

22

èmes

Journées Techniques du **Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues**

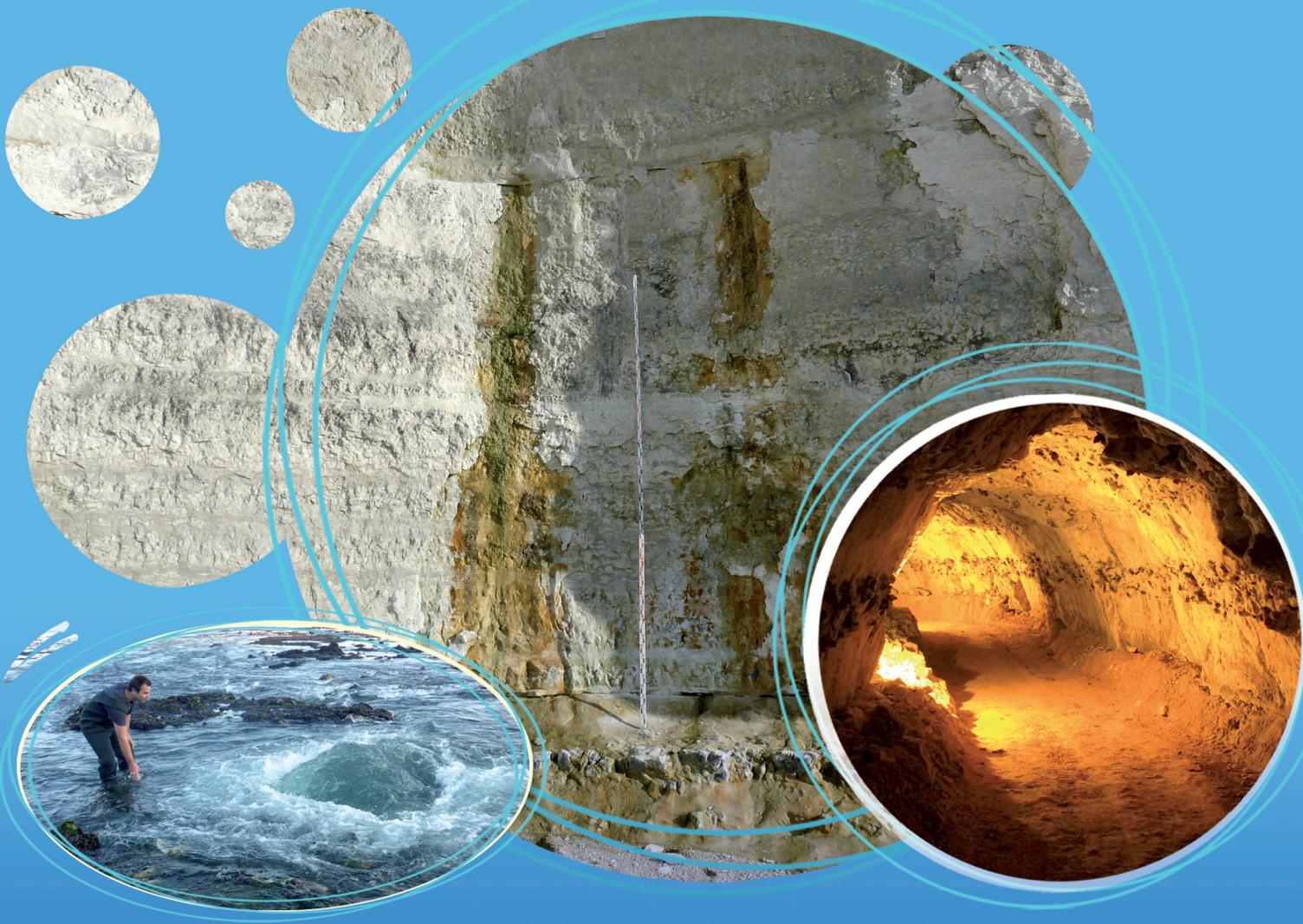
24 ▶ 26 MAI 2018 - **Stade Océane, Le Havre, Seine Maritime, France**

GUIDE DE LA JOURNÉE TECHNIQUE

www.cfh-aih.fr



En association avec l'AHSP



Hydrogéologie de la craie

© CFH-AIH - APJ0238 76 79 87 - Crédit photos : © BRGM / N. Masset / T. Guillard / J. Rodet



En partenariat avec :





Livret-guide

Excursion hydrogéologique en Pointe de Caux, France

Colloque Craie 2018 : vendredi 25 mai - samedi 26 mai 2018



Organisateurs :

Thierry GAILLARD, Emmanuel HAUCHARD, Joël RODET

Gaillard T., Hauchard E., Rodet J. (2018) - Livret-guide de l'Excursion hydrogéologique en Pointe de Caux, France. Colloque Craie 2018. 22^{èmes} journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues, 42 p.

Sommaire

1.	Avant-propos	5
2.	Informations	6
2.1	Conseils pratiques de randonnées	6
2.2	Suggestions pour finir votre week-end en Normandie	7
3.	La craie....ou les craies ?	8
3.1	Un sédiment plus hétérogène qu'il n'y paraît	8
3.2	Des structures sédimentaires originales.....	9
3.3	Diagenèse de la craie : les épisodes dolomitiques	11
4.	Géologie de la pointe de Caux.....	12
4.1	Lithostratigraphie de la craie de la pointe de Caux	12
4.2	Cadre structural	13
4.3	Phases tectoniques affectant la craie	14
4.4	Evolution post-Crétacée du plateau de Caux	15
5.	Hydrogéologie de la craie	17
5.1	Historique des concepts	17
5.2	Les modèles hydrogéologiques de la craie	20
5.3	Particularités de la ressource en eau de la Pointe de Caux	22
6.	Descriptions des sites	25
6.1	Yport : un karst actif d'émergences sous-marines	25
6.2	La grotte des Petites Dales	30
6.3	La Plage du Tilleul	33
7.	Conclusion	38
8.	Bibliographie.....	39

Liste des figures

Figure 1-1 : Localisation des sites de l'excursion	5
Figure 2-1 : Hauteur des marées à Etretat	6
Figure 3-1 : Images au MEB montrant un coccolithophoridae et l'aspect de la craie du champ pétrolier d'Ekofisk (mer du Nord).....	8
Figure 3-2 : Silex Bruneval (A) et silex rose d'Etretat (B)	9
Figure 3-3 : Harground Beuzevillette 3 de Tancarville (A) et Tilleul 1 et 2 de la plage du Tilleul (B)	9
Figure 3-4 : Figure slumpée de Vaucottes (A) et monticules et cuvettes de Sandouville (B)	10
Figure 3-5 : Paléogéographie du Crétacé supérieur et orientation des courants (Quine et Bozense, 1991)	10
Figure 3-6 : Dolomie d'Etretat au-dessus du HG du Tilleul (A) dolomie de la Pointe du Chicard et sa cuirasse ferrugineuse (B)	11
Figure 4-1 : Colonne lithostratigraphique de la Pointe de Caux.....	12
Figure 4-2 : Structure tectonique du Nord-Ouest du Bassin de Paris replacée dans le cadre de la Manche (Hauchard & Laignel 2008)	13
Figure 4-3 : Schéma structural du plateau de Caux. (Hauchard & Laignel 2008)	14
Figure 4-4 : Coupe géologique E-W à travers la faille Fécamp-Lillebonne (Hauchard et al, 2014).....	14
Figure 4-5 : Mouvements relatifs des différents blocs structuraux du plateau de Caux (Hauchard & Laignel 2008).....	15
Figure 5-1 : Modèle de la craie fissurée de Belgrand (1872)	17
Figure 5-2 : Schéma hydrogéologique de Sanarens (1921)	18
Figure 5-3 : Piézométrie de la Pointe de Caux en 1981 (Roux et al, 1981).....	19
Figure 5-4 : Carte des traçages de la pointe de Caux (Hanin, 2010).....	20
Figure 5-5 : L'eau dans la craie (Lepiller, 2004)	21
Figure 5-6 : Schémas de la craie sous alluviale de Roux (A) et Mégnien (B)	21
Figure 5-7 : Contexte géomorphologique et karstique de la basse vallée de Seine (Chedeville et al., 2014)(NB : le contact craie saine/RS est un continuum).....	22
Figure 5-8 : Evolution des teneurs en nitrates des sources de Radicatel et Four aux Vaux (SAFEGE, 2012)	23
Figure 5-9 : Profils unimodaux de la conductivité des sources de Radicatel (Hanin, 2010)	24
Figure 6-1 : Les sites de la sortie à Yport	25
Figure 6-2 : Usine de traitement des eaux d'Yport et le forage en contrebas (Photo CODAH).....	26
Figure 6-3 : Usine de traitement des eaux d'Yport (photo CODAH)	26
Figure 6-4 : Coupe du forage d'Yport.....	27
Figure 6-5 : Stratigraphie et karsts de la pointe du Chicard	28
Figure 6-6 : Unité de drainage autour d'Yport (T. Gaillard, SAFEGE 2012)	29
Figure 6-7 : Localisation du site de la grotte des Petites Dales	30
Figure 6-8 : Dédoulement du collecteur en amont de l'Espace des Six	31
Figure 6-9 : Topographie du réseau de la grotte des Petites Dales	32
Figure 6-10 : Les sites de la plage du Tilleul.....	33
Figure 6-11 : Base du Cénomaniens à Antifer (Juignet, 1974)	34
Figure 6-12 : Joint Antifer au-dessus du silex éponyme	35
Figure 6-13 : Stratigraphie de la plage du Tilleul (Quine, 1988)	36
Figure 6-14 : Emergences au droit des HG Tilleul.....	37

1. Avant-propos

Peu de régions permettent de visualiser les objets hydrogéologiques comme la Côte d'Albâtre. Cette côte donne à observer des falaises hautes de 100 à 130 mètres qui semblent avoir été coupées au couteau pour permettre l'observation quasi « anatomique » de la craie, de ses silex et bien entendu des écoulements de l'eau souterraine : sources perchées, rivières souterraines, émergences de platier, paléokarsts, diaclases et failles, conduits karstiques, entonnoirs de dissolution....

Le Comité Français d'Hydrogéologie (CFH), avec le concours de l'Association des Hydrogéologues des Services Publics (AHSP) et le Centre Normand d'Etude du Karst (CNEK), vous proposent donc un voyage au pays de Caux pour découvrir ou redécouvrir un aquifère qui présente toutes les caractéristiques d'un milieu complexe, à la fois poreux, fissuré et karstifié.

Le programme d'excursions est le suivant :

Vendredi 25 mai 2018 - excursion technique

14h30. Un exemple d'exploitation des ressources en eau dans la craie : la station de pompage de la CODAH à Yport : forage et résurgence karstique marine.

Samedi 26 mai 2018 – excursions hydrogéologiques

9h00. Un exemple de géomorphologie karstique dans la Craie : grotte des Petites Dalles.

12h30. Déjeuner.

14h30. Contexte structural et stratigraphique régional : visite du site de la plage du Tilleul.



Figure 1-1 : Localisation des sites de l'excursion

Pour le CFH et le CNEK :

Thierry GAILLARD, Emmanuel HAUCHARD, Joël RODET

2. Informations

2.1 Conseils pratiques de randonnées

Chaussures ou bottes

Vous allez marcher sur des plages de galets ou des platiers crayeux formant de véritables lapiaz ; la marche peut s'avérer vite pénible. Préférez des chaussures de randonnées aux baskets. Les bottes peuvent aussi être un bon compromis. Une paire de chaussettes de rechange est souvent la bienvenue (en coton ou en laine).

Vêtements

Vous êtes en Normandie : quand il ne pleut pas c'est qu'il va pleuvoir.

Pensez à la technique des trois couches : une seule couche en cas de beau temps (tee-shirt), une deuxième quand le temps se fait moins clémente (pull ou polaire), et enfin une troisième en cas de pluie (imper, coupe-vent).

Bord de mer

Ne partez pas sans crème solaire car l'albédo le long des falaises blanches et près de la mer peut conduire à des coups de soleil. Des lunettes de soleil sont aussi conseillées.....on ne sait jamais !

Souvenirs : ne pensez pas vous offrir un souvenir peu onéreux en ramenant quelques galets : leur ramassage est interdit depuis 1976 ! Ils forment en effet une protection efficace contre l'érosion des falaises.

Sécurité : au sortir d'un hiver froid et pluvieux, les falaises sont plus fragiles et il est recommandé de ne pas stationner au pied, afin de limiter le risque de recevoir un bloc que les oiseaux, afin de protéger leurs petits, peuvent décrocher au-dessus d'intrus.

Marée : la marée est le critère le plus important pour organiser les excursions. Si les plages sont accessibles, la traversée des pointes ne peut s'effectuer qu'à marée basse. Des aménagements ont donc été creusés dans les caps pour passer d'une plage à l'autre.

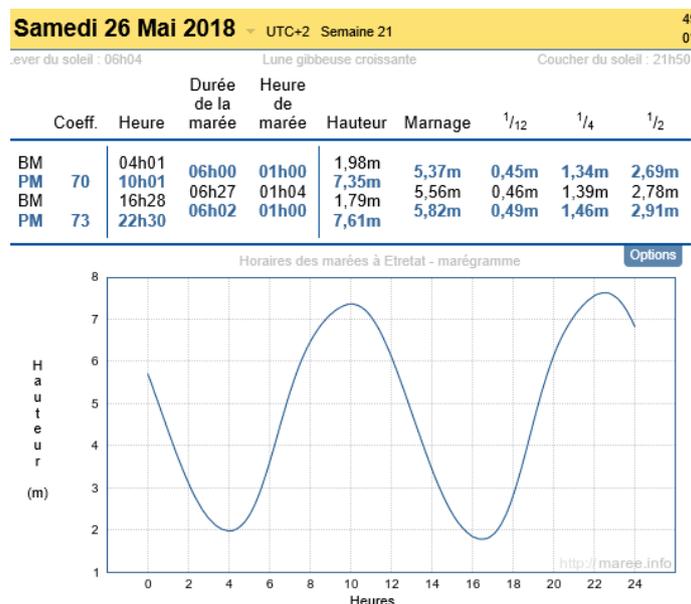


Figure 2-1 : Hauteur des marées à Etretat

2.2 Suggestions pour finir votre week-end en Normandie

Quatre offices du Tourisme permettent de découvrir l'histoire et la richesse naturelle des côtes de Normandie :

FECAMP : +33 (0)2 35 28 51 01

Quai Sadi Carnot

76400 FECAMP

info@fecamptourisme.com

YPORT : +33 (0)2 35 29 77 31

Rue Alfred Nunès

76111 YPORT

yport@fecamptourisme.com

ETRETAT : +33(0)2 35 27 05 21

Place Maurice Guillard,

76790 Étretat

<http://etretat.net/office-de-tourisme-etretat/>

SASSETOT : +33 (0)2 35 10 29 59

10, rue des Fusillés

76540 SASSETOT-LE-MAUCONDUIT

sassetot@fecamptourisme.com

Le guide de l'office est téléchargeable :

<http://www.fecamptourisme.com/wp-content/uploads/2018/02/Guide-Touristique-OITF-2018-Web.pdf>

Un peu d'histoire...

Le nom du pays de Caux a parfois été rapproché de celui de la chaux. Cette explication toponymique fantaisiste ne saurait faire oublier que cette région a été occupée par les Calètes, peuple gaulois dont le nom provient de la racine celte *caleto*, désignant la dureté (Delamarre, 2001. Dictionnaire de la langue gauloise, Errance). Cette explication, plus prestigieuse que la précédente, fait donc des cauchois des femmes et des hommes durs... Le nom de la rivière du Cailly, vers Rouen serait aussi issu de cette même racine celte et marquerait la limite du territoire des Calètes.

3. La craie...ou les craies ?

3.1 Un sédiment plus hétérogène qu'il n'y paraît

Juignet (1997) propose de définir la craie comme un sédiment qui se « présente généralement comme une roche à grain très fin, friable, peu indurée, de couleur blanchâtre ». Les études microscopiques montrent en effet que la craie est constituée de fragments de squelettes de coccolithophoridae, algues brunes dorées monocellulaires, de *Nannoconus* et de calcisphères (*Pilhonella*). Ce matériau biogène est constitué de calcite peu magnésienne réputée stable dans les conditions de surface.

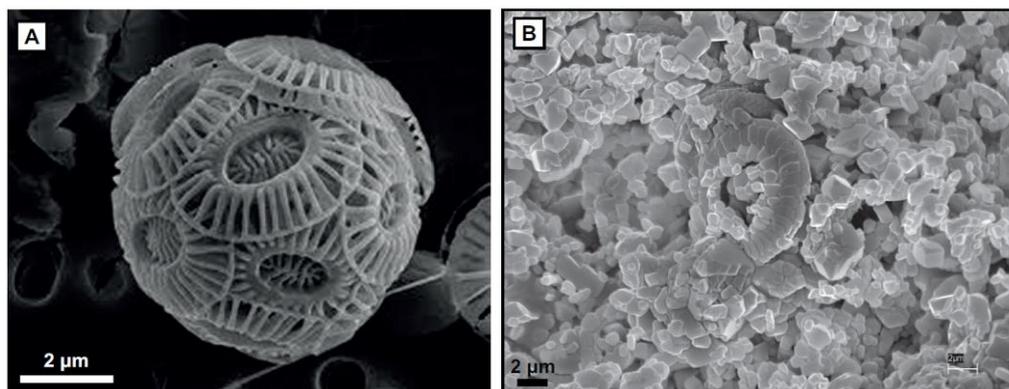


Figure 3-1 : Images au MEB montrant un coccolithophoridae et l'aspect de la craie du champ pétrolier d'Ekofisk (mer du Nord)

Certains horizons particuliers au sein de la craie sont composés de bioclastes, de bivalves (horizon de Rouen au Cénomaniens), souvent des inocérames, de bryozoaires, d'échinidés et de spongiaires.

La très faible teneur en éléments détritiques terrigènes est une caractéristique de la craie de Normandie que l'on peut opposer en-cela aux craies de Touraine (tuffeau de Bourré, tuffeau jaune) ou de la Beauce (craie de Villedieu). Parmi les constituants détritiques, les argiles sont les plus fréquentes, parfois concentrées en lits, où dominent les smectites. La glauconite est abondante dans certains bancs, surtout à la base du Cénomaniens. Le quartz reste très rare, mais peut marquer certains horizons (craie de la Pointe du Chicard, Quine, 1988).

L'adverbe *généralement* de la définition de Juignet est important car la craie présente en fait plusieurs faciès sédimentaires (Quine, 1988 ; Lasseur, 2007) et des horizons particuliers qui constituent souvent des surfaces repères. Dans la classification de Dunham, la craie est une roche biogénique de type « mudstones » ou « wackestones » (Quine, 1988). Dans les formations turono-coniaciennes de la région d'Étretat, on peut ainsi distinguer des « mudstones à nannofossiles », des « wackestones à inocérames », des « mudstones-packstones à bryozoaires », des « wackestones-packstones à échinodermes » (Quine et Bozence, 1991 ; Juignet, 1997 ; Lasseur, 2007). La contrainte majeure de l'étude de la craie à l'affleurement, et plus encore sur les cuttings de forage, réside dans la difficulté d'établir des faciès sédimentologiques du fait de la finesse des grains. D'autres caractéristiques sont donc nécessaires pour établir des coupes géologiques fiables et exploitables en l'absence de données paléontologiques. Les silex ont souvent été utilisés pour qualifier les formations crayeuses car ils présentent des couleurs et des cortex variés (silex blonds, silex gris...) et des morphologies caractéristiques depuis des éclats (séismite), des fins liserés (sheet-flints) et des bancs épais de

silex globuleux (cordons repères). Ils se sont développés précocement au sein du sédiment par remobilisation de la silice organique et soulignent fréquemment des horizons bioturbés (Cayeux, 1927 ; Clayton, 1986).

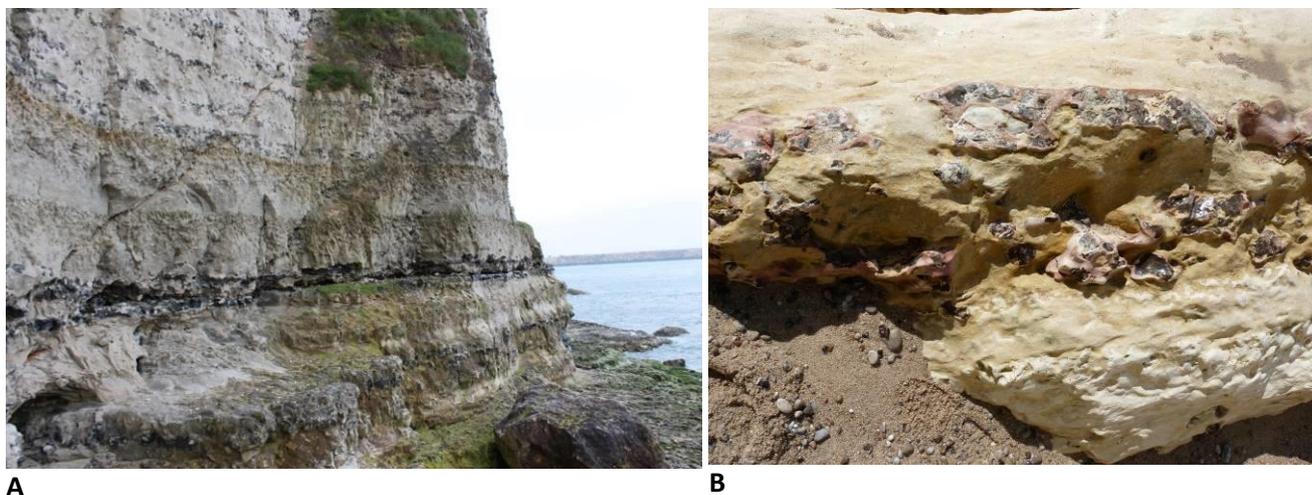


Figure 3-2 : Silex Bruneval (A) et silex rose d'Etretat (B)

La diagenèse précoce permet également d'observer des surfaces indurées bioturbées et parfois ferruginisées (hardgrounds) sur lesquelles il est possible de fonder des corrélations entre affleurements ou entre forages. Hebert (1872) attirait déjà l'attention sur ces bancs de craie durcie (nommés banc-limite ou surface limite) qu'il classait selon deux familles : i) Les uns sont concordants avec la stratification de la craie dont ils épousent les ondulations ; ii) les autres sont discordants et coupent en biseau les couches sur lesquelles ils reposent.



Figure 3-3 : Harground Beuzevillette 3 de Tancarville (A) et Tilleul 1 et 2 de la plage du Tilleul (B)

3.2 Des structures sédimentaires originales

Depuis les travaux de Cayeux (1935), la mer de la craie est qualifiée de rampe peu profonde avec une hauteur d'eau de 300 m au maximum. Mais les dépôts ne s'organisent pas sous forme de bancs subhorizontaux bien délimités comme dans les calcaires du Jurassique, du fait notamment d'une topographie sous-marine assez contrastée (Quine, 1988, Mortimore, 2011), ce qui complique d'une part les corrélations stratigraphiques, et d'autres part l'exploration du réservoir pour la recherche en eau.

Ces formes sédimentaires ont été décrites par Cayeux (1935) sous formes de sédiments concaves ou convexes. Plusieurs hypothèses ont été formulées pour leur mise en place :

- Les formes en dépression résulteraient d'une tectonique active pendant le dépôt ;
- Des courants érosifs seraient responsables des formes en monticules et cuvettes (Cayeux 1941, Lemaitre 1965 ; Quine, 1988 ; Mortimore, 2011) ; Cayeux proposait déjà que les « surfaces limites discordantes » de Hébert, observées dans les falaises de la Manche soient le résultat de courant sur les fonds marins ;
- Des monticules seraient formés par des biohermes (Kennedy & Juignet, 1974) positionnés entre des cuvettes.

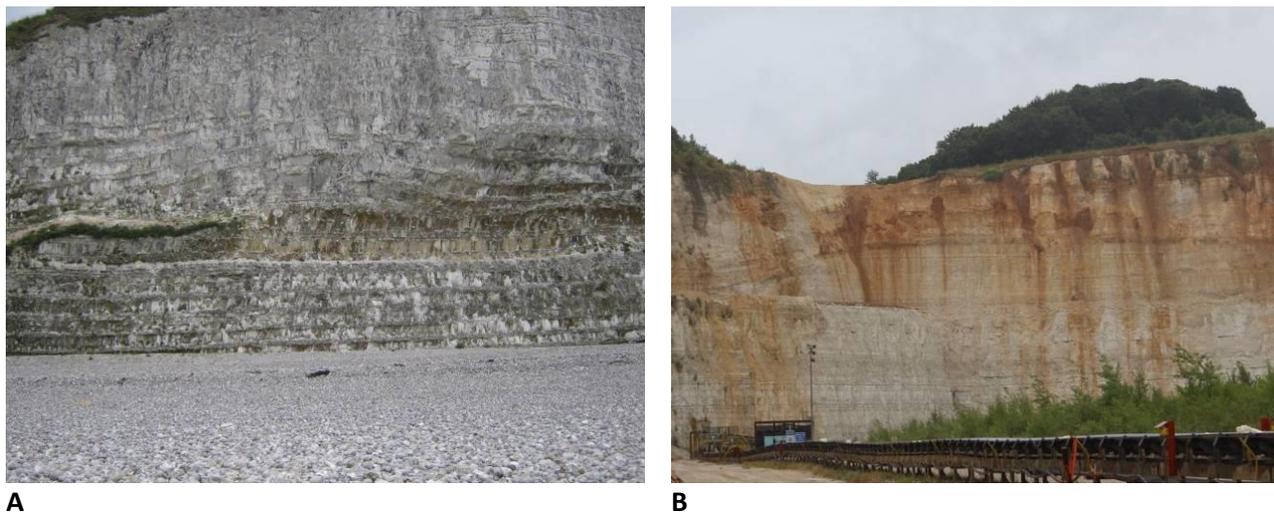


Figure 3-4 : Figure slumpée de Vaucottes (A) et monticules et cuvettes de Sandouville (B)

Hebert (1863, 1872 & 1875) a le premier noté les directions NW/SE des ondulations, et les met en parallèle avec les directions armoricaines du socle normand. Ces structures sédimentaires seraient ainsi liées à une topographie du fond sous-marin alimentée par l'océan Atlantique en cours d'ouverture (Quine et Bozense, 1991).

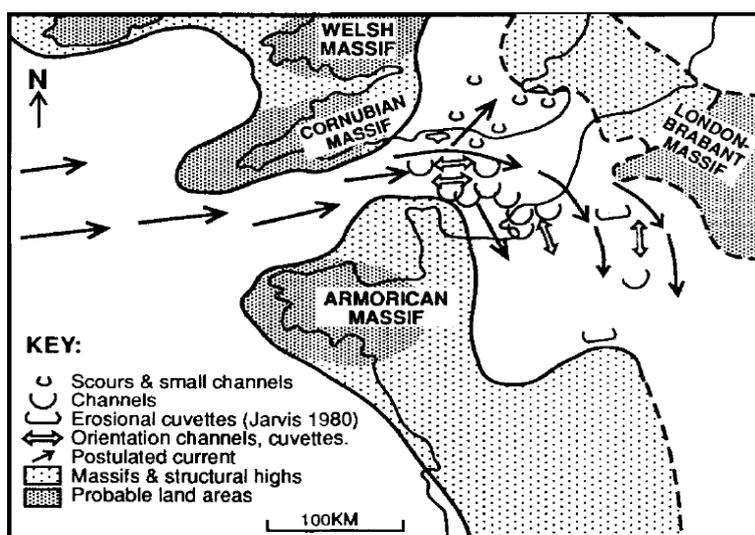


Figure 3-5 : Paléogéographie du Crétacé supérieur et orientation des courants (Quine et Bozense, 1991)

3.3 Diagenèse de la craie : les épisodes dolomitiques

Enfin, l'évolution diagénétique de la craie (épigénie) engendre des niveaux dolomités (Figure 3-6) dont l'origine fait débat.

Hanot et Thiry (1999) avaient mis en relation les profils sismiques affectés par les reliefs des niveaux dolomités avec les creux topographiques au toit de la craie. Les chenaux sableux yprésiens qui ont érodé les argiles de Provins constitueraient la source de magnésium et la dolomitisation serait donc imposée par ce flux d'eau continental en une phase unique de diagenèse.

Pour Gély et Blanc (2004), la dolomitisation massive observée en forage proviendrait d'une lente circulation d'eau de mer enrichie en magnésium sous l'interface eau de mer/sédiment, selon le modèle des couches d'Hancock (1993). Ce magnésium pourrait provenir d'éléments biogéniques en périphérie de plateforme (massif armoricain), ainsi que proposé par Quine (1988) qui supposait une origine depuis des eaux sursaturées provenant des bordures du massif armoricain. La compaction progressive avec une anomalie thermique positive, dans un régime compressif pyrénéen naissant, aurait ensuite provoqué une dolomitisation diffuse sous le niveau de dolomite massive. Lors de l'émersion du Bassin de Paris, l'eau douce continentale s'infiltré en profondeur et provoque une dédolomitisation partielle.



Figure 3-6 : Dolomie d'Etretat au-dessus du HG du Tilleul (A) dolomie de la Pointe du Chicard et sa cuirasse ferrugineuse (B)

4. Géologie de la pointe de Caux

4.1 Lithostratigraphie de la craie de la pointe de Caux

Passy dès 1832, Lesueur en 1843, mais surtout Hébert (1857) et Lennier (1870) ont étudié les premiers étages de la craie en se basant sur la paléontologie. Juignet (1974) a revu le Cénomaniens dans le pays de

Caux en prenant en compte les discontinuités prenant la forme de hardgrounds (HG). Ragot (1988) a complété son approche en étudiant le Turonien et le Coniacien le long de la faille Lillebonne-Fécamp, tandis que Quine (1988) a étudié les falaises entre Antifer et Senneville. Ces travaux ont permis d'améliorer la connaissance de la stratigraphie de la craie de la Pointe de Caux.

Ainsi, la craie du Cénomaniens est subdivisée en 3 formations géologiques : craie glauconieuse, craie de Rouen et craie d'Antifer, comprenant 5 séquences de dépôts (Juignet & Breton 1992). D'abord détritique, la craie du Cénomaniens passe à une craie très pure au sommet de l'étage, correspondant à la zone à *Actinocamax plenus*.

La craie du Turonien est constituée de 2 formations géologiques au-dessus du HG Antifer 3 : craie du Tilleul de Quine, 1988 et craie du complexe d'Etretat de Mortimore, 2011. La craie du Tilleul conserve une sédimentation régulière marquée par des bancs subhorizontaux. La sédimentation du complexe d'Etretat se présente au contraire sous la forme de mégarides (Cf. 3.2) qui érodent les séquences inférieures et se terminent par des HG. Deux HG possèdent une extension régionale puisqu'ils ont été identifiés à Tancarville (Ragot, 1988) et à Etretat (Hoyez, 2008). Il s'agit du HG du Tilleul et de Senneville (Quine, 1988 ; Juignet et Breton, 1994). Ce dernier correspondrait au Gravenchon HG2 de la base de la craie à *S. plana* de Ragot (1988). La dernière séquence de la craie du Turonien est une craie marneuse blanche à silex noirs disséminés, qui se termine avec une surface durcie, le hardground bioturbé du Chicard ici nommé Beuzevillette HG3 (Ragot, 1988). Une craie dolomitique dure à grains de glauconie et grains de quartz (Quine, 1988), équivalent à la pierrette de Beuzevillette (Ragot, 1988) souligne le toit de cette craie (Chicard top Rock). La sédimentation se poursuit sous forme de mégarides dans la craie du Coniacien, visibles en haut des falaises d'Etretat. Le complexe d'Etretat de Mortimore (2011) se termine avec le membre d'Yport, ici nommé en référence à la formation d'Yport de Quine (1988).

A Grainval, la craie reprend une sédimentation subhorizontale au sein de laquelle deux cordons de silex servent de repères dans le haut de la falaise (Hoyez, 2008).

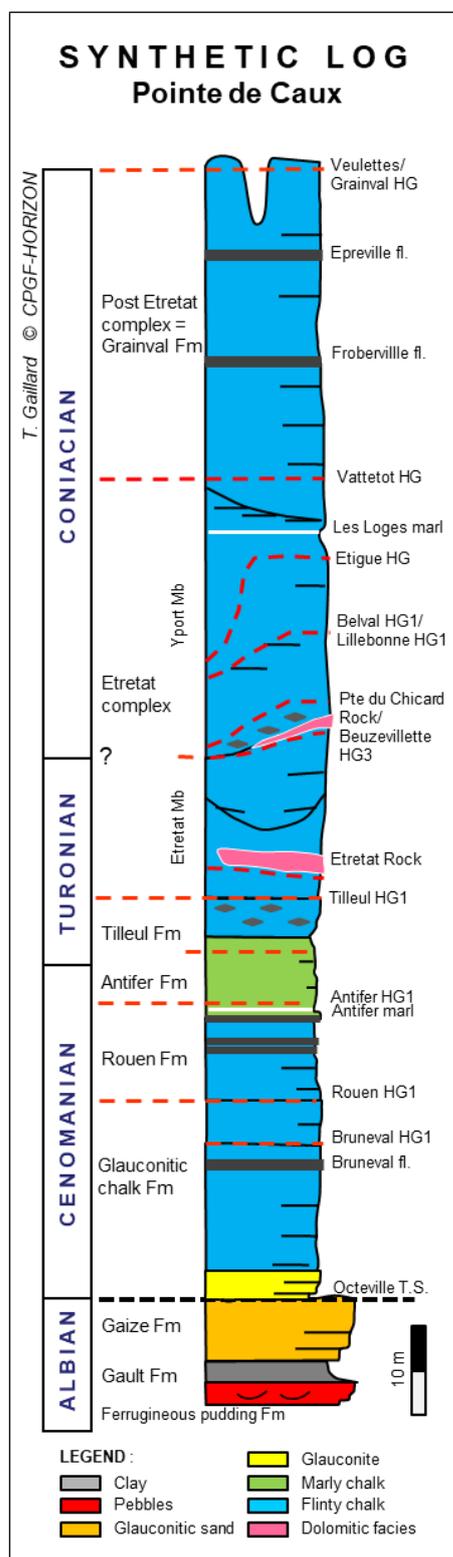


Figure 4-1 : Colonne lithostratigraphique de la Pointe de Caux

4.2 Cadre structural

Le plateau crayeux du Pays de Caux se trouve sur une zone charnière structurale essentielle de l'Europe du Nord-Ouest (Figure 4-2). Entre les blocs armoricain et ardennais, la Pointe de Caux possède une morphologie complexe qui tranche avec la monotonie de sa topographie.

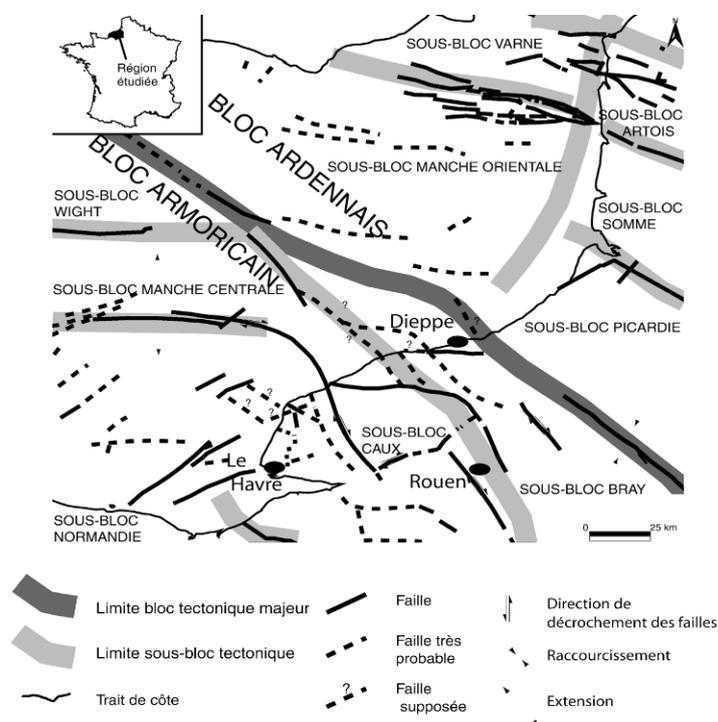


Figure 4-2 : Structure tectonique du Nord-Ouest du Bassin de Paris replacée dans le cadre de la Manche (Hauchard & Laignel 2008)

Le style tectonique de la Pointe de Caux est dicté par l'accident de Lillebonne-Fécamp grossièrement N130 (faille F1 de la Figure 4-3), qui met en contact l'Albien et la craie du Turonien (Figure 4-4). Cet accident majeur relié à la faille de la Seine sépare la pointe de Caux du reste du Plateau. Jalonné d'accidents N60 (Ragot, 1988), cet axe tectonique constitue une zone d'inversion, les sables de Lillebonne (Albien) ayant leur épaisseur maximale le long de cette zone de faille.

Hauchard et Laignel (2008) ont proposé un schéma tectonique du pays de Caux qui intègre non seulement la faille de Lillebonne-Fécamp et l'anticlinal de Bray, mais aussi des accidents N90 (F2), dont certains jouent un rôle géomorphologique majeur (vallée d'Etretat, axe Caux Crèvecœur). Cette structuration cassante s'accompagne aussi d'un vaste synclinal à Radicatel (Ragot, 1988) et entre Yport et Fécamp (SAFEGE, 2012).

Enfin, le pays de Caux se termine en vallée de Seine par l'anticlinal de Villequier (F3) mis en évidence par Lennier (1881), qui a rejoué jusqu'au Quaternaire (décalage d'un niveau de tourbe mis en évidence par Lefevre et al., 1974).

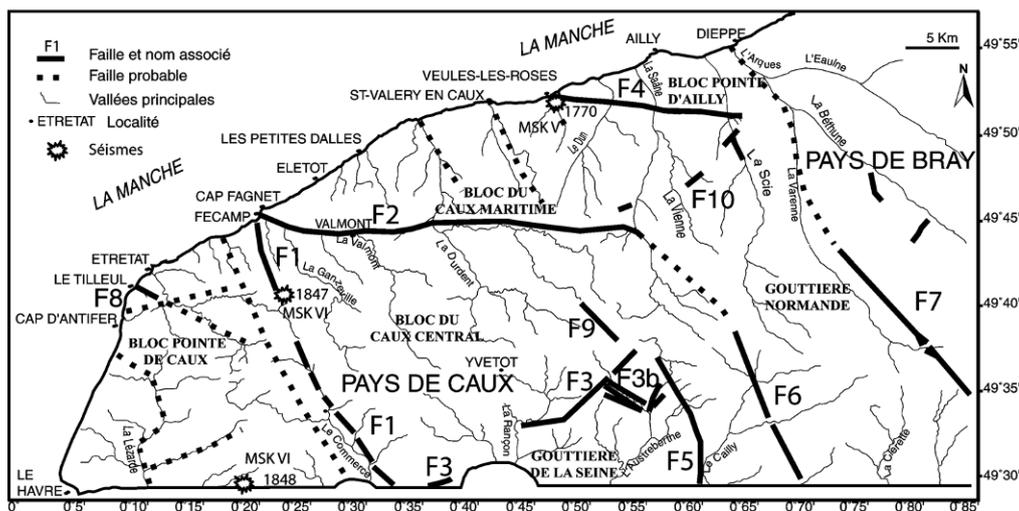


Figure 4-3 : Schéma structural du plateau de Caux. (Hauchard & Laignel 2008)

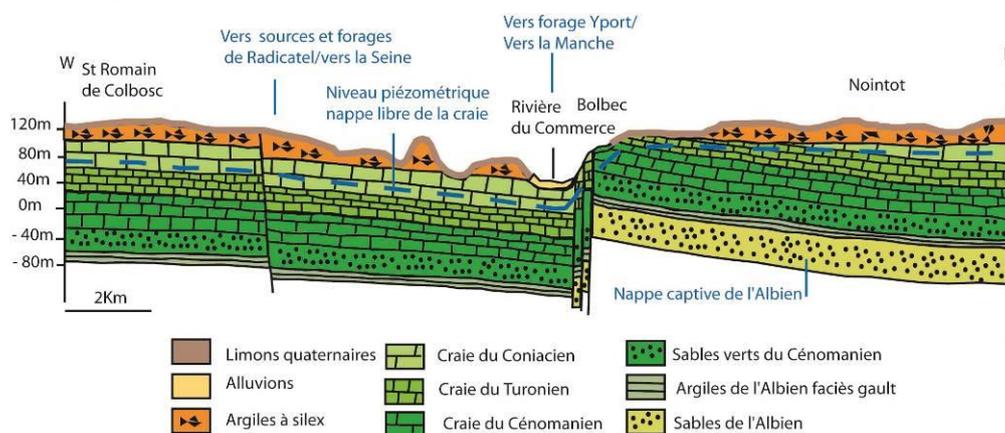


Figure 4-4 : Coupe géologique E-W à travers la faille Fécamp-Lillebonne (Hauchard et al, 2014).

4.3 Phases tectoniques affectant la craie

La période du Crétacé est souvent perçue comme calme du point de vue tectonique car aucune grande phase orogénique n'est contemporaine au Crétacé supérieur (la phase autrichienne est albienne et la phase laramienne date du Paléogène). Néanmoins, l'ouverture de l'Atlantique Nord et de la Manche a marqué le Crétacé supérieur de plusieurs phases distensives. La tectonique de la craie a été étudiée par comparaison des données des falaises anglaises et normandes. Plusieurs phases tectoniques (phase Ilsede Turonien-Coniacien, phase Wernigerode du Santonien supérieur et phase Peine au Campanien inférieur) ont ainsi été mises en évidence (Mortimore et Pomerol, 1997 ; Duperré et al., 2011). Une phase tectonique majeure en Normandie correspond à la phase Ilsede, et serait à l'origine du complexe d'Etretat (Mortimore et Pomerol, 1997).

Au Cénozoïque, la tectonique post sédimentaire affecte la craie lors des phases de compressions laramienne et pyrénéenne (particulièrement entre le Chattien et le Burdigalien, lors de la migration du pôle subsident vers l'Île de France). La crise morphoclimatique du Quaternaire et la subsidence de la Manche ont achevé le façonnement de cette région (Figure 4-3). Depuis la fin du Pliocène, le soulèvement du plateau sous l'effet du champ de contrainte est estimé entre 120/130 m (Quesnel, 1997) et 150-200 m (Pomerol, 1978 ; Antoine et

al., 2000). Au cours du dernier million d'années, la vitesse moyenne de soulèvement est estimée à 55 / 60 m (5 à 6 m / 100 ka), sur la base de l'incision des systèmes de terrasses des grandes vallées (Antoine et al., 2000), associée aux bas niveaux eustatiques (– 70 à – 100 m). Ce phénomène se traduit par un encaissement généralisé du réseau hydrographique avec une reprise d'érosion très importante.

Vers -800 ka, dans le bloc du Caux Central, l'axe Caux-Crèvecœur se rehausse et correspond à la ligne de partage des eaux actuelles entre la Manche et la Seine (Hauchard et Laignel, 2008). Ce mouvement en charnière entre deux zones soumises à des influences subsidentes (Manche et Seine) a probablement interrompu l'apport des sables pliocènes au moins pour l'ensemble de la partie nord du Pays de Caux alors déconnecté sans doute dès le début du Pléistocène moyen de ce fleuve des Sables de Lozère normand. L'accentuation du mouvement en charnière provoque un bombement qui favorise le déblaiement des derniers dépôts yprésiens du horst du Caux central, ceux-ci n'étant conservés sporadiquement que dans les poches de dissolution karstique ou les petits fossés d'effondrement.

4.4 Evolution post-Crétacée du plateau de Caux

Dès le Thanétien supérieur et durant l'Yprésien, la remontée du niveau marin (+ 200/220 m par rapport à l'actuel) aboutit au recouvrement de la région par la mer et des dépôts détritiques terrigènes. Cette transgression du Thanétien supérieur est en outre favorisée par l'affaissement qui semble caractériser l'ensemble de la région (Quesnel, 1997). Cette subsidence différentielle peut être rattachée au fonctionnement des failles F2 et F3 orientées N90–100, toujours en relation avec la compression pyrénéenne (Hauchard et Laignel, 2008). Elle implique également le fonctionnement d'accidents supposés (ou de flexures) de direction armoricaine sur les blocs affaissés au Nord des accidents F2 et F3 (Figure 4-5

Les dépôts thanétiens et yprésiens fossilisent alors la paléo-surface du Thanétien inférieur ou surface tertiaire. Cette paléo-surface constitue un duplicata géomorphologique de la surface crétacée, à cela près qu'elle va évoluer en se recouvrant d'une importante chape d'argiles à silex résiduelles et autochtones. L'épaisseur moyenne d'argile à silex de 10 à 15 m est le résultat de la dissolution d'une tranche d'environ 40 à 60 m de craie (Quesnel, 1997). La surface dite de «l'argile à silex» correspond donc à un réaménagement acyclique de la paléo-surface continentale du Paléogène.

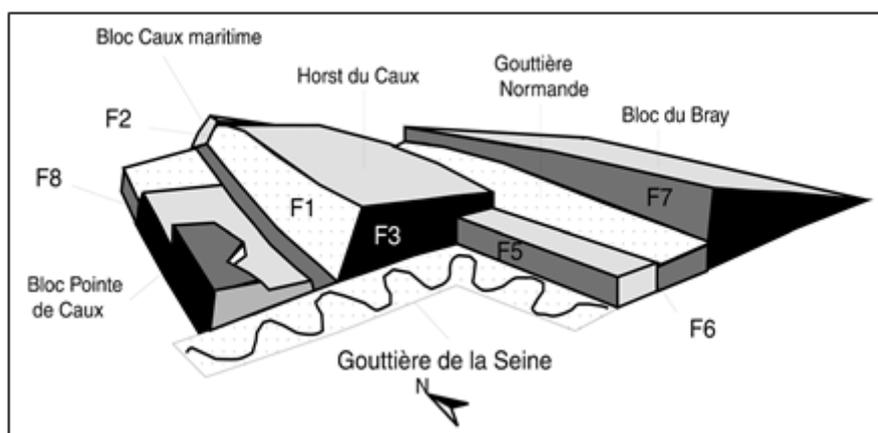


Figure 4-5 : Mouvements relatifs des différents blocs structuraux du plateau de Caux (Hauchard & Laignel 2008)

A la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène, les hauts niveaux eustatiques du Lutétien, du Bartonien et du Rupélien ne se traduisent pas par des dépôts sédimentaires dans le Pays de Caux.

La baisse du niveau marin au Miocène (régression helvétique) débute au Serravalien et s'accroît au Tortonien et au Messinien. Elle favorise probablement une reprise d'érosion et une certaine dissection au moins partielle de la surface de «l'argile à silex».

A la transition Pliocène-Pléistocène, les vallées demeurent peu incisées (15 m au maximum) par rapport à la surface du plateau. Le niveau eustatique est assez élevé et la surface du plateau est proche du niveau de base. La migration du pôle de subsidence liée au soulèvement alpin permet d'expliquer le fonctionnement particulier du Caux occidental qui sert alors de gouttière d'écoulement au fleuve des Sables de Lozère au Pliocène. Les Sables de Lozère se mettent en place avant l'encaissement des vallées qui a débuté dans la France du nord-ouest à la limite Miocène-Pliocène pour Elhaï (1963), vers 1 Ma seulement pour Antoine et al. (1998). En Normandie, ces sables se déposent le long d'un axe Sud-Est/Nord-Ouest qui recoupe le horst central et le graben de la Pointe de Caux suivant, au Sud-Ouest, un cheminement relativement parallèle à celui de la Gouttière normande. Ils se déposent sur une surface débarrassée presque entièrement par l'érosion des dépôts marins thanétiens et yprésiens. Sous les sables de Lozère, la genèse des altérites peut de nouveau reprendre au Plio-Quaternaire.

5. Hydrogéologie de la craie

5.1 Historique des concepts

On doit au vicomte Héricart de Thury en 1829 une première approche sur la probabilité de captage d'eau dans la craie. Dans son ouvrage sur la cause du jaillissement des eaux des puits forés, il assimile l'eau de la craie (noté niveau 5) à une nappe de grande extension qu'il est parfois nécessaire de forer jusqu'au niveau marneux de l'Albien (niveau 6 constitué des argiles, des marnes à lumachelles et du calcaire corallien avec les calcaires pyriteux). Belgrand (1872) proposait un modèle expliquant la productivité de la craie par la formation d'une fissuration plus ou moins dense de la craie (Figure 5-1). Ces deux auteurs s'accordent sur une conception de la nappe de la craie comme une vaste masse d'eau souterraine.

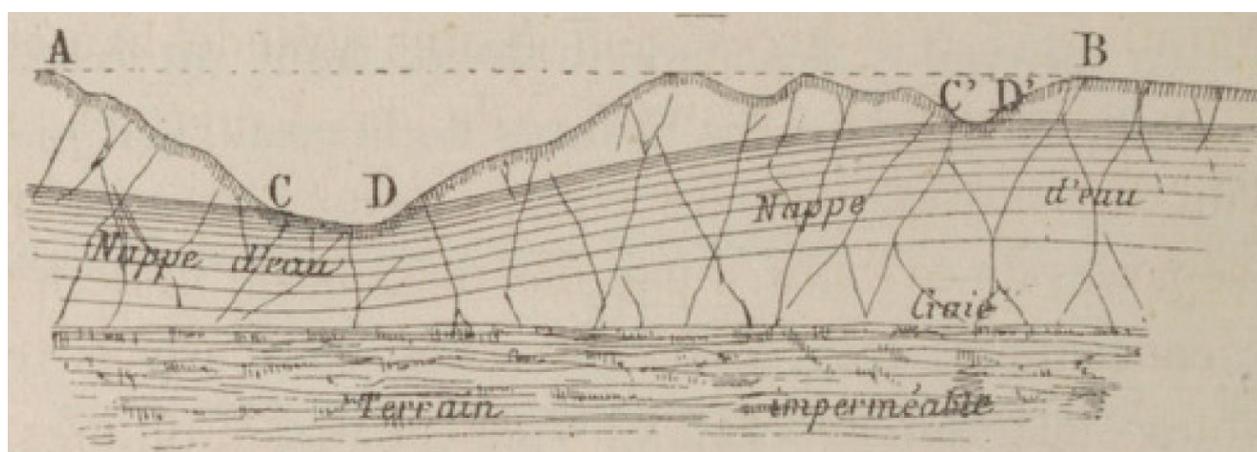


Figure 5-1 : Modèle de la craie fissurée de Belgrand (1872)

Diénert (1901) a le premier proposé un modèle de double porosité pour tenir compte du fait qu'une partie des eaux qui s'infiltrent dans les bétoires parviennent rapidement aux sources tandis que les eaux qui « ont séjourné un certain temps dans la nappe et y ont perdu la plus grande partie de leurs impuretés ; ce sont les plus pures. Elles forment la majorité des eaux de la craie. »

Martel (1908) défend le modèle fissuré en décrivant ainsi la craie cauchoise : une « craie blanche » qui « paraît également recueillir et distiller l'eau, par des fissures qu'interrompent des lits ou des poches d'argile formant niveaux d'eau et provoquant l'émergence ; les diaclases de Fécamp et d'Etretat [...] laissent en effet échapper des suintements verticaux, quelquefois abondants : les sources de Grainval et les fontaines de Mousse entre Fécamp et Etretat, les pleureuses de la Manneporte et celles de Bruneval, de part et d'autre du cap d'Antifer, etc. Ces quelques exemples suffisent, avec la grotte de Miremont, à bien établir que la craie blanche est par elle-même imperméable, et que la circulation des eaux souterraines ne s'y effectue que grâce à la fissuration de la roche. ». Le célèbre spéléologue consacre deux chapitres à la craie dans « son nouveau traité des eaux souterraines » (Martel, 1921) et exprime plus clairement son point de vue en écrivant que « le désaccord le plus complet persiste à régner sur l'allure véritable des eaux souterraines dans la craie proprement dite ».

Martin (1912) présente des faits provenant à la fois du captage de sources perchées de Grainval et du Tilleul (« les pisseurs »), mais aussi les échecs des puisatiers et leur crainte de traverser ces niveaux perchés

entraînant une baisse dans le niveau de l'eau des puits. En bon adepte de Martel, il conclue que « ces eaux souterraines ne forment pas deux mers superposées, mais des rivières au fond des vallées et des canaux dont le tracé est fort incertain. »

Sanarens (1921), dans son étude sur la fièvre typhoïde au Havre, reprend les coupes géologiques de Lennier. Il propose le premier de prendre en compte les étages de la craie pour caractériser les sources qui alimentent le Havre. Il distingue ainsi la zone aquifère du Turonien (qui est en fait la craie marneuse d'Antifer au passage Cénomaniens-Turonien) et la zone aquifère du Cénomaniens, au-dessus de la gaize (Figure 5-2). S'appuyant sur les vues du Professeur Munier-Chalmas, il fait intervenir des structures synclinales pour délimiter les bassins d'alimentation des sources de Saint Laurent et de la Bruisseriesse (Radicatel). Il fait observer que la craie des falaises n'est que très peu fissurée et propose un modèle qui fait intervenir la fissuration pour l'introduction des pluies efficaces et des « petits ruisselets », que l'on suppose subhorizontaux, pour la collecte et le drainage des eaux de la craie : « Les gouttelettes d'eau de pluie ou de condensation, tombées sur le sol, s'infiltrent dans la craie soit dans les fissures ouvertes, soit dans les fissures colmatées par des parties argilo-sableuses, soit par imbibition et capillarité dans la craie homogène tendre et poreuse. Ces gouttelettes se rassemblent en certains points, circulent dans de petits canaux dont certains sont remplis de sable et d'argile, résidus de la dissolution du calcaire par l'eau chargée d'acide carbonique. Ces tout petits ruisselets, « les pleureurs » de nos marniers et puisatiers, glissent entre deux bancs par des fissures plus ou moins sinueuses, traversent parfois un autre banc, soit par une fissure, soit par filtration dans la masse. Arrivés à la craie turonienne moyenne, plus compacte, plus marneuse, ces petits ruisselets trouvant un obstacle à leur descente, se réunissent entre eux et finissent par former de véritables petits ruisseaux souterrains ». Son travail préfigure le concept de karst d'introduction et de karst de restitution de Rodet (1981).

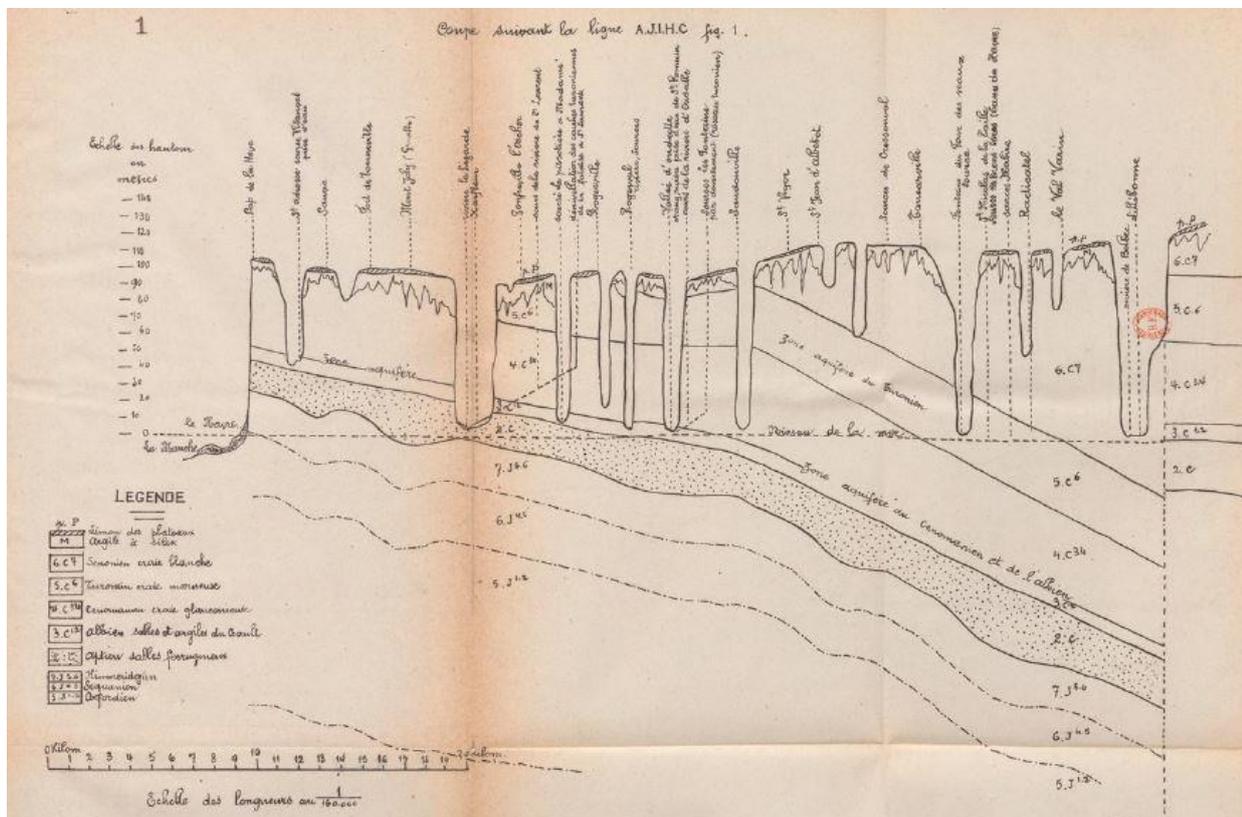


Figure 5-2 : Schéma hydrogéologique de Sanarens (1921)

C'est à un géographe que l'on doit la première synthèse entre l'approche purement fissurale de Martel et le concept de nappe de Thury. Pinchemel (1954) écrit à juste titre que « *les deux circulations coexistent en réalité dans la craie. [...] les différents types de craie et les variations saisonnières concourent à nuancer le trop grand contraste que l'on serait tenté de voir entre ces deux modes d'écoulement des eaux* ».

Il faudra attendre 1962 et l'inventaire des ouvrages souterrains du BRGM pour que de nouvelles connaissances sur l'eau et la craie soient acquises lors du recensement des ouvrages et des premières cartes piézométriques (Roux, 1976). Dans sa note de 1976, J.-C. Roux présente les facteurs qui déterminent la perméabilité de la craie : la lithologie (le Sénonien inférieur étant la portion de craie la plus productive), la morphologie (selon une dichotomie plateau/vallée) et la profondeur. Avec les premiers traçages et les campagnes piézométriques (Albinet et al., 1967 ; CPGF, 1980 ; Roux et al., 1981 ; Chemin et al., 1992), les bassins d'alimentation des grands cours d'eau commencent à être délimités et les premières anomalies piézométriques sont mises en évidence (resserrement des isopièzes le long de la faille de Lillebonne-Fécamp, replat d'Yport..., Cf. Figure 5-3).

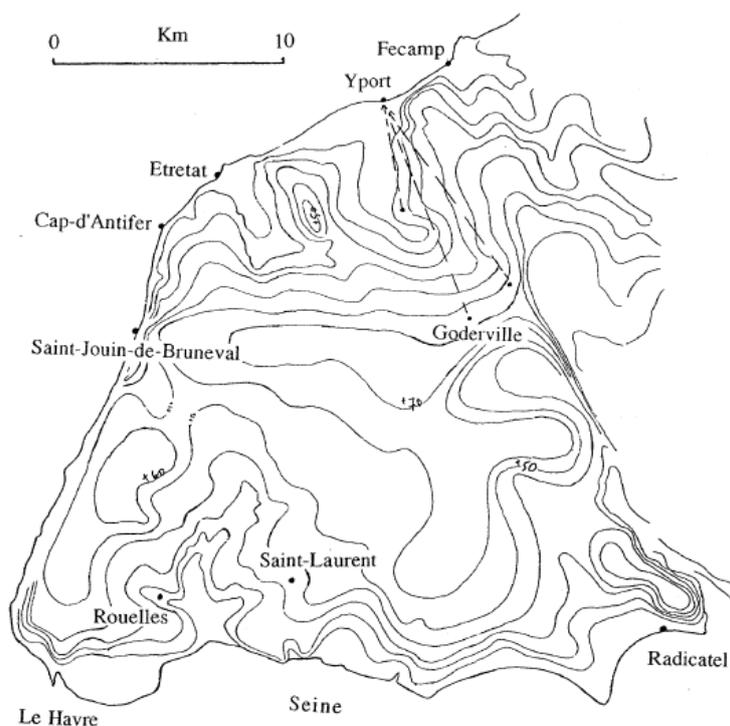


Figure 5-3 : Piézométrie de la Pointe de Caux en 1981 (Roux et al, 1981)

Le développement des traçages réalisés par les bureaux d'études (BURGEAP, CPGF, IDDEA, SAFEGE...) complète les cartes piézométriques en mettant en évidence des bassins souterrains déconnectés de la topographie. Les liaisons obtenues avec ces expériences amènent aussi à se questionner sur la représentativité des cartes piézométriques. Ainsi, sur la carte synthétique des traçages de Hanin (2010) on peut se rendre compte que les bassins des sources du Saint Laurent ne s'étendent pas aussi loin vers l'Est dans le plateau que la piézométrie le laisserait supposer. Deux couloirs de drainage majeurs apparaissent nettement : celui d'Yport vers le Nord, et celui de Radicatel vers la vallée de la Seine. Cette zone correspond au synclinal de Radicatel mis en évidence par Ragot (1988) dont le parallèle se situe dans la baie de Criquebeuf (SAFEGE, 2012).



Figure 5-4 : Carte des traçages de la pointe de Caux (Hanin, 2010)

5.2 Les modèles hydrogéologiques de la craie

La craie est une formation qui présente les caractéristiques d'un milieu à double, voire même triple porosité : matricielle, fissurale et karstique. Cette propriété explique la querelle entre les tenants du milieu discontinu et ceux préférant la notion de milieu continu fissuré. La porosité totale est importante (jusqu'à 40%), avec une porosité efficace de 0,5 (CPGF, 1980 ; Calba, 1980) à 5% (Mégnyen, 1979). Lepiller (2004) définit dans la craie la microporosité (matrice), la mésoporosité (fissure) et la macroporosité d'origine karstique.

La conductivité hydraulique de la craie varie quant à elle depuis des valeurs très faibles de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-8} m/s dans la partie matricielle (Hanin, 2010), à des valeurs de de l'ordre de 10^{-2} m/s sur les forages très productifs (CPGF, 1980). Les vitesses de transport sont elles aussi très variables avec des vitesses de 100 à 200 m/h mesurées par traçages (Roux, 1978 ; Hanin, 2010), pouvant même atteindre 350 m/h (Calba, 1980 ; Rodet, 1981).

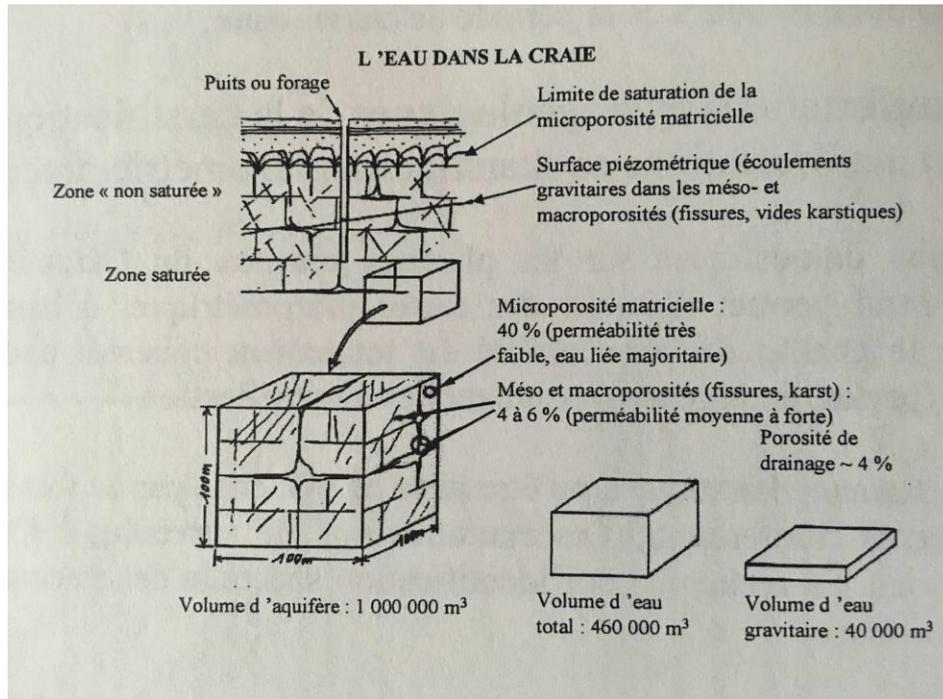


Figure 5-5 : L'eau dans la craie (Lepiller, 2004)

Cet état de l'eau dans la craie se décline alors selon plusieurs modèles. Le modèle hydrogéologique de la craie sous-alluviale est directement hérité du schéma de Belgrand. Il est évoqué dans la vallée de la Seine (nappe de la Bassée, Figure 5-6 B) ou dans la vallée de la Marne et de ses affluents (Figure 5-6 A). Dans ce modèle, la perméabilité de la craie est liée à une décompression de la craie et une altération qui conduit à la superposition de deux horizons : une craie dite fissurée (plus ou moins confondue avec l'altération), très perméable qui repose sur un horizon plus compact (craie saine des foreurs).

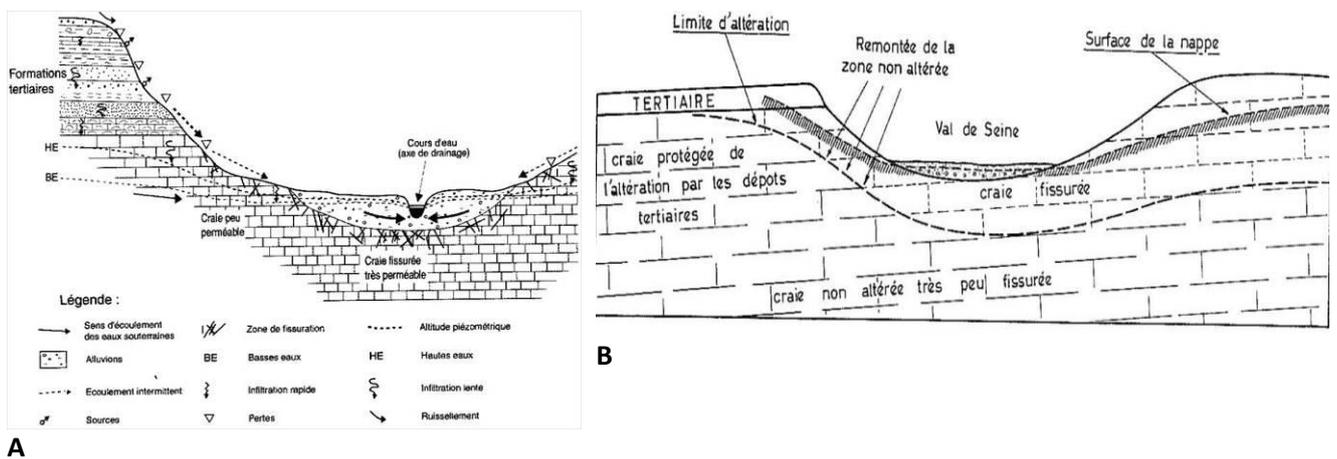


Figure 5-6 : Schémas de la craie sous alluviale de Roux (A) et Mégnien (B)

Plus récemment, le modèle du karst étagé horizontal a été proposé par Rodet (1992) et repris par Laignel (1997) pour tenir compte d'une part des observations spéléologiques et d'autres part de la karstification de la craie normande (Laignel, 1997 et Figure 5-7). Dans ce modèle, la craie est drainée par un système de conduits subhorizontaux qui collecte les eaux de la matrice et des racines d'altération. La craie est ainsi divisée en unités de drainage karstique, alimentée à la fois par un flux rapide et un flux lent.

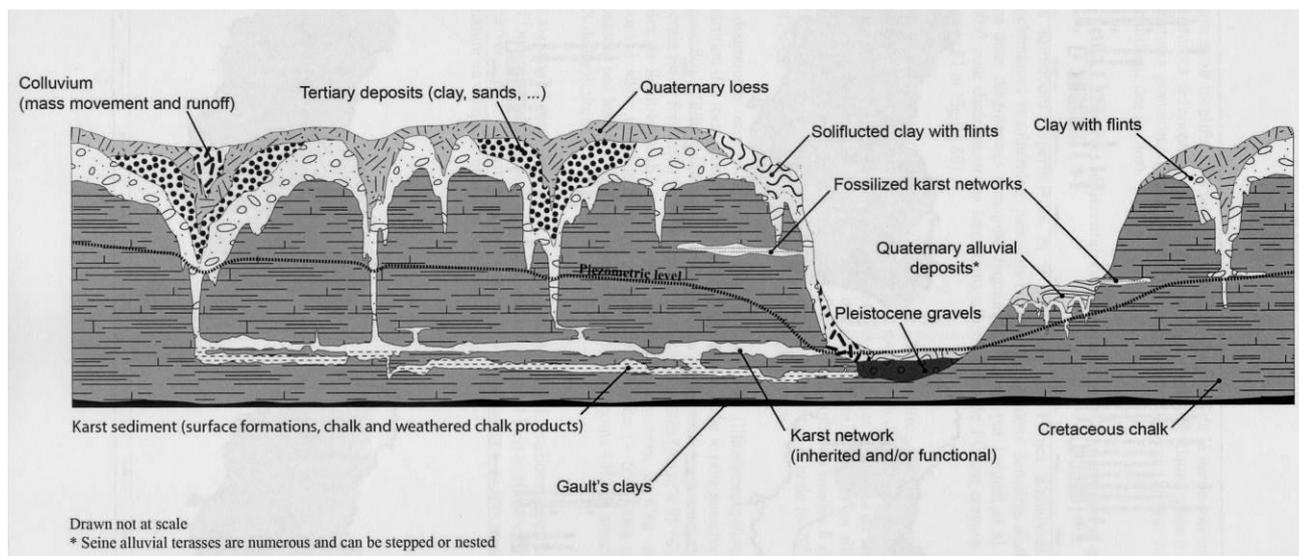


Figure 5-7 : Contexte géomorphologique et karstique de la basse vallée de Seine (Chedeville et al., 2014) (NB : le contact craie saïne/RS est un continuum)

Dans ces schémas conceptuels, le rôle de la stratigraphie est implicitement négligé, la craie apparaissant d'un bloc. Or les exemples donnés par Martel (1908) ou par Martin (1912) s'inscrivent dans des contextes stratigraphiques très marqués : les sources de Grainval s'appuient sur le niveau marneux Belletout, la fontaine aux Moussees sur le hardground de Belval et l'alignement horizontal des pleureuses est à mettre en relation avec les hardgrounds du Chicard (Bénoville), du Tilleul (Valaine) et de la marne Antifer (La Place). L'étude stratigraphique de ces sources a permis à Gaillard et al. (XXX) de définir des horizons plus karstogènes au sein de la craie de la Pointe de Caux (Cf. actes du colloque). En effet, les sources d'Yport, d'Etretat ainsi que les écoulements en falaises se font le plus souvent en l'absence de toute fissuration de la craie. Pour les sources de Radicatel, des failles ont été suggérées (Ragot, 1988), mais elles ne se situent pas directement sur les émergences. Les niveaux de sources perchées de la craie nécessitent donc de prendre en considération la lithologie pour expliquer la non-adaptation des écoulements au niveau de base hydraulique actuel ou passé, selon un schéma déjà identifié par Juignet (1988). Ainsi, sur une épaisseur d'environ 150 m de craie, plusieurs horizons karstogènes se succèdent : les niveaux marneux (Belle Tout ?, Yport/Les Loges, Antifer), les hardgrounds (Etigue/Lillebonne, Belval, Chicard-Banc à Cuves/Beuzevillette HG3, Tilleul, Bruneval) et les niveaux dolomités en lien avec des hardground (Tilleul HG-Etretat rock). Ces surfaces jouent le rôle d'horizons karstogènes à partir desquels plusieurs unités hydrostratigraphiques peuvent alors être définies au sein des craies du Cénomaniens, du Turonien et du Coniacien (Figure 4-1). Pour la craie du Coniacien (nommée grand karst), plusieurs unités hydrostratigraphiques conditionnent une succession de nappes perchées. La limite Turonien-Coniacien constitue le niveau de vidange principal de ce grand karst dans le synclinal de Radicatel (sources d'Yport et de Radicatel). Dans le Turonien, les hardgrounds du Tilleul, associés à la craie dolomitée d'Etretat forment des horizons karstogènes. Enfin, la craie du Cénomaniens est drainée par deux niveaux complexes à la base de la craie d'Antifer (silex Antifer/marne Antifer) et au sein de la craie glauconitique (Bruneval HG/Bruneval flint).

5.3 Particularités de la ressource en eau de la Pointe de Caux

Les travaux menés à l'Université de Rouen et de PARIS VI (Sorbonne Université) ont permis de mieux

identifier les caractéristiques du fonctionnement de l'eau dans la craie avec le développement et l'application de méthodes d'analyses du signal : l'étude du signal pluie-débit (FOURNIER, 2006), l'analyse spectrale des effets de traîne des restitutions de traceurs (MASSEI et al., 2005) et l'analyse des répartitions modales de la qualité d'eau (HANIN, 2010).

Une conclusion importante des travaux universitaires est la remobilisation de sédiments intra-karstiques (RODET, 1992 ; MASSEI, 2001 ; FOURNIER, 2006). Ce phénomène a modifié l'image d'une turbidité acquise uniquement par infiltration d'eaux turbides au sein des racines d'altération parsemant les plateaux argileux, et nommés bétoires en normand (CALBA et al., 1979). L'autre enseignement majeur pour la protection de ces ressources est la grande inertie de la réponse hydrochimique aux apports de surface (recharge, lessivage de polluants). Ainsi, les teneurs en nitrates étudiées dans le cadre des études de bassins d'alimentation de captages montrent des chroniques qui sont à la hausse depuis les années 1980 avec des augmentations de l'ordre de 2 à 3 mg/L par décennie. L'interrogation majeure tient au fait qu'aucune stabilisation ne semble actuellement apparaître nettement (Figure 5-8).

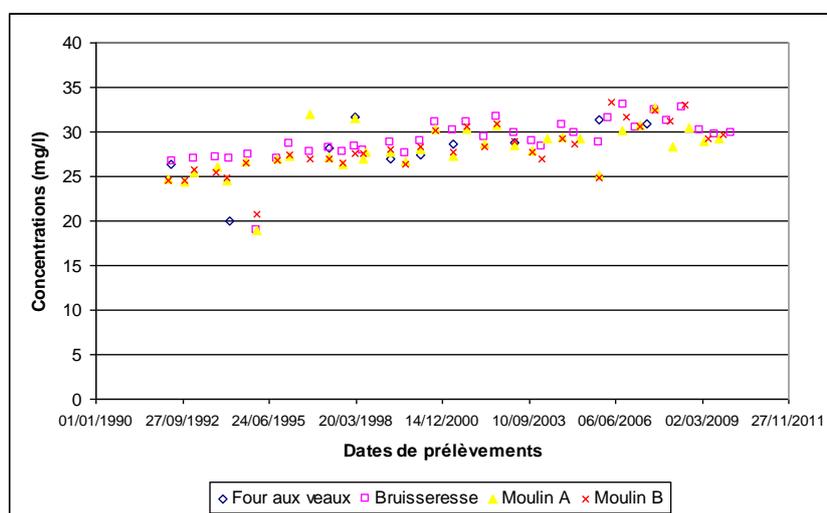


Figure 5-8 : Evolution des teneurs en nitrates des sources de Radicatel et Four aux Vaux (SAFEGE, 2012)

A l'appui de ce constat, le profil uni-modal de la conductivité de sources dans la craie est atypique pour un milieu supposé karstique. En effet, ces profils sont similaires à un milieu poreux *sensu stricto*, tendant ainsi à montrer que les processus de recharge lente des conduits karstiques contraignent fortement la signature en éléments dissous des eaux karstiques (Figure 5-9).

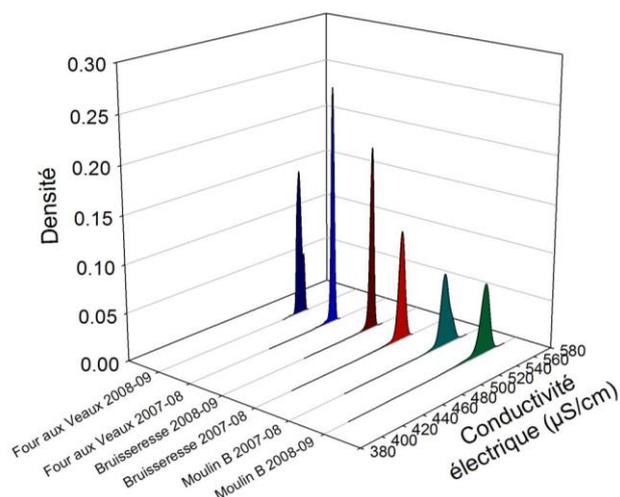


Figure 5-9 : Profils unimodaux de la conductivité des sources de Radicatel (Hanin, 2010)

Ce sont finalement les conditions d'exploitation qui génèrent des profils bi-modaux de la qualité des eaux. Ce phénomène a été identifié sur les captages de la vallée de la Seine, où l'exploitation intensive des captages conduit à des apports en eau de surface (CONRAD et DESSEVRE DELEPOULLE, 1978 ; CPGF, 1980).

Les études de bassins d'alimentation de captages utilisent donc deux notions pour définir les aires d'alimentation des points de captages : la notion de bassin continu, utilisant les données de piézométrie, et la notion de bassin discontinu, essentiellement fondée sur les résultats de traçages. La méthodologie d'étude suit alors la démarche suivante :

1. Définition de l'unité de drainage karstique captée par le forage ou la source ;
2. Définition du bassin « continu » : c'est la zone qui contribue à l'alimentation du drain karstique ; elle est définie en supposant que la piézométrie rend compte des écoulements de l'eau dans les pores de la craie ;
3. Définition du bassin « discontinu » : il s'agit du réseau de drainage karstique et de ses points d'alimentation en surface qui intègrent les bassins topographiques des bétoires.

Cette approche peut néanmoins amener des confusions lors des délimitations par arrêtés avec des surfaces pouvant appartenir à deux zones de captages différentes selon que l'on tienne compte des ruissellements vers les bétoires ou de l'écoulement piézométrique.

6. Descriptions des sites

6.1 Yport : un karst actif d'émergences sous-marines

Intervenant	Emmanuel HAUCHARD, CODAH Jean-Claude ROUX, retraité du BRGM Thierry GAILLARD, CPGF-HORIZON
Heure du rendez-vous	14:30 le 25 mai 2018
Lieu de rendez-vous	Station de pompage d'Yport
Accès au site	Le site de production se situe au sud-est du centre-ville d'Yport, au droit d'un vallon sec, dit le Bois de la Vierge

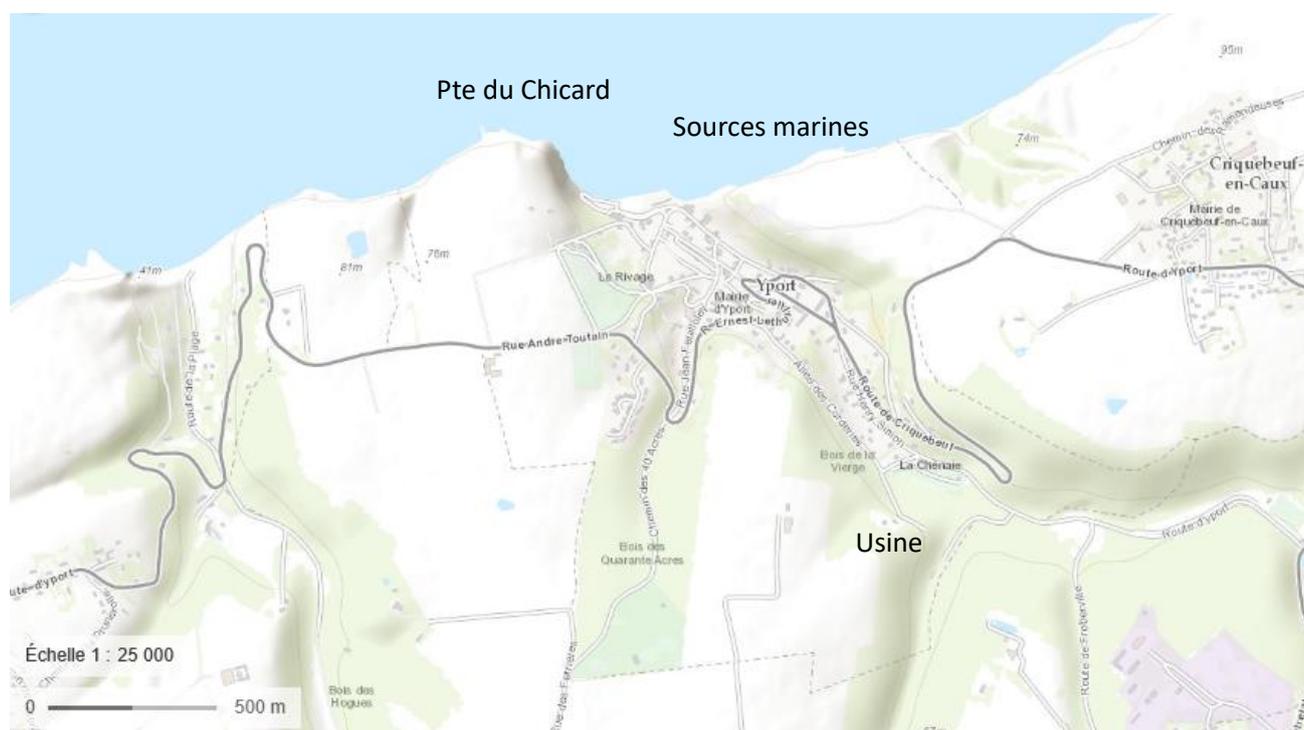


Figure 6-1 : Les sites de la sortie à Yport

L'alimentation en eau de l'agglomération havraise (240 000 habitants) repose exclusivement sur la captation d'eau souterraine au niveau de plusieurs sites répartis sur la pointe occidentale du plateau de Caux (Seine-Maritime). L'un de ces captages (Yport) est situé en bordure de la Manche à 40 km au Nord du Havre et alimente 80 000 habitants. Il constitue une ressource en eau stratégique pour l'agglomération mais également pour la sécurisation de la distribution d'eau potable sur l'ensemble de la pointe de Caux et fait partie de la liste des captages Grenelle. Le forage d'Yport intercepte à 40 m de profondeur un conduit karstique drainant la nappe de la craie. Ce conduit, toujours en charge, permet l'écoulement d'un débit variant entre 1,5 et 2,5 m³/s en fonction du niveau de la nappe ce qui le rend particulièrement productif (autorisation de prélèvement à hauteur de 50 000 m³/j) mais également très vulnérable aux pollutions en raison de l'existence de plusieurs centaines de gouffres qui jalonnent un bassin d'alimentation de plus de 200 km² et favorisent l'infiltration directe des eaux de surface vers le réseau karstique. Ce forage est donc très sensible à la turbidité, dont une partie est stockée dans le réseau souterrain, et aux contaminations liées aux ruissellements de surface et l'eau captée fait donc l'objet d'un traitement en usine (capacité de 25 000 m³/j).



Figure 6-2 : Usine de traitement des eaux d'Yport et le forage en contrebas (Photo CODAH)



Figure 6-3 : Usine de traitement des eaux d'Yport (photo CODAH)

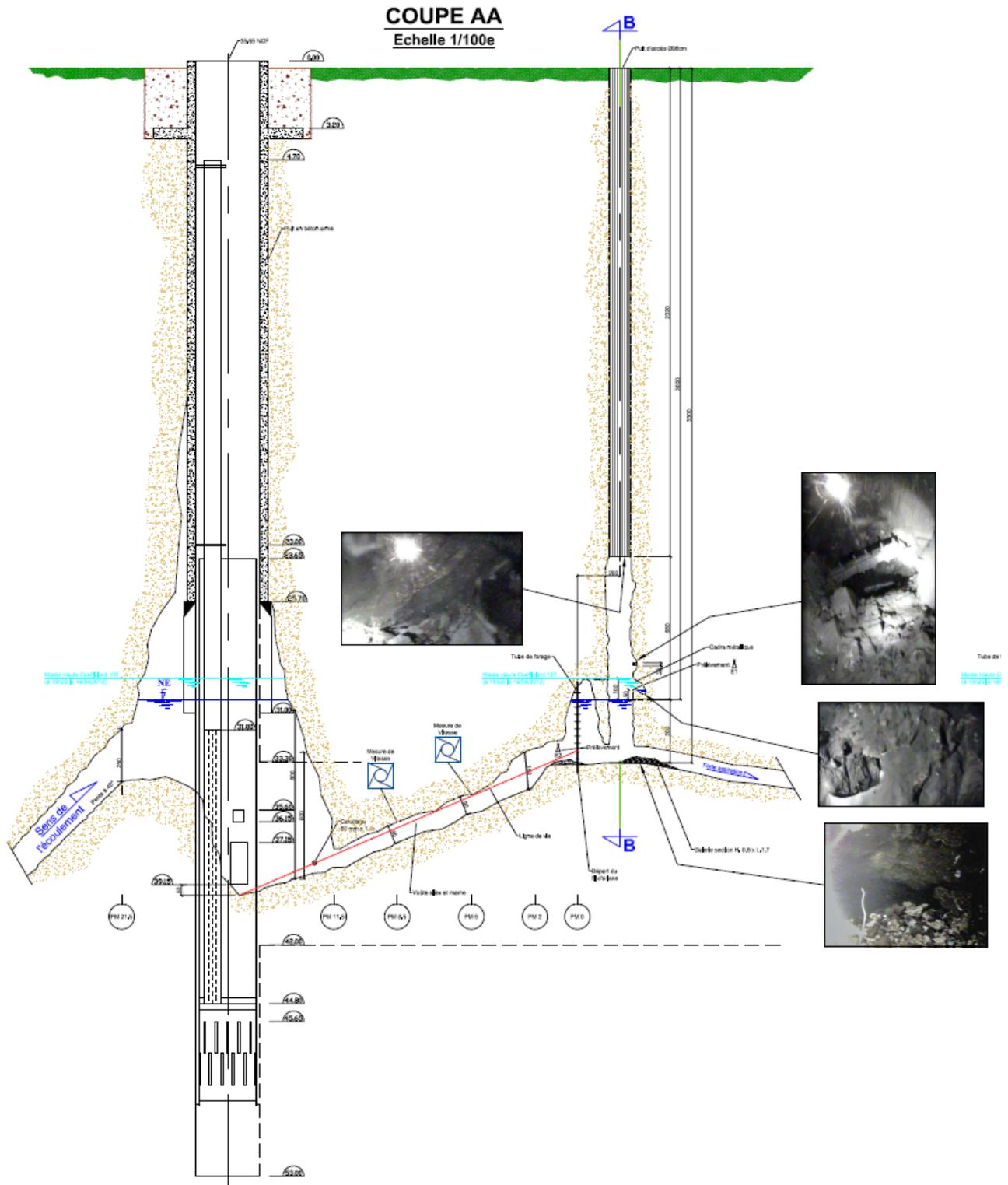


Figure 6-4 : Coupe du forage d'Yport

La filière actuelle de traitement vise prioritairement l'abattement de la turbidité par un procédé de coagulation/floculation/décantation lestée puis de filtration sur filtres bicouches. Une injection continue de charbon actif en poudre en eau brute permet en outre de traiter les pollutions diffuses ou ponctuelles rencontrées classiquement en milieu karstique, principalement les pesticides.

Le site d'Yport doit être étudié en lien avec les affleurements de la Pointe du Chicard et de la Cavée Rouge (Gaillard et al., 2012). L'affleurement de la Pointe du Chicard a été décrit par Juignet et Breton (1997). Au-dessus de la dolomie du Chicard (Chicard rock ici nommé) un premier niveau de craie blanche à silex disséminés correspond à des brèches de silex surmontées par deux hardgrounds : les hardgrounds « Banc à Cuves ». C'est sur la plus haute surface durcie que s'appuie d'une part la profonde racine d'altération remplie de sables de faciès Saint-Eustache, et d'autres part les conduits karstiques (Figure 6-5).



Figure 6-5 : Stratigraphie et karsts de la pointe du Chicard

L'autre niveau repère majeur est un niveau marneux (marne Yport de Quine, Marne Les Loges de Hoyez). Le nivellement de ce niveau montre qu'il est plus haut vers Fécamp, alors même que l'ensemble des couches plonge vers l'Est. Le développement de la série de Grainval à la Cavée Rouge pourrait expliquer cette anomalie, mais il doit s'accompagner d'une succession d'accidents qui emprunterait la vallée d'Yport.

Le schéma de drainage proposé dans l'étude BAC (SAFEGE, 2012) considère ainsi trois unités de drainage qui dépendent d'une part de la structure en cuvette de la baie de Criquebeuf (Cf. synclinal de Radicatel de Ragot, 1988), et d'autre part de l'horizon karstogène de la Pointe du Chicard (limite T-C, cf. Figure 6-6) :

- Le karst d'Yport a été rencontré à environ -2 m NGF sur le forage et -6 à -8 m au droit des émergences naturelles. Ces côtes sont compatibles avec l'enfoncement de la limite T-C dans la baie de Criquebeuf, où le Chicard rock n'affleure plus. La baie de Criquebeuf correspond donc à un grand

karst noyé qui s'appuie sur une surface stratigraphique majeure ;

- Vers l'Est, un karst perché donne naissance aux sources de Renneville et à la Roche qui Pleure ;
- Vers l'Ouest, un karst se développe à la faveur de la zone fissurée de Vaucottes.

L'unité de drainage des sources d'Yport était donc supposée s'étendre jusqu'à la faille de Fécamp vers l'Est, et se limiter vers l'Ouest à la fin du synclinal de Criquebeuf (Figure 6-6).

Des essais par traçages dans la vallée du Commerce menés par IDDEA en 2012 ont validé une alimentation le long de la faille de Fécamp-Lillebonne (Hauchard et al., 2014). Cet exemple illustre la difficulté à établir des cartes piézométriques fiables lorsque la craie présente des horizons karstogènes superposés, et donc des niveaux d'eau perchés.

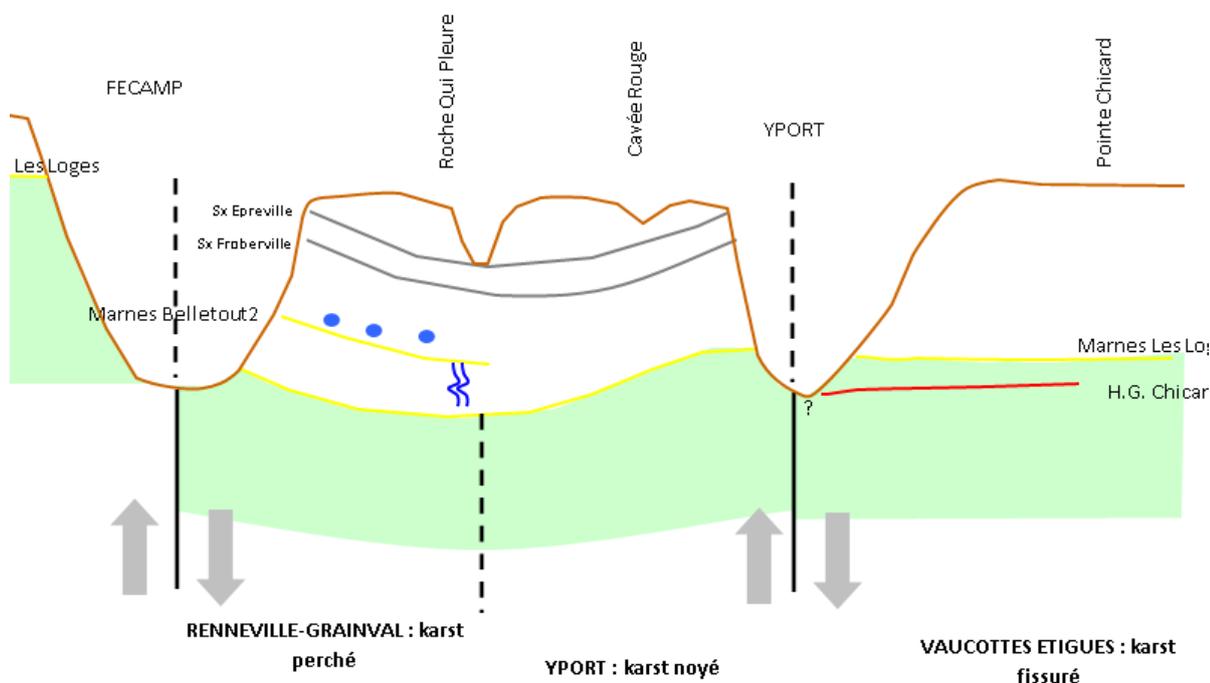


Figure 6-6 : Unité de drainage autour d'Yport (T. Gaillard, SAFEGE 2012)

6.2 La grotte des Petites Dalles

Intervenant	Joël RODET, conservateur du site fédéral de la grotte des Petites Dalles
Heure du rendez-vous	9:30
Lieu de rendez-vous	Grotte des Petites Dalles, rue de la Côte d'Albâtre. Saint Martin aux Buneaux
Accès au site	Au carrefour du talweg des Petites Dalles, suivre sur 200 m, la D.68 qui monte vers Saint Martin. La grotte s'ouvre au pied de l'abrupt crayeux, avant le premier bâtiment à droite.



Figure 6-7 : Localisation du site de la grotte des Petites Dalles

La grotte des Petites Dalles est une cavité fossile dont l'aval a été amputé par la vailleuse et l'exploitation de la carrière épigée. Elle développe 783 m de conduits explorés et topographiés, grâce à un chantier de désobstruction spéléologique exceptionnel, mené depuis 1989. Depuis 1998, elle est gérée par le Conservatoire du Patrimoine Souterrain de la Fédération Française de Spéléologie.

La cavité offre un schéma d'organisation spatiale relativement simple : un collecteur, situé vers 27,50 m NGF, haut de 8 à 10 m mais comblé de sédiments dont les deux mètres supérieurs ont été évacués par le chantier (près de 3.100 m³). Il est reconnu vers l'amont sur 453 m où il naît au pied d'une racine du manteau d'altération (solution pipe). Aujourd'hui, quatre affluents sont reconnus, un en rive droite (galerie du Soutirage) et trois en rive gauche (galerie du Siphon, galerie Catherine et boyau 404). Tous les quatre se développent vers 20 m NGF, soit 7 m en-dessous de la surface de roulement. Les regards vers la base de la Galerie Principale montrent que le haut de celle-ci se situe à l'aplomb de sa base, malgré les dix mètres de hauteur du drain, ce qui souligne une remarquable stabilité de l'environnement hydrologique et donc géomorphologique du secteur, ce que ne permet pas le contexte littoral actuel.

Autre point remarquable de cette galerie, le développement d'un chenal de voûte qui, de discret en aval, offre une dimension respectable à l'amont. Contrairement à la majorité des chenaux de voûte, celui des Petites Dalles est un chenal d'introduction des eaux superficielles par une racine qui a trépané le collecteur. Les conséquences morphologiques sont, de l'amont vers l'aval, le dédoublement du drain, et l'ouverture d'un grand réservoir au-dessus du collecteur (h > 8 m, L > 20 m, l = 5 m). Puis le chenal diminue jusqu'au

point topographique 24 où la galerie présente un demi-tour. Juste en amont, la fissuration, oblique à la galerie, offre 6 cheminées d'équilibre si proches qu'elles forment un autre réservoir en voûte. Puis le chenal s'estompe peu à peu pour disparaître entièrement dans la zone d'entrée.

Un autre élément important est le recalibrage de la galerie du Siphon et de l'aval du collecteur, par un écoulement que nous attribuons à la capture d'un écoulement épigé (valleuse des Petites Dalles), qui pourrait se situer pendant les stades 5c/5a avec un rapprochement du trait de côte et donc la partition du bassin hydrologique continental en plusieurs bassins littoraux. C'est ce que nous essayons de vérifier par le chantier de désobstruction en amont de la galerie du Siphon.



Figure 6-8 : Dédoublage du collecteur en amont de l'Espace des Sixentre les repères topographiques pt. 37 et pt. 38

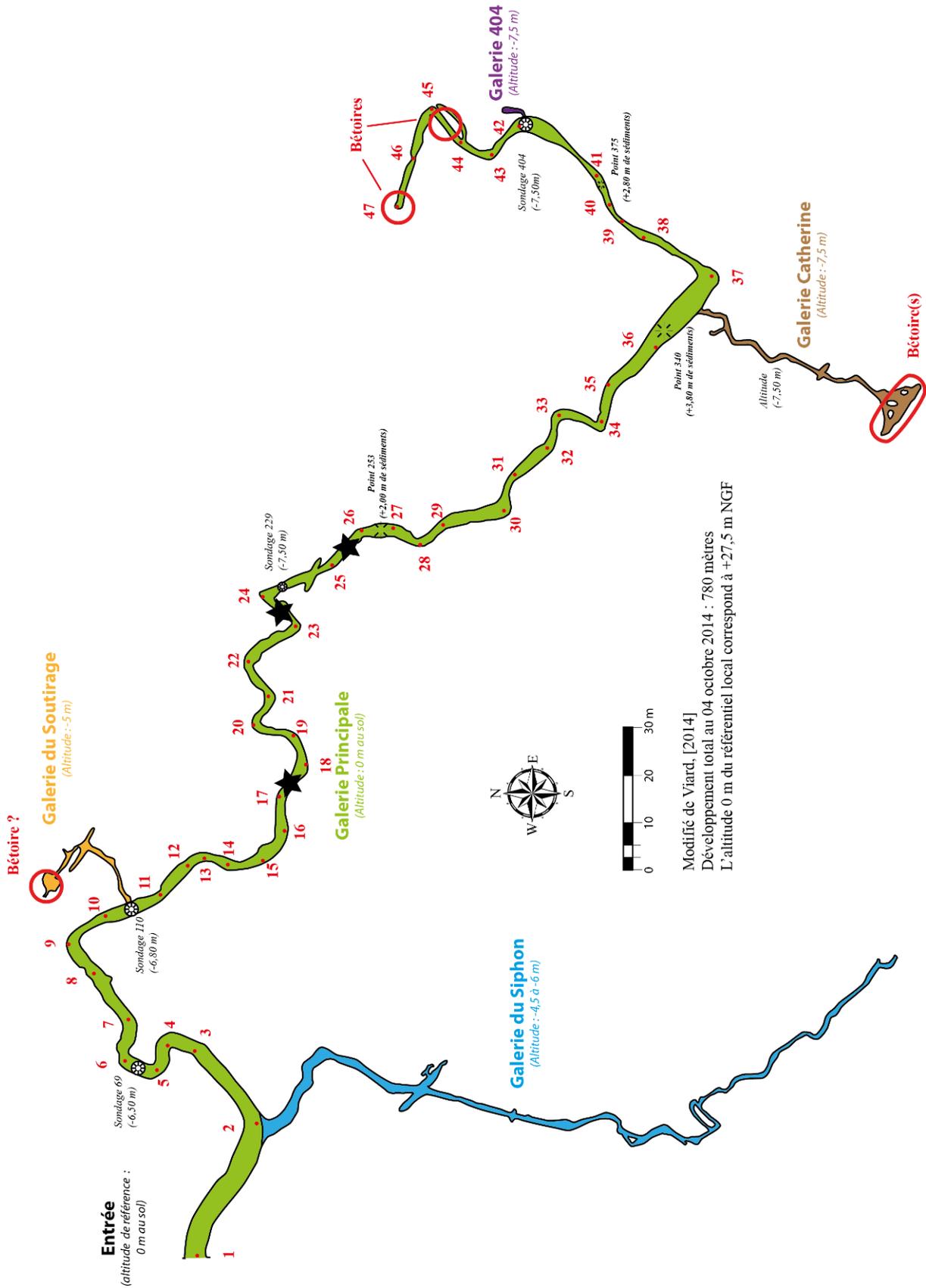


Figure 6-9 : Topographie du réseau de la grotte des Petites Dales

6.3 La Plage du Tilleul

Intervenant	Thierry Gaillard, hydrogéologue CPGF-HORIZON
Heure du rendez-vous	13h
Lieu de rendez-vous	L'accès se fait uniquement à pied. Dans le centre du Tilleul, il faut prendre la rue de la mer (un panneau indique la plage). Arrivé au parking, descendre à la plage par le sentier en forte pente. Compter 20 minutes de marche.
Accès au site	Parking de la rue de la Mer



Figure 6-10 : Les sites de la plage du Tilleul

La plage du Tilleul permet d'observer les rôles respectifs de la stratigraphie et de la tectonique dans la formation du karst de restitution du Front de falaise de la Pointe de Caux. Les objets hydrogéologiques observables sont :

- la ligne de source de la Pointe du Fourquet ;
- les accidents de la plage du Tilleul et de la Courtine ;
- la ligne de sources de l'anse de Valaine.

Le contexte stratigraphique de la plage du Tilleul expose du sud vers le nord le passage de la craie d'Antifer (Cénomaniens) à la craie du complexe d'Etretat (Turonien).

A la base de la partie sud, le silex Antifer et la marne Antifer affleurent en pied de falaise sous le HG Antifer. Le pied de falaise montre en effet un cordon repère très constant de silex à nucléus noirs épais d'une vingtaine de centimètres (unité lithostratigraphique 9 de la Figure 6-11, in Juignet, 1974). Ce cordon se dessine depuis la plage de Bruneval. Dans le banc 10 (craie grise à silex noirs biscornus), un joint marneux, non isolé dans les coupes de Juignet, joue un rôle hydrogéologique essentiel : une ligne de source s'appuie

sur ce niveau marneux et toutes les émergences sont localisées sur ce niveau repère.

La craie sus-jacente est une craie poreuse non fissurée sans silex : les formations d'Antifer et du Tilleul forment donc un aquifère poreux au sein desquelles les écoulements sont lents et drainés à la base de la craie d'Antifer par le joint marneux du banc 10 : la marne Antifer de Quine (1988).

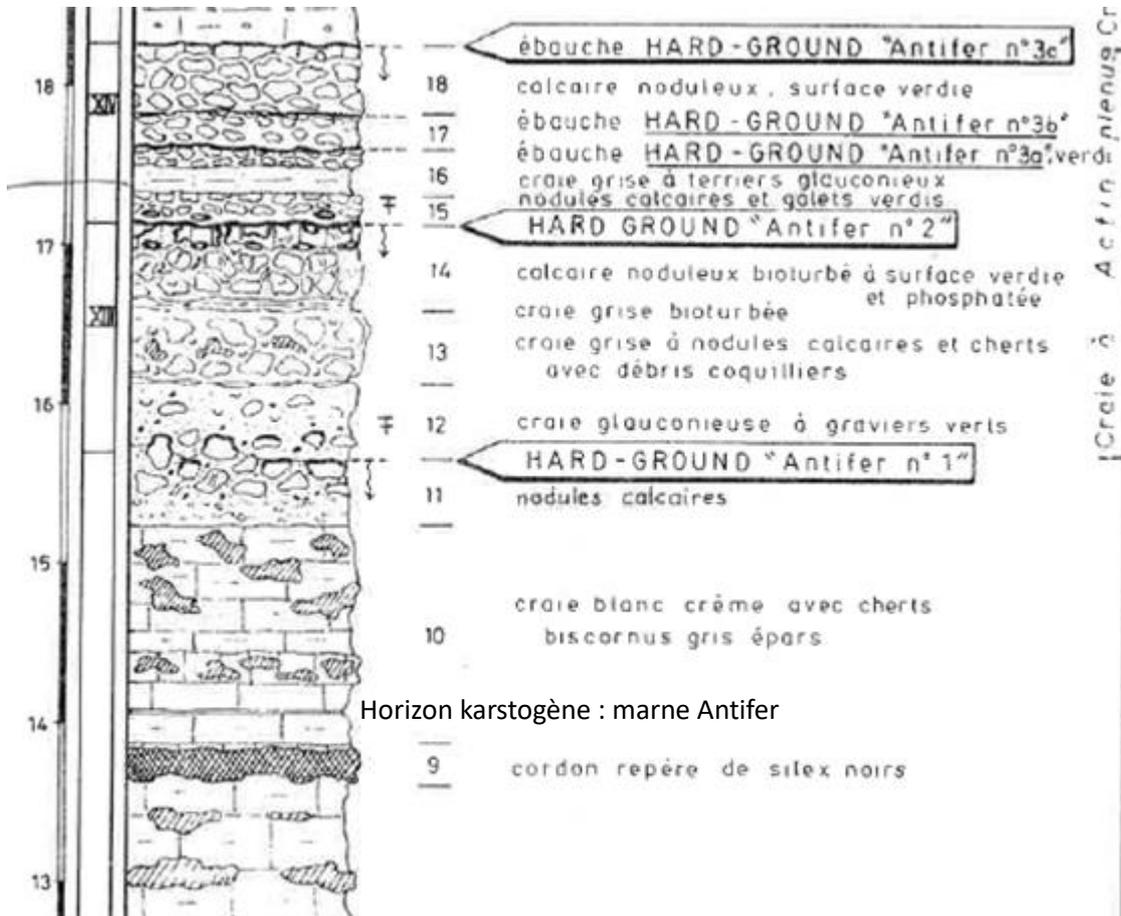


Figure 6-11 : Base du Cénomanién à Antifer (Juignet, 1974)



Figure 6-12 : Joint Antifer au-dessus du silex éponyme

Sur la plage nord, deux hardgrounds bioturbés constituent la base de la falaise : les hardgrounds Tilleul 1 et 2 (Juignet, 1974). Ils se présentent sous l'aspect d'une craie bioturbée à terriers glauconisés dont la surface est tronquée. Des conduits karstiques marquent ces surfaces, l'un d'entre eux servant de passage à l'anse de Valaine. Au-dessus, une craie à silex disséminés à la base et nettement plus marneuse au sommet se termine par deux autres hardgrounds à surface tronquée : les hardgrounds Senneville 1 et 2 (Quine, 1988). La craie comprise entre ces deux doublets de hardgrounds présente des variations d'épaisseur et des structures en onlap, annonçant la morphologie particulière de la formation de la craie du complexe d'Etretat (Figure 6-13).

Tous ces hardgrounds se suivent à la base de la pointe de la Courtine et leur décalage permet de bien identifier deux accidents :

- un système de failles sur la plage du Tilleul, étudié par Duperret et al. (2011) ;
- les failles du début de l'anse de Valaine, dite failles de la Courtine, qui définissent un petit graben d'environ 6 mètres.

La faille de la plage du Tilleul décale la dolomie d'Etretat (Hoyez, 2008). Aucun écoulement n'est associé à cet accident qui est clairement postérieur au dépôt.

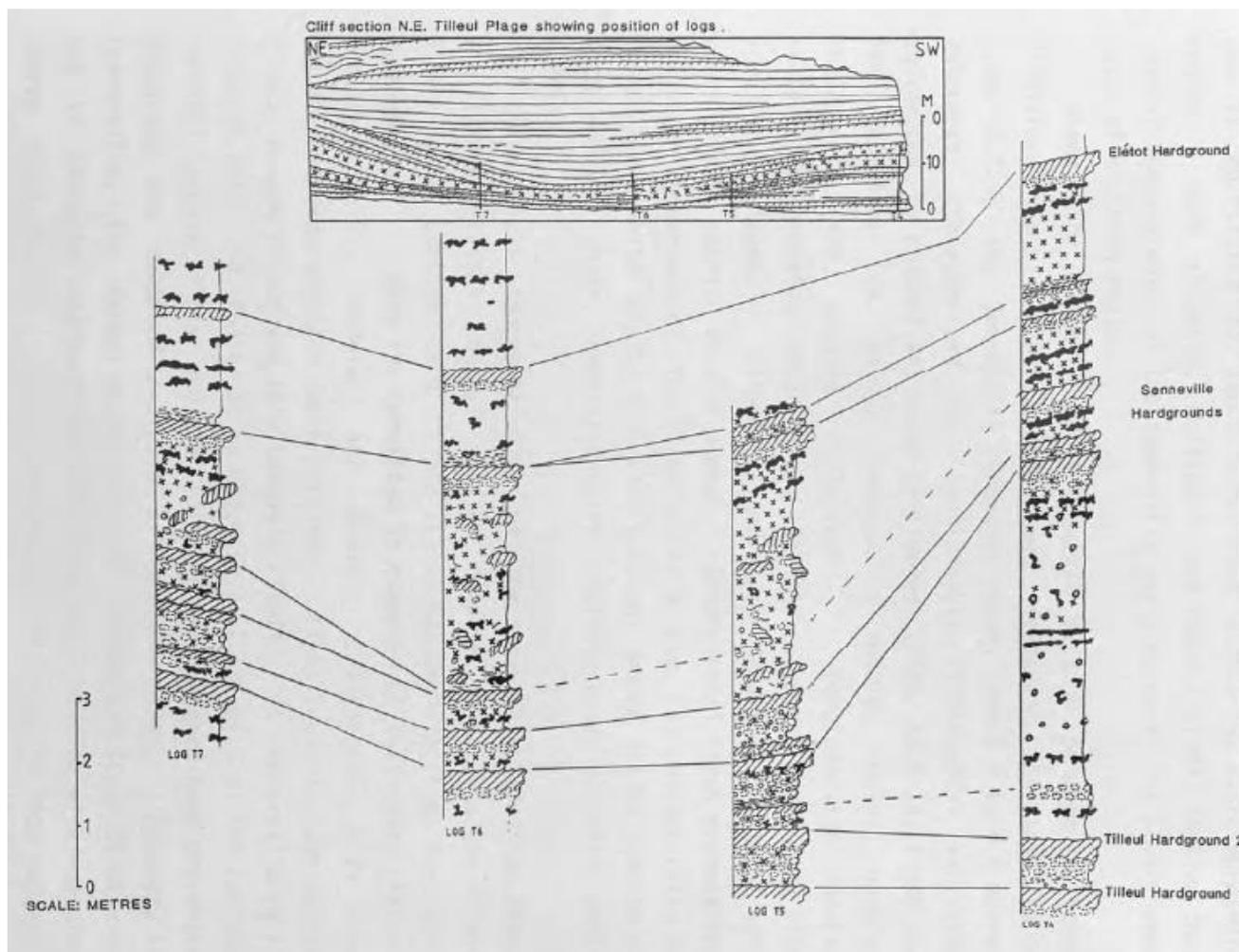


Figure 6-13 : Stratigraphie de la plage du Tilleul (Quine, 1988)

Au contraire, on peut remarquer dans l'anse de Valaine une série de sources à la base de la dolomie d'Etretat : les pisseuses de Valaine. L'eau sort exactement sur le hardground Tilleul 2. Ces sources drainent donc toute la masse crayeuse surincombante du Turonien et du Coniacien (Figure 6-14).

Les failles de la Courtine ont un rejet de 4 à 5 mètres à la base de la falaise, et décalent nettement une couche à silex disséminés dans une craie blanche (slump 1), localisée au-dessus du HG. Ces accidents semblent synsédimentaires car ils s'amortissent vers le haut de la falaise qui présente une continuité des bancs de silex. Aucune source n'est associée à ce petit graben.



Figure 6-14 : Emergences au droit des HG Tilleul

La plage du Tilleul permet donc d'observer le passage Cénomanién-Turonien. L'intérêt hydrogéologique tient au fait que ce site offre à l'observation deux alignements stratigraphiques de sources qui drainent la craie selon des horizons karstogènes d'origine sédimentaire. Le rôle majeur des joints marneux et des hardgrounds est parfaitement illustré par les pisseuses de Valaine et de La Place. A contrario, les accidents tectoniques post ou synsédimentaires ne sont pas à l'origine de conduits karstiques ou de zones de drainage de l'aquifère.

7. Conclusion

Cette excursion en terre normande avait pour but de dévoiler quelques particularités visibles de l'hydrogéologie de la craie.

Si la querelle entre les tenants de Martel et de Belgrand semble maintenant désuète, elle a pourtant longtemps opposé deux conceptions des circulations souterraines. L'étude de la craie a donc dû s'enrichir de nouveaux concepts hydrogéologiques reposant sur un continuum pores-discontinuités, permettant de mieux expliquer les résultats obtenus en recherche d'eau (échec de certains forages) et la signature chimique de l'eau de la craie (stabilité en éléments dissous et pics de turbidité).

Les auteurs de ce guide espèrent avoir suscité l'intérêt pour ce milieu passionnant et fragile à la fois, et remercient Alexandra Laurent pour le temps consacré à la relecture du document.

8. Bibliographie

- ALBINET M. (1967) - Carte hydrogéologique du Bassin de Paris Bureau de recherches géologiques et minières ; dressée de 1963 à 1966, BRGM
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.P., SOMME J., AUGUSTE P., AUFFRET J.P., BAIZE S., CLET-PELLERIN M., COUTARD J.P., DEWOLF Y., DUGUE O., JOLY F., LAIGNEL B., LAURENT M., LAVOLLE M., LEBRET P., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LIMONDIN-LOZOUET N., MUNAUT A.V., OZOUF J.C., QUESNEL F., ROUSSEAU D.D. (1998) - Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9, 3, 227-241
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P., LAURENT M. (2000) - Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, 33 (3-4), p. 183-207.
- AUBRY M. P. (1972) - Recherches pétrographiques, stratigraphiques et paléosédimentologiques sur les craies de Haute-Normandie. Thèse Université Paris, 105 p.
- BELGRAND M. (1872) - Les travaux souterrains de Paris. Tome 4 Dunod (Paris), 436 p
- CALBA F. (1980) - Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, Paris, 189 p.
- CALBA F., CHARRIERE G., CONRAD G., LEFEBVRE D., RODET J. (1979) - Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du Pays de Caux. *Bull. SGNAMH*, 66 (4), p. 45-68.
- CAYEUX L. (1927) - La formation des silex dans la craie. *C. R. Société géologique de France*, IV, 27, p. 210-213.
- CAYEUX L. (1935) -. Les Roches Sédimentaires de France : Roches calcaires. Masson, Paris, 463 p.
- CHEDEVILLE S. (2015) - Etude de la variabilité du fonctionnement hydro-sédimentaire des karsts de l'Ouest du Bassin de Paris à partir de la comparaison des remplissages sédimentaires karstiques anciens, actuels et du signal turbide des eaux souterraines. Thèse, Université de Rouen, 450 p.
- CHEDEVILLE S., LAIGNEL B., RODET J., TODISCO D., FOURNIER M., DUPUIS E., GIROT G., HANIN G. (2014). The sedimentary filling in the chalk karst of the Northwestern Paris Basin: characterization, origin and hydro-sedimentary behaviour. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59 (1), p. 79-101.
- CHEMIN J., HOLE J.P., PECKRE M., VIDARD I. (1992) - Notice de l'Atlas hydrogéologique de la Seine Maritime. BRGM, 65 p.
- CLAYTON C. J. (1986) - The chemical environment of flint formation in Upper Cretaceous Chalks. In Sieveking G. de G. et Hart M. B. (Eds) The scientific study of flint and chert. *Cambridge Univ. Press*, p. 43-54
- CONRAD G., DESSEVRE-DELLEPOULLE A. (1978) - Relation entre la craie de la nappe surexploitée et les eaux superficielles dans la boucle de la Seine à Rouen (Seine-Maritime). Actes du colloque « Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris », p. 137-148
- CPGF (1981) - Étude des ressources en eau du bassin de la rivière du Commerce. Rapport 1803, 64 p.
- DIÉNERT F. (1901) - Les Sources de la craie. *Revue générale de Chimie pure et appliquée*, 30, p. 1007-1019
- DUPERRET A., VANDYCKE S., MORTIMORE R.N., GENTER A. (2008) - The use of paleostress analysis to determine how is recorded plate tectonics in chalk deposits along the eastern English Channel in Normandy (France) and Sussex (UK). Colloque en hommage à Jacques Angelier : les failles : pourquoi, où, comment ?
- ELHAÏ H. (1967) - Les formations superficielles et le relief en Haute Normandie. *Norois*, p. 193-209
- FOURNIER M. (2006) - Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France). Thèse de doctorat. Université de Rouen. 233p.
- GAILLARD T., HAUCHARD H., ROUX J.-C. (2012) - Les Fontaines de Yport (Seine-Maritime), émergences majeures du littoral normand crayeux : Exploitation et vulnérabilité de la ressource en eau. Dix-huitièmes journées techniques

du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux. Cassis 2012. », p. 235-247

- GELY J.P., BLANC P. (2004) - Evolution diagénétique dans la craie pélagique dolomitisée du Crétacé supérieur du bassin de Paris (région de Provins, France), *Eclogaegeol. Helv.* 97 (2004), p 393-409
- GOSSELET J. (1886) - Leçons sur les nappes aquifères du nord de la France, *Ann. Société Géologique du Nord.*, XIV, p. 249.
- HANCOCK J.M. (1993) - The formation and diagenesis of chalk. In Downing R. A., Price M. & Jones G. P. (Eds) *The hydrogeology of the Chalk of north-west Europe. Oxford*
- HANIN G. (2010) - Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. Thèse Université de Rouen, 316 p.
- HANOT F., RENOUX P. (1991) - Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections. *First Break*, 9, 11, p. 515-526
- HANOT F., THIRY M. (1999) - Anomalies sismiques dans la craie et déformations superposées dans les formations tertiaires du sud-est du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170 (6), p 915-926
- HAUCHARD E., LAIGNEL B. (2008) - Evolution morphodynamique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris. *Z. F. Geomorphologie*. 52 (4), p. 463-488
- HAUCHARD E., BRETOT N., PENNEQUIN D., DAVID P.Y. (2014) - Un exemple de pollution industrielle à la Nitrosomorpholine en milieu crayeux karstique, Seine-Maritime, France. *Géologues*, 179, p. 72-79.
- HEBERT E. (1857) - Les mers anciennes et leurs rivages dans le Bassin de Paris ou classification des terrains par les oscillations du sol. 2ème Partie. Terrains Crétacé. Paris, Hachette, 87p.
- HEBERT E. (1872) - Ondulations de la craie dans le Bassin de Paris, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2ème série (29), pp. 446-472 et 583-594
- HOYEZ B. (2008) - Falaises du Pays de Caux. Lithostratigraphie des craies turono-campaniennes. Publications des universités de Rouen et du Havre, 350 p.
- JARVIS I. (1992) - Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks : the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology*, 39, p. 55-97
- JUIGNET P. (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricain, Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine ; Le stratotype du Cénomaniens. Tome 1. *Thèse Université de Caen*, 807p.
- JUIGNET P. (1988) - La craie normande – Prédilection au karst. *Actes du colloque sur la craie du Museum de Rouen*, 1988, p. 39-52
- JUIGNET P., BRETON G. (1992) - Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the Western Paris Basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 91, p. 197-218
- JUIGNET P., BRETON G. (1994) - Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatisme dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France). Expression et signification des rythmes de la craie. *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Museum du Havre*, 81, 2, p. 55-81
- JUIGNET P. (1997) - La craie : sédimentation et enregistrements stratigraphiques. Apports des méthodes d'études classiques et d'approches nouvelles. The Chalk: a tool for sedimentology and stratigraphy. Classic and new approaches. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5 (2), 3, p. 145-168
- KENNEDY W.J., JUIGNET P. (1974) - Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute-Normandie, France. *Sedimentology*, 21, p. 1-42
- LAIGNEL B (1997) - Les altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris, caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse, Université de Rouen, 232 p
- LASSEUR E. (2007) - La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. Thèse Université Rennes I, 435 p.

- LEFEBVRE D., HUAULT M.-F., GUYADER J., GIRESSE P., HOMMERIL P., LARSONNEUR C. (1974) - Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine : synthèse sédimentologique, stratigraphique et paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bassin parisien*, 39, p. 27-36
- LEMAITRE, H. (1965) - Observations sur les silex de la falaise de Vaucottes (Seine Maritime). *Bull. Société linéenne de Normandie*, 6, p.66-70
- LENNIER G. (1867) - Études géologiques et paléontologiques sur l'embouchure de la Seine et les falaises de Haute Normandie, E. Costey, Le Havre, 245p.
- LENNIER G. (1881) - Étude géologique sur Villequier. *Bull. Société géologique de Normandie*, VIII, p. 71 -86.
- LEPILLER M. (2004) - Un exceptionnel laboratoire de la genèse des aquifères karstiques : la craie du bassin de Paris (Normandie, Perche, Gâtinais, forêt d'Othe) in *Géologie et hydrogéologie du bassin de Paris, Avancées et perspectives*. 11èmes journées techniques du CFH
- MARTEL E. A. (1908) - Les abîmes : les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie : explorations souterraines effectuées de 1888 à 1893 en France, Belgique, Autriche et Grèce, Paris, Librairie Ch. Delagrave, 1894, 578 p.
- MARTEL E. A. (1921) - Nouveau traité des eaux souterraines, Paris, 838 p.
- MARTIN A. (1912) - Les eaux souterraines de la région du Havre, Société havraise d'études diverses, Second fascicule, p. 121-138
- MASSEI N. (2001) - Transport de particules dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface Craie/alluvions. Thèse université de Rouen, 195 p.
- MASSEI N., WANG H. Q., FIELD M.S.,-DUPONT J. P., BAKALOWICZ M., RODET J. (2006) - Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal* (14), p. 849–858
- MORTIMORE R.N., POMEROL B. (1997) - Upper Cretaceous tectonic phases and end Cretaceous inversion in the Chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 108, p. 231- 255
- MORTIMORE R. N. (2011) - A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? *Proceedings of the Geologists' Association*, 122 (2), p. 232–297. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2010.09.001>
- PINCHEMEL P. (1954) - Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin Parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures. Études de Géomorphologie (Thèse, Lettres, Paris, 1952). Paris, Colin, 1954, 1 vol. in-8°, 502 p.
- POMEROL, C. (1978) - Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes, *Geol. Mijnbouw*, 57 (4), p. 533-543
- QUESNEL F. (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface – Application aux altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris. Thèse Université de Rouen, 255 p.
- QUINE M. (1988) - Sedimentology of the chalk of coastal Haute Normandie, France. Thesis University of London, 520 p.
- QUINE M., BOZENCE D. (1991) - Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology* (38), p. 1113- 152
- RODET J. (1981) - Contribution à l'étude du karst de la craie. L'exemple normand et quelques comparaisons. Thèse Université de Paris I – Panthéon-Sorbonne, 427 p.
- RODET J. (1992) - La craie et ses karsts. Editions CNEK, Elbeuf et Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 560 p.
- RODET J. (2016) - Les Petites Dales, grotte fédérale et fédérative. *Spéléo-Tract*, 9, 150 p.
- ROUX J. C. (1976) - Etat des connaissances sur l'hydrogéologie de la craie en Normandie. Principales méthodes d'études. BRGM, 17 p.
- ROUX J.-C. (1978) - Les écoulements de type karstique dans la craie de Normandie. *Actes du colloque « Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris »*, p. 531-554
- ROUX J. C., ARTIS H., TREMEMBERT J. (1981) - Carte Hydrogéologique du département de la Seine Maritime, remise à jour en 1990 par HOLE J.P., (de la) QUERRIERE P., PERNEL F. et PECKRE M.

- SAFEGE (2012) - Étude du Bassin d'Alimentation du forage de Radicatel, Phase 1 : Délimitation du bassin d'alimentation et analyse de la vulnérabilité intrinsèque du bassin. Rapport 09NRH023, 161 p.
- SANARENS J. (1921) - Contribution à l'étude de l'étiologie de la fièvre typhoïde au Havre : études hydrologiques sur les eaux potables du Havre, Le Havre, 122 p.
- SCHOLLE P. A. (1977) - Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration. *Bull. A. A. P. G.*, 61 (7) , p. 982-1009
- (de) THURY H. F. (1829) - Considérations géologiques et physiques sur la cause du jaillissement des eaux des puits forés ou Fontaines artificielles et Recherches sur l'origine ou L'invention de la sonde, l'état de l'art du fontainier-sondeur et le degré de probabilité du puits foré, Bachelier, 389 p.

