Nord-Ouest par les sources de Meyrargues (Réclavier, Récuelles) et le trop plein de la Foux (ou exutoire du Grand Vallat).
Plusieurs études envisagent (Durozoy *et al.*, 1969a ; Puccini, 1978) que cette unité participe à la suralimentation de la nappe alluviale de la Durance dans le secteur de Meyrargues et au niveau des vallons surcreusés et comblés par les terrains Miocène au Nord-Est (vallon de la Trempasse, Blanchon).

3.2.2.1.2. Plateaux jurassiques de la tête du Marquis

La circulation des écoulements dans ces plateaux calcaires du nord de Vauvenargues est différente de celle de Concors-Ligoures. Le karst est drainé à l'Ouest par les sources de Pinchinats (45 L/s d'après BRGM, 1968a) et au Sud par les sources de Vauvenargues (Lavoir, Château).

3.2.2.1.3. Massifs du Grand Sambuc, des Ubacs et colline de St Pierre

Les circulations dans ces unités sont en partie bloquées au Sud (Bathonien) et au Nord (Eocène) par des terrains peu perméables. Le drainage s'effectue alors :

- de manière diffuse par de nombreuses petites émergences au contact entre le Crétacé et l'Eocène. Ce sont par exemple les sources de Taulisson au niveau du vallon de la Sambuc. Ces émergences représentent un débit inférieur à 10 L/s ;
- par la source de Bas-Vacon dont le débit est estimé à 10 L/s.

Toutefois, la source de Bas-Vacon se perd dans les terrains calcaires une grande partie de l'année. Ces eaux viennent probablement alimenter au Sud et au Sud-Est les sources de Vauvenargues et de Seillons.

3.2.2.2. Massifs au sud-est de Vauvenargues

3.2.2.2.1. Massif de Sainte Victoire (s.s.)

Le massif jurassique de la Sainte Victoire n'a qu'un seul exutoire vraisemblable à l'Ouest. Il s'agit des sources thermales d'Aix (Rousset, 1972). La température de ces eaux proche de 34°C a pendant longtemps permis d'alimenter les Thermes d'Aix. Suite à des épisodes de contamination biologique dans les années 90 le développement de l'utilisation de ces ressources a été freiné. Actuellement, un seul forage exploite ces eaux chaudes, après désinfection par ultrafiltration et chloration, pour la balnéothérapie dans l'établissement thermal. Le débit exploité est faible.

3.2.2.2.2. Bois de la Gardiole et bassin d'Andrieux

Ces zones calcaires ne présentent aucune émergence proche. Les massifs sont vraisemblablement drainés au Sud-Est vers les sources de l'Argens.

3.2.2.2.3. Bois communal de Pourrières et d'Ollières

L'aquifère, constitué principalement des calcaires du Jurassique, est drainé par l'ensemble des sources de l'Argens (s.l.) : sources de la Meyronne et de Seaux à Saint Maximin et source de l'Argens (s.s.) à Seillons.

<u>Remarques sur les venues d'eaux importantes observées dans ouvrages miniers de Gardanne :</u>
Au début du 20ème siècle le percement d'un puits, le puits de l'Arc, pour atteindre les niveaux à lignite du bassin de Gardanne sur la commune de Rousset a été le siège de l'observation de très importantes venues d'eaux souterraines. Le puits atteignant la profondeur de 420 m dans le Fuvélien (soit -200 m NGF) a rencontré des venues d'eaux qui ont envahi la totalité de l'ouvrage en moins de deux heures et crée un puits artésien livrant un débit régulier de plus de 600 L/s (Corroy et Bernard, 1949).
D'autres importantes venues d'eaux ont été observées dans les niveaux fuvéliens des ouvrages miniers du bassin d'Aix-Gardanne. L'ensemble des eaux récoltées par les ouvrages miniers (excepté le puits de l'Arc) représente un débit d'environ 500 L/s qui est évacué dans la rade de Marseille par la "galerie à la mer" (Conrad, 2003).

L'analyse chimique et isotopique des eaux dans le Fuvélien (galerie à la mer et puits de l'Arc) a montré qu'elles avaient trois origines possibles (Chalumeau, 2000) :

- Des eaux jurassiques :

Ces eaux de faible minéralisation ont une altitude moyenne d'infiltration de 650 m NGF (Source 90, Puits de l'Arc) tout à fait compatible avec l'impluvium jurassique de la Sainte Victoire. Les sources 90 (-50 et 0 m NGF dans le Fuvélien) et Sainte Victoire (-250 m NGF dans le Fuvélien) sont les principales venues d'eaux dans la mine et représentent ¾ du volume exhauré au niveau de la galerie à la mer.
Les traçages montrent que ces eaux circulent de manière rapide dans l'aquifère karstique, surtout en période de crue où des eaux du Fuvélien viennent alimenter ces sources (Chalumeau, 2000). Toutefois, en période d'étiage les principaux drains (ex : puits de l'Arc) collectent des eaux à circulation plus lente.

- Des eaux fuvéliennes :

Les eaux collectées présentent de fortes concentrations chimiques (en SO_4) et ont une altitude moyenne d'infiltration entre 400 et 450 m NGF. Il s'agirait d'eaux infiltrées sur les affleurements fuvéliens proches du massif du Regagnas ou à la faveur de pertes dans les ruisseaux (ex : vallat de Cauvet).

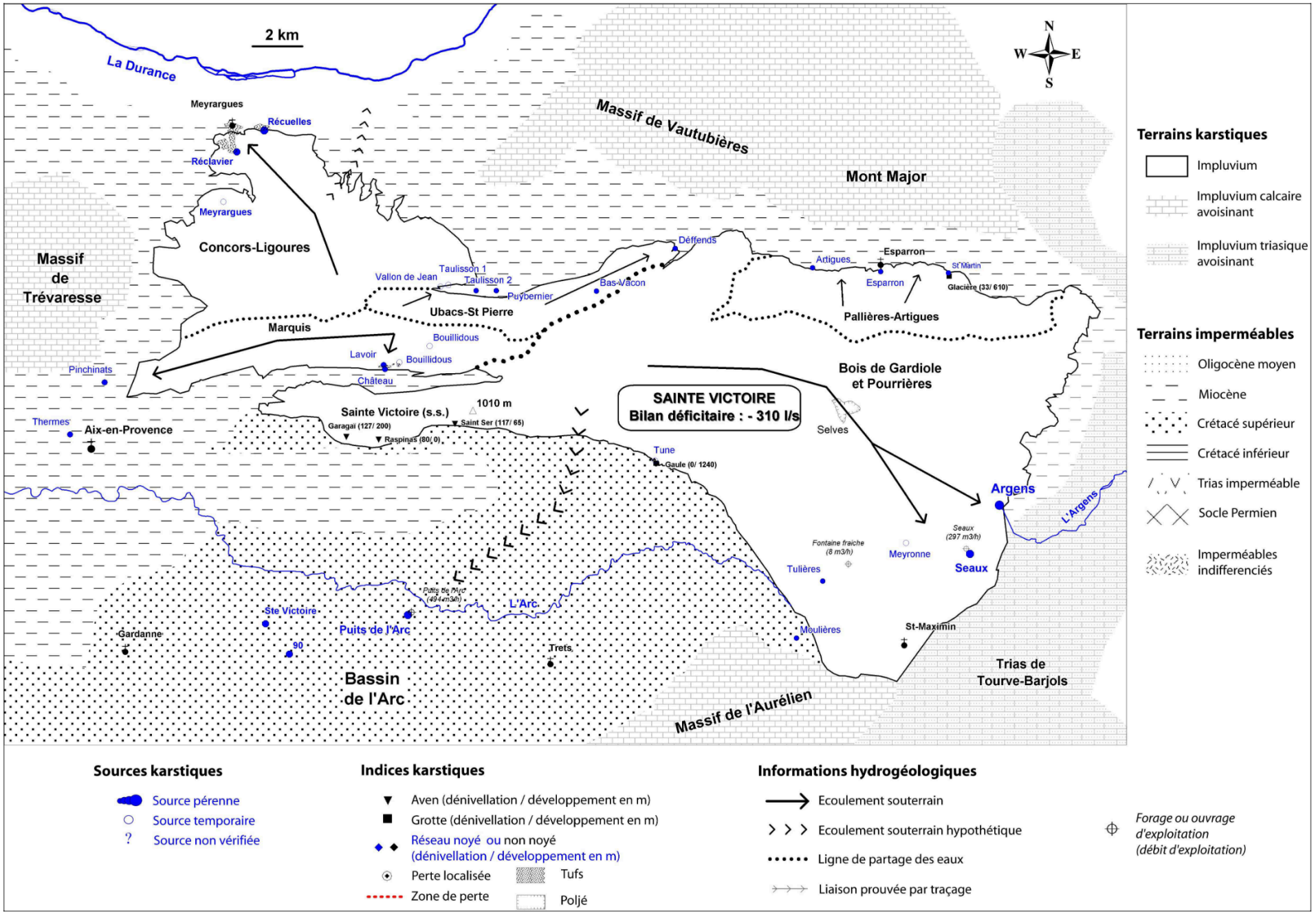


Figure 5-9 : Carte hydrogéologique du massif karstique de la Sainte Victoire

- Une origine bégudienne :

Les eaux percolent à travers le Fuvélien fracturé pour former des sources aux débits peu importants. L'altitude moyenne d'infiltration est de 250 m NGF.

Le débit total des venues d'eaux karstiques observées sur le puits de l'Arc et totalisées à la galerie à la mer est d'environ 900 L/s. Il apparaît difficile de discerner la part des eaux étant liée à l'impluvium du Régagnas et celle liée à la Sainte Victoire, mais au vu des résultats des analyses isotopiques nous considérerons que :

- 650 L/s proviennent du massif Jurassique de Sainte Victoire (¾ des volumes exhaurés) ;
- 250 L/s proviennent des affleurements jurassiques et fuvéliens du Régagnas situés à plus basse altitude.

3.2.2.3. Le cas des montagnes des Pallières et d'Artigues

Cet aquifère est essentiellement formé par les calcaires et dolomies du Jurassique inférieur.
Cette unité présente des émergences diffuses au Nord, au contact Jurassique/Eocène. Ces sources ne dépassent pas un débit total moyen de 10 L/s. Or l'unité Pallières-Artigues représente une surface proche de 30 km². Le bilan est donc largement déficitaire.
Cet ensemble n'est généralement pas pris en compte dans les bilans hydrogéologiques de la Sainte Victoire du fait de la présence des terrains semi imperméables du Dogger encadrant l'unité. Or, nous verrons qu'à de nombreux secteurs en Basse Provence ces terrains ne jouent pas véritablement leur rôle d'écran étanche entre les aquifères du Jurassique supérieur et du Lias.
Dans le cas présent au vu de la fracturation et de la direction des pendages vers le Sud une suralimentation du Jurassique de la Sainte Victoire est tout à fait envisageable.

3.2.3. Bilans hydriques anciens

Les principales enquêtes hydrogéologiques existantes sur ce secteur sont celles qui ont été réalisées par le BRGM à la fin des années 70. Le résultat de ces enquêtes a donné lieu à l'établissement de bilans hydriques pour les années 68-71 dont la synthèse est faite dans les tableaux suivants.

3.2.3.1. Bilan hydrique 1968-1969 (d'après Bitesnik et Durozoy, 1969)

Le premier essai de bilan est réalisé au cours de l'année hydrologique 1968 (avril 68 à mars 69).
Le bilan global donne un débit total aux exutoires de 1200 L/s pour une superficie de 277 km².

UNITE DE LA SAINTE VICTOIRE	
Superficie (km²)	277
Pluviométrie moyenne (mm)	865
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	1200
Coefficient d'infiltration mesuré	0,16
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	4,3
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-10 : Bilan hydrique global mesuré du massif de la Sainte Victoire pour l'année hydrologique 1968

Les auteurs soulignent que le bilan reste mal établi car :

- les sources temporaires de la Foux de Meyrargues et de la Meyronne n'ont pas été prises en compte ;
- les débits des sources de Meyrargues sont sous-estimés.

La sous-estimation des volumes des sorties aux sources permet de comprendre alors pourquoi l'on obtient un coefficient d'infiltration de 0,16 très faible pour la région.

En se basant sur les calculs d'évapotranspiration (formules de Turc) sur les stations météorologiques de Meyrargues et Brignoles les auteurs établissent un bilan fractionné théorique des unités au nord et au sud de Vauvenargues (Tableau 5-11).

UNITE DU NORD-OUEST (S= 96 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					736	
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)					0,25	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					5,8	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	560	Meyrargues, Pinchinats, Vauvenargues, Vacon	400	**160 L/s (-29%)**		**Bilan déficitaire : Importantes pertes occultes vers la nappe alluviale de la Durance**
		Pertes occultes (Nappe alluviale de la Durance)	?			
Total	**560**		**400**			
UNITE DU SUD-EST (S= 180 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					853	
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)					0,27	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					7,3	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	1315	Seaux, Argens	550	**515 L/s (-39%)**		**Bilan déficitaire : Pertes occultes non expliquées**
		Puits de l'Arc	250			
		Pertes occultes	?			
Total	**1315**		**800**			

Tableau 5-11 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du massif de Sainte Victoire pour l'année hydrologique 1968

Le bilan de l'année 1968 fait apparaître de forts déficits sur les deux unités calcaires en question. Ce bilan est inexact en raison d'une mauvaise estimation des exutoires de trop plein, de l'oubli de certains exutoires (ex : sources thermales d'Aix) et d'une mauvaise estimation de la pluviosité affectant le massif.

3.2.3.2. Bilan hydrique 1970-1971 (d'après Durozoy, 1972)

Au cours des années 1970 et 1971 une nouvelle campagne de jaugeage est entreprise par le BRGM. Le bilan global donne un débit total de 1306 L/s pour une surface revue à 255 km².

UNITE DE LA SAINTE VICTOIRE	
Superficie (km²)	255
Pluviométrie moyenne (mm)	590
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	1306
Coefficient d'infiltration mesuré	0,27
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	5,1
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-12 : Bilan hydrique global mesuré du massif de la Sainte Victoire pour les années hydrologiques 1970-1971

Malgré une année 1970 déficitaire en pluie, le bilan global donne un coefficient d'infiltration plus important que pour le bilan établi en 1968. Il se rapproche plus des valeurs théoriques des coefficients d'infiltrations obtenus pour les diverses aquifères calcaires de la région (entre 0,25 et 0,3).
Ce résultat est une conséquence directe d'une meilleure estimation des exutoires temporaires sur le massif. Toutefois, le module d'infiltration moyen de 5,1 L/s/km² issu du bilan global reste faible pour la région.
En effet, le bilan fractionné du massif de la Sainte Victoire montre que ce module est beaucoup plus faible dans le secteur nord-ouest (Tableau 5-13).

UNITE DU NORD-OUEST (S= 90 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)				545	
Coefficient d'infiltration mesuré				0,18	
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)				3,1	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff (avec i=0,18)	280	Meyrargues, Pinchinats, Vauvenargues, Vacon	279	**0%**	**0%**	**Bilan équilibré**
Total	**280**		**279**			
UNITE DU SUD-EST (S= 165 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)				618	
Coefficient d'infiltration mesuré				0,32	
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)				6,2	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff (avec i=0,32)	1034	Seaux, Argens	1027	**7 L/s (-1%)**		**Bilan équilibré**
Total	**1034**		**1027**			

Tableau 5-13 : Bilan hydrique mesuré (en L/s) des différentes unités du massif de Sainte Victoire pour les années hydrologiques 1970-1971

Le bilan hydrique de la Sainte Victoire est équilibré si l'on applique un coefficient d'infiltration très faible pour le secteur nord-ouest du massif (Concors-Ligoures, Ubacs). Les auteurs justifient ce choix en précisant que ce secteur présente une lithologie moins perméable que l'impluvium jurassique constituant le cœur de la Sainte Victoire.

3.2.3.3. Conclusions

A la suite des essais de bilans du BRGM durant les années 70 le bilan hydrogéologique global du massif de la Sainte Victoire est apparu équilibré par les différents exutoires connus sur le bassin versant et notamment par l'alimentation en profondeur du karst jurassique du bassin de l'Arc (eaux du puits de l'Arc).

Toutefois, il apparaît aujourd'hui nécessaire de réviser ce bilan pour plusieurs raisons :

- les surfaces impluviums estimées à l'époque ne sont pas clairement définies, elles varient d'un bilan à l'autre ;
- doit-on alors considérer l'unité de Pallières-Artigues comme faisant partie du bassin versant des sources d'Argens ?
- la connaissance de la pluviosité affectant le massif reste basée sur des stations peu représentatives des reliefs existants.

3.2.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

3.2.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur de Sainte Victoire concernent à la fois l'hydrogéologie et la karstification du massif.

Hydrogéologie :

- Thèse et rapport de DEA de G. Puccini sur l'hydrogéologie de la région de Jouques pour la partie nord du massif (Puccini, 1975, 1978)
- Synthèses hydrogéologiques du BRGM (Bitesnik *et al.*, 1969 ; Durozoy *et al.*, 1969a ; Durozoy, 1972)
- Thèse de A. Chalumeau sur les relations entre la Sainte Victoire et le karst jurassique profond du bassin de l'Arc (Chalumeau, 2000)
- Rapports sur les eaux thermales d'Aix (Rousset, 1972 ; Milenkovich, 2003)

Karstification :

- Thèse de J. Nicod sur la karstification du plateau de Sainte Victoire (Nicod, 1967)
- Articles sur les dépôts de tufs (Del Giovine, 1986 ; Magnin *et al.*, 1991)

3.2.4.2. Indices karstiques

La collecte des données sur les indices karstiques présents sur le massif est une synthèse de données bibliographiques.
Ainsi il a été recensé 91 indices karstiques :

- 28 exutoires ou sources karstiques : 18 sont pérennes dont 3 sont des venues d'eaux karstiques dans les mines du bassin de Gardanne (Puits de l'Arc, Sources 90 et Ste Victoire), 7 temporaires, 2 non déterminées
- 36 avens : d'assez faibles dénivellations (sauf grand Garagaï : -127 m et garagai Saint Ser : -117 m) et la plupart du temps avec peu de développements (sauf Trou de la Gaule : 1240 m)
- 1 galerie naturelle : galerie de l'Abeille à Vauvenargues
- 22 grottes dont le développement ne dépasse jamais 100 m (sauf Glacière 600 m)
- 3 zones de dépôts de tufs calcaires : Vauvenargues, Meyrargues et Seillons
- 1 poljé : cuvette de Saint Maximin

La majorité des grottes et avens sont situés au niveau du flanc sud de la Sainte Victoire.

3.2.4.3. Indices d'ouvrages

3.2.4.3.1. Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes ont permis de recenser 7 ouvrages principaux d'exploitation de la ressource en eau souterraine du secteur :

- Puits de l'Arc :

Les eaux d'exhaure du puits de l'Arc sont aujourd'hui utilisées à des fins industrielles pour le refroidissement de la centrale thermique de Gardanne et pour les besoins de process de l'usine de micropuces STmicroelectronics.

- Forage de Fontaine fraîche :

La ville d'Ollières possède un forage traversant les terrains imperméables du Valdonien pour atteindre l'aquifère karstique du Portlandien à 275 m NGF. L'ouvrage alimente en eau la commune.

- Forage de Seaux :

La source de Seaux est captée par un forage de 50 m de profondeur dans le calcaire du Jurassique au lieu dit de Seaux. L'ouvrage alimente la ville de St Maximin.

- Captage de la source de l'Argens :

La source est captée quelques centaines de mètres après son exutoire naturel pour l'alimentation en eau potable des communes de Brue-Auriac et de Seillons.

- Captage de la source du Lavoir :

La source du Lavoir est captée directement à son exutoire par la ville de Vauvenargues.

- Captage des eaux thermales d'Aix

Les thermes Sextius exploitent les eaux chaudes issues du Jurassique de la Sainte Victoire.

- Captage de la galerie de la Papeterie :

La source de Récuelles est captée par Meyrargues dans la galerie de la Papeterie.

Entre 1987 et 2004 les sept ouvrages ont prélevé en moyenne 15 344 380 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 1763 m^3/h (données Agence de l'eau). Quatre ouvrages captent directement dans l'aquifère, le puits de l'Arc, les thermes d'Aix, la Fontaine Fraîche à Ollières et Seaux à St Maximin. Ce prélèvement direct représente un débit sur la même période de 1685 m^3/h (soit 468 L/s avec pas moins de 407 L/s rien que pour l'ouvrage du Puits de l'Arc).

3.2.4.4. Forage de reconnaissance

Un forage de reconnaissance a été effectué sur la commune de Seillons au lieu dit Gascon. L'ouvrage de 210 m de profondeur dans les calcaires jurassiques a rencontré des venues d'eaux à 220 et 200 m NGF. Le niveau s'est stabilisé à 283 m NGF.

3.2.5. Révision des bilans

3.2.5.1. Révision des anciens bilans

Le suivi hydraulique des exutoires a été bien effectué au cours des années 70-71.
Certains points doivent être modifiés pour la révision de ces bilans :

- une meilleure estimation des surfaces impluviums : les superficies sont calculées à l'aide de MapInfo ;
- l'ajout de l'unité Pallières-Artigues et de ses exutoires supposés pour la partie sud-est de l'impluvium.

Ainsi, la superficie de l'unité nord-ouest est estimée à 97 km² et celle de l'unité sud-est à 214 km² (185 km² sans Pallières-Artigues).
Par ailleurs, rappelons que l'unité de Pallières-Artigues ne possède que de très petites sources diffuses dont le débit ne doit pas excéder une dizaine de L/s.
Le bilan fractionné des années 1970/71 est donc reconsidéré à partir de ces précisions en lui appliquant les valeurs des modules d'infiltrations obtenus pour cette période (env. 5,1 L/s/km²).

La révision des anciens bilans hydriques fait apparaître que la partie sud-est du massif de Sainte Victoire est en réalité en déficit hydrique (environ 23 % du débit théorique moyen), alors que la partie nord-ouest semble relativement bien équilibrée (Tableau 5-14).

UNITE DE LA SAINTE VICTOIRE						
Superficie (km²)					311	
UNITE DU NORD-OUEST (S= 97 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					545	
Coefficient d'infiltration mesuré					0,18	
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)					3,1	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	300	Sources de Meyrargues (Réclavier, Récuelles) + exutoire temporaire du Grand Vallat Sources de Pinchinats Sources de Vauvenargues (Lavoir, Château) Sources diffuses au Nord (Unité Ubacs-St Pierre, Bas-Vacon)	279	**21 L/s (-7%)**		**Bilan légèrement déficitaire**
Total	**300**		**279**			
UNITE DU SUD-EST (S= 214 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					618	
Coefficient d'infiltration mesuré					0,32	
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)					6,3	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	1348	Seaux, Argens, Meyronne, Puits de l'Arc, Aix	1027	**311 L/s (-23%)**		**Bilan déficitaire**
		Sources diffuses au Nord (Unité Pallières-Artigues)	10			
Total	**1348**		**1037**			

Tableau 5-14 : Révision du bilan hydrique (en L/s) du massif de la Sainte Victoire pour les années hydrologiques 1970-1971

3.2.5.2. Bilan actuel

Difficultés :
Actuellement, seul la source d'Argens (s.s.) fait l'objet d'un suivi régulier de son débit par le réseau de mesure hydrologique de la DIREN. Le débit mesuré entre 1995 et 2005 est de 375 L/s (données DIREN).
Les sources de Meyrargues, de Seaux et de Vauvenargues sont exploitées pour l'alimentation en eau potable et ne bénéficient pas d'un suivi régulier de leur débit. De plus, les exutoires temporaires, qui ont un rôle important sur la régularisation de la ressource, ne sont pas du tout pris en compte.
Par rapport aux années 70 la connaissance quantitative des exutoires du massif est donc moins précise.

Nous estimons que les sources de l'Argens (s.s.) ont un débit qui a été surestimé dans les années 70 et nous proposons de revoir ce débit total à 500 L/s en accord avec les mesures actuelles de la source principale.

Par ailleurs, il n'existe pas de stations météorologiques présentes à plus de 300 m d'altitude dans ce secteur. Nous utiliserons donc les estimations théoriques des modules d'infiltration faites sur les stations météorologiques disponibles sur le secteur, c'est-à-dire Meyrargues et St Maximin.
Ainsi, on obtient pour la partie nord-ouest un module de 4 L/s/km² (station de Meyrargues) et 7,6 L/s/km² pour la partie sud-est (station de Saint Maximin) (Tableau 5-15).

UNITE DE LA SAINTE VICTOIRE

Superficie (km²)	311
Pluviométrie moyenne (mm)	700
Débit total estimé aux exutoires (L/s)	1715
Coefficient d'infiltration théorique (H&S)	0,29
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	6,5

BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit (+/- %) **-311 L/s (-15%)**

Détail bilan partie nord-ouest (S= 97 km²)

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	485	Sources de Meyrargues (Réclavier, Récuelles) + exutoire temporaire du Grand Vallat	300			
		Source de Pinchinats	45			
		Sources de Vauvenargues (Lavoir, Château)	30			**Bilan déficitaire**
		Sources diffuses au Nord (Unité Ubacs-St Pierre, Bas-Vacon)	20	**50 L/s (-10%)**		
		Suralimentation de la nappe alluviale de la Durance + vallons miocènes du Nord-est	40			
Total	**485**		**435**			

Détail bilan partie sud-est (S= 214 km²)

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	1541	Prélèvements (Fontaine fraiche, Seaux)	70			
		Sources de l'Argens (Argens, Seaux, Meyronne)	500			
		Sources diffuses au Nord (Unité Pallières-Artigues)	10	**261 L/s (-17%)**		**Bilan complètement déficitaire**
		Sources thermales d'Aix	50			
		Venues d'eaux karstiques dans les ouvrages miniers	650			
Total	**1541**		**1280**			

Tableau 5-15 : Bilan hydrique révisé du massif de la Sainte Victoire

Les bilans actuels mettent encore une fois en évidence que la partie sud-est du massif de la Sainte Victoire est en déficit de plus de 15 % par rapport au débit moyen théorique calculé. Ces résultats viennent confirmer les résultats obtenus sur la révision des bilans anciens.
Le secteur nord-ouest de Sainte Victoire est aussi déficitaire à hauteur de 10 % et cela n'avait pas été observé lors de la révision des anciens bilans.

3.2.6. Conclusions et hypothèses

Le bilan hydrique du massif de la Sainte Victoire fait apparaître un déficit hydrique de 15 % dans son ensemble.
Le bilan, tel qu'il a été révisé, doit être vérifié en mettant en place un véritable suivi des sources de trop plein du système, car les estimations sont effectuées à partir de données pour la plupart anciennes. La quantification de l'ensemble des sources de l'Argens est le point primordial à améliorer.

Le déficit hydrique du massif de Sainte Victoire est expliqué d'une part par l'alimentation en profondeur du jurassique du bassin de l'Arc. Ce fait est aujourd'hui largement adopté, mais il ne suffit pas à expliquer la perte en eau du massif.
Deux hypothèses de drainage profond de la partie sud-est de l'unité peuvent être prises en compte :

- Une suralimentation vers l'est du karst triasique de l'unité de Tourves-Barjols.
- Une alimentation profonde des unités jurassiques du Beausset vers Port Miou.

3.3. MASSIF DU REGAGNAS

3.3.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Le massif du Regagnas est un dôme à cœur jurassique (Guieu et Rousset, 1979). Cet anticlinal d'axe Est-Ouest est affaissé par des failles à regard Sud qui donnent à son aspect une dissymétrie structurale abrupte vers le Sud, et de pente faible et régulière au Nord. Les calcaires du Jurassique, constituant l'affleurement sud du synclinal de l'arc, plongent sous les calcaires du Fuvélien. Entre ces deux ensembles aquifères sont intercalées les argiles et marnes du Valdonien-Santonien.

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème. Elle est d'environ 60 km². Les terrains du Valdonien-Santonien ont été pris en compte dans le calcul. Ils ne sont pas aquifères mais ils participent à l'alimentation par ruissellement des calcaires fuvéliens au moins dans la partie nord du massif.

Au Sud les secteurs urbanisés de la Bouilladisse et de Peypin ont été retirés de l'impluvium (l'eau pluviale étant collectée par le réseau d'assainissement).
La surface impluvium retenue est donc de **52 km²**.

3.3.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-10)

3.3.2.1. Unité du dôme jurassique

Aucun exutoire n'est connu pour l'ensemble du Jurassique du Regagnas dont la superficie est supérieure à 10 km². La structure géologique anticlinale du massif laisse supposer qu'une grande partie de l'impluvium va alimenter au Nord les assises jurassiques du bassin de l'Arc.

3.3.2.2. Unité des calcaires fuvéliens

Les calcaires fuvéliens au nord du Regagnas montrent peu d'émergences. La seule émergence naturelle répertoriée (base BSS) est la source de la Grande Bastide à Fuveau. Cette résurgence bien qu'elle émerge dans les terrains du Bégudien supérieur doit drainer les calcaires du Fuvélien (Chalumeau, 2000).
Comme pour le Jurassique, une grande partie des affleurements fuvéliens du Régagnas viennent alimenter les assises du bassin de l'Arc.

Remarque sur les venues d'eaux dans les ouvrages miniers de Gardanne
Comme nous l'avons déjà précisé (3.2.2.2.3) les eaux récoltées dans les mines de Gardanne par la galerie à la mer et le puits de l'Arc ont en partie pour origine les affleurements fuvéliens et jurassiques du Régagnas. Le débit de ces venues d'eaux est estimé à 250 L/s.

3.3.3. Inventaire des données recueillies sur le secteur

3.3.3.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur du Régagnas concernent l'hydrogéologie et la géologie.

Géologie :

- Thèse de G. Guieu (1968)

Hydrogéologie :

- Thèse de A. Chalumeau (2000)

3.3.3.2. Indices karstiques

3.3.3.2.1. Les exutoires

Les enquêtes de terrain ont permis de répertorier quelques sources sur la commune de la Bouilladisse.
Bien que de faible débit la source de la Bastide est la principale. Une ancienne galerie drainante d'une cinquantaine de mètre capte cette source au sud des falaises du Régagnas. Cette source capte vraisemblablement une partie des eaux de percolation de surface de l'aquifère calcaire.
Dans le quartier des Gorguettes émerge une sourcette au bord d'une route, elle est appelée source de la Marcelline. Toutefois, sa localisation peut faire penser qu'il s'agit seulement d'une fuite artificielle d'un réseau d'eau usée.
Une exsurgence temporaire est connue dans le vallon de Pinchinier. Il n'a pas été possible de la voir en période de fonctionnement.

Par ailleurs une source est mentionnée dans le Santonien à Trets (base BSS). Il s'agit de la source de Boutilly. Cette source n'a pas pu être vérifiée. Au vu de sa position cette source doit probablement drainer localement les bancs calcaires du Santonien.

3.3.3.2.2. Les cavités

Deux cavités sont pointées sur la carte IGN. Seule la grotte des Tonneaux a pu être visitée.
Cette cavité développée dans les calcaires Portlandien présente un boyau de 4 m² de section ressemblant à une conduite forcée. Il s'agit peut-être d'un exutoire fossile.

3.3.3.2.3. Synthèse

La synthèse des données bibliographiques et de celles issues des campagnes de terrains a permis de recenser 9 indices karstiques :

- 5 exutoires ou sources karstiques : 3 sont pérennes, 1 temporaire et 1 inconnu
- 2 avens : dont le garagaï de la Sérignane possédant une dénivellation de 68 m de profondeur dans les calcaires portlandiens
- 1 grotte : la grotte du Tonneau possédant un développement d'environ 20 m
- 1 zone de perte diffuse : la perte du Grand Vallat

3.3.3.3. Indices d'ouvrages

3.3.3.3.1. Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer un ouvrage étant susceptible de prélever dans l'aquifère :

- Le canal souterrain de la Société du Canal de Provence

La galerie d'Auriol traverse le massif du Regagnas dans sa partie est. D'après les habitants de la commune de la Bouilladisse le percement de la galerie aurait modifié les drainages souterrains dans le secteur. D'une part certaines sources qui existaient avant la construction de l'ouvrage auraient cessé de couler "du jour au lendemain". D'autre part, certains riverains possédaient des forages avec de l'eau à moins de 50 m de profondeur. Aujourd'hui, les forages du secteur ne donnent de l'eau qu'à partir de 150 m de profondeur.

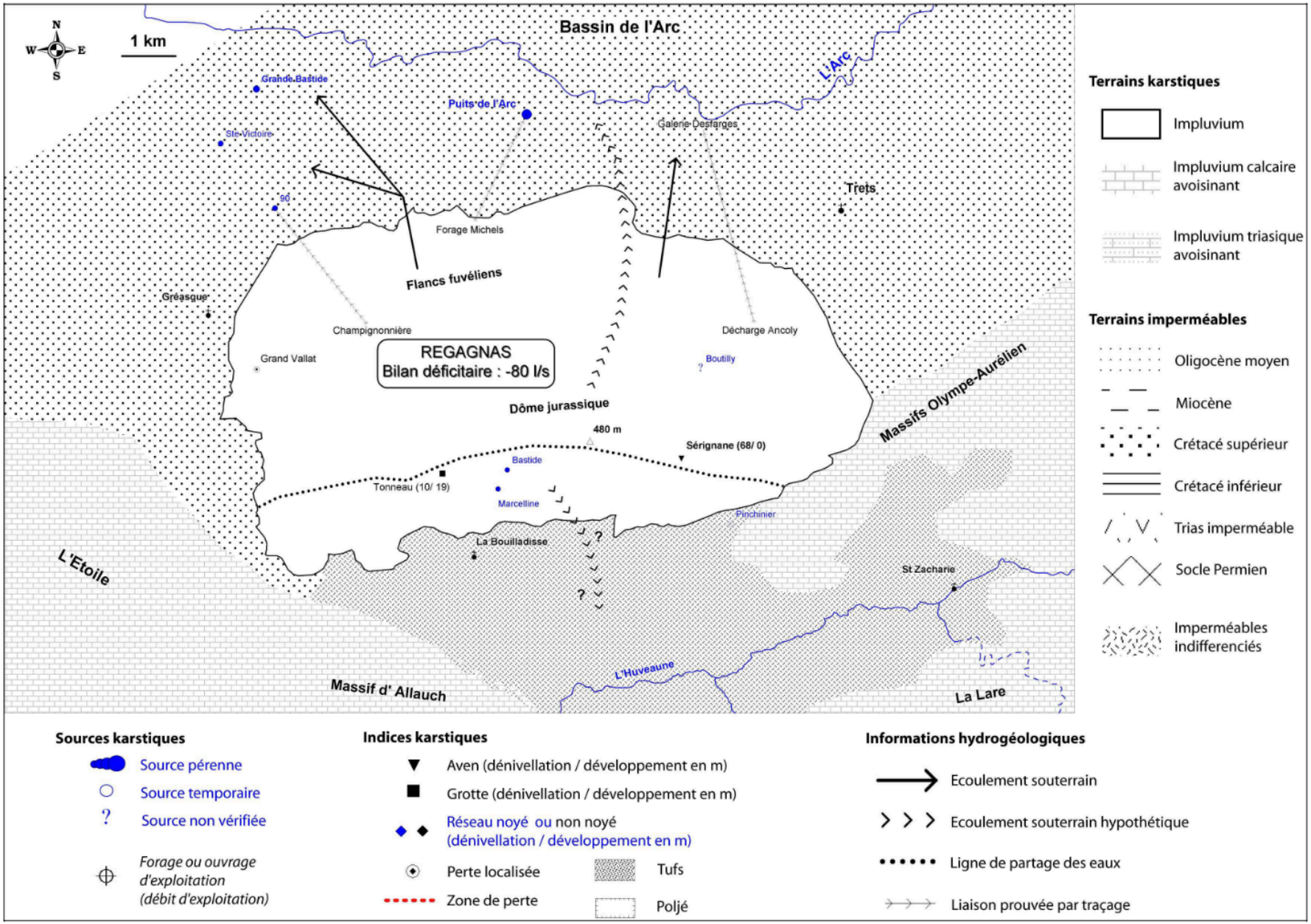


Figure 5-10 : Carte hydrogéologique du massif karstique du Régagnas

3.3.3.3.2. Ouvrages divers

- Forages de particuliers :

Au sud du massif sur le secteur de Pinchinier (La Bouilladisse) quelques particuliers possèdent des forages d'eau car ils n'ont pas accès à l'eau du Canal de Provence. Notamment au lieu dit des Castellans un particulier possède un forage de 200 m de profondeur qui atteint les calcaires du Jurassique. Le forage étant équipé d'une pompe, aucun niveau n'a pu être mesuré.

- Anciens ouvrages miniers :

De nombreux puits et réseaux de galeries liés aux anciennes exploitations de lignite sont répertoriés sur ce secteur et notamment dans le secteur de Pinchinier. Selon les riverains, ces ouvrages se mettent régulièrement en charge après les pluies.

3.3.3.4. Synthèse des observations

Les sources répertoriées sur la commune de Bouilladisse (Bastide, Marcelline, Pinchinier) semblent indiquer qu'il existe un drainage superficiel de l'aquifère Jurassique vers le sud du massif du Régagnas. Cette observation est confirmée par la présence d'eau dans les forages du secteur de Castellans.
Cette circulation reste très faible en comparaison de la capacité de l'aquifère Jurassique.

3.3.4. Essai de bilan

Difficultés :
Les exutoires du massif du Régagnas n'ont fait l'objet d'aucun suivi hydrométrique. Le bilan se base sur les données de débit consultées dans la bibliographie.

Le débit total de tous les exutoires connus du massif du Régagnas atteint 265 L/s. Compte tenu d'une surface impluvium de 52 km² le bilan donne un module d'infiltration moyen de 5,1 L/s/km².

UNITE DU REGAGNAS	
Superficie (km²)	52
Pluviométrie moyenne (mm)	698
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	265
Coefficient d'infiltration mesuré	0,23
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	5,1
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-16 : Bilan hydrique global estimé du massif de Régagnas

Le module d'infiltration moyen obtenu à partir de l'estimation des exutoires est trop faible pour la région. Il convient de revoir ce module en fonction des données météorologiques locales.

En tenant compte d'une pluviométrie moyenne de 698 mm (station Météo France de Trets) et d'un module d'infiltration moyen de 6,6 L/s/km² (Peff calculée à partir des formules de Hargreaves et Samani), on devrait obtenir aux exutoires un débit théorique de 345 L/s (Tableau 5-17).

UNITE DOME JURASSIQUE + FUVELIEN (S= 52 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					698	
Coefficient d'infiltration théorique (H&S)					0,3	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					6,6	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	345	Venues d'eaux karstiques dans les ouvrages miniers	250	**80 L/s (-23%)**		**Bilan déficitaire**
		Sources de Boutilly et de la Grande Bastide	15			
		Sources de la Bouilladisse				
Total	**345**		**265**			

Tableau 5-17 : Essai de bilan (en L/s) du massif de Régagnas

Il apparaît évident que les sources connues ne suffisent en aucun cas à atteindre ce débit.
Il est indispensable de faire intervenir des infiltrations profondes vers le synclinal du bassin de l'Arc. On peut alors estimer que plus de 70 % de l'infiltration efficace participe à l'alimentation des eaux collectées dans les ouvrages miniers du bassin de Gardanne.

3.3.5. Conclusions et hypothèses

Le massif du Régagnas n'apparaît pas équilibré hydriquement par les différents exutoires qui lui sont attribués.
Les sources situées dans le Fuvélien sont mal connues il serait intéressant à terme d'effectuer des mesures de leur débit.

Comme pour le massif de Sainte Victoire il est établi que le massif du Régagnas fait partie de l'impluvium d'alimentation du synclinal de l'Arc. Cependant les débits estimés par les venues d'eaux karstiques dans les divers ouvrages miniers ne suffisent pas à expliquer la totalité des écoulements issus des affleurements.
Il convient d'émettre l'hypothèse qu'une partie des écoulements peut être drainée vers le Sud et participer à l'alimentation profonde du système de Port Miou.

3.4. MASSIF DE LA NERTHE-ETOILE

3.4.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Les massifs de la Nerthe et de l'Etoile forment une chaîne montagneuse s'étendant sur près de 50 km de Martigues à Allauch. Ils sont constitués essentiellement par des terrains calcaires du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, sauf dans la Nerthe où de l'Oligocène affleure dans le bassin de St Pierre-St Julien et sur l'ouest du littoral où ce dernier est surmonté par le Miocène.
Le massif de la Nerthe est assimilé à une structure antiforme dont l'axe serait effondré et chevauché au Sud-Ouest par l'unité allochtone méridionale et à l'Est par le massif de l'Etoile. Un important réseau de failles Est-Ouest morcelle ces deux massifs en de nombreuses sous-unités tectoniques et hydrogéologiques distinctes.
Cet ensemble est ceinturé au Nord par les terrains du Crétacé du bassin de l'Arc et au Sud par les dépôts oligocènes du bassin de Marseille.

La superficie totale des terrains karstifiables établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème est de 229 km². Deux secteurs sont très urbanisés et l'infiltration y est considérée comme nulle. Il s'agit des zones de part et d'autre de l'autoroute A51 entre Septèmes-les-Vallons et les Pennes-Mirabeau et

des usines pétrolifères au nord-ouest de Martigues. L'eau de ruissellement rejoint directement les réseaux d'assainissements.
La superficie totale de l'impluvium de la Fare est estimée donc à **219 km².**

3.4.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-11)

L'ensemble Nerthe-Etoile peut être subdivisé en trois principales unités tectoniques (Guieu, 1973) :

- le domaine autochtone représenté par l'unité du flanc nord ;
- l'unité allochtone de la Nerthe méridionale ;
- l'unité allochtone de l'Etoile.

Ces unités tectoniques peuvent être divisées en sept sous-unités hydrogéologiquement indépendantes.

3.4.2.1. Unité autochtone du flanc nord

3.4.2.1.1. Unité du flanc nord (s.s.)

Dans sa partie ouest (du nord de Martigues à la dépression d'Ensuès) les impluviums calcaires du crétacé supérieur et de l'Urgonien sont compartimentés par la présence de marnes aptiennes intercalées. Les terrains ont un pendage Nord fort et présentent une flexure vers l'Ouest qui les fait s'ennoyer au Nord sous l'étang de Berre et à l'Ouest sous le miocène transgressif. Un grand nombre de forages ont été effectués sur ce secteur et son étude hydrogéologique (Chevenier, 1985) montre que l'écoulement se fait vers l'Ouest de manière diffuse sous le Miocène vers les sources sous-marines de Ponteau et vers le Nord-Ouest.

Dans sa partie est l'impluvium est constitué majoritairement des terrains calcaires de l'Urgonien. Aucun exutoire n'est connu pour cet ensemble de plus de 10 km². La structure monoclinale à pendage Nord laisse penser que les écoulements s'effectuent en direction de Gignac. Toutefois, des venues d'eaux importantes ont été observées dans le Jurassique et l'Urgonien lors du percement du tunnel du Rove (environ 65 L/s).

3.4.2.1.2. Unité de la Grande Colle

L'orientation des couches se renverse progressivement vers l'Est au niveau de la Grand Colle. L'aquifère principal est constitué par le Jurassique plongeant au Sud sous l'unité d'enracinement de l'Etoile. Cette unité ne possède aucun exutoire en surface.

3.4.2.1.3. Affaissements médians

Plusieurs dépressions synclinales s'alignent selon un axe Est-Ouest entre le secteur de Saint Pierre et la cuvette du Rove. Les affleurements miocènes et oligocènes sont très restreint et ne forment pas d'aquifère étendu, mais la présence de l'Aptien sous-jacent favorise la formation de petites nappes phréatiques (Chevenier, 1985).

3.4.2.2. Unité allochtone de l'Etoile

3.4.2.2.1. Zone d'enracinement de l'Etoile : l'anticlinal côtier et le synclinal de Méjean

L'anticlinal côtier correspond aux formations jurassiques situées entre Niolon et les Cadeneaux. Cette formation karstique ne possède que l'exutoire des sources de l'Estaque. Le percement du tunnel du Rove a mis en évidence plusieurs venues d'eaux importantes essentiellement dans les dolomies kimméridgiennes et portlandiennes dont le débit cumulé aurait atteint 240 L/s (Corroy, 1951).
Un forage au lieu dit de l'Héritage au Rove a rencontré des venues d'eaux chaudes et sulfatées à la côte -20 m NGF. L'origine de la minéralisation de ces eaux est attribuée au gypse triasique (Vernet *et al.*, 1980).

Les formations crétacées du synclinal de Méjean sont limitées à l'Ouest par la zone faillée du vallon de Graffiane et au Nord par un contact faillé avec les dépressions d'Ensuès et du Rove. Le pendage des couches majoritairement vers le Sud doit induire une direction des écoulements vers la mer. Une source littorale est d'ailleurs observée dans la calanque de Niolon.

3.4.2.2.2. Le massif de l'Etoile

Le massif de l'Etoile, chevauchant le bassin fluvio-lacustre de l'Arc, possède une structure tectonique complexe qui a été étudiée en détail (Guieu, 1968). On distingue du Nord au Sud :

- l'écaille de Sousquière et le Trias de St Germain ;
- les collines jurassiques de Septèmes et le synclinal du Pilon du Roi ;
- la zone centrale dolomitique ;
- le versant méridional.

Les principales informations hydrogéologiques de ce massif ont été apportées par la présence de galeries souterraines traversant le massif à différentes altitudes.
La galerie de l'Etoile, apportant l'eau de la Durance au réservoir de Vallon Dol (gérée par SCP), traverse le massif du Nord au Sud à la côte + 250 m NGF. Lors de son percement les venues ont été très limitées n'excédant pas 10 L/s.
La galerie de Château-Gombert, apportant l'eau du Verdon par le canal de Provence, traverse l'unité méridionale plus ou moins d'est en Ouest à la même altitude. Cette galerie n'a pas rencontré non plus beaucoup d'écoulements karstiques.
Le creusement de la "galerie à la mer" à la fin du 19ème siècle (galerie permettant l'évacuation des eaux d'exhaure des mines de lignites du bassin de l'Arc) a été le siège de très nombreuses venues d'eaux lors de la traversée des calcaires de l'Urgonien et du Jurassique. Les arrivées d'eaux sous pression auraient cumulé un débit de plus de 1,5 m3/s (Domage, 1905 in Chevenier, 1985). Au milieu des années 50, des travaux ont été entrepris pour permettre de collecter les eaux du massif en charge. Deux puits ont été creusés dans le secteur de St Joseph : l'un date de la construction de la galerie de la Mer et l'autre a été réalisé entre 1945 et 1955, de même que la station de pompage souterraine. Cette station de pompage pompait d'abord l'eau qui circulait dans la cunette de la galerie en provenance pour partie de l'exhaure des mines et pour partie des venues d'eaux tout au long de la galerie. Cette eau étant souvent turbide, il a été réalisé en 1967-68 des forages horizontaux ou obliques de captage dans une zone cuvelée de la galerie à environ 350 m du puits Saint Joseph. Le débit drainé par la galerie en provenance du terrain encaissant sur tout son parcours est actuellement de l'ordre de 600 l/s (Conrad, 2003).

L'unité du versant méridional
Cette unité comprend à l'Ouest le plateau urgonien de la Mure, la dalle des Maurins au nord du massif d'Allauch et à l'Est les calcaires jurassiques du Mont Julien.
L'ensemble des formations est drainé par les ouvrages du puits St Joseph.

La zone centrale dolomitique
La grande puissance (800 m env.) et la surface d'affleurement de cette unité en font le principal magasin aquifère du massif de l'Etoile. Il est drainé aujourd'hui essentiellement par les ouvrages de la galerie à la mer.

Les unités du synclinal du Pilon du Roi et des collines jurassiques de Septèmes
Ces unités sont "coincées" entre l'Aptien de Simiane-Mimet et l'unité centrale dolomitique. L'absence de sources au Nord et la présence de l'aptien marneux sont les signes qu'il s'agit d'un karst barré au Nord alimentant en profondeur l'unité de la zone centrale dolomitique.

Lambeau de Sousquière et Trias de St Germain
Le lambeau de Sousquière correspond à une écaille arrachée au flanc nord de la Nerthe et reposant en discordance sur le Trias de St Germain et de l'Aptien de Simiane-Mimet.
De nombreuses petites sources, parfois pérennes, émergent au contact des terrains jurassiques ou urgoniens avec l'Aptien marneux. C'est le cas des sources Venel, Roque, Rajol, Siège, Lavoir. L'ensemble de ces sources représente un débit inférieur à 10 L/s.
Le Trias de St Germain possède un seul exutoire représenté par la source de la Pible dont le débit est inférieur au L/s.

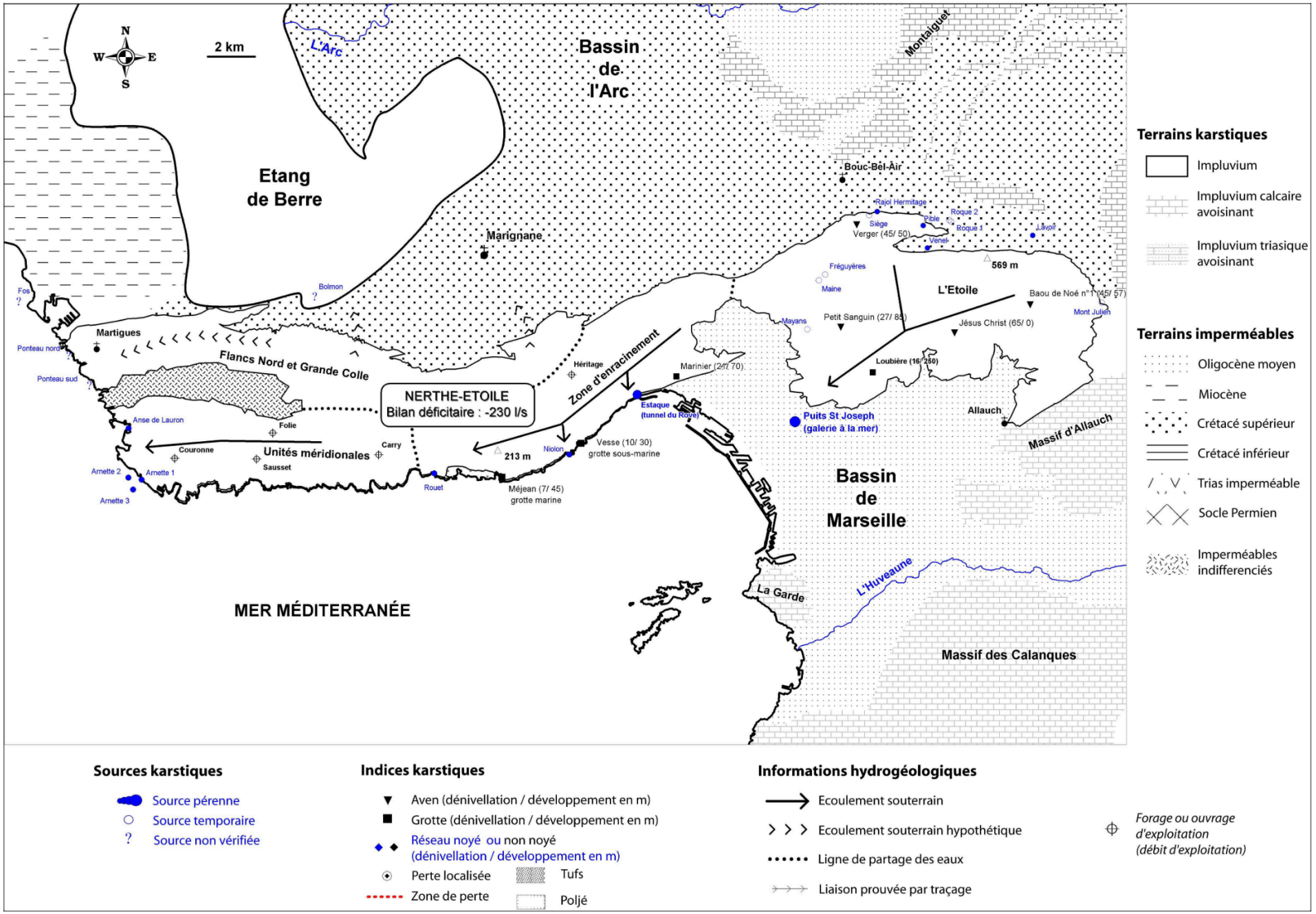


Figure 5-11 : Carte hydrogéologique des massifs de la Nerthe et de l'Etoile

3.4.2.3. Unité allochtone méridionale

3.4.2.3.1. Les Chappats

Cette unité est constituée des calcaires urgoniens et jurassiques situés au sud du bassin de St Pierre. Le chevauchement de ces formations sur l'autochtone de la Nerthe a été mis en évidence par le forage de la Folie qui a rencontré l'Aptien autochtone de la Nerthe à 600 m de profondeur (-575m NGF) sous le Jurassique supérieur. Ce forage a rencontré de nombreuses venues d'eaux minéralisées dans les dolomies kimméridgiennes et des essais de débit réalisés par la SEM ont permis d'obtenir un débit d'environ 10 L/s (niveau statique à +13m NGF).
Les écoulements s'effectuent vers l'Ouest par le biais des accidents majeurs Est-Ouest alimentant les sources littorales de l'anse des Laurons et probablement vers le Sud (Chevenier, 1985).

3.4.2.3.2. Unité de la Couronne-Sausset

L'unité de la Couronne-Sausset correspond à l'unité la plus au sud de l'ensemble allochtone méridional. Les terrains du Crétacé inférieur à Carry-le-Rouet sont recouverts à l'Ouest et au Sud par le Miocène transgressif. Plusieurs émergences sont localisées sur la bordure ouest au niveau des sources chaudes et sulfurées de l'Arnette, ainsi qu'au Sud-Est aux sources salées de Carry.
De nombreux forages existent sur les communes de Sausset et de Martigues (ex : forages de la Couronne et de Sausset), dans le secteur de la Couronne-Carro. Ces forages réalisés en général à faible profondeur ont rencontré de nombreuses venues d'eau dans l'Urgonien. L'eau est généralement fortement minéralisée et parfois chaude.

3.4.3. Bilans hydriques anciens

Le travail de Chevenier (Chevenier, 1985) au milieu des années 80 est l'unique contribution hydrogéologique permettant l'établissement d'un bilan hydrique de l'ensemble Nerthe-Etoile.
Ce bilan est synthétisé dans le tableau suivant.

3.4.3.1. Bilan hydrique 1985 (d'après Chevenier, 1985)

Le bilan global donne un débit total au exutoires de 930 L/s pour une superficie impluvium de 145 km².

UNITE DE LA NERTHE-ETOILE	
Superficie (km²)	145
Pluviométrie moyenne (mm)	500
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	930
Coefficient d'infiltration mesuré	0,4
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	6,4
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-18 : Bilan hydrique global mesuré d l'ensemble Nerthe-Etoile pour l'année hydrologique 1985

Le coefficient d'infiltration déduit à partir de ces observations de 0,4 est relativement fort pour la région. Mais le module d'infiltration moyen de 6,4 L/s/km² est lui plus convenable.

Le bilan fractionné réalisé sur les sept unités hydrogéologiques du massif de la Fare a été synthétisé dans le Tableau 5-19. Pour plus de simplicité les unités ont été regroupées en quatre principales unités hydrogéologiques. Les modules d'infiltrations calculés à partir des valeurs de pluviométrie efficace (formules de Turc) pour chaque unité varient de 3,6 à 8,9 L/s/km². Ces variations sont justifiées par l'auteur par les différences de lithologie observées sur les massifs de le Nerthe et de l'Etoile et par l'hétérogénéité spatiale de la pluviosité.

UNITES DU FLANC NORD ET DE LA GRANDE COLLE (S= 45 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**420**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,35**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**4,6**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	205	Sources sous-marines de Ponteau	?	**135 L/s (-66%)**		**Bilan largement déficitaire que l'auteur explique par un écoulement vers l'Ouest et le Nord en équilibre avec le niveau marin, et un drainage en profondeur de l'aquifère jurassique vers le Sud en relation avec la zone d'enracinement de l'Etoile**
		Venues d'eaux dans le Jurassique et l'Urgonien du tunnel du Rove	65			
		Forages d'eau à l'ouest du méridien d'Ensuès	5			
Total	**205**		**70**			

UNITE DE LA NERTHE MERIDIONALE (S= 12 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**390**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,29**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**3,6**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	43	Sources littorales des Laurons	?	**23 L/s (-53%)**		**Bilan très déficitaire : Drainage diffus par les différentes sorties littorales**
		Sources chaudes d'Arnette	?			
		Forages d'eau à Carro et Sausset	20			
		Sources salées de Carry	?			
Total	**43**		**20**			

ZONE D'ENRACINEMENT DE L'ETOILE (S= 24 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**515**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,45**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**7,3**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	175	Sources de l'Estaque	?		**65 L/s (+37%)**	**Bilan excédentaire : Suralimentation probable par l'unité de la Grande Colle**
		Source de Niolon	?			
		Venues d'eaux dans les dolomies kimméridgiennes et portlandiennes du tunnel du Rove	240			
Total	**175**		**240**			

MASSIF DE L'ETOILE (S.S.) (S= 64 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**570**
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)	**0,49**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**8,9**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	570	Venues d'eaux karstiques collectées au niveau du puits Saint Joseph	600		**30 L/s (+5%)**	**Bilan relativement équilibré**
Total	**570**		**600**			

Tableau 5-19 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités de l'ensemble Nerthe-Etoile pour l'année hydrologique 1985

3.4.3.2. Conclusions

L'essai de bilan fait apparaître à priori plusieurs déséquilibres à l'échelle des unités étudiées.
Seul le massif de l'Etoile (s.s.) apparaît équilibré dans son ensemble par les venues d'eaux observées au niveau des forages horizontaux de la galerie à la mer (Puits St Joseph).

Les venues d'eaux chaudes observées dans le tunnel du Rove sont trop importantes pour être expliquées simplement par l'impluvium de la zone d'enracinement de l'Etoile. L'auteur fait appel à des apports profonds via l'autochtone de la Nerthe des unités de la Grande Colle, de la partie ouest du flanc nord et même de l'Etoile. Ces circulations profondes, réalisables par la superposition des unités mises en jeu et la présence de grands accidents Est-ouest (faille de la Mure ou Pilon du Roi) et NE-SO (faille du Rove ou d'Aix), seraient à l'origine de la présence d'eaux thermales minéralisées (Rove, Arnette).
Malgré la présence de nombreuses résurgences littorales la partie ouest du flanc nord et l'unité de la Nerthe méridionale apparaissent déficitaires en eau. En fait pour les unités situées à l'est du méridien d'Ensuès il s'avère difficile d'établir un bilan hydrique du fait du morcellement des unités hydrogéologiques et du manque de connaissances sur les débits de l'ensemble des résurgences littorales.

3.4.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

3.4.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur de la Nerthe-Etoile concernent à la fois l'hydrogéologie et la géologie.

Hydrogéologie :
- Thèse de G. Chevenier sur l'hydrogéologie du massif (Chevenier, 1985)
- Synthèse hydrogéologique (Gilli, 2002)
- Travaux de suivi des perçages des galeries souterraines : Tunnel du Rove et galerie à la mer

Géologie :
- Thèse de G. Guieu (1968)

3.4.4.2. Indices karstiques

La collecte des données sur les indices karstiques présents sur le massif est une synthèse de données bibliographiques et de terrains.
Ainsi il a été recensé 86 indices karstiques :
- 23 exutoires ou sources karstiques : 8 sont pérennes, 6 temporaires, 9 non déterminées dont deux venues d'eaux karstiques dans les galeries souterraines du Rove et de la galerie à la mer
- 23 avens : de faibles dénivellations (tous inférieur à -70 m) et de faibles développements (3 avens ont seulement un développement de plus de 50 m)
- 22 grottes avec de faibles développements (sauf la Loubière : 250 m)
- 12 baumes
- 1 zone de lapiés et 1 zone de faille
- 1 zone de dépôts de tufs à Marseille (quartier de St Antoine)
- 1 grotte marine (Méjean)
- 1 grotte sous-marine (La Vesse)
- 1 galerie naturelle

3.4.4.3. Indices d'ouvrages

<u>Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement :</u>
Les ouvrages de prélèvement ont été détaillés dans la partie consacrée à l'hydrogéologie du massif (§ 3.4.2). Il s'agit du captage de secours du puits St Joseph, des venues d'eaux récoltés par la traversée du massif de l'Etoile par la galerie à la mer, et des venues d'eaux observées dans le tunnel du Rove.
Aucun ouvrage de prélèvement n'est enregistré dans les bases issues des processus de redevances de l'Agence de l'eau. Il est donc possible que les forages d'exploitation de la région de Carry et d'Ensuès cités par Chevenier ne soient plus d'actualité.

3.4.5. Révision des bilans

Difficultés :

Les exutoires du massif de la Nerthe-Etoile se font en majorité vers la mer. Qu'il s'agisse de venues d'eaux observées dans les galeries traversant le massif ou de sources littorales il est très difficile d'évaluer avec précisions les débits mis en jeu.

Un essai de bilan de cette unité semble assez illusoire vu le compartimentage des unités, mais nous proposons d'effectuer une révision en tenant compte des critères suivants (Tableau 5-20) :

- Les surfaces d'impluviums sont définies de manière précise à l'aide de MapInfo ;
- Le redécoupage des zones impluviums individualise une partie ouest comprenant les unités du flanc nord, de la Grande Colle et de la Nerthe méridionale de 80 km² et une partie Est comprenant l'Etoile et sa zone d'enracinement évaluée à 130 km² ;
- Les modules d'infiltration sont calculés à l'aide de la formule d'Hargreaves et Samani sur les stations de Marignane pour la partie ouest ($Q_{spé}$=4 L/s/km²) et d'Aubagne ($Q_{spé}$=6,4 L/s/km²) pour la partie est.

UNITE DE LA NERTHE-ETOILE						
Superficie (km²)					210	
Pluviométrie moyenne (mm)					580	
Débit total estimé aux exutoires (L/s)					925	
Coefficient d'infiltration théorique (H&S)					0,3	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					5,5	
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit					**-230 L/s (-20%)**	
Détail bilan Partie Ouest (S= 80 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	320	Sources sous-marines de Ponteau et de l'étang de Bolmon	?	**315 L/s (-92%)**		**Bilan complètement déficitaire**
		Forages d'eaux dans le flanc nord et forages d'eau à Carro et Sausset	25			
		Sources littorales des Laurons, d'Arnette et de Carry	?			
		Alimentation des zones marécageuses bordures sud de l'Etang de Berre	?			
Total	**320**		**25**			
Détail bilan Partie Est (S= 130 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	832	Sources littorales de l'Estaque et de Niolon	?		**68 L/s (+8%)**	**Bilan excédentaire**
		Venues d'eaux chaudes dans le tunnel du Rove	300			
		Exploitation des eaux jurassiques du Puits St Joseph	600			
Total	**832**		**900**			

Tableau 5-20 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble Nerthe Etoile

Il est difficile de faire état du déficit observé sur la partie ouest du bassin versant de la Nerthe car aucune estimation des exutoires littoraux n'a été proposée à l'heure actuelle. Il est vraisemblable que l'ensemble de la Nerthe soit intégralement drainé en mer comme le proposait déjà Chevenier.

L'Etoile et sa zone d'enracinement semblent assez bien équilibrées avec les exutoires reconnus. Il y a tout de même un léger excédent qui doit être minimisé compte tenu des incertitudes liées aux mesures des venues d'eaux du Rove.

3.4.6. Conclusions et hypothèses

L'ensemble Nerthe-Etoile apparaît déficitaire en eau sur sa partie ouest, où l'aquifère est drainé majoritairement vers des sources littorales ou en mer. Le massif de l'Etoile est hydrauliquement bien équilibré. Il est drainé artificiellement par la galerie à la mer. Les piquages réalisés permettent une bonne estimation des écoulements au sein du massif.
La zone d'enracinement est visiblement drainée principalement par l'ouvrage du tunnel du Rove et des mesures semblent difficiles à être mise en place actuellement pour vérifier cette hypothèse.

3.5. MASSIF D'ALLAUCH

3.5.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

La description de la structure du massif d'Allauch distingue un ensemble de quatre unités tectoniques (Guieu, 1968 ; Guieu *et al.*, 1996).
La principale, l'unité de l'aire centrale est une dalle calcaire monoclinale constituée par les terrains du Crétacé et inclinée vers le Sud-Ouest. La faille de l'Amandier au Nord met en contact ces terrains avec ceux de la terminaison orientale de l'Etoile.
L'aire centrale est ceinturée à l'Est et à l'Ouest par une série d'unités chevauchantes dont la tectonique est très complexe. Cette bordure regroupe ainsi la série renversée valanginienne chevauchée par la série liasique et triasique (dont le massif de la Salette), elle même chevauchée par une série normale du Crétacé inférieur.
L'interprétation tectonique généralement admise considère que l'autochtone du massif d'Allauch (aire centrale) est celle d'un horst ceinturé par du Trias affaissé.

La superficie totale des terrains karstifiables, établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème, est de 42 km². A cela il faut retirer les zones rendues imperméables par l'urbanisation à l'ouest de la Salette (secteur des Trois Lucs) et sur la commune d'Allauch.
L'impluvium obtenu est donc de près de **40 km²**.

3.5.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-12)

Le massif d'Allauch n'a fait l'objet d'aucune étude hydrogéologique. Trois exutoires sont principalement envisagés pour ce massif : la source sulfurée des Camoins, la rivière souterraine de la grotte Monnard développée dans les calcaires du Muschelkalk de la Salette, et la source littorale du Roucas Blanc située dans l'hôtel Palm Beach dans le secteur de la corniche à Marseille.

3.5.2.1. Unité de l'Aire Centrale

Cette unité ne possède aucun exutoire. Quelques sources sont citées sur les cartes IGN, elles ont fait l'objet d'une enquête de terrain plus approfondie.
Certains auteurs ont proposé (Blanc *et al.*, 1967) depuis longtemps l'hypothèse d'un drainage en profondeur de cette unité par la source du Roucas Blanc sous le bassin Oligocène à la faveur du plongement du synclinal de l'autochtone vers le sud-Ouest et la présence d'une faille se prolongeant jusqu'au littoral.

3.5.2.2. Les bordures plissées

Ces unités sont vraisemblablement drainées principalement vers le réseau souterrain des Trois Lucs (rivière souterraine de la grotte Monnard). Ce réseau noyé découvert lors du percement du canal de Marseille a été exploré sur plusieurs centaines de mètres. Aujourd'hui l'usine des brasseries Phénix prélève dans ce réseau pour la fabrication de ses bières.
Il est probable que ce réseau, bien que développé dans le Muschelkalk, draine en partie l'impluvium de l'autochtone par le biais des terrains de l'Hettangien.

Dans le quartier des Camoins des émergences d'eaux sulfureuses dans d'anciennes galeries drainantes ont fait l'objet d'études hydrogéologiques (BRGM, 1994) pour leur utilisation par un l'établissement thermal. Ces sources d'eaux minérales seraient le fait d'une circulation dans les collines du Ruissatel et des terrains du Crétacé et du Jurassique de l'autochtone d'Allauch. La minéralisation par les sulfates et le soufre s'effectue lors de la traversée des terrains oligocènes (Magnan, 1992). La zone d'émergence serait favorisée par la présence d'une zone de fractures dans les terrains oligocènes sus-jacents.

Un traçage aurait été réalisé dans les pertes des Gours Bleus (situées dans les gypses à l'ouest d'Allauch). Il est cité dans les bases de données spéléologiques des Bouches-du-Rhône. Le traceur (fluorescéine) aurait été repéré visuellement (à l'époque 1950 pas d'utilisation de charbons actifs) vers les plages du Prado à proximité du Roucas Blanc…

3.5.3. Inventaire des données recueillies sur le secteur

3.5.3.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur d'Allauch concernent l'hydrogéologie et la géologie.

Géologie :

- Thèse de G. Guieu (1968)

Hydrogéologie :

- Article sur la géologie littorale et les hypothèses d'écoulement vers le Roucas Blanc (Blanc *et al.*, 1967)
- Captage des Camoins (BRGM, 1994)

3.5.3.2. Indices karstiques

3.5.3.2.1. Les exutoires

Les principaux exutoires connus sont la source des Camoins et la source des Trois Lucs (massif de la Salette). Le débit de ces exutoires n'est pas connu avec précision. Toutefois ces deux exsurgences font l'objet d'exploitations dont les débits sont estimés à environ 30 L/s (cf. description des ouvrages de prélèvement).
Le débit de la source du Roucas Blanc est donné par les spéléologues à 80 L/s. Nous ne savons pas comment cette estimation a été faite. Et lors de notre passage en août 2005 le débit observé à l'hôtel Palm Beach (la source est actuellement utilisée par l'hôtel Sofitel pour l'alimentation de son eau de piscine) ne semblait pas supérieur à 10 L/s.

Les observations de terrains ont permis de répertorier cinq sources sur l'aire centrale : Pichom Omé, Font Berguette, Laurier, Barqieu, Chien. Ces exsurgences sont toutes temporaires, exceptée la source du Chien. Il a été observé des écoulements à deux reprises après des pluies (hiver 2003 et 2004) sur les sources de Barqieu et du Chien. Mais ces écoulements se réinfiltrent très rapidement dans les fissures calcaires après quelques centaines de mètres.

Enfin, une petite source pérenne a été découverte dans le vallon des Marseillais. Lors de notre visite (juin 2006) la source, collectée dans un petit bassin de rétention, ne livrait que quelques litres/mn. Cette source semble drainer les calcaires portlandiens du Défends.

3.5.3.2.2. Les cavités

Quelques cavités pointées sur la carte IGN ont été visitées : les baumes des Pestiférés, la grotte de Grosibou, la baume Sourne, les anciennes exploitations de bauxite, la baume des Bellons, la baume de Passetemps, la baume du Plantier, la baume de Berguette.
Ces grottes visitées sont pour la plupart du temps des grottes fossiles, souvent juste des baumes sans développement profond.

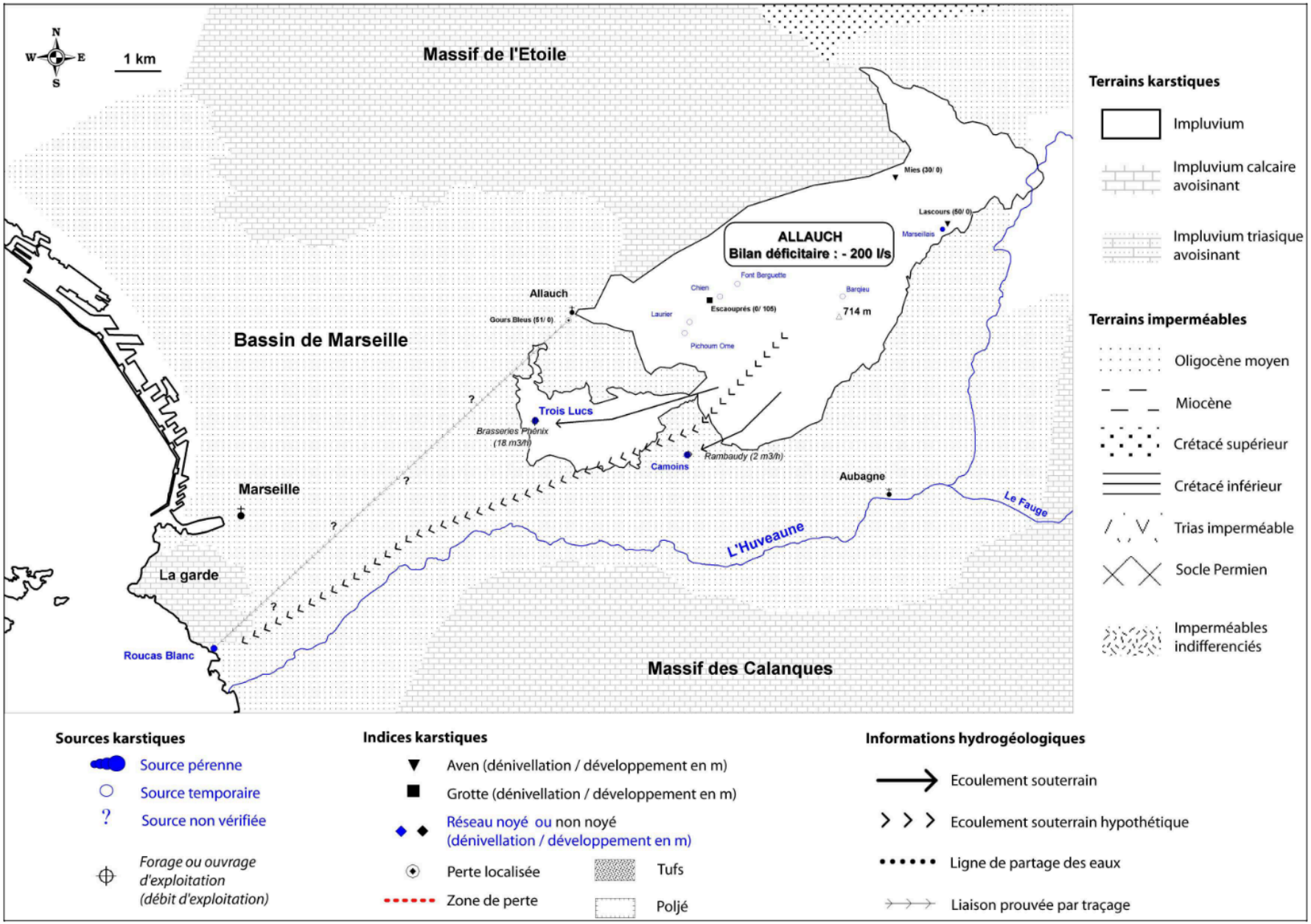


Figure 5-12 : Carte hydrogéologique du massif karstique d'Allauch

D'autres cavités n'ont pas été retrouvées : la grotte des Rato-Penados, le régage des Mies, la grotte du Pas dei Menoun.

3.5.3.2.3. Synthèse

Ainsi la synthèse des données bibliographiques et celles issues des campagnes de terrains a permis de recenser 36 indices karstiques :

- 9 exutoires ou sources karstiques : 4 sont pérennes, 5 temporaires
- 9 avens : avec des dénivellations inférieures à 50 m (Gouffre de Lascours :-50 m) et de très faible développement
- 17 grottes ou baumes avec de faibles développements exceptée la grotte des Escaouprés dont le développement dépasse 100 m
- 1 zone de perte : effondrement des Gours Bleus dans le gypse du Trias

3.5.3.3. Indices d'ouvrages

3.5.3.3.1. Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 3 ouvrages principaux susceptibles de prélever dans l'aquifère :

- Les forages d'exploitation de l'usine Nestlé à Marseille dans le quartier de St Menet :

Il n'a pas été possible d'obtenir de précisions sur les débits prélevés et l'aquifère sollicité par ces ouvrages. A noter que deux forages répertoriés dans la base BSS peuvent correspondre à ces ouvrages. Malheureusement aucune information sur les débits d'exploitation ou l'aquifère sollicité n'est référencée.

Rmq : La position géographique (proximité du mont St Cyr) et la profondeur (+ de 150 m de profondeur) de ces ouvrages peut faire penser que ces forages prélèvent plutôt dans les calcaires du massif des Calanques.

- Captage des Trois Lucs :

Dans le quartier des Trois Lucs les usines Phénix (brasseries Heineken) prélèvent de l'eau dans les calcaires du Muschelkalk. Pendant plusieurs années le prélèvement s'effectuait directement dans le plan d'eau noyé de la grotte Monnard. Le captage par l'usine Phénix (brasseries Heineken) est effectué à l'heure actuelle par trois puits pouvant fournir un débit de 90 m^3/h (25 L/s) (information DRIRE).

- Captage des Camoins :

La source est exploitée par la SCI des Camoins pour l'établissement thermal par le forage Rambaudy. Le BRGM a défini un débit d'exploitation à 7 m^3/h (2 L/s). Mais les pompages d'essais ont permis de montrer que le forage peut livrer jusqu'à 12 m^3/h (BRGM, 1994).

Ces deux derniers ouvrages ont prélevé directement dans l'aquifère en moyenne entre 1987 et 2004 172 570 m^3, soit 20 m^3/h (données Agence de l'eau).

Par ailleurs, une enquête effectuée pour le compte de la SEM (enquêtes internes GHB) sur les systèmes d'assainissement autonomes des résidents des communes d'Allauch et d'Aubagne a montré qu'un certain nombre de particuliers ont des forages (utilisation AEP ou arrosage) susceptibles d'exploiter l'aquifère calcaire de la bordure du massif d'Allauch. Malheureusement, ces enquêtes n'ont pas apporté d'informations précises sur les débits prélevés et la profondeur des ouvrages.

Enfin, il existe deux terrains de golfs sur la zone d'étude : le golf de la Salette à Marseille, et le golf de Fontveille à Allauch. Les deux établissements n'effectuent aucun prélèvement d'eau souterraine car ils ont une prise directe sur le canal de Marseille.

3.5.3.3.2. Puits

Une dizaine de puits sont pointés sur la carte IGN. La plupart se situent sur l'aire centrale et ils ont été visités lors des différentes enquêtes de terrain. Ces puits sont d'anciens ouvrages de quelques mètres de profondeur qui servaient de points d'eau pour le bétail. Ils sont la majeure partie du temps à sec.
Seul un puits dans le secteur de Favary atteint la profondeur de 70 m dans les calcaires du Lias et n'est jamais à sec. Le puits sert à l'irrigation de la ferme de Favary.

3.5.4. Essai de bilan

Difficultés :
Les exutoires du massif d'Allauch n'ont fait l'objet d'aucun suivi hydrométrique. Le bilan se base sur les données de débit consultées dans la bibliographie et sur les informations de terrain.

Le débit total de tous les exutoires connus du massif d'Allauch atteint 50 L/s. Compte tenu d'une surface impluvium de 40 km² le bilan donne un module d'infiltration moyen de 1,25 L/s/km².

UNITE D'ALLAUCH	
Superficie (km²)	40
Pluviométrie moyenne (mm)	623
Débit total estimé aux exutoires (L/s)	50
Coefficient d'infiltration mesuré	0,06
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	1,25
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-21 : Bilan hydrique global estimé du massif d'Allauch

Le débit spécifique obtenu à partir de l'estimation des exutoires est beaucoup trop faible pour la région. Il convient de revoir ce module en fonction des données météorologiques locales.

L'évapotranspiration est calculée par la méthode Hargreaves et Samani sur la station Météo France d'Aubagne. Le débit spécifique calculé est de 6,4 L/s/km² et permet d'estimer le déficit observé sur le massif d'Allauch (Tableau 5-22).

UNITE AIRE CENTRALE + BORDURE ET SALETTE (S= 40 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)				623		
Coefficient d'infiltration théorique (H&S)				0,32		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				6,4		
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	256	Source du Roucas Blanc	10	**206 L/s (-80%)**		**Bilan complètement déficitaire**
		Sources des Camoins	5			
		Source des trois Lucs	25			
		forages divers (St Menet, particuliers)	10			
Total	**256**		**50**			

Tableau 5-22 : Essai de bilan (en L/s) du massif d'Allauch

Le bilan hydrique du massif d'Allauch fait apparaître un fort déficit des écoulements de 80 %.

3.5.5. Conclusions et hypothèses

80 % des eaux météoriques infiltrées sur le massif d'Allauch n'atteignent pas les exutoires connus.
Le bilan mériterait d'être précisé, notamment par une meilleure quantification de l'exutoire principal du massif la source du Roucas Blanc, si toutefois il s'avère que cette source est un de ses exutoires.

L'essai de bilan réalisé sur le massif d'Allauch sous-entend que la majorité des eaux infiltrées sur le massif vont alimenter en profondeur un réservoir karstique. Il est nécessaire d'envisager un soutirage par l'autochtone de l'aire centrale.
Deux axes de drainage de ces écoulements sont proposés :

- L'un vers le Sud-Ouest à travers la zone effondrée triasique de la Salette et dont le point bas topographique serait constitué par la source du Roucas Blanc ;
- L'autre vers le sud sous le bassin de Marseille vers le karst de Port Miou.

4. MASSIFS A L'EST ET AU SUD DE MARSEILLE

4.1. MASSIF DE LA SAINTE BAUME

4.1.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Le massif de la Sainte Baume est généralement divisé en cinq unités tectoniques distinctes : les unités de Gémenos-Roqueforcade, de la Lare, du Plan d'Aups, des plateaux nord de Mazaugues et de la chaîne sud de la Sainte Baume (Guieu, 1968).
L'unité synclinal du Plan d'Aups, prolongée à l'Est par les plateaux du nord de Mazaugues, est constituée de terrains calcaires du Crétacé et du Jurassique. Ce vaste ensemble est limité au Nord par l'unité chevauchante de Roqueforcade et par l'arc triasique de Barjols. Au Sud, il est surmonté par les séries renversées. La limite sud est matérialisée par le front de chevauchement du bassin du Beausset constitué par la série normale du flanc sud.

Rmq : Les unités de Gémenos-Roqueforcade et de la Lare seront traitées dans les parties consacrées respectivement au bassin du Beausset externe et à l'ensemble Lare-Aurélien.

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème.
La surface d'impluvium calculée est ainsi de **109 km²**.

4.1.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-13)

Le massif de la Sainte Baume a fait l'objet de nombreuses études hydrogéologiques et hydrospéléologiques. Pas moins de trois thèses ont été menées sur cette unité alors que la Basse Provence occidentale est généralement pauvre en ce type de travaux. Malgré ce fait la connaissance de l'hydrogéologie globale du massif reste pour le moins incertaine comme nous le verrons.

Malgré une taille d'impluvium importante les exutoires du massif sont concentrés en quatre points principaux :

- au nord des systèmes karstiques étagés et souvent complexes drainent l'unité du Plan d'Aups par les émergences de l'Huveaune dans le vallon de Castelette et les émergences du Cauron au niveau du plateau de St Cassien ;
- les plateaux de Mazaugues, prolongement oriental de l'unité du Plan d'Aups, sont drainés principalement à l'Est par les sources du vallon du Caramy (Figuières, Lecques, Lieutaud), la source St Julien et une source dans le Muschelkalk de Rougiers : Mère des fontaines ;
- enfin au Sud la Haute chaîne est essentiellement drainée par le système étagé des sources de St Pons.

Ainsi, nous diviserons notre impluvium en trois zones distinctes :

1. La Sainte Baume septentrionale constituée par la partie est de l'unité du Plan d'Aups allant du village du même nom jusqu'aux plateaux de St Cassien à l'Est.
2. La Sainte Baume orientale représentée par les plateaux de Mazaugues.
3. La Sainte Baume méridionale composée de la Haute chaîne du massif.

4.1.2.1. La Sainte Baume septentrionale

Cette unité hydrologique est constituée par les calcaires du Jurassique supérieur et du Santonien. La limite orientale de cette unité n'est pas clairement établie. La flexure du massif observée à partir de l'est de Nans influence probablement la position de la ligne de partage des eaux qui selon certains auteurs pourrait se situer le long d'un méridien passant par Rougiers (Durozoy et Gouvernet, 1971 ; Cova *et al.*, 1980). En tenant compte de cette hypothèse la superficie de l'unité est d'environ 26 km².

4.1.2.1.1. Le système de la Castelette : les sources supérieures de l'Huveaune

Le bassin supérieur de l'Huveaune débute dans les gorges du vallon de Castelette incisant le plan d'Aups au sud du village de Nans-les-pins. La grotte de Castelette, qui s'ouvre en partie haute à 620 m d'altitude, est une vaste galerie explorée sur plus de 1800 m et parcourue par un ruisseau. Plusieurs résurgences, comme le trou des Moulins (grotte résurgence pénétrable à 493 m NGF), sont localisées plus bas dans le vallon. La principale émergence de l'Huveaune se situe en bas de vallon à 460 m NGF dans les calcaires jurassiques. La géographie du vallon (nombreux encroûtements carbonatés) rend difficile le jaugeage de la source, mais des mesures ponctuelles au cours de l'année 1983 ont estimé un débit de 200 L/s après des pluies (Coulier, 1985).

4.1.2.1.2. Le système Grande Foux-St Cassien : les sources supérieures du Cauron

Au nord du plateau du St Cassien, le Cauron prend naissance par une série d'exutoires dont le point culminant (alt. 398 m) est la Grande Foux de Nans. Cette grotte est en réalité une exsurgence temporaire de type Vauclusien, pénétrable à l'étiage jusqu'à une profondeur de 35 m (Mazet, 1991).
D'autres griffons secondaires émergent en contrebas dont la source des Filles (ou Lienne) en bordure des affleurements crétacés de la plaine de Nans.
L'ensemble de ces sources a été jaugé à plusieurs reprises à la fin des années 80 (Coulier, 1985 ; Martin, 1991). Leur débit moyen variait de 48 à 63 L/s.

Plus en aval, au lieu-dit de la Grande Bastide, une source intermittente alimente le Cauron. Elle n'a jamais véritablement fait l'objet d'un suivi hydrométrique.

La source du Moulin de Rougiers, connue plus généralement sous le nom de source Lauron, est très certainement la dernière du système. Son débit est modeste mais n'a pas fait l'objet de suivi. Cette source drainerait localement les calcaires jurassiques du Jas de Ribié.

4.1.2.1.3. Exutoires annexes

Au nord-ouest de Nans la source de Font Alaman (ou Chateauneuf), dont le débit est estimé entre 15 et 20 L/s, draine localement la klippe urgo-aptienne du plateau des Pins (Coulier, 1985).

Enfin au sud du plateau du St Cassien une petite source émerge au niveau du lieu-dit de la Glacière sur la commune de Mazaugues.

4.1.2.2. La Sainte Baume orientale

Continuité géologique de l'autochtone du Plan d'Aups, l'unité hydrogéologique de la Sainte Baume orientale comprend les calcaires du Santonien et du Jurassique dolomitique des plateaux de Mazaugues. L'accident N-S du Gavaudan-Laou individualise hydrogéologiquement l'est de la Sainte Baume des montagnes de la Loube et au Sud ce sont les terrains imperméables gréseux du Coniacien qui l'isolent de l'unité chevauchante de l'Agnis.

L'hydrogéologie de cette unité est commandée par la rivière du Caramy qui incise l'ensemble des formations et en constitue le drain majeur. Ainsi, trois résurgences principales s'effectuent le long de cette rivière. La source de la Figuière est le point d'exhaure d'un réseau développé dans le Jurassique sur plusieurs centaines de mètres. Plus bas les sources des Lecques et Lieutaud constituent la deuxième zone d'émergence des calcaires jurassiques.
L'exutoire karstique des eaux du Santonien s'effectue par la résurgence du réseau Sabre, un des plus importants réseaux karstiques de Provence.

Remarques sur les venues d'eaux karstiques dans les ouvrages miniers de Mazaugues :
Notons que dans la région les exploitations souterraines de bauxite ont nécessité l'exhaure d'une grande quantité d'eaux jusqu'au milieu des années 80. Ces eaux en provenance de percolations à travers le Crétacé supérieur ou le Jurassique supérieur ont pendant longtemps été rejetées directement dans le Caramy ou à l'extrémité orientale vers les exploitations de St Julien (Durozoy *et al.*, 1971). Le débit drainé par les installations minières atteignait 1000 m^3/h (env. 280 L/s), et les anciens bilans hydriques de l'époque ont pris en compte cet exutoire « artificiel ». Aujourd'hui les mines ne sont plus exploitées et il reste difficile de savoir qu'elle est le devenir de ces eaux. Le Caramy est actuellement sec pendant une grande partie de l'année assez rapidement en aval de la source de la Figuière. Ensuite, à l'aval des sources Lieutaud et Lecques, l'ASA d'irrigation de Tourves dévie une majeure partie du cours d'eau pour alimenter la plaine de Tourves.
Le potentiel représenté par ces mines a relancé des essais de pompages et de remise en eau du Caramy, qui ont permis d'extraire de juillet à octobre 2006 de 250 à 750 m^3/h (Conseil-Général-du-Var, 2006b).

Enfin la Mère des Fontaines, émergence située dans le Muschelkalk de Tourves, est considérée par sa chimie différente de celle de la Foux de Tourves comme l'exutoire septentrional du Jurassique des plateaux de Mazaugues (Cova *et al.*, 1980).

4.1.2.3. La Sainte Baume méridionale

Les calcaires du Crétacé inférieur et du Jurassique de la Haute Chaîne constituent la majeure partie de l'impluvium de la Sainte Baume méridionale. La ligne de partage des eaux avec l'impluvium de la Sainte Baume Nord remonte jusqu'au poljé du Plan d'Aups, car un traçage effectué dans l'embut principal est ressorti à la fois à la source de St Pons au Sud et au niveau de la source des Encanaux dans le massif de la Lare au Nord (Martin, 1991).

4.1.2.3.1. Le système de St Pons/Cabrelles

Le système de St Pons est un ensemble de sources naissant dans les terrains de la série renversée à l'est du parc de St Pons à Gémenos. La principale source est pérenne et sort d'un griffon impénétrable. Le second exutoire des Cabrelles lui est associé et fonctionne en trop plein. Cet ensemble draine la partie occidentale de la série de la Haute chaîne comme l'a démontré le traçage positif entre le gouffre de l'Escandaou et la source (Coulier, 1985).
Cet ensemble donne naissance au ruisseau du Fauge.

Le Fauge est par ailleurs alimenté en amont par une exsurgence temporaire aux crues brutales et brèves, la Tourne de St Pons. Cette résurgence donne accès à un réseau de siphons explorés sur plus de 400 m de longueur.

Enfin, le Fauge est alimenté temporairement à 265 m d'altitude par les sources chaudes et légèrement sulfatées du Vèze.

4.1.2.3.2. Autres exutoires

Si la grande majorité de l'unité hydrologique de la Haute chaîne est drainée vers son point bas topographique au ravin de St Pons (250 m d'altitude), une partie des eaux résurge sur le flanc sud de la chaîne sous forme de sources plus ou moins diffuses : Font Mauresque, le Puits Arnaud, la Buscarle, l'Eau Blanche et la Basse (Monteau et Courbon, 1983). Ces résurgences se ré-infiltrent rapidement.

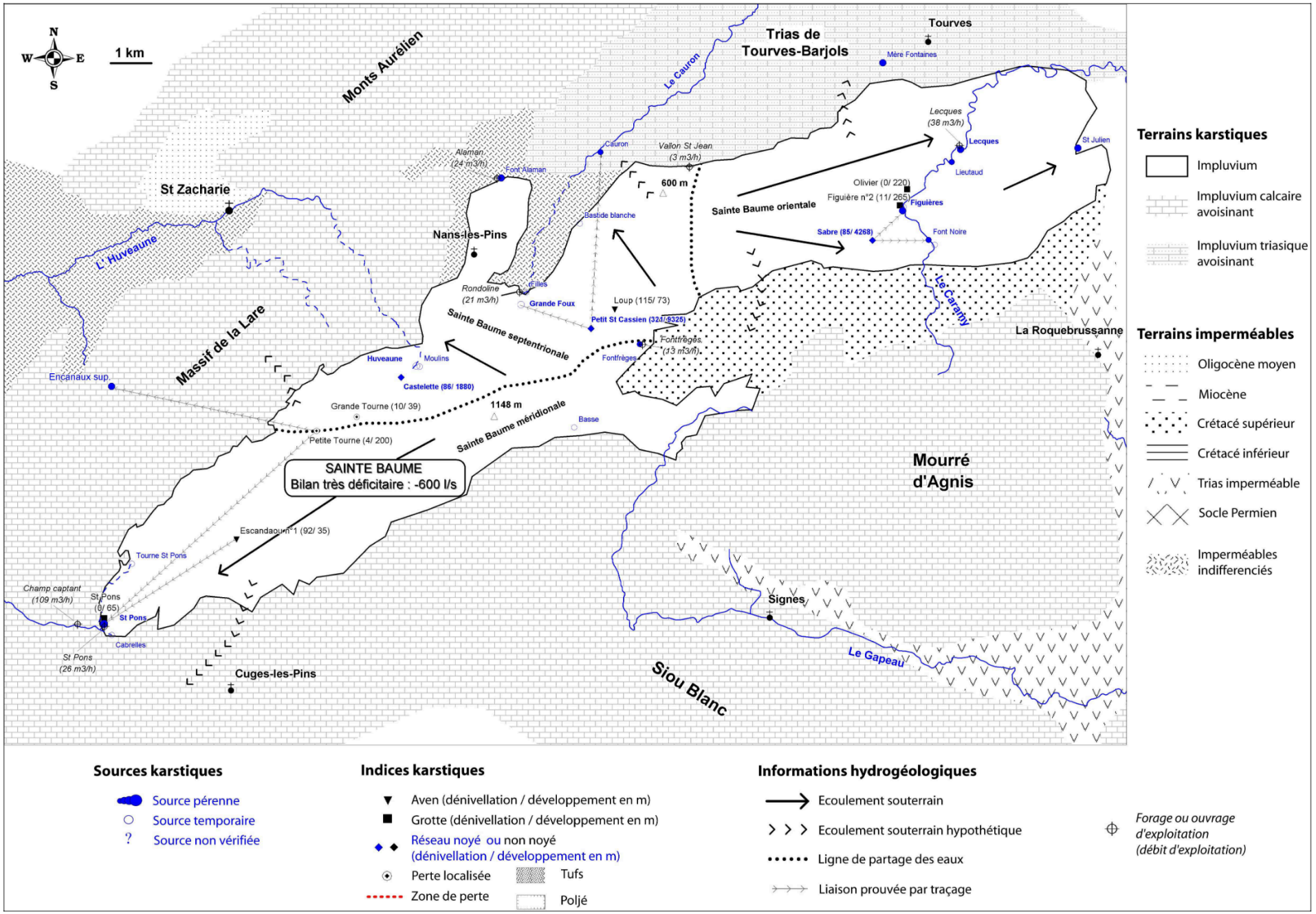


Figure 5-13 : Carte hydrogéologique du massif karstique de la Sainte Baume

4.1.3. Bilans hydriques anciens

Les campagnes de jaugeage menées par le BRGM à la fin des années 70 (BRGM, 1970b ; Durozoy *et al.*, 1971) ont permis de connaître avec plus de précisions les différents exutoires de la partie orientale de la Sainte Baume. Ces données n'ont été synthétisées que plus tard lors de l'établissement de la carte hydrogéologique du Var par René Cova (Cova *et al.*, 1980).

L'ouest de la Sainte Baume a fait l'objet de suivi hydraulique qu'à partir de la fin des années 80 à la suite des travaux de Coulier (Coulier, 1985) et Martin (Martin, 1991).
La synthèse de ces données est traitée ci-après.

4.1.3.1. Bilan hydrique année 1970 (d'après Cova *et al.*, 1980)

Le bilan global donne un débit total aux exutoires de 403 L/s pour une superficie d'impluvium de 40 km².

Les coefficients et modules d'infiltration obtenus à partir de ce bilan (0,36 et 10,1 L/s/km²) sont cohérents avec ceux trouvés habituellement dans le secteur.

UNITE DE LA SAINTE BAUME ORIENTALE	
Superficie (km²)	40
Pluviométrie moyenne (mm)	909
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	403
Coefficient d'infiltration mesuré	0,36
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	10,1
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-23 : Bilan hydrique global mesuré de la partie orientale de la Sainte Baume (plateaux de Mazargues) pour l'année hydrologique 1970

Le calcul de la pluviométrie efficace à l'aide de la formule de Turc sur la station de Brignoles donne des valeurs de coefficient et de module d'infiltration très proches : de 0,34 et de 10 L/s/km².

L'essai de bilan réalisé sur la partie orientale de la Sainte Baume au cours de l'année 1970 apparaît donc comme bien équilibré par les différents exutoires répertoriés (Tableau 5-24). Ce bilan fait intervenir les eaux d'exhaure des mines de bauxites comme une sortie potentielle de cette unité.

UNITE DES PLATEAUX DE MAZARGUES (S= 40 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					**909**	
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)					**0,34**	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**10**	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	400	Lecques, Lieutaud	48			
		Figuière	25			
		Mère des fontaines	10		**3 L/s (+1%)**	**Bilan équilibré**
		St Julien (exploitation)	40			
		Exutoire artificiel				
		Exhaure des exploitations de bauxites	280			
Total	**400**		**403**			

Tableau 5-24 : Essai de bilan théorique (en L/s) de la partie orientale de la Sainte Baume (plateaux de Mazargues) pour l'année hydrologique 1970

4.1.3.2. Bilan hydrique 1985-1990 (d'après Coulier, 1985 ; Martin, 1991)

Le bilan global donne un débit total aux exutoires de 569 L/s pour une superficie d'impluvium de 100 km².

Le débit total aux exutoires apparaît faible et donne lieu à un coefficient d'infiltration très faible (i=0,2) qui ne semble pas réaliste.

UNITE DE LA SAINTE BAUME	
Superficie (km²)	100
Pluviométrie moyenne (mm)	880
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	569
Coefficient d'infiltration mesuré	0,2
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	5,7
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-25 : Bilan hydrique global mesuré de la Sainte Baume pour les années hydrologiques de 1985 à 1990

L'approche de la pluviométrie efficace à l'aide de la méthode de Turc (station du Plan d'Aups) permet d'obtenir un coefficient d'infiltration moyen plus convenable de 0,35 (Tableau 5-26).

Le débit donné pour la source de la Figuière est de 180 L/s (Martin, 1991). Ce débit, mesuré sur le cycle 1985/1986, inclut encore des exhaures miniers faits en amont de la source jusqu'en 1985. La source de la Figuière, au sens stricte, ne doit pas représenter plus de 20 L/s.

Ainsi, le bilan hydrique détaillé fait apparaître un déficit en eau de plus de 40 % sur le massif de la Sainte Baume.
Face à ce constat majeur, les auteurs (Coulier, 1985 ; Martin, 1991) envisagent que le déficit observé sur le massif de la Sainte Baume vient alimenter un réservoir karstique profond drainé soit :

- vers les sources sous-marines de Port Miou ;
- vers l'unité karstique du Muschelkalk de Tourves.

ENSEMBLE DE LA SAINTE BAUME (S= 100 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)				**880**		
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)				**0,35**		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				**9,9**		
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	990	Saint Pons / Cabrelles	196			
		Huveaune	?			
		Sources sup. du Cauron (Foux, Filles)	63			
		Source des Lecques, Lieutaud	100	**421 L/s (-43%)**		**Bilan très déficitaire**
		Source de la Figuière	20			
		Source St Julien (exploitation)	30			
		Exutoire artificiel				
		Exhaure minier	160			
Total	**990**		**569**			

Tableau 5-26 : Essai de bilan théorique (en L/s) de la Sainte Baume pour les années hydrologiques de 1985 à 1990

4.1.3.3. Conclusions

Les enquêtes hydrologiques effectuées dans les années 70 tendent à établir que la partie orientale de la Sainte Baume a un bilan hydrique équilibré.
A l'inverse, les bilans qui suivent dans les années 80 révèlent un bilan largement déficitaire et proposent d'envisager que le massif karstique est drainé en profondeur vers d'autres aquifères calcaires.
Néanmoins, d'importantes interrogations subsistent sur les circulations karstiques actives observées dans les exploitations bauxitiques :

- Doivent-elles être prises en compte comme un exutoire du massif jurassico-crétacé de Mazaugues ?

Dans ce cas les débits mesurés actuellement dans les sources du Caramy (Figuière, Lieutaud , Lecques) ne sont pas suffisants pour expliquer le devenir de ces circulations.

- Peuvent-elles contribuées à alimenter des circulations karstiques profondes vers des massifs annexes (Trias de Tourves, aquifère de Port Miou) ?

A ce titre, il semblerait que les pompages effectués en 2006 dans les mines aient peu affectés le débits des sources du Caramy (GEEM-CES, 2006).
L'expérience conduite sur quelques mois ne permet pas pour autant de conclure à une véritable indépendance entre les sources du Caramy et les importantes venues d'eaux karstiques dans les niveaux bauxitiques.

4.1.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

4.1.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur de la Sainte Baume concernent la géologie, l'hydrogéologie et l'hydrospéléologie.

Géologie :

- Thèse de G. Guieu (1968)

Hydrogéologie :

- Thèse de C. Coulier sur l'hydrogéologie de la partie occidentale de la Sainte Baume (Coulier, 1985)

- Thèse de P. Martin sur l'hydromorphologie de la partie nord et ouest de la Sainte Baume (Martin, 1991)
- Synthèses hydrogéologique des campagnes du BRGM (BRGM, 1970b ; Durozoy *et al.*, 1971 ; Cova *et al.*, 1980)

Hydrospéléologie :
- Articles synthétiques (Monteau *et al.*, 1983 ; Mazet, 1991 ; Nicod, 1991)

4.1.4.2. Indices karstiques

La collecte des données sur les indices karstiques présents sur le massif est une synthèse de données bibliographiques.
Ainsi il a été recensé 134 indices karstiques :
- 20 exutoires ou sources karstiques : 10 sont pérennes et 10 temporaires
- 78 avens : 75 présentent une dénivellation inférieure à 100 m (dont l'aven de l'Eau de là avec un développement de 806 m), 3 avens ont une dénivellation supérieure (dont le gouffre du Petit St Cassien avec une dénivellation de 321 m et un développement de plus 9 km). Des écoulements souterrains sont répertoriés sur 6 de ces avens
- 20 grottes : 5 seulement ont un développement qui dépasse 100 m (dont la grotte de la Castelette 1880 m et la grotte Sabre 4268 m). Des écoulements souterrains sont répertoriés sur 4 de ces grottes
- 7 baumes
- 7 zones de pertes : toutes situées sur la commune du Plan d'Aups
- 1 zone de dépôts de tufs calcaires à St Pons
- 1 poljé : le grand poljé du Plan d'Aups

4.1.4.3. Indices d'ouvrages

4.1.4.3.1. Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 6 ouvrages d'exploitation de la ressource en eau souterraine sur le secteur :

- Les captages de la source de St Pons :

La source est captée directement dans la vasque, ainsi que par une galerie drainante circulant sous les dépôts de tufs. Cette galerie permet d'alimenter une activité d'irrigation pour la commune de Gémenos. Plus en aval vers le Parc de St Pons un champ captant utilise l'eau de la source toujours pour la commune de Gémenos.

- Le captage de la foux de Nans :

Un forage a été implanté en amont de la source de la foux dans le quartier de la Rondoline à Nans-les-Pins. Il capte les eaux jurassiques du Portlandien à l'altitude 280-300 m NGF. Il permet d'alimenter la commune en eau potable.

- Forage du Vallon de St Jean :

Au Sud de Rougiers un forage de 10 m de profondeur exploite l'aquifère du Jurassique supérieur pour l'AEP de la commune.

- Captage de la source des Fontfrèges :

La source des Fontfrèges, ou de Glacières, située au nord-ouest de la commune de Mazaugues est captée par Rougiers pour son alimentation en eau potable.

- Captage de la source des Lecques :

La commune de Tourves capte la source des Lecques pour son AEP.

- Captage de la Font Alaman :

La source est captée, à sa résurgence, par la commune de Nans. Un ruisseau de trop plein traverse le golf situé à côté.

Entre 1987 et 2004 les six ouvrages ont prélevé en moyenne 1 987 320 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 227 m^3/h (données Agence de l'eau). La plupart des ouvrages ne prélèvent pas directement dans l'aquifère, seuls les ouvrages qui prélèvent directement sont à prendre en compte pour le bilan. Il s'agit des captages de la Foux et du Vallon de St Jean représentant un débit sur la même période de 23 m^3/h (soit 6,4 L/s).

4.1.4.3.2. Ouvrages divers

Deux forages de reconnaissance apportent des informations complémentaires :

- Forage du Vèze : ce forage réalisé à proximité des sources temporaires du même nom présente un caractère artésien à certain moment de l'année à la côte +275 m NGF.
- Forage des Malausses : ce forage situé sur la commune de Tourves a rencontré plusieurs venues d'eaux dans les calcaires jurassiques à 245 puis 280 m NGF. Son niveau statique s'établit à 327 m NGF.

4.1.5. Révision des bilans et discussion

Difficultés :

Actuellement, seule la source de St Pons fait l'objet d'un suivi régulier de son débit par le réseau de mesure hydrologique de la DIREN. Les sources de Font Alaman, de Fontfrèges, de la Foux et des Lecques sont exploitées pour l'alimentation en eau potable et ne bénéficient pas d'un suivi régulier de leur débit. De plus, les exutoires temporaires, qui ont un rôle important sur la régularisation de la ressource, sont difficiles à quantifier.

Par rapport aux années 70 et 80 la connaissance quantitative des exutoires du massif est donc moins précise.

La révision du bilan du massif de la Sainte Baume consiste en une synthèse des données de débit aux exutoires effectués au cours des différents bilans. A cela nous incluons des données qui n'avaient pas été pris en compte lors des précédents bilans :

- la prise en compte des sources de Fontfrèges et de la Mère des Fontaines ;
- les prélèvements des forages AEP.

Enfin, les venues d'eaux karstiques dans les gisements bauxitiques n'ont pas été incorporées au bilan car des doutes subsistent quant au réel devenir de ces eaux. Rappelons que ces venues représentent, d'après les capacités d'exhaure des ouvrages miniers, un débit minimum de 300 L/s.

Par ailleurs, nous ne disposons pas de stations météorologiques sur le massif. Nous devons donc nous servir des estimations du module d'infiltration faites sur les anciens bilans proposé à 9 $L/s/km^2$.

Le bilan révisé fait apparaître un déficit global à l'écoulement de 61 %. Ce déficit intéresse l'ensemble du massif (Tableau 5-27).

UNITE DE LA SAINTE BAUME						
Superficie (km²)				109		
Pluviométrie moyenne (mm)				800		
Débit total estimé aux exutoires (L/s)				380		
Coefficient d'infiltration théorique				0,35		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				9,0		
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit				**-601 L/s (-61%)**		
Détail bilan partie sud (S= 38 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	342	Sources de St Pons / Cabrelles	147			
		Suralimentation du système des Encanaux (la Lare)	?	**195 L/s (-57%)**		**Bilan déficitaire**
		Petites résurgences du flanc sud (Basse, Buscarle...)	?			
Total	**342**		**147**			
Détail bilan partie nord (S= 31 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	279	Font Alaman	32			
		Source de l'Huveaune	<90			
		Sources supérieures du Cauron (Foux, Filles)	63	**173 L/s (-62%)**		**Bilan déficitaire**
		Source de Fontfrèges	5			
		Forages d'AEP (Foux, St Jean)	6			
Total	**279**		**106**			
Détail bilan partie orientale (S= 40 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	360	Source des Lecques, Lieutaud	67			
		Source de la Figuière	20			
		Source Mère des fontaines	10	**233 L/s (-65%)**		**Bilan déficitaire**
		Source St Julien	30			
Total	**360**		**127**			

Tableau 5-27 : Bilan hydrique révisé du massif de la Sainte Baume

4.1.6. Conclusions et hypothèses

Le karst du massif de la Sainte Baume présente un bilan en eau déficitaire de plus de 60 %.
Ce résultat rejoint les conclusions faites sur bilans réalisés dans les années 80.
Le partie septentrionale du massif de la Sainte Baume participe de façon certaine en partie à l'alimentation vers le nord du massif de la Lare par les exutoires des Encanaux.
Toutefois, des interrogations subsistent quant aux possibilités d'une suralimentation du système vers des systèmes karstiques profonds :

- Au Sud par l'alimentation de l'auréole urgonienne occidentale correspondant au bassin versant de la source de Port Miou ;
- Au Nord-Est vers le système triasique du bassin Tourves.

4.2. MASSIF DE LA LARE-AURELIEN

4.2.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Le massif de la Lare constitue la continuité nord du massif de la Sainte Baume. Cet anticlinal à cœur jurassique correspond à l'autochtone du Plan d'Aups de la Sainte Baume septentrionale séparé de cette dernière par l'unité chevauchante de Roqueforcade.
L'ensemble Olympe-Aurélien constitue la limite septentrionale du front de chevauchement de l'unité du Beausset sur le bassin synclinal de la vallée de l'Arc.

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème. Nous avons choisis d'inclure à l'impluvium les terrains jurassiques et liasiques de Roqueforcade car les ruissellements participent de manière non négligeable à l'alimentation de la Lare. En contrepartie les contreforts abrupts du Jurassique moyen du nord-est de l'Aurélien ont été retirés de l'impluvium car ils contribuent au ruissellement de surface observable dans le vallon des Allées.
La surface impluvium calculée est ainsi de **105 km²**.

4.2.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-14)

Le massif de la Lare a bénéficié, tout comme la Sainte Baume, de plusieurs études hydrogéologiques et hydrospéléologiques. Par contre, l'ensemble Olympe-Aurélien lui n'a fait l'objet d'aucune étude précisant ses écoulements.

Les exutoires des massifs sont concentrés en trois points principaux :
- au Sud-Ouest les systèmes karstiques étagés et complexes des ravins des Encanaux et des Infernets drainant une partie de la Lare et de l'unité de Roqueforcade et dont la liaison avec l'unité de Sainte Baume septentrionale est avérée ;
- au centre les résurgences des Nayes drainant essentiellement la Lare ;
- puis dans le secteur de St Zacharie les sources de Lazare, la Brise et la Foux drainant la partie nord de la Lare et le sud de l'Aurélien.

Ainsi, nous diviserons notre impluvium en deux zones distinctes :
1. Le massif jurassique de la Lare comprenant ses bordures crétacées et l'unité de Roqueforcade.
2. L'ensemble jurassique et liasique de l'Olympe-Aurélien.

4.2.2.1. Le massif de la Lare

Cette unité hydrologique est constituée essentiellement par les calcaires dolomitiques du Portlandien et les calcaires du Santonien. Les reliefs au nord de la dépression du moulin de la Sambuc à St Zacharie constituent la bordure sud de l'Aurélien. La cuvette synclinale de Roqueforcade ne constitue pas une limite étanche avec l'impluvium Nord Sainte Baume, mais les résurgences issues de cet ensemble (résurgences du ravin de Peyruis) participent par leur ré-infiltration à l'alimentation de la Lare. En tenant compte de ces limites la superficie de l'unité est d'environ 44 km².

4.2.2.1.1. Les sources du ruisseau de la Vède

Ce ruisseau situé au sud d'Auriol, important affluent de l'Huveaune, reçoit les eaux de deux principaux réseaux karstiques développés dans l'extrémité ouest de l'anticlinal de la Lare : le réseau des Encanaux et le réseau des Brailles.

Système des Encanaux
Le ravin des Encanaux possède deux résurgences principales : la résurgence inférieure des Encanaux et le système de résurgences supérieures des Encanaux.
La résurgence inférieure des Encanaux est pérenne et sort des dolomies saccharoïdes portlandiennes, en rive droite du bas du vallon. Son débit moyen a été jaugé au cours des cycles 1983-86 à plus de 30 L/s (Coulier, 1985).

Le système supérieur est un ensemble de griffons impénétrables se mettant en charge lors des crues. Le griffon principal, la source du Genêt, est une exsurgence pérenne située à l'altitude de 290 m NGF. Le Grand Aven des Encanaux constitue un regard en amont du système dont la liaison avec la source des Encanaux supérieur (ou Genêt) a été prouvée par traçage (Coulier, 1985).
Le débit moyen de la source des Encanaux supérieurs a été estimé au cours des cycles 1982-87 à 74 L/s grâce à un limnigraphe installé par le S.R.A.E. (Martin, 1991).

Réseau des Brailles
Le vallon de Daurengue à l'ouest des Encanaux livre les eaux de deux résurgences.
La source temporaire des Brailles est l'exutoire d'un réseau de galeries de plus de 1 km de long.
Plus en aval une source chaude (environ 20,5°C) sort des calcaires santoniens dans le lit du ruisseau. Cette dernière bien que pérenne ne représente qu'un débit moyen de quelques litres par seconde (Mazet, 1991).

4.2.2.1.2. Les sources du ruisseau de Peyruis

Le ruisseau prend sa source au sud du lieu-dit le pas de Peyruis à 440 m d'altitude. La source du Peyruis apparaît ici à la limite septentrionale de l'unité de Roqueforcade. Malgré un assèchement estival le débit moyen mesuré sur cette résurgence sur la période 1984-86 est d'environ 60 L/s (Mazet, 1991).
Les sources des Nayes émergent au point bas du vallon de Peyruis à 275 m d'altitude. Les deux griffons émergent à la faveur de l'accident qui met en contact les terrains jurassiques de la Lare avec le Trias de l'Huveaune. Ces sources ont fait l'objet d'un suivi hydrométrique aux cours des cycles 1983-86 et livré un débit moyen de 64 L/s (Mazet, 1991).

4.2.2.1.3. Les sources de la haute Huveaune

Quatre émergences viennent alimenter le bassin versant de la haute Huveaune en aval des sources de la Castelette (4.1) : la source de la Taurelle, la source Lazare, la Foux de St Zacharie et enfin la source de la Brise.

La source de la Taurelle est une petite émergence sortant de l'extrémité orientale de l'unité de Roqueforcade à une position plus basse que la source du Peyruis (alt.: 430 m).
Les sources Lazare et la Foux émergent sur le flanc sud de l'Aurélien, elles seront traitées dans la partie suivante.
La source de la Brise est située à la sortie du vallon de la Sambuc. Le griffon de cette source n'est pas visible car elle est captée par la ville de St Zacharie. Elle n'a pas fait l'objet de suivi hydrométrique.

4.2.2.2. Massifs de l'Olympe et l'Aurélien

Les massifs de l'Olympe et de l'Aurélien sont constitués par des terrains calcaires du Jurassique supérieur au Lias.
L'hydrogéologie de l'unité de l'Aurélien est commandée principalement par l'incision de son flanc sud par l'Huveaune. C'est le long de cette rivière qu'émergent les principales résurgences répertoriées sur le massif : la source Lazare et la Foux de St Zacharie.

4.2.2.2.1. Les émergences du sud de l'Aurélien

La source Lazare émerge dans la zone broyée à la limite de la Lare et de l'Aurélien sur le flanc sud de ce dernier. Le débit de cette source ne peut être mesuré que lorsque qu'il n'y a pas, ou très peu, d'arrivées d'eaux en amont du vallon de l'Huveaune par les émergences supérieures (émergences de la Castelette, source Taurelle). C'est ce qui a été effectué lors de cycles particulièrement secs de 1981-83. Le débit moyen obtenu, représentant alors un débit minimum, est de 27 L/s (Mazet, 1991).
La source de la Foux de St Zacharie émerge au point bas du vallon de l'Espagnol à 230 m d'altitude.
Cette source n'a jamais fait l'objet d'un suivi hydrométrique.

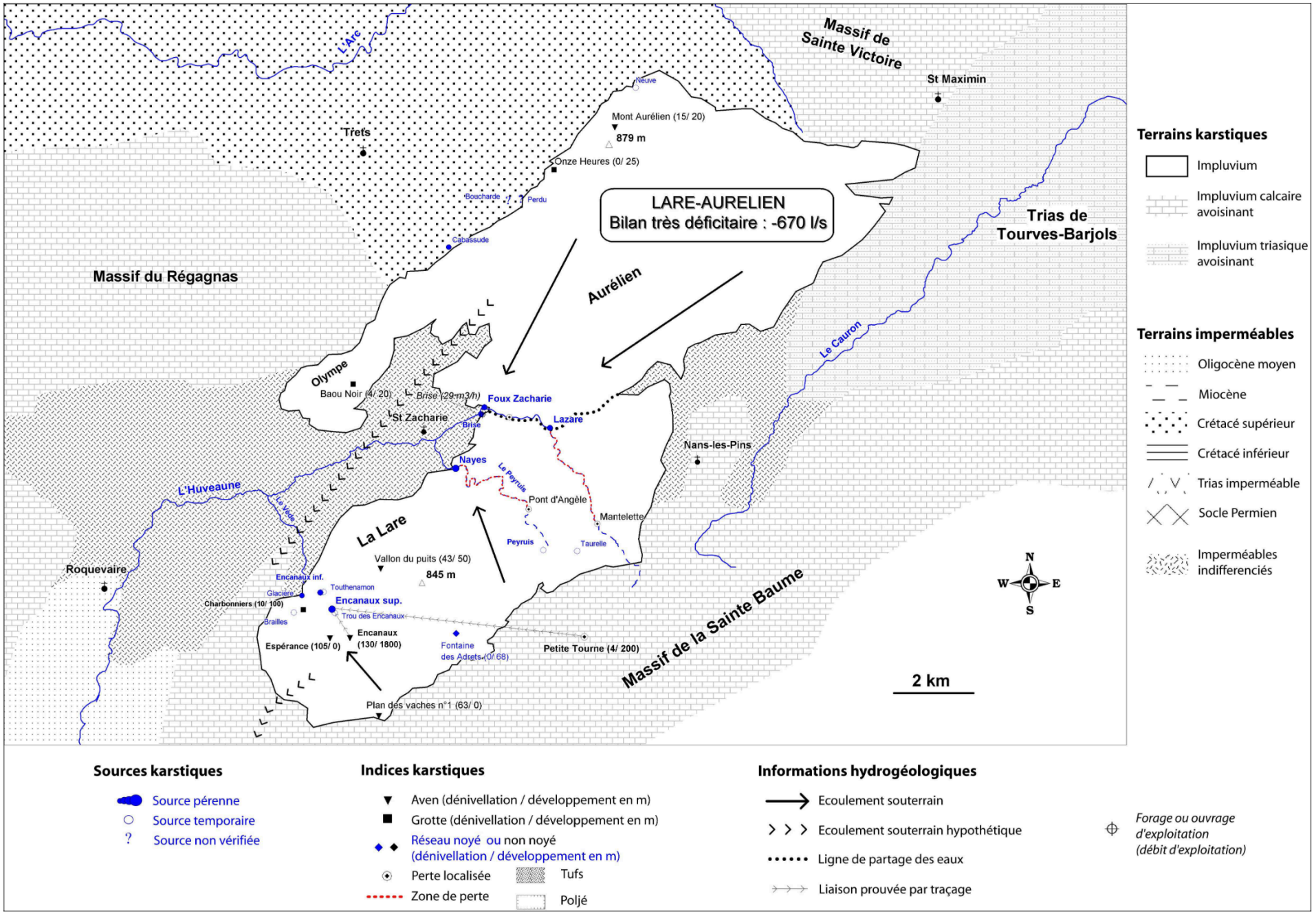


Figure 5-14 : Carte hydrogéologique des massifs karstiques de la Lare et de l'Aurélien

4.2.2.2.2. Les émergences du flanc nord de l'Aurélien et de l'Olympe

Plusieurs émergences sont citées dans la base de données BSS du BRGM dans les calcaires liasiques du flanc nord des massifs de l'Olympe et de l'Aurélien. Ces exutoires ont fait l'objet d'une visite de terrain.

4.2.3. Bilans hydriques anciens

Les exutoires du massif de la Lare ont fait l'objet de suivi hydraulique qu'à partir de la fin des années 80 à la suite des travaux de Coulier (Coulier, 1985) et Martin (Martin, 1991). La synthèse de ces données est traitée dans la partie suivante.

4.2.3.1. Bilan hydrique 1985-1990 (d'après Coulier, 1985 ; Martin, 1991)

Le bilan global donne un débit total aux exutoires de 258 L/s pour une superficie impluvium de 44 km².

UNITE DE LA LARE	
Superficie (km²)	44
Pluviométrie moyenne (mm)	880
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	258
Coefficient d'infiltration mesuré	0,21
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	5,9
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-28 : Bilan hydrique global mesuré de la Lare pour les années 1985 à 1990

Le débit total aux exutoires apparaît faible et donne lieu à un coefficient d'infiltration très faible (i=0,21) qui ne semble pas réaliste.
L'approche de la pluviométrie efficace à l'aide de la méthode de Turc (station du Plan d'Aups) permet d'obtenir un coefficient d'infiltration moyen plus convenable de 0,35 (Tableau 5-29).

Massif de la Lare (S= 44 km²)						
Pluviométrie moyenne (mm)				**880**		
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)				**0,35**		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				**9,9**		
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	436	Sources des Encanaux	107			
		Sources des Nayes	64			
		Source du Peyruis	60	**178 L/s (-41%)**		**Bilan très déficitaire**
		Source de la Brise	?			
		Source St Lazare	27			
Total	**436**		**258**			

Tableau 5-29 : Essai de bilan théorique (en L/s) du massif de la Lare pour les années hydrologiques de 1985 à 1990

Ainsi, le bilan hydrique détaillé fait apparaître un déficit en eau de plus de 40 % sur le massif de la Lare. Face à ce constat majeur, les auteurs (Coulier, 1985 ; Martin, 1991) envisagent que le déficit

observé sur le massif de la Lare vient alimenter le système karstique profond des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan.

4.2.3.2. Conclusions

Le suivi hydrologique mis en place ensuite dans les années 80 permet d'établir un bilan global sur le massif de la Lare. Ce bilan se révèle largement déficitaire et propose d'envisager que le massif karstique est drainé en profondeur vers d'autres aquifères calcaires.
Enfin le bilan ne tient pas compte à l'époque de l'impluvium jurassique et crétacé de l'ensemble Olympe-Aurélien.

4.2.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

4.2.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés concernent le massif de la Lare et traitent de la géologie, l'hydrogéologie et l'hydrospéléologie.

Géologie :
- Thèse de G. Guieu (1968)

Hydrogéologie :
- Thèse de C. Coulier (1985)
- Thèse de P. Martin (1991)

Hydrospéléologie :
- Articles synthétiques (Monteau *et al.*, 1983 ; Mazet, 1991 ; Nicod, 1991)

4.2.4.2. Indices karstiques

4.2.4.2.1. Les exutoires

Les principaux exutoires ont été décrits dans la partie de synthèse.
Les observations de terrains ont eu pour objectifs d'apporter des précisions sur les exutoires du flanc nord de l'Aurélien et de l'Olympe cités par les bases de données du BRGM et sur l'organisation de l'hydraulique du système Peyruis/Nayes et des sources de la haute Huveaune.

La source de la Cabassude a pu être localisée sur la commune de Trets. Elle émerge dans les calcaires du Lias du nord de l'Olympe, mais le griffon n'était pas visible lors de mon passage (27/10/05). Cette source ne doit pas représenter un débit très important. Elle est drainée artificiellement ou pompée pour l'alimentation du petit domaine de Cabassude situé en contrebas.
Les exutoires de la Boucharde et du Perdu dans les contreforts jurassiques de l'Aurélien n'ont pas pu être visités. Les routes étaient fermées ou inaccessibles.
La grotte Neuve située à plus de 500 m d'altitude sur le flanc nord de l'Aurélien est le siège d'un écoulement temporaire répertorié dans la base de donnée du CDS13. Lors de mon passage aucune trace d'écoulement n'était visible.

La source du Peyruis livrait un débit de plusieurs litres par secondes en période de crue 2005 (26/10/05). Elle se perd complètement 200 m en aval du lieu de résurgence (avant le Pont d'Angèle) dans une zone fracturée des calcaires jurassiques et ne réapparaît qu'au niveau du Pont d'Orgnon. Une fois au niveau du point bas du système en amont des sources des Nayes le vallon est de nouveau à sec. En aval les Nayes délivrent un débit important par les deux griffons principaux. Visiblement le ruisseau du Peyruis ne doit atteindre son point bas que lors de fortes crues et il n'est pas impossible que ses pertes alimentent en partie les Nayes.

A la même période aucun écoulement n'était visible à la source de la Taurelle.

Des pertes de l'Huveaune s'effectuent dès que le ruisseau dépasse les formations crétacées de Roqueforcade pour entrer dans les calcaires de la Lare (au niveau du gué de Mantelette).

4.2.4.2.2. Synthèse

La synthèse bibliographique et les enquêtes de terrain ont permis d'identifier 63 indices karstiques :

- 16 exutoires ou sources karstiques : 8 sont pérennes, 6 temporaires et 2 inconnues. A noter que deux de ces résurgences sont l'exutoire de réseaux karstiques importants : le réseau des Brailles avec un développement de 1135 m et celui des Encanaux avec 150 m
- 21 avens : seuls deux avens ont une dénivellation supérieure à 100 m (Grand gouffre des Encanaux dénivl : 130 et devplt : 1800 m; gouffre de l'Espérance dénivlt : 105 m). Un écoulement souterrain est observé dans le gouffre des Encanaux
- 20 grottes : ces grottes n'ont pas des développements importants. Seule la grotte des Charbonniers a un développement de 100 m. Des écoulements souterrains ne sont répertoriés que sur la fontaine des Adrets, petite galerie développée dans l'unité de la Roqueforcade dont le développement atteint 68 m
- 2 baumes
- 3 zones de pertes : l'Huveaune se perd à deux reprises (dès son contact avec le Jurassique sur la commune de Nans, et dans le vallon de la Sambuc à St Zacharie). Le ruisseau du Peyruis se perd complètement dans les calcaires jurassiques de la Lare au niveau du Pont d'Angèle
- 1 zone de dépôts de tufs calcaires dans le vallon de la Sambuc

4.2.4.3. Indices d'ouvrages

4.2.4.3.1. Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 3 ouvrages d'exploitation de la ressource en eau souterraine sur le secteur :

- Le captage de la source de la Brise :

La source est captée pour la ville de St Zacharie à la sortie de son griffon.
Un forage est venu compléter cette alimentation depuis 1990. Le trop plein est rejeté dans le lit de l'Huveaune.

- Le captage de la source de Peyruis :

La source est drainée et captée par les lotissements du Peyruis.

Entre 1987 et 2004 les captages de la Brise ont prélevé en moyenne 429 780 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 49 m^3/h (données Agence de l'eau). Seul le forage de la Brise capte directement l'aquifère Jurassique un débit sur la même période de 29 m^3/h (soit 8 L/s).

4.2.4.3.2. Ouvrages divers

Un forage de reconnaissance apporte des informations complémentaires :

- Forage de la Brise : ce forage réalisé pour le captage de la source a rencontré de nombreuses venues d'eaux dans le Jurassique entre 228 et 250 m NGF et le niveau statique s'établit à 263 m NGF.

4.2.5. Révision des bilans et discussion

Difficultés :
Actuellement, aucune source de l'ensemble Lare-Aurélien ne fait l'objet d'un suivi hydraulique.
Par rapport aux années 80 la connaissance quantitative des exutoires du massif est donc très mauvaise.
La révision du bilan du massif de la Lare-Aurélien est une synthèse des données de débit aux exutoires.
A cela nous incluons des données qui n'avaient pas été pris en compte lors des précédents bilans :

- les exutoires temporaires des Brailles et de la Taurelle ;

- les sources du flanc nord liasique de l'Aurélien et de l'Olympe.

Par ailleurs, nous ne disposons pas de stations météorologiques présentent sur le massif. Nous devons donc nous servir des estimations du module d'infiltration faites sur les anciens bilans établis pour le massif à 9 L/s/km² (Tableau 5-30).

UNITE DE LA LARE-AURELIEN						
Superficie (km²)				105		
Pluviométrie moyenne (mm)				800		
Débit total estimé aux exutoires (L/s)				273		
Coefficient d'infiltration théorique				0,35		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				9,0		
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit				-672 L/s (-71%)		
Détail bilan massif de la Lare (S= 44 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	396	Source de Taurelle	?			
		Sources des Glacières + Brailles	?			
Suralimentation des Encanaux par la Sainte Baume	?	Sources des Encanaux	107	**150 L/s (-38%)**		**Bilan déficitaire**
		Sources des Nayes	64			
		Source du Peyruis	60			
		Source Brise + forage	15			
Total	**396**		**246**			
Détail bilan Olympe-Aurélien (S= 61 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	549	Sources du flanc nord (Lias)	?			
		Foux de St Zacharie	?	**522 L/s (-95%)**		**Bilan complètement déficitaire**
		Source St Lazare	27			
Total	**549**		**27**			

Tableau 5-30 : Bilan hydrique révisé du massif de la Lare

Le bilan global fait apparaître un déficit considérable de plus 70 %.
L'ensemble Olympe-Aurélien semble complètement déficitaire, mais le bilan reste fort difficile à équilibrer vu le manque de connaissance sur les exutoires du massif.

4.2.6. Conclusions et hypothèses

Le bilan global de l'ensemble Lare-Aurélien fait apparaître un énorme déficit en eau de plus de 70 %.
Le manque de connaissance sur les exutoires du massif rend toutefois difficile la révision du bilan. Il serait nécessaire de compléter la connaissance des exutoires temporaires localisés sur le massif (Brailles, Foux, sources du Lias).

Le déficit observé sur le massif de la Lare-Aurélien suppose qu'une majorité de l'infiltration efficace vient alimenter un karst profond. Deux hypothèses sont proposées en accord avec celles déjà admises :

- L'alimentation du réservoir profond du karst de Port Miou ;
- L'alimentation du système karstique triasique de la zone de Tourves.

4.3. MASSIF D'AGNIS

4.3.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Le plateau calcaire du massif d'Agnis, culminant à plus de 900 m d'altitude forme, forme un triangle entre Signes, Méounes au Sud et La Roquebrussanne, Mazaugues au Nord. Cette unité, constituée principalement par une dalle calcaréo-dolomitique du Jurassique, est charriée sur l'autochtone crétacée du synclinal de Mazaugues. A l'Est et au Sud les formations sont en contact par faille avec le Trias de la cuvette de la Roquebrussanne et de Méounes.

La superficie totale des terrains karstifiables établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème est de **45 km²**.

4.3.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-15)

L'Agnis est un vaste monoclinal à pendage Sud-Est constitué des terrains du Rhétien au Crétacé supérieur. Les terrains karstiques du Lias sont séparés du plateau calcaréo-dolomitique Jurassique par la série du Bajocien-Bathonien qui individualise deux unités hydrogéologiques.

4.3.2.1. L'ensemble Crétacé supérieur-Jurassique

Cet ensemble fortement karstifié constitue le Mourré d'Agnis.
La structure tectonique simple et bien limitée par des systèmes de failles verticales impose deux zones principales d'émergences : la bordure sud et la bordure est.

Au Sud émergent le système en karst barré des sources Gapeau-Beaupré dont l'hydraulique est dictée par la faille de Méounes mettant en contact l'impluvium Jurassique-Crétacé avec l'imperméable triasique (Chanut, 1976). Les sources représentent un débit de plus de 200 L/s.

Sur la bordure est émerge du Nord au Sud, le long de l'accident du Loo, les sources de l'Escampo Pissadou (temporaire), de Pétugue-Tompine, de la Foux, de Neuf Fonts et de l'Issole.

4.3.2.2. L'ensemble liasique

Un ensemble de sources, souvent de faible débit, sont issues de la bordure liasique du nord-ouest de l'Agnis. Les plus importantes sont les sources du Caramy qui émergent dans le vallon du Thuya au Nord sur la commune de Mazaugues et celles du Raby (Raby, Oratoire, Chaines) au Sud à Signes. Leur débit est estimé à 100 L/s.

4.3.3. Bilans hydriques anciens

Les campagnes de jaugeage menées par le BRGM au début des années 70 (BRGM, 1968b, 1970b ; Durozoy *et al.*, 1971) ont permis de connaître avec plus de précisions les différentes émergences du massif de l'Agnis. Ces données n'ont été synthétisées que plus tard lors de l'établissement de la carte hydrogéologique du Var par René Cova (Cova *et al.*, 1980). Le bilan hydrique y est résumé dans les tableaux suivants.

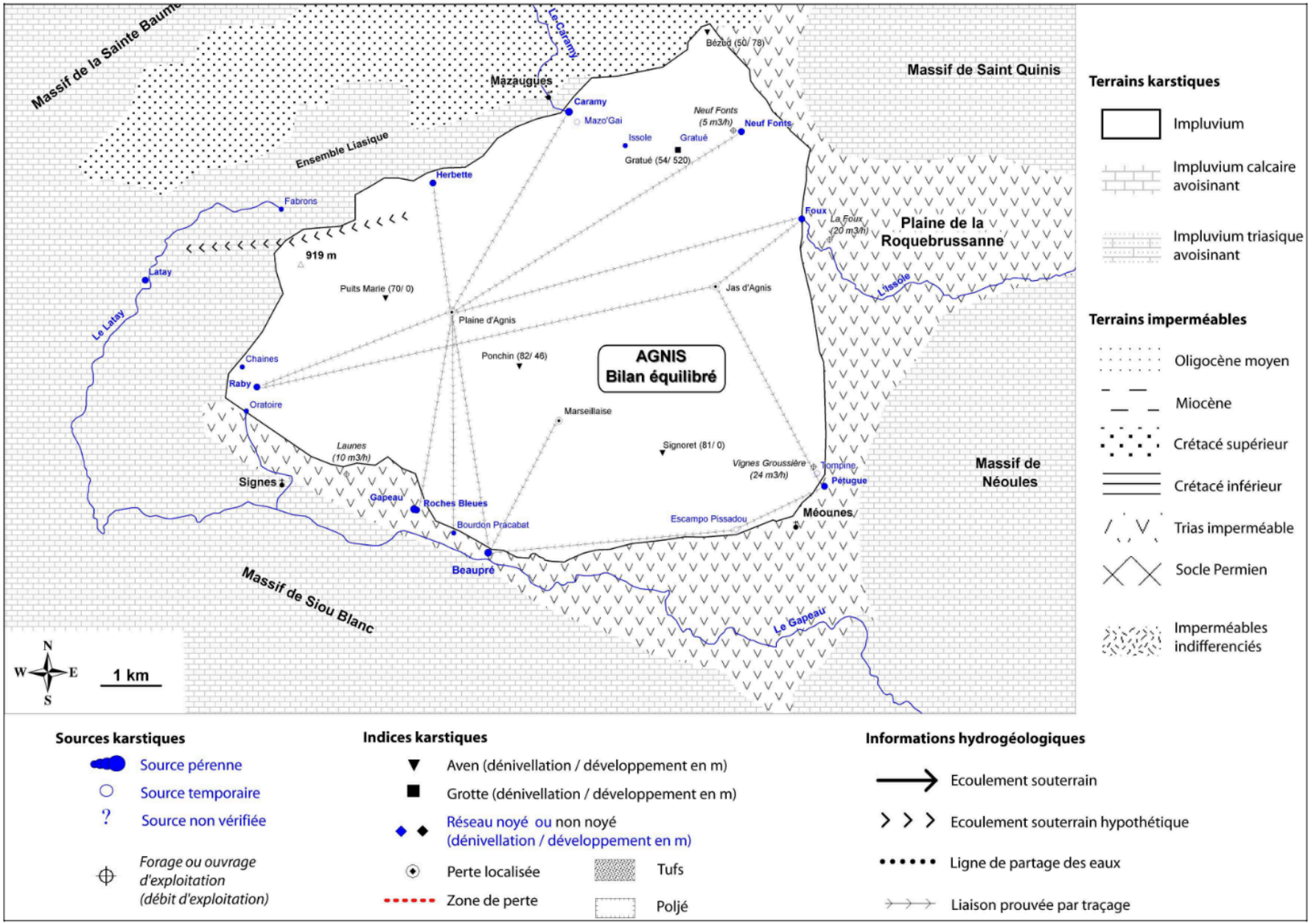


Figure 5-15 : Carte hydrogéologique du massif karstique d'Agnis

4.3.3.1. Bilan hydrique années 1966-67 (d'après Cova *et al.*, 1980)

Le bilan global donne un débit total au exutoires de 340 L/s pour une superficie impluvium de 45 km².

UNITE DE L'AGNIS	
Superficie (km²)	45
Pluviométrie moyenne (mm)	909
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	340
Coefficient d'infiltration mesuré	0,26
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	7,5
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-31 : Bilan hydrique global mesuré du massif de l'Agnis pour les années hydrologiques 1966-1967

Les coefficients et modules d'infiltration obtenus à partir de ce bilan (0,26 et 7,5 L/s/km²) sont très faibles pour un massif dont l'altitude est en moyenne de 600 m et dont la karstification est bien développée.

D'ailleurs, le calcul de la pluviométrie efficace à l'aide de la formule de Turc sur la station de Brignoles donne en comparaison des valeurs de coefficient et de module d'infiltration bien supérieurs : de 0,36 et de 10,3 L/s/km² (Tableau 5-32).

UNITE DU PLATEAU DE L'AGNIS (S= 45 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)				**909**		
Coefficient d'infiltration théorique (Turc)				**0,36**		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				**10,3**		
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	465	Gapeau, Beaupré	146	**125 L/s (-27%)**		**Bilan déficitaire**
		Servie, Foux, Barrière, Sambuc	110			
		Raby	20			
		Caramy	64			
Total	**465**		**340**			

Tableau 5-32 : Essai de bilan théorique (en L/s) du massif de l'Agnis pour les années hydrologiques 1966-1967

L'essai de bilan fait alors apparaître un fort déficit. Les auteurs à l'époque n'en font aucun état et donc n'en expliquent pas l'origine.
Par ailleurs, ce bilan prend en compte des sources qui concernent les zones triasiques de Méounes (Servie) et de la Roquebrussanne (Sambuc) et il ne tient pas compte de tous les exutoires présents sur le massif notamment les sources temporaires (ex : Tompine, Escampo Pissadou).

4.3.3.2. Conclusions

Le bilan hydrique issu des données anciennes (notamment celles des campagnes de jaugeages du BRGM dans le milieu des années 60) ne s'avère pas satisfaisant. Les exutoires associés au massif sont en partie inexacts et surtout incomplets.

4.3.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

4.3.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés sur le secteur de l'Agnis concernent uniquement l'hydrogéologie.

Hydrogéologie :

- Thèse de J.-P. Chanut sur l'hydrogéologie des massifs du sud-ouest varois (Chanut, 1976)
- Synthèses hydrogéologiques (Cova *et al.*, 1980 ; Gilli, 2000b)
- Campagnes de jaugeages BRGM : BRGM (1968, 1970), Durozoy (1971)

4.3.4.2. Indices karstiques

La collecte des données sur les indices karstiques présents sur le massif est une synthèse de données bibliographiques.
Ainsi il a été recensé 52 indices karstiques :

- 18 exutoires ou sources karstiques : 15 sont pérennes, 5 temporaires
- 30 avens : avec pour certains plus de 50 m de dénivellation (Gouffre de Ponchin -82m et Gouffre du Puits Marie -70 m) et d'autres des développements importants (Gouffre du Marquis 96 m et Gouffre de Bézud 78 m)
- 3 grottes dont la grotte de Gratué possédant un développement de 520 m
- 2 zones de perte : pertes de la Plaine d'Agnis, et du Jas d'Agnis

4.3.4.3. Indices d'ouvrages

La collecte des données sur les indices d'ouvrages présents sur le massif est une synthèse de données bibliographiques.
Ainsi il a été recensé 6 principaux ouvrages :

- 5 forages ou pompages pour AEP: Neuf Fonts et Valescure (ou la foux) à la Roquebrussanne, Vigne groussière à Méounes, Bastide Blanche et Launnes à Signes.

- Captage de la source de Beaupré :

La source est captée et embouteillée par une société privée.

Entre 1987 et 2004 les cinq forages ont prélevé en moyenne 418 720 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 48 m^3/h ou 13,3 L/s (données Agence de l'eau). Tous les ouvrages prélèvent directement dans l'aquifère.

4.3.5. Révision des bilans et discussion

Les travaux récents sur l'émergence de la source de Beaupré (Gilli, 2000b) ont permis de réviser complètement le bilan hydrique du massif de l'Agnis.
Les principales sources du pourtour du massif, déjà citées dans les anciennes études telles que le Caramy, Beaupré, le Gapeau, Bourdon, Raby et Pétugue (Foux de Méounes), ont fait l'objet d'un suivi régulier depuis les années 60. Les enquêtes récentes ont permis d'estimer les débits d'autres exutoires comme : l'Herbette, Neuf Fonts, Chaînes, Fabrons, Latay et Oratoire situés dans les terrains du Dogger ou du Lias. L'ensemble de ces exutoires représente une débit total d'environ 500 L/s.
L'auteur ajoute à ces sorties une estimation des sorties temporaires (Escampo Pissadou, Tompine, Mazo'Gai et Gratué) représentant 10 % du débit total. Ce qui donne un débit total aux exutoires de près de 550 L/s.

UNITE DE L'AGNIS	
Superficie (km²)	44
Pluviométrie moyenne (mm)	1000
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	548
Coefficient d'infiltration mesuré	0,39
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	12,5
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-33 : Bilan hydrique global mesuré du massif de l'Agnis (d'après Gilli, 2000b)

Le bilan global permet d'obtenir un module d'infiltration de 12,5 L/s/km² (Tableau 5-34), qui selon l'auteur est une :*" valeur un peu faible pour ce type d'aquifère par comparaison avec des aquifères équivalents mais cohérente si l'on retient la présence des terrains du Dogger qui forment un imperméable relatif et permettent des écoulements de surface sur la bordure nord-ouest du massif et au niveau du vallon central de Thuya. La pluviosité de ce secteur est d'environ 1000 mm/an. Un module de 12,5 L/s/km2 représente donc une lame d'eau infiltrée de 394 mm soit un coefficient d'infiltration de 40% valeur tout à fait acceptable pour cette région. Il n'est donc pas nécessaire de rechercher une origine autre que le massif d'Agnis pour ces sources. Il n'y a pas lieu non plus d'imaginer de fuite profonde par soutirage vers le Crétacé autochtone."* (Gilli, 2000b)

UNITE DU PLATEAU DE L'AGNIS (S= 45 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)				**1000**		
Coefficient d'infiltration mesuré				**0,39**		
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)				**12,5**		
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	550	Sources bordières : Gapeau et Roches Bleues, Bourdon Pracabat, Beaupré, Pétugues, Foux, Neuf Fonts, Caramy, Raby, Oratoire	404	**0%**	**0%**	**Bilan équilibré**
		Sources temporaires : Escampo Pissadou, Tompine	45			
		Sources dans le Lias : Chaînes, Herbette, Fabrons, Latay	99			
Total	**550**		**548**			

Tableau 5-34 : Essai de bilan (en L/s) du massif de l'Agnis (d'après Gilli, 2000b)

Ce bilan semble réaliste. Le seul manque est la prise en compte des prélèvements d'eau par l'ensemble des forages du secteur. Mais ces prélèvements, que nous avons estimés à 13 L/s, ne modifient pas en soi le résultat du bilan.

4.3.6. Conclusions et hypothèses

Le bilan du massif de l'Agnis est équilibré par les différents exutoires qui lui sont connus. Il n'est pas nécessaire de faire intervenir des pertes profondes par le Crétacé autochtone.

4.4. UNITE DU BEAUSSET EXTERNE

4.4.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

L'impluvium du Beausset externe correspond à la vaste auréole des terrains jurassico-crétacés s'étendant du massif des Calanques à l'Ouest aux contreforts de Siou Blanc à l'Est. Cet ensemble constitue l'auréole externe du synclinal du Beausset et il est séparé des séries turo-cénomaniennes internes par les marnes imperméables aptiennes. Cette limite imperméable se réduit fortement à l'Est dans le secteur du Siou Blanc. La limite septentrionale de cet ensemble est matérialisée par les unités jurassiques du versant sud de la Sainte Baume et de l'ensemble Gémenos-Bassan chevauchant l'autochtone de la Sainte Baume.

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème. La surface impluvium calculée est ainsi de **360 km²**.

4.4.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-16)

La structure de l'ensemble du Beausset externe conditionne le drainage des eaux souterraines vers deux zones exutoires :

- à l'Ouest par les importantes sources sous-marines de Cassis et les multiples sources littorales du massif des Calanques ;
- à l'Est par les importantes sources du Revest et les résurgences de la vallée du Gapeau.

Il est donc généralement considéré que cet ensemble est scindé en deux grandes unités hydrogéologiques distinctes : l'occidentale et l'orientale dont la limite de partage des eaux reste à ce jour mal établie.

4.4.2.1. Grande unité occidentale

Cette unité est représentée par le réservoir urgonien et supra-jurassique du massif des Calanques à l'Ouest et s'étend à l'Est jusqu'à une ligne de partage des eaux située entre Cuges et Signes. La place de cette ligne de partage varie selon les auteurs. Le plus souvent elle est matérialisée sur un méridien environ 7 km à l'est de Cuges. Rappelons, qu'un traçage à la fluorescéine effectué au cours des années 70 dans les pertes du poljé de Chibron n'est jamais ressorti (comm. orale R. Durand).
Trois secteurs ont été ajoutés à l'impluvium :

1. Les collines allochtones de Gémenos-Bassan. Plusieurs ravins incisent la façade ouest du massif de la Sainte Baume, mais ne se prolongent pas dans la plaine d'Aubagne car les écoulements s'infiltrent directement dans les calcaires jurassiques.
2. Le secteur sud-est de la plaine alluviale de l'Huveaune participe de façon certaine à l'alimentation du bassin versant de Port Miou.
3. L'ensemble des façades liasiques du sud de la Sainte Baume est drainé vers le bassin fermé du poljé de Cuges. Ainsi un réseau de vallées sèches se dessine jusqu'au plateau de Camp.

Considérant ces points, la surface de cet impluvium atteint 255 km².

4.4.2.1.1. Les sources sous-marines et littorales du massif des Calanques

<u>Les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan</u>
Les sources sous-marines de Cassis, Port Miou et le Bestouan, constituent le principal exutoire de la partie occidentale du Beausset externe. La plus importante, Port Miou est complétée par plusieurs griffons le long de la calanque du même nom. Leur débit moyen avait été évalué entre 3 à 7 m^3/s (Gilli, 2001). Les mesures mises en place au cours de cette thèse ont précisé ces débits.

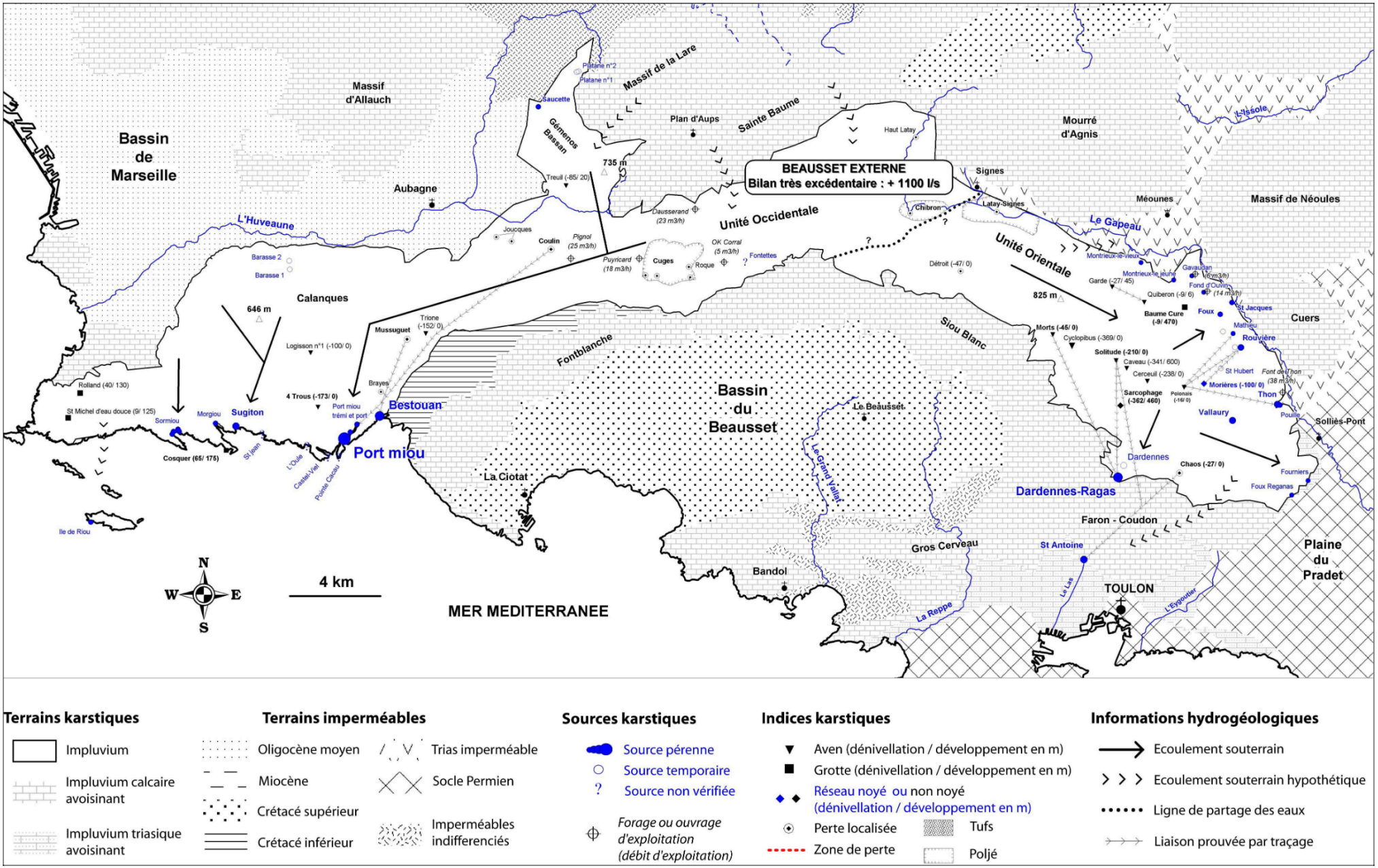


Figure 5-16 : Carte hydrogéologique de l'unité karstique du Beausset Externe

Les sources littorales

De nombreuses autres sources littorales ou sous-marines sont localisées tout au long des différentes criques constituant le massif des Calanques. Leur débit est difficile à évaluer et constitue un ensemble de pertes diffuses en mer.

Certaines ont pu être vérifiées par plongée comme les sources de Sormiou, de Morgiou, et Sugiton. Cette dernière est la plus importante de toutes.

D'autres sont citées dans la bibliographie mais n'ont pas pu être vérifiées. Il s'agit des sources des calanques de l'Oule et de St Jean et celles de la Pointe Cacau et de Castel Veil.

4.4.2.1.2. Les collines de Gémenos-Bassan

La seule source notable de cet ensemble jurassique et crétacé est située dans le vallon de Saucette à Roquevaire. La source de Saucette émerge dans une écaille urgonienne et est drainée par un petit tunnel. Le débit de la source de Saucette a été évalué au cours du cycle 1985 à environ 10 L/s (Coulier, 1985).

La base de données du CDS13 localise deux exutoires temporaires au nord de la zone dans le vallon de Basseron : les exsurgences Platane. Ces exutoires n'ont pas été vérifiés.

4.4.2.1.3. Les autres exutoires

Trois zones d'exutoires temporaires sont localisées dans la base de donnée BSS du BRGM. Les exsurgences du vallon de la Barasse sont situées au nord de Carpiagne. L'exsurgence des Fontettes est localisée au sud du parc de loisirs OK Corral sur la commune de Cuges-les-Pins. Enfin une exsurgence est donnée sur le plan de Chibron. Ces exutoires ont fait l'objet d'une vérification sur le terrain.

4.4.2.2. Grande Unité Orientale

4.4.2.2.1. Plateau de Siou Blanc

La délimitation de cette unité est aussi soumise à discussion. Certains auteurs y incluent les terrains du Turonien du Beausset interne (Durozoy *et al.*, 1968). De récentes expériences de traçage réalisées sur Siou Blanc montrent que les marnes aptiennes ne jouent pas véritablement leur rôle d'écran étanche entre l'Urgonien et le Turonien (SPELE-H20, 2000), toutefois nous inclurons les calcaires turoniens à l'impluvium du Beausset interne.

L'unité Orientale correspond aux massifs urgoniens et jurassiques des Morières et du Ragas et représente une superficie de plus de 120 km².

Les limites nord et nord-est sont marquées structuralement par la position chevauchante des assises jurassiques sur le Trias de Montrieux-le-Jeune. Au Sud-Est le système est limité par le décrochement vertical est-ouest de Matheron qui le sépare du massif du Coudon.

Le principal exutoire de cette unité s'effectue vers le Sud par les sources du Ragas du Revest avec un débit moyen estimé à 480 L/s.

Il existe par ailleurs de nombreuses exsurgences sur les bordures nord et est, dont les conditions d'émergences sont variées :

- les sources de Montrieux (jeune et vieux) localisées sur le contact tectonique Jurassique/Trias ;
- les sources conditionnées par la faille du Gavaudan ;
- les sources localisées dans les marno-calcaires bathoniens (Font d'Ouvin, Mathieu, Rouvière, Vigne Frère).

Les travaux de traçages effectués par le CDS 83 (op. cit.) ont par ailleurs permis de démontrer la relation entre les plateaux jurassiques de la Plaine de Selve et la source St Antoine au nord de Toulon. Cette relation avait déjà été évoquée par Chanut à la suite de ses constatations sur les bilans des massifs du nord-toulonnais. Nous y reviendrons dans la partie consacrée à l'étude des anciens bilans.

4.4.2.2.2. Unités liasiques

Ces terrains sont constitués des calcaires et dolomies liasiques de la rive droite du Gapeau. Ils sont séparés des calcaires jurassiques de l'unité orientale par une assise de calcaires marneux du Dogger.

L'analyse chimique des eaux émergeant dans le Lias est proche de celle du Jurassique et montre que l'assise de Dogger ne joue pas sur le compartimentage hydraulique des deux unités. De plus, les bilans hydriques effectués sur ces unités (Durozoy *et al.*, 1968) ont montré que les limites des impluviums liasiques pouvaient être étendues jusqu'aux contreforts jurassiques.

L'unité de Belgentier représente une surface de 2 km² et est drainée par les sources de Font Saint Jacques (16,5 L/s)
L'unité de Solliès-Toucas (15 km²) possède deux exutoires importants :

- Font de Thon : 65 L/s ;
- Sources du ravin de Vallaury : 75 L/s.

Enfin, l'unité des Laures, qui représente une surface de 2 km², possède deux exutoires :

- les Fourniers à la Farlède : 3,5 L/s ;
- la Foux Réganas : 6,5 L/s.

En somme, l'unité orientale du Beausset constitue un vaste monoclinal à pendage Sud montrant en alternance des terrains aquifères et imperméables. L'écoulement souterrain est orienté essentiellement S-SW, les nombreuses sources de bordures n'étant que des émergences de trop plein fonctionnant en réservoirs étagés (Chanut, 1976).

4.4.3. Bilans hydriques anciens

Le bassin du Beausset a fait l'objet d'un inventaire hydraulique au milieu des années 1960 (Durozoy *et al.*, 1968). Quelques années plus tard les travaux de Chanut ont précisé les bilans de l'extrémité orientale du bassin du Beausset externe et notamment ses implications sur l'hydrogéologie des massifs karstiques nord-toulonnais (Chanut, 1976). La synthèse des bilans pour l'unité du Beausset externe est détaillée ci-dessous.

4.4.3.1. Bilan hydrique 1965-1967 (d'après Durozoy *et al.*, 1968)

Le bilan global donne un débit total aux exutoires de 1600 L/s pour une superficie impluvium de 290 km².

UNITE DU BEAUSSET EXTERNE	
Superficie (km²)	290
Pluviométrie moyenne (mm)	620
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	1600
Coefficient d'infiltration mesuré	0,28
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	5,5
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-35 : Bilan hydrique global mesuré du Beausset externe pour les années hydrologiques 1965-1967

Le coefficient d'infiltration déduit du bilan global du Beausset externe (i=0,28) apparaît faible pour la région. Et le débit spécifique moyen en dessous de 6 L/s/km² reste assez faible compte tenu du fait que la karstification est importante sur l'impluvium (essentiellement dans l'Urgonien et le Jurassique) et les altitudes se situent en majeure partie à plus de 400 m. Toutefois les auteurs concluent que la quasi-totalité des unités sont équilibrées si l'on tient compte de coefficients d'infiltrations variant entre 0,25 et 0,3.
L'unité liasique de Solliès-Toucas montre un coefficient d'infiltration trop important pour son impluvium. Les auteurs justifient l'excédent observé aux exutoires par une suralimentation des terrains triasiques adjacents à la rive gauche du Gapeau (Tableau 5-36).

UNITE ORIENTALE (S= 120 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**700**
Coefficient d'infiltration mesuré	**0,25**
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	**5,7**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	665	Sources rive droite Gapeau : Montrieux, Gavaudan, Foux d'Ouvin et Lacanal, Mathieu, Rouvière	70		20 L/s (+3%)	**Bilan relativement équilibré pour un coefficient d'infiltration de 0,25**
(avec i=0,25)		Ragas du Revest	480			
		Suralimentation par le massif de Montrieux	135			
Total	**665**		**685**			

UNITE BELGENTIER (S= 2,5 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**700**
Coefficient d'infiltration mesuré	**0,30**
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	**6,6**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	16,6	Font St Jacques	16,5	0%	0%	**Bilan équilibré pour un coefficient d'infiltration de 0,3**
(avec i=0,3)						
Total	**16,6**		**16,5**			

UNITE DE SOLLIES-TOUCAS (S= 15 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**700**
Coefficient d'infiltration mesuré	**0,42**
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	**9,3**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	100	Sources Vallaury	75		40 L/s (+40%)	**Bilan excédentaire : Suralimentation de l'unité du Trias en rive gauche du Gapeau**
(avec i=0,3)		Font de Thon	65			
Total	**100**		**140**			

UNITE DES LAURES (S= 2 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**600**
Coefficient d'infiltration mesuré	**0,26**
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	**5**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	9,9	Fourniers	3,5	0%	0%	**Bilan équilibré pour un coefficient d'infiltration de 0,26**
(avec i=0,26)		Foux Reganas	6,5			
Total	**9,9**		**10**			

GRANDE UNITE OCCIDENTALE (S= 150 KM²)

Pluviométrie moyenne (mm)	**525**
Coefficient d'infiltration théorique	**0,30**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	**5**

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	750	Sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan	750	0%	0%	**Bilan inverse : les sorties sont estimées en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 0,3**
(avec i=0,3)						
Total	**750**		**750**			

Tableau 5-36 : Bilan hydrique mesuré (en L/s) des différentes unités du Beausset externe pour les années hydrologiques 1965-1967

Conclusions

Le suivi hydrologique mis en place dans les années 60 permet d'établir un bilan global sur l'ensemble du Beausset externe. Ce bilan se révèle très légèrement excédentaire.

Toutefois aujourd'hui, ce bilan ne s'avère plus exact pour les raisons suivantes :

- la prise en compte des terrains turoniens dans l'impluvium de l'unité orientale ne tient pas compte des liaisons avec les unités du Gros Cerveau-Croupatier (Sources d'Ollioules) ;
- l'estimation de la précipitation brute semble faible pour le bassin versant considéré ;
- une grande incertitude existe sur l'estimation des exutoires de l'unité occidentale (Port Miou et le Bestouan).

4.4.3.2. Bilan hydrique révisé de 1965-1967 (d'après Chanut, 1976)

Chanut a repris en 1976 les données des enquêtes hydrauliques établies par le BRGM au milieu des années 60 sur la partie orientale du Beausset externe et a proposé un nouveau bilan.

L'impluvium considéré ne tient compte que des affleurements jurassiques, crétacés des bois de Morières et des collines liasiques de la rive droite du Gapeau. La pluviométrie moyenne est estimée à 800 mm.

UNITE DU BEAUSSET EXTERNE ORIENTAL	
Superficie (km²)	96
Pluviométrie moyenne (mm)	800
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	660
Coefficient d'infiltration mesuré	0,27
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	6,9
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-37 : Révision du bilan hydrique global de l'unité orientale du Beausset externe pour les années hydrologiques 1965-1967

Le coefficient d'infiltration obtenu est plus faible qu'auparavant. L'auteur propose alors de revoir le coefficient à une valeur beaucoup plus élevée (0,32), pour tenir compte des résultats obtenus sur des aquifères proches. Il estime alors que l'impluvium est déficitaire à raison de plus de 100 L/s. Comme par ailleurs le bilan hydrique du Mont Faron au nord de Toulon fait apparaître un excédent à travers la source de St Antoine, il suggère que le déficit observé sur le Beausset vient alimenter en partie les sources de l'unité du Faron.

4.4.3.3. Conclusions

Les bilans hydriques anciens effectués sur l'unité du Beausset Externe, au moins dans sa partie orientale, amènent à des conclusions diverses. De nombreuses incertitudes concernant la définition des limites de l'impluvium de partie orientale n'ont été éclaircies que bien plus tard, au cours des années 90, lors de la réalisation d'une série de traçages hydrogéologiques sur le secteur (SPELE-H20, 2000).

Enfin, les bilans consacrés à l'auréole occidentale ne s'avère pas réalistes compte tenu de la méconnaissance des exutoires littoraux des Calanques.

4.4.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

4.4.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés traitent de la géologie, l'hydrogéologie et l'hydrospéléologie.

Géologie :
- Thèse de G. Guieu (1968)
- Thèse de G. Gouvernet (Gouvernet, 1963)

Hydrogéologie :
- Thèse de C. Coulier (1985)
- Thèse de J.P. Chanut (1976)
- Synthèses hydrogéologiques (Durozoy *et al.*, 1968 ; BRGM, 1970a ; Courbon, 1979)
- Articles spécifiques (Binet *et al.*, 2006)

Hydrospéléologie :
- Articles synthétiques (Monteau *et al.*, 1983 ; Mazet, 1991 ; Nicod, 1991)
- Expériences de colorations sur le bassin du Beausset (Durozoy *et al.*, 1969b)

4.4.4.2. Indices karstiques

4.4.4.2.1. Les exutoires

Les principaux exutoires ont été décrits dans la partie de synthèse hydrogéologique (4.4.2).
Les observations de terrain ont eu pour objectif d'apporter des précisions sur les exutoires de la zone littorale des Calanques et des sources citées dans les bases de données du CDS et du BRGM.

Le littoral des Calanques
Le secteur des Calanques a été visité à plusieurs reprises en bateau ou à pied pour atteindre les criques les plus éloignées des sentiers. Sur l'ensemble de la côte on visualise sur la partie affleurante de la roche avec l'eau une forme concave d'une hauteur d'environ 50 cm. Il s'agit d'une encoche littorale liée à une zone de dissolution du calcaire. Cette encoche est un phénomène caractéristique de la présence d'eau douce sur le littoral capable de dissoudre le calcaire.

a. Zone Calanques Ouest de Marseilleveyre à Sugiton

La première calanque importante, où des sources sont citées, est la calanque de Sormiou.
La calanque correspond à l'extrémité d'un anticlinal d'axe NW-SE dont la voûte est affaissée au Sud-Est et fait affleurer le calcaire du Jurassique par un jeu de failles NW-SE (Guieu, 1968).
Cinq résurgences sont citées à Sormiou (Gilli, 2002) de part et d'autre du petit port : Sormiou plage Ouest, Sormiou plage Est, Sormiou port, Côte Calanques, Sormiou crique Est.
Une plongée réalisée sur le site en plein été (01/06/04) a permis de vérifier certaines de ces sources et d'effectuer des mesures de conductivité et de température. Quatre zones de résurgences plus ou moins diffuses sont visibles en suivant le littoral d'Ouest en est :
- La source Sormiou plage Ouest est une très faible zone de résurgence sur le flanc ouest.
- Tout de suite à droite de la plage dans le vallon une autre résurgence, Sormiou plage Est, est plus importante et repérable. De cette résurgence à l'entrée du port l'eau a un aspect assez trouble et on mesure une salinité de 6,9 g/l pour une température de 16,1°C.
- A l'entrée du petit port le trouble augmente et la salinité passe à 6,6 g/l. Il s'agit de la zone de résurgence de « Sormiou port » avec de nombreuses sourcettes.
- La source de Côte Calanques dans le port n'a pas été observée.
- La source « Sormiou crique Est » est la résurgence la plus importante. Elle sort dans les éboulis d'une petite crique et à cet endroit la salinité mesurée la plus basse était de 3,9 g/l.

- Une dernière zone de trouble avec une conductivité faible de 6,9 g/l a été rencontrée sous l'avancée rocheuse située après la crique précédente.

La calanque de Sormiou correspond à une zone de résurgence d'eau douce plus ou moins diffuse favorisée par la présence de failles affectant les calcaires urgoniens et jurassiques et par la structure anticlinale du pli de Sormiou.

Une visite le même jour de la calanque de Morgiou n'a pas permis d'observer la source citée dans la bibliographie (Gilli, 2002).
A cela il faut rajouter la source sous-marine cartée sur le versant sud de l'Ile de Riou. Son débit n'est pas connu.

L'ensemble des résurgences de la zone ouest draine visiblement la partie ouest du massif des Calanques correspondant aux reliefs de Marseilleveyre au Mont St Cyr. Le débit spécifique applicable à cet impluvium de près de 30 km² est faible et proche de 5 L/s/km². Le débit total est estimé à près de 150 L/s.

b. Zone Calanques Est de Sugiton à Port Miou

La deuxième zone de résurgence importante est la calanque de Sugiton, à l'est du Cap Morgiou. Le pli de Sugiton est un anticlinal à cœur Jurassique affaissé par l'importante faille de Sainte Croix.
Une source était citée dans la partie reculée de la crique (Gilli, 2002).
La plongée réalisée à l'été 2004 (27/07/04) a permis d'identifier au moins trois résurgences. L'eau sort de griffons individualisés et trouble l'eau de mer. Un système de double faille localise les sorties par le biais de diaclases verticales. Les sorties ont été estimées à plus de 50 L/s.
Au vu de la géologie et des observations en plongée, ces sources correspondent à un exutoire important d'eau douce dont l'émergence est favorisée par l'existence de la faille de Sainte Croix.

Les sources citées dans les criques St Jean et de l'Oule n'ont pas pu faire l'objet d'une vérification.

La position des ces différentes émergences laisse supposer que ces résurgences drainent la majeure partie des reliefs karstiques des Monts Carpiagne et Puget.
Cet impluvium est estimé à environ 40 km². Si on lui applique un débit spécifique de 6 L/s/km² (calculé à partir de la station météo de Cassis), on peut estimer que l'ensemble de ces résurgences représente un débit d'environ 240 L/s.

Le vallon de la Barasse

Deux exutoires temporaires sont cités dans la base du CDS 13 au niveau du vallon de la Barasse au nord du Mont Puget. Une visite sur le secteur en période de crue 2005 (09/11/05) n'a pas permis de les retrouver. Cependant quelques indices laissent supposer que le vallon collecte occasionnellement de grande quantité d'eau :

- le vallon est très encaissé et incisé probablement par le ruissellement occasionnel lors de fortes pluies ;
- en hiver 2001 les habitations en bas du vallon ont été submergées par de véritables torrents d'eau causant de gros dégâts. Depuis le vallon fait l'objet de travaux terrassement afin d'élargir et de canaliser les écoulements ;
- les habitants indiquent que de l'eau coule après de fortes pluies. La source des Eaux Vives est d'ailleurs pointée sur la carte IGN.

Ces indications laissent supposer que le vallon reçoit probablement en plus des eaux de ruissellement lors des fortes pluies, des eaux d'une exsurgence temporaire qui viennent gonfler le débit.

4.4.4.2.2. Synthèse

La synthèse bibliographique et les enquêtes de terrain ont permis d'identifier 909 indices karstiques :

- 41 exutoires ou sources karstiques : 28 sont pérennes, 8 temporaires et 5 inconnues. A noter que trois de ces résurgences sont l'exutoire de réseaux karstiques importants : le réseau du

Bestouan et son développement de 3800 m, celui de Port Miou et son développement de plus de 2 km et celui des Dardennes vaste gouffre de plus de 150 m de dénivellation

- 661 avens : le massif de Siou Blanc regroupe à lui seul une grande majorité des avens décrits sur le Beausset externe. Plus d'une vingtaine ont une dénivellation supérieure à 100 m et les quatre principaux sont supérieurs à 200 m : l'aven Solitude 210 m, l'aven Cercueil 238 m, l'aven Caveau 241 m (et 600 m de développement), et l'aven Cyclopibus 369 m ! Il a été observé un écoulement souterrain sur 10 de ces avens
- 100 grottes : trois grottes seulement ont un développement dépassant les 100 m : les grottes de St Michel d'Eau Douce et de Rolland dans les Calanques (125 et 130 m respectivement) et l'importante grotte de la Baume Cure sur Siou Blanc et ses 470 m de développement. Un écoulement souterrain a été observé sur seulement deux de ces grottes
- 4 réseaux de galeries : dont le réseau de galerie du karst de la Morières découvert lors du percement du canal de Provence et le plus important le réseau Sarcophage
- 1 galerie naturelle : le tunnel de l'Ile Plane
- 10 grottes marines : toutes sont situéss sur le littoral des Calanques. La plus importante est celle des Trémies dont le réseau se développe à une dizaine de mètres sous le niveau de la mer
- 10 grottes sous-marines : la plus importante et la plus connue est la grotte Cosquer sur le cap Morgiou
- 23 zones de pertes : ces pertes sont parfois de véritables avens où l'eau se perd massivement
- 4 poljés : le long d'un alignement Est-Ouest on trouve les poljés de Signes, Chibron, Cuges et à l'Ouest la dépression de Coulin-Gémenos a valeur de poljé (ponor de Coulin)
- 43 baumes, 3 dolines, 6 réseaux simples diaclases ouvertes et 3 trous souffleurs

4.4.4.3. Indices d'ouvrages

Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 10 ouvrages d'exploitation de la ressource en eau souterraine sur le secteur :

- Forage Pignol-Coulin :

Pour la commune de Gémenos, Cl. Rousset a fait implanter un forage au lieu dit de Coulin au bord de la nationale. L'ouvrage de 185 m de profondeur dans le calcaire urgonien alimente la ville pour son AEP et aussi pour la zone industrielle. Le niveau statique est observé à 70 m NGF. Le forage a été doublé par la suite, mais le deuxième ouvrage n'est pas exploité actuellement.

- Captages de la ville de Cuges :

La ville de Cuges possède quatre forages d'eau pour son AEP (Deschamps, 1997).
Les forages de Puyricard 1 et 2 (profondeurs respectives 133 et 203 m) ont été implantés dans les calcaires de l'Urgonien. Seul le forage de Puyricard , au bord de la nationale, est utilisé actuellement. Le niveau statique dans le forage se situe à 90 m NGF.
Le forage de Sainte Madeleine situé dans le vallon à 270 m d'altitude a été utilisé pour l'AEP jusqu'en 1985. Le forage de 130 m de profondeur prélevait les eaux du Lias supérieur de la série charriée. Le niveau statique est situé à la côte 246 m NGF.
Le dernier forage est le forage Dausserand qui capte l'aquifère de l'Hettangien et sert à l'AEP de la ville. Localisé en amont de Sainte Madeleine à 310 m d'altitude, il est parfois artésien car son niveau statique est à l'altitude 300 m NGF.

Enfin, jusqu'en 2002 la ville s'alimentait par des puits situés dans le bas du vallon de Sainte Madeleine : les Sources de la Ville. Ces puits anciens récoltaient les eaux du Dogger suintant à travers les éboulis.

- Forages d'OK Corral (Cuges) :

Le parc d'attractions a fait implanter sur son site deux forages dans l'Urgonien pour son AEP (Colomb, 1990 ; Van Gerdinge, 2002 ; Rousset, 2003). Lors du percement plusieurs venues d'eaux ont été

rencontrées à une côte inférieure au niveau de la mer entre -20 et -60 m NGF et le niveau statique est étonnamment bas (47 m et 27 m NGF !). Le forage prélève un débit de 4 à 5 m^3/h.

- Forage du hameau des Roux (Cuges) :

Le hameau, situé au sud d'OK Corral, a fait installer un forage dans les calcaires urgoniens à la limite des marnes aptiennes les séparant du Turonien du Beausset interne. Le niveau statique de cet ouvrage se situe vers 0 m NGF (Arlhac, 1999). Le forage prélève un débit faible de 16 m^3/j.

- Forage de Riboux :

Le hameau de Riboux possède un forage qui l'alimente en AEP depuis l'année 2000. Le forage prélève dans une écaille superficielle de Jurassique de la série renversée.

- Captage de la source du Gavaudan (Méounes) :

La source située sur la commune de Méounes est captée à sa source pour l'AEP de Belgentier.

- Puits de Fond d'Ouvin (Belgentier) :

La source de Fond d'Ouvin est captée quelques centaines de mètres en aval par un puits dans le vallon constitué par le Dogger.

- Forage Vallaury ou Thon (Solliès-Toucas) :

En aval de la source de Font de Thon un forage capte les eaux dans des dolomies hettangiennes à 30 m de profondeur pour l'AEP de Solliès-Toucas. Le niveau statique est à la côte 100 m NGF.

Entre 1987 et 2004 l'ensemble de ces ouvrages (excepté les forages des Roux et OK Corral) ont prélevé en moyenne 1 042 540 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 119 m^3/h (données Agence de l'eau). Tous ces ouvrages sont implantés dans l'aquifère karstique, ce qui représente un débit de 33 L/s sur la période.

4.4.5. Révision des bilans et discussion

Difficultés :

Les exutoires de la partie occidentale de l'impluvium sont difficilement quantifiables du fait de leur position géographique (sous-marines ou littorales). Ceux de la partie orientale, comme par exemple la source du Ragas qui est aujourd'hui immergée sous le lac-barrage de Dardennes, n'ont pas fait l'objet d'un suivi quantitatif depuis les années 70.

Le bilan de la partie occidentale peut-être aujourd'hui précisée car les observations de terrains ont permis d'estimer les résurgences littorales diffuses des Calanques et surtout de mesurer les résurgences sous-marines principales de Port Miou et du Bestouan depuis plus d'un an.

La révision du bilan de l'ensemble du Beausset externe consiste en une synthèse des données de débit des exutoires effectués au cours des anciens bilans, et des données nouvelles acquises au cours de mon travail de thèse.

Les stations de mesure des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan ont permis d'évaluer leur débit sur le cycle 2005-2006 (mai 2005 à octobre 2006) à 1,65 m^3/s. Ce débit n'étant pas représentatif du débit moyen a été réévalué par un facteur correctif (CHAPITRE 4 :4.3). Le débit moyen est alors de 2,36 m^3/s. Enfin, si l'on considère les différentes venues d'eaux annexes dans le port de Port Miou et celui de Cassis on peut estimer le débit global à 2,5 m^3/s.

Nous disposons de quatre stations météorologiques sur le bassin versant pour estimer l'ETP d'Hargreaves et Samani et les modules spécifiques moyen. D'Ouest en est :

- Cassis avec $Q_{spé}$= 6,7 L/s/km² ;
- Aubagne avec $Q_{spé}$= 6,4 L/s/km² ;
- Roquefort avec $Q_{spé}$= 8,5 L/s/km² ;

- Castellet avec $Q_{spé}$= 8,9 L/s/km².

En conséquence, nous choisissons d'appliquer un débit spécifique moyen de 7 L/s/km² pour la partie occidentale et de 9 L/s/km² pour la partie orientale (Tableau 5-38), en cohérence avec les données empiriques.

UNITE DU BEAUSSET EXTERNE

Superficie (km²)	360
Pluviométrie moyenne (mm)	700
Débit total estimé aux exutoires (L/s)	3007
Coefficient d'infiltration théorique (H&S)	0,35
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)	7,7

BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit (+/- %) **+1087 L/s (+39%)**

Détail bilan partie occidentale (S= 235 km²)

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	1645	Sources sous-marines Bestouan, Port Miou et sorties annexes	2500			
		Source sous-marine diffuses Calanques Ouest : Sormiou, Riou, Morgiou	150			
		Sources sous-marine diffuses Calanques Est : Sugiton, Oule, St Jean, Castel-Viel, Pointe Cacau	240		**1255 L/s (+76%)**	**Bilan très excédentaire**
		Source de Saucette	10			
		Sources temporaires Eaux vives, Platanes	?			
Total	**1645**		**2900**			

Détail bilan partie orientale (S= 125 km²)

Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		Déficit	Excédent	
Peff	1125	Forages d'exploitation (Gavaudan, Vallaury, Fond d'Ouvin)	17			
		Sources de Montrieux, Gavaudan	15			
		Alimentation du Gapeau à Montrieux	135			
		Sources St Mathieu, Rouvière, Werotte, Fond d'Ouvin, Foux, Vigne Fère	60	**168 L/s (-15%)**		**Bilan déficitaire**
		Sources liasiques : St Jacques, Thon, Valaury, Pouille, Fouriniers, Réganas	170			
		Sources Ragas-Dardennes	500			
		Alimentation de l'unité du Faron (Source St Antoine)	60			
Total	**1125**		**957**			

Tableau 5-38 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble du Beausset externe

Le bilan global fait apparaître un fort excédent. En réalité la partie orientale est déficitaire malgré le fait que l'on considère les connections hydrauliques vers des unités voisines : le Trias de Montrieux pour l'alimentation du Gapeau, et le Jurassique du Mont Faron.

La partie occidentale est très excédentaire, ce qui laisse envisager des extensions certaines de l'impluvium.

4.4.6. Conclusions et hypothèses

Le bilan révisé du Beausset externe montre que l'auréole occidentale drainée vers les sources littorales des Calanques est excédentaire à plus de 70 %. Ce résultat laisse supposer que l'impluvium considéré actuellement (CHAPITRE 3 :1.3) pour les sources de Port Miou doit être augmenté.
L'aquifère voisin de la Sainte Baume qui montre un bilan déficitaire doit vraisemblablement venir alimenter le système en profondeur (Rousset, 1997b, 1997a).
D'autres drainages, par des massifs dont le bilan s'avère également déficitaire, doivent être recherchés plus vers le Nord : massifs de la Lare-Aurélien, massif du Régagnas.

Par ailleurs l'extrémité orientale de l'auréole du Beausset apparaît plutôt déficitaire.
Le drainage est visiblement effectué vers le Sud par les sources du massif du Faron et probablement par la zone tectonique complexe comprenant les terrains karstiques du Trias au nord de Toulon.

4.5. UNITE DU BEAUSSET INTERNE

4.5.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

L'impluvium de l'ensemble du Beausset interne est constitué en majeure partie par l'auréole cénomano-turonienne dont les variations de lithologie présentent à l'Ouest un faciès détritique (grès de Soubeyran) et à l'Est un faciès à prépondérance calcaire. Ces terrains sont séparés des calcaires urgoniens de l'auréole externe du Beausset par l'Aptien imperméable à l'Ouest se réduisant au Nord et à l'Est.
Les formations jurassico-crétacés des chaînons du nord-toulonnais (massifs du Gros Cerveau, du Croupatier et mont Caume) constituent le versant sud anticlinal de l'ensemble tectonique (Gouvernet, 1963).

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème. La surface d'impluvium calculée est ainsi de **117 km²**.

4.5.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-17)

Les pendages des formations du Crétacé supérieur sont dirigés vers le Sud-Ouest dans la région toulonnaise et s'orientent vers le Sud-Est dans la région de la Ciotat. Cette répartition radiale du plongement des couches favorise le drainage des écoulements vers le centre du synclinal.
Ainsi la partie orientale de l'ensemble du Beausset externe (massif du Siou Blanc) est drainée en direction du Sud par de multiples exutoires émergents dans les unités calcaires du nord de Toulon.
La partie occidentale qui plonge en mer au niveau des falaises de Soubeyran ne présente pas d'exutoires majeurs et le drainage est depuis longtemps supposé s'effectuer en mer (Durozoy *et al.*, 1969b ; Cova *et al.*, 1980).

4.5.2.1. Unité occidentale : Fontblanche

Il s'agit des calcaires turoniens et cénomaniens de l'auréole septentrionale du bassin du Beausset. Cette unité est séparée de la grande unité occidentale du Beausset externe par les marnes de l'Aptien.
La superficie de l'impluvium n'est pas clairement définie, elle peut varier de 30 à 50 km² selon :

- la prise en compte des grès turoniens de Soubeyran ;
- la place de la ligne de partage des eaux avec la partie orientale du Beausset interne.

Nous avons choisi d'inclure les grès turoniens et de placer la ligne de partage des eaux comme elle est souvent donnée, c'est à dire sur un méridien à 7 km environ de la ville de Cuges.

Le drainage de cette unité est supposé se faire principalement en mer. En effet quelques résurgences sous-marines sont localisées sur le versant sud du cap de Soubeyran :

- une source dans l'anse de Figuerolles (Monteau, 1971) ;
- au niveau du Bec de l'aigle et sur l'île verte (Gilli, 2002).

De nombreux auteurs citent l'existence de sources sous-marines dans la Baie de la Ciotat (Durozoy *et al.*, 1969b ; Cova *et al.*, 1980). L'émergence serait favorisée par le prolongement en mer de l'accident majeur séparant le synclinal du Beausset de l'unité du Jurassique de Bandol.
Récemment Gilli (Gilli, 2002) a mis en doute l'existence de ces sources en rappelant que "*L'origine de cette information semble être une étude expérimentale par mesure de conductivité (Cluseau, 1965). Or l'auteur qui précise les limites de sa méthode reste prudent sur leur interprétation et ne fait état que d'anomalies à vérifier in situ. Il semble que les auteurs suivants n'aient pas eu la même prudence*.".
En somme peu des sources qui sont citées actuellement ont été réellement vérifiées.

Enfin quatre sources sont citées dans la base de données du BRGM sur le flanc nord de Fontblanche sur la commune de Roquefort-la-Bédoule (Villeneuve, Jullians 1 et 2 et Fontblanche). L'émergence s'effectue au contact des calcaires turoniens et des marnes aptiennes. Vu leur localisation et l'altitude d'émergence à plus de 350 m il doit s'agir de petites sources temporaires.

4.5.2.2. Unité cenomano-turonienne orientale

Il s'agit des calcaires cénomano-turoniens situés à l'est de la ligne de partage des eaux Il sont représentés par les reliefs du plateau de Camp jusqu'au Mont Caume.

Les plateaux fortement karstifiés ont été le siège d'une dizaine de traçages (Durozoy *et al.*, 1969b ; SPELE-H20, 2000). Les résultats ont montré que cette unité apparemment sans exutoires proches alimente les sources d'Ollioules de l'unité Jurassique du Gros Cerveau-Croupatier, ainsi que la bande coniacienne du haut Destel à Evenos.

Enfin deux petits exutoires sont localisés à la bordure sud-est du Mont Caume : la source du Ray (appelée aussi Coste Belle) et la source de Mal Vallon

4.5.2.3. Chaînons jurassiques nord-toulonnais : Gros Cerveau-Croupatier

Le chaînon du Gros Cerveau-Croupatier forme un relief étroit, allongé d'Ouest en est sur 10 km, entre les vallées du Grand Vallat et du Las.
Il est représenté par les calcaires et dolomies du Jurassique et du Crétacé limitant au Sud le bassin du Beausset. Les calcaires du Coniacien du haut Destel font aussi partie de cet impluvium. L'impluvium représente une surface de 20 km².

Les calcaires coniaciens du haut Destel sont drainés par la foux de Sainte-Anne d'Evenos dont le débit est donné à 50 L/s.

Le chaînon du Gros Cerveau- Croupatier est drainé dans la vallée de la Reppe par une série de résurgences appelées communément les sources d'Ollioules :

- La Reppe souterraine, associée au système du Labus, est actuellement captée par une galerie drainante.
- La source du Labus ou Mascaron émerge au point bas des calcaires urgoniens. La température élevée de l'eau (plus de 22°C) témoigne d'une circulation en profondeur. Son débit est proche de 50 L/s.
- La Mère des Fontaines sort des dolomies jurassiques et livre un débit moyen de 20 L/s.
- La source de Bonnefont dont l'émergence est située à la limite des affleurements jurassiques et du Trias. Son débit est estimé à près de 20 L/s.

Rappelons qu'une série de traçages a mis en évidence que l'impluvium de ces sources doit être élargi aux plateaux turoniens du Nord.

4.5.3. Bilans hydriques anciens

Le bassin du Beausset a fait l'objet d'un inventaire hydraulique au milieu des années 1960 (Durozoy *et al.*, 1968). La synthèse des bilans pour les unités de Fontblanche et du Gros Cerveau-Croupatier est détaillée ci-dessous.

4.5.3.1. Bilan hydrique 1965-1967 (d'après Durozoy *et al.*, 1968)

Le bilan ne tient pas ici compte des terrains turoniens qui ont été inclus au bilan du Beausset externe (4.4.3.1). Il est effectué d'une part sur la partie occidentale du Beausset interne, l'unité de Fontblanche à laquelle aucun exutoire n'est connu et d'autre part sur l'unité du Gros Cerveau-Croupatier.

Le bilan global donne un débit total aux exutoires de 97 L/s pour une superficie impluvium de 50 km².

UNITE DU BEAUSSET INTERNE	
Superficie (km²)	50
Pluviométrie moyenne (mm)	550
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	97
Coefficient d'infiltration mesuré	0,11
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	1,9
Indice de qualité du bilan	*1*

Tableau 5-39 : Bilan hydrique global mesuré du Beausset interne pour les années hydrologiques 1965-1967

Le coefficient d'infiltration déduit du bilan global du Beausset interne (i=0,11) n'est pas réaliste. Ce résultat découle du fait qu'aucun exutoire n'est attribuable à l'unité de Fontblanche qui à elle seule représente une superficie de 30 km².

En effectuant un bilan fractionné théorique les auteurs mettent en évidence que l'unité du Gros Cerveau-Croupatier possède au contraire un bilan qui s'équilibre en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 0,28.
Par ailleurs, en appliquant un coefficient d'infiltration de 0,3 pour le secteur de Fontblanche ils estiment qu'un débit de 160 L/s doit se perdre en mer (Tableau 5-40).

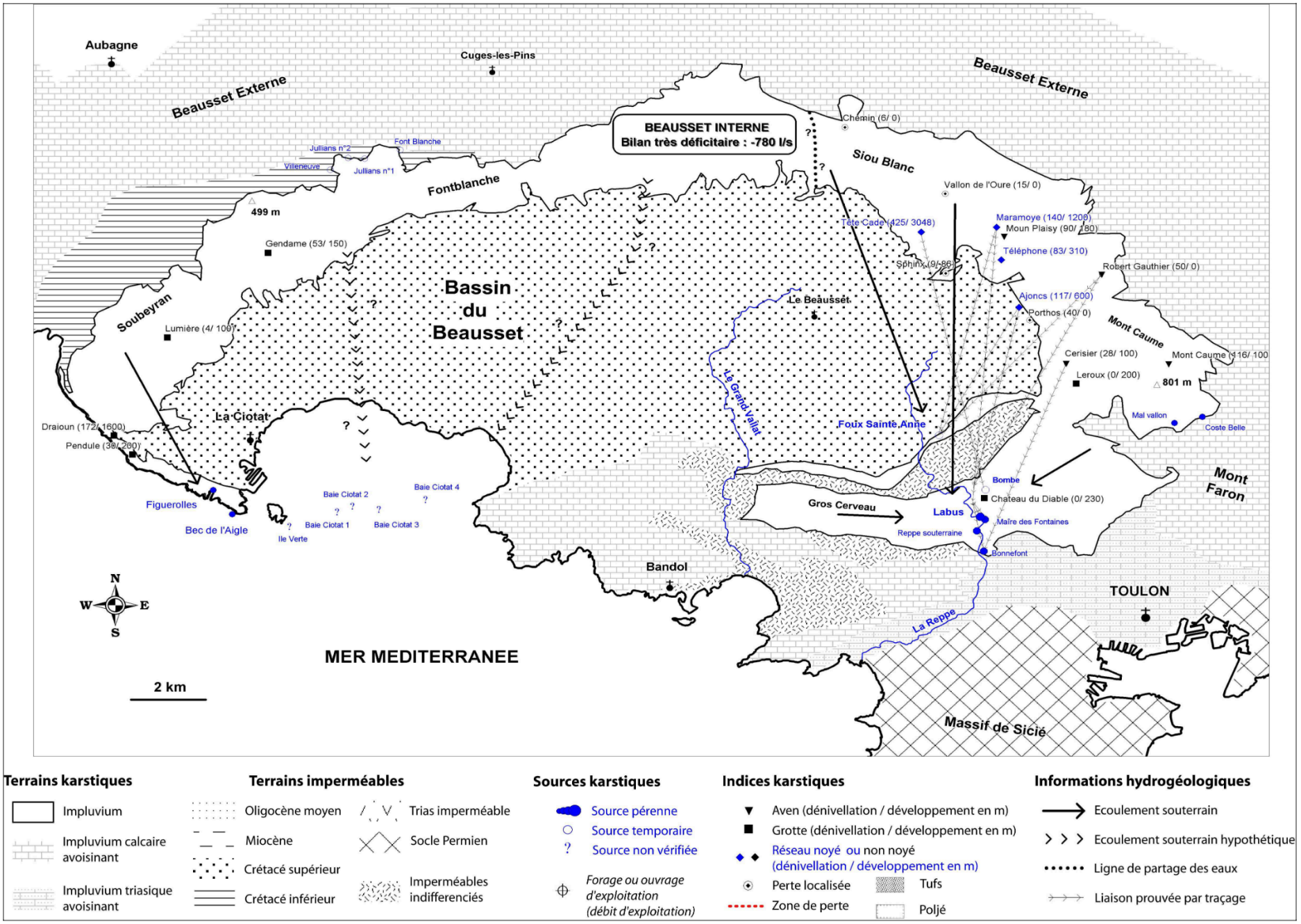


Figure 5-17 : Carte hydrogéologique de l'unité karstique du Beausset Interne

UNITE DE FONTBLANCHE (S= 30 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)					**550**
Coefficient d'infiltration théorique					**0,30**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**5,3**
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**
Peff	160	inconnues en mer	0	**160 L/s (-100%)**	**Bilan complètement déficitaire : pertes en mer estimées à 160 L/s**
Total	**160**		**0**		
UNITE GROS CERVEAU-CROUPATIER (S= 20 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)					**550**
Coefficient d'infiltration théorique					**0,28**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**5**
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**
Peff	100	Vallée de la Reppe : Reppe souterraine, Labus, Mère des fontaines, Bonnefont	97	**3 L/s (-3%)**	**Bilan équilibré pour un coefficient d'infiltration de 0,28**
Total	**100**		**97**		

Tableau 5-40 :Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du Beausset interne pour les années hydrologiques 1965-1967

4.5.3.2. Conclusions

Le suivi hydrologique mis en place dans les années 60 permet d'établir un bilan sur les unités du Gros Cerveau-Croupatier et de Fontblanche. Ce bilan se révèle équilibré pour la première unité et complètement déficitaire pour la deuxième.
Toutefois ce bilan ne s'avère aujourd'hui plus exact pour les raisons suivantes :

- l'unité du Gros Cerveau doit être élargie avec l'impluvium du Turonien ;
- l'unité de Fontblanche doit être élargie pour prendre en compte les affleurements des grès du Turonien ;
- le module d'infiltration appliqué à Fontblanche est sous-estimé et doit être augmenté compte tenu de l'altitude du bassin versant et de sa pluviosité.

4.5.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

4.5.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés traitent de la géologie, l'hydrogéologie et l'hydrospéléologie.

Géologie :

- Thèse de C. Gouvernet (1963)

Hydrogéologie :

- Thèse de J.P. Chanut (1976)
- Synthèse hydrogéologiques (Durozoy *et al.*, 1968 ; BRGM, 1970a ; Courbon, 1979)

Hydrospéléologie :

- Articles synthétiques (Monteau *et al.*, 1983 ; Mazet, 1991 ; Nicod, 1991)
- Expériences de colorations sur le bassin du Beausset (Durozoy *et al.*, 1969b)

4.5.4.2. Indices karstiques

La synthèse bibliographique a permis d'identifier 455 indices karstiques :

- 19 exutoires ou sources karstiques : 6 sont pérennes, 6 temporaires et 7 sont des sources sous-marines. A noter que deux de ces résurgences sont l'exutoire de réseaux karstiques importants : la Reppe souterraine exutoire d'une galerie de 875 m de développement et la Foux de Sainte-Anne de 475 m de développement
- 314 avens : le Turonien de Siou Blanc, le Gros Cerveau et le Croupatier regroupent une grande majorité des avens décrits sur le Beausset interne. Une dizaine ont une dénivellation supérieure à 50 m. Le seul aven dont la dénivellation est supérieure à 100 m est l'aven du Mont Caume (denvlt : 116 m). Un écoulement souterrain n'a été observé que sur 2 de ces avens
- 94 grottes : 8 grottes ont un développement dépassant les 100 m. Parmi elles, figure la grotte du Grand Draioun avec son développement de 1,6 km dans les grès de la falaise de Soubeyran. Un écoulement souterrain a été observé sur la grotte de Lumière creusée dans le calcaire turonien de la Ciotat
- 6 réseaux de galeries : dont le réseau de la Tête du Cade (denivlt : 425 m ; dévelpt : + 3 km) découvert lors du percement du canal de Provence et celui de Maramoye (denivlt : 140 m ; dévelpt : 1,2 km) dans lequel circule une rivière souterraine
- 1 galerie naturelle : le Pont Naturel à la Ciotat
- 4 zones de pertes : dont l'aven Porthos sur la commune d'Evenos
- 8 baumes, 3 dolines et 6 réseaux simples de diaclases ouvertes

4.5.4.3. Indices d'ouvrages

4.5.4.3.1. Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 6 ouvrages d'exploitation de la ressource en eau souterraine sur le secteur :

- Captage source du Ray ou Coste Belle (Le Revest) :

La source de Coste Belle est captée pour l'AEP de la commune du Revest-les-Eaux.

- Captage source de Mal Vallon (Le Revest) :

La source de Mal Vallon est aussi captée pour l'AEP du Revest.

- Prélèvements d'eau par Evenos souterraine :

La banque de données de l'Agence cite un prélèvement d'eau souterraine par la commune d'Evenos sans préciser la nature (captage d'une source, forage…).

- Captage source Italiens/bombe :

La source des Italiens correspond à la source de la Reppe souterraine qui est captée par la commune d'Ollioules.

- Captage source Mère des fontaines :

Cette source est aussi captée pour l'AEP d'Ollioules.

- Forage du Circuit du Castellet :

L'aéroport du Camp du Castellet possède deux forages d'exploitation qui prélèvent 8 à 10 m3/h dans les calcaires jurassiques du Beausset oriental (comm. orale M. Emily, HEEA).

Entre 1987 et 2004 l'ensemble de ces ouvrages (excepté les forages du Castellet) ont prélevé en moyenne 478 250 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 55 m^3/h ou 13 L/s (données Agence de

l'eau). Aucun de ces ouvrages ne capte à priori directement dans l'aquifère mis à part le forage du Castellet.

4.5.4.3.2. Forages de reconnaissance

Trois ouvrages de recherche d'eau apportent des informations complémentaires :

- Forages Clare et Jourdan (La Cadière) :

Deux forages ont été implantés sur les lieux-dits le Jas de la Clare et les Jourdans au nord de la Cadière d'Azur en janvier 2005 (comm. orale I. Argyriadis). Les forages ont traversé les formations sénoniennes sur plus de 150 m et ont atteint les calcaires turoniens qui se sont révélés massifs et non fissurés. Le forage de la Clare s'est arrêté à la côte 110 m NGF et celui de Jourdan à -30 m NGF.

- Forage Ripelle :

Dans le quartier de la Ripelle à Ollioules un forage de reconnaissance a traversé les calcaires du Crétacé inférieur au Jurassique du Mont Croupatier. L'ouvrage situé à 150 m d'altitude a atteint le dessous du niveau de la mer à 197 m de profondeur. Plusieurs venues d'eaux ont été rencontrées dans le Jurassique entre 0 et -50 m NGF. Le niveau statique s'établit à 137 m NGF.

- Forage du Circuit du Castellet :

Le forage de l'aéroport du Castellet a traversé sur 600 m de hauteur l'ensemble du Turonien au Jurassique supérieur et s'est stoppé à la côte -165 m NGF. L'ouvrage a rencontré une première venue d'eau dans l'Urgonien (195 m NGF) puis d'importantes arrivées dans le Jurassique (-60 et -100 m NGF). Le niveau statique se situe à 70 m NGF.

4.5.5. Révision des bilans et discussion

Difficultés :

Les exutoires de la partie occidentale de l'impluvium sont difficilement quantifiables du fait de leur position géographique (sous-marines ou littorales). Ceux de la partie orientale n'ont pas fait l'objet d'un suivi quantitatif depuis les années 70.

La connaissance quantitative des exutoires du massif est donc très mauvaise.

Le bilan de l'ensemble du Beausset interne, l'unité de Fontblanche est revu en :

- intégrant à l'unité de Fontblanche l'ensemble des grès de Soubeyran ;
- améliorant l'estimation des débits spécifiques ;
- incluant au bilan de la partie orientale le débit de la source de la Foux d'Evenos.

Nous disposons de deux stations météorologiques sur le bassin versant où le bilan de l'ETP d'Hargreaves et Samani donne :

- Roquefort avec $Q_{spé}$= 8,5 L/s/km² ;
- Le Castellet avec $Q_{spé}$= 8,9 L/s/km² ;

Si la station de Roquefort est bien représentative des reliefs du nord-est de Fontblanche, la partie sud-ouest littorale présente des reliefs moins important où le module doit nettement diminuer. Nous considérerons donc que le module d'infiltration moyen est de 8 L/s/km² pour l'unité de Fontblanche.

La partie orientale du Beausset doit être affectée par des modules de plus de 9 L/s/km² de l'ordre de ceux calculés sur le Castellet. Cependant le chaînon Gros Cerveau-Croupatier se trouve dans un secteur où la pluviosité est beaucoup moins importante que sur les plateaux calcaires du Nord (Toulon Pmoy= 550 mm; Signes Pmoy=900 mm). Nous tiendrons compte d'un module d'infiltration moyen pour l'unité orientale de 8 L/s/km² (Tableau 5-41).

UNITE DU BEAUSSET INTERNE						
Superficie (km²)					117	
Pluviométrie moyenne (mm)					700	
Débit total estimé aux exutoires (L/s)					153	
Coefficient d'infiltration théorique (H&S)					0,36	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					8,0	
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit (+/- %)					**-783 L/s (-84%)**	
Détail bilan unité Fontblanche (S= 52 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	416	Sources sous-marines (Baie de la Ciotat, Bec de l'aigle, Ile verte)	?	**413 L/s (-99%)**		**Bilan complètement déficitaire**
		Sources temporaires de Roquefort (Julians, Villeneuve, Font Blanche)	?			
		forage castellet	3			
Total	**416**		**3**			
Détail bilan partie orientale (S= 65 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	520	Foux de Sainte Anne d'Evenos	50	**370 L/s (-71%)**		**Bilan très largement déficitaire**
		Sources d'Ollioules (Maire, Labus, Reppe, Bonnefont)	100			
		Sources Mal Vallon, Coste Belle	?			
Total	**520**		**150**			

Tableau 5-41 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble du Beausset interne

Le bilan global fait apparaître un très fort déficit hydrique de l'ensemble du Beausset interne. Les sources d'Ollioules et de la Foux d'Evenos ne suffisent pas à équilibrer le bilan de l'ensemble oriental qui est déficitaire à plus de 70 %. L'unité de Fontblanche ne possède aucun véritable exutoire connu et reste complètement déficitaire.

4.5.6. Conclusions et hypothèses

Les bilans hydriques révisés des unités du Beausset interne montrent de très forts déficits.
Il paraît évident que l'on doit imaginer pour ces unités des drainages important en profondeur soit vers d'autres unités karstiques voisines, soit vers la mer.

Plusieurs hypothèses de drainage sont envisageables pour l'unité de Fontblanche :

- La première possibilité est le drainage d'une partie des écoulements par le biais des grès coniaciens vers les sources existantes dans le cœur du bassin gréseux du Beausset (plusieurs sources sont citées dans le vallon alluvial de Ceyreste) ou sur le littoral (Fontsainte, Corbier, Liouquet).
- L'ensemble peut être drainé en mer vers les diverses sources de la Baie de la Ciotat. Seulement l'existence des sources sous-marines reste à prouver par des recherches complémentaires.
- Si ces sources ne suffisent pas ou s'avèrent inexistantes il semble logique de drainer la partie ouest des calcaires turoniens vers Port Miou. Pour cela on doit admettre que l'écran de l'Aptien, présent à l'Ouest, est imparfait (comme cela a été observé à l'est du bassin), soit grâce à des variations de faciès soit par le jeu d'accidents tectoniques.

Pour l'unité orientale et principalement ses affleurements turoniens le drainage semble plus raisonnablement s'effectuer vers le Sud à travers les formations karstiques jurassiques du nord-toulonnais, puis vers les aquifères triasiques et enfin la mer.

5. MASSIFS DE LA REGION TOULONNAISE

5.1. MASSIF DU FARON-COUDON

5.1.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Les monts Faron et Coudon sont situés dans le secteur tectonique complexe dénommé la zone des imbrications (Gouvernet, 1963). Cette zone est formée d'une succession d'écailles anticlinales et synclinales chevauchant vers le Nord le bassin du Beausset externe avec du Nord au Sud :

- L'anticlinal à cœur Jurassique du mont Coudon ;
- Les ensembles jurassico-triasiques des synclinaux de la Brémone et de la Folie ;
- Le massif du synclinal du Faron.

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème. La surface impluvium calculée est ainsi de **28 km²**.

5.1.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-18)

La rivière du Las, issue du système du Ragas de Dardennes, incise à l'Ouest les monts Combe et Faron. Le drainage des monts Faron et du synclinal de la Folie s'effectue par la vallée du Las vers le Sud. A l'Est, le synclinal de Brémone et le Coudon sont drainés par les sources de la Valette.

5.1.2.1. Unités du Faron et de la Folie

L'impluvium principal est représenté par le mont Faron culminant à 580 m au nord de la ville de Toulon. Au Nord les affleurements calcaires du synclinal de la Folie sont constitués de terrains du Jurassique (principalement du Lias) et du Muschelkalk.
L'ensemble d'une superficie de 20 km² est drainé par les sources de la basse vallée du Las :

- la source de la Baume de Dardennes émerge en rive droite au point bas des collines de l'Oratoire dans le Jurassique supérieur. La source, dont le débit est estimé à plus de 10 L/s (données BRGM 1966-67), est captée par une galerie pour l'irrigation ;
- la source Saint Antoine en rive gauche à une altitude équivalente à la première (25 m NGF) livre un débit moyen de 165 L/s. Elle alimente en AEP l'agglomération de Toulon.

La grotte de la Ripelle au sud du mont Combe est l'exutoire d'une résurgence (donnée base CDS83) qui, au vu de l'altitude (245 m NGF) est probablement temporaire.

5.1.2.2. Unités du Coudon et de la Brémone

L'impluvium du massif du Coudon et du synclinal de la Brémone est constitué par les calcaires allant du Muschelkalk à l'Urgonien. Ils sont drainés :

- vers le centre de la cuvette au contact du Dogger marneux par la source de Boudouvin ;
- vers la bordure sud au contact du Keuper imperméable par les sources Sainte Cécile, Menu, Fontaine Jeanne, et l'Enclos.

Ces sources localisées sur la commune de la Valette-du-Var ont été quantifiées à environ 10 L/s (données BRGM 1966-67).

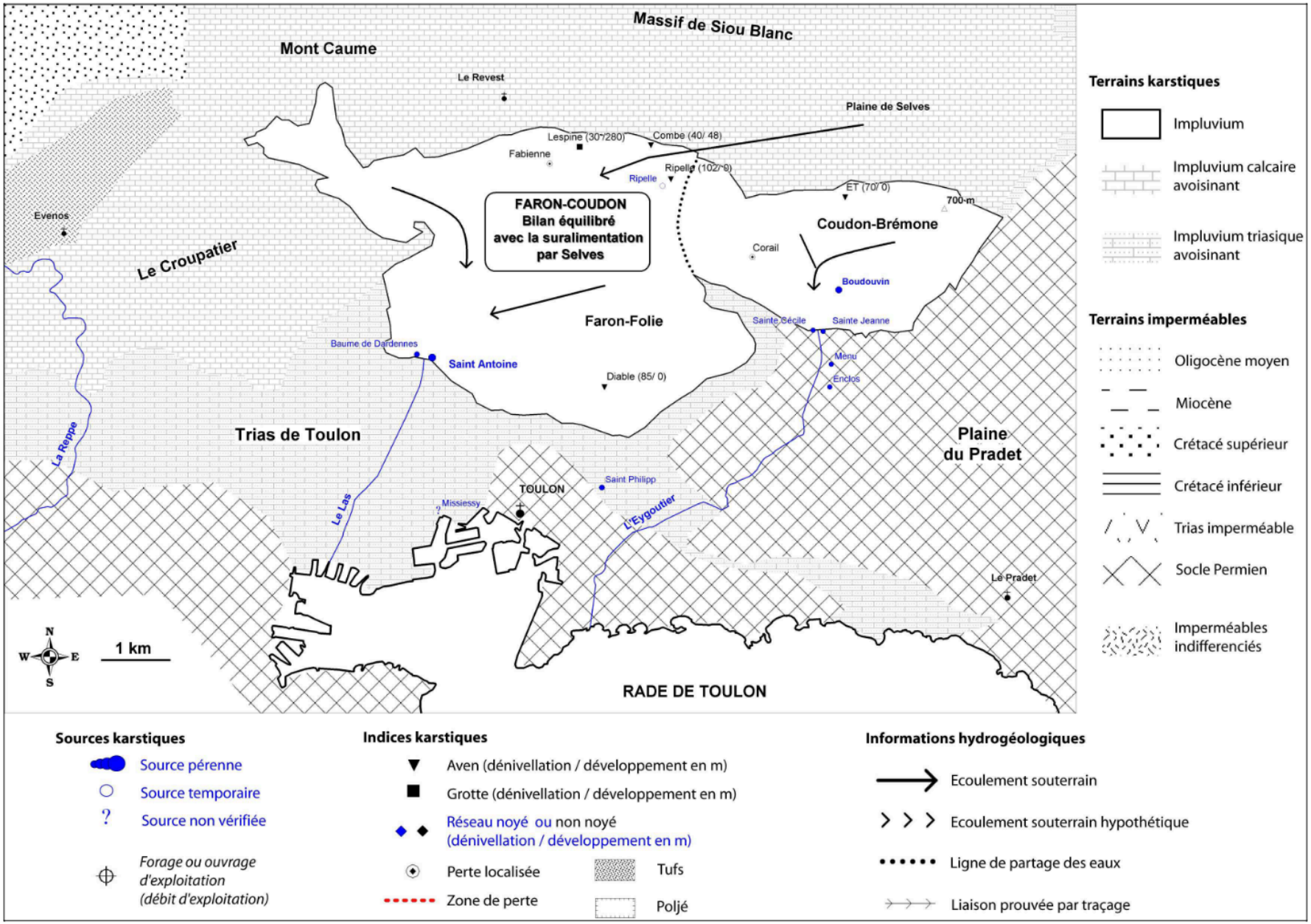


Figure 5-18 : Carte hydrogéologique des massifs karstiques du Faron et du Coudon

5.1.3. Bilans hydriques anciens

Les unités de la zone d'imbrication ont fait l'objet d'un inventaire hydraulique au milieu des années 1960 (Durozoy *et al.*, 1968). La synthèse des bilans est détaillée ci-dessous.

5.1.3.1. Bilan hydrique 1965-1967 (d'après Durozoy *et al.*, 1968)

5.1.3.1.1. Unité du Faron

Le bilan global de l'unité du Faron donne un débit total aux exutoires de 177 L/s pour une superficie impluvium de 18 km².

UNITE DU FARON	
Superficie (km²)	18
Pluviométrie moyenne (mm)	600
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	177
Coefficient d'infiltration mesuré	0,51
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	9,8
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-42 : Bilan hydrique global mesuré du massif du Faron pour les années hydrologiques 1965-1967

Le coefficient d'infiltration mesuré à partir du débit des exutoires est de 0,51. Il est exagéré. Les auteurs en déduisent que la source Saint Antoine a un débit trop important en regard à son impluvium direct et suggèrent que l'unité du Faron doit avoir un impluvium à élargir vers l'extrémité sud du bassin du Beausset externe au niveau de la plaine de Selves.

En appliquant un coefficient d'infiltration théorique de 0,3 sur le massif du Faron, l'excédent du massif est estimé à +72%, soit environ 70 L/s (Tableau 5-43).

UNITE DU FARON (S= 18 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)					**600**	
Coefficient d'infiltration théorique					**0,30**	
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**5,7**	
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	**Bilan excédentaire : Suralimentation par la plaine de Selves.**
Peff	103	Saint Antoine	165		**74 L/s (+72%)**	
		Baume de Dardennes	12,5			
Total	**103**		**177,5**			

Tableau 5-43 : Essai de bilan théorique (en L/s) de l'unité du Faron pour les années hydrologiques 1965-1967

5.1.3.1.2. Unité du Coudon (ou Boudouvin)

Le bilan global de l'unité du Faron donne un débit total aux exutoires de 40 L/s pour une superficie impluvium de 7 km².

UNITE DU COUDON (BOUDOUVIN)	
Superficie (km²)	7
Pluviométrie moyenne (mm)	600
Débit total mesuré aux exutoires (L/s)	40
Coefficient d'infiltration mesuré	0,30
Module d'infiltration moyen mesuré (L/s/km²)	5,7
Indice de qualité du bilan	*2*

Tableau 5-44 : Bilan hydrique global mesuré du massif du Coudon pour les années hydrologiques 1965-1967

Le coefficient d'infiltration mesuré à partir du débit des exutoires est de 0,3. Il est tout à fait en accord avec les coefficients d'infiltrations théoriques dans la région.
L'impluvium du massif du Coudon apparaît donc équilibré (Tableau 5-45).

UNITE DU COUDON (S= 7 KM²)						
Pluviométrie moyenne (mm)				**600**		
Coefficient d'infiltration théorique				**0,30**		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)				**5,7**		
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	40	Foux Boudouvin	30			**Bilan équilibré**
		Cécile, Ste Jeanne, Menu, Enclos	10	**0%**	**0%**	
Total	**40**		**40**			

Tableau 5-45 : Essai de bilan théorique (en L/s) du massif du Coudon pour les années hydrologiques 1965-1967

5.1.3.2. Conclusions

Le suivi hydrologique mis en place dans les années 60 permet de mettre en évidence :

- Un bilan excédentaire sur le massif du Faron par rapport à l'impluvium direct. Il est envisagé qu'une partie de l'impluvium du Beausset externe (secteur de Selves) participe à l'alimentation en profondeur de la source St Antoine à Toulon.
- Un bilan équilibré du massif du Coudon par les différents exutoires qui lui sont attribués.

5.1.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

5.1.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés traitent de la géologie et l'hydrogéologie.

Géologie :

- Thèse de C. Gouvernet (1963)

Hydrogéologie :

- Thèse de J.P. Chanut (1976)
- Synthèse hydrogéologiques (Durozoy *et al.*, 1968 ; BRGM, 1970a ; Courbon, 1979 ; Gilli, 2002)

5.1.4.2. Indices karstiques

La synthèse bibliographique a permis d'identifier 41 indices karstiques :

- 8 exutoires ou sources karstiques : 7 sont pérennes, 1 temporaire. La résurgence de St Antoine et celle de Ripelle correspondent à l'exutoire de réseaux karstiques. La source de la Baume est l'exutoire d'une rivière souterraine développée dans les calcaires jurassiques
- 24 avens : trois avens ont une dénivellation supérieur à 50 m : l'aven de la Ripelle (105 m), le trou du Diable (85 m) et l'aven ET (70 m). Un écoulement souterrain a été observé sur l'aven de la Combe dans l'Urgonien du mont Faron
- 6 grottes : la plupart ont un développement inférieur à 50 m, exceptée la grotte Lespine sur la commune du Revest. Aucun écoulement n'a été observé
- 2 zones de pertes : ces pertes s'effectuent par les avens Corail et Fabienne sur le mont Faron
- 1 baume

5.1.4.3. Indices d'ouvrages

Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 1 ouvrage d'exploitation de la ressource en eau souterraine sur le secteur :

- Captage de la source St Antoine :

La source de St Antoine est captée pour l'AEP de la commune de Toulon.

Entre 1987 et 2004 l'ouvrage a prélevé en moyenne 853 580 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 97 m^3/h ou 15 L/s (données Agence de l'eau).

5.1.5. Révision des bilans et discussion

Difficultés :

Aucun exutoire n'est suivi hydrologiquement depuis les années 60.
La connaissance quantitative des exutoires du massif est donc mauvaise.

Le bilan de l'ensemble Faron-Coudon est revu en (Tableau 5-46) :

- intégrant les terrains du Bathonien à l'impluvium. La superficie est plus importante que celle estimée pour les anciens bilans (28 au lieu de 25 km^2) ;
- utilisant les données d'estimation des débits et des modules d'infiltration des anciens bilans ;
- retirant du débit de la source de St Antoine la participation par suralimentation du Beausset externe. La plaine de Selves d'une superficie d'environ 7 km^2 doit fournir à la source de St Antoine un débit de près de 60 L/s (en appliquant un module d'infiltration de 8 L/s/km^2).

UNITE DU FARON-COUDON						
Superficie (km²)			28			
Pluviométrie moyenne (mm)			600			
Débit total estimé aux exutoires (L/s)			160			
Coefficient d'infiltration théorique			0,3			
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)			5,7			
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit			**0 L/s (0%)**			
Détail bilan unité du Faron (S= 21 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	120	Source Saint Antoine	165			**Bilan équilibré**
Suralimentation par plaine de Selves (env. 7 km²)	58	Baume de Dardennes	12,5	**0%**	**0%**	
Total	**178**		**177,5**			
Détail bilan unité du Coudon (S= 7 km²)						
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**	
Peff	40	Foux Boudouvin	30			**Bilan équilibré**
		Cécile, Ste Jeanne, Menu, Enclos	10	**0%**	**+0%**	
Total	**40**		**40**			

Tableau 5-46 : Bilan hydrique révisé de l'ensemble du Faron-Coudon

Le bilan hydrique révisé apparaît équilibré.

5.1.6. Conclusions

Le massif du Faron est drainé par les sources de St Antoine et de la Baume de Dardennes. Il est, de plus, suralimenté par des pertes de le plaine de Selves (Beausset externe). Son bilan hydrique est équilibré.
Le massif du Coudon est équilibré par les différents exutoires qui l'entoure (Boudouvin, Cécile, Menu…).

5.2. UNITE DE BANDOL-SANARY

5.2.1. Cadre structural et limites de l'impluvium

Les massifs de Sanary et de Bandol sont formés de terrains jurassiques entourés d'assises liasiques et triasiques. Les séries chevauchent la bordure sud du synclinal du Beausset et plongent vers le Sud sous la mer.

On peut distinguer deux unités tectoniques différentes :

1. Les massifs côtiers de Bandol et Port d'Alon à cœur Jurassique.
2. Les bordures liasiques et triasiques représentées à l'Ouest par la zone du Télégraphe et par le flanc du synclinal de Bandol.

La superficie totale des terrains pris en compte pour l'impluvium est établie à partir des cartes géologiques au 1/50000ème. La surface impluvium calculée est ainsi de **27 km²**.

5.2.2. Synthèse hydrogéologique de l'ensemble géologique (Figure 5-19)

5.2.2.1. Massifs côtiers du Port d'Alon et du Bandol

Les calcaires et dolomies du Bathonien supérieur au Jurassique constituent un impluvium de plus de 6 km² sans qu'aucun n'exutoire ne soit connu. Durozoy et Paloc (1969) pointent une source sous-marine dans la baie de la Ciotat, mais sans précision de localisation et de débit.

5.2.2.2. Les bordures liasiques et triasiques

La longue bande calcaire du Lias et du Muschelkalk, enserrant Bandol et Sanary, constitue de petites collines drainées principalement par le Grand Vallat et la nappe alluviale de la Reppe.

A Portissol, une émergence sous-marine impénétrable au pied d'un petit îlot sur le flanc nord de la pointe de Portissol pourrait drainer une partie du Jurassique de Bandol. Elle est connue des plongeurs et pêcheurs (Gilli, 2002).

5.2.3. Bilans hydriques anciens

Les unités de Bandol et Sanary ont fait l'objet d'essai de bilan au cours des années 1960 (Durozoy *et al.*, 1968). La synthèse des bilans est détaillée ci-dessous.

5.2.3.1. Bilan hydrique 1965-1967 (d'après Durozoy *et al.*, 1968)

Les auteurs ne disposent d'aucune mesure hydrométrique de source pour l'ensemble Bandol-Sanary. Ils considèrent que les unités sont drainées essentiellement en mer vers des sources sous-marines et vers les nappes alluviales de la Reppe et du Grand Vallat.

En appliquant un coefficient d'infiltration théorique de 0,3 sur l'ensemble des massifs ils estiment que l'ensemble de ces pertes occultes s'établie à environ 130 L/s (Tableau 5-47).

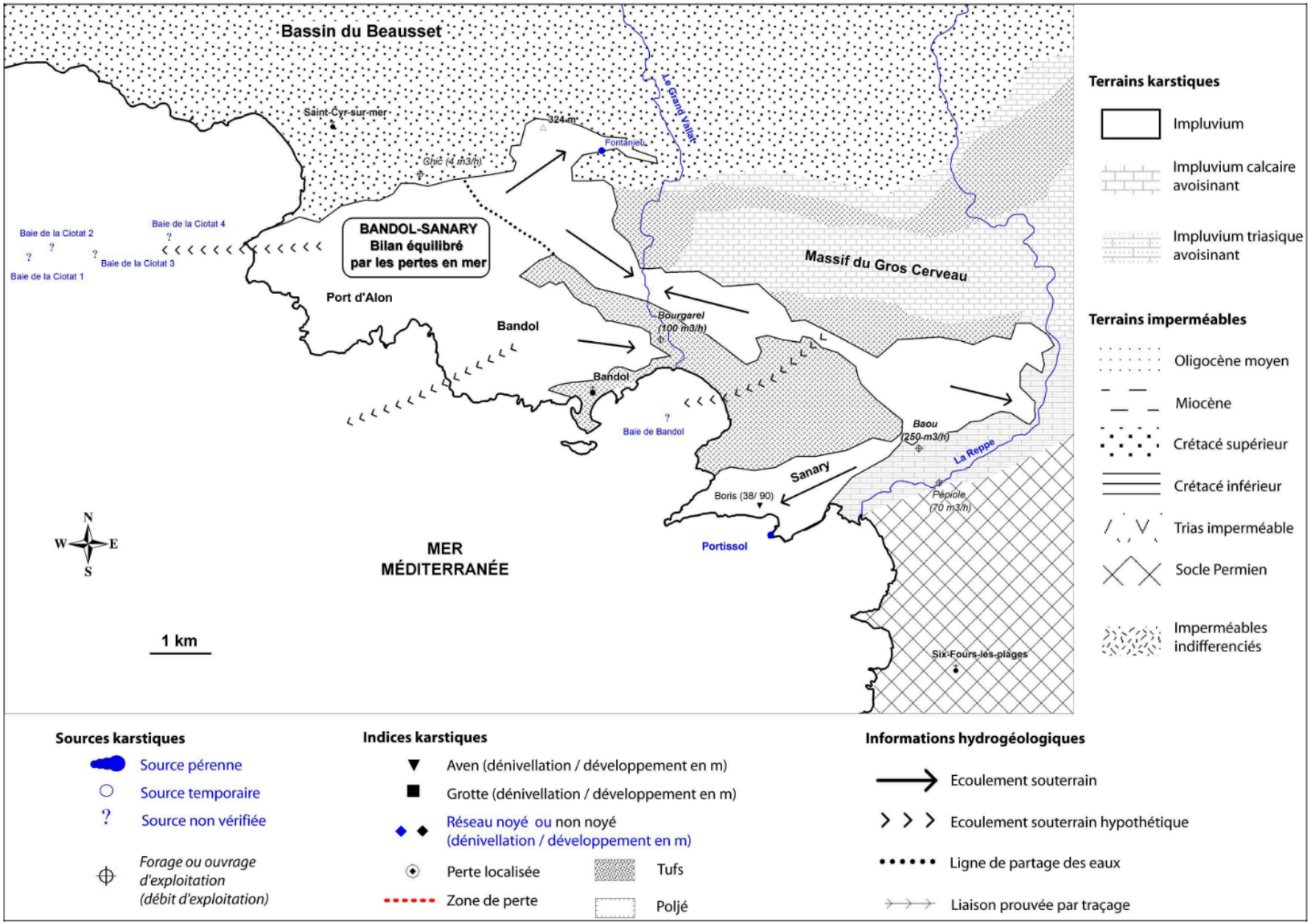


Figure 5-19 : Carte hydrogéologique du massif karstique littorale de Bandol-Sanary

UNITE DE PORT D'ALON-BANDOL (S= 6 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)					**500**
Coefficient d'infiltration théorique					**0,30**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**4,8**
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**
Peff (avec i=0,3)	29	pertes occultes en mer	29	**0%**	**0%**
Total	**29**		**29**		

Bilan inverse : Le bilan est réalisé en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 0,3.

NORD SYNCILNAL BANDOL (S= 9 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)					**550**
Coefficient d'infiltration théorique					**0,30**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**5,2**
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**
Peff (avec i=0,3)	48	Alimentation de la nappe alluviale de la Reppe	48	**0%**	**0%**
Total	**48**		**48**		

Bilan inverse : Le bilan est réalisé en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 0,3.

ZONE TELEGRAPHE (S= 9 KM²)					
Pluviométrie moyenne (mm)					**550**
Coefficient d'infiltration théorique					**0,30**
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)					**5,2**
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**
Peff (avec i=0,3)	48	Alimentation de la nappe alluviale du Grand Vallat	48	**0%**	**0%**
Total	**48**		**48**		

Bilan inverse : Le bilan est réalisé en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 0,3.

Tableau 5-47 : Essai de bilan théorique (en L/s) des différentes unités du massif de Bandol-Sanary pour les années hydrologiques 1965-1967

5.2.3.2. Conclusions

L'essai de bilan établi dans les années 60 par le BRGM rend compte d'un bilan équilibré des massifs de Sanary et Bandol par :

- Les pertes occultes en mer par des résurgences sous-marines vraisemblablement de faible importance.
- L'alimentation importante des vallées alluviales de la Reppe et du Grand Vallat. Ces dernières sont fortement sollicitées par des forages d'eau.

5.2.4. Inventaire des données recueillies sur le secteur

5.2.4.1. Ouvrages bibliographiques

Les ouvrages bibliographiques rassemblés traitent de la géologie et l'hydrogéologie.

Géologie :

- Thèse de C. Gouvernet (1963)

Hydrogéologie :

- Thèse de J.P. Chanut (1976)
- Synthèse hydrogéologiques (Durozoy *et al.*, 1968 ; BRGM, 1970a ; Courbon, 1979 ; Gilli, 2002)

5.2.4.2. Indices karstiques

La synthèse bibliographique a permis d'identifier 3 indices karstiques :

- 2 exutoires ou sources karstiques : 1 est pérenne et une inconnue
- 1 aven : L'aven Boris dans les calcaires du Lias de Sanary où un écoulement d'eau a pu être observé au fond du trou à 40 m de profondeur

5.2.4.3. Indices d'ouvrages

Ouvrages d'exploitation ou de prélèvement

Les enquêtes de terrain ont permis de dénombrer 6 ouvrages d'exploitation de la ressource en eau souterraine sur le secteur :

- Captages Bourgarel :

La commune de Bandol capte les eaux de la nappe alluviale du Grand Vallat dans les puits Bourgarel.

- Captages de la Baou :

La ville de Sanary a disposé jusqu'en 1996 de plusieurs puits permettant l'exploitation des eaux de la nappe de la Reppe. Depuis, le syndicat intercommunal d'AEP Ouest Ollioules-Sanary-Six Fours-Bandol dispose d'une série de 5 forages d'eau prélevant dans la nappe alluviale au niveau du quartier la Baou.

- Forage de la Pépiole :

La ville de Six-Fours-les-plages exploite l'eau de la nappe de la Reppe par un forage au lieu dit Notre-Dame de la Pétiole.

Entre 1987 et 2004 l'ensemble de ces ouvrages a prélevé en moyenne 61 408 200 m^3 d'eau par an, soit un débit moyen de 412 m^3/h ou 115 L/s (données Agence de l'eau). Ces ouvrages prélèvent directement dans les nappes alluviales de la Reppe et du Grand Vallat, que l'on considère elles mêmes alimentées par le flanc nord liasique de l'unité de Bandol.

5.2.5. Révision des bilans et discussion

En tenant compte d'un débit spécifique moyen théorique de 5,2 L/s/km^2 (avec i=0,3 et P_{moy}=550mm) pour le secteur, le massif de Bandol-Sanary devrait fournir un débit théorique de 140 L/s.
Les affleurements calcaires de l'unité de Bandol alimentent les nappes alluviales de la Reppe et du Grand Vallat. Les prélèvements souterrains qui y sont effectués sont estimés actuellement à 115 L/s 5.2.4.3). Rappelons que ces prélèvements étaient estimés à près de 150 L/s dans les années 70 avant l'arrivée du Canal de Provence (Cova *et al.*, 1980).

Force est de constater que ces écoulements souterrains constituent la majeure partie du drainage de l'unité karstique de Bandol-Sanary.

Les exutoires cités ou observés en mer n'ont pas fait à ce jour l'objet de mesures et de vérifications. Mais il convient de considérer que ces résurgences ne représentent pas un débit important face aux écoulements vers les nappes superficielles.

Le bilan hydrique du massif de Bandol-Sanary est revu en tenant compte (Tableau 5-48) :

- d'une superficie totale de 27 km², en intégrant les terrains marneux du Bathonien inférieur ;
- qu'une faible partie de l'impluvium (bande littorale de moins de 5 km²) alimente les sources sous-marines estimées au maximum à un débit de 25 L/s.

UNITE DE BANDOL-SANARY					
Superficie (km²)			27		
Pluviométrie moyenne (mm)			550		
Débit total estimé aux exutoires (L/s)			140		
Coefficient d'infiltration théorique			0,3		
Module d'infiltration moyen théorique (L/s/km²)			5,2		
BILAN GLOBAL : Excédent ou Déficit			**0 L/s (0%)**		
Détail du bilan					
Entrées (L/s)		Sorties (L/s)		**Déficit**	**Excédent**
Peff (avec i=0,3)	140	Sources sous-marines de Bandol et de Portissol	25	**0%**	**0%**
		Alimentation des nappes alluviales de la Reppe et du Grand Vallat	115		
Total	**140**		**140**		

Bilan équilibré en tenant compte des pertes en mer estimées à 25 L/s

Tableau 5-48 : Bilan hydrique révisé de l'unité de Bandol-Sanary

Le bilan hydrique révisé apparaît équilibré.

5.2.6. Conclusions et perspectives de travail

Le bilan en eau du massif de Bandol-Sanary est équilibré d'une part par un drainage vers les nappes superficielles de la Reppe et du Grand Vallat et d'autre part par ses résurgences sous-marines dans la baie de Bandol et de Sanary.
Une alimentation profonde par une unité annexe, comme celle du Gros Cerveau-Croupatier situées au nord de l'impluvium, semble donc à exclure.
Il serait toutefois intéressant d'effectuer un véritable travail de mesures des résurgences en mer.

6. REFLEXIONS SUR LE BASSIN VERSANT DU SYSTEME DE PORT MIOU

6.1. ESSAI DE BILAN HYDRIQUE GLOBAL EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE

6.1.1. Quelques précisions pour la lecture du schéma de bilan global

Tous les résultats des bilans hydriques établis sur les principaux aquifères karstiques de la Basse Provence occidentale sont repris dans un schéma hydrique global présentant les différents exutoires, écoulements karstiques profonds et relations entre les massifs (Figure 5-21).
Sur cette figure, chaque massif hydrique est représenté schématiquement par un rectangle avec à l'intérieur :

- Son numéro de classification de massif correspondant à son ordre de traitement dans le texte ;
- Son débit moyen théorique, renseigné sous le nom du massif, correspondant au produit entre la superficie du massif et le débit d'infiltration théorique attribué au massif. Ces deux derniers paramètres sont renseignés dans le rectangle entre parenthèses.

Pour chaque massif, un certain nombre d'indices hydrogéologiques (source, venues d'eaux profondes, forages…) synthétisent l'ensemble des écoulements et des exutoires répertoriés lors de son bilan. La numérotation de ces indices est faite selon un nombre à 2 ou 3 chiffres, constitué de la numérotation de classification du massif + un numéro d'indice.

L'exemple du massif de la Fare, premier massif traité dans ce chapitre, est présenté dans la figure ci-dessous (Figure 5-20).

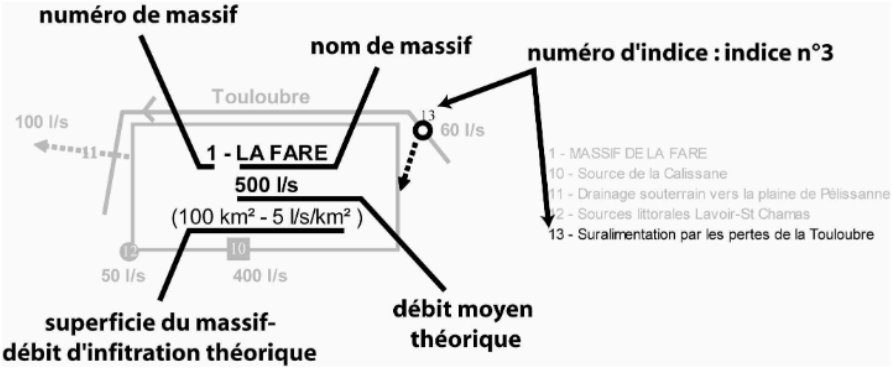


Figure 5-20 : Schéma explicatif pour la lecture du schéma de bilan hydrique global. Exemple du massif de la Fare

Le schéma de bilan hydrique global permet de mettre en évidence rapidement les massifs au bilan hydrique excédentaire, déficitaire ou équilibre :

- Un massif au bilan excédentaire est un massif dont la somme des exutoires (en L/s) sera supérieure au débit moyen théorique (en L/s).
- Un massif au bilan déficitaire est un massif dont la somme des exutoires (en L/s) sera inférieure au débit moyen théorique (en L/s).
- Un massif au bilan équilibré est un massif dont la somme des exutoires (en L/s) sera quasiment identique que le débit moyen théorique (en L/s).

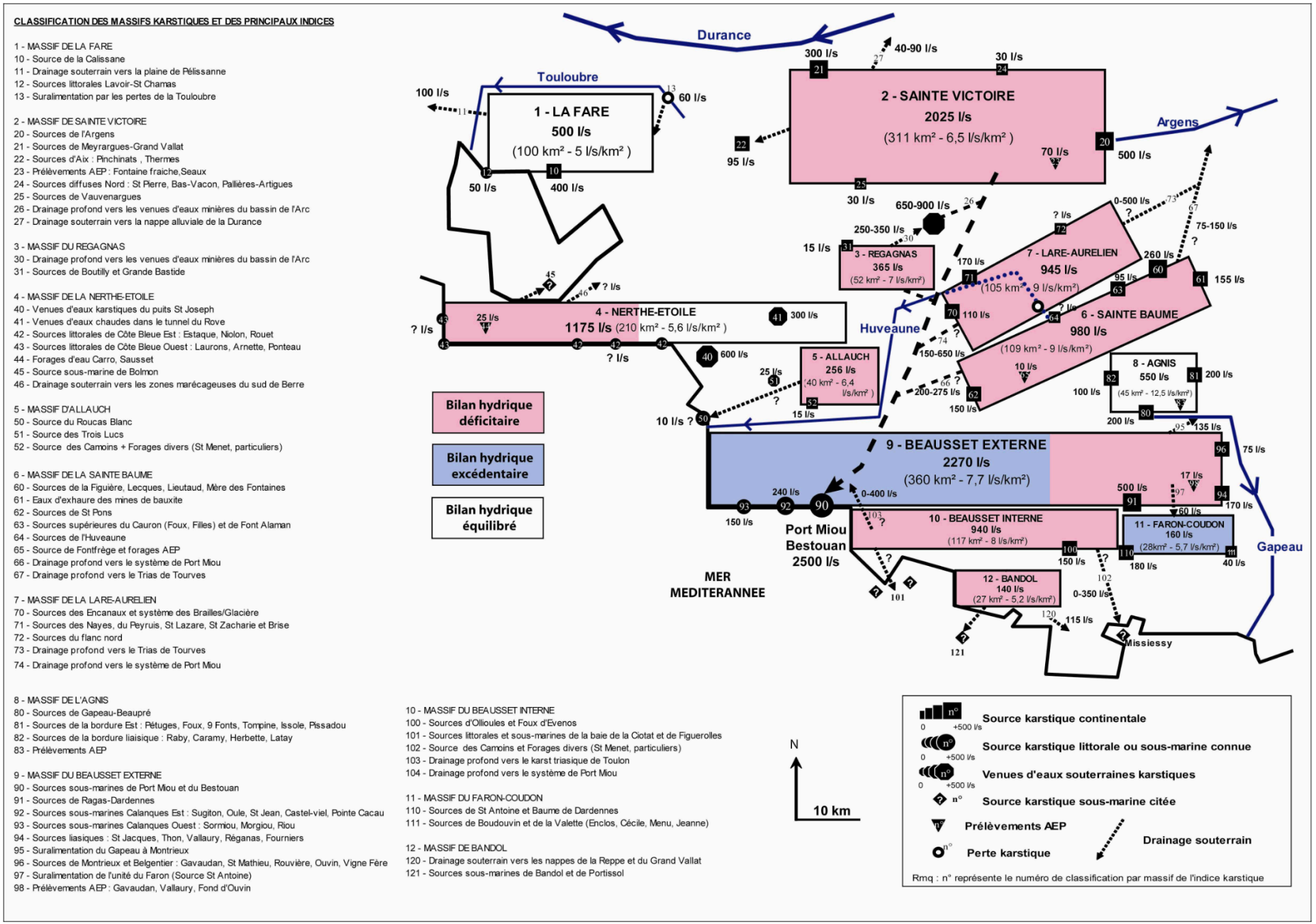


Figure 5-21 : Bilan hydrique schématique des principaux aquifères karstiques de la Basse Provence occidentale

6.1.2. Massifs au bilan hydrique excédentaire

Le Beausset externe occidental, impluvium direct des sources sous-marines karstiques, est la seule unité, avec le Mont Faron, à montrer un bilan hydrique excédentaire. Cette unité montre un excédent de plus de 1200 L/s.
Ce constat confirme que l'impluvium généralement admis pour les sources sous-marines bénéficie d'une participation hydraulique d'autres unités karstiques déficitaires.

Le cas du Mont Faron est aujourd'hui résolu. L'excédent observé à la source de St Antoine s'explique par la participation du secteur de plaine de Selves de l'unité du Beausset externe occidental, dont la relation a été prouvée par traçage (SPELE-H20, 2000).

6.1.3. Massifs au bilan hydrique déficitaire

Les déficits hydriques, observés sur la plupart des massifs karstiques du secteur d'étude, soulèvent des interrogations quant au drainage profond des structures géologiques. Le Tableau 5-49 rappelle ces différents déficits, ainsi que les drainages karstiques supposés et hypothétiques.

Massif ou unité karstique	Déficit observé	Drainage karstique supposé	Drainage karstique hypothétique
Nerthe	230 L/s	Pertes en mer	n.c.
Sainte Victoire secteur SE	250 L/s	Alimentation du Jurassique du bassin de l'Arc	Alimentation du Trias de Barjols - St Maximin
Régagnas	80 L/s	Alimentation du Jurassique du bassin de l'Arc	n.c.
Allauch	200 L/s	Alimentation de la zone triasique des Trois Lucs et pertes en mer (Roucas Blanc ?)	**Alimentation de l'unité du Beausset externe occidental (karst de Port Miou)**
Sainte Baume	600 L/s	**Alimentation de l'unité du Beausset externe occidental (karst de Port Miou)**	Alimentation du Trias de Barjols - St Maximin
Lare-Aurélien	650 L/s	**Alimentation de l'unité du Beausset externe occidental (karst de Port Miou)**	Alimentation du Trias de Barjols - St Maximin
Beausset externe oriental	170 L/s	Alimentation du Jurassique du Mont Faron	Alimentation de la zone triasique de Toulon et pertes en mer
Beausset interne oriental	350 L/s	Alimentation de la zone triasique de Toulon et pertes en mer	n.c.
Unité de Fontblanche (Beausset interne occidental)	400 L/s	Alimentation des grès coniaciens et pertes en mer	**Alimentation de l'unité du Beausset externe occidental (karst de Port Miou)**

Tableau 5-49 : Déficits hydriques observés sur les principaux aquifères karstiques et drainages profonds supposés et hypothétiques (n.c. : non connu)

6.2. INTERROGATIONS HYDROGEOLOGIQUES ET IMPLICATIONS STRUCTURALES

Les circulations karstiques profondes supposées à la suite des conclusions de l'étude des bilans hydriques (Tableau 5-49) impliquent de prendre en considération le rôle de l'organisation tectonique des unités géologiques entre elles.
Dans le cadre de cette étude, seules les zones d'interrogations concernant d'éventuelles liaisons hydrauliques avec le bassin versant des sources de Port Miou et du Bestouan nous préoccupent.
Ces liaisons concernent premièrement des massifs proches du bassin versant direct, comme le massif d'Allauch, l'unité orientale du Beausset interne, ou la partie orientale de la Sainte Baume. Mais, l'implication de massifs plus éloignés tels que, l'ensemble Lare-Aurélien, le Régagnas ou même la Sainte Victoire, doit être aussi prise en compte.

6.2.1. Drainage du massif d'Allauch

Le massif karstique d'Allauch correspond à une fenêtre crétacée de l'autochtone du bassin de l'Arc soulevée sous le chevauchement de l'unité du Beausset, représentée par le massif de l'Etoile (Guieu, 1968). Cette unité est séparée des unités méridionales jurassico-crétacés du Beausset des Calanques par l'important bassin de Marseille à cœur Oligocène (Figure 5-22). Le Trias y est par endroit très étiré et son épaisseur reste inconnue, tout comme la structure et la profondeur du socle sous-jacent. La communication des unités crétacés d'Allauch vers le karst des Calanques apparaît, malgré tout, difficilement réalisable du Nord vers le Sud.

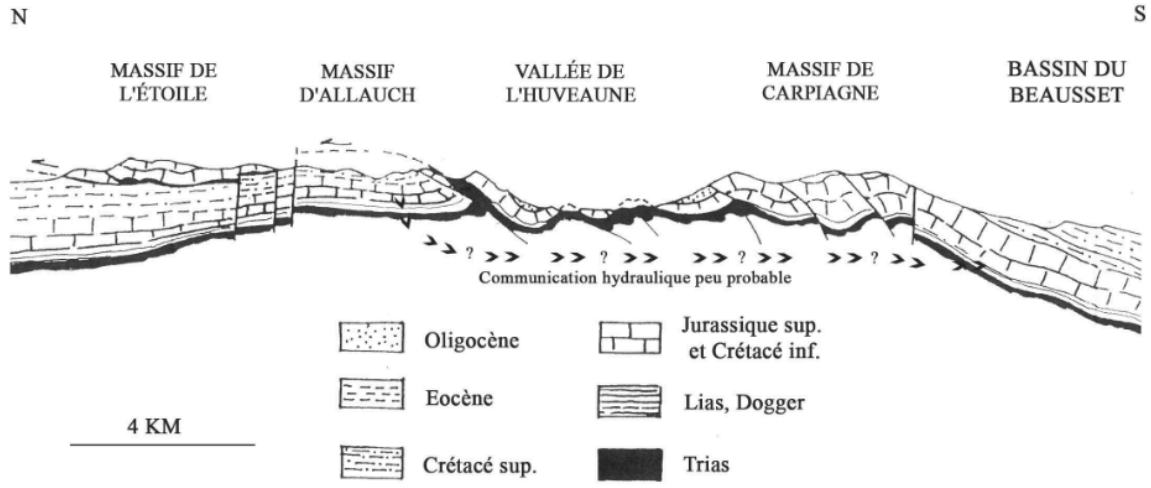


Figure 5-22 : Coupe géologique Nord-Sud entre le massif de l'Etoile et le bassin du Beausset (Guieu *et al.*, 1980, modifié)

Plusieurs indices hydrogéologiques montrent que le drainage du massif s'effectuerait plus vraisemblablement en direction des secteurs triasiques d'Allauch et des Trois Lucs :

- L'affleurement triasique des Trois Lucs renferme l'important réseau noyé karstique de la grotte Monnard.
- La source sulfurée des Camoins témoigne d'un drainage vers le sud-ouest des bordures plissées du massif (collines du Ruissatel).
- La source littorale du Roucas Blanc, même si son débit est mal connu, semble trop importante pour l'impluvium représenté par le seul massif de Notre Dame de la Garde.

La tectonique conforte cette hypothèse. La structure tabulaire et le pendage général des couches du massif d'Allauch orientent naturellement les écoulements souterrains vers le Sud-Ouest en direction des zones triasiques et du littoral de Roucas Blanc. Par ailleurs, l'important accident de l'Amandier

(séparant l'unité d'Allauch de l'Etoile), qui se prolonge vers le Sud-Ouest sous le bassin Oligocène en direction du Roucas Blanc (Blanc *et al.*, 1967), peut favoriser le drainage de l'unité.
Dans cette vision, le rôle de l'aquifère triasique développé dans le Muschelkalk est prépondérant et aucune perte profonde vers le système du Beausset n'est envisagée.

6.2.2. Drainage du massif de Fontblanche

Trois zones de drainages hydrogéologiques sont envisagées pour cette unité correspondant à la partie occidentale du Beausset interne :

1. Drainage vers les grès coniaciens dans le cœur du bassin (sources du vallon alluvial de Ceyreste) ou sur le littoral (Fontsainte, Corbier, Liouquet).
2. Drainage en mer vers les diverses sources de la Baie de la Ciotat.
3. Drainage profond vers les calcaires urgoniens de l'aquifère de Port Miou par le jeu d'accidents tectoniques rendant perméables les marnes aptiennes.

Tectoniquement, les deux premières hypothèses semblent cohérentes. La partie occidentale du Beausset interne correspond au flanc nord redressé du synclinal du Beausset. Les pendages sont donc orientés vers le Sud-Est en direction du cœur du bassin.
La troisième hypothèse est par contre plus difficile à admettre. Les calcaires du Crétacé supérieur sont séparés hydrauliquement des niveaux inférieures urgoniens par les importants affleurements marneux de l'aptien et du Cénomanien inférieur (ex : affleurements de la zone de l'anse de Cassis). De plus, il y a peu d'accidents ou de failles connus sur le secteur permettant d'envisager une communication hydraulique vers les calcaires urgoniens du Beausset externe.
Nous pouvons donc considérer que l'unité de Fontblanche, même si elle est déficitaire, ne participe pas à une suralimentation du système de Port Miou.

6.2.3. Drainage de la Sainte Baume

Le système de Saint Pons/Cabrelles, issu des séries renversées du sud de la Sainte Baume, atteste d'un karst à forte capacité de stockage, dont la majeure partie de l'écoulement rejoint en profondeur les séries normales du Beausset vers le Sud (Figure 5-23). Le niveau de décollement du Trias ne joue pas son rôle d'écran imperméable. Ces écoulements rejoignent ensuite le drain principal de l'aquifère de Port Miou suivant la bande urgonienne faillée entre Cuges et la résurgence en mer. Les forages d'eau du secteur de Cuges attestent d'un gradient hydraulique moyen de 0,5% (Rousset, 1988).
D'autres forages implantés au niveau du karst de sud de la Sainte Baume montrent que les terrains à faible perméabilité du Dogger créent des systèmes karstiques étagés n'interdisant pas complètement la communication hydraulique entre les niveaux supérieurs et inférieurs du Jurassique (Rousset, op. cit.).
Les circulations hydrauliques dans ces unités induisent donc une très relative indépendance hydraulique entre les séries renversées (Sainte Baume) et les séries normales (karst de Port Miou) de l'auréole externe du Beausset.

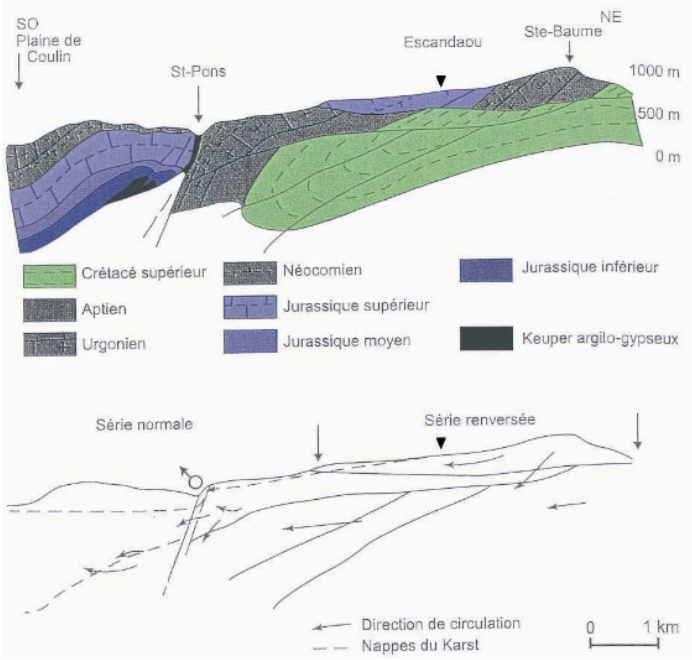


Figure 5-23 : Coupe géologique et interprétation hydrogéologique de la liaison entre le karst étagé du sud de la Sainte Baume et l'aquifère de Port Miou (Rousset, 2006, modifié)

Dans la partie orientale de la Sainte Baume, l'exploitation des mines de bauxites du secteur de Mazaugues a nécessité l'exhaure d'importantes quantités d'eaux d'origines karstiques. Jusqu'en 1985, près de 1000 m^3/h d'eau (env. 300 L/s) étaient pompés avant d'être rejetés dans le vallon du Caramy (Conseil-Général-du-Var, 2006b).

L'aquifère karstique est contenu dans les dolomies au jurassique supérieur et le banc calcaire du crétacé supérieur situé au toit de la bauxite. En réalité, la couche de bauxite est noyée dans l'aquifère en raison des fractures qui affectent le toit et le mur de la couche (Figure 5-24).

Le niveau statique de l'aquifère dans l'ancien puits minier du vallon de l'Epine est proche de 310 m NGF. Les essais de pompage longue durée (3 mois avec un débit moyen de 525 m3/h) réalisés récemment dans ce puits ont provoqué un rabattement de plus de 40 m. Après arrêt du pompage, le niveau de la nappe est remonté régulièrement indiquant que les ressources de l'aquifère karstique sont suffisantes pour compenser l'effet du pompage.

Les sources du vallon du Caramy (Figuières, Lecques, Lieutaud) ne constituent alors que des exutoires de débordement, et une grande partie des écoulements karstiques doivent, d'après la géologie, se diriger vers le Sud ou le Sud-Est et circuler donc sous l'Agnis.

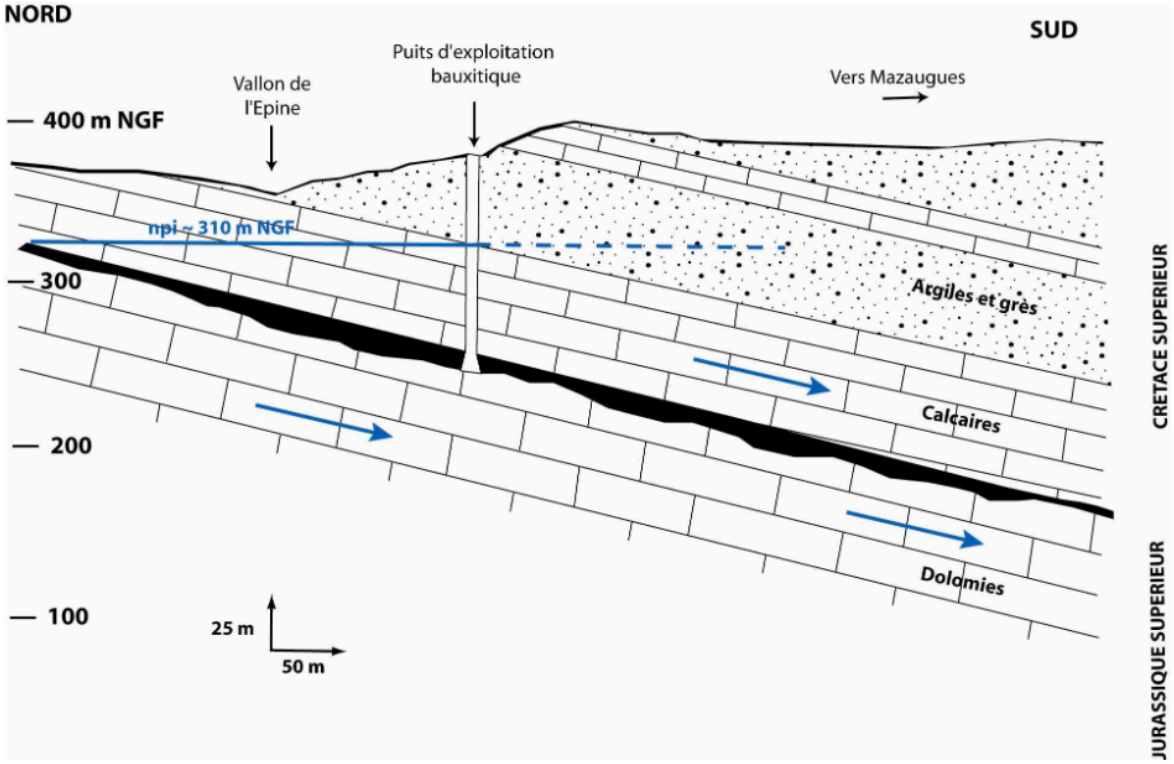


Figure 5-24 : Situation en coupe de l'ennoiement des mines de bauxites par les venues karstiques des calcaires du Crétacé supérieur et du Jurassique supérieur

A plus grande échelle, il n'est pas interdit de considérer que le déficit hydrique attesté sur l'ensemble de la Sainte Baume (Coulier, 1985), est le fait de circulation profonde vers les unités urgoniennes du Beausset. A ce titre, la structure tectonique du massif (Figure 5-25) n'interdit pas des écoulements vers le Sud.
La Sainte Baume occidentale peut donc participer dans son ensemble à une suralimentation du karst de Port Miou par des pertes en profondeur.

6.2.4. Drainage de l'ensemble Lare-Aurélien

Le massif de la Lare est un anticlinal de l'autochtone de l'unité du Beausset sur lequel sont venus chevaucher les terrains jurassiques de l'Olympe-Aurélien.
La Lare affiche un bilan hydrique déficitaire presque aussi important que dans la Sainte Baume occidentale. Du point de vue de la tectonique, cet anticlinal de l'autochtone permet tout a fait d'envisager un drainage profond des écoulements karstiques vers le Sud sous le massif de la Sainte Baume en direction du karst jurassique profond du Beausset externe (Figure 5-25).

L'ensemble Olympe-Aurélien appartenant aussi au Beausset, est lui charrié sur le massif de la Lare et constitue le front de chevauchement actuel de la nappe du Beausset au même titre que l'Etoile.
Très peu de sources karstiques sont attribuées à ce massif, il est quasiment complètement déficitaire. Deux hypothèses de drainages hydrogéologiques des structures sont généralement proposées :

1. Drainage vers le Sud et suralimentation de l'autochtone profond du Beausset.
2. Drainage vers l'Est et alimentation du karst triasique de Barjols.

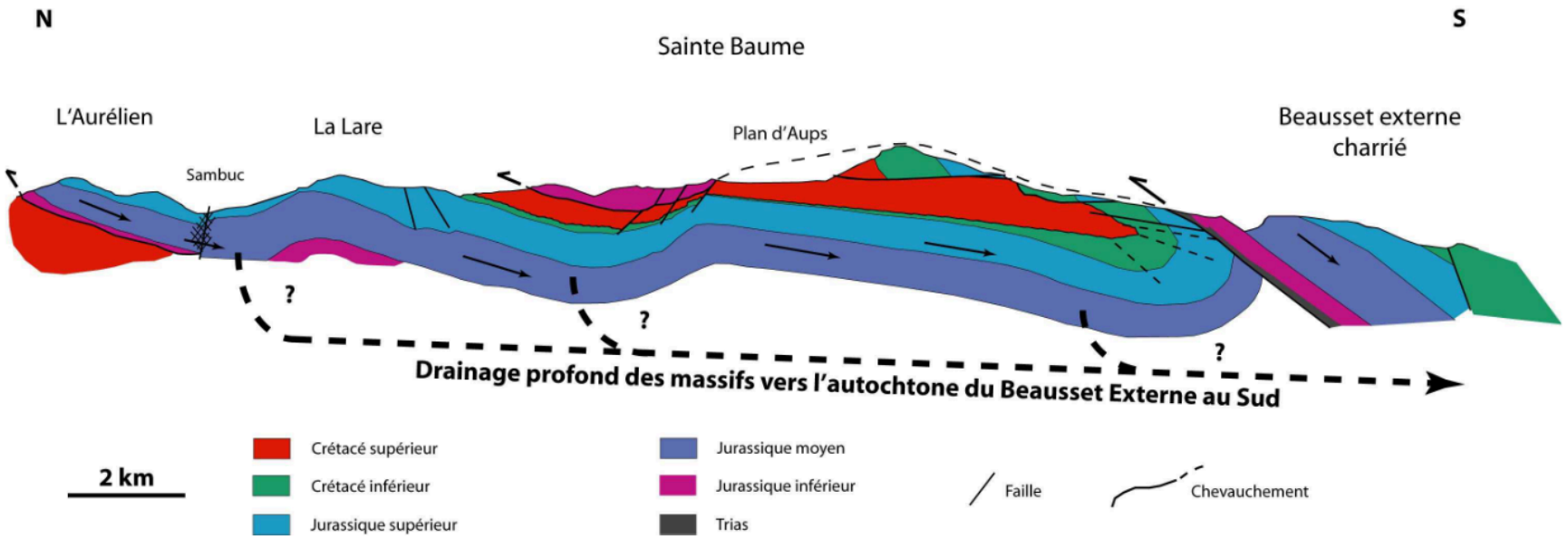


Figure 5-25 : Coupe géologique simplifiée de la Sainte Baume et interprétation hydrogéologique des écoulements profonds (coupe d'après Guieu, 1968)

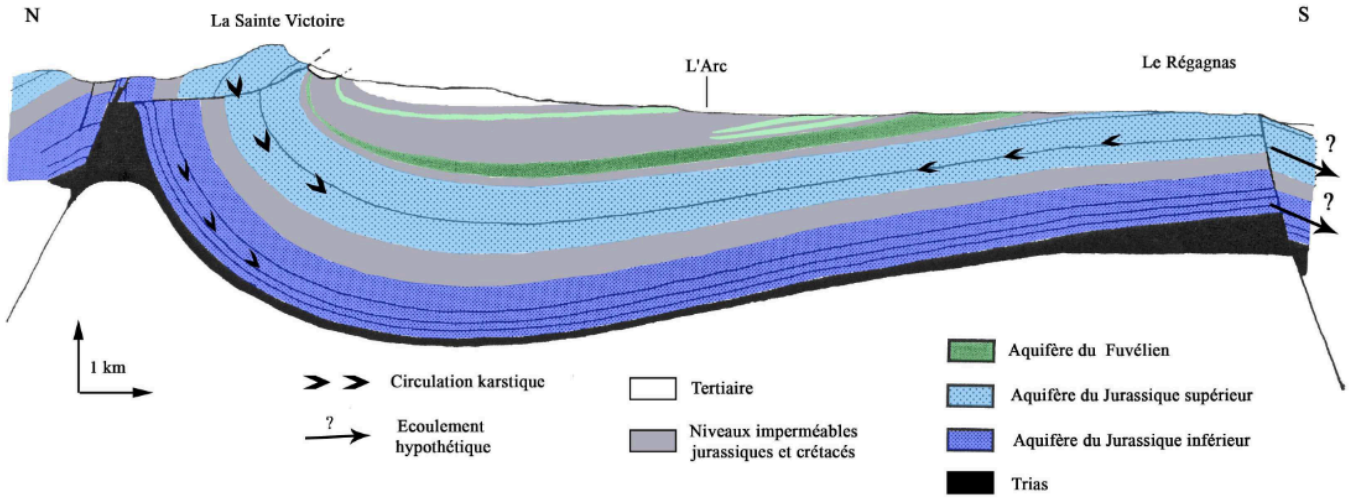


Figure 5-26 : Coupe géologique et interprétation hydrogéologique du bassin synclinal de l'Arc (Chalumeau, 2000, modifié)

La structure tectonique montre que le massif repose directement sur l'unité de la Lare par un contact direct calcaire/calcaire dans le secteur broyé de la Sambuc (Figure 5-25). De plus, les écoulements observés au sein de ce massif vers les sources de la Foux de St Zacharie et de St Lazare sont dirigés vers le Sud. Ce fait est conforme à la structure en cuvette orientée NNE-SSW et au pendage naturel des couches.

Ces observations permettent de privilégier l'hypothèse du drainage de ce massif vers le Sud. L'absence de niveau imperméable entre l'Aurélien et l'unité de la Lare place l'ensemble Olympe-Aurélien comme un acteur potentiel à l'alimentation profonde du karst profond du Beausset externe.

6.2.5. Drainage du Régagnas et de la Sainte Victoire

Les affleurements du Régagnas et de la Sainte Victoire alimentent de manière certaine l'aquifère profond du bassin de l'Arc. Ce fait a été prouvé hydrogéologiquement (3.2 et 3.3) et est conforme avec la structure tectonique en synforme du bassin (Figure 5-26).

Toutefois, le déficit hydrique de ces massifs (environ 350 L/s pour l'ensemble) laisse entrevoir des pertes vers des unités hydrogéologiques voisines.
L'aquifère jurassique profond du bassin de l'Arc peut-il alimenter les unités karstiques profondes de l'autochtone ?
Aucun ouvrage n'a permis de préciser les relations tectoniques en profondeur entre ces deux unités, mais cette hypothèse ne peut pas être totalement exclue.

6.3. PROPOSITION DE REVISION DU BASSIN VERSANT DU SYSTEME KARSTIQUE DE PORT MIOU

Les constatations géologiques faites sur la structure de certains massifs, au bilan hydrique déficitaire, permettent d'envisager que ceux-ci suralimentent en profondeur le système aquifère de Port Miou. Pour la révision du bassin versant, nous prenons en compte les massifs de la Sainte Baume, de l'ensemble Lare-Aurélien, du Régagnas et la partie SE de la Sainte Victoire.

L'excédent observé sur l'impluvium proche des sources de Port Miou (auréole urgonienne occidentale du Beausset) est comparé aux déficits des massifs pré-cités. Si l'on tient compte de la totalité de la superficie des massifs déficitaires, nous constatons que le déficit est trop important et que le bilan ne s'équilibre pas bien (Tableau 5-50).

Nous proposons deux solutions pour équilibrer ce bilan :

1) La première est de ne pas prendre en compte l'impluvium de la Ste Victoire dans le bilan global (solution 1 : Tableau 5-50).
2) La deuxième est de considérer que les impluviums éloignés représentés par le sud-est de la Sainte Victoire, le Régagnas et la partie occidentale de la Sainte Baume ne participent su'en partie à l'alimentation en profondeur. Arbitrairement, nous choisissons de restreindre à la moitié des superficies de ces impluviums (solution 2).

	Massifs karstiques	Bilan hydrique (L/s)	Superficie (km²)
Propositions de bilan	Massifs déficitaires		
	Ste Victoire partie Sud-Est	- 250	215
	Régagnas	- 80	50
	Ste Baume	- 600	110
	Lare - Aurélien	- 650	105
	Massif excédentaire		
	Impluvium proche Port Miou (auréole urgonienne sans extension Ste Baume)	+ 1300	170
Pas de solution	BILAN NON EQUILIBRE	- 280	650
Solution 1 : sans Ste Victoire	**BILAN EQUILIBRE**	**- 30**	**415**
Solution 2 : ½ superficies des impluviums éloignés (Ste Victoire, Régagnas, partie orientale Ste Baume)	**BILAN EQUILIBRE**	**0**	**500**

Tableau 5-50 : Porpositions de révision du bilan hydrique du système de Port Miou

Les incertitudes quand aux écoulements profonds ne permettent pas de favoriser une solution plutôt qu'une autre. Mais les résultats confirment que l'impluvium des sources sous-marines anciennement adopté peut être étendu vers les massifs de la Sainte Baume, de la Lare-Aurélien, voire de la Sainte Victoire. La superficie de l'aquifère, habituellement défini pour un surface de 170 km², doit être élargi à une superficie minimum de 400 km² et constituer ainsi l'impluvium calcaire majeur de la Basse Provence occidentale (Figure 5-27).

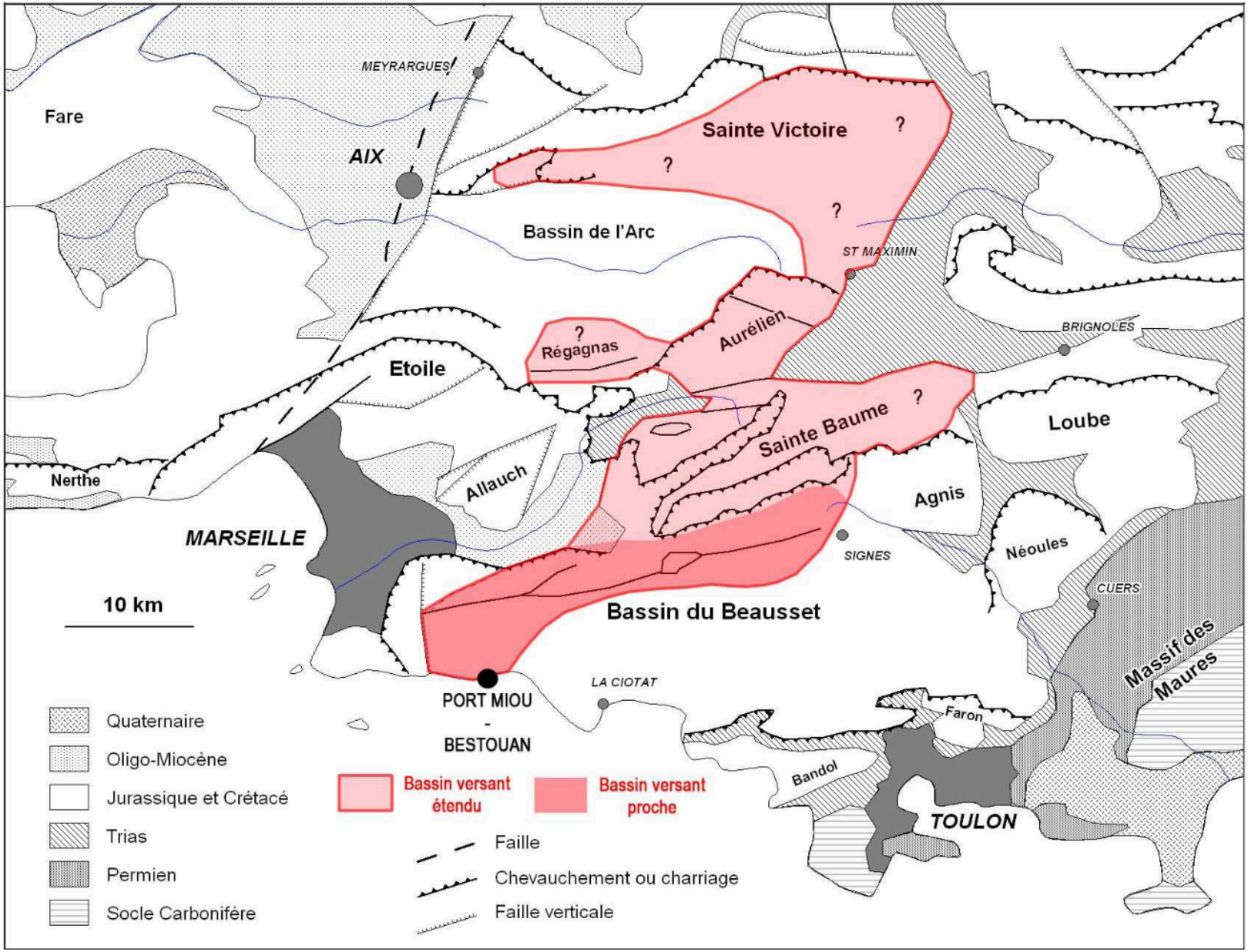


Figure 5-27 : Proposition d'extension du bassin versant du système karstique de Port Miou

CHAPITRE 6 : ANALYSE KARSTOLOGIQUE, GEOMORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE DU SYSTEME KARSTIQUE

Ce dernier chapitre aborde la problématique de l'organisation de la karstification du système de Port Miou. Des indices sur la karstification profonde y sont recherchés de manière globale, au niveau des unités calcaires de la région marseillaise. Cette réflexion est complétée par l'analyse géomorphologie de la partie immergée du karst de Port Miou et par la recherche d'indicateurs d'une contamination saline profonde dans les sédiments présents dans les galeries souterraines.

1. REFLEXIONS SUR LA KARSTIFICATION EN REGION MARSEILLAISE

1.1. RAPPELS SUR LES ETAPES DE LA KARSTIFICATION EN BASSE PROVENCE

1.1.1. Principales évolutions paléogéographiques et tectoniques en Basse Provence depuis le Jurassique (ANNEXE 11)

L'apparition de la mer jurassique, au cours de la phase de rifting Thétys-Ligure, est à l'origine du dépôt des principales formations calcaires de la Basse Provence occidentale. Cette sédimentation se poursuit pendant le Crétacé inférieur, avant que la Provence ne subisse une émersion centrée sur la région du Val-Vins appelée "bombement durancien" (Rousset, 1968). Cette émersion sera responsable de l'altération bauxitisante des terrains exondés et d'importantes lacunes sédimentaires en Basse Provence. Il peut s'agir de la première phase de karstification importante dans ce secteur.
Fin Crétacé, débute l'importante phase orogénique pyrénéo-provençale dont la phase majeure de plissement (Eocène sup.) permet la mise en place épiglyptique des grandes nappes de recouvrement de la Basse Provence (CHAPITRE 5 :2.2) avec pour conséquence majeure la superposition et le démantèlement des puissantes séries calcaires.
La sédimentation continentale de l'Oligocène est ensuite contrôlée par la tectonique et la morphologie des dépressions d'origine tectonique (ex : bassin de Marseille). Cette période de glyptogenèse constitue la surface anté-miocène, niveau d'équilibre des karsts anciens, et prépare le paysage de la Basse Provence pour la progression des mers miocènes (Guieu *et al.*, 1980).
Au Vindobonien supérieur (fin Tortonien), la phase tardi-tectonique alpine, à tectonique ici cassante et surtout verticale, met en relief certaines surfaces d'abrasions miocènes et entraîne une régression définitive de la mer. Cet épisode va être suivi de la plus importante chute eustatique connue en Méditerranée : la crise évaporitique messinienne (Clauzon, 1982). Cette dernière va contribuer à la karstification profonde des chaînons calcaires de la Basse Provence.
La fin du Pliocène (Plaisancien) est marquée par une brève transgression dans les rias du Rhône et de la Durance. Au cours du Quaternaire, la marge continentale faillée en escaliers poursuit son basculement vers la mer jusqu'à des profondeurs de plus de 1000 m. Le jeu du glacio-eustatisme va ensuite finir de façonner le paysage karstique actuel.

1.1.2. Etapes de la karstification

Il ne fait aucun doute que les processus de karstification sont étroitement liés à l'histoire géologique d'un secteur. En Basse Provence, comme ailleurs, les effets de l'eustatisme et de la tectonique se surimposent pour créer des karsts polyphasés. J.J. Blanc a proposé une chronologie (Blanc, 1995, 1997) des étapes majeures de la karstification des massifs calcaires de la région que nous rappelons brièvement :

- Crétacé : altération bauxitisante, début probable de la karstification
- Eocène terminal : ossature des massifs karstique en place, karstification
- Oligocène (34 à 23 Ma) : karstification intense en climat tropical et tectonique distensive
- Messinien (6,5 à 5,3 Ma) : incision et verticalisation des réseaux
- Pliocène inférieur (5,3 à 3,7 Ma) : importante transgression et colmatage du karst

- Pliocène supérieur (3,7 à 1,8 Ma) : reprise de l'activité tectonique et de la karstogenèse : basculement et rejeu des failles, avec plusieurs phases de recreusement et recolmatage liées à l'eustatisme

- Pléistocène inférieur (1,8 à 0,7 Ma) : plusieurs phases de recreusement et recolmatage liées à l'eustatisme avec poursuite de l'activité tectonique

- Pléistocène moyen (0,7 Ma à -120 ka) : plusieurs phases de recreusement et recolmatage liées à l'eustatisme avec ralentissement de l'activité tectonique

- Pléistocène supérieur et Holocène (120 ka à actuel) : stabilisation de la karstification

1.1.3. Conclusions

Le secteur de la Basse Provence occidentale possède une histoire géodynamique mouvementée et marquée par l'influence conjuguée de la tectonique et de l'eustatisme. Les systèmes karstiques s'y sont développés de manière polyphasée, aboutissant à des fonctionnements hydrospéléologiques imprégnés des conditions hydrauliques actuelles (principalement le niveau de base local) et anciennes.
Ce polyphasage peut être ressenti lorsque l'on visualise, sur l'ensemble de la région marseillaise, les différences d'organisation et de drainage des systèmes karstiques. Il est facile d'imaginer que cette région est aujourd'hui constituée de nombreux ensembles paléokarstiques à différentes profondeurs.

1.2. ORGANISATION DE LA KARSTIFICATION EN REGION MARSEILLAISE

1.2.1. Massifs karstiques à l'organisation hydrospéléologique cohérente

Le schéma hydraulique du système karstique y est bien défini. Le système possède une zone d'alimentation reconnue, un système de drainage actif et des émergences en accord avec l'ensemble.
Ces systèmes sont majoritairement localisés en partie orientale du secteur d'étude, à l'est du méridien matérialisé par la commune de Signes. Il s'agit, entre autres, de la partie orientale de la Sainte Baume (Plateaux de Mazaugues), du massif de Siou Blanc, de l'Agnis ou des unités calcaires de l'est du Gapeau (Néoules, Cuers…).

1.2.1.1. Plateaux de Siou Blanc

Cet ensemble, souvent assimilé à la partie orientale de l'auréole du Beausset, montre un réseau fortement karstifié et organisé selon des drainages mis en évidence par les importantes campagnes de traçages du comité Spele-H_2O (SPELE-H20, 2000).
Le massif du Ragas est un exemple en la matière. Cette unité, constituée des calcaires jurassiques et crétacés, offre aux spéléologues de nombreux gouffres profonds (Cyclopibus, Sarcophage, Cercueil…), avec une activité hydrologique importante. Ces avens s'alignent selon une orientation NNW-ESE : axe du drainage principal vers l'importante source vauclusienne du Ragas (Figure 6-1). Plus au Sud les réseaux font place à de vastes galeries développées dans le Turonien (Tête de Cade, Maramoye, Galette…). A cet endroit, les traçages ont montré des connexions évidentes avec les sources d'Ollioules.

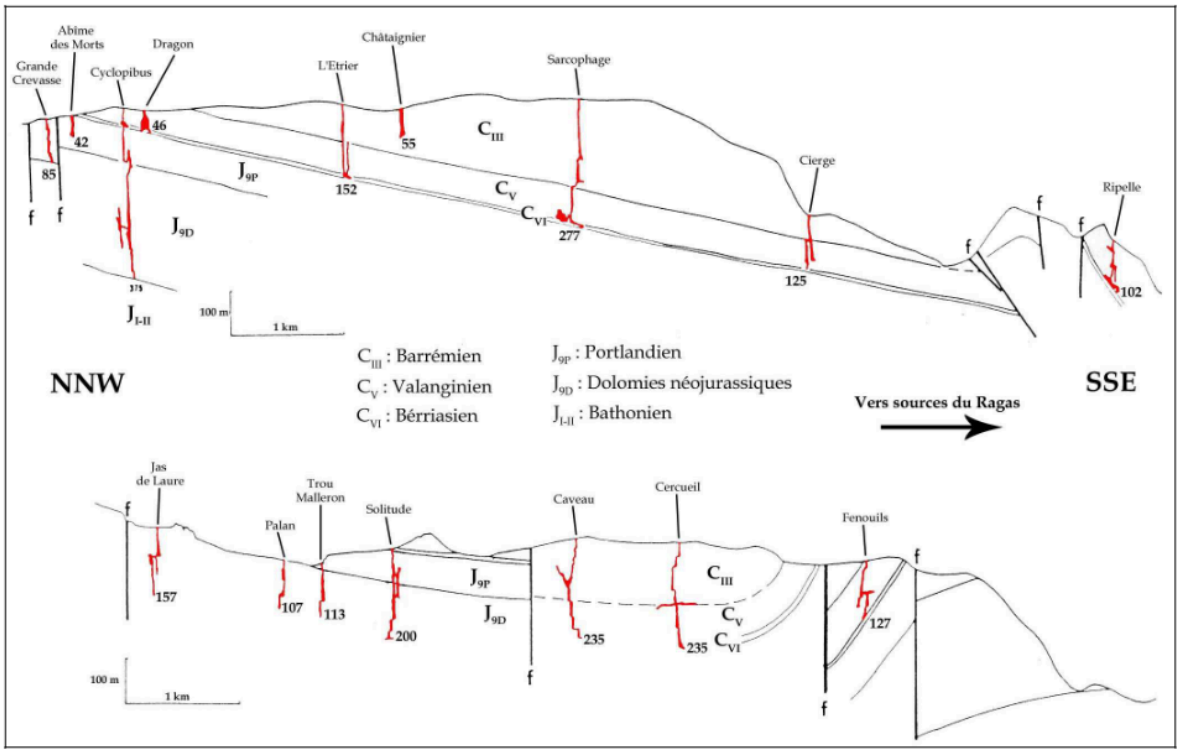


Figure 6-1 : Coupe géologique schématique dans le massif du Ragas montrant l'alignement des grands gouffres du plateau de Siou Blanc. Cette unité draine l'importante source du Ragas au Revest (Monteau, 1971, modifié)

1.2.1.2. L'Agnis

Si les prospections spéléologiques dans les gouffres n'ont pas permis d'atteindre des profondeurs aussi importantes qu'à Siou Blanc, l'organisation hydraulique a été clarifiée par de récents traçages (Gilli, 2000b). L'alimentation est effectuée par le plateau ou « Mourré d'Agnis » : vaste dalle monoclinale jurassico-crétacée percée de gouffres d'une profondeur inférieure à 100 m (Signoret, Ponchin). Les émergences sont réparties de manière logique le long de contacts anormaux bordant le massif. Cet ensemble semble visiblement bien drainé par l'ensemble de ses exutoires (CHAPITRE 5 :4.3).

1.2.1.3. Massifs circonscrits de l'Est toulonnais

Les massifs karstiques à l'est du Gapeau ont généralement l'allure de klippes calcaires reposant sur un Trias imperméable et forment des unités hydrologiques bien individualisées (Chanut, 1976).
Le massif de Néoules est une unité hydrogéologique, englobant la série jurassique du Lias au Malm, hydrauliquement circonscrite par une semelle triasique. Les émergences se font tout autour du massif le long du contact avec l'imperméable (Rampins, Font Robert ou Trians).
La barre de Cuers alimente aussi des sources bordières dont le drainage principal est réalisé dans la vallée du Gapeau. Le Lias et le Muschelkalk alimentent alors les sources de la Truéby et de Font Nègre.
Plus au Nord nous pourrions citer d'autres massifs présentant les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire une unité hydrogéologique délimitée et des émergences localisées sur des zones de drainages cohérentes. C'est le cas des massifs de Thèmes-Rocbaron, de St Quinis, d'Engardin-la-Celle…

1.2.2. Massifs karstiques à l'organisation hydrospéléologique incohérente

Les massifs entrant dans cette classification concernent des unités karstiques déjà bien étudiées au point de vue hydrogéologique et spéléologique. Malgré cela, leur organisation hydraulique soulève de nombreuses interrogations et montre certaines incohérences qui sont difficilement solubles à l'échelle du massif.

1.2.2.1. Plateaux de Mazaugues

L'hydrogéologie de cette unité calcaire est commandée par la rivière du Caramy, qui incise l'ensemble des formations et en constitue le drain majeur (Monteau *et al.*, 1983). Dans cette vallée s'ouvre le très important réseau développé dans le Santonien et le Jurassique : le réseau Sabre (5 km). Cet ensemble s'équilibre hydrauliquement avec le karst du jurassique où d'importantes circulations d'eaux s'établissent dans les niveaux de transitions bauxitiques (CHAPITRE 5 :4.1). Ce réseau aboutit à la Font Noire à l'entrée des gorges du Caramy (Figure 6-2). Ce réseau actif a pu être intensément exploré car le niveau piézométrique d'étiage se trouve sous le niveau de la galerie principale. Le drainage se fait vers l'exutoire principal constitué par la source de Figuière (306 m) quelques kilomètres au Nord. Cette situation de réseau perché se retrouve à l'identique sur l'autre rive des gorges, en face de Font Noire, avec le réseau de la Baume Rouge (310 m alt., développement de 1,5 km) et son exutoire la source Lieutaud (280 m).

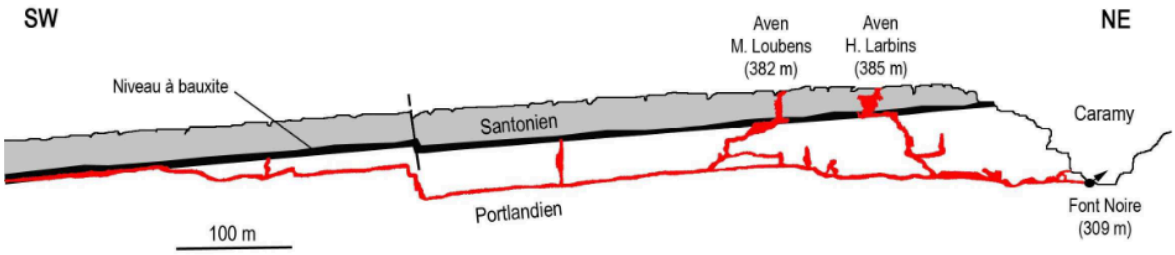


Figure 6-2 : Coupe développée simplifiée du réseau du Sabre (modifiée d'après données CDS 83)

1.2.2.2. Plateau du Plan d'Aups

1.2.2.2.1. Incohérence entre les émergences actuelles et le système profond

Une partie du drainage de ce plateau est connue par les différents réseaux karstiques actifs explorés jusqu'à aujourd'hui. On constate alors sans surprise que la majorité des sources importantes (Foux, St Pons, Castelette) sont situées en bordure du massif à des faibles altitudes (250 - 380 m) et à proximité d'accidents structuraux mettant au contact les formations calcaires avec des terrains imperméables. La position de ces émergences est, certes, logique, mais elle ne suffit pourtant pas à expliquer la totalité des écoulements qui s'y établissent. L'exemple du système du réseau du Petit St Cassien et de la Foux de Nans est en cela démonstratif d'une certaine incohérence entre ces émergences de bordure et le fonctionnement hydraulique profond du karst.

Système St Cassien - Grande Foux

Le gouffre du Petit Saint Cassien, au sud de Nans, dévoile un réseau noyé situé à plus de 300 m de profondeur, dont le drainage s'effectue vers le Sud au contact des calcaires kimméridgiens (Figure 6-3). Pourtant les différentes colorations effectuées dans ce réseau (Monteau *et al.*, 1983 ; Coulier, 1985) ne sont ressorties qu'aux sources du Cauron et de la Foux situées au Nord. Cette dernière semble constituer l'émergence vauclusienne de trop plein du système par ses mises en charge brutales lors des pluies et son équilibre hydraulique à l'étiage situé vers 35 m de profondeur, soit 355 m NGF (Mazet, 1991).

La logique actuelle entre l'écoulement souterrain naturel vers le Sud et le fonctionnement de cette émergence ne sont pas évidents à comprendre. Il est possible de considérer la Grande Foux comme un exutoire temporaire hérité du passé qui ne se réactive que lors de périodes de hautes eaux.

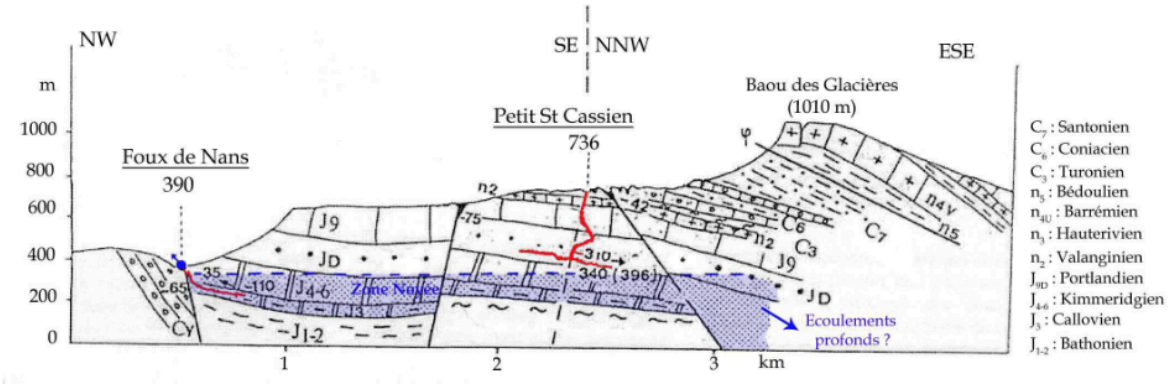


Figure 6-3 : Coupe géologique dans le Plan d'Aups mettant en évidence la disposition du gouffre du Petit St Cassien vis-à-vis de la résurgence de la Foux et les écoulements profonds vers le Sud dépendant du pendage naturel des couches (Monteau *et al.*, 1983, modifié)

Existe-t-il une explication à cette organisation ?
La surélévation récente (messinienne) de la partie occidentale du massif de la Sainte Baume (Cornet, 1965) peut être à l'origine de l'isolement de ces émergences particulières aux réseaux ascendants, comme la Foux de Nans. Cette phase tardive de la tectonique alpine, combinée à la forte régression messinienne, a participé à rediriger les écoulements karstiques vers le Sud (Blanc, 1993). L'évolution paléogéographique rend alors compréhensible l'organisation actuelle de ce karst et l'observation généralisée sur cette partie de la Sainte Baume de déficits hydriques au profit du karst profond et sous-marin de Port Miou (Coulier, 1985 ; Martin, 1991).

1.2.2.2.2. Indépendance de la karstification avec le drainage actuel

Le massif a fait l'objet de nombreuses recherches spéléologiques et présente un nombre très important de grottes ou d'avens isolés dont une grande partie est inactive. Ces réseaux sont plus ou moins comblés et/ou présentent des concrétionnements. La grotte fossile la plus connue est celle de Sainte Madeleine en falaise à plus de 850 m d'altitude et aménagée en chapelle. Des avens plus ou moins profonds sont complètement inactifs (aven des Jardins suspendus, aven de l'Ecureuil).

Plusieurs réseaux karstiques encore actifs actuellement portent des traces d'une paléokarstification indépendante de l'organisation hydraulique actuelle (Martin, 1991).
Prenons l'exemple du système de la Castelette. La grotte de Castelette est située en amont de la résurgence actuelle principale de l'Huveaune à 600 m d'altitude. Cette résurgence, encore active temporairement et reliée au poljé du Plan d'Aups, a probablement joué le rôle de résurgence principale. Le thalweg de l'Huveaune devait être établi selon un profil plus haut que l'actuel qui a été déconnecté lors de l'approfondissement du réseau.
Le Gouffre de l'Eau de Là, à Nans, est un autre exemple intéressant. Ses galeries présentent des traces anciennes de concrétionnements aujourd'hui en grande partie érodées par des écoulements et surcreusements plus récents. Elles témoignent de la présence d'anciens drains de grande ampleur, aujourd'hui déconnectés, sous le plateau du Petit Saint-Cassien (Morel, 2000).
L'existence de ces réseaux anciens ne s'inscrit pas dans le réseau de drainage actuel et doit matérialiser, selon Martin (op.cit.), une 1ère phase majeure de karstification intervenant en réaction à une impossibilité pour les réseaux aériens surimposés d'abaisser suffisamment vite leurs talwegs (ex : Huveaune).

1.2.2.3. Massif des Calanques

1.2.2.3.1. Indépendance hydraulique entre les émergences littorales et le réseau profond de Port Miou

Le massif possède de nombreuses émergences situées le long du littoral. Une majorité s'effectue au niveau de la mer (Sugiton, Morgiou, l'Oule), c'est à dire selon le niveau de base hydraulique actuel. Cette position géographique logique est à mettre en opposition avec l'existence des réseaux karstiques de Port Miou et du Bestouan. Ces derniers laissent découvrir des galeries sous-marines explorables sur d'importantes distances et à grande profondeur ; situation qui traduit une karstification en décalage avec la géomorphologie actuelle des Calanques. La taille des galeries, l'hydrodynamisme complexe des sources, la profondeur de karstification, placerait Port Miou et Bestouan comme des systèmes anciens et fortement polyphasés.
Les sources littorales peuvent ainsi représenter le drainage effectif et normal du massif des Calanques, tandis que le système complexe de Port Miou / Bestouan apparaît comme complètement indépendant et surimposé au système.

1.2.2.3.2. Un réseau karstique fossile indépendant

Le massif des Calanques comprend un nombre impréssionant de cavités découvertes à ce jour dont la majorité est fossile et située la plupart du temps en position haute par rapport aux thalwegs plio-quaternaires. J.J. Blanc a contribué à l'observation de nombreux indices paléogéographiques prouvant l'existence d'un paléokarst dans les Calanques marseillaises (Blanc et Monteau, 1983, 1988 ; Blanc, 1993). Sans être exhaustif, il s'agit d'en citer quelques exemples les plus marquants.

Les grottes suspendues

Ce massif comporte un nombre très important de réseaux dits "suspendus", c'est à dire dont la position demeure indépendante de la topographie et des drainages plio-quaternaires et actuels.
Citons, entre autres, à Marseilleveyre la grotte de St Michel d'eau douce (vaste porche à près de 300 m d'altitude), les réseaux de grottes et avens dans le Val Vierge et le Devenson (massif de la Gardiole) ou la fameuse arche de Castelvieil creusée dans l'Urgonien (Figure 6-4).
Aucune de ces grottes ne débouche sur un vaste réseau de galeries ou de puits, car la plupart sont colmatées par des remplissages complexes, anciens et indurés (Blanc *et al.*, 1988). Le colmatage le plus ancien reconnu sur le littoral est celui de la grotte de Morgiret sur l'île du Frioul, constitué de silts et de calcaires lacustres de l'Oligocène (Blanc, 1993). Ce réseau est visiblement indépendant des réseaux actifs horizontaux du massif (Port Miou et Bestouan).



Figure 6-4 : La grotte fossile de l'arche de Castelvieil domine les falaises urgoniennes du plateau de Castelvieil (massif des Calanques)

Les avens profonds

Le massif des Calanques dans son ensemble est criblé d'avens plus ou moins profonds. Les gouffres les plus importants (avens des Marseillais ou Quatre Trous, du Logisson, de la Gorguette et de la Trione) se développent sur plus de 100 m de profondeur. Aujourd'hui ces gouffres n'ont pas d'activité hydrologique visible à part le témoignage de mises en charge lors de certaines pluies importantes (Guieu *et al.*, 1996). Ils ne semblent pas en connexion avec des galeries horizontales.

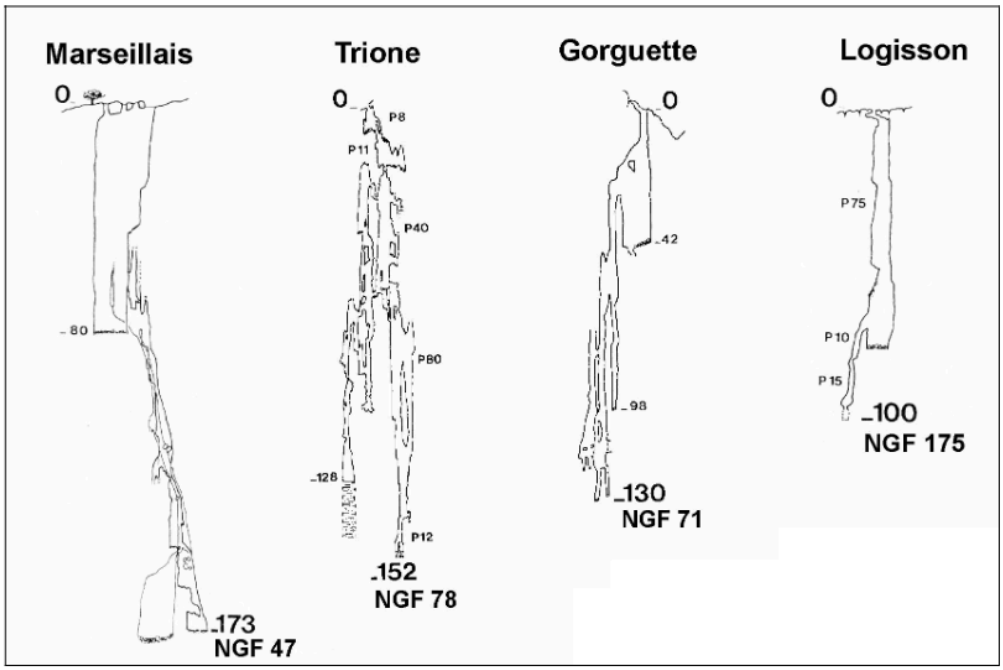


Figure 6-5 : Principaux gouffres explorés dans le massif des Calanques (Courbon et Parein, 1991)

1.2.3. Massifs karstiques à l'organisation hydrospéléologique peu connue

Ce groupe rassemble un certain nombre de massifs karstiques dont les connaissances hydrogéologiques et les explorations spéléologiques font défaut ou sont quasiment inexistantes. La compréhension du fonctionnement des écoulements souterrains est alors rendue difficile.

1.2.3.1. La Sainte Victoire

1.2.3.1.1. Un drainage karstique en profondeur méconnu

Les sources de l'Argens (s.s.) et de Seaux, principaux exutoires du massif, ont un point d'émergence assez logique situé au point bas topographique à 270 m d'altitude. Ce secteur est très certainement la zone de contact entre le Jurassique et le Trias imperméable caché actuellement sous les dépôts du Miocène de la vallée de l'Argens. En revanche, la Meyronne a une émergence sans rapport avec la géographie actuelle. Elle émerge à environ 300 m d'altitude dans les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur à la faveur d'un système de plusieurs griffons ressemblant à des trop-pleins.

Ces exutoires importants ne suffisent pas à équilibrer le bilan en eau du massif et il est aujourd'hui admis qu'une grande partie du drainage du massif de la Sainte Victoire est expliqué par les arrivées d'eaux profondes (-250 m NGF) observées dans le bassin synclinal de Gardanne (CHAPITRE 5 :3.2).

Si les venues d'eaux jurassiques semblent établies, le ou les réseaux à l'origine de ces circulations restent complètement inconnus. Le fonctionnement de ce karst profond est difficilement étudiable du fait de la localisation de son réseau noyé à quelques centaines de mètres sous le niveau marin.

Selon Nicod (Nicod, 1972), la karstification profonde de la Sainte Victoire aurait été facilitée par le broyage et la fracturation de la tectonique bartonienne et par une mise en charge du réseau lors de la surélévation du massif.

1.2.3.1.2. Des formes karstiques superficielles indépendantes ?

Le massif de Sainte Victoire montre en surface peu de formes de karstification, mais il possède des cavités importantes fossiles développées à des altitudes élevées :

- Des avens profonds à plus de 600 m d'altitude comme l'aven du Petit Garagaï (réseau de grande taille avec une profondeur de 200 m), ou l'aven St Ser (profondeur 117 m).
- Des grottes de grandes dimensions comme celle du Champignon, située à 850 m, avec une salle de plus de 70 m.

La formation de ces galeries ne peut pas s'expliquer avec les conditions hydrogéologiques actuelles. Pour exemple, l'étude récente de la cavité du Champignon indiquerait que sa formation serait liée à des phénomènes particuliers d'hydrothermalismes locaux datés approximativement du Miocène (Audra *et al.*, 2002).

Enfin, le bassin de St Maximin a une morphologie de poljé karstique ennoyé sous les alluvions périglaciaires (principalement des limons würmiens), dont la nappe d'inondation devait probablement s'écouler par la Meyronne vers l'Argens supérieur (Nicod, 1972).
Cette observation est à rapprocher de la présence à Seillons d'un important dépôt de tufs à une altitude de 350-380 m sans correspondance avec les émergences actuelles.

1.2.3.2. Le Régagnas

Le dôme jurassico-crétacé du Régagnas alimente les circulations profondes du bassin de Gardanne au même titre que la Sainte Victoire. Son organisation fonctionnelle est tout aussi inconnue, d'autant que sa surface est quasiment dépourvue de forme karstique. Il est un exemple, avec la Sainte Victoire, de massif où les circulations sont supposées, mais dont la connaissance est insuffisante et laisse entrevoir des orientations de drainages alternatifs (CHAPITRE 5 :3.3).

1.2.3.3. Les Monts Olympe et Aurélien

Cet ensemble liasique et jurassique est parmi les plus étonnants de la région. Sur une superficie de près de 60 km² seule une dizaine de cavités assez insignifiantes ont été explorées. Aucun réseau karstique actif notable n'est à signaler, mis à part les sources impénétrables de St Lazare et de la Foux de St Zacharie. Ces dernières se trouvent naturellement au niveau de l'incision faite par le vallon de l'Huveaune au sud du massif. Les écoulements souterrains et le drainage de ces massifs sont non seulement inconnus, mais impossibles à définir.

1.3. CONCLUSIONS SUR L'HERITAGE MESSINIEN

L'étude de l'organisation hydrospéléologique des massifs jurassico-crétacés de la région marseillaise permet d'individualiser trois types de zones calcaires au développement karstique contrasté :

1) Des massifs circonscrits dans lesquels des écoulements pérennes et profonds sont assurés par un réseau spéléologique bien développé. Le drainage global du système est réalisé de manière logique et permet d'alimenter d'importantes sources karstiques. Les bilans hydrologiques conduits sur ces massifs sont généralement équilibrés. Il s'agit notamment du massif de l'Agnis et des plateaux de Siou Blanc, tandis que plus à l'Est on peut citer les massifs circonscrits de Néoules ou de Cuers…

2) Des massifs aux écoulements souterrains établis, mais dont le drainage profond comporte certaines incohérences avec l'alimentation des exutoires qui lui sont connus. Les incertitudes sur les orientations des écoulements profonds conduisent à obtenir des bilans en eau déséquilibrés et souvent déficitaires. Il s'agit plutôt du massif des Calanques ou des parties nord et orientale de la Sainte Baume (plateaux de Mazaugues, plateaux du Plan d'Aups).

3) Des massifs pour lesquels les réseaux et écoulements profonds sont mal connus voire inconnus. L'organisation du drainage et les bilans en eau sont alors quasiment impossibles à définir. On pense alors aux massifs de la Sainte Victoire et du Régagnas et aux Monts Olympe et Aurélien.

Le premier groupe comporte un système karstique net et bien défini : zone d'alimentation, système de drainage, émergences logiques.
Les deux derniers groupes sont, quant à eux, difficilement compréhensibles sans considérer que leur organisation ait pu être bouleversée par divers processus de karstification. Leur incohérence organisationnelle serait due à une incidence du polyphasage sur le comportement hydraulique de ces karsts.
Ainsi plusieurs indices généraux témoigneraient d'une paléokarstification ancienne (Nicod, 1967) :

1° La plupart des grottes et avens en surface sont secs et concrétionnés. Les réseaux noyés se trouvent souvent à plusieurs centaines de mètres sous les plateaux calcaires.

2° D'anciennes résurgences karstiques se trouvent à une altitude supérieure aux vallées actuelles. La plupart ne fonctionnent plus actuellement, mais témoignent d'une paléo-circulation karstique.

3° De nombreuses formes karstiques se retrouvent aujourd'hui mises à jour, tronquées par les versants.

4° Une quantité importante des cavités de la région sont colmatées par des remplissages karstiques variés, dont l'âge peut remonter jusqu'à l'Oligocène.

5° Des formes karstiques submergées en mer sont observées tout au long du littoral, de Marseille à Toulon (lapiés de la rade de Toulon à -200 m).

L'origine ancienne de ce karst est difficile à préciser du fait des divers épisodes de karstification l'ayant affecté de manière quasi-continue probablement depuis le Crétacé. Toutefois, il semble évident que l'épisode de karstification majeur du Messinien ait joué un grand rôle dans la spéléogenèse de ce karst. Ce dernier a sûrement permis un creusement (ou au re-creusement si l'on suppose que les systèmes sont plus anciens et colmatés) et un développement à des profondeurs très importantes des réseaux noyés actifs. Ces réseaux confèrent actuellement une nouvelle logique au drainage des structures karstiques, en permettant à l'eau d'emprunter des drains dans lesquels les pertes de charges sont minimes (Figure 6-6).

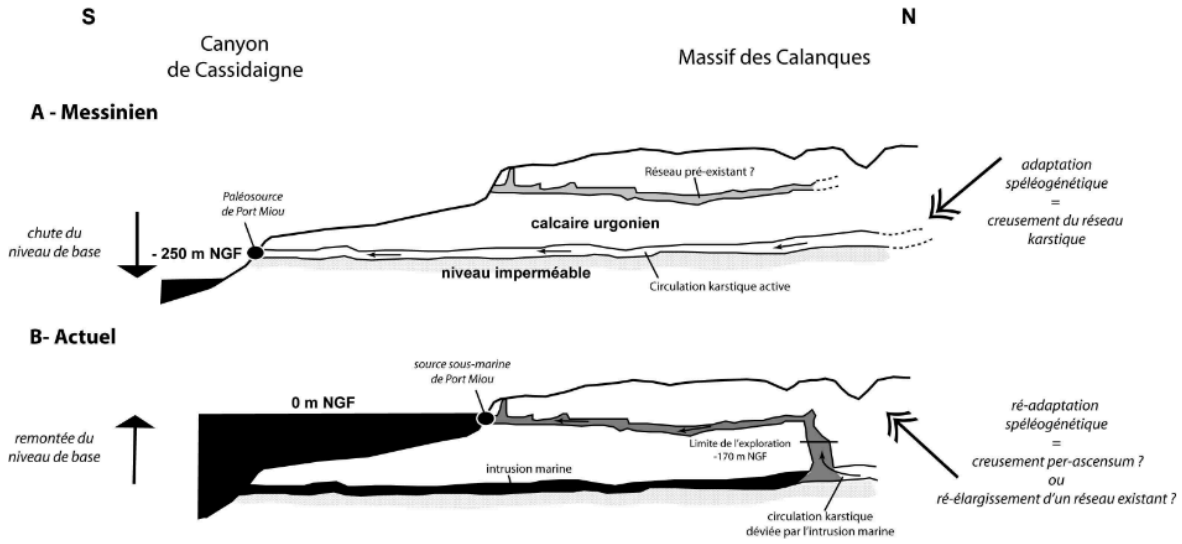


Figure 6-6 : Hypothèse de l'héritage messinien du réseau karstique de Port Miou. A) Au Messinien le réseau se verticalise pour s'adapter à la chute du niveau marin. Un imperméable relatif constitue le niveau de base de la karstification ; B) Actuellement les circulations profondes sont bloquées par l'intrusion d'eau de mer : le réseau s'est ré-adapté au niveau de base marin.

2. GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE DU KARST SOUS-MARIN DES CALANQUES

2.1. OBJECTIFS ET METHODOLOGIES

2.1.1. Objectifs

L'analyse de la paléobathymétrie sous-marine entre le Cap Morgiou et Carry le Rouet a révélé l'existence de reliefs sous-marins laissant supposer la présence d'un paléokarst immergé dans la rade de Marseille (Collina-Girard, 1992). De nombreuses dépressions fermées sont observées jusqu'en bordure de plateau. Elles ont l'allure de dolines karstiques dont la morphologie aurait été comme "fossilisée" sous la couverture sédimentaire plio-quaternaire du golfe de Marseille. Ces observations complètent la vision, déjà ancienne, de l'affaissement tectonique de l'ensemble des terrains de l'ouest du bassin du Beausset sous le niveau marin (Blanc *et al.*, 1967).
L'objectif principal de cette partie est donc de rechercher en mer des arguments favorables à ces hypothèses. Nous essaierons d'améliorer la description de ce véritable karst sous-marin tout en établissant des comparaisons entre ce système immergé et l'actuel karst des Calanques qui forme l'ossature du littoral.

2.1.2. Méthodes et données utilisées

2.1.2.1. Analyse de données géologiques et sismiques anciennes

Le plateau continental au large de Marseille est une région pauvre en données géologiques et sismiques récentes. L'essentiel des campagnes actuelles sont menées plus à l'Ouest dans le golfe du Lion. Des études anciennes de la géologie de ce plateau (plongée en soucoupe et dragages) et de sa structure tectonique (sismique) existent et seront rappelées.

2.1.2.2. Carte paléobathymétrique entre les Calanques orientales et Bandol

A la suite des travaux de Collina-Girard (Collina-Girard, 1992), j'ai entrepris d'établir la continuité de la carte bathymétrique précise entre le secteur oriental des Calanques (L'Oule) et Bandol (pointe d'Alon). Ce travail permet de faire une description morphologique et de servir de document de base à une analyse morphostrucuturale plus précise du plateau continental à l'aplomb du système des sources sous-marines. Ce document a été établi directement à partir des minutes de sondes au 1/20000° établies par le SHOM lors de la campagne océanographique dans la zone des Blauquières en 1976[7].

2.1.2.3. Analyse morphostructurale du plateau continental

La carte bathymétrique précise (équidistance 5 m) permet de procéder à une analyse morphostructurale couramment pratiquée en géomorphologie (Prud'homme, 1972). L'analyse morphométrique de la répartition des réseaux de vallées (appelés aussi drains, entailles ou tronçons hydrographiques) apporte de nombreuses informations sur l'organisation structurale d'un secteur (Collina-Girard, 1989 ; Collina-Girard et Griboulard, 1993). Elle permet notamment de discerner les orientations de la tectonique profonde masquées sous des affleurements récents (Collina-Girard, 1995a). L'utilisation de cette technique a montré qu'elle pouvait apporter des résultats équivalents aux études sismiques réalisées en milieu marin (Collina-Girard, 1999).
La méthode consiste à hiérarchiser le réseau des entailles en tronçons selon une arborescence conventionnelle (Figure 6-7A) définie par le système d'Horton (Horton, 1945) :

- Les tronçons sans aucuns tributaires sont classés d'ordre 1.
- Deux tronçons d'ordre 1 forment un tronçon du 2ème ordre. Le tronçon d'ordre 2 est étendu alors jusqu'à la tête du plus long des tronçons de premier ordre (dont l'affectation précédente devient caduque).
- De la même manière deux tronçons d'ordre 2 forment un tronçon d'ordre 3…
- Etc…

[7] Minutes récupérées auprès de M. C. Degiovanni du Centre d'Océanologie de Marseille, Université de la Méditerranée

Le réseau d'entailles est ensuite linéarisé (Figure 6-7B) et permet de tracer des rosaces des orientations principales des drains selon leur nombre et leur longueur. Ces orientations traduisent la transmission en surface dans les thalwegs du diaclasage et des systèmes de failles amortis en surface par les sédiments récents.

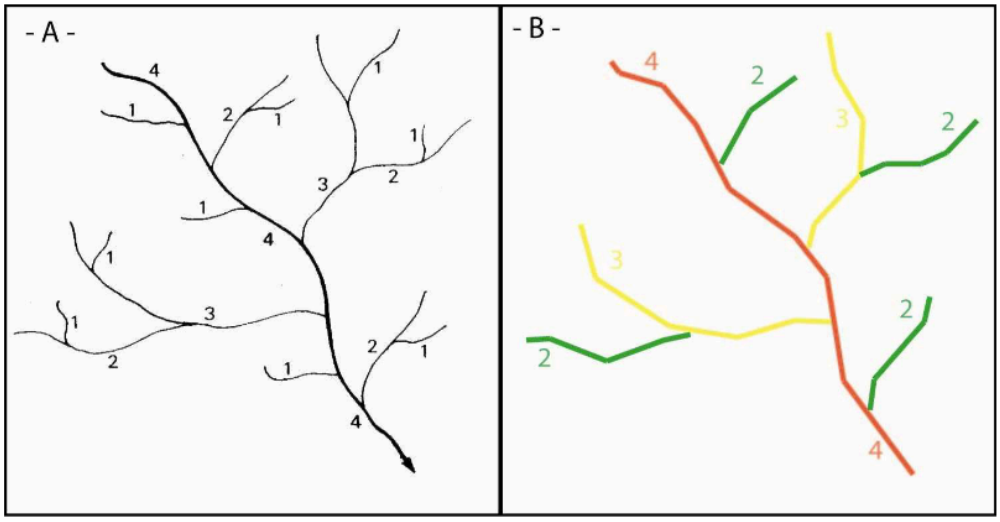


Figure 6-7 : A) Hiérarchisation et B) linéarisation des réseaux de vallées selon R. E. Horton (d'après Coque, 2002)

2.2. GEOLOGIE ET STRUCTURE DU PLATEAU CONTINENTAL MARSEILLAIS

La plate-forme continentale de la région de Marseille présente des caractéristiques typiques d'une plate-forme bordée par des reliefs importants et récents liés à l'orogenèse alpine (Vanney, 1977). Elle est étroite (entre 10 et 30 km), puis s'élargit à l'Ouest vers le Golfe du Lion, au-delà de la faille d'Aix-en-Provence. Les reliefs y sont accidentés avec des talus escarpés ou "tombants" et des pointements rocheux, "sèches". Les pointements rocheux représentent des buttes de résistances (Ile de Riou et Planier) et les tombants monumentaux sont souvent calqués sur un escarpement de faille ou de flexure originel.

La structure géologique du plateau continental au sud du massif des Calanques est mieux connue depuis les travaux de Froget et Leenhardt durant les années 60-70 (Leenhardt *et al.*, 1969 ; Froget, 1974). Ils constituent les principales campagnes d'échantillonnage en soucoupe plongeante, de dragage et de sismique réfraction sur la zone.

Les profils sismiques montrent que les structures profondes du Mésozoïque, fortement plissées et faillées, par les tectoniques éocènes et oligocènes ont été nivelées de manière sub-horizontale par une surface pré- et syn-miocène (polyphasée). La couverture plio-quaternaire, avec ses structures fines, régulières et sub-horizontales, vient fossiliser cette morphologie (Figure 6-8). A l'ouest du canyon de Cassidaigne cette surface d'arasion correspond au toit du Mésozoïque, tandis qu'au sud-est du canyon (au sud du Banc des Blauquières) elle représente le toit du socle métamorphique.

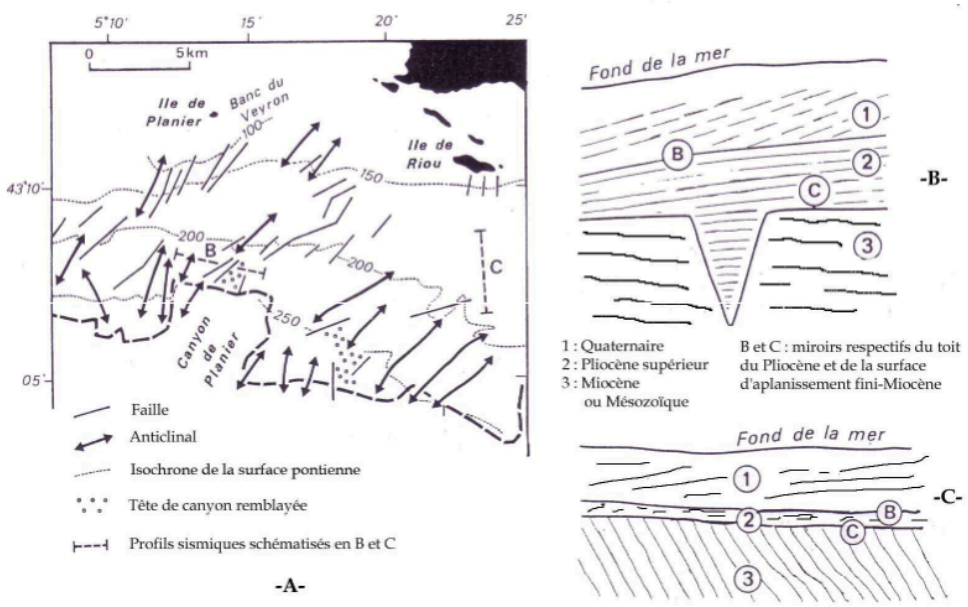


Figure 6-8 : Structure tectonique et surface d'aplanissement enfouie sur le plateau continental du secteur de Planier (Vanney, 1977, modifié). A) Schéma structural simplifié ; B) et C) Profils sismiques simplifiés

Les travaux de Froget (Froget, 1974) conduisent à diviser le plateau continental au sud de Marseille en deux zones structurales de part et d'autre du canyon de Cassidaigne.
A l'ouest du canyon, le plateau serait caractérisé par :

- Les séries sub-horizontales du Plio-quaternaire constituant le toit de l'épaisse série mésozoïque ;
- L'existence, au niveau de la tête nord-ouest du canyon, d'un synclinal d'Aptien rempli par des brèches éocènes issues de l'érosion des massifs des Calanques.

A l'est du canyon, le plateau serait caractérisé par :

- Des affleurements des dolomies mésozoïques au niveau du relief de la Cassidaigne, et du socle métamorphique au Banc des Blauquières.
- Entre les deux l'existence un fossé subsident d'origine paléogène (extension oligocène) limité par des failles et rempli par des formations plio-quaternaires. Ce graben constitue la tête SE du canyon de la Cassidaigne.

L'affleurement du toit métamorphique au sud-est de Blauquières représenterait ainsi le prolongement vers l'ouest du chevauchement de l'unité de Bandol-Sicié.

Ses travaux suggèrent ainsi que le thalweg principal du canyon de la Cassidaigne correspond à un accident méridien relayé sur la partie émergée des calanques par la faille de la Sainte-Croix. Cet accident serait responsable de l'abaissement du compartiment occidental et de la disparition du socle métamorphique sur la rive occidentale du canyon.

2.3. GEOMORPHOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL MARSEILLAIS

2.3.1. De Carry au Cap Morgiou : Bassin de Marseille et Sud Calanques

L'établissement d'une carte bathymétrique au 1/25000ème du plateau continental entre Carry-le-Rouet et le Cap Morgiou (Collina-Girard, 1992) a permis plusieurs observations importantes sur la géomorphologie de ce plateau :

- L'alignement des ruptures de pentes suivant deux directions structurales NW-SE et NE-SW caractéristiques pour le littoral marseillais (Guieu, 1968).

- La présence de directions structurales délimitant deux bassins losangiques : un au niveau du bassin de Marseille, un autre au sud de Planier.
- L'existence de dépressions fermées orientées selon des directions structurales. Ces formes sont assimilées à d'anciens champs de dolines submergés aujourd'hui par la remontée fini-Würmienne du niveau marin.
- Plusieurs niveaux de stationnement marins, interprétés comme des paléorivages ont été relevés à -50, -90, -105 et -130 m.

Ces replats sont mis en évidence dans toute la Méditerranée occidentale, ils constituent des marqueurs morphologiques des variations eustatiques (Collina-Girard, 2001). Plus spécifiquement, ces replats constituent des paléorivages de stationnement au cours de le la transgression holocène de 14 000 BP à l'actuel (Collina-Girard, 1995b, 1996).

2.3.2. De l'Oule à Bandol : secteur Est Cassidaigne

La carte bathymétrique reconstituée à partir des minutes de sondes du SHOM de la campagne "Blauquières" (2.1.2.2) est présentée sur la Figure 6-9. Nous comparerons les observations faites sur ce secteur avec celles déjà présentées sur le secteur à l'ouest de Cassidaigne.

Description géomorphologique (Figure 6-9)

La zone au sud de Cassis se présente comme un plateau peu large avec une pente faible (1%) se terminant abruptement vers -150 m avec le bord du profond canyon de Cassidaigne.

Les pointements rocheux de l'îlot de Cassidaigne, consitués par le socle Permien, séparent deux incisions profondes du plateau qui constituent les têtes orientales du canyon. Le Banc des Blauquières, à l'est du canyon, est relativement accidenté. Une crête sous marine semble prolonger le cap Sicié à plus d'une dizaine de kilomètres de la côte. Elle est suivie à l'Ouest par l'important relief de l'Esquine constituant un haut fond à -85 m.

Les reliefs formés par la balise de Cassidaigne montrent des abrupts dont les orientations sont principalement NE-SW et NW-SE. Ces orientations correspondent aux directions structurales classiques façonnant le littoral des Calanques. Au Nord et à l'est de ce relief on distingue des dépressions fermées, entre 50 et 100 m de profondeur, dont la taille peut atteindre un kilomètre de diamètre. Les deux principales sont localisées à l'aplomb des falaises de Soubeyran. Ces dépressions suivent les directions structurales. Les observations faites sur ce secteur semblent en accord avec la géomorphologie de l'ouest du canyon de Cassidaigne.

Au sud de ces hauts fonds, les isobathes s'inclinent fortement vers l'Est et forment un abrupt de direction Est-Ouest qui "casse" les directions structurales précédemment observées. Le plateau rejoint alors la tête sud-est du canyon en formant un bassin rectangulaire de 10 km de longueur et de pente très faible.

Les abrupts des reliefs de l'Esquine et du Banc des Blauquières sont alignés E-W, comme les principaux reliefs de la Provence occidentale. Les hauts fonds sont beaucoup plus marqués et quelques dépressions fermées s'observent à la pointe nord-est de l'Esquine.

2.3.3. Conclusions

La carte bathymétrique du plateau continental à l'est du canyon de Cassidaigne permet de différencier deux secteurs à la morphologie sensiblement différente. Au nord-ouest du canyon le plateau de pente Sud possède peu de reliefs à part l'îlot de Cassidaigne et montre d'importantes dépressions fermées. L'organisation de ces dépressions et des abrupts s'effectue selon les directions structurales NE-SW et NW-SE. Le secteur du Banc des Blauquières est marqué par des reliefs importants sans aucune orientation particulière. Ces deux domaines sont séparés par un bassin de direction Est-Ouest où le plateau montre des pentes vers l'Ouest très faibles.

L'ensemble de ces observations confirme la description géologique faite à partir des données sismiques et géologiques anciennes. Jusqu'au méridien constitué par l'abrupt E-W du sud de la balise de Cassidaigne (latitude 43°08'N) le plateau est constitué par les terrains mésozoïques du bassin du

Beausset. Cette zone correspond en grande partie au karst sous-marin immergé et recouvert par les sédiments plio-quaternaires. Il est très difficile d'estimer avec précision l'épaisseur de ces recouvrements tant les imageries sismiques font défaut dans ce secteur.
Les dépressions observées peuvent correspondre à celles observées à l'ouest du canyon et être interprétées comme des dolines karstiques fossilisées. Le bassin d'effondrement paléogène constitue le vaste bassin relié à la tête sud-est du canyon. Il est limité par des failles Est-Ouest, guides des abrupts marqués par la même direction. Plus au Sud viennent les terrains métamorphiques, prolongement naturel du chevauchement de l'unité de Bandol-Sicié.

Malgré ces observations des interrogations subsistent :

- Si les dépressions fermées se trouvent être l'expression d'une morphologie karstique fossilisée, pourquoi observe t'on ces formes en plus grand nombre dans le domaine sous-marin qu'en domaine terrestre (Blanc *et al.*, 1988) ?
- Comment doivent être interprétées les dépressions observées au nord du haut fond de l'Esquine, secteur où le socle est vraisemblablement affleurant ?
- Quelles sont véritablement les épaisseurs des sédiments plio-quaternaires sur le plateau et sur la pente continentale ? Sont-elles compatibles avec l'observation de dépressions affectant les terrains du Mésozoïque ?

Ces interrogations ne peuvent pas être levées à l'aide des données bathymétriques utilisées, ni avec les données sismiques, qui sont inexistantes.

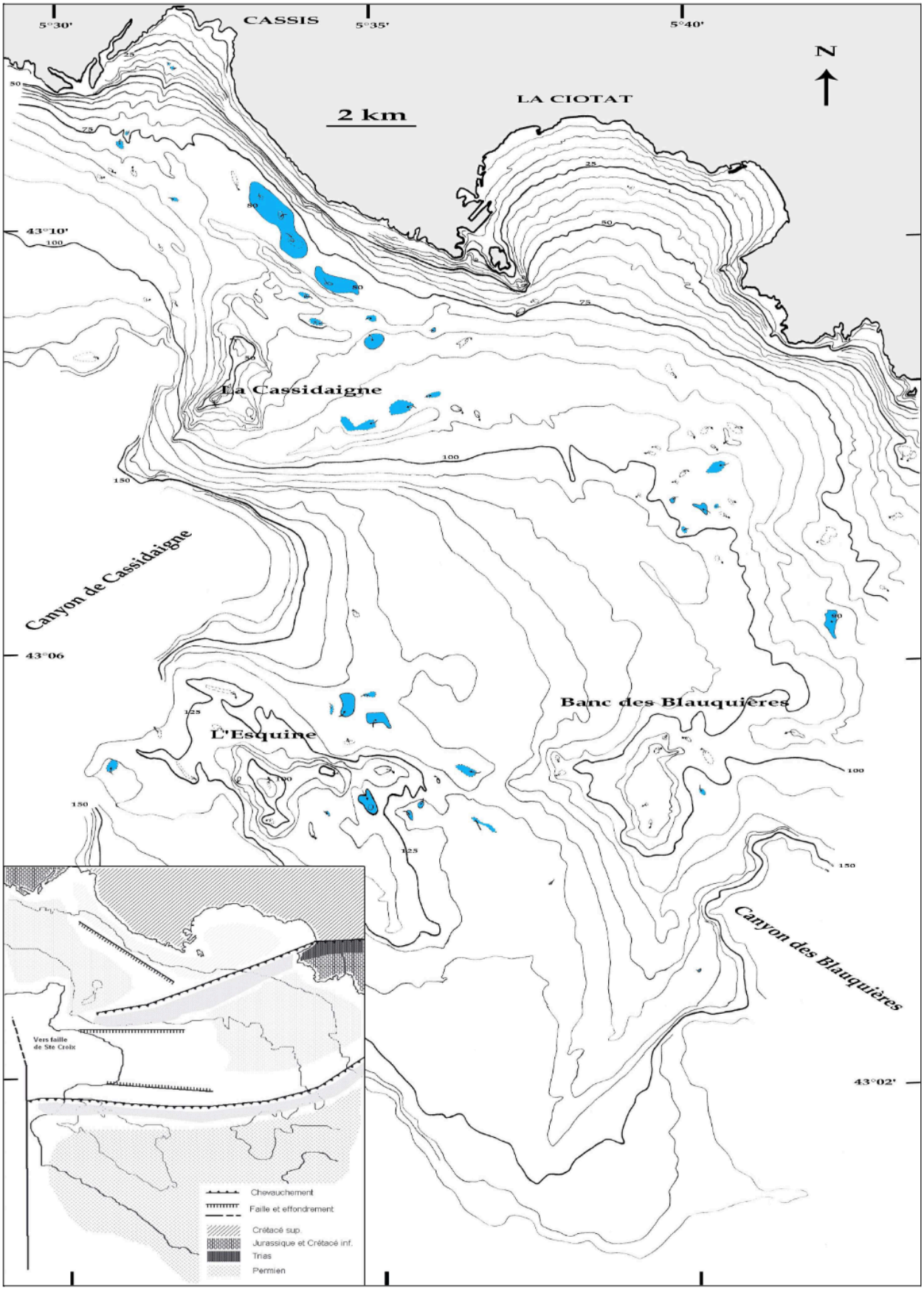


Figure 6-9 : Carte bathymétrique du plateau continental du secteur oriental du canyon de Cassidaigne, en bleu sont localisées les dépressions fermées. Le canevas tectonique est esquissé dans l'encart en bas à droite

2.4. ANALYSE MORPHOMETRIQUE DES RESEAUX D'ENTAILLES SOUS-MARINES

2.4.1. Résultats

La carte bathymétrique du secteur oriental de la Cassidaigne permet de tracer le réseau de thalwegs (drains ou entailles) sous-marins et de les hiérarchiser selon le système de Horton (2.1.2.3). Selon les observations faites sur la carte bathymétrique, nous diviserons le plateau continental en trois secteurs pour l'analyse de son réseau d'entailles (Figure 6-10) :

1° Le secteur de Cassis allant de la baie jusqu'au nord de la tête sud-est du canyon de Cassidaigne.

2° Le secteur de la Ciotat incluant sa baie et celle de Sanary.

3° Le secteur Blauquières correspondant aux vastes reliefs et plateaux du Banc des Blauquières.

Les rosaces des directions d'alignement des drains ont été dessinées pour chaque secteur, selon les pourcentages calculés du nombre de drains rencontrés, et selon les pourcentages calculés des longueurs cumulées de drains (Figure 6-11). Pour ce calcul les drains d'ordre 1 n'ont pas été pris en compte.

Les directions principales d'alignement sont reportées dans le Tableau 6-1 synthétique et complétées avec des valeurs bibliographiques de directions d'entailles observées dans le réseau sous-marin de la rade de Marseille, sur le massif littoral des Calanques et plus généralement en Provence.

	N-S	NNE-SSW	NE-SW	ENE-WSW	E-W	NW-SE	NNW-SSE	
Secteur Cassis	N10°, N170°		N45°		N85°	N130°	N155°	
Secteur Ciotat	N0°, N10°, N15°	N35°	N50°				N160°	
Secteur Blauquières	N15°, N170°	N30°	N40°	N75°		N12 5°		
								Bibliographie
Rade de Marseille			*N45°*			*N135°*		*(Collina-Girard, 1995a)*
Massif des Calanques	*N5°, N170°*		*N45°*			*N130°*	N155°	*(Collina-Girard, 1995a)*
Provence		*N35°*			*N80°*	*N150°*		*(Chorowicz et Paul, 1974)*

Tableau 6-1 : Directions principales d'alignement des entailles sous-marines à l'est du canyon de Cassidaigne et comparaison avec des valeurs locales et régionales

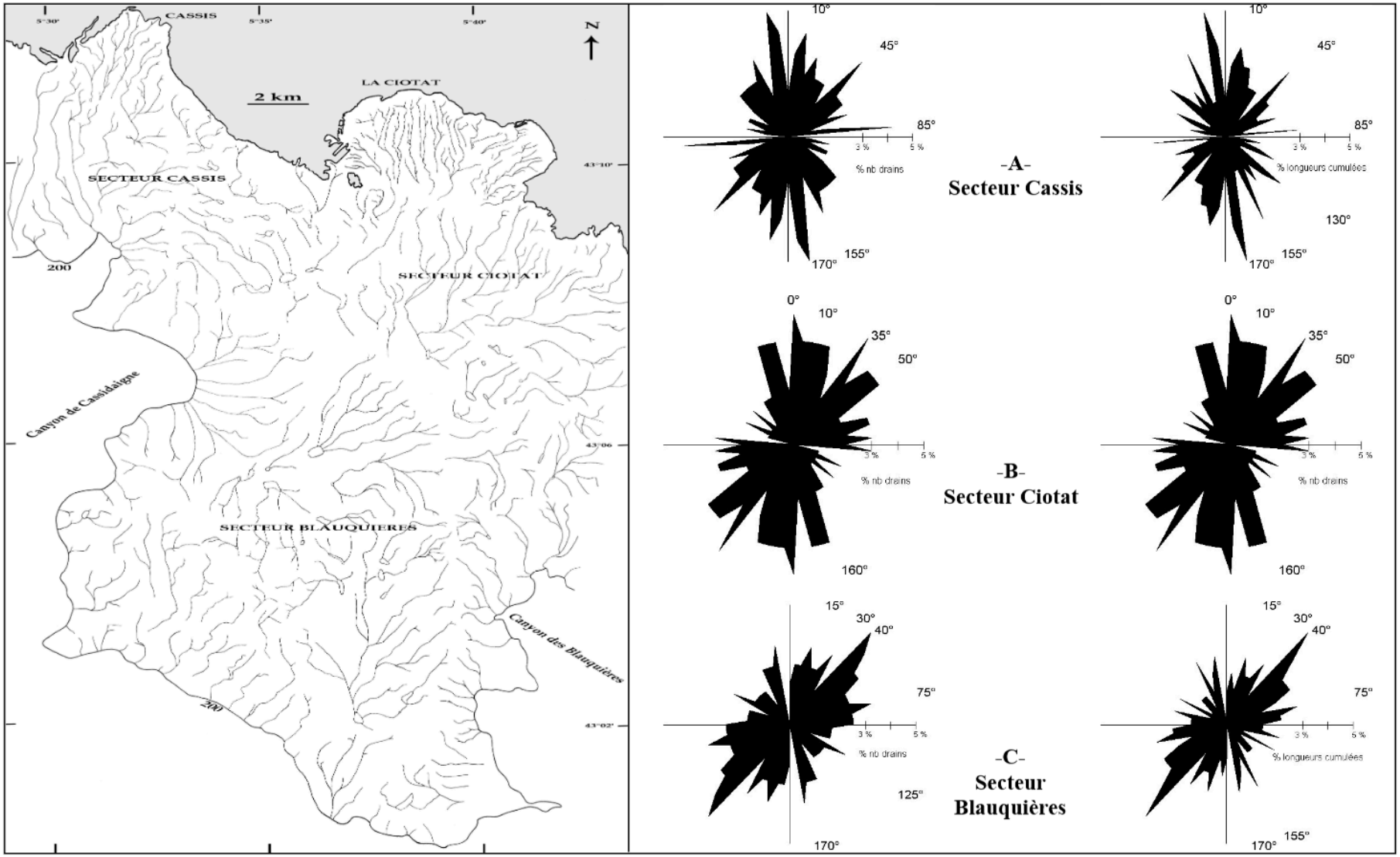


Figure 6-10 : (A gauche) Réseau des entailles (ou drains) sous-marines du plateau continental d'après la carte bathymétrique réalisée sur le secteur oriental du canyon de Cassidaigne

Figure 6-11 : (A droite) Rosaces des directions d'alignement des drains calculées sur les nombres (à gauche) et sur les longueurs (à droite) pour les différents secteurs du plateau continental : A) Le secteur de Cassis ; B) Le secteur de la Ciotat ; C) Le secteur de Blauquières (abstraction des drains d'ordre 1)

2.4.2. Discussion

L'orientation N-S des entailles est visible sur l'ensemble de plateau continental par des directions de N10° et N15° ou N170°. L'orientation N30° est, dans le cadre linéamentaire du sud-est de la France, assez caractéristique des traits structuraux acquis à l'Hercynien (Rousset, 1986). Ici cette orientation est probablement le reflet des "bruits de fond" forgés par la pente naturelle du plateau responsable d'écoulement gravitaire vers le Sud.

Le secteur de la baie de Cassis est marqué par plusieurs directions N45°, N85°, N130° et N155°. Nous retrouvons les directions N45° et N130° sur le réseau d'entailles du massif des Calanques et sur les entailles sous-marines de la rade de Marseille. Ces directions ont donc une origine structurale évidente liée aux grandes orientations tectoniques majeures NE-SW et NW-SE qui dirigent le réseau d'entaille en domaine marin et découpent le littoral du massif des Calanques. La direction N85° est plus fortement présente dans ce secteur. Cette orientation E-W s'observe à plus grande échelle lors de l'étude des images satellites de la région provençale (Chorowicz *et al.*, 1974).

Le secteur de la baie de la Ciotat est marqué par trois directions principales N35°, N50° et N160° (en faisant abstraction des orientations N-S). Les orientations NE-SW et NNW-SSE, observées par ailleurs dans le secteur de Cassis, sont attribuables à des directions structurales locales. L'orientation NNE-SSW (N35°) ne se retrouve pas dans la baie de Cassis. Il est possible d'y voir l'influence tectonique régionale des grands linéaments provençaux.

Le secteur de Blauquières montre quatre directions principales N30°, N40°, N75° et N125°. Comme sur les autres secteurs du plateau certaines de ces directions ont des origines structurelles locales, comme les orientations : NE-SW et NW-SE ; d'autres sont liées à une influence régionale d'orientation NNE-SSW (ici à N30°). Enfin, une dernière orientation marquée ENE-WSW n'est propre qu'au secteur des Blauquières.

2.4.3. Conclusions

Le réseau d'entailles sous-marines constitué sur le plateau continental à l'est du canyon de Cassidaigne marque fortement les directions N-S, NE-SW, NW-SE et E-W. Ces directions correspondent aux orientations structurales de la région dont l'origine est à attribuer aux différentes phases tectoniques oligocènes, éocènes, voire hercyniennes (direction N-S).
Les entailles sous-marines reflètent donc la nature profonde de la structure tectonique des terrains secondaires et primaires enfouies sous les sédiments plio-quaternaires.
Plus particulièrement, le canevas tectonique relevé sur le secteur de Cassis est cohérent avec celui fait en mer et sur terre pour le massif des Calanques. Cette zone, au large des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan, correspond bien à la continuation du karst crétacé immergé sous le niveau de la mer actuel.

2.5. SIGNIFICATIONS DES CANYONS SOUS-MARINS

2.5.1. Formation des canyons sous-marins

L'existence des canyons sous-marins sur les marges continentales terrestres est expliqué actuellement par deux interprétations classiques : « du haut vers le bas » ou « du bas vers le haut » (Berné *et al.*, 2001).
La première hypothèse est basée sur la continuité entre l'embouchure de certains fleuves, leur vallée incisée durant les bas niveaux eustatiques sur la plate-forme continentale et le canyon sur la pente continentale. Le creusement des canyons implique alors une phase d'émersion, avec creusement direct de la pente continentale par ces fleuves. Une émersion de la pente continentale dans le Golfe du Lion s'est effectivement produite en Méditerranée lors de l'épisode messinien entraînant la chute du niveau

marin à plus de 1500 m et le creusement de profonds canyons (CHAPITRE 2 :2.1.3). Toutefois, la morphologie actuelle des canyons ne correspond pas forcément à ces canyons messiniens. Ces derniers ont pu être re-façonnés par des remplissages sédimentaires postérieurs puis érodés par des courants de turbidité sub-aquatiques. Ces phénomènes géologiques majeurs sont assimilés à de véritables avalanches sous-marines érodant et transportant d'importants volumes sédimentaires vers les fonds marins (Savoye *et al.*, 1997).
La deuxième hypothèse invoque la formation de glissements initiés au niveau de la pente continentale, puis évoluant vers l'amont sous forme de glissements régressifs. Dans une phase ultérieure, ces incisions se connecteraient à des sources sédimentaires situées sur le rebord de plate-forme, et les courants de turbidité deviendraient alors le processus majeur de creusement du canyon. Il y aurait donc "capture" par ces glissements régressifs de l'embouchure des fleuves, le glissement servant au départ de "conduit" emprunté par les turbidites initiées en amont (Berné et Loubrieu, 2006).

2.5.2. Les canyons du plateau continental marseillais

Le plateau continental marseillais est entaillé par trois canyons sous-marins.

- Le canyon de Planier représente une échancrure faible par rapport aux deux autres. Sa tête est dirigée NE-SW et s'infléchit vers le Nord à son extrémité.
- Le canyon de Cassidaigne entaille de manière beaucoup plus profonde le plateau. Le départ du canyon à moins de 8 km de Cassis rejoint la plaine bathyale près de 20 km plus loin. L'orientation de son thalweg est NNE-SSW jusqu'à la profondeur de 1500 m et se modifie ensuite vers le NW-SE.
- Le canyon de Sicié est constitué dans sa partie occidentale de trois thalwegs orientés NW-SE, N-S et NE-SW.

Quel est l'âge de ces canyons ?
L'âge Pontien, ou Messinien, du creusement de ces canyons est l'hypothèse retenue depuis de nombreuses années (Cornet, 1965). De nombreux fleuves côtiers méditerranéens ont surcreusé leur lit lors de la période de régression intense du Messinien et permettent aujourd'hui d'expliquer la présence de certains canyons sous-marins (Clauzon *et al.*, 1987 ; Ambert *et al.*, 1998). Ces paléo-vallées sont généralement masquées par la couverture sédimentaire récente et seule la sismique permet de les mettre en évidence. Les techniques de la sismique réflexion haute résolution permettent de cartographier avec précision la paléobathymétrie messinienne, comme il a été effectué dans le Golfe de Lion (Guennoc *et al.*, 2000).

Quelle est l'origine de ces canyons ?
Concernant les canyons du littoral marseillais, force est de constater que, pour certains, les incisions faites par ces structures sont indépendantes du réseau hydrographique quaternaire et actuel observé sur le littoral (Figure 6-12). Notamment pour le canyon de Cassidaigne, vis à vis duquel aucun système fluviatile de surface important ne permet d'en expliquer le façonnement. L'imagerie sismique faisant défaut sur ce secteur il n'est pas possible d'étudier la présence de paléo-canyons sous le plateau marseillais mis en évidence sur le secteur de Planier (Figure 6-8) sous les sédiments quaternaires anciens (Dangeard *et al.*, 1969). Par contre, la présence de ce canyon peut être expliquée par l'existence de nombreuses sources sous-marines et littorales karstiques sur le secteur. Les plus importantes, celles de Port Miou et du Bestouan, se trouvent directement à l'aplomb du canyon de Cassidaigne. Le canyon présente alors les traits typiques d'une reculée karstique dont le creusement aurait été possible par la présence d'une ou de paléo-résurgences situées à des profondeurs bien supérieures à celles observées actuellement (Gilli, 2001). Cette hypothèse est relayée par les observations faites lors des campagnes de la soucoupe plongeante de la « Calypso » (de J.Y. Cousteau) dans les années 50 (Blanc, 1956). Des surplombs et porches calcaires, ainsi que des dragages d'encroûtement stalagmitiques relevés à plus de 150 m de profondeur dans les parois du canyon témoignent de la présence d'un paléokarst profond et probablement très ancien.

Peut-on estimer la profondeur de karstification de l'ensemble du massif des Calanques ?
La profondeur de karstification de l'ensemble jurassico-crétacé des Calanques est liée à la position du niveau de base lors de la forte régression messinienne.
Une estimation récente (Lofi, 2002) placerait la chute du niveau marin lors de l'événement Messinien dans la partie ouest du Golfe du Lion à une profondeur minimum de 400 m sous le niveau actuel. Plus anciennement, Froget (Froget, 1974) parle d'une régression anté-pliocène ayant atteint dans le secteur de Marseille la profondeur de -300 m NGF.
Des sommets karstiques de l'Urgonien au niveaux imperméables du Trias, le potentiel aquifère du massif des Calanques représente une épaisseur de plus de 1200 m. La régression majeure messinienne a rendu possible le processus de karstification sur une grande partie voire sur la totalité de son épaisseur. La profondeur maximum de karstification du système reste difficile à déterminer, car certains niveaux marneux, situés à moindre profondeur que le Trias (ce dernier a été rencontré à plus de 400 m sous le niveau marin à Vaufrèges) ont pu jouer le rôle d'imperméable et bloquer l'approfondissement des paléo-exutoires.

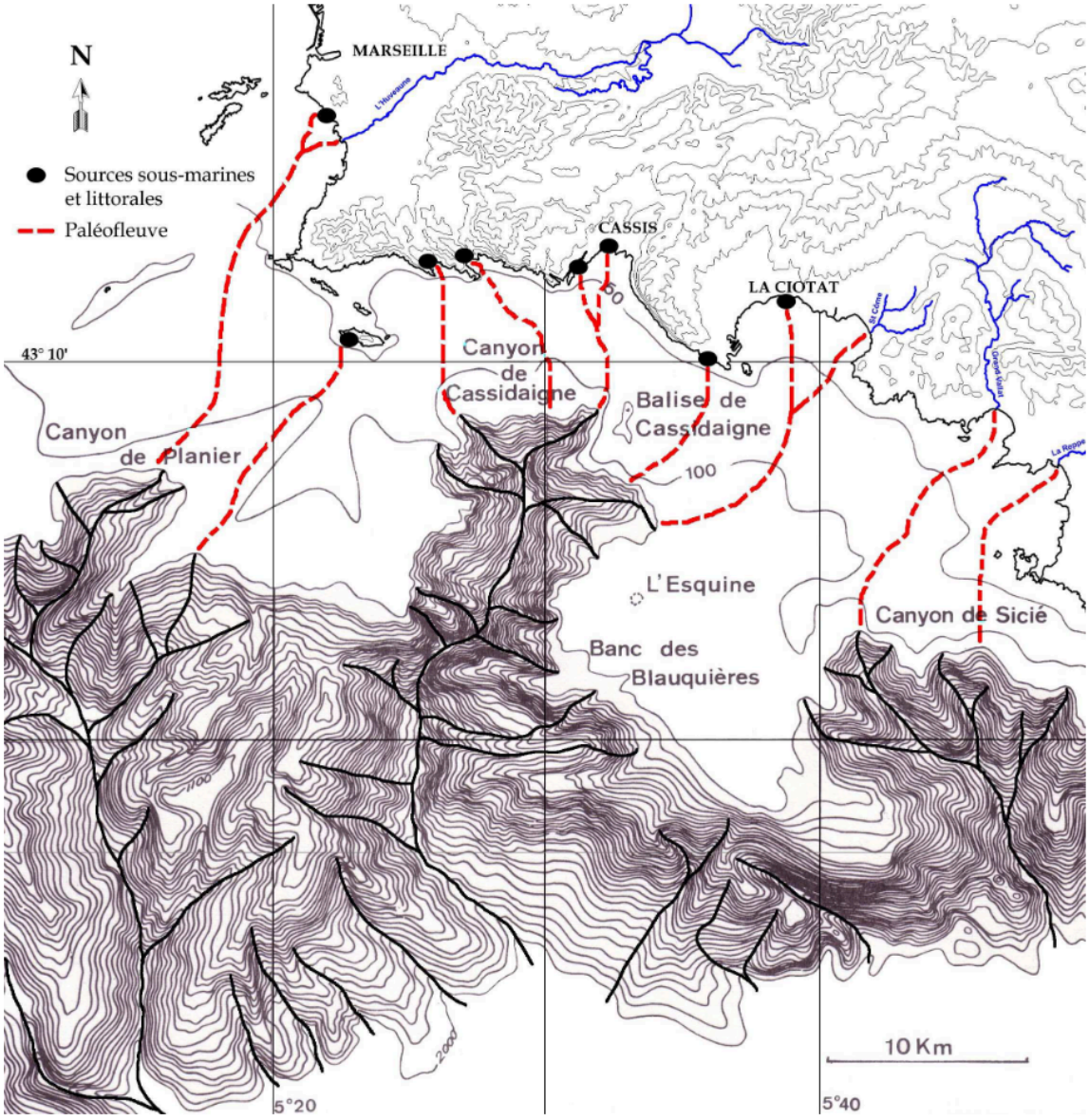


Figure 6-12 : Morphologie des canyons sous-marins au sud des Calanques de Marseille à la Ciotat et position des principales sources sous-marines et littorales (bathymétrie d'après Froget, 1974)

3. ESSAI DE CARACTERISATION DES CIRCULATIONS D'EAUX MARINES PROFONDES : ETUDE DES SEDIMENTS KARSTIQUES

3.1. OBJECTIFS ET METHODOLOGIE

3.1.1. Objectifs

Le fond de la galerie souterraine de Port Miou est recouvert de sédiments fins argileux de plusieurs mètres d'épaisseur. Des sondages par méthodes sismiques, entrepris par le SRPM avant l'édification du premier barrage, ont évalué l'épaisseur de ces dépôts à plus de 5 mètres à la verticale de la "cloche 500" (Scopoceano, 1972). Il est probable que ces dépôts soient à d'autres endroits dans la galerie encore plus importants. Au Bestouan des dépôts existent aussi mais nous n'en connaissons pas l'importance.
Lors des premières plongées dans la galerie de Port Miou dans le cadre de cette étude, l'observation d'une couche de sédiment superficielle d'apparence énigmatique (couleur ocre) a motivé notre recherche d'éléments de preuves utiles à la validation de l'hypothèse d'une contamination profonde du réseau karstique par de l'eau de mer à travers des drains karstiques profonds. Une contamination par les « boues rouges » a en effet été rapidement soupçonnée.
Des "traceurs" naturel et anthropique de cette circulation profonde ont été étudiés dans le cadre de cette étude et sont détaillés dans la partie suivante.

3.1.2. Méthodes utilisées

3.1.2.1. Traceurs géochimiques

3.1.2.1.1. Hypothèses

Depuis les années 70, des résidus de l'industrie de l'alumine, appelés communément "boues rouges", sont rejetés à plusieurs kilomètres des côtes de Cassis, à 320 m de profondeur, dans le canyon de la Cassidaigne (Bourcier et Zibrowius, 1972). Le rejet de ces boues anthropiques dans le canyon s'effectue donc dans une zone étant hypothétiquement en relation avec le karst côtier (si l'on suppose que la contamination par de l'eau de mer est rendue possible par l'existence de galeries profondes aboutissant au droit du canyon). Les résidus de traitement de la bauxite peuvent alors être utilisés comme traceurs géochimiques d'une circulation d'eau de mer profonde dans le système.

Les conditions hydrodynamiques sont-elles compatibles à la réalisation d'un transport de particules dans le milieu karstique sur de longues distances ?
Si l'on considère que le transport est effectué de manière purement physique et que les phénomènes d'adsorption sur des fractions argileuses sont négligés, on peut établir que deux facteurs principaux contrôlent le transport et la sédimentation des particules.
Premièrement, la mise en mouvement et le transport de sédiments sont définis selon la vitesse du courant et la taille des particules (Chamley, 2000). Pour un sédiment possédant une granulométrie du type de celle des "boues rouges" (100 % des particules sont inférieures à 32 µm), la loi de Hjulström (Hjulström, 1939) indique qu'une vitesse d'écoulement de 2 mm/s suffit au transport des particules. Cette vitesse est tout à fait compatible avec des fluides circulant dans le milieu marin et le milieu karstique. Deuxièmement, la vitesse de sédimentation d'une particule est fonction notamment de la viscosité du fluide dans laquelle elle circule (loi de Stockes). Cette loi indique que cette vitesse va être plus faible dans l'eau de mer que dans l'eau douce. L'eau de mer favorise, ainsi, le maintien en suspension et le transport sur de plus longues distances des particules fines.
Enfin, pour qu'une particule soit transportée sur de longues distances, il faut qu'elle soit mise en suspension et que le milieu entretienne sa suspension par des phénomènes de turbulences.
L'intrusion d'eau de mer dans le réseau karstique peut donc réunir les conditions hydrodynamiques d'un transport de particules entre le milieu marin et le karst sur de longues distances.

3.1.2.1.2. Méthodologie

Ces boues particulièrement fines contiennent une proportion importante de minéraux ferreux (hématite, goethite, limonite) et de divers oxydes métalliques (TiO_2, MnO_2, V_2O_5…). Les concentrations des éléments métalliques traces contenues dans ces boues constituent une signature

chimique du rejet qui est étudié depuis les années 90 par le comité scientifique de suivi des résidus de traitement de bauxite. Plus particulièrement, l'analyse des teneurs en titane dans les sédiments du canyon et de la plaine bathyale a permis de suivre l'évolution géographique du panache de résidus (Arnoux, 1997, 1999 ; Arnoux et Stora, 2003).
Des échantillons de sédiments accumulés dans les galeries souterraines ont été prélevés à différentes reprises au cours de la thèse. Au total, il s'agit de 9 échantillons de sédiments de surface et de cinq carottes, qui ont été récupérés par des plongeurs expérimentés dans différents secteurs du réseau karstique. Etant donné les difficultés posées par de telles conditions d'échantillonnage, les prélèvements ont été utilisés à la fois pour la recherche de traceurs géochimiques et de traceurs biologiques.
La description de ces prélèvements, ainsi que celle d'autres prélèvements sur des sites particuliers, sont détaillées dans le Tableau 6-2.

Rmq : Le numéro d'échantillon est basé selon une nomenclature simple.
***2 lettres** symbolisant le site d'échantillonnage + **date** de prélèvement + **n°** d'échantillon.*
Ex : PM100705_2 pour un échantillon prélevé à Port Miou (PM) le 10 juillet 2005 (100705) numéroté 2 (_2).

La concentration en titane total a été dosée pour de nombreux échantillons. Elle a été mesurée aussi à différentes profondeurs sur deux des carottes prélevées. Cinq échantillons ont fait l'objet d'une analyse plus complète sur plusieurs métaux lourds. Pour ces derniers les métaux lourds dosés sont :

- PM190803 : Cr, Cu, Ti, V, Cd, Fe, Mn, Ni, Pb et Zn ;
- BE140606_1 : Cr, Ti, V, Cd, Fe, Mn, Ni, Pb, et Zn ;
- RB080505 : Cr, Cu, Ti, V, Fe et Pb ;
- BA151005_1:et BA151005_2 : Cr, Cu, Ti, V, Fe et Pb.

Les concentrations en métaux lourds ont été mesurées au Laboratoire de la Société des Eaux de Marseille (L.E.P.E.), sauf pour le premier prélèvement à Port Miou (PM190803) qui a été analysé au Laboratoire de l'Environnement de la Ville de Nice (L.E.V.N.) et au Laboratoire de Chimie Environnement de Marseille (L.C.E.).
Avant analyse, les échantillons ont été séchés à l'air libre, mis en solution par une attaque acide à l'eau régale, tamisés pour les particules inférieures à 100 µm (sauf pour les laboratoires LEPE et LCE où des tamis de 63 et 45 µm ont été utilisés respectivement). Les concentrations en métaux lourds ont été obtenues par spectrométrie de masse couplée à une torche plasma (ICP-MS) ou spectrométrie d'absorption atomique avec atomisation électrothermique (ICP-AES) selon les métaux.

3.1.2.2. Traceurs biologiques

3.1.2.2.1. Hypothèse

Si l'on admet l'hypothèse que le karst de Port Miou est relié en profondeur avec le milieu marin par des conduits karstiques, il est alors envisageable d'observer un assemblage d'organismes marins profonds dans les sédiments des galeries souterraines.

3.1.2.2.2. Méthodologie

Les échantillons prélevés dans les galeries sous-marines ont été utilisés pour la recherche de traceurs biologiques. Deux échantillons de vases marines "témoins" ont été récupérés auprès du *Laboratoire de Microbiologie, de Géochimie et d'Ecologie Marine* de l'Université de la Méditerranée (LMGEM). Ces échantillons avaient été prélevés lors des campagnes en mer Alpesur (1997) et Alpecast (1999) sur le secteur de Cassidaigne pour les travaux scientifiques du Comité de Suivi du rejet des résidus du traitement de la bauxite. Le premier échantillon (st6) est un prélèvement de vase fait dans les sédiments marins au sud du canyon de Cassidaigne à 570 m de profondeur. Le deuxième (st12) est un échantillon prélevé dans le sédiment de surface situé dans l'axe du canyon de Cassidaigne et du rejet de boues rouges à 2220 m de profondeur.
Les échantillons ont d'abord été lavés, séchés à l'air libre, puis passés par des tamis successifs de 63 et 45 µm. L'analyse minéralogique et micropaléontologique a été faite à la loupe binoculaire sur les différents résidus. Les descriptions ont été effectuées par Guy Tronchetti, micropaléontologue au *Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatées* à l'Université de Provence.

Site	N° échantillon	Lieu et type de prélèvement			Plongeur / Préleveur	Analyses effectuées		
		Distance du barrage ou de la résurgence	Sédiment superficiel	Carotte de sédiment		Dosage du titane	Dosage d'autres métaux	Description sédimentologique et micropaléontologique
Galerie sous-marine de Port Miou (réseau en amont du barrage)	PM190803	200 m en amont	✗		Gilli E.	✓	✓	
	PM160405_1	200 m en amont	✗		Gilli E.			
	PM160405_2	200 m en amont		✗	Gilli E.	✓		
	PM100705_1	200 m en amont	✗		Gilli E.	✓		✓
	PM100705_2	200 m en amont		✗	Gilli E.			✓
	PM191105_1	290 m en amont	✗		Meynié J.	✓		
	PM191105_2	Puits terminal (-172 m NGF)	✗		Meynié J.	✓		✓
	PM150606_1	160 m en amont		✗	Gilli E.			✓
	PM150606_2	100 m en amont		✗	Gilli E.			✓
Galerie sous-marine de Port Miou (réseau aval)	PM010505_1	50 m	✗		Gilli E.	✓		
	PM010505_2	50 m	✗		Gilli E.	✓		
Galerie sous-marine du Bestouan	BE040505	50 m	✗		Douchet M.	✓		
	BE140606_1	50-70 m	✗		Douchet M.	✓	✓	
	BE140606_2	50-70 m		✗	Douchet M.	✓		✓
Autres sites		**Lieu**	**Type de prélèvement**					
Source du Roucas Blanc	RB080505	Au niveau du griffon	Sédiment superficiel		Cavalera T.	✓	✓	
Terra rossa karstique	TR220505	Fracture dans la galerie d'accès au barrage de Port Miou	Argile rouge de fracture		Cavalera T.	✓		
Terril minier de la Barasse	BA151005_1	Sur l'ancien terril minier	Sédiment à l'air libre		Cavalera T.	✓	✓	
	BA151005_2	En contrebas du terril	Sédiment des lixiviats du terril		Cavalera T.	✓	✓	

Tableau 6-2 : Informations sur le lieu de prélèvement et les analyses effectuées sur les échantillons de sédiments récoltés dans les galeries sous-marines et sur d'autres sites au cours de la thèse

3.2. RESULTATS ET DISCUSSION SUR LES DIFFERENTES SIGNATURES GEOCHIMIQUES

3.2.1. Résultats des concentrations en titane

L'élément métallique titane est utile pour caractériser la présence de résidus de traitement de la bauxite (3.1.2.1).

Les concentrations en titane total dans le sédiment de surface des galeries souterraines donnent des résultats contrastés avec une amplitude de variation très forte (Tableau 6-3). A Port Miou comme au Bestouan les concentrations évoluent du µg/g à des concentrations supérieures au mg/g. Par comparaison le dosage effectué sur les sédiments déposés par une source littorale karstique proche, la source du Roucas Blanc, montre une concentration en titane de 20 µg/g. Et le dosage du titane dans les argiles de remplissage karstique prélevées à même la galerie d'accès au barrage de Port Miou indique une valeur plus forte de 610 µg/g.

Les concentrations obtenues sur deux échantillons de sédiment de surface à Port Miou (PM19083 et PM100705_1) semblent donc très fortes. Le dosage du titane sur des horizons plus profonds (Tableau 6-4) montre que ces concentrations ne sont observées que sur la pellicule de surface du sédiment. Dans le sédiment à Port Miou, le titane est quasiment absent jusqu'à 70 cm de profondeur et il affiche une concentration inférieure à 450 µg/g jusqu'à 40 cm de profondeur au Bestouan. Ces résultats incitent à penser qu'il existe, au moins dans les sédiments déposés à Port Miou une couche, ou plutôt une pellicule fine de surface, où les concentrations en titane seraient anormalement fortes. Cette couche ne représentant que quelques millimètres d'épaisseur il est donc pour les plongeurs très difficile de l'échantillonner. Ceci pourrait expliquer le fait que l'on mesure des concentrations en titane très variées à Port Miou et que l'on n'observe pas de valeurs anormalement élevées dans les prélèvements du Bestouan. La morphologie complexe des galeries karstiques contribue, par ailleurs, à favoriser localement le dépôt ou la circulation des sédiments en suspension. L'hydrodynamisme complexe peut expliquer l'accumulation de cette couche superficielle sur des surfaces restreintes (ex : effet « placer ») et par conséquent les difficultés posées pour son échantillonnage.

Site	Echantillon	**Ti (µg/g)**
Port Miou	PM190803	**1991,8**
	PM100705_1	**1600**
	PM191105_1	**400**
	PM191105_2	**640**
	PM010505_1	**0,21**
	PM010505_2	**230**
Bestouan	BE040505	**0,11**
	BE140606_1	**680**
Roucas Blanc	RB080505	**20**
Terra Rossa	TR220505	**610**

Tableau 6-3 : (A gauche) Concentrations en titane total (en µg.g^{-1}) dans les sédiments superficiels prélevés aux sources de Port Miou, Bestouan et du Roucas Blanc et sur un échantillon de terra rossa prélevé dans la galerie d'accès au barrage de Port Miou

Site	Echantillon	Profondeur dans la carotte	**Ti (µg/g)**
Port Miou	PM160405_2	0 - 10 cm	**0,48**
		32 - 40 cm	**0,26**
		72 - 80 cm	**0,22**
Bestouan	BE140606_2	5 cm	**360**
		15 cm	**260**
		30 cm	**220**
		38 cm	**430**

Tableau 6-4 : (A droite) Concentrations en titane total (en µg.g^{-1}) à différentes profondeurs dans les carottes de sédiments prélevées aux sources de Port Miou et du Bestouan

3.2.2. Discussion sur les signatures géochimiques

3.2.2.1. Les différentes signatures géochimiques

Dans le cadre de l'étude, il convient d'admettre que les sources karstiques littorales sont soumises à diverses signatures géochimiques locales et régionales :

(1) L'apport du milieu marin naturel ou "influence méditerranéenne" ;
(2) L'apport du milieu continental naturel ou influence de la "Provence calcaire" ;
(3) Un ou plusieurs apports anthropiques d'origine marine ou continentale.

Dans ce but, les résultats de dosage des métaux sur les sédiments karstiques sont confrontés avec des valeurs mesurées sur deux sites "témoins" locaux et avec des valeurs bibliographiques de référence (Tableau 6-5).

Les sites témoins sont :

- Une source littorale karstique proche des sources étudiées, la source du Roucas Blanc (secteur de la corniche à Marseille) qui témoigne de l'influence de la signature continentale naturelle de la "Provence calcaire" ;
- Un ancien terril minier d'exploitation de la bauxite se trouvant sur le bassin versant des sources et pouvant être à l'origine d'une signature anthropique continentale. Il s'agit de l'ancien crassier de St Cyr dans le vallon de la Barasse. Cet ancien bassin de décantation des boues rouges correspond à la période d'exploitation des bauxites françaises jusqu'en 1987 par la société Alcan (ex : Aluminium Péchiney).

Echantillon (lieu)	* Nb.	Cr	Cu	Ti	V	Cd	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn	Référence bibliographique
Port Miou (galerie)	*(1)*	*36,6*	*12,9*	*1992*	*71,3*	*5*	*21 101*	*888,65*	*36,3*	*22,6*	*197,2*	
Bestouan (galerie)	*(1)*	*40*	*n.d.*	*680*	*0,07*	*<0,002*	*27*	*1500*	*40*	*20*	*160*	
Valeurs mesurées locales												
Roucas Blanc (griffon)	(1)	<10	<10	20	10	n.d.	1100	n.d.	n.d.	<10	n.d.	
Barasse (terril)	(1)	490	20	17	0,6	n.d.	275 000	n.d.	n.d.	370	n.d.	
Barasse (lixiviat)	(1)	60	30	1,1	0,13	n.d.	38 000	n.d.	n.d.	60	n.d.	
Valeurs bibliographiques locales												
Sédiment marin Cassidaigne (canyon, talus, plaine)	(119)	64	31,5	168	37,4	n.d.	26 003	1113	n.d.	25,4	81	(Arnoux *et al.*, 2003)
Sédiment marin Baie de Cassis (plateau continental)	(10)	23,4	15,4	90	19,2	< 1	12 498	270,5	n.d.	24,5	49,8	(Caors, 1984)
Boues Rouges (sortie d'usine)	(1)	1815	23,4	32 415	717	n.d.	184 500	351	n.d.	94,5	38,3	LHMA, 2002
Valeurs bibliographiques en milieu karstique												
Terra rossa (fissures calcaires)	(6)	86,2	32,2	5595	n.d.	1,4	44 045	1473,3	48,8	34,7	112,8	(Bellanca *et al.*, 1996)
Estuaire en milieu calcaire (sédiment de rivière)	(5)	118,6	82	777,8	n.d.	0,98	n.d.	442,2	n.d.	112,8	65,4	(Sondi *et al.*, 1994)

Tableau 6-5 : Tableau comparatif des concentrations (en $\mu g.g^{-1}$) en éléments traces métalliques dans les sédiments de Port Miou et du Bestouan, des valeurs mesurées locales et des valeurs bibliographiques de références (*Nb.= nombre d'échantillons moyennés, n.d. = non dosé)

Les apports marins et continentaux naturels sont caractérisés par les teneurs en métaux lourds dans les sédiments du canyon de la Cassidaigne et du plateau continental de la baie de Cassis (Caors, 1984 ; Arnoux *et al.*, 2003). La contribution anthropique actuelle des « boues rouges » est représentée par les concentrations métalliques des résidus bauxitiques mesurées en sortie d'usine (données LHMA[8]). Des valeurs bibliographiques d'analyses géochimiques de sédiments en milieu karstique méditerranéen viennent compléter la réflexion. Il s'agit :

- de sédiments d'altération de surface des massifs karstiques méditerranéens communément appelés « Terra rossa » (Bellanca *et al.*, 1996) ;
- de sédiments d'une rivière côtière traversant un estuaire karstique (Sondi *et al.*, 1994).

3.2.2.2. Comparaison avec des valeurs mesurées localement

Les résultats obtenus pour les échantillons de sédiments karstiques de Port Miou et du Roucas Blanc traduisent une signature géochimique différente. L'échantillon de Port Miou présente des concentrations en éléments métalliques fortes. A l'inverse, les concentrations métalliques du sédiment du Roucas Blanc sont globalement faibles. A première vue, les concentrations en titane, vanadium et fer à Port Miou peuvent être considérées comme des anomalies par rapport aux concentrations mesurées au Roucas Blanc. Cette constatation peut être expliquée du fait que la source du Roucas Blanc draine un bassin versant dans un environnement géologique comparable à celui de Port Miou mais affranchi de toute contamination par les « boues rouges ». Ce raisonnement quelque peu hâtif doit être complété par l'analyse des données bibliographiques de références.
La signature géochimique des sédiments du Bestouan est plus contrastée. On peut d'ailleurs noter une signature très faible de la présence de fer qui distingue cet échantillon de celui des deux autres sources.

Les données récoltées auprès du terril minier de la Barasse montrent une signature géochimique sans aucune relation avec les deux sources. Que se soit au niveau du terril lui même ou bien sur les lixiviats récoltés en partie basse du terril, les dosages indiquent une quasi-absence de titane et de vanadium, et des valeurs fortes en plomb et chrome. Les résidus d'exploitation de la bauxite française n'ont visiblement pas du tout la même signature géochimique que ceux rejetés actuellement en Cassidaigne, qui correspondent à des résidus d'exploitation de bauxites d'origine guinéenne.
Ceci permet d'écarter l'hypothèse d'une signature anthropique continentale par ces anciens crassiers de "boues rouges".

3.2.2.3. Comparaison avec les valeurs bibliographiques de référence

A Port Miou, les concentrations en chrome, cuivre, fer, manganèse et plomb sont bien corrélées avec celles des sédiments marins. Les valeurs varient entre celles mesurées sur le plateau et sur l'ensemble canyon/talus/plaine. Il semblerait donc que ces éléments reflètent une signature naturelle des apports en métaux lourds. Il est pour le moment impossible de quantifier la part marine de celle terrigène dans ces apports.
A l'inverse, les concentrations en titane, vanadium, zinc et cadmium se révèlent anormalement élevées vis-à-vis des valeurs de références locales. Ainsi, la teneur en titane apparaît 10 à 20 fois plus importante dans l'échantillon de Port Miou que dans les sédiments côtiers de la baie de Cassis et presque 100 fois plus élevé qu'au Roucas Blanc. Il est alors possible d'identifier deux signatures anthropiques distinctes :

(1) D'une part, l'influence sur les teneurs en Ti et V des rejets de « boues rouges ». Cette signature resterait toutefois très diluée (moins de 6 % du rejet).
(2) D'autre part, une signature anthropique différente pour le zinc et le cadmium. Notons que la vallée de l'Huveaune a été le siège d'industries de métallurgie d'oxydes de zinc pouvant être à l'origine de ces apports.

Toutefois, les teneurs en titane et en zinc observées dans des terras rossas karstiques et dans des sédiments de rivière en milieu calcaire, nous indiquent qu'il faut rester très prudent sur l'affirmation de ces hypothèses. La seule présence d'argiles d'altération dans un système karstique peut suffire pour

[8] Laboratoire d'Hydrologie et de Molysmologie Aquatique, Université de la Méditerranée

expliquer des teneurs fortes en métaux lourds. Or, l'existence de gisements naturels de terra rossa et de bauxite est bien connue en Provence Occidentale (Rousset, 1968).

Au Bestouan seules les concentrations en chrome et plomb peuvent être corrélées avec les valeurs trouvées dans les sédiments marins locaux. La concentration en manganèse est légèrement trop forte et renvoie à certaines concentrations observées dans les terras rossas. La concentration en fer est anormalement faible.
Le titane, le vanadium, et le cadmium ne s'avèrent pas, comme à Port Miou, anormalement forts et ne témoignent pas d'une éventuelle signature anthropique. Seul le zinc peut induire une influence anthropique.
Les signatures géochimiques semblent plus floues pour les sédiments du Bestouan. Ce résultat est peut être la conséquence des vitesses d'écoulement particulièrement fortes observées par les plongeurs dans cette galerie (Douchet M., comm. orale 2006).

3.2.3. Conclusions sur les traçages géochimiques

La signature forte en titane enregistrée dans le sédiment de surface à Port Miou est le fait d'un apport géochimique anthropique récent pouvant être relié au rejet de "boues rouges" en Cassidaigne effectué depuis une trentaine d'années. Ce résultat doit être corrélé avec les apports anthropiques suggérés par l'étude des autres éléments chimiques présents dans les sédiments karstiques, même s'il est encore difficile, à la vue des résultats, de distinguer avec précision les différentes signatures enregistrées.
Une contamination d'origine anthropique, via un paléodrain karstique profond, des sédiments de la source de Port Miou par les résidus de traitement de la bauxite est donc envisageable.

3.3. RESULTATS DES DESCRIPTIONS SEDIMENTOLOGIQUES ET MICROPALEONTOLOGIQUES

3.3.1. Prélèvements dans la galerie de Port Miou

3.3.1.1. Echantillons PM100705_1 et PM100705_2

Rappels

- Date de prélèvement : 10/07/05
- Lieu de prélèvement : Carottage (n°2) dans le sédiment vaseux de la galerie à 200 m en amont du barrage et prélèvement de surface (n°1)

3.3.1.1.1. Echantillon n°1

Il s'agit de sédiment vaseux de couleur marron avec de nombreux grumeaux blancs, centimétriques. Après le lavage, ces grumeaux (mous) se sont désagrégés.

Granulométrie
L'échantillon est constitué majoritairement (+90%) de résidus compris entre 63 µm et 45 µm.

Fraction minérale
Pour le résidu compris entre 63 µm et 45 µm on observe l'assemblage suivant :

- de très nombreux petits cristaux de sel ;
- quelques petits cristaux de micas et des grains de quartz.

Les restes de grumeaux non désagrégés sont aussi constitués de petits cristaux de sel agglomérés.
Le résidu supérieur à 63 µm est presque inexistant et sa composition minérale est la même que le résidu précédent.

Fractions organique et végétale
Elles sont inexistantes.

Interprétation
Il ne présente aucune matière organique et met en évidence la présence de cristaux de sel non déterminés (halite ou gypse ?).

3.3.1.1.2. Echantillon n°2

L'observation à l'œil nu permet de différencier deux types de sédiments : un blanchâtre et un marron clair qui seront nommés ci-après "sédiment blanc" et "sédiment marron.

a) Sédiment blanc

Granulométrie
90 % des résidus se trouvent entre 63 µm et 45 µm.
10 % des résidus sont supérieurs à 63 µm.

Fraction minérale
Le résidu compris entre 63 µm et 45 µm a un aspect "poudreux". Il est constitué essentiellement de micro-boulettes de carbonates de calcium (réaction à l'acide chlorhydrique). On observe des grains de quartz très petits et très rares (moins de 1% du résidu).
Le résidu supérieur à 63 µm est dominé par les micro-boulettes de carbonate. Elles donnent au résidu l'aspect d'une poudre formée de croûtes et de feutrages filamentés (débris centimétriques, très fragiles). Enfin on trouve de petits cristaux de calcite.

Fractions organique et végétale
De nombreux "filaments" évoquant des débris végétaux (radicelles ?) sont visibles, ainsi que des débris végétaux ligneux dont certains sont de taille millimétrique (assez rare).
Quelques restes d'insectes sont observables (exosquelettes de fourmis ?).

Interprétation
Le sédiment présente des indices d'une circulation d'eaux de la surface vers la galerie entraînant des débris organiques et végétaux. Cette circulation doit être accompagnée d'une dissolution des parois calcaires et de la re-sédimentation au fond. Il est probable que la zone de prélèvement soit située à proximité d'une zone d'infiltration préférentielle (faille ou diaclase).

b) Sédiment marron

Granulométrie
65 % environ des résidus sont supérieurs à 63 µm.
35 % des résidus sont entre 63 µm et 45 µm.

Fraction minérale
L'assemblage est identique dans les deux résidus :
- des cristaux de quartz très abondants et très petits ;
- une abondance de micas : paillettes de muscovite, biotite et chlorite ;
- de la calcite en grande quantité ;
- de la glauconie détritique rare (1%).

Fractions organique et végétale
Les débris végétaux charbonneux millimétriques sont assez fréquents.
La macrofaune présente est constituée de restes de soies d'échinides et de spongiaires (spicules monaxones).

Le sédiment livre un assemblage de micro-organismes foraminifères avec :
- Foraminifères benthiques abondants : *Ammonia beccari (très dominant), Milioles diversifiées spiroculina grata, Quinqueloculina sp., Cibicides lobatulus, Elphidium aculeatum, Astronion stelligerum, Globulina inaequalis, Glandulina cf. laevigata, Bolivina cf. pseudolicata, Rosalina sp., Fursenkoina sp., Cassidulina sp.*

- Foraminifères planctoniques très rares: *Globigerina bulloides*.

Interprétation
Ce sédiment est totalement différent du sédiment blanc. Il s'agit d'un assemblage biologique classique du milieu marin littoral avec présence de végétation sous-marine (e.g. herbier à posidonies). Le dépôt de cet assemblage peut être associé aux intrusions d'eau littorale marine par la résurgence. L'envahissement de la partie basse de la galerie par ce biseau salé était effectif sur une distance importante de la galerie avant la construction du barrage sous-marin.

3.3.1.2. Echantillon PM191105_2

Rappels
- Date de prélèvement : 19/11/05
- Lieu de prélèvement : Prélèvement à Port Miou dans les vases de la galerie à +/- 2350 m du barrage (-172 m NGF)

Granulométrie
80 % des résidus se trouvent entre 63 µm et 45 µm.
20 % des résidus sont supérieurs à 63 µm.

Fraction minérale
La composition du résidu compris entre 63 µm et 45 µm est identique au sédiment de surface PM100705_1 (3.3.1.1.1).

Une fraction minérale de petite taille (inf. à 0,5 mm) montre des cristaux de :

- quartz ;
- micas (muscovite et biotite) ;
- minéraux lourds ;
- petits fragments calcite (?) ;
- glauconie détritique.

Des cristaux plurimillimétriques, transparents, plus ou moins anguleux présentent des cristallisations aciculaires. Ces cristaux de forme "bizarre" se rayent à l'aiguille montée en acier. Enfin on remarque quelques gros fragments (jusqu'à 6-7 mm) de croûte ferrugineuse.

Fractions organique et végétale

Elles sont inexistantes.

Interprétations

De par sa description, cet échantillon est plus proche du premier échantillon de surface prélevé dans la galerie (PM100705_1) que de l'analyse de la carotte de sédiment (PM100705_2). Il ne présente aucune matière organique et met en évidence la présence de nombreux cristaux de morphologie proche de la calcite. L'analyse de cet échantillon au microscope électronique à balayage (MEB) au laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatées de la faculté St Charles a permis de conclure à la présence de cristaux de calcite. Ces cristaux sont recouverts par endroit d'une fraction argileuse (parfois visible à l'œil nu) riche en silice et alumine (Figure 6-13).

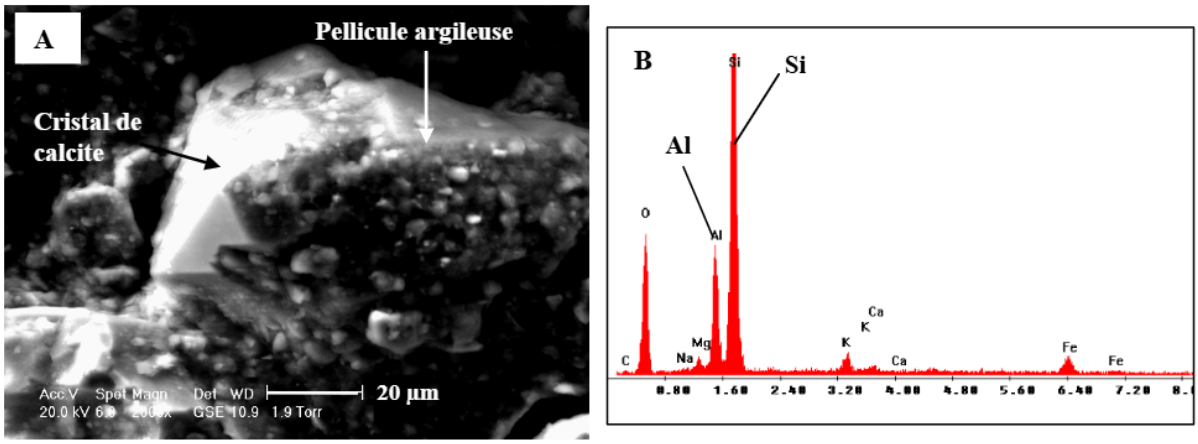


Figure 6-13 : Analyse au MEB de l'échantillon de sédiment PM191105_2 : A) Photo d'un grain de calcite recouvert d'une pellicule argileuse ; B) Analyse chimique de la fraction argileuse

Par ailleurs, la surface de ces cristaux est recouverte de nodules de quelques microns contenant une grande quantité de soufre (Figure 6-14), dont l'origine n'a pas pu être déterminée.

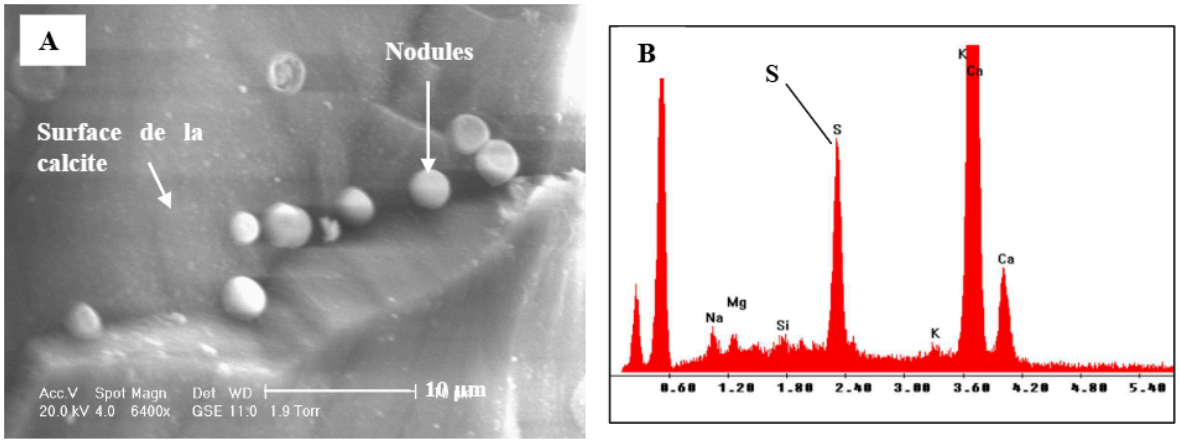


Figure 6-14 : Analyse au MEB de l'échantillon de sédiment PM191105_2 : A) Photo de la surface d'un grain de calcite montrant de micronodules riches en soufre ; B) Analyse chimique des micronodules

3.3.1.3. Echantillons PM150606_1 et PM150606_2

Il s'agit des carottages dans le sédiment de la galerie à 160 m (n°1) et 100 m (n°2) en amont du barrage. Les carottes ont un aspect général grisâtre à ocre. On n'observe pas à l'oeil nu de zones blanchâtres comme sur la première carotte.

3.3.1.3.1. Echantillon n°1

En coupe le sédiment présente un aspect général sablo-vaseux assez homogène. La couleur est globalement ocre sur toute la hauteur de la carotte, c'est à dire sur plus de 40 cm. Cette couche que l'on retrouve sur l'ensemble des carottes sera appelée : couche A. Elle est ici subdivisée en deux couches (Figure 6-15) :

- Une couche de plus de 30 cm d'épaisseur partant du bas de la carotte où le sédiment est de couleur ocre et présente quelques laminations brunâtres : Couche A_1;
- En surface une couche où le sédiment est toujours ocre et plus homogène : Couche A_2.

Composition de la Couche A_1 :

La fraction minérale comprend une répartition des minéraux suivants :

- quartz fréquents de petite taille;
- micas : muscovite, chlorite;
- calcite fréquente;
- cristaux de halite (?),
- traces d'oxyde de fer.

La fraction végétale est constituée de débris végétaux charbonneux millimétriques.

La fraction organique présente de nombreux débris variés de soies d'échinides et de mollusques lamellibranches (*Pectinidae*).

La couche ne montre pas de microfaune planctonique, mais quelques espèces benthiques rares et très peu diversifiées :

- *Ammonia* essentiellement;
- *Bulimina marginata, Bolivina* (espèces très rares).



Figure 6-15 : Photo et log simplifié de la carotte de sédiment PM150606_1

Composition de la Couche A_2 :
La composition est identique à la couche A_1, mais la microfaune est encore plus rare voire quasiment absente. Des boulettes inframillimétriques de carbonates de calcium sont visibles. Cette observation avait déjà été faite dans la carotte prélevée en juillet 2005.

Interprétations
Cette première carotte présente un sédiment sablo-vaseux assez détritique dont la composition est typique de dépôts marins littoraux. La rareté et la faible diversité de la microfaune benthique ne permettent pas de savoir si cette faune est en place ou éventuellement importée depuis le milieu marin littoral voisin.

3.3.1.3.2. Echantillon n°2

En coupe le sédiment est globalement d'aspect plus sombre que la première carotte. On retrouve le sédiment de couleur ocre observé précédemment (Couche A), mais ce dernier surmonte une couche plus sableuse de couleur grise. Ce sédiment constitue la couche que l'on nommera Couche B. Dans le détail nous avons (Figure 6-16) :

- au bas de la carotte sur une trentaine de centimètres un sédiment homogène de couleur gris : Couche B ;
- par-dessus une épaisseur de 10 cm de sédiment gris-ocre : Couche A_2 ;
- une couche de surface ocre foncée et compacte de quelques centimètres : Couche A_3.



Figure 6-16 : Photo et log simplifié de la carotte de sédiment PM150606_2

Composition Couche B :
La fraction minérale est identique à celle de la carotte PM150606_1.
La fraction organique présente de petites coquilles entières de mollusques lamellibranches : Pectinidae (Chlamys).
La microfaune est essentiellement benthique et rare (*Ammonia*).

Composition Couche A_2 :
La fraction minérale est identique à celle de la carotte PM150606_1.
Quelques débris végétaux sont visibles.
La microfaune est essentiellement benthique et rare (*Ammonia*, Cibicides advenus, Ostracodes).

Composition Couche A_3 :
La fraction minérale est identique à celle de la carotte PM150606_1.
Quelques débris végétaux millimétriques sont visibles.
La microfaune est essentiellement benthique et rare (surtout *Ammonia* et très rare *Brizalina difformis*).

Interprétations
La composition de la carotte semble plus ou moins identique sur toute sa hauteur. Elle est fortement semblable à la composition observée sur la première carotte PM150606_1.

3.3.2. Prélèvement dans la galerie du Bestouan : BE140606_2

Il s'agit de la carotte dans le sédiment de la galerie à 100 m de la résurgence. D'aspect général la carotte montre deux couches superposées et de couleurs très différentes. Un sédiment ocre surmonte un sédiment gris foncé.

En coupe la carotte est d'aspect complètement différente de celles observées dans la galerie de Port Miou. Elle montre de très nombreuses laminations horizontales variant de l'ocre au noir. Les deux couches ocre et grise, A et B, peuvent être subdivisées respectivement en 2 et 3 sous-couches. On a alors la répartition suivante (Figure 6-17) :

- en bas de carotte une couche de 8 cm d'épaisseur grise laminée de noir : Couche B_3 ;
- ensuite une épaisseur de 11 cm où les laminations passent au gris clair : Couche B_2 ;
- puis une nouvelle tranche de sédiment (3 cm) gris sombre, laminée de couches très foncées : Couche B_1 ;
- une épaisseur de sédiment gris ocre plus ou moins laminée (env. 6 cm) : Couche A_2 ;
- une dernière couche de près de 10 cm complètement ocre : Couche A_1.



Figure 6-17 : Photo et log simplifié de la carotte de sédiment BE140606_2

Composition Couche B_1 :
La fraction minérale se compose de :
- quartz petits et abondants ;
- micas (muscovite, chlorite) fréquents ;
- sels fréquents (halite ?) ;
- glauconie détritique rare.

Il n'y a ni macrofaune ni de microfaune, mais quelques restes de débris végétaux millimétriques.

Composition Couche B_2 :
La composition est identique à B_1 mis à part que le sédiment est moins riche en débris charbonneux et en cristaux de sel. Les cristaux de quartz, micas et glauconie détritique sont dominants.

Composition Couche B_3 :
La composition est similaire à B_2 mais on y trouve de nombreux nodules de pyrite (sulfure de fer). Ces dépôts indiquent un milieu plus ou moins confiné et probablement mal oxygéné.

Composition Couche A_1 :
La composition est similaire aux précédentes, mais les dépôts de fer se trouvent sous forme oxydée signe d'une meilleure oxygénation du milieu.

Composition Couche A_2 :
La composition est voisine de la couche A_1, car les oxydes de fer sont toujours présents. Mais le sédiment livre des spicules de spongiaires assez fréquents et bien conservés.
Un seul foraminifère benthique a été observé et il est impossible de savoir si il est en place.

Interprétations
La carotte prélevée dans la galerie du Bestouan est tout à fait particulière. Le sédiment sablo-vaseux (détritique fin) n'a pas livré de microfaune et très peu de macrofaunes (seules quelques rares macrofaunes marines en surface).
Les conditions d'oxygénation du milieu de dépôt varient sur la hauteur du sédiment. En partie basse de la carotte les observations (laminations sombres, sulfures de fer) indiquent une conservation plus marquée de la matière organique qu'en partie haute où les niveaux de dépôts apparaissent mieux oxygénés.

3.3.3. Echantillons de vases marines du canyon de Cassidaigne

3.3.3.1. Echantillon st6

Cet échantillon provient d'une carotte de sédiment prélevée à l'ouest du canyon de Cassidaigne dans les vases marines à -570 m de profondeur. L'échantillon de couleur grisâtre correspond à l'horizon 6-9 cm de la carotte.

Fraction minérale
On y observe que de très rares grains de quartz de petite taille.

Fraction organique
Elle est très riche en organismes. La macrofaune observée est la suivante :
- Débris de crustacés (ostracodes) ;
- Spicules siliceux de spongiaires (Monaxones et Tétraxones) ;
- Soies d'échinides ;
- Restes de gastéropodes (Ptéropodes) ;
- Petits restes de coquilles de lamellibranches.

La microfaune est constituée de :

- Foraminifères planctoniques abondants et diversifiés (*Globigerinidae, Orbulina, Globorotalia*);
- Foraminifères benthiques abondants et diversifiés : *Hyalinea baltica, Valvulineria bradyana, Planulina wuellerstorfi, Rosalina globularis, Cancris sagrum, Bulimina, Uvigerina, Fissurina, Nonion, Spiroloculina, Lenticulina…*

Interprétations

L'assemblage organique montre qu'il s'agit d'un dépôt en milieu marin franc, assez profond et à oxygénation normale au niveau du fond par l'assemblage de foraminifères benthiques, riche et diversifié.

3.3.3.2. Echantillon st12

Il s'agit d'un échantillon provenant de la surface d'une carotte prélevée dans le canyon de Cassidaigne à -2220 m de profondeur. Cette carotte est située dans l'axe de rejet des "boues rouges" et l'on distingue très bien à l'œil nu la couleur rougeâtre du sédiment liée à la présence de boues.

Fraction minérale

On y observe que de très rares grains de quartz de petite taille et de petites paillettes de micas (muscovite) assez fréquentes.

Fraction organique

La macrofaune est distinguée par :

- Une dominance de petits fragments de coquilles de gastéropodes pélagiques (Ptéropodes);
- De rares spicules siliceux de spongiaires (Monaxones et Tétraxones).

La microfaune est constituée de :

- Une dominance de foraminifères planctoniques (*Globigerinidae, Orbulina, Globorotalia*) ;
- De plus rares foraminifères benthiques indéterminables ;
- De très rares Radiolaires.

Interprétations

La microfaune organique dominante est celle des foraminifères planctoniques déposés et mélangés au sédiment de surface. La présence d'une microfaune benthique de taille très petite ne permet pas d'identifier les individus. Cette observation peut être le résultat de deux mécanismes :

- Un tri granulométrique des espèces sous l'action d'un déplacement par un courant de fond.
- L'existence d'une microfaune benthique "naine" en place mais vivant dans des conditions défavorables sur le substrat des boues rouges.

Ces hypothèses ne peuvent toutefois pas être vérifiées dans l'état actuel de nos connaissances.

3.3.4. Synthèse et discussion sur l'analyse sédimentologique et micropaléontologique

Les résultats de la description sédimentologique et micropaléontologique des sédiments prélevés à Port Miou au Bestouan, et dans le canyon de Cassidaigne sont synthétisés dans le Tableau 6-6.

- Que nous apporte la description minéralogique des sédiments ?

Les sédiments se trouvant dans les galeries souterraines montrent un assemblage minéralogique identique. D'une part une minéralogie liée à l'encaissant calcaire mis en évidence par la présence de cristaux de calcite observables à de nombreuses reprises dans les échantillons. D'autre part, un assemblage minéral constitué principalement de minéraux siliceux (micas et quartz) et d'éléments métalliques, notamment le fer, à l'état oxydé ou réduit selon les cas. L'existence de cet assemblage, non carbonaté, peut être associé à des gisements argileux présents dans les karsts provençaux, tels que les terras-rossas ou la bauxite. Les terras-rossas sont constituées principalement de minéraux phylliteux (kaolinite, montmorillonite, vermiculite), ferrifères (ex : goethite) et de quartz (Rousset, 1968). Ces gisements comblent généralement les vides karstiques et peuvent participer à l'apport de sédiments résiduels au système. En l'absence d'une étude sédimentologique complète sur les sédiments des galeries (rayon X, infrarouge…) il n'est pas possible de déterminer les caractéristiques minéralogiques précises de la fraction argileuse de ces sédiments.

On peut toutefois citer une analyse ancienne (Blanc, 1972) faite sur les argiles de la galerie de Port Miou, donnant la composition minéralogique suivante : Montmorillonite 50%, Illite 30%, Chlorite 20% et traces de quartz et kaolinite.

Cette composition révèlerait ainsi :

- une composante marine franche par l'assemblage illite-chlorite typique des sédiments de la baie de Cassis ;
- un apport d'éventuels remplissages argileux piégés présents mais effacés au regard de la faible présence de kaolinite et la rareté des interstratifiés.

En somme deux composantes majoritaires sont observées dans les sédiments des galeries karstiques. Une composante marine forte et une composante karstique continentale moins marquée.

- Que nous apporte la description de la faune présente dans ces sédiments ?

La composante marine est franchement visible par la faune retrouvée dans les carottes de sédiments à Port Miou. Elle témoigne généralement d'un milieu de dépôts littoral côtier que l'on trouve typiquement dans les fonds peu profonds des Calanques (zone à herbiers de posidonie). Ces dépôts correspondent à l'enregistrement de l'intrusion directe d'eau de mer dans la galerie qui était effective à plusieurs centaines de mètres de distance dans le réseau avant la construction du barrage.

Cette composante est difficilement visible au Bestouan, peut être tout simplement due au fait de la morphologie complexe de l'entrée de la résurgence, qui empêcherait les dépôts marins de pénétrer profondément dans le réseau.

La microfaune marine profonde décrite dans les échantillons de vases marines de la Cassidaigne n'est pas observée dans les sédiments récoltés dans les galeries souterraines. Toutefois, les échantillons de vases marines correspondent à des prélèvements récoltés à des profondeurs beaucoup plus importantes que la zone supposée de la contamination.

Les analyses ne permettent donc pas d'apporter d'éléments de preuves d'une circulation d'eau de mer profonde à travers le réseau karstique. De nouveaux prélèvements et analyses seront nécessaires pour établir ce fait.

- Peut-on comparer les sédiments des deux sources ?

Les descriptions ont permis d'observer une variation des conditions d'oxygénation du milieu de dépôt. Un niveau où le fer présent dans le sédiment est à l'état oxydé (Couche A). Ce niveau, de couleur ocre, surmonte un niveau de couleur grise (Couche B) où le fer peut être à l'état réduit sous forme de sulfure

(pyrite). La couche A ne représente qu'une dizaine de centimètres au Bestouan alors qu'on la retrouve sur plus de 40 cm à Port Miou (Figure 6-18).
Cette variation d'épaisseur peut s'expliquer par une différence de vitesse de sédimentation dans les deux galeries. La différence de taille des galeries souterraines (Port Miou possède des sections de galeries en moyenne 10 fois plus importantes que Bestouan) favorise des vitesses d'écoulement plus faibles à Port Miou qu'au Bestouan, et donc des dépôts plus importants.
Cette constatation mériterait d'être complétée par des mesures de datation sur les sédiments.

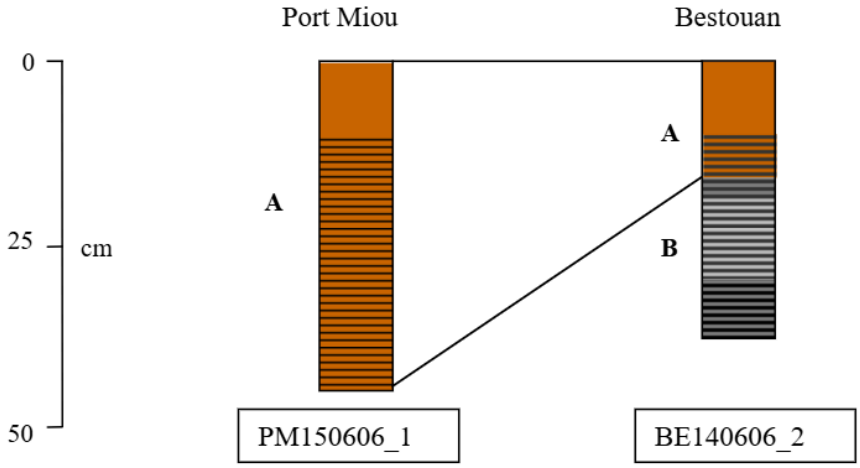


Figure 6-18 : Logs comparatifs des sédiments des galeries souterraines de Port Miou et du Bestouan

Echantillon	distance (m)	prof. (m NGF)	secteur	couleur	macrofaune	foraminifères planctoniques	foraminifères benthiques	végétaux	minéraux autres que CaCO3	Milieu de dépôt
Port Miou										
PM100705_1	200	- 20	surface	marron-ocre	néant	néant	néant	néant	micas, quartz, oxyde de fer, gypse?	
PM191105_2	2350	- 170	surface	ocre	néant	néant	néant	néant	micas, quartz, glauconie détritique, oxyde de fer, gypse?, nodules de soufre	
PM100705_2	100	- 20	sommet ?	gris-blanc	insectes	néant	néant	débris	quartz	Circulation d'eaux de surfaces
			base	marron-ocre	échinides, spongiaires	rares Globigerina bulloides	Ammonia beccari, Milioles, Globulina...	charbon	mica, quartz, glauconie détritique	Milieu marin littoral avec présence de végétation sous-marine
PM150606_1	160	- 20	sommet	ocre	néant	néant	néant	néant	micas, quartz, oxyde de fer, gypse?	
			base	ocre varvé	échinides, lamellibranches, spongiaires	néant	rares Ammonia et Bulimina	charbon	micas, quartz, oxyde de fer, gypse?	Milieu marin littoral
PM150606_2	120	- 20	sommet	ocre	néant	néant	rare Ammonia	débris	micas, quartz, oxyde de fer, gypse?	Milieu marin littoral
			base	gris varvé	pectens	néant	rare Ammonia	débris	micas, quartz, oxyde de fer, gypse?	Milieu marin littoral
Bestouan										
BE140606_2	100	- 20	sommet	ocre	spongiaires	néant	néant		micas, quartz, glauconie détritique, gypse?	Milieu marin mieux oxygéné
			milieu	ocre varvé	néant	néant	néant		micas, quartz, glauconie détritique, oxyde de fer, gypse?	Milieu mieux oxygéné
			base	gris varvé	néant	néant	néant	débris	micas, quartz, glauconie détritique, pyrite, gypse?	Milieu confiné (laminations sombres, sulfure de fer)
Cassidaigne										
st6		- 570	6-9 cm prof.	gris	crustacés, spongiaires, échinides, lamellibranches, gastéropodes	Globigerinidae, Orbulina, Globorotalia	Hyalinea, Valvulineria, Planulina, Rosalina...	néant	quartz	Milieu marin franc profond, à oxygénation normale avec assemblage biologique riche
st12		- 2220	surface	ocre	gastéropodes, spongiaires	Globigerinidae, Orbulina, Globorotalia	rares	néant	micas, quartz	Milieu marin profond. Conditions défavorables de développement biologique ("boues rouges")

Tableau 6-6 : Synthèse des résultats de l'analyse sédimentologique et micropaléontologique des prélèvements effectués dans les galeries sous-marines et des vases marines du canyon de Cassidaigne

3.4. CONCLUSIONS SUR L'HYPOTHESE D'UNE CONTAMINATION PROFONDE

Les travaux récents du Comité de suivi scientifique des résidus du traitement de la bauxite ont démontré que le panache de "boues rouges" avait une évolution particulière (Figure 6-19) :

- Le front du panache a été observé à plus de 60 km de l'émissaire vers le Sud.
- L'extension du panache vers l'ouest de la plaine bathyale sous l'effet du courant marin liguro-provençal.
- La sédimentation normale, dans l'axe du canyon, peut être exceptionnellement perturbée par des courants ascendants (upwellings liés à des périodes de forts mistrals) qui favorise la mobilisation des résidus jusqu'à une profondeur de 120 m sur le plateau continental.
- Aucun signal de dépôts des résidus n'a été observé avant la première centaine de mètres de profondeur sur le plateau continental.

Autrement dit, les boues rouges ne remontent pas sur le plateau continental après leur rejet et peuvent être transportées en profondeur sur de grandes distances. Ces résultats sont encourageants pour notre étude et la technique de traçage géochimique des circulations marines dans le système de Port Miou s'avère être une méthode prometteuse.

La conduite de la société Alcan (ex-Péchiney Aluminium), qui transporte en mer les résidus bauxitiques, emprunte, au niveau de la calanque de Port Miou, la galerie souterraine sur quelques dizaines de mètres. S'il existait une fuite sur cette canalisation il serait très tentant de lui attribuer la responsabilité de la présence de résidus bauxitiques dans la galerie souterraine. Cette explication ne nous semble pas réaliste, car ce secteur est fortement surveillé par les diverses associations écologiques, de pêcheurs ou de plongeurs. Autrement dit, si une fuite avait lieu elle aurait été depuis longtemps fortement médiatisée.

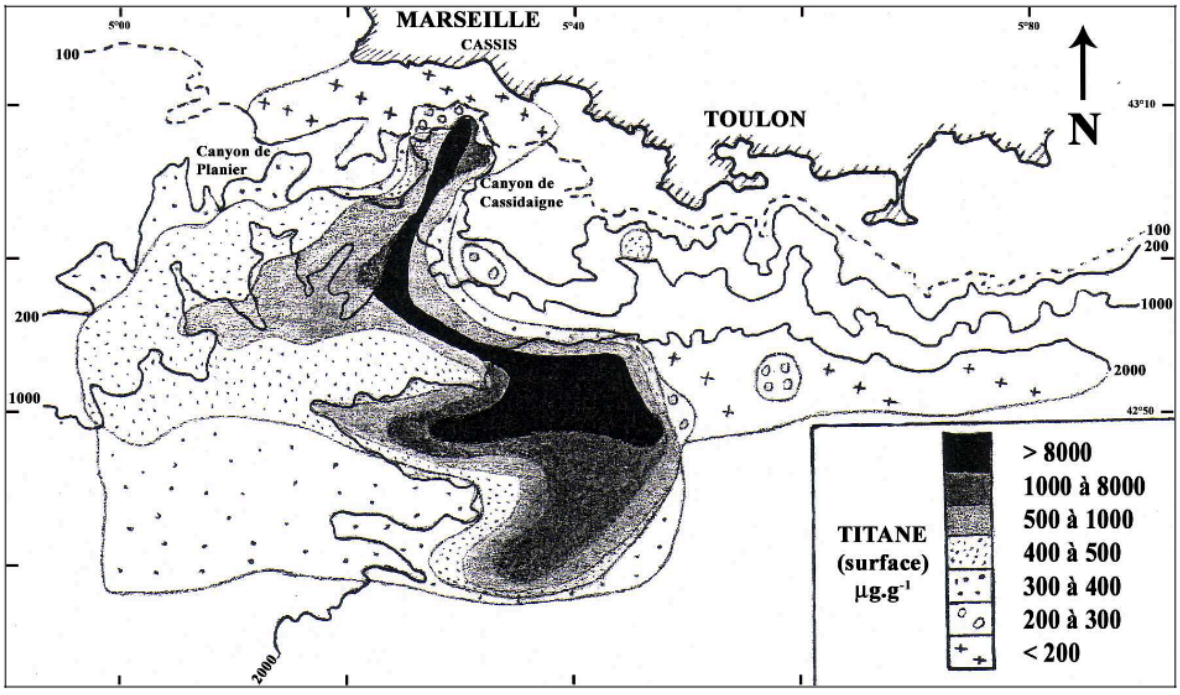


Figure 6-19 : Représentation de la répartition géographique des rejets des boues résiduelles de l'exploitation bauxitifère au niveau du canyon sous-marin de Cassidaigne à l'aide de la distribution des teneurs en titane dans les sédiments bathyaux superficiels (Arnoux *et al.*, 2003, modifié)

Des apports anthropiques récents sont suggérés par l'étude géochimique des sédiments karstiques de Port Miou. Même s'il est encore difficile, à la vue des résultats, de distinguer avec précision les différentes signatures enregistrées dans les sédiments karstiques, l'hypothèse d'un transport de métaux lourds via un paléodrain karstique profond à Port Miou est envisagée.

Toutefois, certains points restent à clarifier :

- Préciser les signatures géochimiques d'origine continentale dans les sédiments karstiques, autrement dit, définir les relations entre le milieu géologique et les apports en métaux lourds (ex : influence des argiles d'altération).
- Définir les modalités de transport des éléments métalliques traces dans le système de Port Miou, notamment le rôle de la physico-chimie (pH, salinité, MES) et d'une éventuelle sélection géochimique des métaux.
- Vérifier l'éventualité de toutes fuites de la canalisation des « boues rouges » à terre avant son arrivée dans la calanque.

CONCLUSIONS GENERALES

DIFFICULTES ET LIMITES DE L'ETUDE

La difficulté majeure à laquelle j'ai été confronté au cours de ma thèse est celle posée par la taille et l'extension possible de l'aquifère karstique de Port Miou. L'hypothèse avancée sur les limites de l'aquifère prévoyait que celles-ci pouvaient s'étendre sur une superficie de plus de 1000 km². A cette échelle, un système hydrologique ne peut s'aborder que de manière globale.
Effectuer un bilan hydrologique pour chaque unité karstique de la Basse Provence à partir de données de terrain n'aurait pas été réalisable durant le temps disponible pour réaliser la thèse. Pour obtenir des bilans réactualisés rigoureux, j'ai donc fait le choix de confronter au maximum les diverses informations bibliographiques récoltées sur un massif donné. Ensuite, les enquêtes de terrain m'ont servi à compléter les lacunes éventuelles. Cette méthodologie, si elle n'est pas « académique », a permis de comprendre dans la plupart des cas le fonctionnement global des unités calcaires concernées. Et, les résultats obtenus par cette méthode corroborent tout à fait les études hydrologiques ou hydrogéologiques dans le secteur d'étude.

La deuxième difficulté rencontrée concerne l'étude des systèmes karstiques en général et notamment leur inaccessibilité. Les réseaux karstiques de Port Miou et du Bestouan, comme de nombreux autres systèmes karstiques, ne sont pas étudiables de « l'intérieur ». Ces grottes noyées ne sont explorables que par des plongeurs expérimentés souvent non spécialistes du karst. Qui plus est, lors des explorations, il est très compliqué de récupérer des informations d'ordre géologique ou morphologique en profondeur. Ces complications m'ont poussé à me concentrer sur le point d'étude principal représenté par les exutoires sous-marins.

Enfin, la dernière difficulté réside dans la problématique générale posée par la Crise de Salinité du Messinien et son impact sur l'organisation des massifs karstiques méditerranéens. Le déroulement de cet événement est de mieux en mieux connu grâce aux nombreux marqueurs géologiques et géomorphologiques qui lui sont attribués. En revanche, la recherche de ces marqueurs ou d'autres marqueurs témoignant de l'effet de cet événement sur les massifs karstiques est beaucoup plus difficile à l'échelle locale. Quand elle réalisable, la reconstitution spéléogénétique d'un système n'est rendue possible qu'à partir de l'exploration souterraine des galeries qui le structure. Dans le cas du système de Port Miou, ces réseaux sont rendus inaccessibles, comme je l'ai précisé précédemment. La réflexion que j'ai mené sur cette problématique a donc été faite de manière plus globale et rend l'interprétation paléogéographique plus difficilement conceptualisable.

PRINCIPAUX RESULTATS

LE DEBIT, LE FONCTIONNEMENT ET LA CONTAMINATION SALINE DES SOURCES SOUS-MARINES

Le suivi hydrométrique des sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan sur un cycle hydrologique et demi a permis d'estimer le débit moyen à près de 2,5 m^3/s. Ce résultat fait état du contexte climatique de sécheresse actuel en Basse Provence et permet donc de revoir à la baisse les anciennes estimations faites sur ces exutoires.

L'analyse des mécanismes de mélange entre l'eau douce et l'eau de mer dans l'aquifère karstique permet de mettre en évidence des résultats intéressants.
L'intrusion saline s'effectue à un double niveau pour les deux sources :

1) Les sources sont soumises à des phénomènes de contamination saline par leur exutoire. La marée océanique, moteur principal de ces intrusions, constitue une condition aux limites hydrauliques modifiant localement les équilibres de charges entre l'eau douce et l'eau de mer.

Certains événements climatiques ponctuels (tempêtes) rendent plus complexes ces écoulements et participent à perturber localement l'évolution du débit et de la physico-chimie des sources.

2) La salinité et la température des sources confirment qu'en profondeur une importante quantité d'eau de mer est apportée de façon pérenne dans les galeries karstiques. Le mécanisme responsable de cette contamination reste difficile à déterminer.

Les crues de la source de Port Miou sont marquées par :

- Un apport supplémentaire d'eau douce au mélange saumâtre qui contribue à faire chuter la salinité et la température de l'eau.
- Des mises en charge du réseau karstique n'ayant aucun effet véritable sur la quantité d'eau de mer apportée (en profondeur) au mélange.

L'évolution générale des salinités et des températures des deux sources se fait de manière corrélée : signe qu'elles expriment la réponse d'un système karstique unique. La différence de chimie et de température des sources peut alors s'expliquer par un apport d'eau de mer au mélange en proportion variable.

Les résultats de cette thèse permettent de conclure à l'existence d'une zone située à grande profondeur dans l'aquifère de Port Miou, où les conditions de charges hydrauliques seraient favorables à l'établissement d'un gradient positif permettant une intrusion continue d'eau de mer dans la ou les galeries karstiques. Apport diffus par la matrice fracturée ou contamination locale d'origine spéléologique, aucune des hypothèses ne peut être validée à l'heure actuelle. En revanche, la seconde solution semble tout à fait adaptable à la morphologie du réseau noyé profond observé à Port Miou.

LE BASSIN VERSANT DU SYSTEME KARSTIQUE DE PORT MIOU

La révision des bilans hydriques en Basse Provence occidentale confirme l'existence de nombreux déficits sur les massifs calcaires jurassico-crétacés. Ces chaînons calcaires ont, en réalité, une organisation hydrospéléologique profonde souvent peu connue. Quand elle est observable, cette organisation dévoile une incohérence vis-à-vis des exutoires du système karstique. Ainsi, une grande partie des écoulements échappent à la compréhension des bilans en eau effectués jusqu'à lors.
Or, les nouvelles mesures hydrométriques mises en place sur les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan confirment l'état hydrique excédentaire du système karstique de Port Miou. Ce dernier est donc susceptible d'être responsable d'un drainage profond des unités calcaires avoisinantes déficitaires.
L'histoire tectonique particulière de la Basse Provence a contribué à disposer les différentes unités hydrogéologiques selon un schéma de morcellement et de superposition complexe. Ainsi, des unités au demeurant indépendantes hydrogéologiquement, peuvent-elles maintenant communiquer par des écoulements en profondeur.
Au vu de ces constations le bassin versant du système de Port Miou est révisé et il est proposé d'étendre son bassin versant originel de 170 km² à plus de 400 km². Ce nouveau bassin implique qu'une grande partie des infiltrations réalisées sur les massifs de la Sainte Baume, de la Lare, de l'Aurélien, du Régagnas, voire du sud de la Sainte Victoire contribuent à alimenter au Sud les importantes sources sous-marines.

LA PALEOKARSTIFICATION EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE ET SES CONSEQUENCES SUR LE KARST DE PORT MIOU

L'étude de l'organisation hydrospéléologique des massifs jurassico-crétacés de la Basse Provence occidentale souligne trois types de zones calcaires au développement karstique contrasté :

1) Des massifs circonscrits dans lesquels des écoulements pérennes et profonds sont assurés par un réseau spéléologique bien développé. Le drainage global du système est réalisé de manière logique et permet d'alimenter d'importantes sources karstiques. Les bilans hydrologiques conduits sur ces massifs sont généralement équilibrés.

2) Des massifs aux écoulements souterrains établis, mais dont le drainage profond comporte certaines incohérences avec l'alimentation des exutoires qui lui sont connus. Les incertitudes sur les orientations des écoulements profonds conduisent à obtenir des bilans en eau déséquilibrés et souvent déficitaires.

3) Des massifs pour lesquels les réseaux et écoulements profonds sont mal connus voire inconnus. L'organisation du drainage et les bilans en eau sont alors quasiment impossibles à définir.

Les incohérences et les incompréhensions observées sur ces deux derniers groupes laissent entendre que leur organisation a pu être bouleversée par divers processus de karstification. Leur incohérence organisationnelle serait une incidence du polyphasage sur le comportement hydraulique de ces karsts.
De la même manière, le karst de Port Miou possède de nombreux indices d'une paléokarstification indépendante de la paléogéographie actuelle : grottes et avens secs et concrétionnés ; réseaux noyés à plusieurs centaines de mètres niveau marin ; formes karstiques tronquées par les versants…
L'origine ancienne de ce karst est difficile à préciser du fait des diverses épisodes de karstification l'ayant affecté de manière quasi-continue probablement depuis le Crétacé. Toutefois, il semble évident que l'épisode de karstification important du Messinien ait joué un grand rôle dans la spéléogenèse de ce karst. Cette dernière a sûrement permis un creusement (ou au re-creusement si l'on suppose que les systèmes sont plus anciens et colmatés) et un développement à des profondeurs très importantes des réseaux noyés actifs. Ces réseaux confèrent actuellement une nouvelle logique au drainage des structures karstiques, en permettant à l'eau d'emprunter des drains dans lesquelles les pertes de charges sont minimes.

PERSPECTIVES

INTERETS ECONOMIQUES ET GESTION DE LA RESSOURCE

Les résultats apportés par ce travail, encouragent à envisager pour la Basse Provence occidentale un schéma de karstification à grande profondeur permettant de connecter les différents impluviums karstiques où sont observés d'importants déficits hydriques. Les sources littorales karstiques constituent alors un exutoire majeur de cet important aquifère.
Le débit de Port Miou et du Bestouan, estimé à plus de 2,5 m^3/s au cours de cette étude, place les résurgences sous-marines comme le fleuve côtier le plus important entre le Rhône et l'Argens. L'aquifère karstique littoral de Port Miou apparaît clairement comme une ressource incontournable pour la région marseillaise.
Cette ressource pourrait permettre de constituer un secours en eau potable à la ville de Marseille (au même titre que le puits St Joseph actuellement) ou d'apporter un complément de protection contre les incendies dans le massif des Calanques. L'étude de cet aquifère s'insert donc complètement dans la volonté actuelle de développer de nouvelles possibilités de ressources en eau.

Les moyens et la méthodologie de sollicitation de cette ressource restent les principales difficultés.

La tentative d'exploitation de la ressource à son exutoire par un barrage sous-marin, envisagée dans les années 70, s'est révélée être à terme un échec. La contamination saline du système s'effectue en profondeur et de manière pérenne, il est donc clair que l'exploitation à l'exutoire n'est pas réalisable à moins d'utiliser les techniques récentes de désalinisation très gourmandes en énergie.

La méthodologie la plus adaptée dans le cas de l'aquifère de Port Miou est la captation sur le continent en amont des zones où le réseau est contaminé par l'eau de mer. Les indices apportés par ce travail laissent supposer que le niveau de base de karstification du système pourrait être lié à une mise en place héritée du Messinien. Ainsi, il serait aujourd'hui nécessaire de rechercher les zones potentiellement bien karstifiées à grande profondeur (200 à 300 m sous le niveau marin), qui permettraient un drainage intéressant de la ressource. Cette contrainte implique d'envisager une méthodologie particulière prévoyant des forages profonds (min. 300 m) pour valoriser les ressources en eau de cet aquifère karstique.
Les expériences de colorations effectuées dans les années 60, qui ont démontré la relation des sources sous-marines avec le sud de la plaine alluviale d'Aubagne (embut de Coulin), ainsi que les forages d'eau productifs réalisés pour les communes de Cuges et de Gémenos témoignent d'un réel potentiel de karstification de l'auréole urgonienne du bassin du Beausset. Cette zone considérée comme un véritable axe de drainage du système (Rousset, 1988) laisse envisager de futures possibilités d'exploration et d'exploitation intéressantes.

PROPOSITIONS D'ETUDES

Les bilans hydriques que j'ai effectués au cours de cette étude m'ont permis de réaliser que les connaissances sur la plupart des massifs karstiques de la Basse Provence occidentale étaient incomplètes. Ce travail permet d'envisager des actions futures par des études appliquées dont le but serait de préciser l'organisation de certains écoulements et la quantification des exutoires.

Les techniques de traçages actuelles pourraient permettre d'envisager une campagne de multi-traçages à l'échelle d'une superficie importante pour permettre de préciser entre autre :

- La destination des eaux d'infiltration du poljé de Chibron ou des pertes réalisées sur le Latay. Ces informations serviraient à définir avec plus de précision la ligne de partage des eaux E-W de l'unité karstique du Beausset Externe.

- La véracité de certains écoulements, comme la relation présupposée entre le massif d'Allauch et la source littorale du Roucas Blanc.

- D'éventuelles relations entre l'impluvium turonien de Fontblanche (Beausset Interne) et les sources littorales des grès du baguier (Fontsainte) ou les sources sous-marines supposées de la Baie de la Ciotat.

La détection des sources karstiques littorales et sous-marines a été appliquée avec succès dans la région de Nice (Gilli, 1999). Réalisée sur la zone maritime de Marseille-Côte Bleue jusqu'à Toulon, cette étude servirait à clarifier de nombreuses interrogations :

- Préciser la localisation et la quantification de nombreuses sources littorales sur le massif de la Nerthe (Ponteau, Arnette), dans les Calanques (Sormiou, Morgiou, Sugiton, ou l'ile Riou), sur la côte de Bandol (Portissol), ou la rade de Toulon.

- Vérifier l'existence de nombreux exutoires incertains comme ceux des Calanques (l'Oule, St Jean ou Pointe Cacau), ou les sources sous-marines de la Baie de la Ciotat, régulièrement avancées pour expliquer le drainage du massif littoral de Bandol ou les calcaires turoniens de Fontblanche

Enfin, les explorations spéléonautiques des réseaux de Port Miou et du Bestouan doivent être poursuivies. Elles permettront d'apporter toujours plus d'éléments de preuve de l'organisation et de la géométrie particulière de ce karst littoral : Jusqu'à quelle profondeur se trouvent les drains karstiques ? Peut-on les relier avec un réseau de surface ?

PORT MIOU : UN LABORATOIRE IN SITU ?

L'aquifère karstique littoral est un système hydrologique particulier dont la connaissance actuelle reste limitée. A la rencontre de nombreux domaines scientifiques, comme l'hydrogéologie, la paléogéographie ou l'océanographie, l'étude de cet aquifère doit être abordée de manière pluridisciplinaire.
L'étude fonctionnelle des sources sous-marines karstiques de l'aquifère de Port Miou, traitée dans cet ouvrage, est un cas de figure exemplaire. Son abord nécessite d'allier la réflexion sur la compréhension des mécanismes hydrodynamiques du fonctionnement actuel, à celle de l'impact de l'héritage paléogéographique sur la morphologie du système.
Cette vision est applicable, avec quelques variations locales, à de nombreux systèmes karstiques littoraux en Méditerranée. Et, le site de la rivière souterraine de Port Miou doit être considéré comme un lieu d'expérimentation et de recherche privilégié, que l'on pourrait assimiler à un laboratoire « in situ » des problématiques affectant les karsts littoraux méditerranéens. Les universitaires et les collectivités doivent alors agir en conséquence et de concert pour valoriser ce patrimoine scientifique unique !

Les résultats sur les conditions de fonctionnement et les problèmes de salinisation d'un système tel que Port Miou, mettent en évidence l'utilité et l'opportunité du suivi des sources karstiques littorales.
De manière plus générale, les résultats apportés par cette thèse sont, du fait des conditions de sécheresse avancé au cours de l'étude, un bon reflet des conséquences directes aux changements climatiques qui sont en train de s'opérer sur la planète.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] Ambert P., Aguilar J. P. & Michaux J., (1998) Evolution géodynamique messino-pliocène en Languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (sud de la France). *Geodinamica Acta*, 11 (2-3): pp 139-146.

[2] Aquilina L., Ladouche B. & Dörflinger N., (2006) Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology*, in press.

[3] Arfib B., (2001) Etudes des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : Observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). *Mémoire de thèse*, Université Paris VI, Paris: 344 p.

[4] Arfib B., (2005) Ressources en eau en aquifère côtier : exemple d'un karst de Crète. *Géologues*, 146: pp 24-30.

[5] Arfib B., Cavalera T. & Gilli E., (2006) Influence de l'hydrodynamique sur l'intrusion saline en aquifère karstique côtier. *Comptes Rendus Geoscience*, 338: pp 757-767.

[6] Arfib B. & Ganoulis J., (2004) Modélisation physique de l'intrusion d'eau de mer dans un aquifère karstique : cas de l'Almyros d'Héraklion (Crète). *Comptes Rendus Géosciences*, 336: pp 999-1006.

[7] Argyriadis I., (2003) Une réalisation industrielle d'exploitation de résurgences sous-marines d'eau douce. *Géologues*, n°136: pp 42-46.

[8] Arlhac P., (1999) Alimentation en eau potable du lotissement du hameau des Roux (Cuges-les-Pins) - Enquête hydrogéologique privée. *Rapport officiel d'hydrogéologue agrée*, 5 Septembre 1999: 10 p.

[9] Arnoux A., (1997) Campagne de piégeage de particules sur le plateau continental au nord de Cassidaigne, analyses granulométrique et chimique. *Rapport annuel*, Comité de suivi scientifique résidus de Bauxite Aluminium Péchiney 5 p.

[10] Arnoux A., (1999) Etude granulométrique et chimique des sédiments dans le secteur du canyon de Cassidaigne (Campagne ALPESUR 1997). *Rapport annuel*, Comité de suivi scientifique résidus de Bauxite Aluminium Péchiney 14 p.

[11] Arnoux A. & Stora G., (2003) Analyses granulométriques et chimiques des sédiments prélevés dans la zone de rejet des boues résiduaires de l'industrie de l'aluminium (Campagne ALPECAST 2 sept-oct 2002). *Rapport annuel*, Comité de suivi scientifique résidus de Bauxite Aluminium Péchiney 25 p.

[12] Audra P., (2007) Karst et spéléogenèse épigènes, hypogènes, recherches appliquée et valorisation. *Thèse HDR*, Dpt de géog. Uté de Nice- Sophia, Antipolis: 457 p.

[13] Audra P., Bigot J.-Y. & Mocochain L., (2002) Hypogenic caves in Provence (France). Specific features and sediments. *Acta Carstologica*, 31 (3): pp 33-50.

[14] Audra P., Mocochain L., Camus H., Gilli E. & Clauzon G., (2004) The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, 17 (6): pp 27-38.

[15] Auriol J. & Bonnet M., (1972) La source sous-marine karstique de Port Miou - Bilan des études au 31/12/71 - Examen des problèmes de captage. *Rapport interne*, BRGM (72 SGN 028 AME), Janvier 1972: 19 p.

[16] Bakalowicz M., (1979) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de sa karstification. *Mémoire de thèse*, Paris VI: 269 p.

[17] Barber P. M., (1981) Messinian subaerial erosion of the Proto-Nil delta. *Marine Geology*, 44 (3-4): pp 253-272.

[18] Barbier J.-L., (2000) La gestion des eaux de surface et l'histoire du Canal de Provence. *Géologues*, 125/126: pp 73-76.

[19] Bellanca A., Hauser S., Neri R. & Palumbo B., (1996) Mineralogy and geochemistry of Terra Rossa soils, western Sicily: insights into heavy metal fractionation and mobility. *The Science of the Total Environment*, 193: pp 57-67.

[20] Berné S., Carré D., Loubrieu B., Mazé J. P. & Normand A., (2001) Carte morpho bathymétrique du Golfe du Lion. *Carte bathymétrique 1/250 000ème*, IFREMER.

[21] Berné S. & Loubrieu B., (2006) Les canyons languedociens et pyrénéens en quatre dimensions. IFREMER. @ http://www.ifremer.fr/drogm/Realisation/Vulgar/canyon/canyon.html

[22] Binet S., (2002) Construction d'un modèle hydrogéologique régional dans un environnement karstique méditerranéen : application à la gestion des ressources en eau potable de la région de Toulon (Var). *Mémoire de DEA*, Université de Franche-Comté 30 p.

[23] Binet S., Mudry J., Bertrand C., Guglielmi Y. & Cova R., (2006) Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology journal*, 14: pp 1107-1121.

[24] Bini A., (1994) Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien. *Karstologia*, 23.

[25] Bitesnik H. & Durozoy G., (1969) Inventaire des ressources hydrauliques du bassin de Gardanne (Bouches-du-Rhône, Var) - Résultats de la campagne de jaugeage de 1968-69 - Essai de Bilan. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (69SGL269PRC), Décembre 1969: 57 p.

[26] Blanc J. J., (1956) Résultats scientifiques des campagnes de la "Calypso". *Ann. Inst. Océan T. 37*, Fascicule IV, Ed. (Masson): 251-259 p.

[27] Blanc J. J., (1972) Analyse du sédiment vaseux colmatant la rivière souterraine de Port Miou (Profondeur -8 m). *Rapport d'analyse*, Laboratoire de géologie marine et sédimentologie appliquée, octobre 1972: 2 p.

[28] Blanc J. J., (1993) Le paléokarst littoral de Provence (Estaque, Calanques et zone de Bandol). *Karstologia*, n°22 (2): pp 21-34.

[29] Blanc J. J., (1995) Etapes et facteurs de la spéléogenèse dans le Sud-Est de la France. *Karstologia*, 26 (2): pp 13-26.

[30] Blanc J. J., (1997) Géodynamique et histoire du karst. Application au Sud-Est de la France. *Quaternaire*, 8 (2/3): pp 91-105.

[31] Blanc J. J., Froget C. & Guieu G., (1967) Géologie littorale et sous-marine dans la région de Marseille. Relations avec les structures de la Basse Provence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. IX (7): pp 561-571.

[32] Blanc J. J. & Monteau R., (1983) Essai sur l'analyse des cavités karstiques du massif de Marseilleveyre et des archipels de Riou et du Frioul (Marseille). *Karstologia*, 1 (1): pp 55-60.

[33] Blanc J. J. & Monteau R., (1988) Le karst du massif des calanques (Marseille-Cassis). *Karstologia*, n° 11-12: pp 17-24.

[34] Blanc P.-L., (2002) The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15: pp 303-317.

[35] Blavoux B., Gilli E. & Rousset C., (2004) Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port Miou (Marseille-Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Geoscience*, 336 (6): pp 523-533.

[36] Boucher M., Girard J.-F., Legchenko A., Baltassat J. M., Dörflinger N. & Chalikakis K., (2006) Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology*, 330: pp 413-421.

[37] Bourcier M. & Zibrowius H., (1972) Les "Boues Rouges" déversées dans le canyon de la Cassidaigne (région de Marseille). Observations en soucoupe plongeante SP 350 (juin 1971) et résultats de dragages. *Téthys*, 4 (4): pp 811-842.

[38] Box G. E. P. & Jenkins G. M., (1976) Time series analysis, forecasting and control., Ed. (Holden Day): 575 p.

[39] Breznick M., (1998) Storage Reservoir and Deep Wells in Karst Regions, Ed. (A.A. Balkem/Rotterdam/Brookfield): 251 p.

[40] Brgm, (1968a) Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du sud-est de la France - Fascicule 5 : Bassins de l'Arc et de l'Huveaune. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (68 SGL 166 PRC), Juin 1968:

[41] Brgm, (1968b) Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du sud-est de la France - Fascicule 7 : Bassins du Gapeau, de l'Eygoutier et du Roubaud. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (69 SGL 084 PRC), Août 1968:

[42] Brgm, (1970a) Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du sud-est de la France - Fascicule 13 : Bassins côtiers entre Marseille et Toulon. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (70 SGN 192 PRC)

[43] Brgm, (1970b) Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du sud-est de la France - Fascicule 15 : Bassin de l'Argens. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (70 SGN 194 PRC)

[44] Brgm, (1994) Captage de la source des Camoins - Dossier de demande d'exploitation. *Rapport interne*, BRGM (N1672 4S/DR6 MAR 94)

[45] Brgm, (2004) Bassin d'Aix-Gardanne Synthèse hydrogéologique - année 1 - Analyse des données existantes. *Rapport de fin d'étude*, BRGM, Novembre 2004: 82 p.

[46] Brl-Ingénierie, (2001a) Département des Bouches-du-Rhône - Réalisation d'un schéma départemental d'alimentation en eau potable - Phase 1. *Rapport définitif du Schéma départemental AEP 13*, Juin 2001: 98 p.

[47] Brl-Ingénierie, (2001b) Département des Bouches-du-Rhône - Réalisation d'un schéma départemental d'alimentation en eau potable - Phase 2. *Rapport définitif du Schéma départemental AEP 13*, Juin 2001: 89 p.

[48] Caors C., (1984) Pollution minérale des sédiments entre le site de Cortiou et la Ciotat. *Thèse de doctorat en pharmacie*, Faculté de Luminy, Marseille: 67 p.

[49] Cavalera T., Arfib B. & Gilli E., (2006) Ressource karstique côtière en méditerranée : les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan. Proc. of: 8ème colloque d'hydrogéologie en pays calcaire. Neuchâtel (Suisse), 21-23 septembre 2006. *P. U. de Franche-Comté*, pp 55-58.

[50] Cesame, (2002) Concessions minières de la région de Gardanne (13). Etude hydrogéologique - Vol 1 et 2 (Annexes). *Synthèse hydrogéologique*, H.B.C.M, Septembre 2002: 100 p.

[51] Chalumeau A., (2000) Fonctionnement hydrogéologique des exploitations de lignite du bassin de Fuveau (Bouches-du-Rhône). *Mémoire de thèse*, Université de Franche-Comté, Besançon: 129 p.

[52] Chamley H., (2000) Bases de la sédimentologie, Ed. (Dunod, 2e ed.): 177 p.

[53] Chanat J. & Hornberger G., (2002) Consistency of patterns in concentration-discharge plots. *Water Ressources Research*, 38 (8).

[54] Chanut J.-P., (1976) Hydrogéologie des massifs jura-crétacés et du Trias du S.W. varois. *Mémoire de Thèse*, Université de Provence: 249 p.

[55] Chevenier G., (1985) Relations entre structures et répartitions des aquifères dans les massifs de la Nerthe et de l'Etoile (Bouches-du-Rhône, France). *Mémoire de thèse*, Université d'Aix-Marseille I, Marseille: 278 p.

[56] Chorowicz J. & Paul S., (1974) Mise en évidence de linéaments, en Provence occidentale, sur des images obtenues par le satellite ERTS-1 ; leur signification structurale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (5): pp 492-497.

[57] Clauzon G., (1979) Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29: pp 15-40.

[58] Clauzon G., (1982) Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du *dessicated deep-basin model*. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. XXIV (3): pp 597-610.

[59] Clauzon G., (1996) Utilisation des marqueurs issus de la crise de salinité pour la restitution de l'évolution géodynamique du Sud-Est français. Proc. of: Réunion ASF-SGF 1996. Rennes.

[60] Clauzon G., Aguilar J. P. & Michaux J., (1987) Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301 (19): pp 585-590.

[61] Clauzon G., Rubino J. L. & Suc J. P., (1996a) Les rias pliocènes du Var et de la Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Proc. of: Excursion commune du Groupe Français d'Etude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie. pp 44.

[62] Clauzon G., Suc J. P., Gautier F., Berger A. & Loutre M. F., (1996b) Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24 (4): pp 363-366.

[63] Cluseau R., (1965) Mission expérimentale à la Ciotat et Cassis - Recherche des émergences d'eau douce en mer. *Rapport interne*, BRGM (DS 65 A73), 22 septembre 1965: 19 p.

[64] Collina-Girard J., (1989) Application des techniques de l'analyse cartographique (analyse morphostructurale) : l'exemple du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France). *Géologie Méditerranéenne*, t. XVI (n°4): pp 321-340.

[65] Collina-Girard J., (1992) Présentation d'une carte bathymétrique au 1/25 000° du précontinent marseillais (Au large de la zone limitée par la grotte Cosquer et l'habitat préhistorique de Carry le Rouet). *Géologie Méditerranéenne*, t. XIX (n°2): pp 77-87.

[66] Collina-Girard J., (1995a) Analyse multiscalaire et multisource des directions structurales du Massif des calanques et de leur expression morphologique : application au Cap Morgiou et à la grotte Cosquer (Marseille, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2: pp 67-84.

[67] Collina-Girard J., (1995b) La grotte Cosquer et les sites paléolithiques du littoral marseillais (entre Carry-le-Rouet et Cassis). *Méditerranée*, n°3 (4): pp 7-19.

[68] Collina-Girard J., (1996) Datation d'un paléorivage submergé (-100 m) à l'Ouest de la grotte Cosquer (Marseille, Méditerranée française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série II - Earth and Planetary Sciences*, t. 322: pp 341-344.

[69] Collina-Girard J., (1999) Réseaux de vallées et prospection sismique : relations et implications structurales sur le plateau continental (Marseille, Bouches-du-Rhône, France) Submarine valley network and sismic surveying: relationship and structural implications on the continental shelf (Marseille, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série II - Earth and Planetary Sciences*, 329 (5): pp 357-362.

[70] Collina-Girard J., (2001) Eustatisme, néotectonique et marqueurs morphologiques immergés. Proc. of: RIVIERA 2000 - Tectonique et géomorphologie. Villefranche-sur-Mer, 18-22 octobre 2000. *Revue d'Analyse Spatiale*, n° spécial 2001: pp 56-60.

[71] Collina-Girard J. & Griboulard R., (1993) Le réseau de drainage comme marqueur structural : Application au plateau de Valensole (Alpes de Haute Provence). *Bulletin de l'Institut Géologique Bassin d'Aquitaine*, 53: pp 65-76.

[72] Colomb E., (1990) Utilisation d'un forage pour l'alimentation en eau potable - Enquête hydrogéologique réglementaire - Société Française des Parcs d'Attraction OK Corral. *Rapport officiel d'hydrogéologue agrée*, 5 Juin 1990: 5 p.

[73] Conrad G., (2003) Conditions d'exploitation et mesures de protection concernant le puits de secours Saint-Joseph, alimentation en eau potable de la ville de Marseille. *Rapport d'étape pour la Ville de Marseille*, Georges Conrad Géologue expert, 2 février 2003: 20 p.

[74] Conseil-Général-Du-Var, (2006a) Schéma départemental des ressources et de l'alimentation en eau du Var - Phase 1 : Etat des lieux. *Rapport du Schéma départemental AE 83*, Septembre 2006: 161 p.

[75] Conseil-Général-Du-Var, (2006b) Travaux des potentialités de la ressource en eau des anciennes mines de Mazaugues. *Rapport*, Maison régionale de l'eau 104 p.

[76] Coque R., (2002) Les nouvelles orientations de la géomorphologie contemporaine In: *Géomorphologie*, Ed. (Armand Colin, 6e ed.): pp 502.

[77] Cornet C., (1965) Evolution tectonique et morphologique et la Provence depuis l'Oligocène. *Mémoire de thèse*, Mémoires de la Société Géologique de France, t. XLIV, Paris: 249 p.

[78] Cornet G., Durozoy G., Gouvernet C. & Munck F., (1964) La source sous-marine de Port Miou (Cassis) - Etude par prospection géophysique - Livret-guide hydrogéologique. *Rapport interne*, BRGM, juin 1964: 5 p.

[79] Corroy G., (1951) Hydrogéologie du souterrain du Rove près de Marseille. *Annales de la faculté des sciences de Marseille, 2ème série*, t. XVIII: pp 143-153.

[80] Corroy G., (1959) Ville de Cassis - Etude d'une recherche hydrogéologique en vue de la réalisation d'une adduction d'eau complémentaire. *Rapport interne*, Laboratoire de géologie - Aix Marseille 1, 3 novembre 1959: 9 p.

[81] Corroy G. & Bernard A., (1949) Les eaux profondes de la haute vallée de l'Arc. *Annales de la faculté des sciences de Marseille, IIème série*, t. XIX (Fascicule III): pp 201-218.

[82] Corroy G., Gouvernet C., Chouteau J., Sivirine A., Gilet R. & Picard J., (1958) Les résurgences sous-marines de la région de Cassis - La fontaine de Vaucluse - Résultats scientifiques des explorations de 1955 et 1956. *Bulletin de l'Institut Océanographique*, 1131: pp 1-35.

[83] Cortes J. M., Antoranz A., Menvielle S., Ratsimandresy A., Cisneros J., Ramos S., Cabrera M. C., Serrano V. & Mateu J., (2003) La intrusion marina en el sistema de cuevas Moraig-Toix. Un estudio para la recuperacion del acuifero de la depresion de Benissa (Marina Alta - Alicante). *SEDECK*, Boletin n°4: pp 48-64.

[84] Coulier C., (1985) Hydrogéologie karstique de la Sainte Baume occidentale (Bouches-du-Rhône - Var). *Mémoire de thèse*, Université d'Aix-Marseille I, Marseille: 400 p.

[85] Courbon P., (1979) Synthèse des recherches spéléologiques et hydrologiques sur le plateau de Siou Blanc. *Spelunca*, 1: pp 3-8.

[86] Courbon P. & Parein R., (1991) Atlas souterrain de la Provence et des Alpes de lumière, Ed. (La Ravoire): 202 p.

[87] Cova R. & Durozoy G., (1980) Carte du département du Var et notice explicative. *Carte hydrogéologique 1/200 000ème*, BRGM.

[88] Coyne-Bellier, (1976a) Aménagement de Port Miou - Relations vitesses-débits dans le passage. *Note interne*, Coyne et Bellier, 24 novembre 1976: 2 p.

[89] Coyne-Bellier, (1976b) Aménagement Port Miou - Note sur la mise en charge progressive du barrage - Relation entre la différence de charge amont/aval et les débits transités. *Note interne et graphiques*, Coyne et Bellier, 22 juillet 1976: 3 p.

[90] Coyne-Bellier, (1976c) Réalisation de l'évacuateur de crue - Note relative aux réclamations de l'entreprise. *Note interne*, Coyne et Bellier, 8 mars 1976: 12 p.

[91] Coyne-Bellier, (1977) Aménagement de Port Miou - Mise en charge contrôlée - Procès-verbal de la visite des 10 et 11 février 1977. *Note interne*, Coyne et Bellier, 15 février 1977: 3 p.

[92] Dangeard L., Lamboy M., Lemosquet Y. & Froget C., (1969) Observations géologiques dans le canyon de Planier et dans le "Petit Canyon". *Téthys*, 1 (3): pp 915-922.

[93] Degrémont, (2005) Formulaire hydraulique du mémento technique de l'eau, T1, Ed. (Lavoisier, 10e ed.): 1928 p.

[94] Del Giovine A., (1986) Les travertins holocènes de la cascade de Vauvenargues (B.-du-Rh.). Proc. of: Travertins l.s. et évolution des paysages holocènes dans le domaine méditerranéen. Aix-en-Provence, 5-6 novembre 1985. *Méditerranée*, 1.2: pp 81-100.

[95] Dellery B., Durozoy G. & Gouvernet C., (1967) Sondage de Port Pin (commune de Marseille). *Rapport interne*, BRGM (DSGR 67 A47), 20 mai 1967: 4 p.

[96] Deschamps J. M., (1997) Etude hydrogéologique préalable à l'établissement des périmètres de protection (Cuges-les-Pins) - Sources des Jardins de la ville, forage Dausserand, forage Puyricard. *Rapport d'enquête hydrogéologique*, Jean-Marie Deschamps Géologue Consultant, 6 mai 1997: 30 p.

[97] Doche, Mary, Onatzky J. P., Potié L. & Tardieu, (1973) Projet et réalisation d'un barrage expérimental sous-marin sous la galerie de Port Miou en vue de séparer l'eau douce de l'eau de mer. *Rapport interne*, SRPM, Mars 1973: 109 p.

[98] Domage M., (1905) Sur le percement de la galerie à la mer. Les procédés d'exécution de la galerie de Gardanne à la mer de la société nouvelle des Charbonnages des Bouches-du-Rhône. *Rapport*, Société des Charbonnages

[99] Dörfliger N., Jeannin P.-Y. & Zwahlen F., (1999) Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology*, 39 (2): pp 165-176.

[100] Dörfliger N., Ladouche B., Bakalowicz M., Pinault J. L. & Chemin P., (2001) Etude du pourtour de l'étang de Thau, phase II. Synthèse générale. 4. BRGM (RP-50789-FR) 34 p.

[101] Douchet M., (1992) La rivière souterraine du Bestouan. *Spelunca*, 47 (septembre 1992): pp 11-15.

[102] Douchet M., (1993a) Port Miou - Le Bestouan. *Spelunca*, 49: pp 5-6.

[103] Douchet M., (1993b) Port Miou : Plongée dans l'eau-delà. *Subaqua*, 127: pp 7.

[104] Douchet M. & Fage L.-H., (1993) Port Miou et le Bestouan. *Speleo*, 12: pp 3-6.

[105] Drogue C., (1974) Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages. *Comptes rendus de l'académie des sciences de Paris, série D*, 278: pp 2621-2624.

[106] Drogue C., (1989) Continuous inflow of seawater and outflow of brackish water in the substratum of the karstic island of Cephalonia. *Journal of Hydrology*, 106: pp 147-153.

[107] Durozoy G., (1972) Evaluation des ressources hydrauliques du massif calcaire de Sainte Victoire-Bois de Concors-Bois de Pourrières - Résultats de jaugeages effectués en 1970 et 1971. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (72 SGN 234 PRC), Juillet 1972:

[108] Durozoy G., (1973) Evaluation des ressources hydrauliques du Bassin de la Touloubre - Zone de l'étang de Berre. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (73 SGN 326 PRC) 62 p.

[109] Durozoy G. & Gouvernet C., (1971) Evaluation des ressources hydrauliques des bassins du Caramy et de l'Issole. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (71 SGN 404 PRC), Décembre 1971:

[110] Durozoy G., Gouvernet C. & Jonquet C., (1968) Inventaire des ressources hydrauliques dans le bassin du Beausset (Bouches-du-Rhône, Var) - Résultats des campagnes de jaugeages (1965-1967) - Essai de bilan. *Synthèse hydrogéologique*, BRGM (69 SGL 127 PRC), Novembre 1968: 55 p.

[111] Durozoy G., Gouvernet C. & Rousset C., (1969a) Les exutoires du massif calcaire de la Sainte Victoire (Var). *Bulletin d'Hydrogéologie du BRGM*, Section III (n°3): pp 13-23.

[112] Durozoy G. & Paloc H., (1966) Projet de captage expérimental de la résurgence sous-marine de Port Miou. *Rapport interne*, BRGM (DS 66 A124), décembre 1966: 11 p.

[113] Durozoy G. & Paloc H., (1969b) Bassin du Beausset (Bouches-du-Rhône, Var) - Enseignements apportés par les expériences de colorations. *Rapport interne*, BRGM (69 SGL 212 PRC), septembre 1969: 23 p.

[114] Dutoit T., (2001) Traitement du signal. *Notes de Cours*, Faculté Polytechnique de Mons. @ http://tcts.fpms.ac.be/~dutoit

[115] Edelhauser M., (1999) A comparison of Continuous Wave Doppler vs. Pulsed Doppler Profiling Technology. *Note interne*, RDI. @ www.mgdinc.com

[116] Evans C. & Davies T., (1998) Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Ressources Research*, 34 (1): pp 129-137.

[117] Ferrandini J., (1976) Géologie et géotechnique du chaînon de la Fare. *Mémoire de thèse*, Université Aix-Marseille I, Marseille: 131 p.

[118] Fleury P., (2005) Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. *Mémoire de thèse*, Université de Paris VI: 286 p.

[119] Fleury P., Bakalowicz M. & De Marsily G., (2007) Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology*, 339: pp 79-92.

[120] Ford D. C. & Ewers R. O., (1978) The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *Canadian Journal of Earth Science*, 15: pp 1783-1798.

[121] Ford D. C. & Williams P. W., (1989) Karst Geomorphology and Hydrology, Ed. (London, Chapman and Hall): 601 p.

[122] Fredefon F., (2001) La ressource en eau en région PACA - Etat des lieux et perspectives. *Mémoire de fin d'études ENTPE*, DIREN, Juin 2001:

[123] Froget C., (1974) Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. *Mémoire de Thèse*, Université Aix-Marseille II, Marseille: 219 p.

[124] Gallocher P., (1954) Contribution à l'étude sous-marine de Port Miou. *Annales de Spéléologie - Spelunca (3ème série)*, 9 (3): pp 169-181.

[125] Gargani J., (2004) Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien. *Comptes Rendus Geoscience*, 336 (10): pp 901-907.

[126] Gautier F., Clauzon G., Suc J. P., Cravatte J. & Violanti D., (1994) Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série II - Earth and Planetary Science*, 318 (8): pp 1103-1109.

[127] Geem-Ces, (2006) Potentialités des anciennes mines de Mazaugues aval. Essai de pompage sur le puits de retour d'air. *Rapport d'étude*, Constructions Electrotechniques du Sud 16 p.

[128] Geps, (1968) Port-Miou 1968. *Rapport interne*, SRPM 32 p.

[129] Ghyben B. W., (1889) Nota in verband met de voorgenomen pu boring nabij Amsterdam (Note on the probable results of the proposed well drilling near Amsterdam). *K. Inst. Ing. Tijdschr.*, The Hagues: pp 21.

[130] Gilbert G. K., (1885) The topographic features of lake shores. *United States Geological Survey Annual Report* (5) 75-123 p.

[131] Gilli E., (1997) Etude des sources sous-marines et littorales des Alpes Maritimes entre Antibes et Cannes. *Rapport d'étude*, Dir. Rég. Environn. Ministère de l'Environnement 115 p.

[132] Gilli E., (1999) Detection of submarine springs and precision of the impluvium by measurement of variations of salinity. Example of the Cabbe-Massolins spring (Roquebrune-Cap-Martin, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série II - Earth and Planetary Sciences*, 329 (2): pp 109-116.

[133] Gilli E., (2000a) Eaux et rivières souterraines. *Coll. Que sais-je ?*, 455, Ed. (Puf): 128 p.

[134] Gilli E., (2000b) Etude des conditions d'émergence et du bassin d'alimentation de la source Beaupré (Signes - Var). *Rapport interne*, Société des Sources de Signes 50 p.

[135] Gilli E., (2001) Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence. Proc. of: 7ème colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré. Besançon, 20-22 septembre 2001. *Sciences et techniques de l'environnement*, mém. H.S. 2: pp 157-160.

[136] Gilli E., (2002) Etude préalable sur le drainage des karsts littoraux. *Rapport d'étude*, Agence de l'eau RMC, Janvier 2002: 83 p.

[137] Gilli E. & Audra P., (2004a) Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. *Comptes Rendus Geoscience*, 336 (2004): pp 1481-1489.

[138] Gilli E., Mangan C. & Mudry J., (2004b) Hydrogéologie : Objets, méthodes, applications. *Sciences sup*, Ed. (Dunod): 303 p.

[139] Girardot J.-P., (2002) Capteurs et instrumentation utilisés en océanographie Physique. Laboratoire de Physique des Océans. @ http://www.univ-brest.fr/lpo/girardot

[140] Gouvernet C., (1963) Structure de la région toulonnaise. *Mémoire de thèse*, Université de Paris: 244 p.

[141] Guennoc P., Gorini C. & Mauffret A., (2000) Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3: pp 67-97.

[142] Guieu G., (1968) Etude tectonique de la région de Marseille. *Mémoire de thèse*, Université d'Aix-Marseille, Marseille: 604 p.

[143] Guieu G., (1973) Evolution tectonique de la chaîne de la Nerthe, au Nord-Ouest de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 276: pp 13-16.

[144] Guieu G., Ricour J. & Rouire J., (1996) Découverte géologique de Marseille et de son décor montagneux, Ed. (BRGM): 215 p.

[145] Guieu G. & Rousset C., (1979) Les massifs de l'Olympe et de l'Aurélien représentent la zone frontale du chevauchement de la Sainte-Baume. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série D*, t. 289: pp 623-626.

[146] Guieu G. & Rousset C., (1980) La Provence. Proc. of: 26ème Congrès de Géologie Intem. Paris pp 65-80.

[147] Gutierrez A., (1994) Evaluation des ressources en eau souterraine de l'île de Malte. *Mémoire de Thèse*, Université Paris 6, Paris: 324 p.

[148] Hayashi M., (2004) Temperature-Electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. *Environmental Monitoring and Assessment*, 96: pp 118-128.

[149] Heissat E., (2005) Synthèse hydrogéologique du bassin versant de la Touloubre. *Mémoire de stage ingénieur maître*, IUP ENTES 88 p.

[150] Hjulström F., (1939) Transportation of detritus by moving water. Recent marine sediment. *Amer. Ass. Petrol. Geologists*: pp 5-31.

[151] Horton R., (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull.Geol. Soc. Amer.*, 56: pp 275-370.

[152] Idel'cik I. E., (1986) Mémento des pertes de charges, coefficients de pertes de charges singulières et de pertes de charge par frottement, Ed. (Eyrolles, 3ème ed.): 494 p.

[153] Igme-Cnrs, (1996) Hydrogéologie des aquifères carbonatés de la région d'Agios Nikolaos (Crète, Grèce). *Rapport d'étude*, Institut de recherches Géologiques et Minières, Centre National de la Recherche Scientifique 50 p.

[154] Jenkins G. M. & Watts D. G., (1968) Spectral Analysis and its Applications, Ed. (Holden-Day): 525 p.

[155] Jensen M. E., Burman R. D. & Allen R. G., (1990) Evaporation and Irrigation Water Requirements. *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice n°70*, eds ASCE

[156] Joulié R., (1998) Mécanique des fluides appliquée, Ed. (Ellipses): 338 p.

[157] Kiraly L., (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains Int. Union Geol. Sciences, B*, 3: pp 53-67.

[158] Kovacs A., Perrochet P., Kiraly L. & Jeannin P.-Y., (2005) A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303: pp 152-164.

[159] Krijgsman W., Hilgen F. J., Raffi I., Sierro F. J. & Wilson D. S., (1999) Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: pp 652-655.

[160] Ladouche B., Bakalowicz M., Courtois N., Dörfliger N., Pinault J. L., Chemin P. & Anus S., (2001) Etude du pourtour de l'étang de Thau, phase II. Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau. 2. BRGM (RP-50787-FR) 275 p.

[161] Larocque M., Mangin A., Razack M. & Banton O., (1998) Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205 (3-4): pp 217-231.

[162] Lastennet R., (1994) Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). *Mémoire de thèse*, Université d'Avignon et des pays du Vaucluse, Avignon: 222 p.

[163] Leenhardt O., Pierrot S., Rebuffatti A. & Sabatier R., (1969) Etude sismique de la zone de Planier (Bouches-du-Rhône). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*: pp 1261-1287.

[164] Legchenko A., Baltassat J. M., Beauce A. & Bernard J., (2002) Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*, 50 (1-2): pp 21-46.

[165] Léger B., (1981a) Résurgence de Port Miou. *Spelunca*, 3: pp 6-7.

[166] Léger B., (1981b) Source du Bestouan - Résurgence de Port Miou. *Spelunca*, 4: pp 7.

[167] Lofi J., (2002) La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. *Mémoire de thèse*, Université de sciences et de technologies, Lille: 261 p.

[168] Lombard G., (1977) Réalisation d'un barrage en galerie immergée à Port-Miou. *Cahiers des Comités de Prévention du Bâtiment et des Travaux Publics (tiré à part)*, 3: pp 4.

[169] Luetscher M. & Jeannin P.-Y., (2004) Temperature distribution in karst systems: The role of air and water fluxes. *Terra Nova*, 16: pp 344-350.

[170] Magnan N., (1992) Contexte hydrominéral du soufre sédimentaire. *Mémoire de thèse*, Université de Provence: 172 p.

[171] Magnin F., Guendon J.-L., Vaudour J. & Martin P., (1991) Les travertins : accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162 (3): pp 585-594.

[172] Mangin A., (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Mémoire de thèse*, Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis, Dijon: 124 p.

[173] Mangin A., (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67 (1-4): pp 25-43.

[174] Mangin A., (2005) Principes et utilisation de l'analyse corrélatoire et spectrale. *Mémo de cours*, Laboratoire souterrain de Moulis 30 p.

[175] Marsaud B., (1997) Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. *Mémoire de thèse*, Orsay-Paris XI: 301 p.

[176] Marsigli, (1725) Histoire physique de la mer, Ed. (In-folio): 13 p.

[177] Martel E.-A., (1907) La France Ignorée. Sud-est de la France.

[178] Martin P., (1991) Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Saint Baume (Bouches-du-Rhône, Var). Etude hydrologique, hydrochimique et de la vulnérabilité à la pollution. *Mémoire de thèse*, Aix-Marseille II, Marseille: 502 p.

[179] Mazet J., (1991) Le karst du massif de la Sainte Baume (Bouches-du-Rhône, Var). *Spéléopérations*, n°79 (mai 1991): pp 19-21.

[180] Mijatovic B. F., (1987) Problèmes de captage en régions karstiques littorales. *Bull. Centre Hydrogéologie de l'Univ. de Neuchâtel*, 7: pp 65-107.

[181] Milenkovich I., (2003) Cartographie hydrogéologique : Examen des possibilités dans le bassin d'Aix-en-Provence. *Rapport de Postgrade universitaire*, CHYN 18 p.

[182] Mocochain L., (2007) Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée péri-méditerranéenne: le karst de la Basse-Ardèche (Moyenne vallée du Rhône ; France). *Mémoire de thèse*, Université de Provence, CEREGE, Marseille: 221 p.

[183] Monteau R., (1971) Le karst des formations turoniennes du bassin du Beausset. *DES Géol*, Université de Luminy

[184] Monteau R. & Courbon P., (1983) Le massif de la Sainte Baume, géologie et hydrologie. *Spelunca*, n°13: pp 59-68.

[185] Moore Y. H., Stoessell R. K. & Easley D. H., (1992) Freshwater/seawater relationship within a groundwater flow system, Northeastern coast of the Yucatan Peninsula. *Groundwater*, 30 (3): pp 343-350.

[186] Morel J., (2000) L'aven de l'Eau de là. *Rapport d'étude de cavité*, BEES spéléo

[187] Mudry J., (1987) Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Mémoire de thèse*, Université de Franche Comté, Besançon: 311 p.

[188] Munck F. & Stanudin B., (1964) Recherche des circulations karstiques par méthodes géophysiques électriques dans la région de Cassis (Bouches-du-Rhône). *Rapport interne*, BRGM (DS 64 A21), 22 janvier 1964: 8 p.

[189] Nicod J., (1967) Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. *Mémoire de thèse*, Université Aix-Marseille 1, Marseille: 557 p.

[190] Nicod J., (1972) Pays et paysages du calcaire. *Collection SUP le géographe*, Ed. (Presses universitaires de France): 244 p.

[191] Nicod J., (1989) Les sources karstiques sous-marines et leur signification géomorphologique. Proc. of: Les Littoraux - Second Forum du CFG. Caen *CNRS publ.*, 36: pp 57-60.

[192] Nicod J., (1991) Recherches récentes sur le karst de la Sainte-Baume (Provence, France). *AL OUAT' OUATE*, n° 6: pp 4-16.

[193] Padilla A. & Pulido-Bosch A., (1995) Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168: pp 73-89.

[194] Padilla A., Pulido-Bosch A. & Mangin A., (1994) Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Groundwater*, 32 (2): pp 267-277.

[195] Paloc H. & Potié L., (1973) Etat des connaissances sur les sources littorales et sous-marines. *Rapport interne*, BRGM (74 SGN 249 AME), 3 décembre 1973: 103 p.

[196] Pinault J. L., Dörfliger N., Ladouche B. & Bakalowicz M., (2004) Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach: The saline springs of Thau, southern France. *Water Ressources Research*, 40.

[197] Plagnes V., (1997) Structure et fonctionnement des aquifères karstiques : caractérisation par la géochimie des eaux. *Mémoire de thèse*, Montpellier: 376 p.

[198] Potié L., (1974) Captage des résurgences sous-marines d'eau douce - Observations sur les effets du barrage expérimental de Port Miou - Rapport et Documents Annexes. *Rapport interne*, SRPM (SEM_74-RT-1001-PM), Juin 1974: 31 p.

[199] Potié L., (1979) Ressources en eau des zones côtières. Captage des résurgences sous-marines littorales, Risques de pollutions et protection des aquifères côtiers en milieu fissuré ou karstique. *Techniques et Sciences municipales (tiré à part)*, 74 (3).

[200] Potié L. & Ricour J., (1971) Résurgences sous-marines de Port Miou - Cassis (Bouches-du-Rhône). *Rapport interne*, SRPM, 3 Décembre 1971: 8 p.

[201] Potié L. & Ricour J., (1973) Etudes et captage de résurgences d'eau douce sous-marines. *Revue technique internationale de l'eau*: pp 5-18.

[202] Potié L., Tardieu B. & Ricour J., (2004) Port Miou - Bestouan : Historique et bilan des recherches effectuées sur les résurgences de 1964 à 1978. *Rapport de fin de travaux*, non officiel, Juin 2004: 24 p.

[203] Prud'homme R., (1972) Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne, Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. *Mémoire de Thèse*, Université de Bordeaux I, Bordeaux: 365 p.

[204] Puccini G., (1975) Hydrogéologie de la région de Jouques. *Mémoire de DEA*, Université d'Aix-Marseille I 62 p.

[205] Puccini G., (1978) Géologie et hydrogéologie du Nord-Ouest Varois. *Mémoire de thèse*, Université d'Aix-Marseille I, Marseille: 258 p.

[206] Rahnemaei M., Zare M., Nematollahi A. R. & Sedghi H., (2005) Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data for comparing physical characteristics of karstic aquifers. *Journal of Hydrology*, 311 (2005): pp 106-116.

[207] Ratsimandresy A., Cortes J. M., Ferrer L., Menvielle S., Antoranz A., Serrano V. & Mateu J., (2003) Intrusion marina en el sistema de cuevas Toix-Moraig : Procesos fisicos. *SEDECK*, Bulletin n°4.

[208] Raynaud D., Jouzel J., Barnola J.-M., Chappellaz J., Delmas R. J. & Lorius C., (1993) The ice record of greenhouse gases. *Science*, 259: pp 926-934.

[209] Rdi, (1996) Acoustic Doppler Current Meter: Principles of operation - A practical primer (2nd edition for Broadband ADCPs). *Rapport interne*, RD Instruments, Janvier 1996: 47 p.

[210] Reilly T. E. & Goodman A. S., (1985) Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems - A historical perspective. *Journal of Hydrology*, 80: pp 125-160.

[211] Reynaud A., (2000) Fonctionnement d'un aquifère karstique décollé sur une semelle de Trias évaporitique, exemple du massif du mont Vial (Arc de Castellane, Alpes-Maritimes). *Mémoire de thèse*, Université de Franche Comté, Besançon: 245 p.

[212] Ricour J., (1981) Construction d'un barrage d'essais souterrain à Port Miou (commune de Marseille) Bouches-du-Rhône. *Compte-rendu de fin d'étude d'une recherche financée en partie par la Délégation générale à la recherche scientifique et technique*, BRGM (Décision d'aide n° 76-7-1340), Mai 1981: 8 p.

[213] Roques H., (1956) Localisation conductimétrique des émergences sous-marines de Port Miou. *Annales de Spéléologie - Spelunca*, t. XI (3ème série): pp 109-112.

[214] Rouaud A. & Rodin G., (1969) Localisation par la méthode du dipôle magnétique oscillant d'une cavité karstique à Port Pin - Port Miou (Cassis). *Rapport interne*, BRGM (69 GPH 037), 0ctobre 1969: 7 p.

[215] Rouire J. & Blanc J. J., (1979) Notice explicative de la feuille Marseille. *Carte géologique au 1/250 000ème*, BRGM, Orléans.

[216] Rousset C., (1968) Contribution à l'étude des karsts du Sud-Est de la France : Altérations morphologiques et minérales. *Mémoire de thèse*, Université d'Aix-Marseille I, Marseille: 523 p.

[217] Rousset C., (1972) Origine et venue au jour des eaux thermales, d'Aix-en-Provence : état actuel de la question. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série D*, 274: pp 1261-1264.

[218] Rousset C., (1986) Le cadre linéamentaire du Sud-Est de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi et post-hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2 (8): pp 487-497.

[219] Rousset C., (1988) Apports de nouveaux forages à la connaissance de l'aquifère karstique de Port Miou. Proc. of: 4° colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et milieu fissuré. Besançon *Annales Scientifiques Université de Besançon*, Mémoire hors série n°6: pp 275-280.

[220] Rousset C., (1997a) Relations entre la limite est du karst géant de Vaucluse et la faille-linéament d'Aix-en-Provence (région Provence-Alpes-Côte d'Azur, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série II - Earth and Planetary Sciences*, t. 324: pp 103 -110.

[221] Rousset C., (1997b) Structure tectonique et typologie karstique : cas des karsts de Vaucluse et de Port Miou (région Provence - Alpes - Côte d'Azur, SE de la France). Proc. of: 6ème colloque d'hydrogéologie en pays calcaire et milieu fissuré. Neuchâtel pp 307-310.

[222] Rousset C., (2000) Essai d'état des connaissances sur la place de la Provence dans le système alpin. *Géologues*, n° 125/126: pp 11-18.

[223] Rousset C., (2003) Etude hydrogéologique des conditions de la protection du forage de secours Nord-Est du parc OK Corral (Commune de Cuges-les-Pins). *Rapport d'enquête hydrogéologique*, Université de Provence, 6 mai 2003: 3 p.

[224] Rousset C., (2006) Provence In: *Aquifères et eaux souterraines en France*. BRGM: pp 694-701.

[225] Ryan W. F., Hsü K. J. & Al. E., (1973) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (13) 1447 p.

[226] Savoye B., Cochonat P., Bourillet J.-F. & Cavocca F., (1997) Les avalanches sous-marines : un processus géologique majeur et des risques à évaluer. *Cols Bleus*, 2404.

[227] Scopoceano, (1972) Essai de sondage sismique dans la galerie de Port Miou. *Rapport interne*, 21 juillet 1972: 4 p.

[228] Setude/Rhea, (1999) Etude des facteurs d'influence de la mesure de vitesse d'écoulement par effet Doppler en assainissement. *Rapport interne*, Association RESEAU (E 97072), Octobre 1999: 26 p.

[229] Smith M., (1992) Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. (With contributions from Allen R., Monteith J.L., Perrier A., Santos Pereira L., Segeren A.). *Rapport interne*, FAO 60 p.

[230] Sondi I., Juracic M., Prohic E. & Pravdic V., (1994) Particulates and the environmental capacity for trace metals. A small river as a model for a land-sea transfer system: the Rasa River estuary. *The Science of the Total Environment*, 155: pp 173-185.

[231] Spele-H20, (2000) Projet SPELE-EAU. Compte rendu général des opérations de 1993-2000. *Rapport interne*, CDS83 123 p.

[232] Srpm, (1972) Etat des connaissances au 31 avril 1972 sur l'évolution de la chimie des eaux dans le karst de Port Miou et du Bestouan. *Rapport interne* 15 p.

[233] Srpm, (1978) Aménagement de la rivière souterraine de Port Miou - Travaux de mise en charge du réseau karstique, Construction du barrage, Restauration de la fondation. *Note interne et photographies*, SRPM, 22 février 1978: 14 p.

[234] Stefanon A., (1972) Capture and exploration of submarine spring. Proc. of: Oceanology International. Brighton, England pp 427-430.

[235] Tempier C., (1987) Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3 (3): pp 533-540.

[236] Thibaux L. A., (1956) Le fleuve souterrain sous-marin de Port Miou. Historique. *Revue municipale de Marseille*, 31 (3ème série): pp 17-31.

[237] Thirriot C., (1971) Etude schématique à l'aide d'un modèle analogique des écoulements en période de crue. *Rapport interne*, SRPM (C.T. N° 323), Octobre 1971: 10 p.

[238] Thomas R., (1977) Captage des eaux douces de la source Almyros d'Iraklion Grèce. *Conclusions et recommandations du projet*, UNDP-FAO

[239] Turc L., (1954) Calcul du bilan de l'eau : évaluation en fonction des précipitations et des températures. *IAHS Publ.*, 37: pp 88-200.

[240] Valdes D., Dupont J.-P., Massei N., Laignel B. & Rodet J., (2005) Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solids. *Comptes Rendus Geoscience*, 337: pp 1365-1374.

[241] Van Gerdinge P., (2002) Suivi technique de la mise en place d'un tubage - Commune de Cuges-les-Pins - Lieu dit "OK Corral". *Rapport de suivi technique*, Géosud, 17 Décembre 2002: 4 p.

[242] Vanney J. R., (1977) Géomorphologie des plates-formes continentales, Ed. (Doin): 300 p.

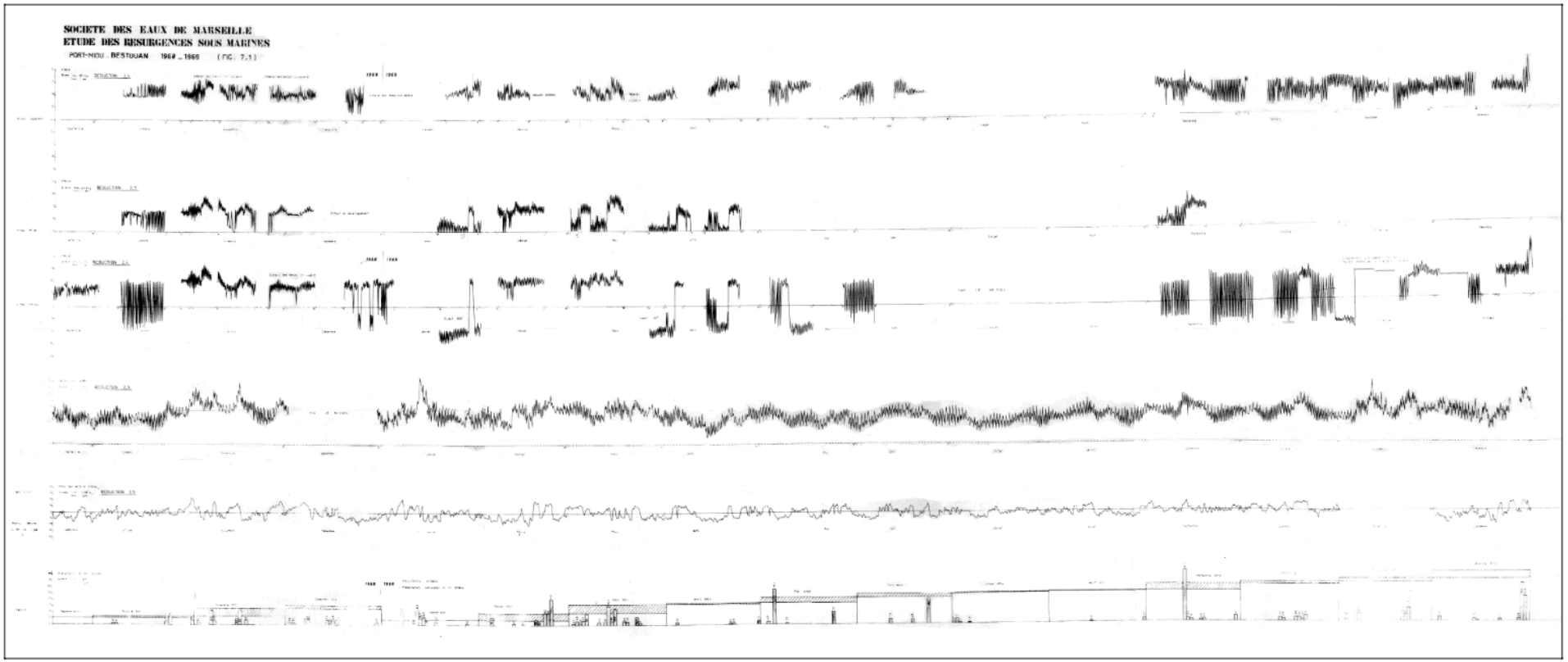
[243] Vernet B. & Vernet M., (1980) Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux des systèmes karstiques - Application aux karsts continentaux et littoraux de la Basse Provence. *Mémoire de thèse*, Université d'Aix- Marseille I, Marseille: 208 p.

[244] Vouillamoz J. M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J. M. & Al-Fares W., (2003) Localization of satured karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Groundwater*, 41 (5): pp 3.

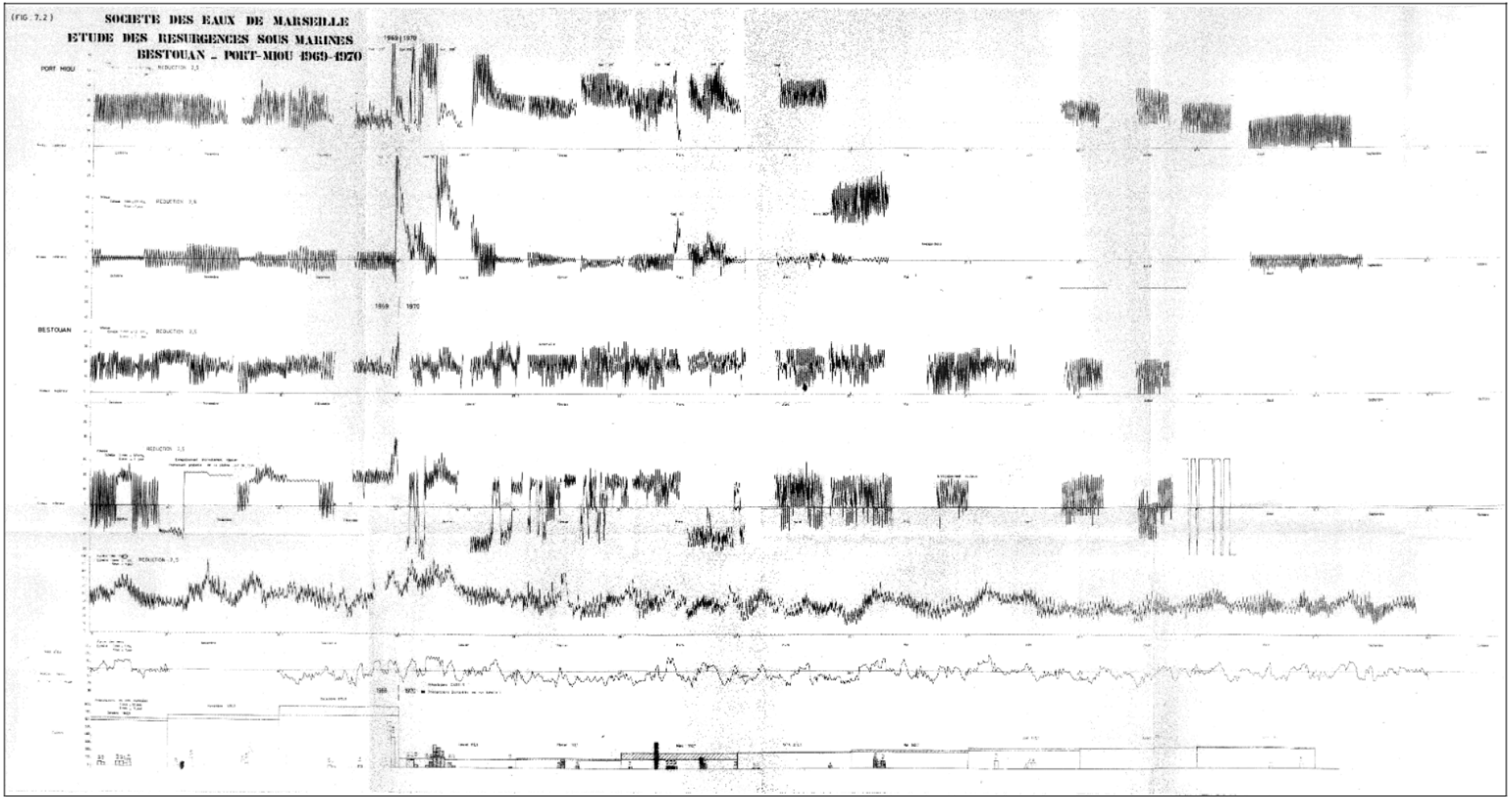
[245] Williams P. W., (1977) Hydrology of the Waikoropupu springs: a major tidal karst resurgence in the Northwest Nelson (New Zealand). *Journal of Hydrology*, 35: pp 73-92.

ANNEXES

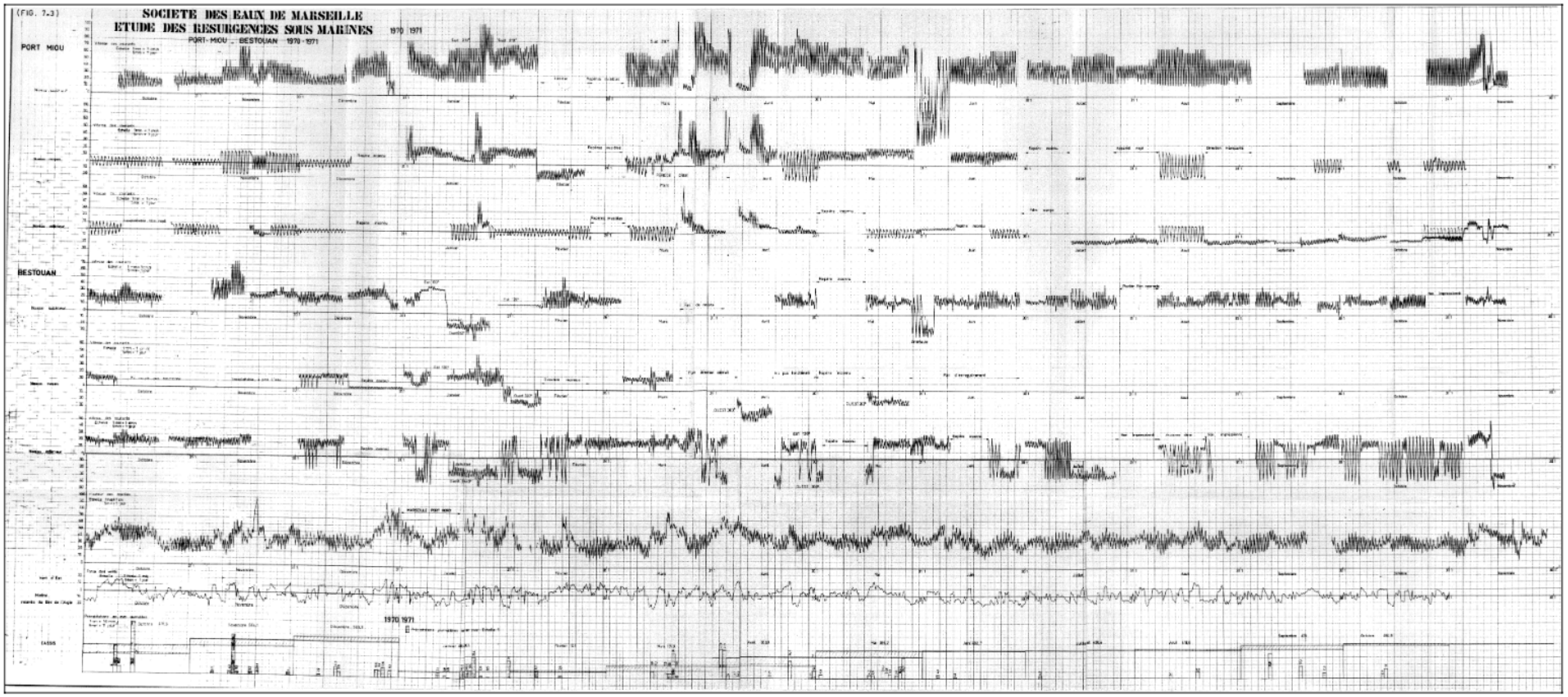
ANNEXE 1 : GRAPHIQUES SYNOPTIQUES DES DONNEES RECUEILLIS PAR LE SRPM SUR LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN AU COURS DES ANNEES 1968-1969



ANNEXE 2 : GRAPHIQUES SYNOPTIQUES DES DONNEES RECUEILLIS PAR LE SRPM SUR LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN AU COURS DES ANNEES 1969-1970



ANNEXE 3 : GRAPHIQUES SYNOPTIQUES DES DONNEES RECUEILLIS PAR LE SRPM SUR LES SOURCES DE PORT MIOU ET DU BESTOUAN AU COURS DES ANNEES 1970-1971

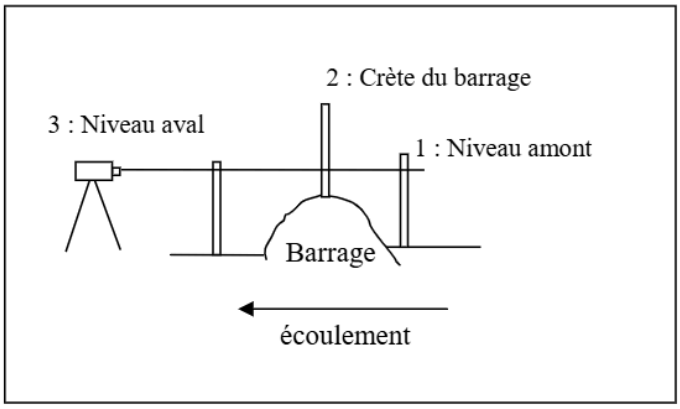


ANNEXE 4 : METHODOLOGIE DE LA MESURE DE LA PERTE DE CHARGE DU BARRAGE DE PORT MIOU

- Date de la mesure : 10/04/06

- Méthodologie :

La mesure de niveau s'est faite à l'aide d'une échelle limnimétrique et d'une mire. Le point de référence est la crête du barrage (+3,66 m NGF). Essai effectué vers entre 21 et 22h (TU+1h).



- Résultats :

H_1 : 331,8 cm ; H_2 : 23,3 cm ; H_3 : 338,2 cm

La perte de charge de l'ouvrage correspond donc à 6,4 cm (+/- 0,5 cm : erreur due au positionnement du bas de l'échelle limnimétrique avec le niveau de l'eau).

Cette perte de charge équivaut à un débit total théorique de 1,409 m^3/s (+/- 40 L/s). Or le débit mesuré au même moment varie de 1,350-1,400 m^3/s.

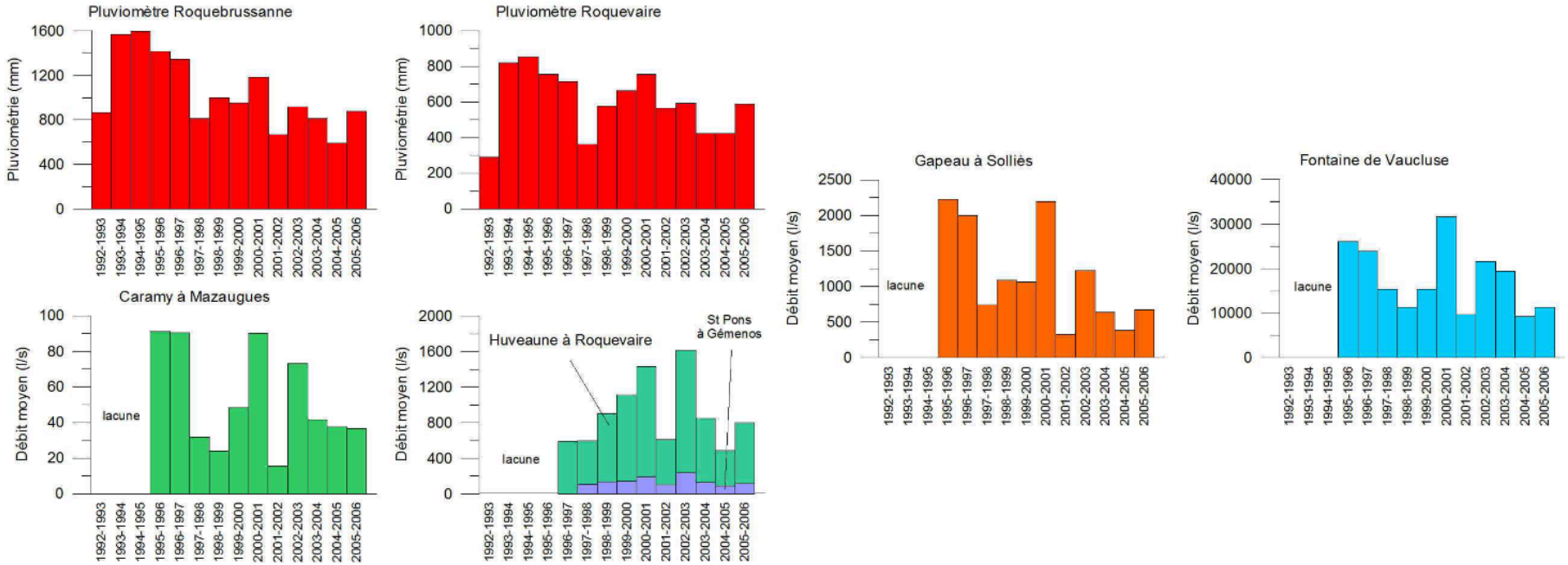
- Conclusions :

On peut donc considérer que l'ouvrage ne montre que localement peu de fuites (<100 L/s).

La mesure de débit est significative du débit transitant à travers l'ouvrage.

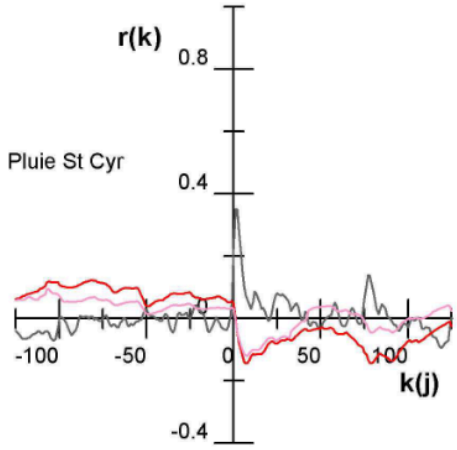
ANNEXE 5 : DONNEES PLUVIOMETRIQUES ET DEBITMETRIQUES SUR LES CYCLES HYDROLOGIQUES 1992-2006

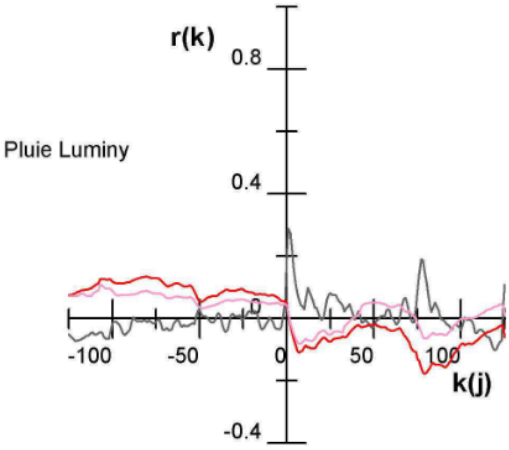
Pluviométrie annuelle à la Roquebrussanne et à Roquevaire de 1992 à 2006
Débitmétrie annuelle du Caramy, de l'Huveaune, de St Pons, du Gapeau et de la Fontaine de Vaucluse de 1994 à 2006



ANNEXE 6 : RESULTATS DES CORRELOGRAMMES CROISES

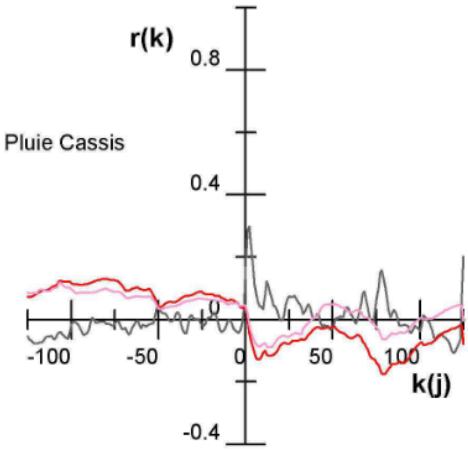
Corrélogrammes croisés entre les pluviomètres du secteur Calanques et les paramètres enregistrés à la source de Port Miou

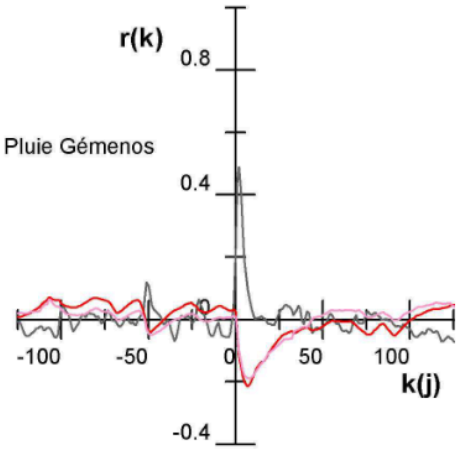




Paramètres du spectre :
k=1j et m=125j

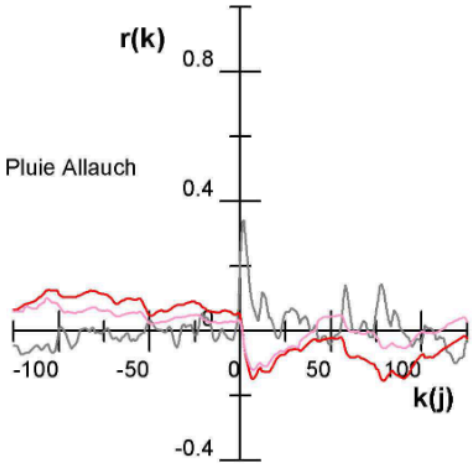
Pression de la colonne d'eau
Salinité
Température de l'eau

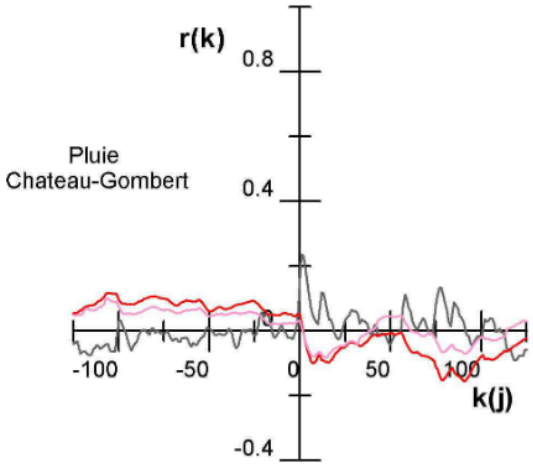




Remarques :
+ nombreuses lacunes dans les chroniques de pluies à Gémenos

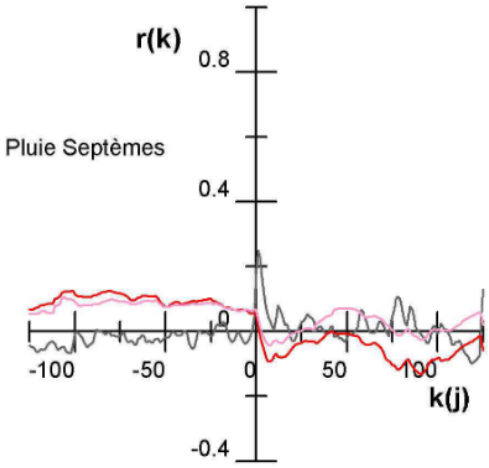
Corrélogrammes croisés entre les pluviomètres du secteur nord Marseille et les paramètres enregistrés à la source de Port Miou

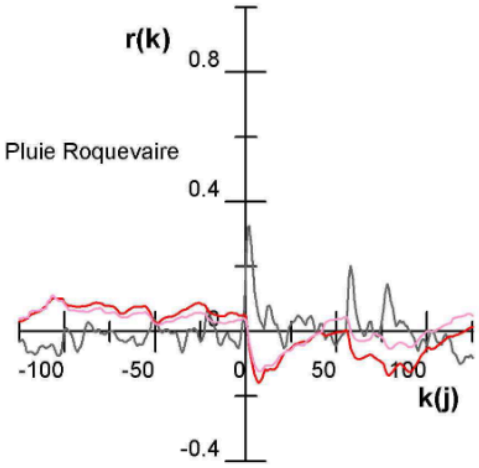




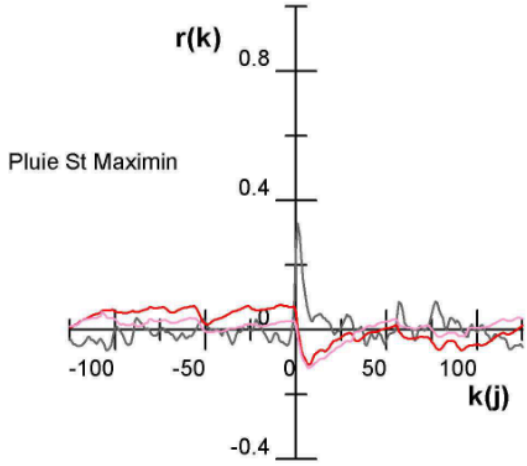
Paramètres du spectre :
k=1j et m=125j

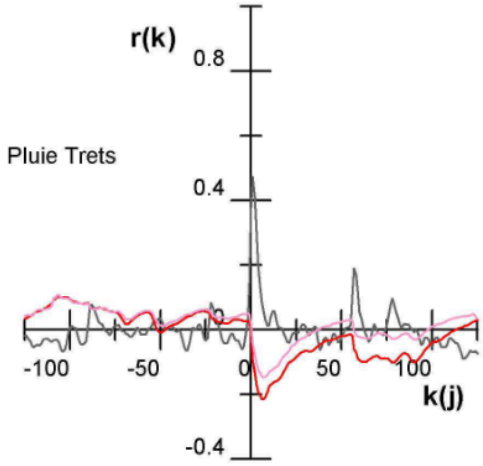
Pression de la colonne d'eau
Salinité
Température de l'eau





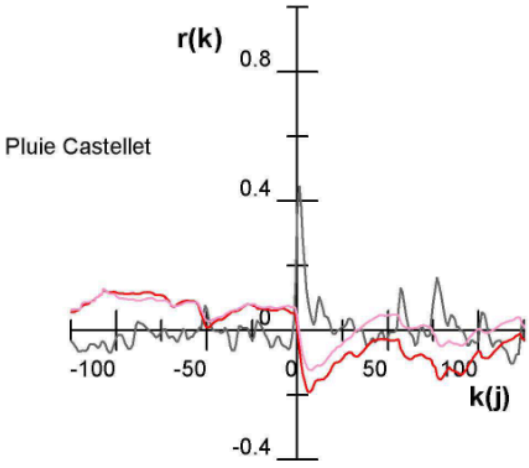
Corrélogrammes croisés entre les pluviomètres des secteurs éloignés et les paramètres enregistrés à la source de Port Miou





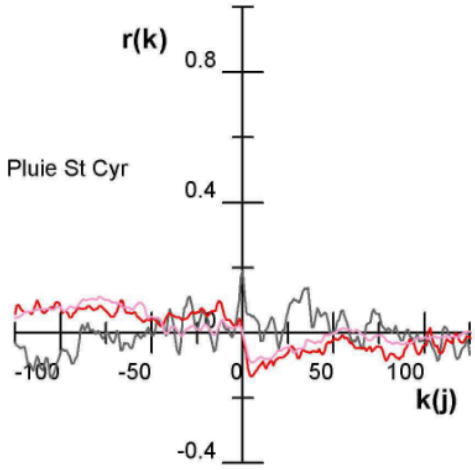
Paramètres du spectre :
k=1j et m=125j

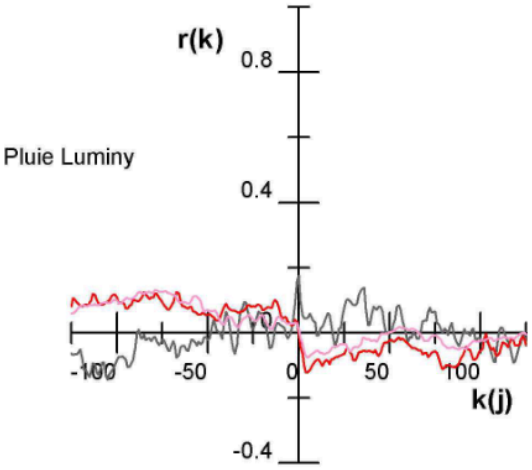
Pression de la colonne d'eau
Salinité
Température de l'eau



Remarques :
+ Quelques lacunes dans les chroniques de pluies à St Maximin

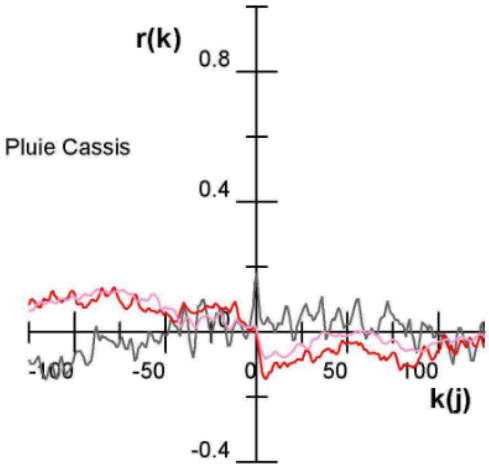
Corrélogrammes croisés entre les pluviomètres du secteur Calanques et les paramètres enregistrés à la source du Bestouan

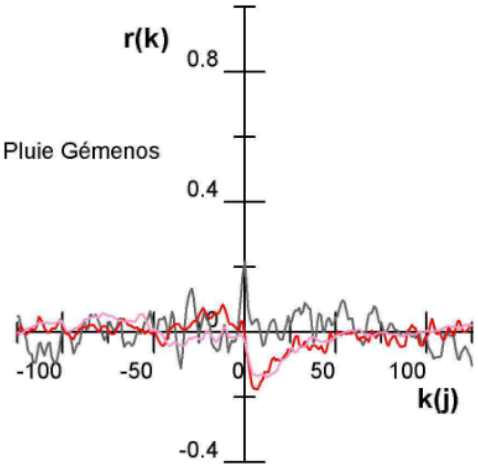




Paramètres du spectre :
k=1j et m=125j

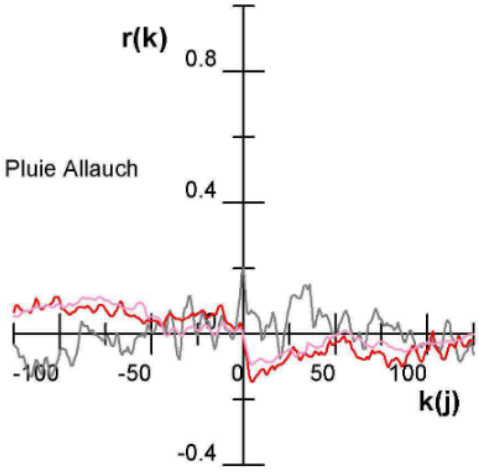
Pression de la colonne d'eau
Salinité
Température de l'eau

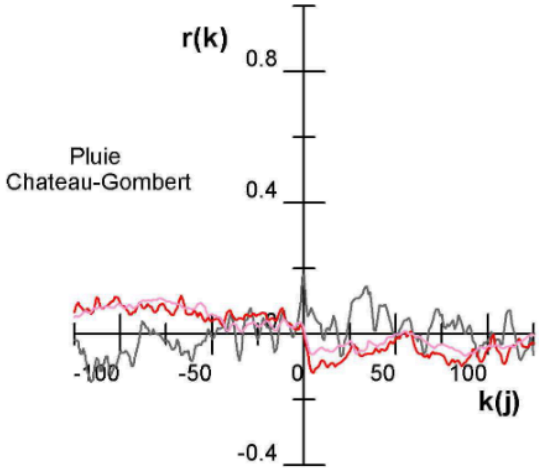




Remarques :
+ Nombreuses lacunes dans la chroniques des pluies à Gémenos.

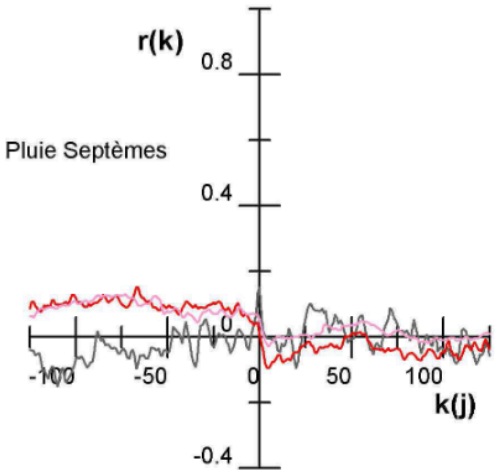
Corrélogrammes croisés entre les pluviomètres du secteur nord Marseille et les paramètres enregistrés à la source du Bestouan

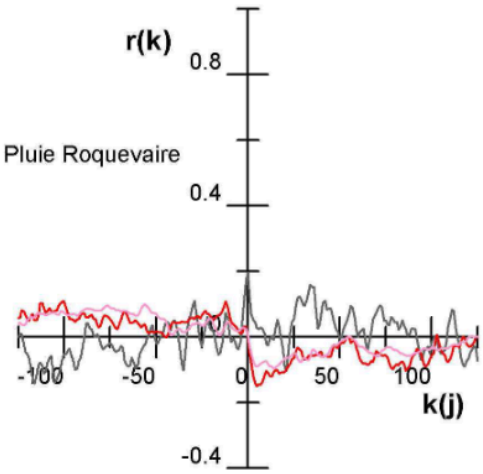




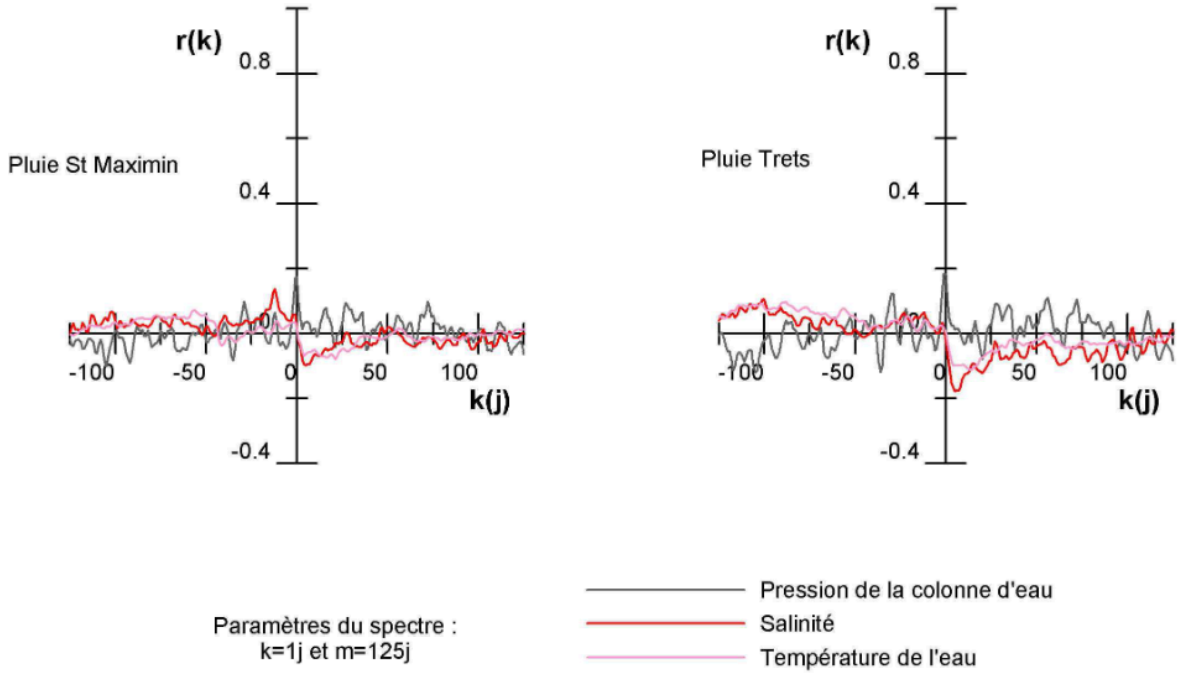
Paramètres du spectre :
k=1j et m=125j

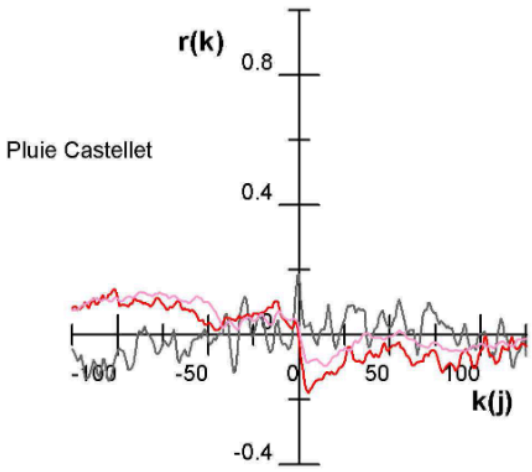
Pression de la colonne d'eau
Salinité
Température de l'eau





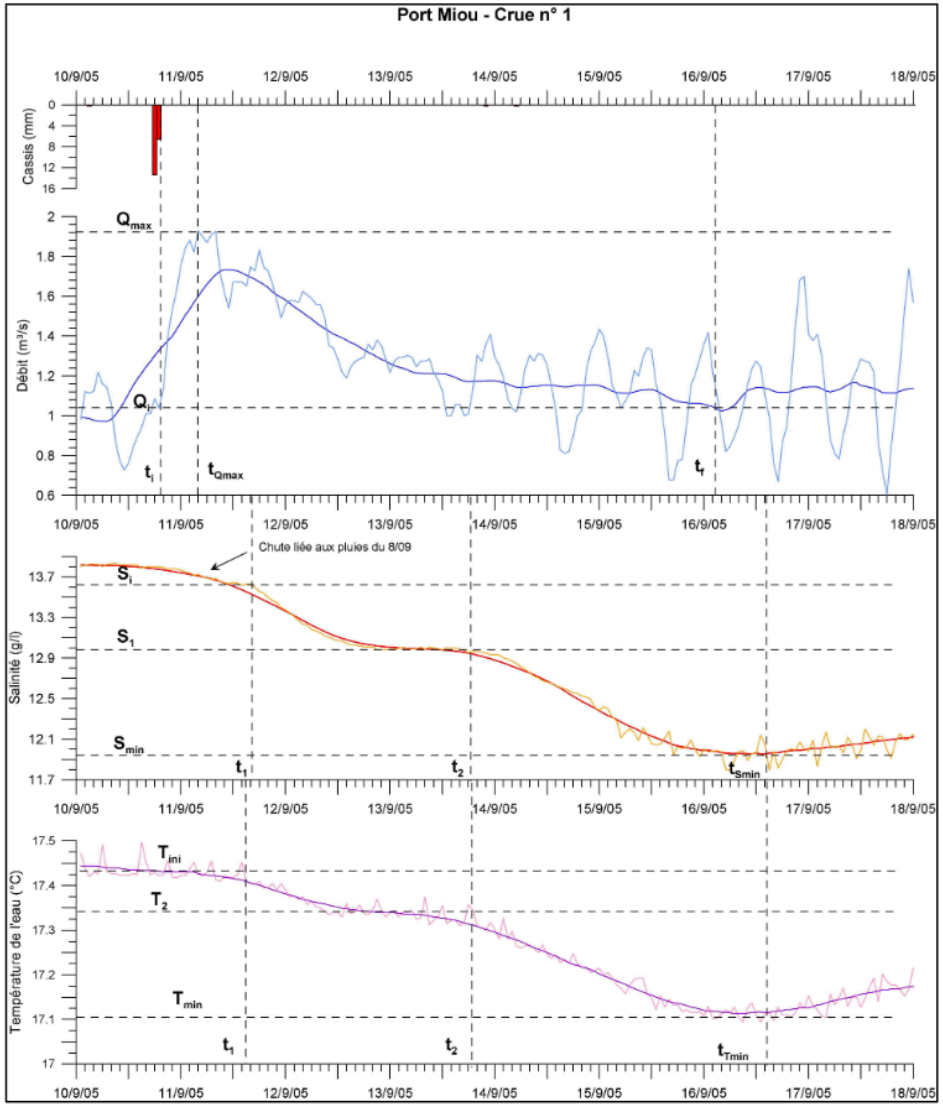
Corrélogrammes croisés entre les pluviomètres des secteurs éloignés et les paramètres enregistrés à la source du Bestouan

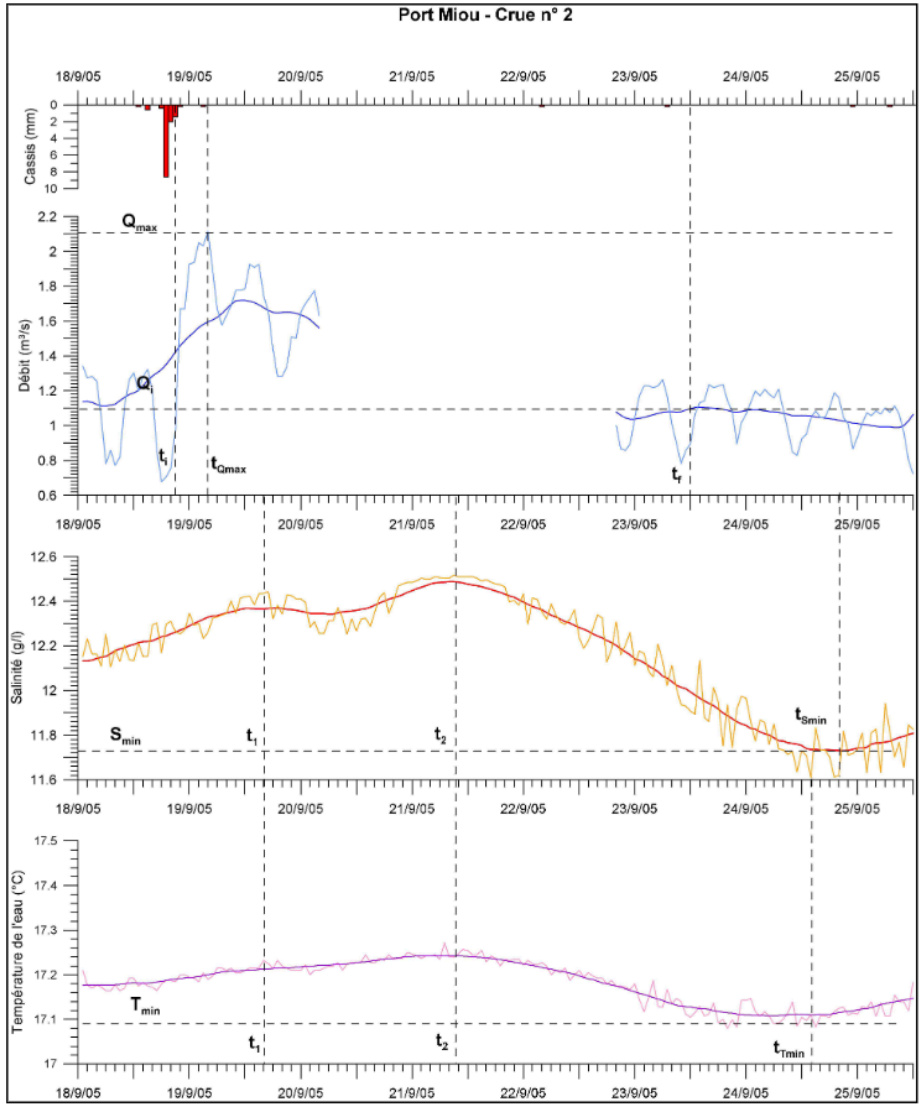


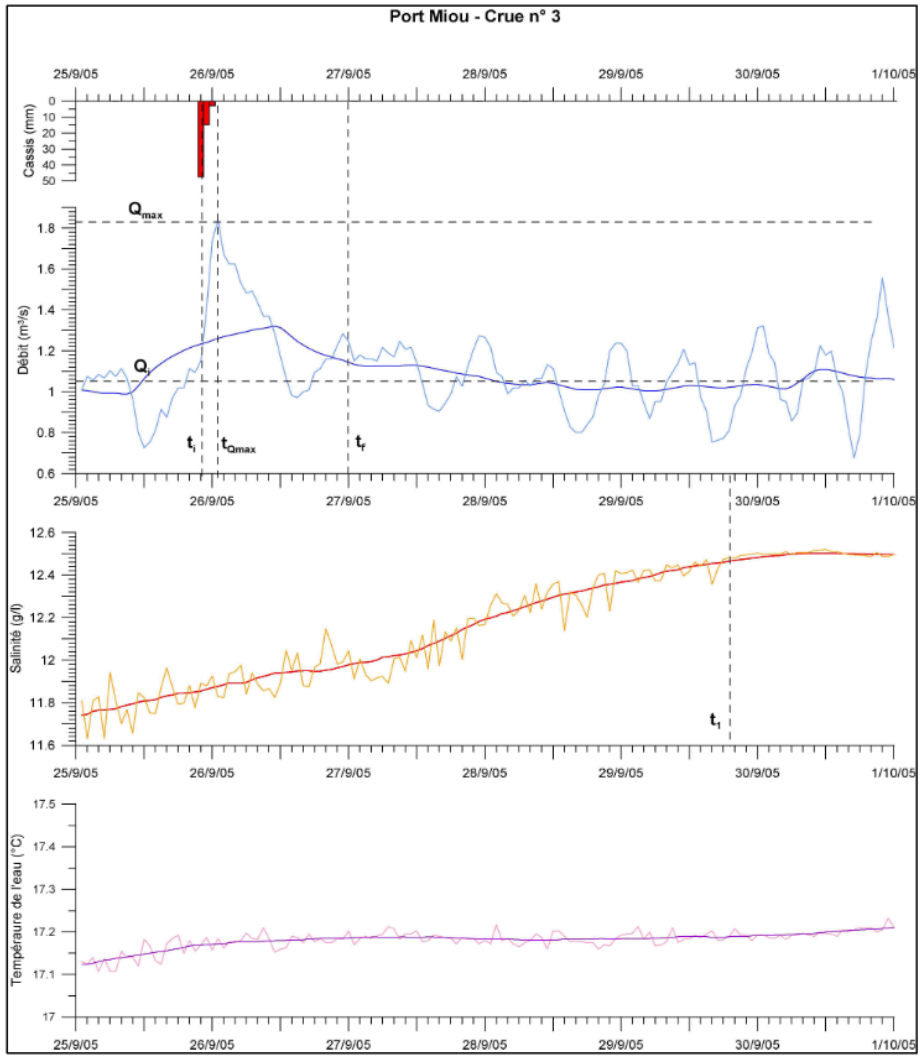


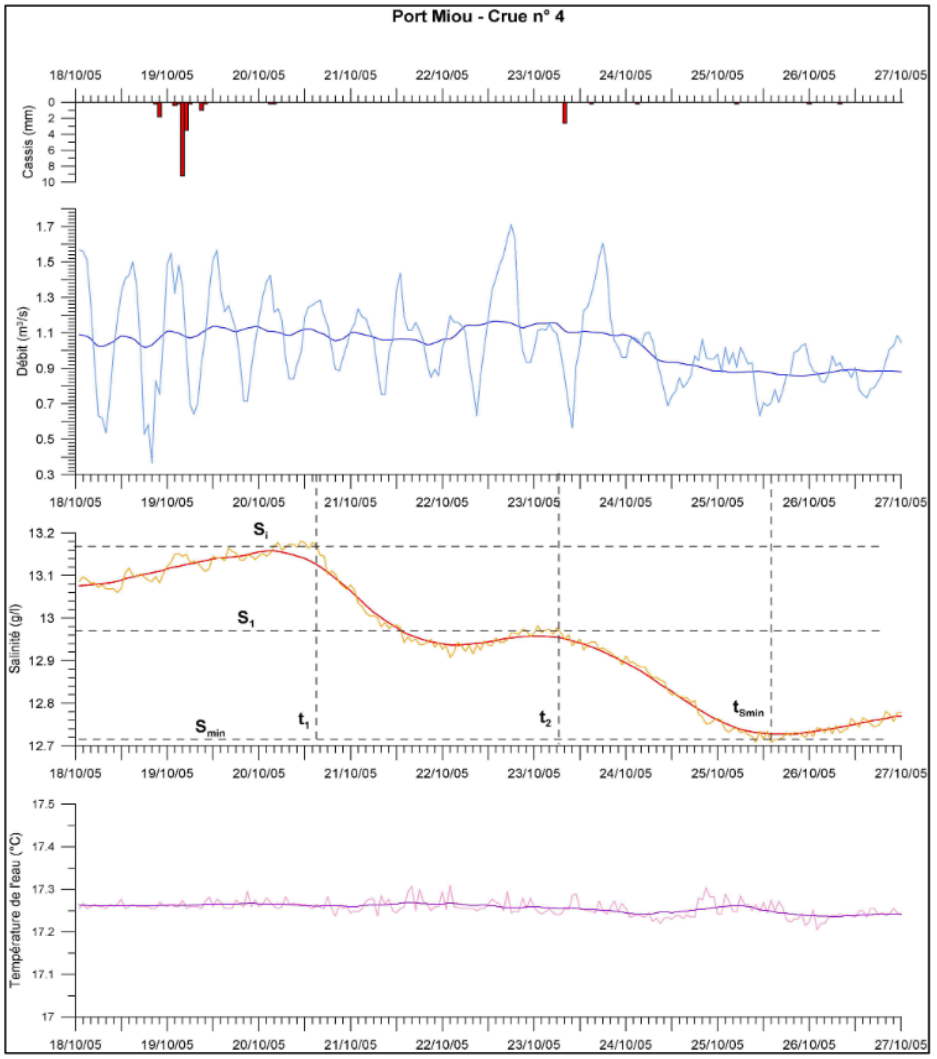
Remarques :
+ Quelques lacunes dans la chronique des pluies à St Maximin.

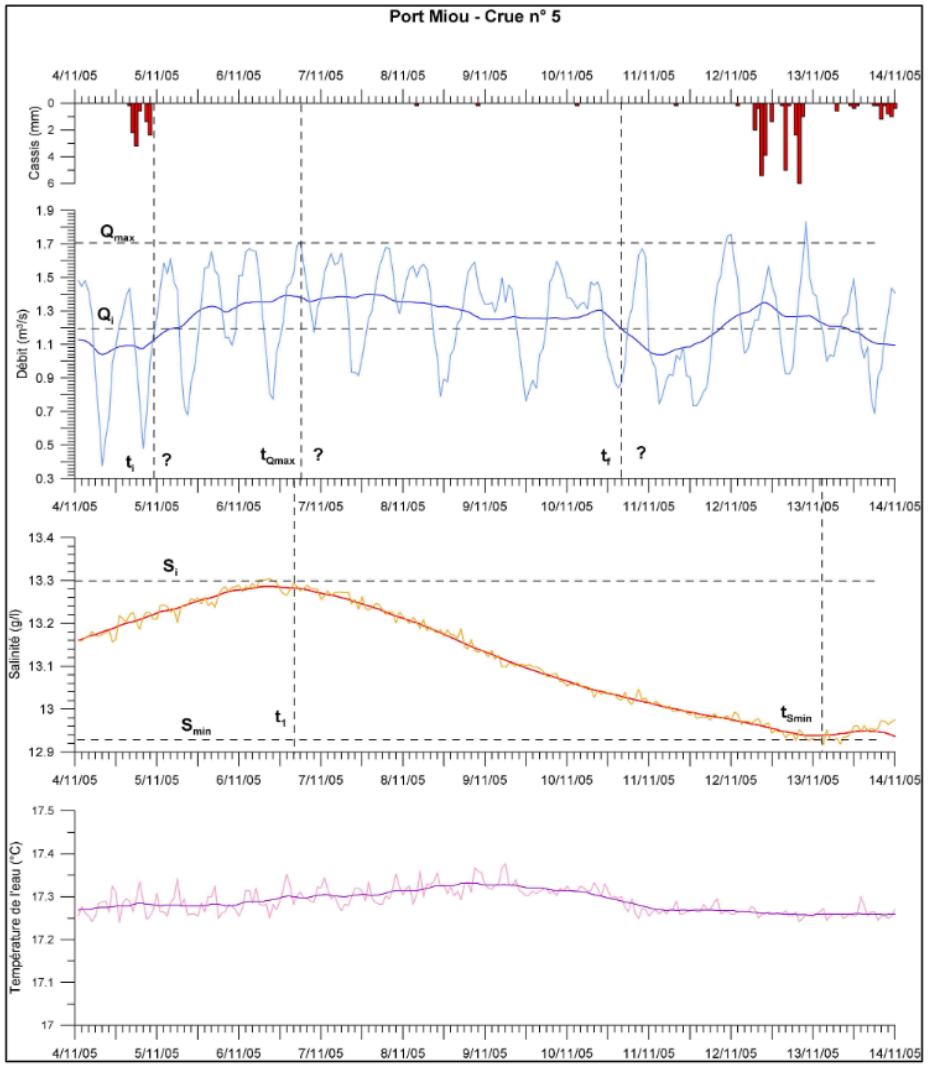
ANNEXE 7 : DETAIL DES HYDROGRAMMES ET DES CHIMIOGRAMMES DE CRUES DE LA SOURCE DE PORT MIOU

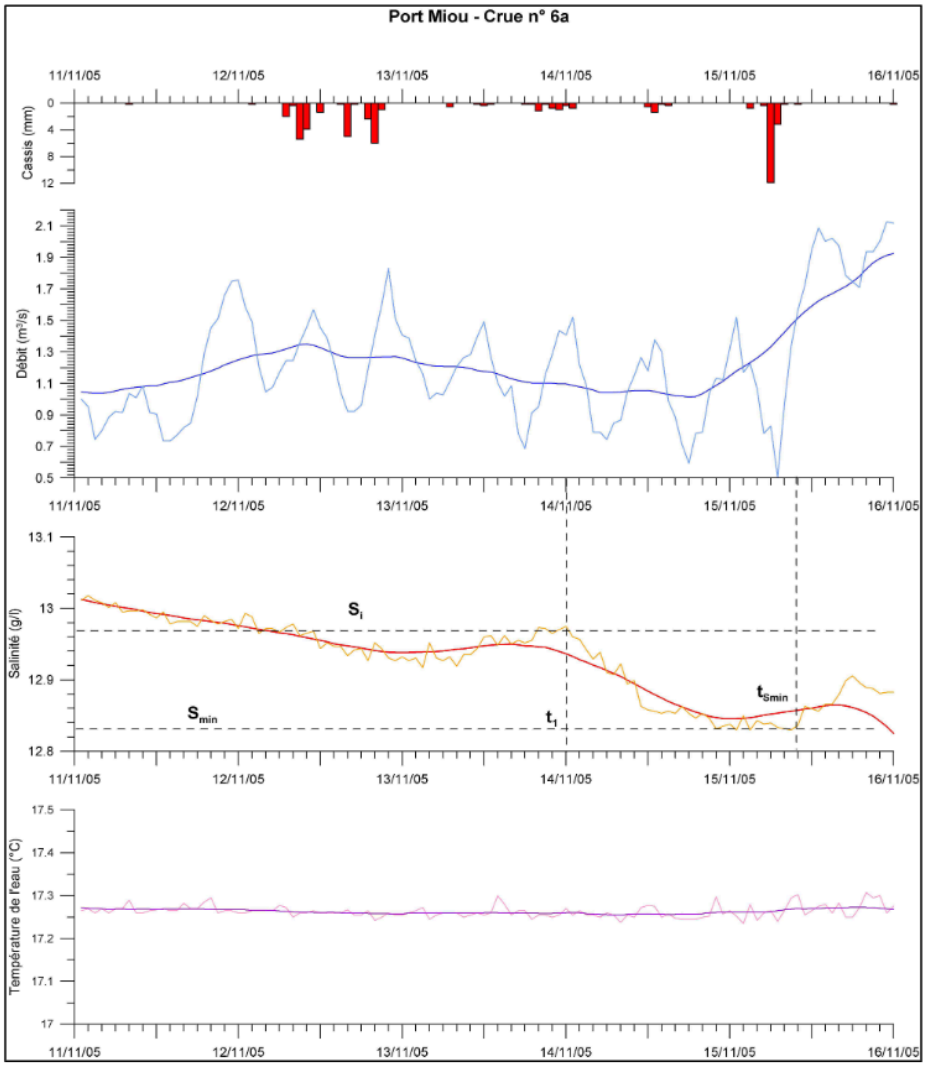


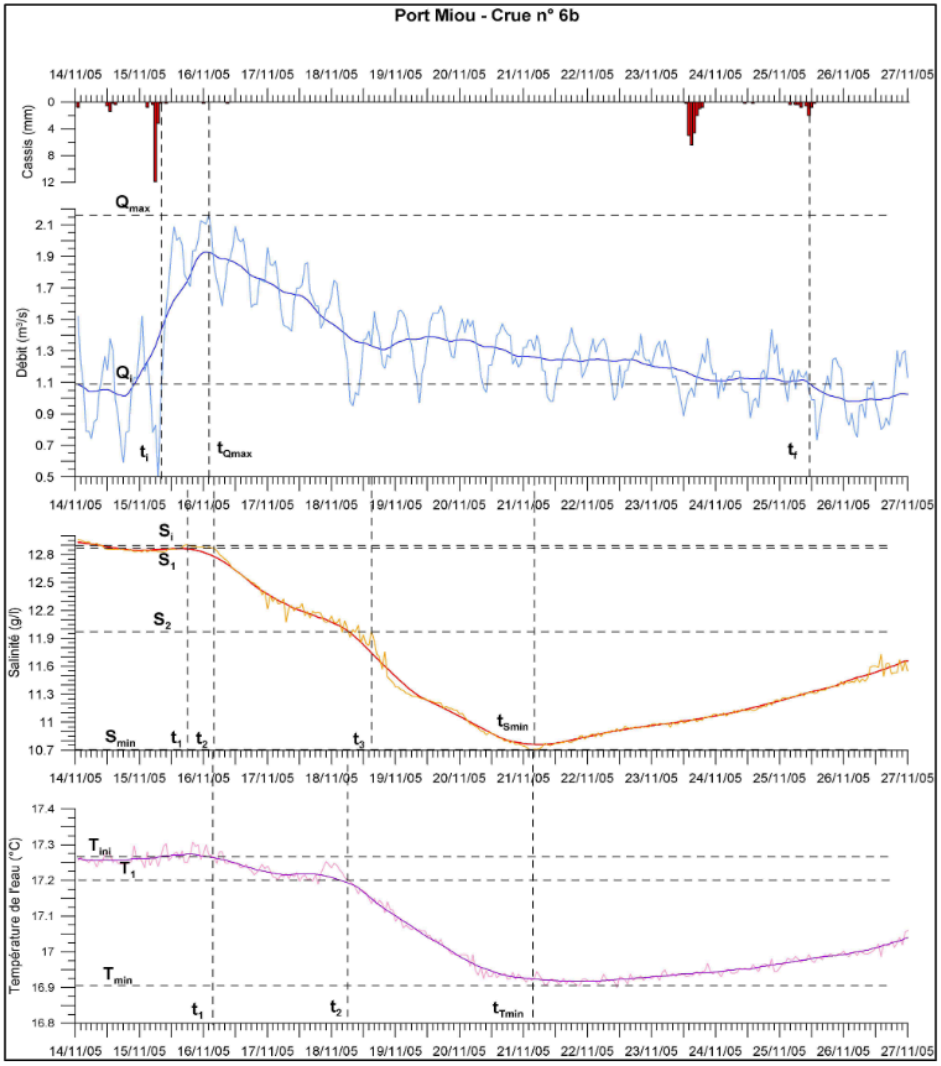


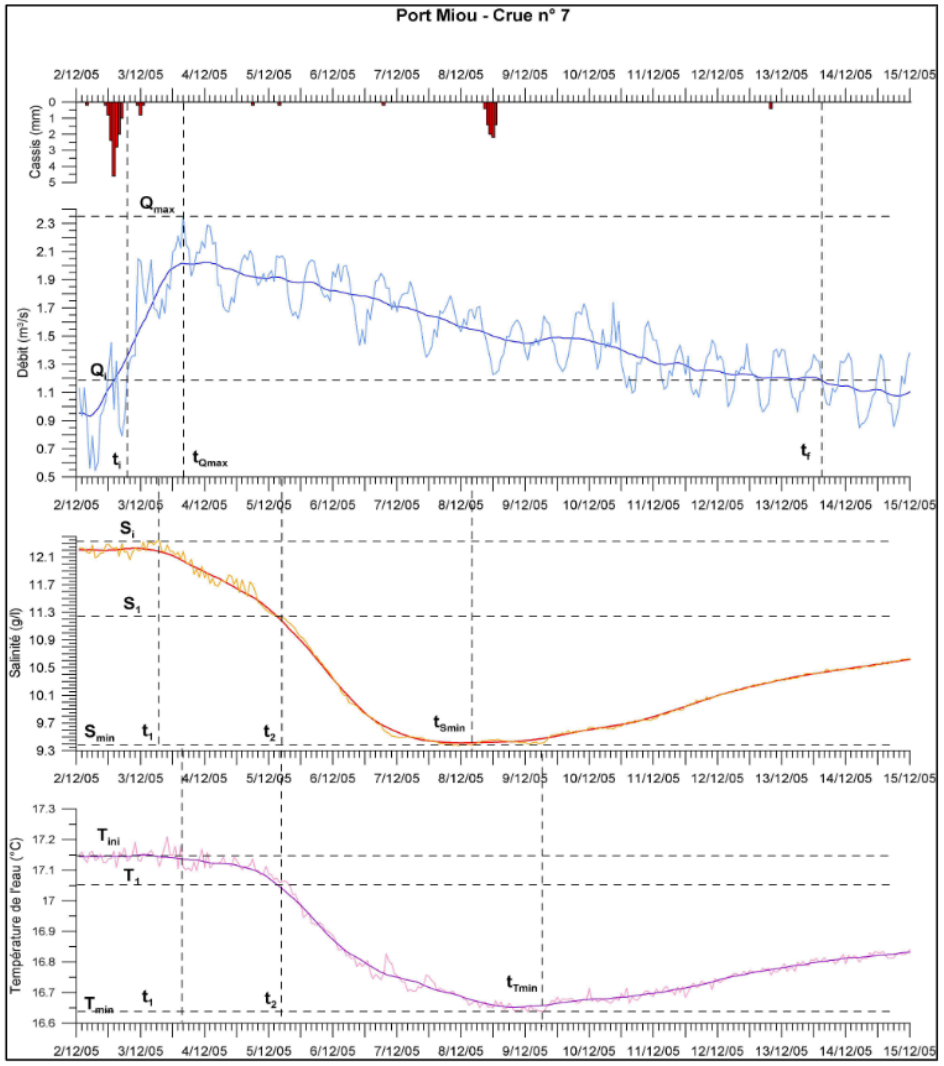

Port Miou - Crue n° 3
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Qmax
Qi
ti
tQmax
tf
t1
25/9/05
26/9/05
27/9/05
28/9/05
29/9/05
30/9/05
1/10/05

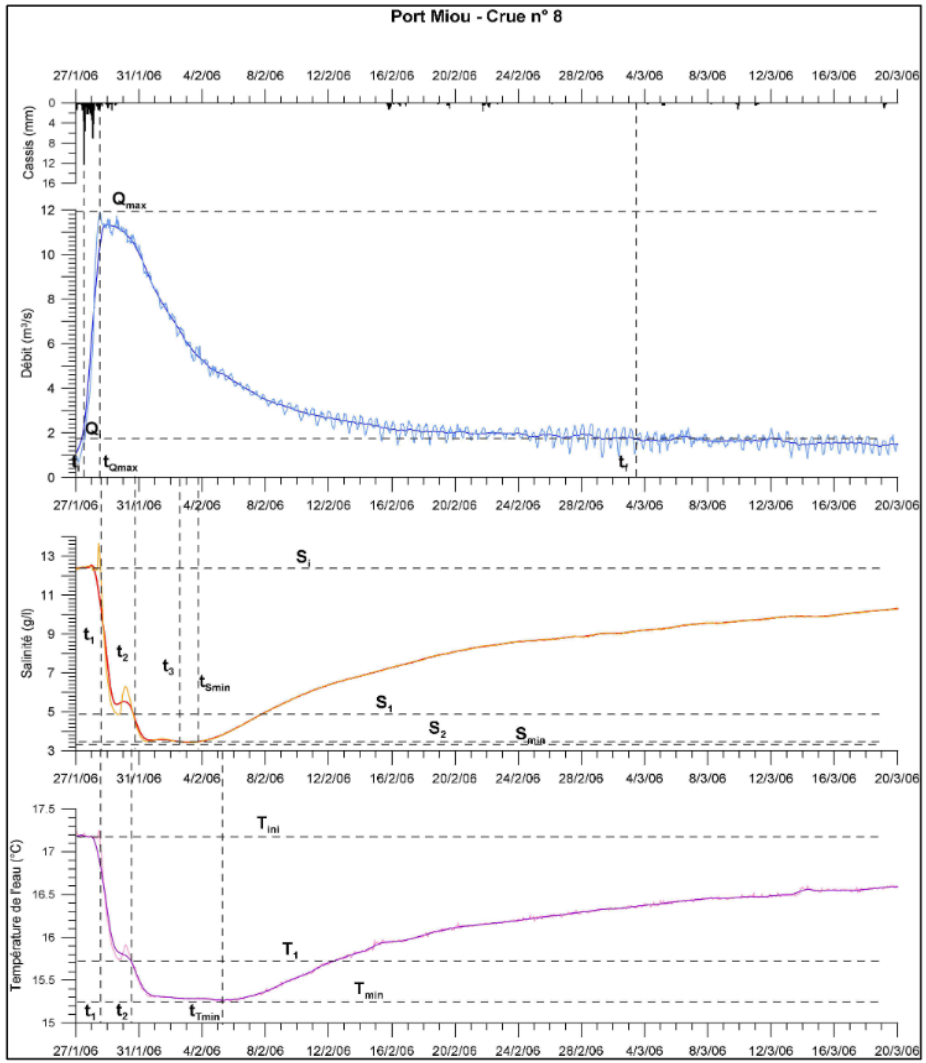

Port Miou - Crue n° 4
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Si
S1
Smin
t1
t2
tSmin
18/10/05
19/10/05
20/10/05
21/10/05
22/10/05
23/10/05
24/10/05
25/10/05
26/10/05
27/10/05

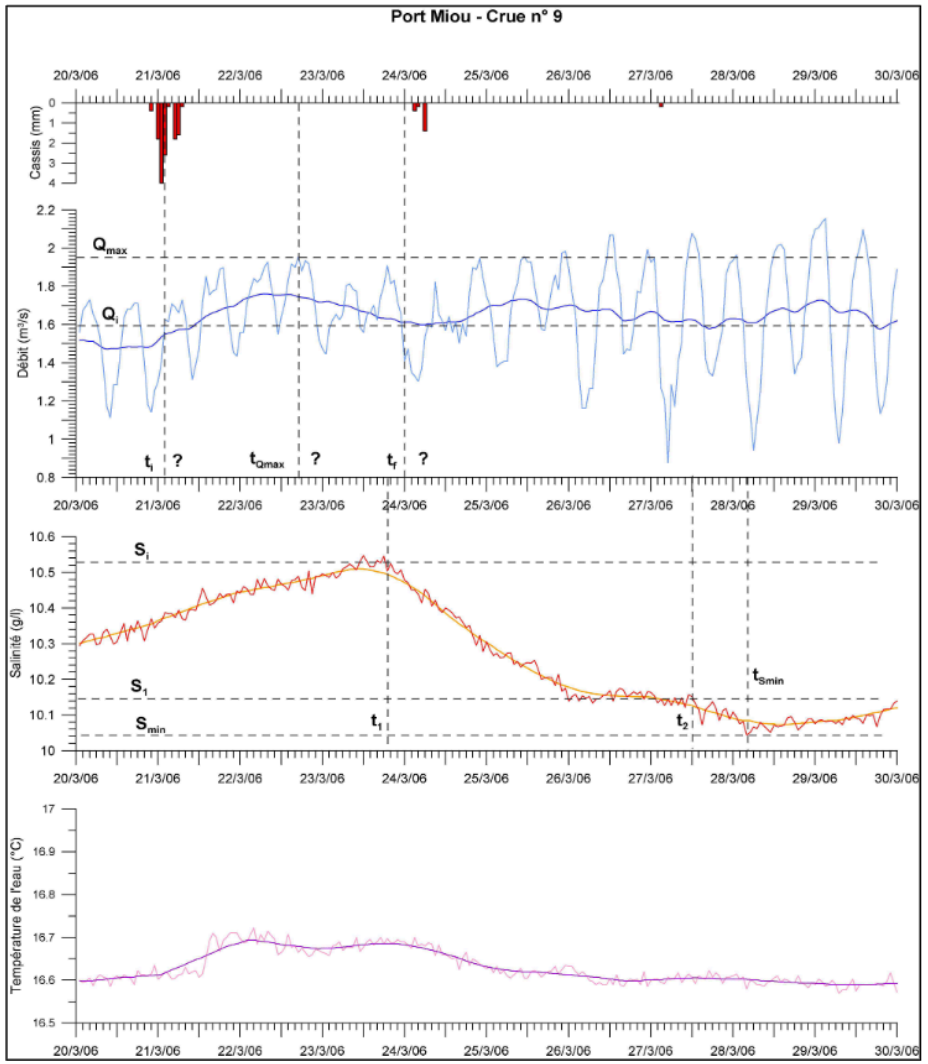

Port Miou - Crue n° 5
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Qmax
Qi
ti
tQmax
tf
Si
Smin
t1
tSmin

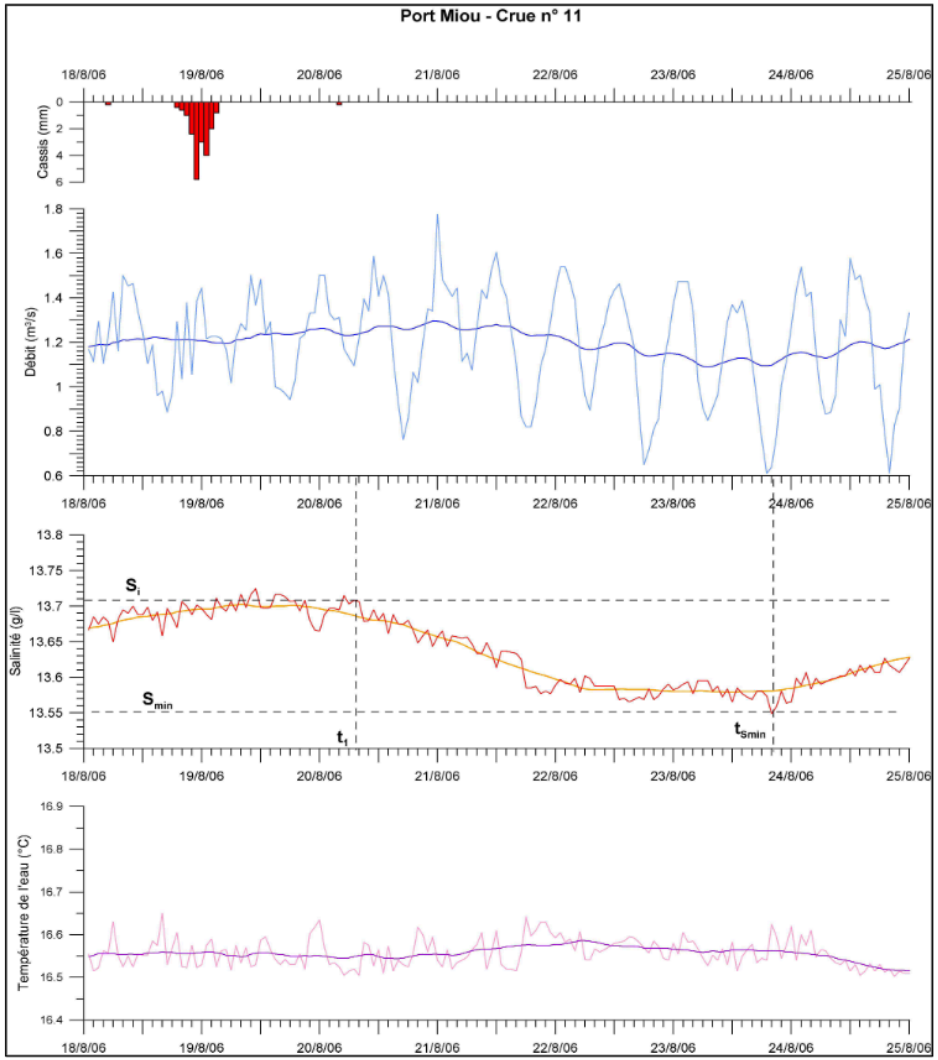

Port Miou - Crue n° 6a
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Si
Smin
t1
tSmin

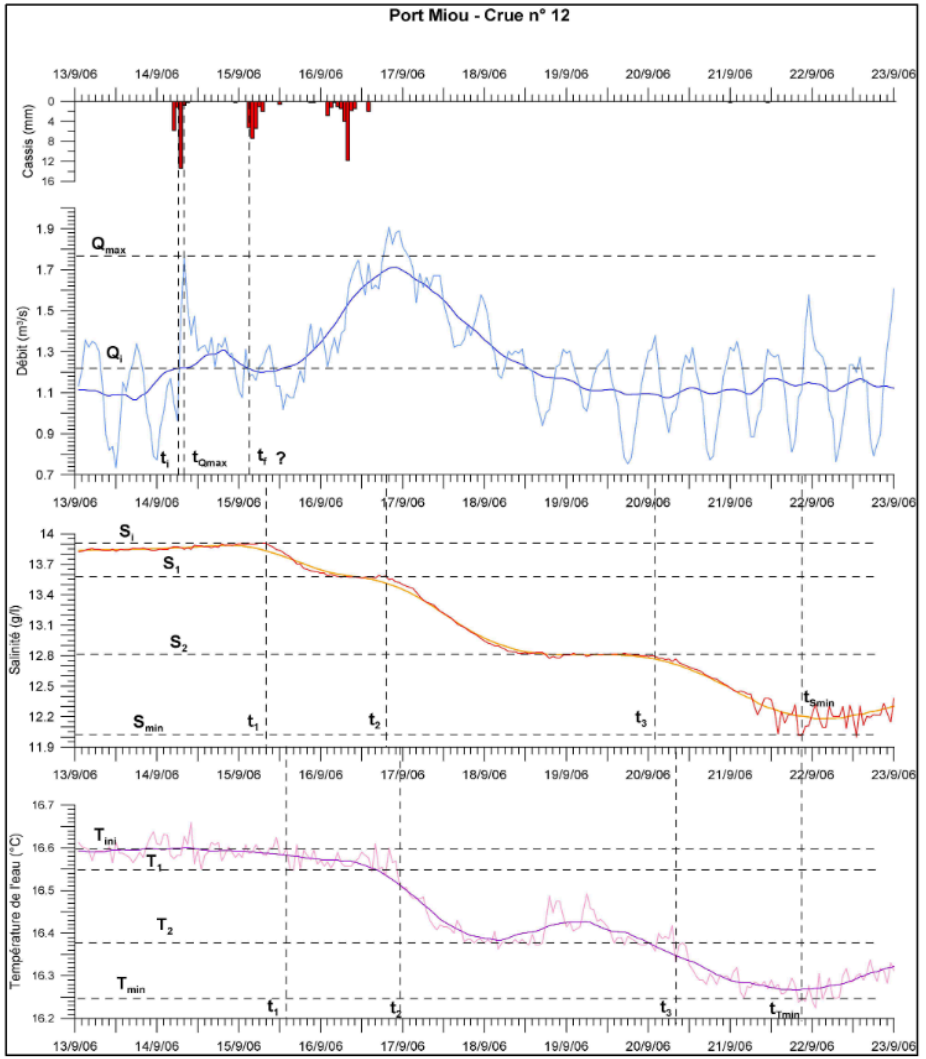

Port Miou - Crue n° 6b
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Qmax
Qi
ti
tQmax
tf
Si
S1
S2
Smin
t1
t2
t3
tSmin
Tini
T1
Tmin
tTmin

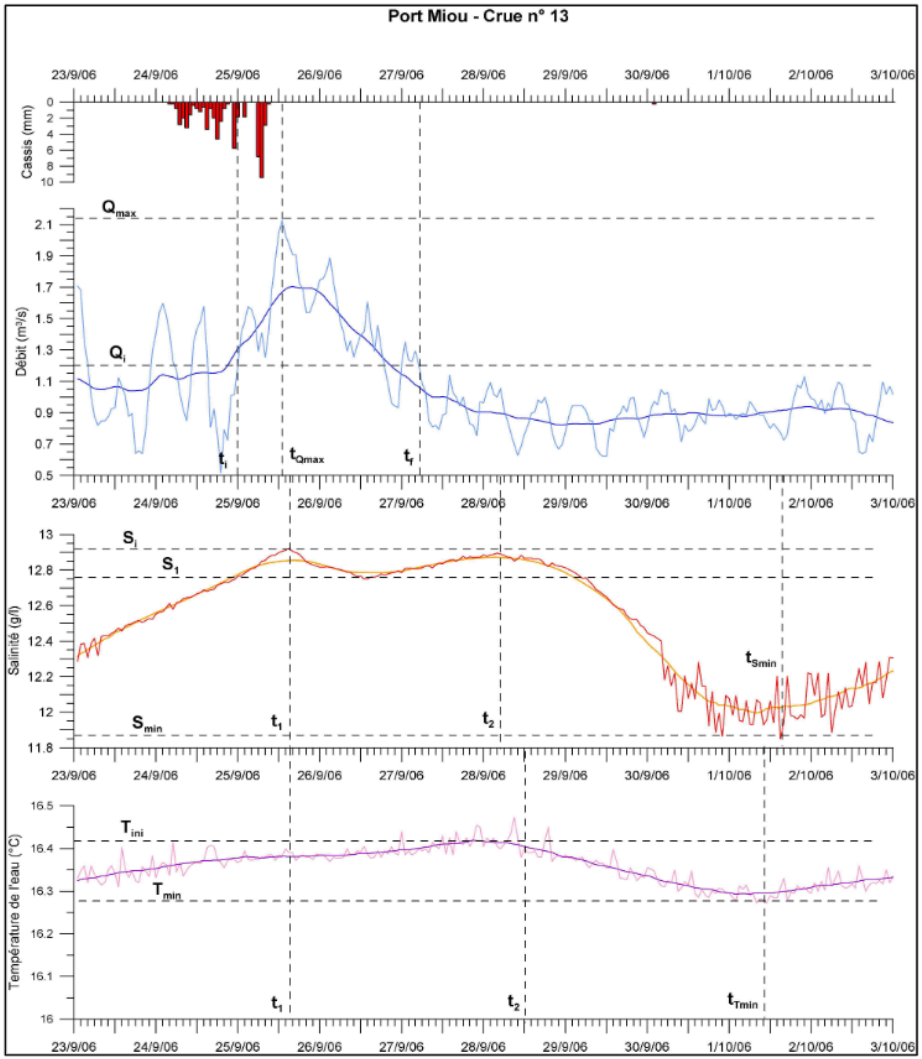

Port Miou - Crue n° 7
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Qmax
Qi
ti
tQmax
tf
Si
S1
Smin
t1
t2
tSmin
Tini
T1
Tmin
tTmin

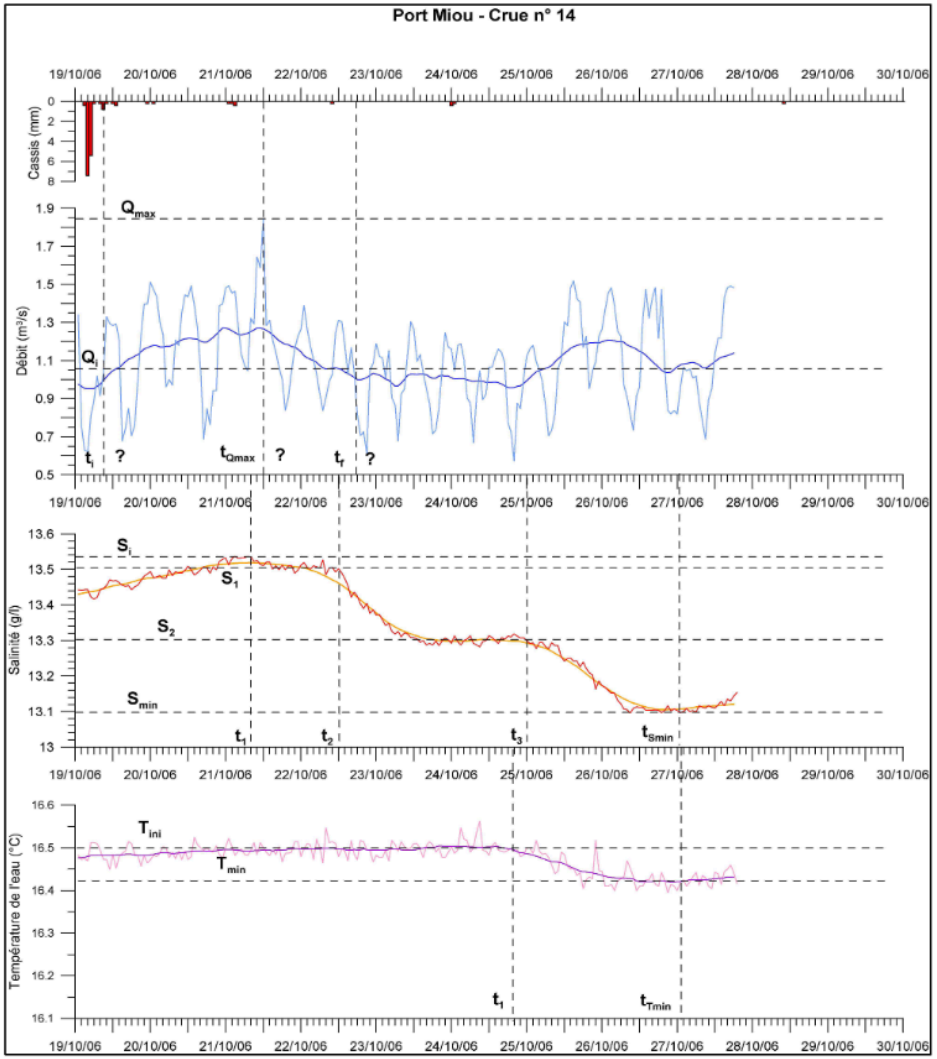

Port Miou - Crue n° 8
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Qmax
Qi
t1
tQmax
tf
Sj
S1
S2
Smin
t2
t3
tSmin
Tini
T1
Tmin
tTmin


Port Miou - Crue n° 9
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Qmax
Qi
t1
?
tQmax
tf
Si
S1
Smin
t2
tSmin


Port Miou - Crue n° 11
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
S_i
S_min
t_1
t_Smin
18/8/06
19/8/06
20/8/06
21/8/06
22/8/06
23/8/06
24/8/06
25/8/06


Port Miou - Crue n° 12
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Q_max
Q_i
t_i
t_Qmax
t_f ?
S_i
S_1
S_2
S_min
t_1
t_2
t_3
t_Smin
T_ini
T_1
T_2
T_min
t_Tmin
13/9/06
14/9/06
15/9/06
16/9/06
17/9/06
18/9/06
19/9/06
20/9/06
21/9/06
22/9/06
23/9/06


Port Miou - Crue n° 13
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Q_max
Q_i
t_i
t_Qmax
t_f
S_i
S_1
S_min
t_1
t_2
t_Smin
T_ini
T_min
t_Tmin


Port Miou - Crue n° 14
Cassis (mm)
Débit (m³/s)
Salinité (g/l)
Température de l'eau (°C)
Q_max
Q_i
t_i
t_Qmax
t_f
S_i
S_1
S_2
S_min
t_1
t_2
t_3
t_Smin
T_ini
T_min
t_Tmin

ANNEXE 8 : DETAILS DES RESULTATS DE L'ANALYSE DES HYDROGRAMMES ET CHIMIOGRAMMES DES CRUES A PORT MIOU

A – Informations générales sur l'hydrogramme

Crue	Début pluie Cassis	Date du début de crue : T_i	Débit initial : Q_i	Date d'obtention du débit de pointe : TQ_{max}	Débit de pointe : Q_{max}	Date de ré-obtention du débit initial : T_f	Débit moyen au cours de la crue : Q_{moy}
1	10/9/05 18:00	10/9/05 20:00	1,05	11/9/05 4:00	1,92	16/09/2005 03:00	1,320
2	18/9/05 20:00	18/9/05 21:00	1,10	19/9/05 4:00	2,12	23/09/2005 12:00	1,380
3	25/9/05 22:00	25/9/05 22:00	1,05	26/9/05 1:00	1,83	27/09/2005 00:00	1,315
4	19/10/05 4:00						
5	4/11/05 17:00	4/11/05 23:00	1,20	6/11/05 18:00	1,70	10/11/05 16:00	1,312
6a	12/11/05 7:00						
6b	15/11/05 6:00	15/11/05 8:00	1,09	16/11/05 2:00	2,16	25/11/2005 11:00	1,387
7	2/12/05 11:00	2/12/05 17:00	1,19	3/12/05 16:00	2,35	13/12/2005 15:00	1,580
8	27/1/06 12:00	27/1/06 14:00	1,72	28/1/06 13:00	11,91	03/03/2006 10:00	3,788
9	21/3/06 0:00	21/3/06 2:00	1,60	22/3/06 18:00	1,95	24/3/06 0:00	1,702
11	18/8/06 20:00						
12	14/9/06 5:00	14/9/06 6:00	1,24	14/9/06 8:00	1,77	15/9/06 3:00	1,314
13	24/9/06 7:00	25/9/06 0:00	1,20	25/9/06 13:00	2,14	27/09/2006 06:00	1,486
14	19/10/06 4:00	19/10/06 9:00	1,06	21/10/06 12:00	1,85	22/10/06 18:00	1,173

B – Informations générales sur les chutes de salinité lors des crues

Crue	Nombre de chutes de salinité	Salinité initiale : S_i	Salinité minimum atteinte : S_{min}	Date de 1ère chute de salinité : t_1	Salinité atteinte lors de la 1ère chute : S_1	Date de 2ème chute de salinité : t_2	Salinité atteinte lors de la 2ème chute : S_2	Date de 3ème chute de salinité : t_3	Date pour atteindre la salinité minimum : tS_{min}	Remarques
1	2	13,8	11,95	11/09/2005 16:00	13	13/09/2005 18:00			16/09/2005 14:00	
2	2	12,48	11,73	19/09/2005 17:00	12,34 ?	21/09/2005 10:00			24/09/2005 21:00	Le palier dans la remontée de la salinité est considéré comme la 1ère chute. S_{ini} correspond à la salinité avant la 2ème chute.
3	1			29/09/2005 19:00					01/10/2005 14:00	La salinité ne marque pas véritablement une chute, mais plutôt un palier.
4	2	13,17	12,71	20/10/2005 15:00	12,97	23/10/2005 17:00			25/10/2005 14:00	Hydrogramme de crue invisible.
5	1	13,3	12,93	06/11/2005 16:00	12,93				13/11/2005 02:00	Hydrogramme de crue difficilement visible.
6a	1	12,97	12,83	14/11/2005 00:00	12,83				15/11/2005 10:00	Hydrogramme de crue invisible.
6b	3	12,9	10,71	15/11/2005 18:00	12,65	16/11/2005 04:00	11,98	18/11/2005 15:00	21/11/2005 04:00	
7	2	12,32	9,37	03/12/2005 07:00	11,25	05/12/2005 05:00			08/12/2005 04:00	Les pluies du 8/12 rallongent probablement la fin de la crue.
8	3	12,35	3,42	28/01/2006 13:00	4,87	30/01/2006 15:00	3,48	02/02/2006 07:00	03/02/2006 09:00	Chaque chute de la salinité est précédée d'un pic de salinité. Le moment de la chute peut être pris avant, pendant ou après le pic
9	2	10,53	10,04	23/03/2006 19:00	10,14	27/03/2006 12:00			28/03/2006 04:00	Hydrogramme de crue difficilement visible.
11	1	13,71	13,55	20/08/2006 08:00					23/08/2006 20:00	Hydrogramme de crue invisible.
12	3	13,91	12,2	15/09/2006 08:00	13,58	16/09/2006 20:00	12,81	20/09/2006 02:00	21/09/2006 22:00	Trois événements pluvieux se succèdent, mais seulement deux hydrogrammes sont visibles ?
13	2	12,92	11,87	25/09/2006 16:00	12,76	28/09/2006 05:00	11,87		01/10/2006 16:00	Le palier dans la remontée de la salinité est considéré comme la 1ère chute. S_{ini} correspond à la salinité avant la 1ère chute.
14	3	13,54	13,1	21/10/2006 08:00	13,51	22/10/2006 12:00	13,3	25/10/2006 00:00	27/10/2006 00:00	Hydrogramme de crue difficilement visible.

C – Informations générales sur les chutes de température lors des crues

Crue	Nombre de chutes de température	Température initiale : T_{ini}	Température minimum atteinte : T_{min}	Date de 1ère chute de température : t_1	température atteinte lors de la 1ère chute : T_1	Date de 2ème chute de température : t_2	température atteinte lors de la 2ème chute : T_2	Date de 3ème chute de température : t_3	Date pour atteindre la température minimum : tS_{min}
1	2	17,43	17,15	11/09/2005 16:00	17,35	13/09/2005 18:00			16/09/2005 14:00
2	2	17,27	17,08	19/09/2005 17:00		21/09/2005 10:00			24/09/2005 15:00
3									
4									
5									
6a									
6b	2	17,32	16,9	16/11/2005 04:00	17,2	18/11/2005 06:00			21/11/2005 04:00
7	2	17,15	16,65	03/12/2005 16:00	17,05	05/12/2005 05:00			09/12/2005 06:00
8	2	17,2	15,25	28/01/2006 09:00	15,7	29/01/2006 12:00			05/02/2006 04:00
9									
11									
12	3	16,6	16,25	15/09/2006 14:00	16,55	16/09/2006 23:00	16,38	20/09/2006 08:00	21/09/2006 22:00
13	2	16,42	16,28	25/09/2006 16:00		28/09/2006 13:00			01/10/2006 10:00
14	1	16,5	16,4	24/10/2006 20:00					27/10/2006 00:00

D – Résultats des calculs des différences de temps

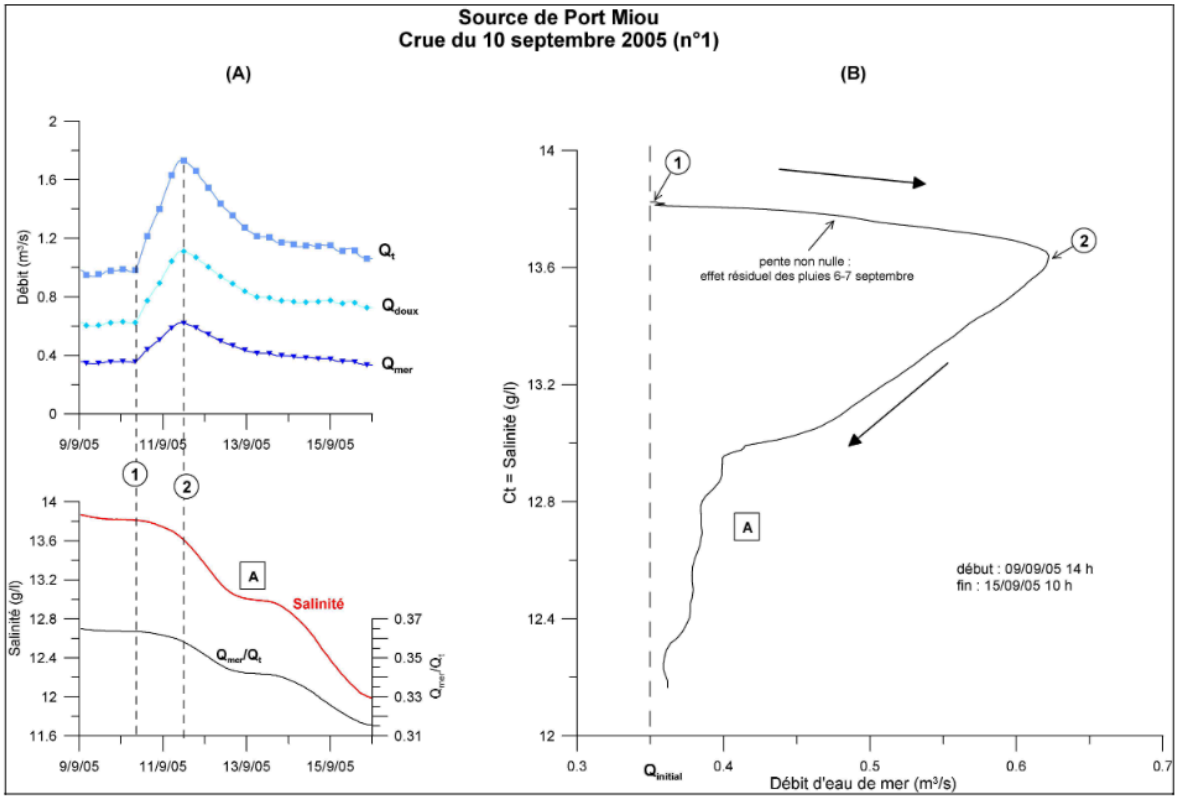
Crue	Temps entre le début des pluies à Cassis et le début de la crue (h)	Temps de montée en crue (h)	Temps de décrue (h)	Temps entre le débit de pointe et la salinité minimum : T_{min}-TQ_{max} (h)	Temps entre le début de la crue et la 1ère chute de salinité : T_1 - T_i (h)	Temps entre le début de la crue et la 2ème chute de salinité : T_2 - T_i (h)	Temps entre le début de la crue et la 3ème chute de salinité : T_3 - T_i (h)	Temps entre le début de la crue et la salinité minimum : T_{min} - T_i (h)	Temps entre la 1ère chute de salinité et la 2ème chute : T_2 -T_1 (h)	Temps entre la 2ème chute de salinité et la 3ème chute : T_3-T_2 (h)	Temps entre la 1ère chute de salinité et la salinité minimum : T_{min}-T_1 (h)
1	2	8	119	130	20	70		138	50		118
2	1	7	104	137	20	61		144	41		124
3	0	3	23	133	93			136			43
4									74		119
5	6	43	94	152	41			195			154
6a											34
6b	2	18	225	122	10	20	79	140	10	59	130
7	6	23	239	108	14	60		131	46		117
8	2	23	813	140	23	73	137	163	50	64	140
9	2	40	30	130	65	154		170	89		105
11											84
12	1	2	19	182	26	62	140	184	36	78	158
13	17	13	41	147	16	77		160	61		144
14	5	51	30	132	47	75	135	183	28	60	136

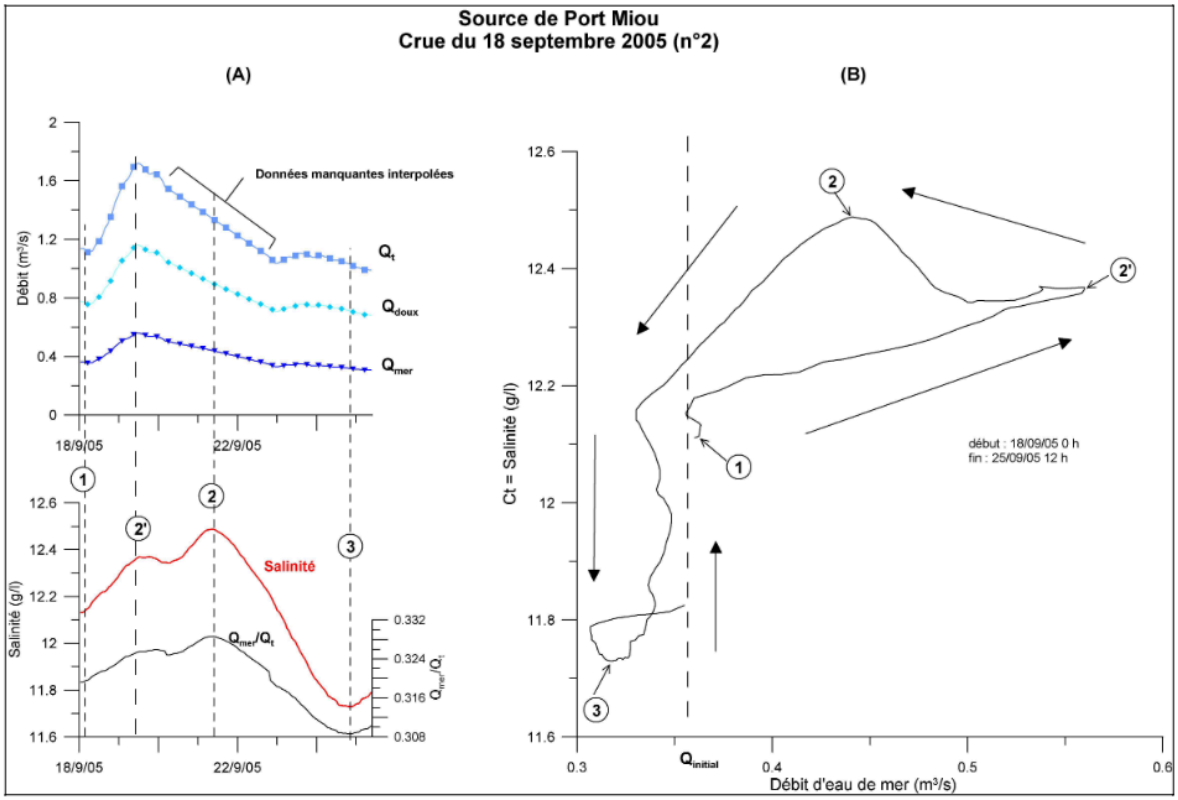
E – Résultats des calculs des débits moyens et des volumes d'eau saumâtre expulsés

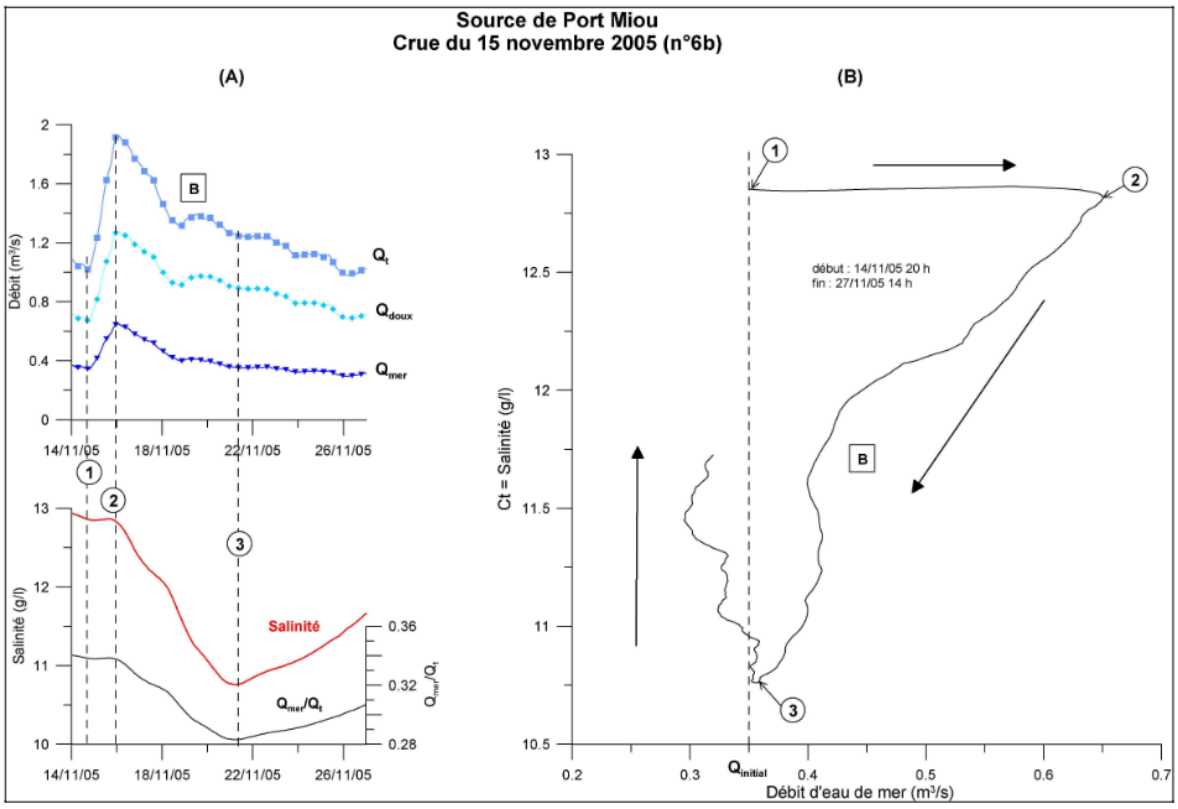
Crue	Débit moyen au cours de la crue : Q_{moy}	Débit moyen entre le début de la crue et la 1ère chute de salinité : Qi-1	Débit moyen entre le début de la crue et la 2ème chute de salinité : Qi-2	Débit moyen entre le début de la crue et la 3ème chute de salinité : Qi-3	Débit moyen entre le début de la crue et la salinité minimum : Qi-S_{min}	Débit moyen entre la 1ère chute de salinité et la 2ème chute de salinité : Q1-2	Débit moyen entre la 2ème chute de salinité et la 3ème chute de salinité : Q2-3
1	1,32	1,705	1,463		1,301	1,705	1,389
2	1,38	1,763	1,59		1,315	1,497	
3	1,315	1,125			1,106		
4						1,103	
5	1,312	1,304			1,284		
6a							
6b	1,387	1,741	1,864	1,68	1,538	1,976	1,618
7	1,58	1,571	1,887		1,81	1,982	
8	3,788	6,715	9,708	9,208	8,74	11,16	8,664
9	1,702	1,703	1,671		1,672	1,651	
11							
12	1,314	1,298	1,362	1,336	1,281	1,407	1,322
13	1,486	1,632	1,325		1,084	1,251	
14	1,173	1,18	1,18	1,098	1,109	1,184	1

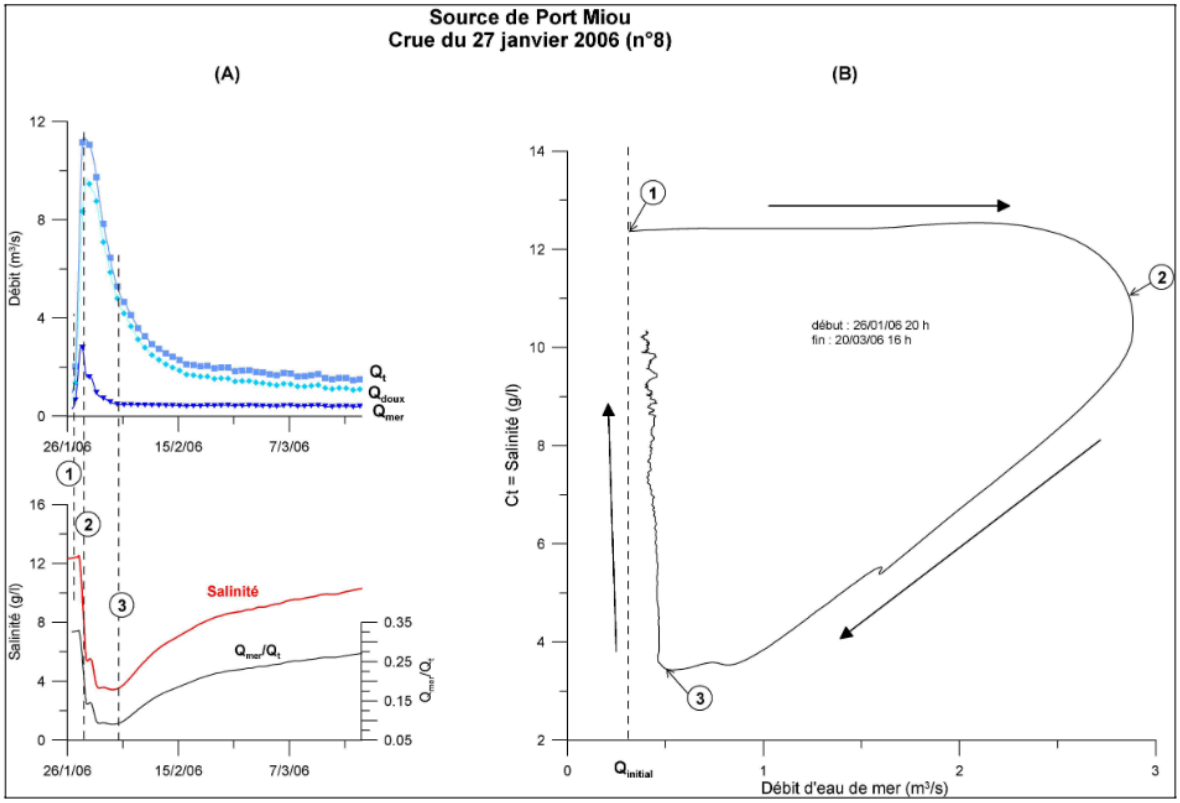
Crue	Volume d'eau saumâtre expulsé entre le début de la crue et la 1ère chute de salinité : Vi-1	Volume d'eau saumâtre expulsé entre le début de la crue et la 2ème chute de salinité : Vi-2	Volume d'eau saumâtre expulsé entre le début de la crue et la 3ème chute de salinité : Vi-3	Volume d'eau saumâtre expulsé entre le début de la crue et la salinité minimum : Vi-S_{min}	Volume d'eau saumâtre expulsé entre la 1ère chute de salinité et la 2ème : V1-2	Volume d'eau saumâtre expulsé entre la 2ème chute de salinité et la 3ème : V2-3
1	122 760	368 676		646 337	306 900	
2	126 936	349 164		681 696	220 957	
3	376 650			541 498		
4					293 839	
5	192 470			901 368		
6a						
6b	62 676	134 208	477 792	775 152	71 136	343 663
7	79 178	407 592		853 596	328 219	
8	556 002	2 551 262	4 541 386	5 128 632	2 008 800	1 996 186
9	398 502	926 402		1 023 264	528 980	
11						
12	121 493	303 998	673 344	848 534	182 347	371 218
13	94 003	367 290		624 384	274 720	
14	199 656	318 600	533 628	730 609	119 347	216 000

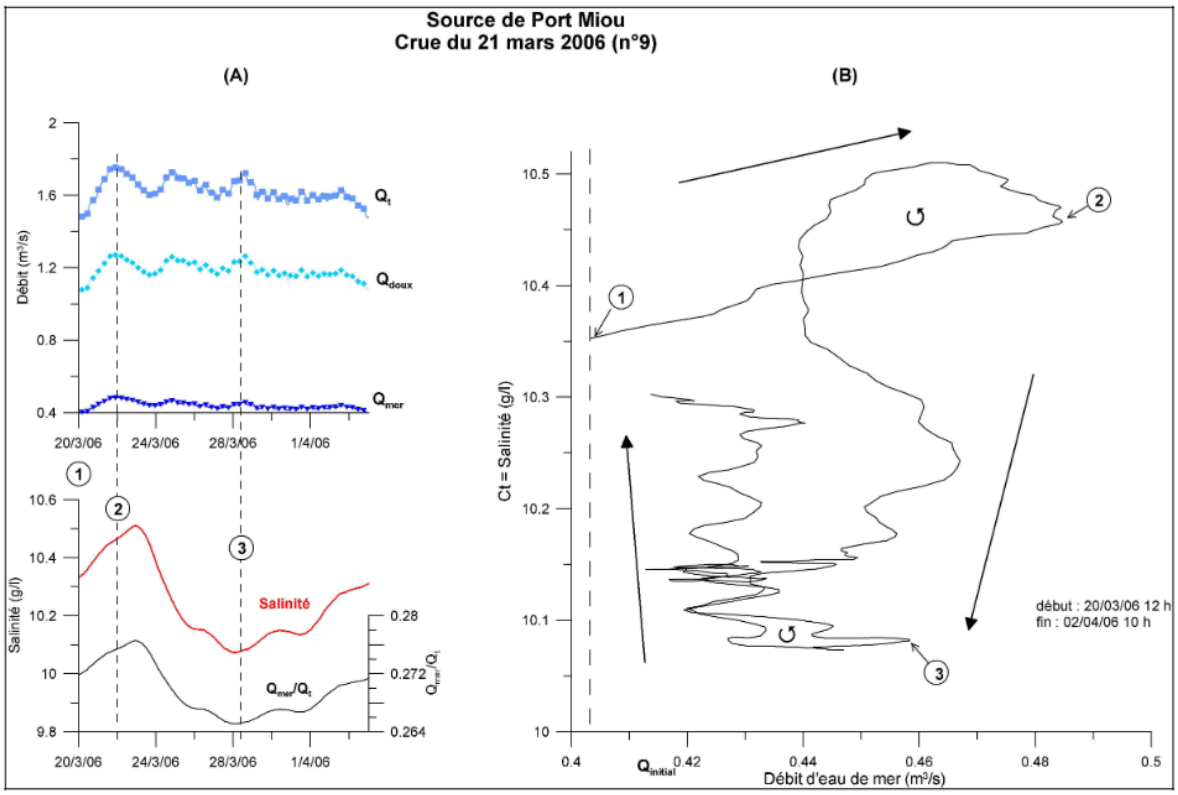
ANNEXE 9 : COURBES HYSTERESIS QMER-CT ET GRAPHIQUES ASSOCIES DES PRINCIPALES CRUES DE LA SOURCE DE PORT MIOU

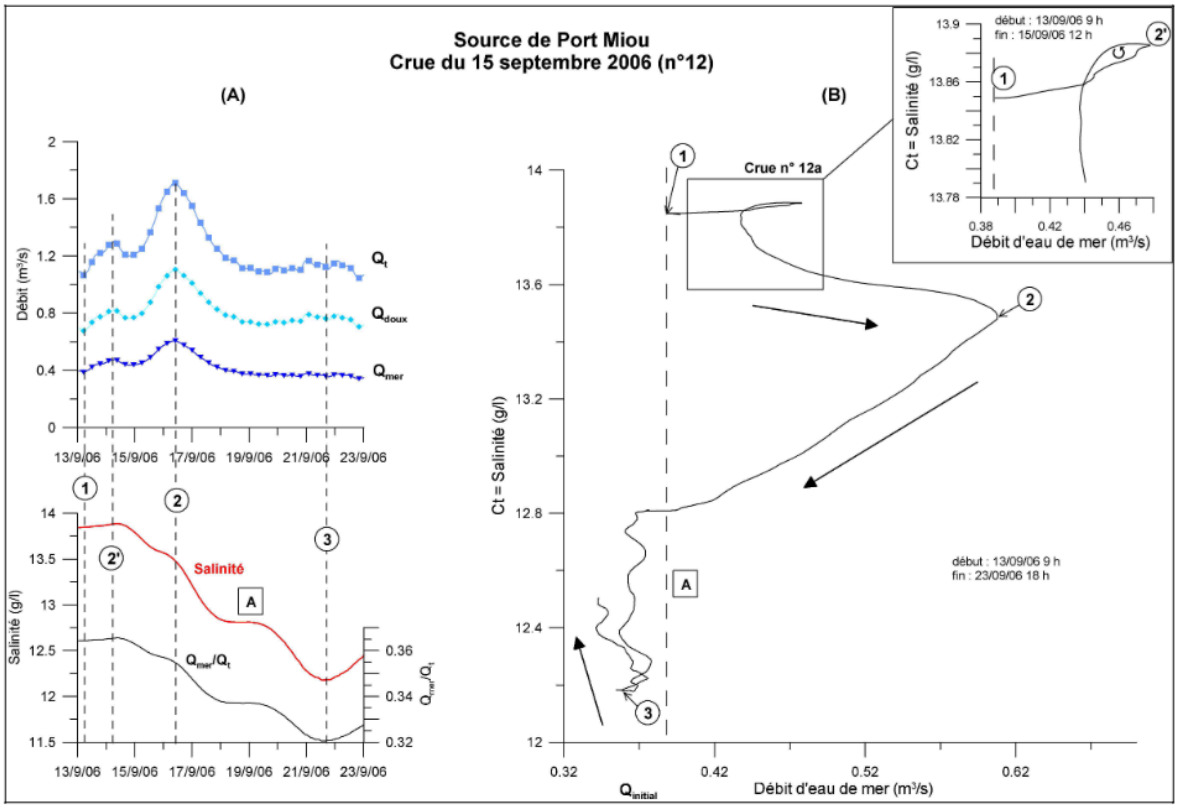





Source de Port Miou
Crue du 15 novembre 2005 (n°6b)
(A)
(B)
Débit (m³/s)
B
Qt
Qdoux
Qmer
14/11/05
18/11/05
22/11/05
26/11/05
Salinité (g/l)
Salinité
Qmer/Qt
Ct = Salinité (g/l)
début : 14/11/05 20 h
fin : 27/11/05 14 h
Qinitial
Débit d'eau de mer (m³/s)


Source de Port Miou
Crue du 27 janvier 2006 (n°8)
(A)
(B)
Débit (m³/s)
Qt
Qdoux
Qmer
26/1/06
15/2/06
7/3/06
Salinité (g/l)
Salinité
Qmer/Qt
Ct = Salinité (g/l)
début : 26/01/06 20 h
fin : 20/03/06 16 h
Qinitial
Débit d'eau de mer (m³/s)


Source de Port Miou
Crue du 21 mars 2006 (n°9)
(A)
(B)
Débit (m³/s)
Q_t
Q_doux
Q_mer
20/3/06
24/3/06
28/3/06
1/4/06
Salinité (g/l)
Salinité
Q_mer/Q_t
Ct = Salinité (g/l)
Débit d'eau de mer (m³/s)
Q_initial
début : 20/03/06 12 h
fin : 02/04/06 10 h


Source de Port Miou
Crue du 15 septembre 2006 (n°12)
(A)
(B)
Débit (m³/s)
Q_t
Q_doux
Q_mer
13/9/06
15/9/06
17/9/06
19/9/06
21/9/06
23/9/06
Salinité (g/l)
Salinité
Q_mer/Q_t
A
Crue n° 12a
Ct = Salinité (g/l)
Débit d'eau de mer (m³/s)
Q_initial
début : 13/09/06 9 h
fin : 23/09/06 18 h
début : 13/09/06 9 h
fin : 15/09/06 12 h

ANNEXE 10 : LITHOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE DES TERRAINS MESOZOÏQUE DE LA REGION DE MARSEILLE

Ere	Système	Série		Terrain/Etage	Symbole	Lithologie (1)	Hydrogéologie (2)
Mésozoïque	Crétacé	Supérieur	Sénonien	**Bégudien (Maastrichtien)**	c^{9}	Conglomérats à galets calcaires	
				Valdo-fuvélien	c^{8}	Série fluvio-lacustre de calcaires noirs	
				Santonien-Coniacien	c^{7}	Série de conglomérats grès marnes et calcaires détritiques	imperméable
				Poudingue de la Ciotat	c^{6bC}	Formation deltaïque gréseuse	imperméable
				Turonien sup. saumâtre	c^{6S}	Grès et calcaires sableux	karstifiable
				Turonien inf. marneux	c^{6a}	Marnes bleus et calcaires marneux	
				Cénomanien sup.	c^{5}	Calcaire à rudistes	+/-imperméable
				Cénomanien inf.	c^{4}	Marno-gréseux	
		Inférieur	Aptien	**Gargasien**	c_{I}	Marno-gréseux	+/-imperméable
				Bédoulien	c_{II}	Calcaires marneux et siliceux	
				Bauxite (Barrémien - Cénomanien sup.)	**B**	Dépôt soulignant le biseau d'érosion albien	
			Nécomien	**Barrémien (Urgonien)**	c_{III}	Calcaire biodétritique à gros bancs	karstifiable
				Hauterivien	c_{IV}	Marno-calcaire	
				Valanginien	c_{V}	Calcaires à faciès variés localement dolomitisés (c_V^{D})	
	Jurassique	Supérieur (Malm)		**Dolomies indifférenciées**	j_c^{d}	Dolomies néojur ou valanginienne ?	
				Portlandien	j^{8}	Calcaires blancs localement dolomitisés (j^{8D})	
				Dolomies néojurassiques	j^{7-5D}	Dolomies massives (60 à 120m)	
				Lusitanien	j^{4}	Calcaire stratifié à grains fins	
		Moyen (Dogger)		**Callovien**	j^{1}	Ensemble Marno-calcaire	Relativement imperméable
				Bathonien sup.	j_{I-III}		
				Bathonien inf.	j_{III-IV}		
				Bajocien			
				Aalénien	l^{5-3}		
		Inférieur (Lias)		**Toarcien**		Calcaire roux à silex	karstifiable
				Pliensbachien sup. (Domérien)		Calcaire roux à chailles	
				Pliensbachien inf. (Carixien)		Calcaire gris bleuté	
				Hettangien	l^{1}	Calcaire dolomitique	
	Trias	Supérieur		**Rhétien**	l_1	Calcaires à faciès variés	
				Keuper	t^{3-1}	Formation gypseuse (~ épaisseurs) souvent rabotée	+/-imperméable
		Moyen		**Muschelkalk**	t_{I-II}	Calcaires dolomitisés	karstifiable
		Inférieur		**Grès bigarré**	t_{III}	Dépôts conglomératiques et grès arkosiques	imperméable

Sources bibliographiques :

(1) Cartes géologiques de la région de Marseille 1/50 000ème

(2) (CESAME, 2002 ; Gilli, 2002)

ANNEXE 11 : EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DE LA BASSE PROVENCE

Ere	Système	Série	Terrain/Etage	Paléogéographie et Sédimentation	Tectonique et Géodynamique
QUATERNAIRE				GLACIO-EUSTATISME ET MORPHOGENESE QUATERNAIRE	Mouvements épirogéniques
CENOZOÏQUE	NEOGENE	Pliocène	Plaisancien	Brève transgression	
			Zancléen		PHASE TARDI-TECTONIQUE ALPINE = Tectonique cassante à composante verticale et phase tangentielle à compression N-S dans les arcs sub-alpins Mise en reliefs des surfaces pré-tortonienne
		Miocène Sup.	Messinien (Pontien)	CRISE EVAPORITIQUE MESSINIENNE Régression liée aux mouvements alpins Creusement de profonds canyons Dépôts évaporitiques dans les bassins (profonds, côtiers)	
		Miocène Moy.	Tortonien	TRANSGRESSIONS DE LA MER MIOCENE	
			Serravallien		
			Langhien		
		Miocène Inf.	Burdigalien	Glyptogenèses par abrasion chimique de surface Développement probable des "Terras Rossas"	Alternance de phases d'applanissement/transgression et de déformation/érosion biochimique
			Aquitanien		
	PALEOGENE	Oligocène	Chattien	GLYPTOGENESE OLIGOCENE	PHASE EXTENSIVE FINI-OLIGOCENE Rifting Oligo-aquitanien Rotation vers SE du bloc corso-sarde Ouverture de la mer Liguro-provençale Tectonique de rifting et fossés locaux d'extension E-W
			Rupélien	Nivellement des reliefs et comblement des dépressions Sédimentation lacustre et continentale dans les bassins du rift Ouest Européen (Aix, Pertuis) et bassin de Marseille	
		Eocène Sup.	Priabonien		PHASE OROGENIQUE PYRENEO-PROVENÇALE
			Bartonien	MISE EN PLACE EPIGLYPTIQUE DES GRANDES NAPPES DE RECOUVREMENT DE LA BASSE PROVENCE (3 UNITES)	Phase majeure de plissement
		Eocène Moy	Lutétien	Sédimentation détritique continentale (alternance calcaire-grès-argile) dans les bassins (ex Beausset ,Arc)	Tectonique tangentielle SN Soulèvement du socle hercynien Décollement de la couverture Zones de déchirure au niveau du Trias
		Eocène Inf.	Yprésien		
		Paléocène	Thanétien		
			Montien		
			Danien		
MESOZOÏQUE	CRETACE	Supérieur Sénonien	Bégudien-Rognacien (Maastrichtien)		Première phase d'orogenèse
			Valdo-fuvélien (Campanien)	REGRESSION FINI-SANTONIENNE	
			Santonien-Coniacien	Direction E vers W Dépôts lacustres et marécageux	
			Poudingue de la Ciotat	TRANGRESSION CENOMANIENNE Mer venue de l'Atlantique, fermée au S et au N (en "doigt de gant" pointé vers l'E)	
			Turonien sup. Saumâtre		
			Turonien inf. Marneux		
			Cénomanien sup.		
			Cénomanien inf.	EMERSION DU « BOMBEMENT VAROIS »	« BOMBEMENT VAROIS »
		Inférieur Albien	Bauxite (= lacune d'érosion Barrémien - Cénomanien)	Altération bauxitisante 2 séries se différencient : - Série "complète" - Série réduite à bauxite	
		Inférieur Aptien	Gargasien	Apparition d'une ride WNW – ESE 2 faciès de l'Aptien : calcaire siliceux marnes et grès	EXPANSION TRANSTENSIVE « PROTO-PYRENEENNE » Creusement des sillons à black-shales
			Bédoulien		
		Inférieur Néocomien	Barrémien (Urgonien)	Sédimentation marine franche	
			Hauterivien		
			Valanginien		
	JURASSIQUE	Supérieur (Malm)	Dolomies indifférenciées	TRANGRESSION DE LA MER JURASSIQUE (CHAUDE ET PEU PROFONDE)	
			Portlandien		
			Dolomies néojurassiques		
			Lusitanien		
		Moyen (Dogger)	Callovien	Formation de la « Plateforme Carbonatée » La région de Marseille est une zone charnière entre le Nord Bassin SE subsident et une zone Sud plus ou moins emergée A partir du Malm 2 zones de sédimentation : - Marin franc à faciès calcaires au SE ; - Mer ouverte à faciès marno-calcaire au NE et Centre	PHASE DE DISTENSION ET CREATION DU BASSIN DU SUD-EST Ouverture du Bassin du SE pendant la période d'ouverture du rift de la Thetys Ligure (Trias-Orxordien moyen) Cette phase est contrôlée par les linéaments tardi-hercyniens NE-SW (faille des Cévennes, faille d'Aix) et E-W (faille Ventoux-Lure)
			Bathonien sup.		
			Bathonien inf.		
			Bajocien		
			Aalénien		
		Inférieur (Lias)	Toarcien		
			Pliensbachien sup. (Domérien)		
			Pliensbachien inf. (Carixien)		
			Hettangien		
	TRIAS (germanique)	Supérieur	Rhétien	TRANSGRESSION DE LA MER TRIASIQUE	
			Keuper	Formation de la « Plateforme Triasique » Emersions locales Sédimentation Lagunaire à marin franc	3 2 1 Trias moy. et sup. correspondent aux trois niveaux de décollement évaporitiques
		Moyen	Muschelkalk		
		Inférieur	Grès bigarré	GLYPTOGENESE POST-HERCYNIENNE Démantèlement des massifs pyrénéo-corso-sarde	Tégument adhérent au socle Permien