



HAL
open science

Analyse multi-échelle de la structure d'un réservoir carbonaté littoral : exemple de la plate-forme de Lluçmajor (Majorque, Espagne)

Vanessa Hebert

► **To cite this version:**

Vanessa Hebert. Analyse multi-échelle de la structure d'un réservoir carbonaté littoral : exemple de la plate-forme de Lluçmajor (Majorque, Espagne). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Montpellier 2, 2011. Français. NNT : . tel-00633488

HAL Id: tel-00633488

<https://theses.hal.science/tel-00633488>

Submitted on 18 Oct 2011

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 MONTPELLIER 2
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC-ROUSSILLON

THESE

pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER 2

Discipline : Sciences de la Terre

Ecole Doctorale : SIBAGHE

Vanessa HEBERT

Le 8 septembre 2011

Titre :

**Analyse multi-échelle de la structure
d'un réservoir carbonaté littoral :
exemple de la plate-forme de Llucmajor
(Majorque, Espagne)**

JURY

Mr Mike Lovell, Professeur (University of Leicester) - Rapporteur

Mr Christian David, Professeur (Université de Cergy-Pontoise) - Rapporteur

Mr Adrian Cerepi, Professeur (Université de Bordeaux 3) - Examineur

Mr Hervé Perroud, Professeur (Université de Pau et des Pays de l'Adour) - Examineur

Mr Philippe Gouze, Chargé de Recherche (CNRS, Université de Montpellier 2) - Examineur

Mr Philippe Pezard, Directeur de Recherche (CNRS, Université de Montpellier 2) - Directeur de Thèse

AVANT PROPOS

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'un financement CNRS – Région Languedoc Roussillon. Elle est associée au projet « GIRELLE » (Gestion Intégrée des Ressources en Eau des nappes LittoraLEs), labellisé par le pôle de compétitivité "Risques et vulnérabilité des territoires" en région Languedoc-Roussillon. Ce projet a pour but de proposer une nouvelle approche par gestion intégrée des réservoirs côtiers menacés par une intrusion saline, quelle qu'en soit l'origine.

Cette thèse fait également suite à deux projets européens ayant servi de cadre au développement méthodologique et aux applications pour le sujet de thèse traité. Financé par la Commission européenne dans le cadre du 5^{ème} programme cadre de recherche et coordonné par Philippe Pezard (Géosciences Montpellier), le projet européen « ALIANCE » (*Advanced Logging Investigations of Aquifers in Coastal Environments*, 2002-2005) a permis la construction de nouveaux sites expérimentaux de terrain en zone côtière (dont celui de Majorque) et le test d'une nouvelle méthode de surveillance continue du sous-sol par un observatoire in-situ autonome, outil de base des travaux de cette thèse. Par la suite, le site d'étude de Majorque a été labellisé par l'Observatoire de Recherche Environnementale (« ORE H+ », 2002-) dirigé par Philippe Davy (Géosciences Rennes), et dont l'équipe de Géosciences Montpellier est partenaire. Cet observatoire a pour objet l'étude des ressources en eau dans le sous-sol proche, à travers une base de données et la pérennisation du site expérimental.

Réalisée au laboratoire Géosciences Montpellier (UM2), cette thèse est le fruit de plusieurs collaborations avec le Centre Scientifique et Technique Jean Féger de TOTAL (CSTJF, Pau, France) et l'European Synchrotron Radiation Facility (ESRF, Grenoble, France). Les travaux ont déjà fait l'objet de publications dans plusieurs actes de colloques et sont soumis à des journaux scientifiques :

V. Hebert, C. Garing, P.A. Pezard, P. Gouze, Y. Maria-Sube, G. Camoin and P. Lapointe (2009), Characterization of heterogeneities from core X-ray and borehole wall images in a reefal carbonate reservoir: a detailed study of meso-scale porosity, *European Geosciences Union Meeting* (Vienne, Austria), 20-24 avril.

V. Hebert, P.A. Pezard, P. Gouze, C. Garing, G. Camoin and P. Lapointe (2009), Characterization from borehole wall and core X-ray scans images of heterogeneities in carbonate reservoirs, *American Geophysical Union fall meeting* (California, USA), 14-18 septembre.

P.A. Pezard, G. Henry, **V. Hebert**, C. Garing, J. Lofi, D. Loggia, S. Barry, D. Neyens and O. Depraz (2010), A new downhole hydrogeophysical observatory for real-time salt intrusion management, *Salt Water Intrusion Meeting 21th* (Açores, Portugal), 21-25 juin.

P.A. Pezard, G. Henry, **V. Hebert**, J. Lofi, D. Neyens and O. Depraz (2010), A downhole geophysical observatory for near-field and real-time groundwater management, *International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR), International Groundwater Symposium* (Valence, Espagne), 22-24 septembre.

V. Hebert, P.A. Pezard, S. Gautier and Y. Maria-Sube (2011), Quantitative characterization of heterogeneities in a reefal carbonate reservoir from borehole wall images: sedimentological and petrophysical implications, *Journal of Applied Geophysics*, soumis.

V. Hebert, P.A. Pezard, P.O. Mangane, J. Lofi and P. Gouze (2011), Coupled characterization of heterogeneous carbonate structure from 3D X-ray tomography core scans and petrophysical analyses, *Journal of Sedimentary Research*, soumis.

V. Hebert, L. Luquot, P.A. Pezard, P. Gouze and E. Boller (2011), Heterogeneity of carbonate pore network analyzed by multiscale X-ray microtomography, *Water Resources Research*, en preparation.

REMERCIEMENTS

Nombreuses sont les personnes ayant jalonné et contribué plus ou moins directement à ce travail s'étalant sur plus de trois ans. L'évocation première de la thèse m'a été suggérée en septembre 2007 alors que je finissais mon stage de master professionnel et envisageais de trouver un emploi dans le domaine de l'environnement. Une fois implantée, l'idée du travail de thèse mûrit dans ma tête en une journée grâce à de nombreuses discussions condensées avec collègues de travail, amis et mon futur directeur de thèse.

Le démarrage de la thèse en décembre 2007 s'articula ainsi autour d'une bourse CNRS/Région Languedoc-Roussillon me liant à l'équipe Subsurface (maintenant nommée Transfert en Milieux Poreux) du Laboratoire Géosciences Montpellier de l'UM2. Bien que le projet d'origine m'orientait vers l'étude de la nappe Astienne (Languedoc-Roussillon, France), le développement tardif du site d'étude m'amena, non pour me déplaire, à concentrer mes travaux sur le site de Campos à Majorque (Baléares-Espagne).

Mes premiers remerciements vont naturellement à mon directeur de thèse Philippe Pezard pour sa confiance instantanée, mon intégration dans son équipe et aux nombreuses discussions de structuration, mais aussi de pétrophysique et géophysique. Merci à Philippe Gouze pour sa disponibilité, mon intégration dans « l'équipe coté MSE », ses discussions passionnantes et passionnées qui m'ont éveillées au pouvoir de la tomographie RX. Merci à Serge Lallemand qui m'a accueillie dans le laboratoire de Géosciences, et à sa bienveillance.

Un seul paragraphe de remerciements est durement insuffisant pour relater ma reconnaissance envers mes collègues de bureau mais aussi de terrain, qui m'ont donné goût à la géophysique en forage (et ses aléas) sous la pluie comme sous le soleil à 40°C, avec le sourire: Gilles Henry, formidable coach des mesures géophysiques en forage ; Denis Neyens, partenaire des essais hebdomadaires de l'observatoire ; et Simon Barry (un super-héros), dont je soutient maintenant la parole « le plus intéressant dans le logging, c'est quand il y a des problèmes ». Au bureau, les conseils et la complicité de Johanna Lofi (une géologue, ouais !!), de Stéphanie Gautier (au sourire continu) et de Natalya Dentchik (mon soutien des fins de journée) ont égayé mon temps et travail ; merci encore pour vos critiques pertinentes lors des présoutenances. Merci à Benoit Gibert, Christian Marlière et Didier Loggia pour leur partage de connaissance et leur bonne humeur. Puis d'autres filles sont arrivées : Jehanne Paris, une normande dont je suis fière en toutes circonstances ; Muriel Geeraert, les travaux de terrain sont devenus très agréables grâce à ses petits soins. Merci à Agathe Deleau (collègue de la nuit tombant sur le labo), à Omar Jaafar (« bien bien ») pour leur amitié et leur participation dans le traitement de mes données (tout comme Jehanne). Merci à Joëlle Gastambide (« maman »), sa douceur et ses conseils bien-être. Merci à Bernard Célérier, ses bons conseils et sa culture sans limite.

Coté MSE, merci à Linda Luquot pour sa formation au programme de traitement d'image, mais surtout pour sa grande disponibilité tout au long de la thèse, toujours dans la bonne humeur et sa bienveillance sans cesse renouvelées. Merci à Ousmane Papa Mangane pour sa bonne humeur sénégalaise et son appui technique conséquent. Merci aussi à Paul Jouanna (aux nombreuses anecdotes scientifiques), Gérard Lods (toujours dans l'eau), Richard Leprovost, Jalal Dweik (scientifique et physique, ça existe !), Halidi Abdoulghafour (ça va toujours), Mohammed (toujours avec une blague), Oliver Rodriguez (un matheux qui ne fait pas peur)...

Ces années n'ont été possibles que grâce à mes colocataires de bureau auxquelles j'adresse une grande reconnaissance pour leurs aides, soutiens, rires..., avec de belles amitiés qui ne resteront pas que des souvenirs : Marie Violay (« Marie Crousti »), meilleure collègue toutes disciplines confondues (sauf au bar), Charlotte Garing (« Poulette »), on n'aurait pas pu l'inventer, sa grande énergie est à canaliser seulement pour les massages, Samia Dhahri (« soleil du bureau »), une culture sans frontière que je jalouse, Noémi Candela (« une sudiste, enfin »), heureusement accrochée à ses rêves. Merci aussi à Akram Belghoul et Yves Maria-Sube qui m'ont accueillie et fait place.

Sans oublier Michael (THE Mitch), Magali (trop bon de se retrouver), Tom (non pas dans la tête le ballon !), Philou (et ses incessantes propositions), Nico (le voyageur qui fait rêver), Jean (un allié de taille), Stéphane, Audrey, Bruno, Lyde, Mickaël, Matt, Lara, Marion, Greg, Theo, Fabien, Sabrina, Thibault, Kate, Roberto, et tous les autres... pour les bons moments passés aux pauses du midi, les séjours et conférences, les échanges amicaux au laboratoire, les pots de thèse et surtout les soirées montpelliéraines.

De grands remerciements à Fabrice pour la logistique informatique qui faisait face aux non-coopérations de mon matériel informatique. Merci aussi à Joëlle Lopez qui m'a guidé dans le monde administratif doctoral, Marc Daignières et Michel Séranne qui m'ont écoutée et orientée dans mon avancement de thèse. Un grand merci à nos gestionnaires Patrice Perret, Eliane Nadal et Céline Fabregat, qui ont toujours bien organisé et mené à bien mes missions, terrains et achats (et ce malgré une forte tendance de demande à la dernière minute). Merci aux géologues Michel Lopez et Jean-Jacques Cornée pour leur intérêt, leur aide et leur convivialité exprimée à mon égard.

Merci au Gouvernement des Baléares, et plus spécialement à Alfredo Baron, Concha Gonzalez et l'intégration ô combien chaleureuse et amicale de leur équipe de forage (Gonzalo, Aurelio, Manuel, Juan Antonio ...) qui m'ont permis d'avoir un « bon terrain de jeu » (le site de Campos). Je dois également relater l'expérience « difficile » des séjours à Majorque où la beauté de ses paysages et la chaleur de ses habitants m'ont rendue à jamais nostalgique.

De larges remerciements s'adressent aux collègues du CSTJF de Pau dont l'écoute, l'aide et les discussions ont accéléré mes travaux mais aussi ma vision de la thèse, merci donc à : Aurélien Virgone et ses riches illuminations géologiques sur les carottes (et sans qui je n'aurai jamais eu la proposition

de cette thèse), Philippe Lapointe pour sa confiance, Cécile Pabian-Goyheneche pour son éternel soutien, Gérard Massonnat pour son intérêt, Pierre Masse pour ses bons conseils de géologues, Emmanuelle Poli pour ses conseils et la fameuse équipe de la carothèque toujours prête à rendre service en égayant votre journée. Je remercie la participation et l'aide de François André Duboin (stagiaire à Total), Veerle Vandeginste (post-doctorant du CEREGE) et Gilbert Camoin pour son aide et suivi sur la diagénèse.

Je tiens à remercier Hervé Perroud, Dominique Rousset, Madeleine Mangué et Mohammed Toqueer pour leur implication dans les prospections à Majorque et tout ce nouveau panel de données, et leur prise en charge efficace et amicale.

Mes passages souvent furtifs à l'ESRF n'atténuent pas ma reconnaissance pour les membres du laboratoire, particulièrement Elodie Boller, Paul Tafforeau, les doctorants et post-docs.

En mai-juin 2009, les quelques semaines de terrain réalisées sur la plate-forme en mer du New Jersey m'ont donné une très agréable vision d'un large projet IODP mettant en scène de nombreux disciplines et donc des spécialistes, d'où ma reconnaissance profonde entre autres, à : Jean-Noël Proust et Gregory Mountain, les co-chefs scientifiques du projet, Jenny, Sally, Johanna, Simon,... ainsi que l'équipe des foreurs DOSSECC, l'équipage cajun du L/B Kayd et surtout au cuisto qui a importé du camembert sur mes bons conseils, et tous les autres...

Je suis également très reconnaissant à Christian David et Mike Lovell, qui ont accepté le rôle de rapporteurs, à Adrian Cerepi, Hervé Perroud et Philippe Gouze, examinateurs, pour leurs remarques, leurs appréciations et leurs critiques pertinentes et constructives sur mon manuscrit et ma soutenance.

Je remercie très chaleureusement Thomas Lenoble (le meilleur coloc du monde), Nicolas (l'unique breton génial), Angéline (la femme parfaite) et Charlotte (notre petit soleil) Lelay, Nicolas Labbé (mon Pouet) pour leur grande ouverture à "l'ovni géographique" que j'étais au moment de mon installation à Montpellier ainsi que les inoubliables moments partagés avec eux.

Enfin, une thèse n'aboutit que grâce à une ténacité grandement soutenue par l'écoute et le soutien de son entourage personnel. Merci à mes amis normands de toujours, aux collègues du DUT qui m'ont donné cette ténacité, à ceux des années bordelaises passionnés de géologie et de blagues, aux amis des agréables mois palois, à mes collègues divers. A Bouda pour son impressionnante compréhension, sa patience et son pouvoir de divertissement. A ma famille toujours de bonne humeur, mes parents Catherine et Francis, sans qui je n'aurais jamais fait tout ce long chemin d'études et ma sœur Mélanie, pour leur suivi attentif, leur soutien moral et affectif ainsi que les bonnes pauses chez eux.

Vanessa Hebert

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS	3
REMERCIEMENTS	5
TABLE DES MATIERES	9
LISTE DES FIGURES	13
LISTE DES TABLEAUX	21
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	23
1.1 IMPORTANCE DES RESSOURCES EN EAU EN ZONE LITTORALE ET INSULAIRE	23
1.2 PROBLEMATIQUE	23
1.3 ETAT DE L'ART	25
1.4 OBJECTIFS DE LA THESE	27
CHAPITRE 2: RESERVOIR CARBONATE, CAS DE LA PLATE-FORME DE LLUCMAJOR (MAJORQUE, ESPAGNE)	33
2.1 RESERVOIR CARBONATE	33
2.1.1 <i>Géologie des carbonates</i>	34
2.1.1.1 Sédiments carbonatés	34
2.1.1.2 Faciès carbonatés	35
2.1.1.3 Environnements de dépôts de plate-forme	36
2.1.1.4 Cas de la plate-forme carbonatée tropicale	39
2.1.2 <i>Structure et diagénèse des carbonates</i>	43
2.1.2.1 Minéralogie des sédiments carbonatés	43
2.1.2.2 Notion de remplissage	44
2.1.2.3 Réseau poreux carbonaté	45
2.1.2.4 Hétérogénéités de porosité	48
2.1.2.5 Diagénèse des carbonates	49
2.1.3 <i>Hydrogéologie et diagénèse des carbonates</i>	50
2.1.3.1 Intrusion saline dans les îles	50
2.1.3.2 Influence des zones hydrologiques	52
2.1.3.3 Ciments spécifiques	54
2.2 PRESENTATION DU SITE D'ETUDE	58
2.2.1 <i>Bassin méditerranéen & Iles des Baléares</i>	58
2.2.1.1 Contexte géodynamique du Bassin Méditerranéen occidental	58
2.2.1.2 Stratigraphie de la Méditerranée Occidentale au Miocène	62
2.2.1.3 Contexte climatique et enregistrement sédimentaire	64
2.2.1.4 Contexte sédimentologique: les faciès du Miocène	64
2.2.1.5 Contexte hydrogéologique et risque environnemental	67

2.2.2	<i>Ile de Majorque</i>	69
2.2.2.1	Morphologie structurale actuelle de l'île Majorque.....	69
2.2.2.2	Description géologique de l'île	70
2.2.2.3	Description des réservoirs aquifères	72
2.2.3	<i>Plate-forme carbonatée Llucmajor</i>	74
2.2.3.1	Descriptions géologiques à partir des affleurements.....	74
2.2.3.2	Chronostratigraphie de la plate-forme.....	76
2.2.3.3	Système hydrologique de Llucmajor	77
2.2.3.4	Sites d'étude sur la plate-forme	80
2.2.4	<i>Site expérimental de Campos</i>	81
2.2.4.1	Synthèse des travaux précédents ou parallèles	82
2.2.4.2	Réservoir de Campos et intrusion saline	84
CHAPITRE 3: OUTILS ET METHODES.....		87
3.1	ANALYSES GEOLOGIQUES	88
3.1.1	<i>In situ</i>	89
3.1.1.1	Mesure du rayonnement gamma spectral	89
3.1.1.2	Images de paroi de puits	90
3.1.2	<i>Laboratoire</i>	93
3.1.2.1	Carottes.....	93
3.1.2.2	Mini-Carottes	94
3.1.2.3	Lames minces	95
3.2	ANALYSES PETROPHYSIQUES	96
3.2.1	<i>In situ</i>	97
3.2.1.1	Résistivité électrique en forage.....	97
3.2.1.2	Vitesse acoustique en forage	99
3.2.1.3	Images de paroi de puits	101
3.2.2	<i>Laboratoire</i>	103
3.2.2.1	Analyse pétrophysique de mini-carottes.....	104
3.2.2.2	Observation sous microscope	105
3.2.2.3	Tomographie par rayonnement X	106
3.3	ANALYSES GEOPHYSIQUES	113
3.3.1	<i>Méthode électrique</i>	114
3.3.2	<i>Méthode radar</i>	117
3.3.3	<i>Sismique</i>	120
3.4	OBSERVATION HYDROGEOPHYSIQUE.....	122
3.4.1	<i>Conductivité électrique et salinité</i>	122
3.4.2	<i>L'Observatoire</i>	124
CHAPITRE 4: RESULTATS.....		129

4.1	MICROSTRUCTURE MULTI-ECHELLE PAR MICRO-IMAGERIE SYNCHROTRON HAUTE RESOLUTION.....	129
4.2	RESEAU MESO- MICROPOREUX PAR TOMOGRAPHIE RAYON X DES CAROTTES.....	163
4.3	POROSITE KARSTIQUE ET VACUOLAIRE PAR ANALYSE D'IMAGE DE PAROI DE PUIITS	197
4.4	KARSTS ET HETEROGENEITES A GRANDE ECHELLE PAR METHODE DE GEOPHYSIQUE EN SURFACE	225
4.4.1	<i>Tomographies électriques</i>	227
4.4.1.1	Modèles du dispositif dipôle- dipôle	228
4.4.1.2	Modèles du dispositif Wenner	230
4.4.1.3	Sondage électrique.....	232
4.4.2	<i>Radar géologique</i>	234
4.4.2.1	Profil radar en forage	234
4.4.2.2	Analyse des données radar en puits.....	236
4.4.2.3	Résultats en surface	238
4.4.3	<i>Résultats 2D sismiques</i>	239
4.4.3.1	Profil sismique vertical	239
4.4.3.2	Ligne sismique 2-D (autour du 1 ^{er} cluster de puits).....	242
4.4.3.3	Ligne sismique 2-D (autour des puits MC16 et MC17)	243
4.4.4	<i>Intégration des résultats et interprétation</i>	244
4.5	HETEROGENEITES A L'ECHELLE DE LA PLATE-FORME DE LLUCMAJOR	246
4.5.1	<i>Puits MC10, nouvelle référence du site Campos</i>	246
4.5.1.1	Description de la sédimentologie séquentielle	246
4.5.1.2	Analyse pétrophysique.....	249
4.5.1.3	Diagénèse et interprétation chronostratigraphique	254
4.5.1.4	Stratigraphie séquentielle du réservoir de Campos	266
4.5.1.5	Modèle de dépôt.....	269
4.5.2	<i>Lien avec la structure régionale: puits MC12</i>	269
4.5.2.1	Description lithologique des carottes.....	269
4.5.2.2	Interprétation des données géophysiques de forage.....	273
4.5.2.3	Interprétation sédimentologique et séquentielle	274
4.5.2.4	Relation avec les affleurements de la plate-forme	275
CHAPITRE 5: SYNTHESE ET CONCLUSION		279
5.1	INTEGRATION AU RESERVOIR ET RELATION A LA DYNAMIQUE	279
5.2	CONCLUSION.....	282
BIBLIOGRAPHIE		287
ABSTRACT		299
RESUME		300

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1-1 : COUPE SCHEMATIQUE D'UNE INTRUSION SALINE DANS UN AQUIFERE COTIER, EN MILIEU INSULAIRE (TABOROSI ET AL., 2003).	24
FIGURE 1-2 : COUPE SIMPLIFIEE LITTORAL – TERRE ILLUSTRANT LA PROPAGATION DE L'INTRUSION SALINE, INFLUENCEE PAR DES POMPAGES EXCESSIFS (SOURCE : MINISTERE DE L'ENVIRONNEMENT DU CANADA, HTTP://WWW.GNB.CA).....	24
FIGURE 1-3 : SUREXPLOITATION DES NAPPES PHREATIQUES ET INTRUSION D'EAU SALINE EN EUROPE (SOURCE : RIZA ; HTTP://WWW.PLANETECOLOGIE.ORG/ENCYCLOPEDIE/STATISTIQUES/P67.HTM).	25
FIGURE 2-1: CLASSIFICATION DES ROCHES CALCAIRES SELON DUNHAM (1962) ET, EMBRY ET KLOVAN (1971).....	36
FIGURE 2-2 : DESSIN DU SYSTEME RESULTANT DE BAISSSE DE NIVEAU DE LA MER (LOWSTAND SYSTEM TRACT, LST ; WALKER ET JAMES, 1992).	38
FIGURE 2-3 : DESSIN DU SYSTEME RESULTANT DE L'ELEVATION DU NIVEAU DE LA MER (<i>TRANSGRESSIVE SYSTEM TRACT</i> , TST; WALKER ET JAMES, 1992).	38
FIGURE 2-4 : DESSIN DU SYSTEME RESULTANT LORS L'INONDATION MAXIMALE (HIGHSTAND SYSTEM TRACT, HST; WALKER ET JAMES, 1992).	39
FIGURE 2-5: REPARTITION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT SUR UNE PLATE-FORME AVEC BARRIERE (SOURCE HTTP://PLANETESCIENCES.FR/GD/S-E2-DIMENTOLOGIE.HTM).....	40
FIGURE 2-6 : MICROFACIES STANDARDS "SMF" ET ENVIRONNEMENTS "SFB" DE WILSON (1975) (HAUTEURS FORTEMENT EXAGEREES).....	42
FIGURE 2-7: COUPES 2D MONTRANT L'EFFET DES PARAMETRES DE REMPLISSAGE SUR L'ESTIMATION DE LA POROSITE, (MODIFIE D'APRES FLÜGEL, 1982).....	44
FIGURE 2-8: ILLUSTRATIONS ET MESURES DE REMPLISSAGE EXPERIMENTALES EN ASSEMBLAGE EN 3D (A GAUCHE) ET EN COUPE 2D (A DROITE), ISSUES DE DUNHAM (1962).	45
FIGURE 2-9 : A) COMPARAISON DES CLASSIFICATIONS DE L'ESPACE PORAL SELON ARCHIE (1952), CHOQUETTE ET PRAY (1970) ET LUCIA (1983) ; B) CLASSIFICATION DE LA POROSITE DANS LES CARBONATES PAR CHOQUETTE ET PRAY (1970).	45
FIGURE 2-10 : A) CLASSIFICATION PETROGRAPHIQUE ET PETROPHYSIQUE DE L'ESPACE POREUX INTERPARTICULAIRE DANS LES CARBONATES (LUCIA, 1995) ; B) CLASSIFICATION PETROGRAPHIQUE ET PETROPHYSIQUE DE L'ESPACE POREUX VUGGY DANS LES CARBONATES SELON LUCIA (1983). CETTE CLASSIFICATION EST BASEE SUR LES INTERCONNECTIONS DES VUGS.	46
FIGURE 2-11 : RECAPITULATIF DES SEUILS DE POROSITES DETERMINES SELON LES AUTEURS (SYNTHESE DE FRONTEAU, SOURCE : FRONTEAU, HTTP://WWW.AC-REIMS.FR/DATICE/SVT/DOCSACAD/CRAIE/LAPOROSITE.HTM).....	46
FIGURE 2-12 : SCHEMA DU SYSTEME DE GHYBEN-HERZBERG (1901).	51
FIGURE 2-13: DIAGENESE DES SEDIMENTS CARBONATES DANS LES PRINCIPAUX MILIEUX LITTORAUX (D'APRES BEAUCHAMP ; SOURCE : HTTP://WWW.U-PICARDIE.FR/BEAUCHAMP/COURS-SED/SED-8.HTM).....	54
FIGURE 2-14 : ASPECTS DE LA DIAGENESE CARBONATEE EN LAME MINCE (D'APRES BEAUCHAMP; SOURCE : HTTP://WWW.U-PICARDIE.FR/BEAUCHAMP/COURS-SED/SED-8.HTM).	55
FIGURE 2-15: REPRESENTATIONS GRAPHIQUES DE L'INFLUENCE DU PH SUR LA CONCENTRATION DE LA CALCITE ET LA PERMEABILITE (GUICHET, 2002).	57

ANALYSE MULTI-ECHELLE DE LA STRUCTURE D'UN RESERVOIR CARBONATE LITTORAL

FIGURE 2-16: RECONSTITUTIONS PALEO GEOGRAPHIQUES DEPUIS L'OLIGOCENE (D'APRES ROSENBAUM ET AL., 2002).....	59
FIGURE 2-17 : ILLUSTRATIONS DES FAITS ET THEORIES DE PART ET D'AUTRE DU BASSIN ALGERIEN PAR COUPES TECTONIQUES SELON LES MODELES "PLAQUISTES" DE L'IBERIE A L'AFRIQUE EN PASSANT PAR LES BALEARES (D'APRES COUTELLE, 1987). (A) AU CRETACE, PENDANT LA PERIODE DE RAPPROCHEMENT ENTRE L'EUROPE ET L'AFRIQUE. (B) A LA FIN DU CENOZOÏQUE, LA DERIVE MERIDIONALE DU BLOC KABYLE A OUVERT LE BASSIN ALGERIEN, FERME LE SILLON DES FLYSCHS ET CONSTITUE, A SON FRONT, UN PRISME D'ACCRETION. (C) L'ETAT DES LIEUX A LA FIN DU CENOZOÏQUE EN SUIVANT LES DONNEES DE TERRAIN. IB = IBERIE ; GV = GOLFE DE VALENCE ; B= BALEARES ; BA = BASSIN ALGERIEN ; K = KABYLIE ; SF = SILLON DES FLYSCHS ; A= PLAQUE AFRIQUE.	60
FIGURE 2-18: CARTE STRUCTURALE SCHEMATIQUE DES RIVES DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE (D'APRES COUTELLE, 1987).....	60
FIGURE 2-19: CARTE MORPHOBATHYMETRIQUE DES BALEARES AVEC INTERVALLE DE 50 M (SOURCE : ICM-CSIC BARCELONA ET IFREMER).....	61
FIGURE 2-20 : SECTION GEOLOGIQUE INTERPRETATIVE, COUPE A TRAVERS LE BASSIN BALEARO-ALGERIEN (D'APRES BIJU-DUVAL ET AL., 1978).	61
FIGURE 2-21 : SYNTHESE RELATANT LA CHRONOSTRATIGRAPHIE, LES EVENEMENTS GEOLOGIQUES, L'HUMIDITE, LA TEMPERATURE ET LE NIVEAU D'EAU DANS LA MEDITERRANEE DURANT LES PERIODES NEOGENE ET QUATERNAIRE (ADAPTE DE POMAR, 2001A ; COURBE EUSTATIQUE D'APRES HAQ ET AL., 1987 : LE NIVEAU 0 CORRESPOND AU NIVEAU D'AUJOURD'HUI, POSITIF EST AU-DESSUS DU NIVEAU ACTUEL). ZONE ROSE : CONDITIONS D'ENVIRONNEMENT DE MORT DES MADREPORES. ZONE BLEU PALE : CONDITIONS D'ENVIRONNEMENT DE MORT DE CERTAINS MADREPORES.	62
FIGURE 2-22 : REPARTITION DES BIOFACIES MARINS PEU PROFONDS AU MIOCENE SUPERIEUR DANS LA REGION MEDITERRANEENNE OCCIDENTALE. LES NOMBRES INDIQUENT LA TEMPERATURE DE L'EAU EN FEVRIER A 10 M DE PROFONDEUR (SOURCE : HTTP://INGRID.LDEO.COLUMBIA.EDU). EMWP EST LA ZONE ORIENTALE MEDITERRANEENNE CHAUDE. LES LETTRES C, I ET T DONNENT L'EMPLACEMENT DE LA CRETE, ITALIE, ET DE LA TURQUIE, RESPECTIVEMENT.....	66
FIGURE 2-23: CARTES DU POURTOUR MEDITERRANEEN (SOURCE : RIZA) : A) BASSIN VERSANT MEDITERRANEEN (SOURCE : PLAN BLEU, 2003) ; B) SITES DE SUREXPLOITATION D'EAU SOUTERRAINE ET D'INTRUSION SALINE (SOURCE : RIVM ET RIZA, 1991, COMPILER PAR PLAN BLEU, 2003) ; C) NIVEAUX D'ARIDITE DES ESPACES MEDITERRANEENS (SOURCE : UNESCO MAB, 1979) ; D) POURCENTAGE DE TERRES IRRIGUEES EN 1995 (SOURCE : FAO).	67
FIGURE 2-24 : LOCALISATION ET TYPES DE CONTAMINATION DES AQUIFERES SUREXPLOITES DES ILES BALEARES (SOURCE : AGENCIA BALEAR DE L'AIGUA I DE LA QUALITAT AMBIANTAL) : (1) PONT D'INCA, INTRUSION D'EAU DE MER ; (2) NA BURGUESA, HAUTEMENT SALIN PAR INTRUSION D'EAU DE MER ; (3) TOUS LES AQUIFERES COTIERS DE L'ILE D'IBIZA SONT AFFECTES PAR L'INTRUSION D'EAU DE MER, PENETRANTE JUSQU'A 3 KM A L'INTERIEUR ; (4) PALMA DE MAJORQUE, INTRUSION D'EAU DE MER PENETRANT JUSQU'A 7 KM ; (5) BASSIN DE CAMPOS, INTRUSION D'EAU DE MER JUSQU'A 7 KM ; (6) PLA DE L'INCA - SA POBLA, POLLUTION PAR LES NITRATES > 50 MG/L ; (7) MIGJORN, POLLUTION PAR LES NITRATES DE> 50 MG / L.	68
FIGURE 2-25 : RELIEF ET PRINCIPALES FORMATIONS DE L'ILE DE MAJORQUE (ARANGO ET AL., 2009 MODIFIEE D'APRES GELABERT, 1998). LES FLECHES LARGES INDIQUENT LES DIRECTIONS D'EXTENSION ET LES FLECHES FINES, LES DIRECTIONS DE COMPRESSION.	70
FIGURE 2-26: CARTE GEOLOGIQUE DE MAJORQUE (ROBLED0, 2001).....	71
FIGURE 2-27: CARTE DES PENDAGES ET DIRECTIONS DES COUCHES GEOLOGIQUES DU SUD DE L'ILE (SOURCE : IGN MALLORCA)	72

FIGURE 2-28 : CARTE DES ISOCHLORURES, AU TOIT DE LA NAPPE ; VALEURS BLEUES DE 0 A 500 MG/L ET ROUGES DE 500 A 6000 MG/L, (MODIFIEE D'APRES CARTE DU GOUVERNEMENT DES ILES BALEARES), LE RECTANGLE NOIR INDIQUE LA PARTIE SUD DE L'ILE LA PLUS AFFECTEE PAR L'INTRUSION SALINE.	73
FIGURE 2-29: STRATIGRAPHIE VERTICALE ET HORIZONTALE DE LA SEQUENCE CARBONATEE EXPOSEE A CABO BLANCO (POMAR, 1991) ; (A) CARTE DE LOCALISATION DE L'AFFLEUREMENT ; (B) PHOTOGRAPHIE DES UNITES PROGRADANTES AFFLEURANTES ; (C) PHOTOGRAPHIE ILLUSTRANT LES UNITES ET LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS ; ET (D) LOG LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE CABO BLANCO.....	74
FIGURE 2-30 : BLOC DIAGRAMME 3D ILLUSTRANT LE COMPLEXE RECIFAL DE LLUCMAJOR (MAJORQUE) ET LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT (MODIFIE D'APRES POMAR ET AL., 1983).	76
FIGURE 2-31: CARTE LITHO-STRUCTURALE DELIMITANT LA PROPAGATION DE LA PLATE-FORME PAR DES POINTILLE BLEUS (A GAUCHE ; ARANGO ET AL., 2009) ; CARTE DE LA PROPAGATION DE LA PLATE-FORME (A DROITE), LES LIGNES ROUGES REPRESENTENT LES POSITIONS SUCCESSIVES DES RECIFS PROGRADANTS (JAEGGI, 2006 SIMPLIFIE D'APRES POMAR ET AL., 1983) REPORTEES SUR LA COUPE A-AA.	77
FIGURE 2-32 : SYNTHESE DE LA LITHOLOGIE ET DES DONNEES GEOPHYSIQUES DETERMINEES DANS LE PUIIS D'EXPLORATION PRES DE LA VILLE DE LLUCMAJOR ET LE MODELE 3D DE RESISTIVITE (ARANGO ET AL., 2009).	79
FIGURE 2-33 : MESURES GEOPHYSIQUES DANS LE PUIIS S23 : RAYONNEMENT GAMMA NATUREL (COURBE VERTE) ET LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DE LA FORMATION PAR MESURE INDUCTION (ILM EN ORANGE ET ILD EN ROUGE).....	79
FIGURE 2-34 : MESURES GEOPHYSIQUES DANS LE PUIIS S23 : TEMPERATURE (ROUGE) ET LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DU FLUIDE (VIOLET).	80
FIGURE 2-35: LOCALISATION DES QUATRE SITES D'ETUDE ET DE LEURS PUIIS ASSOCIES, AU SEIN DE LA PLATE-FORME LLUCMAJOR.	81
FIGURE 2-36: PLAN DU SITE EXPERIMENTAL DE CAMPOS ET LOCALISATION DE TOUS SES PUIIS.	82
FIGURE 2-37 : RELATION STRATIGRAPHIQUE ET DIACHRONIQUE ENTRE LA SEQUENCE EXPOSEE A CABO BLANCO ET CELLE DU PUIIS MC2 DU SITE DE CAMPOS (SOURCE : RAPPORT D'ALIANCE).....	83
FIGURE 2-38: CARTE DE CONDUCTIVITE ELECTRIQUE MESUREE A 60 M DE PROFONDEUR ; BLEU FONCE-VIOLET POUR UNE CONDUCTIVITE ELEVEE A BLEU CLAIR-BLANC POUR UNE CONDUCTIVITE FAIBLE OU NULLE.	84
FIGURE 2-39 : PROFILS DE CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DU FLUIDE, DU PH ET GRADIENT DE TEMPERATURE DANS LE PUIIS MC2, ENREGISTRE EN 2006.....	85
FIGURE 3-1 : IMAGE DEROULEE D'UNE PAROI DE PUIIS ET REPRESENTATION D'UN PLAN.....	90
FIGURE 3-2 : SCHEMA DE LA TETE D'OUTIL D'IMAGERIE OPTIQUE ET DU PRINCIPE PHYSIQUE UTILISE.....	91
FIGURE 3-3 : IMAGE OPTIQUE DE PAROI DU PUIIS MC10.	91
FIGURE 3-4 : SCHEMA DE LA TETE D'OUTIL D'IMAGERIE ACOUSTIQUE ET DU PRINCIPE PHYSIQUE UTILISE.	92
FIGURE 3-5 : IMAGE ACOUSTIQUE, EN AMPLITUDE (PALETTE DE COULEURS ORANGEE) ET TEMPS (PALETTE GRISE) DE PAROI DU PUIIS MC10.	93
FIGURE 3-6 : ETAPES DE TRAITEMENT DES IMAGES DE PAROI DE PUIIS ET D'EXTRACTION DE LA POROSITE.	102
FIGURE 3-7: A) EXTRACTION DE LA POROSITE VACUOLAIRE DES TROIS IMAGES DE PAROI DE PUIIS, ET REPRESENTATION DES TROIS ZONES DE POROSITE CARACTERISABLES A CETTE ECHELLE ; B) QUANTIFICATION DE LA POROSITE IMAGE: PROFIL EN FONCTION DE LA PROFONDEUR.	103
FIGURE 3-8: ETAPES D'ACQUISITION, DE RECONSTRUCTION ET DE TRAITEMENT DES DONNEES DE TOMOGRAPHIE AUX RAYONS X....	106

ANALYSE MULTI-ECHELLE DE LA STRUCTURE D'UN RESERVOIR CARBONATE LITTORAL

<p>FIGURE 3-9 : VISUALISATION DE CAROTTES SCANNEES ; (A) PHOTOGRAPHIE D'UNE SECTION DE CAROTTE EN LUMIERE NATURELLE (ISSUE DE MC10 ENTRE 61,7 ET 62,2 M) ; (B) IMAGE 2D DE LA MEME CAROTTE SCANNEE EN NIVEAUX DE GRIS ; (C) REPRESENTATION VIRTUELLE 3D DE L'ESPACE POREUX DE LA CAROTTE CT-SCANNEE.....</p>	107
<p>FIGURE 3-10: PANEL DE CT COUPES EXTRAIT DE DIVERSES CAROTTES SCANNEES TOUT DU Puits MC10.</p>	108
<p>FIGURE 3-11: ANALYSE DE LA PARTIE POREUSE DE PLUGS VIRTUELS (40 x 60 MM) EXTRAITS DES CAROTTES SCANNEES : MACROPORES (A GAUCHE) ET FRACTURE (A DROITE).</p>	108
<p>FIGURE 3-12: QUANTIFICATION PAR L'ALGORITHME DE LABELLISATION DES PHASES SOUS AVIZO (A GAUCHE) ; VISUALISATION 3D DES PHASES (AU MILIEU) ; REPRESENTATION GRAPHIQUE DES PROPORTIONS DES TROIS PHASES (A DROITE).</p>	108
<p>FIGURE 3-13 : (A) ILLUSTRATION D'UNE SEPARATION DE XRCT PHASES SUR UNE COUPE DE CAROTTE SCANNEE (MC10_47,9-48,1 M, AU DESSUS) ; (B) DISTRIBUTION GRAPHIQUE DES PHASES EN FONCTION DE LA LONGUEUR DE L'ECHANTILLON (AU DESSOUS).</p>	109
<p>FIGURE 3-14: PHOTOGRAPHIE AERIENNE DE L'ESRF DE GRENOBLE (SOURCE : SITE INTERNET DE L'ESRF).</p>	111
<p>FIGURE 3-15: EXTRACTION DE MINIPLUGS ET MICROPLUGS SUR UNE CAROTTE (MC10_24,80-24,85 M).</p>	111
<p>FIGURE 3-16: TOMOGRAPHIE MULTIREOLUTION D'UN MEME MICROPLUG ILLUSTRÉE PAR TROIS XRCMT COUPES.</p>	112
<p>FIGURE 3-17 : VISUALISATION 3D DU RESEAU POREUX (EN BLEU) D'UN MINIPLUG RE-ECHANTILLONNE.</p>	113
<p>FIGURE 3-18: CONNECTIVITE DEFINIE DANS UN MICROPLUG (MC10_61,7M_0,42μM/PIX) ; (A) VISUALISATION 3D D'UN CLUSTER (BLEU) ENTRE DEUX COUPES ; (B) VISUALISATION 3D DU RESEAU POREUX CONNECTE INTEGRE DANS LE VOLTEX DU MICROPLUG : PORES EN NOIR, MATRICE EN BLANC ET CLUSTERS EN COULEURS.</p>	113
<p>FIGURE 3-19 : RESISTIVITES DE DIFFERENTES ROCHES (SOURCE: HTTP://WWW.COURS.POLYMTL.CA/GLQ3202/ELECTRIQUE/NODE90.HTML).....</p>	115
<p>FIGURE 3-20 : SCHEMAS DES DISPOSITIFS ERT QUADRIPOLES ; K EST LE FACTEUR GEOMETRIQUE.</p>	116
<p>FIGURE 3-21 : SCHEMA DE LA PROPAGATION DES ONDES DANS LE SOUS-SOL (SOURCE : WWW.LABOS.UPMC.FR/SISYPHE/).</p>	121
<p>FIGURE 3-22 : PARAMETRES MESURES PAR LES OUTILS IDRONAUT ET DIL45 DANS LE Puits MC9, EN 2008 : PROFILS DE TEMPERATURE (<i>TEMP</i>), DE LA PRESSION (<i>PRESSURE</i>), DU PH, DU GRADIENT DE TEMPERATURE (<i>GRAD TEMP</i>), DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DU FLUIDE A TEMPERATURES AMBIANTE (<i>COND</i>) ET NORMALISEE A 20°C (<i>COND20</i>) ET DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DE LA FORMATION (<i>ILM</i>).</p>	124
<p>FIGURE 3-23 : SCHEMA DE L'INSTALLATION DE L'OBSERVATOIRE HYDROGEOPHYSIQUE.....</p>	125
<p>FIGURE 3-24 : SCHEMA DE L'INTEGRATION DE L'OBSERVATOIRE SITUÉ A L'INTERFACE DE TROIS THEMATIQUES.</p>	127
<p>FIGURE 3-25 : SYNTHÈSE DES METHODES AVEC ECHELLES D'INVESTIGATION ET TYPES DE POROSITE CARACTERISES.....</p>	128
<p>FIGURE 4-1 : PLAN SCHEMATIQUE DU SITE AVEC LOCALISATION DES Puits, DES PROFILS DE MESURES GEOPHYSIQUES (TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE ET RADAR (LIGNE DES PROFILS), SISMIQUE 2D (LIGNE SISMIQUE 2D) ET BLOC SISMIQUE).</p>	226
<p>FIGURE 4-2 : SCHEMA DE DISTANCES INTER-PUITS POUR CHAQUE CLUSTER.....</p>	227
<p>FIGURE 4-3 : SCHEMA DU PROFIL DE TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE ET DU PROFIL DE RADAR EN SURFACE.</p>	228
<p>FIGURE 4-4 : MODELE INVERSE ERT AVEC DISPOSITIF DIPOLE-DIPOLE/A2 (10 ITERATIONS ET ERREUR RMS = 1,8) ; LES ECHELLES HORIZONTALE ET VERTICALE SONT EN METRES. LES TRAITs VERTICAUX NOIRS INDIQUENT LA POSITION DES Puits ET LEURS PROFILS GAMMA-RAY SONT REPORTES SUR LA SECTION.....</p>	228
<p>FIGURE 4-5 : MODELE INVERSE ERT AVEC DISPOSITIF DIPOLE-DIPOLE/A1 ; LES ECHELLES HORIZONTALE ET VERTICALE EN METRES. LES TRAITs VERTICAUX NOIRS INDIQUENT LA POSITION DES Puits.</p>	229

FIGURE 4-6: MODELE INVERSE ERT AVEC DISPOSITIF WENNER/2 (ECHELLES HORIZONTALE ET VERTICALE EN METRES). LES TRAITS VERTICAUX NOIRS INDIQUENT LA POSITION DES PUIITS.....	230
FIGURE 4-7 : MODELE INVERSE ERT AVEC DISPOSITIF WENNER/A1 (ECHELLES HORIZONTALE ET VERTICALE EN METRES).....	231
FIGURE 4-8 : INTEGRATION DU MODELE DE SONDAGE ELECTRIQUE A LA GEOLOGIE DU PUIITS MC4 (IMAGE OPTIQUE, PROFIL TEXTURAL D'APRES LA CLASSIFICATION DE DUNHAM ET EMBRY, 1971, ET LE PROFIL DE GAMMA-RAY).	232
FIGURE 4-9 : CARTES DU MOIS DE MARS 2008 D'INDICE DES PRECIPITATIONS (EH = EXTREMEMENT HUMIDE ; MH = MOYENNEMENT HUMIDE ; H = HUMIDE ; N =NORMAL ; S = SEC ; MS = TRES SEC ; ES = EXTREMEMENT SEC) ET DU POURCENTAGE DE PRECIPITATIONS COMPARE AVEC LES 10 DERNIERES ANNEES (SOURCE : AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGIA, MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE).....	233
FIGURE 4-10 : PSEUDO-SECTION DES DONNEES BRUTES RADAR ILLUSTREE PAR DES SECTIONS D'IMAGES DE PAROI DE PUIITS DANS LA ZONE 0-62 M DU PUIITS MC2.	235
FIGURE 4-11: PSEUDO SECTIONS DES DONNEES BRUTES RADAR REALISEES DANS LES PUIITS MC2-10-11 (1ER CLUSTER) ET MC5-4-6-7 (2EME CLUSTER).....	236
FIGURE 4-12: DONNEES RADAR BRUTES ET DONNEES TRAITEES DU PROFIL DANS LA ZONE 0-62 M DU PUIITS MC2. A) PSEUDO SECTION DES DONNEES BRUTES RADAR AVEC LA LIGNE DES POINTES DES PREMIERES ARRIVEES (EN BLANC). B) RELATION VITESSE ELECTROMAGNETIQUE – PROFONDEUR ISSUE DE L'ANALYSE DU GPR DE MC2. C) ESTIMATION DE LA TENEUR EN EAU (WATER CONTENT) EN RATIO SELON LA PROFONDEUR DU PUIITS MC2.....	237
FIGURE 4-13: DONNEES RADAR TRAITEES ISSU DE MC2, COMPAREES AUX DONNEES GEOPHYSIQUES EN ZONE SATUREE D'EAU DOUCE. A) CROSS-PLOT ENTRE LA VITESSE ELECTROMAGNETIQUE RADAR VEM ET LA VITESSE ACOUSTIQUE VAC. B) CROSS-PLOT ENTRE LA TENEUR EN EAU (WATER CONTENT WC) EVALUEE DES MESURES RADAR ET LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE Co DE LA FORMATION SATUREE EN EAU.	238
FIGURE 4-14 : (A) PSV PAR REGROUPEMENT DES TRACES EN TEMPS-PROFONDEUR DU PUIITS MC10, AVEC POINTE MANUEL DES PREMIERES ARRIVEES EN TEMPS AR DU SIGNAL (LIGNE ROUGE). (B) MODELE DE VITESSES ASSOCIEES AUX PROFONDEURS ISSU DU PSV.....	240
FIGURE 4-15 : MODELE DE COUCHES ISSU DU PSV DE MC16, COMPARE AUX PROFILS DE VITESSE ACOUSTIQUE EN FORAGE (POINTS BLEUS), DE GAMMA-RAY (PROFIL ROUGE), DE CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DU FLUIDE (PROFIL BLEU) ET A L'IMAGE OPTIQUE DE PAROI DE PUIITS.	242
FIGURE 4-16 : SCHEMA DE LA LIGNE SISMIQUE 2D (MISSION MARS 2008).	242
FIGURE 4-17 : LIGNE SISMIQUE 2-D POST-STACK MIGREE PASSANT PAR LES PUIITS MC16 ET MC17 ILLUSTRES PAR DES PROFILS DE GAMMA-RAY ET PSV. LA SECTION EST REPRESENTEE EN AMPLITUDES (BLEU POUR LES NEGATIVES ET ROUGE POUR LES POSITIVES).	243
FIGURE 4-18 : ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE DES CAROTTES DU PUIITS MC10, DE GAUCHE A DROITE : LE LOG LITHOLOGIQUE INTEGRANT LA MINERALOGIE ET LA DESCRIPTION DES CAROTTES (MACROFAUNE ET GRAIN) ; LE LOG TEXTURAL AVEC LA CLASSIFICATION DUNHAM ASSOCIEE A CELLE D'EMBRY ET KLOVAN ; L'ABONDANCE EN BIOCLASTES; LES CYCLES ET L'ENVIRONNEMENT DE DEPOT.	247
FIGURE 4-19: MODELE DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS PRESENTS AU SITE DE CAMPOS (MODIFIE D'APRES GRANIER ET DIDES, 2004).	249
FIGURE 4-20 : ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES LAMES MINCES ISSUES DU PUIITS MC10.	250

ANALYSE MULTI-ECHELLE DE LA STRUCTURE D'UN RESERVOIR CARBONATE LITTORAL

FIGURE 4-21 : PROFIL DE MACROPOROSITE (ORANGE) SUR L'IMAGE DE PAROI DE PUIITS MARQUANT EN NOIR CETTE MACROPOROSITE DANS LA ZONE SATURÉE DU PUIITS MC10. LA CONCENTRATION EN URANIUM (VERT) EST SUPERPOSEE.....	251
FIGURE 4-22 : PROFIL DE POROSITES ISSUES DES CT-PLUGS SELON LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS ; AVEC INTERPRETATION DES VARIATIONS LES PLUS IMPORTANTES.....	252
FIGURE 4-23 : ILLUSTRATION DES QUATRE ZONES HETEROGENES PAR IMAGE OPTIQUE DE PAROI DE PUIITS, CT-SCAN ET SCAN DE LAME MINCE. ELLES SONT REPARTIES DE LA MOINS PROFONDE A LA PLUS PROFONDE, DE GAUCHE A DROITE.....	254
FIGURE 4-24 : ASSEMBLAGES DES CT-SCANS CONSTITUANT LES QUATRE ZONES INDUREES ET DISSOUTES POUR CHACUN DES PUIITS MC10 ET MC11.....	255
FIGURE 4-25 : ANALYSE PETROGRAPHIQUE AU MICROSCOPE OPTIQUE DES QUATRE ZONES INDUREES PAR DEVELOPPEMENT ALGAIRE DE MC10. LA LAME MINCE EST LOCALISEE SUR LA PHOTOGRAPHIE DE LA CAROTTE. UN SCHEMA DE LAME MINCE REPLACE LES SCANS DANS LA LAME.....	257
FIGURE 4-26 : ZONES DOLOMITISEES ILLUSTRÉES PAR SECTION RX (1 ^{ERE} COLONNE), PUIS PAR SCAN DE LAMES MINCES AU MO (2 ^{EME} COLONNE) ET SCAN AU MEB (3 ^{EME} COLONNE).....	259
FIGURE 4-27 : ZONES DOLOMITISEES ILLUSTRÉES PAR DES SECTIONS RX.....	259
FIGURE 4-28 : LES QUATRE ZONES INDUREES ILLUSTRÉES PAR SECTION RX (1 ^{ERE} COLONNE), PUIS PAR SCAN DE LAMES MINCES AU MEB (2 ^{EME} ET 3 ^{EME} COLONNES).....	260
FIGURE 4-29 : SCANS REALISES AU MEB DES DIFFERENTES PHASES DIAGENETIQUES OBSERVEES DANS LA DOLOMIE MICROCRISTALLINE : (A) MATRICE COMPOSEE DE CALCITE ET DOLOMITE (24,8 M) ; DE RARES CRISTAUX DE DOLOMITE SONT AFFECTES PAR UNE DISSOLUTION ; (B) IDENTIQUE A A MAIS LES ASSEMBLAGES DE CRISTAUX DE DOLOMITE SONT MARQUES PAR UNE DISSOLUTION (37,3 M) ; (C) CRISTAUX DE DOLOMITE A CŒUR OU MAJEURE PARTIE DISSOUS (49,7M) ET CIMENTATION DE CALCITE SPARITIQUE ; (D) DEDOLOMITISATION DANS LES CRISTAUX DE DOLOMITE ET REMPLISSAGE DE CALCITE DANS LA PARTIE CENTRALE DES CRISTAUX DE DOLOMITE (61,6 M).....	261
FIGURE 4-30 : NIVEAU CORALLIEN AVEC DES ZONES KARSTIFIEES REVELANT DES ARGILES ROUGES SUR LES PAROIS DE CAVITES ET DES ZONES INDUREES (MC10, SEQUENCE 3, 56.3 – 58.4 M).....	262
FIGURE 4-31 : ILLUSTRATIONS DES DIFFERENTES PHASES DIAGENETIQUES OBSERVEES AU MO DANS LA SEQUENCE DU PUIITS MC10 ASSOCIEES AUX ZONES HYDROLOGIQUES ACTUELLES.....	263
FIGURE 4-32 : COMPOSITIONS ISOTOPIQUES ($\Delta^{13}C$ ET $\Delta^{18}O$) DES CIMENTS ISSUS DU PUIITS MC2 (D'APRES LES TRAVAUX DE VANDEGINSTE, 2009).....	265
FIGURE 4-33 : HYPOTHETIQUE CHRONOSTRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE CARBONATEE DU SITE DE CAMPOS PAR RELATION ENTRE LA SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE ET LES VARIATIONS EUSTATIQUES DU MIOCENE (BERGGREN ET AL., 1995 ; HAQ ET AL., 1987).....	268
FIGURE 4-34 : SYNTHÈSE GEOLOGIQUE DU PUIITS MC12 AVEC ASSOCIATION DE L'IMAGE DE PAROI DE PUIITS OPTIQUE, LOG GAMMA RAY SPECTRAL (SGR), PROFILS DE CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DE LA FORMATION (C_o) ET DU FLUIDE (C_w) ET ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE INTEGRANT LA TAILLE DES GRAINS, LES BIOELEMENTS ET LA TEXTURE. DES PHOTOS DE CAROTTES ILLUSTRENT CERTAINS NIVEAUX OU STRUCTURES SPECIFIQUES.....	272
FIGURE 4-35 : CARTE DU SUD DE L'ILE DE MAJORQUE INTEGRANT LA LOCALISATION ET LES LOGS LITHOLOGIQUES DES AFFLEUREMENTS ACCESSIBLES DE LA PLATE-FORME.....	275

FIGURE 5-1 : SYNTHÈSE DES HÉTÉROGÉNÉITÉS DU PUIS MC10 EXTRAPOLÉE AUX PUIS MC9, MC16 ET MC17. LES IMAGES DE PAROI DE PUIS OPTIQUE FONT LA TRAME ; LES INTERVALLES BLEUS REPRESENTENT LES ZONES VACUOLAIRES À KARSTIQUES, LA LARGEUR DE L'INTERVALLE MONTRANT L'ABONDANCE DE LA POROSITÉ ; ET LES INTERVALLES HACHURES NOIRS SONT LES ZONES INDURÉES MICROBIALITES-PALEO EMERIONS.	280
FIGURE 5-2 : SYNTHÈSE DE PROFILS DE RESISTIVITÉ ISSUS DE L'OBSERVATOIRE (MC9) SUR LA PÉRIODE 2005-2009 (FIGURE DU DESSUS), COMPARE À L'IMAGE DE POROSITÉ VACUOLAIRE (IMAGE DE FOND EN NIVEAU DE GRIS), LE PROFIL DE MACROPOROSITÉ (EN %, COURBE ORANGE) ET LA CONCENTRATION EN URANIUM (EN PPM, COURBE VERTE).	281

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 3-1: LISTE DES MINI-CAROTTES EXTRAITES DES CAROTTES DU PUIT MC10.....	95
TABLEAU 3-2: LISTE DES LAMES MINCES REALISEES DANS LES CAROTTES DU PUIT MC10.....	96
TABLEAU 3-4 : VALEURS DE RESISTIVITE ET CONDUCTIVITE ELECTRIQUES POUR DIFFERENTES ROCHES ET FLUIDES (POLAZCKY, 1987). 98	
TABLEAU 3-6 : LISTE DES MINI-CAROTTES EXTRAITES DES CAROTTES DU PUIT MC10, UTILISEES A LA CALIBRATION DE LA METHODE DE POROSIMETRIE PAR RAYONS X. LES MATRICES DOLOMITIQUES SONT SURLIGNEES EN GRIS.....	110
TABLEAU 3-7 : VALEURS TYPIQUES DES PARAMETRES DU RADAR-SOL (SOURCE : COURS DE GEOPHYSIQUE DE GEOSCIENCES MONTPELLIER)	118
TABLEAU 3-8 : PROPRIETES ACOUSTIQUES DE QUELQUES MATERIAUX (MODIFIE D'APRES HAYMAN ET AL., 1991).	122
TABLEAU 4-1: RECAPITULATIF DES DONNEES ACQUISES EN PUIT ET EN SURFACE. L'ANNOTATION «O» INDIQUE UNE ACQUISITION; «-» PAS D'ACQUISITION, «C» UNE ACQUISITION PROCHE DE CE PUIT.	226

CHAPITRE 1: INTRODUCTION

1.1 Importance des ressources en eau en zone littorale et insulaire

Près des deux tiers de la population mondiale vivent à moins de 400 km du littoral et un peu plus de la moitié à moins de 200 km. Cette zone ne représente pourtant que 10% de la surface de la terre émergée (Hinrichsen, 2007). Les régions côtières sont souvent dépendantes des eaux souterraines utilisées comme source principale d'eau douce pour les activités domestiques, touristiques, industrielles et agricoles.

L'accroissement de la population mondiale particulièrement dans les grandes villes souvent côtières, l'intensification des activités agricoles, industrielles et touristiques menacent les nappes d'eau souterraines. Un grand nombre d'aquifères côtiers est donc actuellement en danger en raison de leur surexploitation et/ou de sécheresse naturelle. Ces risques ne vont pas s'amoinrir dans le futur en raison du réchauffement climatique global.

Pour répondre à cette problématique, les Etats (par l'intermédiaire des laboratoires scientifiques) misent sur une meilleure compréhension des réservoirs côtiers afin d'en améliorer leur gestion et leur conservation.

1.2 Problématique

Intrusion salée

Certaines nappes d'eaux souterraines, en domaine côtier, présentent des quantités de sel au dessus des limites de potabilité. Cet excès de salinité est souvent lié à une contamination de la nappe d'eau souterraine par l'eau de mer (présence d'un « biseau salé » vers les terres). Cette salinisation naturelle peut être accélérée par la modification des conditions physico-chimiques des nappes. Ces modifications peuvent être naturelles ou anthropiques.

Le phénomène d'intrusion saline correspond à un transfert d'eau salée (de la mer) vers les aquifères d'eau douce. Ceci se produit lorsque le réservoir d'eau douce est hydrauliquement connecté avec le front marin. Ce comportement est dû à des pressions osmotiques différentes entre les deux eaux (concentration ionique plus importante dans l'eau de mer). Les concentrations ioniques tendent à

s'équilibrer par écoulement de l'eau salée vers l'eau douce. A plus haute altitude, le gradient de pressions osmotiques est généralement compensé par le fait que la colonne d'eau douce (pression hydrostatique) est plus importante que la colonne d'eau salée. La différence de pression hydrostatique entre les deux liquides provoque un mouvement de l'eau douce vers l'eau salée jusqu'à ce que le gradient de pression osmotique soit aussi élevé que le gradient de pression hydrostatique. Ceci empêche donc l'eau salée de pénétrer dans les aquifères côtiers (Barlow, 2003) et une interface se forme à la limite terre-mer (Figure 1-1). La limite entre l'eau salée et l'eau douce n'est pas nette : une zone de dispersion, appelée zone de transition ou interface d'eau salée, donne une eau de mélange saumâtre.

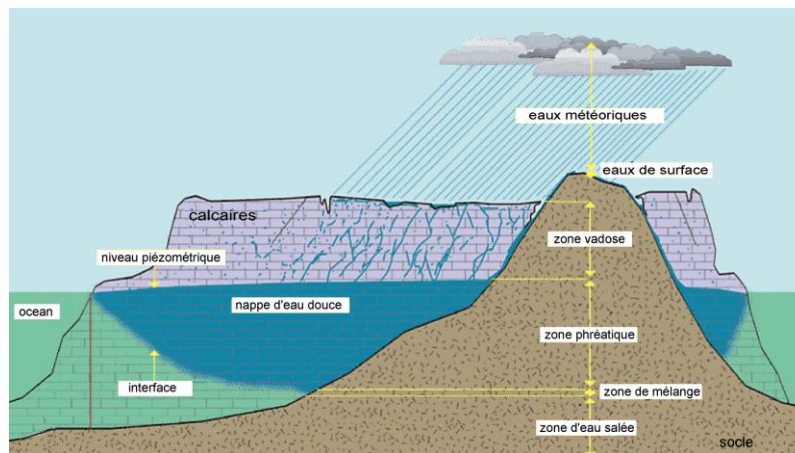


Figure 1-1 : Coupe schématique d'une intrusion saline dans un aquifère côtier, en milieu insulaire (Taborosi et al., 2003).

Risque environnemental / Accélération du phénomène de salinisation

L'intrusion saline est considérée comme le risque de pollution majeur des aquifères côtiers, car elle est difficilement réversible. Comme évoqué plus haut, cette salinisation naturelle peut être accélérée par des modifications des conditions physico-chimiques des nappes. Plus particulièrement par les activités telles que les pompages (Figure 1-2), constructions de barrages, ou par des modifications environnementales comme les variations du niveau de la mer ou le changement du climat. Ceci complexifie l'exploitation d'un aquifère en zone littorale (Ledoux, 1986).

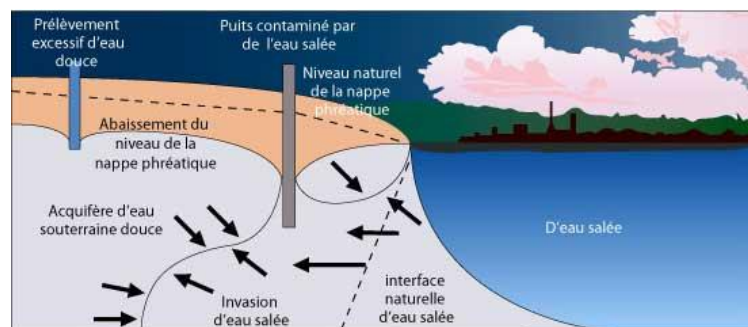


Figure 1-2 : Coupe simplifiée littoral – terre illustrant la propagation de l'intrusion saline, influencée par des pompages excessifs (source : Ministère de l'environnement du Canada, <http://www.gnb.ca>).

Le premier phénomène d'intrusion saline a été détecté en 1845, à Long Island (New York). Depuis, ce phénomène a été observé dans de nombreux aquifères côtiers de l'Afrique du Nord, du Moyen-Orient, de la Chine, du Mexique, des États-Unis, du pourtour Méditerranéen (Figure 1-3)...

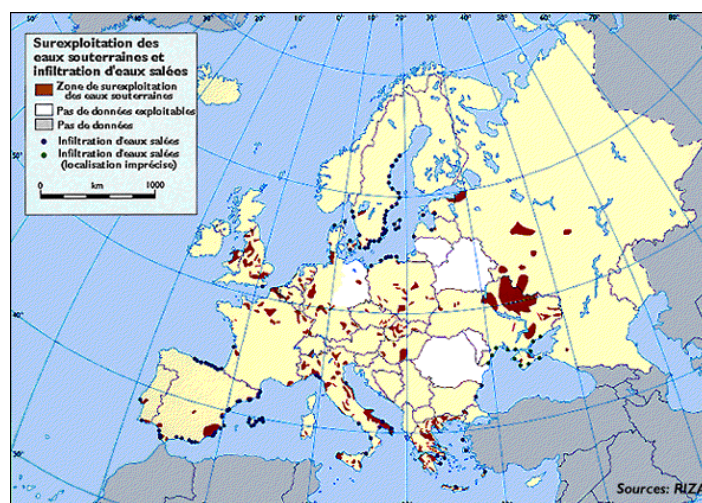


Figure 1-3 : Surexploitation des nappes phréatiques et intrusion d'eau saline en Europe (Source : RIZA ; <http://www.planetecologie.org/encyclopedie/Statistiques/P67.htm>).

Différentes techniques ont été développées pour stopper le phénomène de salinisation et consistent soit en la diminution du gradient de pression osmotique soit en l'augmentation du gradient de pression hydrostatique. Par exemple, certaines villes des États-Unis ont essayé de maintenir les niveaux d'eau souterraine en emmagasinant les eaux de ruissellement ou les eaux fluviales afin de recharger lentement la nappe d'eau souterraine. D'autres pays ont opté pour l'installation de « puits barrière » près du rivage afin de pomper l'eau salée. Une autre méthode est la mise en place d'une série de puits d'injection d'eau douce près de la côte. Pour résumer, ces solutions de remédiation ont fait leur preuve pour maintenir l'équilibre nécessaire entre l'alimentation de la nappe souterraine et le pompage pour l'approvisionnement en eau des grandes villes du monde. Cependant ces méthodes sont très onéreuses (10 à 100 milliers d'euros). D'autres solutions pour le maintien de la qualité et la pérennité de la ressource en eau potable en milieu côtier sont donc attendues.

1.3 Etat de l'art

Suivi de la dynamique des intrusions salines

Depuis les années 1960, le phénomène d'intrusion saline a été largement étudié. Tout d'abord par la mise en place de forages scientifiques où les fluides et la roche-réservoir ont été étudiés séparément, soit par mesure de la chimie des eaux ou mesure des propriétés hydrauliques du réservoir (grâce à la présence de piézomètres). Les méthodes d'investigations géophysiques ont été introduites plus tard. Elles fournissent davantage d'informations sur la physico-chimie du fluide mais surtout sur les propriétés physiques et hydrauliques de la roche-réservoir.

La propriété physique probablement la plus utilisée est la conductivité électrique car elle présente un domaine de variations très important de 10^{12} Sm^{-1} (pour un métal) à 10^{-12} Sm^{-1} (pour un bon isolant) (Gueguen et Palciauskas, 1992). Cette conductivité présente une bonne sensibilité aux paramètres environnementaux comme la température mais surtout à la nature du fluide circulant au sein du réseau poreux. Elle peut également être facilement associée aux observations pétrologiques telles que la minéralogie ou l'altération. Elle est mesurable à différentes échelles, notamment grâce aux outils de mesure en forage (mesure scalaire de la résistivité, résistivité de paroi de puits, potentiel spontané...) ou de géophysique à grande échelle (tomographie électrique). La résistivité électrique peut donc donner des informations majeures concernant la nature du réservoir.

Aracil et al. (2003) et Wilson et al. (2006) établissent une carte de la distribution des sels dans le sous-sol par tomographie électrique de résistivité sur plusieurs sites côtiers espagnols (Murcia, Cantabria et Almería). Cette méthode couplée avec des modélisations géo-électriques et des modèles d'écoulements densitaires, permet de quantifier la dynamique de l'intrusion marine (Comte et Banton, 2007). Cependant, ces résultats présentent de faibles profondeurs d'investigations, les géométries des interfaces sont mal restituées et nécessitent des dispositifs d'acquisition variables selon les problématiques et sites étudiés. Ces méthodes géophysiques classiques ne permettent pas un suivi régulier des aquifères puisqu'il s'agit de mesures ponctuelles dans le temps. Elles ne permettent donc pas une bonne compréhension des phénomènes dynamiques. Elles sont généralement utilisées individuellement, et la plupart des études ne proposent pas d'intégration multi-échelle des observations. De récents progrès techniques ont permis le développement d'observatoires de résistivité en forage qui permet un suivi long terme en continu de la résistivité électrique en forage.

Notion d'hétérogénéité des milieux poreux et importance pour la dynamique des aquifères

La perméabilité est le paramètre physique le plus important qui influence le transport de fluides dans les réservoirs (Bousquié, 1979). Cependant, ce paramètre est difficile à estimer car il dépend de l'échelle d'observation et des méthodes d'investigation. La plupart des études s'attachent donc à caractériser la porosité et sa connectivité, qui sont des paramètres plus faciles à estimer (cf. partie 4.3).

La porosité d'une roche est un paramètre essentiel qui contrôle la circulation des fluides dans le réservoir et les interactions eau-roche. Par exemple, la porosité agit directement sur le temps de résidence des éléments chimiques dans le sol, et donc sur leur transfert dans la nappe phréatique (Beven et Germann, 1982 ; White, 1985 ; Mertz, 1991). L'étude des intrusions salines nécessite donc une connaissance tant quantitative que qualitative de la porosité du réservoir. On distingue deux types de porosité, 1) la porosité primaire liée à l'arrangement des constituants de la formation, 2) la porosité structurale ou secondaire, liée à la karstification, aux phases de déformation, ou même à l'activité

biologique (Childs, 1969). Cette porosité évolue dans le temps par transfert et accumulation de matière (dissolution / précipitation ; Katsube et Kamineni, 1983).

L'hétérogénéité définit la complexité d'un système formé de plusieurs éléments ou phases différentes. Un réservoir est dit hétérogène lorsque ses paramètres physiques et/ou hydrodynamiques sont variables dans le domaine d'étude considéré et à une échelle donnée. Les hétérogénéités du réservoir proviennent des caractéristiques primaires (minéralogie, porosité structurale, etc.), et des caractéristiques secondaires liées à des phases de déformation ou de diagenèse. La hiérarchisation de ces hétérogénéités contrôle les écoulements, la migration des espèces dissoutes et les réactions fluide-roche. Contrairement aux réservoirs gréseux, les réservoirs carbonatés sont très hétérogènes et caractérisés par l'absence de relations linéaires entre porosité et perméabilité (Lonoy, 2006) à toutes les échelles d'investigation pétrophysique standard (10^{-3} - 10^2 m).

1.4 Objectifs de la thèse

Intrusion saline sur l'île de Majorque

Les aquifères côtiers sont menacés de façon croissante par des intrusions d'eau salée. Dans un environnement souvent hétérogène, comprendre la dynamique des écoulements souterrains demande de développer une approche prenant en compte la structure géologique dans toute sa complexité. Les bassins et plateformes carbonatées représentent des réserves importantes d'eau douce. Cependant, ils présentent également une sensibilité accrue aux conditions environnementales. Leur système poreux est très complexe en raison de l'origine biologique des sédiments et de leur réactivité chimique. L'extrême rapidité des processus diagénétiques au sein de ces réservoirs (Moore, 2001) donne à ces sites d'étude une réelle importance en termes de suivi environnemental.

En Espagne, sur l'île de Majorque, les récits historiques racontent que les Romains avaient remarqué la présence d'une source salée dans une rivière située au nord de l'île. De nos jours, un puits d'observation (nommé S17) localisé au sud de l'île sur le site d'étude de Campos traverse la nappe libre de la plate-forme carbonatée de Lluçmajor et révèle une ligne d'eau salée à faible profondeur, dynamique selon les dires des habitants. Cette intrusion marine peut être une conséquence du déficit pluviométrique associé aux pompages agricoles intensifs. Elle représente un risque pour l'approvisionnement en eau «de qualité», acceptable pour l'irrigation des cultures et pour l'alimentation de la population car c'est la seule ressource en eau disponible pour cette région. Ces calcaires de Lluçmajor représentent un site propice aux études d'impact des zones eau douce – eau salée.

Etant donné la durée des processus étudiés (modification physique du réservoir par salinisation, observation des fluctuations d'origine naturelle et anthropique), il est souhaitable de disposer d'un site

expérimental pérenne tel que celui de Campos afin d'effectuer des séries de mesures, tant en surface qu'en puits. Il est également indispensable de pouvoir suivre au cours du temps ce système en cours d'exploitation et soumis à une contamination. En vue du développement de ce site d'observation, le déploiement d'un nouveau système de suivi hydrogéophysique à long terme et autonome permet de caractériser l'évolution spatiale et temporelle de l'aquifère.

Caractérisation des hétérogénéités du réservoir

La structure de Lluçmajor a fait l'objet d'études antérieures dans le cadre de projets européens comme ALIANCE (Advance Logging Investigations of Aquifers iN Coastal Environments, projet EKV-2001-0039, 2002-2005). Cependant, ces études ne proposent pas de modèle de structure et d'écoulement des fluides intégrant les observations faites à différentes échelles. Le site expérimental de Campos développé autour de ce puits S17, montre de fortes porosités et de grandes transmissivités hydrauliques (Maria-Sube, 2008 ; Gouze et al., 2008). Bien que ces résultats montrent un potentiel de modèle pour l'intégration des données hydrogéophysiques, la continuité latérale de modèles porosité est insuffisante, ce qui réduit considérablement la valeur prédictive de ces modèles (par exemple, Sudicky et Huyakorn, 1991; Gelhar, 1993; Zheng et Gorelick, 2003; Hubbard et Rubin, 2005). Un manque de relations entre les structures apparaît entre les changements d'échelles : par exemple, la porosité évaluée sur mini-carottes comparée à celle obtenue sur carottes ou même en forage. L'amélioration de l'imagerie géophysique peut pallier à la précision recherchée et nécessaire dans un domaine aussi hétérogène que les réservoirs carbonatés côtiers.

L'observation de la dynamique de l'aquifère est compliquée par une structure réservoir composée d'hétérogénéités interdépendantes. Si on considère le réservoir comme un milieu solide poreux plus ou moins saturé de fluides, beaucoup de questions sont à aborder pour comprendre les propriétés hydrodynamiques de ce système à partir des propriétés physiques du réservoir. La porosité représente le paramètre support de ces interactions eau/roche.

A grande échelle, les positions précises des fractures et karsts sont importantes en vue de leur influence sur l'expansion de l'intrusion d'eau salée. A petite échelle, les hétérogénéités possédant différentes propriétés hydrauliques influencent aussi la propagation de l'intrusion saline. De plus, les variations de saturation en eau salée complexifient le réservoir aquifère par quatre environnements hydrauliques (zones vadose, phréatique, de mélange et d'eau salée ; Figure 1-1), chacun présentant des processus spécifiques de modification de la structure poreuse et par conséquent des propriétés hydrauliques. La variabilité des propriétés réservoir demande de disposer de techniques d'auscultation à la fois fondamentales au niveau des processus physiques et expérimentales (laboratoire et *In Situ*). Une approche pluri-méthodes et pluri-échelles de l'état de la structure implique une base importante pour la compréhension de l'évolution des hétérogénéités de réservoir.

Les enjeux dans les domaines d'observation de la statique à la dynamique sont à l'origine de cette thèse en vue d'une meilleure caractérisation des propriétés du réservoir. Une meilleure compréhension de l'évolution de la structure poreuse représente une aide importante pour la localisation et l'étude des mouvements des fluides souterrains.

Nous proposons, dans le cadre de cette thèse, de caractériser les structures de la plate-forme carbonatée Lluçmajor de l'île de Majorque qui constitue un laboratoire naturel d'une centaine de mètres d'épaisseur à quelques dizaines de kilomètres de large. De nouvelles contraintes sur la porosité seront apportées au réservoir calcaire Miocène de Lluçmajor à différentes échelles d'observation et intégrées dans un modèle de porosité multi-échelle. Ce travail est basé sur des analyses directes de la porosité sur carottes, mais aussi sur des mesures quantitatives et qualitatives (topologie) de la porosité par mesures physiques et hydrologiques. Des disciplines variées (sédimentologie et stratigraphie – diagenèse – pétrophysique – géophysique) sont par conséquent abordées afin de caractériser et comprendre au mieux le système carbonaté étudié. Cette approche nécessite une bonne connaissance des processus qui ont pu affecter le réservoir depuis sa création jusqu'à aujourd'hui, soit pour le réservoir de Majorque une histoire longue de 23 millions d'années (Ma). Nous nous attachons donc à toujours relier mesures physiques et observations géologiques.

Nous avons défini cinq échelles d'investigation, basées sur cinq méthodes d'observation :

- 1) A l'échelle du pore : des mini-carottes ont été scannées à très haute résolution afin d'en extraire la microstructure. Une acquisition multi-résolutions permet de déterminer les premières relations dans le changement d'échelle ;
- 2) A l'échelle centimétrique : des carottes issues des forages ont été analysées en détail par le biais de scans de tomographie aux rayons X ;
- 3) A l'échelle décimétrique : les images géophysiques de paroi de puits ont été utilisées pour extraire la macro- et méso-porosité par traitement d'image ;
- 4) A l'échelle métrique : des images géophysiques en surface ont été réalisées afin d'imager la composante karstique du réservoir et de détecter les hétérogénéités latérales du réservoir récifal entre les forages ;
- 5) Plus succinctement, à l'échelle hectométrique : un nombre conséquent de puits sur la plate-forme permet de mieux comprendre la relation hydrodynamique entre la côte et le site expérimental.

Les principales questions auxquelles nous essayerons de répondre sont :

1) Quelles sont les répartitions verticales et horizontales des différentes hétérogénéités (porosités) ?

- ♦ Quelle est la variabilité des échelles de porosité selon les méthodes d'étude ? Leurs interrelations géophysique-pétrophysique afin de les intégrer dans un modèle ?
- ♦ Des niveaux poreux et non poreux peuvent-ils être localement détectés par les outils géophysiques ?
- ♦ Qu'apporte l'utilisation de la géophysique de surface et inter-puits sur leur extension spatiale ?

2) Imagerie - Jusqu'à quel niveau de complémentarité, les méthodes d'imagerie de la roche s'approchent-elles de celles de pétrophysique ?

- ♦ Un traitement des images de paroi de puits permettrait-il d'extraire plus d'informations sur les hétérogénéités des puits ?
- ♦ Quelles sont les méthodes d'analyse et les outils d'imagerie qui permettent de restituer au mieux les connaissances géologiques ?
- ♦ La tomographie rayons X permet d'imager la structure interne de la roche de la taille de la carotte à la mini-carotte ; mais pour quels types de propriétés et quels sont les volumes élémentaires ?

3) Quelle est l'évolution possible des différentes porosités ?

- ♦ Quels sont les liens entre les hétérogénéités du réservoir et les différentes zones hydrologiques composant un aquifère côtier ?
- ♦ Quelle est l'origine des ciments qui obturent l'essentiel de l'espace intergranulaire, des vugs et des fractures ? Ou des fluides qui élargissent la structure poreuse ?

4) Quelle est l'influence des paléo-environnements de dépôt et/ou de l'architecture sédimentaire sur la distribution de la porosité ?

- ♦ Les sédiments carbonatés ont-ils enregistré un signal paléoclimatique et/ou eustatique ?
- ♦ Des corps sédimentaires particuliers, à faciès potentiellement perméables forment-ils des drains et/ou des niveaux très cimentés ?

Le présent travail sera articulé en cinq chapitres. Ce premier chapitre, introduction et mise en place de la problématique et des objectifs, est suivi du Chapitre 2, état des connaissances des réservoirs carbonatés et plus particulièrement du réservoir Lluçmajor de Majorque. Le Chapitre 3, méthodologique, consiste à décrire les outils et méthodes utilisés au cours de cette thèse. Le Chapitre 4 réunit les résultats et discussions. Il s'articule en cinq parties dont trois publications. La première publication, soumise au *Journal of Applied Geophysics*, s'intitule « Quantitative characterization of heterogeneities in a reefal carbonate reservoir from borehole wall images: sedimentological and

petrophysical implications ». Elle porte sur la quantification de la macroporosité (porosité de dissolution) par traitement des images de paroi de plusieurs puits, reliée aux spécificités géologiques des puits. La deuxième publication, soumise au journal *Journal of Sedimentary Research*, s'intitule « Coupled characterization of heterogeneous carbonate structure from 3D X-ray tomography core scans and petrophysical analyses ». Elle consiste en la quantification de la porosité totale et des différentes phases de structures d'un puits par traitement d'images de carottes scannées aux rayons X. La troisième publication « Heterogeneity of carbonate pore network analyzed by multiscale X-ray microtomography » est soumise au journal *Water Resources Research*. Elle décrit et discute l'analyse multi-résolutions des microstructures par imagerie synchrotron. Les quatrième et cinquième parties de ce Chapitre 4 présentent respectivement, les hétérogénéités à l'échelle du site de Campos, puis l'intégration du site à la plate-forme de Lluçmajor. Enfin, le Chapitre 5 intègre l'ensemble de ces résultats afin de proposer un modèle poral multi-échelle pour le site de campos sur la plate-forme de Majorque. Nous en tirerons enfin des conclusions quant à la dynamique des écoulements sur le réservoir de Campos.

CHAPITRE 2: RESERVOIR CARBONATE, CAS DE LA PLATE-FORME DE LLUCMAJOR (MAJORQUE, ESPAGNE)

Ce Chapitre 2 est destiné à décrire l'état de l'art dans l'étude et la compréhension des réservoirs carbonatés. Il débute par des rappels généraux de la géologie des roches sédimentaires carbonatées, fait la description des diverses structures composant ces réservoirs et apporte un regard hydrogéologique. Il introduit les différents paramètres géologiques, structuraux et hydrogéologiques nécessaires à la caractérisation du milieu carbonaté.

Ensuite, nous présenterons plus spécifiquement le site d'étude tout d'abord de manière globale puis en focalisant de manière progressive sur la zone d'étude. Cette digression permettra d'expliquer le choix du site.

2.1 Réservoir carbonaté

Les roches carbonatées présentent des aspects uniques et distinctifs des autres roches dont leurs origines (liées à divers environnements de dépôt), leur composition primaire (dépendante des activités biologiques et organiques) et leur sensibilité aux modifications post-dépôt conduites par de nombreux mécanismes et processus. Ces trois caractéristiques sont importantes pour analyser la structure de ces roches carbonatées.

Cette première partie a pour objectif de faire un rappel succinct des différentes roches carbonatées existantes, en se focalisant sur celles de cette étude, et des paramètres constitutifs utilisés pour déterminer et caractériser ces roches. Pour de plus amples informations sur la géologie des carbonates, les ouvrages de Purser (1980) et Moore (2001) peuvent être consultés.

L'hétérogénéité de ces roches sédimentaires est généralement augmentée, à toutes les échelles spatiales (millimétrique à kilométrique) par la surimposition de lithofaciès carbonatés spécifiques à l'environnement de dépôt dans lesquels ils s'établissent. Le partitionnement stratigraphique des roches

carbonatées en réponse à des changements environnementaux globaux et locaux, est un facteur supplémentaire de l'hétérogénéité des réservoirs.

2.1.1 Géologie des carbonates

Les carbonates sont formés dans des environnements particuliers et sont d'origine biochimique. Les organismes constitutifs jouent donc un rôle important et ont un rôle direct dans la détermination de la qualité du réservoir.

Les sédiments carbonatés sont particulièrement sensibles aux changements environnementaux. En effet, leur sédimentation est rapide mais facilement inhibée. Les variations de température influent sur l'activité biogénique et affectent la production de sédiments; donc une grande partie de la production des carbonates dépend fortement de la profondeur d'eau. Les carbonates se forment dans des environnements spécifiques. Les environnements varient des milieux de lagunes littorales, des constructions organiques de plate-forme, des barrières de marges et de bassin.

Les carbonates sont essentiellement autochtones, soit une mise en place très proche du milieu d'origine des constituants. Leur texture dépend plus de la nature des grains squelettiques que des facteurs externes.

2.1.1.1 *Sédiments carbonatés*

La majorité des sédiments carbonatés est produite de façon biologique ou biochimique. Il existe quatre principaux types de particules de sédiments carbonatés:

1. Précipités: formés par du carbonate de calcium par précipitation directe ou biologique : exemple des ooïdes et des boues calcaires,
2. Bioclastes: coquilles calcaires, tests, spicules et autres structures corporelles,
3. Peloides: excréments de carbonate cimentés et agglutinés ou autres grains de carbonate diagénétiquement modifiés,
4. Lithoclastes: fragments de sédiments consolidés, durcis ou lithifiés.

La majorité des sédiments carbonatés est produite par les squelettes d'organismes et des précipités entourant des organismes phototrophes. Ils sont également constitués de nombreux organismes marins photosynthétiques tels que les microbes et les algues installés sur les coraux et autres bioconstructions. Cependant, la plupart de ces organismes est limitée à des environnements spécifiques.

Regarder de manière détaillée la communauté biologique révèle des informations sur la paléogéographie et paléo-océanographie, sur la base de la détermination de zones climatique et géographique spécifiques à chaque organisme vivant. L'étude des assemblages de fossiles marins

benthiques joue un rôle clé pour l'établissement de l'environnement de dépôt et ses facteurs spécifiques.

2.1.1.2 *Faciès carbonatés*

La nomenclature des lithofaciès dans cette thèse suit la classification de Dunham (1962) complétée par Embry et Klovan (1971) (Figure 2-1).

La classification de Dunham présente l'avantage de mettre l'accent sur des propriétés structurales particulièrement significatives pour l'interprétation des environnements de dépôts. Les divisions de textures les plus utiles dans les roches carbonatées sont basées sur l'abondance d'éléments figurés (grains) et la présence d'une matrice ou d'un ciment. Ces deux auteurs ont affiné la classification de Dunham en divisant le boundstone en trois nouveaux termes spécifiques aux calcaires autochtones (organismes en position de vie, non transportés).

1. contenant moins de 10% d'éléments > 2 mm:

- avec matrice micritique:

mudstone: calcaire (*mud supported*) et contenant moins de 10% d'éléments figurés,

wackestone: plus de 10% de grains, mais texture non jointive (*mud-supported*),

packstone: roche calcaire dont les éléments figurés sont pratiquement tous jointifs, avec toutefois un peu de matrice micritique intergranulaire (*grain-supported*).

- avec ciment sparitique:

grainstone: roche calcaire dont les éléments figurés sont jointifs, reposant les uns sur les autres (*grain supported*). Le ciment sparitique est intergranulaire, peu abondant.

2. contenant plus de 10% d'éléments > 2 mm:

boundstones, constructions récifales, les composants originaux ont été liés entre eux :

- au moment du dépôt et demeurent en position de vie:

bafflestone: organismes fossiles branchus piégeant le sédiment en suspension en agissant comme un filtre (exemple: bryozoaires),

coverstone: organismes lamellaires ou tabulaires stabilisant le sédiment par leur simple présence (exemple: tabulés lamellaires des monticules),

bindstone: organismes fossiles tabulaires ou lamellaires stabilisant et liant le substrat par encroûtement (exemple: algues corallines). La composante supportant la structure est formée par la matrice,

framestone: organismes fossiles massifs édifiant une charpente rigide in situ (exemple: coraux constructeurs actuels),

- non construit avec plus de 10% des grains > à 2 mm, pour des faciès allochtones (éléments déplacés):

floatstone: texture non jointive,

rudstone: texture jointive.

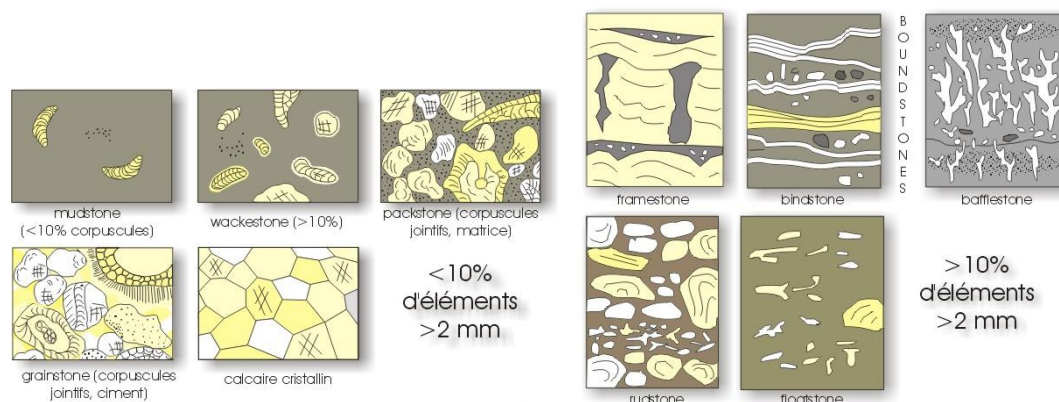


Figure 2-1: Classification des roches calcaires selon Dunham (1962) et, Embry et Klovan (1971).

2.1.1.3 Environnements de dépôts de plate-forme

Facteur tectonique

Le mouvement des plaques tectoniques contrôle la subsidence et le relief du socle de la plate-forme carbonatée. La marge passive est inactive sur le taux d'accumulation de ses sédiments. Cependant, elle doit répondre aux modifications de son environnement générées par sa propre tectonique active, d'où la variété de morphologies de plate-forme dans le monde. De plus, la tectonique peut jouer un rôle dans la quantité de sédiments clastiques terrigènes pénétrant la zone de plate-forme.

Production de sédiment

En dépit de la façon dont les sédiments sont produits, un certain nombre de caractéristiques peuvent changer la quantité de sédiments restant en place.

1. Vagues: si la production carbonatée est exposée aux actions de forte énergie des vagues, les constituants carbonatés fragiles sont arrachés. Cette érosion peut laisser place à un système de consolidation des organismes en place ;
2. Marées: un cycle peut, à la fois, apporter des sédiments dans la zone de production et les éroder, retirer vers le large ;

3. Tempêtes: ces événements de haute énergie peuvent augmenter la quantité de sédiments terrigènes sur les carbonates, ainsi qu'endommager les carbonates en place ;
4. Les courants océaniques: les courants, sources d'éléments nutritifs et d'eaux oxygénées, encouragent la croissance des carbonates. Ils peuvent aussi apporter des sédiments terrigènes.

Facteur eustatique

Un autre facteur à grande échelle influant la production de carbonate est l'alternance de cycles de haut et bas niveaux marins. Les périodes de haut niveau marin empêchent généralement l'érosion : une période de forte accumulation de sédiments résulte en une augmentation de la production carbonatée. Les périodes de bas niveau marin exposent la zone de production carbonatée ; ce qui se traduit par l'érosion et la lithification des sédiments de carbonate.

Les cycles de variation du niveau de la mer sont reconnus sur cinq ordres de magnitude, allant du cycle de premier ordre d'une période de 10^8 années au cinquième ordre de 10^4 ans. Les ordres de séquences de dépôt sont déterminés selon leur épaisseur, de leur géométrie et de la période du cycle eustatique. Les séquences à haute et à très haute fréquence, d'épaisseur métrique à décimétrique correspondent à des variations du niveau marin cycliques et périodiques (de 20 000 à 800 000 ans) dont le contrôle est d'origine astronomique (cycles de Milankovitch). Les séquences à moyenne fréquence, d'épaisseur pluridécimétrique, correspondent à des variations cycliques et non périodiques du niveau de la mer (3ème ordre: 1-3 Ma; 2ème ordre: 3-15 Ma) contrôlées à la fois par la tectonique et par l'eustatisme. Et les séquences à basse fréquence, non cycliques et non périodiques (10-40 Ma) enregistrent les variations d'origine tectonique.

Les diagrammes suivants illustrent les réponses de la plate-forme carbonatée aux changements à long terme (10^8 ans) du niveau relatif marin, le long d'une plate-forme avec bordure et bassin:

1. La baisse du niveau de la mer entraîne l'exposition de la partie supérieure de la plate forme carbonatée (Figure 2-2). La production de sédiments carbonatés ralentit et est limitée à la partie la plus distale (*outermost*). Seuls les environnements plus profonds tels que la pente et le bassin ont une production carbonatée limitée aux organismes planctoniques et un apport de sédiments allochtones par ruissellement. La partie de la plate-forme émergée peut être soumise aux phénomènes de diagenèse et karstification selon le climat et le temps d'exposition.

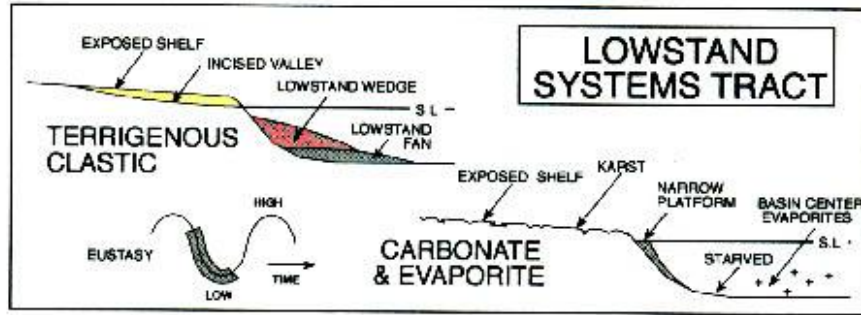


Figure 2-2 : Dessin du système résultant de baisse de niveau de la mer (Lowstand system tract, LST ; Walker et James, 1992).

2. Lors de l'élévation du niveau de la mer, la productivité carbonatée augmente et emplit les zones d'érosion (Figure 2-3). Une accretion verticale de sédiments peut être observée. Les taux élevés de croissance des récifs, périodiquement affaiblis par des périodes d'ennoyage ou de zone de minimum d'oxygène, construisent d'importantes bioconstructions. L'accumulation de sédiments de pente et bassin dépend du contrôle de la barrière récifale sur les échanges entre le lagon et le bassin ouvert. Généralement, une séquence tidale plane, progradante avec des contacts prompts ou progressifs, se dépose au niveau de la ligne d'eau du niveau de la mer. Une sédimentation mineure d'argiles prend place dans la zone subtidale. La sédimentation en zone profonde est limitée aux sédiments assez fins pour être transportés à travers la barrière récifale. Cette séquence de dépôt transgressive est souvent couverte par une surface d'inondation maximale causée par l'élévation du niveau de la mer.

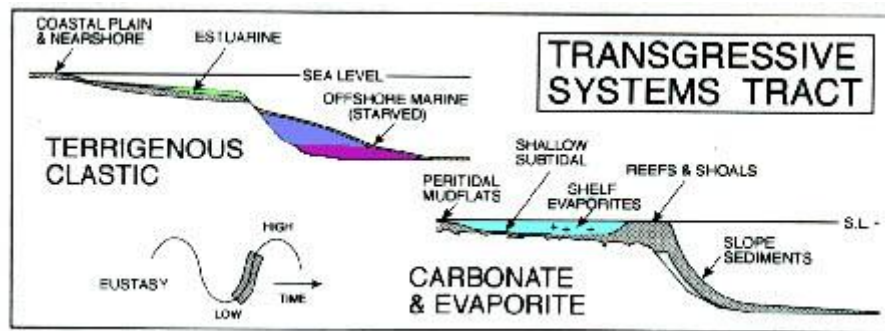


Figure 2-3 : Dessin du système résultant de l'élévation du niveau de la mer (*transgressive system tract*, TST; Walker et James, 1992).

3. La production de carbonate tend à diminuer à mesure que le niveau de la mer atteint ce plan de surface d'inondation maximale (Figure 2-4). Pendant une période, la construction récifale continue de s'édifier verticalement et latéralement. Des expositions périodiques des structures d'accrétion peuvent entraîner des épisodes diagénétiques mineurs. Lorsque le niveau de la mer s'arrête de monter, la production de carbonates s'arrête jusqu'à atteindre le niveau plan de l'eau. La principale zone de production se situe sur la pente submergée, où progradent les dépôts vers le bassin. La phase est caractérisée par une aggradation des sédiments suivie par une progradation.

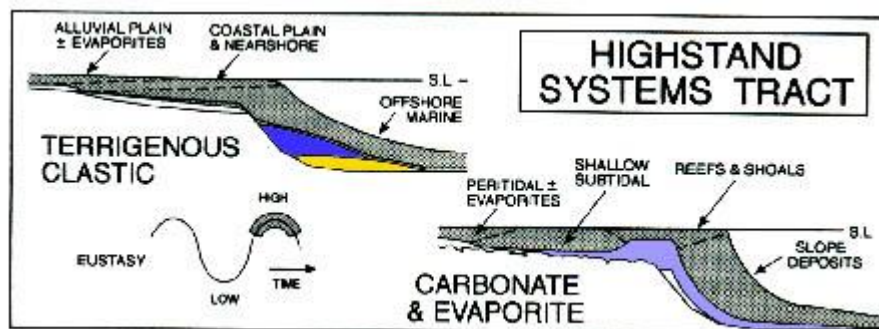


Figure 2-4 : Dessin du système résultant lors l'inondation maximale (highstand system tract, HST; Walker et James, 1992).

4. Lors de la chute du niveau de la mer, la séquence sédimentaire est caractérisée par une réduction de la production carbonatée et le dépôt de sédiments siliclastiques terrigènes en zone distale. La production carbonatée est arrêtée par la diminution de la colonne d'eau pouvant mener à une exposition subaérienne.

2.1.1.4 Cas de la plate-forme carbonatée tropicale

Le domaine continental

Le domaine continental est composé de dépôts lacustres, fluviaux, désertiques, karstiques. Il est en outre soumis à l'action des phénomènes météoriques, ce qui est à l'origine d'importantes transformations diagénétiques.

Les carbonates lacustres (eaux douces et salées) sont le résultat de précipitations inorganiques ou d'accumulations algo-microbiennes ou coquillères. Les précipitations inorganiques peuvent être liées à une soustraction de CO_2 (photosynthèse,...), à un mécanisme d'évaporation ou encore au mélange d'eaux à pH différents. Les accumulations de coquilles (gastéropodes, lamellibranches) sont du même type qu'en milieu marin mais avec des genres différents. Elles ne forment jamais qu'une faible proportion des carbonates lacustres.

L'identification des paléosols est importante car leurs présences témoignent d'émersions de longue durée. Ces témoins d'émersion sont rarement conservés dans l'enregistrement sédimentaire: ils sont souvent remaniés par la transgression marine qui suit l'épisode continental. Quelques critères sédimentologiques d'émersion rencontrés sont les changements brutaux de faciès, faciès continentaux, surface d'érosion, surface karstique... Des critères pédogénétiques sont également caractéristiques, tels les horizons carbonatés massifs ou horizons carbonatés laminaires, enduits minéralisés et cailloux noirs, traces de racines, présence de *Microcodium*, traces d'illuviation (migration et concentration des argiles vers les horizons inférieurs), concentrations locales de peloides (leur présence résultant de la fragmentation de la micrite par dessiccation)... Des critères diagénétiques alimentent aussi les hypothèses d'émersion par des différences de compaction des roches sous- et sus-jacentes, des

cimentations vadose (microsparitisation, calcite en micro-fibres) et présence d'argile verte dans la roche sous-jacente, essentiellement de l'illite, qui serait liée à la transformation d'un matériel pédogénique.

Par étude des critères géochimiques, les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ informent sur la nature des conditions environnantes. Une évaporation importante conduit à des rapports isotopiques plus élevés au sein des zones où cette évaporation est active. Par contre, des eaux météoriques montrent des valeurs plus faibles. Les rapports isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) sont essentiellement en relation avec les processus organiques, dont la photosynthèse. Ainsi, le carbone organique montre des rapports isotopiques faibles et les carbonates marins des valeurs plus élevées. Le lessivage de sols conduit également à des rapports isotopiques faibles.

Le domaine marin

La morphologie de la plate-forme est contrôlée par l'existence ou l'absence d'une barrière plus ou moins continue. En l'absence de rupture de pente nette, la profondeur augmente de façon progressive depuis le littoral jusqu'au bassin: on parle alors de rampe. L'existence d'une barrière a une influence directe sur le niveau d'énergie, le chimisme des eaux (salinité, oxygénation) et l'activité biologique: elle entraîne la distinction entre un milieu de plate-forme interne et un milieu de plate-forme externe (Figure 2-5).

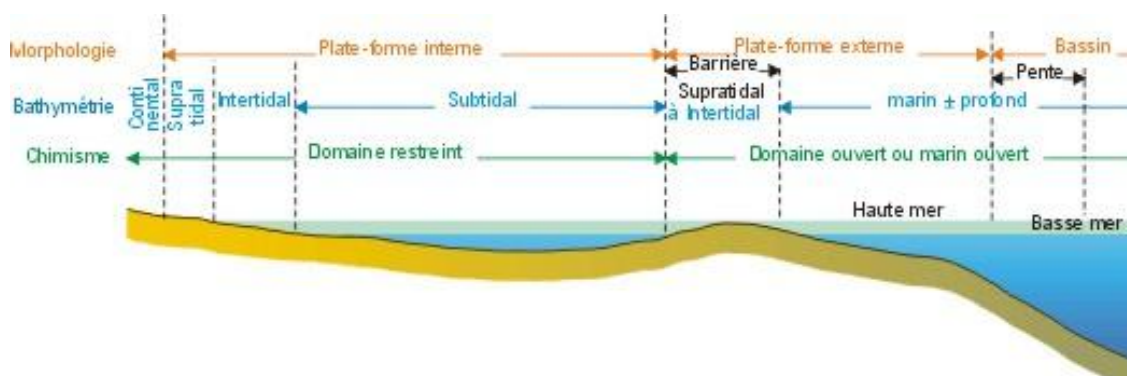


Figure 2-5: Répartition des environnements de dépôt sur une plate-forme avec barrière (source <http://planetesciences.fr/gd/S-e2-dimentologie.htm>).

Environnement 1 : Plate-forme interne

L'action des facteurs du milieu est à l'origine de la différenciation des environnements. Selon les zones d'influence de la marée, on distingue trois milieux sur la plate-forme interne. Un *milieu supratidal*, épisodiquement envahi par les hautes marées de vives eaux, présente des dépôts fonctionnels du profil de la côte. La présence à la fois d'eaux douces et salées en fait un milieu particulièrement favorable à la diagenèse précoce. Suit un *milieu intertidal* correspondant à la zone de balancement des marées, marqué par des dépôts et des faciès de plage, mangrove... C'est un milieu où la vie est

abondante mais seuls des organismes adaptés aux conditions écologiques extrêmes peuvent y vivre. C'est également un environnement privilégié de la diagenèse précoce. Une des formations les plus remarquables de la zone intertidale est le *beach-rock* qui résulte de l'induration rapide des sédiments par précipitation de ciment carbonaté entre les grains. Dans le *milieu subtidal*, l'importante diversité des faciès est liée au gradient hydrodynamique, en fonction du degré de restriction : éponges et échinodermes abondent.

Les tapis algo-microbiens actuels colonisent la zone intertidale des plate-formes carbonatées, avec une extension possible vers les zones supratidale et subtidale (Purser, 1980). La présence de tapis algo-microbiens indique des zones de dépôt légèrement surélevées, à l'abri relatif des apports sédimentaires.

Environnement 2 : Barrière

La barrière isole ensuite la plate-forme interne de la plate-forme externe où l'environnement est beaucoup plus stable et homogène, en liaison avec le milieu océanique. Elle est composée de *bioconstructions* regroupant toutes les structures construites d'origine organique, subdivisées en deux types:

Les *récifs* ou *biostromes* sont des bioconstructions, mises en place en eau peu profonde, dont les constituants locaux édifient une charpente rigide susceptible de résister à l'action des vagues ou des courants. Les dépôts récifaux sont généralement composés de fragments, de débris squelettiques localement transportés avec un volume mineur d'organismes d'origine in situ.

Les *monticules récifaux* ou *biohermes* sont toutes les bioconstructions, de forme grossièrement lenticulaire, sans charpente rigide. Ces monticules récifaux peuvent être à leur tour subdivisés en :

- *monticules algo-microbiens* à stromatolithes (Logan et al, 1964; tapis de cyanobactéries laminaires) ou à thrombolithes (Aitken, 1967; cyanobactéries à structure péloïdale ou grumeleuse, ou encore riche en fenestreae);
- *monticules micritiques* constitués principalement de micrite;
- *monticules squelettiques* comprenant une fraction non négligeable d'organismes à tests calcaires qui ne forment cependant pas de charpente rigide.

Environnement 3 : Talus

Le talus possède une pente moyenne, sous la zone photique et sous la zone d'action des vagues. Une sédimentation complexe se met en place avec des apports turbiditiques. Ces épandages sont accompagnés de coulées sédimentaires. Le talus est de ce fait essentiellement une zone de transit des sédiments. A la base des talus, les dépôts du glacis continental sont étalés sous forme de lobes.

Environnement 4 : Bassin

D'un point de vue biologique, on observe une dominance des organismes pélagiques dans le bassin. Le benthos est réduit avec l'absence totale d'algues. Un élément important est la présence de la zone d'oxygène minimale (ZOM), résultant de la consommation d'oxygène par la respiration des organismes et surtout par la décomposition de la matière organique. En ce qui concerne l'équilibre des carbonates, le degré de saturation de la calcite est inversement proportionnel à la profondeur. Les sédiments océaniques profonds sont constitués de boues carbonatées avec essentiellement de débris d'organismes planctoniques.

Modèle de plate-forme

Selon les critères liés aux facteurs physiques, le niveau d'énergie des faciès peut être estimé. Ceci permet en général de déterminer si les sédiments étudiés se sont déposés en eau calme ou agitée. Dans le cas d'un profil de plate-forme complexe, le gradient des niveaux d'énergie est discontinu: la plate-forme externe et la barrière présentent des niveaux d'énergie forts, comparables à ceux de l'intertidal, alors que ceux de la plate-forme interne sont faibles.

Afin d'arriver à une homogénéité dans la description sédimentologique et de faciliter l'interprétation des paléoenvironnements, Wilson (1975) a proposé une série de 24 "microfaciès standards" localisés dans un modèle général de plate-forme carbonatée (Figure 2-6). Ce modèle intègre ces microfaciès dans un système de neuf environnements de dépôt ("SFB"): bassin (SFB1), open sea shelf (SFB2), avant-talus (SFB3), talus d'avant-récif (SFB4), récif – environnement de haute énergie (SFB5), bordure de plate-forme avec corps sableux (SFB6), cordon littoral à circulation ouverte (SFB7), lagon et tidal à circulation restreinte (SFB8) et mares hypersalines (SFB9).

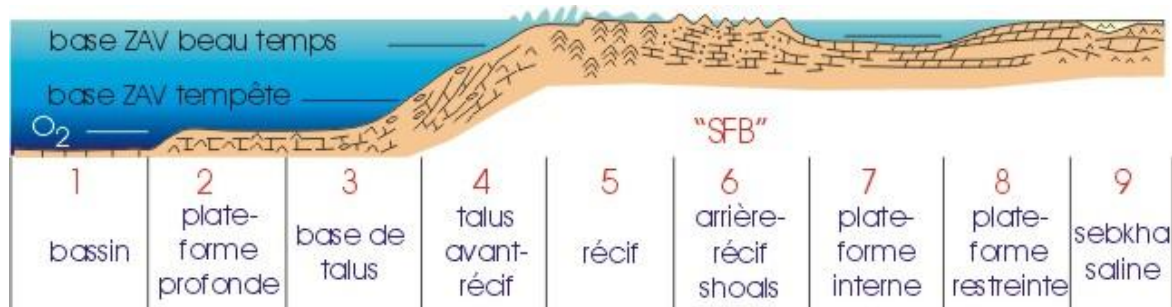


Figure 2-6 : Microfaciès standards "SMF" et environnements "SFB" de Wilson (1975) (hauteurs fortement exagérées).

Les biofaciès et lithofaciès corrèlent souvent, ou en d'autres termes, les organismes produisent des lithofaciès typiques.

2.1.2 Structure et diagenèse des carbonates

Une des principales propriétés pétrophysiques qui contrôlent les capacités de stockage et d'écoulement des fluides est la porosité. Elle est à l'origine de toutes les interactions fluides-roche induisant, en conséquence, son évolution géométrique. La porosité influe sur les propriétés de transport des réservoirs carbonatés. La perméabilité, une autre propriété pétrophysique principale, est fonction de la porosité. Mais les réservoirs carbonatés sont très hétérogènes et sont généralement caractérisés par l'absence de relations entre porosité et perméabilité (Lonoy, 2006).

Il est important de définir la composition des roches carbonatées et la notion de remplissage à l'origine de l'organisation de la structure de la roche. De même, la réactivité et la sensibilité des composants à certains facteurs et processus sont à rappeler. Les processus comme la compaction, la lithification et autres événements diagénétiques génèrent de grandes variations physiques du réservoir carbonaté.

2.1.2.1 *Minéralogie des sédiments carbonatés*

La minéralogie des carbonates est généralement simple : les principaux minéraux sont la calcite, la dolomite et l'argile en proportion mineure. Il existe une relation entre la minéralogie et la détermination des propriétés du réservoir.

La calcite, cristallisant dans le système cristallin rhomboédrique, est la phase thermodynamiquement stable du carbonate de calcium. L'aragonite, polymorphe orthorhombique de la calcite, est environ 1,5 fois plus soluble que la calcite. La calcite magnésienne représente un important sous-groupe des carbonates qui apparaît en tant que composante des squelettes et des ciments marins. Bien que les calcites magnésiennes aient les caractéristiques cristallographiques brutes de la calcite, la substitution par le magnésium affecte sa structure et sa solubilité. Une calcite à magnésium contenant environ 11% molaire $MgCO_3$ a approximativement la même solubilité que l'aragonite (Morse et Mackenzie, 1990). Idéalement, la dolomite stable se compose de l'égalité des masses molaires de carbonate de calcium ($CaCO_3$) et de carbonate de magnésium ($MgCO_3$). Lorsque la composition de la dolomite est enrichie en $CaCO_3$, sa géométrie est affectée et sa solubilité diminue (Morse et Mackenzie, 1990). Les dolomites de composition non idéale sont considérées caractéristiques de la précipitation rapide qui se forme, de nos jours, sur les estrans et replats supratidaux (Land, 1985). A la température et pression de surface, la calcite magnésienne est la plus soluble. L'aragonite, la calcite et la dolomite idéale deviennent progressivement moins soluble et plus stable. Ce contraste de la solubilité des minéraux, en particulier lors de l'exposition à des limites de séquences, est l'un des principaux facteurs dans la diagenèse des carbonates et de l'évolution de la porosité.

2.1.2.2 *Notion de remplissage*

La notion de grains jointifs et de remplissage de la matrice est étroitement liée à la forme des grains et à leur taille. L'estimation visuelle sur une lame mince en deux dimensions (2D) a tendance à biaiser l'observation vers une sous-estimation de la fraction granulaire (Figure 2-7). Inversement, plus la taille des grains diminue, plus leur présence est surestimée.

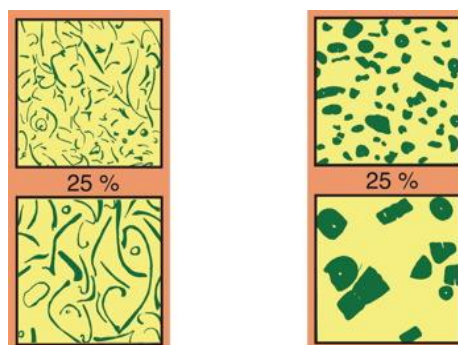
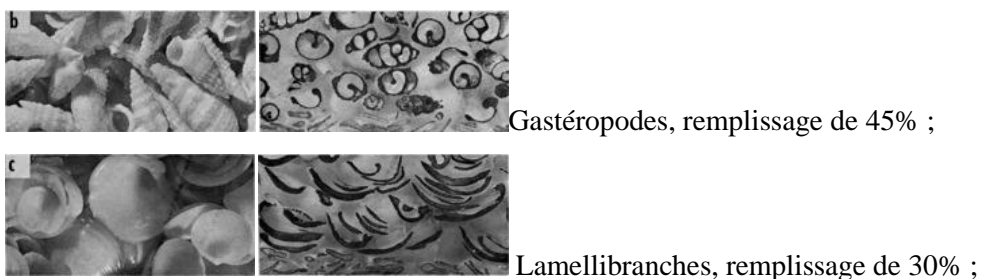


Figure 2-7: Coupes 2D montrant l'effet des paramètres de remplissage sur l'estimation de la porosité, (modifié d'après Flügel, 1982).

Les accumulations coquillières (illustrations de gauche) sont jointives et ne remplissent que 25% de la roche. Les petites coquilles (en haut à gauche) donnent une estimation visuelle supérieure aux coquilles plus grandes (en bas à gauche). Les illustrations de droite représentent des fossiles de récif. Elles représentent également 25% de la roche mais ne sont pas jointives. A nouveau les petits éléments (en haut à droite) tendent vers une surestimation de l'abondance par rapport aux plus gros (en bas à droite).

Les illustrations suivantes (Figure 2-8), issues de Dunham (1962) résultent de mesures de remplissages expérimentaux. Elles démontrent parfaitement le biaisage qu'induit une vue en coupe 2D sur un assemblage en trois dimensions (3D), ainsi que l'influence de la forme des grains sur la perception des grains jointifs. Il s'agit pour chacune des illustrations d'un assemblage à support granulaire.



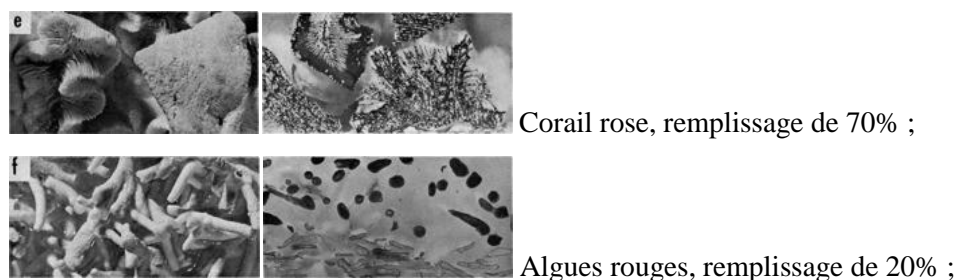


Figure 2-8: Illustrations et mesures de remplissage expérimentales en assemblage en 3D (à gauche) et en coupe 2D (à droite), issues de Dunham (1962).

2.1.2.3 Réseau poreux carbonaté

Terminologie et classification des types de pores

De nombreux travaux de recherche sur l'espace poral dans les roches carbonatées ont montré que l'espace poral peut être défini et classifié en termes de fabrique originelle et de propriétés pétrophysiques (Lucia, 2007 ; Zinszner et Pellerin, 2007). Les types de pores sont définis par les termes : intergranulaire, intercrystalline, moldique, intrafossile, shelter, caveux, fractures (Figure 2-9).

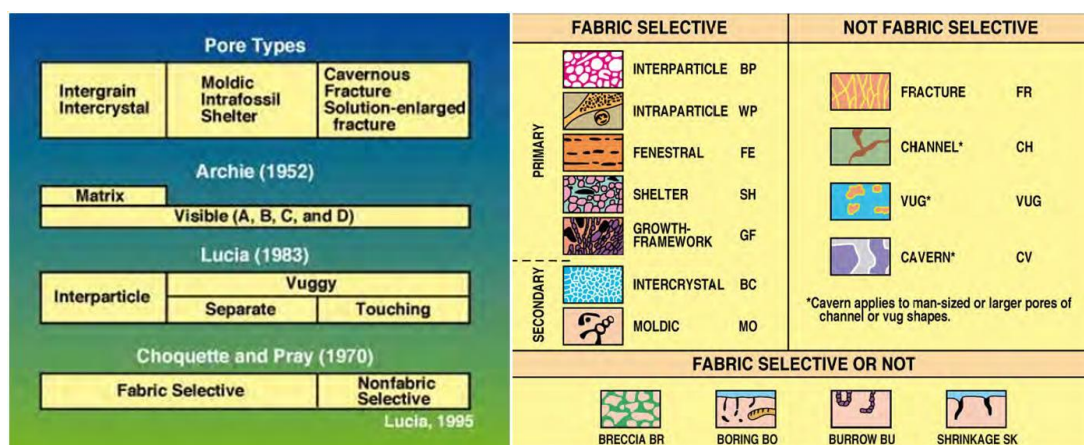


Figure 2-9 : A) Comparaison des classifications de l'espace poral selon Archie (1952), Choquette et Pray (1970) et Lucia (1983) ; B) Classification de la porosité dans les carbonates par Choquette et Pray (1970).

La classification souvent utilisée dans les modèles géologiques est celle de Choquette et Pray (1970) qui met l'accent sur la structure sélective. Elle informe sur la relation entre la structure d'origine de la roche et la porosité primaire. Cette classification est bien adaptée aux modèles géologiques qui intègrent le système de dépôt avec les processus diagénétiques afin de déterminer l'évolution de la porosité dans le temps. Lucia (1983) affine cette classification en détaillant l'espace poreux par son aspect pétrophysique (

Figure 2-10). Les pores interparticulaires (intergranulaires ou intercrystaux) où la porosité est dénommée porosité intergranulaire, sont séparés des pores intraparticulaires (*vuggy pore spaces*).

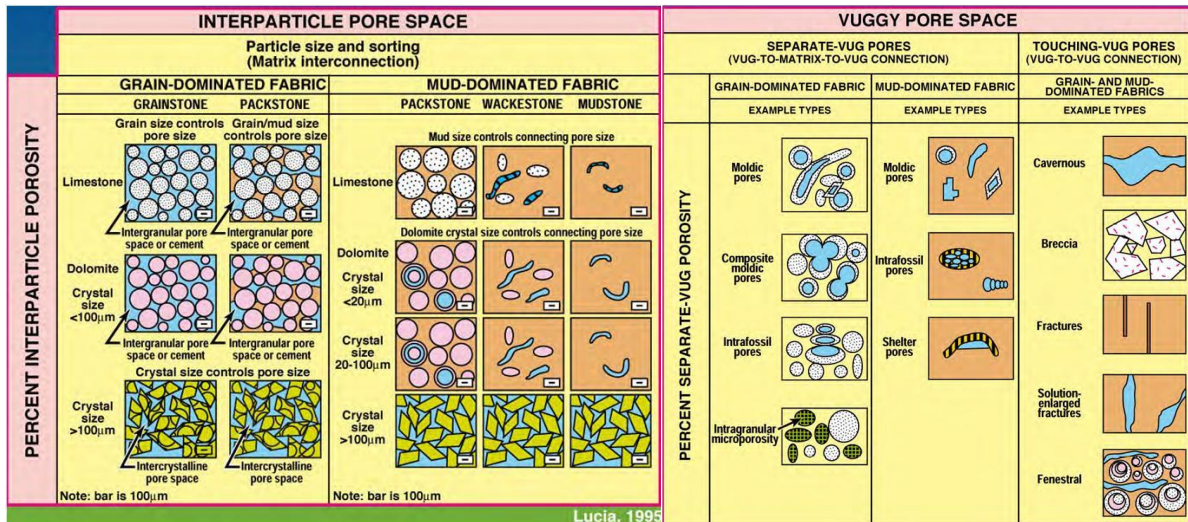


Figure 2-10 : A) Classification pétrographique et pétrophysique de l'espace poreux interparticulaire dans les carbonates (Lucia, 1995) ; B) Classification pétrographique et pétrophysique de l'espace poreux vuggy dans les carbonates selon Lucia (1983). Cette classification est basée sur les interconnexions des vugs.

Distribution des pores : micro- à macroporosité

La porosité, définie comme le rapport du volume des pores sur le volume total, est un des principaux et premiers paramètres pétrophysiques utilisés pour la caractérisation du réseau poreux.

Les classifications de la porosité en fonction de la taille des pores sont très nombreuses, généralement trois classes de pores sont distinguées : les nanopores (ou infrapores), les micropores et les macropores. Le seuil de coupure entre ces classes est variable selon les auteurs et dépend également des échantillons étudiés mais aussi des méthodes utilisées.

Auteur (année)	Méthode d'analyse	Seuils des classes de porosité		
Goni et al. (1968) in Bousquière 1979	porosimétrie mercure	Infra 0.03µm	Micro 7.5µm	Macro
Pittman (1971) in Bousquière 1979	MEB	Micro 0.5µm		Macro
Choquette et Pray (1970)	lames minces		Micro 62µm	Macro
Bousquière (1979)	porosimétrie mercure	Infra 0.01µm	Micro 1µm	Macro
	lames minces		Micro 5µm	Macro
Chrétien (1986)	lames minces		Micro 30µm	Macro
Rény (1993)	porosimétrie mercure	Infra	1µm	Micro
Verrechia (1992)	loupe binoculaire		Micro 50µm	Macro
	théorie	Infra	1µm	Micro
Loisy (1997)	porosimétrie mercure	Infra 0.1µm	Micro 1µm	Micro
	lames minces		Micro 30µm	Macro
Classes de porosité utilisées	porosimétrie mercure	Infra 1µm	Micro 7.5µm	
	lames minces	non observé	Micro 10µm à *40	Macro

Figure 2-11 : Récapitulatif des seuils de porosités déterminés selon les auteurs (synthèse de Fronteau, source : Fronteau, <http://www.ac-reims.fr/datices/vt/docsacad/craie/laporosite.htm>).

Pour cette étude multi-échelle et multi-méthode nous nous basons sur la classification de Choquette et Pray (1970). Cette classification, différencie les porosités liées à la nature du calcaire (morphologie des grains, croissance des ciments...) des porosités indépendantes du sédiment initial (fractures, karsts...). La classification considère l'espace poreux avec les pores et seuils suivants :

- *Micropore* : diamètre < 10 μm ; ces pores de très petite taille ont tout de même une forte influence sur les autres propriétés réservoir. Les micropores ne sont pas directement visibles en lame mince. Ils seront surtout observables et caractérisables au microscope ;
- *Mésopore* : ou pore capillaire, avec un diamètre de 10 – 62 μm ;
- *Macropore* : ou pore d'air, avec un diamètre > 62 μm .

Les micropores sont considérés comme intrinsèques à la structure. La mésoporosité est visible mais difficile à caractériser géométriquement sur des lames minces, nous parlerons donc parfois de microporosité étendue selon les méthodes d'observation.

Une différenciation entre porosité ouverte et porosité fermée s'avère également nécessaire pour la description du réseau poreux. La porosité ouverte désigne l'ensemble des pores connectés les uns aux autres permettant le transport. Au contraire, les pores fermés ne sont pas connectés et n'ont aucune influence sur les phénomènes de transport.

Porosité dans les carbonates

La porosité primaire intergranulaire est dominante dans les sédiments de type boueux. Ces sédiments présentent des porosités importantes allant de 40 à 50% (Enos et Sawatsky, 1981). La porosité primaire intragranulaire peut avoir différentes origines. Les loges de vie des divers organismes fournissent souvent une porosité importante. Les structures des tests et des squelettes d'organismes, comme l'arrangement ouvert des segments d'algues vertes ou la structure ouverte de nombreux polypes de coraux, fournissent aussi une porosité intragranulaire.

Les sédiments à support granulaire montrent généralement une gamme de porosité plus faible que les sédiments à support boueux (Enos et Sawatsky, 1981). Les porosités élevées observées dans les sédiments boueux de plate-forme proviennent de leur forme et structure. La perméabilité caractéristique des deux types de support montre une relation inverse à la porosité. La porosité dans le support granulaire n'en est pas moins importante. En effet, une faible porosité observée dans des sédiments granulaires est associée à une forte perméabilité alors que la forte porosité des sédiments boueux est liée à une faible perméabilité.

Associée à l'activité des organismes constructeurs de récifs, les porosités de structure framework et fenestrale sont des types de porosité de dépôt importants dans l'environnement récifal. Les

bioconstructeurs, tels les coraux scléactiniaires, peuvent construire une structure de récif ouverte, renfermant potentiellement d'importants volumes poreux lors de l'élaboration du récif. Le potentiel de porosité structurale dépend du type d'organismes constructeurs. De plus, le récif tend à se combler rapidement au cours de son développement précoce par des sédiments conduisant à un système de dépôt poreux complexe (Land et Moore, 1980; Tucker et Wright, 1990). Les algues corallines et les éponges ont tendance à ériger une structure plus fermée à cause de leur tendance encroûtante générale (James, 1983; Tucker et Wright, 1990). La porosité fenestrale couramment associée aux algues supratidales, aux sédiments à dominance boueuse, peut être localement importante.

2.1.2.4 *Hétérogénéités de porosité*

L'hétérogénéité de la porosité complexifie la prédiction des autres propriétés réservoir. Les carbonates peuvent présenter des distributions de taille de pores complexes (unimodale, bimodale et autres) ayant pour effet de larges variations de la perméabilité parfois pour une même porosité totale. Ils sont caractérisés par différents types de porosité :

- Le terme *vacuole* (*vug* en anglais) est un terme couramment utilisé pour définir une porosité, mais présente de nombreuses définitions et utilisations des plus variées. Une vacuole est un pore qui (1) a une géométrie plus ou moins équidimensionnelle ou sensiblement allongée, (2) est assez grand pour être visible à l'œil nu (diamètre > 62 µm) et (3) n'est pas spécifiquement lié de part sa position ou sa forme à la roche dans laquelle il s'est développé. Les chenaux peuvent être une forme développée de vacuoles. La porosité vacuolaire peut être subdivisée en porosités connectée et déconnectée ;
- La *porosité occluse* correspond aux espaces poreux totalement déconnectés du réseau poreux et non accessibles aux fluides mouillants (même au mercure sous pression) ;
- La *porosité libre* et la *porosité piégée* caractérisent une fraction de la porosité en fonction de son comportement vis-à-vis des fluides mouillants. La porosité libre se sature en fluide mouillant et celui-ci sera totalement restitué lors de la désaturation du milieu. La porosité piégée a un comportement différent car soit elle ne se sature pas en fluide lors de l'imbibition du milieu, soit elle ne restitue pas les fluides lors du drainage ;
- La *porosité interconnectée* ou *non connectée* : les macropores peuvent être connectés entre eux par de petits pores capillaires de forme globalement cylindrique (mauvais degré de connectivité) ou alors ils se connectent directement les uns avec les autres (fort degré de connectivité). Un fort pourcentage de porosité piégée peut indiquer que les pores sont mal connectés, mais il faut surtout relier le taux de connexion de la porosité au degré de perméabilité aux fluides ;
- La porosité initiale dite aussi *porosité primaire* est une porosité que le sédiment possède lors de son dépôt ou de sa formation, par exemple entre les grains ou à l'intérieur des organismes creux ;

- La porosité acquise dite aussi *porosité secondaire* est formée au cours de l'histoire du calcaire soit par des phases de dissolution ou de fracturation. Un calcaire montre souvent une alternance entre des phases de diminution de la porosité (poronécrose par compaction, cimentation...) et des phases de création de porosité (porogénèse par dissolution, fissuration...). Ainsi, la porosité primaire peut être partiellement ou totalement obturée par des phases diagénétiques postérieures.

2.1.2.5 *Diagénèse des carbonates*

Les carbonates sont particulièrement sensibles à la diagénèse post-dépôt. Cette diagénèse commence précocement. Les six principaux processus diagénétiques sont définis par Tucker et Barthurst (1990) ci-dessous :

- La *cimentation* a lieu lorsque le fluide poral est sursaturé par rapport à la matrice ou au ciment. Elle nécessite un apport important de CaCO_3 associé à un mécanisme d'écoulement de fluide efficace. En environnement marin, l'eau de mer circule dans les sédiments grâce à l'action des vagues et de la bioturbation. En subsurface, le mouvement des fluides est initié par la charge hydraulique. La source de CaCO_3 varie selon les environnements. En domaine marin, le CaCO_3 est issu de l'eau de mer alors qu'en zone météorique, la majeure partie est dérivée de la dissolution des grains de carbonate et de sédiments ;

- La *micritisation microbienne* est un processus où les grains squelettiques sont transformés en enveloppes micritiques issues des algues, bactéries et champignons, sur les fonds marins ;

- Le *néomorphisme* est un processus de remplacement avec changement possible de la minéralogie et de recristallisation. La recristallisation se réfère à des changements dans la taille des cristaux, sans changement de la minéralogie. Le processus néomorphique le plus commun est la transformation de grains fins en un ciment de cristaux grossiers en mosaïque. Le néomorphisme inclut la calcification, soit le remplacement de l'aragonite par de la calcite ;

- La *dissolution* des grains, ciments et calcaires lithifiés s'effectue à toutes les échelles en présence de fluides interstitiels sous-saturés. L'aragonite est moins stable que la calcite et se dissout en premier. Quant à la calcite, sa solubilité augmente avec son contenu en MgCO_3 . La dissolution est particulièrement importante dans les environnements de subsurface : par exemple, de petites vacuoles peuvent s'étendre et se développer jusqu'à la karstification ;

- La *compaction* devient un processus important si la pression augmente considérablement. Dans les premiers stades, le compactage mécanique est plus important et génère des fractures entre les grains ;

- La *dolomitisation* est le remplacement de la calcite par la dolomite avec obtention d'une roche calcaire dolomitisée, ou d'une dolomie secondaire. La dolomitisation affecte 30 à 40% des enregistrements carbonatés. Malgré de nombreux modèles disponibles, beaucoup de controverse subsiste quant à son origine : dolomitisation par eau de mer, en zone de mélange des eaux... Elle peut

être : (1) *précoce* en présence d'une eau de mer chaude (30-40°C), à salinité élevée, riche en sels magnésiens. Ces conditions sont en particulier réalisées dans des lagunes et dans les zones récifales. Les calcaires partiellement microcristallins sont les plus sensibles à la dolomitisation ; (2) *tardive* en présence de circulation d'eaux magnésiennes, plus ou moins chaudes, le long de fractures.

Machel (2005) souligne que la diagenèse est régie à toutes profondeurs par différents facteurs intrinsèques et extrinsèques qui comprennent les contraintes thermodynamiques et cinétiques, ainsi que les facteurs microstructuraux. La cimentation, la dissolution et la dolomitisation nécessitent un débit important d'eau (de tout type et/ou de salinité, allant de l'eau douce à l'eau salée), avec un certain gradient hydraulique. Les deux effets de la diagenèse qui sont particulièrement importants pour les réservoirs sont l'augmentation et / ou la réduction de la porosité, et par conséquent de la perméabilité. Par exemple, le lessivage complet des grains par des fluides météoriques interstitiels peut conduire à une inversion de texture qui peut améliorer la qualité du réservoir par dissolution ou la diminuer par occlusion ou cimentation. De même, la fracturation par compaction sous enfouissement et la stylolithification sont des processus diagénétiques communs dans les carbonates, créant respectivement de zones de haute perméabilité ou des barrières aux mouvements de fluides.

2.1.3 Hydrogéologie et diagénèse des carbonates

L'hydrogéologie des îles carbonatées est généralement similaire et déterminée par quatre processus (Vacher et Quinn, 1997). D'abord, les îles contiennent une eau douce dérivée des eaux de pluie, des eaux souterraines salées et un mélange de ces deux eaux. La différence de densités régie la stratification de trois zones hydrauliques composées d'eaux douce, saumâtre et salée. Ensuite, le niveau piézométrique est intimement lié au niveau de la mer. En effet, la haute conductivité hydraulique des carbonates, et particulièrement s'ils sont connectés à la mer, facilite cet équilibre du niveau. Cela implique des variations du niveau piézométrique liées aux variations du niveau de la mer. Il est évident que le niveau relatif de la mer joue un rôle majeur dans la surimpression diagénétique et l'évolution de la porosité. Puis, les carbonates sont typiquement plus perméables que le socle de l'île. Enfin, la conductivité hydraulique des carbonates varie progressivement, surtout si ces derniers sont en contact avec la surface et soumis à la circulation des eaux météoriques. En général, la conductivité hydraulique augmente avec le temps. Cette corrélation entre stratigraphie et conductivité hydraulique reflète le développement progressif de porosité karstique.

2.1.3.1 *Intrusion saline dans les îles*

Les premières formulations physiques de l'intrusion saline ont été faites par Badon-Ghyben (1888 - 1889) et Herzberg (1901), appelées par la suite la relation Ghyben-Herzberg (Figure 2-12).

Elles dérivent de solutions analytiques décrivant les comportements d'intrusion, basées sur un certain nombre d'hypothèses qui ne sont pas toujours applicables sur le terrain. La relation Ghyben-Herzberg suppose, dans des conditions hydrostatiques, que le poids unitaire de la colonne d'eau douce étendue du niveau de la nappe phréatique à l'interface eau salée est équilibré par une colonne unitaire d'eau salée qui s'étend du niveau de la mer à ce même point de l'interface.

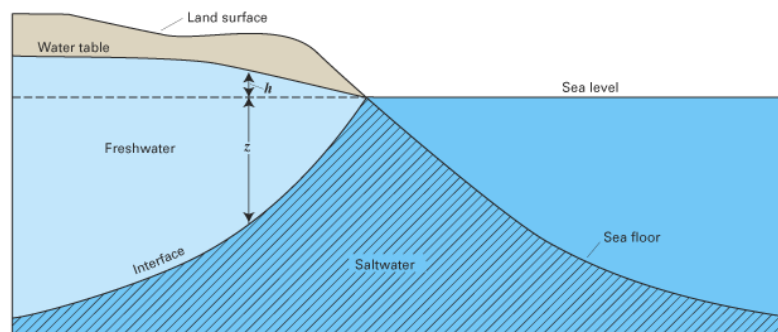


Figure 2-12 : Schéma du système de Ghyben-Herzberg (1901).

Cette figure illustre l'équation de Ghyben-Herzberg :

$$z = \frac{\rho_f}{(\rho_s - \rho_f)} h$$

L'épaisseur de la zone d'eau douce au-dessus du niveau de la mer est représentée par h et son épaisseur en dessous du niveau de la mer est symbolisée par z . Les deux épaisseurs h et z , sont liées par la densité de l'eau douce ρ_f et la densité de l'eau salée ρ_s . L'eau douce a une densité d'environ 1000 g/cm^3 à 20°C , tandis que celle de l'eau de mer est d'environ 1025 g/cm^3 . L'équation peut être simplifiée par $z = 40 h$. Le ratio Ghyben-Herzberg évalue, pour chaque mètre d'eau douce dans un aquifère libre au-dessus du niveau de la mer, quarante mètres d'eau douce dans l'aquifère sous le niveau de la mer.

Cet équilibre dynamique entre l'eau douce et l'eau salée peut varier sous des actions anthropiques telles que le pompage agricole dans notre cas. L'eau salée provenant du fond marin, s'infiltré dans la couche inférieure de la nappe aquifère jusqu'à la zone de diffusion. Il est donc indispensable de pouvoir suivre au cours du temps un système soumis à une contamination (ou à un traitement de dépollution), ou un réservoir en cours d'exploitation, de façon à évaluer les fluctuations naturelles de celles issues des effets anthropiques. Etant donné la durée des processus étudiés, il est souhaitable de disposer d'un site expérimental pérenne afin d'effectuer des séries de mesures, tant en surface qu'à partir de puits. Des techniques permettant de caractériser l'évolution temporelle du sous-sol sont développées, en particulier des approches différentielles permettent de contourner les effets des hétérogénéités.

2.1.3.2 *Influence des zones hydrologiques*

Les zones hydrologiques sont le siège de synthèse des ciments mais aussi de dissolution. L'action de l'eau porte sur les minéraux des roches. Dans les zones de dépôt et de sédimentation, s'associent des processus physiques et chimiques ; ces derniers sont des processus de précipitation de minéraux à partir d'ions en solution. Les réactions de dissolution-précipitation n'atteignent pas toujours l'état d'équilibre. La dissolution de la calcite introduit la base (CO_3^{2-}) en solution et le pH de la solution risque d'être modifié. Le pH de la solution influence la solubilité de la calcite. Le pH et solubilité de la calcite sont donc deux inconnues à prendre en compte.

La plupart des anciens calcaires est composée de calcite et de dolomite, soit les espèces minérales les plus stables. Les sédiments instables apparaissent sous l'influence de l'eau de mer ou d'eau météorique. La dissolution des tests carbonatés est sélective et dépend de la résistance de leurs minéralogies, soit par ordre de croissance: aragonite, calcite Mg et calcite. Un autre facteur caractéristique de développement de porosité est la géochimie des fluides. En contexte de nappe phréatique, zone vadose ou zone de mélange des eaux, la dissolution de la roche est étendue en raison de mélange d'eaux chimiquement distinctes.

Zone vadose

La zone vadose est la partie du réservoir non saturée en eau. Seuls les fluides percolants issus des précipitations ou autres sources traversent cette zone par effet de gravité. Par conséquent, c'est un système triphasique « roche - air – eau de surface ». Des phénomènes de diagénèse spécifiques se produisent dans cette partie, connus pour être assez lents (Moore, 2001). Les eaux météoriques, fortement diluées, présentent un rapport Mg/Ca faible ainsi qu'une faible salinité. Elles peuvent directement précipiter de la calcite. Le facteur principal contrôlant cette précipitation est la pression en CO_2 . La présence de CO_2 augmente leur agressivité envers les constituants des roches carbonatées. Puis, la dissolution de ces espèces minérales augmente la saturation de l'eau en calcite (ou dolomite) au point où la calcite (ou la dolomite) finalement précipite (Matthews, 1984; Moore, 1989; Moore et Mackenzie, 1990). Si suffisamment de temps est alloué, le minéral d'origine métastable est stabilisé sous forme calcitique ou dolomitique. C'est durant cette phase de stabilisation minérale que la nature et la distribution des systèmes poreux sont fortement modifiées par la dissolution et la précipitation.

Lorsque l'eau météorique, sous-saturée à la plupart des espèces minérales carbonatées en présence, entre en contact avec les calcaires, l'environnement devient oxydant. La stabilisation des phases carbonatées en subsurface se fait selon trois étapes de diagénèse progressives : (1) la précipitation de calcite faiblement-magnésienne (Mg) aux joints de grains et dans les pores ; (2) la dissolution partielle de l'aragonite, la perte partielle de calcite fortement-Mg et des précipitations des

cristaux de calcite faiblement-Mg dans les espaces interstitiels ; et (3) le retrait du magnésium des cristaux de calcite fortement-Mg, et la stabilisation de l'aragonite en calcite.

Pour résumer, la zone vadose est caractérisée par une importante porosité de lessivage due aux processus de karstification ainsi qu'une reprecipitation prépondérante. Les formes de ciments intergranulaires et en ménisques marquent une exposition subaérienne de l'environnement. La stabilisation minérale est accompagnée par la destruction de porosité primaire, la création de porosité secondaire et parfois sa destruction (Moore, 1989). De larges hétérogénéités telles que les chenaux karstiques et des mégapores (grandes macropores) sont issues de la porosité primaire élargie par les fluides.

Zone phréatique

En vue du volume conséquent en eau douce, la zone phréatique est l'environnement le plus réactif aux modifications de la structure. Les phénomènes de dissolution et de cimentation sont très présents. La dissolution affecte l'aragonite alors que la cimentation est calcitique. La porosité moldique et les ciments mis en place à la surface des pores sont communs à cette zone.

En environnement de nappe phréatique, la cimentation est importante et la dissolution des structures réduite par la croissance tardive de calcite ou de dépôt d'argile rouge. La zone autour du niveau de nappe est la plus active chimiquement et diagénétiquement. Les anciens niveaux de nappe phréatique sont ainsi identifiables par la présence de cristaux grossiers de calcite dans les vides résiduels. Une fois la zone du toit de la nappe stabilisée minéralogiquement, des cavités de dissolution se développent juste dessous.

Zone de mélange

Le mélange d'eau douce et d'eau de mer est généralement sous-saturé à l'égard de la calcite en place dans la roche, qui est elle-même saturée à l'égard de la dolomite. Cette zone est très complexe et est sujet à une longue discussion sur son rôle en tant que zone de dolomitisation. En 1994, Tucker, Purser et Zenger ont statué ce rôle (Moore, 2001). La zone de mélange présente une importante porosité de dissolution qui peut être antérieure, contemporaine ou postérieure à la dolomitisation. Les deux eaux sont sous-saturées par rapport à la calcite et l'aragonite ; elles ont un potentiel de dissolution. Mais les trois auteurs considèrent qu'elles sont également prédisposées à dolomitiser la structure.

Zone d'eau salée

La remontée d'eaux océaniques en surface s'accompagne d'un double processus de précipitation: une précipitation organique résultant du métabolisme des coraux et des algues et une précipitation inorganique due aux propriétés intrinsèques de ces eaux. L'eau de mer est riche en gaz carbonique

dissous, sous-saturée en CaCO_3 (forme aragonite), avec un pH de l'ordre de 7,8 ce qui facilite sa pénétration par dissolution des calcaires. Pendant son réchauffement et sa montée par convection, le produit de solubilité du carbonate de calcium diminue. Des précipitations carbonatées se produisent alors à l'intérieur de la matrice calcaire, cimentant et consolidant l'édifice. Ce modèle rend ainsi compte de la présence de grandes quantités de ciment dans la structure récifale et de son éventuelle dolomitisation. En effet, le passage de grandes quantités d'eau sous-saturée en CaCO_3 mais toujours saturée en carbonate de magnésium ne peut que favoriser les échanges Ca/Mg qui transforment la matrice calcaire en calcite magnésienne (MgCO_3) puis en dolomite. La dolomitisation peut considérablement modifier la structure de la roche. La dolomitisation subséquente a tendance à augmenter la perméabilité en connectant les larges pores type fenestral à travers la porosité intercrystalline développée dans la matrice dolomitique.

2.1.3.3 Ciments spécifiques

La cimentation diffère selon la zone littorale considérée (Figure 2-13). Elle a été bien étudiée dans les milieux actuels.

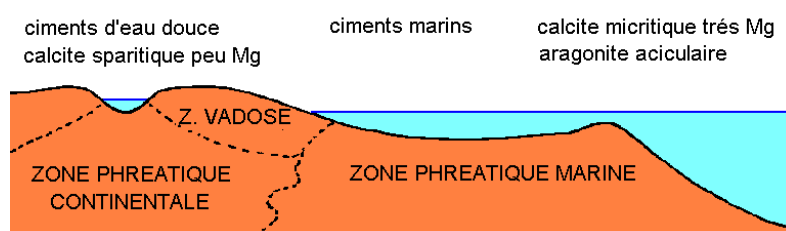


Figure 2-13: Diagenèse des sédiments carbonatés dans les principaux milieux littoraux (d'après Beauchamp ; source : <http://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-8.htm>).

Dans la zone supratidale et le domaine continental, les pores du sédiment sont remplis alternativement d'eau douce, d'air dans la zone vadose ou saturés d'eau douce dans la zone phréatique profonde. En zone vadose, le carbonate précipite dans les vides d'abord sous forme de ciment gravitaire à la face inférieure des grains et de ciment en ménisque entre les grains. La précipitation se poursuit sous forme de calcite peu magnésienne en grands cristaux irréguliers (sparite drusique) qui se développent de façon syntaxiale (en continuité avec le réseau cristallin de l'élément entouré par le ciment). L'aragonite des débris d'organismes est dissoute; le magnésium des grains sous forme de calcite magnésienne est lessivé. En zone phréatique, le ciment est d'abord isopaque, en frange autour des grains; la sparite remplit ensuite les vides. Dans la zone intertidale, les sables de plage sont cimentés par des cristaux aciculaires d'aragonite et de calcite magnésienne; le ciment est isopaque dans la zone phréatique marine et en ménisque dans la zone vadose. Dans la zone subtidale, des cristaux aciculaires d'aragonite et des petits cristaux de calcite magnésienne remplissent les cavités laissées par les fragments calcaires d'organismes. Les grains sont rassemblés en agrégats, le fond marin peut être

induré en surface (*hardground* ou surface indurée). En milieu plus profond, la calcite magnésienne microcristalline domine.

Calcification

Après stabilisation, les squelettes des bioéléments sont essentiellement formés de calcite. La calcite peut se présenter suivant plusieurs types d'arrangements du CaCO_3 ou microstructures (Figure 2-14). Les différentes phases de cimentation contribuent au colmatage des pores. Un séquençage diagénétique des cimentations, mais aussi des autres phases diagénétiques (dissolution, fracturation...) peuvent déterminer les eaux parentes de ces ciments par caractérisation géochimique ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). La reconstitution des paléo-circulations hydrologiques (marines, météoriques, mixtes...) doit prendre en compte l'histoire stratigraphique et géodynamique de la plate-forme (enfouissement, phases tectoniques, émergence, érosion, karstification, paléosols, transgressions marines...).

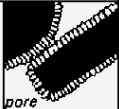
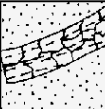

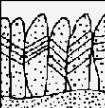




A. CIMENTATIONS		B. RECRISTALLISATIONS	
fibres ou aiguilles isopaques		calcitisation de squelette aragonitique	
sparite drusique		calcite fibreuse développée sur carbonate aciculaire	
ciment syntaxial		microsparitisation de calcilutite	
ciment microgranulaire		néomorphisme de dégradation	

Figure 2-14 : Aspects de la diagénèse carbonatée en lame mince (d'après Beauchamp; source : <http://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-8.htm>).

Dolomitisation

Malgré la sursaturation considérable, la dolomite ne précipite probablement pas à partir de l'eau de mer. La faible activité des ions carbonates (CO_3^{2-}) ne peut contrecarrer l'effet de la barrière de déshydratation. Pour la même raison, l'eau de mer est incapable de réagir avec CaCO_3 pour former de la dolomite. La solution dolomitisante doit avoir un rapport Mg/Ca élevé et une concentration élevée en CO_3^{2-} . La réaction est: $\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Le Mg^{2+} , ubiquiste en milieu marin ou littoral ne constitue pas un facteur limitant pour la dolomitisation. Cette dolomitisation ne dépend que de la concentration en ions CO_3^{2-} . La dolomite est donc un minéral se formant dans un environnement littoral confiné ou dans des lacs côtiers périodiquement envahis par la mer. Une autre source de CO_3^{2-} est la réduction bactérienne des sulfates: elle permet d'expliquer la présence de la dolomite dans des environnements où tout apport d'eau continentale est exclu.

La transformation de la calcite en dolomite peut apparaître précocement, peu après le dépôt, ou dans les derniers stades de la diagenèse. La dolomite précipite actuellement dans les milieux supratidaux et évaporitiques. Les anciennes séries sont souvent dolomitisées par action des ions magnésium des eaux interstitielles.

Evolution des calcaires marins

En milieu marin, la précipitation et la mise en solution des carbonates sont compliquées par la présence de magnésium (Mg). Les eaux marines sont sursaturées vis à vis de la dolomite et de la magnésite, mais la barrière de déshydratation du Mg et l'existence de carbonates hydratés de Mg empêchent leur précipitation. Vu que l'aragonite ne peut incorporer de Mg dans son réseau, c'est pratiquement le seul carbonate à précipiter librement à partir des eaux marines lorsqu'il y a sursaturation en CaCO_3 . Le facteur principal contrôlant cette sursaturation semble être la température qui diminue la concentration du CO_2 dissous.

Les calcites magnésiennes cimentent les pores des sédiments au même titre que l'aragonite mais la croissance de ces cristaux est beaucoup plus lente, de sorte que les calcites magnésiennes précipitent surtout dans les eaux assez profondes, là où les conditions restent constantes pendant de longues périodes. Au contraire, l'aragonite précipite en environnement chaud et peu profond. L'aragonite et la calcite-Mg sont des phases métastables.

Les phases métastables persistent tant que les pores du sédiment restent remplis d'eau de mer. Une cimentation sous-marine est possible par précipitation d'aragonite et de calcite-Mg. Cette cimentation est due principalement à la réduction bactérienne des sulfates. En l'absence de lithification, les carbonates peuvent rester friables durant des millions d'années. Pour que l'aragonite et la calcite-Mg se transforment en calcite, il faut que le Mg soit chassé des pores par la circulation d'eaux douces dans notre cas d'étude et/ou l'incorporation dans des phyllosilicates. La diagenèse tardive se traduit par une dissolution des phases métastables et une précipitation de calcite. Les sédiments dépourvus de phase métastable restent friables même après passage dans un environnement d'eau douce.

Sanz et al. (2011) ont étudié la dissolution des carbonates par des modèles géochimiques et des expériences en laboratoire. L'étude reproduit le processus de dissolution de calcite par des mélanges d'eaux de salinité et de pression différentes. Les calculs montrent que la saturation n'est pas toujours un bon indicateur du potentiel de dissolution réelle du mélange. Dans un système fermé, la sous-saturation maximale se produit à partir de ratios de mélange d'environ 15% d'eau salée, et la dissolution de la calcite est maximale pour un ratio de 50%.

Effet de la précipitation de la calcite

Guichet (2002) étudie les interactions fluide-minéral et interprète les mesures de potentiel spontané (PS) lors de précipitation de minéraux secondaires. L'index de saturation varie selon le pH et régit les phénomènes de dissolution-précipitation. Si le $\text{pH} < 8,6$ et le $\text{PS} < 0$, la dissolution opère alors que si le $\text{pH} > 8,6$ et le $\text{PS} > 0$, une précipitation est observée. Les graphes suivants illustrent ces phénomènes avec leurs domaines d'applicabilité. Ces interactions affectent également la perméabilité : par exemple, si le $\text{pH} > 8,6$, la perméabilité diminue.

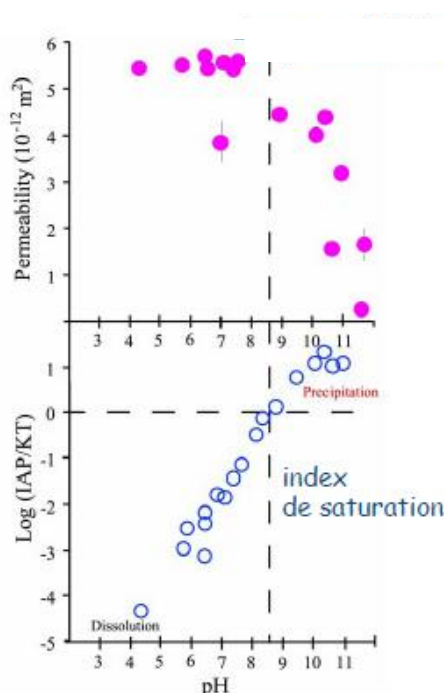


Figure 2-15: Représentations graphiques de l'influence du pH sur la concentration de la calcite et la perméabilité (Guichet, 2002).

Conclusions préliminaires

Cette première partie a permis de rappeler les bases de la géologie et de la structure des carbonates ainsi que de poser le formalisme sur lequel s'appuie la suite de l'étude. L'importance de l'hétérogénéité des formations carbonatées ainsi que leur sensibilité aux modifications du milieu ont été soulignées. La porosité a été définie de manière détaillée ; cette propriété réservoir présente de nombreuses hétérogénéités. Elle est intimement liée à l'environnement de dépôt ainsi qu'aux processus diagénétiques qui accompagnent l'évolution de la structure. La dolomitisation est toujours un processus en cours d'étude. La dissolution apparaît fortement dominante en contexte de réservoir carbonaté émergé.

2.2 Présentation du site d'étude

Le principal objectif de cette partie est de replacer le site d'étude dans un cadre géologique général. Afin d'établir ce cadre le plus précisément possible, nous avons réalisé un inventaire et une synthèse des données stratigraphiques, sédimentologiques, biostratigraphiques, structurales et paléogéographiques.

Cette partie se dessine sur un plan focalisant sur la zone d'étude. Nous traiterons du bassin méditerranéen occidental, de l'île de Majorque, d'une de ses plateformes carbonatées (Llucmajor), pour terminer sur le site expérimental (Campos) qui porte la majeure partie de l'attention de ce travail. La géologie de chaque zone sera décrite associée au caractère hydrologique. En effet, comme vu précédemment, les propriétés géologiques sont intimement liées aux conditions hydrologiques de la zone.

2.2.1 Bassin méditerranéen & Iles des Baléares

La mer méditerranéenne est divisée en deux parties: la zone méditerranéenne occidentale et la zone orientale. Nous nous intéresserons principalement au bassin occidental dans lequel se situent les îles Baléares.

2.2.1.1 *Contexte géodynamique du Bassin Méditerranéen occidental*

La mer Méditerranée est de genèse récente datant du Mio-Pliocène, de -30 à -2 millions d'années (Ma). Elle est liée au système alpin, après la collision entre l'Afrique chevauchant l'Europe à l'Ouest et l'Europe chevauchant l'Afrique à l'Est. Le bassin occidental méditerranéen est interne à ces chaînes, tandis que le bassin oriental leur est externe, avec une vergence africaine-arabique-indienne presque exclusive.

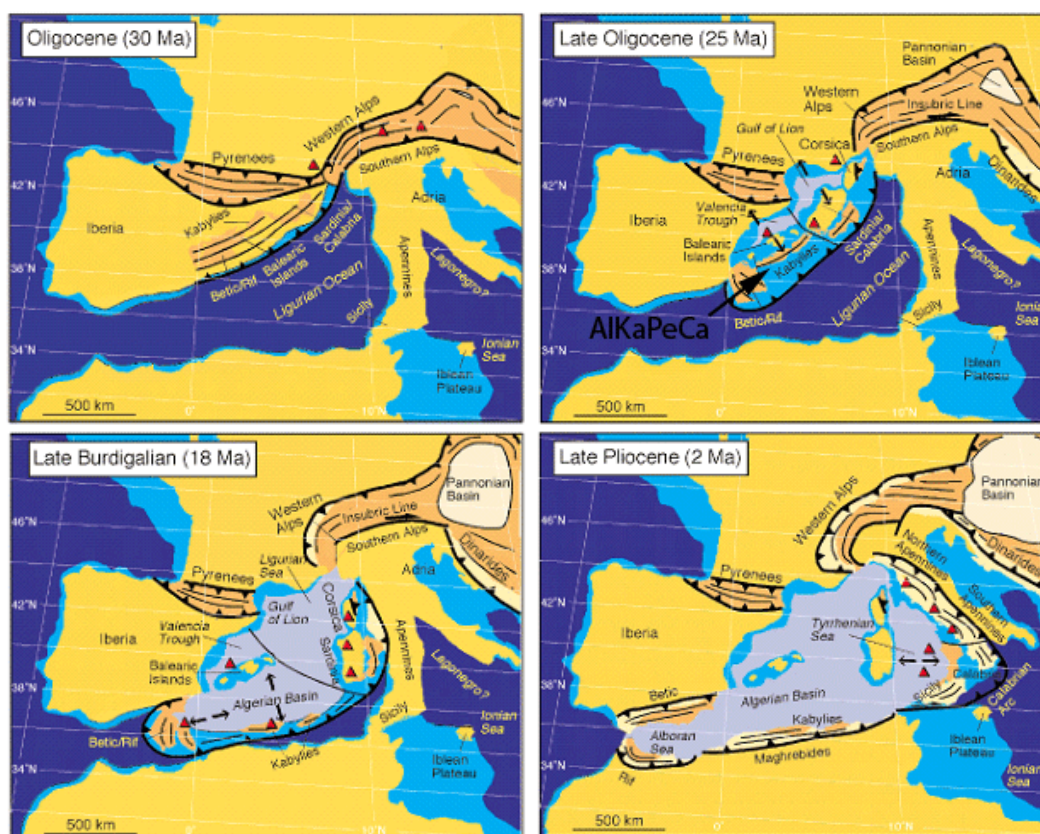


Figure 2-16: Reconstitutions paléogéographiques depuis l'Oligocène (d'après Rosenbaum et al., 2002).

Les Alpes, les Pyrénées, la Cordillère Bétique se forment simultanément en un intervalle de temps compris entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène, avec les ultimes phases situées dans le Miocène moyen. Les mouvements des plaques au Cénozoïque ont transformé l'océan Téthys central en la Mer Méditerranée.

A l'Oligocène (30 Ma) eut lieu une phase d'extension pendant laquelle la chaîne des Pyrénées s'est effondrée à l'emplacement actuel du Golfe du Lion (Figure 2-16). Le bloc corso-sarde appartenait alors à la partie Est de l'Ibérie. Cette extension a continué pendant une dizaine de millions d'années. Puis l'étirement s'est brusquement accéléré et a provoqué l'ouverture du petit océan méditerranéen, avec la rotation du continent corso-sarde, indépendant, jusqu'à sa position actuelle (20 Ma). Ainsi, le bloc corso sarde s'est écarté progressivement du bloc ibérique, ouvrant le Bassin Provençal, la Mer d'Alboran, le Bassin Algérien et la Mer Tyrrhénienne. La dynamique cesse avec le blocage de l'arc contre les domaines externes, apulien et africain.

Trois phases de compression ont modifié la morphologie du bassin méditerranéen au cours du Miocène: une première au Burdigalien (Lorenz, 1984), suivie de deux importantes répliques, l'une au Langhien et l'autre au Tortonien. À la dérive de l'Afrique s'est ajoutée la dérive antihoraire propre du bloc corso-sarde. La naissance des autres bassins est post-tectonique.

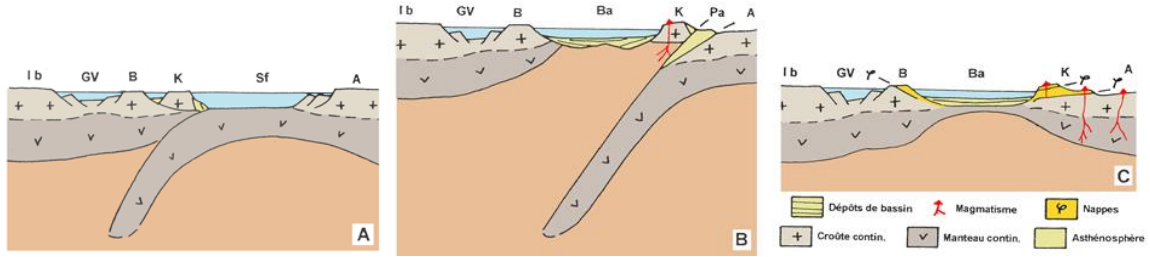


Figure 2-17 : Illustrations des faits et théories de part et d'autre du bassin algérien par coupes tectoniques selon les modèles "plaquistes" de l'Ibérie à l'Afrique en passant par les Baléares (d'après Coutelle, 1987).

(A) Au Crétacé, pendant la période de rapprochement entre l'Europe et l'Afrique. (B) A la fin du Cénozoïque, la dérive méridionale du bloc kabyle a ouvert le Bassin algérien, fermé le sillon des flyschs et constitué, à son front, un prisme d'accrétion. (C) L'état des lieux à la fin du Cénozoïque en suivant les données de terrain. Ib = Ibérie ; GV = golfe de Valence ; B= Baléares ; Ba = Bassin algérien ; K = Kabylie ; Sf = sillon des flyschs ; A= plaque Afrique.

Le promontoire des Baléares est ainsi considéré comme une prolongation subsidente de la Cordillère Bétique, située dans le sud de l'Espagne, dont émergent les îles Baléares (Figure 2-17).

Sur un aspect structural, les bassins méditerranéens occidentaux sont presque tous entièrement entourés par les chaînes de montagnes. Trois sous-bassins d'âges différents reflètent les différentes étapes du développement de la Méditerranée occidentale lors de l'extension d'arrière-arc en réponse à la subduction de la lithosphère africaine sous le sud de l'Europe.



Figure 2-18: Carte structurale schématique des rives de la Méditerranée occidentale (d'après Coutelle, 1987).

L'archipel des Baléares constitue le prolongement oriental de la cordillère bétique et plus particulièrement des unités subbétiques (unités d'avant-pays du sud de l'Espagne). Pour les îles Ibiza et Majorque, les faciès méso-cénozoïques correspondraient à l'unité subbétique andalouse. Mais la majeure partie des îles est composée d'unités basses. Ces unités basses correspondent aux plates-formes carbonatées progradantes qui se sont largement développées dans la Méditerranée occidentale à la fin du Miocène (Esteban, 1979).

Le bassin méditerranéen occidental actuel présente une structure particulière avec des contours compliqués, des côtes généralement abruptes et de grandes îles qui le subdivisent en bassins. Ainsi, le trait le plus marquant de la géomorphologie actuelle de la mer Méditerranée est la brusque plongée des côtes vers les grands fonds de 2500 à 5000 mètres, disposés sous forme de plaines abyssales au centre des principaux bassins (Figure 2-19).

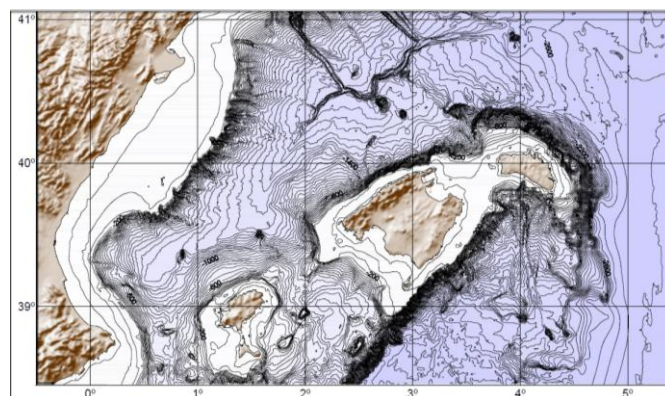


Figure 2-19: Carte morphobathymétrique des Baléares avec intervalle de 50 m (source : ICM-CSIC Barcelona et Ifremer).

Un sillon marin, avec des fonds dépassant 1000 m, sépare l'archipel des Baléares de la côte espagnole. Le promontoire des Baléares présente quatre terres émergentes, soient les quatre îles de l'archipel : Majorque, la plus grande, Minorque, Ibiza et Formentera.

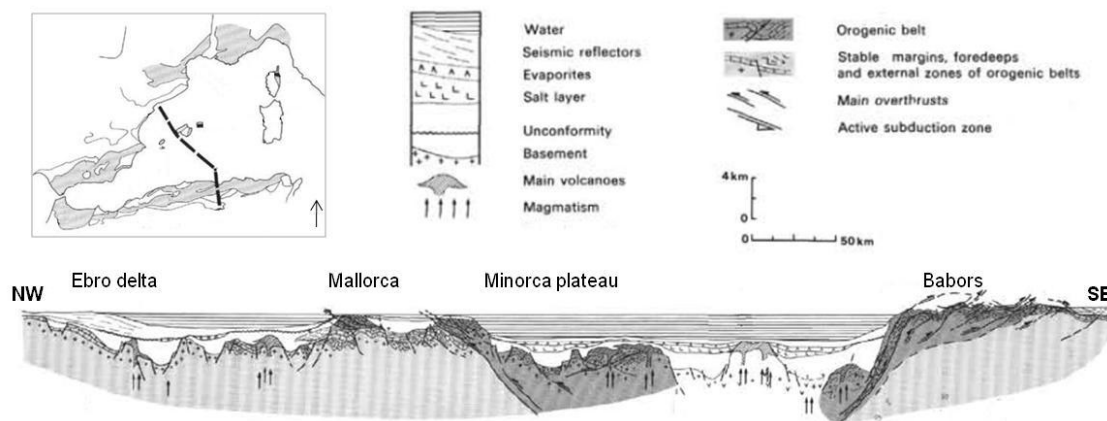


Figure 2-20 : Section géologique interprétative, coupe à travers le bassin Balearo-Algérien (d'après Biju-Duval et al., 1978).

La coupe de Biju-Duval montre la bathymétrie actuelle de la Méditerranée sur une coupe traversant du NO au SE et passant par le promontoire des Baléares entre Majorque et Minorque (Figure 2-20). Les données indiquent que le promontoire est similaire à une marge continentale passive, type de l'Atlantique, composée de roches issues de la ceinture orogénique. Il y a des marques de première tectonique active de type horst et graben, suivie par des affaissements et enfin progradation des sédiments.

Le Bassin Sud Baléares (Figure 2-20) est caractérisé par une épaisse couche de sel et de nombreuses anomalies magnétiques qui sont probablement liées aux dépôts volcaniques. Il apparaît comme bassin marginal situé dans une zone de divergence orogénique. Les remontées du substratum peuvent localement se rapporter à du volcanisme.

2.2.1.2 Stratigraphie de la Méditerranée Occidentale au Miocène

Plusieurs auteurs (Sun et Esteban, 1994 ; Brachert et al., 2001) ont décrit les conséquences des variations eustatiques de la mer du Miocène sur les plate-formes carbonatées ainsi que des changements de climat sur les coraux de la Méditerranée (Chevalier, 1977; Saint Martin et al., 1990) suivant la chronologie des étages géologiques du Miocène. Elles sont synthétisées ci-dessous :

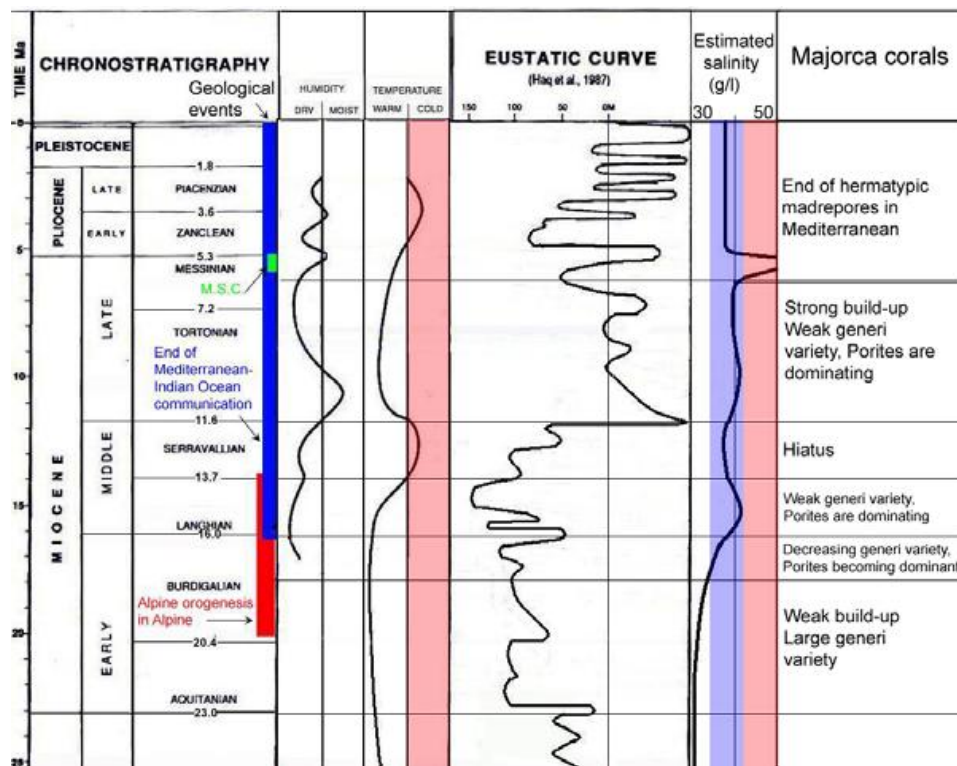


Figure 2-21 : Synthèse relatant la chronostratigraphie, les évènements géologiques, l'humidité, la température et le niveau d'eau dans la méditerranée durant les périodes Néogène et Quaternaire (adapté de Pomar, 2001a ; courbe eustatique d'après Haq et al., 1987 : le niveau 0 correspond au niveau d'aujourd'hui, positif est au-dessus du niveau actuel). Zone rose : conditions d'environnement de mort des madrépores. Zone bleu pale : conditions d'environnement de mort de certains madrépores.

- Aquitaniens et Burdigaliens (Miocène inférieur) sont des périodes de chaude température et haut fond marin: une grande variété de genres de Madréporaires, des coraux, est présente mais une faible construction récifale résulte.

- Langhien: après la rupture de communications entre la Méditerranée et l'Océan Indien à - 14 Ma, la salinité augmente et un refroidissement général du climat et des eaux survient. La variété des

Madréporaires auparavant observés diminue (Lieske et Myers, 2004). Actuellement, la Mer Rouge où la salinité étant de 42 g/l, les genres de Madréporaires représentés sont principalement Acropora et Porites.

- Serravallien: en raison du refroidissement du climat, un hiatus dans la construction récifale est observé dans toute la Méditerranée malgré le haut niveau d'eau. La rupture de communications entre la Méditerranée et l'Océan Indien contribue à l'évolution du refroidissement de l'eau, la Méditerranée devient un bassin Atlantique marginal (Hsü et al., 1977; Rouchy et Saint Martin, 1992).

- Tortonien: la température augmente associée à une transgression marine. La construction récifale explose au Tortonien supérieur, mais toujours limitée dans la variété des coraux: seuls les Porites et Siderastraea se développent. Ce manque de diversité peut être dû à la fermeture progressive des deux chenaux de communication entre l'Atlantique et la Méditerranée, concentrant et augmentant la salinité. Cette fermeture de communication peut être due à l'abaissement du niveau eustatique mondial, avec l'influence d'évènements tectoniques locaux.

- Messinien (-5 Ma): la température commence à baisser depuis le Messinien inférieur alors que le niveau marin est haut. Au même moment, les communications Atlantique-Méditerranée et Indo-Pacifique-Méditerranée sont momentanément interrompues, ces fermetures ont abouti à l'isolement de la Méditerranée. L'événement messinien est biphasé par une première énorme chute du niveau marin, comprise entre 1000 et 3000 mètres par rapport au niveau de l'Océan Global en moins d'un million d'années, suivie d'une deuxième chute mineure. Une importante régression résulte de ces deux chutes ; une augmentation de salinité en résulte. C'est l'épisode de confinement extrême, appelé crise de salinité messinienne (*Messinian Salinity Crisis*, MSC) de 5.96 – 5.33 Ma, qui conduit à l'assèchement de la Méditerranée (dépôt d'évaporites). Cet événement aboutit à la mise en place de bassins profonds avec dépôt d'une épaisse série évaporitique kilométrique. Les remplissages et évaporations récurrents se terminent par une inondation finale (transgression équivalente) à la fin du Messinien qui, avec l'entrée d'eaux atlantiques plus froides, perturbe l'environnement et contrôle les étapes finales.

Ce qui constitue un événement unique de par son amplitude et sa vitesse dans toute l'histoire de notre planète induit de nombreuses conséquences dans le bassin méditerranéen occidental. Le Messinien correspond à la fin de la construction récifale en Méditerranée; la disparition des Madréporaires, en raison de la haute salinité, est antérieure à l'épisode évaporitique principal. Esteban, 1979; Saint Martin, 1990; Rouchy et Saint Martin, 1992; Cunningham et al., 1994; Pomar et al., 1996; Riding et al., 1991 et 1998; et Cornée et al., 2002, mentionnent un *Terminal Carbonate Complex* (TCC) stromatolitique, qui correspond à une extension des eaux résiduelles, et à un confinement plus accentué, avec des mouvements d'eau durant le Messinien. La Méditerranée était fermée et s'est partiellement asséchée, déposant d'épaisses formations salines sur ses fonds et creusant son pourtour. Une attention particulière est donc à porter sur l'âge Messinien et ses surfaces d'érosion créées par

rabattement de la mer Méditerranée. Ces surfaces d'érosion sont facilement détectées comme des discordances sur les profils de sismique réflexion (Ryan et Cita, 1978). Les marges passives ont été déstabilisées, d'importants dépôts d'évaporites se sont mis en place (1500 m d'épaisseur) et de nombreux canyons se sont développés reliant terre - mer. Le dépôt sédimentaire conséquent implique d'importants réajustements isostatiques ayant affecté tous les bassins dont ceux de Majorque : modifications des paléo-environnements, déformation et subsidence de la croûte tectonique, et le développement poreux des réservoirs par émergence.

2.2.1.3 *Contexte climatique et enregistrement sédimentaire*

Le climat au Miocène supérieur a été transitionnel entre le Miocène moyen et la période glaciaire du Néogène supérieur (Zachos et al., 2001). En plus du climat chaud au Miocène supérieur, la Méditerranée était positionnée légèrement plus au sud et a ensuite été déplacée à son emplacement actuel. La région méditerranéenne au Miocène est marquée par la croissance de larges récifs coralliens, mais aucun développement de récifs n'a été répertorié dans la partie nord de la mer Méditerranée (golfe du Lion, nord de la mer Égée). La croissance des récifs était intermittente dans la Méditerranée occidentale, où la construction des communautés coralliennes a changé selon les variations de niveaux. Vers l'est, les carbonates formés par les communautés non récifales de bas niveau marin deviennent moins abondantes (Figure 2-21). La biogéographie des récifs méditerranéens, la diversité remarquablement faible de ces récifs coralliens et les constructions discontinues des récifs reflètent une position de la Méditerranée à la marge nord de la ceinture de récifs coralliens mondiaux (Brachert et al, 1996; Esteban et al., 1996). L'extinction définitive de l'écosystème récifal dans la région méditerranéenne est une conséquence du refroidissement climatique au Pliocène (Esteban et al., 1996; Martin et Braga, 1994).

Les enregistrements cénozoïques montrent clairement une augmentation des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et planctoniques qui indique un refroidissement général du climat depuis 65 Ma et l'installation des conditions climatiques glaciaires. Puis un autre saut important de température s'est produit au Pliocène (vers 2,7 Ma) avec l'initiation de la large calotte Arctique (Zachos et al., 2001).

2.2.1.4 *Contexte sédimentologique: les facies du Miocène*

La fin du Miocène est caractérisée par le développement de vastes plateformes carbonatées bioclastiques et récifales coralliennes le long des marges de bassins intracratoniques périphériques. La fin du Messinien, lors de la transgression, est marquée par la mise en place de dépôts oolithiques et stromatolithiques sur les marges émergées.

Ces conditions stratigraphiques et climatologiques ont marqué l'archipel des Baléares, et notamment les plateformes carbonatées développées au cours du Miocène. Les associations de faciès

datant du Néogène affleurent grâce aux nombreuses falaises des îles Baléares. Leur architecture est principalement sigmoïdale, faite d'unités de cliniformes obliques. Par exemple, sur l'île de Minorque, les unités sont interprétées comme des dépôts de rampe extérieure terminés par une surface d'érosion. Des sédiments transgressifs se trouvent au dessus de cette surface de discontinuité. Au Miocène, à l'échelle du bassin occidental, les dépôts observés caractérisent généralement une séquence principale progradante – aggradante avec des phases de régression mineure marquées par des surfaces d'érosion.

Formations corallines

Les formations corallines représentent une portion importante dans l'établissement et l'architecture résultante actuelle des plateformes carbonatées des Baléares datant du Miocène. Afin de mieux comprendre leur structure et leur rôle en termes de réservoir et leur sensibilité aux changements environnementaux, il est nécessaire de définir succinctement et présenter les organismes vivants constructeurs de récifs : les coraux.

Les coraux sont des ensembles de polypes avec un support calcaire, vivant dans des eaux peu profondes (habituellement moins de 20 m), chaudes (en moyenne 25°C) et tropicales. Bien que le corail apparaisse comme un seul organisme, en fait, c'est une colonie composée de nombreux individus génétiquement identiques, les polypes. Le polype croît par extension de calices verticaux et sa taille varie de 2,5 mm jusqu'à une dizaine de centimètres de diamètre. La formation d'un exosquelette calcifère comprend le dépôt d'aragonite par les polypes à partir des ions de calcium qu'ils extraient de l'eau de mer (moins solubles dans l'eau chaude, et donc aisément disponibles). Après plusieurs générations, cette extension forme de grandes structures calcifères de coraux et finalement un récif constitué de coraux.

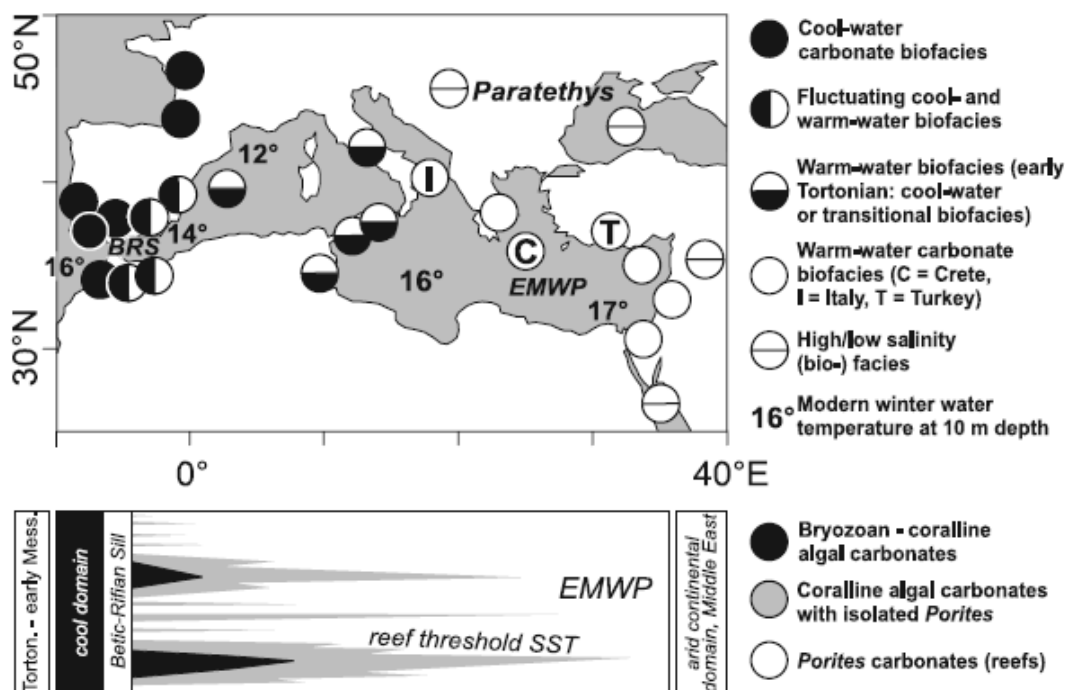


Figure 2-22 : Répartition des biofaciès marins peu profonds au Miocène supérieur dans la région méditerranéenne occidentale. Les nombres indiquent la température de l'eau en février à 10 m de profondeur (source : <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>). EMWP est la zone orientale méditerranéenne chaude. Les lettres C, I et T donnent l'emplacement de la Crète, Italie, et de la Turquie, respectivement.

Le récif est donc une mosaïque de sédiments organiques, composée par quatre éléments principaux. Tout d'abord, la structure à base d'organismes comprend des métazoaires (coraux, définis ci-dessus) encroûtants, massifs ou branchus. Puis, des sédiments internes allochtones remplissent les zones de croissance primaires. Des bio-érodeurs brisent les éléments du récif en les forant, contribuant ainsi au dépôt de sédiments péri-récifaux. Et enfin, un ciment lithifie activement l'ensemble et peut même contribuer à la formation des sédiments internes.

Quatre groupes de récifs déposés pendant le Miocène sont observables en Méditerranée. Le premier groupe correspond à des récifs frangeants, soient de hauts-fonds. Les Porites sont les coraux pionniers et stabilisateurs de ces récifs ; ils se développent majoritairement entre 0 et 20 m de profondeur. Le deuxième groupe représente les récifs frangeants avec relief bien marqué, soumis à des décharges détritiques importantes. Le troisième groupe définit les récifs de plate-forme liés au développement des algues types Mélobésiées avec des coraux genre Porites et Tarbellastraeas. Enfin, le dernier groupe désigne les récifs monogénériques à Porites présentant des phénomènes de progradations.

Les îles Baléares ont été soumises du climat subtropical à tempéré selon les périodes géologiques (Figure 2-22). Au cours du Cénozoïque se met en place les communautés récifales dominées par les coraux scléactiniaires et les algues corallines.

2.2.1.5 Contexte hydrogéologique et risque environnemental

La forte croissance démographique en zone côtière accentue l'exploitation des nappes aquifères souvent supérieure à leurs capacités de recharge. Les cartes ci-dessous illustrent l'extension du bassin méditerranéen, le fort développement de grandes agglomérations en zone côtière et les problèmes générés par cette croissance, soit une forte consommation en eau (Figure 2-23-D), suivie généralement d'un traitement des eaux non adapté. A ces problèmes s'ajoute celui de l'intrusion saline, présentée en introduction, naturelle à l'origine, mais accentuée par les pompages grandissants (Figure 2-23-B). La progression de l'eau salée qui en résulte provoque une salinisation partielle ou totale de l'aquifère. Ce phénomène est particulièrement courant sur le pourtour méditerranéen.

L'Espagne est particulièrement touchée par un fort développement en zone côtière. Elle est intensément affectée par ce phénomène d'intrusion saline puisque, pour 82 aquifères côtiers, 15 présentent une intrusion saline généralisée et 40 souffrent d'une salinisation partielle. Son climat semi-aride induit une forte irrigation des terres. Les sites de pompages des îles Majorque et Ibiza apparaissent surexploités et affectés par l'intrusion saline.

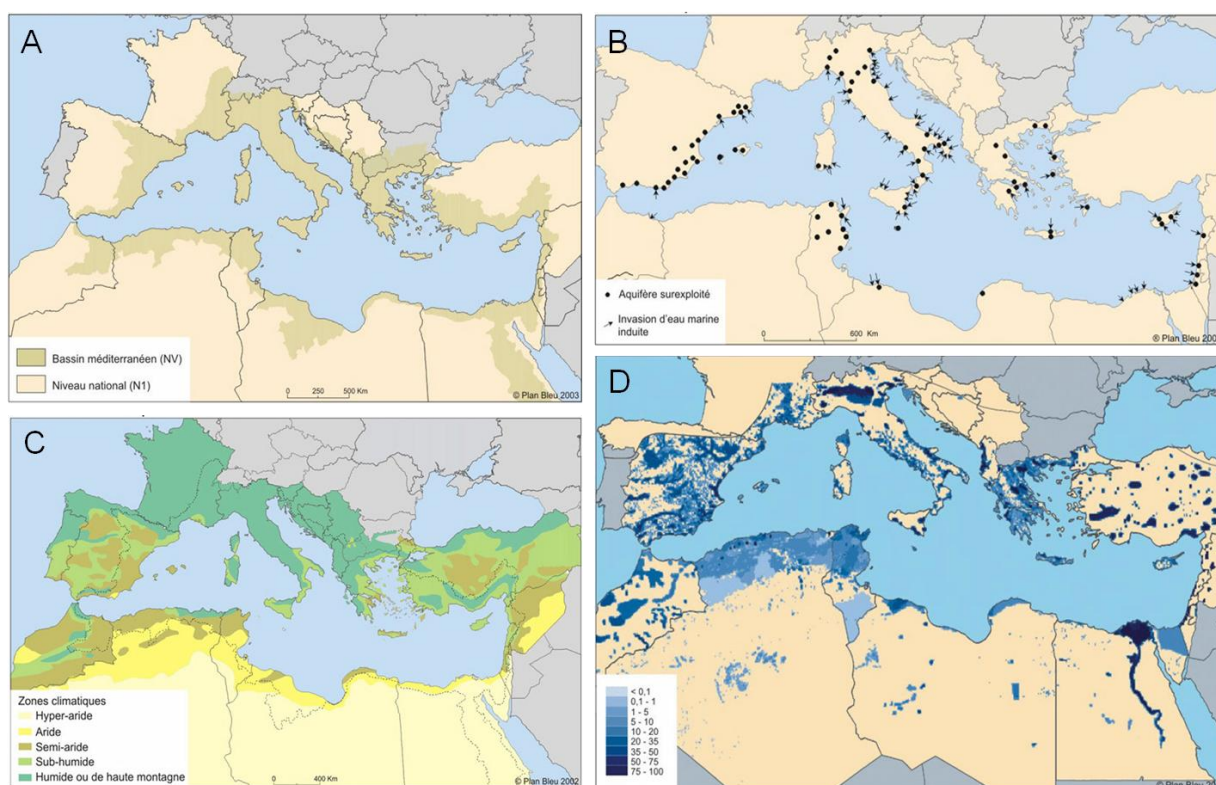


Figure 2-23: Cartes du pourtour méditerranéen (source : RIZA) : A) Bassin versant méditerranéen (source : Plan Bleu, 2003) ; B) Sites de surexploitation d'eau souterraine et d'intrusion saline (source : RIVM et RIZA, 1991, compilé par Plan Bleu, 2003) ; C) Niveaux d'aridité des espaces méditerranéens (source : UNESCO MAB, 1979) ; D) Pourcentage de terres irriguées en 1995 (source : FAO).

Climat actuel des Baléares

Les îles Baléares sont soumises au climat méditerranéen. L'été est chaud et sec, et l'hiver reste clément. Les températures sont similaires à celles de la péninsule Ibérique, avec une température fluctuant de 6 à 29°C en moyenne au cours de l'année (d'après le rapport de *l'Agencia Estatal de Meteorologica, Informe de septiembre 2009*). La moyenne des heures d'ensoleillement est généralement importante (5 à 11h), signe d'une forte évaporation. Par contre, sa pluviométrie est plus importante, les îles sont considérées comme très humides d'octobre à mars particulièrement. Les précipitations moyennes à Majorque varient entre moins de 500 mm/an près de la côte sud-est et 1400 mm/an dans le centre de la Sierra de Tramuntana. En 2009, année principale d'acquisition des mesures présentées par la suite, les précipitations ont dépassé les valeurs maximales enregistrées dans la période de référence de 1971 à 2000.

Risque d'intrusion saline

Le caractère insulaire des Baléares, en Méditerranée occidentale, offre un terrain propice à la salinisation de ses aquifères côtiers pour des raisons climatiques, topographiques et géologiques en premier lieu (Figure 2-24).

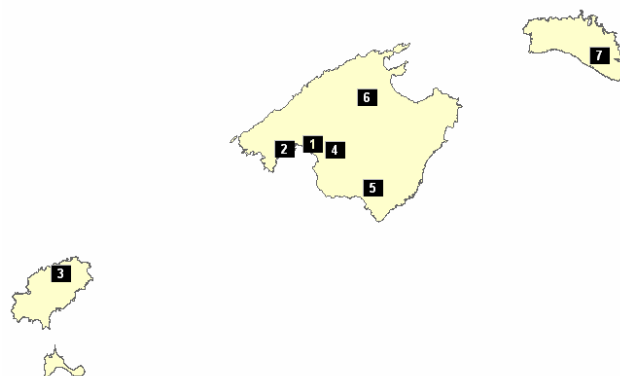


Figure 2-24 : Localisation et types de contamination des aquifères surexploités des Iles Baléares (source : Agencia Balear de l'Aigua i de la Qualitat Ambiental) : (1) Pont d'Inca, intrusion d'eau de mer ; (2) Na Burguesa, hautement salin par intrusion d'eau de mer ; (3) Tous les aquifères côtiers de l'île d'Ibiza sont affectés par l'intrusion d'eau de mer, pénétrante jusqu'à 3 km à l'intérieur ; (4) Palma de Majorque, intrusion d'eau de mer pénétrant jusqu'à 7 km ; (5) bassin de Campos, intrusion d'eau de mer jusqu'à 7 km ; (6) Pla de l'Inca - Sa Pobla, pollution par les nitrates > 50 mg/l ; (7) Migjorn, pollution par les nitrates de > 50 mg / l.

L'attrait touristique cumulé à l'exploitation agricole s'additionnent en tant que facteurs catalyseurs de la salinisation. En effet, les intrusions d'eau salée se produisent plus particulièrement dans les zones côtières à forte population et faible altitude, soit dans les bassins. Dans ces zones, les prélèvements d'eau sont effectués pour des besoins urbains, touristiques ou agricoles, donc principalement durant la saison estivale sèche.

D'autre part, les eaux souterraines dans des réservoirs de calcaire fracturé et karstifié forment une composante majeure de l'approvisionnement en eau potable dans de nombreux pays méditerranéens (Arfib, 2005; Custodio et al. 1991; Milnes et Renard, 2004; Petalas et Diamantis 1999). Contamination et surexploitation représentent des dangers à de telles ressources. Les îles Baléares offrent plusieurs réservoirs naturels à grande porosité dont les récifs coralliens datant du Miocène. Les réservoirs côtiers sont connus pour être sensibles aux variations eustatiques. Toutefois moindres en Mer Méditerranée, l'amplitude de ces variations eustatiques interannuelles est de l'ordre de 20 cm avec un maximum en octobre/novembre et un minimum en mars. L'analyse des variations saisonnières et intra-saisonnières du niveau moyen marin de la Méditerranée permet de comprendre les éventuelles variations piézométriques. Les eaux de la Méditerranée peuvent également informer sur l'origine et les variations des eaux salées présentes dans les aquifères côtiers.

La température des eaux de surface en pleine mer varie d'un maximum de 25°C en septembre à un minimum de 17°C pendant les mois d'hiver (janvier, février). Dans les eaux peu profondes, surtout dans les baies tranquilles ou sur les plages de faible pente, l'échange de chaleur avec l'atmosphère entraîne une augmentation de la température de l'eau d'environ 1 à 2°C.

La représentation de la température de surface (TSS) de la mer Méditerranée marque une tendance croissante avec une pente de régression linéaire indiquant une augmentation de la moyenne annuelle de 0,03°C avec une variation standard de 0,008°C/an dans le bassin occidental. Sur les 20 années de mesures, la série chronologique se traduit par une augmentation totale de 0,66°C.

2.2.2 Ile de Majorque

L'intérêt de cette étude s'est porté sur l'île de Majorque en vue des nombreuses études antérieures et un nombre conséquent de puits d'observation disponibles grâce au Gouvernement des Baléares, localisé à Palma de Majorque, capitale des Baléares.

2.2.2.1 *Morphologie structurale actuelle de l'île Majorque*

Majorque est la plus grande île de l'archipel des Baléares, de forme trapézoïdale (70 km d'Ouest en Est et 50 km du Nord au Sud). Les structures élevées de l'île (Sierres de Tramuntana, Randa et et Levant) correspondent aux horsts avec une orientation NE-SO (Gelabert, 1998) qui sont le résultat de la phase tectonique produite au cours du Miocène moyen. Ces trois chaînes de montagnes sont séparées par deux dépressions majeures (Gelabert, 1998). La configuration actuelle de l'île a été conditionnée par la phase extensive (distension) du Néogène, qui a formé de petits bassins (Figure 2-25). Trois d'entre eux (Palma, Inca et de Sa Pobla) sont alignés dans la zone ouest, limités par des failles NE-SO et séparés les uns des autres par des structures NO-SE. Le quatrième (Llucmajor-

Campos), dans la partie sud-orientale, montre la même tectonique. Ces unités dérivent de l'action de failles normales listriques d'orientation NE-SO qui délimitent les bassins.

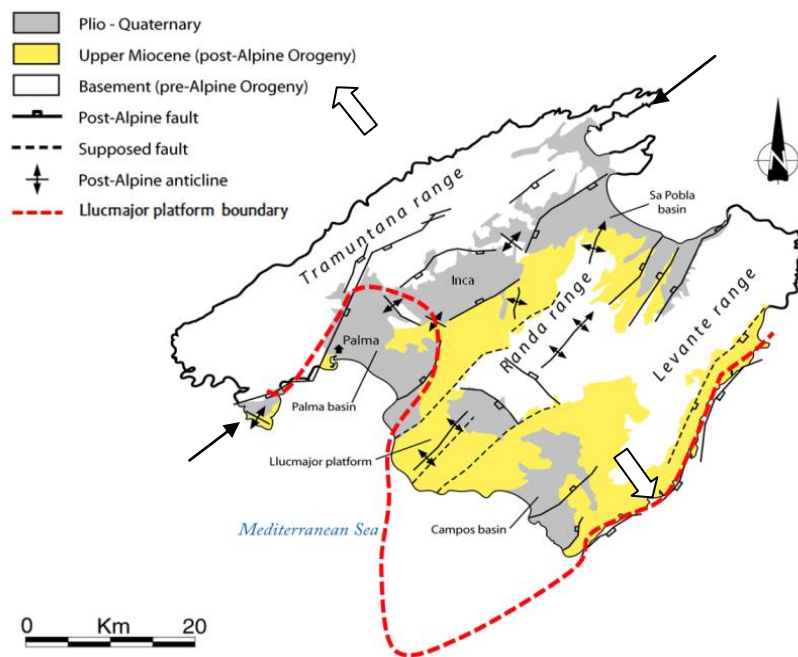


Figure 2-25 : Relief et principales formations de l'île de Majorque (Arango et al., 2009 modifiée d'après Gelabert, 1998). Les flèches larges indiquent les directions d'extension et les flèches fines, les directions de compression.

La plate-forme Lluçmajor est l'une de ces dépressions. Elle est composée en surface de sédiments datant du Quaternaire (limons rouges, conglomérats et eolianites) et de sédiments du Miocène (calcaires) en profondeur. Des calcarénites récifales et des silts discontinus du Quaternaire affleurent dans la zone Nord (Pomar, 1991). Plusieurs relevés géophysiques régionaux ont été menés à Majorque en utilisant les méthodes gravimétrique, magnétique, sismique et magneto-tellurique (Benedicto et al., 1993; Pous et al., 1995). Ces relevés confirment la continuité en profondeur des principales structures régionales observées en surface.

2.2.2.2 Description géologique de l'île

Chronologie des principaux événements

Dans le contexte de Majorque, les événements compressifs majeurs ont eu lieu au Miocène moyen, en même temps que la formation de la Cordillère Bétique (Pomar et al., 1996) et des chaînes maghrébines. Le Bassin de Campos a subsidé seulement au début du Pléistocène (Jenkyns et al., 1973). A la fin du Tortonien et au début du Messinien, la plate-forme Lluçmajor a progradé sur un profil de dépôt légèrement pentu, à environ 20 km vers le sud et le sud-ouest (Figure 2-25). La plate-forme présente une architecture très complexe, conduite par des changements eustatiques du niveau de la mer.

Description des lithologies et structures

Lithostratigraphiquement, les unités lithologiques de l'île sont composées de roches d'âge paléozoïque à quaternaire, formant des séries superposées en écaillés (résultat de la phase compressive).

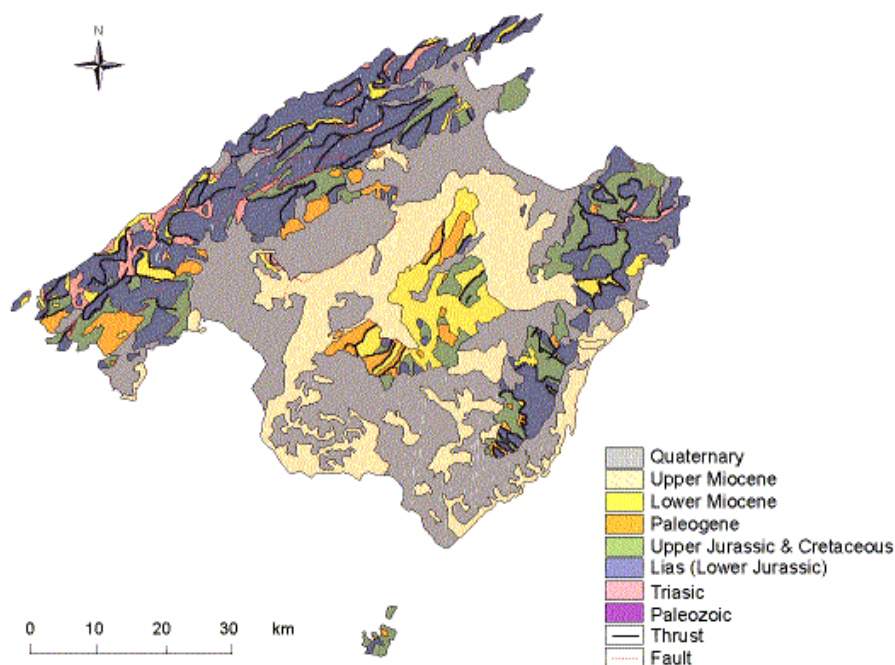


Figure 2-26: Carte géologique de Majorque (Robledo, 2001).

Les séquences stratigraphiques qui composent les hauts reliefs comprennent les sédiments du Paléozoïque, Trias, mésozoïque et tertiaire (Figure 2-26). Seuls quelques affleurements marquent la période Carbonifère (-359 à -299 Ma). Les séquences mésozoïques commencent avec un faciès Triasique (-251 à -200 Ma) de type allemand (faciès Buntsandstein, Muschelkalk et Keuper) et une épaisse couche de calcaires jurassiques (-200 à -145,5 Ma) le succède. Elles recouvrent la plupart des sommets de montagne et falaises. Le socle Mésozoïque, sur lequel s'est développée la plate-forme Lluçmajor, affleure au nord de la Sierra de Levant. Des dépôts pélagiques constituent le reste de la séquence mésozoïque, mis principalement en place dans les zones basses. Le premier dépôt datant du Cénozoïque appartient à l'Eocène moyen, et il contient des calcaires et quelques veines de charbon. Les dépôts de l'Oligocène contiennent des séquences de conglomératiques alluviaux en éventails venant du Nord-Ouest, et des sédiments côtiers. Les roches du Miocène inférieur, du Pliocène et du Pléistocène sont déposées dans des bassins plus ou moins restreints, post-orogéniques, et correspondant à des environnements côtiers (calcaires marins). Des sites de formations analogues (développées lors de la même période ou dans des environnements similaires) ont été étudiés spécifiquement dans le sud de l'Espagne tel que le bassin Sorbas et le bassin Vera (Andalousie) (Bourillot et al., 2010 ; Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Martín and Braga, 1994; Rouchy and Caruso, 2006).

2.2.2.3 Description des réservoirs aquifères

L'île Majorque se caractérise par un système aquifère développé et hétérogène. Les principaux aquifères sont dans les secteurs d'Andratx, Calvià, Palma et les *marinas* de la côte orientale. La plupart des cours d'eau est à sec la plus grande partie de l'année. Les ressources en eau proviennent selon les secteurs, soient:

- des aquifères libres dans des calcaires du Miocène. Les nappes superficielles sont généralement déjà supplantées par des forages ;
- des aquifères captifs tels que celui de Lluçmajor datant de l'Oligo-Miocène, marqué par un faciès marno-calcaire qui vient s'intercaler entre les aquifères libres et le substratum ;
- des captages des eaux superficielles tels que deux retenues d'eau collinaires (Cùber et Gorbllau), dans la partie occidentale de la Sierra de Tramuntana.

Les substratums de l'aquifère sont orientés selon la pente du socle orogénique imperméable. Au sud-est de l'île, cette pente est dirigée vers la mer de 1 à 3% (Figure 2-27). Aucun cours d'eau permanent n'existe. Des écoulements éphémères apparaissent seulement après des orages. Une grande partie de la recharge des eaux souterraines a lieu le long des trois chaînes de montagne. Dans les zones basses, une partie des pluies est recueillie par certaines formations très transmissives ou par percolation du sol.

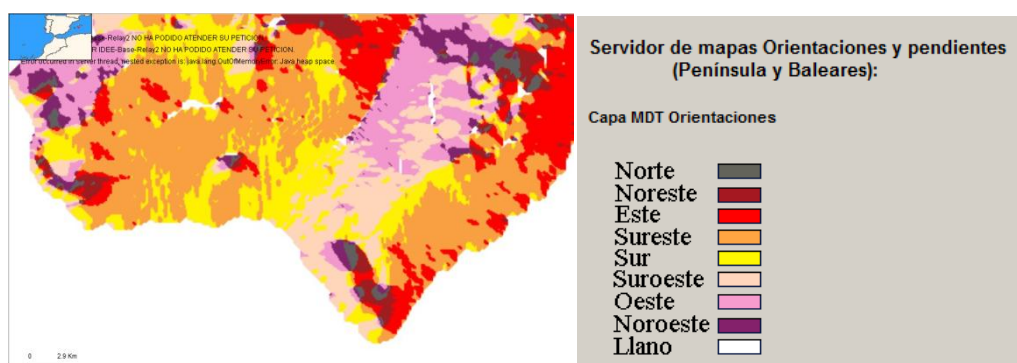


Figure 2-27: Carte des pendages et directions des couches géologiques du Sud de l'île (source : IGN Mallorca)

Problèmes d'intrusion saline

L'île de Majorque subit depuis toujours le phénomène d'intrusion saline des aquifères côtiers mais ce dernier est accentué depuis plusieurs décennies pour des raisons touristiques et agricoles. Il est très important près de Palma, la capitale locale. En effet, les récits historiques racontent que les Romains avaient déjà remarqué la présence d'une source salée dans une rivière située au nord de l'île près de la ville de Pollença. Ce site est localisé à plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres et à 10 m d'altitude.

Les ressources en eau sont principalement souterraines (75%). Un des principaux champs de pompage (Llubí) se situe dans la région Sa Pobla-Inca pour approvisionner la capitale, Palma de Majorque, ainsi que les villes locales. La qualité des eaux locales s'amenuise, surtout lors d'année sèche. Certains forages de cet aquifère captif montrent des flux ascendants d'eaux souterraines salines profondes (Manzano et al., 2002).

Une étude du gouvernement des Baléares a permis de cartographier l'ampleur des intrusions salines sur l'ensemble de l'île à l'aide de mesures de conductivités en puits. La carte résultante (Figure 2-28) illustre la conductivité mesurée à 60 m de profondeur. Elle montre que près des deux tiers des côtes sont envahies par les eaux salées. Les zones épargnées sont celles des hauts reliefs (les *Sierras*) ; à noter que la Sierra la plus importante (Tramuntana au NO) n'a pu être investiguée en raison de ses fortes altitudes. L'intrusion salée se propage jusqu'à 20 km à l'intérieur des terres, ce qui peut être plus important en profondeur en vue de la forme du biseau. La pénétration la plus importante apparaît dans le bassin de Lluçmajor (sud de l'île), jusqu'à la ville de Campos.

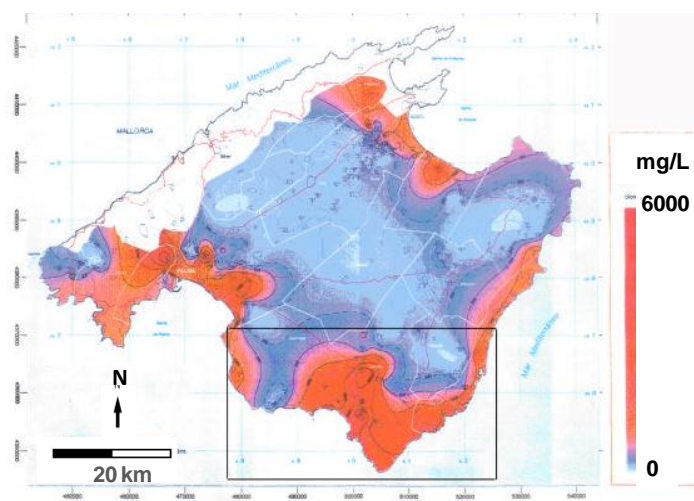


Figure 2-28 : Carte des isochlorures, au toit de la nappe ; valeurs bleues de 0 à 500 mg/l et rouges de 500 à 6000 mg/l, (modifiée d'après carte du Gouvernement des Iles Baléares), le rectangle noir indique la partie Sud de l'île la plus affectée par l'intrusion saline.

Un tiers de l'eau est consommée par la population: celle de Palma consomme plus de 50% des eaux de Majorque, soit 40 hm³/an, dont 80% de bonne qualité. Les besoins industriels sont très faibles, caractéristiques de régions qui vivent principalement du tourisme, mais pourraient augmenter avec le développement de hautes technologies. Les besoins en eau des terrains de golf ne cessent d'augmenter.

En conséquence, l'île a recours à des mesures particulières pour satisfaire la demande en eau par la réutilisation des eaux traitées dans certaines régions agricoles, le dessalement de l'eau souterraine saumâtre et de l'eau de mer, et même de recourir à la transmission occasionnelle d'eau de la rivière Ebre (Tarragone, péninsule ibérique) par navire.

L'EMAYA gère actuellement 2 usines de dessalement traitant 35000 m³/jour d'eau saumâtre et 40000 m³/jour d'eau de mer pour un coût d'exploitation de 0,60 euro par m³, prix peu élevé pour la population locale car la totalité de l'investissement a été pris en charge par la Communauté européenne et l'État espagnol. Mais ces usines sont fortes consommatrices d'électricité. Des moyens de prévention seraient donc à mettre en œuvre afin de pallier aux accroissements de salinisation des aquifères.

2.2.3 Plate-forme carbonatée Lluçmajor

Au sud de l'île Majorque, la plate-forme carbonatée Lluçmajor est bien connue pour ses affleurements côtiers remarquables de part leur hauteur mais aussi par les nombreuses études de Pomar (1991 ;1994), Esteban (1979), Perrin et al. (1995) et autres... Ils exposent en trois dimensions la complexité des géométries d'un complexe récifal progradant avec un détail inhabituel. De plus de nombreux forages d'exploitation et d'observation, réalisés par le Gouvernement des Baléares, ont permis à des laboratoires européens avant cette thèse de commencer à étudier ce réservoir carbonaté (Jaeggi, 2006; Maria-Sube, 2008).

2.2.3.1 Descriptions géologiques à partir des affleurements

La plate-forme de Lluçmajor s'est mise en place sur un haut-fond d'échelle décakilométrique, le promontoire baléarique. Pomar et al. (1996) ont décrit en détail la plate-forme cénozoïque à partir de l'affleurement de Cabo Blanco, 120 m au dessus de la mer (Figure 2-29), depuis ses parties les plus externes jusqu'à ses parties les plus internes.

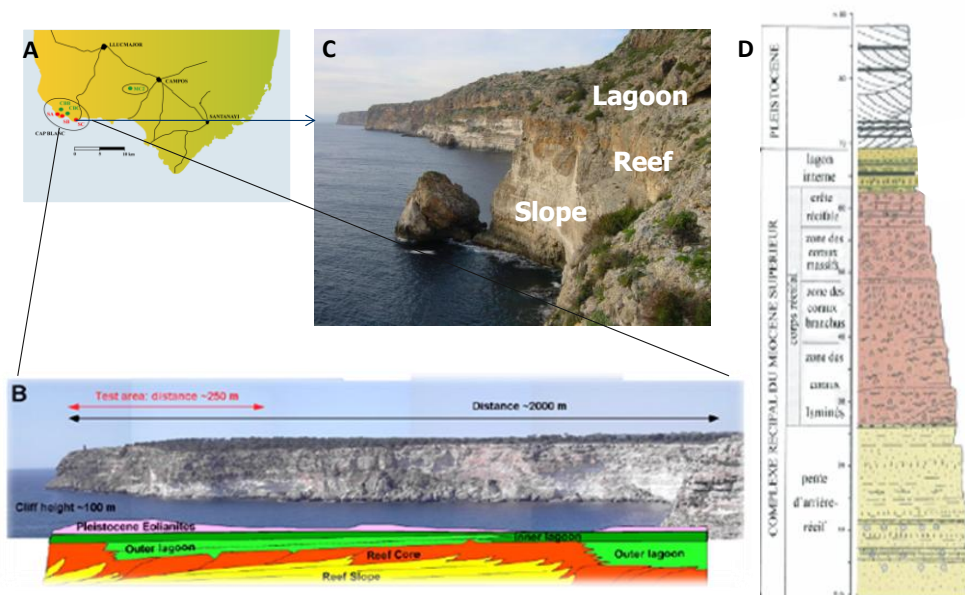


Figure 2-29: Stratigraphie verticale et horizontale de la séquence carbonatée exposée à Cabo Blanco (Pomar, 1991) ; (A) carte de localisation de l'affleurement ; (B) photographie des unités progradantes affleurantes ; (C) photographie illustrant les unités et les environnements de dépôts ; et (D) log lithostratigraphique de Cabo Blanco.

L'affleurement est caractérisé par une succession complète d'unités carbonatées de divers environnements de plate-forme peu profonde:

Environnement 1 : Plate-forme externe

Les faciès de pente proviennent généralement de chenaux de boue et d'huîtres. Ils sont de composition bioclastique, riche en niveaux d'algues corallines, de foraminifères benthiques, mollusques, échinodermes et intraclastes.

Environnement 2 : Séquence récifale

La formation récifale présente des faciès de type boundstone à packstone. Ces formations s'attribuent au groupe des récifs de plate-forme liés au développement des algues types Mélobésiées avec des coraux genre *Porites* et *Tarbellastraeas*, et au groupe des récifs monogénériques à *Porites* présentant des phénomènes de progradation, présentés précédemment.

Environnement 3 : Dépôts lagunaires/Plate-forme interne

Les faciès de plate-forme interne sont variés par une texture à tendance fine et multiple, et par leur contenu biologique : wackestone à algues, mudstone-wackestone à miliolles, floatstone à rudistes, packstone à *Halimeda* (algues vertes), fines laminations tidales et laminations algo-bactériennes. Dans les parties proches des récifs (environnement de type lagon externe) se trouvent des pâtés coralliens métriques à dominance de *Porites*, bioérodés, des planchers rhodolithiques et une grande abondance de sables bioclastiques riches en débris de mollusques. En position plus interne (lagon médian), les faciès correspondent surtout à des grainstones-packstones riches en débris d'algues rouges, de mollusques et d'échinodermes, avec des foraminifères benthiques dominés par les miliolidés. On y trouve aussi, en moindres proportions, des peloides, des débris de bryozoaires et d'*Halimeda*. Ces bancs peuvent présenter des structures en stratification entrecroisée. Enfin, en position encore plus interne (environnement de type lagon interne), se trouvent des grainstones-packstones à foraminifères benthiques (miliolidés, alvéolinidés, soritidés, trochamminidés), peloides, gastéropodes, débris de mollusques et d'échinidés. Des niveaux oolithiques s'intercalent dans les sédiments bioclastiques. Enfin, la plate-forme récifale a été remplie par des dépôts thrombolitiques-stromatolitiques d'environnement restreint, rapportés au *Terminal Carbonate Complex*. S'ensuit une période d'une forte accumulation d'éolianites, dépôts éoliens granulaires (sable) indurés, au Miocène supérieur.

Ces unités sont constituées de calcaires et de dolomies. Les carbonates observés sont constitués de complexes récifaux qui progradent et produisent une simple séquence verticale de lithofaciès. Ces carbonates sont de base squelettique, sans sédiments terrigènes. Les environnements varient de la plate-forme externe à interne, avec du plus au moins profond: pente, unités coralliennes, lagons externe et interne, illustrés dans le bloc diagramme ci-dessous.

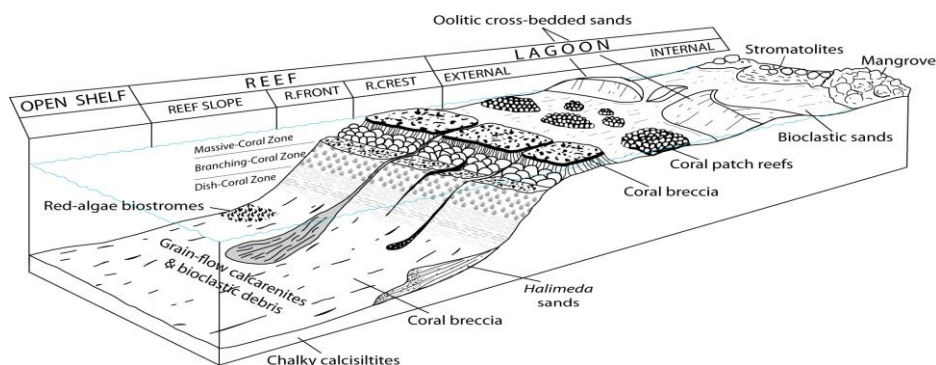


Figure 2-30 : Bloc diagramme 3D illustrant le complexe récifal de Lluçmajor (Majorque) et les environnements de dépôt (modifié d'après Pomar et al., 1983).

La géométrie originale des dépôts de la plate-forme de Lluçmajor au Miocène a été reconstruite en calculant les effets de l'accumulation des sédiments et de flexure au chargement. Cette structure est, à l'origine, principalement composée d'aragonite. Les coraux et les algues sont de bons marqueurs des variations du niveau marin ainsi que des modifications environnementales.

2.2.3.2 Chronostratigraphie de la plate-forme

Pomar et Ward (1995 ; 1999) décrivent les hétérogénéités stratigraphiques et diagénétiques des affleurements de la côte, et en particulier l'affleurement de Cabo Blanco (Figure 2-29).

La croissance principale de la plate-forme carbonatée s'est faite tout au long du Miocène (-23 à -7 Ma). La plate-forme comprend essentiellement plusieurs séquences de dépôt datant du Tortonien supérieur au Messinien. La complexité architecturale des strates résulte des changements de production et d'accommodation des dépôts, liés aux variations du niveau marin. Selon Pomar et Ward (1995 ; 1999), la structure sigmoïdale est la composante de base de cette plate-forme de 200 à 300 m d'épaisseur. Les sigmoïdes s'empilent progressivement lors de séquences d'accrétion de plus en plus grandes, reflétant l'ordre hiérarchique des cycles glacio-eustatiques du niveau de la mer allant du 7^{ème} au 4^{ème} ordre (Pomar, 1993). Quatre systèmes, liés à des périodes spécifiques des cycles, sont décrits par Pomar et Ward (1999).

La succession des environnements de dépôts suggère une longue phase régressive avec des phases d'accommodation (présence de patchs récifaux et de séquences bioclastiques). L'expression sédimentologique de cette séquence reflète les géométries contrastées de progradation puis d'aggradation. La séquence commence par des dépôts de type LST ou TST avec des calcaires coralliens puis varie graduellement vers des calcaires à rhodolithes et calcaires riches en foraminifères (TST) recouverts par dépôts d'origine HST avec des calcaires coralliens. Les faciès d'arrière récif (lagon) se présentent sous forme d'un empilement de strates subhorizontales sur plusieurs kilomètres de longueur qui correspondraient essentiellement à des cortèges transgressifs ou à des cortèges de haut niveau déposés au cours de cycles à haute fréquence.

D'après une étude des données de puits, Pomar et al. (1983) ont réalisé la carte suggérant l'extension de la propagation de la plate-forme (Figure 2-31, à gauche). Les niveaux récifaux sont définis dans chaque puits ; leur corrélation représente les positions successives des récifs marquant leur progradation au travers de la plate-forme Lluçmajor.

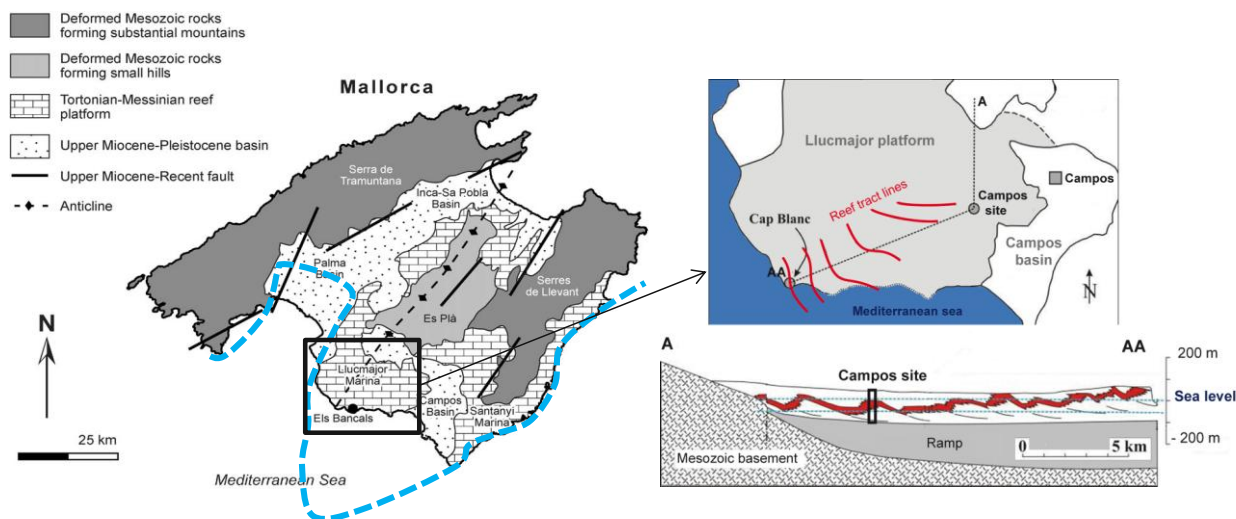


Figure 2-31: Carte litho-structurale délimitant la propagation de la plate-forme par des pointillés bleus (à gauche ; Arango et al., 2009) ; Carte de la propagation de la plate-forme (à droite), les lignes rouges représentent les positions successives des récifs progradants (Jaeggi, 2006 simplifié d'après Pomar et al., 1983) reportées sur la coupe A-AA.

La propagation de la plate-forme est orientée SE puis ESE pour les derniers niveaux récifaux tracés (Figure 2-31, à droite). Cette plate-forme représente l'extension la plus importante du bassin méditerranéen au Miocène.

Effet de la chute du niveau marin et émergence au Messinien

Des marqueurs d'expositions subaériennes épisodiques apparaissent entre certains dépôts. De larges hétérogénéités telles que les chenaux karstiques et des cavités issues de figures de porosité primaire élargies par les fluides, sont observées. Des développements de stromatolithes sont intercalés entre les faciès à récif et les éolinies qui terminent la séquence.

Pomar et Ward (1999) ont également défini une hétérogénéité diagénétique déterminée par une porosité secondaire, la plupart du temps moldique avec une dolomitisation envahissante des faciès de l'affleurement. Cet impact diagénétique a pu être généré lors de l'enneigement de la plate-forme, l'étape finale de la MSC.

2.2.3.3 Système hydrologique de Lluçmajor

Les calcaires de Lluçmajor constituent un réservoir préposé aquifère. L'eau de l'aquifère de Lluçmajor est extraite d'une nappe de système libre, et utilisée à des fins agricoles. Des puits

d'exploitation, est déduite une épaisseur de l'aquifère d'environ 150 m. Aucune rivière ne draine cet aquifère à part le petit torrent épisodique de Garonda débouchant à l'Ouest de Sa Rapita.

Des résultats issus de modélisation 3D réalisée par Arango et al (2009) dans la zone sud de la ville de Lluçmajor permettent de proposer un modèle conceptuel de la zone de la surface au plus profond :

- 1) une mince couche résistive (180 Ω .m) peut être associée à un aquifère libre, avec une épaisseur moyenne de 140 m ; sa géologie est liée aux formations Quaternaire et au complexe récifal du Miocène supérieur ;
- 2) la structure conductrice (5-20 Ω .m) avec une épaisseur variable (100 à plus de 500 m) corrèle avec une couche imperméable ou aquitard. Son épaisseur minimale de 200 m est située au niveau d'une anomalie thermique ;
- 3) le dernier milieu résistif (supérieur à 80 Ω .m) est associé à un aquifère profond. Une des caractéristiques suggérées par le modèle 3D est la présence d'une zone où l'aquitard serait plus mince avec une orientation préférentielle NE-SO, ce qui coïncide avec l'orientation générale des structures régionales. Cette mince couche se forme à partir du socle au nord, descendant vers le sud, et peut être liée à une zone faillée.

Un puits d'exploration près de la ville de Lluçmajor, de 500 m de profondeur, foré par l'IGME (*Instituto Geologico y Minero de Espana, IGME report, 2004*), permet les corrélations suivantes entre les couches du modèle et les formations du puits caractérisées géologiquement par des logs gamma ray et de résistivité (Figure 2-32). La première couche résistive peu profonde, correspond aux calcaires bioclastiques (complexe récifal) de 140 m d'épaisseur. La limite entre ce niveau résistif du modèle et celui moins résistif coïncide avec la limite des calcaires bioclastiques avec les marnes, et facilite l'interprétation lithologique. Les marnes sont généralement caractérisées par une faible perméabilité : elles répondent donc à l'unité perméable (aquitard) du modèle. La valeur de la résistivité du modèle 3D autour de 15 Ω .m est similaire à la valeur de la résistivité mesurée dans le niveau de silstone, sandstone et conglomérats à nummulites. Enfin, les formations calcarenites, bréchiqque et de calcaires bioclastiques apparaissent homogènes dans le deuxième niveau résistif du modèle 3D car leurs résistivités mesurées varient peu.

L'aquifère de Lluçmajor, qui consiste en des calcaires tabulaires légèrement subsidés, a un niveau de nappe s'étendant de la surface dans les marais salins de Ses Salines à 100 m de profondeur.

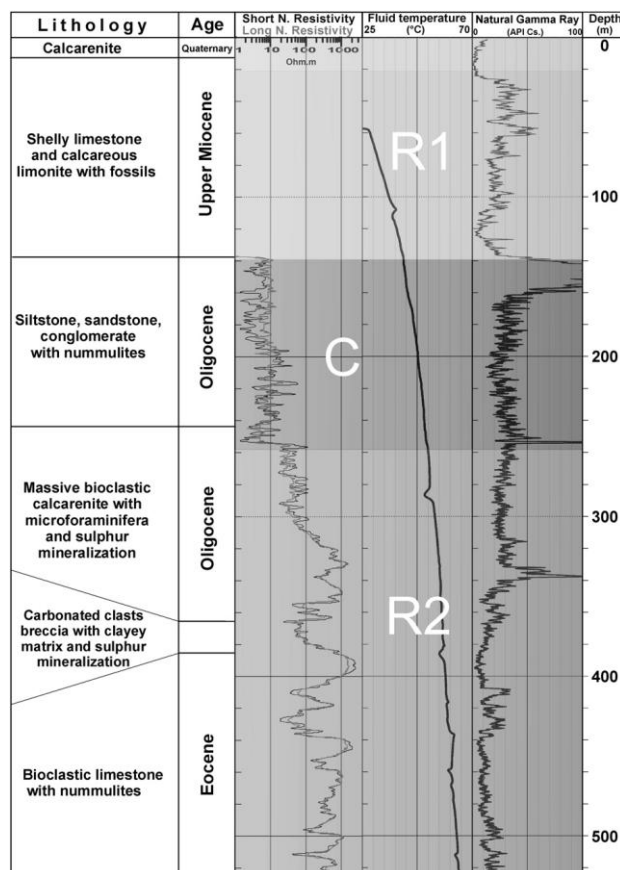


Figure 2-32 : Synthèse de la lithologie et des données géophysiques déterminées dans le puits d'exploration près de la ville de Lluçmajor et le modèle 3D de résistivité (Arango et al., 2009).

Anomalie géothermique et intrusion saline

Une anomalie géothermique a été détectée dans la partie sud de l'île. Elle se manifeste par des anomalies de température élevée de l'eau dans certains puits, atteignant une température maximale de 50°C. Cette anomalie est observée à 4 km au large de la côte méditerranéenne dans un puits gouvernemental (S23). La mise en place d'un centre thermal à *Font Sant*, à 300 m du puits, en témoigne. Des mesures ont été acquises en 2006 par le laboratoire Géosciences Montpellier dans ce puits.

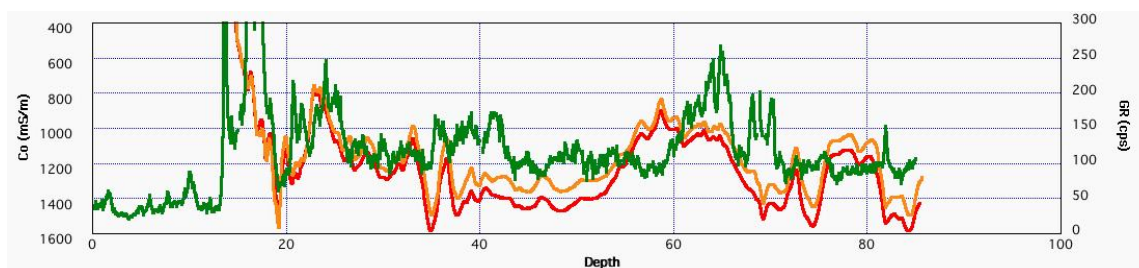


Figure 2-33 : Mesures géophysiques dans le puits S23 : rayonnement gamma naturel (courbe verte) et la conductivité électrique de la formation par mesure induction (ILM en orange et ILD en rouge).

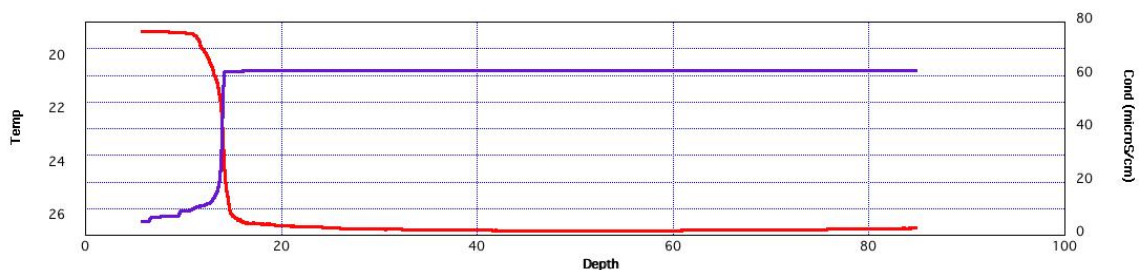


Figure 2-34 : Mesures géophysiques dans le puits S23 : température (rouge) et la conductivité électrique du fluide (violet).

L'augmentation de la conductivité électrique de la formation et de la radioactivité naturelle indique un changement de lithologie et l'emplacement d'une faille à 14 - 18 m de profondeur (Figure 2-34). Les variations de température et de conductivité électrique du fluide marquent la présence d'eau douce au dessus (4 à 14 m de profondeur) et d'eau salée au dessous. La faille apparaît perméable et source d'eau salée chaude. Dans l'intervalle de la faille, une anomalie de pH est notée, probablement due à la présence de CO₂ dissous, référénçant une source géothermique à *Font Sant*.

Prenant le gradient thermique mis en avant par Fernandez et Cabal (1992) de 46 ± 8 mK/m, une profondeur minimale de 700 m est nécessaire pour obtenir une telle température. Pour expliquer cette présence d'eau chaude, un simple modèle conceptuel de deux aquifères a été proposé par l'IGME (*IGME report, 1985*) : un aquifère libre et un autre aquifère captif en dessous produisant cette eau chaude. L'aquitard entre les deux aquifères doit présenter une discontinuité (faille ou fracture) pour favoriser les mouvements verticaux du fluide. Les dépôts planaires étant composés de limons quaternaires n'indiquent aucune structure géomorphologique en surface qui permettrait la montée des eaux souterraines profondes. Cependant, une structure de décrochement avec rejet horizontal est observée en affleurement le long de la côte sud, coupant la plate-forme près de Lluçmajor. Elle pourrait être à l'origine de cette anomalie thermique. L'aquifère profond détecté à Lluçmajor par Arango et al. (cf. ci-dessus) serait à l'origine de l'approvisionnement en eau chaude. De plus, le modèle aquifère indique la présence d'une zone où l'aquitard serait plus mince, de type faille ou zone faillée, ce qui coïncide avec l'anomalie thermique.

A Ses Sitjoles, 8 km à l'ouest de Font Sant et du puits S23, un puits d'observation (S17) près de la ville de Campos, traverse la nappe libre de la plate-forme Lluçmajor et révèle aussi une ligne d'eau salée à faible profondeur, dynamique selon les dires des habitants de l'île de Majorque. Dans cette zone, l'intrusion marine de cet aquifère côtier est une conséquence du déficit pluviométrique et des pompages agricoles intensifs.

2.2.3.4 Sites d'étude sur la plate-forme

Les calcaires de Lluçmajor représentent un site propice aux études d'impact entre zones d'eau douce et d'eau salée. L'aquifère de Lluçmajor est contenu dans un réservoir carbonaté poreux récifal,

présentant de nombreux forages et piézomètres. Aujourd'hui ils permettent d'étudier l'intrusion d'eau salée et de comprendre ses écoulements et circulations.

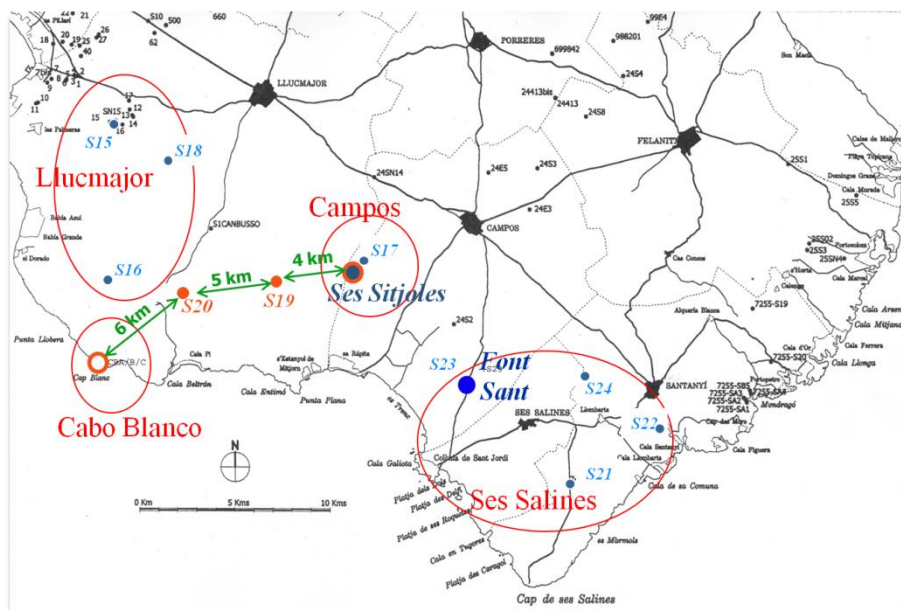


Figure 2-35: Localisation des quatre sites d'étude et de leurs puits associés, au sein de la plate-forme Lluçmajor.

Quatre sites implantés sur la plate-forme comprennent une trentaine de forages au total, (ils ne sont pas tous représentés sur la Figure 2-35, pour plus de clarté). Huit de ces puits sont des nouveaux puits réalisés lors de cette étude, sur les sites de Campos (5 puits) et de Ses Salines (3), forés par le département d'Hydrogéologie du Gouvernement des îles Baléares. Les autres sont d'anciens forages d'observation, également forés par le Gouvernement. Le site de Ses Salines permet de caractériser la zone des marais salants. Le site de Cabo Blanco associe trois puits peu profonds à l'affleurement. Le site de Lluçmajor contient les puits utilisés par Arango et al. (2009). Deux puits S19 et S20 sont établis entre le site de Campos et de Cabo Blanco, offrant la possibilité d'une étude par transect de la plate-forme. Le site de Campos, à 6 km de la côte méditerranéenne, représente ainsi un site calcaire et un réservoir avec importante réactivité matricielle. L'intérêt de l'étude s'est porté sur le site de Campos, pour son accès en subsurface des calcaires et de l'aquifère contaminé.

2.2.4 Site expérimental de Campos

En 2002, le projet ALIANCE a lancé le développement du site de *Campos*, situé sur la plate-forme carbonatée Lluçmajor du Miocène. A Ses Sitjoles, à 7 km au sud-ouest de la ville de Campos, dans un champ cultivé, quatorze forages principalement de 100 m de profondeur ont été forés près du puits d'observation S17 (destructif de 100 m) (Figure 2-36, à gauche). Huit puits ont été totalement carottés (MC1-MC5 et MC10-MC12) et les sept autres destructifs (MC6-9, MC16-MC17). Seul le

puits MC12 atteint une profondeur de 300 m. Ces puits permettent d'investiguer le réservoir peu profond sur un maillage carré de 100 mètres maximum de côté (Figure 2-36, à droite).

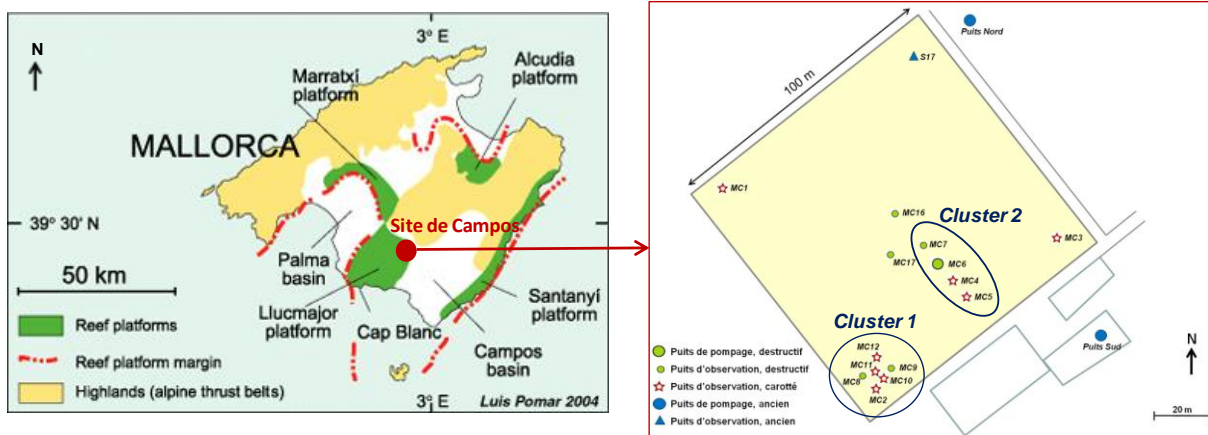


Figure 2-36: Plan du site expérimental de Campos et localisation de tous ses puits.

Ce réseau de puits permet l'acquisition et l'enrichissement d'une base de données importante, sur près de 1570 m cumulés de puits, aussi bien géologique que géophysique, pétrophysique et hydrodynamique. Cette base de données se distingue tout particulièrement par la gamme d'échelles qui est couverte et fait de ce site un laboratoire expérimental unique d'étude de la subsurface.

2.2.4.1 Synthèse des travaux précédents ou parallèles

Cette étude s'appuie sur les travaux antérieurs de Jaeggi (2006) et Maria-Sube (2008) qui se sont focalisés sur les mesures géophysiques en forage et les études pétrophysiques en laboratoire des carottes. Le puits MC2 a été le premier et le plus étudié sur Campos, ce qui en fait le puits de référence. Les carottes de MC2 ont été utilisées pour identifier et analyser les horizons minéralisés au laboratoire CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement), à l'Université d'Aix-Marseille (France).

Le réseau de forages a révélé des dépôts récifaux similaires à ceux exposés par l'affleurement de Cabo Blanco, situé 15 km au sud-ouest (Figure 2-35). La structure est également très altérée mais beaucoup moins dolomitisée. Les datations du Strontium (ratio $^{86/87}\text{Sr}$) faites par le laboratoire CEREGE révèlent une structure essentiellement d'âges Tortonien et Serravalien (jusqu'à 24 m dans le forage MC2), et plafonnent les derniers dépôts à l'âge Messinien. Le récif et le lagon de Cabo Blanco sont déterminés d'âge Messinien par Pomar (1993) et Pomar et Ward (1995). Donc seule la partie supérieure de la séquence issue de MC2 a été jugée contemporaine à celle des faciès de l'affleurement. Ces informations géochimiques confirment la direction sud-ouest du développement de la plate-forme et des récifs pendant le Miocène.

Géologie locale

Les cinq principaux types de faciès des cinq principaux environnements (lagon interne, lagon externe, récif, talus proximal et distal) ont été reconnus dans le puits de référence MC2 du site de Campos. Ils ont été décrits en détail par Jaeggi (2006) et schématisés ci-dessous :

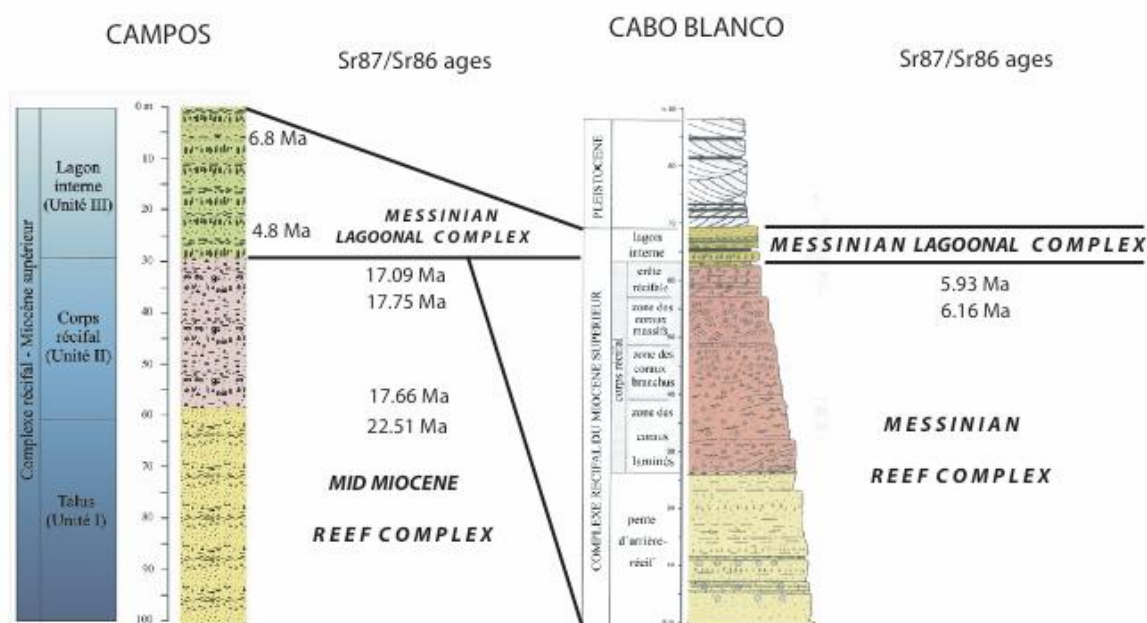


Figure 2-37 : Relation stratigraphique et diachronique entre la séquence exposée à Cabo Blanco et celle du puits MC2 du site de Campos (source : rapport d'ALIANCE).

Environnement 1 : Plate-forme externe

Au site de Campos, les faciès les plus profonds sont caractéristiques des couches les plus anciennes de la séquence carbonatée. De 60 à 101 m de profondeur, les packstones squelettiques à grains fins dominent avec une porosité moldique importante (nombreux fragments dissous), quelques fragments d'algues et peu de foraminifères benthiques, échinodermes, des fragments de bivalves. Puis, les faciès se montrent plus crayeux avec des bioclastes. Enfin, des floatstone - rudstone moins poreux apparaissent micritiques et sans fossiles.

Environnement 2 : Séquence récifale

Entre 25 et 60 m de profondeur, les packstones squelettiques dominent toujours puis apparaissent des floatstones à coraux (Porites massives et branchues), framestones (en particulier de 28 à 36 m de profondeur) et des floatstones à algues rouges. Au niveau faunistique, des Porites, foraminifères benthiques, échinidés, fragments d'algues, péloïdes, bivalves et gastéropodes sont présents. La porosité est très importante due à une intense dissolution des coraux (porosité framework). Elle est également de type intraparticulaire et moldique parfois comblée par des ciments sparitiques.

Environnement 3 : Dépôts lagunaires/Plate-forme interne

Les premiers 25 m à partir de la surface présente des packstones squelettiques avec de nombreux foraminifères benthiques, peu de bivalves, échinodermes, gastéropodes, des fragments d'algues et des péloïdes. Puis des grainstones à ooïdes marquent le sommet. Les effets de la diagenèse apparaissent sous forme d'enveloppes micritiques, des ciments spécifiques (microsparitization) et la porosité très développée et principalement de type intra- et inter-granulaire (primaire) mais aussi moldique et vacuolaire (secondaire).

Les structures géologiques présentent des hétérogénéités multi-échelles, souvent liées aux variations latérales et verticales des différents faciès de la plate-forme. Les récifs calcaires de ce site sont caractérisés par un grand panel de valeurs de porosité et de perméabilité. Les 100 m de séquence sont légèrement fracturés : 14 fractures ont été localisées. L'importance de la porosité secondaire, moldique principalement, marque un fort impact de la diagenèse. L'évolution de la porosité sur la séquence verticale reste à discuter.

2.2.4.2 Réservoir de Campos et intrusion saline

Le bassin de Campos révèle une intrusion d'eau salée à faible profondeur. D'après la carte des conductivités électriques relevées dans des piézomètres, l'aquifère développé dans le bassin présente de fortes conductivités qui témoignent de fortes teneurs en ions chlorures. La valeur la plus élevée (Figure 2-38, bleu foncé-violet) localise des marais salins. Le site de Campos se situe dans cette zone d'invasion d'eau salée.

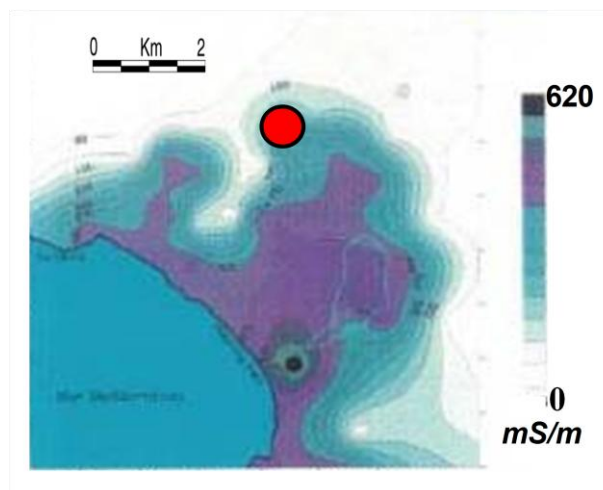


Figure 2-38: Carte de conductivité électrique mesurée à 60 m de profondeur ; bleu foncé-violet pour une conductivité élevée à bleu clair-blanc pour une conductivité faible ou nulle.

Sanz et al., en 2000, délimitent également l'extension de l'intrusion d'eau salée dans la zone sud-est de l'île de Majorque, grâce à des méthodes géophysiques gravitaires et électromagnétiques. La zone d'étude comprend la région côtière, entre les villes de Sa Ràpita et Colonia de Sant Jordi, dont la

commune de Campos. Cette contamination représente un risque pour l'approvisionnement en eau de qualité, acceptable pour l'irrigation des cultures et pour l'alimentation de la population car c'est la seule ressource en eau disponible pour cette région.

Au site de Campos, les épaisseurs de la zone non saturée (zone vadose) et de l'aquifère sont déterminées à partir du profil de conductivité électrique. Ce dernier indique la nature du fluide, en particulier la concentration minérale telle que celle des ions chlorures (reflétant la salinité).

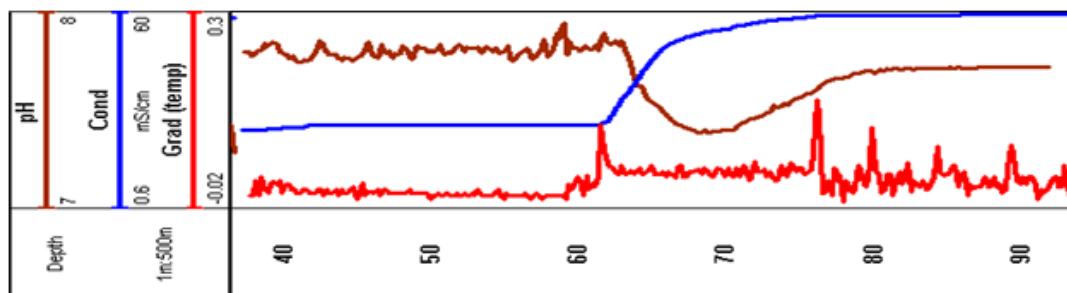


Figure 2-39 : Profils de conductivité électrique du fluide, du pH et gradient de température dans le puits MC2, enregistré en 2006.

En condition saturée et de forte porosité, le profil de conductivité électrique du fluide présent dans le forage est représentatif du fluide saturant les formations. Les valeurs de conductivité sont dérivées en concentration de chlorures. La conductivité des eaux varie de 0,5 mS/cm à 57 mS/cm. L'aquifère est donc saturé par une eau plus ou moins douce (0,5 g/l en 1960, 2,5 g/l en 2005), puis saturé par une eau de salinité élevée à 33 g/l, correspondant à la composition de l'eau de mer. Le profil de conductivité du fluide est exponentiel dans la section intermédiaire entre les deux eaux. Il illustre la diffusion de la salinité dans l'eau douce (Figure 2-39 : Profils de conductivité électrique du fluide, du pH et gradient de température dans le puits MC2, enregistré en 2006.). Dans cette zone de transition de salinité, une acidification relative est mise en évidence par la courbe de pH, due aux échanges ioniques entre les deux eaux de composition chimique différente. Le gradient de température du fluide met en avant des zones de légères fluctuations (courbe rouge, Figure 2-39).

Du point de vue hydrogéologique, le réservoir-aquifère est divisé en quatre zones : vadose, eau douce, mélange des eaux et eau salée. La zone vadose est identifiée par l'impossibilité de mesurer C_w entre la surface et une profondeur de 37 m environ (niveau de la nappe). L'eau douce occupe les 25 premiers mètres (37 à 62 m de profondeur). L'eau salée est observée à partir de 78 m. La zone de mélange a une épaisseur d'environ 16 m, entre 62 et 78 m de profondeur. L'absence d'aquitard imperméable est notée sur cette séquence verticale.

Conclusions préliminaires

Cette partie résume les principaux résultats obtenus par des études antérieures au site expérimental de Campos et dans la région intégrant ce site. La diversité des champs d'étude qu'offre la plate-forme de Lluçmajor enrichit le présent travail. Nous avons montré que malgré les nombreuses investigations, la mise en place, le comportement et l'évolution de sa structure restent à détailler.

Sur un réseau de puits (dont certains carottés), local à l'échelle du site de Campos ou semi-régional à l'échelle de la plate-forme, les études en forage et sur carottes vont permettre de fournir les données élémentaires concernant les relations stratigraphiques, les propriétés des roches, les tendances de fracturation et l'impact diagénétique des variations du niveau de la nappe ou de l'intrusion saline.

Le site de Campos représente un réservoir contenant un aquifère affecté par une intrusion saline. De plus, sa faible profondeur (environ 40 m au dessus de la mer) et sa vocation agricole (activité liée à contrôle des eaux) en font un site propice et unique pour l'étude des hétérogénéités de roches carbonatées à l'interface eau douce - eau salée. De plus, la porosité totale du réservoir de Campos est très variable. La répartition des pores et ciments, issue d'une régression générale et ennoyage final ainsi que de l'évolution diagénétique historique et actuelle, reste une question ouverte. Ainsi, beaucoup de processus restent à comprendre : dissolution, dolomitisation locale, et karstification de certains niveaux géologiques?

CHAPITRE 3: OUTILS ET METHODES

En vue de l'étude du système complexe de la plate-forme de Lluçmajor, la caractérisation de la structure géologique et de ses hétérogénéités est indispensable à la compréhension de la dynamique du réservoir. Les questions portant sur la caractérisation du réservoir invoquent la composition géologique, la nature des roches, les faciès et les distributions de la porosité et la perméabilité. Ces questions sont largement abordées dans la littérature et présentent toujours un fort intérêt. Une des études clés qui permettrait de mieux comprendre les propriétés du réservoir carbonaté est le lien entre les hétérogénéités géologiques et la qualité du réservoir. Etudier ce lien induit des questions sur le ou les paramètres représentatifs de l'hétérogénéité et les échelles d'échantillonnage appropriées.

Les réservoirs carbonatés sont généralement des systèmes à multiples porosités qui confèrent les caractéristiques de l'hétérogénéité pétrophysique des réservoirs (Mazzullo et Chilingarian, 1992). Les types et les pourcentages relatifs de pores présents ainsi que leur distribution dans la roche dépendent de son origine et de l'évolution de sa porosité au cours du temps. Les spécificités de la porosité exercent un fort contrôle sur les propriétés productives du réservoir (Jordy, 1992 ; Honarpour et al., 1992). La porosité apparaît être la variable intermédiaire entre les divers paramètres du réservoir.

Les carbonates récifaux sont caractérisés par une macrofaune abondante et une macroflore de taille supérieure à l'échelle des mini-carottes de laboratoire. Dans ce cas, l'hétérogénéité géologique nécessite d'être échantillonnée à une plus grande échelle telle que la carotte ou la mesure géophysique en forage. Dans un autre exemple, un échantillon de faciès à grains très fins peut être uniformément non poreux à l'échelle d'une mini-carotte mais situé près d'une cavité importante à l'échelle du puits. L'identification de l'échelle appropriée est donc essentielle à l'effort de caractérisation des propriétés réservoir.

Les techniques classiques de mesures pétrophysiques et géophysiques ont tendance à s'étendre aux deux extrémités d'un champ d'application en termes de résolution et de volume d'échantillonnage, ce qui laisse des lacunes importantes dans les variations d'hétérogénéités. L'efficacité des méthodes connues pour n'être optimale que sur un certain domaine spatiale d'acquisition ou sur un objet géologique, sera développée afin de caractériser au mieux le système carbonaté étudié.

L'équipe « Transfert dans les Milieu Poreux » du département de Géosciences à l'Université Montpellier 2 dispose d'une large série d'outils, de faible diamètre extérieur, adaptée aux mesures

géophysiques dans les forages d'eau de faible profondeur (moins de 1500 m de profondeur, la principale limitation provenant de la température maximale, qui pour certains outils n'excède pas 50°C). Ce large set de mesures et d'images géophysiques en forage fournit une base de données in-situ permettant une évaluation continue des roches grâce à de nombreuses missions de terrain.

Les carottes représentent une source importante de données allant de l'observation naturelle à l'extraction destructive d'échantillons pour des mesures pétrophysiques ponctuelles en laboratoire, en passant par l'analyse de scans de carottes et de mini-carottes par tomographie aux rayons X. Elles sont le support d'évaluation des caractéristiques sédimentaires, pétrophysiques et minérales des roches, avec une précision dépendante de la méthode utilisée.

Ainsi, ce Chapitre 3 porte sur la caractérisation des hétérogénéités présentées dans le Chapitre 1, grâce à une large gamme de méthodes, alimentée par des nouvelles méthodes originales. Le développement de méthodes dédiées à l'extraction des propriétés physiques du réservoir conduira à une description et une analyse quantitative des hétérogénéités multi-échelles (du micromètre jusqu'à l'hectomètre) du milieu poreux. D'un point de vue interprétatif, ces méthodes nous permettront d'analyser l'impact des hétérogénéités sur le réservoir. Enfin, nous proposerons une méthode de suivi de la dynamique de l'aquifère, dérivée des méthodes antécédentes. Les méthodes sont présentées ci-dessous par thématique d'objets analysés, selon deux procédés : en laboratoire et in situ. Une autre distinction portera entre les acquisitions en forage et sur carottes.

3.1 Analyses géologiques

Diverses techniques d'analyse sont employées pour identifier les hétérogénéités à différentes échelles. Les analyses géologiques concernent la description des carottes, l'analyse pétrographique et minéralogique des lames minces, le choix des zones d'extraction des mini-carottes (*plugs* en anglais), l'examen géochimique... La caractérisation des lithofaciès est nécessaire pour l'ensemble des interprétations des propriétés physiques des roches carbonatées ainsi que la calibration ou étalonnage des autres mesures en forage.

Cette partie valorise les données obtenues antérieurement à cette étude et présente les nouvelles données acquises.

3.1.1 In situ

La plate-forme de Lluçmajor est principalement tabulaire sans failles apparentes en surface générant des affleurements. Les seuls affleurements présents sont ceux de la côte à 6 km ; leurs faciès sont très altérés par la dolomitisation. Des mesures géophysiques en forage pallient au manque d'observation in situ des structures sédimentaires du site de Campos : l'outil de mesure de rayonnement spectral et les images de paroi de puits.

3.1.1.1 *Mesure du rayonnement gamma spectral*

La radioactivité est naturellement présente sur Terre. Certains éléments radioactifs composent les minéraux et les roches de la couche terrestre. La radiation de ces éléments radioactifs est mesurable et estimée sous forme de teneur, liée à la lithologie.

Suite au forage fait à l'eau, la surface rocheuse apparaît aux parois de forage non altérées. Les mesures par rayonnement gamma (*gamma ray* en anglais) permettent une première interprétation lithologique.

Principe

Le principe repose sur la chaîne de désintégration naturelle des éléments radioactifs naturels tels que le potassium K, le thorium Th et l'uranium U. Chaque fois qu'un élément de la chaîne se désintègre, il y a émission de particules alpha ou bêta ou de rayons gamma. Ces rayons gamma ont une énergie spécifique associée au radionucléide qui se désintègre. Une sonde de gamma ray est utilisée pour déterminer la contribution des trois éléments radioactifs principaux : potassium ^{40}K , thorium ^{232}Th et uranium ^{238}U . Comme leurs formations de dépôt sont différentes, leur présence permet de déterminer la lithologie des terrains sondés.

Applications

Le rayonnement gamma naturel d'une surface en forage est mesuré par une sonde spectromètre passive (SGR512), conçue par la société *Advanced Logic Technology* (ALT, Luxembourg) qui fournit également le logiciel d'acquisition. Au fur et à mesure que la sonde est déplacée dans le forage, un détecteur (un cristal scintillant de Germanate de Bismuth) détecte le spectre total mais enregistre également les comptes spécifiques aux radiations ^{40}K , ^{232}Th et ^{238}U . La sonde enregistre tout le spectre sur 256 canaux variant entre 0,07 et 3,0 MeV. Le nombre de rayons gamma dans chaque intervalle d'énergie des trois radioéléments est calculé pendant un certain temps. Le même processus s'applique au rayonnement total. Les quatre nombres obtenus représentent les rayons gamma issus du potassium, de l'uranium, du thorium et le compte total (TC) qui ont été détectés par la sonde pour une période de comptage d'une seconde.

La radioactivité naturelle de la surface rocheuse est ainsi mesurée tous les 10 cm. La vitesse de mesure et le temps d'échantillonnage lors de l'acquisition des données influencent le taux de comptage du spectre des rayons gamma. Le détecteur de rayons gamma est placé perpendiculairement à la stratification. Le volume d'échantillonnage du capteur porte sur un rayon de 30 cm : le champ d'influence de la sonde s'étend donc sur 60 cm autour du forage. En conséquence, les couches géologiques voisines peuvent influencer les mesures des couches plus minces.

Les variations de la radioactivité naturelle sont attribuées à celles de la teneur en potassium (K), élément majeur des roches, ainsi que celle des éléments traces tels que l'uranium (U) et le thorium (Th). En général, le potassium est attribuable aux minéraux argileux. L'uranium et le thorium peuvent avoir été concentrés dans certaines unités lithologiques lors de processus métamorphiques et hydrothermaux.

La radioactivité naturelle de la surface rocheuse permet une investigation du contenu minéral radioactif des roches, ainsi qu'une investigation sédimentologique et environnementale. Les profils de concentration des trois radioéléments naturels sont importants pour la cartographie des lithologies et pour la corrélation stratigraphique.

3.1.1.2 *Images de paroi de puits*

Les données géophysiques en forage produisent des données à moyenne et haute résolutions des propriétés de l'aquifère et du réservoir, mais seulement le long de profils 1-D locaux. Grâce à une acquisition sous 360°, l'imagerie de paroi de puits tend vers une analyse 3D par le biais d'images optique et acoustique.

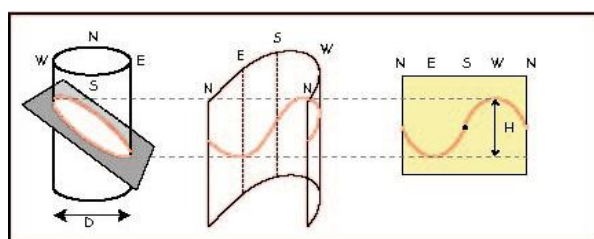


Figure 3-1 : Image déroulée d'une paroi de puits et représentation d'un plan.

Principe de l'imagerie optique

Une caméra CCD (*Charge Coupled Device*) placée dans la sonde génère une image optique de la paroi. Un prisme de réflexion placé au bas de la sonde permet à la caméra CCD de recevoir l'image de la paroi du puits (Figure 3-2), enregistrant simultanément l'image de 360°. Un système d'éclairage inclus à la sonde permet d'éclairer la zone filmée. Deux centreurs placés sur l'outil permettent à ce dernier de rester dans l'axe du puits de forage. Le magnétomètre permet de situer les mesures par rapport à une référence (par exemple 0° correspond au nord et 90° correspond à l'est).

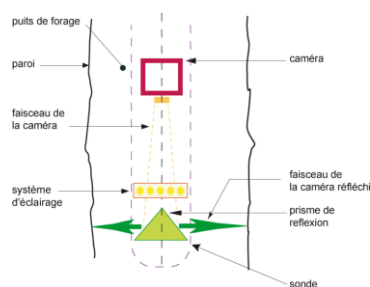


Figure 3-2 : Schéma de la tête d'outil d'imagerie optique et du principe physique utilisé.

Les informations données par l'accéléromètre magnétique donnent la géométrie du forage. L'image obtenue est une image numérique continue en "couleurs réelles" avec une variété de résolution millimétrique aussi bien horizontale que verticale. L'image est digitalisée dans la sonde et combinée aux données d'orientation avant d'être transmise vers la surface.

Application de l'imagerie optique

La sonde *Optical Borehole Image* (OBI40), conçue par ALT, fournit une image de la paroi du forage continue, "déroulée" sur le plan de la feuille et orientée tout au long la paroi du puits. En effet, elle est mise en œuvre en puits ouvert, saturé ou non (c.à.d. en zone vadose) avec une eau de préférence claire. Les résolutions verticale et azimutale maximales sont respectivement de 1 et 0,4 mm.

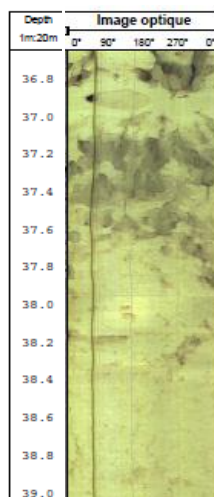


Figure 3-3 : Image optique de paroi du puits MC10.

L'image optique résultante permet de visualiser directement la paroi de puits tel un scan assez détaillé pour être utilisé à l'observation et l'interprétation structurale. L'intérêt de l'imagerie optique est la production d'une image aux couleurs naturelles (Figure 3-3 : Image optique de paroi du puits MC10.Figure 3-3), ce qui facilite la comparaison avec les carottes issues du puits. Les carottes peuvent être orientées et donc calées en profondeur. Cependant, la carotte doit posséder une particularité telle qu'un changement lithologique, un contact ou figure de structure visible sur l'image et la carotte (par

exemple : diaclase, induration). Cet outil peut donc fournir un moyen rapide et peu coûteux pour l'orientation. L'image optique fournit également des renseignements sur la lithologie et plus précisément l'alternance stratigraphique des couches ainsi que la détection et l'évaluation de fractures. Cette image peut être rapidement interprétée en termes de pendage et direction des couches, fréquence et ouverture de fissure ou fracture. En fait, une telle visualisation peut partiellement substituer un carottage traditionnel.

Principe de l'imagerie acoustique

Une tension est appliquée dans une céramique piézoélectrique. Cette dernière émet des ondes acoustiques à intervalles réguliers. Ce faisceau d'impulsions ultrasoniques est dévié par un miroir réflecteur et émis vers la paroi du forage avec une fréquence de l'ordre de 1,2 MHz (fréquence optimale de mesure). Afin d'obtenir une image 360°, le miroir pivote sur lui-même (Figure 3-4).

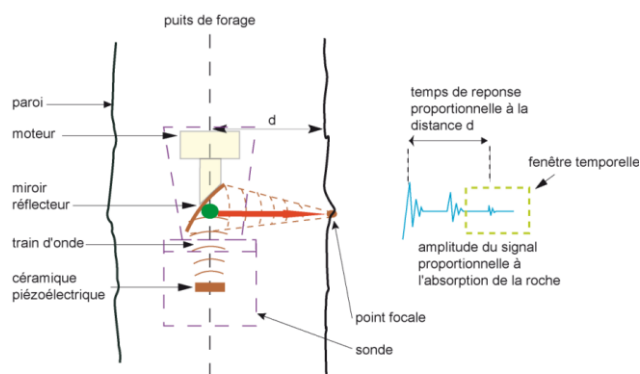


Figure 3-4 : Schéma de la tête d'outil d'imagerie acoustique et du principe physique utilisé.

Dans un premier temps, le temps de transit de l'onde est mesuré entre l'émission et l'écho de retour grâce à une fenêtre temporelle (ce filtre temporel permet de sélectionner l'écho relatif à la paroi). Ce temps est directement proportionnel à la distance à laquelle se trouve la paroi. Dans un second temps, le ratio d'amplitude entre l'onde émise et l'onde réfléchie informe sur la capacité d'absorption de la roche (plus l'amplitude retournée est faible, plus la capacité d'absorption de la roche est forte).

Application de l'imagerie acoustique

Le déploiement de la sonde d'imagerie acoustique de paroi (*Acoustic Borehole Image*, ABI40), également élaborée par ALT, nécessite un puits saturé d'eau. Une fois l'enregistrement des mesures acoustiques fini, la sonde ABI40 donne deux images virtuelles déroulées 360° de la paroi. L'une est une image continue en profondeur de la paroi (*travel-time*, Figure 3-5) et l'autre image traduit la capacité d'absorption de la roche (*amplitude*). A chaque distance et amplitude ainsi mesurées est associée une couleur. Les palettes de couleur permettent de facilement visualiser les variations. La

résolution azimutale dépend du nombre de mesures par tour et peut augmenter jusqu'à 1 mm dans un forage de 10 cm de diamètre. La résolution verticale maximale est de 1 mm.

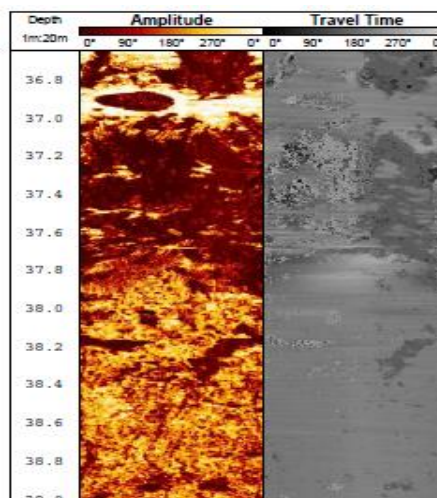


Figure 3-5 : Image acoustique, en amplitude (palette de couleurs orangée) et temps (palette grise) de paroi du puits MC10.

Les images acoustiques sont généralement plus contrastées que celle de l'image optique. Leurs visualisations permettent d'identifier finement les structures et les textures de la formation rocheuse traversée par le forage. La distribution des couches géologiques et leurs caractéristiques géométriques sont établies tout au long du puits, intégrant les zones friables ou karstiques. Suivant la formation géologique, on regroupe les bancs en classes de faciès textural calibrées par les études sédimentologiques dans les zones carottées issues du même puits. Un profil textural est généré à partir des images optique et acoustique. Son intégration aux mesures géophysiques en forage affine la définition des hétérogénéités sur l'ensemble du réservoir investigué par le forage.

3.1.2 Laboratoire

3.1.2.1 Carottes

Sur l'ensemble des quinze forages du site de Campos, tous réalisés par le Gouvernement des Baléares, huit ont été carottés d'une manière continue. Près de 1000 mètres de carottes extraites du site de Campos sont disponibles, dont 620 mètres au laboratoire Géosciences Montpellier. Le taux de récupération des carottes ainsi que leur qualité sont élevés. Pour les puits les plus étudiés (MC2 et MC10), le taux est supérieur à 90%. Les quelques pourcentages de perte sont liés aux formations friables mais principalement à la présence de cavités et zones de diaclases fragilisant la formation. Les carottes sont de très bonne qualité grâce à l'utilisation d'eau de l'aquifère pour la foration, cependant elles ne sont pas orientées. Certaines zones particulières peuvent être orientées grâce aux images orientées de paroi de puits. Les carottes, pour la plupart de 9 cm de diamètre, sont sciées

longitudinalement ; elles peuvent ainsi être observées et photographiées, palliant ainsi les traces de foration.

Les carottes représentent une source importante de données géologiques. L'observation à l'œil nu des carottes entières permet d'examiner les hétérogénéités à moyenne échelle (cm - m) et d'informer sur la lithologie, la sédimentation et la diagénèse du réservoir à cette même échelle. Les carottes sont analysées afin de fournir une description détaillée de la séquence carbonatée de la zone d'étude. Les carottes coupées en deux permettent de mieux identifier la texture, la taille de grain, les grands bioclastes préservés et la méso- macroporosité de la formation.

3.1.2.2 *Mini-Carottes*

Les mini-carottes classiques, échantillons cylindriques de carotte (*plugs*), permettent d'examiner la structure à petite échelle (mm – cm) et de révéler les propriétés réservoir telles que la porosité, la distribution de taille des pores, la perméabilité...

Dans le cas de formations très hétérogènes, un échantillonnage approprié est très important pour la représentativité du réservoir de telle sorte que les études sur mini-carottes puissent être comparées et intégrées à l'échelle du site. Il est donc important de définir les différentes échelles d'hétérogénéité présentes avant l'extraction des échantillons.

Maria-Sube (2008) a mené de nombreuses mesures spécifiques et classiques sur les mini-carottes du puits MC2. 116 bouchons de 2,5 mm de diamètre et 22 mm de long ont été extraits tout au long du puits. Des mesures pétrophysiques (porosité, densité de grain, propriétés électriques et vitesses acoustiques) et dynamiques (perméabilité, potentiel électrocinétique) ont été effectuées. De nouvelles mesures ont été acquises à plus haute résolution sur des zones précises des carottes de MC2 telles qu'une limite de séquence ayant subi une forte diagénèse (Loggia, *in press.*).

Dans la présente étude, la stratégie d'échantillonnage a ciblé des zones représentant toutes les caractéristiques sédimentologiques et structurales du réservoir. Pour cela, les résultats antérieurs des thèses de Jaeggi (2006) et Maria-Sube (2008) réalisés sur des carottes de Campos sont utilisés dans une analyse géologique plus fine des carottes du nouveau puits MC10 (Tableau 3-1). Les paramètres des plugs issus de ces zones sont par la suite extrapolés à la strate correspondante, ce qui permet un meilleur contrôle de la disparité des structures multi-échelles.

Mini-carottes de 40 mm de diamètre				Mini-carottes de 9 mm de diamètre			Mini-carottes de 2 mm de diamètre		
N°	profondeur (m)	N°	profondeur (m)	N°	profondeur (m)	nom mini-carotte	N°	profondeur (m)	nom micro-carotte
1	0,83	20	49,26	1	8,23	MC10_8m_A_9mm	1	20,2	MC10_20m_A_2mm
2	2,55	21	52,00	2	12,49	MC10_12m_A_9mm	2	24,77	MC10_25m_1_2mm
3	6,25	22	55,10	3	24,6	MC10_24m_A_9mm	3	33,52	MC10_33m_1_2mm
4	8,25	23	59,25	4	24,72	MC10_24m_D_9mm	4	37,65	MC10_37m_A_2mm
5	12,53	24	61,20	5	24,815	MC10_25m_A_9mm	5	47,5	MC10_47m_1_2mm
6	14,60	25	64,90	8	24,8	MC10_25m_D_9mm	6	48,04	MC10_48m_1_2mm
7	16,00	26	68,22	9	24,825	MC10_25m_E_9mm	7	51,42	MC10_51m_1_2mm
8	17,30	27	70,65	19	24,92	MC10_25m_O_9mm	8	65,52	MC10_65m_1_2mm
9	20,00	28	73,15	20	24,94	MC10_25m_P_9mm	9	90,26	MC10_90m_1_2mm
10	24,80	29	74,90	21	24,955	MC10_25m_Q_9mm			
11	25,93	30	77,27	22	77,1	MC10_77m_A_9mm			
12	28,85	31	80,45	23	88,2	MC10_88m_A_2mm			
13	31,30	32	81,55	24	91,15	MC10_91m_A_9mm			
14	35,10	33	84,30						
15	38,80	34	87,40						
16	41,25	35	90,10						
17	43,20	36	94,10						
18	44,60	37	98,40						
19	47,93	38	100,30						

Tableau 3-1: Liste des mini-carottes extraites des carottes du puits MC10.

Les mini-carottes de 40 mm de diamètre ont une longueur moyenne de 60 mm. Elles sont principalement utilisées pour des mesures pétrophysiques et l’analyse par tomographie basse résolution. Les petites mini-carottes suivantes sont réalisées pour la tomographie à haute résolution. Celles de 9 mm de diamètre ont une longueur moyenne de 8 mm. Et les mini-carottes de 2 mm de diamètre ont une longueur moyenne de 10 mm.

3.1.2.3 Lames minces

A très petite échelle, les hétérogénéités peuvent être examinées à l'aide de lames minces, de fines sections de carottes. Leur examen est réalisé par observation sous microscopie optique (microscope à transmission JEOL 1200 EXII, équipé d’une caméra numérique) et microscopie électronique à balayage (FEI Quanta FEG 200).

Les lames minces permettent d’observer la microstructure, la matrice et les bioéléments. La texture des formations, les macro- et micro-faunes, la granulométrie, la minéralogie et également l’histoire diagénétique peuvent ainsi être étudiés. La détermination des microfaciès est principalement basée sur l’identification de la composition des grains ainsi que des affinités biologiques des bioclastes. L’application d’alizarine, un colorant d’origine végétale, pendant la confection des lames permet de différencier la dolomite de la calcite, cette dernière apparait teintée en rose. La coloration à l’alizarine permet

L’analyse des lames minces issues des formations des puits MC2 et MC10 permet une description des microfaciès. Les résultats des carottes du puits de référence MC2 sont exposés dans les travaux de Bonnier (2005), Jaeggi (2006), Maria-Sube (2008) et plus récemment par Vandeginste (2009). Pour le

nouveau puits MC10, 60 lames minces ont été confectionnées afin principalement d'analyser la microstructure ainsi que d'évaluer les processus diagenétiques des zones d'extraction (Tableau 3-2).

N°	profondeur (m)	N°	profondeur (m)	N°	profondeur (m)
1	0.83	20	38.8	41	64.9
2	2.55	21	41.25	42	65.5
3	6.25	22	43.2	43	67.7
4	8.25	23	44.6	44	68.22
5	8.57	24	47.93	45	70.65
6	12.53	25	48.1	46	72
7	14.6	26	48.4	47	73.15
8	16	27	49.26	48	74.04
9	17.3	28	49.7	49	74.9
10	20	29	51.5	50	77.27
11	20.16	30	52	51	80.45
12	21.2	31	55.1	52	81.55
13	24.6	32	56	53	84.3
14	24.8	33	59.25	54	87.4
15	25.93	34	59.35	55	90.1
16	28.85	35	59.4	56	90.34
17	31.3	36	60	57	91.97
18	33.5	37	61.2	58	94.1
19	35.1	38	61.6	59	98.4
20	37.3	39	61.7	60	100.3
21	37.65	40	61.9		

Tableau 3-2: Liste des lames minces réalisées dans les carottes du puits MC10.

L'échantillonnage des lames minces a été réalisé de la manière la plus exhaustive pour une bonne représentativité des unités sédimentaires. Certaines sont confectionnées à partir des mêmes plugs que ceux ayant servis aux mesures de porosité et perméabilité (Tableau 3-3). L'ensemble des lithofaciès, des limites de séquences spécifiques et des diverses minéralogies peut être analysé pétrographiquement.

3.2 Analyses pétrophysiques

Une caractérisation de la structure poreuse est importante afin d'étudier les processus qui affectent les formations du réservoir. Les analyses pétrophysiques établissent le réseau des structures et identifient les emplacements préférentiels de cimentation ou de dissolution, qui exercent un contrôle privilégié sur le réservoir. L'évaluation des diverses hétérogénéités des carbonates nécessite multiples techniques de mesure et d'interprétation, essentielles pour statuer les caractéristiques de stockage du réservoir et prédire son évolution du réservoir ainsi que son comportement dynamique face aux fluides.

Développer une méthode quantitative pétrophysique qui assimile toutes les hétérogénéités des carbonates est un enjeu permanent. Dans un premier temps, les mesures géophysiques en forage sont appropriées pour traduire l'ensemble du réservoir en profondeur, mais l'importante quantité de résultats est soumise à une faible résolution verticale en vue de l'hétérogénéité matricielle. Les images de parois de puits sont utilisées pour l'identification, la mesure et la cartographie des fractures, cavités karstiques et vacuoles. Les mesures électrique et acoustique en forage quantifient la porosité totale. Ensuite, les mesures pétrophysiques en laboratoire sont focalisées sur les caractéristiques physiques de la matrice mais seulement à l'échelle d'échantillon. Les techniques avancées de la tomographie et de l'analyse de réseaux poreux virtuels prennent de l'importance pour l'évaluation des propriétés des roches, étant donné l'utilisation illimitée de ces données se livrant à de multiples observations, mesures et simulations.

3.2.1 In situ

L'analyse de mesures géophysiques en forage met l'accent sur l'extraction des données réservoirs telles que la lithologie, l'hétérogénéité et la porosité grâce aux mesures de résistivité électrique et vitesse acoustique de la formation. L'interprétation de l'imagerie de paroi de puits haute résolution se concentre sur les descriptions de macrostructure et de zones indurées.

3.2.1.1 *Résistivité électrique en forage*

La mesure électrique est la mesure classique de géophysique en forage. La sonde est équipée d'électrodes.

Principe

Deux bobines dans la sonde émettent et reçoivent un signal électromagnétique à fréquence élevée. On envoie dans une bobine émettrice un courant électrique bidirectionnel à basse fréquence et alternatif issu d'un oscillateur. Le champ électromagnétique résultant induit des courants circulant en anneaux coaxiaux à la sonde (courants de Foucault) dans la formation. Ces courants, à leur tour, engendrent leur propre champ électromagnétique qui induit une force électromotrice proportionnelle au flux traversant la bobine réceptrice. Le courant alternatif étant émis en amplitude et fréquence constantes, l'amplitude du champ électromagnétique induit est proportionnelle à la conductivité électrique de la formation.

Les différences de potentiel électrique dues au flux électrique interagissant avec la formation sont mesurées sur plusieurs électrodes. Ces différences de potentiel sont converties en résistivités apparentes de la formation.

Outils de mesure de résistivité

Les sondes *slimline* (de petit diamètre) *Dual Induction Log* (DIL45, produite par ALT) et *Dual LateroLog* (DLL5, produite par Geovista) fournissent respectivement des mesures de conductivité et de résistivité de formations saturées par une eau douce à saline. La sonde DIL45 contient deux couples de bobines émettrice-réceptrice qui permettent deux mesures de la conductivité électrique à moyenne (*medium* « ILM») et grande profondeur d'investigation (*deep* «ILD»). La sonde DIL45 est plus précise dans le cas de bancs très poreux. Quant à la sonde DLL5, elle procure une résistivité focalisée à plus haute résolution verticale et est plus performante dans les formations à haute résistivité.

Un certain espacement est nécessaire entre l'électrode source et l'électrode de mesure. Cet espacement détermine la profondeur d'investigation de la mesure et induit une mesure de la conductivité électrique moyennée dans un grand volume de matériaux autour de la sonde. De plus, l'espacement des bobines de la sonde est optimisé de manière à obtenir une résolution verticale et un rayon d'investigation assez importants pour minimiser l'influence du fluide saturant le trou de forage sur la mesure. La conductivité mesurée provient des formations situées entre 15 et 100 cm de la sonde. Les sondes de conductivité électromagnétique n'exigent pas de contact avec la formation, mais le puits doit être saturé. On peut trouver plus de détails dans Taylor et Morton (1989).

Applications

La résistivité électrique des roches dépend de plusieurs facteurs dont la présence de minéraux conducteurs comme les sulfures, les oxydes de métaux communs et le graphite. Sans ces minéraux, la plupart des roches sont peu conductrices et leur résistivité dépend surtout de leur porosité, de leur degré de fracturation, de la salinité de l'eau interstitielle, du degré de saturation des pores et, dans une moindre mesure, des minéraux qui constituent la roche. Certains phénomènes d'altération, comme la silicification ou la carbonatation, diminuent la porosité et augmentent donc la résistivité de la roche. Dans les roches sédimentaires, les diagraphies de résistivité sont souvent utilisées pour cartographier la lithologie et les changements lithologiques souvent associés à des variations de porosité (Tableau 3-4). Dans les mesures en forage visant à déceler des contaminants souterrains (invasion d'eau salée par exemple), les données sont exprimées en fonction de la conductivité électrique.

	ρ (ohm.m)		σ (mS/cm)	
	min	max	min	max
Dolomie-calcaires	1000	100000	0,0001	0,01
Grès-Conglo	80	10000	0,001	0,1
Argiles	5	100	0,1	2
Sables	800	10000	0,001	0,01
Eau salée	0,2	1	10	50
Eau douce	2	100	0,1	5

Tableau 3-4 : Valeurs de résistivité et conductivité électriques pour différentes roches et fluides (Polazcky, 1987).

La conductivité électrique des matériaux poreux est fonction de la conductivité électrique de la matrice combinée à celle du fluide interstitiel (source : www.rncan.gc.ca). Si le fluide interstitiel (air ou eau douce dans les vides interstitiels par exemple) est peu saturant, la conductivité apparente du matériau correspond à celle de la matrice. Au contraire, si le fluide interstitiel est très conducteur (eau saline) et la porosité relativement élevée (40-50%), la conductivité apparente du matériau reflète alors principalement celle du fluide interstitiel, et la contribution de la matrice à la conductivité apparente est peu significative. Par conséquent, les différences de conductivité dans des roches ayant une eau interstitielle très saline varient selon leur fraction poreuse.

3.2.1.2 *Vitesse acoustique en forage*

L'approche acoustique représente un autre moyen d'investiguer la structure des roches d'un forage. Elle permet d'obtenir des données sur des hétérogénéités du milieu (mesures de vitesse et d'atténuation). Le caractère du signal acoustique détecté dépend, entre autres, des propriétés mécaniques de la roche.

Principe

Les ondes acoustiques de compression (ondes P) sont caractérisées par des oscillations de pression parallèles à la direction de la propagation de l'onde. Les ondes de cisaillement (ondes S) sont caractérisées par des oscillations perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde. Un solide transmet des ondes P et S alors qu'un liquide ne transmet que des ondes P.

La mise en œuvre d'une mesure acoustique repose sur un transmetteur émettant une impulsion d'énergie mécanique dans le forage, dont le retour est enregistré par un ou plusieurs récepteurs situés à une certaine distance du transmetteur. Cette impulsion sous forme d'onde de compression (onde P) est propagée dans le fluide du forage et s'éloigne de l'émetteur dans toutes les directions. Au contact de la l'interface rocheuse, grâce à la propagation du front d'ondes (principe de Huygens), une partie de l'énergie acoustique est réfléchie vers le trou de forage et une partie est réfractée vers la roche. Les solides pouvant transmettre à la fois les ondes de compression P et les ondes de cisaillement S, une certaine quantité de l'énergie acoustique réfractée est transformée en ondes S. Une partie de l'énergie frappe la paroi à l'angle critique des ondes P (l'angle critique est déterminé par la vitesse des ondes P dans la roche et dans le fluide) et se propage le long de la paroi du trou sous la forme d'une onde P. De la même façon, une partie de l'énergie qui frappe la paroi à l'angle critique pour les ondes S (déterminée par la vitesse des ondes S dans la roche et par la vitesse des ondes P dans le fluide) se propage sous la forme d'un « S » le long de la paroi du trou. L'onde P arrive la première au récepteur, d'où son nom de « première arrivée ». Sa vitesse est plus élevée que celle de l'onde S. Lorsque l'énergie est retransmise au niveau d'un récepteur, celui-ci capture le signal, l'amplifie et le numérise. Les ondes sont donc traduites dans les domaines temporel et fréquentiel.

Outil de mesure

Une sonde acoustique multifréquence et multimodal (*Full Waveform Sonic*, 2PSA-1000) confectionnée par Mountsopris Ltd. est utilisée. Les enregistrements de la sonde donnent un oscillogramme acoustique complet de chaque impulsion pour chaque récepteur. Cet oscillogramme est composé de trois ondes (P, S et de surface appelées *Stoneley*) spécifiques à la roche investiguée. La sonde possède deux récepteurs qui enregistrent chacun un oscillogramme.

Les paramètres découlant de l'oscillogramme sont le temps de propagation et l'amplitude du signal acoustique. Les temps de trajet de l'onde acoustique sont appelés les temps d'arrivées. L'oscillogramme acoustique est analysé par pointage des temps d'arrivées (*picking*) de chaque récepteur. Le pointé détermine à quel moment le signal dépasse un seuil fixé par l'opérateur. Les vitesses d'onde de compression V_p et de cisaillement V_s dans la formation sont évaluées à partir des temps d'arrivées, de la distance entre les récepteurs, de la vitesse d'onde dans le fluide et du diamètre du forage (Source: Mountsopris).

Deux modes d'acquisition, monopole et dipôle, permettent d'affiner le type d'onde acoustique reçue. En mode monopole, la bande de fréquence optimale pour produire des ondes de tête encadre de près la fréquence des modes normaux de compression et de cisaillement de premier ordre. De cette manière, les modes non désirés ne sont pas excités et les ondes de tête captées sont fortes. Les arrivées d'ondes de cisaillement n'apparaissent pas dans les mesures en monopole lorsque V_s est inférieure à la vitesse des ondes dans le fluide de forage. En mode dipôle, le système peut exciter une onde flexurale dans le forage. Les ondes flexurales ont une vitesse inférieure ou égale à celle des ondes de cisaillement. Les ondes flexurales sont dispersives, mais à basse fréquence (1 à 3 KHz), la vitesse du mode flexural est très proche de la vitesse des ondes de cisaillement (V_s).

Applications

La mesure nécessite que le forage soit ouvert ou tubé PVC et s'effectue en zone saturée afin d'obtenir un bon contact avec la roche et ainsi une bonne propagation de l'onde P. La fréquence centrale de l'impulsion varie entre 1 et 20 kHz. Les mesures ont été réalisées sous la pression ambiante seulement. La précision de la vitesse mesurée est dans environ 5%. La mesure est réalisée avec une résolution verticale de 5 cm. La profondeur d'investigation est d'environ une longueur d'onde, ce qui varie en fonction de la fréquence de la source et de la vitesse des ondes. Les fréquences sources issues de notre sonde varient de 1 à 20 kHz et les vitesses de compression dans les roches varient de 2 à 7 km/s.

La vitesse de propagation et l'amplitude du signal acoustique sont influencées par de nombreux facteurs (Serra et Serra, 2000). La vitesse dépend de la nature des minéraux composant la roche et les ciments. Les minéraux interviennent sur la propagation par leur densité. En cas de matrice complexe,

chaque minéral constitutif intervient en fonction de son pourcentage volumique. L'arrangement des grains (texture) a une influence sur la vitesse. Par exemple, plus la texture est cimentée, plus la vitesse augmente. Par conséquent, la vitesse dépend pareillement de la porosité (Hornby et al., 1989) et des fluides interstitiels. Plus la vitesse croît, plus la porosité décroît. La porosité dans les roches poreuses peut être déterminée à partir de l'équation de Wyllie et al. (1956).

De même, plus l'eau interstitielle est salée (effet de densité), plus la vitesse augmente. L'augmentation de la température fait diminuer la vitesse (environ 10 m/s pour une eau de 20°C passant à 30°C). Quant à l'augmentation de la pression, elle accroît exponentiellement la vitesse. Dans notre cas d'étude, les variations de température sont négligeables : une variation maximale de 3°C. Par contre, la variation de pression est de 6 Bar. Enfin, l'anisotropie des formations (fractures, laminations...) affecte la vitesse.

La détermination in situ des vitesses des ondes P et S est utilisée dans l'interprétation des données sismiques de surface et de tomographie puits-à-puits. Les vitesses sont également utiles pour corrélérer la lithologie d'un forage à l'autre.

Cas du réservoir karstique

La forme de l'oscillogramme se détermine par le contenu des ondes qui dépend de facteurs comme les propriétés mécaniques de la roche mais aussi de la vitesse de l'onde de compression dans le fluide, de la fréquence de la source et du diamètre du forage. La présence de cavités et de karsts altèrent la qualité des ondes réfractées et atténuent fortement le signal.

Lors de l'analyse des données, le pointage des temps d'arrivées influence considérablement l'estimation de la vitesse. Ce pointage peut être effectué de manière automatique par le logiciel de traitement WellCad (ALT) ou bien de façon manuelle par un opérateur. Cette source d'erreur est alimentée par la présence de bruit, causé par les vibrations de la sonde au cours de son déplacement le long du trou. Si ce bruit est assez fort pour dépasser le seuil de détection de l'un des récepteurs (ou des deux), le pointé n'est pas représentatif.

3.2.1.3 Images de paroi de puits

Le principe des outils et mesures a été décrit précédemment dans la section 3.1.1.2.

Applications

Les images de paroi de puits permettent d'identifier finement les structures et les textures de la formation rocheuse traversée par un forage. Du point de vue géologique, l'outil OBI40 est le plus intéressant. Les hétérogénéités sédimentaires peuvent être directement observées à partir de son image. Quant aux images acoustiques, elles facilitent l'étude structurale de la roche permettant d'effectuer les analyses de fractures et de tout espace poreux détectable.

En effet, l'image de paroi de puits est une image déroulée 2D de la structure millimétrique de la roche et offre ainsi une cartographie de la porosité macro- et méso-échelle (métrique à millimétrique) de la paroi du forage. Une méthode de calibration et traitement d'images a été développée afin d'évaluer cette porosité et hétérogénéités. Cette porosité inclut les vacuoles à petite échelle et les megapores, chenaux et karsts à grande échelle. Le traitement d'images est principalement réalisé par le biais du logiciel ImageJ (Noesis) pour extraire les propriétés physiques des hétérogénéités (Figure 3-6). Tout d'abord, l'image de paroi de puits est analysée pour extraire la macro- méso-porosité de la formation selon la résolution de l'image (Figure 3-7). Deuxièmement, les paramètres géométriques (facteur de forme, distribution multi-échelle de la porosité et de taille des pores) sont extraits et permettent de déterminer des paramètres associés comme l'anisotropie.

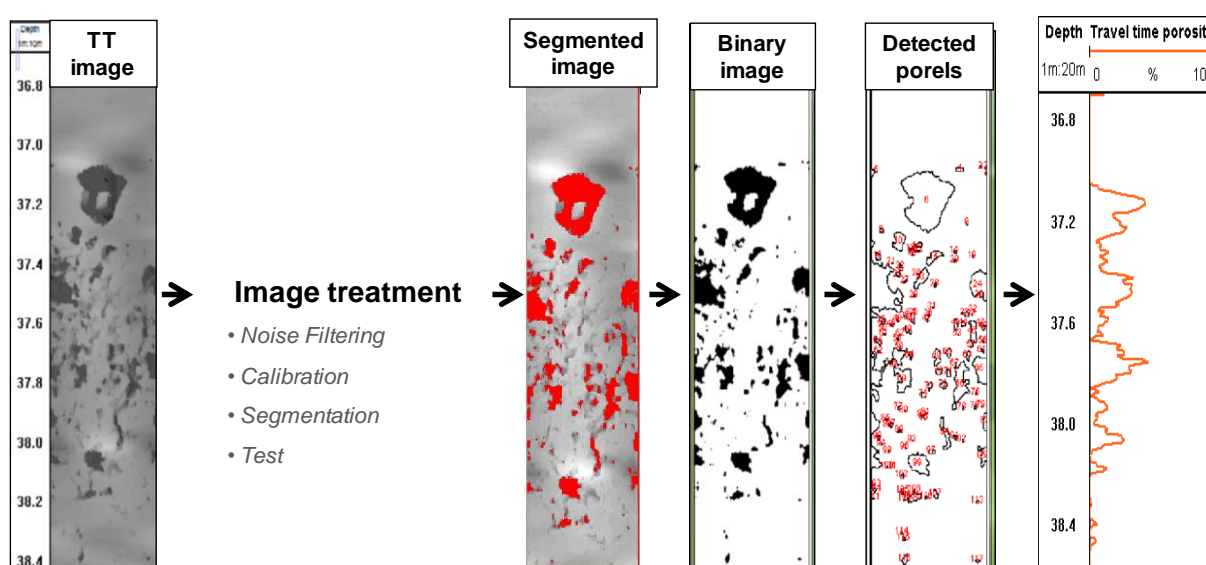


Figure 3-6 : Etapes de traitement des images de paroi de puits et d'extraction de la porosité.

Les résultats peuvent être comparés aux autres mesures géophysiques en forage, aux descriptions sédimentologiques et sont complémentaires aux mesures pétrophysiques sur carottes. Enfin, les paramètres hydrauliques déduits des propriétés géométriques de la roche et du réseau de connectivité sont confrontés à la perméabilité des plugs mesurée en laboratoire et aux mesures de débitmètre en forage afin de relier la macro- et méso-porosité avec le comportement hydrodynamique du réservoir.

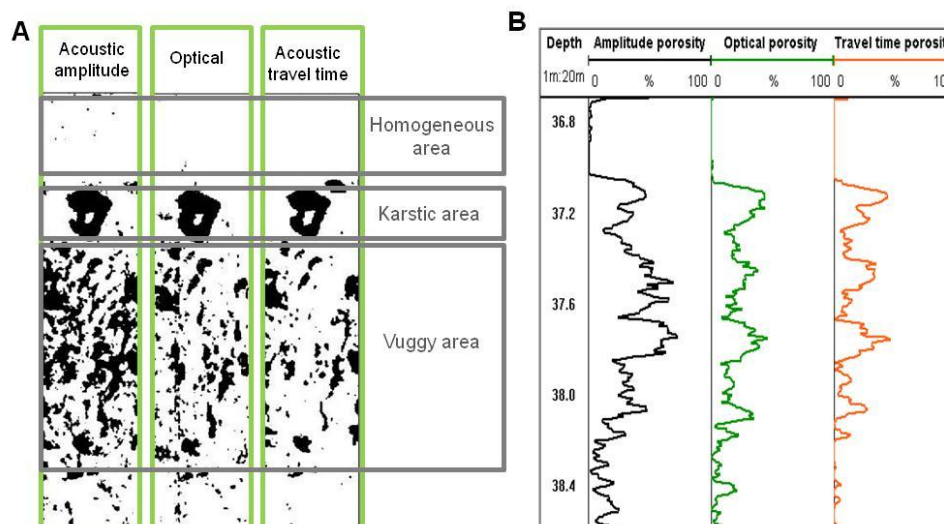


Figure 3-7: A) Extraction de la porosité vacuolaire des trois images de paroi de puits, et représentation des trois zones de porosité caractérisables à cette échelle ; B) Quantification de la porosité image: profil en fonction de la profondeur.

Dans la Figure 3-7, nous montrons la contribution de l’analyse d’images à l’étude pétrophysique du réservoir. Nos résultats du traitement sur les images acoustiques et optiques de paroi de puits donnent des profils de porosité tout au long du puits avec un échantillonnage vertical millimétrique. Ils fournissent des informations supplémentaires : les plans sédimentaires, les fractures, les karsts, les cavités, les vacuoles et les variations de texture.

L’intégration de ces données aux mesures géophysiques en forage et pétrophysiques des carottes affine la définition des hétérogénéités. Les données d’images offre une complémentarité des mesures sur carottes aux intervalles non carottées. Inversement, les données issues des carottes peuvent être extrapolées sur l’ensemble des bancs sédimentaires délimités par les images de paroi.

3.2.2 Laboratoire

Les méthodes de caractérisation pétrophysique en laboratoire sont décrites ci-dessous par ordre croissant de résolution. Elles sont destinées à l’analyse de la structure, principalement poreuse. Dans un premier temps, sont présentées les techniques conventionnelles, qui prennent en compte l’ensemble du réseau poreux connecté dans un échantillon. Puis, est exposée la méthode d’analyse d’image de lame mince, à plus haute résolution mais seulement sur des objets deux-dimensions (2D). Enfin, les nouvelles méthodes d’imagerie par tomographie récemment utilisées (dernière décennie) sont engagées dans l’investigation des structures de l’échantillon, soit à différentes échelles en trois-dimensions (3D).

La porosité est définie comme le volume cumulé des pores par unité de volume de milieu poreux. Sa détermination est généralement une technique destructive mais récemment des méthodes non

destructives sont développées. Les techniques les plus usuelles et utilisées dans cette étude sont présentées ci-dessous.

3.2.2.1 *Analyse pétrophysique de mini-carottes*

La porosité est définie comme le volume cumulé des pores par unité de volume du milieu poreux. Elle peut être estimée selon trois méthodes : (1) mesure de densité, (2) porosimétrie par injection de mercure (Φ_{Hg}) et (3) triple pesée (Φ_{3w}).

Porosité par mesure de densités

Des mini-carottes sont prélevées sur carottes (cf. section 3.1.1.2). Elles sont séchées et pesées ; puis saturées en eau et pesées de nouveau. Les masses des échantillons à sec (*dry*, noté M_D) et saturé en eau (*water*, M_W) sont reportées au volume total (V_T) mesuré de ce dernier. Les densités (ρ) sont ainsi estimées sous conditions sèche et saturée, avec :

$$\rho_{app} = \frac{M_D}{V_T} \quad \text{ou} \quad \rho_{app} = \frac{M_W}{V_T}$$

Puis, la porosité est déduite par ratio de la densité moyenne de la matrice minérale (ρ_r) avec la densité de la roche sèche (ρ_{app}):

$$\Phi = \frac{\rho_{app}}{\rho_r} - 1$$

Cette porosité utilise les densités de grain (ρ_r) connues dans la littérature telles que la gamme de densité de 2.712 à 2.817 g/cm³ selon les cristaux (calcite à dolomite) de la fraction carbonatée ; et 2,575 g/cm³ pour la fraction argileuse.

Porosité et perméabilité par injection d'hélium

L'échantillon est mis sous contrainte hydrostatique. Une surpression est appliquée dans la cellule. La surpression se transmet dans l'échantillon avec un temps de latence en cas de faible perméabilité. La pression s'équilibre dans la cellule (relaxation transitoire). Pendant la variation de la pression, le volume de gaz et son débit sont mesurés, permettant de déduire la porosité et la perméabilité de l'échantillon.

Cette mesure présente des avantages : elle est rapide, fiable pour les échantillons *tight*. De plus, les mesures K_g à différentes pressions de pore permettent d'obtenir directement K_∞ (K absolu corrigé de l'effet de Klinkenberg). La perméabilité est de l'ordre du microdarcy (mD).

En 1941, Klinkenberg a mis en évidence la relation liant la perméabilité au gaz d'un milieu poreux avec la pression de celui-là (Klinkenberg, 1941). La perméabilité effective s'apparente à la perméabilité intrinsèque dans un milieu poreux sec.

Porosité par triple pesée

La porosité connectée est mesurée avec la méthode de triple pesée, à sec, à saturation (à l'eau généralement) et en immersion. Elle permet de connaître la quantité d'eau totale contenue dans l'échantillon extrait de la roche après son séchage et sa saturation.

La principale limite de cette méthode de détermination de la porosité est liée au fait que, indépendamment du fluide utilisé pour la percolation, tous les pores ne vont pas être remplis par la phase mouillante. De plus, certains liquides (notamment l'eau) ne sont pas inertes vis à vis de la matrice, par exemple lors d'un changement de la microstructure.

3.2.2.2 Observation sous microscopie

Les lames minces extraites des roches des puits MC2 et MC10 (Tableau 3-5) permettent d'évaluer des paramètres pétrophysiques.

L'observation sous microscope optique (MO) et microscope électronique à balayage (MEB) des lames minces est entreprise pour déterminer les types de pores présents (Caye et al., 1970). Une première observation à l'œil peut être faite grâce à une teinte à la résine epoxy des espaces poreux pendant la préparation des lames. Sous microscopie optique, une analyse de la porosité est effectuée par comptage des éléments d'intérêt tels que les macropores, ciment ou matrice. Des logiciels tels ImageJ ou Jmicrovision permettent une analyse pétrophysique 2D des scans de lames minces. Si les lames sont teintées à l'epoxy bleue, une mesure de la porosité connectée est facilitée, sinon c'est la porosité totale qui est mesurée. La microporosité étendue est déduite par soustraction de la macroporosité (observée sur lame mince) à la porosité connectée obtenue en laboratoire. Par cette approche, les pores compris entre 10 et 62 μm correspondant à la mésoporosité sont donc inclus dans la microporosité étendue.

Les micropores ont une forte influence sur les autres propriétés réservoir, mais ne sont pas directement visibles en lame mince. Ils sont surtout observables et caractérisables au MEB. Une seconde analyse par microscopie se réalise grâce au MEB. Sa haute résolution permet d'observer les microstructures, ciments, micrites,... et de les analyser chimiquement. Les types de porosité et les diamètres de pores sont déterminés.

La porosité est observée en coupe (deux dimensions) dans une roche initialement en trois dimensions. Une coupe dans un pore n'est pas forcément représentative de la véritable dimension du pore dans l'espace (cf. section 2.1.2.2.), la mesure de la taille des pores à partir d'une lame mince doit

donc être utilisée avec précautions (à moins d'utiliser des méthodes mathématiques pour passer artificiellement de la porosité 2D à la porosité 3D).

3.2.2.3 Tomographie par rayonnement X

La tomographie est une technologie non destructive permettant d'obtenir une reconstruction 3D des structures internes. Elle permet visualiser les propriétés physiques ainsi que de les quantifier avec précision (position dans l'espace, taille, forme, ...).

Principe

Le principe utilise la diffraction de Fresnel, soit l'indice de réfraction et l'intensité captée par le détecteur selon l'atténuation des rayons X par le matériau. Un faisceau de rayons X est émis sur l'échantillon. Les rayons interagissent selon la composition de l'échantillon et sont récupérés par une caméra. Chaque rayon reçu est associé à un point de l'image. L'image résultante est la projection de l'échantillon en intensité de rayons X. Chaque point de l'image contient donc les informations d'absorption des rayons X, influencés par la densité de l'échantillon rencontré (Figure 3-8). Plusieurs projections aux rayons X sont prises sous différents angles de 0 à 180° et permettent de créer un volume 3D par reconstruction.

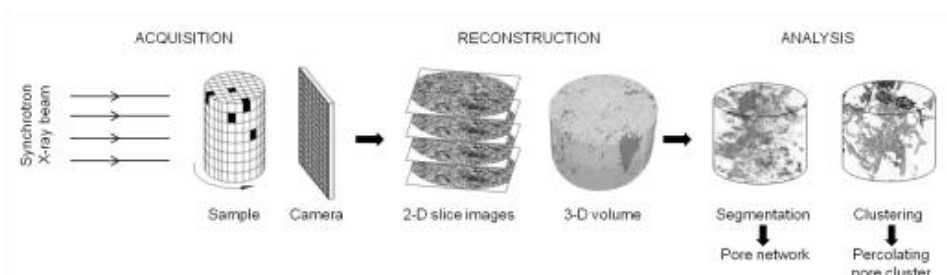


Figure 3-8: Etapes d'acquisition, de reconstruction et de traitement des données de tomographie aux rayons X.

La tomographie aux rayons X permet d'investiguer différents volumes selon la résolution d'acquisition. Plus la résolution augmente, plus le volume scanné de l'échantillon diminue. Ainsi, l'objet d'intérêt doit être préliminairement défini afin de sélectionner la résolution adaptée pour une investigation partielle ou totale de ce dernier. Etant donné la large variété de pores dans les carbonates, plusieurs échelles d'intégration sont nécessaires. La large gamme de résolutions résultante, allant du décimètre au dixième de micromètre, peut être obtenue par deux outils de tomographie : le scanner médical pour les carottes et le rayonnement synchrotron pour les mini-carottes.

Tomographie aux rayons X des carottes

Les carottes ont été scannées par l'entreprise TOTAL-CSTJF (Pau, France) à l'aide d'un scanner médical de tomographie à rayonnement X (General Electrics Lightspeed). Les carottes de deux puits

(MC10 et MC11) ont pu être entièrement tomographiées avec une résolution horizontale de 190 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ et une résolution verticale de 625 $\mu\text{m}/\text{pixel}$. Les images topographiées (nommées *X-Ray Computed Tomography scans* ou *XRCT scans* en anglais) sont des images en intensité des rayons collectés. L'intensité des rayons X est exprimée en nombre de *Computed Tomography* (CT) d'unité Hounsfield H.U. (1973), qui caractérise le rapport entre le coefficient d'atténuation linéaire μ du matériau et celui de l'eau pure μ_w .

$$CT(H.U.) = \frac{\mu - \mu_w}{\mu}$$

Des images en coupe 2D (*slices*) résultent sous forme de sections perpendiculaires à trois directions (x,y,z). Elles sont ensuite empilées pour donner un volume 3D (Figure 3-8) grâce au logiciel VSG-Avizo. Ainsi les CT scans de carottes permettent d'investiguer la structure avec un échantillonnage variant de la carotte entière (jusqu'à 3000 cm^3 pour une carotte de 9 cm de diamètre et 50 cm de long) au plug (15 cm^3), en passant par le parallélépipède de centaines de cm^3 .

Une image XRCT est une cartographie de la carotte dont la composition est contrastée grâce à une palette de couleurs ou en niveaux de gris en unité de densité rayons X (RX). La visualisation du réseau poreux des carottes scannées par tomographie rayon X est possible en augmentant la transparence de la densité RX élevée de la matrice.

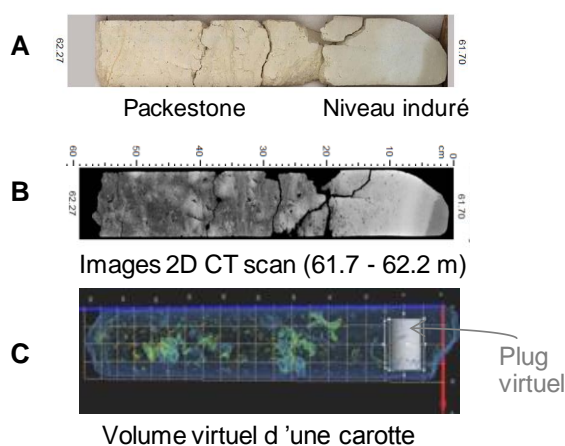


Figure 3-9 : Visualisation de carottes scannées ; (A) photographie d'une section de carotte en lumière naturelle (issue de MC10 entre 61,7 et 62,2 m) ; (B) Image 2D de la même carotte scannée en niveaux de gris ; (C) représentation virtuelle 3D de l'espace poreux de la carotte CT-scannée.

Une large gamme de densités définit les composants de la carotte allant des vides (pores) en noir au solide (matrice) en blanc (Figure 3-9). Une matrice microporeuse est caractérisée par un niveau de gris plus ou moins foncé selon la teneur en porosité. La distribution des niveaux de gris forme un histogramme monomodal ou plurimodal selon le nombre de phases représentant l'échantillon (Figure 3-10). Cet histogramme révèle le nombre de pixels par niveau de gris.



Figure 3-10: Panel de CT coupes extrait de diverses carottes scannées tout du puits MC10.

Par analyse et traitement d'images, les hétérogénéités peuvent être extraites comme l'illustre la Figure 3-11. Cependant, la visualisation de ces hétérogénéités est limitée par la résolution. Un objet doit faire deux ou plusieurs voxels (pixel^3) dans au moins une direction. Dans ce cas, la taille minimale de l'objet est de $2 \times 190 \times 190 \mu\text{m}$ soit 0.072 mm^2 pour notre étude, ce qui est supérieur à la surface d'un micropore de 0.004 mm^2 ($62,5 \times 62,5$) selon la classification de Choquette et Pray (1970). Ainsi les éléments macroscopiques peuvent être visualisés et quantifiés par un traitement d'image : une segmentation binaire de l'histogramme de densité RX. Les macropores et les fissures ou fractures sont facilement analysées (Figure 3-11).

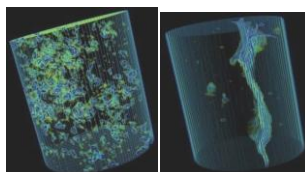


Figure 3-11: Analyse de la partie poreuse de plugs virtuels (40 x 60 mm) extraits des carottes scannées : macropores (à gauche) et fracture (à droite).

Un autre traitement d'image appelé *labelling* permet d'associer une partie de l'histogramme à une phase. Un niveau de gris est marqué par une étiquette (*label*) ; une étiquette peut regrouper plusieurs niveaux de gris. L'exemple (Figure 3-12) illustre la séparation des phases labellisées sous trois niveaux. La matrice microporeuse peut être ainsi séparée de la matrice et de la phase cimentée (plus dense donc plus blanche).

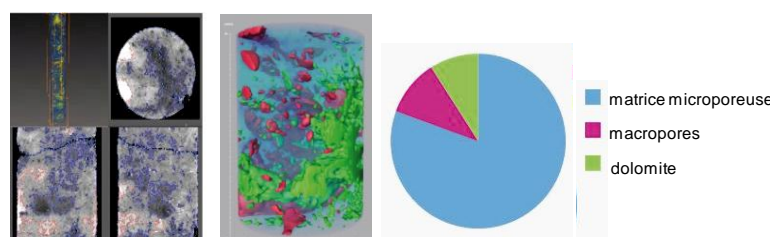


Figure 3-12: Quantification par l'algorithme de labellisation des phases sous Avizo (à gauche) ; Visualisation 3D des phases (au milieu) ; Représentation graphique des proportions des trois phases (à droite).

Une quantification des XRCT phases labellisées est possible par traitement statistique, entre autres leur fraction représentative dans la carotte. La mise en comparaison de phases composantes permet de déceler certaines interrelations entre elles. Par exemple, le volume du ciment dolomitique comparé à celui de la fraction poreuse peut mettre en évidence une recristallisation sur place des

minéraux dissous ; ou bien le développement de la phase microporeuse au détriment de la phase cimentée et inversement (Figure 3-13).

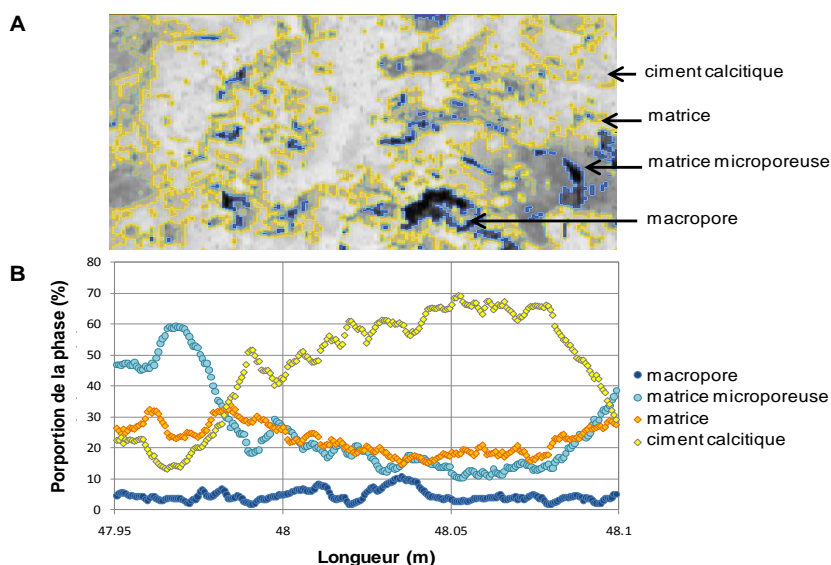


Figure 3-13 : (A) Illustration d'une séparation de XRCT phases sur une coupe de carotte scannée (MC10_47,9-48,1 m, au dessus) ; (B) Distribution graphique des phases en fonction de la longueur de l'échantillon (au dessous).

Ainsi, les carottes du puits MC10 ont été particulièrement analysées quantitativement et qualitativement par le biais de leurs images tomographiées de carottes. De plus, une méthode d'évaluation de la porosité totale a été développée à partir de la densité RX. Appliquée à un large set de plugs, elle a permis d'acquérir un profil de haute résolution verticale de la porosité tout au long du puits (voir section 4.2 ; Figure 3-13). Des mini-carottes ont été nécessaires à la calibration puis la validation de cette méthode. Elles ont été choisies pour avoir la meilleure représentativité des différentes lithologies et hétérogénéités du puits. Le tableau ci-dessous détaille les caractéristiques de ces 40 mini-carottes (nommées *XRCT plugs* dans la publication, section 4.2.).

Profondeur (m)	Porosité par He (%)	Caractéristiques
0,83	19,147	calcrète
2,55	19,361	partiellement cimenté; moules de bioclastes
6,25	27,432	bioturbation (racines)
8,25	17,642	karst cimenté
12,53	50,447	matrice homogène à grains fins + rare veines de Calcite
14,6	38,595	moules de bioclastes partiellement dissouds
16	44,415	Laminations tidales
17,3	44,864	laminations minéralisées
20	37,147	porosité moldique et vacuolaire
24,8	0,652	tapis algaire
25,93	37,816	coraux + porosité moldique
28,85	39,522	coraux + porosité moldique
31,3	34,222	coraux + porosité moldique + algues
35,1	26,634	coraux indurés, porosité moldique
38,8	39,862	coraux + porosité moldique
41,25	40,652	moules de corail et bioclastes
43,2	38,927	moules de coraux et bioclastes + zone cimentée
44,6	43,674	petits moules de bioclastes + zone cimentée
47,93	31,458	coraux karstifiés + zone cimentée
49,26	38,067	zone dolomitique + veines Ca + algues + porosité moldique
52	46,170	coraux dissous
55,1	41,815	petits moules de bioclastes
59,25	17,936	coraux karstifiés + zone cimentée
61,2	27,219	zone dolomitique + veines de Ca
64,9	46,438	matrice homogène fine + vacuoles
68,22	48,329	matrice homogène fine + vacuoles
70,65	38,963	zonations de la matrice + algues
73,15	39,218	moules de bioclastes
74,9	35,298	matrice homogène + vacuoles
77,27	45,553	zonations de la matrice
80,45	31,510	zonations de la matrice + vacuoles
81,55	36,378	larges moules de bioclastes
84,3	39,192	zonations de la matrice par bioturbation
87,4	43,921	larges moules de bioclastes + vacuoles
90,1	45,639	matrice foncée avec algues + vacuoles
94,1	44,654	petits moules de bioclastes + zonations par bioturbation

Tableau 3-6 : Liste des mini-carottes extraites des carottes du puits MC10, utilisées à la calibration de la méthode de porosimétrie par rayons X. Les matrices dolomitiques sont surlignées en gris.

La caractérisation des carbonates par tomographie continue à plus haute résolution grâce à la tomographie synchrotron : une échelle plus adaptée à l'analyse de la microstructure.

Microtomographie de mini-carottes par rayonnement synchrotron

De nouveaux scans de mini-carottes ont été réalisés grâce à la tomographie par rayonnement synchrotron. Cette acquisition à haute résolution spatiale induit un volume de la mini-carotte plus petit. Ces mini-carottes ont été tomographiées sur la ligne ID19 au Synchrotron Européen (*European Synchrotron Radiation Facility*, ESRF de Grenoble, Figure 3-14).



Figure 3-14: Photographie aérienne de l'ESRF de Grenoble (source : site internet de l'ESRF).

Le principe de la microtomographie (Figure 3-8) est très similaire à celui du scanner médical. Le rayonnement synchrotron produit des images de meilleure qualité en termes de résolution, grâce à la diminution du rapport signal-bruit. La résolution spatiale dépend de la taille du pixel au détecteur. La gamme disponible de tailles de pixels sur la ligne ID19 de l'ESRF varie de $0,3 \mu\text{m}$ à $30 \mu\text{m}$.

Les échantillons

Des mini-carottes de 9 et 2 mm de diamètre (Tableau 3-1) ont été tomographiées avec une résolution allant de $5 \mu\text{m}/\text{pixel}$ jusqu'à $0,35 \mu\text{m}/\text{pixel}$. En vue de leurs petites dimensions, elles sont principalement extraites des zones matricielles de préférence homogènes et parfois indurées dans les carottes (Figure 3-15). Ces données de microtomographie sont traitées, analysées et interprétées dans la section 4.1. : les mini-carottes de 9 mm de diamètre sont nommées *mini-plugs* et celles de 2 mm *micro-plugs*.

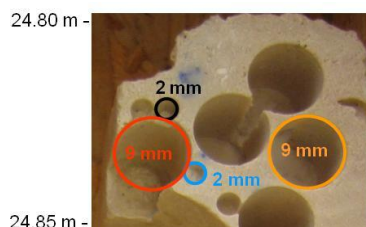


Figure 3-15: Extraction de mini-plugs et micro-plugs sur une carotte (MC10_24,80-24,85 m).

Un système d'acquisition multirésolution a été récemment développé sur la ligne ID19. La méthode de tomographie n'étant pas destructive, plusieurs acquisitions avec plusieurs résolutions sont effectuées consécutivement sur un même échantillon. Cette méthode permet d'analyser avec une précision accrue une partie de l'échantillon, sachant que le volume d'investigation diminue avec l'augmentation de la résolution. Deux acquisitions multirésolutions ont été appliquées aux micro-plugs donnant les séries de résolution suivantes : $2,12 / 1,06 / 0,42 \mu\text{m}/\text{pixel}$ (Figure 3-16) et $1,75 / 0,7 \mu\text{m}/\text{pixel}$.

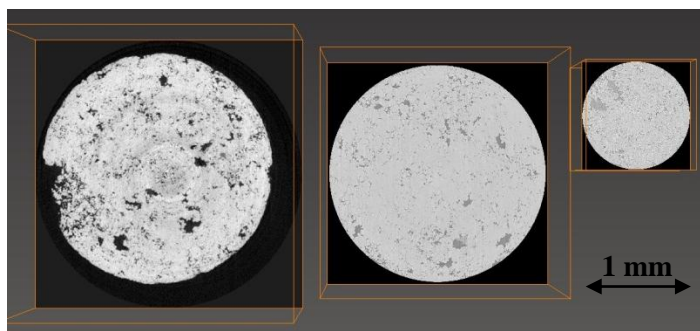


Figure 3-16: Tomographie multirésolution d'un même microplug illustrée par trois XRCMT coupes.

Les XRCMT (*X-Ray Computed MicroTomography*) coupes apparaissent dans le même ordre d'échelle d'investigation que celui des lames minces. La microstructure et certaines hétérogénéités sont identifiables à cette échelle d'observation.

L'analyse

Les données résultantes sont souvent de plusieurs giga-octets ou dizaines de giga-octets. Cette taille de données conséquente induit l'utilisation d'algorithmes afin d'extraire et de quantifier les paramètres microstructuraux. Un large nombre d'algorithmes de traitement d'images conventionnels (filtrage, échantillonnage, exploitation quantitative possible par contraste de phase...) est regroupé dans un programme continuellement développé par l'équipe Transfert en milieu poreux du laboratoire Géosciences Montpellier. Ce programme contient particulièrement des algorithmes facilitant la quantification des paramètres géométriques et dynamiques des données tomographiées.

Pour une analyse de la porosité, le programme permet de : (1) extraire un empilement d'images en niveaux de gris à partir d'un volume 3D; (2) rogner le volume 3D cylindrique en un volume parallélépipède représentatif éliminant ainsi les effets de bord ; (3) ré-échantillonner si nécessaire les données dans une résolution plus grande pour diminuer les temps de calcul et améliorer les performances de segmentation des images de 8 bits (255 niveaux) ; et (4) appliquer une segmentation puis binarisation des images. L'algorithme de segmentation utilisé est celui des régions croissantes. Deux valeurs de niveaux de gris appelés « valeurs seuils » sont déterminées et partitionnent la distribution de l'histogramme en trois phases dont l'espace poreux, la matrice et une troisième phase intermédiaire. Le processus de régions croissantes est appliqué dans cette 3^{ème} phase délimitée par les deux valeurs seuils définies précédemment afin de définir de manière la plus précise possible les niveaux de gris intermédiaires. Les pixels associés aux pores sont labélisés par la valeur 1 et ceux de la matrice par la valeur 255.

La microstructure est ainsi quantifiable à cette échelle de mesure. La porosité extraite par l'algorithme peut être visualisée sous le logiciel de visualisation et traitement 3D « VSG-Avizo ». Cette visualisation image l'importance et la répartition du réseau poreux. En général, ce dernier

présente une fraction conséquente dans les échantillons des carbonates de Campos. Même dans les microplugs, les pores investissent l'ensemble de l'échantillon (Figure 3-17).

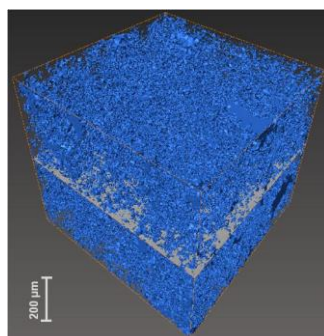


Figure 3-17 : Visualisation 3D du réseau poreux (en bleu) d'un miniplug ré-échantillonné.

La visualisation des réseaux connectés et non connectés éclairent l'identification des pores ayant un rôle dans la dynamique des fluides. La connectivité du réseau poreux est quantifiée grâce à un algorithme de *clustering*. Cet algorithme détermine les pores en contact entre deux coupes et les identifie par un même *label*, et ce dans les trois directions. Puis, il indique le réseau poreux connecté (nommé *cluster* ; Figure 3-18) le plus important dans le volume scanné.

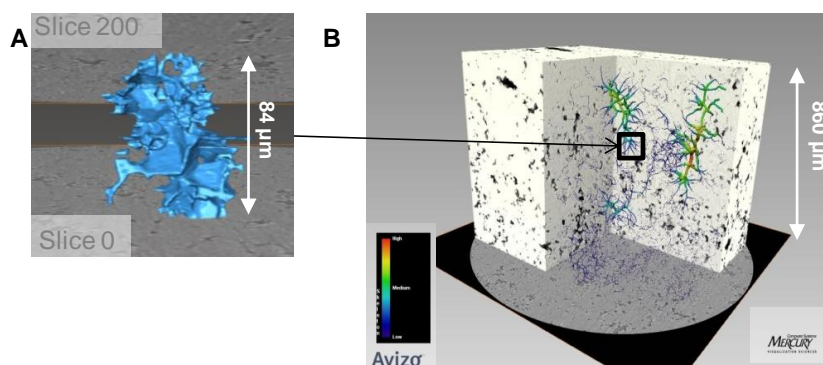


Figure 3-18: Connectivité définie dans un microplug (MC10_61,7m_0,42µm/pix) ; (A) Visualisation 3D d'un cluster (bleu) entre deux coupes ; (B) Visualisation 3D du réseau poreux connecté intégré dans le voltex du microplug : pores en noir, matrice en blanc et clusters en couleurs.

Cette méthode de caractérisation à très haute résolution complète et détaille la perception de la structure des roches calcaires à petite échelle. Elle informe sur l'hétérogénéité 3D microstructurale non perçue jusqu'à présent par les autres méthodes.

3.3 Analyses géophysiques

A très grande échelle, les hétérogénéités peuvent être observées avec des mesures en forage et en surface qui fournissent les données concernant la qualité du réservoir à l'échelle du site.

Au cours des deux dernières décennies, l'utilisation des méthodes géophysiques pour la caractérisation des aquifères a été optimisée. Ces méthodes peuvent combler les lacunes entre l'analyse

de carottes et les mesures en forage, et se sont avérées être extrêmement utiles non seulement pour localiser les aquifères, mais aussi pour estimer la répartition spatiale de leurs paramètres hydrologiques (McKenna et Poeter, 1995; Hyndman et al, 2000; Tronicke et al, 2004). A partir de la base de données obtenue sur carottes, les données géophysiques sont interprétées quantitativement puis intégrées au site pour mieux contraindre notre connaissance de la distribution spatiale d'un ou de plusieurs paramètres sensibles aux mesures géophysiques.

Lors d'une étude de faisabilité, plusieurs systèmes d'acquisition de données géophysiques ont été testés sur le site de Campos afin d'établir la capacité de chacun en termes de pénétration et de résolution. Le but de ces acquisitions est de détecter les hétérogénéités, leurs propriétés physiques ainsi qu'un contexte structural plus détaillé.

En collaboration avec l'équipe Modélisation et Imagerie Géophysique de Pau (MIGP - UMR 5212) de l'Université de Pau, cinq méthodes ont été appliquées sur la zone d'étude en mars 2008: les tomographies radar et sismique en forage et en surface, ainsi que la tomographie électrique de surface. La propagation des ondes acoustiques et électromagnétiques est étudiée afin de vérifier s'il est possible d'habiller certains profils en porosité, et ainsi extrapoler les propriétés mesurées ponctuellement en forage à l'ensemble du site.

3.3.1 Méthode électrique

La tomographie (ou imagerie) de résistivité électrique (*Electrical Resistivity Tomography* soit *ERT* en anglais) est une technique géophysique dérivant des méthodes classiques du sondage et du traîné électrique et permettant une imagerie continue 2D ou 3D des variations verticales et horizontales de résistivité électrique du sous-sol (Dahlin, 2001). Cette méthode est relativement récente et doit son principal développement aux progrès en informatique et en traitement mathématique.

La résistivité électrique dépend de différents facteurs tels que la teneur en fluide, la saturation, la porosité ou encore la température. Elle est la propriété physique qui montre les plus forts contrastes en géophysique (Figure 3-19) ce qui constitue un atout majeur des méthodes électriques.

Type de roche	Gamme de résistivité (Ωm)
Granite	$3 \times 10^2 - 10^6$
Granite porphyre	4.5×10^3 (humide) – 1.3×10^6 (sec)
Feldspath porphyre	4×10^3 (humide)
Albite	3×10^2 (humide) – 3.3×10^3 (sec)
Syénite	$10^2 - 10^6$
Diorite	$10^4 - 10^5$
Diorite porphyre	1.9×10^3 (humide) – 2.8×10^4 (sec)
Porphyrite	$10 - 5 \times 10^4$ (humide) – 3.3×10^3 (sec)
Porphyre Carbonaté	2.5×10^3 (humide) – 6×10^4 (sec)
Quartz porphyre	$3 \times 10^2 - 9 \times 10^5$
Quartz diorite	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$ (humide) – 1.8×10^5 (sec)
Porphyre (divers)	$60 - 10^4$
Dacite	2×10^4 (humide)
Andésite	4.5×10^4 (humide) – 1.7×10^2 (sec)
Diabase porphyre	10^3 (humide) – 1.7×10^5 (sec)
Diabase (divers)	$20 - 5 \times 10^7$
Laves	$10^2 - 5 \times 10^4$
Gabbro	$10^3 - 10^6$
Basalte	$10 - 1.3 \times 10^7$ (sec)
Olivine norite	$10^3 - 6 \times 10^4$ (humide)
Péridotite	3×10^3 (humide) – 6.5×10^3 (sec)
Cornéenne	8×10^3 (humide) – 6×10^7 (sec)
Schists (calcaire et mica)	$20 - 10^4$
Tufs	2×10^3 (humide) – 10^5 (sec)
Graphite schist	$10 - 10^2$
Ardoises (diverses)	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Gneiss (divers)	6.8×10^4 (humide) – 3×10^6 (sec)
Marbre	$10^2 - 2.5 \times 10^8$ (sec)
Skarn	2.5×10^2 (humide) – 2.5×10^8 (sec)
Quartzites (diverses)	$10 - 2 \times 10^8$
Shales consolidés	$20 - 2 \times 10^3$
Argilites	$10 - 8 \times 10^2$
Conglomérés	$2 \times 10^3 - 10^4$
Grès	$1 - 6.4 \times 10^8$
Calcaires	$50 - 10^7$
Dolomie	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Argile humide non consolidée	20
Marnes	3 – 70
Argiles	1 – 100
Alluvions et sables	10 – 800
Sables bitumineux	4 – 800

Figure 3-19 : Résistivités de différentes roches (source: <http://www.cours.polymtl.ca/glq3202/Electrique/node90.html>)

Principe

La méthode électrique est basée sur l'injection d'un courant d'intensité connue à l'aide de deux électrodes (souvent nommées A et B) dans le sol. Ce courant induit une différence de potentiel dans le sol qui est mesurée par une autre paire d'électrodes de mesure de potentiel (souvent nommées M et N). Selon la loi d'Ohm, le rapport des deux paramètres (différence de potentiel et intensité) permet de calculer la résistivité électrique apparente des terrains sous-jacents. La mesure donne une valeur qui intègre les résistivités d'un certain volume du sous-sol. A partir des résistivités apparentes, les épaisseurs et résistivités calculées des différents corps en présence peuvent être déterminées. Ces résistivités calculées sont relativement proches des résistivités électriques vraies des corps.

Pour obtenir une image quantitative représentant les variations de résistivité vraie (et non apparente) en fonction de la vraie profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section intégrant les mesures. Cette inversion de données est réalisée à l'aide du logiciel RES2DINV (Loke et Barker, 1996) suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Ce modèle est modifié à

chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une concordance acceptable ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible.

Dispositif de mesure

Pour une acquisition sur le terrain, un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multiconducteur est placé selon un profil. Un résistivimètre, dans lequel est programmée la séquence de mesures, est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Chaque électrode possède une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée.

La différence de potentiel dépend de l'intensité de courant injecté, de la disposition des électrodes et de la résistivité électrique du matériau qui constitue l'objet d'étude. Le dispositif multi-électrode permet d'obtenir des profils 2D de la distribution de la résistivité électrique dans le sol en fonction de la profondeur (une pseudo-section) en mesurant le profil de résistance pour différentes combinaisons d'électrodes de courant (AB) et de potentiel (MN). Le nombre d'électrodes, ainsi que leur agencement définit le dispositif électrique utilisé. Des configurations géométriques différentes de couples d'électrodes (Wenner, Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-pôle, Figure 3-20) permettent de s'adapter au problème d'investigation posé. Plus la longueur du profil d'acquisition est grande, plus la profondeur d'investigation augmente. Les hétérogénéités des résistivités en surface ont une influence importante sur la profondeur d'acquisition.

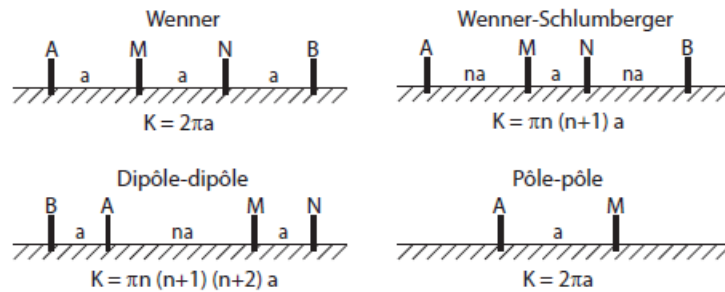


Figure 3-20 : Schémas des dispositifs ERT quadripôles ; K est le facteur géométrique.

Applications

De façon générale, la méthode électrique détermine les variations lithologiques dans le sol qui sont caractérisées par des résistivités électriques qui leur sont propres. Ainsi, on pourra distinguer et estimer les épaisseurs de couches géologiques de nature différente. Du fait des contrastes marqués dans les propriétés électriques des matériaux géologiques ou d'interface de fluides (exemple de l'eau douce et de l'eau salée), la tomographie électrique s'avère particulièrement adaptée à la cartographie des résistivités apparentes et même la quantification des volumes de terrains. L'ERT fournit, d'une part, une information géologique et structurale, et d'autre part, une image de la géométrie de

l'interface eau douce / eau salée à un instant donné (Griffiths et Barker, 1993 ; Bates et Robinson, 2000). Ainsi pour l'observation d'intrusion d'eau salée dans les aquifères côtiers, la méthode ERT a fait ses preuves comme le montrent les travaux d'Aracil et al. (2003) et Wilson et al. (2006) pour la caractérisation de la distribution du sel dans les eaux souterraines.

Dans le contexte de cette étude, les niveaux indurés et les bancs argileux présents en subsurface peuvent fortement limiter l'investigation des méthodes électriques. Pour pallier cette limitation, les mesures sont acquises en période humide, avec une interprétation appuyée par des données de puits.

3.3.2 Méthode radar

Les investigations électromagnétiques constituent un vaste domaine de la géophysique. Elles regroupent une multitude d'instruments fonctionnant tous sur les mêmes principes mais ayant certaines différences quant à l'acquisition des données et leur traitement. Les tomographies de radar de surface et inter-puits permettent d'obtenir des informations sur la structure de la porosité à l'échelle locale.

Principe du radar géologique

L'approche « radar géologique » (*Ground Penetrating Radar*) est une méthode de prospection non invasive pour l'exploration de la subsurface. Elle utilise la propagation et la réflexion d'ondes électromagnétiques de haute fréquence par un couplage entre les champs électriques et magnétiques.

Des ondes électromagnétiques sont envoyées dans le sous-sol par une antenne en contact avec le sol. Lorsque ces ondes rencontrent des changements de milieux, une partie est renvoyée vers la surface et enregistrée par l'antenne réceptrice. La portée dépend de la conductivité électrique du sol et de la fréquence utilisée.

Applications

Une antenne émettrice envoie dans le sol des impulsions de très brève durée, répétées afin de faire une moyenne pour optimiser la précision des mesures et à des fréquences centrales variant de 50 MHz à 1 GHz. L'impulsion se propage en s'atténuant dans les sols. La propagation des ondes électromagnétiques et leur diffusion dans le sol génèrent des phénomènes électriques et magnétiques. Les ondes ont une trajectoire et une vitesse influencées par la permittivité diélectrique relative, la conductivité électrique et leur perméabilité magnétique des formations rencontrées. Quand l'impulsion rencontre un contact entre deux milieux de permittivités diélectriques différentes, une partie de son énergie est réfléchie, tandis que l'autre pénètre plus profondément. Les ondes réfléchies sont captées en surface par l'antenne de réception, et reproduites en temps réel sur support. Une réflexion indique donc toutes interfaces telles qu'un changement de lithologies, une surface d'eau, une hétérogénéité.

Le radar géologique permet d'établir un profil de la permittivité diélectrique en fonction de la topographie. Dans la plupart des milieux géologiques, les propriétés électriques constituent les paramètres essentiels de la propagation. Les propriétés magnétiques peuvent avoir un effet non négligeable, mais ont peu d'influence dans le cas d'étude de carbonates.

Le Tableau 3-7 suivant donne les valeurs typiques pour les principaux matériaux géologiques, de la permittivité relative ϵ' et de la conductivité σ , ainsi que de la vitesse de propagation v et de l'atténuation α .

	ϵ'	σ (mS.m ⁻¹)	v (m.ns ⁻¹)	α (dB.m ⁻¹)
Air	1	0	0.30	0
Glace	3-4	0.01	0.16	0.01
Eau distillée	80	0.01	0.033	0.002
Eau douce	80	0.5	0.033	0.1
Eau salée	80	3000	0.01	1000
Sable sec	3-5	0.01	0.15	0.01
Sable humide	20-30	0.01-1	0.06	0.03-0.3
Calcaire	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1
Marnes	5-15	1-100	0.09	1-100
Argiles	5-40	2-1000	0.06	1-300
Granite	4-6	0.01-1	0.13	0.01-1
Sel (halite)	5-6	0.01-1	0.13	0.01-1

Tableau 3-7 : Valeurs typiques des paramètres du radar-sol (source : cours de Géophysique de Géosciences Montpellier)

Ces propriétés électriques qui nous intéressent font elles-mêmes varier la résolution et la profondeur d'investigation. Des pertes de conductance et de diffusion sont possibles. De même, une relaxation diélectrique dans l'eau et des réactions électrochimiques à l'interface eau-argile provoquent une perte de diffusion. Les hétérogénéités dont la taille est similaire à la longueur d'onde diminuent également la diffusion. La détectabilité des objets dans le sol dépend de leur taille, orientation et forme. Avec ces conditions, les réflexions radar sont le plus souvent dépendantes des teneurs en eau dans les matériaux géologiques, excepté dans les couches les plus conductrices (argiles...).

La profondeur d'investigation dépend de quatre facteurs principaux : la fréquence centrale d'émission, la sophistication du traitement du signal, la puissance d'émission et la permittivité diélectrique des terrains. Plus basse est la permittivité diélectrique, plus grande est la pénétration. Ses valeurs extrêmes sont de 1 pour l'air et 80 pour l'eau. Elle est proche de 1 pour les roches, mais atteint 15 pour les argiles et les aquifères très poreux. La présence d'argile rend les terrains trop conducteurs pour laisser passer les ondes.

La résolution est contrôlée par la longueur d'onde électromagnétique dans le sol. Plus cette longueur d'onde est petite, plus la fréquence est grande et plus la résolution augmente. La variation de la profondeur auscultée est inversement proportionnelle à la fréquence et donc à la résolution : si on augmente la profondeur d'investigation, alors la résolution diminue. Les antennes hautes fréquences

explorent le premier mètre avec une excellente résolution alors que les antennes basses fréquences investiguent les 10 premiers mètres, avec une résolution plus faible. A noter que le temps d'acquisition est plus long en zone saturée dû à la relaxation diélectrique dans l'eau.

Réalisation des mesures de l'étude de faisabilité

Durant la prospection, la tomographie radar emploie des antennes radar spécifiques pour les déplacements le long de profils verticaux et horizontaux, soit une émettrice et une réceptrice.

Pour le profilage de surface, les antennes placées dans le même boîtier sont tractées le long d'un profil. Deux dispositifs ont été testés avec différentes fréquences: un passe avec une antenne 100 MHz non blindée de basse résolution et une autre passe avec une antenne 250 MHz blindée de haute résolution. Ces fréquences permettent d'investiguer une couche entre 2 et 5 mètres de profondeur.

Pour le sondage vertical, deux antennes mesurent l'onde directe en mode réflexion, descendues dans le même puits (antenne transmetteur de 100 MHz et récepteur de 250 Mhz pour cette étude) ou en mode inter-puits (transmetteur de 100 MHz dans un puits et récepteur de 100/250 MHz dans un autre). L'écartement progressif des antennes permet d'estimer des vitesses de propagation par analyse des temps de parcours. Le sondage vertical en forage investigate le réservoir en profondeur.

Traitements des données

La juxtaposition des signaux temporels enregistrés permet d'obtenir une coupe-temps (radargramme) représentée avec une échelle de couleur corrélée aux amplitudes des signaux. Cette section image les géométries du site ausculté.

- *Données en puits :*

Les premières arrivées des traces radar sont pointées manuellement afin d'évaluer le temps de réflexion avec précision. Ces temps sont ensuite transformés en vitesse et teneur en eau par les relations suivantes.

La vitesse de propagation v (cm/ns) dépend du temps d'arrivée t , du temps t_0 et de la distance parcourue d :

$$v = d/(t-t_0)$$

La vitesse v dépend principalement de la permittivité diélectrique k_r du milieu (sans dimension) et de la célérité de la lumière dans le vide ($c = 3 \times 10^8$ m/s = 30 cm/ns) de k_r . Elle est évaluée par :

$$v \sim c/k_r^{1/2}, \quad \text{avec } k_r = (30/v)^2 = (30/v)^2.$$

De nombreuses méthodes déterminent indirectement la teneur en eau du sol à partir de sa constante diélectrique. Topp et al. (1980) ont développé une relation empirique entre k_r et la teneur en

eau w_c , à partir d'un vaste étalonnage de divers sols avec différentes teneurs en eau. Cette relation est communément appelée l'équation de Topp:

$$w_c = -5.3e^{-2} + 2.92e^{-2}*k_r - 5.5e^{-4}*k_r^2 + 4.3e^{-6}*k_r^3$$

- *Données de surface :*

Une section GPR est constituée d'un ensemble de traces, chacune étant l'enregistrement d'une série de points échantillonnés régulièrement dans le temps.

Le traitement des données de propriétés électriques obtenues demande une traduction temps - profondeur qui nécessite la connaissance de la vitesse de propagation de l'onde dans les matériaux ainsi qu'un sondage vertical pour le calage des données de surface.

La tomographie radar permet d'obtenir des sections 2D montrant les changements de vitesse de propagation des ondes électromagnétiques. Elle offre une interprétation qualitative des variations stratigraphiques et détection de cavités, de formations karstiques, de failles. Les applications ciblent les propriétés des structures superficielles telles que la porosité et la saturation des formations géologiques.

3.3.3 Sismique

La sismique est une méthode de prospection qui permet de visualiser les structures géologiques en profondeur grâce à l'analyse des échos d'ondes sismiques.

Principe

Une source génère une onde acoustique produite sous forme de vibrations en surface, qui se propage dans le sous-sol. La propagation de l'onde suit des trajets correspondant aux lois analogues de celles de l'optique. Le temps-retour de l'écho est mesuré à partir d'une série de capteurs sismiques également disposés en surface. Les réflexions détectées sont causées par des changements de densités et de vitesses de propagation des ondes dans le milieu investigué. Les temps de propagation des ondes réfléchies et réfractées sont enregistrés et interprétés en termes de vitesses de déplacement dans le sol. En fonction du dispositif de terrain utilisé, l'analyse des temps d'arrivée des ondes directes, réfléchies, ou réfractées permet de calculer les vitesses sismiques et les épaisseurs des terrains.

Dispositifs de mesure

Dans notre cas d'étude, une source d'ébranlement est créée par un coup de masse sur une plaque métallique depuis la surface. Les réflexions et réfractions des ondes produites sont enregistrées par des géophones. Le schéma ci-dessous est un exemple de dispositif utilisé pour des prospections légères permettant d'analyser les réfractions des ondes.

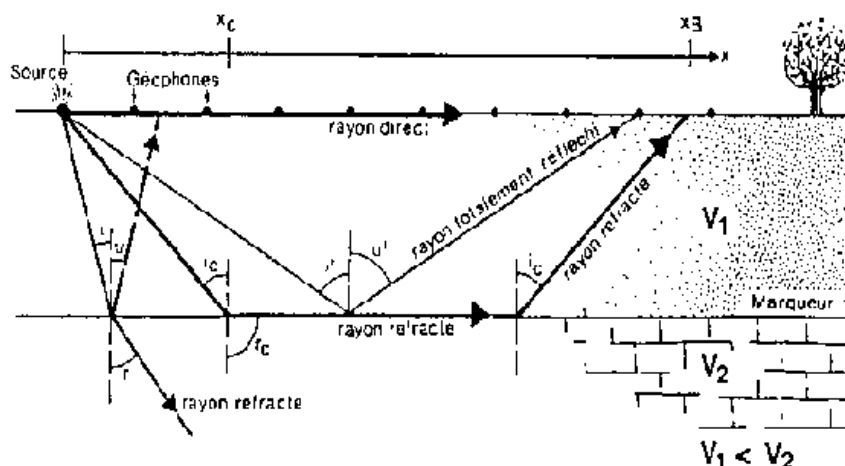


Figure 3-21 : Schéma de la propagation des ondes dans le sous-sol (source : www.labos.upmc.fr/sisyphe/).

La profondeur d'investigation dépend essentiellement de la source sismique utilisée et de la géométrie du dispositif. Ici, l'utilisation de la masse permet une investigation de 100 mètres. L'autre facteur limitant la pénétration est la présence d'une couche de terrain de faible vitesse.

En forage, la méthode sismique consiste à analyser les amplitudes retour et les temps de parcours des ondes sismiques, émises en surface, dans un seul forage (*downhole*) ou dans plusieurs forages (*crossholes*). L'acquisition sismique en surface permet d'extrapoler les propriétés mesurées le long d'un forage à l'ensemble du site.

Applications

À l'aide de géophones à 3 composantes, il est possible d'obtenir des profils des vitesses des ondes en compression (P) et des ondes de cisaillement (S). L'extraction des données nécessite une succession d'étapes de traitement post-acquisition. Les points statiques sont corrigés sur les points géophone et sources. Les signaux de surface ont été supprimés. L'application de la méthode inversée par moindres carrés permet d'obtenir des événements sismiques mieux ordonnés et de corriger les géométries de réflexions.

Par des traitements mathématiques de l'ensemble des données, la répartition spatiale des vitesses de propagation des ondes sismiques est obtenue sous forme de coupe (2D) ou de volume (3D). La tomographie sismique permet ainsi d'imager et de diagnostiquer l'intérieur d'un site ou d'une structure. Les vitesses des ondes P et S sont relatives aux propriétés mécaniques du matériau traversé. Elles informent sur la qualité de dureté des massifs rocheux : elles déterminent la nature des formations géologiques (Gardner et al., 1974). Leurs bonnes résolutions verticale et horizontale permettent l'étude des structures à toutes les échelles.

Material	Density (kg·m ⁻³)	Acoustic velocity (m·s ⁻¹)	Acoustic impedance (MRayl)
Air (1-100 bar)	1.3 – 130	330	0.0004- 0.04
Water	1000	1500	1.5
Drilling fluids	1000 – 2000	1300 – 1800	1.5 – 3.0
Shales	1900 – 2450	2300 – 3400	4.5 – 8.3
Sandstone (20 %)	2320	3900	9.0
Limestone (20 %)	2370	4200	10.0
Dolomite (20 %)	2520	4950	12.5
Anhydrite	2960	6100	18

Tableau 3-8 : Propriétés acoustiques de quelques matériaux (modifié d'après Hayman et al., 1991).

On peut ainsi détecter des zones moins indurées et évaluer le degré d'homogénéité des matériaux (Raymer et al., 1980). Des applications de la méthode sismique sont l'étude des structures par la détermination de la densité des terrains mais aussi l'observation d'intrusions de différents fluides (Bashore et al., 1994).

3.4 Observation hydrogéophysique

Un facteur important sur le transport de contaminants et la qualité des eaux souterraines est la distribution spatiale des propriétés hydrologiques du réservoir. La caractérisation de ces propriétés est essentielle pour un développement fiable des modèles de circulation des fluides, nécessaires aux stratégies de gestion des eaux souterraines, telles que la réhabilitation d'aquifère affecté par une intrusion d'eau saline.

Dans le domaine de l'environnement, les méthodes électriques sont utilisées afin de délimiter et de suivre les panaches de contamination dans l'eau souterraine ou le sol. Ces méthodes servent également au suivi de la qualité de l'eau en cas de contamination.

3.4.1 Conductivité électrique et salinité

La capacité d'une solution aqueuse à transporter un courant électrique par le biais du mouvement ionique est quantifiée par la conductivité électrique. Les minéraux chargés dissous dans l'eau bougent sous l'influence du champ électrique imposé par une injection électrique. La salinité est la concentration de sels (ions Na⁺ et Cl⁻) dissous dans une solution. En tant que tel, une estimation de la conductivité électrique donne une bonne indication de la salinité. En général, quand la salinité augmente, les ions totaux dissous d'une solution augmentent, et il en est de même pour la conductivité. L'eau salée a une concentration totale dissoute de 35 mg/l, dont 19 mg/l de chlorure (Barlow, 2003).

La conductivité est dépendante de la température ; il est donc nécessaire de mesurer ces deux variables simultanément. La température et la conductivité électrique deviennent des facteurs importants lorsqu'il s'agit de déterminer le comportement d'une zone de mélange des eaux comme une interface d'eau salée.

A température constante, la résistivité électrique (inverse de la conductivité) d'un milieu poreux saturé est intimement liée à la salinité de l'eau porale. Cette relation peut être décomposée en deux équations empiriques. D'une part, la loi d'Archie (Archie, 1942) exprime la résistivité totale du milieu (pores et matrice) en fonction la conductivité électrique de l'eau porale, de la porosité et de la tortuosité du milieu. D'autre part, la salinité de l'eau peut être déterminée par analyse chimique des eaux ou par relation avec la conductivité :

- 1) La corrélation entre les conductivités électriques et la concentration en chlorure peut être calculée à partir de la relation de Rhoades et al. (1976):

$$\sigma_{\text{eau+roche}} = n \cdot \sigma_{\text{eau}} + \sigma_{\text{roche}}$$

où σ_{eau} et σ_{roche} sont, respectivement, la conductivité électrique de l'eau et celle de la roche; et n la porosité. σ_{eau} est calculé en fonction de la concentration en chlorure de sodium et de la température.

- 2) Pour un fluide chargé en NaCl, la formule de Keller (1987) évalue la concentration de la salinité (g/l) à partir des conductivités électriques du fluide poral (mS/m).

Mesures géophysiques en forage: paramètres statiques

Différentes missions de mesures en forages ont été réalisées sur le site de Campos, de 2002 à 2010, à différentes périodes de l'année. Pour chacune, des mesures géophysiques ou hydrologiques ont complété la base de données du site. Cette fréquence des mesures à différentes périodes des cycles hydrologique et climatique informe sur l'aspect hydrodynamique du site.

La sonde hydrogéologique Idronaut (conçue par ALT) enregistre l'hydrochimie des fluides remplissant le forage. Cette sonde est constituée d'un ensemble de capteurs qui fournissent six paramètres relatifs à la colonne de fluide du forage, à savoir : la conductivité électrique (mS/cm) du fluide à température ambiante et normalisée à 20°C, la température (°C), la pression (dBar), le pH, le potentiel rédox et la teneur en oxygène. Ces mesures renseignent sur la qualité de l'eau et localisent les différentes zones hydrologiques (contact eau salée/eau douce) ainsi que le niveau de nappe.

Pour mesurer les paramètres à l'équilibre de la colonne d'eau, l'enregistrement se fait dans le sens de la descente afin de pallier aux perturbations générées par le passage de la sonde. La Figure 3-22 synthétisant quelques paramètres mesurés par l'Idronaut partitionne l'aquifère de Campos.

Le profil de conductivité électrique commence à 37 m de profondeur, il est linéaire sur 25 m puis augmente exponentiellement jusqu'à un seuil atteint 15 mètres plus bas. Le profil de conductivité marque le niveau de nappe. En conséquence de la relation conductivité-salinité, il illustre l'intrusion saline par le bas du puits ainsi que la zone diffusive de mélange des eaux.

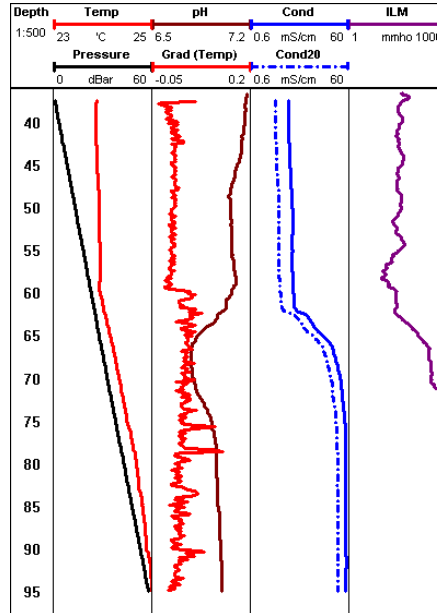


Figure 3-22 : Paramètres mesurés par les outils Idronaut et DIL45 dans le puits MC9, en 2008 : profils de température (*Temp*), de la pression (*Pressure*), du pH, du gradient de température (*grad Temp*), de la conductivité électrique du fluide à températures ambiante (*Cond*) et normalisée à 20°C (*Cond20*) et de la conductivité électrique de la formation (*ILM*).

La conductivité électrique de la formation est fonction de la conductivité des roches et des fluides interstitiels (cf. section 3.2.1.1.). Son profil montre la même courbe que le profil de la conductivité du fluide : la mesure caractérise essentiellement le fluide poral. Les formations traversées sont donc très poreuses dans le milieu saturé. Les fluctuations supplémentaires sont des effets résistifs des divers bancs de la roche. La conductivité électrique de la formation est également adaptée aux mesures des propriétés du fluide saturant pour les formations de Campos.

3.4.2 L'Observatoire

Initialement parti du projet européen ALIANCE (FP5) et de l'ORE H+, le site de Campos est considéré comme un site d'observation et de développement de nouvelles techniques. Dans ce cadre, un observatoire hydrogéophysique en forage in-situ et haute fréquence a été conçu pour assurer le suivi permanent de la problématique socio-environnementale liée au site : l'intrusion saline.

Les essais de pompage et de traçage ont tendance à donner des propriétés moyennées sur un volume du réservoir relativement grand, soit de faible résolution. L'observatoire est orienté vers l'observation à hautes résolutions spatiale et temporelle de la dynamique des données hydrologiques

par le biais de la géophysique. Les données géophysiques disponibles dans la base de données fournissent de nombreuses informations mais le caractère dynamique dépend de la fréquence des missions de terrain. L'observatoire basé sur le suivi permanent (*monitoring*) pallie à cette limitation en s'obviant d'intervention humaine grâce à une fréquence de mesure automatisée. Il représente une fenêtre d'observation accrue sur les caractéristiques du réservoir dans le temps.

Principe

Le principe de l'observatoire utilise celui de la tomographie électrique. Cette méthode consiste habituellement à mesurer la résistivité électrique du sol grâce à une série d'électrodes. En déployant la série d'électrodes dans un trou de forage, cette méthode permet de sonder la résistivité des formations sur un profil 1D en profondeur (Figure 3-23). L'observatoire image en profondeur les changements de résistivité électriques de la formation et de son fluide (R_0) saturant le long du puits ou d'une zone d'intérêt.

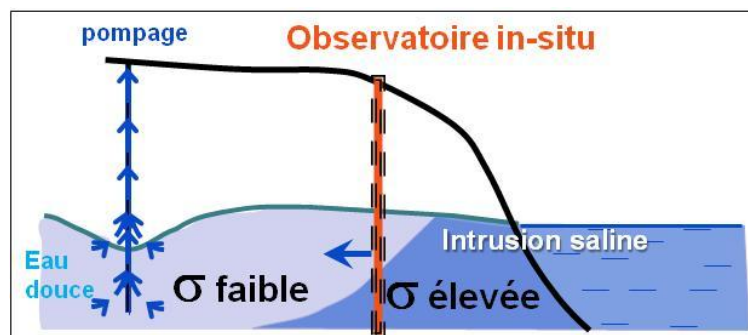


Figure 3-23 : Schéma de l'installation de l'Observatoire hydrogéophysique.

La conductivité électrique du fluide poral in-situ est dérivée des mesures électriques de l'outil et interprétée en tant que de salinité équivalente en NaCl du fluide poral. La relation Waxman et Smith (1968) extrait les valeurs de conductivité électrique du fluide C_w à partir des mesures de résistivité issues de l'observatoire ($R_0 = 1/C_0$), du facteur de formation F et de la conductivité de surface C_s :

$$C_0 = \frac{C_w}{F} + C_s$$

Les valeurs de conductivité électrique de surface C_s sont déduites des mesures de rayonnement Gamma naturel. C_s est principalement induite par des formations argileuses. Dans la plate-forme de Lluçmajor, les formations sont calcaires, C_s est donc négligeable. Les argiles radioactives ne représentent que 2,5% de la séquence et sont localisées dans la zone vadose. Quant aux valeurs de F , elles sont estimées grâce à la relation d'Archie (1942) :

$$F = \phi^{-m}$$

avec la porosité ϕ déterminée à partir, (1) soit des mesures pétrophysiques sur carottes, (2) soit des vitesses acoustiques issues des mesures géophysiques en forage de l'outil Sonic (FWS) par l'intermédiaire de la formule de Wyllie et al. (1956) ; et le facteur de cimentation m évalué selon la lithologie.

A partir de la formule de Keller (1987) et seulement pour un fluide NaCl, la salinité S peut être déterminée:

$$\ln S = 0.97 * \ln C_w - 4.88$$

La salinité S est en g/l et la conductivité électrique du fluide C_w en mS/ m.

Les variations de la conductivité du fluide saturant donnent ainsi des informations sur la nature des fluides. Ainsi, l'observatoire hydrogéophysique in-situ informe sur la qualité et la disponibilité de la ressource ainsi que les variations temporelles et spatiales de la salinité.

Déploiement au site de Campos

L'acquisition des mesures de l'observatoire est basée sur des séries régulières au cours d'une période, sous forme de profils de résistivités électriques de la formation. Cet observatoire a été automatisé de façon complète en février 2008. C'est donc un suivi détaillé, étendu et régulier de l'état du réservoir et non une simple mesure locale comme le piézomètre. Les paramètres temps et espacement d'investigation sont adaptables. La mesure est faite en continu et temps réel, puis les données sont exportées par liaison GSM jusqu'à un portail de données disponible en ligne. Le système est également complètement autonome, c'est-à-dire ne nécessitant pas d'intervention humaine.

Le puits MC9 est choisi car il appartient à un cluster de six puits, composé par les puits MC2, MC8, MC9, MC10, MC11 et MC12. Ces puits sont espacés de 5 m maximum, ce qui offre une zone d'observation et d'étude unique de haute précision. Un ensemble de 40 électrodes parcourent le long du trou du puits MC9, dans sa zone saturée de 40 à 88 m de profondeur. L'observatoire informe ainsi sur les valeurs de résistivité au sein de la nappe.

Suivi dynamique et gestion

Dans ce contexte d'intrusion d'eau salée en réservoir côtier, soutenu par le projet GIRELLE, le site de Campos sert de base expérimentale à la calibration et au développement de l'observatoire, pour ensuite intégrer d'autres observatoires sur des sites côtiers concernés par une salinisation des eaux souterraines.

Pour une meilleure interprétation des mesures de l'observatoire, il est nécessaire de le replacer dans son contexte géologique et pétrophysique, à différentes échelles dont celle du puits.

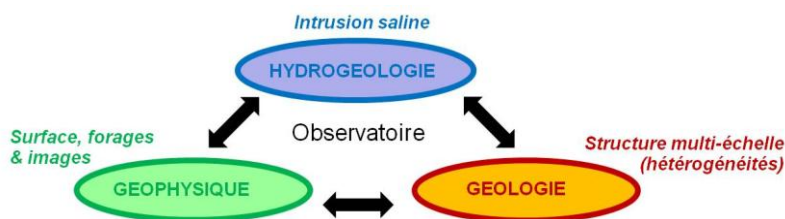


Figure 3-24 : Schéma de l'intégration de l'observatoire situé à l'interface de trois thématiques.

Etant donné la durée des processus étudiés (modification physique du réservoir par la salinisation, observation des fluctuations d'origine naturelle et anthropique), il est souhaitable de disposer d'un site expérimental pérenne tel que celui de Campos afin d'effectuer des séries de mesures, tant en surface qu'en puits. Il est également indispensable de pouvoir suivre dans le temps ce système en cours d'exploitation soumis à une contamination. En vue du développement du site d'observation de Campos, le déploiement d'un système de suivi hydrogéophysique à long terme et autonome permet de caractériser l'évolution spatiale et temporelle de l'aquifère.

L'observation de la dynamique de l'aquifère est compliquée par la présence éventuelle de fissures, de fractures, d'hétérogénéités et par la variation des propriétés hydrauliques. A grande échelle, la localisation des fissures et fractures permet de mesurer leur influence sur la propagation de l'intrusion d'eau salée. A petite échelle, les hétérogénéités influencent aussi cette propagation par des variations de propriétés hydrauliques. D'autre part, les variations de teneur en eau salée partitionnent le réservoir aquifère en quatre environnements hydrauliques (zones vadose, phréatique, de mélange et d'eau salée), chacun possédant des processus spécifiques de modification de la structure poreuse du réservoir. Un des objectifs de la thèse est d'intégrer cet observatoire aux diverses données du site d'observation, de l'échelle de micromètre à la centaine de mètres. Cet intégration consent à obtenir un modèle de structure aussi réaliste que possible pour les simulations d'évolution du front de salinisation ainsi qu'aux futures applications de solutions de remédiation à la qualité de l'aquifère.

Conclusions préliminaires

Ce Chapitre 3 a permis de rappeler les méthodes in situ, expérimentales et d'imagerie utilisées dans ce type d'étude multithématique ainsi que de définir leurs paramètres résultants. La porosité dont la dépendance au milieu est mise en évidence apparaît comme un paramètre important. Ses différentes méthodes de caractérisation permettent de rendre compte de l'état de la structure du réservoir et du comportement de celle-ci face aux fluides. Les caractéristiques de la porosité agissent en particulier sur un paramètre dynamique: la conductivité électrique du milieu.

La figure ci-dessous synthétise les méthodes et leurs échelles d'investigation utilisées au cours de cette étude ainsi que les types de porosité analysés:

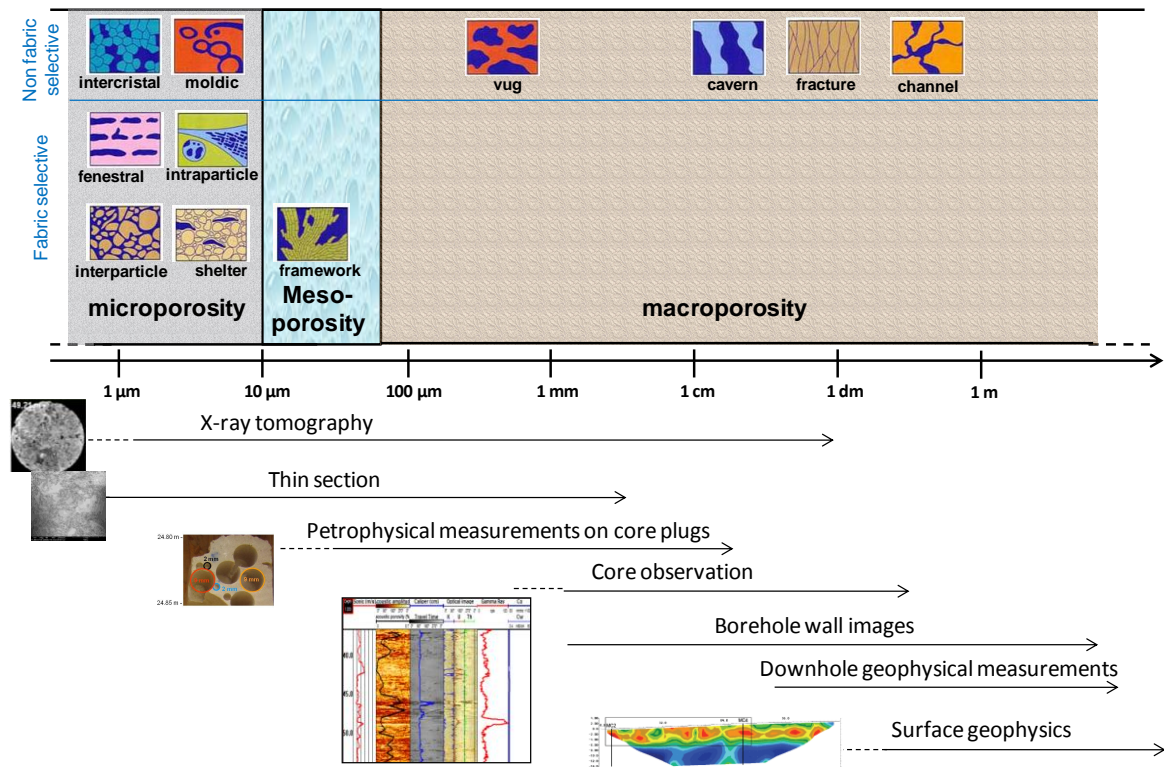


Figure 3-25 : Synthèse des méthodes avec échelles d'investigation et types de porosité caractérisés.

CHAPITRE 4: RESULTATS

4.1 Microstructure multi-échelle par micro-imagerie synchrotron haute résolution

Pour comprendre les variations d'un réservoir aquifère, une bonne connaissance des hétérogénéités de la structure poreuse est nécessaire à toutes les échelles. La microporosité est régulièrement citée comme un facteur important dans l'influence du réseau poreux sur les propriétés de transport des réservoirs. Cette partie porte sur des caractérisations à l'échelle de la microstructure (grains de taille micrométriques et porosité inter- intraparticulaire) associées à des analyses pétrophysiques en laboratoire sur des plugs centimétriques. Le rôle de la microporosité n'a pas été évalué jusqu'ici.

Une des plus importantes étapes est la compréhension du réseau poreux et des propriétés de connexion allouées à ses différentes parties constitutives. Ces dernières représentent les clusters de pores connectés et non-connectés. Connaître les zones de porosité occlue permet d'appréhender ou déceler la dispersion des contaminants dans le milieu. L'analyse de la microstructure poreuse est donc essentielle pour toutes simulations futures.

Analyse de la microstructure par des images XRCMT

La microtomographie aux rayons X (*X-Ray Computed MicroTomography*, XRCMT) permet d'investiguer et de caractériser la microporosité. Des micro-échantillons ont été prélevés dans les roches carbonatées de Campos, et plus particulièrement dans le puits MC10. Les volumes d'échantillons (plugs) sont considérés comme des volumes élémentaires caractéristiques de la microporosité du niveau du réservoir dont ils sont extraits. Les échantillons de roches sont caractérisés par microtomographie RX afin de caractériser la géométrie des espaces poreux (Luquot et Gouze, 2009).

La première étape du traitement des images tomographiées consiste à identifier la porosité. L'étape suivante détermine les clusters de percolation, qui correspondent aux réseaux poreux connectés aux limites du volume et aux réseaux non connectés, par un algorithme de cluster-labelling. Puis les fractions des phases sont évaluées ainsi que le degré de percolation des échantillons. D'un

point de vue qualitatif, le niveau de gris associé à chaque voxel (volume du pixel) peut être converti en valeur de porosité effective ou en constituant de la roche. L'observation sous microscopie optique et MEB des lames minces confectionnées dans les mêmes niveaux géologiques que les plugs tomographiés, appuie l'interprétation des types de pores et de ciments présents.

L'analyse de la macro- et micro-porosité par analyse 2D micro-échelle a permis de calculer la porosité. Les résultats montrent l'intérêt de l'utilisation de la haute résolution et de la multirésolution. La connectivité est fortement favorisée par une porosité importante.

Dans le complexe carbonaté de Campos, les réseaux microporeux sont, soient fortement dans les unités peu altérées, soient faiblement développés dans les unités karstifiées. La matrice liée aux zones karstiques est fortement recristallisée par les eaux météorique ou phréatique, marquant un fort contraste de porosité dans cette zone. Les limites de séquences sont marquées par d'importants changements de degré et de nature de cimentation. Ces niveaux indurés localisés sous les zones karstiques peuvent agir comme des barrières efficaces aux processus de percolation ou circulation de fluides. Certaines macro-propriétés sont issues du développement microstructural. Les perméabilités élevées sont observées dans les zones macroporeuses et karstiques, en particulier dans les formations récifales. Les structures spécifiques pétrophysiques impacte sur le comportement hydrogéologique en partitionnant le réservoir en unités métrique très perméables alternées d'unités décimétrique peu perméables.

Heterogeneity of carbonate pore network analyzed by multiscale X-ray microtomography

Authors: Hebert V.^a, Luquot L.^a, Pezard P. A.^a, Gouze P.^a, Boller E.^b

^a Geosciences Montpellier, UMR5243 CNRS, University of Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France. (vanessa.hebert@gm.univ-montp2.fr).

^b ESRF, rue Jules Horowitz, 38000 Grenoble, France.

A soumettre à : Water Resources Research

ABSTRACT

The study of physical parameters in porous and heterogeneous media is important in many environmental applications like linking pore evolution to the aquifer dynamics. 3D-porosity structure in carbonates presents large heterogeneities distribution of petrophysical parameters. The studies from the geological and geophysical investigation of the Mallorca carbonate material, with a comparison of the petrophysical signals, do not allow to well define the structure. Especially in context of saline intruded freshwater aquifer, the pore structure requires a high resolution analysis to determinate the actual structure in order to anticipate futures pore evolution.

Microstructure analysis requires using multiscale high resolution microtomography. A new synchrotron method of acquisition focus on the evolution and connectivity of the pore structure at different resolutions (0.4 to 2 $\mu\text{m}/\text{pixel}$).

Large variations of the porosity are observed. In the sea water part, carbonate samples are percolating with well-developed pore network. In the meteoric phreatic part, weak porosity is observed in highly indurate zones, where karstification is occurring. Precipitation of microporosity is linked to dissolution of large scale features. Microporosity and percolating pore network mostly increase in meteoric phreatic zone, except in the subsurface zone where cementation is well-developed. Highest

permeabilities are related to macropores in meteoric phreatic and karstic zone although lowest permeabilities are found in subsurface and sea water zones.

INTRODUCTION

The flow of fluids through fractures or porous rocks at reservoir scale is a process that has importance for many areas of the geosciences, ranging from ground-water hydrology to oil extraction (Bekele et al., 1999; Van Meir et al., 2006). Several conceptual models have been developed for describing fluid flow in porous media. Fundamentally, each method can be distinguished on the basis of the storage and flow capabilities of the porous medium. The storage characteristics are associated with porosity, and the flow characteristics are associated with permeability. Carbonate reservoirs are usually heterogeneous and may contain rock material from several pore classes (Choquette and Pray, 1970). The main pore classes in carbonates are inter- and intraparticle porosity, intercrystalline porosity, moldic and vuggy material, and also chalk and chalky micro-porosity (Choquette and Pray, 1970; Lucia, 1996). The definition of the carbonate pore classes is according to pore structure and petrophysical properties. The proper classification scheme can simplify relationships between carbonate pore types, petrophysical parameters and single phase fluid flow characteristics. Porosity is thus a key parameter controlling fluids flow (Gueguen and Palciauska, 1992). The porosity can evolve due to chemical reactions between the rock reservoir and the local fluid. The porosity can increase due to dissolution processes or decrease during precipitation processes. These interactions will change the pore structure and heterogeneity over time and space (Kamineni and Katsube, 1983). Modifications of its morphology affect internal structures in terms of mechanical and hydrodynamical properties. Porosity is characterized by multi-scale porous shapes and sizes generating heterogeneities from the reservoir to the microscale (Mazzullo and Chilingarian, 1992). The understanding of relationships between multiscale heterogeneities remains a complex question. Defining microstructures relationships is required to evaluate their impact on the macroscale transport properties.

Carbonate rocks present an important variation of the physical properties at high spatial resolution. They possess a complicated architecture based on pores of various sizes and geometries interconnected in different arrangements (Armatas, 2006).

At the reservoir scale, this variation is accentuated by the succession of environmental deposits in a carbonated platform sequence (Moore, 2001). Moreover, carbonate material associated to a coastal aquifer is largely affected by different diagenetic phases implied by a mixed hydrological system (Guidry et al., 2007). The groundwater mixing zone in coastal carbonate aquifers is an active geochemical environment (Sanford and Konikow, 1989). In this zone of dispersive mixing, the processes of carbonate mineral dissolution, precipitation, and alteration cause development of

secondary porosity and permeability and geomorphic modification of limestone coasts. The reactions and processes occurring in the mixing zone include preferential dissolution of minerals (based on their relative stability in waters of various chemical compositions), cementation, neomorphism of aragonite, compaction; recrystallization and dolomitization (Moore, 1989). For example, one of the most important diagenetic changes is the dolomitisation. In literature (Murray, 1960), dolomitic recrystallized levels present an increased porosity due to the crystalline arrangement of the rhombohedral dolomite minerals which creates void space between crystals. In addition to the diagenetic alteration of minerals, these processes can also influence the development of geomorphic features such as sea level caves, formation of caves and bays, and the configuration of carbonate coastlines (Back et al., 1984).

Carbonate reservoirs may have heterogeneities that create multi porosity/permeability systems that are very difficult to describe, and consequently their flow properties are difficult to determine (Lonoy, 2006). These reservoirs may contain micritic, sparic, and much larger grain and pore structures, moreover in close proximity.

The Lluçmajor carbonate platform, situated in Mallorca island (Spain) is composed of complex prograding limestones affected by a freshwater reservoir overlying a salt water intrusion (Maria-Sube, 2008). It corresponds to an emerged karstified reservoir. An experimental site on this platform was developed to study this complex structure in continuous evolution. The geological material studied in this paper was submitted to several diagenesis steps controlled by geological patterns and hydrological variations. The diagenesis presents several processes which complicate the complex internal structure of the reservoir.

Multiscale investigation of microporous heterogeneities is possible thanks to high-resolution X-ray tomography. X-Ray computed microtomography (XRCMT) helps to determine porous media structures for scales covering the transition from grains microstructures to the porous media with submicron resolution. It enables new ways of characterizing microstructures and opens pathways for forward calculations of multiscale rock properties (Liu et al. 2009). We extract geometric characteristics at multi-resolutions to determine a statistical scale-dependent quantification of microstructures. Porosity and connectivity were extracted to understand the relations between the different porous types. Then, we study the influence of porosity, its morphological heterogeneity on connectivity (percolation property).

A quantitative characterization of the microstructure is the first step in this challenge. Gouze et al. (2003) quantify the surface properties changes of the fracture geometry over four spatial resolution scales with high-resolution digital images. Liu et al. (2009) developed a new approach to extract characteristics of porosity, percolation from 3D microstructural models of rocks. Despite considerable

advances in porosity understanding, the relationships involved in the pores system remains poorly described. Contrary to classic petrophysical analyses, this approach is an important analysis step for understanding the upscaling from microscale to macroscale properties. For general natural heterogeneous models, this method could be used as a building block for a heterogeneous multiscale method (E and Engquist, 2003) by feeding microscale observation data to the microscale model.

In this context, the objectives of this work were to study multiscale porosity at high resolution. We emphasised the characterisation of the internal architecture and main structural and lithological discontinuities at several scales (μm - cm) using, among other methods, low resolution CT scan images and lab petrophysical parameters quantification. Geological setting by thin sections observation is however essential to better appreciate the internal processes. Here, high-resolution CT measurements are proposed to improve our understanding of the internal structure and hydrogeological behaviours of a complex reefal carbonate sequence. The main attribute of this study is the pore structure quantification focusing on the relation of this high resolution porosity profiles with microstructure determined by lab petrophysical analyses and thin section observations.

RESERVOIR HETEROGENEITIES

Geological settings

The carbonate reservoir, studied here, named Campos site, is located in the south part of the Island of Mallorca, Spain (Fig. 1). It belongs to the inland part of the Lluçmajor reef-rimmed platform set up during Miocene age.

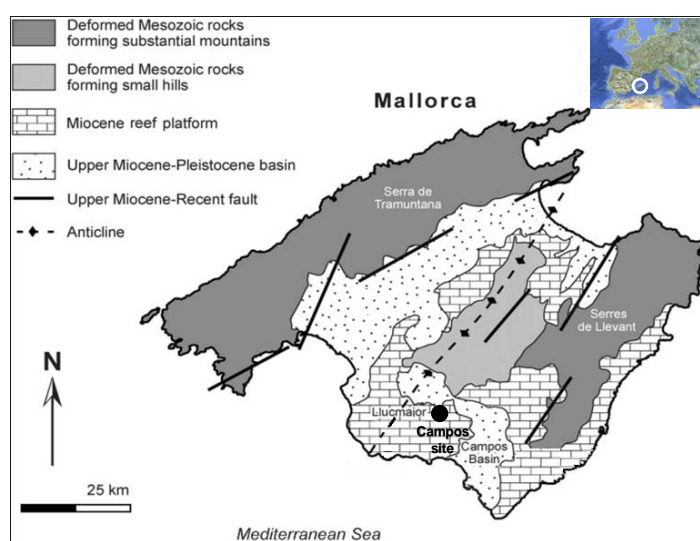


Figure 1: Geological and structural map of the Island of Mallorca in Spain (Arango, 2009; modified from Gelabert, 1998); the Campos experimental site is localized by a black dot.

Complexities on the platform facies architecture result of changes of carbonate production and accommodation related to high-frequency sea-level fluctuations (Pomar, 2001). The reservoir was also affected by several tectonic and emersion phases (during Miocene and Pleistocene). The architecture of the carbonate platform consists mostly in shelf margin tracts of prograded sigmoides.

The Campos site is settled in the Lluçmajor carbonate reservoir, 6 km inland. This site represents a natural field-scale laboratory of karstic freshwater reservoir intruded by salt water (Maria-Sube, 2008). A cored borehole (named MC10) passed through the hundreds first meters of the carbonate sequence. Previous studies of the cores define the lithology of the Campos site, characterized by upwards forereef to lagonal depositional environments (Hebert et al., submitted). Stratal architecture of the layers is flat-lying limestones. Forereef sediments consist of fine-grained packstones (mud-dominated texture) to rudstones (grain-supported). These units pass upward to reef barrier formations with a dominant framework of coral build-ups with bioclastic infills and massive coral-algal build-ups. The whole system is topped by sediments accumulated in inner platform with skeletal grainstones-packstones, muddy limestones, clays and oolitic grainstones.

Hydrological settings

The study of the Campos reservoir holds on the unconfined aquifer of the Lluçmajor platform system. The formations are currently exposed 37 meters above sea level (masl). The freshwater reservoir with water table at 1 masl overlies salt water at depth (Maria-Sube, 2008). In between, a diffusion zone (mixed of fresh-salt waters) is about 17 m thick. A borehole electrical DIL45 tool provides information about the electrical conductivity of the saturated rock (Hebert et al., submitted, cf. Fig. 2). Formation conductivity is essentially driven by lithology, porosity, saturation, and more importantly, by interstitial fluid salinity (Archie, 1942). Four hydrological zones can thus be evidenced from top to bottom: vadose zone with fluid meteoric percolation, brackish zone, mixing waters transition and marine water zone. An optical borehole image realized in MC10 delivers a 360° scan of the borehole wall with a millimeter vertical resolution (Fig. 2). The image illumination (color) difference indicates vadose zone by dark color and saturated zone by bright one. In consequences to the eustatic variations, the hydrological zones varied spatially at several time scales. By past and currently, they contribute to the intricacy of the carbonate reservoir heterogeneity.

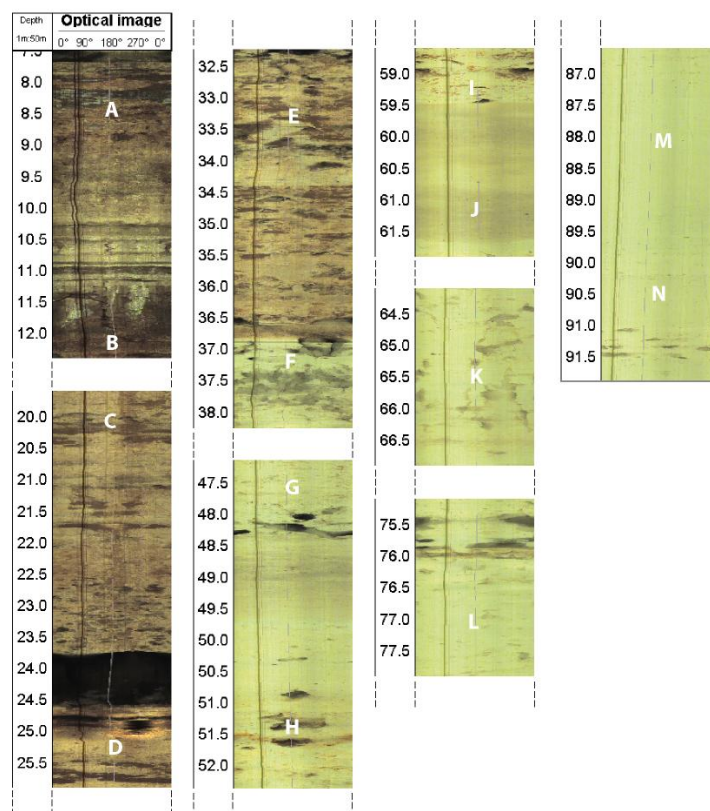


Figure 2: Optical borehole wall images showing the macroscale structure (karsts) of the MC10 hole; zones of interest for the study are localized by white letters in order to highlight heterogeneities details.

Diagenetic patterns

Studied rocks correspond to an ancient carbonate reservoir in coastal area at subsurface. The superposed environmental conditions through time induce various diagenesis processes affecting the reservoir structure. Particularly, sea level changes generated several orders of post-depositional diagenesis steps created to various diagenetic patterns. Indeed, carbonates consist of a mixture of aragonite, high- or low-magnesium calcite, calcite and dolomite, which are reactive and highly sensitive to changes in fluid characteristics (composition, pH...). Depending on the fluid-rock interactions, the diagenesis processes encountered into carbonate reservoir include cementation, dissolution, dolomitization, compaction and recrystallization (Moore, 1989). Carbonate sediments can thus lose or gain porosity as a result of diagenesis.

In the current hydrological conditions, firstly, infiltration of acid-meteoric water into rocks and reaction in the mixed fresh-salt waters zone modify the porous network (Moore, 2001). Secondary porosity is generally created at different scales by dissolution in these zones. Calcite cements precipitation can also be common. Secondly, the presence of marine water, rich in magnesium (Mg),

favors the generation and preservation of aragonite and Mg-calcite cements. These meta-stable cements can subsequently be transformed in stable calcite if marine waters flow out of the pores. Finally, post-deposition dolomite mineral is generated under coastal conditions, with regular sea water inflows.

Pore network heterogeneities

A carbonate complex is characterized by multiscale microstructures defined by pore network into matrix. Moore (2003) concludes that the genetic classification of Choquette and Pray (1970) might be more appropriate for the exploration stage of carbonate reservoirs. The microscopic properties of the porous network take into account the influence of local heterogeneities (Armatas, 2005).

The pore network is parameterized by, among others, pore fraction in matrix, distribution and connectivity. The connectivity between the voids is related to the topology and especially pore throat. The link between geometry changes and porosity structure can be explored through studies of porosity evolution in fine special lithological areas which are misunderstood.

The Campos formations are well-known for their high heterogeneity in terms of range porosity amounts, types and permeabilities principally at borehole scale (Jaeggi, 2005; Maria-Sube, 2007). The optical borehole image in MC10 (Fig. 2) displays the vertical heterogeneity, presenting cavernous (e.g. 24 m, 51 m and 76 m) and tight zones (e.g. 34 m, 49 m, 60 m and 88 m). As shown by the present-day large-scale structure, karst and indurate levels prove that carbonate rocks are very sensitive to weathering and emersion. At micro-scale, following the Choquette and Pray classification, the porous network of these carbonates is composed mainly of intergranular porosity (primary porosity) and of dissolution porosity (intraparticulate, moldic and framework) secondarily created by the presence of pore fluid which is unsteady with the matrix chemistry.

The 100 m-long porosity profiles from X-ray scan cores and petrophysical measurements well-reflect the high heterogeneity of this reservoir (Hebert et al., submitted, cf. figure 9). The succession of depositional systems influences the pore structure, for example the large pore heterogeneity in reefal limestone and dolomite forming in fine-grained texture. Moreover, petrophysical measurements on core plugs, described below, estimate the porosity Φ and permeability K . As usual in carbonates, the K - Φ cross-plot does not show linear relation and confirms the heterogeneity by large ranges of values (Fig. 3).

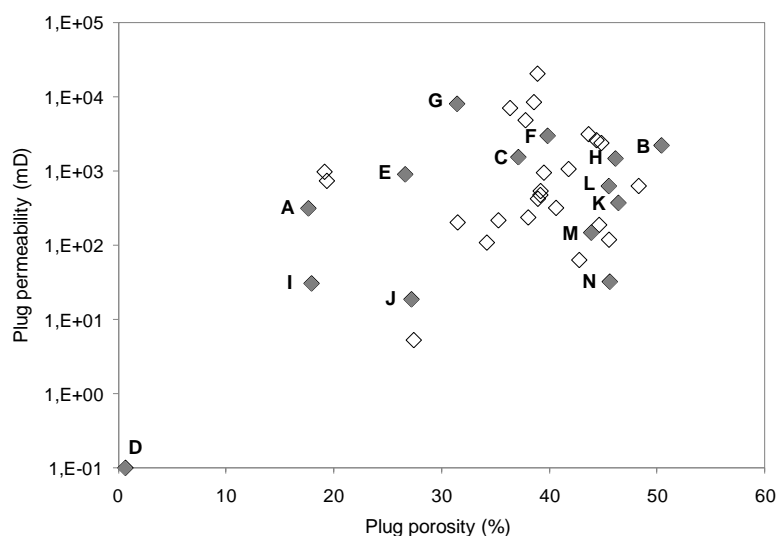


Figure 3: Crossplot porosity vs (log) permeability of the macroplugs, realized in lab.

A permeability value could be associated to a weak porosity as a high porosity fraction. As the same, a porosity value could correspond to a weak permeability or a high permeability. This cross-plot illustrates complex relationship in carbonate network between two key reservoir parameters. At the borehole scale, porous and indurate zones are highlighted by a porosity profile determined in the work of Hebert et al. (submitted), as well as zones characterized by broad porosity range in few decimetres. Nevertheless, microporosity is integrated into the total porosity, so no physical relationships can be revealed. In this context, this paper focuses on the most heterogeneous zones of the MC10 hole. Fourteen specific levels have been selected and are localized on figure 2.

The Figure 2 localizes the fourteen zones (named downwards A to N) where the XRCMT plugs were extracted from MC10 cores. They were selected in order to represent all the specific levels explained before. Seven XRCMT plugs were drilled into the present-day vadose zone (zones A to F) and the others in saturated zone (G to N). Four were extracted from dolomitized layers (D-F-G-J): one of them in the vadose zone, two at the current water table depth and the last one at the bottommost of the freshwater zone. So XRCMT data set allows to characterize the different lithofacies and hydrological zones.

Experimental methods

Petrophysical analysis

A series of thirty-eight cylindrical plugs (named macroplug) with a 40 mm-diameter and a 60 mm-length (volume $V = 75398 \text{ mm}^3$) have been extracted from the MC10 cores. The sampling interval is regularly of 1.5 m but it can locally reach 5 m into karstic zones, where core recovery is low. Helium injection method has been performed on each macroplug providing effective porosity Φ and permeability K (Fig. 3). The permeability is deduced from the Darcy law and corrected from the Klinkenberg effect under stress.

All the MC10 cores were scanned by a medical X-ray computed tomography scanner. XRCT plugs with the same dimensions than macroplugs were extracted from the scanned cores. Their total porosities have been estimated from X-ray densities, based on a calibrated methodology explained in Hebert et al. (2011a). Using a large series of XRCT plugs, a high resolution profile details the porosity distribution along the MC10 hole.

X-ray microtomography

The principle of the X-ray computed microtomography (XRCMT) consists in scanning a sample with synchrotron radiation. It is based on the Fresnel diffraction. The X-ray beam (source) is attenuated by the components of the scanned sample (Fig. 4). The refractive index and intensity of the X-ray are captured by the detector (CDD camera). A series of radiographs (typically of the order of thousands) are recorded with different angular positions of the sample, which rotates around an axis perpendicular to the beam. The 3D volume is obtained from the reconstructed micro-CT 2D slice radiographs.

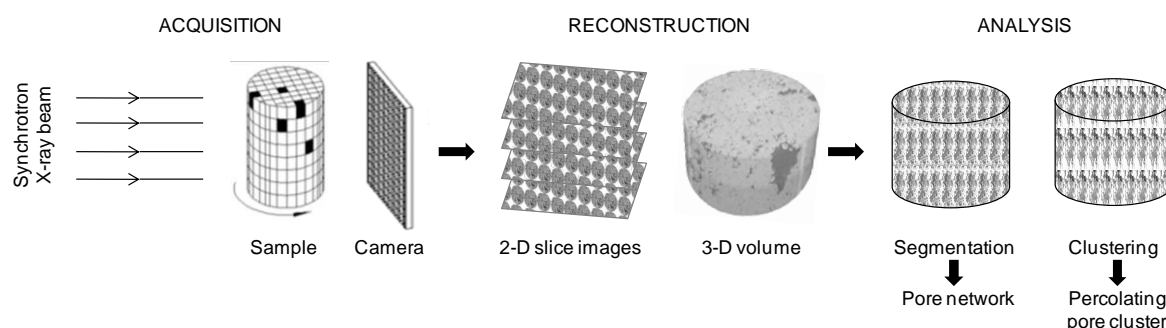


Figure 4: Schema of the X-ray computed microtomography acquisition, reconstruction treatment and analysis steps. The dark grey features are pores, and the bright features are matrix.

The broad choice available in the photon energy improves the contrast on the enhanced spatial resolution (of the order of the micrometer) and on the quantitative data evaluation allowed by the monochromatic and parallel character of the beam. These images present the best quality in terms of spatial resolution, signal-to-noise ratio and qualitative exploitation. The value recorded by each of the camera pixel gives the mean X-ray absorption of the component over the pixel area. The image reliability and resolution increase as the pixel size decrease. Conversely, the field of view decreases as resolution increases. The increasing power of XRCMT is now available at submicron resolution.

The data are acquired and processed on the ID19 beamline at the European Synchrotron Radiation Facility (ESRF) at Grenoble (France). About the resolution possibilities, the used range of pixel sizes goes from 30 to 0.42 microns. The smaller geometries are detected down to 0.84 microns, corresponding to two pixels at a maximum 0.42 μm -resolution. So the minimal pore size visible according to the system resolution is the micropore (inferior to 62 microns according to Choquette and Pray classification, 1970). For this paper, XRCMT helps to analyse porous microstructures at a scale covering the transition between grains and microporous network.

XRCMT analysis

The important data sizes of the micro-CT images require an extremely large number of calculations. To resolve this large memory problem, an image analysis program is used to optimize the analysis steps through numerous algorithms. For our data, it could import synchrotron image data generating up to thousands of 2D media of 2048 x 2048 pixels, process and analyze them. Thanks to image algorithms, two parameters are extracted from the XRCMT volumes: porosity by segmentation and connected pore network issued from percolation phenomenon by clustering (Fig. 4).

Porosity profile

The 3D porous media can be revealed by segmenting algorithm. Segmentation procedure separates one phase to another, e.g. void to matrix. Once all void features have been identified and 2D image binarized, porosity area is quantified by the ratio between the void area and the total area. Porosity is measured for each micro-CT 2D slice, so for each interval depth defined by the vertical resolution. Finally, the threshold analysis gives a spatial mean of the voxels associated to void spaces. Pore network could be displayed using Avizo, a 3D visualization software (Fig. 4).

The accuracy of the measure is subordinated to the ability of discriminating matrix from voids. The influential parameter of the segmentation is the pixel size compared to the size of the smallest interesting feature. In order to constrain the choice of the threshold value, it is important to have some previous knowledge of the microstructures using microscopic techniques. An iterative region growing segmentation with multiple thresholds is used to extract porosity with high precision. Two threshold values are chosen delimiting void to grain phases creating a third region between both. Then the algorithm examines neighboring pixels of initial points and determines whether the pixel neighbors

should be added to the region and extends it. Due to the pixel-size averaging, segmentation procedure may decrease the reliability of the obtained phase distribution and the calculated properties.

Clustering (transport properties)

In mathematics and physics, percolation generally refers to the nature of the connectivity in lattice models of random systems. The connectivity is estimated by the number of bonds connected to the same pore body. In geological terms, percolation is defined as the slow movement of fluids through a porous material. Here we use the mathematical definition of percolation.

To derive the percolation analysis of a model, two steps, labeling clusters and evaluating percolation, are implemented. Firstly, the voxels are detected as neighbors when they have one common plane in the 3D microstructural model. The identification procedure of isolated and connected pores is executed by the clustering algorithm. The labeling tracks pixel contacts between two binarized images and groups them. Each voxel is analyzed in its environment and associated to a specific label value. Secondly, the cluster groups the neighbors which are connected to each other with the same material label. Hoshen-Kopelman algorithm (1976) defines a percolating direction when at least one voxel on one side of a sample volume has the same label as at least one voxel on the opposite side (Stauffer and Aharony, 1994). Percolation paths correspond to the correlation length and are revealed by statistical size of finite clusters. Finally, the program realizes and exports labeled image data based on the previous binarized ones. The percent of percolation is estimated providing previous information about fluid flow in the studied 3D media. The geometrical model from 3D labeled images is also edited by Avizo software, suitable for imaging interconnected pores (Fig. 4).

Multiscale analysis

A series of twenty cylindrical plugs were extracted for synchrotron tomography. The typical sizes of the XRCMT volumes issued from high-resolution acquisition are on the order of gigabytes to tens of gigabytes. For these technical reasons, XRCMT plugs are realized with small volumes of rock. Two different plug sizes are required according to the desired resolution, in order to characterize specific microstructure. Eight plugs (named miniplug) have a 9 mm-diameter and a 16-20 mm in length ($V = 1000-1300 \text{ mm}^3$); they were drilled into zones A-B-D-L-M-N. Twelve microplugs are smaller with 2 mm-diameter and 3-10 mm-length ($V = 9-31 \text{ mm}^3$) and were extracted into zones C-D-E-F-G-H-I-J-K-N.

The used resolution range is from 5.06 to 0.42 $\mu\text{m}/\text{pixel}$, referring to low- to high-resolution data. As explained above, porosity and connected pore network are estimated for each mini- and microplug.

Multiresolution method

The XRCMT measurements are non-destructive, enabling to repeat trials of the same experimental sample. In this paper, the effect of resolution (pixel size) is studied on measurements of several parameters characterizing the phases (void and matrix) distribution.

For this purpose, miniplugs were investigated with three or two orders of resolution. The value of the scaling factor defines the resolution of the multiscale description of the medium. The microplugs were tomographed with several resolutions. Multiscale data sets are obtained with the following combinations of resolution: 2.12/1.06/0.42 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ for the samples from C-D-F-G-I-J-N zones and 1.75/0.70 $\mu\text{m}/\text{pixel}$ for the samples from E--G-H-K zones. The multiresolution procedure delivers several resolutions influencing the acquired area of the sample. So measured porosity profile and connectivity are iterated and examined into the same sample at different resolutions.

RESULTS & DISCUSSION

Multiscale structure

As observed in figure 3, the macroplug porosities highlight the heterogeneity of the structure of the MC10 hole. These petrophysical measurements estimate the average porosity connected into macroscopic samples. This connected porosity highly varies from 10 to 50%, with an average of 37%. The porosity changes are not only lithology-dependant but also related to secondary porous features like vugs. Mini- and microplugs allow to investigate the physical properties of the porous structure at smaller scale, especially secondary microporosity.

Miniplugs analyses

Physical parameters are analyzed through miniplugs at medium resolution (5.06 μm). The figure 5 synthesizes six zones (A-B-D-L-M-N) selected for their important amount of macroporosity. Qualitative and quantitative analyses of eight miniplugs are related to core scan, which allows to localize miniplug into the macrostructure. The XRCMT reconstructed slice illustrates the microstructure as an optical microscopic scan. The same XRCMT slice binarized details the pore network size and arrangement. Then, the 3D quantification aspect is joined thanks to the porosity profile.

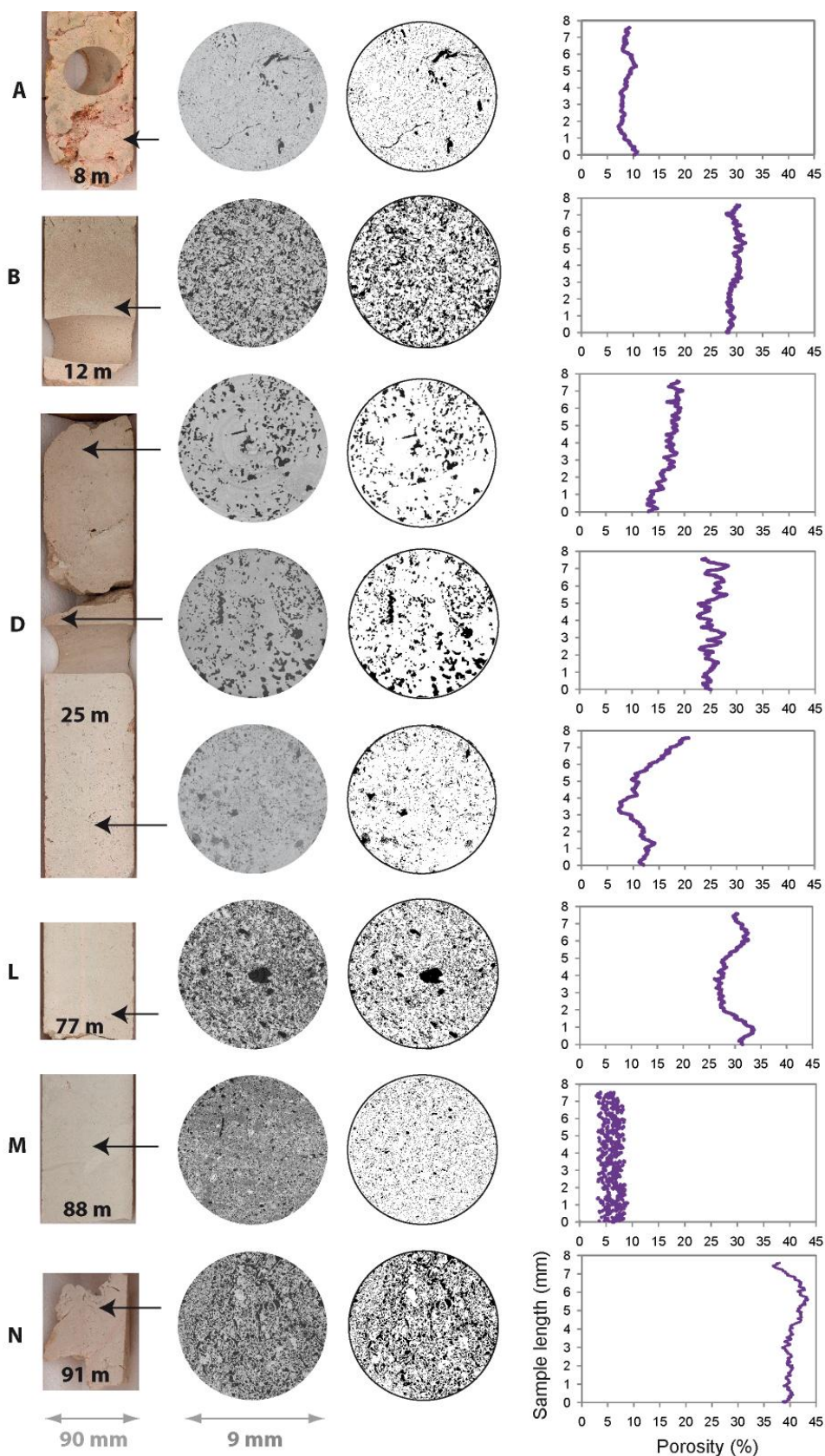


Figure 5: Synthesis of the miniplugs analysis related core scan, XRCMT raw slice, XRCMT binarized slice and the porosity profile of the 3D volume; black arrow on core scan points to the miniplug position; letters refer the interesting depths for the study.

From top to bottom, porosity distribution is related to core and XRCMT scans and is described for the miniplugs along an 8 mm-long profile:

- Zone A (8 m) is a highly indurate mudstone altered by surface weathering. On the core image, zone A is visibly heterogeneous and on the XRCMT slice, it is more homogeneous. Porosity profile is also homogeneous, indicating a low average porosity value of 9%. However 2D slice displays characteristic pore features as microfracture and elongated dissolved macropore. No microporosity is detected meaning a cemented matrix occurrence. Zone A corresponds to a karstic arrangement with indurate matrix alternating with large dissolved features;
- Zone B (12 m) appears more homogeneous on the scan of the grainstone core. XRCMT image shows a granular texture. The porosity appears macroscopic and intergranular. The porosity profile presents a weak range with a high average value of 29%;
- Zone D (24 m), a wackestone, is characterized by three miniplugs extracted each 20 mm. The upper and middle XRCMT slices indicate vuggy macropores rounded and elongated. The pore network of the bottom one is more complex with moldic macro- micropores and also microporous elements (peloids). Their porosity profiles illustrate variations at small vertical scale. Porosity varies from 6 to 28% in zone D. The highest porosity value appears in the middle part (second XRCMT miniplug) although core view suggests an indurate level formed by a laminated microbial mat. As well, the bottommost contains the lowest porosity value although core structure shows vuggy macropores. To resume, this wackestone is composed of an upward indurating matrix with moldic porosity and peloids at the bottom and vuggy porosity in a microbial mat at the top;
- Zone L (77 m) displays a porous grainstone. XRCMT slice contains the largest macropores of all the described XRCMT miniplugs. Porosity is inter- intragranular; some rounded grains are totally dissolved. The average porosity is 29% +/- 3%. The middle part of the sample shows a decrease of the porosity;
- Zone M (88 m) represents a bioturbated packstone. The XRCMT slice highlights this bioturbation by a complex matrix (grayscale contrasts). Pores are small, rounded with moldic and intragranular types. The associated porosity profile appears different from others. It shows the broadest range of values in fine vertical scale;
- Zone N (91 m) is a fissured macroporous grainstone according to the core observations. The XRCMT slice gives detail on a large variety of moldic porosity shapes due to dissolved bioelement occurrences. Elongated macropores correspond to the observed core macropores. Matrix is locally cemented and some mold borders are investigated by cement deposits. The porosity profile indicates highest values up to 43% (average of 40%).

The average values from 3D porosity vary largely from 6 to 45 %, which is quite similar to the porosity range estimated from the macroplugs measurements in lab. Each miniplug is characterized by a more or less constant porosity distribution. Some of them present specificities as wide porosity variations or non linear profile.

Microplugs analyses

An example of multiscale analysis of the microplug I (zone at 59.2 m) is well detailed in the Figure 6. The three XRCMT slices show the investigated area for each resolution (Fig. 6A). The two medium resolutions (2.12 and 1.06 $\mu\text{m}/\text{pix}$) consider the same 2 mm-diameter area. The high resolution (0.42 $\mu\text{m}/\text{pix}$) represents a smaller area with a diameter of 0.8 mm. The 3D quantification (Fig. 6B) of the porosity indicates variations from 1.5 to 7.5% along the 2.5 mm long sample. Porosity profile exhibits a similar tendency for the two medium resolutions. The values are higher into the first millimeter of the microplug. However, differences appear between both of them at the bottom. The values from the 1.06 μm resolution are mostly superior to 0.5%. The high resolution is applied at this interval and indicates a higher porosity value of about 2% all along its profile. This discrepancy is due to a better detection of the micropore fraction.

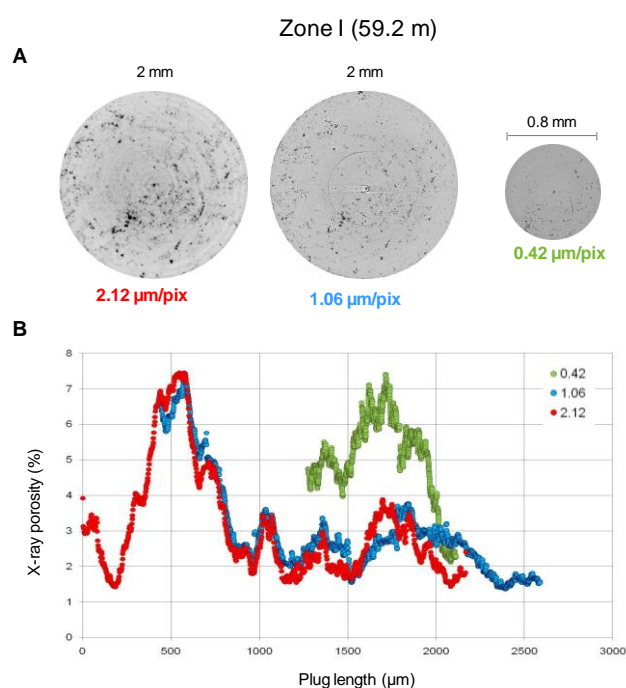


Figure 6: Multiresolution acquisition generating multiscale study through the same sample; (A) three raw XRCMT slices from the zone I microplug, acquired at three resolutions; (B) distribution of the porosity extracted from the three XRCMT volume per unit length of sample.

Multiscale analyses of XRCMT microplug are reported on the Figure 7 for the ten zones C-D-E-F-G-H-I-K-L-N. Miniplugs C-D-F-I-L were scanned along 3.0 mm with the first multiresolution set

(2.12 / 1.06 / 0.42 $\mu\text{m}/\text{pix}$). Miniplugs E-G-H-K-N were scanned along 1.6 mm with the second set (1.75 / 0.7 $\mu\text{m}/\text{pix}$). Both sets investigate with slightly different areas (see bottommost of Figure 7). As with the microplugs, miniplugs analysis results in qualitative observations by XRCMT slices related to core scans, and to 3D porosity quantification by vertical profile.

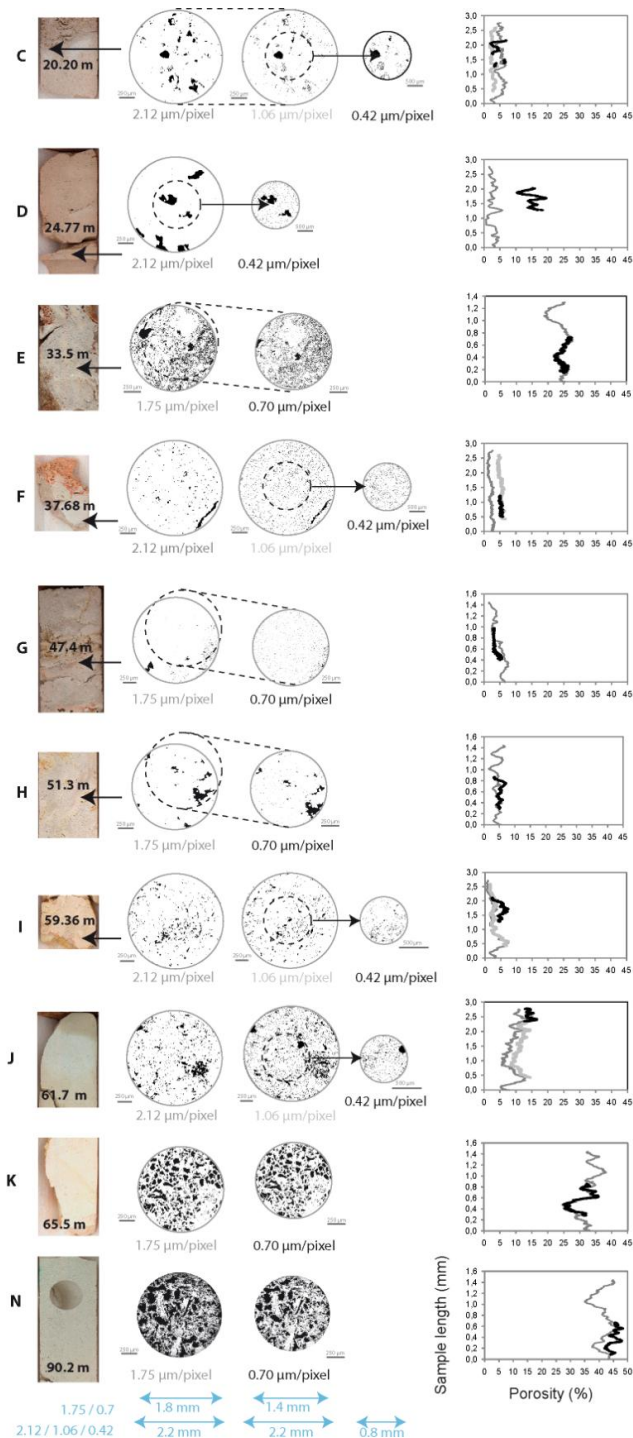


Figure 7: Synthesis of the microplugs multiscale analysis related core scan, binarized XRCMT slices and the 3D porosity profile; a color scheme identifies resolution on the profile; black arrow on core scan points to the microplug position; letters refer the interesting depths for the study.

They are described from top to bottom:

- Zone C (20 m) is at the transition between upper rudstone and the indurate top part of a grainstone. XRCMT miniplugs were extracted in the uppermost grainstone, into the local whitish texture. Zone C is visibly homogeneous on the core image and on the XRCMT slice. Moldic and vuggy pores present macro- and micro-sizes. They appear isolated in an indurate matrix. The higher resolution shows that moldic porosity is limited to the dissolution of the bioelement tests. Vuggy porosity could be derived from total dissolution of the tests. The associated porosity profiles display values inferior to 7%. The porosities of the lowest resolution (2.12 $\mu\text{m}/\text{pix}$) are 1.5% higher than the finer resolution ones. Comparing with observations on raw slices, the lowest resolution overestimates porosity averaging microporous bioelement as a totally dissolved mold. The grains borders are rounded when they are surrounding by voids. High resolution profile is heterogeneous showing larger variations in presence of macropore in its investigated area ;
- Zone D (24 m) was described above for the analysis of three miniplugs. It appears again homogeneous with rounded vuggy macropores. The average porosity is 3% at medium resolution and 15% at high one. Even if a high amount of micropores is noticed in the high resolution investigation, macropores largely affect the average porosity at this scale;
- Zone E (33 m) is part of a boundstone (bioconstruted reefal limestone). The miniplug was extracted in an indurate matrix surrounded by dissolved corals (see on core scan). At the core scale, it appears heterogeneous and composed of large and small macropores in an indurate matrix. The XRCMT slice is also heterogeneous with similar structures at microscale. Both porosity profiles are superposed; 2.12 μm -resolution is thus sufficient to analyze such structure. Four main porosity variations characterize the sample from 18 to 27%;
- Zone F (37 m) focus on a wackestone below a high dissolved rudstone. The analyzed area of the wackestone core is homogeneously indurate. The XRCMT slice presents by a majority intergranular micropores and a fissure observed at the two medium resolutions. Average porosity is 2% for the 2.12-resolution and 5% for 1.06-resolution and also for 0.42-resolution. Here, 1.06-resolution is sufficient to well describe the microstructure;
- Zone G (47 m) represents a rudstone (coral debris consolidated). Core scan is highly heterogeneous showing variations between large dissolved corals and cemented levels. The XRCMT miniplugs, extracted in the cemented part, highlights this induration. At medium resolution, the slice still indicates a macropore and microporous area. At high resolution, the XRMCT slice presents more intergranular micropores. The associated profiles show low porosities inferior to 8%; porosity decreases along the sample length ;
- Zone H (51 m) is a heterogeneous rudstone indurate by algal mats. The XRCMT slice details the intergranular vuggy porosity. The pore borders are angular, suggesting cementation. The porosity

profiles indicate low values down to 1.5% (average of 4%). High resolution profile is slightly higher due to weak microporosity but this last one is not the predominant pore type;

- Zone I (59 m) was described above as a example;
- Zone J (61 m) is a dolomitic wackestone appearing highly indurate and homogeneous. XRMCT slices display a heterogeneous pore network composed by micropores and dissolved microporous area resulting in macropore. The 1.06-resolution slice indicates more microporosity than at high resolution. The porosity increases along the sample length from 5 to 15%. The 2.12-resolution porosity is 2% lower than the others which are similar. So the 1.06-resolution is precise enough to analyze this zone;
- Zone K (65 m) is a grainstone with local vugs. XRCMT slices indicate a high amount of macropores which seems to be dissolved grains or bioelements. Rounded grains at the pore borders indicate that grains are being dissolved. The porosity profile presents large variations from 25 to 38%. The profiles fit well all along the sample;
- Zone N (90 m) appears homogeneous at core scale with local macropores and cemented elements (transparent cement filling). At XRCMT slice scale, macropore fraction is high, as well as intergranular porosity occurring in the matrix and also in the whitish cement. Porosity in this zone is the most important characterized one. The porosity profiles show several variations from 35 to 49%. The high resolution results are higher due to the microporosity detected into matrix and cement.

Multiscale synthesis

To resume, the XRCMT microstructure is related to the present-day hydrological conditions from top to bottom of the MC10 hole. In the vadose zone, the porosity is low near surface due to high induration of the matrix. Little microporosity and microfissures are present at plug scale. Below clay levels, intergranular porosity is preserved and well-developed in grainstone. In another grainstone, deeper, most of bioelements are also well-preserved in a granular homogeneous matrix. Some of them are partially or totally dissolved. This rock was affected by a cementation phase. The rounded grains indicate a current dissolution phase. Closed to the largest karst in MC10, the wackestone is marked by the most important porosity analyzed in the vadose zone. Even if the structure is based on algal mat and fine-grained formations, large vugs isolated are observed. The profiles display wider distribution of the pore network as depth increases. At the water table, porosity is weak and pore network is composed of some micropores. So the wackestone remains homogeneous with a major fraction of matrix. In the saturated zone of freshwater, porosity is weak also, contrary to the large-scale dissolved features observed on core and borehole wall image (Fig. 2). Porosity profile ranges are small suggesting a homogeneous distribution of the pore network. Except at the bottom most zone just above the transition zone, the porosity slightly increases in the dolomitic wackestone. Microporosity appears

enlarged generating some vugs. In the mixing waters zone, porosity and pore network increase. Macropores and vugs are important into a granular matrix. The grain borders are rounded meaning dissolution processes. At the bottommost of this transition zone, macropores are bigger and inter-intragranular microporosity is well-developed. A third phase marked by an intermediate grayscale is deposited on the pore borders. This phase suggests clay development from decalcification or ancient deposits. Finally, in the saturated zone of sea water, a grainstone level is characterized by small rounded and vuggy pores. The intermediate phase is still deposited on the pore surface. On the XRCMT slice, a whitish phase integrates the matrix filling intraparticle spaces. In this formation, the porosity is reduced comparing to the surrounding formations. Deeper, porosity rises with values superior to 40%. Macropores, moldic mostly elongated, represent the major fraction increasing the pore. Cement deposits are observed on the matrix surrounding the pores.

In terms of resolution scale, some relationships are noticed with specific lithologies. Firstly, boundstone and rudstone textures present similar porosities for all the XRCMT microscales used in this study. Then, the pore characterization of the wackestone needs mainly the higher resolution to detect intergranular micropores. For example, the 2.12 μm -resolution is too weak to detect some microscopic pattern like intraparticle porosity into bioelements. But the medium resolution well investigates granular textures and highly vuggy zone in a larger volume in order to detect variations of the porosity distribution.

The multiscale quantification illustrates the effect on the porosity evaluation according to the sample investigation. Variations of pore types, distribution and amount according to the resolution, are showed through the same sample. In zone D, one microplug and one miniplug are quite in contact. They can be compared to determine the investigation scale effect on the estimated porosity. The series of XRMCT binarized slices (Fig. 8) displays four orders of observation onto the zone. In terms of investigation, the lower resolution (5.06 $\mu\text{m}/\text{pixel}$) characterizes an area of 63 mm^2 per XRCMT slice. Both medium resolutions (2.12 and 1.06 μm) investigate a sample area of around 10 mm^2 . The high resolution (0.42 μm) characterizes a smaller area of about 2 mm^2 . A miniplug is 115% bigger than a microplug. A ratio of 245% corresponds to the difference of investigated volumes between the two extreme sizes of microplug. The sample volumes used for the multiscale study show large variability.

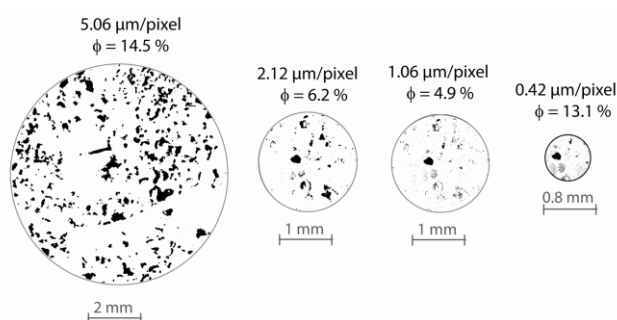


Figure 8: Representativity of the pore network according to multiresolution scanning.

In terms of quantification, the resulting binarized slice of the miniplug indicates a porosity of 14.5%. At 2.12 μm , the slice gives a porosity of 6.2% although the 1.06 μm one provides a lower value of 4.9%. For a similar area of interest, the 2.12 μm resolution overestimates the porosity compared to the finer resolution. This discrepancy was discussed above: the lowest resolution averages some microporous features as total dissolved molds, which increases the porosity amount. The high resolution detects highest porosity of 13.1%. More microporosity is observed onto its XRCMT slice but the integration of the major rounded pore (130 μm size) into this smaller analyzed area favours the porosity increase. For this zone, as the resolution increases, the porosity distribution becomes narrower from the average value of miniplug porosity. The porosity value could be consequently highly influenced by the representative area. Because of the resolution limits of the XRMCT scans, micropores could be labeled as solid and are therefore not detected. This leads to a systematic underestimate of the porosity.

The figure 9 exhibits another interesting zone of the MC10 core. The 2 mm diameter slice extracted at 61 m and segmented, is composed by three pore types and distributions. The average porosity of the entire slice is 12.5%. The smaller slices onto this slice simulate three high resolution acquisitions in different zones. The consequential porosity highly varies from 4 to 30% which confirms the important heterogeneity at millimeter scale

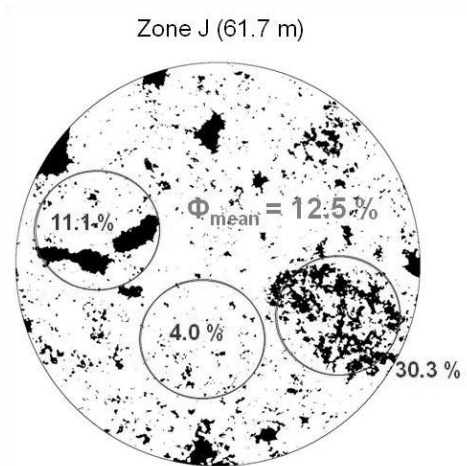


Figure 9: Observation of heterogeneities at microscale on a XRCMT binarized slice (zone I); effect on the porosity estimation.

Multiresolution effects

Resolution affects the investigated volume, as showed above. In this section, multiresolution acquisition is applied into a constant volume. The dimensions of the high resolution volume are used as reference (0.8*0.8*0.8 mm).

The zone I is selected to determine the effect of resolution. The volume of the 2.12 μm -resolution was latticed as convinced above (Fig. 10A). The intermediate resolution is not used due to similar porosity results as the lowest resolution (Fig. 7). In the figure 6, the multiscale study indicates that porosity from high resolution analysis is around 2% higher than the porosity from the lowest resolution. This discrepancy is observed all along the sample. The figure 10B compares the porosity profiles along the similar volume investigated with both resolutions. The first half part of the profiles present similar porosity trend. The low resolution profile displays wider variations at fine scale. The second part of the investigated volume is marked by a porosity divergence between both resolutions. Porosity of the low resolution is lower, with a disparity down to 4%. The raw slices are checked to explain this difference. Fewer pores, especially micropores, are not detected by the low resolution. On the contrary, some levels of the low resolution profile are characterized by higher porosities. They correspond to microporous patterns averaging in totally dissolved patterns.

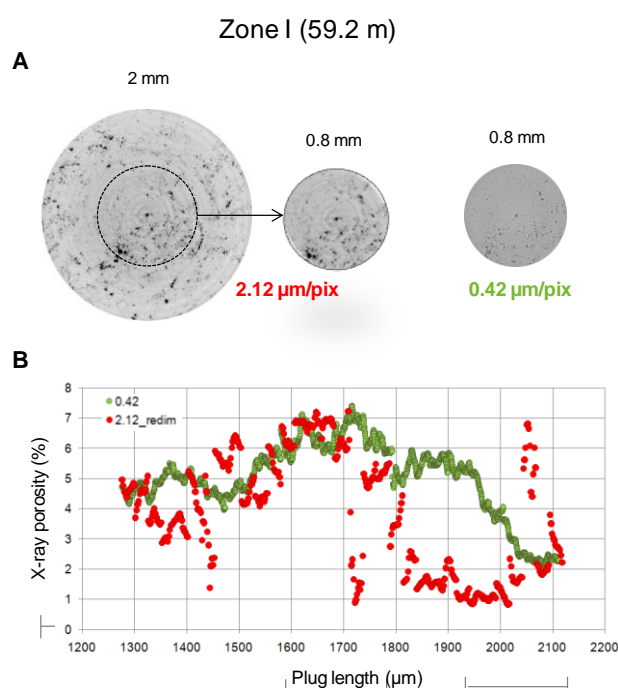


Figure 10: Multiresolution analysis; (A) slice lattice of the lower resolution to obtain similar area as the high resolution slice; (B) distributions of the porosity per unit length of sample.

Integration with previous study

One of the requests of this paper was to make up for the lack of pore network analysis in order to understand the total porosity evaluated all along the MC10 hole. High amounts of total porosity are estimated although macropores represents a minor fraction. So the microporosity needed to be characterized by means of finer resolution.

X-ray porosities from XRCT macroplugs (190 μm) are reported to porosities from XRCMT microplugs. The figure 11 introduces five zones used as examples (E-G-H-K-N). Porosity of XRCT macroplugs still represents the highest value. XRCMT microplug porosity with the higher resolution corresponds mostly to the closer value to the XRCT porosity. And the XRCMT porosity with the medium resolution is slightly weaker to the previous one. So porosities are quite similar at each scale of analysis and resolutions (e.g. E-K-N zones in Fig. 11). Macropores inferior to the millimeter and microporosity are thus the most important pore type in these zones. Zone E was extracted from the vadose zone which explains the karst development observed on the core scan. The microstructure from XRCMT analysis could be related to the current dissolution operating in meteoric vadose zone. About the zones K and N settled in the saturated zone of sea water, microporosity is important and seems to be preserved by a coating muddy phase.

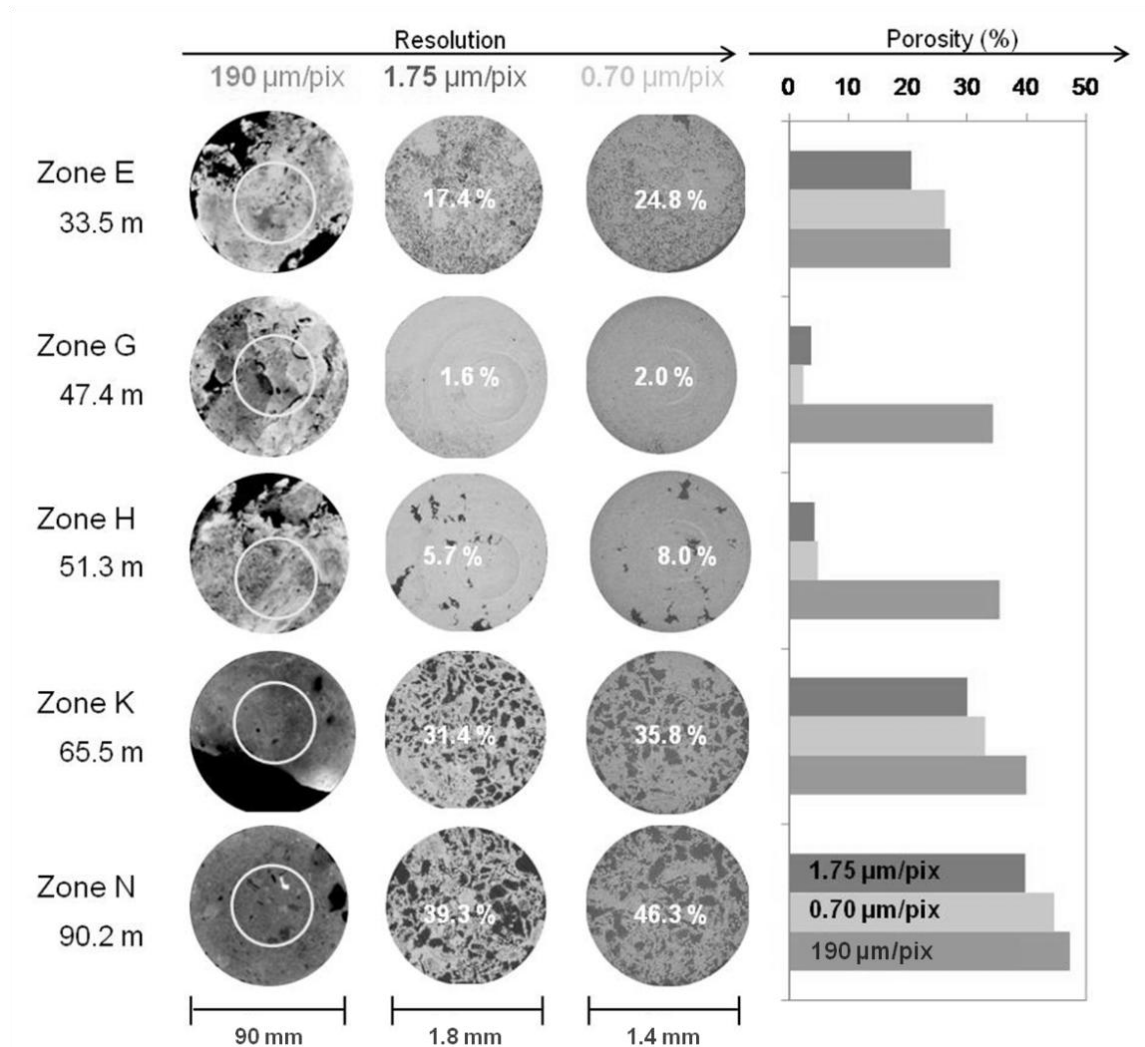


Figure 11: Multiscale synthesis: comparison of the XRCT core slice and porosity with the XRCMT microplug slices (according to the resolution) and porosities. Greyscale scheme indicate the resolution of the porosities (intermediate grey for 190 μm , dark grey for 1.75 μm and bright grey for 0.7 μm).

However, zones G and H are characterized by low XRCMT porosities compared to the XRCT ones (difference of 30%). The XRCMT plugs just contain isolated macropore. They typify the homogeneous and indurate matrix which contains little porosity. This XRCT porosity is high due to occurrences of large vugs, fissures and karsts. So the discrepancy is explained by the highly recrystallized matrix and core-scale dissolved pore. Zones G and H are localized in the saturated zone of freshwater. This hydrological zone induces an important dissolution which can saturate the poral fluid and, if this later is stagnant, can induce precipitation with a more stable mineral system (here calcite) at the same place. Else the saturated fluid could come from the meteoric fluid, enriched during its percolation through the vadose zone.

The figure 11 enlarges the heterogeneity at the core-scale with the indurate levels without microporosity but with large dissolved features non-integrating by the microplug volume. The XRCMT analysis is used to focus on the porosity integrated to the matrix. In the vadose part, the pore network (zone E) is heterogeneous at core- and microplug-scales. In the phreatic part, it (zones G and H) is heterogeneous at core scale but homogeneous at microplug scale. And in the sea water part, pore network (zones K and N) is homogeneous at core-scale and heterogeneous at micro-scale. Consequently, the observation scale appears suitable to the zone of interest. Multiscale examination points up the complementarity of the various scales in a karstic carbonate reservoir.

Transport properties

Connectivity results

As explained above, labeling clusters is the key procedure for the percolation analysis. Visualization of clusters of a volume does not only illustrate the structure and connectivity of pores, but also checks the result of percolation. Figure 12 illustrates different clusters of pore network. Clusters are highlighted by gray color affiliation to distinguish a cluster from others. All the small clusters are considered as isolated clusters and do not contribute to fluid flow, on the basis of the identification of current image resolution. They are thus rendered in a single color.

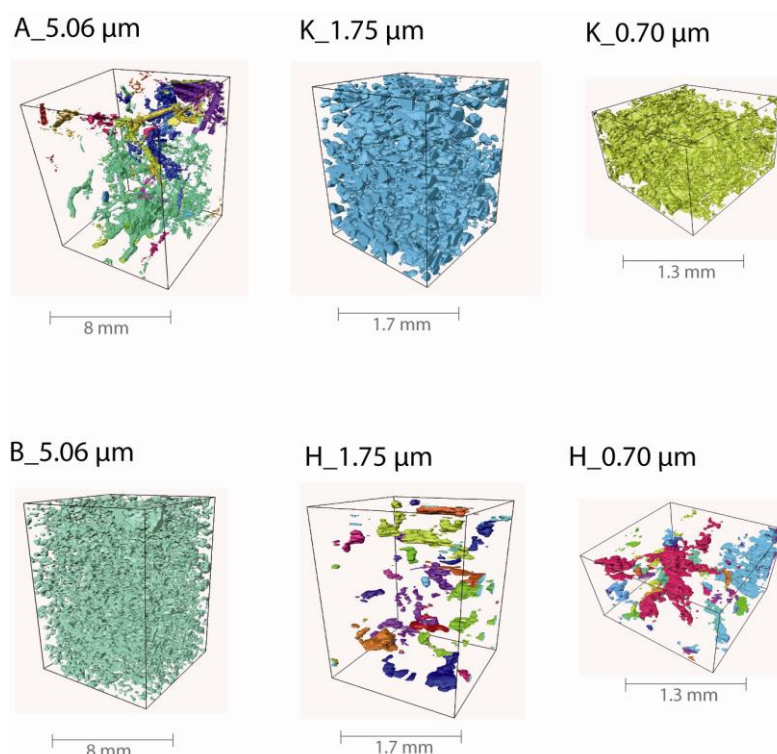


Figure 12: Visualization of the cluster volumes after percolation algorithm; color scheme is used to discriminate the clusters.

The percolation capacity can be approached by estimating the degree of connection of this multiscale structure. It has been characterized for each mini- and microplug, so for each resolution. The results presented thereafter are the local percolation probabilities for all the plugs:

- The pore network characterized by low porosity (inferior to 10%) and non percolating cluster are represented by the miniplugs A-C-M and by the microplugs D-F-H-I;
- The pore network characterized by high porosity and percolating cluster correspond to the microplugs B-D-L-N and the miniplugs E-J-K-N;
- The pore network characterized by low porosity and percolating cluster is illustrated by the miniplug G;
- For some of the non-percolating microplugs (D-H-I), high resolution indicates small percolating clusters (low percent of percolation through the whole scanned volume).

The results show that probabilities of connectivity of the pore space increase with the increasing porosity. However, the microplug J contains a lowest porosity value of about 13% compared to other porosities of the high porosity-percolating network group. The microplug G is also slightly porous but percolating. Both microplugs are extracted from dolomitic levels. Dolomitic grain arrangement thus suggests significant percolation capacity.

Pore network impact on transport properties

The figure 12 illustrates the weak and non-connected pore network in zone A. However, pore shape (tubes) and distribution suggests ancient preferential pathways through the indurate matrix. The pore network was subjected to an important cementation phase. Zone B displays a well-connected pore network with an elevated degree (97% of the pores are connected). The cluster image appears complex due to the high amount of intergranular porosity associated to elongated vugs. The clusters of zone K illustrate high and well-distributed pore network percolating observed at multiscale. More than 95% of the pores are connected in both investigated scales. The degree of connectivity is high in spite of the variations of the porosity distribution (Fig. 7). The pore network of zone K displays coarse rounded macropores. Rounded macropores are more detailed at finer resolution and exhibit irregular surface recorded an occurring dissolution phase. Figure 12 shows the local percolation probabilities which also increase with the increasing volume size. This is the case of zone H. Non percolating cluster is found into the pore network analyzed at the medium resolution (1.75 μm) while two small clusters are noticed into the high resolution (0.7 μm) pore network.

Heterogeneities at the borehole scale

For additional *benchmarking* of our results, XRCMT porosities were superposed to the MC10 porosity profile determined by series of X-ray macroplugs (190 μm), referred to LR X-ray porosities in figure 13. The profile is closer to the Helium measurement which means closed to the effective porosity. Mini- and microplug porosities, named HR X-ray porosity, are slightly weaker in the vadose part, then very low in the phreatic part and finally, they correspond to the LR X-ray porosities in the sea water saturated part. So the comparison between multiscale results suggests similar observations as done above. The petrophysical parameters from XRCMT plugs do not overlap at every location within the reefal complex. The HR X-ray porosity analysis can adequately describe porosities within the resolution limits of the image data supplied.

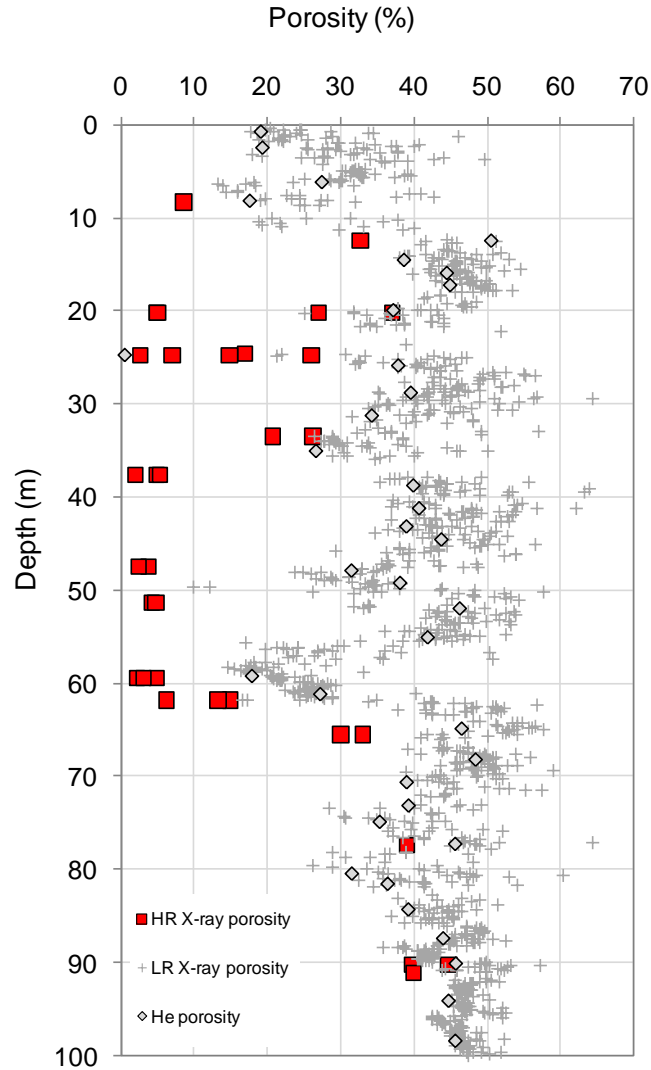


Figure 13: Porosity profile of the MC10 hole integrating 3D multi-resolution porosity from 190 to 0.42 $\mu\text{m}/\text{pixel}$, the high resolution profile (“HR X-ray porosity”) contains results from XRCMT mini- and microplugs; the low resolution profile (“LR X-ray porosity”) represents results from XRCT macroplugs; macroplug porosity obtained by the Helium method (“He porosity”).

The large-scale porosity increase is most probably related to the special depositional and diagenetic environment, where reef core is altered by acid-meteoric water and where dolomitic composition is important. The present-day mixing-zone does not seem to be a reactive zone. The permeability presents intermediate values between 200 – 600 mD (Fig. 3).

Indurate zones with low microporosity and no percolation properties correlate with low effective porosity (LR X-ray porosities). They can act as hydraulic barriers. The borehole images allow to evidence several correlated depths: several karst developments (Fig. 2) are localized above these indurate levels. So, indurate levels seem to facilitate vuggy and karstic zones in the adjacent host rock

holding fluids above them. Taking account of the stratigraphic units of MC10 (Hebert et al., submitted) they coincide with sequence boundaries. Thus, the sequence stratigraphy is directly of importance for heterogeneity and hydraulic behavior of the reservoir.

As explained above, the $K-\Phi$ cross-plot (Fig. 3) highlights the heterogeneity of the structure all along MC10 cores. Petrophysical measurements in lab realized on macroplugs shows a wide permeability. Like the porosity results, permeability range is extremely large from 0 (at lab test time-delay) to 20400 mD, centered on 2072 mD. Compared to the entire borehole, the permeability in the deepest formations (59 – 100 m deep) is low to intermediate (30 – 600 mD) and decreases downwards. Moreover, The Campos site presents a low hydraulic gradient of 1.5%. This suggests that flows via the porous rock occur at slow velocity and large time scales, which reaches stagnant behavior in complex or microscale structures. The current meteoric vadose part of the reservoir is considered as the more reactive due to the meteoric percolation.

The same report is realized between porosities estimated from LR and HR binarized volumes (Fig. 14). Globally, HR X-ray porosities present lower values. A normal linear relation appears between the microplug porosity-permeability, except for zone D (no permeability). About the miniplug porosity-permeability report, they seem to be correlated by an inverse relation: as miniplug porosities decrease, permeability increases. The percolating pore network is linked to high permeabilities or high porosities. Zone D consists of matrix too tight to well-estimate the permeability while microporosity is revealed by high resolution pore estimation.

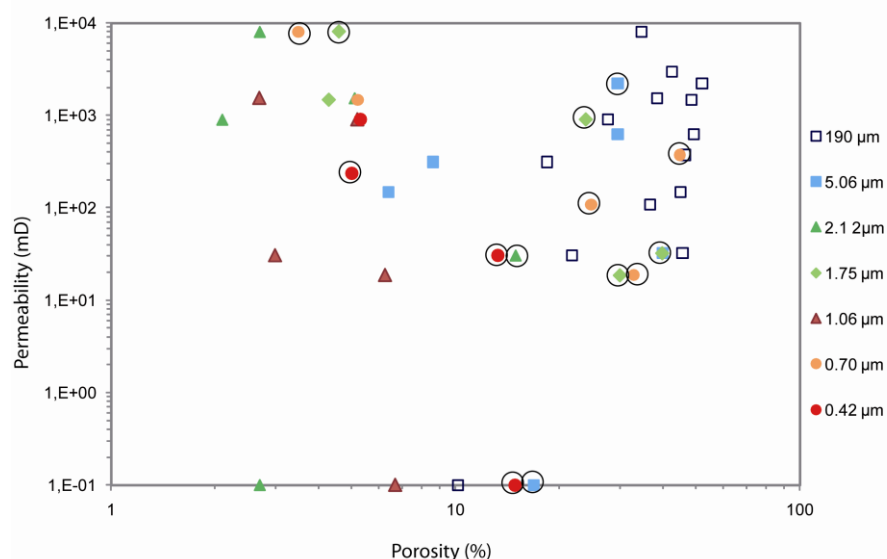


Figure 14: Crossplot of the multiscale porosities from X-ray method vs (log) permeability measured in macroplugs (see on Fig. 3). Circles indicate percolating plug volume.

A permeability could be associated to several porosities (e.g. zones A-K and I-N) as well as a porosity with several permeabilities (e.g. zones A-I and H-N). Zones A and K are totally different but

both are characterized by a permeability of about 500 mD: A is an indurate mudstone with microfissures although K is a highly well-connected microporous grainstone. As observed in Figure 2, A is a fractured zone; some preferential fractures can give the permeable aspect. Zones I and N present quite similar properties with a lower permeability of 50 mD: zone I is an indurate rudstone with microporosity development connected at finer resolution although zone N is a percolating grainstone highly dissolved. So the permeability is strangely low in zone N compared to zone K. The muddy development on the pore surface could reduce the permeability. Zones A and I have a similar porosity of about 18% and present one order of permeability in difference. This discrepancy is explained by the occurrences of microfractures in zone A. Finally, zones H and N show similar porosity but permeabilities differ of two orders. Zone H integrates a karstic-indurate coral formations and its microporosity is low. Consequently, high permeability is conducted by large-scale features as cavities or dissolved corals.

CONCLUSIONS

A comparative study was conducted on samples presenting different types of porous morphology, showing the interest of the combined methods in a detailed description of the pore structure. Heterogeneities at these scales control hydrodynamic behaviors. At this state, the link between microporosity and macroporosity is not well defined and especially their role as transport parameters.

The 3D multiscale allows to investigate all pore sizes and distributions. The link between multiscale porosity structures can be explored in fine special lithological areas usually misunderstood, through porosity evolution analysis. Some resolutions appear more suitable for specific lithologies and their diagenetic structure evolution. As the resolution increases, the distribution of porosity becomes closer from the average value of X-ray porosity. The degree of connectivity increases with the pore network amount.

The microstructure variety mainly emphasizes the macroporosity and its development increases the carbonate complexity. High permeabilities are linked to large-scale dissolved patterns, especially in the reefal formations. Rock matrix near karstic cavities is strongly recrystallized, building extreme porosity contrasts in this zone. Lithological variations across these boundaries consist of changes in the degree or nature of cementation. Indurate layers occurring near openings can act as effective seals. The impact of specific petrophysical structures must be determined in order to well-define the hydrogeological behavior of the reservoir. Some macro-properties could be explained by microstructures development.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the French National Center of Scientific Research (CNRS) and the Languedoc-Roussillon region. The Mallorcan studied site was proposed by the Spanish Government of Balears (Ministry of Environment) through the Project GIRELLE, whose main objective is to well-understand and manage salt water intrusion problems.

REFERENCES

Arango C., A. Marcuello, J. Ledo, P. Queralt, 2009, 3D magnetotelluric characterization of the geothermal anomaly in the Lluçmajor aquifer system (Majorca, Spain), *Journal of Applied Geophysics*, vol. 68, p. 479 – 488.

Armatas G.S., 2006. Determination of the effects of the pore size distribution and pore type connectivity distribution on the pore tortuosity and diffusive transport in model porous networks, *Chemical Engineering Science*, vol. 61, p. 4662 – 4675.

Back, W., Hanshaw, B.B. and Van Driel, J.N., 1984. Role of groundwater in shaping the eastern coastline of the Yucatan Peninsula, Mexico. *The Binghamton Symposia in Geomorphology*, n°13, p. 281-293.

Bekele, E., Person, M., and de Marsily G., 1999. *AAPG Bulletin*, vol. 83, p. 1015-1019.

Biswal, B., and R. Hilfer (1999), Microstructure analysis of reconstructed porous media, *Physica A*, 266, 307–311.

Biswal, B., C. Manwart, and R. Hilfer (1998), Three-dimensional local porosity analysis of porous media, *Physica A*, 255, 221–241.

Choquette, P. W., and Pray, L. C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *AAPG Bulletin*, vol. 54, n°2, p. 207-244

E, W., and B. Engquist (2003), The heterogeneous multiscale methods, *Commun. Math. Sci.*, 1, 87–133.

Gueguen, Y. and Palciauska, V., 1992. Introduction à la physique des roches, Ed. Herman, p.15-68.

Gouze P., Noiriël C., Bruderer C., Loggia D., Leprovost R., 2003. X-ray tomography characterization of fracture surfaces during dissolution, *Geophysical Research Letters*, vol. 30.

Guidry, S.A., Grasmueck, M., Carpentier, D.G., Gombos, A.M., Bachtel, S.L. and Viggiano D.A., 2007. Karst and early fracture networks in carbonates, Turks and Caicos islands, British West Indies, *Journal of Sedimentary Research*, vol. 77, p. 508-524.

Hebert V., Pezard P.A., Gouze P., Mangane P.O., Lapointe P., Lasnel R., 2011a. Coupled characterization of heterogeneous carbonate structure from 3D X-ray tomography core scans and petrophysical analyses, *Journal of Sedimentary Research*, submitted.

Hebert V., Pezard P.A., Gautier S., 2011b. Quantitative characterization of heterogeneities in a reefal carbonate reservoir from borehole wall images: sedimentological and petrophysical implications, *Journal of Applied Geophysics*, submitted.

Hilfer, R. (1992), Local porosity theory for flow in porous media, *Phys. Rev. B*, 45, 7115–7121.

Hilfer, R. (2002), Review on scale dependent characterization of the microstructure of porous media, *Transp. Porous Media*, 46, 373–390.

Hoshen, J., and R. Kopelman (1976), Percolation and cluster distribution. 1. Cluster multiple labeling technique and critical concentration algorithm, *Phys. Rev. B*, 14, 3438–3445.

Jerram, D. A., and M. D. Higgins (2007), 3D analysis of rock textures: Quantifying igneous microstructures, *Elements*, 3, 239–245, doi:10.2113/gselements.3.4.239.

Katsube, T.J. and Kamineni, D.C., 1983. Effect of alteration on pore structure of crystalline rocks: core samples from Atikokan Ontario, *Canad. Minera.*, vol. 21, p. 637-646.

Ketcham, R. A. (2005), Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography, *J. Struct. Geol.*, 27, 1217 – 1228.

Ketcham, R. A., and G. J. Iturrino (2005), Nondestructive high-resolution visualization and measurement of anisotropic effective porosity in complex lithologies using high-resolution X-ray computed tomography, *J. Hydrol.*, 302, 92–106.

Liu, Y., Liu, W., Peng, Z., Xiao, Y., Wei, G., Sun, W., He, J. Liu, G. and Chou, C.-L. 2009. Instability of seawater pH in the South China Sea during the mid-late Holocene: Evidence from boron isotopic composition of corals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, p. 1264-1272.

Lonoy, A., 2006. Making sense of carbonate pore system, *AAPG Bulletin*, vol. 90, p. 1381-1405.

Manwart, C., U. Aaltosalmi, A. Koponen, R. Hilfer, and J. Timonen (2002), Lattice-Boltzmann and finite-difference simulations for the permeability for three-dimensional porous media, *Phys. Rev. E*, 66, 016702.

Maria-Sube, Y., 2008. Structure et hétérogénéité d'un récif coralien du Miocène et implication pour les intrusions d'eau salée en zone côtière à Majorque, Espagne. Ph.D Thesis (unpublished results). Université de Montpellier 2, France.

Mazzullo, S.J. and Chilingarian, G.V., 1992. Diagenesis and origin of porosity, *Developments in Petroleum Science* 30, p. 199-270.

Moore C.H., 1989. Carbonate diagenesis and Porosity, Elsevier, p. 338.

Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs, Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, *Developments in sedimentology*, vol. 55.

Moore C. H., 2003. Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology*, vol. 55.

Murray, R.C., 1960. Origin of porosity in carbonates rocks, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 30, p. 59-84.

Sanford, W.E. and Konikow L.F., 1989. Porosity development in coastal carbonate aquifer, *Geology*, vol.17, p. 249-252.

Stauffer, D., and A. Aharony (1994), *Introduction to Percolation Theory*, 2nd ed., Taylor and Francis, London.

Widjajakusuma, J., B. Biswal, and R. Hilfer (1999), Quantitative prediction of effective material properties of heterogeneous media, *Comput. Mater. Sci.*, 16, 70-75.

Van Meir, N., Jaeggi, D., Herfort, M., Loew, S., Pezard P.A. and Lods, G., 2006. Characterizing flow zones in a fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data, *Hydrogeology Journal*, vol.15, p. 225-240.

Verwer K., Braaksma H. and Kenter J. A. M., 2008. Acoustic properties of carbonates: Effects of rock texture and implications for fluid substitution, *Geophysics*, vol. 73, n°2.

4.2 Réseau méso- microporeux par tomographie rayon X des carottes

Cette partie se compose d'un article soumis à la revue *Journal of Sedimentary Research*.

L'étude de cette partie se situe entre l'échelle d'analyse pétrophysique sur plugs et celles des carottes à l'échelle du puits. L'étude quantitative et qualitative de la structure a été réalisée dans la séquence carbonatée Miocène mallorquine de Campos. Les carottes du puits MC10 ont entièrement été scannées grâce au scanner de rayons X médical de Total-CSTJF (Pau, France). Les carottes sous forme d'images CT-scans (Computed Tomography scans) révèlent leur structure interne par des niveaux de densités en gris.

D'un point de vue quantitatif, une importante série de *X-ray plugs* a été extraite des CT-scans de carottes. Grâce à une méthode calibrée, la porosité totale est délivrée tout au long du puits avec une haute résolution spatiale (environ 5 cm entre chaque *X-ray plug*). Le niveau de gris associé à chaque voxel peut être converti en valeur de porosité totale. Puis d'un point qualitatif, une analyse des phases majeures composant les carottes est effectuée sur les CT-scans. Une première investigation a permis de regrouper des gammes de niveaux de gris sous six classes (chacune nommée *S-class*). Ces classes représentent les structures sédimentaires suivantes : *S-class 1* regroupe les macropores de taille supérieure à 380 μm , soit l'échelle de la résolution de CT-scans ; *S-class 2* rassemble les argiles et les grands éléments en phase de dissolution ; *S-class 3* définit la matrice microporeuse ; *S-class 4* indique les zones de matrice homogène ; *S-class 5* contient les ciments en général, les éléments indurés, les matrices dolomitiques ; et enfin, *S-class 6* indique les zones très indurées, recristallisées, les veines de calcite.

Les résultats montrent une bonne corrélation entre les porosités calculées à partir des densités et les porosités mesurées par triple pesée et par injection d'hélium. La méthode d'évaluation de la porosité par densité X-ray est validée. Un profil de porosité illustre l'importante hétérogénéité tout au long des 100 m de carottes de MC10. Il intègre la macroporosité et la microporosité intrinsèque à la matrice due à la faible résolution. La gamme de porosité varie de 9 à 52%. Des tendances de courbe reviennent dans l'évolution de la teneur en porosité dans les séquences coralliennes. Les limites de séquences sont marquées par de faibles porosités (de l'ordre de 10%) et présentent une forte proportion de ciments. La dernière unité en subsurface apparaît également très indurée avec une diminution de porosité.

Dans le profil étudié, la diagénèse, mise en place par les variations des niveaux eustatiques, entraîne une augmentation de la porosité secondaire (essentiellement macroporosité et porosité moldique) favorisant la circulation des fluides et la karstification des calcaires. La précipitation des ciments calcitiques se fait en remplacement l'aragonite (Knoerich et Mutti, 2006). La calcite a remplacé directement les minéraux primaires ; la progression de calcification a du être rapide. La calcification au front d'altération est associée au développement de karsts, ces deux processus se générant l'un l'autre au sein d'un système géochimique couplé. Quatre zones spécifiques ont été relevées aux limites de séquence. Elles incluent un sommet de séquence bioturbé ou perforé, recouvert d'un tapis algaire, puis se met en place un dépôt transgressif formé d'un wackestone dolomitique riche en uranium et la zone se termine par une unité corallienne. Les wackestones présents en zone actuelle saturée sont conservés mais présentent une forte porosité inter et intra-granulaire. Les deux autres se situent, respectivement, au toit de la nappe, présentant une dissolution partielle, et en zone vadose, marqué par une dissolution presque totale. Plus précisément, l'étude montre différents faciès sédimentaires de différents environnements. Ils sont caractérisés par des variations du faciès textural et des tendances typiques hétérogènes.

Coupled characterization of heterogeneous carbonate structure from 3D X-ray tomography core scans and petrophysical analyses

Authors: V. HEBERT¹, P.A. PEZARD¹, P.O. MANGANE¹, J. LOFI¹, P. LAPOINTE², P. GOUZE¹.

¹ Geosciences Montpellier, UMR5243 CNRS, University of Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France. (vanessa.hebert@gm.univ-montp2.fr)

² Total-CSTJF, avenue Larribau, 64018 Pau Cedex.

Soumis à: Journal of Sedimentary Research

ABSTRACT

Carbonate reservoirs are usually very heterogeneous at all scales, either from primary structures or else when subjected to weathering and hydrochemically-controlled mass transfers. A detailed characterization requires combining multi-scale investigations and performing multi-parameter analyses. In this context, we developed a new methodology based on coupling the information given by continuous XRCT imaging of a 100-m long core, geophysical downhole measurements from the same drillhole and calibration on a set of metre-spaced plugs.

The results demonstrate that the petrophysical properties along 100 m cores can be determined from 200 μm -resolution continuous profiles of the total porosity. These profiles are calibrated using the analysis of XRCT density and laboratory measurements on the set of plugs. Specifically, the 200 μm -resolution imaging allows us to address the observed multi-scale porosity. The use of XRCT data from the full length of the core fills the gap between conventional geophysical downhole measurements and plug analysis, both in terms of resolution and 3D data integration. This procedure allows us to distinguish six rock types (named S-classes) according to the shape of the X-ray absorption histogram. In comparison, we recognize six depositional units that can be defined from their composition in terms of S-classes. Furthermore, four of the five units can be differentiated since their boundaries are characterized by a highly cemented centimetric to decametric layer overlain by fine-grained neofomed dolomite with meteoritic fluid inclusions. The different units and unit boundaries are consistently identified from the whole set of data (XRCT, borehole logging and plug

analyses). Finally, this new methodology based on multi-scale observations allows a remarkably clear description of the complex sedimentary sequences under investigation. In particular, we propose that the primary geological structure appears to influence the localization of preferential diagenesis.

Large-scale macroporosity is found mainly closed to the cemented levels. Low macroporosity indicates not only algal mats but also dolomitized layers. The matrix of the karstified reefal limestones exhibit isolated porosity, which indicates cementation processes and storage parts in these high-dissolved units. The lowest porosities occur at sequence boundaries defined by microbialite deposits. Dolomitic and uranium-rich fine-grained limestones indicate minor transgressive sub-sequences in a general regressive sequence. The most weathered pore structures are found in the shallow groundwater (unconfined) and vadose hydrological zones. Conversely to ancient dolomitic layers, no dolomitization is currently developing in the water-mixing zone where lithofaciès are more granular or bioclastic.

INTRODUCTION

Most carbonate-rich reservoirs display multiple-porosity structures as well as multiscale heterogeneity of their petrophysical and hydrodynamic properties. This complexity is inherited from the different alteration events triggered by the high reactivity of carbonate minerals (Mazullo and Chilingarian 1992). Consequently, the characterization of the (scale-dependent) physical and hydrodynamic properties and their relations with the diagenetic processes is challenging. Specifically, it is a particular challenge to identify the various pore-types, sedimentary structures and their effects on reservoir performance (Bliefnick and Kaldi 1996; Basan et al. 1997) At a small scale, large variations in terms of pore type and 3D network structure are frequently observed and cannot be used directly, for instance, to classify rock types according to deposition mechanism or diagenetic processes. Improved reservoir analysis in heterogeneous carbonate formations requires a much larger range of resolution than that commonly obtained using measurements of evenly spaced sampled and 2D observations (e.g. optical or electronic microscopy) to study the complex spatial distribution of porosity, structures and diagenetic features (e.g. dissolution and indurated zones).

X-ray computed tomography (XRCT) is a useful tool for probing the pore network structure at different scales (Knackstedt et al., 2009). When supplemented with macroscopic measurement, XRCT can be used for investigating the relations between the structure and properties and rocks (Christe et al., 2007, 2009, 2010). The main feature of XRCT is that its resolution is at best equal to the reciprocal of the camera pixel number (e.g. 1/2048). However, as the method is based on the attenuation of X-ray transmission, large samples (i.e. with high absorption of X-rays) usually require a reduction in

resolution to obtain a reasonable scan duration. For example, a 9-cm diameter core needs to be scanned with a pixel size of about 200 μm using a standard CT-scanner. However, as it is possible to scan the entire core length extracted from a borehole, i.e. several tens of metres, this technique produces a huge amount of meaningful data for performing multi-scale analysis of the porosity variability (Arns et al., 2005; Christe et al., 2010). At a smaller scale (i.e. smaller core size) high-resolution computed tomography, with a resolution of the order of a few microns, can be used to identify individual pores, map their distribution and subsequently compare these data with measured plug porosity (e.g. Knackstedt et al., 2009). For this purpose, cored samples of about 1 cm diameter or less are necessary.

Here, we focus on the Lluçmajor carbonate reef complex of Mallorca (Balearic Islands, Spain), which is a well established example of a highly complex reservoir displaying vertical sequences of progradational depositional environments defined by different lithologies, texture, sedimentary structures and bioclastic constituents. Furthermore, this shallow-water carbonate platform clearly exhibits significant changes in physical properties, providing a realistic and easily accessible analogue of many domains of investigation, and as such can be used for testing the characterization of tools and methodologies.

The Lluçmajor carbonate reef complex is a partially karstified fractured aquifer that has been affected by various hydrological environments and chemical processes linked to saline intrusions that are observed at the present day. Repeated cycles are extensively observed that are characterized by secondary dissolution porosity, cementation features and mineral replacement or stabilization (i.e. dolomitization and calcitization), thus leading to an increase in pore-size variability. Both cm-sized vugs and even large cavities may coexist with tight porosity domains. Such highly variable alteration features result in an increase of the multi-scale heterogeneity, which is promoted by mass transfers in the mixing zone between fresh and salt water. As a general rule, the mixing of fresh and salt waters produces fluids that are thermodynamically in disequilibrium with the carbonate minerals, even if the end-members (i.e. the fresh and the salt water) remain in equilibrium (Runnels, 1969; Ayora, 2001; Rezaei, 2005). Nevertheless, direct observations are rare, including multi-scale and three-dimensional measurements, and it is not possible to accurately quantify mass transfers and porosity changes.

Hydrogeological setting

Reef-rimmed progradational platforms were widespread in the western Mediterranean during the Late Miocene (Esteban, 1979). The study area is located south-east of Mallorca, on the Late Miocene Lluçmajor platform, which is 20 km wide and up to 200 m thick (Esteban, 1979; Pomar et al., 1983)

(Fig. 1). The Campos experimental site is situated 6 km inland within the Campos basin at a height of 40 m above sea-level (masl). The Lluçmajor platform was formed from the Late Burdigalian to Early Messinian. The detailed depositional geometries and lithologies have been described by Pomar and Ward (1994), based on an analysis of the outcrops along the coastline. The depositional sequences are characterized by a shallowing-upward trend, with a complex detailed pattern (overall progradation with alternating phases of progradation and aggradation) related to sea-level fluctuations. The upper part of the depositional sequence is marked by a series of erosion surfaces. Pomar (2001) identified four classical carbonate facies assemblages forming the depositional environments of the Lluçmajor platform: i) basin, ii) slope forereef, iii) reef barrier and iv) inner platform.

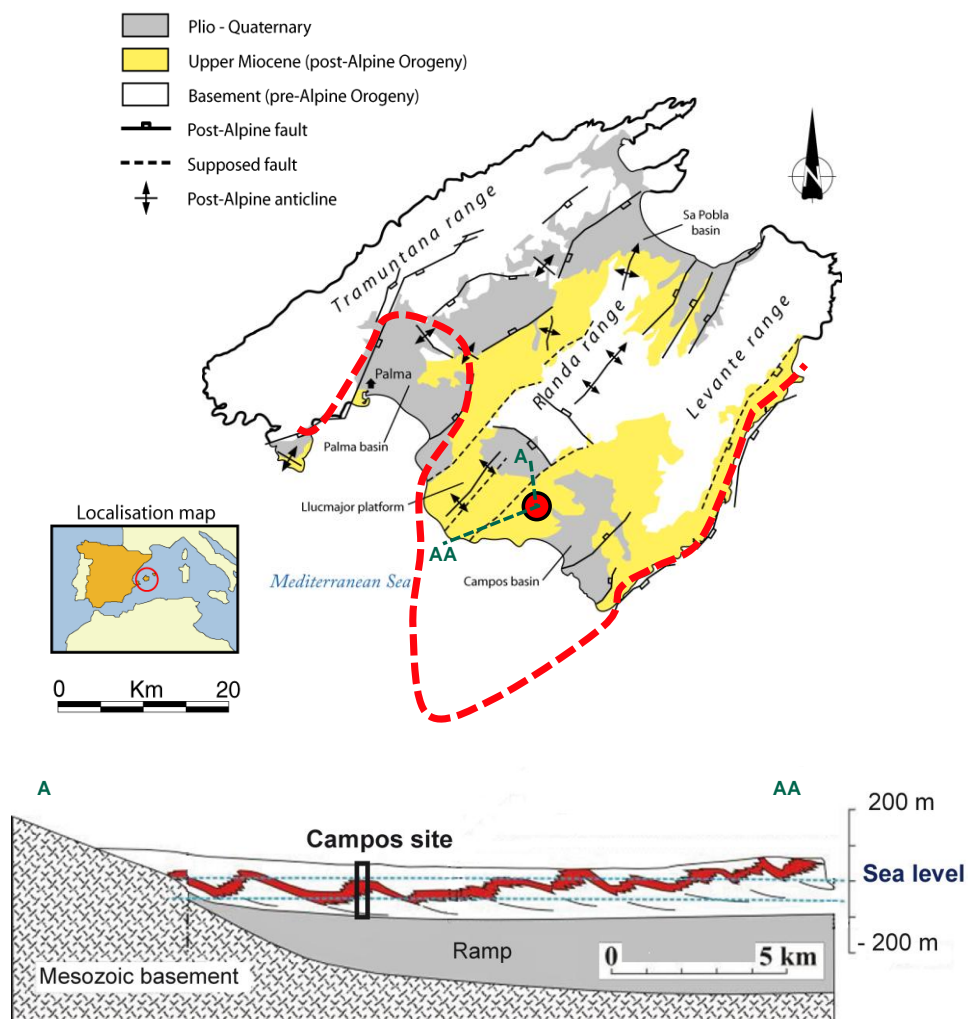


Fig. 1. Morphostructural map of Mallorca Island (Pomar, 2004; modified by Esteban, 1979), showing Lluçmajor progradational reefal carbonate platform system delimited by dashed red line, with location of the Campos experimental site (red dot). The Lluçmajor platform represents a carbonate reservoir. North-south synthetic cross-section (A-AA) of the Miocene progradational system tracts of the Lluçmajor platform, passing through the Campos site.

From a hydrological point of view, the entire Lluçmajor platform contains a fresh water reservoir affected by an extensive sea-water intrusion (Maria-Sube, 2008). At the Campos site, about 20 m of brackish water overlies the salt water. In between, a ~17-m-thick diffusion zone is observed (mixing of fresh and salt water). Thus, four hydrological zones can be distinguished from top to bottom (Fig.2): i) vadose zone with meteoric water percolation, ii) brackish zone, iii) transition zone and iv) sea water zone. This hydrological heterogeneity contributes to the complexity and variability of the carbonate platform properties. Here, the rock consists of a mixture of aragonite, high- and low-magnesium calcite, almost pure calcite and dolomite. These minerals are known to be reactive depending, among other factors, on the fluid composition, the calcite and magnesium concentration, the salinity and the pH. According to the type of fluid-rock interactions, post-deposition diagenesis includes cementation, dissolution, dolomitization, compaction and recrystallization (Moore, 1989).

The two main sources of thermodynamical disequilibrium are the infiltration of meteoric water affecting the vadose zone, and mixing at the fresh-sea water interface (Sanz, 2011). The latter mechanism may increase or decrease the porosity depending on the local conditions and, most probably, the presence of biotic consortia. The mass transfers triggered by the meteoric water control the formation of secondary porosity with heterogeneous patterns at different scales(s). On the contrary, the presence of sea water, rich in magnesium, favours the generation and preservation of aragonite and magnesian-calcite cements, while post-deposition dolomite formation is generally attributed to coastal conditions including massive sea-water inflows. The meta-stable cements consisting of more or less magnesium-rich calcite can be transformed into stable calcite if sea water is replaced by freshwater.

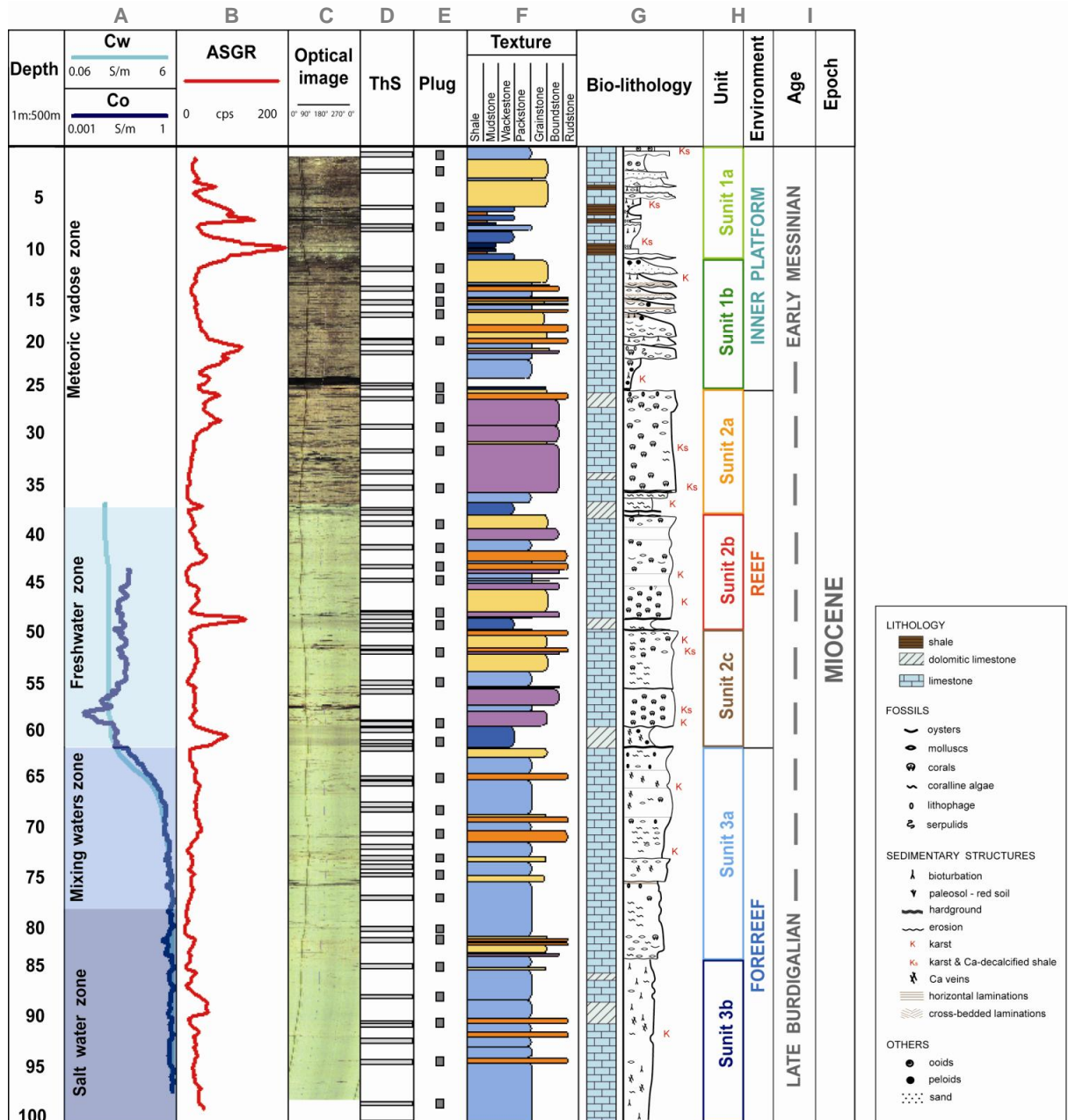


Fig. 2. Description of the Campos sequence in borehole MC10 down to 100 mbf based on sedimentary and geophysical studies. (A) Downhole geophysical log of pore fluid conductivity C_w (in purple) and formation conductivity C_o (blue profile) allowing the recognition of four zones in the hydrological system. (B) Spectral Gamma Ray log (AGR) displaying the natural radioactivity trend. (C) Optical borehole wall image. (D) Localization of thin sections (ThS) obtained from MC10 cores. (E) Localization of plugs extracted from MC10 cores. (F) Facies texture inferred from core descriptions and thin-section observations according to Dunham's carbonate classification (Dunham, 1962). (G) Lithological column according to mineralogical composition, associated with relative grain density, biogenic constituents, sedimentary structure and karstic zones. (H) The three

depositional environments of the Campos sequence are subdivided into seven subunits. (I) Miocene chronology from Late Burdigalian to Messinian related to the Campos sequence.

Data and methods

The Campos experimental site consists of fifteen boreholes having an average depth 100 m. Eight of them were continuously cored. In the following, we present a detailed multi-scale and multi-method analysis of the MC10 hole (Fig. 2).

Sedimentary data

Hole MC10 is 100 m deep and was cored with a recovery of 93% (93 m of core). The core diameter is 9 cm. Lithological and biological analyses were used to define the depositional environments of the samples from a sedimentary point of view (Fig. 2).

At a smaller scale, microfacies characterized by grain shape, bioclastic constituents, burrows, molds and textures (micritic and granular) were determined from thin sections (see Fig. 2D), following the classifications of Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971). These thin sections were used also to define the relationships between the pore space and the surrounding minerals (e.g. cements).

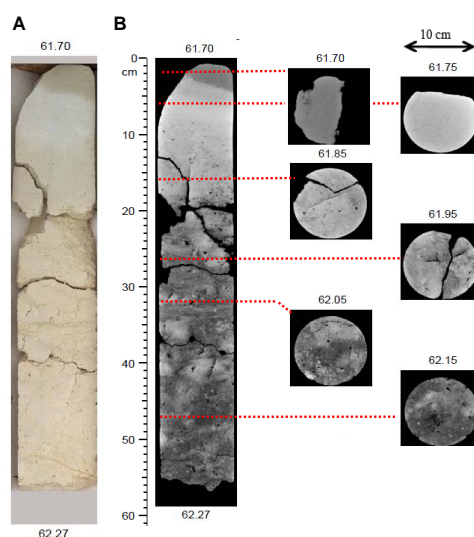


Fig. 3. Illustrations of a heterogeneous carbonate core from borehole MC10 (61.7 – 62.2 mbf depth). (A) Image of natural sliced core. (B) 2-D computed tomography images: vertical view of core scan associated with six horizontal view scans, corresponding to the (A) sliced core. Marked changes of the greyscale colour map pick out geological features. Low-attenuation domains (dark patches) correspond to a lower density.

The sedimentological and structural observations on thin sections and cores were integrated at the scale of the entire borehole together with the borehole wall imaging dataset (Fig. 2C and 2G) and XRCT performed on cores (Fig. 3).

Finally, the detailed observations of MC10 were compared with the geological interpretations for hole MC2 (2.5 m away from MC10), which is used here as a reference borehole (Jaeggi, 2006).

Petrophysical data

Petrophysical measurements on plugs were performed to characterize the microstructures of each core. A series of 38 plugs (40 mm in diameter and 60 mm long) were sampled from the MC10 cores (Fig. 2E). Total porosities $\Phi_{X\text{-ray}}$ were quantified by the density method, using the following relationship:

$$\phi_{X\text{-ray plug}} = 1 - \frac{\rho_B}{\rho_G}$$

where ρ_B is the bulk density and ρ_G is the grain density. A constant grain density of $\rho_G = 2.71 \text{ g/cm}^3$ corresponding to pure calcite was used for all the plugs, except for three plugs in which dolomite was identified in the respective thin sections ($\rho_G = 2.82 \text{ g/cm}^3$). These dolomite-rich plugs are situated at 25 m, 49 m and 61 m below floor (mbf).

The connected porosities (Φ_{He}) of these plugs were estimated using the helium injection method. In addition, the connected porosity (Φ_{3M}) was evaluated by the triple weighing method from 174 smaller MC2 plugs (25 mm in diameter and 22 mm long) (Maria-Sube, 2008). This data set is used in the present study for an overall data comparison of the porosity estimation obtained from XRCT.

Borehole geophysical data

Five downhole geophysical tools were used in MC10 with a vertical sampling rate of about 5 cm. They are briefly described below:

- An ASGR 512 gamma-ray logging tool (ANTARES) measures the natural radioactivity of the formations, allowing the identification of the main sedimentary units (Fig. 2B, 2G) (Serra, 1984). The uranium concentration profile (also provided by ASGR) indicates layers containing organic matter.
- A DIL45 logging tool (Dual Induction probe, ALT Mount Sopris Instruments) provides information about the electrical resistivity of the formation R_0 (or the conductivity $C_0=1/R_0$; Fig. 2A) in the saturated zone, essentially controlled by lithology, formation porosity, degree of saturation, and more importantly, by interstitial fluid salinity (Archie, 1942).

- An IDRONAUT hydrogeological probe (ALT Mount Sopris Instruments) measures, among other parameters, the downhole electrical conductivity C_w of the fluids found in the borehole (Fig. 2A).
- An OBI40 optical imaging system produces a high-resolution image 360 degrees around the borehole wall, oriented relative to magnetic north, which can be acquired in air or in water-filled holes. It allows the identification of facies, structures and shale layers (Fig. 2C). Macroporosity can be derived from the optical logging data by image processing (Hebert et al., submitted). The resolution of the logging tool limits the detection of features to a minimum size of 1 mm. Hence, the continuous image helps to extract vugs (visible pore space), karst cavities and fractures along the entire length of borehole MC10 and leads to the estimation of “BWI porosity”.
- A 2PSA-1000 sonic probe (Mountsopris Ltd.) measures compressional wave velocity (V_p) as well as shear and Stoneley wave velocity in the saturated borehole zone.

X-ray computed tomography

X-ray computed tomography (XRCT) is an imaging method based on the ability of the various sample components to attenuate the X-ray beam. An intensity image of the scattered X-rays reveals local differences in mass density (Carlson, 2006). Digital geometry processing generates a three-dimensional image of the density distribution within the cores (Christe et al., 2010). The resulting image can be regarded as a 3D map of the rock composition (i.e. the different mineral phases and the pore space), where high density phases appear in dark grey and pores in light grey (Fig. 3).

MC10 core scanning

Full cores and plugs were imaged in 3D using a medical X-ray computed tomography scanner (Total-CSTJF, France). Figure 4 shows the relationship between mean X-ray density along the cores and P-wave velocities obtained from downhole logging measurements. The two profiles are correlated along the entire length of the core, with lithology and total porosity being the main parameters controlling the acoustic wave velocity. It follows that the relationships between density and lithology, as well as between density and porosity, are also statistically significant.

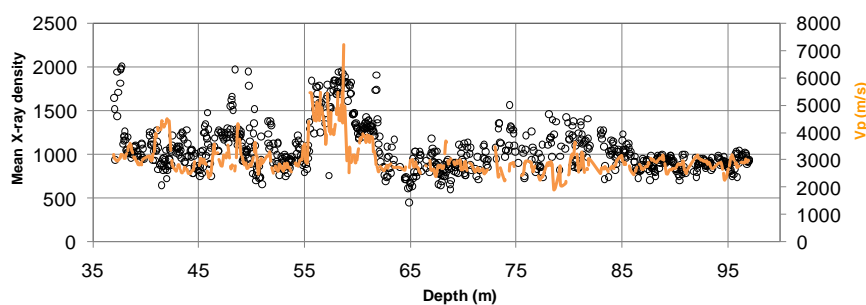


Fig. 4. Comparison based on superposition of acoustic velocity V_p from borehole FWS tool and X-ray density in the saturated zone.

X-ray structure quantification

Porosity can be determined by partitioning the voxels (pixel in 3D) belonging to the porosity and the rock matrix using standard image segmentation (Serra, 1982). This procedure provides the macroporosity, i.e. the cluster of pores of size larger than 4 mm (2^2 voxels) (Choquette and Pray, 1970). The remaining microporosity, i.e. the porosity formed by pores smaller than the X-ray resolution, cannot be measured directly by individualizing the voxels. However, for pure minerals, the X-ray absorption, when expressed as grey levels, is linearly proportional to the rock density, i.e. to the fraction of micropores present in voxels. Since the X-ray beam intensity is constant during the duration of the data acquisition, the dynamic range of X-ray densities remains stable, which allows comparison of all the reconstructed XRCT cores. This relation can be defined from a calibration procedure using the total connected porosity of the plugs measured in the laboratory. The X-ray density can thus be used to assess the macro- and microscopic porosities.

Following the approach proposed by Christe et al. (2010), density classes are defined by assigning a bin to each grey-level on the image, i.e., determining the grey level range corresponding to pixels having similar properties. A labelling algorithm is used to extract a set XRCT classes from CT-scan image analysis. The labelling procedure takes into account the pixel density and the corrections arising from mineralogy, observation of bioclasts, macro- and micro-porosity and, more generally, all pertinent geological parameters determined by thin-section observations, such as evidence of cementation or dissolution. Six sedimentary classes (S-classes) are identified (as described in section 3.4). Based on macroscopic observations, 40 zones of the full core sample, each about 15 cm long, were selected as being representative of the full length of the borehole cores. They were studied in detail using thin sections. For each thin section, optical (OM) and scanning electron microscope (SEM) images were acquired to identify and parameterize the representative S-classes (or phases) corresponding to the grey-level bins. Finally, about 93 m of the full core length were scanned for XRCT images. In this study, we use the slice-averaged grey-scale (or density) histogram along the borehole to determine the distribution of the S-classes.

Results

Hydrogeological units

Hole MC10 was drilled into the carbonate shelf, penetrating down to 100 mbf through the inner platform, reefal and forereef units (Fig. 2H). The three depositional units encountered in this borehole are described here in stratigraphic order from bottom to top (Fig. 2):

Unit 3 corresponds to a forereef environment, divided into two subunits. Subunit 3b (100–82.8 mbf) is a fine-grained, chalky packstone including intra- and interparticle primary porosity with local bioclastic material (echinoderms, molluscs and red algae) in metric beds. This sequence is extensively bioturbated (burrows are observed). Subunit 3a (82.8–61.5 mbf) is composed of packstone alternating with framestone and rudstone. This unit is less porous (inter- intraparticle) than 3b and shows a micritic texture. Secondary moldic (preferential dissolution of bioclastic constituents) porosity is well developed throughout unit 3 due to numerous dissolved clasts.

Unit 2 consists of coralline build-ups in a reef barrier environment. Three subunits are recognized. Subunit 2c (61.5–49.4 mbf) is made up principally of framestone and floatstone encrusted by coralline algae alternating with bioclastic grainstone - packstone. Subunit 2b (49.4–37.5 mbf) consists of grainstone and boundstone composed of massive and branched corals (rich in *Porites*) encrusted by red algae. The uppermost part is composed of grainstone alternating with rudstone and floatstone containing coral debris. Subunit 2a (37.5–24.8 mbf) is made up of grainstone and boundstone. Grainstone and floatstone form the upper part of the reef crest. Subunits 2c, 2b and 2a are separated by finer grained micritic wackestones. In the coralline limestone, primary porosity is high (up to 45%) and mainly of intraparticle type. Coral formations exhibit considerable secondary porosity of moldic, framework and karstified type. In the finer grained rocks, the primary porosity is low, mainly interparticle and fenestral with evidence of secondary vuggy porosity.

Unit 1: this unit (24.8–0 mbf) consists of inner platform facies. Two subunits are identified. Subunit 1b (24.8–12.3 mbf) consists of skeletal grainstone (with dissolved shells) and packstone. Finer rudstone and floatstone layers are intercalated. The occurrence of tidal flats indicates development of a backreef environment. The origin of the porosity is primary (intra- and interparticle) and secondary (moldic and vuggy). Subunit 1a (12.3–0 mbf) consists of skeletal packstone, ooidal grainstone and bioturbated grainstone with roots. Some mudstones and wackestones alternating with shales are observed from 12 to 6 mbf. These shales are clearly picked out by high values (about 150 cps) on the ASGR downhole log. There is little intra- or interparticle porosity, but considerable moldic secondary porosity is observed. This unit corresponds to a restricted lagoonal environment.

The above observations are in good agreement with previous studies performed on the Mallorca facies (Pomar 1991, 2001). In particular, the sedimentary structures, lithologies and depth distribution of the units are similar to those described in borehole MC2 (Jaeggi, 2006; Maria-Sube, 2008). This indicates a good lateral continuity of the strata, which appear to be horizontal at the scale of the site.

As described above, primary and secondary porosities are observed in hole MC10. In addition, thin section studies allow us to identify two types of diagenetic cement that modify the primary porosity. In subunit 3b, the secondary moldic porosity appears to be partially filled by cement (well developed radial and bladed calcite crystals). Dolomitic sparite cements are also observed in some beds (88 to 85 mgbf). Subunit 3a contains patches of blocky sparite (sparitic calcite is developed around and fills the moulds). In unit 2, cements are principally made up of sparitic calcite and cements with granular and drusy shapes, except for some layers centred on 61, 49, 33 and 25 mbf, where they show a high degree of dolomitization, characteristic of the occurrence of mixed waters. Within unit 1, cementation is weak in subunit 1b, and highly indurated layers are found near the surface. Intense cementation is identified as originating from meteoric water infiltration. Figure 2 shows the distribution of dolomite/calcite secondary cements. The borehole is clearly dominated by calcite cements, implying that the main diagenetic process giving rise to the secondary cements could be related to the circulation of meteoritic waters. There are only a few beds with finer grained texture showing dolomite cements related to the mixing of waters (dolomite cements). They mark the upper boundaries of the depositional units and subunits (Fig. 2F, 2H).

The nature of the porewater fluids appears to be an important parameter in the development of dissolution leading to secondary porosity. At present, four main hydrological units can be recognized in hole MC10 according to the fluid conductivity profile (C_w) (Fig. 2A). Below 78 mbf, the porosity is saturated with salt water and shows a conductivity of 0.3 S/m. From 78 to 62 mbf, the salinity decreases, as shown by C_w values ranging from 0.3 to 5.3 S/m. This 17 m-thick interval in the upper part of subunit 3a is interpreted as a diffusion zone corresponding to the mixing of salt water (below) and fresh water (above). Indeed, in subunits 2c and 2b, the low C_w values (about 5.3 S/m) indicate the presence of freshwater extending upwards from 62 mbf to the present-day water table located at around 37 mbf.

As shown in Fig. 2, the general trend of the fluid conductivity profile (C_w) is similar to the formation conductivity (C_o). This implies that the borehole fluid represents the pore fluid saturating the formations surrounding the borehole.

Petrophysical results

At a smaller scale, petrophysical measurements performed in the laboratory on 38 plugs allow us to distinguish two distinct groups of samples: calcite-rich and dolomite-rich.

- Calcite-rich samples: 34 plugs are characterized by average bulk densities ranging from 2.69 to 2.73 g/cm³. The mean density value corresponds to pure calcite ($\rho_{Ca}=2.71$ g/cm³), suggesting that most of the rock reservoir is composed of calcite. Therefore, total porosity ($\Phi_{X\text{-ray}}$) is calculated assuming that

the plugs are homogeneously composed of calcite ($\rho_G = \rho_{Ca} = 2.71 \text{ g/cm}^3$). The $\Phi_{X\text{-ray}}$ ranges from 18 to 52%, with a mean value of $39 \pm 1.8\%$. This is consistent with porosity obtained from the helium injection method (Φ_{He}), yielding values that range from 17 to 50%, with a mean porosity of 38%.

- Dolomite-rich samples: 2 plugs sampled at 49.3 and 61.2 mbf are characterized by mean bulk densities of 2.82 and 2.83 g/cm^3 , respectively. This suggests a dolomitic composition, since the density of pure dolomite is $\rho_{Do} = 2.82 \text{ g/cm}^3$. The samples from 49.3 and 61.2 mbf both contain 93% of dolomite. The $\Phi_{X\text{-ray}}$ calculated with $\rho_G = \rho_{Do} = 2.82 \text{ g/cm}^3$ is 39% at 49.3 mbf and 27% at 61.2 mbf. The estimates of Φ_{He} are consistent with the above values (38% at 49.3 mbf and 27% at 61.2 mbf).

- The 24.8 mbf plug is characterized by a very low bulk density ($\rho_G = 2.59 \text{ g/cm}^3$). Although the tight and slightly dolomitic plug (24.8 mbf) yields lower porosities by both methods ($\Phi_{He} = 0.6\%$ and $\Phi_{X\text{-ray}} = 10.2\%$), it also displays the greatest discrepancy between values (9.5%). This discrepancy may be due to a calibration that is inappropriate for such a mineralogy.

Pore network characterization

X-ray porosity calibration

By comparing plug porosity measured by X-rays ($\Phi_{X\text{-ray}}$) and by helium injection (Φ_{He}) for 38 cores, we can determine a generally applicable linear relation: $\Phi_{He} = 0.99 \Phi_{X\text{-ray}} - 1.26$, with a correlation coefficient (R^2) of 0.98 (Fig. 5A).

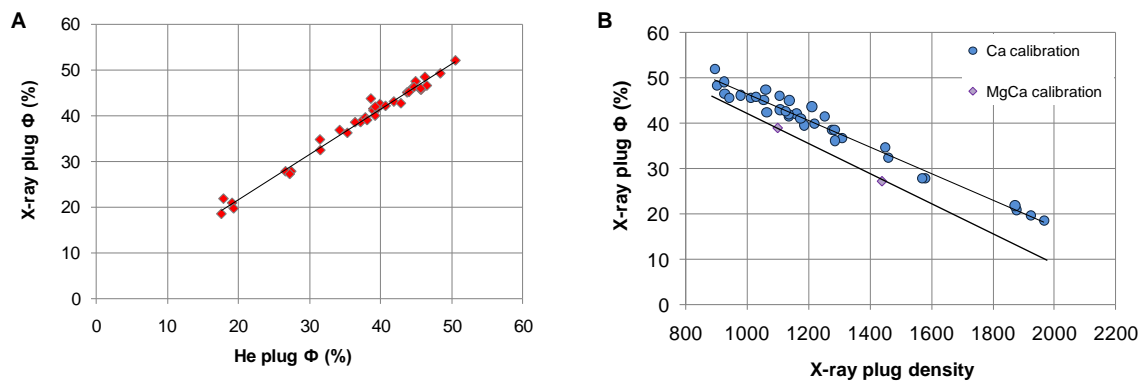


Fig. 5. Petrophysical relationship derived from XRCT plugs used for XRCT porosity calibration. (A) Relationship between X-ray plug porosity ($\Phi_{X\text{-ray}}$) and helium injection porosity (Φ_{He}) in the laboratory: The good correlation ($R^2 = 0.98$) allows us to apply the equation $\Phi_{He} = 0.99 \Phi_{X\text{-ray}} - 1.26$. (B) X-ray plug porosity is determined using X-ray plug density ($d_{X\text{-ray}}$): $\Phi_{X\text{-ray}} = -0.03 d_{X\text{-ray}} + 75.71$ ($R^2 = 0.97$) for calcitic mineral composition and $\Phi_{X\text{-ray}} = -0.03 d_{X\text{-ray}} + 69.97$ ($R^2 = 0.99$) for dolomitic composition.

To account for the rock composition, we can establish a relationship between $\Phi_{X\text{-ray}}$ and the plug densities measured by X-rays ($d_{X\text{-ray}}$) using two expressions (Fig. 5B). For a given calcite composition, $\Phi_{X\text{-ray}}$ can be estimated from $d_{X\text{-ray}}$ by the equation $\Phi_{X\text{-ray}} = -0.03 d_{X\text{-ray}} + 75.71$ ($R^2 = 0.97$). For the dolomite-rich samples, which are only represented by two plugs (at 49.3 and 61.2 mbf), we obtain the following regression equation: $\Phi_{X\text{-ray}} = -0.03 d_{X\text{-ray}} + 69.97$, which we assume to be acceptable for a dolomite content higher than 50%. Murray (1960) observed an increase in porosity when the percentage of dolomite is higher than 50% (inverse relation for dolomite below 50%). Subsequently, these calculation rules are applied to the XRCT plugs.

X-ray porosity profile

A set of 1248 virtual plugs is extracted from the X-ray core scans every 5 cm all along the MC10 core using Avizo. The mean X-ray density is estimated and then transformed (see above) for each virtual plug. The resulting $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile represents a high-resolution continuous display of the porosity (Fig. 6).

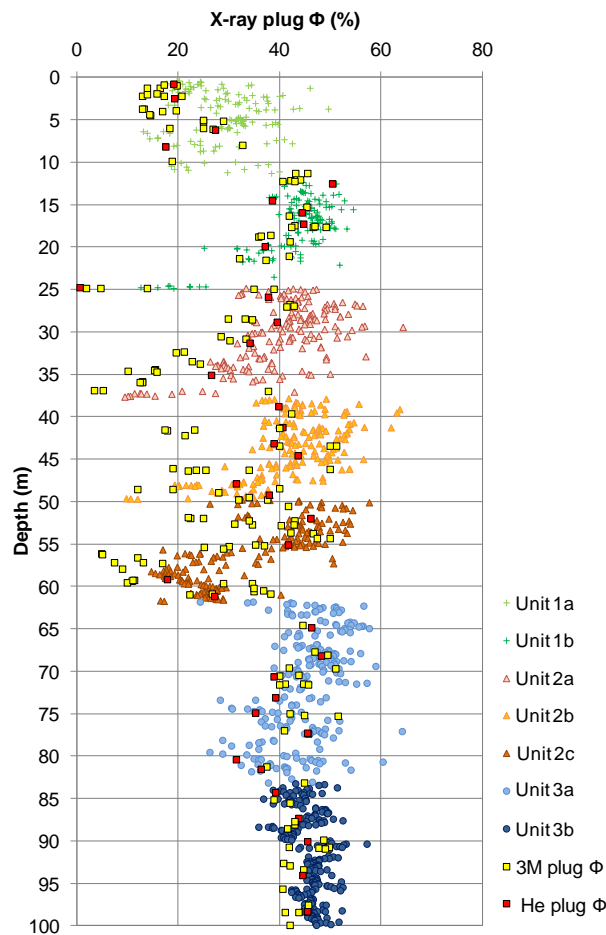


Fig. 6. Quantification of XRCT reservoir porosity in borehole MC10. Calibrated porosity profile extracted from virtual plug sampling yields a high-resolution and continuous petrophysical profile. It fits well with the plug porosities obtained by the triple weighing method (Φ_{3M} in yellow squares) and

by the helium injection method (Φ_{He} in red squares) from nearby borehole MC2. Coloured symbols refer to the seven types of environmental lithofacies.

The value of $\Phi_{X\text{-ray}}$ ranges from 8 to 59%. The porosity of subunit 3b ranges from 35 to 55%, with a mean value of 39%, while the porosity measured for the samples of subunit 3a shows a larger range of values (from 25 to 65% with a mean of 44%). Unit 2 contains the largest range of porosity, with values from 10 to 50%. The low recovery of subunit 2b at 24.3 - 22.3 mbgl excludes the characterization of this zone. The upper part of subunit 1a yields lower values: $\Phi_{X\text{-ray}} = 12.5\text{-}40\%$. Compared to the rest of the 100 m-long $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile, the porosity range is much reduced in subunit 3a and 3b. Figure 6 highlights the extreme vertical heterogeneity of the carbonate sequence. The seven environmental subunits are clearly identifiable by their porosity trends.

Comparison of porosities from petrophysical measurements and X-ray core scans

The 174 values of connected porosity Φ_{3M} derived from MC2 plugs (Fig. 6) confirm the strong heterogeneity of the pore network observed in MC10. In general, the $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile is similar to the Φ_{lab} profile. Nevertheless, the $\Phi_{X\text{-ray}}$ of subunit 3b is slightly higher (1 - 4%) than Φ_{3M} . These values coincide in subunits 3a and 1b. In unit 2, $\Phi_{X\text{-ray}}$ is generally higher than Φ_{3M} from 1 to 10%, and up to 20% in subunit 2b. In subunits 1a, $\Phi_{X\text{-ray}}$ values are also higher from 1 to 10%. Subunit 1a yields the lowest X-ray porosity values, falling to 5% close to the surface (5-0 mbf). Few XRCT plugs were sampled in the lower part of this unit (12-6 mbf) due to the presence of clay layers alternating with muddy limestone. The dolomitized zones (Fig. 2) are characterized by a mean porosity of 32% +/- 10%. In the dolomite-rich facies, $\Phi_{X\text{-ray}}$ is consistent with Φ_{3M} . The good correlation (Fig. 6) between the two porosity profiles supports the usefulness of the X-ray method to quantify porosity.

S-class analysis

As explained in section 2.4.2, six S-classes are related to six distinct density groups, each of which is characterized by a constant grey-level range (Fig. 7A). The parameters characterizing the six S-classes are given in Fig. 7 and presented below:

- S-class 1 (dark blue): *Macropores* corresponding to all types of dissolution voids (e.g. large moldic, vuggy or karstic cavities) limited at the scale of the mesoporosity (380- μm resolution corresponding to two pixels). This class correlates with very low densities ($d < 300$).
- S-class 2 (light blue): *Infilling sediment* made up of constituents such as residual minerals, weathered matrix, clay and highly-dissolved bioclastic material. This class correlates with low densities ($d = 300\text{-}790$).

- S-class 3 (green): *Microporous matrix* containing inter- and intraparticle void spaces correlating with medium densities ($d = 790-1270$). This class also includes post-deposition matrix modifications resulting from bioturbation.
- S-class 4 (brown): Well-consolidated *rock matrix* with intermediate densities ($d = 1270-1670$) such as found with dolomite matrix.
- S-class 5 (orange): *Cements* characterized by high densities ($d = 1670-1910$) associated with weathered features (e.g. calcrete).
- S-class 6 (yellow): *Dense cements*, mainly calcitic, such as veins of recrystallized calcite formed from meteoric water, with very high densities ($d > 1910$).

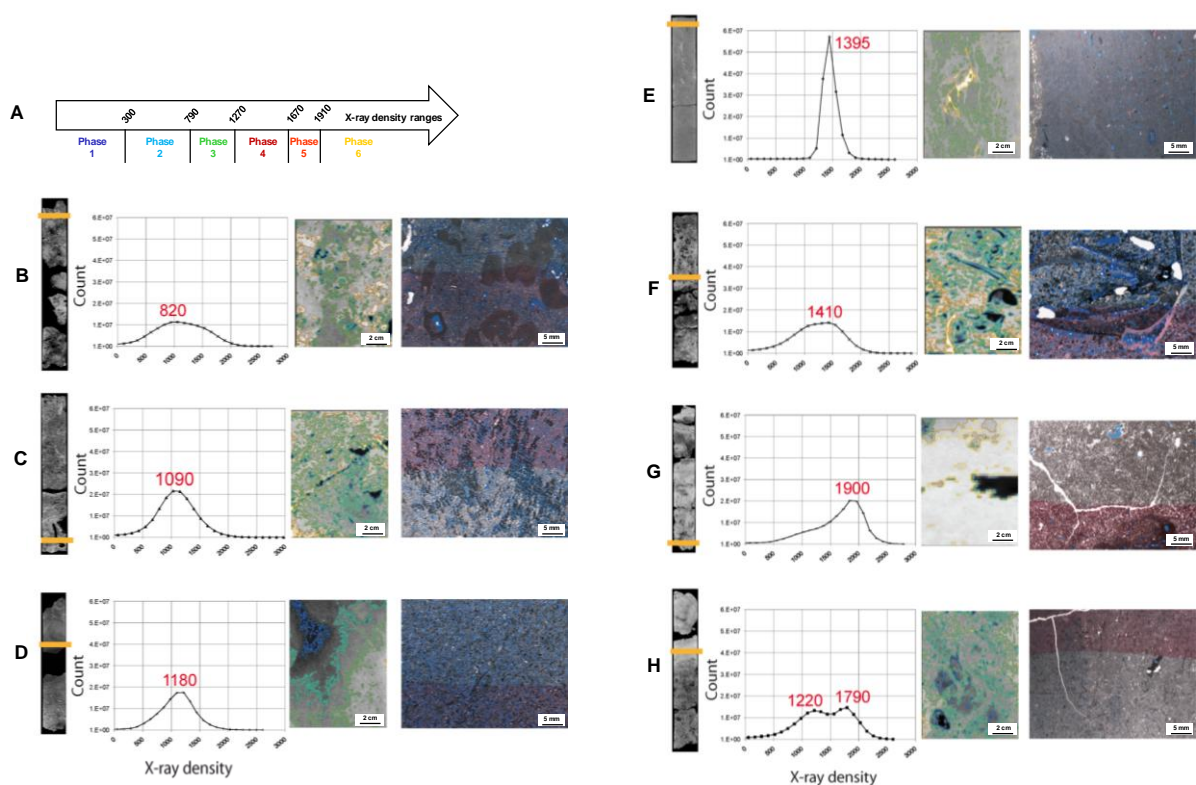


Fig. 7. Analysis of reservoir structure from seven examples of MC10 XRCT cores. Comparison of XRCT core slice with its corresponding X-ray density histogram. The most representative X-ray density peak is indicated. A 2-D XRCT labelled slice, extracted from a well-preserved part of the XRCT core, is used here to illustrate the distribution of six S-classes. A thin-section photomicrograph (OM) extracted at a reference depth in the XRCT core provides a cross-match with the associated microfacies. (A) Classification of S-classes according to X-ray densities. Dark features are macropores (in dark blue); the dark grey phase represents dissolution or infilling features (light blue margin); the matrix incorporating the microporosity is grey (brown margin); the cement is light grey (orange margin) and highly indurated cement corresponds to the lightest grey level (yellow margin). (B) Rhodolith at 70.62 mbf; floatstone texture with abundant coralline algae and moldic porosity.

White patches on XRCT slice correspond to coralline algae. (C) Framestones with Porites at 28.85 mbf; moldic and framework porosity is good. (D) Coarse grainstone at 12.53 mbf with good intergranular and intragranular porosity as well as moldic porosity which appear clearly on XRCT slice. (E) Very fine-grained wackestone at 61.20 mbf; homogeneous micritic matrix appears tight but intergranular porosity is well developed; some recrystallized fractures can be identified. (F) Floatstone at 81.55 mbf with large dissolved molluscs generating shelter porosity; high moldic and intergranular porosity. (G) Wackestone at 8.25 mbf with molds (from roots); matrix is significantly cemented. (H) Wackestone at 24.80 mbf with poor porosity; XRCT core scan places; wackestone above a fine-grained bioturbated grainstone with good intergranular and moldic porosity. Thus, the resulting histogram is bimodal.

The histogram for S-class 1 is not represented here because none of the cores contain a high percentage of large pores. As an example of S-class 2, histogram B is centred on a density peak at $d = 820$, which characterizes a rhodolith bed (abundant coralline red algae) with moldic porosity. The high abundance of well-preserved bioclastic constituents (coralline algae) extends the histogram towards denser values. An example of S-class 3 (histogram C) shows a density peak centred on $d = 1090$ illustrating a bioclastic coral facies with moldic and framework porosity (boundstone, Fig. 7C). The histogram D with a peak based on $d = 1180$ is characteristic of a coarse grainstone with well developed inter- and intra-granular porosity (Fig. 7D). The example of S-class 4 (histogram E) shows a density peak around $d = 1395$ illustrating a very-fine grained dolomitic wackestone with intercrystalline porosity (Fig. 7E) and recrystallized calcite veins, while histogram F shows a peak centred on $d = 1410$ characterizing a skeletal grainstone with shelter, moldic and intergranular porosity. Figure 7H gives an example of a bimodal histogram with a first peak centred on $d = 1200$ (S-class 3), which corresponds to bioturbated grainstone showing interparticle and moldic porosity (bottom part of the XRCT core scan, Fig 7H). Its second peak at 1790 (S-class 5) represents a weathered peloidal matrix (upper part of the XRCT core shown on thin section). As an example of S-class 6, Figure 7G presents a histogram showing a peak centred on $d = 1900$. It corresponds to a highly recrystallized weathered wackestone with micritic texture, containing a poorly developed remaining porosity of moldic and intercrystalline type. Finally, a large proportion of the XRCT cores yield a unimodal histogram showing a peak centred on either $d = 1100$ (S-class 3) or 1400 (S-class 4). Hence, the histograms reveal the presence of two major compositions: microporous matrix and rock matrix.

As an example, the above S-class classification is applied to a single XRCT core slice. Large molds (S-class 1 in dark blue) appear surrounded by highly-dissolved matrix (S-class 2 in light blue). The microporous matrix (S-class 3 in green) is well developed and its proportion varies inversely to the rock matrix (S-class 4 in brown). Cement (S-class 5 in orange) corresponds to sparse and dense

cement (S-class 6 in yellow), which is well-developed close to the macropores. Slice-averaged grey-scale histograms along the core (Fig. 8B) reveal the vertical variability. Relationships emerge between the different S-classes, such as the microporous matrix being anticorrelated with the percentage of dense cement.

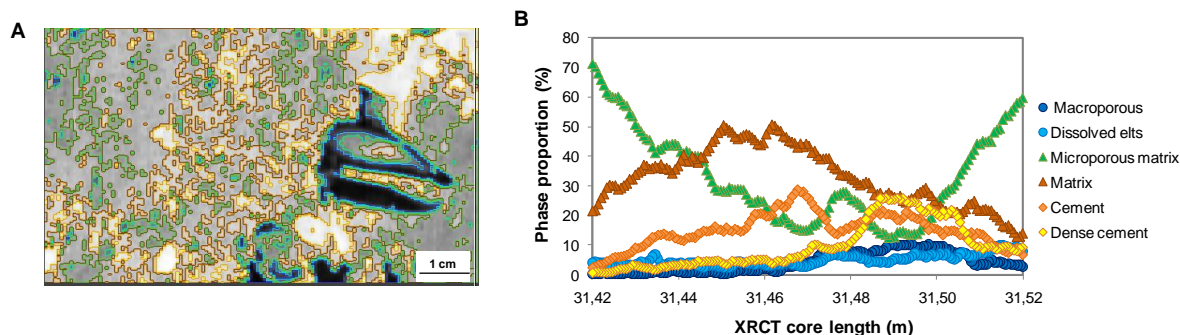


Fig. 8. Example of qualitative analysis based on distribution of S-classes from core scanned at 73 mbf. (A) 2-D slice image labelled according to the nomenclature of S-classes (Fig. 6A) expressing the structure of phases in the core. (B) Graph showing distribution of S-classes within the selected MC10 core.

When applied to the well preserved cores (i.e. hundred core slices), the distribution of the six S-classes (in percent) at the borehole scale allows us to establish a combined S-class model (Fig. 9H).

The distribution of the S-classes is not homogeneous, and variations appear specific to each subunit.

- S-class 1 (dark blue) is the least abundant class, with an average proportion of 3%. In unit 3, macropores are sparse, but their abundance increases slightly in unit 2 and subunit 1b. Farther up the borehole, the proportion of S-class 1 decreases in subunit 1a.
- S-class 2 (light blue) accounts for an average proportion of 14%. Unit 3 contains the highest proportion of infilling sediments (22% for subunit 3b and 14% for 3a). There follows a slightly decrease in unit 2, ranging from 10 to 17%, with unit 1 containing 13% in subunit 1b and 10% in 1a.
- S-class 3 (green) is the most abundant class (38%). In unit 3, microporous matrix clearly makes up most abundant class (57% in subunit 3b and 45% in 3a). In unit 2, this class represents a third of the core composition and is especially well developed in the middle part of each subunit. In subunit 1b, S-class 3 varies greatly throughout the sequence, but again represents a large proportion (40%). Finally, this class clearly decreases in subunit 1a (13%).
- S-class 4 (brown) is the second most abundant class (29%). Rock matrix is less abundant in subunit 3b (19%) than in subunit 3a (31%). In unit 2, it makes up a considerable proportion (35% in subunit 2c, 24% in 2b and 40% in 2a), especially at the base and the top. It represents 33% in

subunit 1b and a lower percentage (19%) in subunit 1a. Subunit 1b shows a similar tendency as subunits 2c and 2a.

- S-class 5 (orange) represents 9% of the core sample, with the lowest proportion observed in unit 3 (1% in subunit 3b and 6% in 3a). Its abundance increases in unit 2, ranging from 8% (subunit 2a) to 15% (subunit 2b), with a major proportion at the base of subunit 2b around 49 mbf.
- S-class 6 (yellow) represents a weak proportion of the rock (7%). Calcite cement is almost non-existent in unit 3. In unit 2, this class increases upwards in the core from 4 to 13%. Dense cements are mainly localized in intervals centred on 57, 47, 36 and 25 mbf. Their abundance in subunit 1b is low (3%), but rises in the layer centred on 21 mbf. Finally, S-class 6 is much more abundant in subunit 1 (37%), especially above 7 mbf.

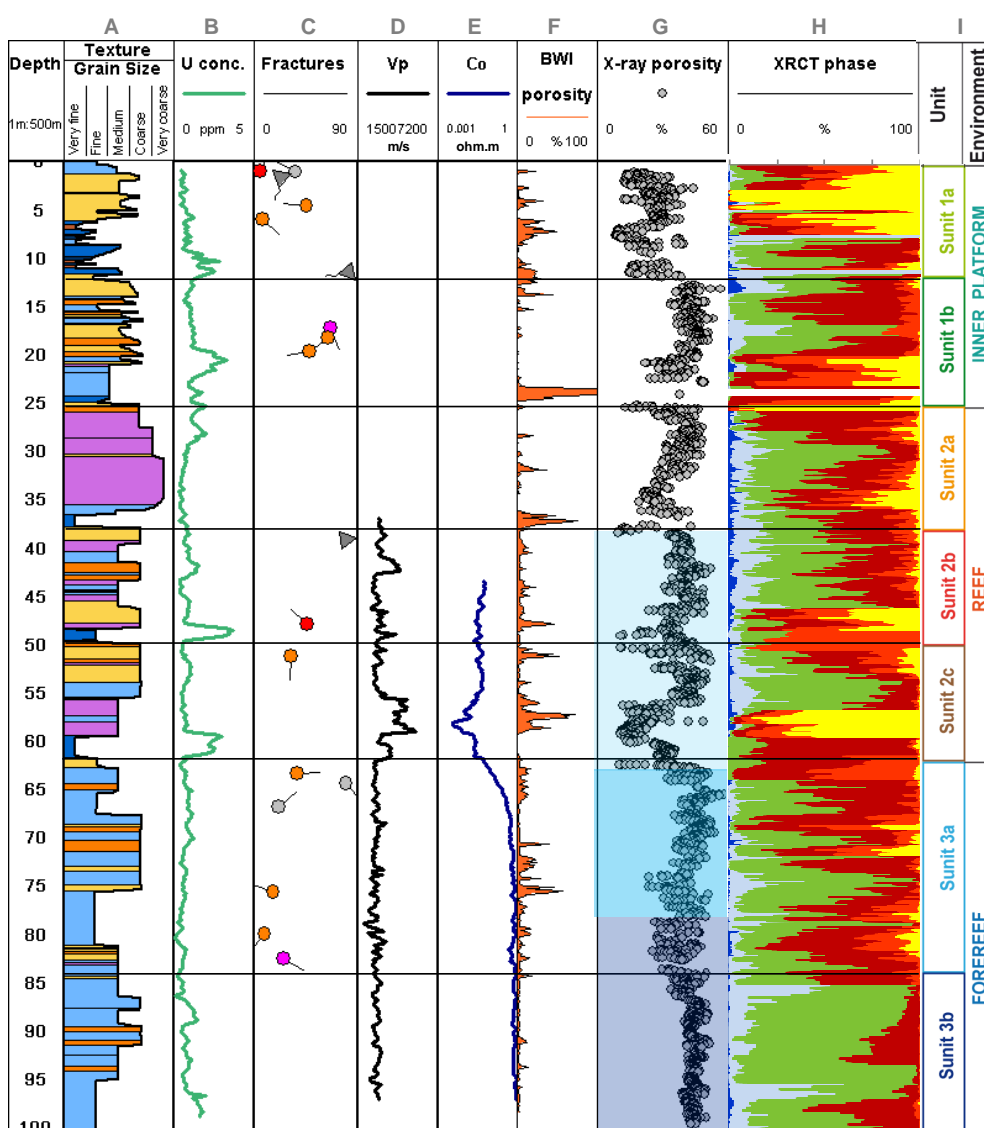


Fig. 9. Synthesis of profiles integrating XRCT results with classical sedimentary and petrogeophysical studies. (A) Sedimentary log indicating texture and grain size. (B) Uranium concentration profile. (C) Fractures derived from BWI observations: orange dots for partially open fractures, pink

dots for minor open fractures, red dots for major open fractures, grey dots for filled fractures/joints and grey triangle for broken zone. (D) Downhole profile of acoustic velocity V_p (m/s). (E) Downhole profile of formation electrical conductivity C_o (S/m). (F) BWI porosity image (%) revealing large cavities, fractures and vuggy zones. (G) X-ray porosity profile (grey dots). (H) Combined S-class model distribution (%) showing macropores (dark blue area), clay or dissolution features (light blue), microporous matrix (green), matrix (brown), cement (orange) and dense cement (yellow). (I) Depositional environments and unit sequences. The four hydrological zones (Fig. 2) are reported on the X-ray porosity profile G.

S-class 2 appears linked to S-class 1. Cements and dense cements proportions appear anticorrelated to dissolved elements (Fig. 10A) and microporous matrix (Fig. 10B) phases. Cement increases when microporosity, represented by dissolved elements and integrated into microporous matrix, decreases. This relation is clearly visible all along hole MC10 (Fig. 9H).

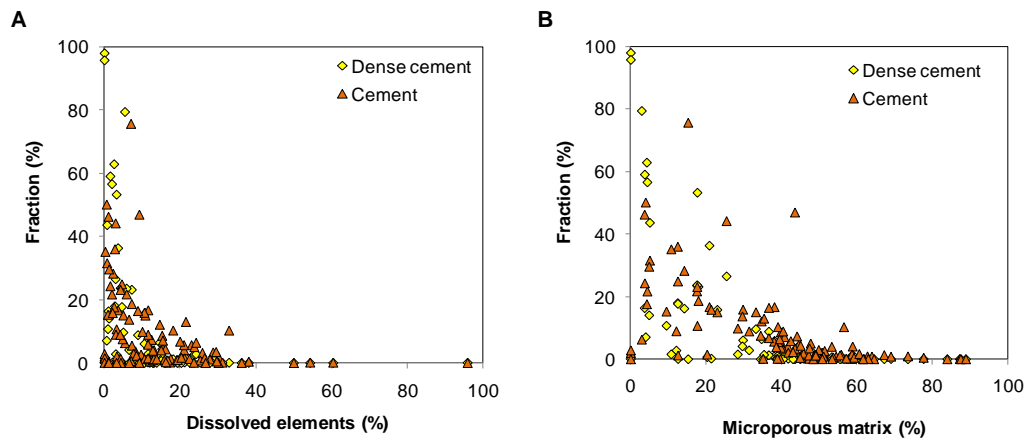


Fig. 10. S-class relationships. (A) Cement and dense cement compared to proportion (%) of phases showing dissolution features. (B) Proportions (%) of cement and dense cement compared to microporous matrix.

Integration of multiscale pore network

Figure 9 summarizes the characteristic signatures of physical properties and lithologies derived from sedimentological and geophysical data. The X-ray porosity profile and the S-class model are also presented on the same Figure.

XRCT porosity

As displayed by the X-ray porosity profile (Fig. 9G), porosity shows a well marked heterogeneity at a high vertical resolution. A large part of the $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile (93%) yield values ranging from 20 to

50%. The remaining part displays extreme porosity values compared to the major trend. $\Phi_{X\text{-ray}}$ values less than 20%, down to 8%, highlight nine “tight” zones (61.5, 49.5, 48.1, 37.6, 24.6, 10.0, 6.5, 3.0 and 1.0 mbf, Fig. 9G). Values higher than 50%, ranging up to 59%, indicate three “high-porosity” zones (64.6, 15.3 and 12.3 mbf).

Firstly, the acoustic velocity profile (Fig. 9D) shows a low mean value of 3000 m/s. In the literature (Timur, 1987), this velocity corresponds to limestones containing porosity higher than 20%, which is the case for the major part of hole MC10. The porosity measured by XRCT is validated by the V_p profile. Then V_p rises to a mean value of 4600 m/s in the well-cemented zone located at 56-59 mbf, which corresponds to a limestone with an estimated porosity of 14% (Timur, 1987). $\Phi_{X\text{-ray}}$ (Fig. 9G) ranges from 10 to 20% in this cemented zone, consistent with the porosity estimated from V_p .

Secondly, the conductivity profile C_o (Fig. 9E) indicates a complex pore structure, with a progressive decrease towards the top of the formation. In the forereef unit, the pore fluid conductivity C_w strongly influences the C_o trend (Fig. 2), suggesting that a high percentage of the porosity contains fluids. If the rock is saturated, porosity is the most important physical factor influencing resistivity (Verwer et al., 2011). As a consequence, constant C_o value implies constant porosity. The $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile also displays little variation in this unit. In the reef unit, the C_o profile is characterized by a constant value at 62-59 mbf, then by a decrease at 59-56 mbf. The $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile exhibits similar variations. Hence, the C_o profile is in agreement with the large-scale $\Phi_{X\text{-ray}}$ porosity changes.

Thirdly, the BWI porosity profile in Fig. 9F enables recognition of void structures from large vugs (> 2 mm) to karstic cavities (> 1 dm). The estimated macroporosity ranges from 0 (e.g. 60 mbf) to 100% (metric karstic cavities at 24 mbf). The BWI porosity profile detects highly vuggy, cavernous or fractured zones at depths centred on 62, 57, 51, 48, 38, 24, 6, 3 and 1 mbf (Fig. 9C, 9F). The $\Phi_{X\text{-ray}}$ tight zones (see above) are in contact or close to these large-scale dissolution features. The wider range of $\Phi_{X\text{-ray}}$ observed at the depth interval centred on 75 mbf corresponds also to the BWI macroporosity at this level. The high $\Phi_{X\text{-ray}}$ porosity zones also match with levels showing vugs and cavities on BWI (e.g. 65 and 12 mbf). Thus, extreme values of $\Phi_{X\text{-ray}}$ are consistent with large variations on the BWI profile. By the way, the $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile shows that microporosity is highly developed in the BWI “no-macroporosity” zones (e.g. 60, 35, 26 and 19 mbf). The metric karst cavity at 24 mbf is not taken into account in $\Phi_{X\text{-ray}}$ because no cores were available. BWI porosity indicates cavities and fractures that are too large to be studied by the XRCT method.

S-class model analysis

The density distribution derived from the combined S-class model (Fig. 9H) is used as a proxy of the relative proportion of pore-matrix-cement in the rock composition. In the following, we compare the results of this model with sedimentary and geophysical data.

Firstly, the lithological log (Fig. 9A) is used to describe the vertical succession of facies. Clay is identified using two layers of S-class 2 in subunit 1a. Mudstone is interpreted in terms of rock matrix (S-class 4, e.g. 10 mbf) with microporous matrix (S-class 3) as a secondary component. Wackestone layers of mostly dolomitic composition contain a major proportion of rock matrix (S-class 4; e.g. 61, 37 and 9 mbf) and/or cement (S-class 5; e.g. 49 and 25 mbf). Packstones are mainly represented by microporous matrix and rock matrix. The grainstone present in unit 2 contains all the S-classes. While the grainstone in subunit 1b includes a small proportion of cement, in subunit 1a, the rock is almost completely composed of dense cement. Boundstones contain a major proportion of microporosity. Fine layers of rudstone (and floatstone) show high proportions of rock matrix and cement. The variation of the combined S-class model composition fits well with lithological changes in the different units. However, no clear trend can be identified to define a texture from a given S-class composition.

Secondly, the uranium concentration profile (Fig. 9B) exhibits six major peaks. The three layers localized at 60, 49 and 25 mbf are characterized as having a uranium-rich dolomitic matrix containing peloids. Bioturbation is observed in U-rich layers at 28 and 21 mbf. Mudstones alternate with clays at 10 mbf. These U-rich layers are associated with abundant XRCT rock matrix and/or cement phases.

Thirdly, the structural log reveals fifteen fractures (Fig. 9C). In subunit 3a, fractures saturated by mixing waters are associated with dissolution features and abundant microporous phases. Subunit 1b shows the same relationship. On the contrary, fractures in unit 2 and 1a are linked to abundant cement and dense cement phases. Fractures in unit 2 mainly occur at the border of uranium-rich dolomitic layers (e.g. 62, 50 and 48 mbf). In subunit 1a, fractures are associated with highly cemented zones near the surface.

Fourthly, BWI macroporosity (see above and Fig. 9F) is about 7%, with levels containing low macroporosity (e.g. 64 mbf) alternating with intermediate macroporosity (e.g. 73 mbf). The profile for S-class 1 (Fig. 9H) reflects the vertical distribution of macroporosity, showing a mean value of 3%. In subunit 3b, no macroporosity is detected either by BWI or S-class analysis, but there are just some local cavities (98, 94 and 91 mbf). BWI and S-class 1 both indicate a low amount of macroporosity. Nevertheless, BWI indicates the presence of levels with high macroporosity, especially in unit 2. This is evidently due to its higher volume of investigation.

Fifthly, acoustic velocity is influenced by textural parameters (Verwer, 2008). In cases where V_p (Fig. 9D) rises above the mean value of 4600 m/s, the S-class model indicates a high percentage of dense cement. Similar associations are observed at 80 and 49 mbf. As inferred from Fig. 4, high V_p validates the occurrence of dense material. Verwer et al. (2008) have established that high acoustic velocity is dominated by pore types associated with diagenesis such as moldic porosity and dense cementation.

DISCUSSION

From plug to borehole scale using X-ray method

Concerning the relationship between plug petrophysical properties plotted on Fig. 5A, the measured values of $\Phi_{X\text{-ray}}$ are, on average, 1.3% higher than Φ_{He} . This discrepancy could be due to an underestimation of porosity by the helium injection method. The measurement uncertainty of the helium pycnometer ranges from 0.1 to 1.0%, which does not explain such a discrepancy. Helium gas is displaced only through connected pores and so closed pore systems are not investigated. Closed porosity is taken into consideration in $\Phi_{X\text{-ray}}$ estimation. The largest discrepancies appear for grain-supported and coral-dominated rock formations. Therefore, the pore network seems to incorporate closed pore systems. In this study, we take $\Phi_{X\text{-ray}}$ as representative of total porosity in the Campos sequence of the Lluçmajor carbonate complex.

Concerning the borehole petrophysical properties (Fig. 6), the high-resolution profiles of $\Phi_{X\text{-ray}}$ and Φ_{3M} are closely superimposed. Nevertheless, we can note some discrepancies. First, the higher $\Phi_{X\text{-ray}}$ values reflect the greater heterogeneity of recrystallized karstic pore structures. Then, the upper part of the lagoonal subunit yields a larger and higher range of values when measured by $\Phi_{X\text{-ray}}$ than by Φ_{3M} . This discrepancy results in fine-scale lithological variations such as observed in the calcretes and bioturbated zones. Finally, the lowest $\Phi_{X\text{-ray}}$ values characterize fine-grained intervals at depths of 61.7, 49.5, 37.6 and 24.6 mbf, which also correspond to the lowest Φ_{3M} values. These fine-grained layers cap most of the subunits and show similar porosity properties as observed in the 24.8 mbf-plug (see section 3.2). The higher estimates obtained by XRCT could be explained by the tightness of the micritic matrix and by the evidence of closed poorly-developed vugs. As a matter of fact, significant discrepancies between XRCT and laboratory methods shed light on the coral unit facies, the end-cycle layers and exposure surface structures. As consequence, these facies probably contain closed porosity.

The porosity differences in such rocks could also be explained by the representativity of the plugs. Core structure and composition are highly variable on the fine scale, as demonstrated by Figure 9. Plugs could incorporate different phases according to their size and localization within the core.

Pore structure of the carbonate complex

In the forereef environment, the degree of heterogeneity increases upwards in terms of porosity and S-class distributions. The microporous phase decreases upwards, while cementation increases. Primary porosity is weak. Secondary moldic porosity affects and increases the porosity of the entire unit, especially the shelter porosity in the bioclastic layers. Bioturbation in the lowermost part is

expressed as zonation, but its presence does not affect the porosity. Large vugs, cavities and fractures increase the heterogeneity of the uppermost part of the unit. Few cavity zones are detected in the bottommost part.

In the reef environment, the porosity and S-class distributions show a high degree of heterogeneity. It is marked by three upward trends corresponding to the three coral sequences. Each sequence begins with cemented layers followed by macro- and microporous layer, and is capped by tight fine-grained layers. The formations exhibit spectacular coral buildups mainly composed of *Porites* (0.2 m high) which produce a high framework porosity. Preservation of the original aragonite mineralogy and microstructures of scleractinian corals is known to be rather unusual in the geological record (Dullo, 1984; Reuter et al., 2005). Coral binding by coralline algae is significantly associated with patchy intergrowths of cements. Surface coral skeletons and algal mats strongly reduce the primary porosity and the secondary porosity (moldic, vuggy and cavity type) becomes well developed.

In the inner platform environment, the porosity and S-classes distributions show increasing heterogeneity towards the top. A metric-scale dissolution cavity separates the coral unit from the inner platform sequences. Porosity in the backreef zone shows the same porosity trend as in the coral unit without being capped by an indurated layer. Karstic cavities and dissolution fissures are abundant in the lagoonal unit. But porosity is still reduced by the presence of clay alternating with muddy facies and intense cementation with calcrete occurrences.

The capping surfaces of the forereef and reef subunits are characterized by a sharp reduction in porosity and the development of a highly indurated phase. As observed on thin sections, the tightness of their micritic matrix is explained by considerable microbial development that reduces the bulk density. These peloidal mudstone layers showing clotted fabric correspond to microbialite (Fig. 11C, 11F). These organo-sedimentary deposits, characteristic of present-day lagoonal or coastal environments, have accreted due to benthic microbial activity trapping and binding detrital sediment and/or forming the locus of mineral precipitation (Burne and Moore, 1987; Arenas, 2010). The mudstone contains some dolomite and locally poorly-developed vugs. Fine-grained wackestones occur above each of the following subunit facies (Fig. 11B, 11F). Wackestones characteristic of a transgressive/regressive boundary sequence are intercalated within the coral facies. Their matrix is mostly or totally dolomitic and they are characterized by uranium-rich concentrations (Fig. 9B).

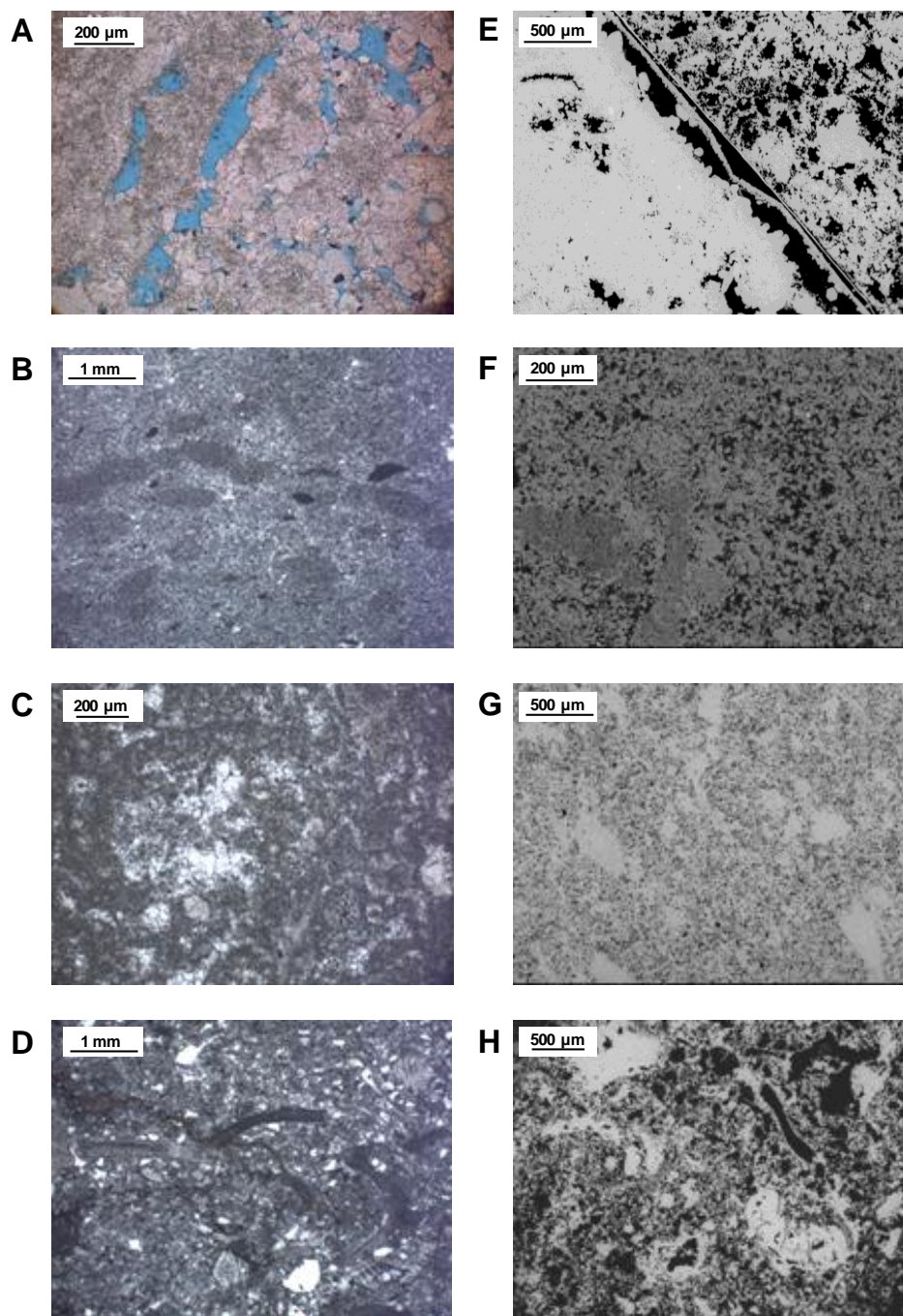


Fig.11. Thin-section photomicrographs of vertical sedimentary structure observed along a sequence boundary (61-mbf layer), from top to bottom: OM photomicrographs (A to D) matched with SEM photomicrographs (E to H). (A) and (E): heterogeneous coral-algal boundstone at 59.4 mbf; recrystallized calcite domain separated from inter- inraparticle porosity by solution vugs. (B) and (F) homogeneous wackestone at 61.6 mbf with peloids, inter- and intracrystalline porosity highly developed in dolomite matrix.. (C) and (G): micropeloidal microbialite characterized by clotted aggregates with dark laminar micrite at 61.7 mbf; SEM observations indicating proportion of dolomite affected by dissolution. (D) and (H): medium-grained grainstone at 61.9 mbf containing fossils (molluscs, echinoid fragments and rare foraminifers), with mainly moldic porosity.

Uranium concentration can result from three different processes (Ogg, 1995). Uranium is concentrated in red-algal encrustations and concretions (e.g. rhodolith at 71 mbf, Fig. 7B). Uranium can also be concentrated at the interfaces of organic-bearing clay-rich sediments (e.g. clay, Fig. 9B). In addition, uranium is often enriched in calm-water environments, which thus correspond to mud-rich carbonate facies such as wackestone and mudstone. In this regard, U-rich wackestone levels (61, 49 and 24 mbf) are interpreted as maximum flooding surfaces.

Reservoir evolution

In the salt water saturated zone, the high microporosity in fine-grained rock offers preferential pathways for fluids. Microporosity increases in the uppermost salt water zone where fractures occur. No large porosity is generated. Here, the pore network seems to be stable. The range of porosity is more restricted compared to the 100 m-long $\Phi_{X\text{-ray}}$ profile. Ancient carbonates occurring in media saturated by magnesian marine waters could represent an interface between equilibrated rock and pore fluids. Incidentally, fibrous calcite is observed as overgrowths on bioclastic constituents, along with interparticle calcite cementation and bioclast micritization. These phases contribute not only to the occlusion of porosity in these carbonates, but also to preservation of the moldic porosity.

In the zone saturated by the mixing of salt and fresh waters, large-scale pores and recrystallized cements are well developed. The porosity range rises in the lowermost part, where open fracture and small cavities are also present. The uppermost transition zone is marked by a higher and less variable porosity accompanied by closed fractures. The porosity can be partially or completely filled by fringing granular or drusic cements. The 61 mbf-layer contains calcite veins which could be generated from meteoric fluid inclusions in the micritic matrix. Although the mixing zone has been proposed as a likely location for dolomitization, no dolomitization is observed in the present-day hydrological system between 78 and 62 mbf. Price and Herman (1991) studied the Pleistocene limestone aquifer and showed that porosity and hydraulic conductivity were not enhanced within the transitional sequence corresponding to the present-day mixing zone.

In the freshwater saturated zone, karstic features become more abundant. The larger cavities are localized in the lowermost coral subunits. Undersaturated meteoric waters lead to the creation of solution cavities and increased moldic porosity. Bioclasts that were originally composed of aragonite (corals and molluscs) are the most affected by this dissolution. Evidence of cement suggests the precipitation of under-saturated fluid. As an example, the zone at 59-56 mbf indicates a high degree of diagenetic alteration of the recrystallized karstic coral unit. When subjected to meteoric fluid saturation, the coral structures are affected by continuous modifications of the primary cements and

porous network. The chemical aggressiveness of meteoric pore fluids leads to the dissolution of grains and precipitation of material in the near-field system. Meteoric fluids generate secondary porosity and close up the pore system by cementation (Moore, 2001). A vuggy zone corresponds to the location of the present-day water table. This zone is suitable for karst development. Price and Herman (1991) observe similar dissolution features at this interface.

Calcretes as well as dissolved and bioturbated zones mark the high degree of diagenetic alteration occurring in the upper part of the present-day vadose zone. Percolating meteoric waters, corresponding to under-saturated fluid, successively impact the karstification processes and lead to intense cementation. The 24 mbf-layer is almost completely dissolved due to its exposure to under-saturated fluid. In parallel, low-magnesian microsparitic cement is precipitated from the fluid. This cement fills dissolved molds and reduces porosity in numerous beds. The modification of porosity is associated with occlusions and extensive development of hardpans (Moore, 2001).

Figure 9 illustrates the relations between the structural evolution in the fractured and karstic zones compared with the cemented zones at the borehole scale. In this study, large pores or dissolution features at the borehole scale can indicate the presence of dolomitized rock or surface sequences and *vice versa*. In this way, we can discuss the relationships between pore features and rock structures.

As regards cementing processes, the studied carbonate complex is for the most part composed of calcite in borehole MC10. Calcite is more soluble than dolomite, which favours secondary porosity development. That is why porosity is so highly developed. Dense calcite cements could arise from lithification, affecting a thick zone of the depositional sequence, controlled by surface conditions during exposure. Dolomitized layers are characterized by porosities that are lower than or equal to the surrounding calcitic zone. In the literature, dolomitic recrystallized layers are shown to display an increased porosity due to the crystalline arrangement of the rhombohedral dolomite minerals, which creates void space between the crystals. In borehole MC10, thin-section studies reveal that the porosity of dolomitized layers is not only intergranular but also incorporates intragranular dissolution features. Wackestones originally had a porosity of 10% (Dunham, 1962). In the studied carbonate complex, dolomitization has increased the porosity in wackestones. Stable oxygen and carbon isotope analyses on cements extracted from the entire MC2 sequence allow us to recognize two distinct origins: meteoric water for calcite cements and mixed waters for dolomite cements. As explained above, we can infer the same origin for the MC10 cements.

Concerning the large-pored dissolution features, layers with vuggy macroporosity are developed in the microporous rocks. In the zone saturated by mixed waters and in the backreef - vadose part of the Campos site, fractures can be associated with the early stages of microporosity development. Fractures in the freshwater saturated zone are largely open, indicating preferential pathways.

Nevertheless, they are bordered by cemented layers. Hence, these fractures do not seem to be associated with microporosity development. In the lagoonal unit, they include the well-indurated subsurface, such as seen in broken areas or open fractures, and represent preferential pathways. Fractures act as a source for fluids and their influence on the pore structure depends on the chemical equilibrium between pore fluid and rock surface. Large-scale macroporosity appears mainly closed to the cemented levels (Vandeginste, 2009; Fig. 11A, 11E). Low-macroporosity facies correspond not only to algal mats but also dolomitized layers.

A specific indurated-dissolved system is picked out four times in hole MC10. Its upward variation in composition is summarized below. Bioturbated grainstone in the forereef sequence (Fig. 11D, 11H) or algal-coral limestones in reef sequences are capped by slightly dolomitized microbialites (Fig. 11C, 11G). These facies are overlain by reworked U-rich and dolomitized fine-grained wackestones (Fig. 11B, 11F). The occurrence of borings in the grainstone-microbialite allows us to identify it as a submarine hardground. The three overlying microbialites correspond to the final stage of a biological succession indicating a shallowing sequence. The dolomite crystals of the microbialite matrix at 61.7 mbf have undergone inter- and intracrystalline dissolution. This microbialite-karst system is noticed as a reactive zone.

In the following, we discuss the changes in porous and rock structure resulting from the hydrodynamic variations and interrelationships.

Borehole MC10 is characterized by a heterogeneous system sequence including karsts passing up into microbialites that underlie highly dolomitized fine-grained layers. Karsts could be generated by three processes: meteoric percolation, sea-level variations modifying the water table and the presence of a water mixing zone (Moore, 2001). Karsts are preferentially developed in deepening-upward sequence in response to sea-level rise deposited onto subaerial paleosurface hardgrounds-at the top of the regressive cycle. Algal mats could act as a barrier that maintains the percolated fluids in the overlying dolomitic wackestones. The widespread development of microbialites in reef sequences during the Last Deglaciation characterizes periods of environmental degradation resulting from rapid sea-level rise and abrupt climatic change (Lund, 2010). Dolomitization is often associated with karstification (Cerepi et al., 2003), thus increasing the original porosity. Large cavities are coated with varied microbial features (Lund, 2010). The geology seems to influence the localization of the water table and preferential dissolution processes.

CONCLUSIONS

The 200 μm -resolution XRCT data acquired on a 100-m long core, calibrated by analysing the XRCT density scans and laboratory measurements on a set of plug samples, allows us to determine the distribution of petrophysical properties and the porosity profile (ranging from 9 to 55%).

Combining the XRCT data with a set of 38 thin sections leads to the identification of six rock types (named S-class) according to the shape of the X-ray absorption histogram. Conversely, six depositional units are defined from their composition in terms of S-class. Furthermore, it is possible to characterize precisely four of the five unit boundaries, which are marked by a high percentage of cement in a centimetric to decametric layer overlain by fine-grained neoformed dolomite and meteoritic fluid inclusions. The different units and unit boundaries can be consistently defined from the combined set of data (XRCT, borehole logging and plug analysis).

This methodology, based on multi-scale observations, allows us to obtain a remarkably detailed description of the complex sedimentary sequences under investigation. Specifically, we show that:

1. Heterogeneity of the pore structure increases in meteoric phreatic and vadose zones. Generally, primary porosity is reduced although secondary porosity is enlarged,
2. The wackestones are dolomitized with a mixing waters signature. No dolomitization is observed in the present-day mixing waters zone characterized by external bioclastic and reefal facies. Intercalated in between coral facies, they point out maximum flooding surfaces.
3. Closed porosity is observed in karstified reefal limestones,
4. Sequence boundaries, defined by microbialite deposits, are characterized by low porosities, mainly formed by isolated vugs,
5. The geology seems to influent preferential dissolution localizations: cemented microbial layers surround large cavities, dolomitic limestones are associated with karstification.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the CNRS (French National Centre for Scientific Research) and the Languedoc-Roussillon Region (France). We wish to thank Régis Lasnel and François-André Duboin from Total-CSTJ (France) who performed the X-ray core scanning and some of the petrophysical measurements. We also thank Veerle Vandeginste, post-doc at the CEREGE (Aix-en-Provence, France) for the isotopic measurements. Dr M.S.N. Carpenter revised and corrected the English style.

REFERENCES

- Arns, C. H., Bauget, F., Ghous, A., Sakellariou, A., Senden, T. J., Sheppard, A. P., Sok, R. M., Pinczewski, W. V., Kelly, J. C. and Knackstedt, M. A., 2005. Digital core laboratory: Petrophysical analysis from 3D imaging of reservoir core fragments, *Petrophysics*, vol. 46, p. 260-277.
- Ayora, C., Cendon, D.I., Taberner, C., Pueyo, J.J., 2001. Brine-mineral reactions in evaporite basins: Implications for the composition of ancient oceans, *Geology*, vol. 29, p. 251-254.
- Basan, P. B., Lowden, B. D., Whattler, P. R., and Attard, J. J., 1997. Poresize data in petrophysics: a perspective on the measurement of pore geometry. *Developments in Petrophysics*, p. 47–67.
- Bliefnick, D. M. and Kaldi, J. G., 1996. Pore geometry: control on Reservoir Properties, Walker Creek Field, Columbia and Lafayette Countie, Arkansas. *AAPG Bulletin*, 80, p. 1027–1044.
- Carlson, W. D., 2006. Three-dimensional imaging of earth and planetary materials, *Earth and Planetary Science Letters* 249, p. 133–147.
- Christe, P., Turberg, P., Labiouse, V., Meuli, R. and Parriaux, A., 2010. An X-ray computed tomography-based index to characterize the quality of cataclastic carbonate rock samples, *Engineering geology*, vol. 117, p. 180188.
- Christe, P., 2009. Geological characterization of weak cataclastic fault rocks samples using medical X-ray computerized tomography, Thèse EPLF, n° 4316.
- Christe, P., Bernasconi, M., Vontobel, P., Turberg, P., Parriaux, A., 2007. Three-dimensional petrophysical investigations on borehole rock samples: a comparison between X-ray computed- and neutron tomography, *Acta Geotechnica* 2 (4), p. 269–279.
- Constantz, B. R., 1986. The primary surface area of corals and variations in their susceptibility to diagenesis, *Reef Diagenesis*, p. 53–76.
- Dullo, W. C., 1984. Progressive diagenetic sequence of aragonite structures: Pleistocene coral reefs and their modern counterparts on the eastern Red Sea coast, Saudi Arabia. *Palaeontographica*, vol. 54, p. 160–254.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121.
- Embry, A.F., Klovan J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, vol. 19, p. 730-781.

Esteban, M., 1979. Significance of the Upper Miocene reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 29, p. 169-188.

Ketcham, R. A., Carlson W. D., 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences, *Computers & Geosciences*, vol. 27, p. 381–400.

Knackstedt, M., Maladi, M., Arns, C., Baechle, G., Eberli, G., Weger, R., 2009. Carbonate Petrophysical Parameters Derived from 3d Images, *Search & Discovery Article*.

Jaeggi, D., 2006. Multiscalar porosity structure of a Miocene reefal carbonate complex. PhD thesis (unpublished results), Dissertation of ETH, Zurich, nb. 16519.

Lund, S., Platzman, E., Thouveny, N., Camoin, G., Corsetti, F., Berelson, W., 2010. Biological control of paleomagnetic remanence acquisition in carbonate framework rocks of the Tahiti coral reef, *Earth and Planetary Science Letters* 298, p. 14–22.

Maria-Sube, Y., 2008. Structure et hétérogénéité d'une plateforme récifale Miocène (Majorque), implication pour les intrusions d'eau salée en zone côtière, PhD thesis of the University of Montpellier (unpublished results), France.

Moore, C.H., 1989. Carbonate diagenesis and Porosity, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, p. 338.

Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs, Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology*, vol. 55, p. 185-244.

Murray, R.C., 1960. Origin of porosity in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 30, p. 59-84.

Nobes, D.C., Mienert, J. and Dirksen, G.J., 1991. Lithologic control of physical-property interrelationships, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 114.

Ogg, J.G., Camoin, G.F. and Jansa, L., 1995. Takuyo-Daisan Guyot: Depositional history of the carbonate platform from downhole logs at site 879 (Outer rim), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol.144.

Pittman, E. D., 1974. Porosity and permeability changes during diagenesis of Pleistocene corals, Barbados, West Indies. *GSA Bulletin*, vol. 85, n° 11, p. 1811-1820.

Pomar L., Esteban M., Calvet F., Baron A., 1983. La unidad arrecifal del Mioceno superior de Mallorca, El terciario de la Baleares (Mallorca- Menorca). *Guia de las excursions del X Cong. Nac. Sedimentologia* (Ed. by L. Pomar, A. Obrador, J. Fornos & A. Rodriguez- Perea), Inst. Est. Balearics and Universidad de Palma de Mallorca, vol. 256, p. 139-175.

Pomar, L., 1991. Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Miocene Reef Complex. Mallorca. Spain. *Sedimentology*, vol. 38, pp. 243-269.

Pomar, L. and Ward, W.C., 1994. Response of a late Miocene Mediterranean reef platform to high-frequency eustasy. *Geology*, vol. 2, pp. 243-269.

Pomar L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeo*, 175, p. 249-272.

Price, R. M. and Herman, J. S., 1991. Geochemical investigation of salt-water intrusion into a coastal carbonate aquifer: Mallorca, Spain, *Geological Society of America*, vol. 103, p. 1270 - 1279.

Reuter, M., Brachert, T. C. and Kroeger, K. F., 2005. Diagenesis of growth bands in fossil scleractinian corals: identification and modes of preservation, *Facies*, vol. 51, p. 155-168.

Runnels, D.D., 1969. Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 39, p. 1188-1201.

Rezaeia, M., Sanz, E., Raeisi, E., Ayora, C., Vazquez-Sune, E. and Carrera, J., 2005. Reactive transport modeling of calcite dissolution in the fresh-salt water mixing zone, *Journal of Hydrology*, vol. 311, p. 282-298.

Sanz, E., Ayora, C. and Carrera, J., 2011. Calcite dissolution by mixing waters: geochemical modeling and flow-through experiments, *Geologica Acta*, vol. 9, p. 67 - 77.

Serra, J., 1982. Image analysis and mathematical morphology. Academic press, London, 1, 434-463.

Timur, 1987. Acoustic logging. *Petroleum production handbook*, SPE.

Verwer, K., Braaksma, H. and Kenter, J. A. M., 2008. Acoustic properties of carbonates: Effects of rock texture and implications for fluid substitution, *Geophysics*, vol. 73, n°2.

Verwer, K., Eberli, G.P. and Weger, R.J., 2011. Effect of pore structure on electrical resistivity in carbonates, *AAPG Bulletin*, vol. 95, n°2, p. 175-190.

4.3 Porosité karstique et vacuolaire par analyse d'image de paroi de puits

A l'échelle du puits, l'analyse de la macrostructure est réalisée grâce aux images de paroi de puits. Dans cette étude, l'image est d'abord nettoyée, filtrée puis segmentée en zones poreuses et matricielles par une méthode d'analyse de l'image basée sur la binarisation (*threshold*). La résolution étant de 2 mm, les vacuoles, les cavités, les fractures et les karsts sont principalement identifiés. En vue de sa qualité, l'image acoustique en temps aller-retour est privilégiée. Cependant, elle ne permet pas d'analyser la zone vadose.

Les résultats montrent de fortes teneurs en macroporosité dans plusieurs niveaux, qui ne peuvent être investigués autrement que par les mesures en forages. Trois types de zones se distinguent à l'échelle centimétrique: (1) zone sans macroporosité vacuolaire, (2) zone vacuolaire, et (3) zone karstifiée. La taille et la fréquence des espaces poreux dans chaque zone sont quantifiées et comparées aux textures des carbonates. Cette analyse montre des correspondances entre la texture et le développement de la macroporosité des roches carbonatées, spécifiquement dans les unités à grains fins et de construction corallienne. La comparaison des résultats avec les descriptions sur carottes et des mesures pétrophysiques marque l'intérêt du traitement pour caractériser les zones fortement dissoutes. L'imagerie de paroi de puits apporte un regard détaillé sur les macrostructures ne pouvant être échantillonnées et pourtant qui affectent le réservoir à grande échelle.

Les parois de cinq puits du site de Campos ont été les supports de cette analyse des grandes structures. Leurs profils de porosité résultants montrent une homogénéité générale avec des successions de structures planaires présentant les mêmes caractéristiques poreuses. Des interrelations apparaissent avec les profils de concentration en uranium : les niveaux riches en uranium ne présentent aucune structure poreuse mais sont homogènes et indurés. De plus, ils sont généralement proches d'un niveau poreux très développé, de type fracture ou cavité.

Quantitative characterization of heterogeneities in a reefal carbonate reservoir from borehole wall images: sedimentological and petrophysical implications.

V. HEBERT ^a, P.A. PEZARD ^a, S. GAUTIER ^a, B. CELERIER ^a, Y. MARIA-SUBE ^a.

^a Geosciences Montpellier, UMR5243 CNRS, University of Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France. (vanessa.hebert@gm.univ-montp2.fr).

A soumettre à : Journal of Applied Geophysics

ABSTRACT

Porosity, commonly derived from cores and log, is one of the key petrophysical parameters in reservoir evaluation. In carbonates, this approach is often proven to be unsatisfactory due to reservoir heterogeneities at different scales. A new method for the identification and quantification of mesoscale porosity from vugs, fractures and small karsts is presented here. Three types of borehole wall images recorded in each of the holes are used for the analysis: acoustic amplitude and travel-time images, as well as optical images. New analytical developments lead to the downhole description of vugs distribution and geometry summarized into a continuous profile of structural heterogeneities along the hole. For the extraction of petrophysical parameters, the emphasis is placed in this paper on the analysis of travel-time images, less sensitive to textural characteristics of the rock from the Campos experimental site (Mallorca, Spain) drilled into highly heterogeneous Miocene carbonates. The results of the analysis conducted in 5 nearby holes drilled within a few meters from each others are compared to core measurements and a complete set of geophysical logs in each hole.

A high resolution description of vuggy lithotypes, facies with well-developed vuggy porosity due to enhanced dissolution phenomena is obtained. A direct correlation is established between derived mesoscale porosity and the geological framework. An anti-correlation is also found between derived mesoscale porosity profiles and downhole uranium records. Layers without vuggy porosity appear to be linked to fine-grained carbonate textures containing a high Uranium concentration due to the

presence of bioconstructions and deposits in the rock. Pervasive dolomitization, only found sparsely at Campos, is characterized by low derived porosity value. This mm-scale quantitative and descriptive method proves to be an efficient means to identify and map rock structures, heterogeneities and to better understand the relationship between the diverse pore types of heterogeneous carbonate reservoir.

INTRODUCTION

Fluid flows in sedimentary reservoirs are highly influenced by geological and petrophysical structures. In particular, heterogeneities and anisotropy in porous media (such as karsts, vugs or fractures) control fluid transport and dispersion, as often observed in the case of salt water intrusion in coastal reservoirs. These reservoirs are commonly constituted with carbonate rocks which contain a variety of pore types that can differ in size over several orders of magnitude.

This paper presents an interpretative methodology of borehole wall images analysis, in order to describe vertical trends in aquifer and reservoir structures from petrophysical parameters. The study focuses on borehole geophysical measurements and images, and core scans analyzed in order to quantify heterogeneities in physical properties (Cunningham, 2004). This new method leads to the quantitative analysis and description of multiscale heterogeneities (from mm to 100 m) in reefal carbonate porous media. This integrated approach allows to obtain reliable porosity profiles from borehole geophysical images of the reservoir, thus it is possible to model the mesoscale structure, the main source of heterogeneities.

The Campos experimental site (in the south-east part of the Mallorca Island, Spain) is studied here to illustrate the method. The main reservoir at Campos consists of prograded platform carbonates in which multiple diagenetic events created and modified the porosity structure to generate complex porosity/permeability relationships (Maria-Sube, 2008). Because of the widespread presence of vuggy and karstic porosity, the approach based on mm-scale borehole wall images is found to be suitable to derive reliable porosity profiles. Borehole data and images collected in 5 nearby holes, mean lateral distance around 2 m, provide a database to describe heterogeneities at reservoir scale. In addition, more than 300 m of core extracted from three holes were studied to ascertain the validity of the computed porosity from geophysical profiles. Even within a small distance of spacing between holes, the reefal carbonates show substantial lateral and vertical changes in structure, in terms of value and distribution of porosity.

Multiscalar study

The physical properties of sedimentary rocks strongly depend on the geometrical analysis of the pore structure and provide valuable information for the formation evaluation. In a karstic carbonate context, pores form a very complicated three-dimensional network of channels of widely varying size, shape and orientation. The pore geometry structure can be observed on plane sections from borehole wall images. For carbonate rocks, the meso-scale pore network appears on these images and provides a comprehensive geometrical investigation of the pore distribution. The borehole wall images offer also a possibility to fill the lack of information in the case of non continuous core recovery. For example, vugs and karst are directly characterized to lead to a detailed hydraulic model of the reservoir.

Several image analysis methods have been developed for core scans from thin section (Anselmetti et al., 1998). Such methods are however less numerous for detailed borehole wall images analyses, made available only in the past 10 to 15 years (Deltombe and Schepers, 2001). So, a morphometric image analysis procedure is necessary to study the images and to extract statistical data at a lower spatial frequency on pore geometry and topology in order to determine the size, shape, pore arrangement and, therefore, the macro- and mesoscale pore network.

In order to describe the multiscalar porosity structure of a reefal reservoir, the objective of this study is consequently threefold. First, borehole wall image is used to take out the macro-porosity and formation texture from adequate image analysis. Second, geometrical parameters (shape factor, pore size distribution ...) are extracted to determine associated parameters like anisotropy. Finally, these results are compared to core petrophysical measurements, borehole geophysical measurements and sedimentological descriptions to illustrate how structure and dynamics in such a heterogeneous reservoir can be inter-related.

GEOLOGICAL SETTING***Miocene reef carbonated platform: the Lluçmajor platform***

The Mallorca island is part of the Balearic archipelago. With a trapezoidal shape, the island of Mallorca is formed by a series of morphostructural units corresponding physically to highlands and plains (Fig. 1A). The lower zones, Campos basin and Palma - Sa Pobla basins, are the result of the action of normal listric faults, with km-scale displacements shifting of kilometers, at Middle Miocene age and with an NE-SW orientation (Ardila, 2000). Lithostratigraphically, the island of Mallorca is composed of various geomorphological units dating from the Mesozoic up to the Pleistocene. It is flanked to the NW and SE by highlands oriented NE-SW.

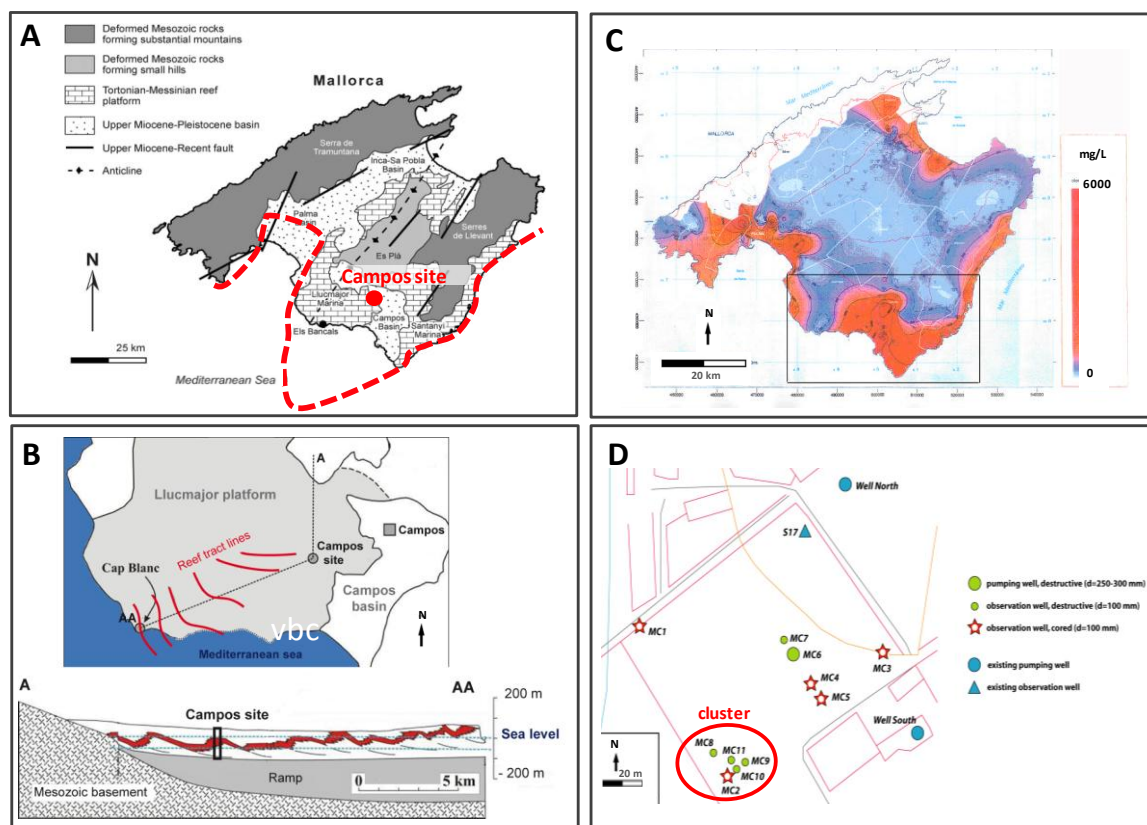


Fig. 1. Maps presenting the studied site. (A) Mallorca island morphostructural and chronostratigraphic units map (Arango, 2006), with Campos experimental site location; the boundary of the Miocene progradating Lluçmajor platform is drawn in dashed red line. (B) Map and cross-section of the Lluçmajor platform prograded tracks (simplified from Jaeggi, 2006). (C) Isochloride map at 60 m depth (Balearic Islands Government) showing the carbonate platform sensibility to saline intrusion. (D) Campos experimental field site presenting 14 wells with different spacing and the five wells cluster (located by red circle).

The Upper Miocene rocks of the Balearic archipelago are commonly flat-lying limestones and dolostones, with only slight tilting and flexure, probably caused by normal and strike slip faulting in the Late Neogene to Middle Pleistocene. They are composed of three third-order depositional sequences (Pomar and Ward, 1996) with sigmoidal bedding, punctuated by erosion surfaces (submarine and subaerial). The lower sequence, attributed to the Early Tortonian, corresponds to a carbonate ramp with extensive rhodalgal lithofacies and no coral reefs. The middle sequence, attributed to the Late Tortonian-Early Messinian, corresponds to well-developed progradational reefal platforms, including the Lluçmajor Platform reef complex. The upper sequence, assigned to the Messinian, consists of a variety of lithologies including oolites and paleosoils. Carbonate deposition with a series of limestone and reef accretion have been controlled by the response of the system to changing sea level.

The Lluçmajor platform constitutes the most extensive progradation of Late Miocene carbonate platform (Fig. 1B). These carbonate build-ups consisted in shelf margin tracts of coral reefs with fore-reef slopes and back-reef lagoons. Progradation of these reef systems produce a somewhat simple vertical sequence of lithofacies. The open shelf (shallow-basin) lithofacies is overlaid by fore-reef-slope. The reef front lies over this unit and the lagoon lithofacies is the top of the sequence. Complexities on the stratigraphic patterns and facies architecture of these reefal platforms are interpreted as a result of changes of carbonate production and accommodation related to high-frequency sea-level fluctuations (Pomar, 2001).

Hydrogeological context and saline intrusion rational

The Lluçmajor platform is a freshwater reservoir. At Campos site, actual water table is around 37 mbgl (meters below ground level) for the nearest level, so 1.3 masl (meters above sea level). The water table presents a variation of half a meter according to the seasons. The platform is penetrated by an extensive salt water intrusion (Fig. 1C). At Campos, located 6 km inland, the saline interface is observed at 80 mbgl in the slope unit, so 41.7 mbsl (meters below sea level). A 20 m high transition zone, mixing of the two waters, generates an increase in salinity from 21.7 to 41.7 mbsl; it is illustrated by fluid conductivity increase (Co track in Fig. 2L). The agricultural mismanagement increases the progradation of the salt water into the fresh water reservoir and its elevation to the surface. The quality of the ground water is thereby affected by an ongoing salinization.

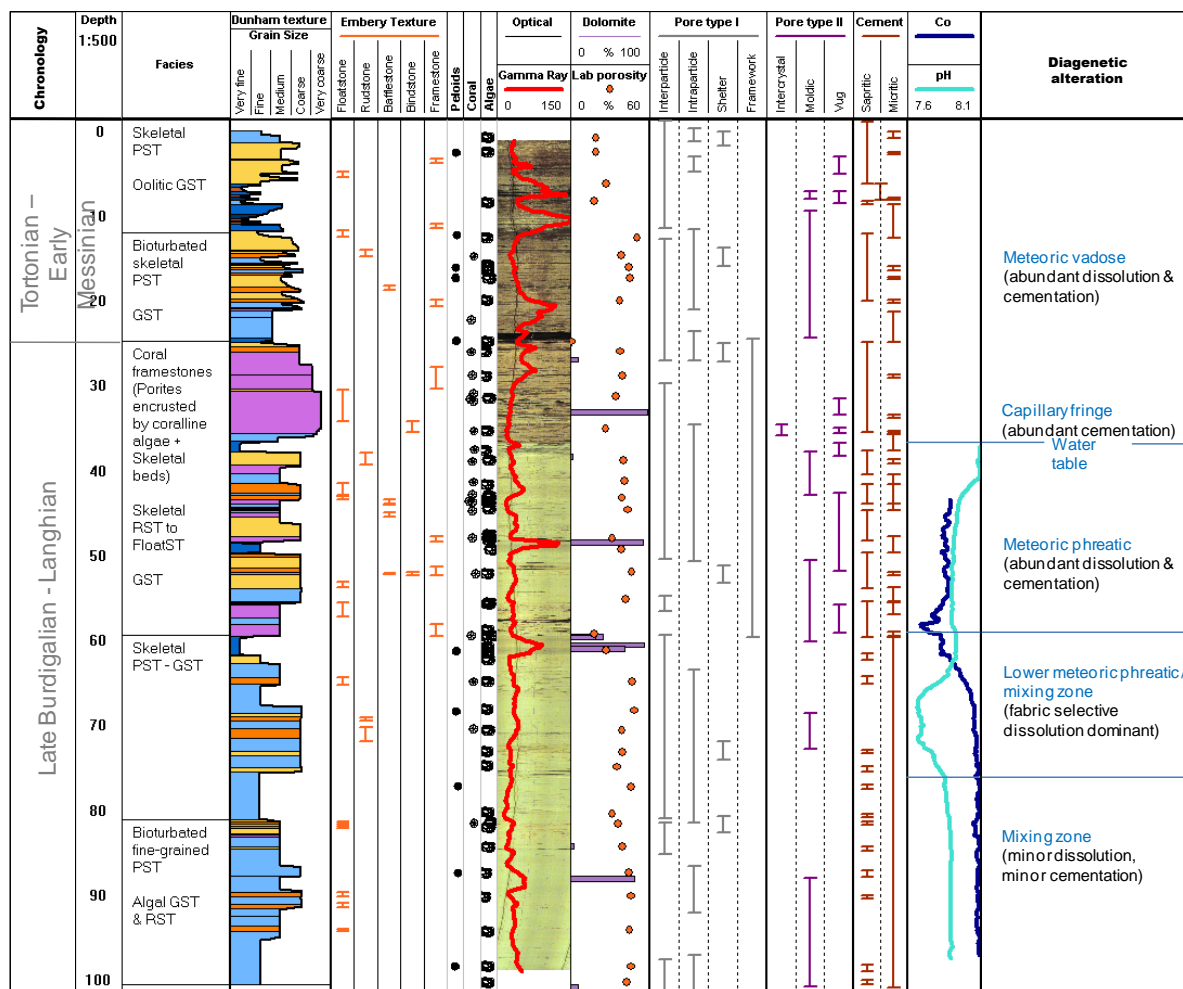


Fig. 2. Graphical summary of downhole geophysical measurements (Spectral Gamma Ray, C_o from resistivity laterolog (S/m)) and borehole wall optical image realized in hole MC10. Results from plug petrophysical measurements are added: lab porosity and dolomite proportion. Facies and formation texture are deduced from core description and thin section analysis according to the Dunham's carbonate classification (Dunham, 1962). Cements and pore types with primary (I) and secondary (II) origins are defined by thin sections observations (Optical and MEB).

EXPERIMENTAL SITE

Campos drillsite

The experimental site used is located in a karstic carbonate context and located 6 km off the coastline, to the south of Campos city. It penetrates the Miocene Lluçmajor reefal carbonate platform. The geological structure presents lagoonal structures at the top, karstified reefal constructions in the middle and slope deposits at the base. The reefal structure is locally and sparsely dolomitized (Fig. 2).

Multiscale heterogeneities often bounded to the lateral and vertical platform facies variations. Presence of fresh to salt water interface increases the heterogeneous character through diagenetic processes. Miocene reefal limestones at this site are characterized by high porosity and permeability values (Jaeggi, 2006; Maria-Sube, 2008; Vandeginste, 2009).

The set of 100 m-deep holes drilled at Campos reveals the structure of reefal deposits (Fig. 1D). Among a total of 14 holes, seven were entirely cored to offer a large geological and petrophysical database from downhole measurements and images which are used as a basis for the present study. There was no mud invasion into rock pores and cavities during drilling as fresh water was used exclusively as drilling fluid. The experimental site is now an in-situ laboratory for reefal carbonate reservoirs at m- to 100 m-scale, with extensive geological, geophysical, petrophysical, geochemical and hydrological studies from downhole and with detailed core petrophysical analyses. This site provides thus a unique laboratory to study the heterogeneities of carbonate rocks, saltwater intrusion processes and to develop new downhole investigation methods.

Downhole geophysical measurements and images

This study focuses on the combined analysis of borehole geophysical measurements and images. In particular, optical and acoustic Borehole Wall Images (BWI) offer a continuous insight into macroscale porosity such as megapores and karstic channels from mm to 100 m scale. Due to an improved resolution in standard geophysical profiles in boreholes, mm- to cm-scale borehole wall imaging tools are increasingly used in a wide range of logging applications. Detailed data can be extracted from acoustic imaging with travel-time and amplitude images, or from a combined processing of both images (Deltombe and Schepers, 2001). New image analysis methods are developed in this paper to better characterize heterogeneities in terms of size distribution, aspect ratio and porosity. More standard dm-scale measurements are obtained in each hole from the deployment of electrical, acoustic, spectral gamma and borehole fluid sensors (such as the Idronaut for fluid conductivity C_w) in the latter case, yielding a detailed view of the saline wedge (Fig. 2).

Core analyses

The cores were studied from a sedimentological and petrophysical point of view (Jaeggi, 2006; Maria-Sube, 2008). The set of 100 m-deep boreholes reveals a simplified facies succession of bioturbated fine grained packstones and algal grainstones-rudstone (81-101 mbgl; Fig. 2D), skeletal packstones – grainstones (59 - 81 mbgl), coral-rich zone (boundstones, coral floatstones, rudstones), grainstones and skeletal rustones (25 - 59 mbgl), skeletal packstones - grainstones (12-25 mbgl) and

ooidal grainstones - foraminiferal grainstones (0-12 mbgl). Globally, the grain size is medium to coarse.

Detailed geological and diagenetic informations are brought by thin section analysis about the fauna and characteristic cements. From surface to 25 mbgl, facies are characterized by ooidal grainstone at the top, then skeletal packstone-grainstone with many benthic foraminifers and few bivalves, echinoderms, gastropods, algal fragments and pelloids below. Diagenesis produces micritic envelopes, syntaxial and some bladed cement, mainly moldic and vuggy porosity, few intra- and intergranular porosity, little microsparitization and fine cement.

Between 25 and 38 mbgl, coral bioconstructions is the most important framework with framestones and bindstones (classified under boundstone texture). From 38 to 61.5 mbgl, skeletal packstone - grainstone are dominant and alternating with coral boundstone, floatstone and algal rudstone (especially at 42-48 mbgl and 55-57 mbgl; Fig. 2C-D-E). For the fauna, *Porites* (coral), benthic foraminifers, echinoids, algal fragments, pelloids, bivalves and gastropods are present. Coral fragments are predominantly massive forms with bored surfaces and crusts of coralline algae. They suggest derivation in depositional setting from quiet to relatively deep (15-30 m) water. A wakestone facies limits this unit with the following, with muddy containing cemented fracture and rhodolith. From 61.5 to 100 mbgl, skeletal packstone-grainstone are dominant with important moldic porosity (many dissolved clasts), some algal fragments or pelloids and a few benthic foraminifers, echinoderm, bivalve fragments and exceptionally a gastropod. Some finer layers of floatstones and rudstones appear. This last unit is divided in two parts by a large bioturbated rudstone alternating with grainstone at 81 mbgl.

In this hole, porosity is high due to shells dissolutions and creation of vugs and caves due to karst action. The stratigraphic complexity and distribution of primary porosity are the results of a sea-level-driven hierarchical stacking of different magnitudes of accretional units (Pomar, 2001). Thin sections observation reveals secondary porosity produced mainly by early dolomitization and dissolution of aragonitic constituents (Fig. 2I-J and Fig. 3). At microscale, moldic porosity is the predominant porosity type, and its heterogeneous distribution is related to the lateral and vertical distribution of lithofacies.

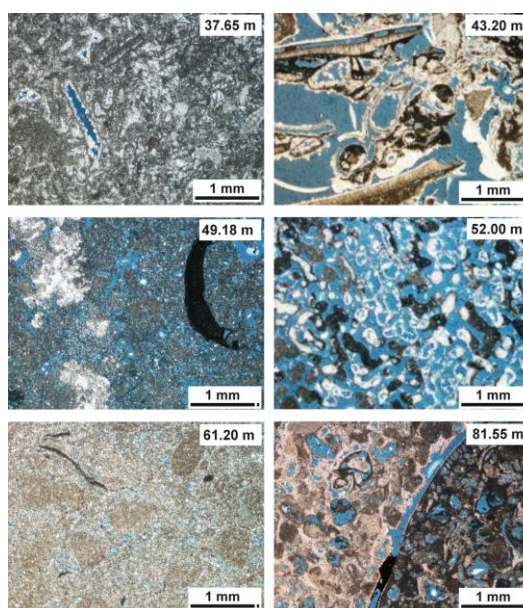


Fig. 3. Thin section photomicrographs illustrating three selected facies associated to indurate levels (left column) and three coral and bioclastic facies (right column), from MC10. Porosity is filled by blue-dyed epoxy.

MATERIAL AND METHODS

Porosity of carbonate rocks

The porous media is generally considered as twofold: one called the “void space” occupied by one or several fluids (fluid such as water and/or gas) and the solid phase composed of the matrix and cements. The first one can be characterized by void geometry and topology as size, shape and interconnection. In carbonate rock, the porosity is particularly multi-modal and the different modes result both from the porous media primary texture and the diagenetic imprint in relation to fluid-rock interactions over time. Different modes of porosity depend mainly on the size scale of their boundaries. For this study, a special care is given to delimitate the different porosity types as a function of pore sizes, according to structure element sizes. Microporosity is defined in our study as containing pore with a diameter smaller than 10 μm , while mesoporosity corresponds to features with pore diameter between 10 μm and 62 μm , macroporosity standing for pore radius higher than 62 μm . While macroporosity can equate to large vugs and cavities, macro molds, vugs, fractures and “cracks”, the non-fabric selective porosity (Choquette and Pray, 1970). Vugs or vuggy porosity are pore spaces larger than the particles of rock and commonly present as leached particles, fractures and large irregular cavities (Hackert and Parra, 2003).

The fractures are generated mainly during active tectonic periods but also by alteration of carbonate minerals and by the opening of the pore space. Microporosity corresponding to the intra-intergrain porosity is often of primary origin and of moldic porosity (from micro-bioelement dissolution; Fig. 3A-B-F). Microporosity occurs as four major types: (1) microporous grains, (2) microporous matrix, (3) microporous fibrous to bladed cements, and (4) microporous equant cements (Cantrell and Hagerty, 1999). Cantrell et al. indicate that variations in microporosity abundance and type appear to be controlled by depositional texture, grain mineralogy and grain microstructure.

In water reservoir and carbonate rock environments, many diagenetic phenomena regularly appear at the interface between voids and minerals, and the pore space topology is regularly modified from fluid flows through the rock. Microporosity in carbonates is diagenetically formed via three mechanisms: (1) leaching and incomplete reprecipitation of metastable carbonate, (2) crystal growth contact inhibition, and (3) (locally) endolithic borings of grains (Cantrell and Hagerty, 1999).

Borehole wall images (BWI)

Slimline borehole imaging tools act as a 360° scanner of the borehole wall surface. At Campos, slimline downhole sensors designed by ALT (Luxembourg) were deployed. For the optical borehole image tool (OBI40), the resolution of optical images is that of the CCD camera combined to the diameter of the hole, resulting for example in a mm-scale resolution at optimal angular scrutiny (720 images/revolution) and 23 cm diameter hole. Accordingly, a maximum resolution of 0.3 mm is obtained in a 75 mm diameter hole. The OBI40 can be used either in empty holes or in those filled with clear water.

Acoustic images are less precise in terms of spatial resolution and depend on the footprint of the acoustic beam onto the borehole surface. The acoustic borehole imager (ABI40) of ALT is designed to produce 3 mm diameter footprint in a 75 mm diameter hole. It is limited for deployment to water-filled boreholes. As for the OBI40, the orientation of the resulting “virtual rock wall” is derived from a set of orthogonal magnetometers and accelerometers, providing values within one degree for hole inclination and azimuth. The acoustic imager uses a 500 kHz ultrasonic pulse-echo to create two images of the borehole surface: transit time and amplitude of the reflected acoustic signal are recorded for each individual reflection onto the wall to gradually build a 2D image. The amplitude image provides a direct measurement of the acoustic impedance of the borehole wall, hence of rock physical properties (Schepers, 1996). Based on the measurement of time of the reflected signal, the travel-time image acts as a very precise borehole caliper, revealing details about the borehole shape.

These high resolution, continuous and 360° images allow to identify facies beds, shale layers, cavities, karsts, vugs and fractures. The azimuthal orientation of images in the hole provides a direct

description of azimuthal changes in rock structure and properties, for acoustic amplitude images in the case of anisotropic formations such as those often found in carbonates. Due to their respective spatial resolution, optical and acoustic borehole wall images provide a view of rock structures which can be related directly to macroscale porosity which pore size is superior to 2 mm (two pixels size).

The original image from the downhole sensor is a raster image composed with square or rectangular pixels. Each point of the image is associated with a color level corresponding to the measured data. The image acquisition is like a continuous line scan. The optical image is displayed in the left image track in real colormap: variations indicate different rock types. We see a clear maximum (white) and minimum (black) through orange color panel in the acoustic amplitude image, relative to the rock hardness. For the travel-time, the image is displayed in grayscale: dark nuance for long distance, like void space and light nuance for small distance, like rock phase.

Borehole wall images limitations

ABI40 and OBI40 slimline tools are 40-mm in diameter to accommodate small diameter boreholes, but may cause decentralization of the tool in large ones. The amount of decentralization and orientation may change with depth in a given hole. The method used for borehole wall images is based on the work first presented by Cunningham (2003). This effect can be corrected with software packages like Wellcad (used in this study). In order to remove potential eccentricity, a moving average calculated around the circumference of the borehole and expressed as the background is identified as a baseline from which to identify a local threshold. Optical images are obtained in both vadose and saturated zones. In saturated zone however, optical image colors are somewhat attenuated by the fluid. To the contrary, acoustic image can be recorded only in fluid saturated medium. So, the first 37 meters are not logged because the borehole is air-filled in the vadose zone. In addition, from a certain distance called the focal depth (2 inches), the beam width and amplitude stay more or less constant. Optimum resolution and quantitative exploitable results are achieved if the reflection interface (borehole wall) is within the focal depth. High amplitudes can result from reflection pulses at rock-fluid interface due to important difference of amplitude between the rock and pores. So the cave zones could be affected by an apparent increase of reflectivity. A calibration is then necessary.

Travel-time image are less sensitive to noise but some features cannot be detected. Amplitude image displays all the vugs but it is noisier than the travel time one. Shale parts are represented by dark features on it, which could be referred to pore. A ponderation-normalization between these two images is used to reduce noise and keep all vuggy information.

Image filtering

Once tool eccentricity is accounted for, the next step of the image analysis procedure is to reduce the noise which might arise from drilling or coring phases, and to remove geometrical artifacts along the borehole wall like drilling traces which have to be removed. Qualitative image analysis issues might also arise from the data acquisition procedure (tool speed, horizontal resolution and borehole diameter) which can create irregular contrast generated, for example, by unbalanced luminescence. For Campos BWI, drilling and coring effects are minimized using a median filter. In order to improve contrast, image grey-level histogram is linearly modified in order to stretch it along the full spectrum (from 0 to a maximum of 255 gray levels). Then, specific morphological filtering allows to reveal the main patterns of the image (Fig. 4).

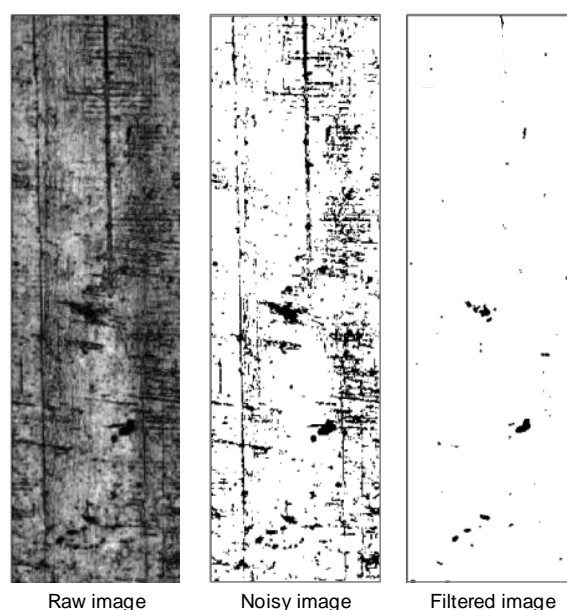


Fig. 4. Implementation of different image treatments to reduce noise, to delete drilling and tool eccentricity damages on borehole wall images through Wellcad and ImageJ software corrections, example on MC2 amplitude image (area from 91.5 to 92.5 m).

Borehole wall images processing

The quantitative image analysis procedure, developed in this paper, is employed for investigating the pore structure of carbonate rocks from Campos. The image analysis procedure has been developed using the ImageJ software in order to characterize the structure of heterogeneities. The main steps of the procedure are: 2D image acquisition, image filtering (Fig. 4), image processing by threshold, calibration, and finally 2D image parameters results from analysis in terms of total porosity, pore distribution and shape. As a consequence, this complete procedure provides a powerful method to identify and study vuggy porosity and large-scale heterogeneities, such as karstic channels and megapores.

The main issue in this method is that of adjustment of threshold values (gray level) for automatic assignment of the pixel to a pore or a matrix phase. The detection is simply done by the choice of an adequate threshold (A_0) and the obtained binary image is a dual pore-matrix system, with pores appearing in black and grain matrix in white. An automation of A_0 is possible according to the distribution of image values and the slope-break of the histogram indicates A_0 (Jaeggi, 2006).

Due to the difference in amplitude values between rock and vugs, vugs are then easily detected by a threshold in grayscale. The threshold transforms a gray-level image into a binary black and white image (Fig. 5A). The orientation of the pore network with respect to north, continuity relationship of neighborhood particles and orientation of the distribution trends are then studied using different ImageJ modules which extract geometrical parameters from each of the identified voids (Fig. 5B): area, perimeter, circularity, ellipsoidal axes can be computed. Only then, petrophysical parameters might be deduced from previously measured ones: porosity, pore radius r , and shape factor k_F . In the case of this study, the most important parameter to study the hydrodynamic behavior of the rock is the porosity Φ . This parameter is determined from the sum of the pore area per total area of borehole wall image and a percentage of macroporosity is computed (Serra, 1982). A porosity log is then extracted versus depth. The performance and the usefulness of image tools depend highly on their azimuthal resolutions. Once the pore size distribution analyzed from BWI analysis, a pore size histogram provides information about distribution of rock pore types and storage capacity. In term of geometrical macroporosity interval for this dataset, the smallest vug area detected is 0.1 mm^2 due to the vertical (1 mm in our case) and horizontal image resolutions.

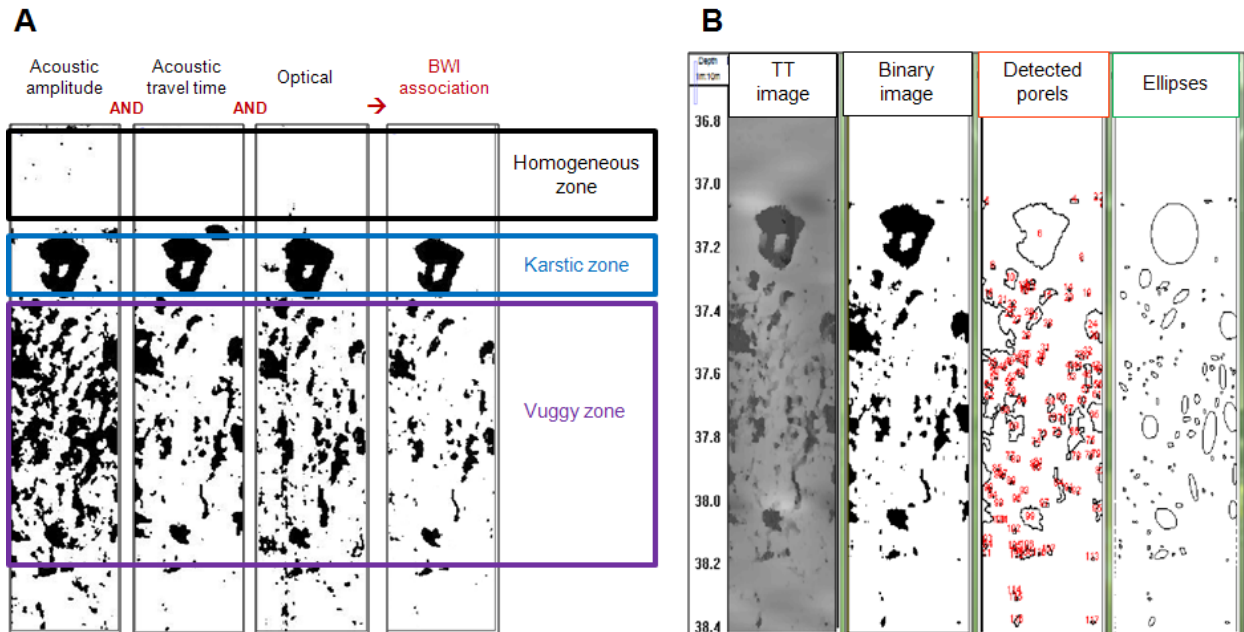


Fig. 5. Pore features identification and quantification. (A) Example revealing the image porosity (black features) extracted from the three MC2 BWI analysis and their common pore network ("BWI

association”) in the MC2 saturated zone (36.8 - 38.4 m). Three main macropore types detected on the binarised images are illustrated. (B) Image treatment to extract geometrical parameters from each pore feature detected then pore orientation tendency from characteristic ellipse simplification.

Not only the amount of porosity, but also the pore geometry influences the physical properties of carbonates (Anselmetti et al., 1998; Ehrlich, 1991; Lucia et al., 1994; Lucia, 1999).

Image calibration

Due to the high range of heterogeneities in carbonate reservoirs, low and high porosity calibrations are needed to quantify noise. This calibration was performed using two extreme types of zones in terms of macroscale porosity: the first one with close to nil macroporosity (zones located between 85 and 100 mbgl), and the second one with high macroscale porosity (56–59 mbgl, with meter scale karstic objects) for, respectively, macroscale porosity boundaries at 0% and 100%.

For macroporosity zones, the mechanical caliper validates the presence of karsts and fractures by very high values compared to the average diameter of the hole over the entire drilled section. The calibrated values are determined from the comparison of borehole wall images and core photographs (Pezard and Gaillot, 2004). Borehole wall images can be presented in a 3D cylindrical view similar to a core. Consequently, it is possible to display and compare them directly on screen with associated real core images acquired by optical core scanner (Deltombe and Schepers, 1999). The parameters derived from core section scans can also capture 2D pore sizes.

The travel-time image (TT) is the only one using for porosity process due to its better correlation with core porosity (Fig. 6). The porosity values obtained from TT (Φ_{image}) and cores (Φ_{core2D}) are correlated in a linear fashion: $\Phi_{\text{TT image}} \sim 0.9 \Phi_{\text{core2D}}$. While lower correlations values are obtained for other downhole images, several reasons can explain these discrepancies. First of all, cores are preferentially extracted from homogeneous intervals leading to a bias toward less heterogeneous values. Also, the high degree of heterogeneity added to the difference in diameter between core and hole diameters, and representative 2D areas (with core area of 11 cm² while BWI image an area of 31 cm²) explains that $\Phi_{\text{TT image}}$ might be locally superior or inferior to Φ_{core2D} (Fig. 6).

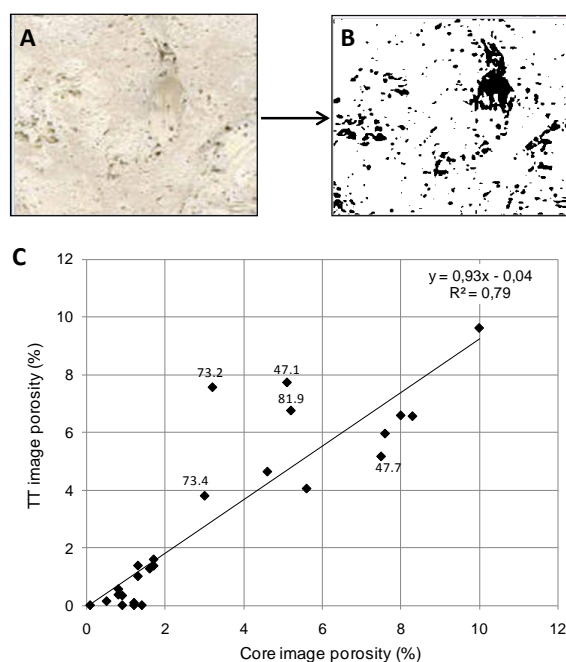


Fig. 6. (A) Photographs of MC2 sliced core, flat face at 41.60 m depth (Maria-Sube, 2008). (B) Scanned and binarised photographs of the MC2 sliced core: illustration of the core porosity estimated from core 2D image analysis. (C) Macroscale calibration of the travel time image porosity from 25 core porosities along the MC10 well. A good relationship (TT image porosity \sim 0.9 core image porosity) appears for a large set of points.

The calibration zones located at 47.1 and 47.7 mbgl depth corresponds to a coral unit with large vugs due to coral dissolution and fractures intercalated with high indurate matrix: porosity is highly-developed. At 73.2, 73.4 and 81.9 mbgl, diaclasses and bioclastic grainstone where the dissolution is complete lead to similar difficulties.

RESULTS

BWI porosity quantification and heterogeneities

All borehole wall images provide structure information. Even though somewhat different objects might be identified from the three types of images, they are related to each other. The three BWI (optical image, acoustic amplitude and travel-time images) are complementary to extract heterogeneity data. A cross calibration of optical and acoustic images is thereby necessary to obtain coherent macroporosity results. To obtain stable results in terms of porosity, the presence of a mesopore is validated when the object is identified from a minimum of two images.

The travel-time image is however found to be the most representative of calibrated macroporosity “BWI porosity”. First, travel-time is the less noisy image with a small signal diffraction effect on void features. The amplitude and optical profiles are more contrasted due to rock texture influence, while the texture does not seem to affect the travel-time profile. So, extraction of the pore system is mainly done from travel-time image.

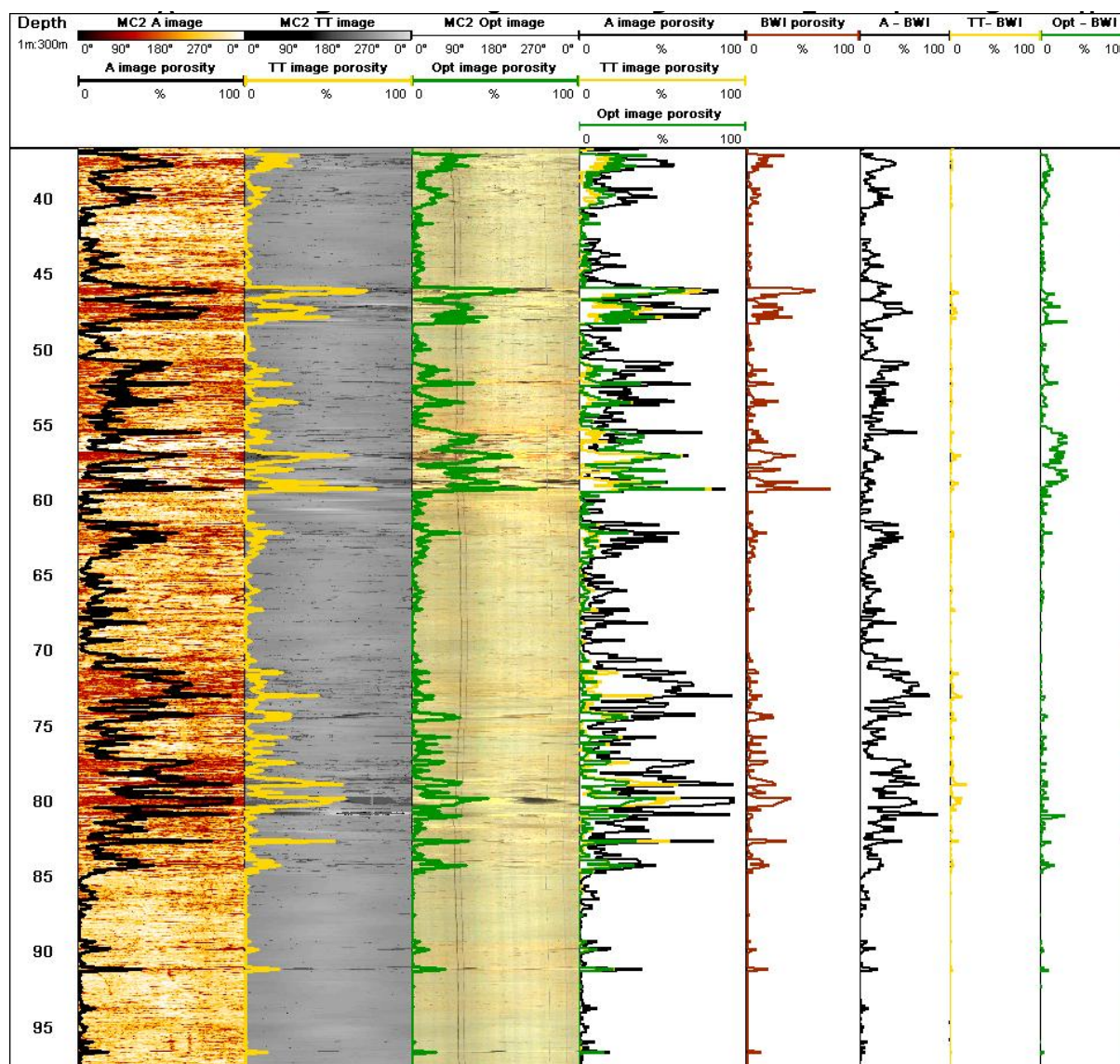


Fig. 7. Borehole Wall Images (BWI) of the MC2 saturated zone (36.8 to 95 m) with associated image porosity profiles (the three first tracks on left: amplitude A (black line), travel-time TT (yellow line) and optical Opt (green line) image porosity profiles. The fourth track puts in comparison the three BWI macroporosity profiles. The fifth track contains the macroporosity value common at the three images (brown line), estimated from the BWI association image (see on Fig. 5). The three last illustrate the porosity value differences between each image porosity profile and the common one called “BWI porosity” (colored line corresponding to the image type one).

The millimeter-scale resolution and continuous measurement of BWI allow to obtain three types of heterogeneities: fracture and karstic intervals identification (enlarged fractures, caves and karsts), macroporosity (moldic and vuggy) and poor micro-porosity levels appearing as homogeneous area (Fig. 5).

From the figure 7, macroporosity values computed from BWI vary in general between 0 and 80 %, and up to 100 % in rare cases such as for opened fractures. A homogeneous interval without macroporosity is found in the distal talus located in the lower part of reef complex (from 85 to 100 mbgl) with rare occurrence of macropores (at 91 and 96 mbgl). Other homogeneous intervals are present higher up in the structure, from 40.5 to 45 mbgl and also from 65 to 72 mbgl. These two intervals show a patchy behavior of the pore amount, which is typical for coral units. The rest of coral unit is that of intense dissolution/recrystallisation processes characterized by rapid changes in vuggy porosity, with an average value of 25 %. Higher meso-scale porosity values correspond to karstic zones or opened fractures.

Physical parameter quantification

In the following, the mesoscale porosity extraction results are restricted to travel-time images. Individual parameters are induced versus depth: surface area from which porosity is deduced, shape ratio and orientation. For the macroporosity, the most numerous feature area is between 0.1 and 5 cm².

About topology information, connectivity is estimated from connection degree of vugs deduced from pixel segmentation. The watershed segmentation technique is used to isolate the pores which might be close to each other, creating a pair of feature named "poxels", to evaluate connectivity. Different connectivity ratios define the pore network of the wells cluster: 11% for MC2 vugs, 19% for MC10 and 23% for MC11. These ratios represent the enlargement of the pore network generated from fluid-rock interactions in the past.

The shape factor (SF) analysis, shape of the particle independent of its size, provides values between 1 and 6 (dimensionless), assimilated respectively to rounded pore and very elongated void features. More than the half of the pores (55%) presents moderate shape factor ($SF < 2$). One third of pores is characterized by low SF and so rounded shape. Rock formations in coral units exhibit the most important amount of highest shape factor values, lying within a wide range: 10 % of pores are very elongated and 2% platy. These last features correspond to open fractures and large cavities.

One of the main points in this study is the comparison of pore sizes obtained from macroporosity profiles " Φ_{image} " extracted from BWI and effective porosity " Φ_t " from lab petrophysical measurements on core plugs. Travel-time image logs in saturated part of boreholes are compared with triple weighting total porosity Φ_t from 116 core plugs. Levels with a heterogeneous pore fabric exhibit larger standard deviations with plug parameters, such as porosity, and Φ_{image} is there generally inferior to Φ_t .

The low image porosity values found are due to the spatial resolution of BWI tools for fabric-selective porosity (matrix porosity, molds, small vugs). Image porosity is superior to the effective porosity in eight zones, indicating the presence of cavities. Effective porosity value superior to image porosity indicate areas corresponding to karstic and cavity networks. Φ_{image} present also higher values than Φ_t where the texture is cemented or very fine since many vugs are not taken into account in plugs analyses.

Comparison with borehole geophysical measurements

Downhole geophysical logs lead to extract key reservoir data and parameters such as lithology (Spectral Gamma Ray), formation electrical conductivity, rock acoustic velocity (V_p) and porosity (V_p). Caliper log confirms karstic and cavernous zones, and also low porosity areas.

The results of borehole wall images analysis allow the identification of mesoscale pore features, their cartography and classification (stratigraphic, karst, fracture, cavity, vug). There is a good correlation between downhole geophysical logs with the macroporosity profiles derived from image analyses, both in depth and in terms of correlation of distinctive features.

The travel-time image permits to measure diameter with 288 points measured on borehole surface at a precise depth, mainly every millimeter. The mechanical caliper tool is less precise due to a 10 cm of measurement step. So karst cavities and large fractures can be located but the caliper tool does not show all the macro-heterogeneities as cavities, large vugs and cemented fractures. Caliper tool indicates cave's lateral depth although borehole images indicate cave's percentage at this same depth.

Comparison between fluid electrical conductivity C_w and formation electrical conductivity C_o (Fig. 2-L), indicates the fluid salinity influence on the rock electrical properties. The transition zone (mixing waters) shows the same variability of conductivity values. At 61 mbgl, C_o decreases down to a value of 0.0003 S/m. All these C_o fluctuations compared to C_w correspond to high macroporosity. Information from the sonic velocity logs provides a basis to identify impedance contrasts. In term of acoustic velocity, high V_p values correspond to low image porosity alternated with high image porosity, so in karstic zones.

Extension at cluster scale

A particular aspect of the Campos experimental site is the presence of a so-called cluster of holes drilled and cored at a maximum lateral distance of 5 meters only (Fig. 1D). This very unusual set-up provides a unique chance to study the lateral heterogeneity of the carbonate reservoir, to identify major geological sequences and surfaces, but also minor structural changes in such carbonate complex. In

each hole of this cluster, a full set of downhole geophysical measurements and images has been recorded. Image porosity profiles have been derived in each of the 5 holes from BWI (Fig. 8).

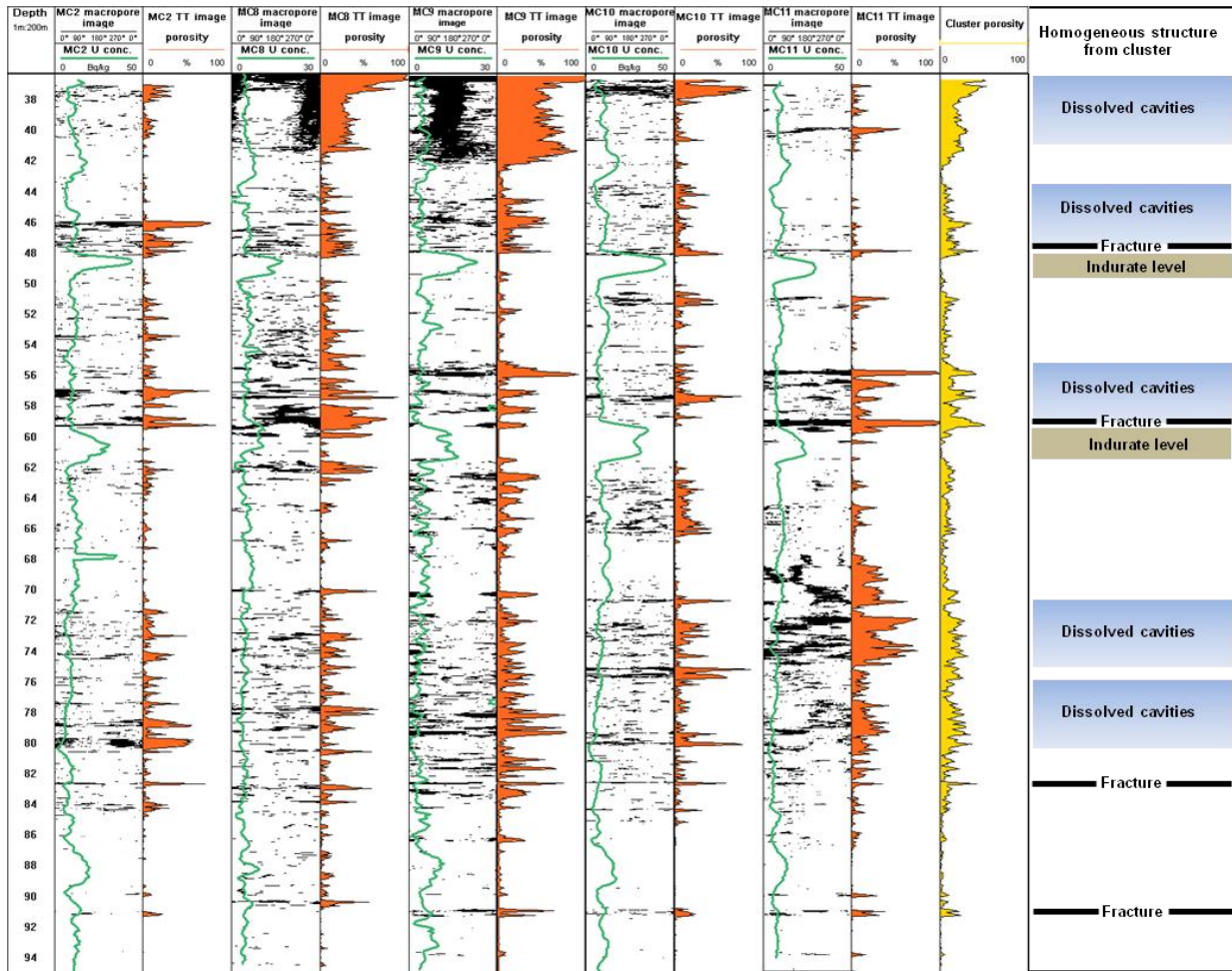


Fig. 8. TT image porosity images and profiles (orange) from the five wells cluster are compared to the Uranium concentration variations (green lines). Observed by the cluster porosity, several levels with three kinds of macroporosities are common to the five boreholes and the last track synthesizes the homogeneous structure through the cluster.

Possibly because MC8 and MC9 were drilled with a 120 mm diameter (while the other holes were cored at a 100 mm), the acoustic images are of poor quality. After filtering, key reservoir data from MC8 and MC9 fit well with results from the reference hole MC2. The caliper logs validate the presence of caves indicated by values up to the maximum extension of the three-arm tool (46 cm).

BWI analysis allows to extract macroporosity with values from 1 to 80%, in this case. In the upper part of the holes (outer lagoon and upper talus), large and elongated vugs are imaged. In the lower part of the holes (distal talus), small and round shaped vugs are detected corresponding to moldic porosity.

Influence of geological texture and diagenesis

Line scanning images proved very helpful in detecting sedimentological changes enable reliable comparison of features observed in the core with in situ images of the borehole wall. Macroporosity from borehole images (Φ_{image}) is mostly composed by secondary porosity as vugs and cavities. The cemented areas are coupled with these high vuggy zones. Dissolution and precipitation processes are linked and create material transfer at small scale.

Heterogeneities at different scales (karst to mesopore) appear frequently linked to the geological textures. It is found that distribution of pore types is strongly controlled by the distribution of lithofacies and palaeowater levels, leading locally to extensive cementation with, in places, resulting occlusion of the pore space. Recrystallized zones take place in preferential lithofacies, mainly at the boundaries wackestone-coral unit (Fig. 9). They correspond to high values in amplitude images; as a matter of fact recrystallization creates dense seals easily identified by high amplitude response.

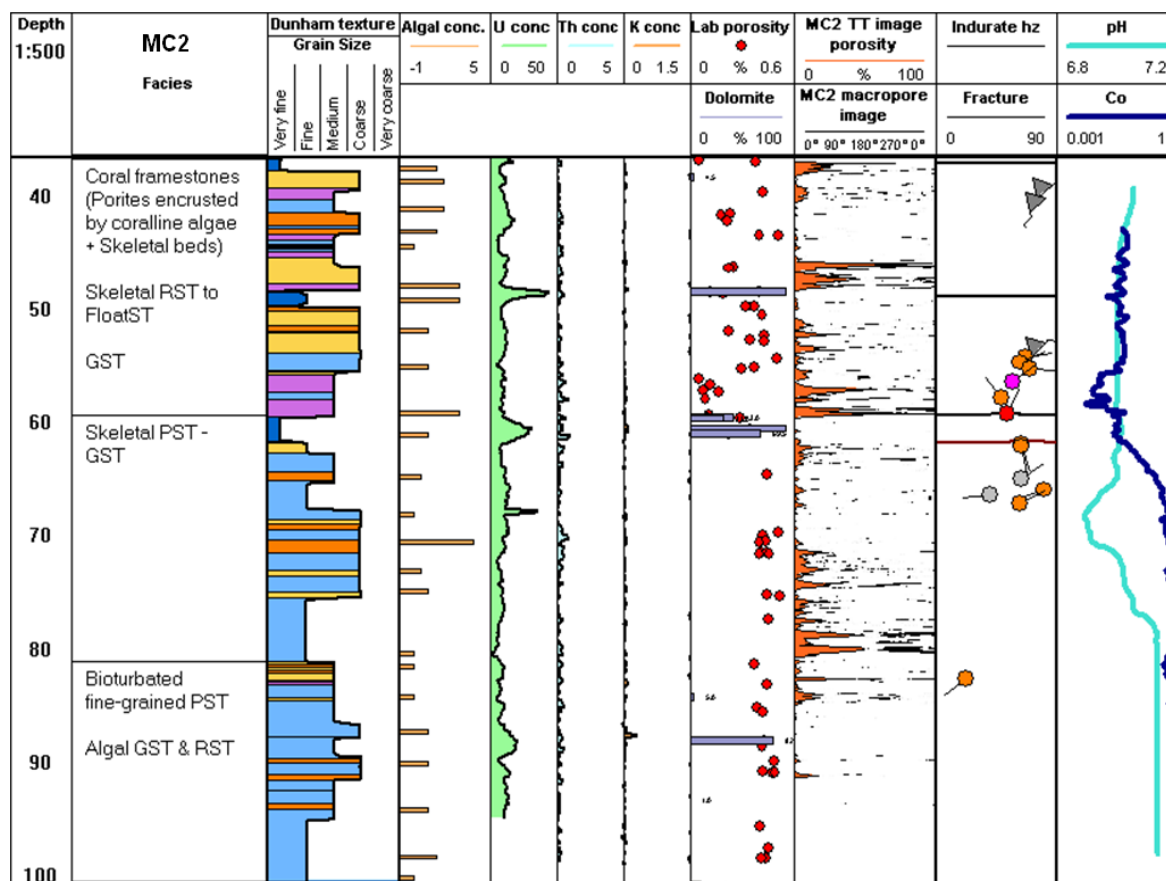


Fig. 9. MC2 well synthesis. TT image porosity results integrated with facies, texture log (Dunham's classification), rich-red algae levels, concentration profiles of Thorium – Potassium and Uranium, lab porosity measurements and dolomite proportion, fracture (orange dot for partially open fracture, pink dot for minor open fracture, red dot for major open fracture, grey dot for filled

fracture/joint and grey triangle for broken zone), indurate levels observation (brown levels), pH and fluid conductivity profile (Co).

Dolomitization is observed into these low macroporosity horizons (Fig. 2-H). Dolomite assemblage could have been facilitated by bacterial degradation of sedimentary organic matter under marine phreatic condition (James et al., 2005). Ehrenberg et al. (2006) report that dolomitization tends to reduce the variation of permeability-for-given-porosity by recrystallizing mud matrix to form intercrystalline macroporosity that connects vugs and moulds to become integrated with the effective pore system.

Relation between natural gamma record and macroporosity

Natural gamma radiations due to the presence of Uranium (U), Potassium (K) and/or Thorium (Th) can be detected downhole from a spectral gamma ray (SGR) tool (Fig. 2-G). In carbonates, the SGR may indirectly indicates the presence of clay, organic matter and algae presence according to respective Thorium, Uranium and Potassium concentrations or ratios. At Campos, two different types of responses are obtained. High Potassium and Thorium values indicate at shallow depth (< 15 mbgl) the presence of clays. Deeper, the Uranium signal dominates although not associated with clay or any detrital level (Raddadi, 2005). In each of the logs recorded in the Campos carbonates, Uranium is the dominant source of gamma rays due to the presence of bioconstructions such as red algae in places. Local U enrichment may reflect trapping and temporary preservation of organic matter in the uppermost sediment layers due to poorly oxygenated depositional conditions (Myers & Wignall, 1987). In the Miocene Malampaya carbonate platform, U enrichment coincides with transgressive intervals (Fournier et al., 2004). In miocene carbonates from Marion Plateau, Ehrenberg et al. (2006) interpreted high Uranium contents as reflecting organic rich sedimentation during transgressions.

When compared to the macroporosity image (Fig. 10), the uranium concentration profile is found to be anti-correlated the presence of macroporosity. Distinct horizons located at 43, 48, 59.5, and 87 mbgl depth are found to contain algal bioconstructions, especially coralline algae (Fig. 5A, 5B, 5C and 5E). These bioconstructions absorb highly soluble uranium during deposition in shallow water platforms, by humic acid fraction or bacterial activity. The source of the uranium peak is however different at 61 mbgl. In this wackestone facies (Fig. 5D), recrystallized fractures exhibit uranium precipitation onto reducing organic matter resulting from prior fluids circulation under acid conditions.

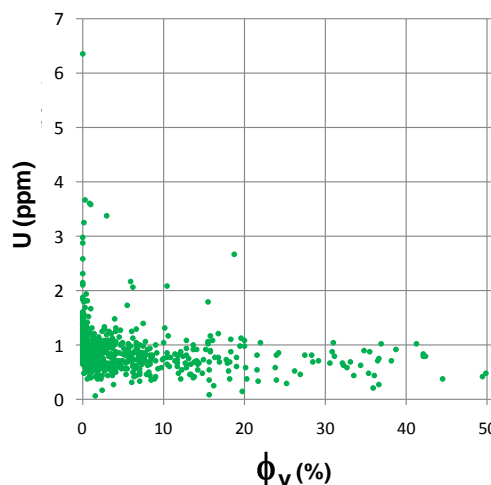


Fig. 10. Cross-plot macroporosity vs uranium concentration, from hole MC2.

Changes in carbonate facies are generally correlated with current energy and thus to gamma radiation because the amount of insoluble residue in the rock is thought to be inversely proportional to current energy. On the one hand, grainstone and grain-dominated packstone are deposited in high energy environments and have typically low gamma-ray values with high developed macroporosity. On the other hand, mud-dominated packstone, wackestone and mudstone are deposited in low energy environments and typically higher gamma-ray activity (Lucia, 1999). This study demonstrates (Fig. 9) that these lithologies also present low to nil macroporosity.

DISCUSSION

These image analysis methods lead to the description of structural heterogeneities and their quantitative analysis in terms of geometry. The continuity of the downhole image is especially useful to provide a statistical treatment of the porosity morphometry and to identify sequence boundaries or stratigraphic surfaces, particularly in intervals where no core was obtained. Repeat sections were collected in nearby open-holes (wells cluster) to provide calibration for this new technique.

In highly complex and heterogeneous carbonates, while the matrix porosity can be determined from core plugs, the presence of macroporosity and caves can be derived from borehole wall images (Pezard and Gaillot, 2004). The borehole wall image analysis is thus complementary to cores in carbonates to obtain a more complete description of the pore space structure than that solely derived from geophysical logs.

Concerning the geometrical attributes of the pore space, the topology of pore structures has been demonstrated to be a key parameter to estimate permeability to a first order. This is a key to reactive

transport modeling in reservoir and to reach a better understanding of fluid flows and dispersion in such highly heterogeneous structure.

Deeper-water facies were altered in the marine burial environment, and are characterized by either moldic porosity with nearly complete cementation (Melim et al., 2001). Peloidal and well-cemented skeletal intervals have low permeability, or moderate to high permeability (*range 0.1–8445 md*) generally controlled by the degree of connectivity between moldic pores. This permeability is the consequence of the controlling role of microporosity. Permeability in the dolomitized portion of Unda, the more proximal core, is high (*median = 1274 md*) due to the predominance of intercrystalline porosity. Melim et al. also argue that the most important factor controlling permeability is the specific pore type rather than the amount of porosity. In addition, the principal pore type can be related to the diagenesis and, to a lesser degree, the depositional facies.

Samples with the same amount of total porosity but with different pore shapes and pore connections can exhibit very different permeability. A study of carbonate from the Great Bahama Bank (Anselmetti et al., 1998) has shown that permeability correlates better to macropore geometry than to the amount of macroporosity. The pore shape factor is therefore at least as important as macroporosity. Early studies showed that elongated pores have different effects on petrophysical properties than rounded pores (Brie, 1985; Wilkens, 1991). This pore shape factor is then supposed to be related with pore connectivity and therefore with the rock permeability. Branching and elongated pores with a large perimeter tend to contribute more to reservoir permeability than isometric pores. For isometric pores, the probability to be isolated and non-touching is higher than for branching or elongated pores. But of course, permeability and connectivity of the pores also depends strongly on the relative sizes and the abundance. Ehrenberg et al. (2006) report that permeability-for-given-porosity is controlled by grain size and calcite cement content in grainstones and by occurrence of larger shelter pores and vugs in mud-rich samples.

In term of applications, porosity image model helps to improve the geological model with geometrical parameters. In terms of geological data, the amount of macroporosity is found to be increased within coarse-grained and reefal lithofacies type. This carbonate platform, which is controlled by sea level changes, can be strongly affected by storm-events depositing coarse-grained facies (Pomar, 2001) and by extensive leaching of aragonitic bioclasts, leading to this high degree of heterogeneity. From Jaeggi (2006), the reef core consists of framestones interfiled with internal sediment (bioclastic packstones to rudstones). The coarse grained sediments (rudstones, boundstones, grainstones) are rather heterogeneous and the fine grained sediments rather homogeneous (packstones). Proximal talus is mostly homogeneous, except for rudstones and floatstones, which could have been deposited during storm events, when reef debris and coarse grained sands from the outer lagoon have been deposited on the slopes of proximal talus. In this lithofacies type, vuggy porosity is again the dominant pore type. An increase in uranium content is associated with a

macroporosity reduction due to early burial diagenesis tightening level. Fournier et al. (2007) observe a reservoir layering into the Nido carbonate buildup (Philippines) and tight diagenetic units from successive meteoric and burial phases. At Campos, the downhole Uranium profile is a direct indicator of calciturbidite facies associated to paleo-levels as sequence boundary or flooding surface.

This multiscale heterogeneity study needs to be compared to geological and subsurface geophysical models to validate the geological layers distribution and karst network. The lower limit of borehole wall image analysis is the pixel size which corresponds to the smallest identifiable object. But to study reservoir porosity, the representative scale is difficult to determine. In karstic intervals, the porosity distribution cannot be predicted and the entire reservoir must be studied in this case.

CONCLUSIONS

Borehole Wall Images analysis in carbonates proves here to be a useful tool, not only for investigating relations between pore structure and physical properties, but also to determine mesoscale reservoir rock parameters. In the Lluçmajor carbonate platform, macroporosity profiles detail a vertical prograding sequence of coral units. Several zones with low macroporosity values are identified from image porosity quantification. They are all associated with past dolomitization processes, high-uranium concentrated horizons and bordered by high macroporosity zones. This multiscale heterogeneity study illustrates the complex relationship between each type of pore development as a porosity increase is often linked to a porosity reduction.

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was supported by the French National Center of Scientific Research (CNRS) and the Languedoc-Roussillon region. The Mallorcan studied site was proposed by the Spanish Government of Balears (Ministry of Environment) through the Project GIRELLE, whose main objective is to well-understand and manage salt water intrusion problem. The authors are indebted to the personnel of the Geosciences Montpellier laboratory (Montpellier, France). The carbonate scientific senior, Gilbert Camoin and Veerle Vandeginste (CEREGE, France), Philippe Lapointe (Total, France) and his students, François-André Duboin and Frederic Knap, are thanked for giving access to their sedimentological descriptions used as part of the lithological and visual core porosity.

REFERENCES

Alvaro, M., Barnolas, A., del Olmo, P., Ramirez del Pozo, J., Simo, A., 1984. El Neogeno de Mallorca: caracterization sedimentologica y bioestratigrafica. *Boletin Geologico y Minero*, 95, 3-25.

Anselmetti, F.S, Luthi, S., Eberli, G. P., 1998. Quantitative characterization of carbonate pore systems by digital image analysis. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 82, 1815-1836.

Ardila, P. R., Pomar, L., 2000. Upper Miocene Karst Collapse Structures of the East Coast, Mallorca, Spain. *Acta carsologica*, 29/2, 177-184.

Bonnier, B., 2005. Etude sédimentologique et géochimique des récifs Miocènes de Majorque (Baléares, Espagne). Influence des caractéristiques diagénétiques sur les propriétés physiques des roches carbonatées. Ms Thesis (unpublished results), 31p. Université de Marseille-Aix-en-Provence, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), France.

Brie, A., Johnson, D.L., Nurmi R.D., 1985. Effect of spherical pores on sonic and resistivity measurements. *Society of professional well log analysts twenty-sixth annual logging symposium abstracts*, 17.

Cantrell, D.L.and Hagerty, R.M., 1999. Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia*, 4, 2, 129-154.

Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, 54, 207-250.

Cunningham, K.J., 2003. Application of ground-penetrating radar, digital optical borehole images, and cores for characterization of porosity and paleokarst in the Biscayne aquifer, southeastern Florida. *Journal of Applied Geophysics*, 55, 61– 76.

Cunningham, K.J., Carlson, J.I., Hurley, N.F., 2004. New method for quantification of vuggy porosity from digital optical borehole images as applied to the karstic Pleistocene limestone of the Biscayne aquifer, southeastern Florida. *Journal of Applied Geophysics*, 55, 77-90.

Deltombe, J.L., Schepers, R., 1999. The practice of combined core image and image log interpretation for structural, lithological, sedimentological and geotechnical applications. *Proceedings of the International Symposium on Imaging Applications in Geology*, University of Liège, Belgium.

Deltombe, J.L., Schepers, R., 2001. Combined processing of BHTV travelttime and amplitude Images. A chapter at Large of the Society of Professional Well Log Analysts, 29-42.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. Classification of Carbonate Rocks, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 1, 108-121.

Ehrlich, R., Etris, E.L., Brumfield, D., Yuan, L.P., Carabtree, S.J., 1991. Petrography and reservoir physics III: physical models for permeability and formation factor. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, 75, 1579-1592.

Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., and Baechle G., 2006. Porosity-permeability relationships in Miocene carbonate platforms and slopes seaward of the Great Barrier Reef, Australia (ODP Leg 194, Marion Plateau). Sedimentology, 53, 1289-1318.

Esteban, M., 1979. Significance of the upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29, 169-188.

Fournier, F., Borgomano, J., 2007. Geological significance of seismic reflections and imaging of the reservoir architecture in the Malampaya gas field (Philippines). American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, 91, 235-258.

Gelabert, B., 1998. La estructura geológica de la mitad occidental de la Isla de Mallorca. ITGE, Colección Memorias, Madrid, 1-129.

Jaeggi, D., 2006. Multiscalar porosity structure of a Miocene reefal carbonate complex. Thesis (unpublished results), Diss ETH nb. 16519.

James, N.P., Bone, Y., Kyser, T.K., 2005. Where has all the aragonite gone? Mineralogy of Holocene neritic cool-water carbonates. Journal of Sedimentary Research, 75, 454-463.

Lucia, J. F., Kerans, C., Wang, F.P., 1994, Fluid-flow characterization of dolomitized carbonate ramp reservoirs; San Andres Formation (Permian) of Seminol Field, and Algerita Escarpment, Permian Basin, Texas and New Mexico. Hydrocarbon reservoir characterization, SEPM, 129-153.

Lucia, F.J., 1999. Carbonate reservoir characterization. Springer-Verlag, Berlin, 226.

Maria-Sube, Y., 2008. Structure et hétérogénéité d'un récif coralien du Miocène et implication pour les intrusions d'eau salée en zone côtière à Majorque, Espagne. Ph.D Thesis (unpublished results). Université de Montpellier 2, France.

Parra J.O., Hackert C.L., Bennett M., Collier H.A., 2003. High resolution acoustic and seismic investigation of carbonate rock properties, International Symposium of the Society of Petroleum and Well Log Analyst (SPWLA), 22-25.

Pezard, P.A., Gaillot P., Maria-Sube, Y., Gouze, P., Lods, G., 2004, Quantification of meso-scale porosity from borehole wall images. Personal communication from the ALIANCE Campos experimental site, Mallorca, Spain. Eos Trans. AGU Fall meeting.

Pomar, L., Esteban, M., Calvet, F., Baron, A., 1983, La unidad arrecifal del mioceno superior de mallorca, El terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca) Guia de las excursiones X congreso nacional de sedimentologia. Menorca, grupo espanol de sedimentologia, 139-175.

Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeo*, 175, 249-272.

Pomar, L., Ward, W.C., Green, D.G., 1996, Upper Miocene reef complex of the Lluçmajor area, Mallorca, Spain, Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions, v. 5: Tulsa, SEPM, p. 191-225.

Obrador, A. & Pomar, L., 1983. Paleogene and Mesozoic rocks on Mallorca, and the other Balearic Islands. Society for Sedimentary Geology (SEPM).

Schepers, R., 1996. Application of Borehole Logging to Geotechnical Exploration. Proceedings of the HANWHA Symposium, Seoul, Korea.

Raddadi, M., 2005. Interpretation of gamma-ray logs: The distribution of uranium in carbonate platform. *Geochemistry, C. R. Geoscience* 337, 1457-1461.

Serra, J., 1982. Image analysis and mathematical morphology. Academic press, London, 1, 434-463.

Vandeginste, V., 2009. Chronology and diagenetic evolution of the Lluçmajor Miocene carbonate system (Mallorca). Post-doc (unpublished results), Université de Marseille-Aix-en-Provence, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) France.

Wilkins, R.H., Fryer, G.J., Karsten, J., 1991. Evolution of porosity and seismic structure of upper oceanic -crust_importance of aspect ratios. *Journal of geophysical research*, 96, 17981-17995.

4.4 Karsts et hétérogénéités à grande échelle par méthode de géophysique en surface

Le site expérimental de Campos a fait l'objet de nombreuses études géologiques et hydrogéologiques pour caractériser son réservoir à structures poreuses très hétérogènes. La porosité primaire de ces carbonates est importante pour nombre de faciès. A cela, vient s'ajouter le développement d'une porosité secondaire d'origine diagénétique, allant de la porosité karstique, fracturée, vacuolaire à moldique (Jaeggi, 2006 ; Maria-Sube, 2008). La désaturation partielle du milieu dans les 37 premiers mètres ajoute un degré de complexité qui n'est généralement pas rencontré dans les horizons saturés plus profonds.

La plupart des méthodes de géophysique en forage ne s'appliquent pas dans la zone vadose ; seules l'imagerie optique de paroi et la mesure de spectre gamma peuvent être effectuées. L'article de Mari et Porel (2008) montre comment la sismique 3D peut être mise en œuvre et traitée pour décrire un aquifère hétérogène proche de la surface. Les mesures sismiques réalisées à la fois en surface et en puits permettent un calage entre les 2 voire 3 dimensions ainsi qu'une vision détaillée en profondeur et une caractérisation de l'extension latérale de leurs structures. La connaissance de l'aquifère des calcaires récifaux peut être améliorée par une étude géophysique permettant de mieux comprendre la structure du sous-sol.

Une campagne d'étude des hétérogénéités à grande échelle a été menée en collaboration avec le laboratoire Modélisation et Imagerie en Géosciences de Pau (MIGP, France) par la mise en place du projet sismique THR (Très Haute Résolution) à Campos. En mars 2008, l'étude de faisabilité en prospection géophysique est réalisée afin de tester l'applicabilité des différentes méthodes géophysiques en puits et surface au contexte géologique de Campos (Tableau 4-1). Puis, une fois ces données traitées et analysées, une deuxième mission en juin 2009 permet l'acquisition d'un bloc sismique 3D. Cependant le processus de traitement n'est pas achevé et les données du bloc 3D sont non intégrables à ce jour.

	MC2	MC10	MC11	MC4	MC5	MC6	MC7	MC16
Radar puits réflexion	O	O	O	O	O	O	O	-
Profil Sismique Vertical (PSV)	O	O	O	-	-	-	-	O
Tomographie électrique 2D	C	C	C	C	-	C	-	-
Tomographie radar 2D	C	C	C	C	-	C	-	-
Sismique de surface 2D	-	-	-	-	-	-	C	C

Tableau 4-1: Récapitulatif des données acquises en puits et en surface. L'annotation «O» indique une acquisition; «-» pas d'acquisition, «C» une acquisition proche de ce puits.

La prospection géophysique a été étendue à l'ensemble de la zone d'étude avec, dans un premier temps, des mesures de tomographie électrique en surface, puis des mesures radar en puits et en surface, et enfin, des acquisitions sismiques en puits et surface. Le plan schématique (Figure 4-1) résume les investigations menées sur le site de 100 m de coté. Les principaux puits sont resitués dont les deux clusters de puits MC2-MC10-MC11 et MC5-MC4-MC6-MC7, supports de mesures en puits.

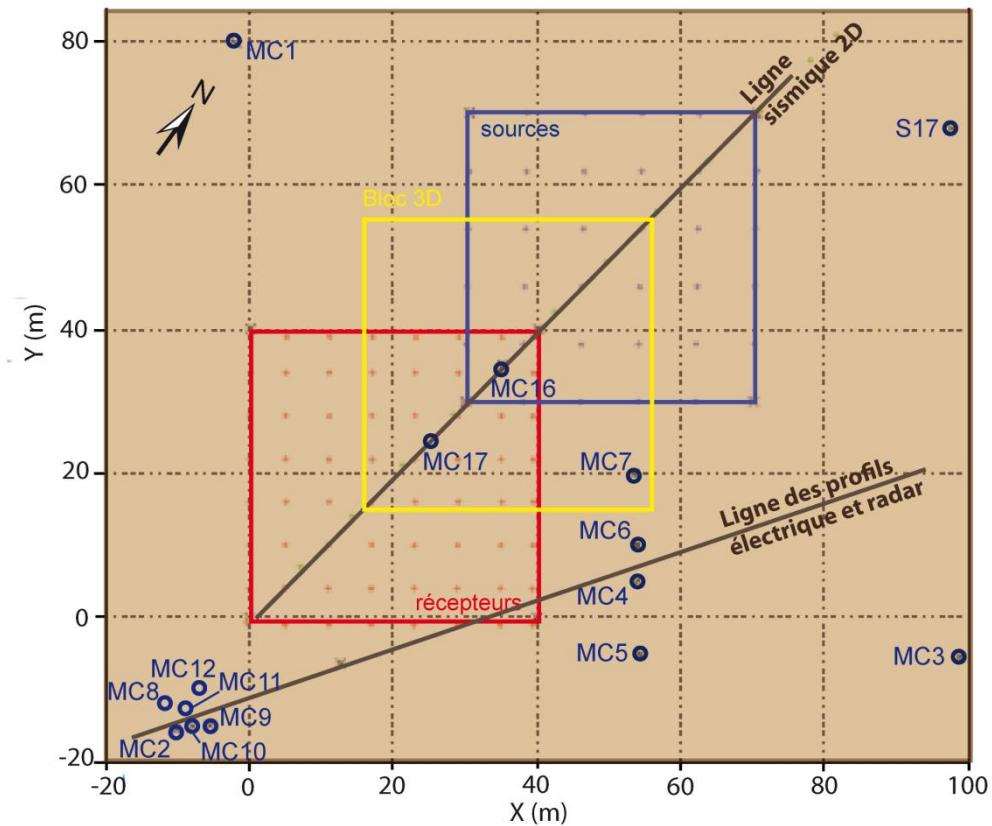


Figure 4-1 : Plan schématique du site avec localisation des puits, des profils de mesures géophysiques (tomographie électrique et radar (ligne des profils), sismique 2D (ligne sismique 2D) et bloc sismique).

Le plan du site expérimental de Campos est réalisé sur un repère local selon les abscisses (X) et ordonnées (Y), avec comme origine le repère placé sur le terrain au coin Sud de la zone, soit à proximité du cluster de puits MC2-MC9-MC10 (l'axe inline X a un azimuth N56).

Deux clusters de puits, soit des puits proches, sont intéressants pour l'investigation 3-D du réservoir de Campos (Figure 4-2). Le premier cluster situé au Sud du site est composé de 5 puits formant un carré, seuls trois puits sont utilisés dans cette partie de l'étude. Le deuxième au milieu du site est composé de 4 puits alignés sur un axe N125°.

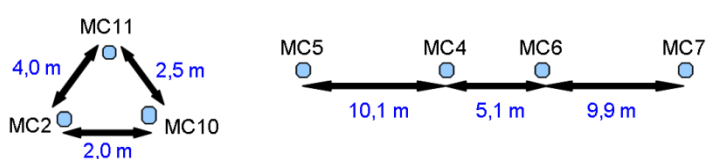


Figure 4-2 : Schéma de distances inter-puits pour chaque cluster.

Une ligne de profil établie sur plus de 120 m en diagonale du site (Figure 4-1 ; Figure 4-3), orientée N35, est utilisée pour les tomographies électrique et radar.

Une autre ligne orientée N12 est utilisée pour le profil sismique ; elle passe par les puits MC16 et MC17 (Figure 4-1). De plus, les zones d'implantation des sources et récepteurs sismiques sont illustrées par des carrés (bleu pour les sources et rouge pour les récepteurs). En jaune est localisée la zone de recouvrement des mesures entre les sources et récepteurs : elle localise le bloc sismique 3D qui intègre donc les puits MC7-MC16-MC17.

L'acquisition des données est décrite dans le Chapitre 3. L'exploitation conjointe des mesures géophysiques et des observations géologiques est l'objet du travail présenté ci-dessous.

4.4.1 Tomographies électriques

L'objectif des ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) est principalement d'étudier les géométries et d'identifier les structures des formations superficielles.

Quatre panneaux de tomographie électrique ont été réalisés le long de la ligne des profils (Figure 4-1) avec deux dispositifs quadripôles linéaires différentes, Wenner et dipôle-dipôle (voir section 3.3.1) et avec deux espacements inter-électrodes différents (1 m (a1) puis 2 m (a2), Figure 4-3) pour chaque dispositif. La longueur du profil (78 m avec a1 et 122 m avec a2) ausculte la moitié du site selon un profil en diagonale. Le puits de référence MC2 se situe perpendiculairement à 5,3 m du début de la ligne du profil, MC10 à 8,0 m et MC9 à 10,4 m (Figure 4-3). La partie centrale du transect passe entre les puits MC6 et MC4 à 78 m du début du profil. Due aux faibles profondeurs d'investigation de la tomographie électrique (20 m au maximum pour le dispositif dipôle-dipôle/a2 et 14 m pour le

Wenner/a2) par rapport aux profondeurs des puits, seules leurs formations superficielles sont investiguées.

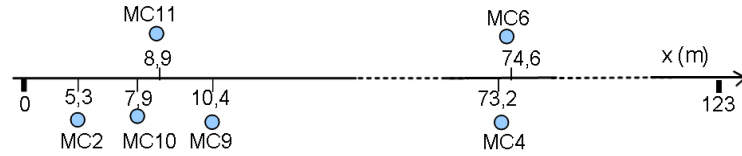


Figure 4-3 : Schéma du profil de tomographie électrique et du profil de radar en surface.

Les mesures de résistivité apparente obtenues sont inversées par le logiciel RES2DINV (Loke et Barker, 1996) pour obtenir un modèle de répartition de la résistivité vraie en profondeur.

4.4.1.1 Modèles du dispositif dipôle- dipôle

La première pseudo-section analysée des résistivités électriques résulte du dispositif dipôle-dipôle/a2. La profondeur maximale d'investigation est de 20 m.

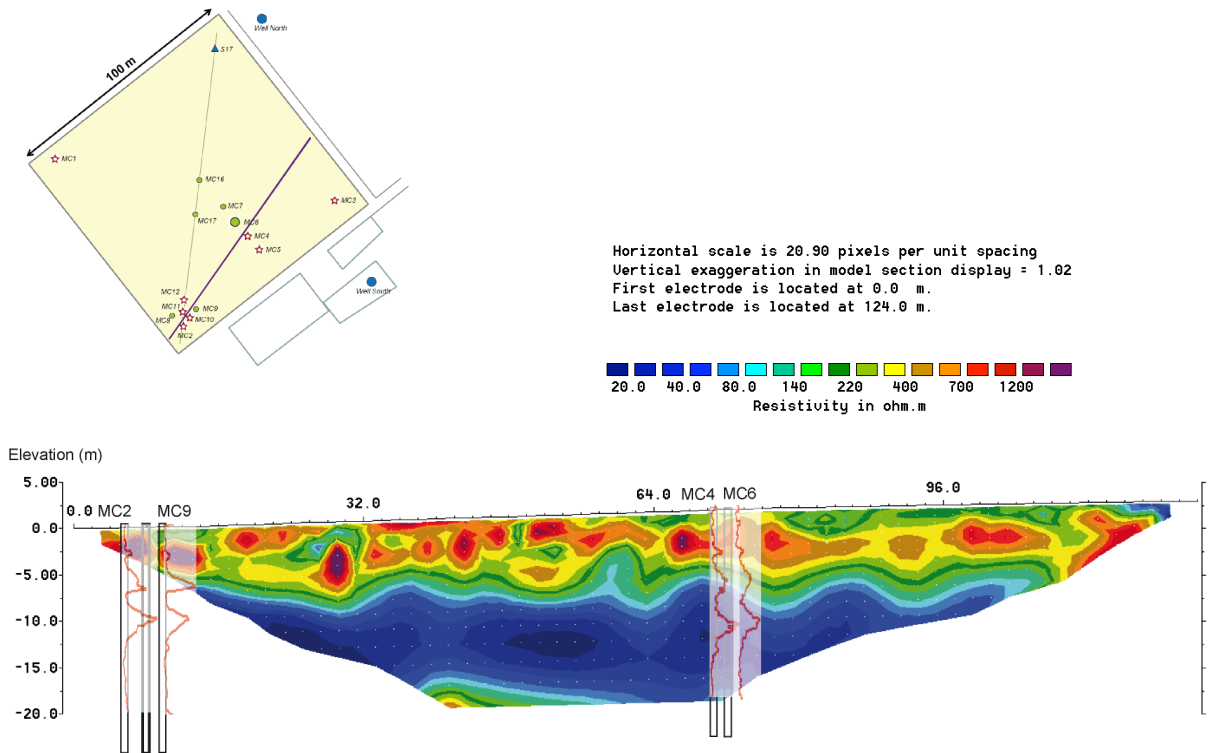


Figure 4-4 : Modèle inversé ERT avec dispositif dipôle-dipôle/a2 (10 itérations et erreur RMS = 1,8) ; les échelles horizontale et verticale sont en mètres. Les traits verticaux noirs indiquent la position des puits et leurs profils gamma-ray sont reportés sur la section.

Tout au long de la pseudo-section, des anomalies conductrices et résistantes s'alternent sur une gamme de résistivité électrique apparente de 80 à 1400 ohm.m. Cette alternance marque l'hétérogénéité des structures de la surface jusqu'à 6 m de profondeur.

Les anomalies de fortes résistivités (1400 ohm.m en moyenne) forment des surfaces irrégulières (Figure 4-4). Elles restituent les zones de roches calcaires très indurées. Les calcrêtes ont une morphologie plane ; dans ce transect, elles peuvent apparaître circulaires par effet de diffraction du signal. Les anomalies plus conductrices (résistivité moyenne de 200 ohm.m) insérées entre ces zones indurées peuvent schématiser des chemins préférentiels de circulation des eaux météoriques par des fractures.

De 7 à 16 m de profondeur en moyenne, une large couche conductrice (résistivité apparente faible de 20 – 40 ohm.m) s'établit sur toute la longueur du transect. Cette faible gamme de résistivité désigne des formations argileuses. Les images de paroi de puits et les carottes disponibles dans cet intervalle montrent des alternances décamétriques de bancs argileux et de calcaires boueux, ainsi que des cavités non saturées en eau. De même, les profils de gamma-ray indiquent des pics de concentrations de radioéléments (U, Th et K) donc des argiles dans ces mêmes intervalles. Les variations des profils coïncident avec celles de la résistivité apparente.

Cette hétérogénéité est le résultat d'altération des roches en surface par la percolation des eaux météoriques et les phénomènes de dissolution – précipitation associés.

Le deuxième modèle est issu du dispositif dipôle-dipôle/a1. Il détaille les quatre premiers mètres des formations superficielles sur une longueur de 78 m.

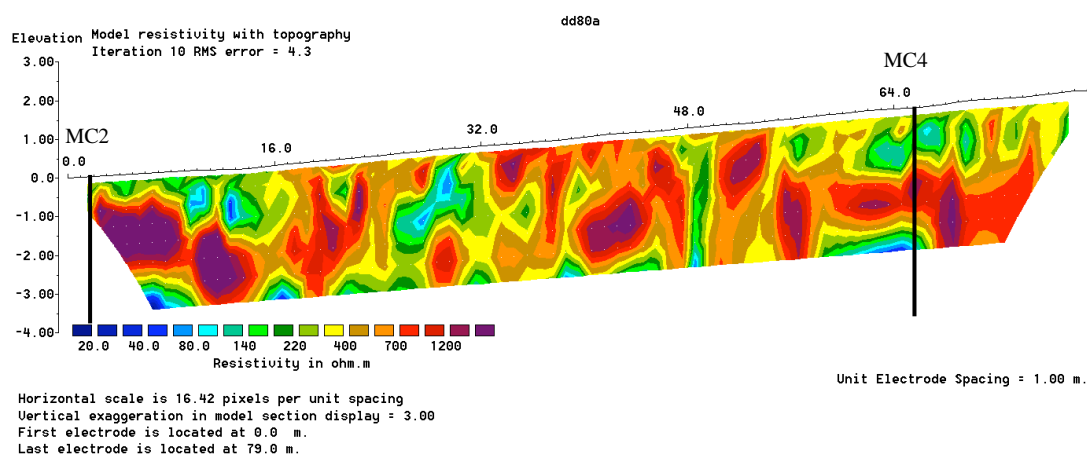


Figure 4-5 : Modèle inversé ERT avec dispositif dipôle-dipôle/a1 ; les échelles horizontale et verticale en mètres. Les traits verticaux noirs indiquent la position des puits.

Le profil obtenu présente des résultats hétérogènes similaires à la section précédente de la Figure. La section 2-D image une architecture complexe composée d'alternances de zones conductrices (20-

100 ohm.m) et résistives (700-1400 ohm.m). Leurs épaisseurs et longueurs varient tout au long du profil. Malgré la déformation induite par l'exagération d'échelle verticale, une anisotropie verticale apparaît pour une partie des éléments résistants (18-25 m ; 38 m ; 45-54m ; 67-69 m) et conducteurs (10-14 m, 20-30m, 27-30 m, 60-70m). Cette anisotropie vient marquer les anciens ou actuels passages de fluides par percolation.

La plus importante valeur de résistivité de 1400 ohm.m se situe au sommet du puits MC2 entre 1 et 2 mètres. Les carottes de cet intervalle présentent des brèches et un développement important de ciments matriciels. Cette zone est interprétée comme le sous-sol induré par les processus diagénétiques de surface.

4.4.1.2 Modèles du dispositif Wenner

Le premier modèle résulte de la configuration Wenner/a2 et présente une profondeur d'investigation de 14 m, plus faible que le dispositif dipôle-dipôle/a2.

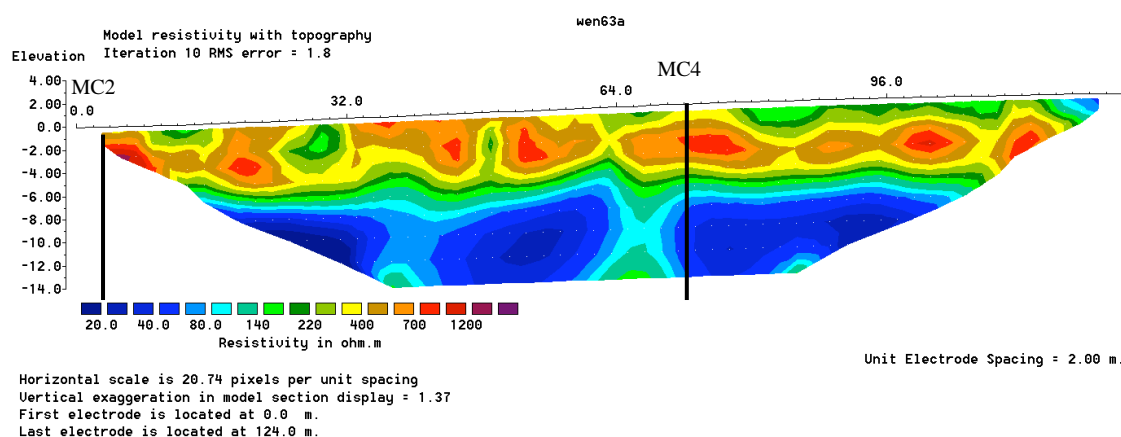


Figure 4-6: Modèle inversé ERT avec dispositif Wenner/2 (échelles horizontale et verticale en mètres). Les traits verticaux noirs indiquent la position des puits.

Malgré la différence de profondeur d'investigation, l'hétérogénéité mise en avant par le dispositif dipôle-dipôle est de nouveau illustrée par le dispositif Wenner. Les principales géométries sont conservées mais les gammes de résistivité sont différentes. Le dispositif Wenner est celui qui a les plus faibles variations alors que le dipôle-dipôle montre les plus fortes amplitudes. Cette différence due en grande partie à la sensibilité des dispositifs aux variations verticales et horizontales (Roy et Apparao, 1971) ainsi que à la profondeur d'investigation, la couverture horizontale et la force du signal.

L'alternance des formations superficielles résistives soient indurées (1000 ohm.m en moyenne) et conductrices soient plus poreuses (200 ohm.m en moyenne) est toujours présente sur le modèle de Wenner /a2 mais les variations latérales sont moindres. Chaque groupe de structures spécifiques est

moyenné latéralement entre la surface et 7 m de profondeur. Des anomalies verticales ne sont observées que pour les zones plus conductrices. Quant à la couche peu résistante (40 ohm.m en moyenne) correspondant aux argiles, elle est également localisée à partir de 7 m de profondeur. Cette section laisse apparaître deux discontinuités latérales plus résistantes (80 ohm.m) dans cette couche, entre les puits MC2 et MC4 (aux positions 40 m et 68 m sur le profil.).

Le deuxième modèle issu du dispositif Wenner/a1 présente une profondeur d'investigation de 6 m, plus profonde que le mode dipôle-dipôle/a1.

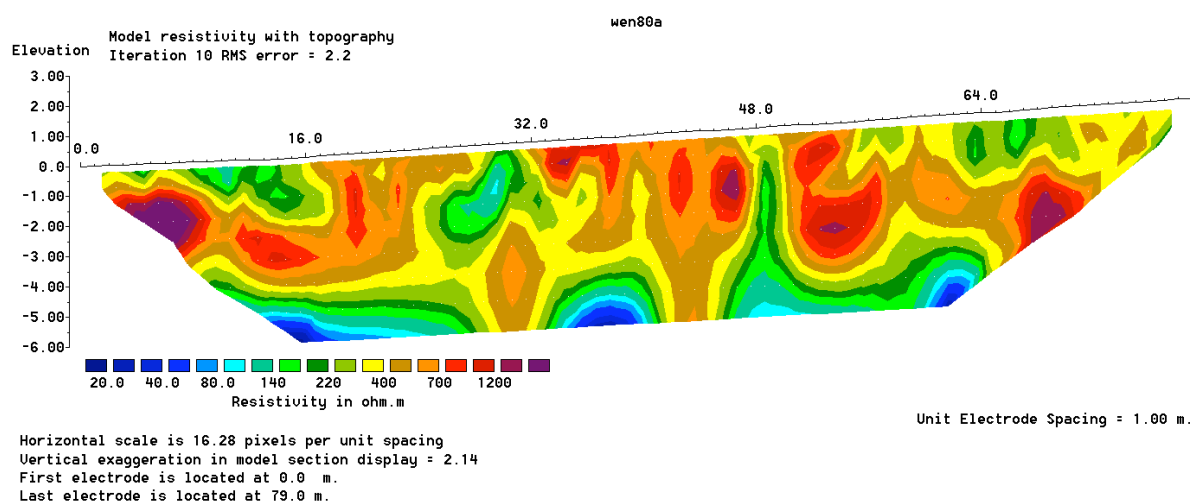


Figure 4-7 : Modèle inversé ERT avec dispositif Wenner/a1 (échelles horizontale et verticale en mètres).

De nouveau, cette section Wenner présente des variations de résistivités plus faibles et moyennées. Cependant l'hétérogénéité verticale est de nouveau observée pour les structures résistantes (19 m ; 30 m ; 41 - 46) m) et conductrices (25 - 30 m ; 50 m).

D'un point de vue qualitatif, les résistivités caractérisant les structures diffèrent entre les modes Wenner et dipôle-dipôle. La gamme donnée par le mode Wenner est moins contrastée avec des valeurs de résistivité plus faibles que celle du mode dipôle-dipôle (Figure 4-4 ; Figure 4-5 ; Figure 4-6 ; Figure 4-7). Un dispositif Wenner se montre plus sensible à détecter des structures horizontales (bonne variation verticale de la résistivité) alors que dipôle-dipôle est influencé par une variation horizontale de la résistivité et donc idéal pour détecter les structures verticales. Les sections analysées entre les deux modes fournissent donc des architectures similaires du site mais aussi complémentaire.

Du point de vue quantitatif, les transects de tomographie électrique sont tous composés d'une zone hétérogène jusqu'à 6 m, puis d'une zone homogène très conductrice entre 7 et 18 m. La première zone correspond aux formations superficielles constituées du sol, argiles et calcrêtes. La deuxième montre l'extension de la zone argileuse composée de deux bancs principaux dont les signaux

interfèrent dû à la résolution des ERT. Le dispositif Wenner pointe des zones plus résistantes formant des discontinuités dans le banc argileux. Ces deux discontinuités latérales aux positions 40 et 60 m peuvent résulter d'un effet de bord en vue de sa faible profondeur d'investigation. Cependant, la section dipôle-dipôle montre les mêmes géométries avec une diminution de résistivité de 20 ohm.m. Ces anomalies verticales peuvent laisser supposer à des zones de saturation en eau ou de composition différentes, donc des connexions entre la surface et les formations sous le banc argileux.

4.4.1.3 *Sondage électrique*

Le modèle issu du sondage électrique réalisé au centre de la section a montré une succession de quatre couches dont les paramètres sont définis de haut en bas ci-dessous :

- couche 1: épaisseur d'1 m avec une résistivité électrique moyenne de 450 ohm.m ;
- couche 2: épaisseur de 4,77 m à 1174 ohm.m ;
- couche 3: épaisseur de 4,72 m à 30 ohm.m ;
- couche 4: d'épaisseur indéterminée à 327 ohm.m.

La moyenne des résidus au carré « RMS » (*Root Mean Square*) du modèle, soit les observations qui n'ont pu être traitées, s'élève à 5.5 %.

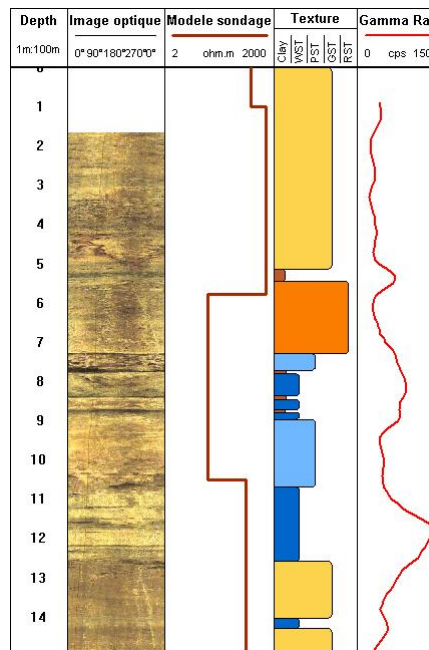


Figure 4-8 : Intégration du modèle de sondage électrique à la géologie du puits MC4 (image optique, profil textural d'après la classification de Dunham et Embry, 1971, et le profil de *Gamma-Ray*).

Ce sondage permet de mieux déterminer les couches observées sur la pseudo-section de la tomographie électrique et de la relier aux données géologiques et géophysiques en forage. L'ordre de

grandeur de la résistivité varie de 30 à 1200 ohm.m sur les 15 premiers mètres du site. Les structures observées fournissent une interprétation cohérente avec les données de puits (Figure 4-8).

La première couche caractérise le sol avec une résistivité élevée. La couche suivante encore plus résistive correspond au grainstone recristallisé de surface. Des fractures de degré de pendage très élevé (diaclasses) sont relevées sur l'image de paroi entre 4.2 et 5.0 m, ce qui témoigne de la structure très indurée de cette couche. Dans la troisième couche, le niveau rudstone (RST) est peu résistif ; cette perte est due à une forte altération par des racines, dont les reliquats de perforation sont remplis d'argiles ou d'air. L'influence des argiles et des silstones sur la résistivité apparente est observée sur ce modèle essentiellement dans l'intervalle 7-9 m. Enfin, la dernière couche de résistivité moyenne caractérise des calcaires boueux reposant sur des calcrêtes à texture grainstone.

La valeur de résistivité des argiles est sensiblement équivalente à la valeur littéraire ($\rho_{\text{argile}} = 20$ ohm.m). Une légère augmentation de 10 peut être due à la présence d'eau météorique ($\rho_{\text{eau}} = 100$ ohm.m) et à la présence de calcaires boueux.

Interprétation

Les tomographies électriques ont été réalisées en mars 2008, soit normalement en condition humide. Or, d'après les relevés climatiques sur la période de 1971 à 2000 (Figure 4-9), mars est un mois généralement sec. De plus le pourcentage des précipitations enregistrées en mars 2008 présente une diminution de 10 à 30%. Les zones d'infiltration ne sont donc pas amplifiées par une période humide, mais tout de même détectables par des discontinuités verticales observées dans les pseudo-sections précédentes.

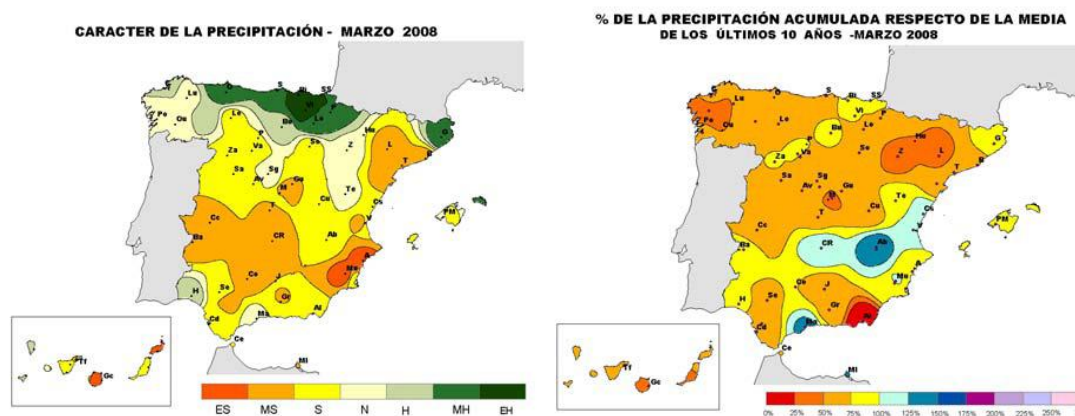


Figure 4-9 : Cartes du mois de mars 2008 d'indice des précipitations (EH = extrêmement humide ; MH = moyennement humide ; H = humide ; N = normal ; S = sec ; MS = très sec ; ES = extrêmement sec) et du pourcentage de précipitations comparé avec les 10 dernières années (source : *Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente*).

Du point de vue de la structure morphologique du réservoir de Campos, seule la partie supérieure de la zone vadose est imagée jusqu'à 20 m. Les formations superficielles, lagunaires et une partie des formations d'arrière-récif sont donc analysées lors de cette prospection géophysique électrique. La

couche inférieure semble plus conductrice et est interprétée par des calcaires boueux bioturbés (trous de racines remplis de sédiments) avec présence d'argile produite par décalcification ou issue de paléosol.

Du fait des contrastes marqués par les propriétés électriques, les pseudo-sections de résistivités ont montrés des milieux hétérogènes. Elles ont permis de définir l'extension latérale des principales unités de surface (sol, bancs argileux, zones indurées ; Chretien, 1986) et repérer des évènements remarquables tels que des zones d'infiltration des eaux. Ces possibles zones d'écoulements préférentiels représenteraient un apport non négligeable d'eau météorique à la zone vadose au travers des couches d'argiles alternées avec des calcaires boueux (mudstone et wackestone).

Malgré la correction topographique faite au profil, les couches superficielles principales semblent tabulaires. Cependant, les formations s'affinent en direction du début du profil soit dans la direction Sud-ouest. La géométrie du réservoir en surface est principalement tabulaire avec une faible pente de 1,5° vers le Sud-ouest.

Ces transects permettent une première approche dans la cartographie des résistivités électriques vraies des terrains superficiels et une visualisation des zones de percolation d'eaux météoriques ou d'irrigation.

4.4.2 Radar géologique

Durant la prospection électromagnétique par méthode radar, les antennes sont déplacées le long de paroi de puits, ce qui permet d'obtenir une pseudo-coupe verticale de la conductivité électrique des formations. Quant à la méthode radar (*Ground Penetrating Radar*) en surface, elle permet d'acquérir un transect de vitesse de propagation d'ondes électromagnétiques caractérisant les permittivités diélectriques du sous-sol.

4.4.2.1 Profil radar en forage

Des mesures radar en mode réflexion ont été acquises dans sept puits du site Campos dont trois (MC2, MC10 et MC11) appartenant au premier cluster de puits et quatre (MC4, MC5, MC6 et MC7) au deuxième (Figure 4-2). L'implantation des puits est donné Figure 4-1.

La méthode décrite dans le Chapitre 3 ne peut investiguer tout le réservoir car les antennes radar ne sont pas adaptées à l'environnement saturé en eau salée. L'atténuation du signal électromagnétique par le fluide très conducteur est trop importante : aucune réflexion n'est donc visible de 62 à 100 m de profondeur. Tous les puits sont investigués de 0 à 62 m de profondeur. La représentation graphique se fait en densité de couleur, avec des échelles adaptées (section-temps, avec abscisse horizontale en mètres et échelle verticale des temps double en ns).

La Figure 4-10 décrit la zone vadose et la zone d'eau douce investiguées par le GPR. La zone saturée d'eau douce montre une atténuation des réflexions et des temps de parcours d'onde plus longs. L'investigation de la zone salée n'est possible en raison de l'augmentation de la concentration en sels, soit de la conductivité.

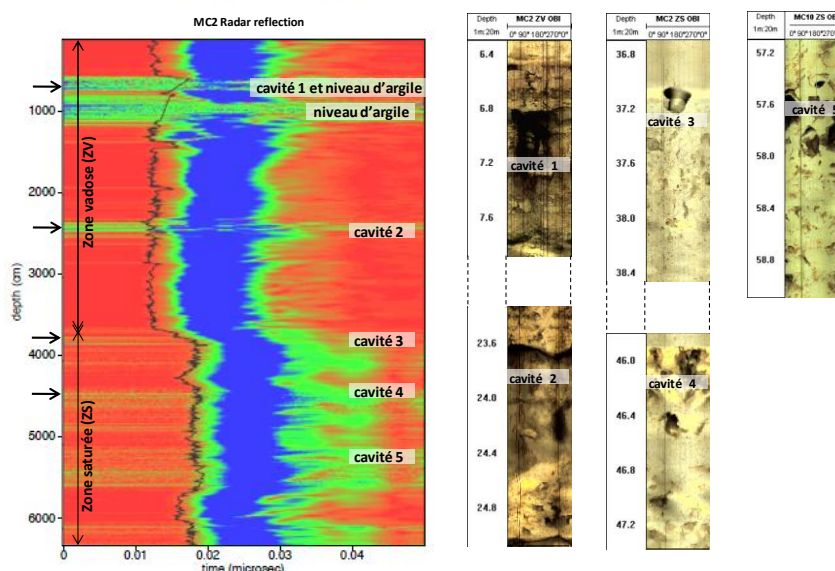


Figure 4-10 : Pseudo-section des données brutes radar illustrée par des sections d'images de paroi de puits dans la zone 0-62 m du puits MC2.

Les bandes horizontales vertes (Figure 4-10) sont des zones de forte atténuation où le signal est perdu. De larges cavités, fractures élargies ou niveau argileux sont observés à ces profondeurs à l'aide des images optiques de paroi de puits. Ces fortes atténuations de la tomographie radar localisent donc ces structures spécifiques.

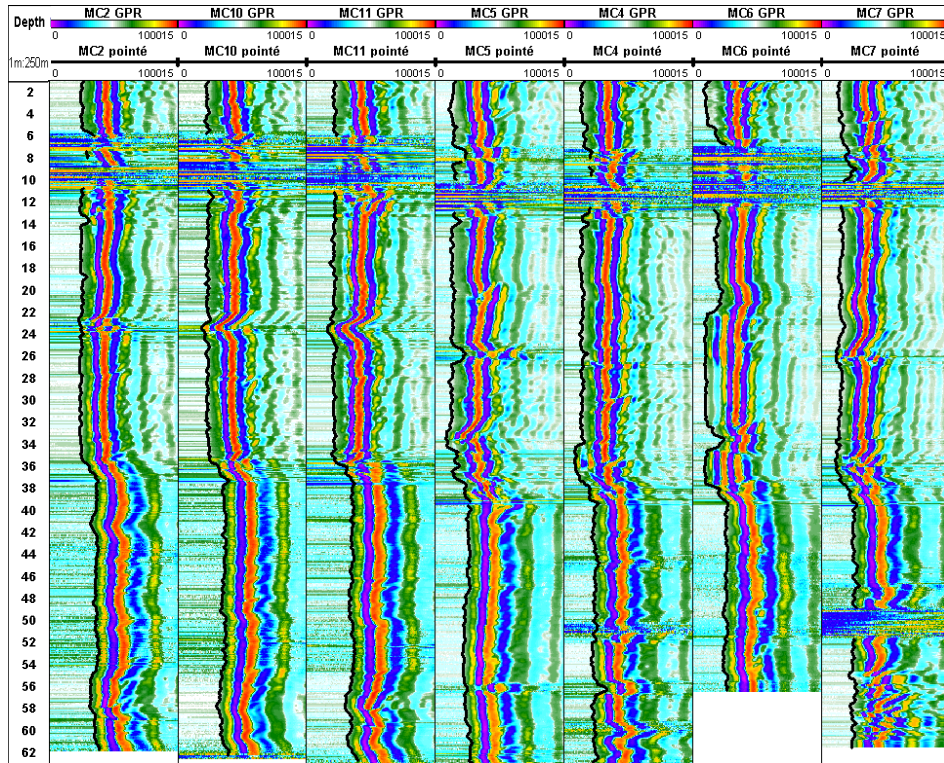


Figure 4-11: Pseudo sections des données brutes radar réalisées dans les puits MC2-10-11 (1er cluster) et MC5-4-6-7 (2ème cluster).

Les mesures radar de tous les puits présentent la même structure que le puits MC2. Elles différencient la zone saturée de la zone vadose par un ralentissement du temps d'arrivée. La mise en évidence des artéfacts sur les tomogrammes peut être utile. En effet ces zones d'atténuation apparaissant dans tous les puits de 7 à 12 m illustrent les couches argileuses alternées avec les calcaires boueux. De même, une cavité localisée entre 22 et 26 m de profondeur est commune à tous.

Les puits du 1^{er} cluster affichent moins de discontinuités que ceux du deuxième, particulièrement dans la zone saturée. Les puits du 2^{ème} cluster contiennent plus de zones d'atténuation (45, 51, 55 m...), soient de cavités dont la présence a été validée par analyse d'images optiques de paroi des puits.

4.4.2.2 Analyse des données radar en puits

La première acquisition est à 1,40 m sous la surface, puis les mesures sont acquises avec une résolution verticale de 10 cm. Le pointage des signaux donnent les temps de premières arrivées d'ondes (Figure 4-12-A). De ces temps d'arrivée sont déduits les profils de vitesse électromagnétique radar (Figure 4-12-B). A partir des vitesses de propagation radar, les teneurs en eau sont déduites dans les formations le long de chaque puits (voir section 3.3.2, Figure 4-12-C). Le temps d'émission du signal doit être déterminé avec précision car il influe sur l'estimation de la vitesse de propagation (cf. section 3.3.).

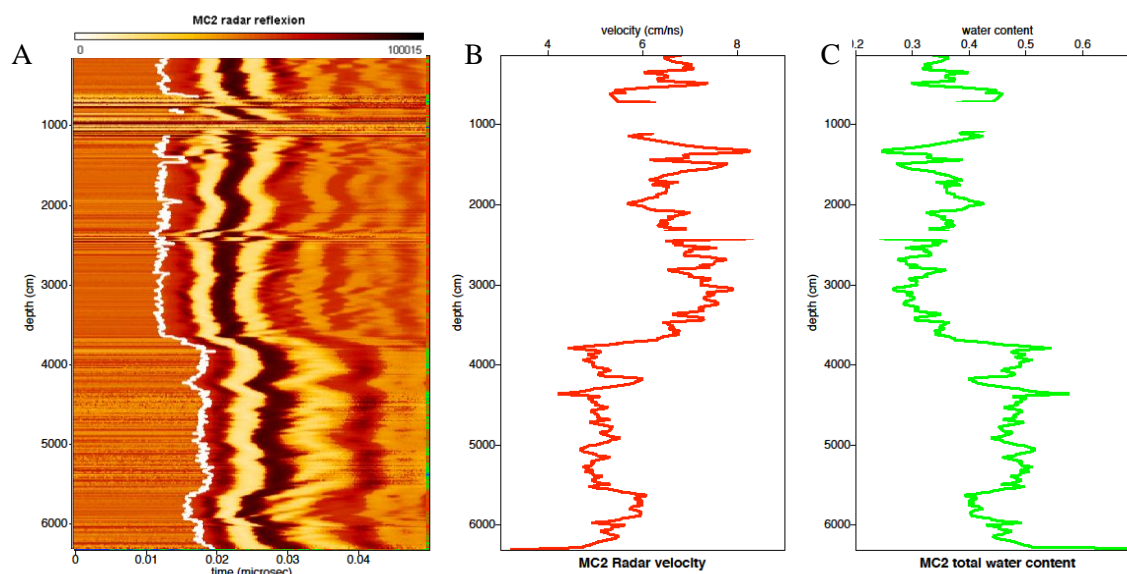


Figure 4-12: Données radar brutes et données traitées du profil dans la zone 0-62 m du puits MC2. A) Pseudo section des données brutes radar avec la ligne des pointés des premières arrivées (en blanc). B) Relation vitesse électromagnétique – profondeur issue de l’analyse du GPR de MC2. C) Estimation de la teneur en eau (water content) en ratio selon la profondeur du puits MC2.

Le profil de vitesses montre des variations entre 4,2 et 8,4 cm/ns (Figure 4-12-B). Une première zone de 0 à 6 m présente des vitesses élevées d’une moyenne de 6,2 cm/ns. Une diminution à 4,6 cm/ns est observée entre 6 et 14 m. Deux pics sont localisés à 14 et 16 m de profondeur (8,2 et 7,8 cm/ns). Puis, les valeurs de vitesses augmentent progressivement de 6,2 à 7,6 cm/ns vers le bas du puits jusqu’à 32 m. Elles diminuent de nouveau jusqu’à une nette réduction de vitesse à 37 m de profondeur correspondant à l’entrée dans la nappe. Elles restent plus ou moins constantes dans la zone saturées (5,2 cm/ns en moyenne). Un niveau caractérisé par une vitesse plus élevée apparaît de 56 à 59,5 m. Dans la littérature (cf. section 3.3), les vitesses de propagation dans les roches calcaires et dans les argiles sont : $V_{\text{calcaire}} = 12 \text{ cm/ns}$ et $V_{\text{argile}} = 6 \text{ cm/ns}$. Pour ce qui concerne l’influence du milieu, une zone vadose est influencée par la vitesse de propagation dans l’air évaluée à $V_{\text{air}} = 30 \text{ cm/ns}$ alors qu’en zone saturée, la chimie du fluide fait varier la valeur de la vitesse sachant que $v_{\text{eau douce}} = 3,3 \text{ cm/ns}$ et $V_{\text{eau salée}} = 1 \text{ cm/ns}$. Ainsi, en contexte de réservoir carbonaté et/ou argileux, une surestimation de la vitesse en zone vadose et sous-estimation en zone saturée peuvent être suggérées.

Les réflexions radar sont donc dépendantes des teneurs en eau dans les matériaux géologiques. Le profil de teneur en eau (Figure 4-12-C) localise les zones vadose et saturée en eau douce ainsi que l’atténuation provoquée par la zone argileuse. La zone vadose présente une teneur de 35% dans les cinq premiers mètres. Ensuite, une diminution de la teneur de 40 à 28% est analysée jusqu’au niveau de la nappe. Une teneur moyenne de 48% caractérise la zone saturée ; deux niveaux localisés à 42 et 56-59,5 m présentent une diminution de 10%.

Suite aux équations établies dans la section 3-3, les profils de vitesse électromagnétique V_{EM} et de teneur en eau wc sont rapportés aux autres données géophysiques disponibles dans le puits : la vitesse acoustique V_{AC} et la conductivité électrique de la formation C_o (influencée par la conductivité du fluide saturant). Ces données acoustiques et électriques ne sont disponibles que dans la zone saturée. La comparaison n'est établie que sur l'intervalle 37 - 62 m.

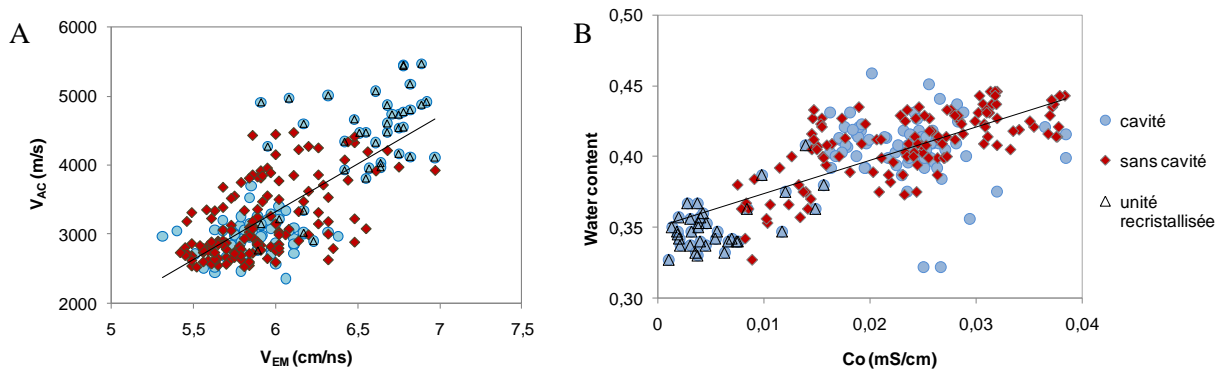


Figure 4-13: Données radar traitées issu de MC2, comparées aux données géophysiques en zone saturée d'eau douce. A) Cross-plot entre la vitesse électromagnétique radar V_{EM} et la vitesse acoustique V_{AC} . B) Cross-plot entre la teneur en eau (water content WC) évaluée des mesures radar et la conductivité électrique C_o de la formation saturée en eau.

L'équation résultant de la relation $V_{EM} - V_{AC}$ est : $V_{AC} = 1387 * V_{EM} - 5000$.

L'équation liant wc à C_o est : $wc = 2,4 * C_o + 0,3$.

Ces relations montrent une tendance linéaire avec des coefficients de corrélation moyens de l'ordre de 0,5. Ces résultats valident la méthode de détermination des vitesses radar. Le fluide saturant étant de nature constante, les teneurs en eau présentent des variations directement liées à la porosité. Les valeurs élevées de vitesses relatent des teneurs en eau faibles ; par exemple l'unité recristallisée (Figure 4-13) qui se compose d'une matrice très indurée. Or la Figure 4-10 illustrant la zone 57,1 - 58,9 m de cette unité indique de larges vacuoles et cavités. Les données de C_o confirment la saturation. Cette diminution de la teneur en eau peut être expliquée par une topologie complexe du réseau poreux de cette unité, montrée par des facteurs de formation élevés (Garing et al., *in prep.*).

4.4.2.3 Résultats en surface

Le GPR fournit un diagramme de réflexions caractérisant les changements d'impédance acoustique des diverses couches composant le sous-sol. Due à la faible investigation des mesures GPR, les résultats ne donnent pas plus d'informations que les ERT et ne sont donc que succinctement présentés dans cette étude. Deux passages GPR en surface ont été réalisés sur la ligne de 123 m de long orientée N80E (Figure 4-1 ; Figure 4-3). Le premier a été fait avec une antenne radar de 250 MHz blindée et le deuxième avec une antenne de 100 MHz non blindée. La résolution des structures

superficielles est bonne mais l'acquisition est stoppée à 8 m. Les milieux argileux forment un écran aux ondes électromagnétiques. En effet, la présence d'argile rend les terrains trop conducteurs pour laisser passer les ondes qui sont donc totalement absorbées. Les résultats préliminaires montrent des vitesses de propagation similaires à celles des mesures électriques. Ils montrent également des limites d'interprétation quantitative sur notre site avec de nouveau une faible profondeur de pénétration due aux bancs argileux importants.

4.4.3 Résultats 2D sismiques

L'intérêt du projet sismique THR Campos est d'imager les grandes structures du réservoir (couches et karsts) à l'aide de la sismique et des analyses de puits dans la tranche 0-100 m.

En juin 2009, une ligne sismique 2-D de 120 m de long, orientée N10E, est réalisée en diagonale d'un futur cube sismique 3-D (Figure 4-1). Elle s'étend donc sur tout le site avec une résolution d'acquisition optimale d'1 m afin d'atteindre les 100 mètres de profondeur, passant par deux puits au centre du site, MC16 et MC17. Puis, un cube sismique 3-D de 38 m de coté en surface et 100 m de profondeur investigate la partie centrale du site en mode réflexion avec une résolution quasi-optimale de 2 m. Centré également sur MC16 et MC17, ce bloc sismique intègre aussi le puits MC7. Des levés topographiques pour chaque repère (récepteur, source, puits ...) corrigent les effets de pente : une élévation de 2,1 m est notée entre récepteurs et sources les plus éloignés.

Les forages MC16 et MC17 ont en partie été réalisés pour reconnaître et préciser ces structures ainsi que caler la sismique en profondeur grâce à des mesures de vitesses acoustiques.

Le dispositif d'acquisition a été choisi pour obtenir à la fois une imagerie par réfraction et par réflexion (la source utilisée était le marteau).

4.4.3.1 *Profil sismique vertical*

Dans les forages MC2, MC10, MC11 et MC16, des Profils Sismiques Verticaux (PSV) de 100 m sont réalisés afin d'obtenir une image sismique très détaillée et plus précise que celle de la sismique de surface.

Après un pointage manuel des premières arrivées, les points de mesures indiquent des valeurs temps aller-retour « AR » en fonction de la distance parcourue (surface-point de mesure). Un modèle « vitesse acoustique-profondeur » à huit couches est issue des analyses de variation de pente entre les vitesses acoustiques moyennes et le temps AR du signal.

Le PSV de MC2 n'est caractérisé qu'avec 1 point source à 2,2 m du puits. La qualité des signaux acquis est trop faible pour traiter et analyser ce PSV. Les PSV de MC10 a été acquis simultanément avec 3 points sources (à 5, 10 et 14,5 m du puits MC10 dans l'alignement des puits MC10-MC11)

avec résolution d'1 m permettant une mesure sismique inter-puits. L'image des données PSV brutes confirme de nouveau l'existence de nombreuses cavités par l'observation des zones d'atténuation du signal.

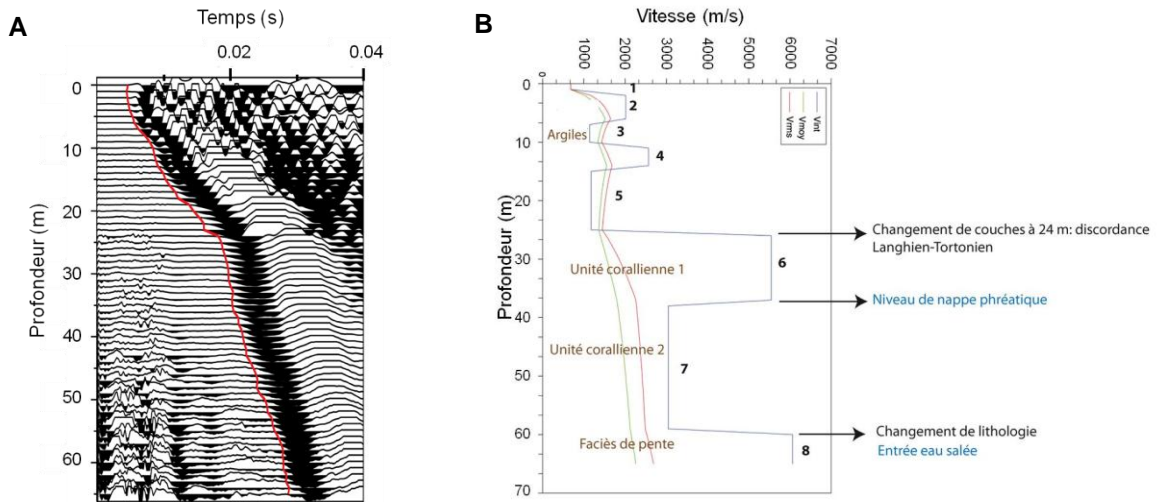


Figure 4-14 : (A) PSV par regroupement des traces en temps-profondeur du puits MC10, avec pointé manuel des premières arrivées en temps AR du signal (ligne rouge). (B) Modèle de vitesses associées aux profondeurs issu du PSV.

Les variations de vitesse d'intervalles (VSP ; Figure 4-14) s'accordent bien avec les changements de lithologies et de duretés de la roche associées, mais aussi avec les zones d'altération de la roche. En effet, ce VSP corrèle bien avec la ligne 2D. Les deux associés donnent une bonne base de modèle de terrain. La brutale augmentation de vitesse vers 25 m coïncidente avec une zone de cavité. Ce réflecteur est visible sur toute la zone, alors que les cavités sont de tailles limitées. Il représente donc un évènement important du réservoir.

A partir de la surface, on distingue une première couche (couche 1) de faible vitesse acoustique de l'ordre de 800 m/s, représentant le sol altéré. La couche 2 de 5 m d'épaisseur marque avec une vitesse de 2000 m/s les calcaires très indurés avec présence de calcrêtes et de brèches (voir résultats ci-dessus). La couche 3, vitesse acoustique moyenne diminuée à 1150 m/s, s'établit sur 5 m, entre 6 et 11 m de profondeur. Elle représente les bancs calcaires boueux intercalés dans la zone argileuse. Puis une augmentation de la vitesse acoustique à 2650 m/s sur 3 m (11 – 14 m de profondeur) caractérise la couche 4, des calcaires très bioturbés. La couche 5, intervalle 14-25 m, présente la même vitesse que la couche 3 (1150 m/s). Cet intervalle est composé de faciès lagunaires alternés avec des faciès de plage. Le niveau 25 m marque une discordance avec le développement karstique le plus important. Une nette augmentation de la vitesse acoustique (5500 m/s) marque le passage à la couche 6 qui s'étend de 25 à 37 m de profondeur, soit sur un banc de 12 m d'épaisseur. Ce brusque changement traduit l'entrée dans une formation plus compacte. Cette dernière correspond à la première unité corallienne constituée de calcaires très indurés et karstifiés en zone vadose mais météorique. La couche 7 est définie par une vitesse de 3000 m/s de 37 à 60 m de profondeur. Cette couche représente la deuxième

unité corallienne du réservoir et ce banc de 23 m est en zone saturée d'eau douce. La vitesse acoustique en eau douce étant de 1500 m/s, les roches très poreuses de cette couche sont donc caractérisées par une vitesse amoindrie par la saturation en eau. Enfin, une nouvelle forte augmentation de la vitesse acoustique à 6100 m/s décrit la couche 8 qui correspond à des calcaires dolomitiques de texture fine à microporosité importante. La caractérisation acoustique de cette fine couche de calcaires recristallisés semble peu affectée par sa saturation en eau douce. Le modèle s'arrête à 65 m de profondeur.

Quant au puits MC16, son modèle issu du PSV est constitué de neuf couches jusqu'à 80 m de profondeur. Jusqu'à 65 m, il en présente une de moins que le modèle de MC10, puits du 1^{er} cluster.

A partir de la surface (Figure 4-15), on distingue une première couche de sol altéré (0 – 2 m) de faible vitesse acoustique de l'ordre de 700 m/s. La couche 2, de 2 m d'épaisseur (2 – 4 m) présente une vitesse de 800 m/s caractérisant la suite des formations superficielles. La couche 3, vitesse acoustique moyenne diminuée à 1550 m/s, s'établit sur 12 m, entre 4 et 16 m de profondeur. La couche 3 représente des bancs calcaires à texture très fine intercalés dans une zone argileuse, d'où des pics importants de gamma-ray (Figure 4-15). Puis une légère augmentation de la vitesse acoustique à 1750 m/s sur 7 m caractérise la couche 4, des calcaires très fracturés jusqu'à une large fracture ouverte de 50 cm à 24 m de profondeur. La couche 5, intervalle 24 - 38 m, présente la vitesse moyenne la plus élevée (3000 m/s). Cet intervalle est composé d'unités coralliennes très karstifiées, en contexte de zone météorique. Une diminution de la vitesse acoustique (2300 m/s) marque une couche 6 qui s'étend de 38 à 52 m de profondeur, soit sur une autre unité corallienne de 14 m d'épaisseur avec de nombreuses cavités et fractures élargies. Cette unité est localisée en zone phréatique. Puis, l'intervalle suivant (couche 7, 52 – 60 m) correspond à la troisième unité corallienne (2000 m/s) constituée également de calcaires karstifiés, se terminant par une cavité à 60 m. La couche 8 est définie par une vitesse de 2600 m/s de 60 à 73 m de profondeur. Cette couche représente un banc de 13 m en zone saturée de mélange d'eaux, avec quelques zones de vacuoles. Enfin, une dernière couche (couche 9) présente une vitesse acoustique similaire à la précédente (2700 m/s) et décrit des facies saturés d'eau salée jusqu'à 80 m de profondeur.

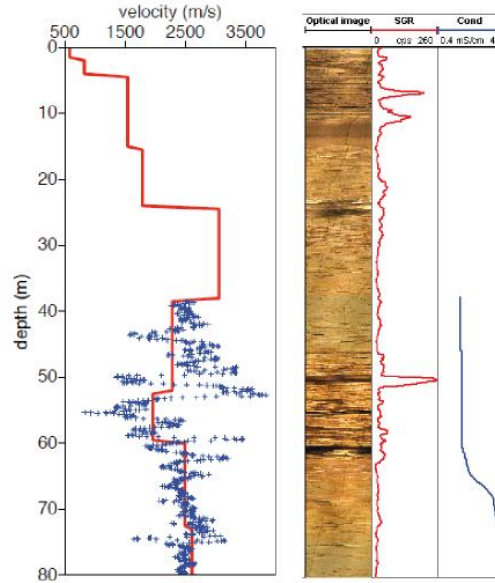


Figure 4-15 : Modèle de couches issu du PSV de MC16, comparé aux profils de vitesse acoustique en forage (points bleus), de gamma-ray (profil rouge), de conductivité électrique du fluide (profil bleu) et à l’image optique de paroi de puits.

La vitesse des ondes de compression (P) est évaluée par les mesures acoustiques en forage entre 1500 et 3000 m/s et à 700 m/s pour les ondes de surface (Figure 4-15). Les trois principales variations de ce profil suivent les quatre couches du modèle PSV associé. La zone de cavité est bien retransmise par une diminution des deux vitesses. Cependant le détail des variations de la vitesse acoustique n’est pas donné par l’analyse des vitesses électromagnétiques, spécialement dans la zone 37 – 54 m.

Ces deux modèles PSV pour MC10 et MC16 délimitent les grandes structures du réservoir environnant les deux clusters de puits : bancs d’argiles, unités coralliennes, unités de texture fine ainsi que les quatre zones hydrauliques particulières au réservoir (vadose, phréatique, zone de mélange des eaux et eau salée).

4.4.3.2 *Ligne sismique 2-D (autour du 1^{er} cluster de puits)*

Le but de cette ligne 2-D est d’imager l’architecture du réservoir, de rechercher des structures à grande échelle et de déterminer les paramètres optimaux pour les différentes phases de traitement.

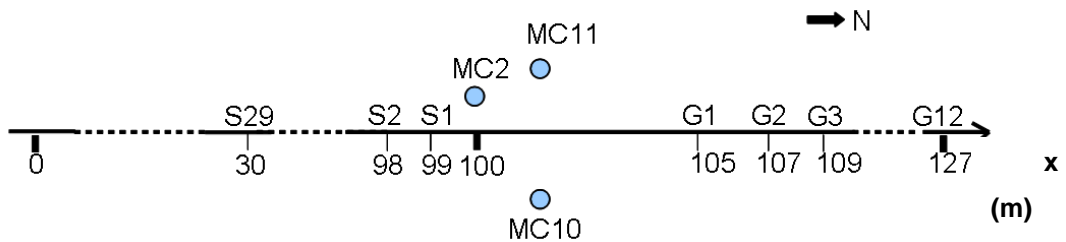


Figure 4-16 : Schéma de la ligne sismique 2D (mission mars 2008).

Le profil sismique 2-D de 70 m de long au travers du premier cluster de puits a mis en avant plusieurs réflecteurs dans la tranche 0 - 50 m de profondeur : réflecteur 1 à 10 m avec vitesse acoustique de 2370 m/s, réflecteur 2 à 21 m avec 2500 m/s, réflecteur 3 à 36 m avec 2600 m/s, réflecteur 4 à 40 m avec 2400 m/s et réflecteur 5 à 54 m avec 2400 m/s.

Les couches d'argiles représentent de bons marqueurs pour l'imagerie sismique.

4.4.3.3 Ligne sismique 2-D (autour des puits MC16 et MC17)

La ligne 2-D image une majeure partie de l'architecture du réservoir dans l'alignement du premier cluster de puits en passant par les puits MC16 et MC17.

La section sismique est représentée en amplitude. Les profils gamma-ray de MC16 et MC17 sont calés sur la section et leurs pics peuvent être comparés aux marqueurs sismiques. Le profil PSV de MC16 est également superposé à cette section.

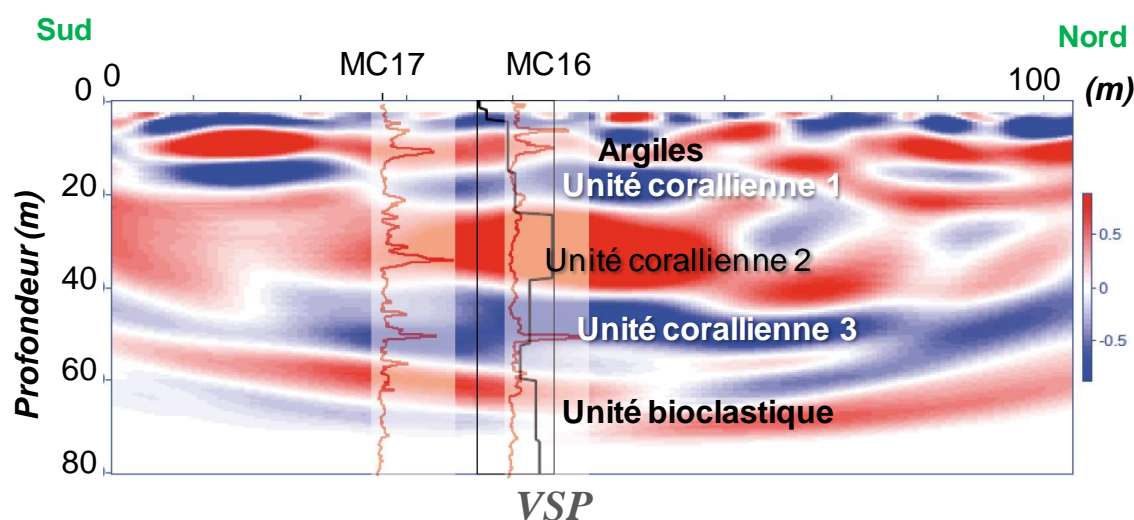


Figure 4-17 : Ligne sismique 2-D post-stack migrée passant par les puits MC16 et MC17 illustrés par des profils de gamma-ray et PSV. La section est représentée en amplitudes (bleu pour les négatives et rouge pour les positives).

Les formations basales du forage révèlent des réflecteurs sismiques plus atténués et homogènes sous 60 m, puis des réflecteurs plus prononcés mais moins homogènes au dessus. La pseudo-section montre une succession de réflecteurs de forme concave. Les réflecteurs sismiques (effets de pente non réalistes) sont déformés sur les limites de la section. Ces déformations sont issues des effets de la migration liés à la discontinuité des événements. Les formations centrales sont les mieux définies par la méthode mais la sismique n'a pas permis d'obtenir une image du toit de l'aquifère carbonaté (la résolution de la méthode ne permet pas de préciser).

La section sismique, Figure 4-17, présente neuf variations d'amplitude au puits MC16 ; elles correspondent aux neuf couches extraites du PSV. Les variations d'amplitude concordent entre le profil et la ligne. Les amplitudes positives révèlent la zone argileuse (8 – 12 m) puis les faciès récifaux. La structure positive la plus importante révèle les faciès récifaux en zone vadose de 24 à 37 m. Les profils gamma-ray indiquent les variations lithologiques majeures. Les pics de gamma-ray coïncident avec les marqueurs sismiques. Ils indiquent des effets d'interférence dus à la résolution, comme le souligne les deux bancs argileux réunis sous un même marqueur. La structure positive correspond à des valeurs gamma-ray très faibles pour MC16. MC17 contient un pic majeur dans cette zone qui répond à un banc à concentration de matière organique importante. Ce banc a été dissous dans MC16 laissant place à une cavité importante.

L'analyse de la sismique a permis de repérer les structures à grande échelle. Dans les niveaux sous-jacents du récif, les formations sont planaires et d'épaisseur homogène. Ces zones à faible vitesse correspondent à des zones à forte teneur en eau (conductivité hydraulique). Dans la zone récifale, les déformations des réflecteurs sismiques marquent des structures plus contrastées. Cette hétérogénéité s'accroît vers la partie sommitale et également vers le nord de la section pouvant indiquer des variations de structures à plus petite échelle dans ces niveaux.

La sismique montre la forte hétérogénéité du réservoir aquifère et confirme les orientations principales des structures nord-sud. La distribution des amplitudes de vitesses sismiques peut mettre en évidence des chemins préférentiels de connexion entre puits. A titre d'exemple des traitements d'images de paroi de puits appuient l'hypothèse de connexion hydraulique entre les puits MC16 et MC17, située dans une zone à vitesse sismique élevée dans l'intervalle de profondeur de 24 et 37 m.

4.4.4 Intégration des résultats et interprétation

Les mesures réalisées ont pu être traitées et interprétées de façon satisfaisante, et fournissent une interprétation cohérente avec les mesures géophysiques de forage antérieures.

Les profils de la résistivité électrique apparente (à 2 dispositifs et 2 écartements inter-électrodes) ont permis de mieux comprendre les mécanismes de transport et de percolation des fluides de la surface à la zone phréatique. Il existe de larges variations des résistivités électriques et des couches très conductrices impropres au GPR. Des variations importantes des vitesses sismiques sont mises en évidence en VSP. Les réflecteurs de la section sismique (Figure 4-17) sont compatibles avec les vitesses obtenues en VSP. La ligne sismique 2D acquise sur le site (80 m de profondeur) permet d'avoir une image des structures en termes de propriétés acoustiques, épaisseur et variabilité des formations à grande échelle. La prospection sismique réflexion est plus adaptée à ce type de formations, contrairement aux mesures électriques radar et de résistivité.

La géométrie du réservoir est principalement tabulaire, mais des variations latérales sont aussi présentes. La direction N35 de ces alignements n'est pas une direction structurale fréquente dans la zone d'étude. Cette partie du manuscrit discute de son existence et de son origine au sein des calcaires du Miocène de Lluçmajor.

L'atténuation des signaux observée à partir de 37 m de profondeur représente l'entrée dans la zone saturée. Généralement, un fort contraste marque le niveau nappe-zone vadose ; mais en cas de présence de frange capillaire, le contraste est faible dû à un niveau progressif de la teneur en eau et le réflecteur sismique est donc moins marqué. Les réflecteurs légèrement pentés, interférant entre eux, et détectés dans les formations superficielle (entre la surface et 15 m) sont les niveaux argileux. Les profils de rayonnement de gamma spectral et plus particulièrement des éléments thorium et potassium confirment la présence de ces niveaux d'argiles. Une limite de séquence de dépôt (niveau induré sous cavité à 24 m) apparaît en tant que réflecteur de forte amplitude. La partie floutée de la section est interprétée comme l'expression sismique d'une structuration liée au développement de cavités dans la structure récifale. Cette structure récifale est connue à l'échelle de la plate-forme pour prograder dans la direction Sud-ouest ; ses corps liés au développement de barrières récifales s'alignent dans une direction N135. L'orientation de la coupe 2D est celle de cette progradation : les réflecteurs suggèrent cette influence structurale de l'installation du récif.

4.5 Hétérogénéités à l'échelle de la plate-forme de Lluçmajor

Ce travail représente une contribution à la compréhension de la dynamique sédimentaire de la plate-forme Lluçmajor. Le site de Campos est décrit puis relié aux formations de la côte.

Une étude détaillée a d'abord été réalisée sur le nouveau puits MC10 proche du puits de référence MC2, s'appuyant sur l'élaboration d'un profil lithobiostratigraphique. Puis ce puits a été intégré au transect de 15 km jusqu'à la mer. Plus particulièrement, cette reconnaissance géologique vise à mieux contraindre les caractéristiques pétrophysiques des calcaires constituant les clinofformes de la plate-forme progradante.

Pour chaque unité, l'étude pétrophysique conduit à déterminer des microfaciès-types. Elle consiste à déterminer les biofaciès, les types d'environnements de dépôt, les textures et le type de porosité. A l'issue de cette étude, un modèle environnemental a été établi s'attardant sur les zonations biologiques et la sédimentologie permettant d'appréhender les modifications de la structure. Une attention particulière est portée sur les constructions microbiennes et une typologie de successions de faciès autour de la microbialite est proposée, en rapport avec le milieu de dépôt.

Les résultats obtenus conduisent à une remise en cause de l'histoire de la plate-forme. Particulièrement, les surfaces érosives marquent le sommet des édifices progradants.

4.5.1 Puits MC10, nouvelle référence du site Campos

Au cours de cette étude, le puits MC10 a été le plus analysé par diverses méthodes et résolutions spatiales. Il est donc le nouveau puits de référence. L'ensemble des observations et mesures acquises sur le puits MC10 a permis de caractériser la distribution spatiale des hétérogénéités de cet aquifère et d'identifier leur origine probable. En premier lieu, les faciès et environnements de dépôts sont détaillés. Puis les mesures en forage ont mis en évidence une structure hétérogène marquée par des associations de faciès spécifiques. L'origine des variations locales de cette hétérogénéité est discutée.

4.5.1.1 *Description de la sédimentologie séquentielle*

Le puits MC2 a été bien décrit dans les travaux de Jaeggi (2006) et Maria-Sube (2008). Ces descriptions se basent sur la texture et la porosité associée. Elles ont servies de base à l'analyse de MC10, en vue de leur proximité. Les carottes de MC10 sont décrites avec les mêmes caractéristiques lithologiques. Une attention particulière est toutefois portée sur les structures liées aux séquences de

développement de la plate-forme carbonatée, et aux zones de forte hétérogénéité observées lors des différentes mesures multi-échelles.

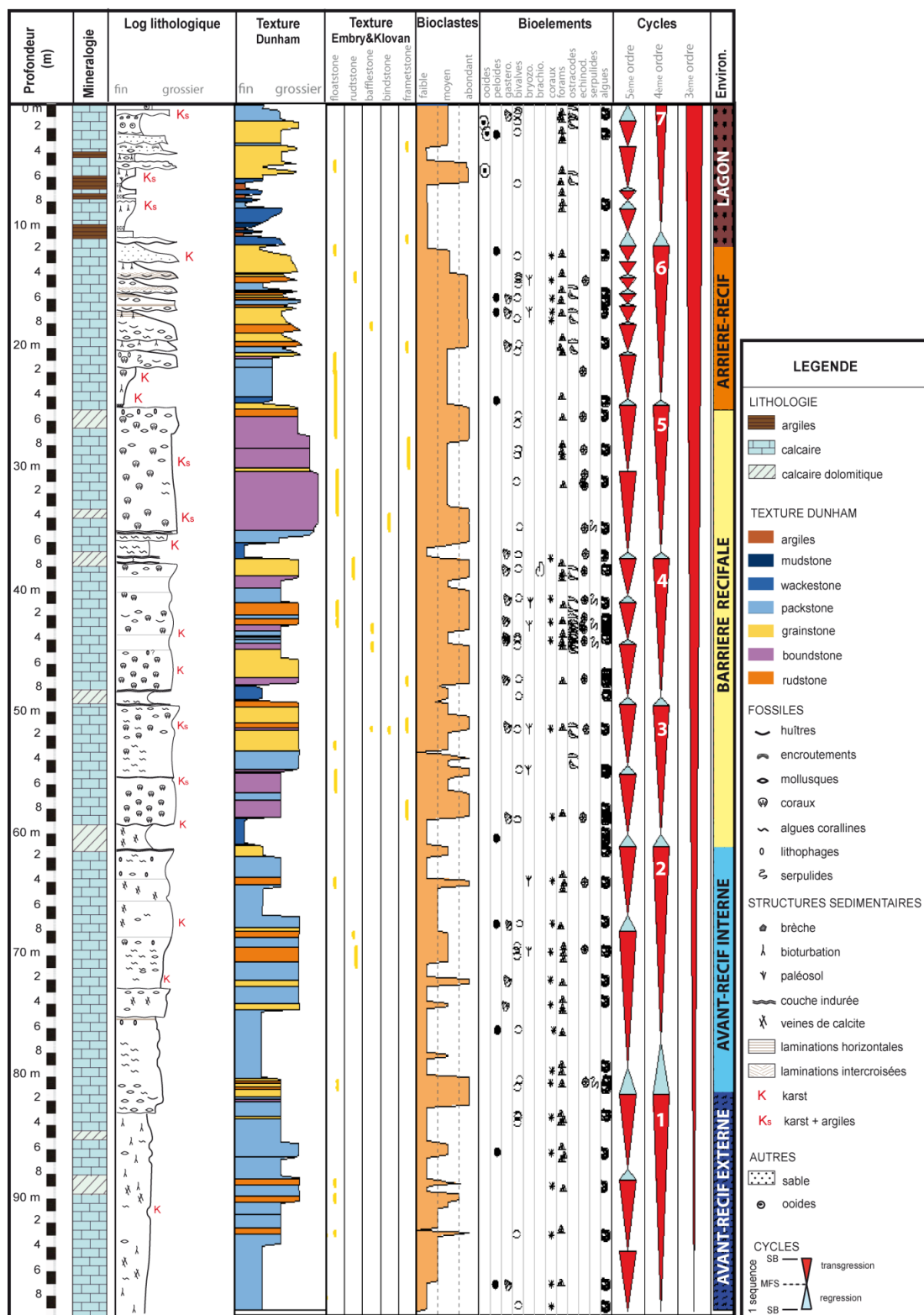


Figure 4-18 : Analyse sédimentologique des carottes du puits MC10, de gauche à droite : le log lithologique intégrant la minéralogie et la description des carottes (macrofaune et grain) ; le log textural avec la classification Dunham associée à celle d'Embry et Klovan ; l'abondance en bioclastes ; les cycles et l'environnement de dépôt.

La description des lithologies, des textures, de la teneur en bioclastes et de la microfaune repose sur les observations directes des carottes naturelles mais aussi celles imagées en densité RX (carottes scannées) et sur les lames minces.

La lithologie de MC10 est calcaire, seuls quelques niveaux d'argiles métriques apparaissent dans la dernière séquence du puits (au sommet). La minéralogie des roches est principalement calcitique. Sept horizons contiennent de la dolomite sous diverses proportions. Ces sept horizons de hauteur décimétrique à métrique sont localisés aux profondeurs moyennes de 89 m, 85 m, 61 m, 49 m, 37 m, 33 m et 25 m.

De bas en haut (Figure 4-18), le puits présente des calcarenites crayeuses, puis des calcaires bioclastiques, des bioconstructions coralliennes-bioclastiques, enfin des alternances de plate-forme interne recouvertes par des calcaires oolithiques. Ils s'établissent sous sept séquences de 4^{ème} ordre : de la plus profonde à la moins profonde :

Séquences 1 et 2 : les formations de 100 à 62 m présentent les faciès d'environnements associés les plus profonds de la séquence. Les bancs contiennent une forte proportion de lithoclastes, largement dissous. La texture micritique et blanches donnent des calcarenites crayeuses jusqu'à 86 m. Les bancs sont concentrés en foraminifères benthiques et certains en algues rouges. Un banc de rhodolithes est observé à 71 m. L'abondance en foraminifères benthiques augmente en remontant dans le puits. Des niveaux calcaires bioclastiques sont observés avec de accumulations de bioclastes plus importantes telles qu'aux profondeurs de 82 et 69 m.

Séquences 3, 4 et 5 : ce sont des calcaires coralliens à remplissage bioclastique mais aussi alternés avec des calcaires bioclastiques. Les coraux observés sont majoritairement des *Porites* ; leur diversité est donc faible. Des algues encroûtantes stabilisent le sommet des bioconstructions coralliennes. Un banc type wackestone représente le début de chaque séquence. Leur texture fine marque une remise en eau de la zone alors que les bioconstructions suivantes indiquent une progradation des faciès. Le sommet de chaque séquence présente des traces marquant la fin de la séquence par une exposition.

Séquences 6 et 7 : elles font partie de l'*innermost* (plate-forme interne). La base de la séquence 6 contient des fragments de coraux. Puis, elle se compose en de petites séquences. Des alternances de sédiments fins et grossiers indiquent des variations du niveau d'eau de la zone lors du dépôt. Certaines forment des structures tidales planes et d'autres, entrecroisées. Le sommet des bancs est, pour la plupart, bioturbé. La présence d'échinodermes marque un milieu ouvert. Les dépôts de la séquence 7 sont aussi influencés par de nombreuses variations marines. A la base de la séquence, les formations de texture micritique sont altérées par des traces de racines, caractéristiques d'anciennes mangroves. Elles alternent avec les niveaux argileux. Enfin, les dépôts sont formés de niveaux sableux, soient plus proximaux. Il n'y a plus d'échinodermes. La séquence se termine par des bancs granulaires qui contiennent des oolithes.

Les lithofaciès décrits sont tous d'origine proximale. Leur succession indique une séquence normale régressive de plate-forme interne. Au regard des autres plateformes de la Méditerranée (Braga et Aguirre, 2001 ; Munch et al., 2003), cette séquence régressive apparaît typique de l'époque messinienne. Plusieurs facteurs appuient cette hypothèse : la succession bioclastiques-corallien-plate-forme interne, un seul type de corail et des grainstones à oolithes qui terminent la séquence. Cinq environnements de dépôts se distinguent marquant des sédiments d'avant-récif externe (ou talus) et interne (forereef), de barrière récifal (reef barrier), d'après-récif (backreef) et de lagon (lagoon) (Figure 4-19).

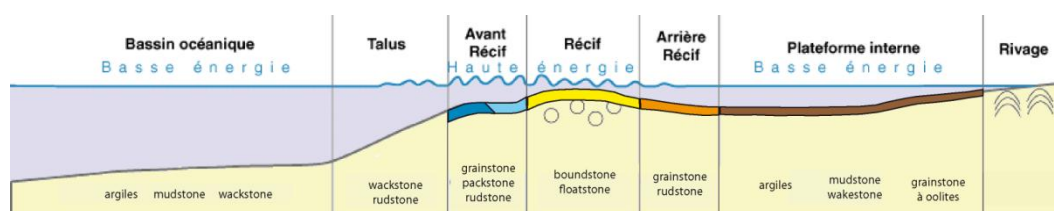


Figure 4-19: modèle des environnements de dépôts présents au site de Campos (modifié d'après Granier et Dides, 2004).

Les sept séquences induisent la présence de six *maximum flooding surfaces* (notées MFS), ce sont des niveaux d'inondation maximale. Les MFS se positionnent aux niveaux des formations à texture les plus fines, dont les quatre niveaux wackstone qui limitent les séquences 2 à 6. Les limites de séquences appelées aussi *sequence boundaries* (SB) sont localisées aux sommets des formations de grains grossiers ou à ceux des faciès ayant subi une émergence.

4.5.1.2 Analyse pétrophysique

La texture étant liée à l'arrangement des grains et par conséquent à la structure poreuse, l'analyse de cette dernière apporte des informations supplémentaires sur les hétérogénéités du puits MC10.

Dans un premier temps, les observations de la structure poreuse se font par analyse sur lames minces afin de déterminer l'origine et le type de porosité. En parallèle, l'observation de ciments permettent d'identifier leur arrangement (micritique/calcitique) et leur nature ainsi que les zones dolomitisées (Figure 4-20). Les porosités primaires sont classées sous *Pore type I* et les secondaires sous *Pore type II*.

Dans la zone d'eau salée et de mélange des eaux, le ciment est généralement micritisé, associé à une forte porosité intergranulaire mais aussi moldique. Quelques zones de développement vacuolaire sont présentes en zone de mélange. Deux pics de dolomies, dont un majeur à 88 m, sont observés en zone saturée d'eau saline.

La zone d'eau douce et le bas de la zone vadose sont marquées par le plus vaste développement poreux primaire et secondaire, de zones dolomitisées dont trois en zone d'eau douce aux profondeurs des faciès wackestones. Le ciment est principalement sparitique.

Enfin, la structure caractérisant le haut de la zone vadose montre une porosité intergranulaire dans des ciments micritique à sparitique. Les ciments sparitiques sont localisés dans les 10 premiers mètres, proche de la surface.

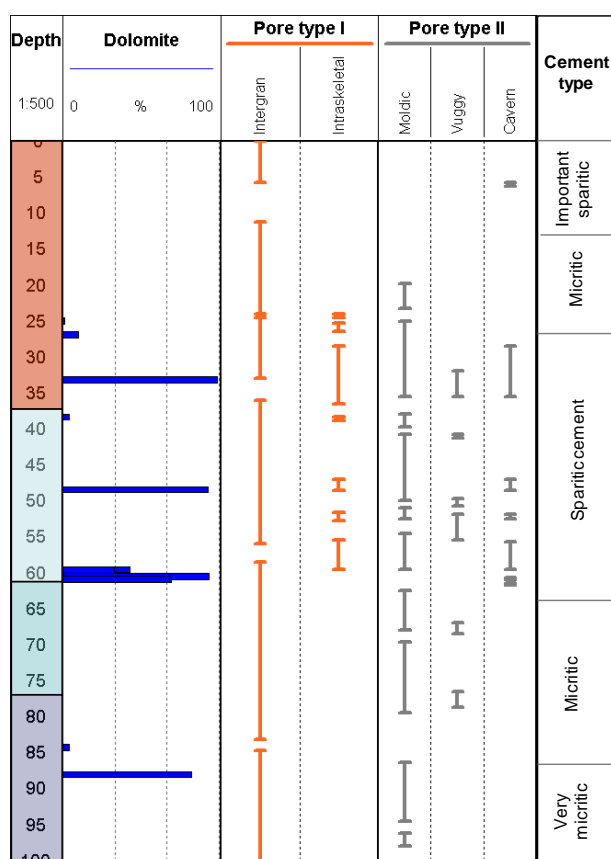


Figure 4-20 : Analyse pétrographique des lames minces issues du puits MC10.

La zone d'eau douce et vadose apparaissent les plus hétérogènes à cette échelle d'observation.

Dans un second temps, les observations pétrophysiques se font à l'échelle du puits grâce au traitement et à l'analyse des images de paroi de puits en temps (cf. section 4.1.). La macroporosité vacuolaire et karstique extraite montre trois degrés de porosité supérieure à 2 mm. La Figure 4-21 illustre l'alternance de bancs à diverses teneurs en macroporosité. Elle superpose le profil de macroporosité obtenue dans la partie saturée avec le profil de concentration en uranium.

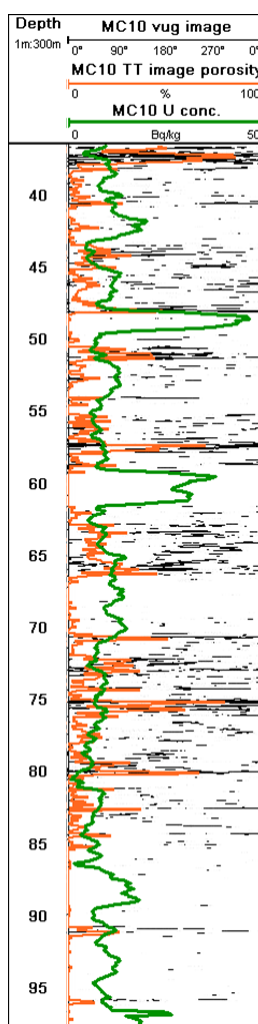


Figure 4-21 : Profil de macroporosité (orange) sur l'image de paroi de puits marquant en noir cette macroporosité dans la zone saturée du puits MC10. La concentration en uranium (vert) est superposée.

La teneur en porosité varie sur l'ensemble du puits. Le puits montre de fortes variations dues à une intense karstification dans cinq zones plurimétriques. Cinq niveaux indurés (sans macroporosité d'image de paroi) alternent avec ces niveaux vacuolaires et karstiques. Ils sont localisés aux intervalles de profondeur 100-87m, 62-59 m, 50-48 m et 28-36 m. Les quatre derniers cités sont encadrés par les plus hautes valeurs de macroporosité.

Le profil d'uranium superposé montre des anticorrélations avec la macroporosité. Les niveaux riches en uranium corréleront donc avec les niveaux indurés. Cette relation est observée pour les cinq niveaux de la zone saturée du puits.

Dans un troisième temps, la porosité est analysée à l'échelle des carottes grâce à la tomographie aux rayons X. Les carottes scannées (les CT-scans) ont une résolution de tomographie de 190 μm , soit supérieure au seuil définissant la macroporosité selon Choquette and Pray (1970). Cependant, la méthode d'analyse développée dans la section 4.2 permet de quantifier la porosité totale (nommée porosité RX) à partir des moyennes de densité RX ayant interagis avec l'ensemble des constituants de

la carotte. La porosité RX intègre toutes les porosités à toutes échelles (des macro- aux micro-pores) et de tous types (connectée, piégée et isolée) dans la limite du volume d'échantillonnage. Un profil de porosité à haute résolution (1258 plugs pour 93 mètres de carottes) est obtenu en zone saturée mais aussi vadose et caractérise l'ensemble du puits (Figure 4-22).

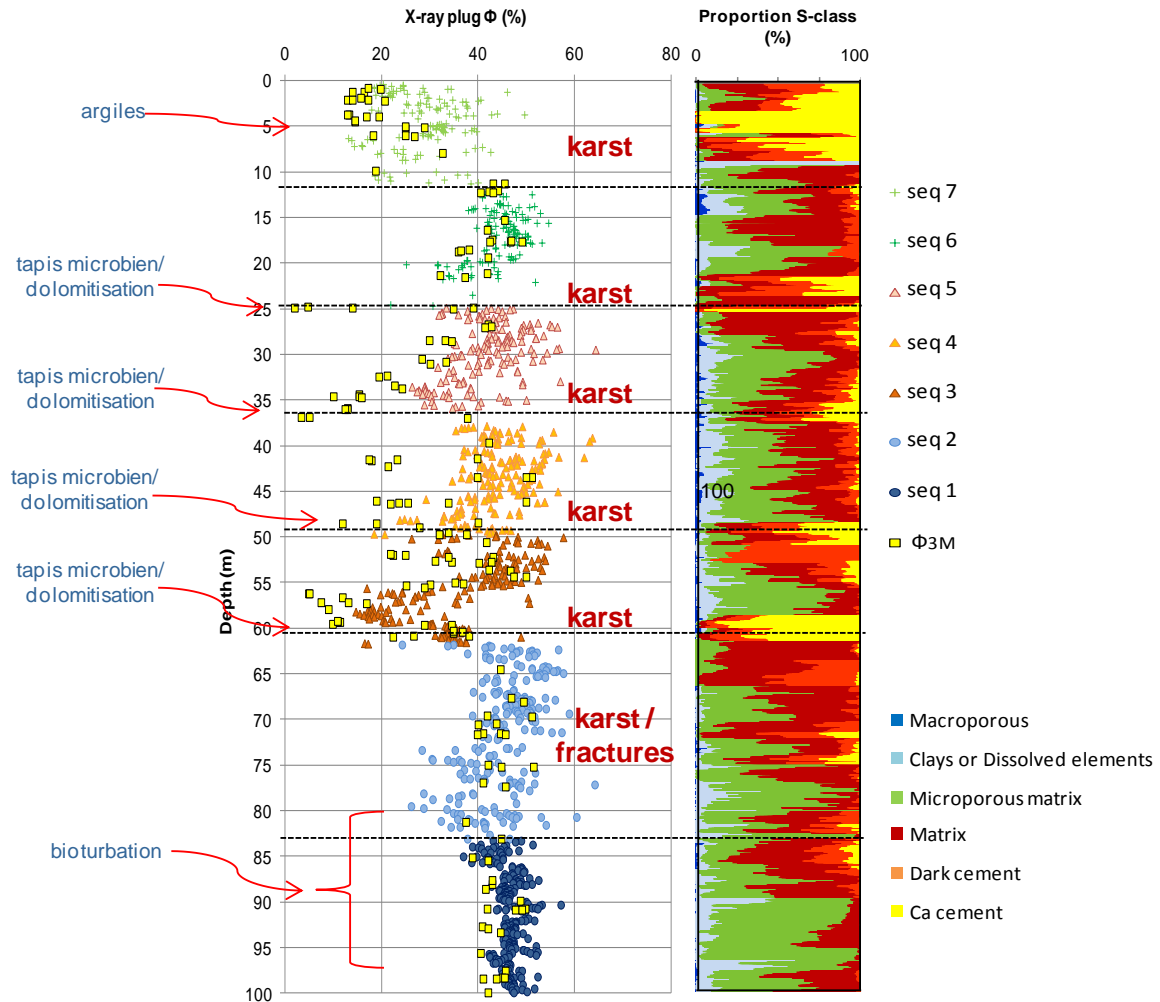


Figure 4-22 : Profil de porosités issues des CT-plugs selon les environnements de dépôts ; avec interprétation des variations les plus importantes.

L'analyse 3D des carottes scannées génère un profil de porosité détaillé en profondeur. Ce profil permet de visualiser facilement les zones de variations importantes, soient les zones hétérogènes. Une section ou un volume issu des CT-scans permet de découvrir les structures et phases de la zone d'intérêt considérée. Associé aux observations géologiques, cet avantage permet une meilleure compréhension des variations des propriétés pétrophysiques à petite échelle verticale.

Le profil de porosité RX est interprété (cf. section 4.2), de bas en haut du puits:

De 100 à 83 m de profondeur (séquence 1), la séquence est homogène et contient une forte porosité (45%) malgré la présence de forte bioturbation. La porosité prédominante est de type intergranulaire et moldique évoluant vers la porosité vacuolaire. De 83 à 62 m (séquence 2), les

valeurs de porosité divergent plus, avec une moyenne de 42% et une prépondérance de la porosité moldique. A 62 m, la transition faciès d'avant-récif à récif corallien est marquée par une diminution notable de la porosité (15%). Cette faible porosité indique une fine couche de faciès indurés. La porosité augmente de nouveau jusqu'à 33% de moyenne entre 62 et 59 m. La matrice est dolomitique avec une porosité inter- et intra-cristalline. Une portion importante de matière organique est présente ainsi que de nombreuses veines de calcite. La zone de 59 à 56 m est une des zones les moins poreuses (20%). Un ciment très induré est observé. La matrice est fortement recristallisée ; seule la macroporosité, essentiellement karstique, est maintenue. Puis de 56 à 49 m (séquence 3), le profil de porosité montre une gamme plus large de porosité centré sur 44%. La porosité varie autant que les types de porosité présents (inter- intragranulaire, moldique, vacuolaire et karstique). La porosité prédominante est issue de la dissolution ; l'action des karsts impacte fortement cette zone accentuée par l'abondance des coraux totalement dissous. A 49 m, une nouvelle diminution de porosité à 10% est notée dans une fine couche indurée. Elle est suivie d'une augmentation à 30% dans la couche wackestone dolomitique de la séquence 4. Une augmentation progressive de la porosité s'affiche jusqu'à la fin de la séquence (de 30 à un maximum de 57%). La séquence 5 est identique à la 4 : wackestone dolomitique de faible porosité à la base, succédé par une augmentation de la porosité jusqu'à la fin de la séquence dans des niveaux coralliens. Les séquences 4 et 5 exposent la même large gamme de porosité que la séquence 3 de type intragranulaire à karstique. Cependant la couche dolomitisée de la séquence 5 est plus mince. A 25 m, une nouvelle fine couche indurée révèle une faible porosité de 10%. Un large karst métrique se situe juste au dessus. Les formations de la séquence 6 (après-récif) montrent également une tendance croissante de porosité jusqu'au sommet. La porosité est de type primaire et secondaire comme les séquences des unités coralliennes. Enfin, une diminution de porosité apparaît dans la séquence 7 de formations lagunaires. Variant de 10 à 45%, sur une moyenne de 30%, la porosité est très hétérogène dans cette séquence.

Le profil de porosité RX apparaît très hétérogène, mais des séquences montrent des variations caractéristiques. Ces variations sont accentuées par la karstification générée par la percolation des eaux météoriques de surface. Les changements de séquences sont marqués par de fines couches peu poreuses. Elles augmentent l'hétérogénéité de la porosité à petite échelle verticale. Les diminutions de porosité indiquent également des zones de diagenèse (recristallisation - dolomitisation).

Le modèle combiné des *S-class* regroupe les principales phases et structures constituant la roche carbonatée (Figure 4-22). Ces phases (*S-class* ; cf section 4.2) sont liées aux variations de densités RX. L'hétérogénéité est une nouvelle fois marquée sur l'ensemble du puits. Les sept séquences montrent des tendances homogènes. Les limites de séquences sont mises en avant par des zones cimentées. Elles coïncident bien avec les phases d'émersions observées par des marqueurs sur carottes. La dernière séquence est fortement indurée jusqu'aux niveaux argileux. Les roches de la partie lagunaire (superficielle) sont touchées par le phénomène de reprecipitation de minéraux stables et

induration en surface. Le modèle marque les zones indurées qui terminent les séquences par de forte teneur en ciment. Les zones indurées suivies des wackestones dolomitisés correspondent aux niveaux sans macroporosité issu de l'image de paroi. Elles sont donc associées à des niveaux riches en uranium.

4.5.1.3 *Diagénèse et interprétation chronostratigraphique*

Quatre zones remarquables ressortent des études sédimentologiques combinées aux analyses pétrophysiques de porosité à différentes échelles. Ces zones sont caractérisées par un système complexe induration-dolomitisation-dissolution. Elles sont constituées par une zone d'induration définie par une faible porosité suivie d'un banc wackestone riche en uranium et dolomitique. Ces zones sont généralement encadrées par des niveaux très macroporeux de type vacuolaire ou fracturé. Elles présentent un réseau de veines de calcite qui contiennent parfois des vacuoles. Le banc wackestone peut être fortement dissous par karstification. La limite supérieure du karst métrique à 24 m est sinusoïdale, référant à une fracture légèrement pentue (Figure 4-23). Une fracture peut donc être source de fluides désaturés à l'origine de la dissolution. La limite supérieure du banc à 37 m est plus ou moins sinusoïdale. Les larges cavités dessous montrent une forte altération de la zone. Une autre fracture ouverte est observée à la limite supérieure du niveau de 48 m, mais le banc sous-jacent n'est pas affecté. Enfin, la limite supérieure du banc de 61 m n'affiche qu'une cavité.

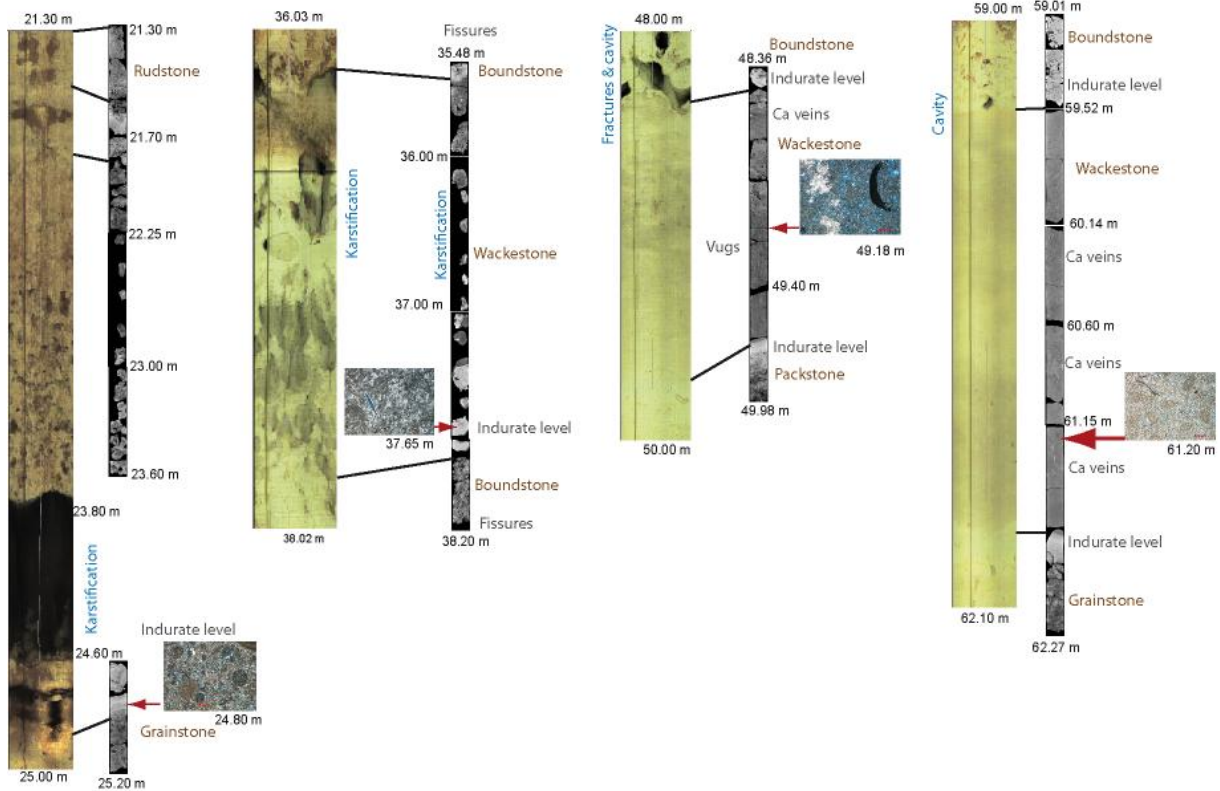


Figure 4-23 : Illustration des quatre zones hétérogènes par image optique de paroi de puits, CT-scan et scan de lame mince. Elles sont réparties de la moins profonde à la plus profonde, de gauche à droite.

La Figure 4-24 indique que la karstification les affectant diminue avec la profondeur. Ces associations de structures et de faciès sont observables sur le puits voisin MC11. Les CT-scans de carottes sont idéaux pour observer les successions de densité et donc de porosités hétérogènes. Le même degré de karstification est souligné dans les zones de MC11. La matrice dolomitisée des wackestones est marquée par un niveau de gris homogène dans les niveaux de 61 et 49 m, en zone saturée. Les wackestones du puits MC11 présentent plus de veines de calcite dont le centre présentent des vacuoles, spécialement dans la zone de 61 m. Les formations en zone vadose météorique affichent un wackestone altéré et en grande partie dissous. Les limites de la zone à 61 m montrent un changement de densité progressif, donnant un aspect diffusif à l'induration. La limite supérieure de MC11 est la plus graduelle. Les indurations sont également mieux préservées dans ces niveaux 61 et 49 m. Les autres indurations des zones 37 et 24 m sont plus fines. Leurs indurations supérieures sont très altérées ou inexistantes. Dans ce cas, la transition s'établit avec les bancs coralliens plus jeunes. Les indurations à 25 m montrent des laminations subhorizontales et parallèles.

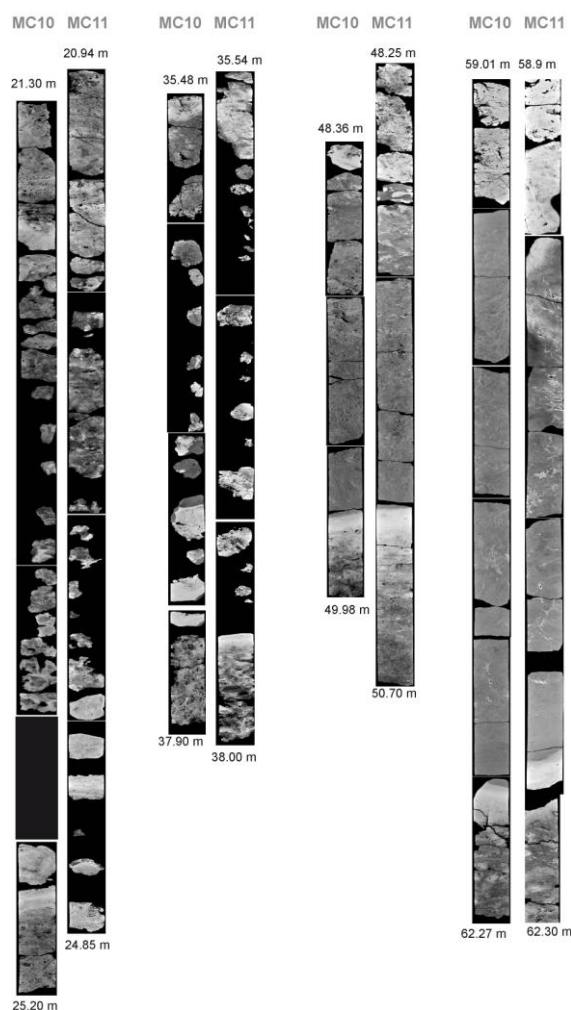


Figure 4-24 : Assemblages des CT-scans constituant les quatre zones indurées et dissoutes pour chacun des puits MC10 et MC11.

Sous le niveau induré, les faciès sont granulaires (séquence 2) ou coralliens pour les séquences 3 à 5. Sous les 62 m, au sommet de la séquence 2, le grainstone est bioturbé et perforé par des lithophages et des algues. Sous les 49 m, à la fin de la séquence 3, le rudstone en place est caractérisé par une accumulation de bioclastes avec présence d'algues. Sa porosité vacuolaire est très élevée. La terminaison de la séquence 4 (sous 38 m) est un boundstone bioclastique très dissous, contenant des huitres. Enfin, sous 25 m, à la fin de la séquence 3, un floatstone bioclastique et algaire affiche des trous de lithophages.

Les sommets des séquences 2 à 5 présentent des marqueurs d'exposition et sont recouverts de niveaux indurés. Le sommet de la séquence 2 est une exposition de type marine (*hardground*) alors que les sommets des séquences 3 à 5 sont des faciès émergés ou introduit dans un milieu proximal avec une faible tranche d'eau (développements algaires). Les *hardgrounds* sont des précipitations inorganiques, liées à une soustraction de CO₂, un mécanisme d'évaporation ou encore un mélange d'eaux à pH différents. Ils indiquent un milieu proximal. Les accumulations coquillières (gastéropodes, lamellibranches) notent également une diminution du niveau marin (limite de séquences 1 et 2). Des paléo-émersions ont donc affecté les niveaux à 62 m, 49, 38 et 25 m.

Les lithophages vivant en milieu marin, la présence de perforations atteste d'une remise en eau des sommets des séquences 2 et 5. Un wackestone intercalé entre deux séries récifales est un indicateur de MFS. Un *hardground* succédé d'un wackestone marquent donc une séquence transgressive.

Les hétérogénéités analysées dans les faciès de milieu continental (12-0 m) sont principalement des calcrêtes. Ce sont des reprécipitations inorganiques, liées à un sédiment fin précipité dans des eaux sursaturées en CaCO₃.

Les microbialites

Les sommets des séquences 2 à 5 sont pointés par une diminution importante de porosité et montrent une structure très indurée. Les lames minces extraites dans ces zones montrent également une matrice micritique très compacte. Plusieurs scans ont été analysés sous microscopie et pétrographiquement.

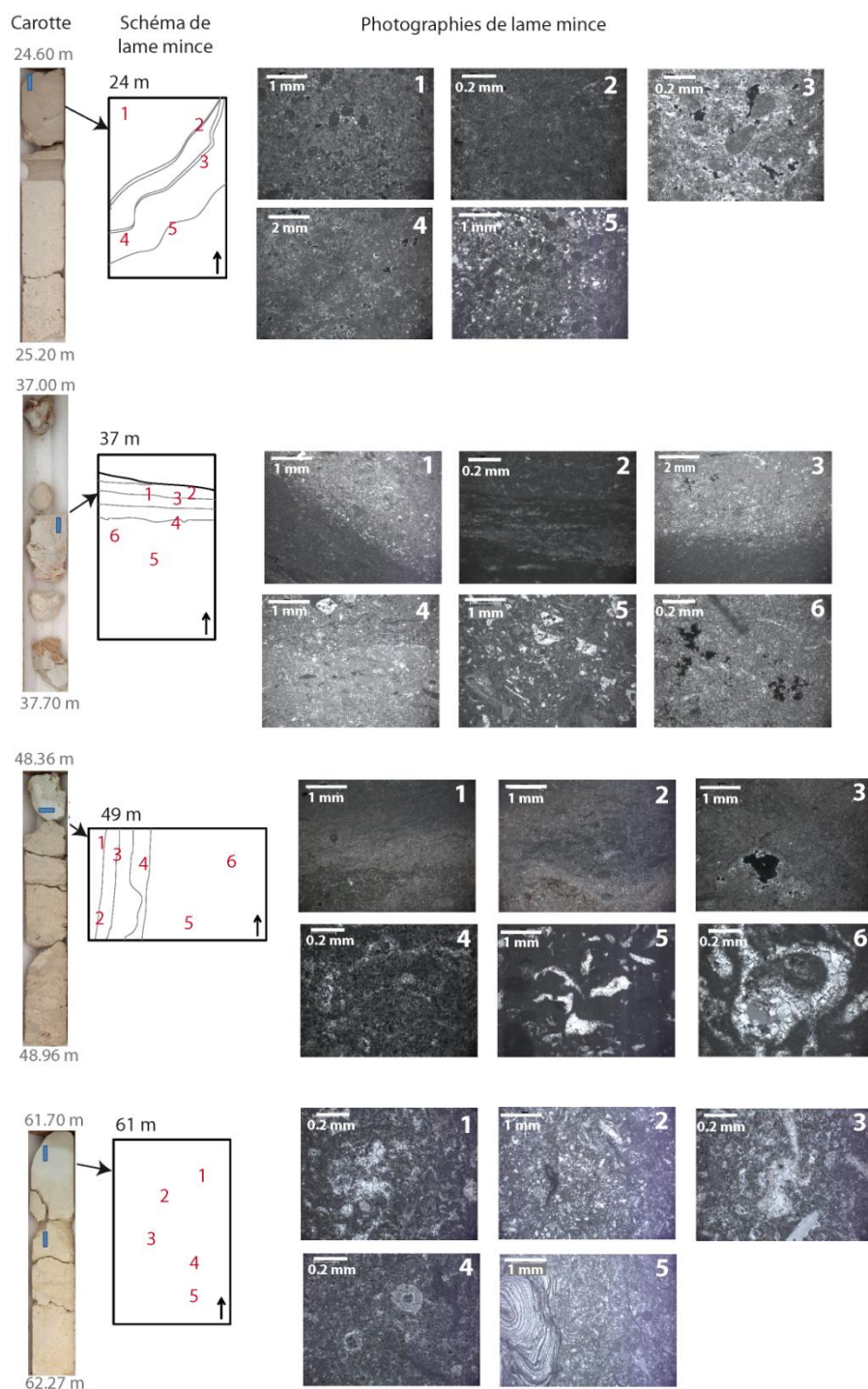


Figure 4-25 : Analyse pétrographique au microscope optique des quatre zones indurées par développement algair de MC10. La lame mince est localisée sur la photographie de la carotte. Un schéma de lame mince remplace les scans dans la lame.

Ces indurations contiennent de la dolomite à différentes teneur (5 à 50%) et de vacuoles isolées très développées. Les niveaux montrent des structures « coagulées » à dominance peloidale. Une abondante concentration microbienne semble être à l'origine de cette diminution de porosité (Figure 4-25). Ils correspondent à des microbialites. Les microbialites sont des bioconstructions à caractère récifal, de nature micritique et d'origine microbienne.

Ces dépôts organosédimentaires sont des accumulations issues d'un piégeage par la communauté microbienne benthique et l'encroutement de sédiments détritiques et / ou précipitation des minéraux (Burne et Moore 1987; Arenas et Pomar, 2010). Ils peuvent afficher divers degrés d'induration minérale. Les microbialites sont caractérisées par une intime interaction entre l'activité microbienne, la surface colonisée et l'environnement de dépôt (Stolz, 2000). Actuellement, elles sont observées dans les régions tropicales des milieux lagunaire et intertidale, le long de mur d'avant-récif et dans des environnements de haute énergie, où ils se développent dans association directe avec la communauté corallienne algaire (Lund et al., 2010). Leur interprétation paléocéologique indique donc les parties les plus proximales de la plate-forme externe et interne. D'autres dépôts messiniens présentent des microbialites. Les calcaires de Salemi (Sicile occidentale, Italie) renferment des masses carbonatées importantes essentiellement constituée de microbialite, associée à divers organismes encroûtants (Saint-Martin, 2001).

Les niveaux riches en uranium

D'après les profils de concentration en uranium (cf. section 4.1.), les faciès riches en U correspondent aux wakestones dolomitisés, indurés et parfois karstifiés.

Des analyses réalisées par Raddadi et al. (2005) ont permis de préciser l'existence d'au moins trois sources d'uranium dans les carbonates de plate-forme : (1) l'uranium est fixé dans les tests d'échinodermes qui abondent lors de phases d'approfondissement relatif des milieux de dépôt, soit aux niveaux de maximum d'inondation (*maximum flooding surface* « MFS »); Selon Ogg et al. (1995), les milieux enrichis en uranium sont des milieux d'eau calme, lieu de dépôt de faciès carbonatés boueux ; (2) l'uranium est concentré dans les minéraux détritiques et argileux (par exemple à 7 et 11 m) ; (3) l'uranium qui provient de la circulation des fluides météoriques lors des phases d'émersion et qui se concentre dans les environs des limites de séquences de dépôt et de certaines paraséquences d'émersion. Une concentration d'uranium pourrait être le résultat de différents processus (Ogg et al., 1995).

L'uranium est également concentré par concrétions ou incrustations d'algues rouges. Un rhodolithe (roche composé principalement d'algues rouges) est observé à 71 m mais la concentration en uranium de ce banc n'est pas aussi élevée que celle des MFS.

Ces sources d'uranium s'accordent avec les observations faites dans les sédiments wakestone et les veines de calcite qu'ils contiennent du puits de MC10. Par conséquent, les niveaux wackestone riches en uranium (à 61, 49, 38 et 24 m) sont interprétés comme des surfaces d'inondation maximale. L'uranium peut donc être authigène, issu de la mise en place du dépôt. Mais l'observation de veines de calcite en réseau bien développé atteste d'une affection post-dépôt des formations de fine texture par des circulations de fluide (météorique).

Compte tenu de ces résultats, l'outil *gamma-ray* pourrait être un bon moyen d'identification des surfaces remarquables en stratigraphie séquentielle, spécifiquement les surfaces d'inondation maximale (MFS) et de certaines séquences d'émersion. Toutefois, cet outil diagraphique ne doit pas être utilisé pour décrire la séquentielle d'une série sans discussion critique la lithologie. De plus, la localisation exacte de l'uranium n'est pas encore connue avec certitude dans les ensembles sédimentaires.

La dolomie microcristalline

Dans le puits MC10, les niveaux dolomités se trouvent préférentiellement dans les niveaux wackestones de MFS et dans les sommets de séquences indurés par des microbialites (Figure 4-26). Tout d'abord, les wackestones dolomités à plus de 90% présentent une matrice homogène peu poreuse par rapport à l'ensemble des autres matrices du puits (Figure 4-246). Les images CT-scans et scans de lame mince au MO et MEB affichent des veines et des ciments calcitiques. Les CT-scans des niveaux 49.3 et 23.2 m affichent des algues rouges. Le niveau à 60.2 m apparaît le plus homogène car il contient moins de microfaune. Les niveaux wackestones des séquences 5 et 6 sont intensément dissous et sont donc juste représentés par des images de section 2D issues des CT-scans (Figure 4-27).

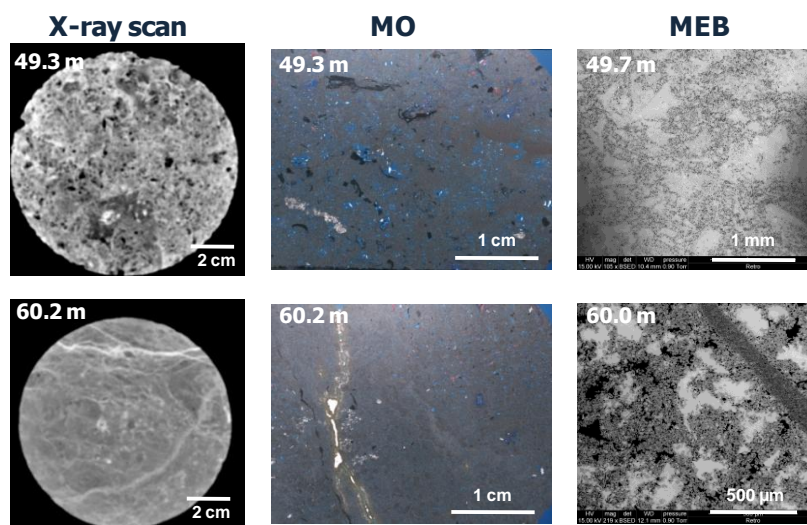


Figure 4-26 : Zones dolomitisées illustrées par section RX (1^{ère} colonne), puis par scan de lames minces au MO (2^{ème} colonne) et scan au MEB (3^{ème} colonne).

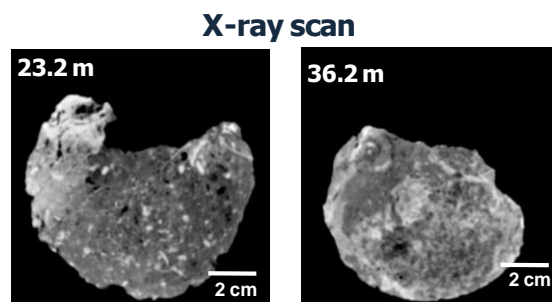


Figure 4-27 : Zones dolomitisées illustrées par des sections RX.

Puis, les niveaux indurés par les mises en place d'*hardground* et de développement algaire (microbialite) montrent une matrice très homogène au regard des CT-scans, avec une densité apparente plus élevée. Ils sont également dolomités mais avec des proportions inférieures à 50%. Cette dolomitisation peut s'être introduite lors de la mise en place des wackestones dolomitiques ou lors de leur dolomitisation par diffusion dans la surface des niveaux indurés.

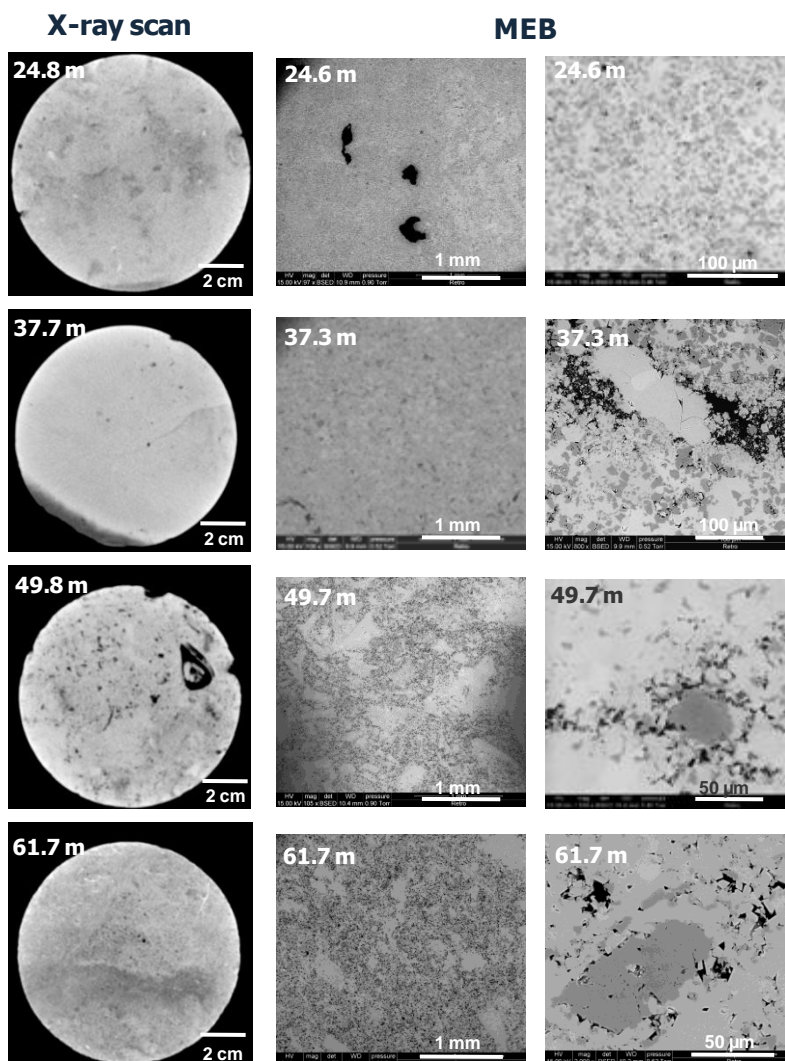


Figure 4-28: Les quatre zones indurées illustrées par section RX (1^{ère} colonne), puis par scan de lames minces au MEB (2^{ème} et 3^{ème} colonnes).

Cette dolomie résulte de transformations diagénétiques complexes lors d'un changement des conditions de dépôt ou de circulation de fluides. Après l'étude de différentes lames minces au MEB, quatre phases diagénétiques ont pu être identifiées :

- Dolomitisation: elle transforme la matrice initiale des wackestones mais aussi de quelques bancs de calcaire récifal (niveau à 33,5 m) et calcaire bioclastique (88 m). Les cristaux rhomboédriques de dolomite sont jointifs et de taille variable (50 à 100 µm) (Figure 4-28);

- Dédolomitisation : une partie seulement du rhomboèdre de dolomite a subi ce phénomène, il s'agit de la zone centrale (Figure 4-29). Les cristaux de dolomite sont rhomboédrique à sphéroïdal. Cette dissolution semble affecte la bordure des cristaux. Cette phase diagénétique engendre une augmentation de la porosité (intra et intergranulaire);

- Cimentation : elle se fait en deux phases : (1) cimentation du cœur de la dolomite par de la calcite sparitique : le cristal apparaît biphasé, caractérisé par un nucléus clair (Figure 4-29D) ; (2) la calcite sparitique remplace la majeure partie du matériel dolomitique (Figure 4-29C). Ce processus entraîne une réduction voir une disparition de la porosité (poronécrose).

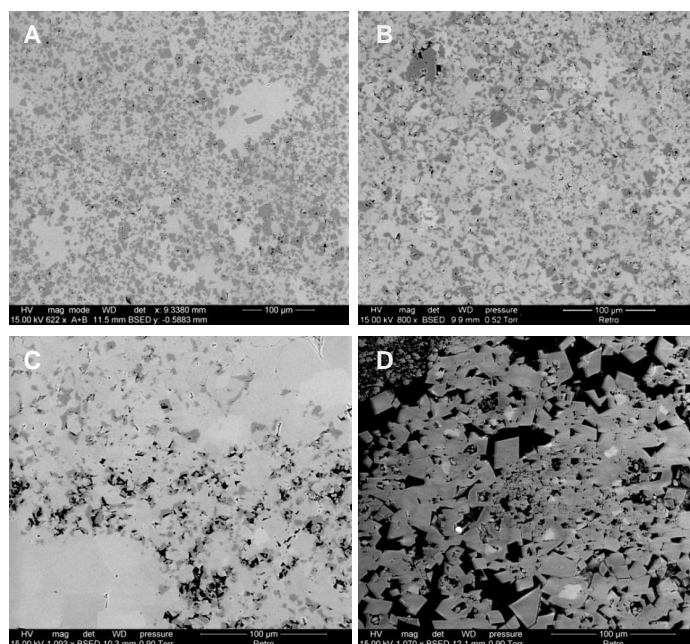


Figure 4-29 : Scans réalisés au MEB des différentes phases diagénétiques observées dans la dolomie microcristalline : (A) matrice composée de calcite et dolomite (24,8 m) ; de rares cristaux de dolomite sont affectés par une dissolution ; (B) identique à A mais les assemblages de cristaux de dolomite sont marqués par une dissolution (37,3 m) ; (C) Cristaux de dolomite à cœur ou majeure partie dissous (49,7m) et cimentation de calcite sparitique ; (D) Dédolomitisation dans les cristaux de dolomite et remplissage de calcite dans la partie centrale des cristaux de dolomite (61,6 m).

L'examen de la dolomite apporte des indications sur les processus diagénétiques. La dolomite présente une variabilité polymodale. Les cristaux de dolomite avec bords limpides sont caractéristiques d'une précipitation en zone de mélange des eaux météorique et marine. Ces dolomites ont tendance à remplacer les cristaux en place. Ce type de dolomitisation initiale est caractéristique de surface d'exposition en milieu supratidal (Moore, 2001). Elle est affectée et dissoute par d'anciennes et actuelles venues d'eaux météoriques.

Suite aux observations pétrographiques effectuées sur les échantillons de dolomies des quatre zones microbialite-wackestone, il semble exister une évolution de la diagenèse en fonction de la profondeur. La calcification s'intensifie aux limites des bancs en remontant vers la surface. Par contre, le banc wackestone est de plus en plus dissous selon sa proximité de la surface. Les zones

hydrogéologiques actuelles peuvent être à l'origine de cette variation d'impact diagénétique. Le niveau à 25 m se situe en zone vadose météorique ; le niveau à 37 m est au toit de la nappe ; le niveau à 49 m est en zone saturée d'eau douce ; le niveau à 61 m est également en zone saturée d'eau douce mais à la limite de la zone de mélange des eaux.

Comme décrit précédemment à l'aide de la Figure 4-23, chaque zone est proche d'une fracture ou d'une cavité. Les deux dernières phases de cimentation montrent une interrelation entre la diagenèse et les fractures de part leur présence et leur intensité. La présence d'une phase de dédolomitisation atteste de la circulation d'un fluide agressif. Ainsi, dans un tel système karstique, l'eau va préférentiellement circuler à travers les fractures et percoler par gravité pour altérer la roche sous-jacente, particulièrement ou plus rapidement si elle est de texture fine. Cependant, l'extension de cette altération reste faible et se limite à quelques mètres de part et d'autre des fractures.

Le calcaire récifal

Les séquences de calcaire récifal (séquences 3 à 5) sont dominées par les Porites associés à des remplissages bioclastiques et des encroutements algaires qui stabilisent l'édifice. Les niveaux à coraux karstifiés alternent avec des zones indurées et contiennent des argiles rouges sur les parois de cavités.



Figure 4-30 : Niveau corallien avec des zones karstifiées révélant des argiles rouges sur les parois de cavités et des zones indurées (MC10, séquence 3, 56.3 – 58.4 m).

Elles sont affectées par trois phases diagénétiques :

- Micritisation : les bioéléments sont recouverts d'enveloppes micritiques ou bien, leurs tests sont directement micritisés ;

- Dissolution : elle affecte particulièrement les coraux et les tests de bioclastes et les foraminifères (Figure 4-30). Il résulte de cette étape diagénétique une importante porosité à diverses échelles, de type inter- intra-particulaire, moldique et framework ;

- Cimentation : elle se réalise en deux phases. La vacuole de dissolution est tout d'abord tapissée d'un ciment de calcite sparitique en mosaïque. Le colmatage s'achève ensuite par une nouvelle phase de cimentation de calcite sparitique à gros cristaux. Il s'agit de calcite sparitique de taille variable. Les valeurs de porosité sont importantes lorsque la vacuole de dissolution n'est pas complètement cimentée. Peu de microsparitisation et de ciment fin sont relevés ;

Ces phases diagénétiques indiquent que les séries de calcaire récifal ont subi une émergence post-dépôt.

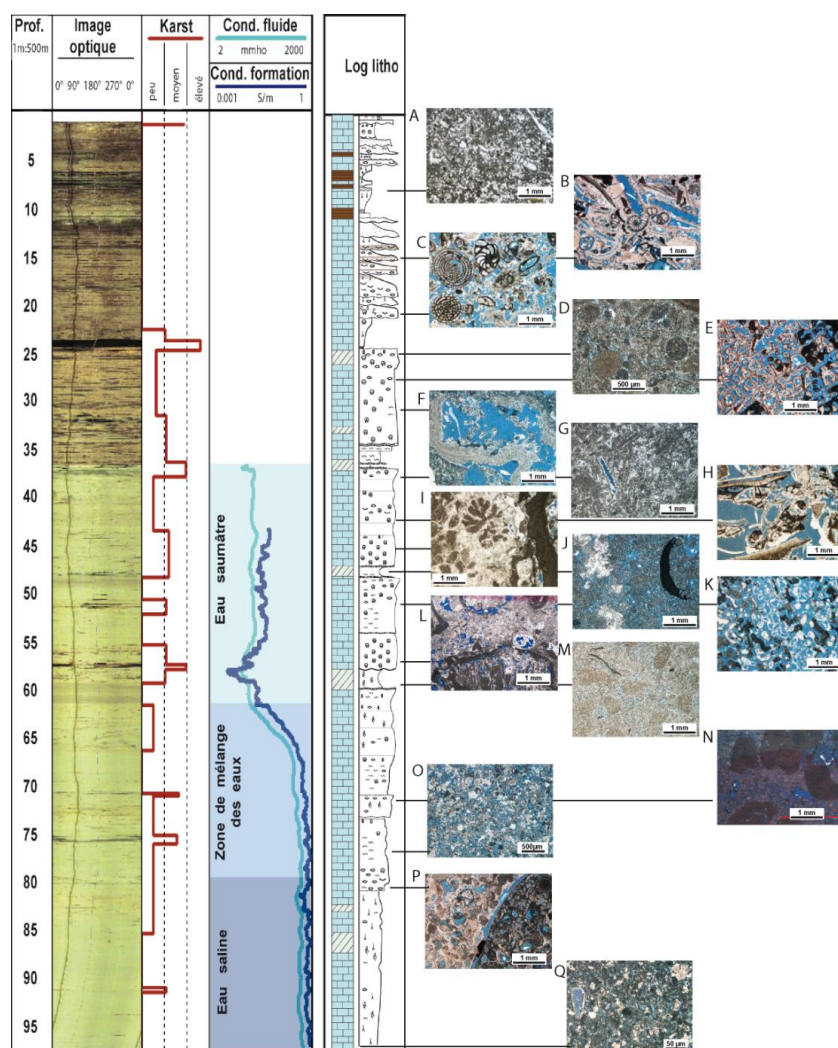


Figure 4-31: Illustrations des différentes phases diagénétiques observées au MO dans la séquence du puits MC10 associées aux zones hydrologiques actuelles.

De haut en bas de la série de microfaciès sélectionnés le long de la séquence de MC10, les observations diagénétiques suivantes ont été relevées :

- A. 8,25 m: wackestone skeletique et foraminifères, intense cimentation microcalcitique ;
- B. 14,60 m: grainstone avec gastéropodes et foraminifères, porosité moldique, ciment microstalactique ;

- C. 20,00 m: grainstone avec foraminifères, ciment microstalactique, dissolution;
- D. 24,80 m: wackestone peloidal, cimentation de Mg-calcite en mosaïque, porosité vacuolaire, dédolomitisation ;
- E. 28,85 m: framestone avec Porites, porosité framework, remplissage géopétal ;
- F. 31,30 m: grainstone à algues corallines, porosité intergranulaire ;
- G. 37,65 m: wackestone peloidal, matrice calcitique à cristaux magnésiens, porosité vacuolaire, dédolomitisation ;
- H. 43,20 m: rudstone à annelides et crustacées, porosité intergranulaire dans éléments recristallisés ;
- I. 47,93 m: grainstone à algues corallines encroûtant les coraux, ciment calcitique drusique ;
- J. 49,18 m : wackestone peloidal induré, porosité vacuolaire faible, veines de calcite, dédolomitisation ;
- K. 52,00 m: rudstone avec fragments de Porites, remplissage partiel microcristallin ;
- L. 59,25 m: framestone à algues corallines, présence d'argiles de décalcification, grains de la matrice calcitique arrondis par dissolution, vacuoles ;
- M. 61,20 m: wackestone micritique peloidal, porosité inter- intra-granulaire, veines de calcite, dédolomitisation ;
- N. 70,65 m: rudstone à algues corallines (rhodolithes) ;
- O. 77,25 m: packestone à coraux et algues corallines, ciment calcitique intragranulaire ;
- P. 81,55 m: grainstone micritisé skeletique, ciment calcitique intergranulaire;
- Q. 98,00 m: packestone micritisé et bioturbé, porosité moldique important s'orientant vers une porosité vacuolaire, matrice microcristalline de MgCa, dédolomitisation de rares cristaux de dolomite.

Les lames minces P et Q de la Figure 4-31 sont issues des formations en zone saturée d'eau salée. Des ciments calcitiques sont présents dans la partie profonde du puits (séquences 1 et 2). Les bioéléments sont préservés dans certains niveaux et dissous dans d'autres. Le ciment calcitique a deux origines possibles : (1) le retrait de l'eau marine interstitielle amenant le processus de stabilisation de l'aragonite et de la calcite magnésienne en calcite ; (2) milieu mis sous condition d'eau météorique si émergence de la zone ou d'eau douce si variation du niveau de nappe.

Les lames minces O et N caractérisent les faciès soumis au mélange des eaux (Figure 4-31).

Les lames minces G à M illustrent la structure en zone saturée d'eau douce (Figure 4-31). Les faciès montrent des alternances de zones en dissolution et indurées. La présence d'argiles sur les parois de puits est repérée plusieurs fois dans les cavités laissées par les coraux dissous. Au MEB, des argiles sont également observées sur les surfaces des vacuoles. Les pores résiduels sont remplis par des ciments de calcite.

Les lames minces A à F sont issues des formations en zone vadose (Figure 4-31). La porosité est abondante. La porosité primaire est accentuée par des dissolutions secondaires affectant les bioéléments de toutes tailles et le liant également. La cimentation se fait par des grains microstalactiques. Elle est totalement envahissante du milieu poreux en subsurface.

Analyses isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$

L'analyse isotopique a été effectuée sur le puits voisin MC2 par le laboratoire CEREGE. Elle a été réalisée à partir des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$. L'isotope de l'oxygène, provenant de la molécule d'eau, permet de définir l'origine des fluides (météoriques, marins, ou évaporitiques) ainsi que leur température de formation. L'isotope du carbone, permet de déterminer si la partie carbonatée de l'échantillon est d'origine organique ou inorganique.

L'analyse a été réalisée sur des échantillons tels que des huitres ou autres bioclastes bien préservés, des cristaux isolés de calcite et enfin sur de la dolomie. L'objectif est de déterminer la chimie de l'eau dans laquelle les échantillons se sont formés. Les résultats sont représentés sur la Figure 4-32.

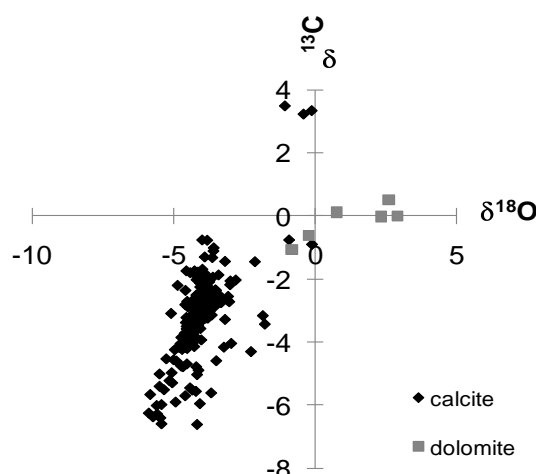


Figure 4-32 : Compositions isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des ciments issus du puits MC2 (d'après les travaux de Vandeginste, 2009).

Trois groupes différents ont pu être identifiés à partir du graphique (Figure 4-32) :

- La dolomite présente des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ proches de 0 ‰ PDB et de $\delta^{18}\text{O}$ entre -0,5 et +3,0 ‰ PDB. Certains échantillons indiquent un alourdissement en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ élevé). La dolomite semble donc s'être formée dans un milieu à eau saumâtre. Il y a donc eu dilution de l'eau marine d'origine pour former une eau mixte.

- La calcite se répartit en deux groupes : (1) le premier comporte des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ variant largement de -6,5 à -7,6 ‰ PDB et $\delta^{18}\text{O}$ de -7,0 à -1,0 ‰ PDB. De telles valeurs indiquent soit une influence très importante de la matière organique, soit que la précipitation de calcite s'est faite dans un

milieu confiné. En effet, la plupart des échantillons ont été prélevés dans des remplissages karstiques (fractures, veines, perles de cavernes...). Ainsi, d'après les données étudiées, ces remplissages semblent être liés à la circulation d'une eau météorique dans un environnement confiné ou riche en matière organique ; (2) le deuxième groupe présente des valeurs plus hautes en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. La calcite semble donc s'être formée dans un milieu marin à partir d'un phénomène d'évaporation. En effet, les échantillons ont été prélevés dans les séquences 6 et 7, zones de plate-forme interne.

Les séquences 1 et 2 ont subi tardivement une dissolution importante ayant amené à la formation d'une microporosité moldique conséquente et homogène dans toute la série. Cette porosité secondaire est partiellement colmatée par des ciments d'origine météorique, n'affectant que très peu les valeurs de porosité totale qui restent supérieures à 40%. Le sommet de l'unité est cimenté par des plages sparitiques dolomitiques correspondant à un exomorphisme tardif. La signature isotopique positive de ces dolomites indique l'influence d'eaux saumâtres dans la zone de mélange d'eaux (Figure 4-24).

Les sédiments récifaux des séquences 3 à 5, possédant une porosité primaire élevée, ont subi une dissolution importante sous l'action de fluides météoriques. Cette diagenèse s'exprime par la création de cavités de dissolution et la précipitation postérieure de plusieurs types de ciments météoriques. Un néomorphisme, transformation isochimique des éléments, plus tardif affecte certains niveaux de l'unité. Ce processus se déroule dans la zone de mélange d'eaux.

Les derniers faciès de la séquence de Campos (séquences 6 et 7) sont affectés par une dissolution importante. La porosité secondaire, moldique et cavitaire, augmente et peut évoluer vers une porosité vacuolaire. Un néomorphisme, caractérisé par des valeurs isotopiques négatives, modifie la texture de la roche. Cette cimentation est issue d'une diagenèse météorique phréatique.

Ainsi, d'après les données, les ciments calcitiques semblent être principalement liés à la circulation d'une eau météorique alors que les ciments dolomitiques sont mis en place par une eau saumâtre. La diminution des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ pour les dolomites indique que ces dernières sont soumises à une recristallisation météorique.

4.5.1.4 *Stratigraphie séquentielle du réservoir de Campos*

Cette partie de plate-forme s'est mise en place lors d'une importante phase régressive. Ses formations indiquent des faciès typiques du Messinien. Elle contient de nombreux karsts non remplis. Elle se compose d'une barrière récifale donnant une séquence de 40 m placée sur un fond foramol de 40 m d'épaisseur. La présence d'un milieu restreint dans la dernière unité appuie l'hypothèse de la présence d'une barrière. Les constructions récifales se divisent en trois séquences selon un système aggradant avec des expositions aériennes temporaire générant une forte diagénèse. Les faciès de la plate-forme interne attestent d'un milieu supratidal par la présence de racines, d'argiles et de

carbonates boueux. Le milieu intertidal est également représenté des alternances de dépôts tidaux plats et entrecroisés.

La stratigraphie séquentielle du site est basée sur l'interprétation des associations de faciès, structures sédimentaires et bioéléments du puits MC10. Les MFS de la séquence de Campos se différencient par des caractéristiques communes aux MFS. Elles sont (1) radioactives (concentration d'uranium), (2) riches en matière organique (peloides), (3) de texture indurées et (4) présence de tapis algaire et piégeage de bioéléments. Les peloides peuvent être le résultat de la micritisation des bioclastes par les algues. Ce phénomène est marin.

Pour les paléo-émersions, les niveaux à coquilles d'huitres, troués par des bivalves, serpulides ou vers sont caractéristiques d'*hardground*. Les tapis microbiens se développent en milieu intertidal surélevé, ce sont des faciès sub-émersifs. Les oolithes et rhodolithes sont caractéristiques d'un milieu marin agité. Les rhodolithes se développent dans la zone d'actions de vagues alors que les oolites se forment dans les environnements plus proximaux subtidal et intertidal.

Les expositions subaériennes

Les marqueurs macroscopiques qui caractérisent les surfaces d'exposition subaérienne dans les carbonates sont bien connus : caliche, rhizolithes, karst brèchique, vacuoles ouvertes, infiltration de sédiments, des fractures, et l'altération pédogénétique.

Une étude analysant les calcaires Oligocène Suwannee (Floride ; Budd et al., 2002) démontre que ces marqueurs se développent en dessous des surfaces d'exposition pendant un hiatus de temps. Puis la séquence supérieure se met en place générant une discordance. Les analyses révèlent quelques relations significatives entre les marqueurs. (1) La durée d'exposition se différencie d'un niveau à l'autre par l'abondance du remplissage des vacuoles préférentiellement développés à la limite de séquence. (2) Une surface d'exposition proximale (<1,5 m) est indiquée par des rhizolithes, caliche et altération pédogénétique, tandis que le karst brèchique se déploie préférentiellement en position distale. Les marqueurs fractures, vacuoles ouvertes, et sédiments infiltrés ne marquent aucune préférence proximale ou distale pour la surface qu'il affecte. (3) La texture sédimentaire n'a aucun effet statistiquement significatif sur la présence ou l'abondance de caractéristiques d'exposition, à l'exception que rhizolithes et vacuoles ouvertes sont préférentiellement plus abondante dans des textures micritiques plutôt que granulaires.

Puis, cette étude définit quatre facteurs influant le type de marqueurs. Le facteur 1 est l'amplitude des variations des niveaux d'eaux ; il contrôle le développement de karst. Le facteur 2 est l'abondance de la végétation qui influence le déploiement de rhizolithes et des fractures. Le facteur 3 est une combinaison de sols à différentes pression CO₂ et teneur en eau qui intensifie les marques telles que

caliche et vacuoles ouvertes. Le facteur 4 est la proximité stratigraphique de la limite de séquence suivante, source des sédiments remplissant les vides créés.

Conditions environnementales de dépôts

Les algues rouges, nombreuses dans le bas du puits, sont caractéristiques de conditions climatiques froides. La faune est peu diversifiée dans les séquences coralliennes. Un seul type de corail rapporte un environnement de dépôt à salinité anormale. Les oolithes se forment en climat chaud.

Une interprétation chronostratigraphique (Figure 4-33) peut être proposée prenant en considération l'étude stratigraphique séquentielle développée ci-dessus. Le positionnement des paléo-émersions et des niveaux d'inondation maximaux peuvent être reportés sur la courbe chronostratigraphique de Berggren et al. (1995) associée à la courbe des variations eustatiques d'Haq et al. (1987).

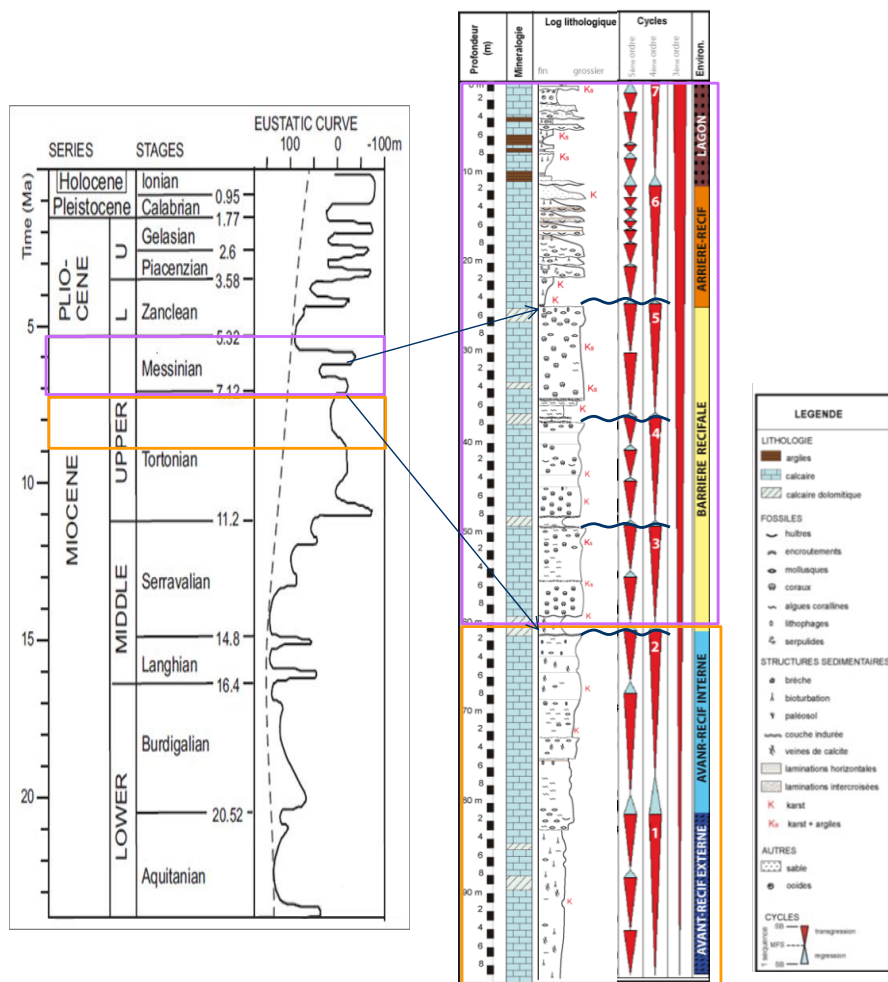


Figure 4-33 : Hypothétique chronostratigraphie de la séquence carbonatée du site de Campos par relation entre la séquence stratigraphique et les variations eustatiques du Miocène (Berggren et al., 1995 ; Haq et al., 1987).

4.5.1.5 *Modèle de dépôt*

Trois séquences montrent des marqueurs d'exposition subaérienne et une séquence plus profonde présente un sommet caractérisé par une exposition marine.

Au Tortonien moyen, se mettent en place les séquences régressives 1 et 2. La séquence 2 montre tout de même par une petite phase transgressive marquée par un rhodolithe. Le rhodolithe se forme en eau peu profonde et agitée et représente un marqueur de phase transgressive (Nalin et al., 2008). La température diminue laissant se développer les algues rouges. La fin du Tortonien est marquée par une progradation des dépôts, induite par une chute du niveau eustatique. Un *hardground* marque le passage du Tortonien au Messinien. Une série aggradante laisse se développer trois séquences de calcaires récifaux. Une nouvelle régression au milieu du Messinien provoque la mise en place de séquences plus proximales, caractéristiques de plate-forme interne. Les petites émerSIONS pendant l'aggradation génèrent des faciès plus distaux qui marquent les MFS. En effet, ces bancs sont affectés par des fluides dolomitizants, caractéristiques d'une émerSION. L'évaporation de l'eau permet une migration des fluides dans les carbonates sous jacents et les dolomitisent. A la fin du Messinien, l'émerSION de la plate forme est très importante, c'est la fin de la construction récifale. Elle facilite la circulation d'eau météorique. La plate-forme subit ensuite une intense érosion, c'est le début de la karstification. La période fin Messinienne est caractérisée par une sédimentation mixte carbonates/terrigènes. Pendant le Pléistocène, une phase extensive affecte l'île de Majorque. Le jeu de failles normales fait subsider le bassin de Campos. Cette nouvelle topographie permet la mise en place d'une nappe d'eau douce dans la plate-forme au dessus du niveau salin, naturellement pénétrant l'île.

4.5.2 Lien avec la structure régionale: puits MC12

Les données géologiques régionales sont synthétisées dans la section 2.2. Elles replacent le site de Campos dans un contexte géologique, structural et hydrologique plus étendu.

Le puits MC12 réalisé sur le site de Campos en mai 2010 atteint une profondeur de 320 m. il permet de raccorder la structure géologique détaillée des puits de 100 m étudiés. Cette section de 100 m n'intègre qu'une partie de la plate-forme : la zone récifale et de plate-forme interne. La partie distale manque. L'arrangement des grains (ou texture) et donc par conséquent le mode de répartition de la porosité ont une influence sur la vitesse du son.

4.5.2.1 *Description lithologique des carottes*

Une première visualisation de l'ensemble des unités composant le puits est possible par l'image de paroi de puits optique (Figure 4-34). Elle permet de délimiter les différents bancs par observation des couleurs de ces derniers influencées par la texture, la porosité, la teneur en argiles... Puis le profil

de rayonnement gamma naturel (SGR) séquence le puits selon trois formations plus ou moins radioactives dont les limites sont 250 et 107 m. Cette description est réalisée à partir des observations directes sur carottes juste après leur extraction. Elle se base sur la taille des grains, la texture, le type de pore et les bioéléments visibles à l'œil. Les principales structures des formations sont décrites ci-dessous, associées à la Figure 4-34, du bas au haut du puits. Elles se regroupent sous quatre unités principales :

- Alternances argilites silteuses/grès argileux (316 – 250 m)

De 318 m à 299 m, les premiers bancs sont des argilites silteuses grises. Ils ne sont pas totalement indurés, et sont même friables. Leur structure est laminaire et plane avec différents niveaux d'induration. Leur coloration varie du gris foncé au brun ; ces variations peuvent être dues à la présence d'eau résiduelle après foration. De 310 à 301 m, quelques niveaux blancs présentent des coquilles conservées. Des vacuoles arrondis de taille centimétrique sont localement observées. Leur forme suggère un amas de cristaux dissous ou de petits cailloux arraché. En effet, à 298 m, un amas de cristaux de quartz est remarqué au sein d'une carotte sectionnée en deux. De 299 à 280 m, le banc contient des grès argileux gris clair à grains fins. Leur base est très bioclastique puis cela s'atténue sur les deux mètres suivants. Ensuite, un autre banc présente des argilites silteuses alternant dans les colorations marron-grise-verdâtre jusqu'à 263 m. Ils contiennent des horizons coquilliers bien préservés. Certains niveaux sont plus compactés avec des veines minérales apparentes (278 m). Des bioturbations sont également notées aux deux intervalles 275-272 et 269-267 m. De 263 à 255 m, des grès indurés sont composés de grains fins, de texture gris-verdâtre. Sa base contient des huitres et terriers. Ces grès sont caractérisés par un contenu décroissant de bioclastes vers le haut de la séquence. Le niveau 260 m est marqué par une forte concentration de bioclastes. Beaucoup de vacuoles de tailles centimétriques sont remarqués. Puis, des grès silteux sont présents sur 1 mètre (255-254 m). De même, leur fraction bioclastique décroît vers le sommet. A 255 m, un agrégat de cailloux est observé ; il peut être à l'origine des larges vacuoles. De 254 à 250 m, des argilites silteuses, marrons puis blanches, sont plus friables et rendent un aspect boueux.

- Calcarenites –Calcaires micritiques (250 – 158 m)

De 250 à 247 m, des calcaires marneux non indurés et blancs prennent place avec un aspect boueux en surface de la carotte. A l'intérieur, ils apparaissent composés de grains grossiers (sable) offrant une porosité très vacuolaire. Ensuite, le niveau est calcaires récifaux caractérisés par de nombreux bioéléments (gastéropodes, huitres, algues). Ils sont tout de même friables avec une porosité vacuolaire importante. De 247 à 239 m apparaît un niveau calcaire blanc de texture silteuse non induré. Bioclastique (algues, bivalves, gastéropodes et huitres), il présente une porosité moldique importante. Des constituants anguleux de différents types dans une structure désorganisée s'intercalent dans ce niveau calcaire bioclastique ; ils indiquent la présence d'une brèche à 241 m. Les bioéléments

de ce niveau bréchi que sont totalement dissous et leur densité génère une forte macroporosité. A 240 m, une transition est remarquée par des changements de coloration et de texture silteuse qui devient plus grossière. Un calcaire bioclastique à texture grano-décroissante caractérise le niveau jusqu'au niveau très induré à 233 m. Les bioéléments de sa base sont conservés. Ils sont associés à des concentrations de galets. De 233 à 230 m, un niveau de matrice fine très indurée contient une grande quantité de galets arrondis (brèche ou dépôt tempestite). De 230 à 224m, le calcaire devient plus construit et vacuolaire. Un niveau d'huitres et une zone karstique sont observés à 226 m. Puis, la texture devient boueuse et silteuse jusqu'à 200 m, avec des amas locaux de galets. Deux bancs métriques de calcaires construits bioclastiques se distinguent dans les zones de 218 (dont des huitres) et 200 m. De 199 à 180 m, la texture blanche est de nouveau silteuse avec galets. De 180 à 158 m, cette boue calcaire est plus micritique. Elle affiche un aspect « plastique » à plusieurs niveaux dû à de l'eau résiduelle. Des bancs calcaires bioclastiques sableux s'intercalent à 175 et 172 m.

- Calcarenes bioclastiques (158 – 107 m)

De 158 à 144 m, les formations sont des calcaires blancs bioclastiques intercalés avec des niveaux indurés avec des vacuoles dispersées (petite cavité à 147 m). De 144 à 118 m, les calcaires montrent une abondance de bioclastes. A la base, ils sont sableux avec présence de galets ; leur texture est brune. Des niveaux à huitres sont distingués à 137 et 133 m. Les bioclastes présents sont majoritairement dissous, excepté à l'intervalle de 230-228 m. A partir de 125 m, les calcaires deviennent plus silteux. Un niveau d'huitres est localisé à 118 m. De 118 à 112 m, les calcaires sont fins et non bioclastiques. Une concentration coquillière est observée à 114 m. A 112 et 107 m, des niveaux métriques, colorés brun, contenant des algues rouges et bioclastiques, s'intercalent dans des calcaires redevenus bioclastiques à texture fine.

- Calcaires récifaux-bioclastiques (107 m – surface)

De 107 à 104 m, une séquence de calcaires à coraux dissous et karstifiés est en place. Puis, apparaissent des calcaires altérés, à texture brune. Enfin, à partir de 103 m, les calcaires fins bioclastiques de la base de la séquence analysée dans le puits MC10 sont retrouvés. Des ciments sont présents dans de petites fractures et des vacuoles sont apparentes dans la zone de 100 – 98 m. Ces éléments marquent une circulation de fluides.

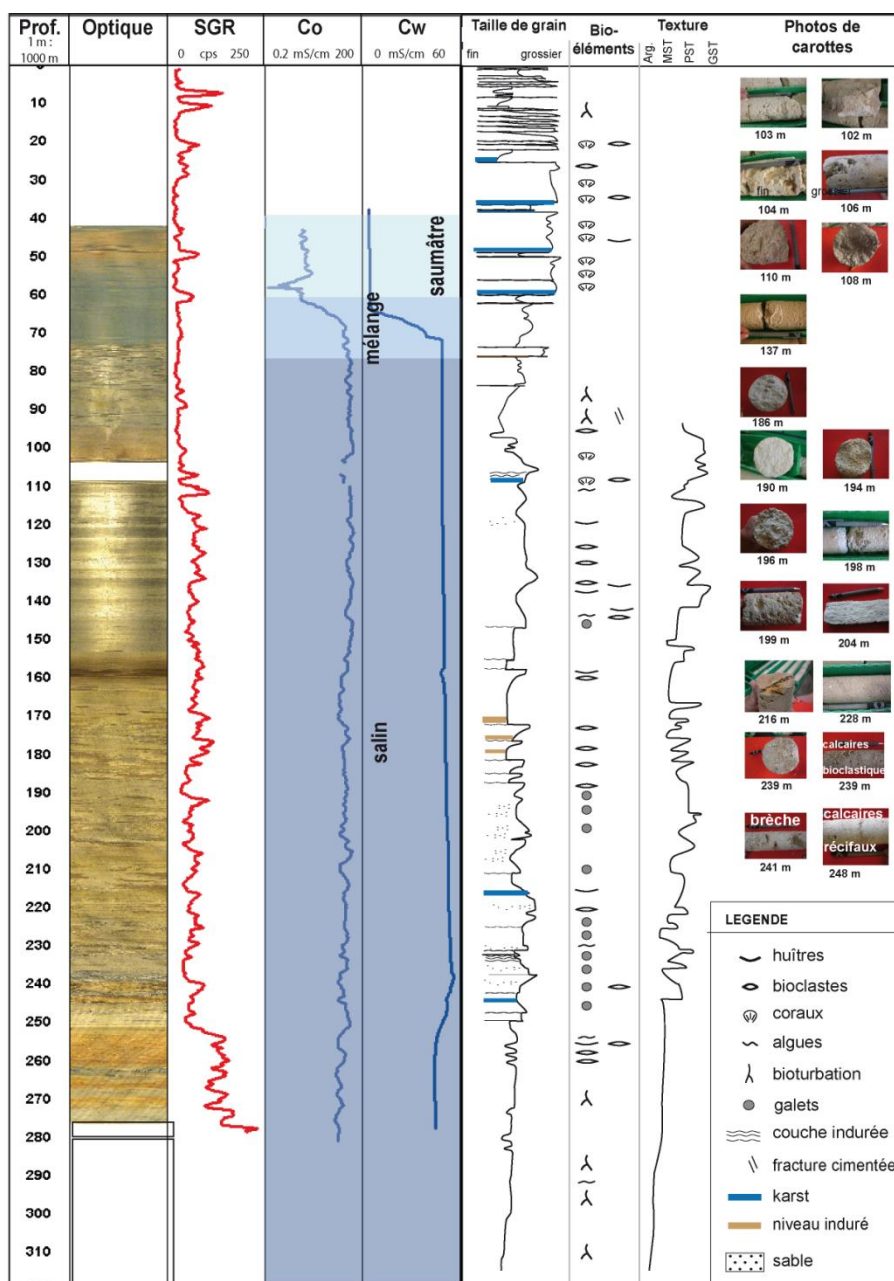


Figure 4-34 : Synthèse géologique du puits MC12 avec association de l'image de paroi de puits optique, log gamma ray spectral (SGR), profils de conductivité électrique de la formation (C_o) et du fluide (C_w) et analyse sédimentologique intégrant la taille des grains, les bioéléments et la texture. Des photos de carottes illustrent certains niveaux ou structures spécifiques.

Cette succession de faciès analysée sur les carottes du puits MC12 suggère une séquence globale progradante. Elle est donc dans la continuité de la phase de progradation majeure déterminée pour les faciès du puits MC10 en subsurface. Les argilites silteuses et grès argileux (*mudrocks*) identifient une séquence de dépôt en environnement calme. Leurs alternances marquent des petites séquences. Les grès argileux plus grossiers peuvent aussi traduire des tempestites. Ces *mudrocks* de 70 m d'épaisseur indiquent un dépôt de plate-forme externe ou de talus. Les deuxième et troisième unités indiquent d'épais dépôts de faciès homogène, ce qui suppose une mise en place pendant des phases aggrandantes. Les dépôts de calcarenites (90 m puis 51 m d'épaisseur) caractérisent des milieux

marins ouverts, de type rampe proximale vers le bassin. L'abondance des bioclastes dans la troisième unité (calcarenes bioclastique) signifie que cette unité est plus proximale que la précédente. Enfin, les formations calcaires bioclastiques et récifales définissent l'environnement le plus proximal d'une rampe ou plate-forme à barrière récifale.

4.5.2.2 *Interprétation des données géophysiques de forage*

Le set de mesures géophysiques en forage est effectué dans le puits MC12 (Figure 4-34, mesure du rayonnement naturel des roches et imagerie optique). Les concentrations d'éléments thorium, potassium et uranium sont dérivées de la mesure spectrale du SGR. L'uranium est l'élément prépondérant de la radioactivité naturelle totale des formations, excepté pour les deux bancs argileux à 8 et 12 m de profondeur, communs à tous les puits de Campos. Les valeurs de thorium et potassium distinguent la fraction argileuse de l'unité la plus profonde, celle des argilites. Le ratio Th/U indique un environnement de dépôt marin jusqu'aux bancs argileux, 12 m sous la surface. Il illustre notamment des sédiments de plus en plus proximaux en remontant dans le puits. A partir des 12 m, les sédiments sont marqués de type continental par le ratio où la concentration de thorium a augmenté conséquemment.

La mesure de la conductivité électrique du fluide (C_w , Figure 4-34) résulte en un profil similaire à ceux réalisés dans les puits de 100 m de long du même cluster : des valeurs faibles (4 mS/cm) en haut du puits qui deviennent de plus en plus élevées jusqu'à 240 m de profondeur (55 mS/cm). On retrouve donc une zone saturée d'eau saumâtre de 37 à 62 m, puis une zone de mélange des eaux (62-75m) et une zone saturée d'eau saline jusqu'au bas du puits. Une diminution de 10 mS/cm est observée à partir de 240 m. Cette profondeur coïncide avec le sommet des mudrocks. Elle peut être interprétée par la présence d'une autre zone hydrologique ayant une chimie de fluide différente (salinité) ou un effet de la fraction argileuse sur le fluide.

Le profil de la conductivité électrique de la formation (C_o) est fortement influencé par celui du fluide. Cette influence de la mesure se traduit par une forte porosité des formations ainsi qu'une forte pénétration de l'eau saline. C_o dénote tout de même les alternances grès-argilites au fond du puits par des variations. Sur la Figure 4-34, une meilleure corrélation apparaît entre les conductivités des formations et les logs texturaux.

La susceptibilité magnétique (MSUS) donne une estimation rapide du caractère ferromagnétique de la roche. Le profil de MC12 indique six pics de mesure aux profondeurs

- 240 m : brèche avec conglomérats,
- 232 m : brèche avec conglomérats,
- 227 m : changement de lithologie,
- 154 m : cavité ouverte de 50 cm de long,

- 138 m : vacuoles centimétriques dispersées,
- 120 m : niveau bioclastique karstifié.

Ces mesures sont interprétées comme étant des changements lithologiques ou d'homogénéité de la roche ou encore comme une indication de la présence de zones d'altération dans le massif rocheux.

La mesure pH diminue avec la profondeur. Elle présente les mêmes variations que le puits MC10 au niveau de la zone de mélange des eaux, soit une zone plus basique. Quant à la température, elle augmente continuellement avec la profondeur, variant de 23 à 29°C, soit 0.03°C/m.

Les images de paroi de puits illustrent les hétérogénéités à grande échelle du puits. Le caliper extrait de l'image acoustique en temps montre les changements de diamètres du puits, variant de 8 à 10 cm. Ces variations de diamètre affectent la qualité des images. Cependant le diamètre idéal d'acquisition est de 10 cm ; les mesures sont sous la valeur limite et donc exploitables. Les zones vacuolaires et karstiques sont observées. L'image acoustique marque plusieurs bancs par une forte amplitude, soit une forte induration aux cinq intervalles suivants : 280-250 m (argilites), 247-244 m (argilites), 233 m (dépôts à galets), 168-164 m (banc micritique très induré), 59-56 m (unité karstique et recristallisée, observée dans tous les puits de Campos).

4.5.2.3 *Interprétation sédimentologique et séquentielle*

Lors des baisses du niveau marin, le flux d'apport terrigène est important, ce qui va générer des séquences épaisses. Des taux de sédimentation élevés ont pour conséquence de diluer le matériel coquillier. Les épisodes de progradation sont caractérisés par des concentrations coquillières abondantes dans les parties proximales de l'offshore supérieur. Les concentrations coquillières sont généralement modérément épaisses puisqu'en effet les phases de rétrogradation sont plus courtes.

Pendant les périodes de montée du niveau marin, les séquences ont des épaisseurs qui diminuent en raison du blocage des apports sédimentaires. Ces conditions sont favorables au développement de concentrations coquillières. Les intervalles de rétrogradation sont bien exprimés, ce qui a pour conséquence d'augmenter la période de stagnation à l'interface eau/sédiment, et de favoriser l'amalgame des concentrations de coquilles. Les cortèges sédimentaires sont observés aussi bien dans les séquences de haute que de basse fréquence. Une séquence est caractérisée par un cortège sédimentaire transgressif suivi d'un cortège de haut niveau et dans certains cas, peut s'individualiser par un cortège sédimentaire de régression forcée.

Les niveaux conglomératiques sont considérés comme des coulées de sédiments et blocs. Ils indiquent des épandages possibles en présence d'un talus au moment de leur mise en place. Les niveaux coquilliers dévoilent une faible profondeur ou un recouvrement rapide par des sédiments fins ou boueux.

Par comparaison avec l'étude réalisée dans un forage de 300 m de profondeur proche de la ville de Llucmajor (Figure 2-32), les formations traversées par le puits MC12, de 320 à 107 m, sont issues de la période Oligocène-Miocène inférieur. Les formations de 107 m à la surface sont associées du Miocène supérieur.

4.5.2.4 Relation avec les affleurements de la plate-forme

L'architecture stratigraphique des systèmes de plates-formes carbonatées est généralement complexe avec des géométries non tabulaires, à l'échelle la plate-forme. Ainsi, la compréhension de ces géométries dans cette architecture stratigraphique est un élément majeur pour la compréhension des interconnexions avec les formations de la côte et la diffusion de l'eau saline au sein du réservoir d'eau douce. La partie sud de la plate-forme Llucmajor est exposée par de hautes falaises verticales en bord de mer le long de la côte sud-ouest de Majorque (Pomar, 2001b ; Robledo, 2001). Ces falaises révèlent en la complexité des géométries et faciès dans un complexe récifal général de progradation (Pomar, 1991).

D'autres falaises verticales bordent le sud de l'île. Leurs affleurements ont également été étudiés selon la facilité à leur accès en vue du relief abrupt. Ils sont synthétisés dans la figure ci-dessous.

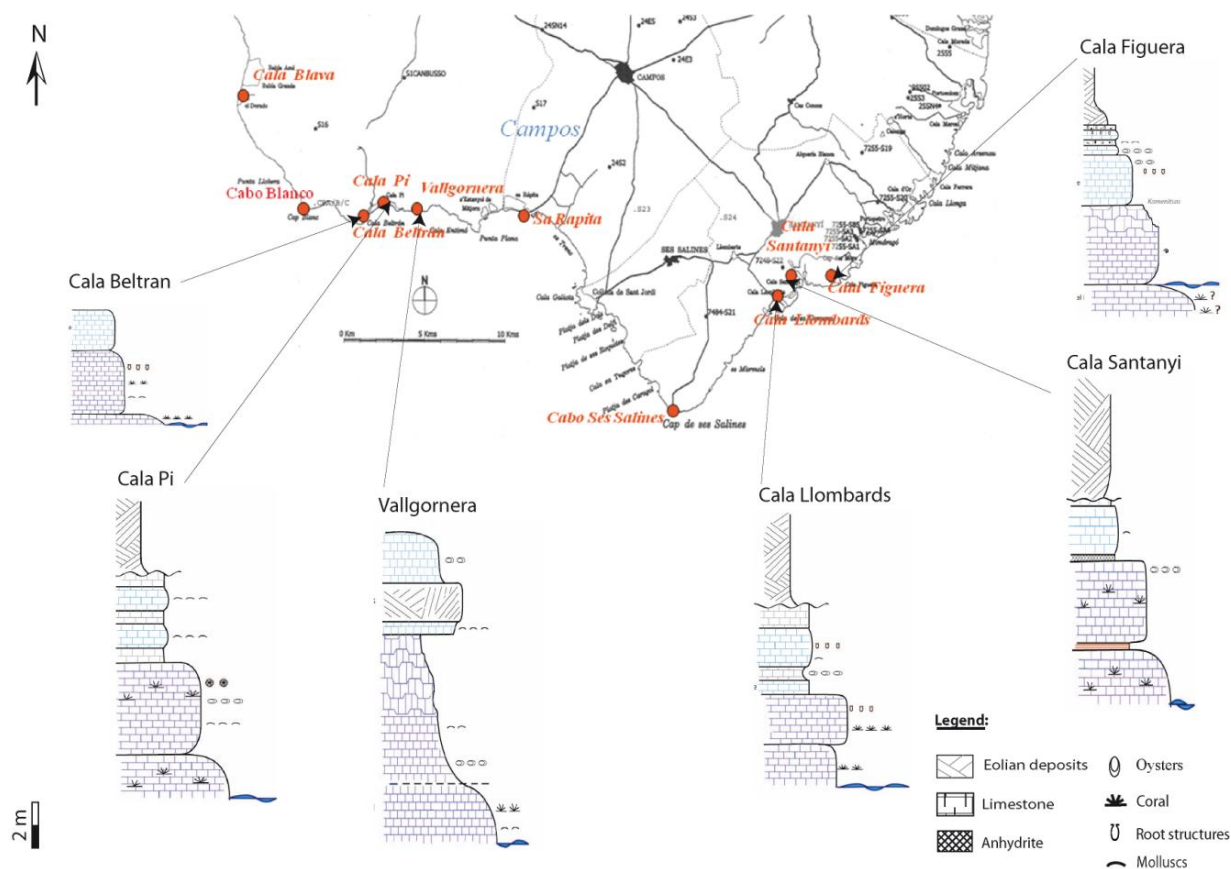


Figure 4-35 : Carte du sud de l'île de Majorque intégrant la localisation et les logs lithologiques des affleurements accessibles de la plate-forme.

Ces affleurements révèlent principalement deux niveaux à coraux. Ils sont décrits du bord de mer au sommet de la séquence. Le premier banc représente un niveau corallien diversifié mais les Porites sont toujours majoritaires. Il contient également beaucoup de bioclastes. Son sommet contient des lithophages, significatifs d'arrêt de la production carbonatée. Le deuxième niveau à coraux est moins riche et n'est constitué qu'un seul type de coraux, les Porites. Tous les coraux sont dissous laissant des empreintes en forme de gerbes de Porites (tubes verticaux). De nombreux pores moldiques sont également observés (bivalves, gastéropodes). Le liant de ces niveaux coralliens est un sable bioclastique très granulaire. Le sommet de ce niveau montre des traces de terriers (Cala Beltran), des vasières à huitres (Cala Llombards), des *kamenitsas* (vasques naturelles formées par dissolution, Cala Figuera) et karstification du niveau (Cala Figuera, Vallgornera). Ces marqueurs notent un nouvel arrêt de la production de la séquence carbonatée accompagné d'une émergence. Le troisième niveau est une succession de niveaux de calcaires granulaires-bioclastiques et de calcaires micritiques. Seuls les affleurements de Cala Beltran et Vallgornera ne présentent qu'un calcaire bioclastique blanc et compact (mollusques). La séquence est terminée par des éolianites marquant une discordance avec les niveaux calcaires précédents.

Quelques affleurements montrent des disparités à cette séquence. Le troisième niveau de Vallgornera est plus complexe que celui de Cala Beltran. Il ne montre pas de limite nette avec le niveau à coraux, seules des huitres sont notées. Il est intensément karstifié. Un autre niveau calcaire très bioclastique et plus induré le surplombe. Finalement, un calcaire à huitres datant du Pliocène termine cette séquence spécifique. A Cala Santanyi, une couche d'argiles rouges est intercalée entre les deux niveaux à coraux ainsi qu'une couche d'anhydrite entre les calcaires à coraux et les calcaires bioclastiques. Des couches d'anhydrite ont également été repérées à l'affleurement de Cabo Blanco.

Ces descriptions lithologiques appuient la séquence du complexe récifal décrite par Pomar (1991) marquée par de nombreuses variations du niveau marin (émergences). Cependant les stromatolithes n'ont pas été observés, l'environnement étant peut être trop sableux. Les géométries, révélées selon les panoramas possibles sur les affleurements, sont principalement tabulaires et continues mais trois corps lenticulaires (sigmoïdes) s'orientent vers le Nord. Les corps des niveaux à coraux sont lenticulaires. Cette géométrie peut être d'origine avec la mise en place d'une barrière récifale, ou bien post-dépôt par des changements paléotopographiques. Les karsts rencontrés sont métriques dans le récif. Des couches indurées composées d'argiles et de calcite dans les niveaux karstiques marquent la présence d'une surface.

Les formations de Sa Rapita ont une faible altitude et sont composées de sédiments récents tel que le récif Pliocène – Quaternaire, très altérés (couleur rouge) qui contiennent beaucoup de pectens. Elles ont été mises en place après l'effondrement du Bassin de Campos et comblent le Bassin.

Pour conclure, ces affleurements présentent des formations géologiques similaires à la séquence observée au site de Campos, à part leur partie sommitale formée d'éolianites. Celui de Vallgornera est le plus proche du site (à 10 km) si on considère la propagation sud-ouest de la plate-forme. La succession des bancs récifaux souligne une même séquence régressive. Un niveau karstifié est sous une limite de faciès. La diversité des coraux est faible, seuls des Porites sont observés comme dans la séquence de Campos.

CHAPITRE 5: SYNTHESE ET CONCLUSIONS

5.1 Intégration au réservoir et relation à la dynamique

Hétérogénéités de structure

Le réservoir du site expérimental de Campos, implanté au sein d'un aquifère, est caractérisé sur une séquence de 100 m. L'amélioration de la convergence des disciplines traditionnelles (sédimentologie et stratigraphie – diagenèse – pétrophysique – géophysique) a permis de mieux décrire les propriétés physiques dans cette partie de la plate-forme de Lluçmajor, comprendre leurs origines ainsi que leurs relations dans le réservoir.

Ce projet s'achève par l'extension des principales hétérogénéités du puits MC10 à l'ensemble du site. Ce réservoir a subi une diagénèse précoce marquée par une micritisation et cimentation syndiagenèse. Il est au stade de diagénèse finale, n'étant soumis qu'aux variations du temps (pas d'enfouissement). La dissolution est le phénomène prépondérant. La distribution des karsts illustre l'organisation spatiale des principaux drains et leur liaison avec les faciès encaissants, les zones indurées de limite de séquence (Figure 5-1).

La Figure 5-1 synthétise les zones de fortes dissolutions et de d'indurations déterminées dans le puits MC10, localisées sur l'image optique de paroi de puits. Selon leurs caractéristiques optiques, ces zones sont extrapolées sur les images optiques de puits non carottés MC9, MC16 et MC17 (Figure 2-36), dont l'alignement d'orientation N-S suit la tendance progradante de la plate-forme (Figure 2-31).

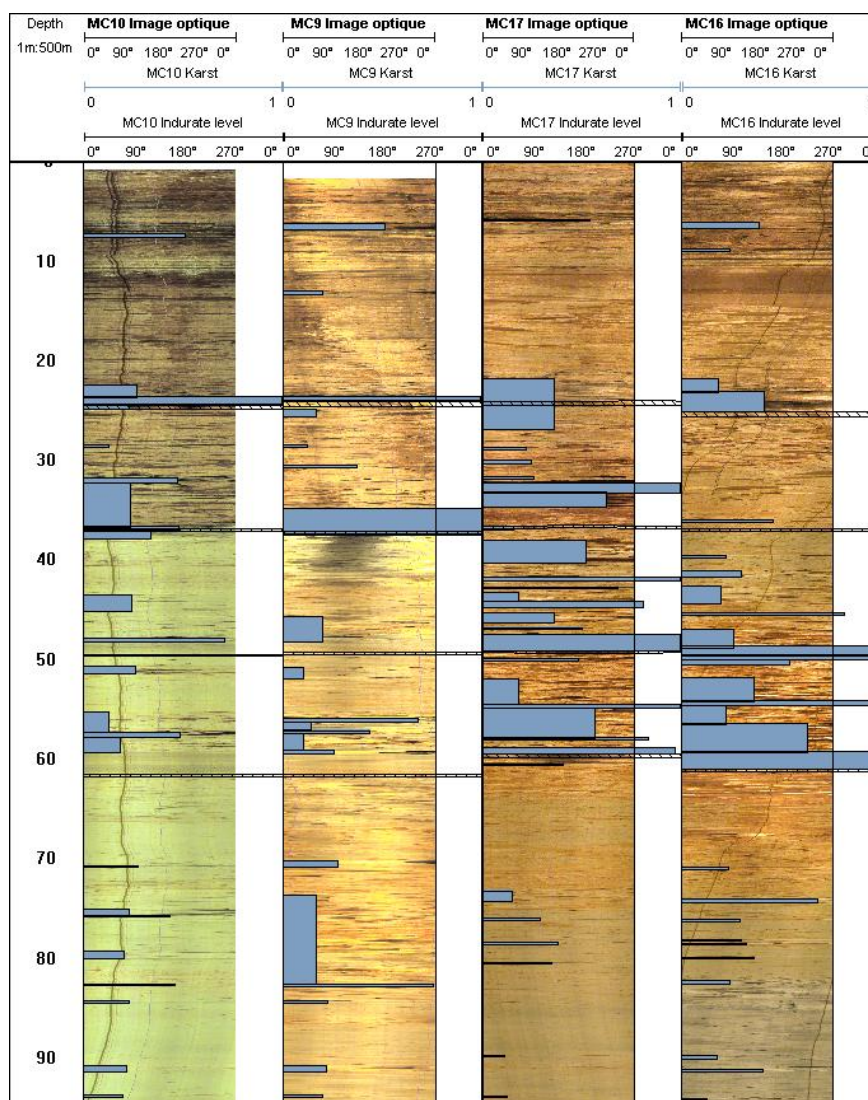


Figure 5-1 : Synthèse des hétérogénéités du puits MC10 extrapolée aux puits MC9, MC16 et MC17. Les images de paroi de puits optique font la trame ; les intervalles bleus représentent les zones vacuolaires à karstiques, la largeur de l'intervalle montrant l'abondance de la porosité ; et les intervalles hachurés noirs sont les zones indurées microbialites-paléo émerions.

L'hétérogénéité observée dans MC10 est présente dans la plupart des puits de Campos accessibles à l'acquisition d'image de paroi de puits. Les formations récifales et bioclastiques représentent les zones de développement karstique les plus importantes. Elles ont également été caractérisées comme les plus perméables (cf. section 4.1.). Dans la zone saturée en eau salée, sous 60 m environ, peu de karsts et cavités sont observés malgré une forte porosité moldique déterminée à petite échelle. La zone vadose présente également de faibles dissolutions à grande échelle, à part la zone au dessus de la dernière paléo-émersion.

Les zones karstiques sont liées aux zones indurées des limites de séquences dans tous les puits. Les puits MC16 et MC17 ont toutes leurs zones wackestone dolomitisé dissoutes ; ce qui laisse présager une future dissolution de ces zones dans les puits MC9 et MC10.

Observatoire d'intrusion d'eau salée

Dans la zone propice à l'implantation d'un observatoire, soit dans le site de Campos, les formations Miocène observées sont caractérisées par des niveaux très poreux paraissant continus mais avec des propriétés très différentes et des niveaux peu poreux intercalés. La mise en place d'un outil de suivi présente une alternative à l'approche géophysique classique appliquée à long terme, s'approchant ainsi de l'aspect dynamique. L'analyse du réservoir à différentes échelles, enrichie grâce aux données récentes, constitue le support d'intégration des mesures de l'observatoire et d'interprétation du suivi de l'intrusion saline. Cette première étape est indispensable à la seconde concernant le suivi dynamique du site fin de contraindre les variations observées.

Plusieurs profils de résistivité électrique obtenus par l'observatoire, dans le puits MC9, au cours des dernières années sont superposés pour suivre l'évolution de la dynamique de l'intrusion saline (Figure 5-2). La séquence de données est basée sur les années de 2005 à 2008. Les années suivantes ont peu de mesures suite à divers problèmes informatiques ou électroniques liés à l'automatisation de l'observatoire.

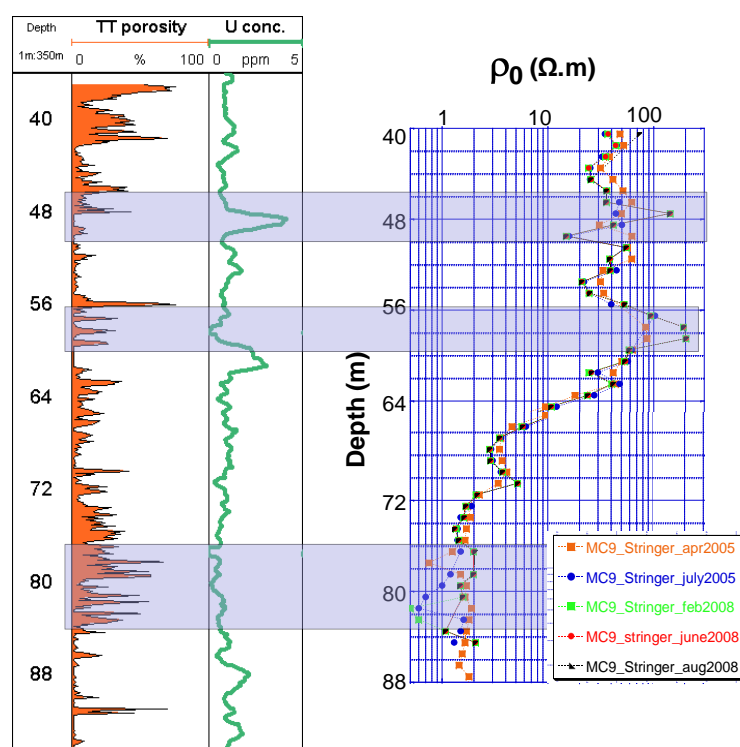


Figure 5-2 : Synthèse de profils de résistivité issus de l'observatoire (MC9) sur la période 2005-2009 (figure du dessus), comparé à l'image de porosité vacuolaire (image de fond en niveau de gris), le profil de macroporosité (en %, courbe orange) et la concentration en uranium (en ppm, courbe verte).

Dans la première partie de la Figure 5-2, les profils de résistivité se superposent et ne montrent pas de grandes variations. Spécifiquement, la zone de transition est caractérisée par les mêmes valeurs de résistivités, induisant une constance de la salinité. L'intrusion saline n'a donc pas évolué au sein de l'aquifère de Campos au cours de cette période de trois ans. Pourtant le réservoir présente une grande

transmissivité puisque, depuis 1970, le pompage de l'eau douce est intensif, mais les fréquentes mesures de la conductivité du fluide ne montrent pas de changement du niveau de la nappe. Hors de cette zone, trois variations sont présentes aux profondeurs moyennes de 81 m en zone d'eau salée ainsi que 59 et 48 m en zone d'eau douce. Ces variations apparaissent pendant diverses années (2005 et 2008) et diverses saisons (février et juillet). Ce n'est donc pas un effet hydrologique des saisons (humide/sèche).

Les images de paroi de puits de MC9 dévoilent les cavités et karsts les plus développés du puits aux mêmes profondeurs (2^{ème} partie de la Figure 5-2). Le profil de concentration en uranium rappelle la présence des associations de faciès fins dolomitisés et microbialites recouvrant des paléo-surfaces. Ces zones sont caractérisées comme favorisant de fortes dissolutions dans les formations sus-jacentes. Or une forte dissolution demande un apport et un renouvellement des fluides saturants. Les variations détectées par l'observatoire peuvent donc être liées à des écoulements de fluides. Des drains horizontaux, observés par analyse d'image de paroi de puits, approvisionnent en eau certains niveaux, favorisant leurs modifications de structures par diagénèse. Quant aux limites de séquences, elles représenteraient des barrières naturelles aux écoulements percolants, maintenant les fluides dans les zones karstiques.

Le réservoir de Campos apparaît comme un aquifère à niveau stable à petite échelle de temps, le niveau de la nappe et celui de l'interface eau douce-eau salée n'ayant pas évolué. Contrairement à ce qui est attendu, la zone de mélange d'eaux présente ni développement vacuolaire et karstique, ni dolomitisation. Price et Herman (1991) ont également relevé une zone de transition qui ne présentait pas de développement de la structure poreuse, dans un aquifère Pléistocène de Majorque. Un excès en teneur de calcium provenant de la zone vadose stabilise la relation roche-fluide de la zone de transition. Cette condition peut s'appliquer au cas de l'aquifère de Campos où la zone vadose est fortement dissous.

Avec une altitude du puits d'environ 38 m, le niveau piézométrique de la nappe se situe à environ 1 mètre au-dessus niveau de la mer et l'interface d'eau salée à 40 m. Ces niveaux répondent aux conditions d'intrusion d'eau salée de Ghyben-Herzberg (1901 ; Figure 2-12) en milieu côtier.

5.2 Conclusion

Les carbonates miocènes de la plate-forme de Lluçmajor sont connus en tant que séquences normales régressives de 4^{ème} ordre, typiques du Miocène. La séquence caractéristique du site de Campos, révèle trois environnements principaux sur 100 mètres de profondeur : (1) l'avant-récif divisé en deux unités dont la plus profonde est la plus distale, (2) la barrière récifale contenant trois unités

coralliennes et (3) la plate-forme interne divisée en une unité d'après-récif et une unité lagunaire. Les nouvelles études sédimentologiques indiquent que la séquence de 4^{ème} ordre observée sur 100 m se divise ainsi en sept séquences de dépôt à plus haute résolution. De bas en haut de la séquence, les deux premières séquences (1 et 2) sont constituées de calcaires micritiques à bioclastiques incluant un niveau de rhodolithes. Les séquences suivantes (3 à 5) contiennent des unités coralliennes à remplissage bioclastique et bioconstructions encroutées par des algues. La séquence 6 présente quelques faciès à débris de coraux à la base, surmontée par des faciès de plages avec de nombreuses alternances tidales à granulométrie variable. Ces faciès d'eau très peu profonde marquent une discontinuité majeure à la base de la séquence. Enfin, la séquence sommitale 7 reflète un environnement plus humide avec présence de paléosols et calcrêtes, les derniers bancs étant constitués des grainstones à oolites. Ces séquences sont délimitées par des paléo-émersions. Une première se situe entre les séquences 2 et 3 et est de type *hardground* marin. Les trois suivantes, au sommet des séquences 3 à 5, présentent des marqueurs de nature plus proximale. Ces limites de séquences sont caractérisées par un faciès altéré ou bioturbé recouvert de microbialites. Puis elles sont surmontées par un calcaire très fin (wackestone) qui est donc intercalé entre deux séries coralliennes. La teneur en dolomite et la concentration élevée en uranium indiquant un niveau riche en matière organique, font de ces wackestones des niveaux d'inondation maximale. Les bancs étant métriques, ces transgressions marquent des fluctuations de faible amplitude du niveau marin. Puis une nouvelle séquence régressive prend ensuite place et avec le développement d'un niveau corallien induré.

D'un point de vue réservoir, l'ensemble des séquences de dépôt décrites ci-dessus forme une structure hétérogène. L'hétérogénéité est accentuée par une succession de phases diagénétiques. L'analyse diagénétique à partir des microfaciès et surtout des ciments a permis de déterminer les processus post-dépôt ayant affecté le réservoir. L'impact diagénétique s'avère être très marqué sur tous les carbonates de Campos. Une diagenèse marine précoce est observée, caractérisée par la formation d'enveloppes micritiques. Les paléo-émersions répétées de la plate-forme ont favorisées quant à elles le développement d'environnements météoriques à l'origine de cavités de dissolution et d'une porosité moldique importante (jusqu'à 50% de porosité). Des processus de cimentation, principalement calcitique, affectent également l'ensemble de la série. Dans les séquences coralliennes, des zones très indurées sont ainsi observées à proximité de larges figures de dissolution au sein desquelles les fluides météoriques ont circulé et circulent toujours. Les premiers mètres en subsurface sont également très indurés par les phénomènes de percolation et d'évaporation. Si ces ciments calcitiques ont une origine météorique, les matrices microcristallines de dolomite observées plus localement sont quant à elles à mettre en relation avec des environnements d'eaux saumâtres. Les conditions actuelles continuent d'accentuer l'hétérogénéité des structures par dissolution-précipitation dans les zones météoriques vadose et phréatique. Cependant, aucune dolomitisation n'est observée

dans la zone actuelle de mélange des eaux ; au contraire, un réseau de veines de calcite s'étend au sein des formations.

A l'échelle du puits, les images de paroi de puits apparaissent comme un outil essentiel dans l'analyse du réservoir carbonaté, non seulement pour déterminer les relations entre la structure des pores et ses propriétés physiques, mais aussi pour déterminer les structures macro-échelles du réservoir. L'imagerie de paroi a ainsi permis de mettre en évidence que les séquences coralliennes sont les plus marquées par une forte macroporosité de dissolution et karstification. Les fractures se situent dans les zones karstiques. Elles représentent la source des apports en fluides nécessaires à la dissolution. Les karsts sont principalement développés dans les bioconstructions et textures fines. Plusieurs zones avec des valeurs de porosité vacuolaire faible, voire nulle, ont également été identifiées à partir du profil de macro-porosité. Elles sont toutes associées à des processus de dolomitisation passés, des horizons à forte concentration en uranium et bordés par des zones de haute porosité vacuolaire. Cette approche permet de mettre en évidence l'hétérogénéité du réservoir, de l'échelle centimétrique à la dizaine de mètres le long du puits. Elle illustre la relation complexe existante entre les séquences de dépôt ayant entraîné des modifications de la porosité. L'augmentation de la macroporosité s'avère souvent, mais pas toujours, liée à une réduction de la microporosité.

A l'échelle de la carotte, les analyses tomographiques permettent de pallier aux difficultés à caractériser les unités géologiques hétérogènes au sein desquelles des variations extrêmes des propriétés de la roche peuvent prendre place sur quelques mètres ou décimètres. Ainsi, l'analyse précise de la densité RX a permis de caractériser le réservoir carbonaté hétérogène en reliant porosité et structures sédimentaires sur une même zone d'intérêt. Le profil de porosité totale issu des carottes tomographiées, en haute résolution et en continu, montre un réel potentiel d'évaluation des propriétés pétrophysiques, complémentaires aux mesures en laboratoire. Une grande partie des propriétés physiques ainsi analysées se rapproche des mesures obtenues à l'échelle de la lame mince mais également à l'échelle du puits. Par ailleurs, la distribution des structures principales, déduites de la décomposition de l'histogramme de densités RX, permettent de proposer un modèle combiné caractérisant précisément les séquences de carbonate. La résolution du micromètre apparaît appropriée pour caractériser les relations multi-échelles de porosité. Les résultats montrent que l'analyse de carottes tomographiées aux rayons X crée le lien entre la microporosité étudiée en laboratoire et la macroporosité identifiées à partir de mesures effectuées en forage. Cette méthode met de nouveau en évidence que le réservoir carbonaté a une hétérogénéité très forte en termes de porosité, de l'échelle du plug à celle du puits. Les zones de karstification se développent dans les unités récifales et aux limites de séquences. Ces limites, précédemment étudiées sédimentologiquement, sont caractérisées de bas en haut par : (1) un faciès bioturbé très poreux recouvert (2) d'une microbialite montrant une très faible porosité, (3) surmontée d'un faciès de texture fine dolomitisée mais très microporeux puis (4) de

bioconstructions récifales caractérisée par des très larges variations de porosité à petite échelle. Cette succession de structures sédimentaires favorise le développement karstique grâce à d'extrêmes variations pétrophysiques. Ces variations à haute résolution (petite échelle verticale) marquent la fin de chaque cycle d'émersion puis transgression.

A l'échelle du plug, une étude comparative a été réalisée sur des échantillons extraits de zones spécifiques déterminées par les méthodes ci-dessus à plus grande échelle. Etant donné le petit volume de l'échantillon, l'analyse se focalise sur la matrice généralement bien indurée de ces zones déjà peu poreuses à l'œil. La méthode multi-résolutions 3D permet d'accéder aux propriétés caractéristiques des analyses microscopiques (MO et MEB) avec l'avantage de pouvoir investiguer le réseau poreux 3D. Elle détermine la porosité de l'échantillon et sa distribution, observe les microstructures telles que la taille des pores et qualifie le réseau comme connecté ou non. Les résultats montrent que la microstructure multi-échelle étudiée par imagerie synchrotron haute résolution, présente aussi une grande hétérogénéité. Certaines résolutions apparaissent mieux adaptées pour des lithologies spécifiques et l'évolution diagénétique de leur structure. Plus la résolution augmente, plus la valeur de porosité se rapproche de la valeur moyenne de la porosité RX (porosité totale tenant compte de la macro- et microporosité). Ceci indique une forte influence de l'abondance de la microporosité sur la porosité totale. Le degré de connectivité des pores est favorisé par des réseaux poreux importants. A l'échelle de ces mini-plugs, une faible porosité n'est généralement pas connectée. L'association de cette technique d'analyse avec l'analyse des perméabilités obtenues sur des échantillons plus grands (plugs de tomographie de basse résolution) donne les relations suivantes : (1) les perméabilités élevées sont liées aux zones de porosité à grande échelle (cavité, karst, fracture), en particulier dans les formations récifales ; (2) la matrice à proximité des cavités karstiques est fortement recristallisée, formant des variations de porosité extrêmes dans ces zones ; (3) les variations lithologiques aux limites de séquences montrent de forts changements de degré de cimentation à petite échelle verticale. Ces couches indurées peuvent donc agir comme des barrières aux écoulements.

Pour conclure, l'intérêt des méthodes géophysiques combinées aux méthodes d'imagerie est démontré. Elles permettent une analyse détaillée multi-échelle de la structure du réservoir carbonaté complexe qui contient une large gamme de porosité. Tous les types de porosité sont présents dans la séquence carbonatée de Campos : la porosité primaire (intragranulaire, intergranulaire et *framework*) et la secondaire (vacuolaire, fracturée, karstique) plus importante.

En surimposition à la porosité primaire acquise lors de la mise en place de la séquence de dépôt, ce sont les processus diagénétiques principalement liés aux changements géochimiques des conditions hydrologiques qui engendrent successivement les variations complexes de la structure carbonatée. L'impact des structures spécifiques pétrophysiques est déterminé afin de bien définir le comportement

du réservoir hydrogéologique. Certaines macro-propriétés peuvent être expliquées par le développement de microstructures. Dans les parties récifales, la porosité karstique et les fractures sont associées au développement de ciments. Une meilleure compréhension des relations entre hétérogénéités est atteinte.

Bibliographie

Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, p. 1163-1 178.

ALIANCE final scientific report, 2007. European Commission Programme:Energy, Environment and Sustainable Development.

Aracil, E., Maruri, U., Vallés, J., Porres, J.A., Ibáñez, S. and Martínez, P., 2003. Electrical tomography applied to the sea water intrusion study and modeling, Abstr. 18th SWIM, Cartagena, Spain.

Arango, C., Marcuello, A., Ledo, J., Queralt, P., 2009. 3D magnetotelluric characterization of the geothermal anomaly in the Lluçmajor aquifer system (Majorca, Spain), *J. of Applied Geophysics* 68, p. 479-488.

Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Met. Pet. Eng.* 146: 54-62.

Archie G.E., 1952. Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. *AAPG Bulletin*, vol. 36, p.278-298.

Arenas, C. and Pomar, L., 2010. Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain.

Arfib, B., 2005. Ressources en eau en aquifère côtier : exemple d'un karst de Crète, *Géologue* 146 , p. 24-30.

Badon-Ghyben,W., 1888-1889. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. *Tijdschrift van het Koninklijk Institut van Ingenieurs*. The Hague, 27 p.

Barlow, P. M., 2003. Groundwater in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast. *U.S. Geological Survey Circular* 1262.

Bashore, W.M., Araktingi, U.G., Levy, M., and Schweller, W.G., 1994. Importance of a geological framework and seismic data integration for modeling and subsequent fluid-flow predictions, in Yarus, J.M., and Chambers, R.L., eds., *Stochastic Modeling and Geostatistics: Principles, Methods and Case Studies*, American Association of Petroleum Geologists.

Bates C.R. and Robinson R., 2000. Geophysical surveys for groundwater modelling of Coastal Golf Courses. EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition – Glasgow, Scotland, 29 May – 2 June, 2000. 1-5.

Benedicto, A., Ramos, E., Casa, A., Sabat, E., and Baron, A., 1993. Rev. Soc. Geol. Espana 6, p. 167-176.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J. (eds.), Geochronology, Time Scales and stratigraphic correlation, SEPM special publication n°54, p. 129-212.

Beven, K. and Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils, Water Resour. Res., 18 (5), p. 1311-1325.

Biju-Duval B., Letouzey, J. and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins, Deep Sea Drilling Project Initial Reports, Institut Français du Pétrole, vol. 42, part 1.

Bonnier, B., 2005. Etude sédimentologique et géochimique des récifs Miocènes de Majorque (Baléares, Espagne). Influence des caractéristiques diagénétiques sur les propriétés physiques des roches carbonatées. Ms Thesis (unpublished results), 31p. Université de Marseille-Aix-en-Provence, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), France.

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Durllet, C., Kolodka, C. Rommevaux, V., Kolodka, C. and Knap, F., 2010. Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin SE Spain). Sedimentology, vol. 57, p. 477-512.

Bousquié, B., 1979. Texture et porosité de roches calcaires. Relation avec la perméabilité, l'ascension capillaire, gélivité et conductivité thermique, Thèse, Université Paris-6, 191 p.

Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C., and Martín, J.M., 1996. Record of climatic change in neritic carbonates: turnover in biogenic associations and depositional modes (Upper Miocene, Southern Spain). Geol. Rundsch., 85, p. 327-337.

Brachert, T.C., Hultz, N., Knoerich, A.C., Krauworst, U.M.R. and Stückrad O.M., 2001. Climatic signatures in shallow water carbonates: high resolution stratigraphic markers in structurally controlled carbonate build-ups (Late Miocene, Southern Spain). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 175, p. 211-237.

Braga, J.C. and Aguirre J., 2001. Coralline algal assemblages in upper Neogene reef and temperate carbonates in southern Spain. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 175, p. 27–41.

Budd, D.A., Gaswirth, S.B. and Oliver, W.L., 2002. Quantification of Macroscopic Subaerial Exposure Features in Carbonate Rocks, *Journal of Sedimentary Research*, vol. 72, n° 6, p. 917-928.

Burne, R.V. and Moore L.S., 1987. Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities, *PALAIOS*, vol. 2; n°3; p. 241-254.

Caye, R., Pierrot, R., Ragot, J.-P. and Prevosteau, M., 1970. Méthodes de visualisation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope, *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 93, p. 571-578.

Chevalier, J.P., 1977. Aperçu sur la faune corallienne récifale du Néogène, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.* 89, p. 359–366.

Childs, E.C., 1969. An introduction to the physical basis of soils water phenomena, Wiley Interscience, New York, p. 493.

Choquette, P. W. and Pray, L. C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *AAPG Bulletin*, vol. 54, n°2, p. 207-244.

Comte, J.C. and Banton, O., 2007. Comparaison de dispositifs d'acquisition ERT pour l'imagerie géo-électrique des intrusions salines dans les aquifères côtiers, Résumé, sixième colloque GEOFCAN, France.

Cornée, J.J., Roger, S., Münch, P., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Conesa, G., Pestrea, S., 2002. Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new 40AR/39AR ages in the Melilla-Nador basin (Morocco), *Sedimentary Geology* 151, p. 127–147.

Coutelle, A., 1987. Les avant-fosses miocènes de l'orogène berbère. *Mem. Soc. Géol. Italia*, 38, p. 317-328.

Cunningham, K.J., Farr, M.R., and Rakic-El Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic dating of an upper Miocene shallow-marine and continental sedimentary succession in northeastern Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 127, p. 77-93.

Custodio, E., Bayó, A., Pascual, M., Bosch, X., 1991. Results from studies in several karst formations in southern Catalonia (Spain), IAHS-AISH Publication, International Association of Hydrological Sciences, Louvain, p. 295–326.

Dahlin T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers and Geosciences*, vol. 27, p. 1019-1029.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.

Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT, Canadian Petroleum Geology Bulletin, vol. 19, p. 730-781.

Enos P. and Sawatsky, L.H., 1981. Pore networks in Holocene carbonate sediments, Journal of Sedimentary Research, vol. 51, p. 961-985.

Esteban, M., 1979. Significance of the upper Miocene reefs in the Western Mediterranean, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 29, p. 169–188.

Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M., and Santisteban, C., 1996. Western Mediterranean reef complexes. In Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., and Rouchy, J.M. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Concepts in Sedimentol. Paleontol. Ser., 5, p. 55-72.

Fernández, M. and Cabal, J., 1992. Heat-flow data and shallow thermal regime on Mallorca and Menorca (western Mediterranean). Tectonophysics 203, 133–143.

Flügel, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestones. Geological Magazine, 120, p. 404-404.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps: Geophysics, v. 39, p. 770-780.

Garing, C., Dweik, J., Luquot, L., Gouze, P., Pezard, P., Lapointe, P., in prep. Petrophysical properties of carbonate rocks of diagenetic interest.

Gelabert, B., 1998. La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca. I.T.G.E., Colección Memorias, p. 129.

Gelhar, L.W., 1993. Stochastic Subsurface Hydrology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

Gouze, P., Le Borgne, T., Leprovost, R., Lods, G., Poidras, T., Pezard, P., 2008. Non-Fickian dispersion in porous media : 1. Multiscale measurements using single-well injection withdrawal tracer tests, Water Resour. Res., 44.

Granier, E. and Dides, J.J. 2004. Série sédimentaire marine d'Argelliers, website, <http://pedagogie.ac-montpellier.fr/svt/litho/argelliers/>.

Griffiths, D.H. and Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, vol. 29, p. 211-226.

Guéguen, Y. and Palciauska, V., 1992. Introduction à la physique des roches, Ed. Herman, p. 185-213.

Guichet, X., 2002. Etude expérimentale des propriétés électriques des roches, Potentiels d'électrofiltration, suivi des mouvements de fluides en zones hydrothermales, Thèse, 211 p.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156-1167.

Hayman, A.J., Hutin, R., and Wright, P.V., 1991. High-Resolution Cementation and Corrosion Imaging by Ultrasound, SPWLA 32ND Annual Logging Symposium, 16-19 June, paper KK.

Herzberg, A., 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. *J. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung (München)*, 44, 815-819, 842-844.

Hinrichsen, D., 2007. Ocean Planet in Decline. Peopleandplanet.net.

Honarpour, M.M., Chilingarian, G.V. and Mazzullo, S.J., 1992. Permeability and relative permeability of carbonate reservoirs, In: Chilingarian, G.V., Mazzullo, S.J. and Rieke, H.H., eds, Carbonate reservoir characterization: a geologic engineering analysis, Part 1, *Developments of Petroleum Science* 30, p. 399-416.

Hornby, B.E., Johnson, D.L., Winkler, K.H., and Plumb, R.A., 1989. Fracture evaluation using reflected Stonley-wave arrivals, *Geophysics*, 54, p. 1274-1288.

Hounsfield, G.N., 1973. Computerized transverse axial scanning (tomography). Part I, Description of system. *Br. J. Radiol.* 46 (552), p. 1016-1022.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Mèlières, F., Müller, C. and Wright, R., 1977. , History of the Messinian salinity crisis. *Nature* 267, p. 399-403.

Hubbard, S.S. and Rubin, Y., 2005. Hydrogeophysics. In: Rubin, Y., Hubbard, S.S. (Eds.), *Hydrogeophysics*. Springer.

Hyndman, D.W., Harris, J.M., Gorelick, S.M., 2000. Inferring the relation between seismic slowness and hydraulic conductivity in heterogeneous aquifers. *Water Resources Research* 36 (8), p. 2121–2132.

IGME report, 1985. Investigación eléctrica en Lluchmayor para apoyo a estudios geotérmicos (Mallorca). Instituto Geológico y Minero de España, IGME.

Jaeggi, D., 2006. Multiscalar porosity structure of a Miocene reefal carbonate complex. Thesis (unpublished results), Diss ETH nb. 16519.

James, N.P., 1983. Reef environment in carbonate depositional environments. In *Carbonate depositional environment*, AAPG Memoir, 33, p. 345-440.

Jenkyns, H.C., Sellwood, B.W. and Pomar, L., 1973. A field excursion guide to the island of Mallorca: *Geologists' Association guide*, 93 p.

Jordy, R. L. 1992. Pore geometry of carbonate rocks and capillary pressure curves (basic geologic concepts), In: Chillingarian, G.V., Mazzullo, S.J. and Rieke, H.H., eds, Carbonate reservoir characterization: a geologic engineering analysis, Part 1, Developments of Petroleum Science 30, p. 331-377.

Katsube, T.J. and Kamineni, D.C., 1983. Effect of alteration on pore structure of crystalline rocks: core samples from Atikokan Ontario, Canad. Minera., vol. 21, p. 637-646.

Keller, J. M., 1987. Strategies for stimulating the motivation to learn. Performance and Instruction, 26(9), 1-8.

Klinkenberg, L.-J., 1941. The permeability of porous media to liquids and gas, Drilling and production practice, American Petroleum Institute, p 200-213.

Knoerich, A.C. and Mutti, M., 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of heterozoan carbonates: A case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean, Journal of Sedimentary Research, vol. 76, p. 871-888.

Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. J. Geol. Educ., vol. 33, p. 112-125.

Land, L.S. and Moore, C.H., 1980. L.S. Land and C.H. Moore, Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican Island slope. Journal of Sedimentary Petrology 50, p. 357-370.

Ledoux, E., 1986. Modèles mathématiques en hydrogéologie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, LHM/RD/86/12.

Lieske E., Myers R.F., 2004, Coral reef guide, Red Sea London, Harper Collins.

Logan, B.W., Rezak, R. and Ginsburg, R.N, 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. Journal of Geology 72, p. 68-83.

Loggia, D., Garing, C., Hebert, V., Camoin, G., Vandeginste, V., Lofi, J. and Pezard, P.A., *in press*. Impact of diagenesis on carbonate rock properties: a petrophysical approach; Miocene platform carbonates from Mallorca (Spain).

Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion, Geophys. Prospect., vol. 44, p. 499-523.

Lonoy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems, AAPG Bulletin, vol. 90, p. 1381-1405.

Lorenz, C., 1984. Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcano-sédimentaires - corrélations dans le domaine de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, 7e., 16, p. 1203-1210.

Lucia, F. J., 1983. Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space: *Journal of Petroleum Technology*, vol. 35, p. 629-637.

Lucia, F. J., 2007. *Carbonate reservoir characterization: An integrated approach* (2nd ed.), Springer Ed., 336 p.

Lund, S., Platzman, E., Thouveny, N., Camoin, G., Corsetti, F., Berelson, W., 2010. Biological control of paleomagnetic remanence acquisition in carbonate framework rocks of the Tahiti coral reef, *Earth and Planetary Science Letters* 298, p. 14–22.

Luquot, L., and Gouze, Ph., 2009. Experimental determination of porosity and permeability changes induced by massive injection of CO₂ into carbonate reservoirs, *Chemical Geology*.

Machel, H.G., 2005. Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks, *Geosciences Canada*, vol. 32, p. 103-128.

Manzano, M., Custodio, E., Riera, X., Gonzalez, C., Baron, A., Delgado, F., 2002. Saline groundwater in the Inca-Sa Pobla aquifer, SE of Mallorca island, Balearic islands, Spain. Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting, Delft, The Netherlands, 6–10 May 2002, p. 250–261.

Mari J.-L. and Porel G., 2008. 3D seismic Imaging of a near-surface heterogeneous aquifer: A case study, *oil and gas science and technology, IFP*, vol. 63, p. 179-201.

Maria-Sube, Y., 2008. Structure et hétérogénéité d'un récif coralien du Miocène et implication pour les intrusions d'eau salée en zone côtière à Majorque, Espagne. Ph.D Thesis (unpublished results). Université de Montpellier 2, France.

Martín, J.M. and Braga, J.C., 1994. Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sediment. Geol.*, vol. 90, p. 257-268.

Matthews, E., 1984. Prescription of Land-Surface Boundary Conditions in GISS GCM II: A Simple Method Based on High-Resolution Vegetation Data Bases.

Mazzullo, S.J. and Chilingarian, G.V., 1992. Diagenesis and origin of porosity, In: Chilingarian, G.V., Mazzullo, S.J. and Rieke, H.H., eds., *Carbonate reservoir characterization: a geologic-engineering analysis, part I, Developments in Petroleum Science* 30, p. 199-270.

McKenna, S.A. and Poeter, E.P., 1995. Field example of data fusion in site characterization. *Water Resources Research* 31 (12), p. 3229–3240.

Mertz, J.-D., 1991. Structures de porosité et propriétés de transport dans les grès, *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 90, p. 149.

Milnes, E. and Renard, P., 2004. The problem of salt recycling and seawater intrusion in coastal irrigated plains: an example from the Kiti aquifer (southern Cyprus). *J Hydrol* 288(1–4) p. 327–343.

Moore, C.H., 1989. Carbonated diagenesis and porosity, Elsevier, p. 338.

Moore, C.H., 2001. Carbonate reservoirs, Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, *Developments in sedimentology*, vol. 55.

Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. "Geochemistry of sedimentary carbonates", *Developments in Sedimentology* 48, p. 1–707.

Munch Ph., Saint-Martin, J.-P., Cornée, J.-J., Feaud, G., Saint-Martin-Pestra, S., Roger, S. and Conesa, G., 2003. Controls on facies and sequence stratigraphy of a upper Miocene carbonate ramp and platform, Melilla basin, NE Morocco, *Sedimentary Geology*, 158, p. 163-166.

Nalin, R., Nelson, C. S., Basso, D. and Massari, F., 2008. Rhodolith-bearing limestones as transgressive marker beds: fossil and modern examples from North Island, New Zealand, *Sedimentology*, vol. 55, p. 249–274.

Ogg, J.G., Camoin, G.F. and Jansa, L., 1995. Takuyo-Daisan Guyot: Depositional history of the carbonate platform from downhole logs at site 879 (Outer rim), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol.144.

Ott D'Estevou, P. and Montenat, C., 1990. Le bassin de Sorbas-Tabernas. In: Montenat, C. (Ed.), *Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne)*. Documents et Travaux IGAL, Paris, 12-13, p. 101-128.

Perrin, C., Bosence, D. and Rosen, B., 1995. Marine paleoenvironmental analysis from fossils, *Geological Society Special Publication*, n°83, p. 181-229.

Petalas, C.P. and Diamantis, I.B., 1999. Origin and distribution of saline groundwaters in the upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northeastern Greece. *Hydrogeol. J.* 7, p.305-316.

Polazcky, G.J., 1987. Resistivity characteristics of geology targets, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, vol. 1.

Pomar, L., 1991. Reef geometries, erosion surfaces and highfrequency sea-level changes, upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain: *Sedimentology*, v. 38, p. 243-270.

Pomar, L., 1993. High-resolution sequence stratigraphy in prograding carbonates: Application to seismic interpretation, in R. Loucks and R. Sarg, eds., *Recent advances and applications of carbonate sequence stratigraphy*: Tulsa, AAPG Memoir 57, p. 389-407.

Pomar, L., 2001a. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands: *Palaeo*, vol. 175, p. 249-272.

Pomar, L., 2001b. Types of carbonate platforms: a genetic approach: Basin Research, vol. 13, p. 313-334.

Pomar, L., Esteban, M., Calvet, F. and Baron, A., 1983. La unidad arrecifal del mioceno superior de Mallorca, el terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca), Guia de las excursiones and congreso nacional de sedimentologia, grupo espanol de sedimentologia, p. 139-175.

Pomar, L. and Ward, W. C., 1994. Response of a late Miocene Mediterranean reef platform to high-frequency eustasy: Geology, vol. 22, p. 131-134.

Pomar, L. and Ward, W.C., 1995. Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Lluçmajor platform, Mallorca, Spain, in B. U. Haq, ed., Sequence stratigraphy and depositional response to eustatic, tectonic, and climatic forcing: Dordrecht, Kluwer Academic, p. 87–112.

Pomar L. Ward, W.C. and Green, D.G., 1996. Upper Miocene reef complex of the Lluçmajor area, Majorca, Spain, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology.

Pomar, L. and Ward, W.C., 1999. "Reservoir-Scale Heterogeneity in Depositional Packages and Diagenetic Patterns on a Reef-Rimmed Platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain." AAPG Bulletin, 83, 11, p. 1759-1773.

Pous, J., Ledo, J., Marcello, A. and Daignières, M., 1995. Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey survey through the central Pyrenees, Geophy. J. Int., vol. 121, p. 750-762.

Price, R.M. and Herman, J.S., 1991. Geochemical investigation of salt-water intrusion into a coastal carbonate aquifer: Mallorca, Spain, Geological Society of America Bulletin, vol. 103, p. 1270-1279.

Purser, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, I. Éd. Technip, p. 366.

Raddadi, M. C., Vanneau, A. A., Poupeau, G., Carrio-Schaffhauser, E., Arnaud, H. and Rivera, A., 2005. Interpretation of gamma-ray logs: The distribution of uranium in carbonate platform, Geochemistry, Comptes Rendus Geosciences 337, p. 1457–1461.

Raymer, D.S., Hunt, E.R., and Gardner, J.S., 1980. An improved sonic transit time-to-porosity transform: Present at the Soc. Prof. Well Log Analysts: 21st Ann. Mtg., p. 1-12.

Rhoades, J.D., Raats, P.A.C. and Prather, R.S., 1976. Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. Soil Science Society of America Journal, vol. 40, p. 651-665.

Riding, R., Martín, J.M., and Braga, J.C., 1991. Coral-stromatolite reef framework, upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology*, vol. 38, p.799-818.

Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M., and Sánchez-Almazo, I.M., 1998. Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, SE Spain, *Marine Geology*, vol. 14, p.61-20.

Robledo, P. 2001. Karst y Fractales. Aplicación del Análisis fractal a la distribución de peoestructuras de colapso kárstico del Mioceno superior de Mallorca, España, Memoria de Investigación (inédita), IGME, 189 p.

Rosenbaum, G., Lister, G. S. and Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of Virtual Explorer*, vol. 8, p. 107-126.

Rouchy, J.M. and Saint Martin, J.-P., 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, vol. 20, p. 629-632.

Rouchy, J.M. and Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a re-appraisal of the data and an integrated scenario. In : Rouchy, J.M., Suc, J.P., Ferrandini, J. and Ferrandini, M., *The Messinian Salinity Crisis Revisited. Sedimentary Geology*, 188/189, p. 35-68.

Roy, A. and Apparao, A., 1971. Depth of investigation in direct current methods, *Geophysics*, 36, p. 943-959.

Ryan, W.B.F and Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces: Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene, *Marine Geology*, vol. 27, p. 193-230.

Saint Martin, J.-P., 2001. Implications de la présence de mud-mounds microbiens au Messinien (Sicile, Italie), *Earth and Planetary Sciences*, vol. 332, p. 527–534.

Saint Martin, J.P. and Rouchy, J.M., 1990. Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale : leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société Géologique de France* 6-1, p. 83-94.

Sanz, N., Himi, M., Pinto, V., Rivero, L., Baron, A., Ranieri, G. and Casas, A., 2000. Geophysical delineation of saltwater intrusion in the Campos basin (Mallorca, Spain), 6th EAGE/EEGS Meeting, Session Hydrogeology.

Sanz, E., Ayora, C. and Carrera, J., 2011. Calcite dissolution by mixing waters: geochemical modeling and flow-through experiments, *Geologica Acta*, vol. 9, p. 67 – 77.

Serra, O. and Serra, L., 2000. *Diagraphies : Acquisition et Applications*, Ed. Serralog.

Stolz, J.F., 2000. Structure of microbial mats and biofilms, *Microbial Sediments*, Springer-Verlag, Berlin, p. 1-8.

Sudicky, E.A. and Huyakorn, P.S., 1991. Contaminant migration in imperfectly known heterogeneous groundwater systems. *Reviews of Geophysics, Supplement*, p. 240-253.

Sun, S.Q. and Esteban, M., 1994, Paleoclimatic controls on sedimentation, diagenesis, and reservoir quality: lessons from Miocene carbonates, *AAPG Bulletin*, vol. 78, p. 519–543.

Taborosi, D., Jenson, J.W. and Mylroie, J.E., 2003. Zones of enhanced dissolution and associated cave morphology in an uplifted carbonate island karst aquifer, northern Guam, Mariana Islands. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1*, p.16.

Taylor, P.N., and Morton, A.C., 1989. Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of the upper and lower volcanic series at Site 642. In Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 104*: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 429-435.

Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16, p. 574-582.

Tronicke, J., Holliger, K., Barrash, W., Knoll, M.D., 2004. Multivariate analysis of cross-hole georadar velocity and attenuation tomograms for aquifer zonation. *Water Resources Research* 40,W01519.

Tucker, M.E. and Bathurst, R.G.C., 1990. *Carbonate Diagenesis*, Blackwell Scientific Publications, 312 p.

Tucker, M.E and Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, p. 482.

Vacher, H.L. and Quinn, T., 1997. *Geology and hydrogeology of Carbonate Islands*. *Developments in Sedimentology*, vol. 54, p. 1-34.

Vandeginste, V., 2009. Chronology and diagenetic evolution of the Lluçmajor Miocene carbonate system (Mallorca). Post-doc unpublished results, Université de Marseille-Aix-en-Provence, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) France.

Walker, R.G., and James, N.P., 1992, eds. *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Geological Association of Canada, p. 219-238.

Waxman, M.H. and Smith, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sand. *Soc. Petr. J.* 8, p. 107–122.

White, R.E., 1985. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil, *Adv. Soil Sci.*, 3.

Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 471 p.

Wilson, S.R., Ingham, M. and McConchie, J.A., 2006. The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *J. Hydrol.* vol. 316, p. 301-312.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., and Gardner, G.H.F., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media: *Geophysics*, v. 21, p. 41-70.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan L., Thomas E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science* 292, p. 686.

Zheng, C.M. and Gorelick, S.M., 2003. Analysis of solute transport in flow fields influenced by preferential flowpaths at the decimeter scale. *Ground Water* 41 (2), p.142–155.

Zinszner, B. and Pellerin, F.M., 2007. *A geoscientist's guide to petrophysics*. Ed. Technip, Paris.

Abstract

Title: Multiscalar analysis of a coastal carbonate reservoir structure: example of the Lluçmajor platform (Mallorca, Spain).

The heterogeneous nature and sometimes karstified carbonate environments has a direct impact on many environmental issues, such as coastal aquifers affected by saltwater intrusion. At the south of the island of Mallorca (Spain), the Lluçmajor carbonate platform offers a privileged site for the study of such intrusions including the experimental site of Campos who meets the intrusion at shallow depth.

The characterization of heterogeneous properties passes through a preliminary description of the properties of carbonate reservoirs, including those of the porosity. According to the wide range of sizes of heterogeneities from micrometer to hundreds of meters, the use of multiscale methods is required.

This thesis focused on the determination of multiscale porosities from the microporosity to karstic porosity, and of relationships between observation scale changes of these properties. At the micron scale, high-resolution X-ray microtomography allows to extract the microporosity and the microporous network connectivity. At lower resolution (mm), X-ray tomography is also used to study the micro- and macro-porous network at the core scale which is already allocated to number of observations and measurements, including petrophysical. At the borehole scale, the wall images are used to identify the dissolved zones from centimeter macropores to plurimetric karstic cavities. At the larger scale, surface geophysics study the lateral extension of the karsts and heterogeneities.

Finally, the porous structure of the studied site is integrated with its wide range of scales into the regional geology of the Lluçmajor platform. Thus, the hydrogeophysical observatory set up on the site of Campos to monitor the spreading of salt water in the aquifer is integrated in its geological and petrophysical context, in order to refine the interpretation of its variations of salinity measurements during the time.

Keywords: carbonate system, heterogeneities, coastal reservoir, salt water intrusion, X-ray tomography, downhole geophysics.

Résumé

Titre : Analyse multi-échelle de la structure d'un réservoir carbonaté littoral: exemple de la plateforme de Lluçmajor (Majorque, Espagne).

La nature hétérogène et parfois karstifiée des milieux carbonatés a un impact direct sur nombre de problématiques environnementales, comme celle des aquifères côtiers affectés par une intrusion d'eau salée. Au sud de l'île de Majorque (Baléares, Espagne), la plate-forme carbonatée de Lluçmajor offre un site privilégié pour l'étude de telles intrusions notamment avec le site expérimental de Campos, qui rencontre l'intrusion à faible profondeur. La caractérisation des propriétés hétérogènes du réservoir passe par une description préalable des propriétés des réservoirs carbonatés et notamment celle de la porosité. Au regard de la large gamme d'échelles d'hétérogénéités allant du micromètre à la centaine de mètre, l'utilisation de méthodes multi-échelles est nécessaire.

Ce travail de thèse a porté sur la caractérisation multi-échelle de la porosité, allant de la microporosité à la porosité karstique, et l'établissement de relations entre les changements d'échelles d'observation de ces propriétés. A très petite échelle, la microtomographie haute-résolution à rayons X extrait à l'échelle du micron la microporosité et la connectivité des réseaux microporeux. A plus basse fréquence (celle du mm), la tomographie est également utilisée afin d'étudier le réseau micro- et macroporeux à l'échelle des carottes, à laquelle sont réalisées nombre d'observations et de mesures, notamment pétrophysiques. A l'échelle du puits, les images de paroi permettent d'identifier les zones de dissolution allant des macropores centimétriques aux cavités karstiques plurimétriques. A plus grande échelle, la géophysique de surface permet d'étudier l'extension latérale de ces karsts et hétérogénéités. Enfin, la structure poreuse du site étudié sur cette vaste gamme d'échelles est intégrée à la géologie régionale de la plate-forme de Lluçmajor. Ainsi, l'observatoire installé sur le site pour surveiller la propagation de l'eau salée dans l'aquifère a pu être replacé dans son contexte géologique et pétrophysique, afin d'affiner l'interprétation de ses mesures de variations de salinité au cours du temps.

Mots clés : système carbonaté, hétérogénéités, réservoir littoral, intrusion saline, pétrophysique, tomographie RX, géophysique en forage.