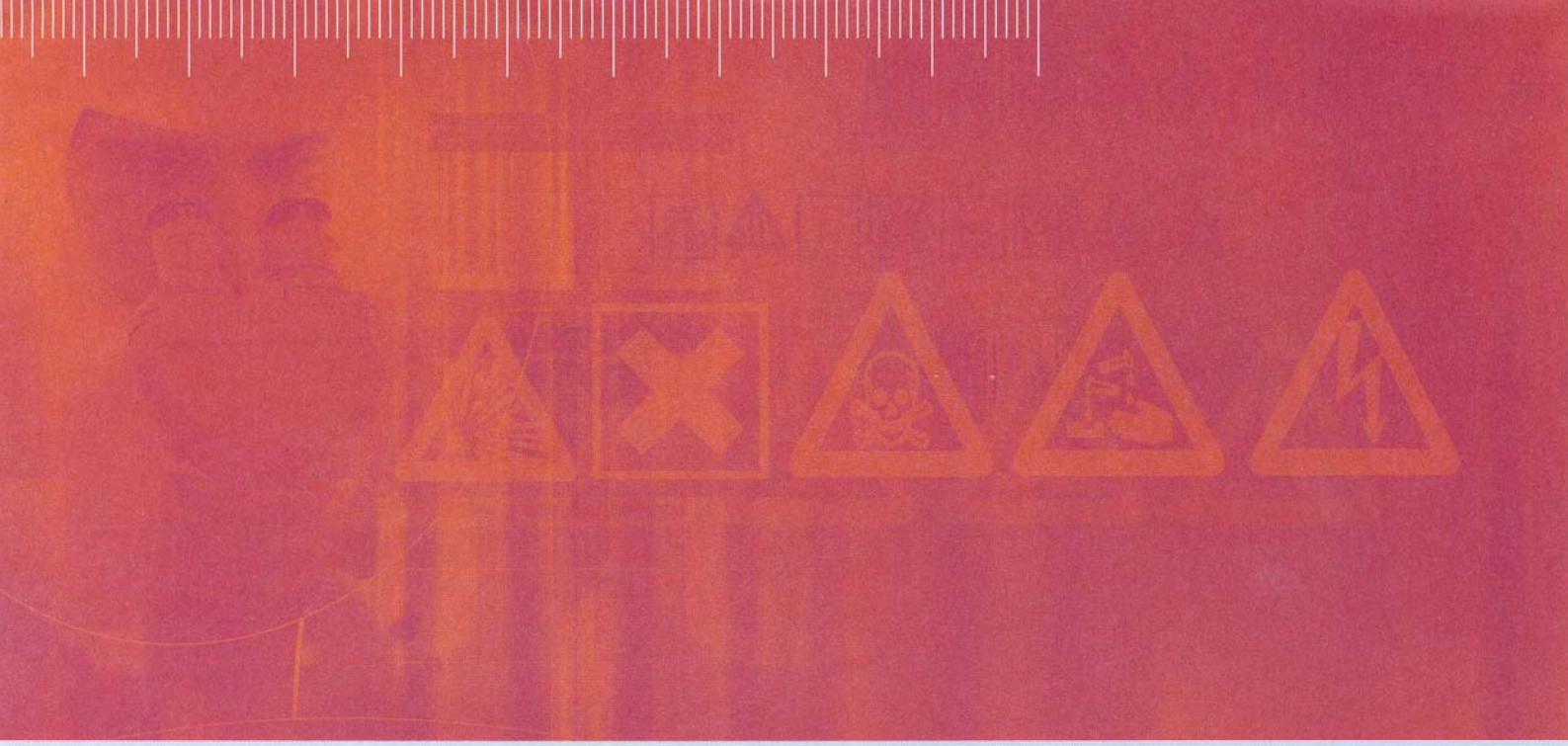


RAPPORT D'ÉTUDE 12/01/2010

DRS-10-103862-00411A

Impact du changement climatique sur la stabilité des cavités souterraines : Etat des connaissances

INERIS

maîtriser le risque
pour un développement durable

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA STABILITE DES CAVITES SOUTERRAINES

Direction des Risques du Sol et du Sous-sol

Liste des personnes ayant participé à l'étude :
Jean-Marc WATELET

PREAMBULE

Le présent rapport a été établi sur la base des informations fournies à l'INERIS, des données (scientifiques ou techniques) disponibles et objectives et de la réglementation en vigueur.

La responsabilité de l'INERIS ne pourra être engagée si les informations qui lui ont été communiquées sont incomplètes ou erronées.

Les avis, recommandations, préconisations ou équivalent qui seraient portés par l'INERIS dans le cadre des prestations qui lui sont confiées, peuvent aider à la prise de décision. Etant donné la mission qui incombe à l'INERIS de par son décret de création, l'INERIS n'intervient pas dans la prise de décision proprement dite. La responsabilité de l'INERIS ne peut donc se substituer à celle du décideur.

Le destinataire utilisera les résultats inclus dans le présent rapport intégralement ou sinon de manière objective. Son utilisation sous forme d'extraits ou de notes de synthèse sera faite sous la seule et entière responsabilité du destinataire. Il en est de même pour toute modification qui y serait apportée.

L'INERIS dégage toute responsabilité pour chaque utilisation du rapport en dehors de la destination de la prestation.

	Rédaction		Vérification	Approbation
NOM	C. DIDIER M. AL HEIB	P. GOMBERT A.CHARMOILLE	C. FRANCK	M. GHOREYCHI
Qualité	Directeur-Adjoint des Risques du Sol et du sous-sol et Ingénieur à l'Unité Risques Naturels, Ouvrages et Stockages (RNOS)	Responsable et Ingénieur à l'Unité Eaux Souterraines et Emissions de Gaz (ESEG)	Délégué à l'Appui aux Pouvoirs Publics de la Direction des Risques du Sol et du sous-sol (DRS)	Directeur des Risques du Sol et du sous-sol (DRS)
Visa				

TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS 5

2. CONTEXTE DE L'ETUDE 7

2.1 Impact du réchauffement sur les paramètres climatiques 7

2.1.1 Evolution prévisible du climat 7

2.1.2 Application au contexte français 9

2.1.2.1 Impact sur les températures 9

2.1.2.2 Impact sur les précipitations 10

2.2 Les cavités souterraines en France 12

2.2.1 Nature et localisation des cavités 12

2.2.2 Nature des instabilités attendues en fonction des caractéristiques des cavités 15

3. IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES EAUX SOUTERRAINES 22

3.1 Impact sur le cycle de l'eau 22

3.2 Impact sur les variations du niveau des nappes souterraines 24

3.2.1 Impact global attendu 24

3.2.2 Sensibilité des nappes aux conditions climatiques 26

3.2.3 Impacts previsibles sur le régime des eaux souterraines 27

3.2.3.1 Impact direct d'origine naturelle 27

3.2.3.2 Impact indirect d'origine anthropique 28

3.2.4 Vers la nécessité d'études régionalisées 30

3.3 Impact sur le potentiel de dissolution des eaux souterraines 32

4. IMPACT DE L'EAU SUR LA STABILITÉ DES CAVITÉS SOUTERRAINES. 34

4.1 Impacts de l'eau sur le comportement des ouvrages souterrains 34

4.1.1 Effets de l'eau sur la résistance des ouvrages 35

4.1.2 Effet de l'eau sur les discontinuités 37

4.1.3 Effet de l'eau sur la matrice rocheuse 38

4.1.4 Autres mécanismes de dégradation associés 40

4.2 Retours d'expérience 41

4.2.1 Mines de fer de Lorraine 41

4.2.2 Site expérimental d'Estreux (Nord) 43

4.2.3 Impacts des remontées de nappe de 2001 en Picardie 45

4.2.4 Effondrement de la carrière de Lorroy (Ile-de-France) 48

4.2.5 Carrières de calcaire du bassin du Limburg (Belgique) 49

4.2.6 Apparition de fontis dans l'Etat de Géorgie (USA) 51

4.3 Cas particulier du développement de cavités naturelles 52

4.3.1 Variation du régime hydraulique 52

4.3.2 Réponse hydrogéochimique 54

5. CONCLUSION ET PERSPECTIVES 56

5.1 Rappel des paramètres climatiques influents 56

5.2 Impact sur le comportement des cavités souterraines 56

5.3 lacunes scientifiques 57

5.4 Poursuite des recherches 57

6. BIBLIOGRAPHIE 62

7. LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS 70

8. LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX DES ANNEXES 74

ANNEXES 1

Aquifères et eaux souterraines 1

Mouvements de terrain 5

Belgique 7

Allemagne 7

Pologne 13

Canada 14

1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS

L'existence d'un réchauffement du système climatique global est désormais admise par la communauté scientifique. Les hausses des températures moyennes de l'air et des océans, mesurées à l'échelle du Globe, ainsi que l'observation de la fonte des calottes glaciaires et de la montée du niveau moyen de la mer constituent, à ce titre, des indicateurs forts.

Les travaux les plus récents du GIEC[1] (Groupe d'Experts Intergouvernementaux sur l'évolution du Climat) établissent que la probabilité que ce changement climatique, observé à la surface du Globe depuis 1950, soit d'origine humaine dépasse les 90% (IPCC, 2007). Le phénomène peut, pour une large part, être attribué à l'accumulation dans l'atmosphère des gaz à effet de serre produits par le développement des activités humaines, notamment liées à l'industrie et au transport. Les différents scénarios d'évolution étudiés, dépendant des politiques engagées par les Etats, montrent que, d'ici 2100, l'élévation moyenne de température à la surface de la Terre pourrait varier entre 1,5 et 6℃.

Une telle élévation de température serait de nature à engendrer des perturbations graves sur l'équilibre climatique qui régit les différentes parties du Globe (modification des précipitations, réchauffement et élévation du niveau des océans, perturbations du régime hydrologique, etc.). Il apparaît donc nécessaire, dès aujourd'hui, d'initier une réflexion approfondie permettant d'anticiper les conséquences du changement climatique attendu, de manière à adapter les politiques de prévention et à minimiser les impacts socio-économiques prévisibles, notamment au travers d'une réduction de la vulnérabilité des enjeux potentiellement concernés.

Diverses démarches ont été initiées dans ce sens. Le Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de la Mer (MEEDDM) a ainsi piloté le Groupe Interministériel « Impacts du changement climatique, adaptation et coûts associés en France » avec, pour objectif, d'appliquer une démarche homogène d'évaluation à diverses thématiques portées par plusieurs groupes de travail (santé, eau, agriculture, risques naturels, etc.). Au sein du groupe thématique « Risques Naturels, Assurance et Adaptation au Changement Climatique », plusieurs thèmes ont été identifiés, chacun étant porté par un sous-groupe dédié (retrait et gonflement des argiles, érosion littorale, inondations, risques gravitaires). Chaque sous-groupe a ainsi remis une contribution synthétique en vue de constituer une réponse centralisée du groupe, elle-même ayant vocation à être intégrée à un document global.

Par souci de synthèse, les contributions techniques ont du être réduites au strict minimum. Ainsi, la problématique « cavités souterraines » du sous-thème « risques gravitaires » porté par le groupe « Risques Naturels » a vu sa contribution limitée à quelques pages, en dépit de sa complexité.

[1] IPCC, en anglais, pour Intergovernemental Panel on Climate Change

Le présent document a pour vocation de proposer un panorama plus exhaustif de l'impact du changement climatique sur la stabilité des cavités souterraines. Nous verrons que cette problématique ne doit pas être négligée, notamment si l'on considère les centaines de milliers de cavités souterraines, d'origine naturelle ou anthropique, connues ou non répertoriées, qui sous-minent le territoire français.

La grande majorité des ouvrages souterrains s'avère, en effet, sensible aux variations des paramètres qui caractérisent leur environnement. Parmi ceux-ci, figure le niveau des nappes d'eau souterraine qui a déjà, dans un passé récent, joué un rôle fondamental en terme de genèse de désordres en surface (exemple des inondations par remontée de nappe de la Somme en 2001).

Après un bref rappel du contexte français ayant trait à la problématique (caractéristique du changement climatique attendu, nature et caractéristiques des cavités souterraines), le présent document s'attache à décrire les impacts attendus du changement climatique sur le comportement des nappes souterraines. Puis, une analyse est menée sur les conséquences de la variation de ces nappes sur le comportement des ouvrages souterrains peu profonds.

Quelques perspectives sur la poursuite de l'analyse de cette problématique complètent, en fin de document, les conclusions de l'étude.

2. CONTEXTE DE L'ETUDE

2.1 IMPACT DU RECHAUFFEMENT SUR LES PARAMETRES CLIMATIQUES

2.1.1 EVOLUTION PREVISIBLE DU CLIMAT

Les teneurs en gaz carbonique ou CO_2 (principal gaz responsable de « l'effet de serre additionnel ») dans l'atmosphère terrestre dépassent aujourd'hui, de plus d'un tiers, les valeurs présentes durant la période pré-industrielle. Le taux d'augmentation de ces teneurs est d'ailleurs, lui-même, en forte augmentation au cours des dernières décennies.

Les différents scénarios proposés par les experts prévoient une poursuite de l'augmentation des teneurs en CO_2 dans des proportions variables en fonction des choix politiques retenus et mis en œuvre en termes de prévention des rejets dans l'atmosphère (limitation de la consommation d'énergie fossile, développement des « énergies propres », stockage géologique des gaz à effet de serre).

Ces scénarios s'appuient sur des hypothèses socio-économiques globales qui supposent des évolutions, plus ou moins préoccupantes, des teneurs en gaz à effet de serre dans l'atmosphère, au cours des décennies à venir. Ils ont permis aux experts de bâtir différentes simulations sur l'évolution des principaux éléments gouvernant le système climatique terrestre et susceptibles d'être affectés par le phénomène de réchauffement redouté (IPPC, 2007).

Ces simulations s'appuient sur des modèles climatiques globaux dont les résultats sont inter-comparés pour garantir la plus grande robustesse possible des tendances mises en évidence. De nombreuses études ont été réalisées pour caractériser et évaluer la fiabilité et les limites des différents modèles développés à l'échelle internationale. Cela a notamment été réalisé en comparant leurs résultats aux observations météorologiques collectées dans le courant du vingtième siècle (figure 1).

Ainsi, la France possède deux modèles climatiques (INSU, 2007) qui diffèrent principalement par leur composante atmosphérique (Figure 1) :

- le modèle du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM),
- le modèle développé par l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL).

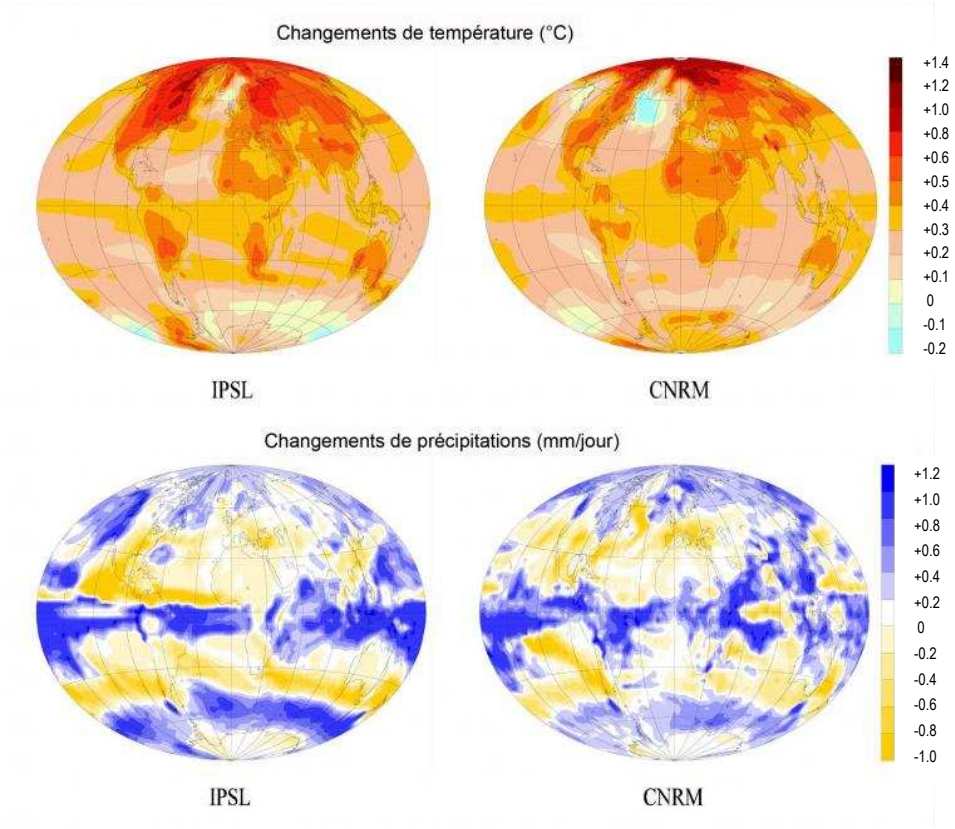


Figure 1 : Distribution géographique des différences de température et de précipitations entre la fin du XXe siècle et du XXIe siècle, calculée avec les modèles IPSL et CNRM dans le cadre du scénario A2 (INSU, 2007).

Les principaux éléments impactés par le changement climatique concernent :

- l'élévation des températures dont la valeur moyenne est estimée à +0,74 °C sur le siècle passé (période 1906-2005). Les différentes simulations réalisées fournissent une gamme d'augmentation de température pour le siècle à venir variant de +1,1 °C (limitation optim ale de l'émission des gaz à effet de serre) à +6,4°C (poursuite d'une augmentat ion rapide des émissions) ;
- la fonte des neiges et des glaces. Une contraction de la couverture neigeuse et une poursuite accélérée de la diminution de l'étendue de la banquise sont prévisibles du fait de l'augmentation des températures. A titre d'exemple, dans l'océan Arctique, l'étendue annuelle des glaces a diminué de 2,7% par décennie depuis 1978 ;
- l'élévation du niveau des océans. Ce phénomène, résultant directement du précédent ainsi que de la dilatation de l'eau des océans, subit une nette accélération au regard des mesures disponibles (+1,8 mm/an en moyenne depuis 1961 et +3,1 mm/an en moyenne depuis 1993) ;
- la modification du régime des précipitations. Les experts prévoient une augmentation des précipitations aux hautes latitudes et une diminution aux basses latitudes, en continuité avec les tendances récentes observées (hausse de précipitations dans l'est de l'Amérique du Nord, le nord de l'Europe et le centre de l'Asie, déficit de précipitation en Afrique Australe et

en Asie du Sud…). Pour ce qui concerne l'Europe, les experts évoquent l'augmentation des risques de crues éclair dans l'intérieur des terres ainsi que l'augmentation des inondations côtières mais aussi, dans les régions les plus méridionales, une réduction de la disponibilité en eau.

Si les tendances sont aujourd'hui avérées, l'ampleur et la cinétique des impacts attendus restent encore mal maîtrisées et dépendront des mesures adoptées par les Etats et les citoyens ainsi que de leur capacité d'adaptation aux perturbations induites par le phénomène.

2.1.2 APPLICATION AU CONTEXTE FRANÇAIS

2.1.2.1 IMPACT SUR LES TEMPERATURES

La France semble avoir souffert d'un réchauffement climatique en moyenne plus important que celui observé à l'échelle du globe. Au cours du dernier siècle, la température moyenne mesurée a ainsi augmenté de +0,95°C sur le territoire français, comparé à +0,74°C au niveau mondial (GIEC, 2007 ; ONERC, 2009). L'analyse des chroniques de données effectuée par Météo France sur la période 1951-2000 met notamment en évidence des températures diurnes et des températures de fin de nuit désormais plus élevées, de même qu'une diminution globale du nombre de jours de gel (Dandin, 2007).

Si cette tendance devait se poursuivre dans les mêmes proportions, ceci impliquerait un réchauffement de près de 3 °C en France pouvant atteindre, dans le cas le plus pessimiste, un valeur de 8 °C (ONERC, 2009). De plus, en France, le réchauffement estival serait nettement plus marqué que le réchauffement hivernal.

A titre d'exemple, le modèle proposé par Météo France, dans l'hypothèse d'un doublement progressif du taux de gaz carbonique (MIES, 2000), prévoit un réchauffement modéré (1 à 2°C) en hiver sur la France alors qu'en été, et plus encore en automne, une élévation de la température moyenne supérieure à 2°C affecterait la plupart du territoire métropolitain.

Sur la Figure 2, qui présente l'évolution de la température diurne moyenne sur la France, on trouve :

- en haut, la période de référence 1980-1999 (marquée « 1990_OB ») et les deux scénarios B2[2] et A2 pour 2020-2039 ;
- au milieu, les deux scénarios B2 et A2 pour 2040-2059 ;
- en bas, les deux scénarios B2 et A2 pour 2080-2099.

[2] On se reportera à l'annexe 2 pour une description des différents scénarios.

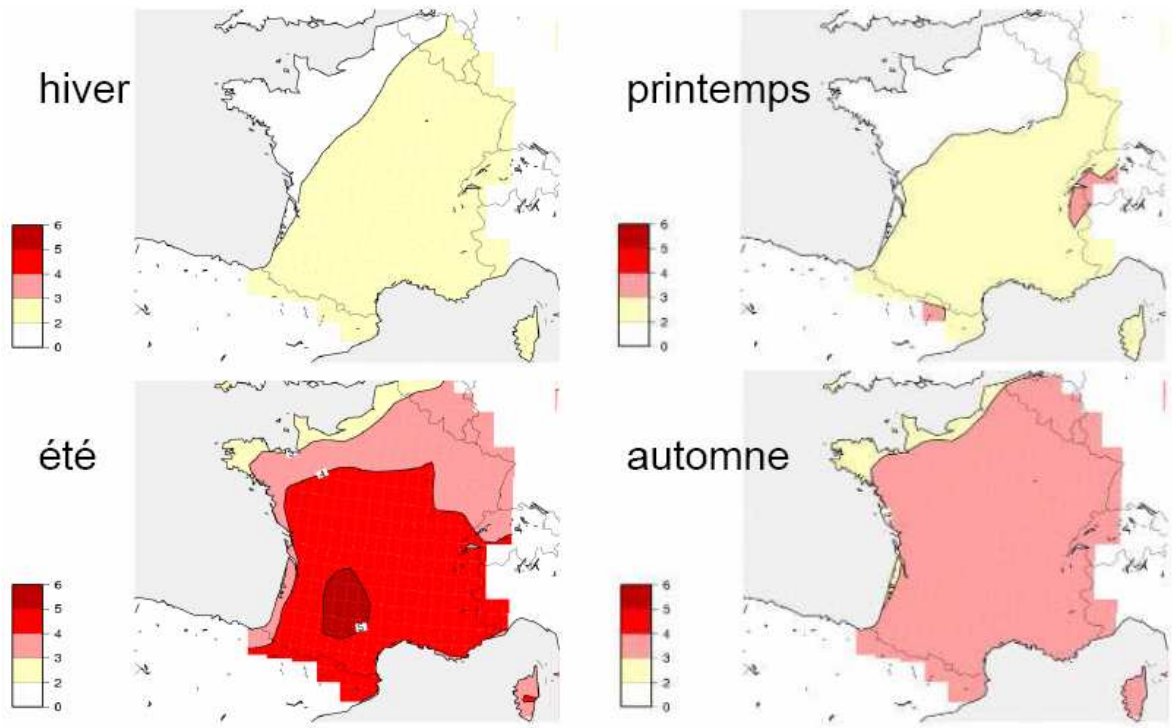


Figure 2 : Evolution des températures (°C) en Franc e selon le scénario A2 entre la période 2070-2099 et la période 1960-1989 (Dandin, 2006)

2.1.2.2 IMPACT SUR LES PRECIPITATIONS

En ce qui concerne les précipitations, l'interprétation des chroniques de données disponibles sur la seconde moitié du XXe s'avère plus délicate que pour les températures car la variabilité des précipitations est plus forte : les tendances dégagées sont donc statistiquement moins significatives. Une accentuation des contrastes saisonniers et une plus grande diversité régionale (Figure 3) peuvent toutefois être mises en évidence : ainsi, dans le nord du territoire français, les précipitations ont eu tendance à augmenter en hiver et à diminuer en été (Dandin, 2006, 2007).

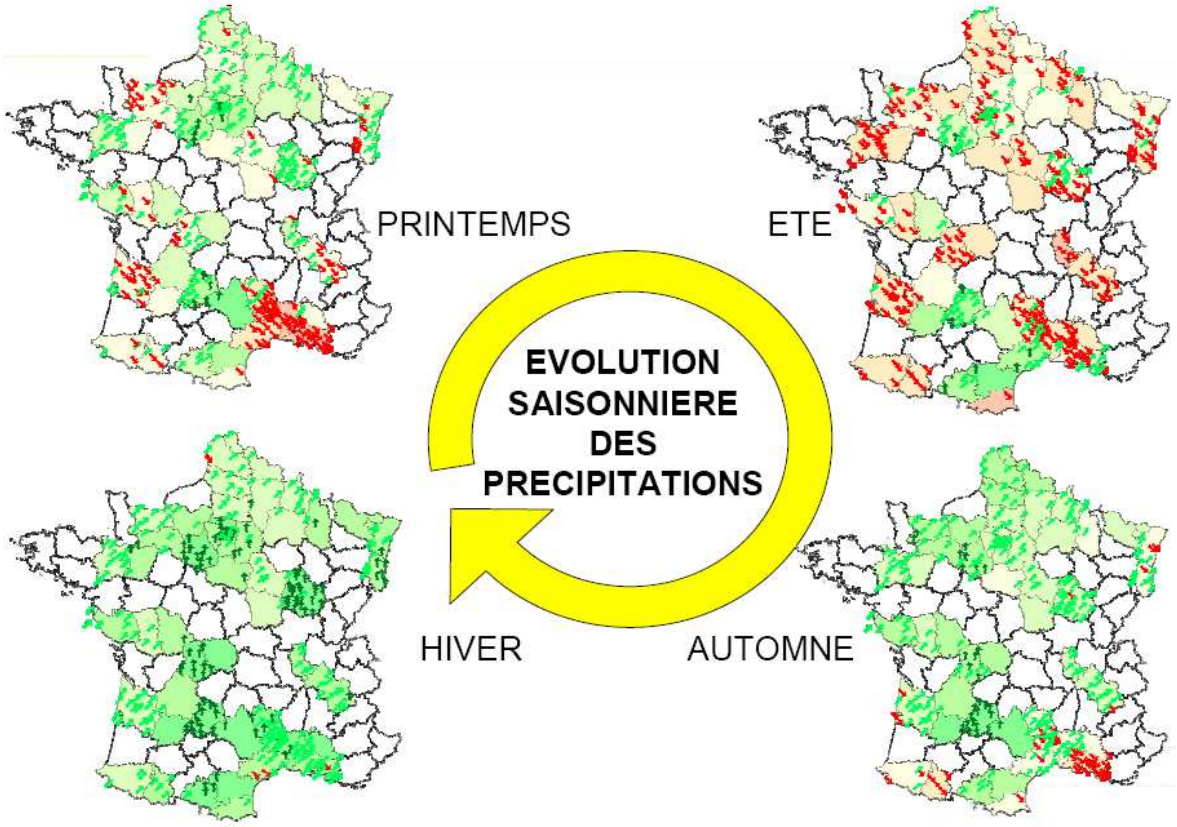
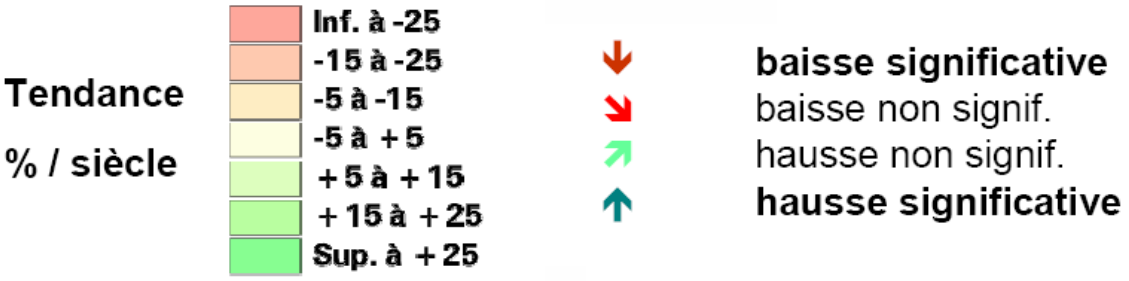


Figure 3 : Evolution du cumul annuel de précipitation en France au cours de la période 1901-2000 (Dandin, 2006)

<u>Légende</u> :



Globalement, l'évolution prévisible du régime des précipitations conduira à une amplification des manques et excès déjà existants (MIES, 2006) : les zones arides auront tendance à s'assécher, notamment le bassin méditerranéen, alors que les régions bien arrosées recevront plus d'eau via des pluies plus intenses. Dans le scénario CNRM, en cas de doublement du taux de CO_2 dans l'atmosphère au cours du XXIe siècle, les précipitations augmenteraient partout en France, en période hivernale, mais plus particulièrement sur la façade Ouest du pays ainsi qu'au niveau des massifs montagneux (MIES, 2000). En ce qui concerne les étés, ils devraient être globalement beaucoup plus chauds et plus secs en France (MIES, 2006).

L'ONERC (2009) note que le réchauffement moyen observé s'accompagne d'une augmentation des précipitations hivernales et automnales (entre +5 et +35%) et d'une baisse des précipitations estivales.

La Figure 4 montre la disparité des écarts attendus de précipitations entre la période actuelle (moyenne 1960-1989) et la fin du XXIe siècle (moyenne 2070-2099) selon le scénario climatique A2. Outre la tendance globale qui se dégage, d'une augmentation des précipitations hivernales et d'une accentuation des sécheresses estivales, il faut souligner les disparités tant régionales (contrastes Nord-Sud, impact des reliefs) que saisonnières.

En conclusion, la plupart des simulations prévoit une augmentation des précipitations en hiver. Ces hivers pluvieux seront consécutifs à une période estivale globalement plus sèche qu'actuellement. Les principales inconnues sont, pour notre thématique, la répartition et l'efficacité des pluies hivernales ainsi que la probabilité de survenue d'événements pluvieux exceptionnels.

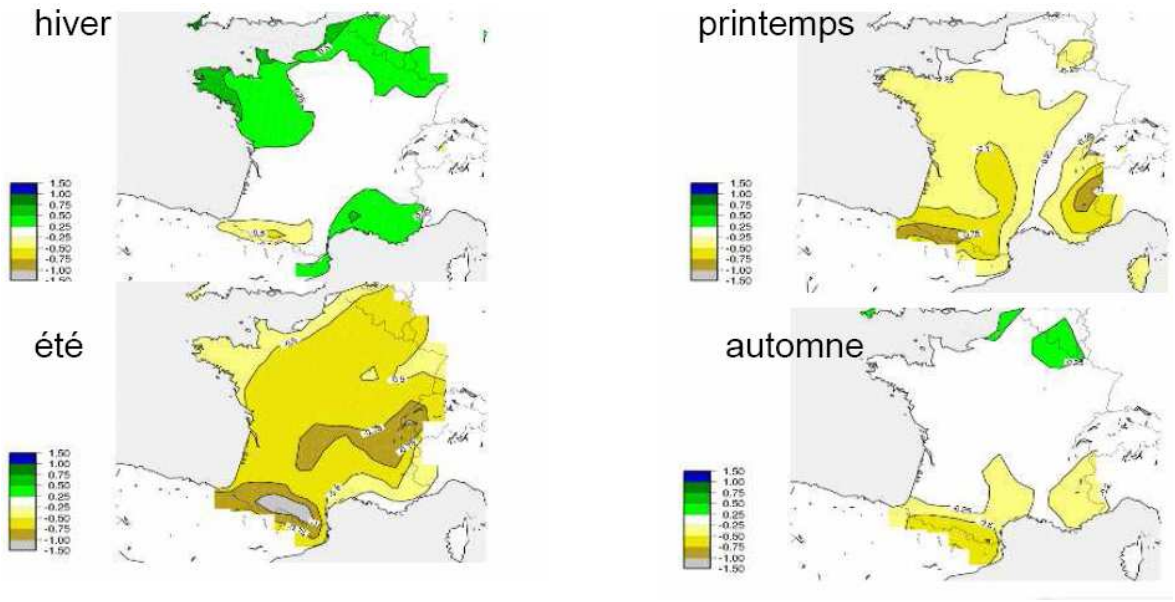


Figure 4 : Evolution des précipitations (mm/j) en France selon le scénario A2 entre la période 2070-2099 et la période 1960-1989 (Dandin, 2006)

2.2 LES CAVITES SOUTERRAINES EN FRANCE

2.2.1 NATURE ET LOCALISATION DES CAVITES

Le territoire français est parsemé d'innombrables cavités souterraines qui peuvent avoir diverses origines.

Cavités anthropiques

On parle de cavités « anthropiques » lorsqu'elles résultent de l'activité humaine. C'est notamment le cas des carrières et des mines qui se différencient par la nature du matériau extrait (les matériaux identifiés comme « concessibles[3] » au titre de l'article 1 du Code Minier faisant l'objet d'une exploitation par mine, les autres d'une exploitation par carrière).

Les cavités anthropiques ne se limitent toutefois pas aux opérations d'extraction des ressources du sous-sol à des fins industrielles (hydrocarbures, sel, métaux…),

[3] Sont notamment considérés comme concessibles les hydrocarbures solides, liquides et gazeux, les métaux ferreux et non ferreux, le sel et la potasse.

de construction (calcaire, gypse, ardoise, craie…) ou agricole (craie tendre pour l'amendement des sols).

Certaines cavités ont également été creusées à des fins de valorisation de l'espace souterrain (habitations, stockage de biens) ou d'abris pour les soldats ou les populations civiles. C'est notamment le cas des refuges, des sapes de guerre ou d'anciennes caves. Ces vides présentent souvent de plus faibles extensions que les mines et carrières et leur profondeur est généralement sensiblement moindre que pour ces dernières. Par contre, ce type de cavités est souvent très mal connu et donc mal (ou pas) localisé même si, dans certains secteurs notamment, leur densité peut s'avérer très élevée (sapes de guerre à proximité de l'emplacement des fronts de la première guerre mondiale par exemple).

La richesse du sous-sol français en termes de ressources minérales et les circonstances historiques font que la plupart des régions françaises sont concernées par la présence, en quantité variable, de cavités anthropiques. Certains secteurs de notre territoire sont toutefois particulièrement concernés par la problématique.

On notera ainsi, pour ce qui concerne ***les mines*** qui sont désormais presque toutes abandonnées sur le territoire métropolitain :

- les bassins ferrifères de Lorraine et de Normandie,
- les bassins houillers du Nord et du Pas-de-Calais, de Provence, de la Loire et de Lorraine,
- les bassins salifères de Lorraine, d'Alsace et des Landes,
- les nombreuses exploitations de métaux non ferreux situées dans, ou à proximité, du Massif central, des Alpes et des Pyrénées.

Pour ce qui concerne ***les carrières souterraines***, on notera que si de nombreuses d'entre elles sont désormais abandonnées d'autres, en nombre encore conséquent, demeurent actives. Parmi les bassins de risque les plus concernés, on citera :

- la région parisienne avec ses carrières de craie, de calcaire et de gypse,
- les carrières de craie du Nord et du Pas-de-Calais,
- les marnières[4] de Normandie et du plateau picard,
- les carrières de calcaire du Val de Loire et de Gironde,
- les carrières de pierre à ciment, de calcaire et de gypse de la région PACA.

Enfin, pour ce qui concerne ***les cavités refuges*** (habitats troglodytes, sapes de guerre), on retiendra, en particulier :

- les habitats troglodytes souvent très nombreux le long des vallées de la Loire, de la Seine ou de la Garonne,
- les sapes et tranchées de guerre particulièrement présentes dans les secteurs ayant abrité les lignes de front de la première guerre mondiale (Flandres, Somme, Champagne…),

[4] Dans les faits, les cavités traditionnellement appelées « marnières » correspondent à d'anciennes exploitations souterraines de craie tendre destinée à amender les sols ; cette opération, traditionnellement appelée « marnage », a forgé le terme de « marnière » alors que le matériau extrait est bien de la craie et non de la marne (qui, au sens géologique, est une argile carbonatée). Les marnières sont particulièrement nombreuses en Haute-Normandie et en Picardie.

- les souterrains refuges (boves, muches, grottes, creuttes...) situés dans le nord de la France et dont l'origine et l'utilisation seraient en partie liées à des périodes de changement climatique (« petit âge glaciaire » du Moyen Age).

Cavités naturelles

On parle de « cavités naturelles » pour décrire les vides qui se développent au sein du sous-sol, principalement sous l'effet du potentiel érosif des eaux souterraines (dissolution) sur les roches encaissantes. Les horizons géologiques les plus solubles sont donc le lieu privilégié de formation de cavités naturelles : il s'agit essentiellement des roches carbonatées (calcaire, dolomie, craie, grès à ciment calcaire) et des évaporites[5] (anhydrite, gypse, sel).

Pour ce qui concerne les roches carbonatées, les mécanismes de création de vides par dissolution sont regroupés sous le terme générique de karstification[6]. Dans ce type de roches, l'évolution des cavités se révèle généralement très lente à l'échelle humaine.

A l'inverse, des cavités qui se forment suite à des phénomènes de dissolution au sein de formations gypseuses (Toulemont, 1987) ou salifères sont, pour leur part, susceptibles d'évoluer plus rapidement. Ces types de roches diffèrent en effet en ce qui concerne leur cinétique d'évolution, en lien direct avec leur vitesse de dissolution.

L'évolution de ces différentes cavités est fortement liée au contexte climatique et notamment au régime local des précipitations (ainsi, dans une moindre mesure, qu'aux températures). L'évolution des cavités sera d'autant plus rapide et susceptible de déclencher l'apparition de désordres en surface que le secteur sera soumis à des événements pluvieux intenses conduisant à des évolutions soudaines du contexte hydrogéologique. Ce critère n'est toutefois pas indispensable puisque des cavités karstiques de grande taille, existent dans des secteurs soumis à de faibles précipitations : le phénomène de karstification résulte dans ce cas de circulations d'eaux souterraines dont les zones d'infiltration peuvent être situées à de grandes distances (zones montagneuses) des secteurs où se développe la dissolution. Il existe également des cas où les cavités ont été créées dans des contextes hydroclimatiques antérieurs plus favorables que les conditions actuelles (paléo-karstification).

.

Hormis les réseaux répertoriés et cartographiés par les spéléologues, les cavités d'origine naturelle sont généralement moins bien connues que les cavités d'origine anthropique. En effet, autant que leur genèse et leur développement, leur localisation demeure souvent incertaine du fait du peu de données disponibles. Leur probabilité d'existence dépend toutefois étroitement de la nature des formations géologiques présentes dans le sous-sol.

Ainsi, la présence de matériaux potentiellement solubles (sel ou gypse et à un degré moindre craie et calcaire) proches de la surface et l'existence concomitante de circulations d'eaux souterraines au sein de ces horizons doivent inciter à la

[5] roches très solubles résultant de l'évaporation d'un lac ou d'une mer

[6] du fait qu'ils ont été étudiés en premier, au XIXe siècle, dans la province slovène du Karst

plus grande précaution vis-à-vis de l'existence possible de cavités naturelles sous-minant les terrains de surface.

A titre d'exemple, on citera quelques secteurs français particulièrement sensibles à la présence ***de cavités naturelles*** :

- les zones de dissolution de gypse (bassin Parisien, Var, Alpes Maritimes,…),
- les secteurs karstiques calcaires (Jura, Quercy, Causses, Provence, Languedoc, Préalpes, Pyrénées, Cévennes,…) et crayeux (Bassin parisien).

2.2.2 NATURE DES INSTABILITES ATTENDUES EN FONCTION DES CARACTERISTIQUES DES CAVITES

Chaque cavité est unique et caractérisée par un environnement qui lui est propre. Il est donc délicat d'établir des classifications très précises et systématiques. Dans une approche simplificatrice, on peut toutefois considérer que les cavités d'origine minière ont souvent donné lieu à des excavations souterraines plus volumineuses et plus profondes que les carrières, elles-mêmes souvent plus étendues et profondes que les souterrains-refuges.

Les cavités de dissolution d'origine naturelle sont encore plus difficiles à classifier. Elles peuvent en effet avoir donné lieu à des cavités gigantesques et profondes (certains gouffres ou grottes des régions calcaires) ou se caractériser par des conduits de faibles dimensions, plus ou moins proches de la surface (les « bétoires » de la craie normande par exemple).

Cavités anthropiques

Pour ce qui concerne les cavités anthropiques, plusieurs paramètres d'exploitation et environnementaux permettent de caractériser la nature et le comportement prévisible des vides souterrains.

On prêtera ainsi une attention toute particulière à la méthode d'exploitation, en veillant à différencier les techniques ayant permis la persistance de vides résiduels potentiellement importants (chambres et piliers abandonnés, chambres vides…) des techniques ayant induit le traitement systématique des cavités (remblayage, foudroyage) durant la phase d'exploitation. L'immense majorité des carrières et des refuges appartiennent à la première catégorie alors que de nombreuses exploitations minières (mines de charbon et métalliques notamment) ont été exploitées par des méthodes dites « totales » qui génèrent des phénomènes d'affaissement en phase d'exploitation mais nettement moins de problèmes en terme d'impact sur les terrains de surface après leur abandon. On gardera toutefois en mémoire que de nombreuses exploitations minières (ou tout au moins certains secteurs d'exploitation) ont également permis la persistance de vides résiduels en souterrain.

Dès lors qu'il existe de tels vides résiduels, leur dimension va jouer un rôle fondamental sur le devenir des ouvrages souterrains. Dans ce domaine, la variabilité est très grande. Si de nombreuses exploitations ou refuges se limitent à des galeries dont la section n'excède pas quelques m² (hauteur d'homme, largeur suffisante pour évacuer le minerai –Photo 1a), certaines cavités présentent, à l'inverse, des dimensions considérables pouvant aisément dépasser la centaine de m² (Photo 1b). Parmi les cavités les plus spectaculaires, on citera les chambres vides de nombreuses ardoisières (région d'Angers notamment), de nombreuses

carrières de gypse dans la région parisienne, quelques carrières de calcaire du Sud-Ouest mais également les cavités artificielles de dissolution exploitées au sein des régions salifères (Lorraine, Jura, Sud-Ouest…).

Photo 1 : Variabilité du volume de vides résiduels.
A gauche (a) ancienne carrière de craie (Nord).
A droite (b) ancienne carrière de gypse dans l'Est Parisien (source IGC).

La volumétrie des vides résiduels dépend aussi de l'existence de niveaux superposés. Dans certaines configurations (carrières de la région parisienne, bassin ferrifère lorrain…), l'exploitation des ressources minérales a en effet donné lieu à la constitution d'un véritable « gruyère », avec des excavations qui se superposent sur plusieurs niveaux (Photo 2).

Photo 2 : Exemple de cavités se développant sur plusieurs niveaux superposés (carrière de gypse, Bouches du Rhône)

Outre le volume des vides à proprement parler, les autres caractéristiques géométriques des ouvrages jouent également un rôle important sur le comportement des terrains. On s'attardera ainsi sur la dimension des piliers (lorsqu'il en existe) et la portée des galeries, sur l'épaisseur des intercalaire rocheux qui séparent d'éventuels niveaux superposés ainsi que sur la précision de superposition des piliers au sein de ces mêmes couches (l'existence de piliers mal superposés augmentant la sensibilité d'un ouvrage à la ruine).

L'environnement géologique de l'exploitation joue par ailleurs un rôle majeur sur le développement possible d'impacts sur les terrains de surface. Ainsi, toutes choses égales par ailleurs, plus les cavités sont situées à faible profondeur, plus le risque de voir se développer des instabilités en surface est important. Dans le même ordre d'idée, pour ce qui concerne la nature des terrains de recouvrement, l'existence de bancs rocheux épais et résistants limitera les risques de propagation des instabilités souterraines jusqu'en surface. **Dans tous les cas, la sensibilité des terrains encaissants à l'eau peut également influer sur le devenir à long terme des ouvrages souterrains.**

Enfin, les massifs rocheux étant soumis à des effets de « vieillissement », l'âge des cavités doit, dans certaines configurations, être considéré avec la plus grande attention.

Ces quelques principes sont évidemment très simplificateurs. Dans les faits, une expertise pointue est requise pour se prononcer sur le comportement de cavités souterraines dans le long terme. Cette expertise requiert notamment une solide connaissance des différents types d'instabilités potentiellement à craindre

(affaissement, fontis, effondrement en masse – Photo 3) et, pour chacun d'eux, des différents mécanismes susceptibles de favoriser leur déclenchement. Pour de plus amples détails, le lecteur se reportera aux différents guides élaborés par l'INERIS (guide PPRM, guide PPRN cavités) ou le CETE Normandie (guide Marnières).

Photo 3 : Quelques vues d'effondrements localisés et de ruptures en masse à l'aplomb d'anciennes cavités anthropiques.

Cavités naturelles

Pour ce qui concerne, en France, les cavités karstiques à cinétique d'évolution lente (milieu carbonaté principalement), la plupart des désordres se limite à des effondrements localisés de taille modeste (Figure 5). C'est ainsi le cas de l'ouverture « d'avens » (orifices d'accès direct à un réseau karstique souterrain) ou à l'évolution paroxysmale de « dolines[7] » (dépressions créées en surface au droit d'un karst souterrain).

Il est possible d'estimer la vitesse de dissolution karstique sur la base des paramètres climatiques actuels, notamment en ce qui concerne les massifs

[7] également appelées « bétoires » dans les formations crayeuses de Normandie et de Picardie.

calcaires (Gombert, 1988, 1995, 1997). Pour la France, les volumes de calcaire dissous et exporté par unité de surface d'un bassin versant s'échelonnent de 9 à 37 $m^3/km^2/an$, du climat méditerranéen au climat océanique, avec un maximum de l'ordre de 70 à 100 $m^3/km^2/an$ dans les régions montagneuses particulièrement arrosées.

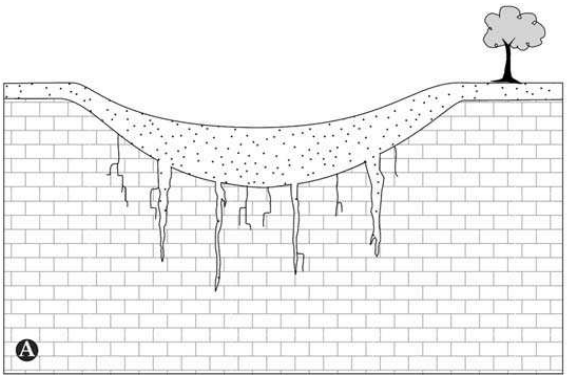


Schéma d'une doline de dissolution

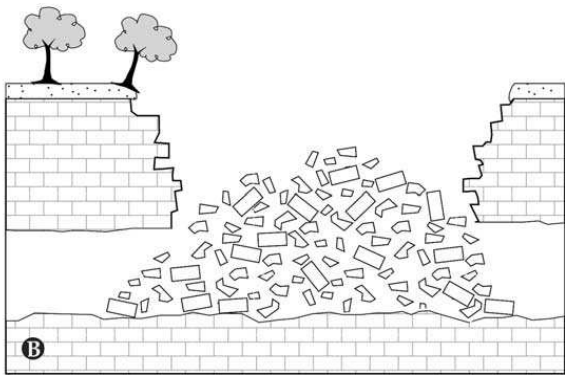


Schéma d'une doline d'effondrement

Exemple de doline de dissolution (76)

Exemple de doline d'effondrement (76)

*Figure 5 : Les différents types de dolines (*d'après *Salvati et Sasowsky, 2002)*

La bibliographie concernant le développement d'effondrements massifs brutaux ayant eu lieu au droit de karsts en milieu carbonaté est très pauvre (Tharp, 1999 ; Salvati et Sasowsky ; 2002, Goodings, 2002). L'évolution de tels systèmes étant très lente, les indices karstiques présents en surface (lapiez, dolines, poljés) ont souvent conduit les aménageurs à éviter les principales zones à risque, hormis dans les zones très urbanisées (région parisienne par exemple). De fait, de par leur taille et leur localisation, de tels effondrements engendrent souvent assez peu de dégâts matériels ou de pertes humaines (Toulemont, 1981).

Les karsts à cinétique d'évolution rapide, liés aux horizons évaporitiques, sont pour leur part, plus sensibles au développement d'instabilités en surface. Sous nos latitudes, étant donné la pluviométrie et le potentiel de dissolution qui en découle, les formations salifères de sub-surface ont généralement disparu sous l'effet de la dissolution. C'est donc principalement au sein des formations gypseuses, que des cavités de dissolution sont susceptibles de se développer sur le territoire français.

La mise en contact d'eau sous-saturée en sulfates avec des niveaux géologiques contenant une proportion importante de gypse peut en effet dissoudre les horizons

gypseux et engendrer, relativement rapidement, la création de vides parfois importants en surface.

Pour ce qui concerne la France, on citera l'exemple de la cavité karstique découverte, en 1975, sous la gare du Nord à Paris à l'occasion d'une campagne de reconnaissance géologique préalable à la réfection de la gare. Les dimensions de la poche karstique résultant de l'infiltration d'eau dans le gypse étaient voisine de 60 m de diamètre sur près de 80 m de hauteur, soit un volume sensiblement comparable à celui de l'Arc de Triomphe (Photo 4). Fort heureusement, cette cavité fut découverte puis comblée à l'aide de coulis d'injection avant que son évolution n'ait conduit à un effondrement des terrains de surface.

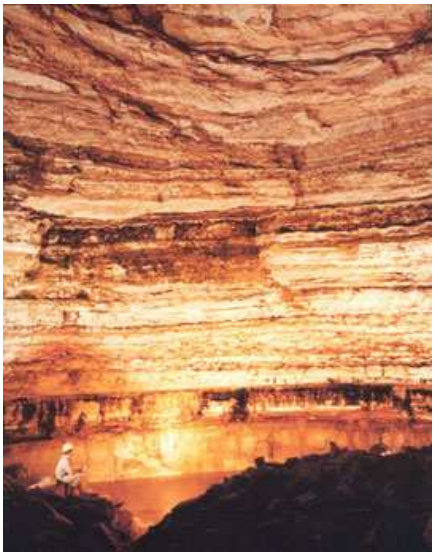


Photo 4 : Vue de la cavité karstique découverte en 1975 sous la gare du Nord.

A l'étranger, parmi de très nombreux exemples, on citera celui de la Turquie où, entre les villes de Bismile et Batman, à l'est du pays, d'importantes manifestations karstiques ayant pour origine la dissolution d'horizons gypseux de subsurface ont été étudiées par Dogan (2005). Les déformations topographiques présentes en surface peuvent y atteindre des dimensions importantes.

Photo 5 : Doline à l'est de la Turquie dans les terrains surmontant les horizons gypseux en cours de dissolution (Dogan, 2005).

3. IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES EAUX SOUTERRAINES

3.1 IMPACT SUR LE CYCLE DE L'EAU

La température de l'air et des océans est le premier paramètre qui, soumis à l'impact du changement climatique, va influer sur le cycle de l'eau en modifiant les conditions d'alimentation du réservoir atmosphérique (taux d'évaporation, degré d'humidité de l'air). Ces modifications vont, dans un second temps, impacter la pluviométrie, avec, pour conséquence, des modifications spatiales et temporelles des régimes de précipitations qui caractérisent aujourd'hui notre territoire.

Une fois précipitée au sol, l'eau est soumise au phénomène d'évapo-transpiration, qui, lui-aussi, sera impacté par les modifications climatiques prévisibles (notamment la température de l'air).

Les précipitations efficaces, dont dépendent grandement les eaux continentales (nappes et cours d'eau), seront donc affectées par le changement climatique :

- au-dessus des océans, en ce qui concerne le volume et la fréquence du flux d'air saturé d'eau, générateur de précipitations ;
- au-dessus des continents par le biais de la reprise évapo-transpiratoire.

Par ailleurs, le régime des eaux continentales dépend de la répartition des précipitations efficaces en ruissellement de surface et en infiltration profonde. Or, certains des paramètres qui régissent cette répartition (comme le coefficient de ruissellement des sols) sont indirectement sensibles aux conditions climatiques par le biais de la nature et de l'importance de la couverture végétale ou du type d'occupation des sols (notamment sur le plan agricole).

Les travaux compilés par l'IPCC (Houghton et al., 2001) indiquent que le changement le plus probable en Europe est une intensification des contrastes hydrologiques, avec des risques accrus d'inondations en hiver et de sécheresses en été. Cependant, dans le cas particulier du bassin de la Seine, le projet GICC-Seine (2005), s'il montre bien une diminution des débits d'étiages, est en revanche moins affirmatif sur l'évolution des débits de crue.

L'étude des effets possibles du changement climatique sur l'écoulement des eaux continentales repose sur la modélisation du comportement des bassins versants pris comme entités hydrologiques de référence (MIES, 2000). Du fait de l'échelle spatiale considérée, cela nécessite des scénarios climatologiques précis, notamment pour ce qui concerne la répartition saisonnière des précipitations. La difficulté majeure résulte dans le fait que les simulations effectuées à l'échelle globale (nationale voire internationale) ne sont pas automatiquement transférables à l'échelle régionale, certaines spécificités importantes n'étant pas prises en compte à grande échelle..

Dans le même ordre d'idées, les conclusions obtenues sur un bassin versant ne peuvent pas être directement extrapolées à un autre bassin du fait des différences de caractéristiques des bassins, qu'elles soient d'origine climatique (climat méditerranéen, montagnard, océanique, continental), morphologique (pente, longueur, forme), géo-pédologique (roche affleurante, type de sol), écologique (importance et nature de la couverture végétale) ou en lien avec l'occupation humaine des sols (urbanisation, agriculture, zones industrielles).

Les études conduites depuis 2001 sur quelques grands bassins versants français (Rhône, Seine et Adour-Garonne) confirment que l'estimation de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau à l'échéance de la deuxième partie du XXIe siècle est une démarche très complexe. En effet, les régimes hydrologiques sont le résultat non seulement d'un « filtrage » naturel du climat par le milieu récepteur, mais également de l'artificialisation généralisée des transferts de flux hydriques par les nombreux aménagements hydrauliques ou agricoles.

Ainsi, dans le bassin de la Loire, Safège-Biotope (2008) constate que les scénarios climatiques aux échelles locales donnent encore peu de satisfaction. De même, dans le bassin du Rhône, le projet GICC-RHONE (2005) fait remarquer que la source majeure d'incertitude provient des scénarios climatiques de grande échelle.

La principale difficulté est de passer du modèle climatique global avec des mailles de 50 à 250 km à un modèle météorologique régional avec des mailles de 10 km : il existe pour cela des méthodes dites « de désagrégation » qui génèrent inévitablement de hauts niveaux d'incertitudes (Boé, 2007).

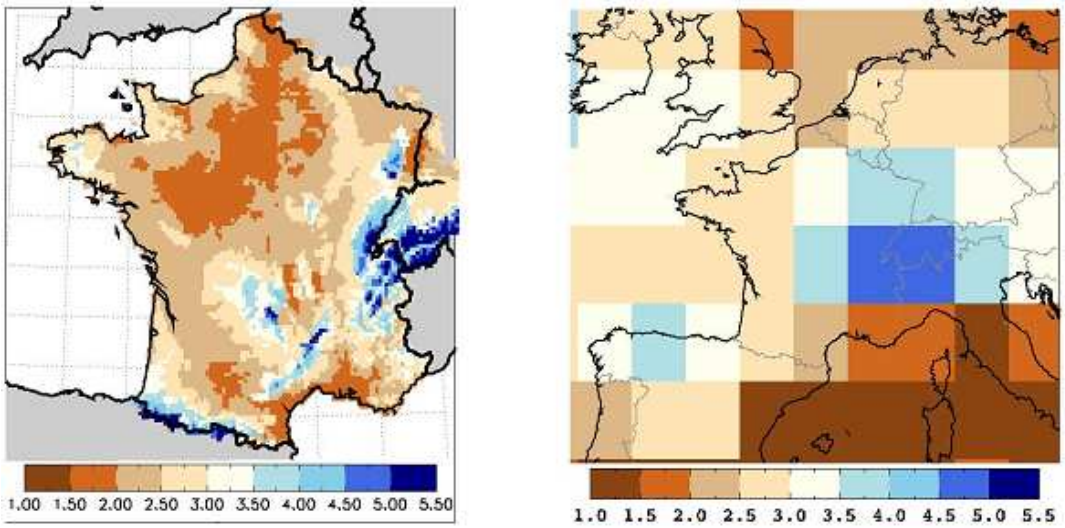


Figure 6 : Exemple de simulation de précipitations en mm/jour d'après un modèle météorologique (à gauche) et selon un modèle climatique (à droite)

L'impact du changement climatique sur le bilan hydrologique des grands bassins versants est notamment compliqué par le fait qu'ils recoupent plusieurs zones climatiques et géographiques dont les évolutions présumées ne sont pas forcément homogènes.

Dans ce contexte, il n'est pas aisé de prévoir comment réagiront les cours d'eau dont les bassins versants sont à cheval sur le Nord et le Sud de la France (Loire, Rhône), ceux qui sont soumis à des influences à la fois méditerranéennes et montagnardes (Rhône, Durance, Ardèche, Gard, Var, Aude), ceux qui possèdent une partie significative de haute montagne (Rhône, Adour, Garonne) ou encore ceux qui drainent une grande nappe souterraine (Seine, Somme).

Enfin, si la plupart des scénarios climatiques prévoit de manière générale une augmentation des pluies en hiver, on est en droit de s'interroger sur le fait que cette augmentation concerne l'intensité des précipitations, leur fréquence ou leur durée. Il ne semble pas possible d'obtenir un tel degré de précision à l'heure actuelle, bien que, l'importance de l'évapotranspiration ou que la répartition des pluies efficaces entre le ruissellement et l'infiltration diffère sensiblement selon les cas.

3.2 IMPACT SUR LES VARIATIONS DU NIVEAU DES NAPPES SOUTERRAINES

3.2.1 IMPACT GLOBAL ATTENDU

Le rapport du GIEC (2008) sur le changement climatique et l'eau aborde sommairement le cas des eaux souterraines. Il constate ainsi que le niveau de nombreux aquifères dans le monde tend à diminuer ces dernières années mais que cela est souvent lié à leur surexploitation ainsi qu'aux prélèvements dans les cours d'eau qui leur sont associés.

Le rapport GIEC mentionne également que, du fait du manque de données et de la forte inertie des aquifères, aucune modification sensible de la recharge des nappes liée au climat n'a encore été observée. Cependant, le GIEC insiste sur le fait que très peu de recherches ont été menées sur l'incidence du changement climatique sur les eaux souterraines.

Le modèle hydrologique mondial « WGHM[8] » a été calé sur 4 scénarios de changements climatiques eux-mêmes basés sur les scénarios A2 et B2 du SRES[9] (voir en annexe). Il apparaît que l'alimentation des nappes souterraines dans les années 2050 diminuerait essentiellement au nord-est du Brésil, au sud-ouest de l'Afrique et au sud du bassin méditerranéen (Figure 7). Dans de nombreux aquifères, il est prévu que la période d'alimentation printanière soit décalée vers l'hiver et qu'il n'y ait (presque) plus d'alimentation en été.

L'Europe ne semble pas touchée par cette baisse et conserverait ainsi des valeurs d'alimentation des nappes identiques voire légèrement supérieures mais la résolution du modèle n'est pas assez fine à cette échelle. A l'échelle du continent, le changement climatique devrait amplifier le ruissellement en Europe occidentale (atlantique) et septentrionale alors que l'alimentation des nappes souterraines pourrait diminuer en Europe centrale et orientale (Eitzinger et al., 2003 in : GIEC, 2008).

Selon Good et al. (2006), la durée de la période de sécheresse estivale pourrait augmenter de 50%, surtout en France et dans le centre de l'Europe, tandis qu'en hiver, le risque de crue liée à des précipitations très excédentaires augmenterait.

[8] WaterGAP Global Hydrology Model

[9] Special Report on Emissions Scenarios

Cependant, les rares études menées en Europe sur l'incidence du changement climatique sur les nappes montrent des résultats spécifiques suivant les régions et les modèles pris en compte. Ainsi, l'étude d'un aquifère crayeux en Belgique par Brouyere et al. (2004) indique une diminution progressive du niveau de la nappe du fait de l'impact pluri-annuel du changement climatique sur les eaux souterraines plutôt que d'un impact saisonnier.

Au final, le rapport du GIEC (2008) conclut que les eaux souterraines, comparées aux eaux de surface, ne se sont pas vu accorder suffisamment d'importance jusqu'à présent.

A l'instar de tous les autres compartiments du cycle de l'eau, les aquifères seront en effet également touchés par le changement climatique attendu mais la bibliographie réalisée dans le cadre de cette étude met en évidence une importante lacune de connaissances dans ce domaine.

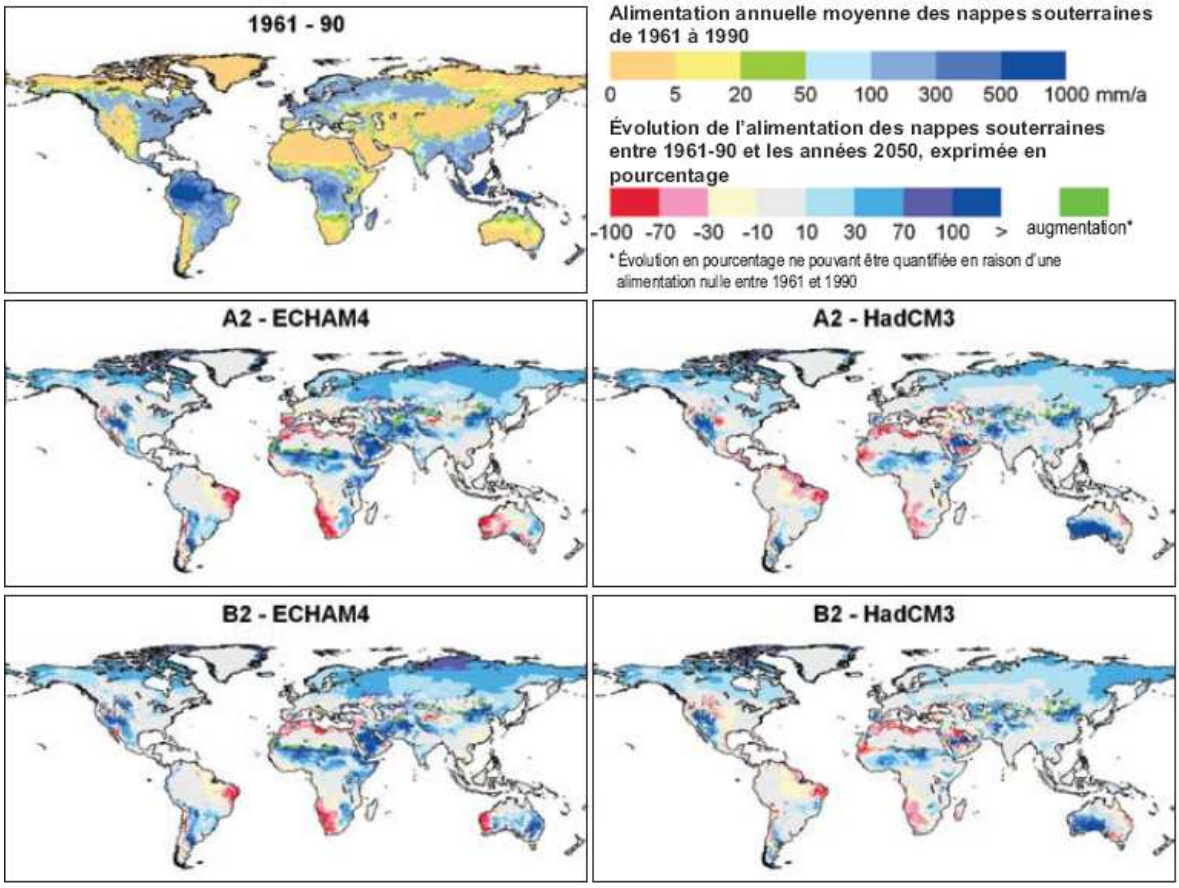


Figure 7 : Incidence simulée du changement climatique sur l'alimentation des nappes souterraines à long terme (Döll et Flörke, 2005 in : GIEC, 2008).

<u>Légende</u> : Variations exprimées en pourcentage de l'alimentation moyenne des nappes souterraines sur 30 ans, depuis la période actuelle (1961-1990) jusqu'aux années 2050 (2041-2070), calculées par le modèle hydrologique mondial WGHM à partir de quatre scénarios de changement climatique différents (sur la base des modèles climatiques ECHAM4 et HadCM3, ainsi que des scénarios d'émissions A2 et B2 du SRES).

3.2.2 SENSIBILITE DES NAPPES AUX CONDITIONS CLIMATIQUES

Les eaux souterraines représentent près de 20% des ressources en eau exploitées en France et environ 45% si l'on ne prend pas en compte celles destinées à la production d'énergie électrique (Tableau 1). Dans certaines régions du monde, notamment sous les tropiques, les eaux souterraines sont même la seule source d'eau utilisée par l'homme. Toutefois, Godefroy et al. (2001) soulignent qu'il n'existe que très peu de travaux de recherche sur les effets potentiels du changement climatique sur les eaux souterraines, ce que confirment les récents travaux du GIEC.

Tableau 1 : Origine des ressources en eau prélevées en France en 2004 (IFEN)

En millions de m^3 et %

	Eau potable		Industrie		Irrigation		Énergie		Tous usages	
Eaux superficielles	2 275	38%	1 903	58 %	3 886	75%	19 225	~100 %	27 289	81%
Eaux souterraines	3 743	62%	1 383	42%	1 262	25%	37	~0%	6 425	19%
Total	6 018	100%	3 286	100%	5 148	100%	19 262	100%	33 715	100%

Les nappes souterraines du territoire français, ne sont pas soumises aux variations climatiques de manière homogène. Si certaines d'entre elles sont particulièrement sensibles aux évolutions, d'autres sont nettement plus résistantes. Les nappes phréatiques seront sans nul doute les plus sensibles car elles constituent les premières nappes libres rencontrées dans le sous-sol. Les fluctuations de leur niveau piézométrique sont directement liées aux quantités d'eau infiltrée. La reprise évapotranspiratoire et la pression anthropique joueront également un rôle essentiel sur leur régime.

Parmi les nappes potentiellement sensibles, on distingue :

- les nappes libres, étendues et à forte capacité de stockage que l'on trouve généralement au sein des aquifères poreux situés sous des plaines et des plateaux comme la craie du Bassin Parisien, les calcaires de la Beauce (Ducharne et al., 2009) ou de la Brie ; elles jouent un rôle régulateur important du débit des cours d'eau notamment en étiage ;
- les nappes libres de faible étendue et de faible capacité, principalement hébergées dans les aquifères fissurés du socle (granite, schistes) et des roches volcaniques (Massif Central) ;
- les nappes karstiques à fort taux de renouvellement du fait d'une circulation rapide et d'une capacité de stockage modérée (Jura, Causses, Quercy, pourtour méditerranéen). Les terrains karstiques possèdent généralement des taux très élevés d'infiltration des précipitations, jusqu'à 40% en région méditerranéenne (Drogue 1971) à cause de l'absence de recouvrement pédologique significatif (voir Figure, page 2) ;
- les nappes alluviales, localisées en fond de vallée, en relation étroite avec les cours d'eau que, selon les cas, elles alimentent (en certains endroits ou à certaines périodes) ou drainent (notamment en hautes eaux).

A l'inverse, les nappes captives, isolées de la surface sur l'essentiel de leur superficie, se caractérisent par un régime plus stable. Elles sont soumises à une infiltration pluriannuelle voire pluriséculaire pour les plus profondes. De ce fait,

elles interagissent beaucoup plus faiblement avec la surface (Albien du Bassin Parisien, Tertiaire d'Aquitaine, Astien du Languedoc-Roussillon, etc.).

Globalement, Rivera et al. (2003) notent que l'impact de la variabilité du climat est difficile à observer sur les eaux souterraines profondes du fait de leur « effet tampon », plus marqué par rapport aux eaux de surface : cet effet se caractérise par une amplitude plus faible de la réponse et par un retard dans la répercussion des fluctuations (forte inertie). Il crée un filtrage et/ou une déformation du signal climatique qui permet aux aquifères :

- de mieux absorber les variations à court terme par rapport aux eaux superficielles et de réduire leur impact (lissage) ;
- d'amplifier préférentiellement les variations à long terme (pluriannuelles), surtout lorsqu'elles sont en phase avec la périodicité de leur recharge.

Note : on citera, pour mémoire, le cas des nappes littorales dont la salinité est extrêmement sensible à l'altitude du niveau de la mer lorsqu'elles sont libres (BRGM, 1996) : une faible augmentation du niveau moyen de la mer suffit à faire progresser significativement le biseau salé vers l'intérieur des terres. Cependant, dans le contexte qui nous intéresse, ces aquifères ne seront pas traités car ils ne renferment généralement pas de cavités souterraines (à l'exception de certains karsts des Corbières ou des Calanques).

3.2.3 IMPACTS PREVISIBLES SUR LE REGIME DES EAUX SOUTERRAINES

3.2.3.1 IMPACT DIRECT D'ORIGINE NATURELLE

Synthétiser l'état des connaissances sur l'impact prévisible du changement climatique sur le niveau des nappes souterraines n'est pas chose aisée. Outre le fait que la bibliographie n'est pas très fournie, certaines références ont parfois fourni des résultats contradictoires.

Ainsi, si la 2e conférence internationale sur le climat et l'eau, tenue en 1998, concluait à une montée prévisible du niveau des eaux souterraines en réponse au changement climatique, dès l'année suivante, Bouraoui et al. (1999), prenant en compte un modèle simplifié de changement climatique (doublement de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère) prévoyaient, pour leur part, une baisse programmée du niveau des nappes souterraines.

La complexité de la problématique a contribué pour bonne partie au nombre limité de publications de référence sur le sujet. Ainsi, au cours de la 3e conférence internationale sur le climat et l'eau, tenue en 2007, seule une présentation sur 76 a traité de la problématique des eaux souterraines à travers une étude de cas très spécifique, en République Tchèque, concernant une nappe profonde et semi-captive (Novický et al., 2007).

Progressivement toutefois, avec l'affinage des modèles prédictifs, il semble se développer un début de convergence des avis d'experts pour ce qui concerne les nappes soumises à un régime climatique tempéré du type de celui qui intéresse le territoire métropolitain français. Selon cette orientation, **on assisterait à une amplification du phénomène de battement des nappes souterraines** du fait de la conjugaison entre l'augmentation des précipitations durant la période hivernale (recharge plus importante) et leur diminution durant les périodes estivales (appauvrissement de la ressource).

Cette tendance générale mérite évidemment d'être considérée avec la plus grande précaution. Il résulte en effet de la double variabilité régionale du

comportement des nappes et de la réponse climatique, que les nappes du Sud de la France, sous l'influence d'un climat méditerranéen, peuvent réagir différemment des nappes situées au nord de la Loire sous climat océanique. Par ailleurs, l'impact du comportement pédologique sur le fonctionnement des nappes n'est pas encore parfaitement maîtrisé. Ainsi, Nastev et al. (2002) précisent qu'une augmentation de la fréquence des précipitations extrêmes ne se traduirait pas automatiquement par une augmentation de la recharge des nappes : de telles précipitation sont plutôt de nature à augmenter l'effet de ruissellement superficiel avec, pour conséquences possibles, la recrudescence de crues catastrophiques.

Un autre thème de recherche concerne l'impact du changement climatique sur le phénomène d'évapotranspiration directement en lien avec le fonctionnement des nappes. Là encore, les résultats prêtent à discussion. L'élévation globale de la température devrait contribuer à augmenter l'évapotranspiration potentielle, ce qui pourrait réduire la période d'efficience des pluies et accentuer les reprises évapo-transpiratoires du sol et des nappes les moins profondes. Dans le même ordre d'idée, Eckhardt & Ubricht (2003) mettent en évidence une augmentation prévisible de la surface foliaire et donc une augmentation de la part d'eau de pluie interceptée par les plantes. A l'inverse, l'augmentation de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère pourrait conduire à une baisse de la conductance stomatique[10], qui aurait l'effet inverse du phénomène précédent (diminution de la transpiration).

3.2.3.2 IMPACT INDIRECT D'ORIGINE ANTHROPIQUE

Les nappes souterraines sont aujourd'hui fortement sollicitées par les activités humaines. En France, 62% de l'eau utilisée pour l'alimentation en eau potable provient des nappes et jusqu'à 100% dans certaines grandes régions karstiques (Causses du Quercy, Grands Causses, pourtour méditerranéen, Beauce, craie du bassin de Paris).

L'industrie et l'agriculture, grandes consommatrices d'eau, tirent respectivement 25 à 42% de leurs besoins des eaux souterraines. En période estivale, ces chiffres sont très importants dans les régions de maïsiculture[11] intensive comme en Charente où l'irrigation consomme à elle seule 95% des prélèvements d'eau (Bry & Hoflack, 2004). Ainsi, le débit minimal de la Charente à partir duquel s'applique l'interdiction de prélever dans les eaux superficielles est de 12 m^3/s : or, d'après ces auteurs, « il n'est pas rare de descendre l'été à des valeurs de l'ordre de 3 à 7 m^3/s (5,5 m^3/s en août 2003, par exemple), et les étiages ont tendance à se prolonger durant l'automne ».

Dans ce contexte, l'amplification probable des sécheresses estivales en réponse au changement climatique devrait augmenter, sauf modification significatives des pratiques agricoles, les besoins en eau d'origine souterraine, notamment dans les régions d'irrigation intensive comme le Bassin Parisien, l'Ouest et le Sud-Ouest (MIES, 2000). Il faut donc s'attendre à une croissance des prélèvements d'eau dans certaines nappes souterraines, notamment durant le printemps et l'été (Boé, 2007 ; Ducharne et al., 2009).

A titre d'exemple, l'une des plus longues chroniques piézométriques disponibles (plus de 125 ans) est celle du piézomètre de Toury (Eure-et-Loir), implanté dans l'aquifère libre des calcaires de Beauce (Comité de bassin Loire-Bretagne, 2004).

[10] facilité que possède l'eau de traverser la feuille.

[11] sous nos latitudes, le maïs est en pleine période de croissance en été et a donc besoin de beaucoup d'eau, contrairement – par exemple – au blé qui arrive à maturité et est aussitôt récolté.

Cette chronique révèle 8 épisodes de sécheresse, soit un temps de retour de 15 ans en moyenne (Figure 8). Le cycle piézométrique de la nappe de Beauce apparaît essentiellement rythmé par le cycle climatique avec, certaines années, une accentuation par les prélèvements humains.

Au début des années 1960 le développement de l'irrigation a conduit à l'implantation de très nombreux forages d'eau, induisant progressivement la « surexploitation » de la nappe[12]. Ce phénomène, qui s'est accentué lors de la forte sécheresse de 1976 puis dans les années qui ont suivi (de 1980 à 1990), a limité l'ampleur de la recharge de la nappe et a modifié son rythme en la morcelant en petits cycles dont la périodicité est tombée à environ 5 ans.

Figure 8 : Chronique piézométrique de la nappe de la Beauce à Toury (28) de 1872 à 2004 (Comité de bassin Loire-Bretagne, 2004)

Ainsi, dans le bassin Seine-Normandie, le déficit d'alimentation annuel attendu de la masse d'eau « Beauce » à la fin du XXIe siècle est de l'ordre de 220 Mm^3 (Ducharne et al., 2009). Ce déficit est très proche des valeurs de prélèvement pour irrigation actuellement autorisées par arrêté préfectoral pour l'ensemble de la nappe de Beauce (soit 236 Mm^3 en 2008). Cette diminution de la recharge due au double impact du changement climatique et de l'augmentation de l'irrigation entraînera une baisse sensible des niveaux piézométriques de l'ordre de -1 m dans la nappe des calcaires de Beauce (pour le scénario RC2 en fin de siècle).

La réglementation française a d'ailleurs commencé à protéger les ressources en eaux souterraines les plus fragiles, comme celle des calcaires de Beauce, en créant la notion de « Zone de Répartition des Eaux[13] » (ZRE) correspondant à des aquifères particulièrement sensibles (ou soumis) à la surexploitation (Figure 9).

[12] qui a d'ailleurs conduit à son classement en « zone de répartition des eaux » où la réalisation de tout forage d'un débit supérieur à 8 m^3/h est systématiquement soumise à autorisation.

[13] En cours de modification.

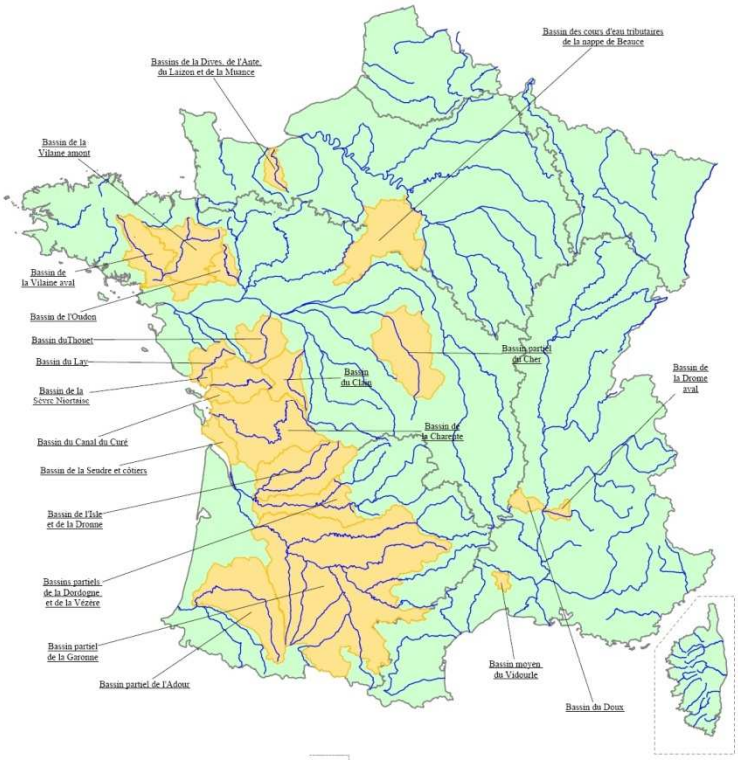


Figure 9 : Carte des zones de répartition des eaux en France par bassin hydrographique (www.ecologie.gouv.fr)

3.2.4 VERS LA NECESSITE D'ETUDES REGIONALISEES

Pour faire face aux différentes incertitudes inhérentes à la prévision de l'impact du changement climatique sur le comportement des nappes souterraines, seules des approches régionales permettront d'obtenir des informations quantitatives fiables et précises.

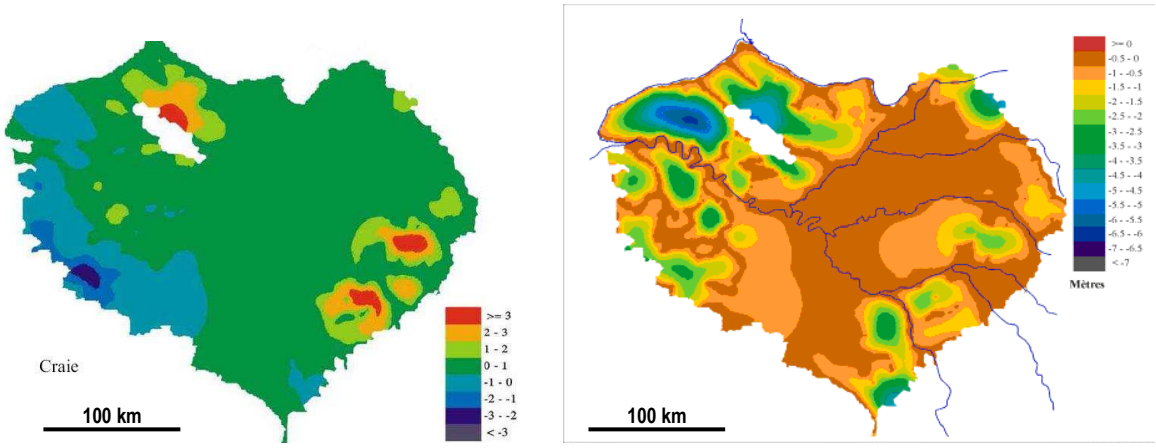
Il est en effet essentiel d'avoir recours à des données détaillées en termes de prévision des évolutions de précipitations et de température. Pour ce faire, les modèles climatiques régionaux permettent d'obtenir une précision et une fiabilité satisfaisantes concernant ce type d'informations.

On notera à ce titre que les études de cas traitant du comportement futur des eaux souterraines sont encore relativement rares en règle générale et sur le territoire français en particulier.

L'étude la plus complète porte probablement sur le bassin de la Seine. Deux approches par modélisation (Ducharne et al., 2003 ; Baubion, 2004) ont été développées suivant divers scénarios d'évolution climatique. Les résultats, qui diffèrent entre eux tout en restant globalement cohérents, mettent notamment en évidence un impact relativement limité sur le comportement de la nappe de la craie. La frange occidentale du bassin versant de la Seine sera la plus concernée par une baisse du niveau de la nappe, la partie centrale étant pour sa part globalement non ou peu affectée.

Les principales différences entre ces deux modèles (Figure 10 : a et b) résultent d'une estimation plus élevée de l'impact du changement climatique sur la frange occidentale pour Ducharne et al. (2003) - tant en termes d'amplitude que d'extension spatiale - ainsi que de certaines spécificités locales :

- quelques points de remontée de nappe essentiellement situés en bordure orientale ou à proximité des reliefs pour Baubion (2004) ;
- une dépression piézométrique parfois très marquée sur certaines zones de relief pour Ducharne et al. (2003).



a) D'après Baubion (2004) en réponse au scénario OLD. Les valeurs sont des variations de la piézométrie en % par rapport à l'état actuel.	*b) D'après Ducharne et al. (2003) par le modèle MODCOU en réponse au scénario B2*

Figure 10 : Résultats de modélisations piézométriques de l'aquifère de la craie du bassin de la Seine.

Les études et modélisations menées sur les bassins du Rhône (MEDIAS-France, 2002) et de la Loire (Safege-Biotope, 2008) mettent pour leur part en évidence que, si les résultats sont probants pour ce qui concerne l'écoulement des eaux de surface, l'intégration des nappes souterraines n'est pas encore pleinement opérationnelle et pêche par manque de données de calage.

On notera également l'existence d'une étude de modélisation concernant le petit bassin versant de la Dore, situé en Auvergne (MIES, 2000). Après calage sur des données réelles, le modèle a été appliqué à plusieurs scénarios de précipitations et de températures supposés représentatifs d'un climat modifié. Au niveau des eaux superficielles, l'évolution qui se dessine associe des crues plus fortes et plus fréquentes en hiver à des étiages plus marqués en été. En ce qui concerne les eaux souterraines, l'impact du changement climatique varie suivant leur type :

- les nappes les plus étendues devraient voir leur niveau moyen s'élever légèrement du fait du lissage spatial des variations piézométriques entre les très fortes recharges hivernales et les déficits estivaux ;
- les nappes locales à faible réserve (aquifères fissurés des massifs anciens) et les nappes à vidange rapide (karsts), devraient globalement subir une baisse du fait de l'irrégularité accrue de leur recharge à l'échelle saisonnière et pluriannuelle.

Par ailleurs, diverses études de cas bien documentées et réalisées à l'étranger sont également présentées en annexe D.

3.3 IMPACT SUR LE POTENTIEL DE DISSOLUTION DES EAUX SOUTERRAINES

Outre l'aspect quantitatif, l'impact du changement climatique sur les nappes se traduira également par une composante qualitative. Ceci pourrait notamment concerner :

- l'agressivité de l'eau, avec un impact plus fort au sein des aquifères carbonatés où la roche-réservoir est particulièrement sensible aux phénomènes de dissolution chimique (karstification) ;
- l'augmentation de la charge turbide des eaux suite à une érosion plus forte des sols en réponse au surplus de précipitations hivernales (principalement dans la craie du bassin de Paris sous recouvrement limoneux) ;
- le lessivage accru des intrants agricoles notamment au droit des zones de monoculture intensive.

Les deux derniers effets ne concernent pas la présente problématique et seul le premier sera donc abordé dans ce qui suit.

L'agressivité d'une eau désigne sa capacité à dissoudre du carbonate de calcium ou calcite ($CaCO_3$), constituant principal des roches carbonatées. Si la calcite n'est que très faiblement soluble dans de l'eau pure (16 mg/l à 16℃), sa solubilité devient bien plus importante lorsque l'eau renferme du CO_2. Dissous dans l'eau, le CO_2 donne en effet naissance à un acide faible, l'acide carbonique (H_2CO_3). Cet acide va réagir avec les ions carbonates pour former du bicarbonate de calcium qui, soluble, va pouvoir être exporté avec l'écoulement de l'eau : c'est le phénomène de karstification qui abouti à la création naturelle de cavités souterraines en milieu calcaire. On peut décrire ce processus de la manière suivante :

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \Leftrightarrow Ca^{2+} + 2\ HCO_3^-$$

Ainsi, toute augmentation de la teneur des eaux souterraines en CO_2 aura pour effet d'augmenter l'agressivité des eaux et, de fait, leur potentiel de dissolution des roches carbonatées. A ce titre, outre l'augmentation prévisible de la teneur en CO_2 atmosphérique, il faut tenir compte de l'impact du changement climatique sur l'activité biogénique qui aura une influence plus importante sur le flux de CO_2 pédogénétique, donc sur la dissolution du CO_2 dans l'eau de percolation.

L'impact du changement climatique n'est toutefois pas aussi simple à évaluer car il existe d'autres paramètres pour caractériser la teneur en CO_2 dissous dans les eaux. Ainsi, la température joue également un rôle important. En théorie, toutes choses égales par ailleurs, plus une eau est froide plus elle est en effet susceptible de renfermer du CO_2 donc de dissoudre des roches carbonatées. Cependant, la cinétique de dissolution est proportionnelle à la température : ainsi une eau chaude dissoudra plus vite des carbonates mais en moins grande proportion qu'une eau froide.

On s'abstiendra toutefois de simplifier à l'excès la réflexion en considérant que les deux processus sont susceptibles de se compenser. On gardera, par ailleurs, à l'esprit que le paramètre fondamental en termes d'intensité et de cinétique de dissolution reste, sans conteste, le facteur de disponibilité en eau, directement lié au régime des précipitations. A ce titre, on notera que le taux d'infiltration des

précipitations est très fort dans les régions karstiques (notamment sur les lapiez[14] où il peut atteindre 50% et être pratiquement indépendant de l'évapotranspiration).

En ce qui concerne les environnements gypseux, ce sont principalement les variations de régime des nappes qui auront un effet sur les processus de dissolution. En effet, la capacité d'une eau à dissoudre le gypse n'est pas - comme avec les carbonates - directement liée à la pression partielle de CO_2 de la solution. Dans le cas des évaporites, la capacité de dissolution dépend principalement de la saturation de la solution vis-à-vis du minéral qui est dissous. Plus le renouvellement de la nappe sera important plus le taux de saturation sera maintenu bas et plus la dissolution sera importante.

[14] pluriel de « lapiaz » ; un lapiaz est une zone d'affleurement de calcaire ciselée de crevasses de quelques centimètres à quelques mètres de profondeur, généralement en relation avec le sous-sol.

4. IMPACT DE L'EAU SUR LA STABILITÉ DES CAVITÉS SOUTERRAINES

L'impact du changement climatique sur la stabilité des cavités souterraines peut être a priori abordé sur deux angles : l'effet lié à une variation des températures et celui lié à une variation du contexte hydrogéologique.

Le présent rapport n'abordera pas l'effet thermique à proprement parler. Tout porte en effet à croire que les variations thermiques attendues au sein des cavités seront négligeables. En effet, la température du sous-sol est principalement régie par le flux géothermique bien plus que par la température extérieure. Si une faible épaisseur de terrains (décimétrique à métrique) peut donc être affectée en subsurface par les variations climatiques, les gammes de profondeur accueillant la plupart des cavités sont suffisamment importantes pour ne pas être, pour leur part, affecté par ce type de variations.

Ainsi, l'effet prévisible du changement climatique sur le comportement des cavités, devra donc être considéré au travers du vecteur « modification du régime hydrogéologique ». La suite du rapport se focalisera donc sur cette problématique. Après avoir rappelé sommairement quelques uns des principaux effets d'une variation du contexte hydrique sur le comportement d'un massif rocheux, divers retours d'expérience sont présentés, puis un zoom est proposé sur le cas particulier des cavités d'origine naturelle.

4.1 IMPACTS DE L'EAU SUR LE COMPORTEMENT DES OUVRAGES SOUTERRAINS

L'eau joue un rôle essentiel sur le comportement et la stabilité des édifices souterrains. Outre la dissolution de certains minéraux, l'humidification ou l'assèchement d'ouvrages rocheux (et à plus forte raison une succession d'alternance entre ces deux états) peuvent avoir des conséquences importantes sur leur comportement mécanique.

Il s'agit d'une problématique complexe et, qui plus est, souvent controversée, car la réponse du massif rocheux résulte d'une combinaison de différents effets, certains résolument néfastes en terme de stabilité et d'autres qui peuvent, au contraire, s'avérer positifs dans certaines configurations.

Dans les faits, les experts s'accordent à dire, au regard du retour d'expérience, que les phases de perturbations des conditions hydriques (ennoyage ou dénoyage des cavités notamment) constituent un facteur aggravant susceptible d'augmenter sensiblement les probabilités de rupture des ouvrages dans le court terme. La perturbation (d'origine hydrogéologique, mécanique, etc.) d'un état d'équilibre établi au sein du massif rocheux peut en effet favoriser fréquemment le développement de ruptures. En ce sens, pour la problématique qui nous concerne, les zones soumises à des « battements de nappe » constituent un contexte très défavorable à la stabilité des ouvrages.

De nombreux exemples décrits dans la littérature internationale (cf. § 4.2) confirment cet état de fait en relatant le développement d'instabilités en surface dans les semaines ou mois succédant à des processus d'ennoyage ou de dénoyage de cavités.

On se gardera pour autant d'en conclure qu'en l'absence de perturbation hydrique, ces zones seraient demeurées stables indéfiniment. Il convient en effet de concevoir l'influence des modifications hydrogéologiques et hydriques comme un facteur aggravant, voire déclenchant, susceptible d'initier ou de favoriser le développement d'un processus de ruine d'un ouvrage rocheux. Dans la majorité des cas, une telle ruine est, de toute manière, irrémédiable à long terme, au vu des conditions géologiques et volumétriques. Les fluctuations du niveau des nappes souterraines a donc généralement pour conséquence d'anticiper le développement d'instabilités en surface et non de les créer « *ex nihilo* ».

Les modifications du régime hydraulique, même de faible amplitude, induites par le changement climatique affecteront principalement, à court terme, les nappes phréatiques peu profondes, influencées par le régime des précipitations. C'est, de fait, les cavités les plus proches de la surface qui seront affectées par l'impact des modifications du régime climatique. De fait, on s'intéressera particulièrement dans ce qui suit à la majorité des carrières souterraines et des refuges ainsi qu'aux très nombreux (et souvent très anciens) travaux miniers peu profonds (ayant presque systématiquement laissé la persistance de vides en souterrain). Ces types d'exploitations ont en effet majoritairement été réalisés au-dessus ou au voisinage immédiat des nappes phréatiques. On exclura en revanche les nombreuses exploitations minières (ou secteurs d'exploitation) qui ont été excavées nettement sous le niveau de la nappe superficielle et qui ont, de fait, donné lieu à des travaux d'exhaure durant l'exploitation puis à un ennoyage définitif des vides après abandon.

4.1.1 EFFETS DE L'EAU SUR LA RESISTANCE DES OUVRAGES

L'eau circule au sein de la matrice rocheuse au travers d'un réseau de pores interconnectés ou au travers de discontinuités (joints, fractures, failles) qui découpent la matrice. Le comportement du système « fluide-roche » est notamment défini par deux grandeurs caractéristiques de la matrice rocheuse :

- la porosité, notée *n*, définie par le rapport du volume des vides au volume total d'un échantillon. Cette grandeur souvent exprimée en % peut varier de valeurs inférieures au % pour les roches les moins poreuses (quartzites…) à plusieurs dizaines de % pour les plus poreuses (grès…). Dans la pratique, la porosité peut être due en partie à la matrice poreuse mais également à des microfissures, voire des fissures, à l'échelle d'un massif. C'est la partie accessible au fluide de ces deux grandeurs qui interviennent dans le calcul de la porosité ;

- la perméabilité, notée k, qui traduit la capacité de la roche à laisser s'écouler un fluide au travers de ses pores. Lorsque cette grandeur est intrinsèque à la roche et ne dépend pas du fluide (donc n'est pas limitée à l'eau), on parle de perméabilité intrinsèque. L'unité de la perméabilité est homogène à celle d'une surface et s'exprime donc en m². Parfois, notamment en hydrogéologie, on utilise également le Darcy qui équivaut à peu près à 10^{-12} m². Lorsque le fluide concerné est de l'eau, 1 Darcy équivaut à 10^{-5} m/s. Dans le cas de matériaux non consolidés (graviers, sables), la perméabilité peut être très supérieure au Darcy et atteindre 10^{-9} m^2. Pour les matériaux consolidés, les roches les plus poreuses sont les grès dont les moins cimentés peuvent atteindre des perméabilités de l'ordre du Darcy (10^{-12} m^2). Les matériaux les moins perméables sont les argilites avec des perméabilités pouvant atteindre 10^{-10} Darcy (10^{-22} m^2).

Plus une roche présente des valeurs de porosité et de perméabilité élevée, plus les éléments de matière qui constituent la matrice rocheuse seront prédisposés à être mis en contact avec un écoulement d'eau.

L'effet principal de l'eau sur la stabilité des cavités souterraines concerne son impact sur la résistance du massif rocheux (et notamment de la matrice rocheuse) qui constitue l'ouvrage. L'expérience montre en effet que lorsque l'on mesure, en laboratoire, la résistance à la compression uniaxiale d'échantillons rocheux en faisant varier leur teneur en eau, on observe une baisse significative de la résistance à l'état saturé comparativement à celle obtenue à l'état sec.

Si on excepte les cas les plus extrêmes, à savoir les roches les plus imperméables (comme certains granites ou les quartzites) qui s'avèrent peu sensibles aux variations hydriques ou, au contraire, les roches présentant un comportement extrêmement sensible à la teneur en eau (craie, argiles, certaines marnes…), on retiendra que la majorité des roches perdent ainsi entre 30 et 50 % de leur résistance (Figure 11) entre ces deux états de saturation extrêmes (Wiid, 1967 ; Watelet, 1996).

On gardera toutefois à l'esprit que les roches qui encaissent les cavités souterraines non ennoyées (c'est notamment le cas des piliers), présentent des valeurs de saturation en eau déjà élevées (souvent voisines de 80 % selon notre retour d'expérience). Ceci résulte de la présence d'eau au sein du massif rocheux du fait des infiltrations depuis la surface, des forces de capillarité qui contribuent à « drainer » des eaux sous-jacentes aux cavités ainsi que de l'hygrométrie ambiante relativement élevée régnant au sein des travaux souterrains dès lors que l'air n'est pas renouvelé (absence de ventilation forcée).

Hormis pour certains types de matériaux très sensibles aux conditions hydriques qui seront décrits plus avant dans le rapport (craie, évaporites), l'ennoyage des anciens ouvrages souterrains n'a donc pas pour conséquence systématique une chute drastique de la résistance des structures puisque la matrice rocheuse des ouvrages est souvent déjà proche de la saturation. Ceci est d'autant plus vrai que la modification de la résistance entre la roche humide (50 % de degré de saturation) et la roche entièrement saturée (100 %) est beaucoup moins significative que celle qui caractérise la différence entre la roche sèche (0 %) et la roche humide (50 % de saturation).

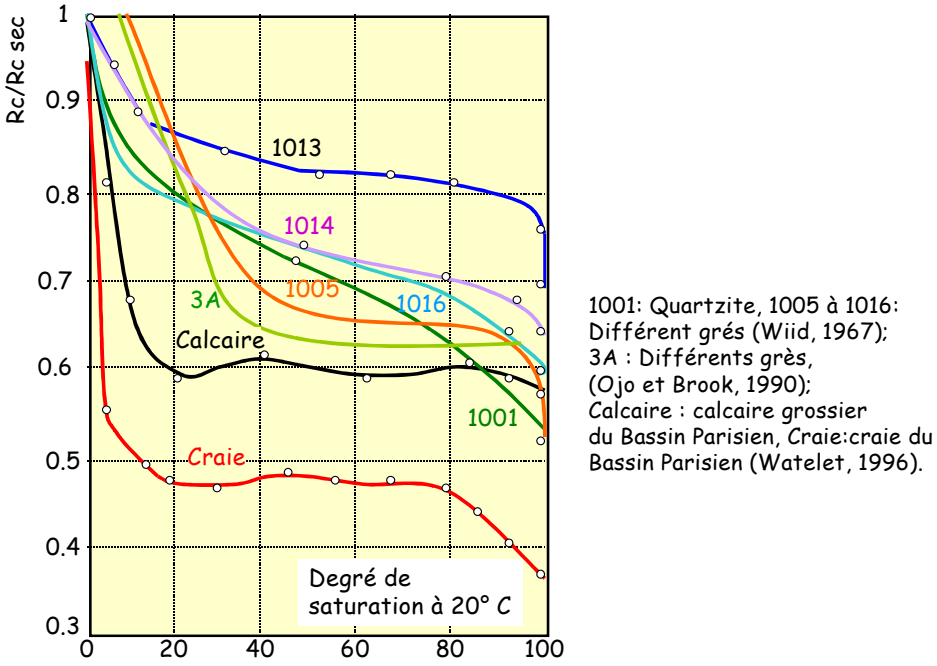


Figure 11 : Résistance à la compression uniaxiale en fonction du degré de saturation (Wiid,1967 ; Watelet,1996)

La phénoménologie de cette diminution de résistance n'est, dans les faits, que partiellement comprise, notamment dans sa dimension quantitative. Là encore, une part importante des difficultés réside dans la combinaison de mécanismes physiques et chimiques différents et n'œuvrant pas forcément dans le même sens. Nous abordons sommairement quelques-uns de ces mécanismes dans ce qui suit.

4.1.2 EFFET DE L'EAU SUR LES DISCONTINUITES

Les massifs rocheux sont généralement des milieux fissurés ou fracturés. Les fluides circulent au sein de discontinuités (joints de stratification, fractures, etc.). De nombreuses études ont été menées pour caractériser les conditions d'écoulement de ces fluides, notamment dans une perspective d'exploitation des réservoirs souterrains (hydrocarbures, eau…). Ces écoulements peuvent être laminaires ou turbulents, en fonction notamment de l'ouverture, des hétérogénéités, de la rugosité des parois ainsi que de la nature, du débit et de la vitesse d'écoulement du fluide.

L'écoulement au sein d'un milieu fracturé est également régi par des processus hydro-mécaniques couplés où la pression de fluide et le comportement mécanique du massif rocheux sont interdépendants (une variation de la pression de fluide engendrant des déformations et des modifications de contraintes au sein du massif rocheux et réciproquement). De nombreuses recherches expérimentales in situ et en laboratoire ont permis de progresser dans la compréhension de ces mécanismes couplés. Les développements actuels se font en particulier dans le domaine de la modélisation numérique afin de mieux cerner le comportement d'un massif fracturé soumis à des circulations de fluide sous pression.

Les effets possibles en termes d'ouverture ou de fermeture des discontinuités peuvent dès lors avoir des effets directs sur la stabilité (notamment ruptures en traction) ou la dégradation (propagation de fractures préexistantes) du massif. On gardera également à l'esprit les configurations relativement fréquentes pour lesquelles les fissures ou fractures découpant le massif sont susceptibles, une fois mises en contact avec l'eau, de voir leur résistance (cohésion, frottement) sensiblement réduites. Ceci est notamment le cas en présence de matériaux argileux le long d'un plan de faille ou de fracture. L'effet de lubrification des contacts peut alors parfois suffire à initier la rupture d'une configuration déjà proche de l'instabilité.

4.1.3 EFFET DE L'EAU SUR LA MATRICE ROCHEUSE

Paradoxalement, l'effet de l'eau sur le comportement de la matrice rocheuse constitue peut-être la problématique la moins bien comprise, et souffre d'un manque de données quantitatives. Lorsque de l'eau est présente au sein de l'air contenu dans le réseau poreux d'un matériau rocheux partiellement saturé, il se développe, à l'interface entre l'eau et le squelette rocheux, des forces de capillarité dont l'intensité dépend notamment de la taille des pores. Ainsi, un matériau caractérisé par une part importante de microporosité (pores de très petites dimensions), sera sensible au développement, en son sein, de contraintes importantes liées à la rétention d'eau.

On parle d'effet de « succion » pour décrire l'effet des forces de capillarité s'opposant à l'extrusion de l'eau contenu dans un échantillon rocheux sous l'effet d'une mise en contact avec un milieu moins humide que l'échantillon lui-même (une galerie minière par exemple). Dans le cas de roches comme la craie partiellement saturée, cet effet de succion (liée à la désaturation) peut fournir au matériau une « cohésion apparente » qui contribue, par effet de confinement, à augmenter sensiblement la résistance au cisaillement de la roche (ou la résistance à la compression en l'absence de confinement). En cas d'ennoyage progressif des galeries, cet effet de succion diminue donc jusque s'annuler (état saturé) avec, dans certaines circonstances, des effets sensibles sur la tenue des ouvrages (diminution de la résistance).

Les conséquences sont encore plus dommageables lorsque l'ouvrage est soumis à des cycles de saturation puis de désaturation (induits par des variations saisonnières des niveaux de nappes). Dans ce cas, les fluctuations des contraintes de succion peut engendrer une « fatigue » des matériaux, de nature à faciliter la propagation, voire à initier, des réseaux de fissures et microfissures affectant le massif rocheux.

Un autre effet résulte de la notion de « contrainte effective », introduite par Terzaghi en 1923 pour expliquer le comportement mécanique d'un sol saturé. Si on considère que le milieu saturé étudié peut être assimilé à un matériau continu équivalent composé d'une phase solide et d'une phase fluide pour laquelle la pression de pore est équivalente en tout point du domaine considérée, la notion de contrainte effective consiste à retrancher cette pression de pore uniforme à la contrainte dite « contrainte totale ». En des termes simplifiés, la contrainte effective traduit la contrainte encaissée par le seul « squelette rocheux » à laquelle se superpose la pression du fluide qui dépend initialement (état d'équilibre) de la hauteur de la colonne de fluide qui surplomb le point considéré.

Ainsi dans un milieu saturé (et à plus forte raison ennoyé), les contraintes effectives (qui sont transmises au sein du seul squelette rocheux) sont inférieures (en valeur absolue) aux contraintes macroscopiques totales qui se développent au sein de la roche. A première vue, cet effet de « décharge » joue dans un sens sécuritaire puisqu'il contribue à diminuer les contraintes de compression verticales transmises par le poids des terrains de recouvrement et qui se transmettent au sein du squelette rocheux. Toutefois, la notion de rupture en mécanique des roches résulte plus d'une logique de « déviateur des contraintes » (écart entre les contrainte principales maximales et minimales) que de la seule résistance à la compression uniaxiale.

En effet, la résistance d'un matériau rocheux à une contrainte de compression dépendra étroitement d'une éventuelle « contrainte de confinement » qui contribue à s'opposer à la déformation latérale et la rupture d'un échantillon rocheux soumis à un état de contrainte. Or, l'effet de « décharge » de la structure rocheuse par ennoyage des travaux contribue certes à diminuer les contraintes verticales s'exerçant sur le milieu rocheux mais également les contraintes horizontales garantissant un effet de confinement du cœur de pilier. La diminution conjuguée de ces deux effets ne joue, dans les faits, pas toujours dans le sens de la sécurité mais peut, dans certaines configurations, rapprocher au contraire l'ouvrage rocheux de son seuil de rupture.

Par ailleurs, on gardera à l'esprit que certains types de roches subissent différentes réactions physico-chimiques lorsqu'elles sont mises en contact avec de l'eau (ou au contraire asséchées).

Suivant les variations de conditions hydriques du milieu environnant, certaines peuvent être amenées à gonfler ou se rétracter de manière très importante (montmorillonite), ou se révéler sensible au délitement (illite, kaolinite). En général, ceci concerne préférentiellement certains minéraux argileux présents dans les horizons marneux. Ces phénomènes s'expliquent principalement par la structure des minéraux argileux en feuillets de très petites dimensions, leur caractère hydrophile ainsi que par le développement de forces électrostatiques entre la surface des feuillets d'argile et les ions en solution présents dans l'eau souterraine. On évitera de tirer des conclusions trop catégoriques sur ces phénomènes de « sorption-désorption », certaines formations argileuses ou marneuses s'avérant particulièrement sensibles à l'eau alors que d'autres ne le sont que très peu.

Dans le même ordre d'idée, les variations de nappe au sein des ouvrages souterrains peuvent engendrer des phénomènes de dissolution-recristallisation lorsque la nature de la matrice rocheuse est sensible à ce type de réaction physico-chimique (évaporites, craie, calcaire…). Ce phénomène est particulièrement sensible pour ce qui concerne la formation de cavités naturelles (karsts, poches de dissolution dans le gypse). Il sera donc détaillé plus avant dans le paragraphe dédié à cette problématique. On gardera toutefois en mémoire que des circulations d'eau importantes au sein d'anciennes exploitations souterraines peuvent générer des phénomènes de dissolution induisant l'érosion de piliers ou de bancs de toit avec, pour conséquence, un accroissement de leur sensibilité à la rupture.

4.1.4 AUTRES MECANISMES DE DEGRADATION ASSOCIES

L'amplitude ainsi que la rapidité des modifications hydrauliques jouent un rôle important dans le développement des risques de rupture, aussi bien pour ce qui concerne les discontinuités que la matrice rocheuse. Dans une perspective de changement climatique, ces deux paramètres sont susceptibles de jouer un rôle moteur dans le développement d'instabilités.

Pour ce qui concerne l'amplitude des variations de nappes, les périodes de longue sécheresse pourront être suivies d'épisodes de fortes précipitations entraînant des battements importants des niveaux de nappe. Pour ce qui concerne la vitesse de chargement, la recrudescence d'épisodes de fortes précipitations (concentrées dans le temps et l'espace) pourra faciliter la saturation rapide des terrains de recouvrement. L'augmentation résultante du poids spécifique des terrains surplombant les cavités peut, dès lors, générer un effet de « mise en charge hydraulique » des ouvrages souterrains tel que décrit dans la littérature (Maury, 1979).

En cas d'écoulement important au sein d'une cavité, le ruissellement peut entrainer la migration de fines, voire la remobilisation de terrains déconsolidés (remblais, éboulis). Ceci peut conduire à modifier la géométrie des vides avec, pour conséquence, une facilitation de la dégradation des ouvrages. On veillera notamment à ne pas négliger ce mécanisme pour des chantiers d'exploitation pentés, l'effet de la gravité étant de nature à faciliter l'écoulement de matériaux en grandes quantités.

Dans le même ordre d'idée, on notera que la mise en contact d'une nappe avec des terrains éboulés (initiation de cloche de fontis par exemple) peut entrainer une baisse, parfois importante, du coefficient de foisonnement des éboulis. Ceci peut contribuer, dans un second temps, à faciliter le développement des cloches de fontis jusqu'en surface.

Enfin, on citera pour mémoire, deux sujets complexes et encore mal connus mais qui pourraient avoir une influence sur le comportement mécanique des ouvrages souterrains du fait du changement climatique.

Le premier résulte de l'activité microbiologique qui semble jouer un rôle important dans les mécanismes physico-chimiques d'altération des minéraux qui permettent d'expliquer le phénomène de vieillissement des « massifs rocheux ». Les premiers résultats des très rares études publiées sur l'évaluation de l'impact prévisible d'une modification de la température et de l'hygrométrie sur cette activité microbiologiques n'ont pas encore fourni de résultats probants.

Enfin, on notera qu'en cas de baisse du niveau des nappes phréatiques, on ne peut exclure que les racines des végétaux de surface aient à s'approfondir pour aller « chercher l'humidité » des couches plus profondes. Les cavités situées à des profondeurs intermédiaires pourraient alors être affectées par le développement de ce système racinaire (Photo 6). Ceci constitue toutefois, à n'en pas douter un mécanisme très secondaire dans le processus global.

Photo 6 : exemple de système racinaire débouchant dans une cavité peu profonde (moins de 15 mètres).

4.2 RETOURS D'EXPERIENCE

On dispose de différents retours d'expérience capables de mettre en lumière l'influence de l'eau et notamment de variation du régime hydrogéologique sur la stabilité des cavités souterraines. Quelques exemples sont très synthétiquement présentés ci-dessous.

4.2.1 MINES DE FER DE LORRAINE

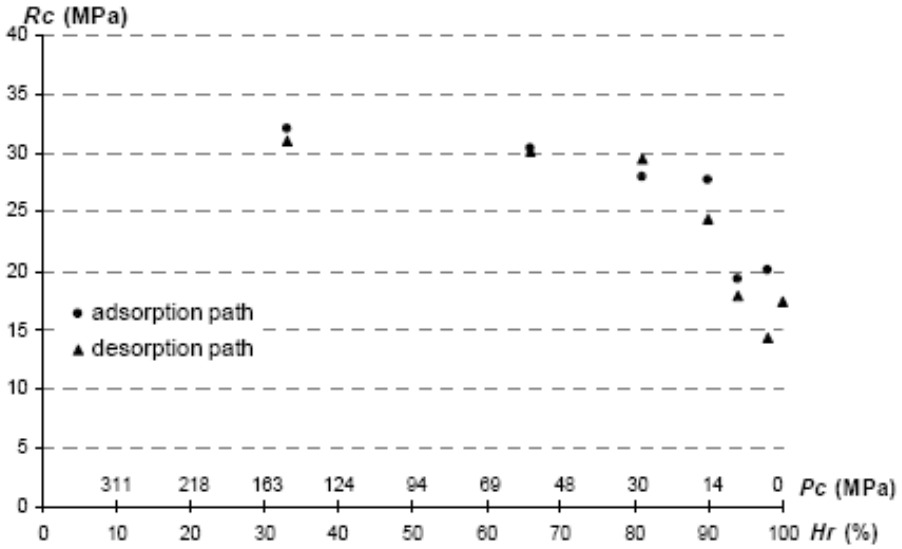
L'INERIS s'est fortement investi sur l'analyse et le suivi de l'ennoyage des anciennes mines de fer de Lorraine. Plusieurs effondrements durant (ou peu après) l'ennoyage des sous-bassins sud et centre se sont produits dans le bassin ferrifère lorrain. On citera, à titre d'exemple, les instabilités ayant affecté les communes d'Auboué ou de Moutiers qui ont conduit à l'évacuation de plusieurs familles.

Pour mieux comprendre les phénomènes mis en jeu et prévoir, au mieux, le devenir de l'ennoyage du sous-bassin nord, non encore initié à l'époque du développement des instabilités précédemment citées, diverses études furent entreprises par les équipes du Groupement d'Intérêt Scientifique sur la sécurité des Ouvrages Souterrains (GISOS[15]) pour le minerai de fer (GISOS, 2005). Ces études ont porté sur des analyses de laboratoire, une expérimentation in situ (ennoyage de deux piliers dans le stot de Tressange) et des modélisations pour restituer au mieux les phénomènes et mécanismes identifiés. Quelques uns des principaux résultats mis en évidence sont présentés ici :

- l'exploitation de cavités à des cotes situées sous le niveau initial de la nappe conduit à une désaturation des terrains accompagnée d'une arrivée d'oxygène et de micro-organismes.
- l'arrêt des pompages d'exhaure conduit à la resaturation du massif.
- la baisse de la résistance à la compression du minerai de fer en fonction de son degré de saturation (humidité relative) ou de succion (pression capillaire) est voisine de 50% pour une humidité relative passant de 80% à 100% (Figure 12)

[15] Partenaire du Groupement : INERIS, BRGM, INPL et Ecole des Mines de Paris. Pour de plus amples informations, consulter le site www.gisos.org.

- divers essais de fluage sous charge variable et à hygrométrie contrôlée ont mis en évidence une baisse importante des modules élastiques et une accélération nette des déformations lorsque l'humidité relative passe de 90 % à 100 %, c'est-à-dire lorsque l'éprouvette humide devient totalement ennoyée. Ceci traduit, en conditions saturées, une accélération des déformations irréversibles et une plus forte propension à la rupture de l'échantillon à long terme. L'utilisation de capteurs acoustiques durant ces essais a d'ailleurs mis clairement en évidence l'augmentation d'émissions acoustiques (développement de microfissures traduisant l'endommagement) dès le début de l'ennoyage (*Figure 13*).
- les expérimentations in situ ont, pour leur part, consisté à ennoyer « artificiellement » durant quelques mois deux piliers isolés de la mine par des murs de coffrage pratiquement imperméables. Les différentes méthodes d'auscultation testées ont mis en évidence que, bien que modérée, une progression de la frange de terrains « déconsolidés » en bordure de piliers pouvait être observée entre la fin et le début de l'ennoyage.
- les dégradations induites par l'ennoyage ne sont pas homogènes dans l'espace, elles concernent principalement les secteurs déjà dégradés (fissuration importante) ou concernés par le présence de minéraux sensibles à une mise en contact avec de l'eau.



Légende : Rc = compression simple, Pc = pression capillaire (ou succion), Hr = humidité relative

Figure 12 : Evolution de la résistance en compression simple en fonction de la succion ou de l'humidité relative (GISOS, 2005)

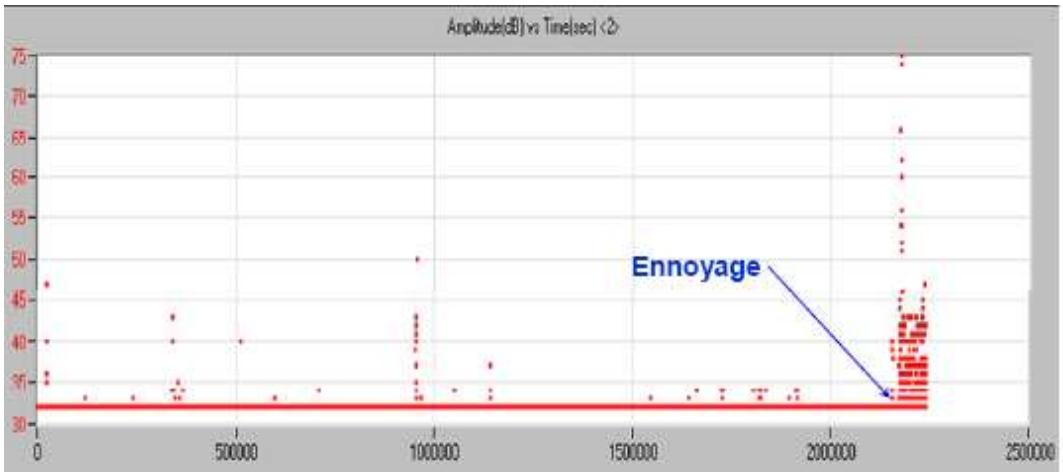


Figure 13 : Evolution dans le temps des événements acoustiques durant l'essai de fluage monoaxial à charge variable et hygrométrie contrôlée (GISOS, 2005)

4.2.2 SITE EXPERIMENTAL D'ESTREUX (NORD)

L'INERIS assure le suivi à long terme d'une carrière abandonnée de craie située sur le territoire de la commune d'Estreux (59), à environ 10 km à l'est de Valenciennes.

Il s'agit d'une exploitation peu profonde (20 m) exploitée par la méthode des chambres et piliers abandonnés (taux de défruitement voisin de 80 %). La craie glauconieuse exploitée est de nature micritique (texture fine) avec une porosité moyenne de 37% et une teneur en eau moyenne d'environ 20 % (valeur mesurée sur des échantillons prélevés dans la carrière).

L'humidité relative enregistrée dans la carrière, variant selon les saisons, est comprise entre 80% et 100%. Comme pour de nombreuses craies, la valeur de résistance à l'état sec (10,3 MPa) est divisée pratiquement par 2 dès lors que l'échantillon de craie est saturé (5,3 MPa).

Diverses expérimentations innovantes menées en laboratoire à l'aide du Microscope Electronique à Balayage Environnemental de l'INERIS ont permis d'observer, à très petite échelle, les modifications de la structure de la roche tout en maîtrisant le degré de saturation de l'échantillon.

Des ouvertures et fermetures de fissures ont ainsi pu être observées lors des cycles de saturation/désaturation. Ceci confirme que la succession de cycles de saturation-désaturation, résultant potentiellement de modifications saisonnières des caractéristiques de l'atmosphère souterraine de la carrière ou des battements de la nappe sont susceptibles de faciliter, à terme, une fatigue du massif rocheux favorable au développement de ruptures (Photo 7).

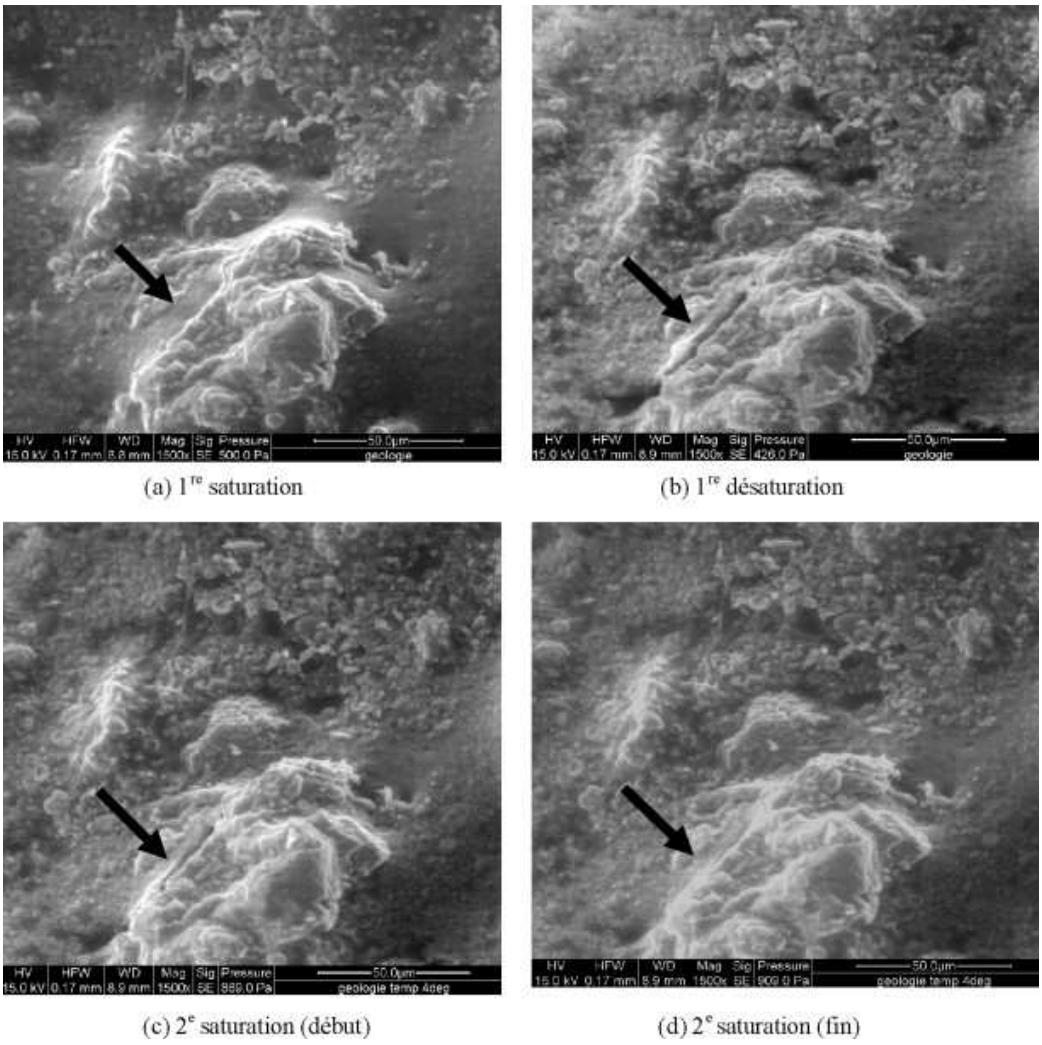


Photo 7 : Ouverture d'une fissure lors de la désaturation (a, b) et fermeture de la même fissure lors de la resaturation de l'échantillon (c, d).

Le site de la carrière d'Etreux a été retenu car la carrière se trouve en limite supérieure de la nappe de la craie dont les fluctuations peuvent être assez importantes (Figure 14). Depuis son abandon il y a plus de 50 ans, la carrière a ainsi été, à plusieurs reprises, ennoyée puis dénoyée. Peu avant l'instrumentation de la cavité en 2003, la carrière était d'ailleurs largement inondée, rendant impossible la pénétration dans les travaux situés loin du puis d'accès.

Jusqu'à présent, depuis cette période, le niveau de la nappe n'est pas suffisamment remonté pour initier à nouveau un cycle d'ennoyage de la cavité. L'expérimentation est toutefois prévue dans un objectif de long terme et tout porte à croire que, dans les années à venir, il sera possible d'observer à nouveau un tel processus.

Pour ce faire, diverses instrumentations ont été mises en place au sein des piliers et/ou des galeries, de manière à pouvoir mesurer l'évolution dans le temps :

- de la température et de l'hygrométrie du massif et de l'air dans les galeries ;
- de la pression interstitielle ;
- du niveau des paramètres physico-chimiques de l'eau dans les galeries ;
- de la déformation des piliers.

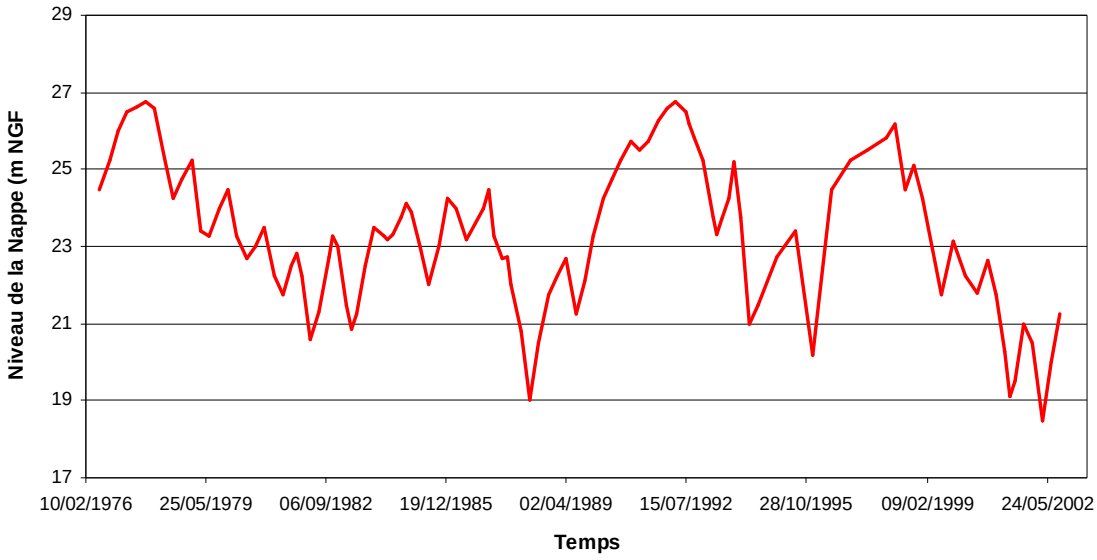


Figure 14 : Evolution de la nappe aquifère dans la région d'Estreux (BRGM, 2002)

4.2.3 IMPACTS DES REMONTEES DE NAPPE DE 2001 EN PICARDIE

Plusieurs communes du plateau picard ont été sinistrées au cours du printemps 2001, suite aux effondrements d'habitations sous-minées par des cavités à faible profondeur, situées en partie dans la craie. Ces désordres étaient imputables à la perte de résistance des structures (toit des cavités, soutènements maçonnés) intervenue à l'occasion de grands événements pluvieux et d'une remontée exceptionnelle consécutive de la nappe phréatique.

Si, à terme, l'éboulement de ces cavités, mal connues et non entretenues, était probablement inéluctable du fait du vieillissement des ouvrages, les dégradations ont été, sans conteste, accélérées par l'intrusion d'eau au sein des cavités.

Les précipitations

Les précipitations enregistrées montrent qu'à partir de 1998, les précipitations ont très sensiblement augmenté (environ 100 mm de plus chaque année). La fin de l'année 2000 s'est, de plus, révélée exceptionnellement pluvieuse (Figure 15).

L'année 2000 se caractérise ainsi par un enregistrement annuel record d'environ 950 mm d'eau, pour une moyenne annuelle de l'ordre de 600 mm. L'été 2001 voit, en outre, la survenue d'orages violents qui contribueront à concentrer, notamment par ruissellement, une grande quantité d'eau au sein de zones déjà sérieusement impactées par les importantes pluies hivernales.

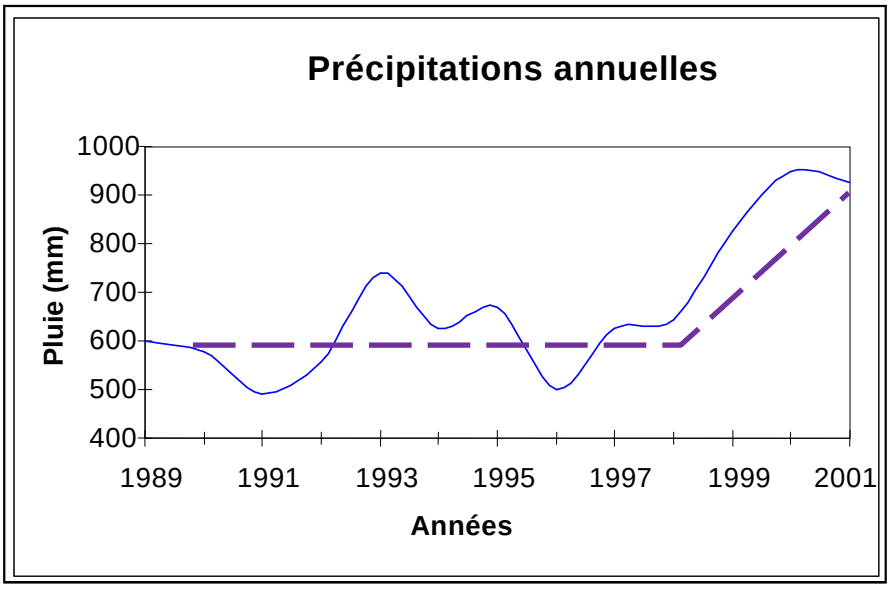


Figure 15 : Courbe des précipitations enregistrées à Airion (commune située au nord de Clermont-de-l'Oise) – Source : Données Météo France

La remontée de la nappe

Les précipitations continues ont fortement contribué à l'alimentation des nappes souterraines, et en particulier de celle de la craie. Les études réalisées à cet effet par le BRGM ont indiqué que le niveau piézométrique moyen, situé habituellement entre -15 et -40 m de profondeur, avait sensiblement augmenté au printemps 2001 (–5 m par rapport au sol; Figure 16) dans certains secteurs.

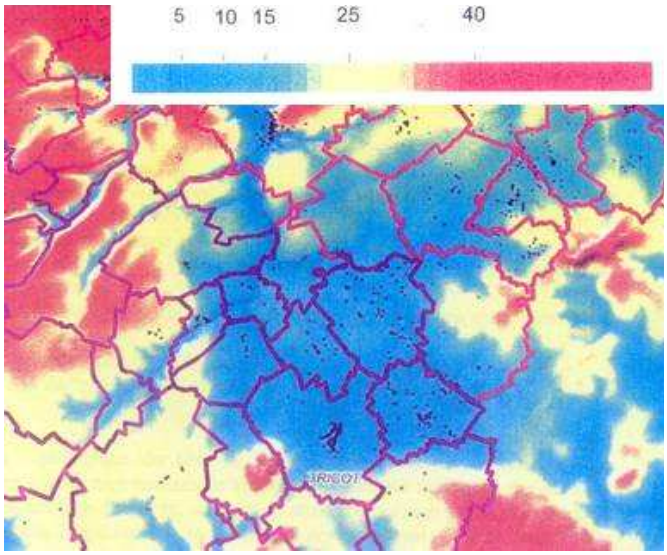


Figure 16 : Profondeur du toit de la nappe de la craie sur le Plateau Picard par rapport à la surface topographique -Printemps 2001 (Source BRGM)

Les terrains saturés par les fortes précipitations n'ont pas pu être dégorgés en phase d'étiage car les bassins hydrogéologiques situés à l'aval (bassin de la Somme notamment) n'ont pas permis un écoulement rapide. En outre, le réseau hydrographique était alimenté par des ruissellements superficiels issus des nappes perchées des buttes sableuses tertiaires. Enfin localement, ces écoulements ont tout naturellement emprunté les axes drainants préférentiels que constituent les vallées sèches.

Les conséquences

Ces grands événements pluvieux et les phénomènes de remontée de nappes associés ont eu des conséquences importantes sur le développement d'effondrements de terrain qui ont affecté une grande partie des régions du Nord de la France (Artois, Picardie, Normandie) au cours de l'année 2001. On retiendra par exemple :

- de brusques remontées d'eau claire (de plus de 10 m en quelques jours) rendant inaccessibles des caves (Photo 8 : ①).
- dans les cas les plus graves, un effondrement du sol superficiel gorgé d'eau sous diverses habitations (Photo 8 : ② et ③), pour certaines construites il y a plus de 50 ans.
- dans les secteurs non bâtis, une recrudescence des phénomènes de débourrage de marnières (Photo 8 : ④) qui étaient toutefois déjà régulièrement observés en période « normale », préférentiellement au printemps ou après de forts orages mais avec une densité bien moindre.

Photo 8 : 1 Situation en avril 2002 d'une cave – 2 et 3 : Effondrements du sous-bassement des habitations – 4 : Débourrage d'un puits de marnière

La Figure 17 met en évidence l'augmentation des interventions en urgence réalisées par le CETE Normandie-Centre à la suite du déclenchement de désordres en surface durant le printemps 2001.

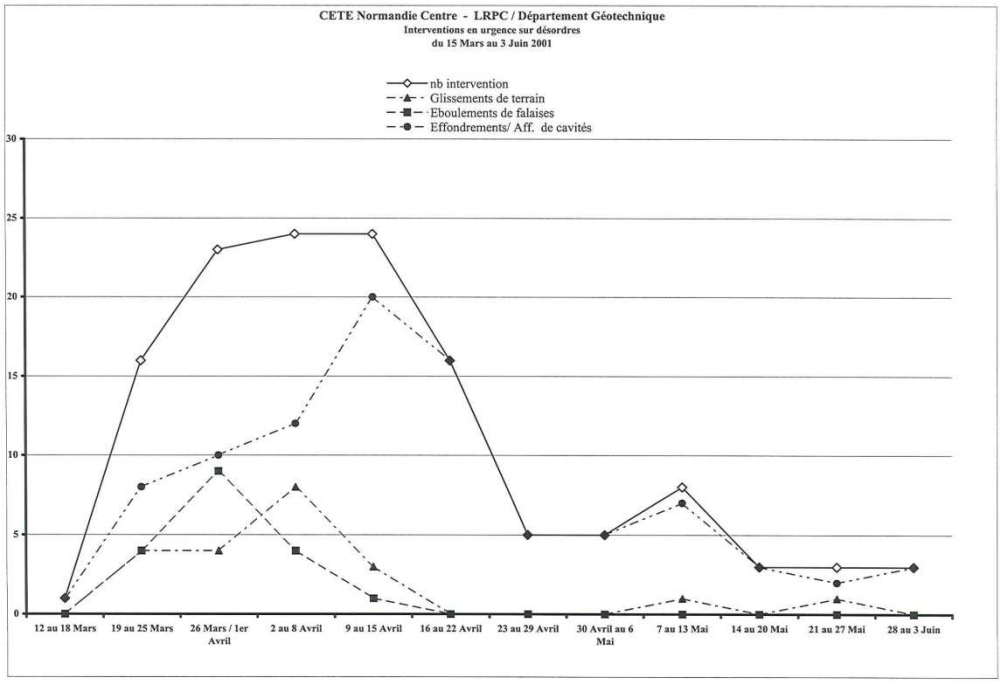


Figure 17 : Evolution du nombre d'interventions en urgence sur des désordres du 15 mars au 31 juin 2001 (MANIER, 2001)

Lors des études techniques qui ont suivi (notamment pour la réalisation de Plan de Prévention des Risques Naturels), les observations ont mis en évidence que la saturation des sols avait également affecté des couloirs de fracturation naturelle karstifiés, dans la craie, au droit des vallées sèches.

4.2.4 EFFONDREMENT DE LA CARRIERE DE LORROY (ILE-DE-FRANCE)

Parfois, l'interaction entre les instabilités d'ouvrages souterrains et les phénomènes climatiques exceptionnels est occultée par le caractère évènementiel du phénomène météorologique à l'échelle d'une région ou d'un pays.

A titre d'exemple, lors des crues catastrophiques de janvier 1910 qui affectèrent notamment l'Ile-de-France, la carrière de craie de Lorroy, Hameau de Château-Landon (77), s'effondra le 21 janvier 1910 (Photo 9) en lien direct avec la crue du Loing (affluent de la Seine).

Malgré les conséquences dramatiques de l'évènement (7 morts et 7 blessés), la catastrophe est très peu connue car elle est survenue durant la crue de la Seine qui affecta très sévèrement Paris et ses environs. Outre cette concomitance, le déroulement des évènements décrits par les témoins de la catastrophe met clairement en évidence le rôle des remontées d'eau sur le déclenchement de l'effondrement. Ainsi, des remontées brutales d'eau dans les galeries jusqu'alors sèches (probablement via les anciens puits d'eau situés dans la carrière) sont

décrites le matin même de la catastrophe. Ces remontées semblent, elles-mêmes liées à la crue du Loing dont le canal jouxte les entrées de l'ancienne carrière.

Photo 9 : Vue de l'effondrement de la carrière de craie de Lorroy (77).

La nature du matériau exploité (très forte sensibilité de la craie extraite à l'eau) a, sans nul doute, joué un rôle majeur dans le déclenchement de l'effondrement des zones les plus défruitées proches des entrées.

Un travail en retour d'expérience donnant lieu à publication est prévu dans les mois à venir, en collaboration étroite avec le LREP, pour mieux comprendre les mécanismes mis au jeu lors de la catastrophe de 1910, notamment pour ce qui concerne l'extension spatiale très importante des éboulis en pied de versant.

4.2.5 CARRIERES DE CALCAIRE DU BASSIN DU LIMBURG (BELGIQUE)

Il n'est pas fréquent de bénéficier de données de retour d'expérience s'étalant sur de longues périodes et ayant trait au développement d'instabilités en surface résultant de la présence de cavités souterraines. C'est toutefois le cas du bassin du Limburg situé en Belgique, dans une région connue pour sa forte densité en carrières souterraines de calcaire (Figure 18). Sur le territoire de deux communes (Heers et Riemst), 173 fontis ont été répertoriés depuis 1665, dont 80% après 1965.

Les carrières ont été creusées au toit immédiat de la nappe phréatique. L'analyse des données disponible met en évidence que la grande majorité des effondrements se sont déclenchés suite à l'un ou l'autre des paramètres suivants :

- durant les mois de printemps (mars à mai), période où la nappe phréatique est la plus haute et peut déborder dans les cavités (Figure 19),
- suite à de fortes précipitations,
- suite à l'irruption accidentelle d'eau dans les terrains sus-jacents (fuite des réseaux d'AEP ou d'assainissement).

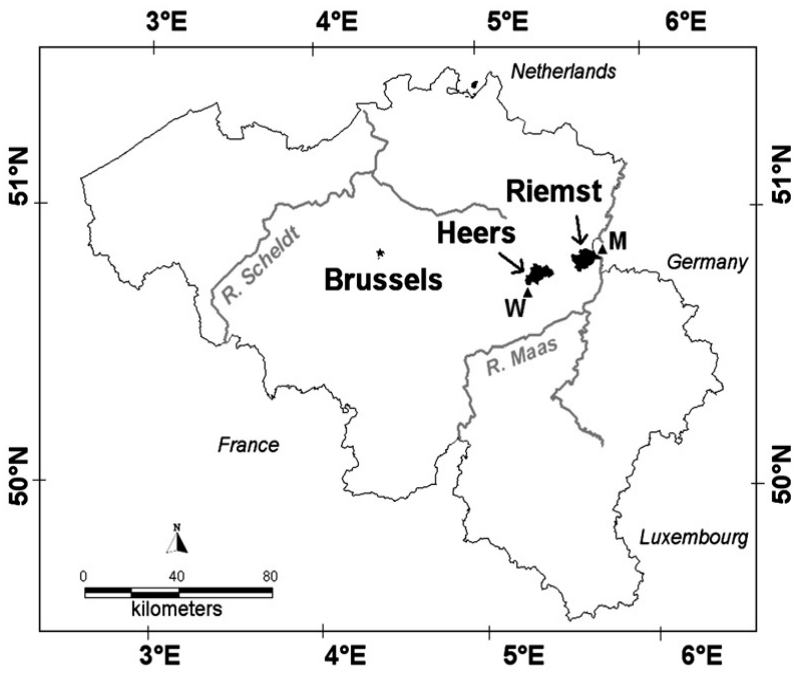


Figure 18 : Localisation des zones des carrières à l'origine de nombreux fontis (Ven Den Eeckhaut, 2007)

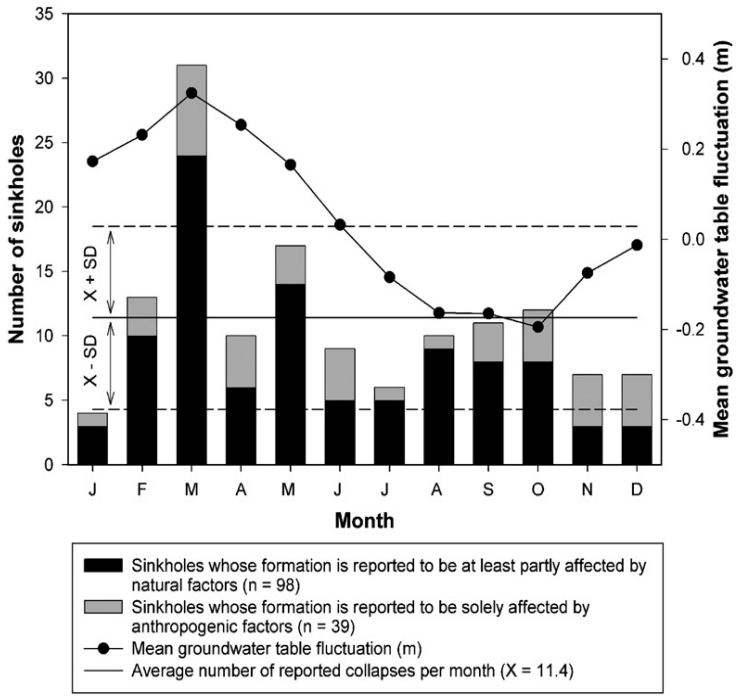


Figure 19 : Evolution de remontée de fontis au-dessus des anciennes carrières de calcaire – Belgique (Ven Den Eeckhaut, 2007)

4.2.6 APPARITION DE FONTIS DANS L'ETAT DE GEORGIE (USA)

Le substratum de la plaine alluviale de la rivière Flint (Géorgie, USA) est formé de calcaires éocènes recouverts de 6 à 18 m d'alluvions (jusqu'à 36 m dans des poches paléokarstiques). A la suite d'une tempête tropicale, la crue de la rivière Flint en juillet 1994 a inondé sa plaine alluviale, provoquant l'apparition de 312 fontis correspondant à des dolines de suffosion.

Cette vallée appartient à la vaste plaine de Dougherty où un milliers de dolines avaient déjà été répertoriées, résultant de phénomènes de suffosion pré-historiques dus à des effondrements de sédiments non consolidés au sein des cavités karstiques sous-jacentes.

Parmi les dolines nouvellement créées, 88% sont situées à l'intérieur de la limite d'inondation avec une densité de 9,06 doline/km² contre 1,01 doline/km² à l'extérieur de cette limite (Figure 20). Dans la plaine d'inondation, ces dolines sont principalement apparues dans une zone où les terrains de recouvrement étaient moyennement épais mais à dominante sableuse (Figure 21) alors qu'à l'extérieur de cette plaine, les dolines se sont également réparties dans le recouvrement sableux ou argileux.

Leur diamètre moyen est de 3 à 5 m pour une profondeur de l'ordre de 1 m du fait de leur remblayage rapide par les alluvions non consolidées.

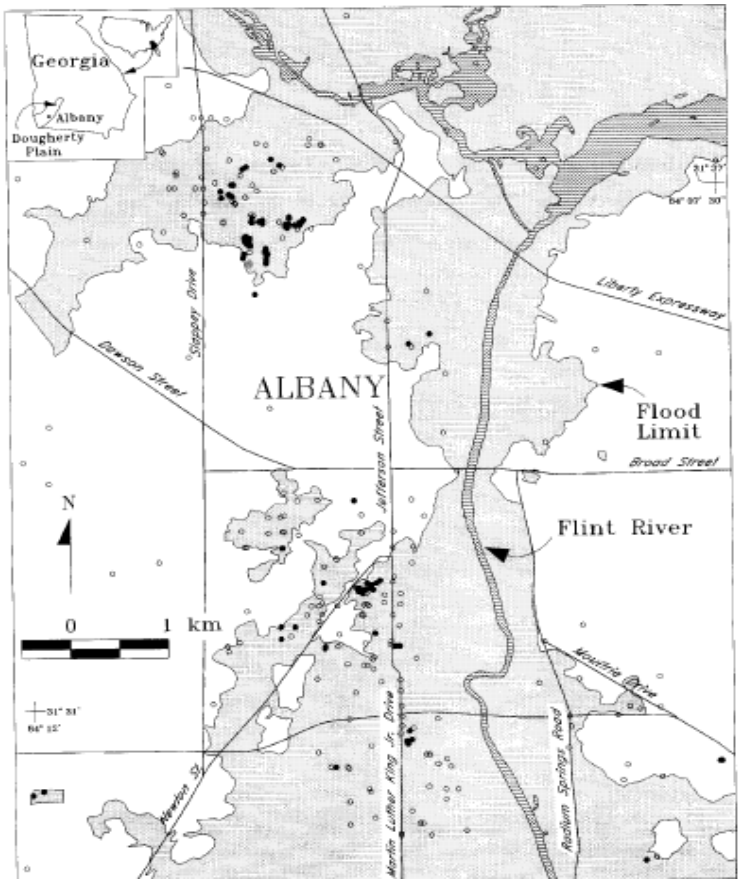


Figure 20 : Apparition de nouvelles dolines dans la plaine d'inondation de la rivière Flint (Géorgie, USA) en 1994 (Hyatt et Jacobs, 1996)

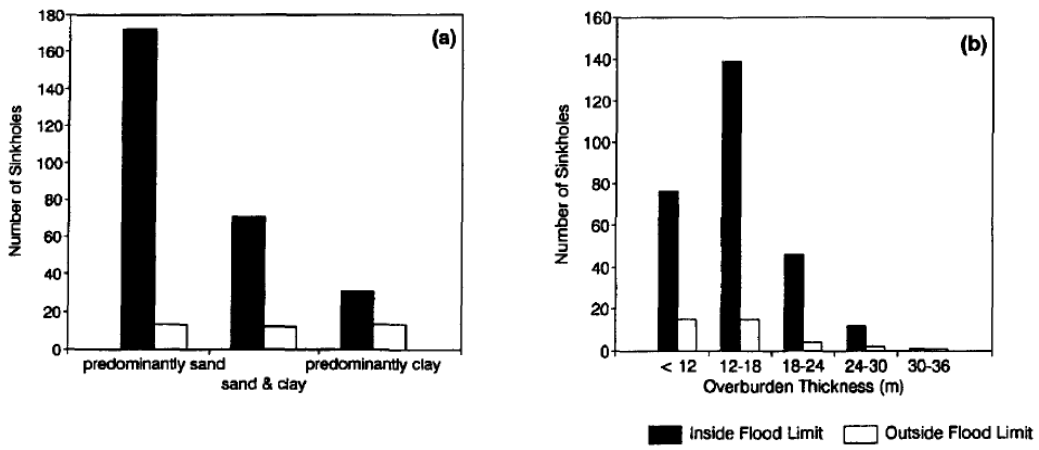


Figure 21 : Comparaison de la fréquence d'apparition de dolines dans et hors de la plaine d'inondation en fonction de la texture du recouvrement (a) et de son épaisseur (b) (in : Hyatt et Jacobs, 1996)

La plupart des dolines sont groupées en alignement selon l'une des directions tectoniques majeures, orientée NNW-SSE, ce qui reflète bien un contrôle structural par les calcaires sous-jacents.

Le mécanisme avancé pour leur formation est donc la saturation des terrains meubles de recouvrement à la suite de l'inondation de la plaine alluviale par la crue de la rivière, suivi d'un soutirage de ces terrains par les conduits karstiques préexistant au sein des calcaires sous-jacents.

4.3 CAS PARTICULIER DU DEVELOPPEMENT DE CAVITES NATURELLES

Le régime hydrogéologique est le principal facteur d'initiation et de développement, dans le temps et l'espace, des cavités naturelles. Toute modification du régime hydrogéologique, résultant en particulier d'un changement climatique, est donc susceptible d'avoir une influence sur le devenir et le comportement des cavités karstiques. Deux principaux types d'évolution sont envisagés :

- la variation du régime hydraulique liée à la baisse ou la hausse du niveau des nappes ;
- la variation de la signature hydrochimique des eaux souterraines.

4.3.1 VARIATION DU REGIME HYDRAULIQUE

Montée du niveau de la nappe

La modification du régime des précipitations peut conduire, même temporairement, à une hausse du niveau des nappes phréatiques dans certains secteurs du territoire, ce qui pourrait conduire à une augmentation de la vitesse de circulation des eaux souterraines.

Ceci peut engendrer le développement de cavités créées par le mécanisme de « suffosion » (Figure 22) : il s'agit d'un entraînement progressif de particules fines au sein d'une formation de recouvrement surmontant un aquifère karstique. **La couverture de limons des plateaux et/ou d'argiles à silex surmontant la craie normande peut par exemple être impactée par ce phénomène**.

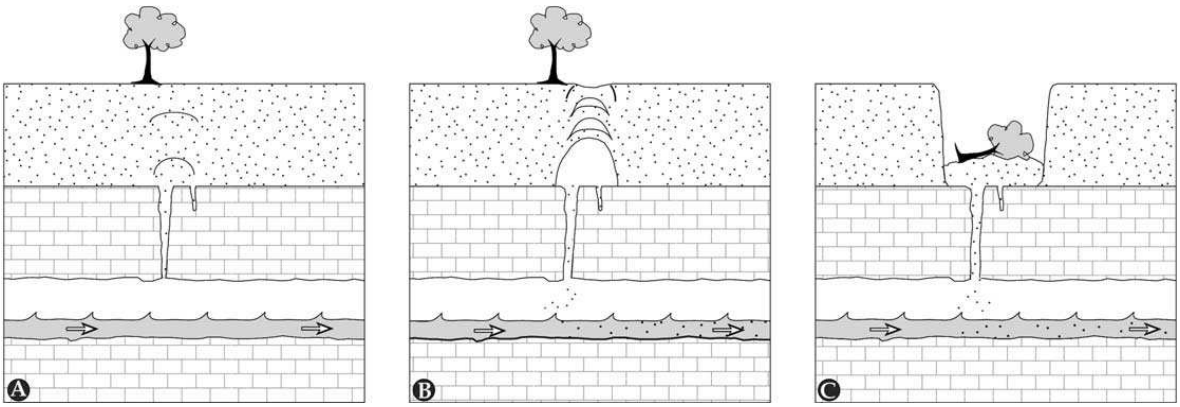


Figure 22 : Mécanisme de suffosion à l'aplomb d'un conduit karstique actif (Salvati et Sasowsky, 2002)

Pour ce qui concerne les dolines, le développement d'entonnoirs d'effondrement est le plus souvent lié à un « débourrage » hydraulique, à savoir l'entraînement vers le fond de matériaux peu compétents sous l'effet du flux d'eau d'infiltration. On peut assimiler ce mécanisme à la « suffosion » des matériaux colmatant la doline. De tels processus interviennent, le plus souvent, lors d'évènements pluvieux extrêmes. On peut donc imaginer qu'une augmentation de la fréquence de ce type de manifestations hydro-climatiques pourrait conduire à une augmentation de la fréquence d'ouvertures des dolines en milieu calcaire ou de leurs équivalents - les bétoires – en milieu crayeux.

Baisse du niveau de la nappe

Certaines études (Ford & Willams, 1989) ont montré que le dénoyage d'une cavité initialement remplie d'eau peut engendrer l'effondrement des terrains sus-jacents (Figure 23). Ce mécanisme est lié à la disparition de la pression de confinement hydrostatique qui s'oppose à la pression lithostatique (c'est-à-dire liée au poids des terrains surplombant la cavité) : il faut pour cela que les terrains soient peu poreux et peu perméables afin qu'une quantité significative d'eau n'ait pas pénétré dans la porosité. Ce mécanisme a notamment été observé in situ en Turquie par Celik et Afsin (1998) et étudié par une approche basée sur la modélisation par Tharp (1999).

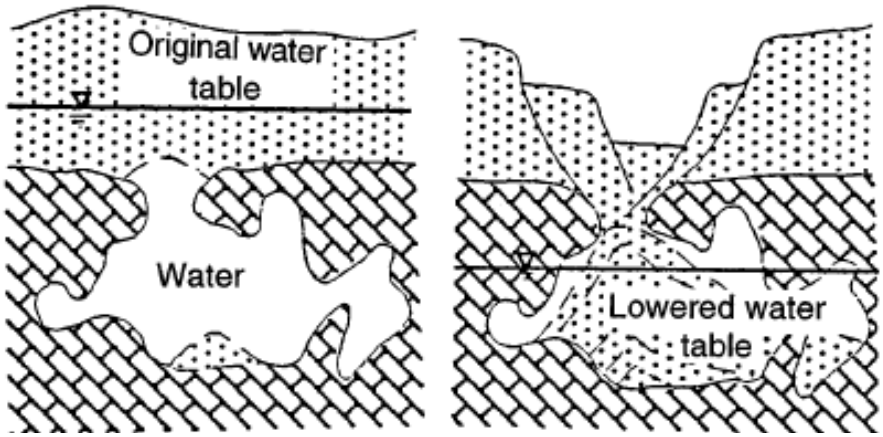


Figure 23 : Schéma conceptuel d'un effondrement lié à une variation du niveau piézométrique (Ford and Williams 1989)

En Italie, dans la région de Latina (Salvati et Sasowsky, 2002), ce mécanisme est responsable de nombreux effondrements dans des zones de drainage des aquifères karstiques (drainage d'origine sismique dans ce cas). Ils concernent des terrains non consolidés, notamment des alluvions récentes surmontant des cavités formées dans les aquifères karstiques sous-jacents.

La baisse du niveau piézométrique dans des régions concernées par la présence de cavités karstiques peut donc être à l'origine de l'effondrement de terrains meubles surmontant des cavités karstiques sous-jacentes en cours de dé-saturation.

Comme précisé plus haut dans le rapport, dans le contexte prévisible du changement climatique, une telle baisse pourrait résulter :

- de phénomènes naturels liés à la diminution de recharge des nappes, notamment en période estivale (diminution des précipitations et augmentation de la température, donc de la reprise évapotranspiratoire) ;
- d'aggravations anthropiques liées à la surexploitation des nappes souterraines en réponse à la raréfaction des ressources hydriques de surface.

4.3.2 REPONSE HYDROGEOCHIMIQUE

En milieu carbonaté

On a vu précédemment que la modification du volume des précipitations, de leur température (liée à celle de l'atmosphère) et de leur teneur en CO_2 dissous est de nature à modifier le potentiel de dissolution des eaux de percolation.

Toute modification du régime climatique actuel aura donc pour conséquence de perturber les phénomènes physico-chimiques qui se développent au sein des premiers mètres de terrain et qui constituent le moteur du phénomène de karstification dans le cas des aquifères carbonatés.

Sachant que le taux d'infiltration des précipitations est très fort dans les régions karstiques (notamment sur les lapiez où il est pratiquement indépendant de l'évapotranspiration), le changement climatique risque d'impacter doublement le karst : par l'augmentation probable de l'infiltration et par une variation de la concentration en CO_2 dissous (avec un sens et une intensité susceptibles de varier sensiblement selon les secteurs considérés). **Cette modification du flux d'eau d'infiltration chargée en gaz carbonique aura inéluctablement un impact sur le potentiel de dissolution des carbonates**. La quantification de cet impact demeure toutefois difficilement prévisible en l'état actuel des connaissances et devra être étudiée, région par région, en intégrant les prévisions de modification du régime climatique simulées par les modèles.

On notera toutefois que, dans le cas particulier des zones montagneuses potentiellement touchées par le recul des glaciers, tout porte à croire que **les eaux provenant des fusions glaciaires ou nivales cumuleront les paramètres favorables à une accélération du processus de dissolution** (disponibilité de quantités importantes d'eau jusqu'alors piégées sous forme de glace, température basse,).

En milieu gypseux

Comparativement au milieu carbonaté, les systèmes karstiques qui se forment en milieu évaporitique sont beaucoup plus réactifs aux variations de régime hydraulique ou de faciès chimique des eaux souterraines compte tenu de leur taux de solubilité nettement plus élevé.

En région parisienne, l'évolution des cavités de dissolution est ainsi fortement influencée par les pompages industriels ainsi que par les rabattements de nappe consécutifs aux grands travaux souterrains (Toulemont, 1981, 1987). Dans le même ordre d'idée, on étudie également aujourd'hui l'incidence possible des doublets de forages géothermiques qui modifient la température de l'eau réinjectée en souterrain ce qui pourrait contribuer à augmenter significativement son potentiel de dissolution aux alentours du forage de réinjection.

Dans les environnements gypseux, les zones de dissolution actives se situent principalement aux endroits où les eaux faiblement chargées en sulfates entrent en contact avec les niveaux gypseux. En effet, dès que la concentration de l'eau en sulfates augmente par dissolution du gypse, l'eau parvient à l'équilibre avec la roche encaissante et les mécanismes de dissolution sont fortement réduits, voire stoppés. Par conséquent, plus le taux de renouvellement de l'eau souterraine est important, plus la saturation des eaux souterraines est délicate et plus la dissolution est active.

A l'avenir, si le changement climatique venait à engendrer une modification sensible du régime d'écoulement des eaux souterraines (augmentation du taux de recharge, du débit d'écoulement des nappes, variation importante du niveau piézométrique et/ou des paramètres physico-chimiques de l'eau), **il est possible que de nouvelles cavités souterraines naturelles apparaissent au droit de terrains évaporitiques actuellement stables**.

Par ailleurs, **l'augmentation des pompages (usage industriel, irrigation…) est également susceptible de réactiver des mécanismes de dissolution** d'horizons superficiels très solubles, comme cela a été mis en évidence en Turquie par Celik et Afsin (1998).

Certains aquifères hébergés par des roches-réservoirs solubles à l'échelle géologique ont atteint un état d'équilibre en fonction des paramètres environnementaux actuels. Les différents scénarios de changement climatique présentés dans ce rapport sont susceptibles de modifier ces paramètres environnementaux et de perturber les équilibres chimiques atteints dans ces aquifères. **Il est donc possible que des mécanismes de dissolution reprennent naturellement dans certaines formations actuellement stables et notamment, en région parisienne, au droit des zones de dissolution actives héritées des processus entamés au Quaternaire**.

5. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

5.1 RAPPEL DES PARAMETRES CLIMATIQUES INFLUENTS

Les différents scénarios d'évolution climatique pour le XXIe siècle prévoient globalement, pour la France, une augmentation des précipitations hivernales, principalement dans les régions du Nord de la France, et une baisse des précipitations estivales sur l'ensemble du territoire.

De ce fait, les eaux superficielles seront affectées, avec une augmentation possible des débits en hiver et des étiages plus sévères en été, essentiellement dus à une baisse globale des précipitations efficaces. Cependant, il existe des disparités entre bassins versants dues à leur morphologie (plaine, montagne), le type climatique auquel ils sont soumis (océanique, continental, méditerranéen) et leur relations avec les nappes d'eau souterraine (nappes alluviales, nappe de la craie) susceptibles de lisser l'impact des étiages.

Ce changement climatique devrait également affecter, avec un certain retard, les eaux souterraines. Parmi ces dernières, il se traduira différemment selon leur étendue (donc leur inertie), leur rapport avec la surface (nappes libres ou captives) et le type de roche-réservoir qui les héberge (milieu poreux à circulation lente, milieu karstique ou fissuré à circulation rapide).

Globalement, à ce jour, la majorité des modèles prévoit une baisse piézométrique moyenne annuelle, mais l'inconnue réside dans les fluctuations saisonnières, notamment en période hivernale.

A l'échelle de l'année, le déficit dû à la diminution de la recharge lors des étiages estivaux pourra être plus ou moins compensé par l'augmentation des précipitations hivernales : il en résultera donc principalement une augmentation de l'ampleur du battement annuel des nappes.

L'impact attendu du changement climatique sur les eaux souterraines devrait donc avoir à la fois un aspect quantitatif et un aspect qualitatif :

- sur le plan quantitatif, il s'agira de causes naturelles (modification climatique) aggravées par certains comportements anthropiques (augmentation des prélèvements d'eau de nappe) ;
- sur le plan qualitatif, on pourrait assister à une augmentation de l'agressivité de l'eau avec, de ce fait, un impact plus fort dans les roches-réservoirs sensibles aux phénomènes de dissolution comme les terrains carbonatés (calcaire, craie) ou évaporitiques (gypse, sel).

5.2 IMPACT SUR LE COMPORTEMENT DES CAVITES SOUTERRAINES

L'eau, notamment par le biais des variations du régime hydrogéologique, joue un rôle essentiel sur la stabilité des cavités souterraines, aussi bien pour ce qui concerne les propriétés mécaniques des terrains (paramètres de résistance des matériaux) que la contrainte effective qui se développe au sein de ces ouvrages.

L'augmentation attendue du battement des nappes semble être le paramètre principal appelé à influer sur le comportement des cavités souterraines.

En ce qui concerne les cavités naturelles, c'est l'évolution des cavités à cinétique de dissolution rapide (dans les roches évaporitiques) qui semble susceptible d'être plus influencée par le changement climatique.

Concernant les cavités en milieu carbonaté, dont la cinétique d'évolution est plus lente, il est probable que le changement climatique aura également une influence sur leur stabilité mécanique mais cette influence est difficile à quantifier à l'échelle du XXIe siècle.

5.3 LACUNES SCIENTIFIQUES

L'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau souterraine est encore loin d'être parfaitement étudié et compris. L'ampleur des perturbations climatiques prévues à la fin du XIXe siècle par différents modèles laisse pourtant entrevoir un impact significatif sur le comportement des nappes les plus sensibles. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de savoir comment se traduira cet impact sur les cavités souterraines - tant naturelles qu'anthropiques - mais il est probable qu'il aille dans le sens d'un accroissement de l'instabilité de certaines d'entre elles.

Des lacunes scientifiques demeurent, tant au niveau de la compréhension des mécanismes initiateurs du phénomène d'instabilité qu'au niveau de l'impact attendu à court, moyen et long terme. Il s'agit par exemple :

- de la réponse mécanique d'une cavité souterraine soumise à des fluctuations saisonnière du niveau de la nappe mais également aux variations d'humidité de l'atmosphère interne de la cavité ou de saturation en eau de la roche encaissante et du recouvrement ;
- de la dégradation des parois et des piliers de cavités souterrains en réponse aux modifications physico-chimiques de l'eau d'infiltration susceptible de devenir plus agressive.

5.4 POURSUITE DES RECHERCHES

Afin de mieux apprécier cet impact, l'INERIS a choisi d'instrumenter plusieurs cavités souterraines, situées dans des contextes géologiques différents, mais où l'eau joue un rôle majeur (Figure 24). Il s'agit des carrières souterraines de craie d'Esteux (Nord) et de Saint-Martin-le-Nœud (Oise) ainsi que des terrains gypseux de Villepinte (Seine-Saint-Denis) où sont apparus des vides souterrains. Dans ces sites, où les conditions climatiques actuelles conditionnent le niveau d'ennoyage, on peut supposer une sensibilité significative au changement climatique.

L'instrumentation mise en place permettra d'étudier leur réponse aux variations quantitatives (battement) et qualitatives (physico-chimie) de la nappe présente dans leur environnement.

L'un des sites choisis est la carrière souterraine de craie d'Estreux qui a été temporairement ennoyée suite aux événements pluviométriques exceptionnels de 2001. On poursuivra les mesures menées depuis 2003 (voir Photo 10) avec l'espoir d'assister, dans les années à venir, à une remontée significative de la nappe permettant de caractériser les conséquences de l'ennoyage temporaire d'une cavité soumise durant de nombreuses années à des conditions sèches. Lorsque ce phénomène se produira, nous disposerons alors d'une chronique très fournie intégrant précisément l'état zéro de la cavité avant ennoyage et de suivre l'évolution des différents paramètres influant sur sa stabilité.

Un autre site retenu est la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud, également creusée dans la craie. A la différence de celle d'Estreux, cette vaste carrière, abandonnée de longue date, est déjà ennoyée dans sa partie la plus basse et renferme une vingtaine de lacs souterrains (voir Figure 25). Toute

évolution du niveau de la nappe pourra donc être mesurée et analysée. Les paramètres mesurés seront sensiblement identiques à ceux analysés à Estreux (déformation des piliers, piézométrie de la nappe) avec en outre les caractéristiques physico-chimique de l'eau d'ennoyage et les paramètres climatiques au droit du site.

Le dernier site retenu se trouve en région parisienne, dans un environnement gypseux. L'agglomération parisienne constitue, à ce titre, un cas remarquable puisque des cavités formées par dissolution y sont régulièrement décelées, principalement au sein des horizons gypseux de la formation des Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur et des formations des masses de gypse du Ludien (Figure 26). Pour ce site, diverses études antérieures semblent démontrer que les fontis apparus ces dernières années ont pour origine le développement de phénomènes de dissolution au sein des masses de gypse présentes entre 10 et 20 m de profondeur dans ce secteur.

Une démarche de caractérisation des aléas est en cours qui aboutira notamment à une cartographie des risques d'apparition de fontis en surface. Pour mener à bien cette analyse, le site est instrumenté afin d'assurer le suivi piézométrique et physico-chimique (température, conductivté) des trois aquifères présents dans ce secteur à différentes profondeurs. Ces mesures permettront d'identifier le mécanisme moteur de la dissolution et de suivre son évolution dans le temps.

S'il semble aujourd'hui admis par la communauté scientifique que l'évolution de tels complexes de dissolution du gypse est fortement influencée par les pompages industriels ainsi que par les rabattements de nappe consécutifs aux grands travaux souterrains, l'influence du changement climatique sur l'évolution d'un tel système n'a, pour le moment, que très peu été étudiée.

Nous profiterons donc de l'expérimentation mise en œuvre dans un but opérationnel à court terme afin de poursuivre les mesures durant plusieurs années. Il s'agira de tenter de caractériser les variations, dans le temps, de la progression des fronts de dissolution à l'origine des cavités de dissolution et de les corréler avec les modifications mesurées du contexte climatique, dans un but de prévision de l'impact du changement climatique attendu.

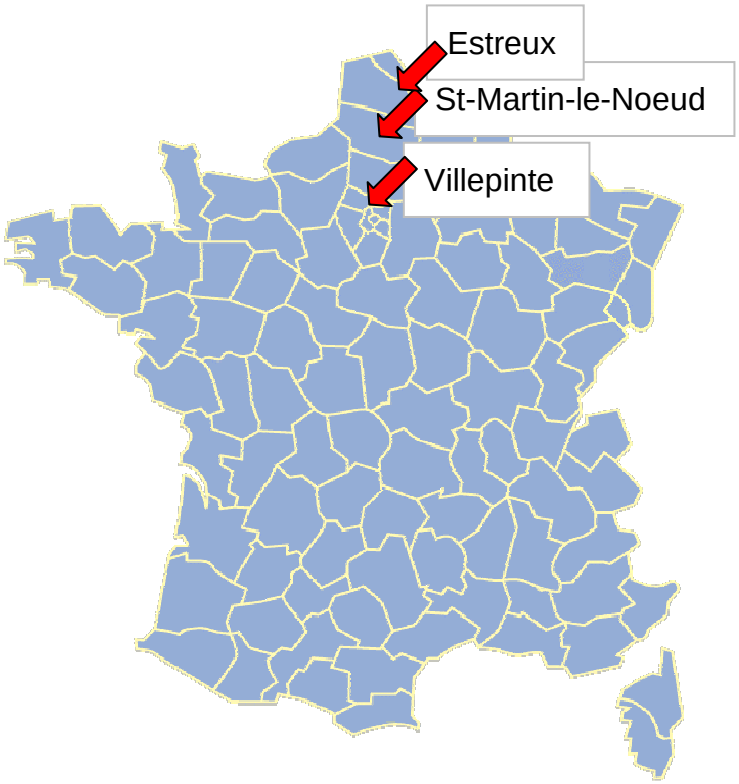


Figure 24 : Localisation des sites d'études proposés

Photo 10 : Instrumentation de la carrière d'Estreux (Laouafa et al., 2009)

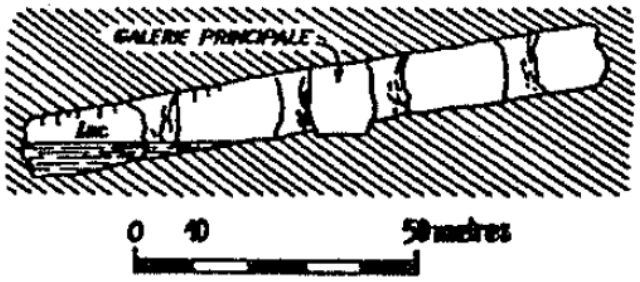


Figure 25 : Coupe schématique de la carrière souterraine de St-Martin-le-Nœud perpendiculaire à son axe de développement principal (in : Mary, 1907)

Le dernier site retenu se situe en région parisienne, dans un environnement gypseux. L'agglomération parisienne constitue, à ce titre, un cas remarquable puisque des cavités formées par dissolution y sont régulièrement décelées principalement au sein des horizons gypseux de la formation des Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur et des formations des masses de gypse du Ludien (Figure 26). Pour ce site, diverses études antérieures semblent démontrer que les fontis ont pour origine les formations des masses de gypse présentes entre 10 et 20 mètres de profondeur dans ce secteur.

Une démarche de caractérisation des aléas est en cours qui aboutira notamment à une cartographie des risques d'apparition de fontis en surface. Pour mener à bien cette analyse, le site est instrumenté afin d'assurer un suivi de 3 aquifères à différentes profondeurs. Ces mesures permettront d'identifier le mécanisme moteur de la dissolution et de suivre l'évolution de ce système de dissolution. Les paramètres, mesurés et enregistrés à intervalle régulier, sont notamment le niveau de l'eau souterraine, sa température ainsi que sa minéralisation.

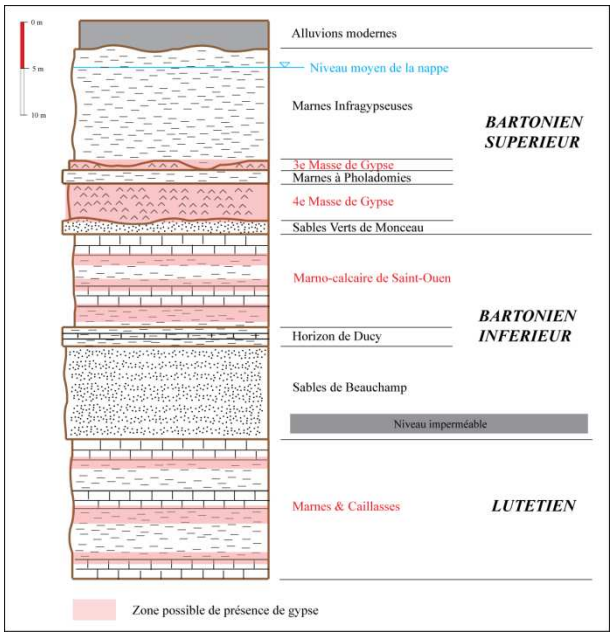


Figure 26 : Log stratigraphique de la région Parisienne et localisation des horizons contenant du gypse (Bech, 2009).

S'il semble aujourd'hui admis par la communauté scientifique que l'évolution de tels complexes de dissolution est fortement influencée par les pompages industriels ainsi que par les rabattements de nappe consécutifs aux grands travaux souterrains, l'influence du changement climatique sur l'évolution d'un tel système n'a, pour le moment, que très peu été étudiée.

Nous profiterons donc de l'expérimentation mise en œuvre dans un but opérationnel à court terme afin de poursuivre les mesures durant plusieurs années et tenter de caractériser les variations, dans le temps, de la progression des fronts de dissolution à l'origine des cavités de dissolution et de la corréler avec les modifications mesurées du contexte climatique.

6. BIBLIOGRAPHIE

Baubion, C. (2004). "Impact du changement climatique sur le bassin de la Seine." DEA, Université Pierre et Marie Curie - Ecole des Mines de Paris - ENGREF, Paris, 15/09/04: 56 p.

Bech F. (2009) Les mécanismes de karstification liés à la dissolution des roches évaporitiques. Rapport de stage de Master 2

Bloomfield J.P., Williams R.J., Gooddy D.C., Cape J.N., Guha P. (2006). "Impacts of climate change on the fate and behaviour of pesticides in surface and groundwater - a UK perspective." Sci. of the total environment. 369(1-3): 163-177.

Boé, J. (2007). "Changement global et cycle hydrologique : une étude de la régionalisation sur la France." Thèse.

Bouraoui, F., G. Vachaud, L. Z. X. Li, H. Le Treut & T. Chen (1999). "Evaluation of the impact of climate changes on water storage and groundwater recharge at the watershed scale." Climate Dynamics 15(2): 153-161.

BRGM (1996). "Méthodes et moyens de contrôle des biseaux salés dans les aquifères littoraux." Rapport BRGM R38847, novembre 1996, 77 p.

BRGM (en cours d'édition). "Cartographie de la susceptibilité à l'apparition de désordres liés à différents phénomènes géologiques sur la Ville de Paris". Document BRGM : 203.

Brook, G.A. (1983). "A world model of soil carbon dioxyde". Earth Surf. Proc., 8 : 79-88.

Brouyère S., Carabin G., Dassargues A. (2004): “Climate change impacts on groundwater resources: modeled deficits in a chalky aquifer, Geer basin, Belgium”. Hydrogeology Journal (2004) 12 : 123–134

Bry, C. & Hoflack, P. (2004). "Le bassin versant de la Charente: une illustration des problèmes posés par la gestion quantitative de l'eau." Courrier de l’environnement de l’INRA, n°52, septembre 2004 : 8 1-96.

Castany, G. (1982). "Hydrogéologie. Principes et méthodes". Ed. Dunod, Paris.

Cauvin M. (2007). Prise en compte des incertitudes et calcul de probabilité dans les études de risques liés au sol et sous-sol. Thèse, INPL - Ecole des Mines de Nancy.

Celik, M., Afsin, M. (1998). "The role of hydrogeology in solution-subsidence development and its environmental impacts; a case-study for SazlÄ±ca (NiÄŸde, Turkey)". Environmental Geology, v. 36 : 335-342.

Chardon M. (1996). "La mesure de l’érosion dans le gypse/anhydrite des Alpes françaises du Nord. Méthodes et état des connaissances". Revue de Géographie Alpine, n°2 : 45-56.

Chataignière, A. (1998). "Vulnérabilité des naoppes côtières. Synthèse bibliographique." Document ENGREF, Montpellier, février 1998, 12 p.

CFE (2007). "Adaptation au changement climatique : quelle stratégie pour les acteurs de l'eau." Colloque du Cercle Français de l'Eau et d'Expo-Zaragoza 2008.

Comité de bassin Loire-Bretagne (2004). "État des lieux du bassin Loire-Bretagne. Volume 1 : caractérisation du bassin et registre des zones protégées." DIREN de bassin Loire-Bretagne & Agence de l’eau Loire-Bretagne, déc. 2004, 239 p. + ann

Crochet, P., Lesage, P., P.A., B., Vadell, M. (1983). "Extensometric deformations linked with rainfalls". Annales Geophysicae, v. 1 : 329-334.

Dandin P. (2006). "Changement climatique : quel impact sur les sécheresses ?". Congrès sur la Gestion et la protection des ressources en eau, Fédération Nationale des Collectivités Concédantes et Régies, Bordeaux, sept. 2006 : 31 p.

Dandin P. (2007). "Evolution du climat et sécheresses". Congrès de la FNCCR, Bordeaux , septembre 2006, http://www.fnccr.asso.fr/documents/DANDIN.pdf, 2 p.

Dogan, U. (2005). "Land subsidence and caprock dolines caused by subsurface gypsum dissolution and the effect of subsidence on the fluvial system in the Upper Tigris Basin (between Bismil-Batman, Turkey)". Geomorphology, v. 71 : 389-401.

Drogue, C. (1971). "Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace sur les roches calcaires." Actes de colloque d'hydrologie en pays calcaire, université de Besançon 3(15): 121-131.

Ducharne, A., S. Théry, P. Viennot, E. Ledoux, E. Gomez & M. Déqué (2003). "Influence du changement climatique sur l'hydrologie du bassin de la Seine." VertigO 4(3).

Ducharne A. Habets F, Déqué M, Evaux L, Hachour A, Lepaillier A, Lepelletier T, Martin E, Oudin L, Pagé C, Ribstein P, Sauquet E, Thiéry D, Terray L, Viennot P, Boé J, Bourqui M, Crespi O, Gascoin S, Rieu J (2009). Projet RExHySS : Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme". Programme GICC, rapport de fin de contrat, septembre 2009, 62 p.

Dufresne, J.-L., D. Salas y Mélia, S. Denvil, S. Tyteca, O. Arzel, S. Bony, P. Braconnot, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, L. Fairhead, T. Fichefet, M.-A. Foujols, P. Friedlingsten, J.-Y. Grandpeix, J.-F. Guérémy, F. Hourdin, A. Idelkadi, G. Krinner, C. Levy, G. Madec, P. Marquet, O. Marti, I. Musat, S. Planton, J.-F. Royer, D. Swingedouw & A. Voldoire (2006). "Simulation du climat récent et futur par les modèles du CRNM et de l'IPSL." La Météorologie 55: 45-59.

Durand, V. (1992). "Structure d'un massif karstique. Relation entre déformations et facteurs hydro-météorologiques. Causse de l'Hortus - Site des sources du Lamalou (Hérault)". Montpellier, Université de Montpellier II.

Eckhardt, K. & Ulbricht, U. (2003). "Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range." Journal of Hydrology 284: 244-252.

Edmunds, W.M., Darling, W.G, Kinniburgh, D.G., Dever, L. & Vacher, P. (1990). "Geochemistry of chalk groundwaters in England and France". British Geological Survey, 39 p.

Elorza, M.G., Santolalla, F.G. (1998). "Geomorphology of the Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain)". Geoderma, v. 87 : 1-29.

Ferrarese, F., Macaluso, T., Madonia, G., Palmeri, A., Sauro, U. (2003). "Solution and recrystallisation processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily". Geomorphology, v. 49 : 25-43.

Ford, D., Williams, P. (1992). "Karst geomorphology and hydrology", 601 p.

Galve, J.P., Bonachea, J., Remondo, J., Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P., Cendrero, A., Gutiérrez, M., Sánchez, J.A. (2008). "Development and validation of sinkhole susceptibility models in mantled karst settings. A case study from the Ebro valley evaporite karst (NE Spain)". Engineering Geology, Engineering and

environmental problems in karst, Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas, v. 99 : 185-197.

GICC-Rhône (2005). "Projet GICC-Rhône - Rapport final révisé – Version courte". Programme de recherche Gestion des Impacts du Changement Climatique (GICC), février 2005, 27 p.

GICC-Seine (2005). " Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine". Rapport Final, Programme de recherche Gestion des Impacts du Changement Climatique (GICC), novembre 2004 (corrigé en janvier 2005), 60 p.

GIEC (2000). "Scénarios d'émission - Résumé à l'attention des décideurs." Rapport Spécial du GIEC: 27p.

GIEC (2007). "Bilan 2007 des changements climatiques. Rapport de synthèse". Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, GIEC, Genève, Suisse, 103 pages.

GIEC (2008). "Climate Change and Water." IPCC Technical Paper VI: 214p.

GISOS (2005) : Synthèse des travaux de recherche «Après-mine fer» 2004, LG.FH.SOS.PSI.RPRE.05.0081.A.doc

GISOS, 2005 : Synthèse des travaux de recherches Après-Mines.

Goderniaux P., Brouyère S, Fowler H. J., Blenkinsop S., Therrien R., Orban P., Dassargues A. (2009). "Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves". Journal of Hydrology 373 (2009) : 122–138.

Gombert, P. (1988). "Hydrogéologie et karstogenèse du Bas-Vivarais calcaire (Ardèche, France)." Thèse, USTL, Montpellier, 484 p.

Gombert, P. (1995). "Approche simplifiée de la dissolution karstique." Karstologia, 24/1 : 41-51.

Gombert, P. (1997). "Quantification du rôle des paramètres climatiques dans la dissolution karstique." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 324/IIa : 17-23.

Gombert, P. (1998). "Evolution théorique de la porosité et de la perméabilité d'un système karstique. Application à un karst méditerranéen". Colloque Hydrodynamique et interactions fluides-roches, Montpellier, 17-18 avril 1998, 7 p.

Gombert, P. (2002). "Role of karstic dissolution in global carbon cycle." Global and Planetary Changes", 33/2002,: 177-184.

Godefroy, N., F. Haaser, S. Henniaux, N. Mosser & O. Stern (2001). "Changement climatique et hydrogéologie." Ecole nationale des ponts et chaussée : http://www.enpc.fr/fr/formations/ecole_virt/trav-eleves/cc/cc0102/impacts/impacts.htm.

González-Nicieza, C., Álvarez-Fernández, M.I., Álvarez-Vigil, A.E., Menéndez-Díaz, A. (2008). "Forensic analysis of foundation failure in gypsiferous ground". Engineering Failure Analysis, v. 15 : 736-754.

Goodings, D.J., Abdulla, W.A. (2002). "Stability charts for predicting sinkholes in weakly cemented sand over karst limestone". Engineering Geology, v. 65 : 179-184.

Grgic D., Homand F. et Giraud A. (2003) : Modélisation du comportement saturé du minerai de fer de Lorraine. 16ème Congrès Français de Mécanique. Nice 1-5 septembre 2003.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Lucha, P. (2004). "Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in the Zaragoza area (Huerva River valley, NE Spain): processes, spatial distribution and protection measures for transport routes". Engineering Geology, v. 72 : 309-329.

Houghton J., Ding Y., Griggs D., Noguer M., van der Linden P., Dai X., Maskell K., Johnson C. (2001). “Climate Change 2001: The Scientific Basis - Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC”. Cambridge University Press. http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm, 881 p.

Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y, Krinner, G., LeVan, P., Li, Z.-X. & Lott, F. (2006). The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. Soumis à "Climate Dynamics"

Hyatt J., Jacobs P. (1996). "Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding following tropical storm Alberto at Albany, Georgia, USA". Geomorphology 17 (1996) : 305-316.

INSU (2007). " Les recherches françaises sur le changement climatique." Rapport INSU - Ministère de l'éducation, de l'enseignement supérieur et de la recherche - Ministère de l'écologie et du développement durable: : 20 p.

James, A.N., Lupton, R.R. (1978). "Gypsum and anhydrite in foundations of hydraulic structures". Géotechnique, v. 28: 249-272.

Jyrkama, M. I. & J. F. Sykes (2007). "The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario)." Journal of Hydrology 338(3-4): 237-250.

Kemper, W.D., Olsen, J., Demooy, C.J. (1975). "Dissolution rate of gypsum in flowing water". Soil Science society of america Proceedings, v. 39 : 458-464.

Klimchouk, A., Lowe, D., Cooper, A., Sauro, U. (1996). "Gypsum karst of the World". Intern. Journal. of Speleol., v. 25 : 1-307.

Kuechler, R., Noack, K., Zorn, T. (2004). "Investigation of gypsum dissolution under saturated and unsaturated water conditions". Ecological Modelling, v. 176 : 1-14.

Krysanova, V., Z. W. Kundzewicz, I. Pin´ Skwar, A. Habeck & F. Hatterman (2006). "Regional Socio-economic and Environmental Changes and their Impacts on Water Resources on Example of Odra and Elbe Basins." Water resources Management 20(4): 607-641.

Laouafa F., Degas M, Kazmierczak J.B. (2009). " Influence d’interactions eau-roche sur le comportement à long terme de cavités souterraines dans la craie". Rapport INERIS DRS-09-76873-02216A, février 2009.

Lebourg, T. (2008). "Etude des aléas gravitaires majeurs aux alentours du Canal du Foulon sur le secteur Est de la commune de Grasse (Alpes Maritimes. 06)". Géosciences Azur, Université de Nice Sophia-Antipolis.

LCPC-INERIS 2002 : Evaluation des aléas liés aux cavités souterraines. Collection environnement - les Risques naturels.

Le Roux A. (1973) : Texture et comportement de la craie. Bulletin de Liaison des laboratoires des Ponts et Chaussées.

Lesage, P. (1981). "Développement de méthodes en vue de l'étude des déformations sismotectoniques du sous-sol". Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Liu, S., Nancollas, G.H. (1971). "The kinetics of dissolution of calcium sulfates dihydrate". J. Inorg. Nucl. chem., v. 33: 2311-2316.

Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M.A., Pocoví, A. (2008). "Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain)". Sedimentary Geology, v. 205 : 1-13.

Marry A., Mary A. (1907) : "Les souterrains de Saint-Martin (Oise)", Spelunca, 7/48 : 31-66.

Mattieu N., Laloui L. (2007). "Effectives stress concept in unsaturated soils : Calirification and validation of a unified frameworks". Int. J. Numer Anal. Meth. Geomech. 2008 ; 2008 , 32 : 771-801.

MEDIAS-France (2002). "Projet GICC-Rhône. Rapport final de tranche I". Décembre 2002, 70 p.

Manier E. (2001) : Interventions du CETE Normandie-centre sur mouvements de terrains entre le 15 mars 2001 et juin 2001.

Maury V. (1979) : Effondrements spontanés - Synthèse d'observations et possibilité de mécanismes initiateurs par mise en charge hydraulique. Revue de l'Industrie Minérale. Octobre.

Merrien-Soukatchoff, V. (2003). "Hydrologie et hydrogéologie." Cours de 3e année de l'Ecole des Mines de Nancy: 89 p.

MIES (2000). "Impacts potentiels du changement climatique en France au XXIe siècle." Rapport de la Mission Interministérielle de l'Effet de Serre: 127 p.

MIES (2006). « Rapport fait au nom de la mission d'information sur l'effet de serre par M.Jean-Yves Le Déaut, Président, et Mme Nathalie Kosciusko-Morizet, rapporteure députés ». Tome 1, Assemblée Nationale, rapport n°3021, 224 p.

Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R. & Savard, M. M. (2002). "Hydrogeology and numerical simulation of the regional groundwater flow of the St. Lawrence Lowlands of South-Western Quebec". in Rivera et al., 2003.

Nicod, J. (1965). "Karst des gypses et évaporites associées". Annales de géographie, v. 471: 513-554.

Nicod, J. (1995). "Carte géomorphologique des karsts de France". Karstologia, 25/1: 21-34.

Novický, O., L. Kašpárek & J. Uhlík (2007). Possible impacts of climate change on groundwater resources and groundwater flow in well developed water bearing aquifers. Third International Conference on Climate and Water, Helsinki.

ONERC (2009). "Changement climatique. Coûts des impacts et pistes d'adaptation". Rapport au Premier ministre et au Parlement. La Documentation française, Paris, ISBN : 978-2-11-007803-2 : 193 p.

Pineault J.-L. (2006). "La sensibilité des eaux souterraines au changement climatique". Géosciences, mars 2006, n°3 : 56-61.

Purkey, D. R., B. Joyce, S. Vicuna, M. W. Hanemann, L. L. Dale, D. Yates & J. A. Dracup (2008). "Robust analysis of future climate change impacts on water for

agriculture and other sectors: a case study in the Sacramento Valley." Climatic Change 87: S109-S122.

Redaud, J. L., J. Noilhan, M. Gillet, M. Huc & J. Begni (2002). "Changement climatique et impact sur le régime de eaux en France." Document réalisé pour le compte de l'UICN à la demande de la MIES: 41p.

Rivard, C., Marion, J., Michaud, Y., Benhammane, S., Morin, A., Lefebvre, R. & Rivera, A. (2003). "Étude de l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine dans l'Est du Canada". Commission géologique du Canada, dossier public 1577, 39 p. et annexes.

Rivera, A., D. M. Allen & H. Maathuis (2003). "Variabilité et changements climatiques - eaux souterraines." http://www.nwri.ca/threats2full/ch10-1-f.html.

Robinet, A. (1986). "La dissolution du gypse dans une zone baignée par l'eau : Etude du phénomène/surveillance de l'évolution". Nancy, université de Nancy 1.

Rodet, J. (1991). "La craie, roche carbonatée poreuse et son karst." Karstologia, n°18 : 13-17.

Rosenberg, N. J., D. J. Epstein, D. Wang, L. Vail, R. Srinivasan & J. G. Arnold (1999). "Possible impacts of global warming on the hydrology of the Ogallala Aquifer region." Climatic Change 42: 677-692.

SAFEGE-BIOTOPE (2008). "Etat des lieux et recommandations relatifs à la connaissance des impacts du changement climatique sur le bassin de la Loire, ainsi qu'aux stratégies ou mesures d'adaptation correspondantes déjà mises en œuvre" Initiative ligérienne d'adaptation aux impacts du changement climatique-Programme opérationnel plurirégional Loire.

Salomon, J. (1999). "Le facteur temps dans la karstification". Géomorphologie, v. n°3 : 195-214.

Salvati, R., Sasowsky, I.D. (2002). "Development of collapse sinkholes in areas of groundwater discharge". Journal of Hydrology, v. 264 : 1-11.

Scibek, J., D. M. Allen, A. J. ACannon & P. H. Whitfield (2006). "Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a hign-resolution transient groundwater model." Journal of Hydrology 333 : 165-181).

Shalev, E., Lyakhovsky, V., Yechieli, Y. (2006). "Salt dissolution and sinkhole formation along the Dead Sea shore". J. Geophys. Res., v. 111.

Sogreah Consultants (2009). " Evaluation du coût des impacts du changement climatique et de l'adaptation en France. Rapport de la deuxième phase". Groupe de travail interministériel « Impacts du changement climatique, adaptation et coûts associés en France », septembre 2009, http://www.onerc.gouv.fr, 108 p.

Solberg, C., Hansen, S. (2001). "Dissolution of CaSO4.1/2H2O and precipitation of CaSO4.2H2O - A kinetic study by synchrotron X-ray powder diffraction". Cement and Concrete Research, v. 31 : 641-646.

Sorgi G. (2004). "Contribution méthodologique et expérimentale à l'étude de la diminution de la résistance des massifs rocheux par vieillissement". BCRD, réf. INERIS-DRS-04-45866/R02.

Sorgi C. De Gennaro V. (2207). "Analyse microstructurale au MEB environnemental d'une craie soumise à chargement hydrique et mécanique". C.R. Geoscience 339 (2007) : 468-481.

Terzaghi K. (1923) : Die Berechnung des Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen: Sitz. Akad. Wiss. Wien, Abt. IIa, v. 132, p.125–138.

Tharp, T.M. (1999). "Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes". Engineering Geology, v. 52 : 23-33.

Thoraval A. (2005). "Analyse du comportement hydromécanique des massifs rocheux fracturés à partir d'essais in-situ et de modélisation". BCRD, réf. INERIS-DRS-05-66388/RN01

Toulemont, M. (1981). "The present evolution of gypseous soil masses as a result of leaching : The case of Lutetian gypsum in the Paris area, France". Bull. liaison Labo. P. et Ch.

Toulemont (1987). "Les risques d'instabilité liés au karst gypseux lutétien de la région parisienne. Prevision en cartographie". Bull. liaison Labo. P. et Ch., v. 150/151.

Van Den Eeckhaut M., Poesen. J., Dusar M. Martens V., Duchateau Ph. (2007). "Sinkhole formation above underground limestone quarries : A case study in South Limburg (Belgium)". Geomorphology 91 (2007) : 19-37.

Veni G., (1987): fracture permeability : implication on cave and sinkhole development and their environmental assessments. 2nd Multidisciplinary Conference on Sinkholes and Environemntal impact of Karst. Olando.

Whittaker B. N. et Reddish D. J. (1989). Subsidences : Occurrence, Prediction, Control. Editions Elsevier.

Woldeamlak, S. T., O. Batelaan & F. De Smedt (2007). "Effects of climate change on the groundwater system in the Grote-Nete catchment, Belgium." HYDROGEOLOGY JOURNAL 15(5): 891-901.

White, W.B. (1988). "Geomorphology and hydrogeology of karst terrains". Oxford.

Wood, M.D., King, N.E. (1977). "Relation between earthquakes, weather and soil tilt". Science, v. 197 : 154-156.

Watelet J.M., (1996). Méthode d'analyse et diagnostique des conditions des stabilités des carrières souterraines. Mémoire de diplôme d'ingénieur ISAM.SNAM, Paris.

Wiid B.L., 1967. The influence of moisture upon the strength behaviour of rock, Ph.D. Thesis. University of Witwatersrand, 184 pages.

Zadro, M., Braitenberg, C. (1999). "Measurements and interpretations of tilt-strain gauges in seismically active areas". Earth-Science Reviews, v. 47 : 151-187.

Zhou, W., Beck, B., Adams, A. (2003). "Application of matrix analysis in delineating sinkhole risk areas along highway (I-70 near Frederick, Maryland)". Environmental Geology, v. 44 : 834-842

7. LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

Repère	Désignation	Dans le texte
Figure 1	Distribution géographique des différences de température et de précipitations entre la fin du XXe siècle et du XXIe siècle, calculée avec les modèles IPSL et CNRM dans le cadre du scénario A2 (INSU, 2007)	
Figure 2	Evolution de la température moyenne en France selon différents scénarios et périodes (MIES, 2000)	
Figure 3	Evolution de la fraction des précipitations située au-dessus du 90e centile annuel en France selon différents scénarios et périodes (MIES, 2000)	
Figure 4	Les différents types de dolines (d'après Salvati et Sasowsky, 2002)	
Figure 5	Exemple de simulation de précipitations en mm/jour d'après un modèle météorologique (à gauche) et selon un modèle climatique (à droite)	
Figure 6	Incidence simulée du changement climatique sur l'alimentation des nappes souterraines à long terme (Döll et Flörke, 2005 in : GIEC, 2008)	
Figure 7	Chronique piézométrique de la nappe de la Beauce à Toury (28) de 1872 à 2004 (Comité de bassin Loire-Bretagne, 2004)	
Figure 8	Carte des zones de répartition des eaux en France par bassin hydrographique (www.ecologie.gouv.fr)	
Figure 9	Résultats de modélisations piézométriques de l'aquifère de la craie du bassin de la Seine.	
Figure 10	Résistance à la compression uniaxiale en fonction du degré de saturation (Wiid,1967 ; Watelet,1996)	
Figure 11	Evolution de la résistance en compression simple en fonction de la succion ou de l'humidité relative (GISOS, 2005)	
Figure 12	Evolution dans le temps des événements acoustiques durant l'essai de fluage monoaxial à charge variable et hygrométrie contrôlée (GISOS, 2005)	

Figure 13	Evolution de la nappe aquifère dans la région d'Estreux (BRGM, 2002)	
Figure 14	Courbe des précipitations enregistrées à Airion (commune située au nord de Clermont-de-l'Oise) – Source : Données Météo France	
Figure 15	Profondeur du toit de la nappe de la craie sur le Plateau Picard par rapport à la surface topographique -Printemps 2001 (Source BRGM)	
Figure 16	Evolution du nombre d'interventions en urgence sur des désordres du 15 mars au 31 juin 2001 (MANIER, 2001)	
Figure 17	Localisation des zones des carrières à l'origine de nombreux fontis (Ven Den Eeckhaut, 2007)	
Figure 18	Evolution de remontée de fontis au-dessus des anciennes carrières de calcaire – Belgique (Ven Den Eeckhaut, 2007)	
Figure 19	Apparition de nouvelles dolines dans la plaine d'inondation de la rivière Flint (Géorgie, USA) en 1994 (Hyatt et Jacobs, 1996)	
Figure 20	Comparaison de la fréquence d'apparition de dolines dans et hors de la plaine d'inondation en fonction de la texture du recouvrement (a) et de son épaisseur (b) (in : Hyatt et Jacobs, 1996)	
Figure 21	Mécanisme de suffosion à l'aplomb d'un conduit karstique actif (Salvati et Sasowsky, 2002)	
Figure 22	Schéma conceptuel d'un effondrement lié à une variation du niveau piézométrique (Ford and Williams 1989)	
Figure 23	Localisation des sites d'études proposés	
Figure 24	Coupe schématique de la carrière souterraine de St-Martin-le-Nœud perpendiculaire à son axe de développement principal (in : Mary, 1907)	
Figure 25	Log stratigraphique de la région Parisienne et localisation des horizons contenant du gypse (Bech, 2009).	
Tableau 1	Evolution des températures moyenne en France (MIES, 2000)	
Tableau 2	Origine des ressources en eau prélevées en France en 2004 (IFEN)	

Photo 1	Variabilité du volume de vides résiduels. A gauche (a) ancienne carrière de craie (Nord). A droite (b) ancienne carrière de gypse dans l'Est Parisien (source IGC)	
Photo 2	Exemple de cavités se développant sur plusieurs niveaux superposés (carrière de gypse, Bouches du Rhône)	
Photo 3	Quelques vues d'effondrements localisés et de ruptures en masse à l'aplomb d'anciennes cavités anthropiques	
Photo 4	Vue de la cavité karstique découverte en 1975 sous la gare du Nord	
Photo 5	Doline à l'est de la Turquie dans les terrains surmontant les horizons gypseux en cours de dissolution (Dogan, 2005)	
Photo 6	Exemple de système racinaire débouchant dans une cavité peu profonde (moins de 15 mètres)	
Photo 7	Ouverture d'une fissure lors de la désaturation (a, b) et fermeture de la même fissure lors de la resaturation de l'échantillon (c, d)	
Photo 8	1 Situation en avril 2002 d'une cave – 2 et 3 : Effondrements du sous-bassement des habitations – 4 : Débourrage d'un puits de marnière	
Photo 9	Vue de l'effondrement de la carrière de craie de Lorroy (77)	
Photo 10	Instrumentation de la carrière d'Estreux (Laouafa et al., 2009)	

8. LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX DES ANNEXES

Repère	Désignation	En annexes
Figure A1	Comparaison d'un aquifère poreux et fissuré (Castany, 1982)	
Figure A2	Bloc-diagramme d'un système aquifère karstique	
Figure A3	Répartition des formations karstiques de France (Nicod, 1995)	
Figure A4	Succession des types d'aquifères dans un bassin sédimentaire (Castany, 1982)	
Figure A5	Carte des systèmes aquifères de la France	
Figure B1	Recharge des eaux souterraines calculée dans l'état actuel (baseline) et selon deux scénarios de changement climatique. (Eckhardt & Ulbricht, 2003)	
Figure B2	Localisation du bassin du Geer (a) et évolution observée et simulée des niveaux d'eau dans un de ses puits (b)	
Figure B3	Evolution de la charge hydraulique à neuf puits d'observation pour chaque scénario de changement climatique (Goderniaux et al., 2009)	
Figure B4	Changement à long terme des composantes moyennes du bilan hydrologique du bassin de la Metuje en République Tchèque (Novický et al., 2007)	
Figure B5	Simulation de l'abaissement piézométrique (en m) dû au changement climatique dans le bassin de la Metuje, République Tchèque (Novický et al., 2007)	
Figure B6	Changement sur 40 ans du niveau des nappes souterraines dans la région de Wielkopolska en Pologne (Krysanova et al., 2006)	
Figure B7	Ecart mensuel moyen du scénario de base avec les 8 scénarios climatiques et dans le bassin de la rivière Grant, Canada (Jyrkama & Sykes, 2007)	
Figure B8	Ecart piézométrique entre la période actuelle et (a) la période 2010-2039 ou (b) la période 2040-2069 en Colombie-Britannique (Scibek et al., 2006)	

Figure B9	Effet du changement climatique sur le niveau des nappes selon les conditions de pompages en Colombie-Britannique (Scibek et al., 2006)	
Figure B10	Tendances annuelles de la recharge obtenues à partir de régressions linéaires sur les séries historiques dans l'est du Canada (Rivard et al., 2003)	
Figure B11	Évolution de la profondeur des eaux souterraines au XXIe siècle dans le bassin de la rivière Sacramento en Californie (Purkey et al., 2008)	
Tableau B1	Scénarios de changement climatique pour 2100 en Belgique (Woldeamlak et al., 2007)	
Tableau B2	Changements de températures et de précipitations mensuelles pour les différents scenarios utilisés en Allemagne (Eckhardt & Ulbricht, 2003)	
Tableau B3	Changements prévus dans les températures du bassin de la rivière Sacramento en Californie (Purkey et al., 2008)	
Tableau B4	Changement attendus dans les précipitations annuelles des bassins du Missouri et de l'Arkansas-White-Red aux Etats-Unis (Rosenberg et al., 1999)	
Tableau B5	*Changement attendu de la recharge de l'aquifère dans les bassins du Missouri et de l'Arkansas-White-Red aux Etats-Unis (Rosenberg et al., 1999)*	

ANNEXES

- Annexe A : Glossaire
- Annexe B : Etudes de cas à l’étranger

ANNEXE A : GLOSSAIRE

AQUIFERES ET EAUX SOUTERRAINES

Les définitions ci-dessous, pour la plupart issues du Dictionnaire Français d'Hydrogéologie[16], sont nécessaires pour la bonne compréhension du document :

- Aquifère : ensemble formé par la roche-réservoir et la nappe qu'elle renferme, susceptible de permettre l'écoulement significatif de l'eau souterraine et son captage en quantités appréciables ;
- Karst : type d'aquifère caractérisé par la présence de chenaux de dissolution de la roche-réservoir (généralement carbonatée) qui créent des conditions d'écoulement particulièrement rapides ;
- Nappe : accumulation de fluide dans les pores d'une roche-réservoir ;
- Niveau statique : profondeur de la surface d'une nappe par rapport à la surface du sol ;
- Phréatique : se dit d'une nappe d'eau souterraine à surface généralement libre et située à faible profondeur (métrique à décamétrique) ; première nappe rencontrée sous terre, elle a longtemps été exploitée par des puits peu profonds (« phreatos » en grec) mais elle est moins sollicitée de nos jours, du fait de son degré de pollution, de sa sensibilité à la sécheresse et de l'existence de techniques de forage profond ;
- Piézométrie : altitude de la surface d'une nappe par rapport au niveau de référence (niveau des mers et océans) ;
- Roche-réservoir : formation géologique poreuse et perméable, susceptible de renfermer un fluide (eau, pétrole, gaz) ;
- Zone non saturée : partie de l'aquifère surmontant la zone saturée et renfermant à la fois de l'eau et de l'air ;
- Zone saturée : partie de l'aquifère renfermant de l'eau à saturation (nappe).

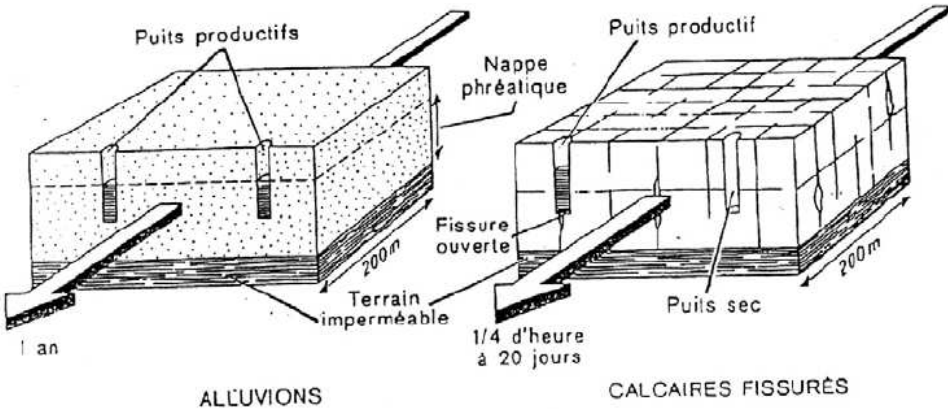


Figure A1 : Comparaison d'un aquifère poreux et fissuré (Castany, 1982)

[16] http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/indexdic.htm#P

Les aquifères peuvent être classés selon leur roche-réservoir ou selon la nappe qu'ils renferment (Figure A5). Selon le type de perméabilité de la roche-réservoir, lié généralement à sa constitution lithologique, on a (Figure A1) :

- un aquifère poreux, formé par une roche-réservoir perméable au sein de laquelle l'eau peut circuler en tous points ; c'est le cas des roches sédimentaires meubles (sable, alluvions),
- un aquifère fissuré, formé par une roche-réservoir consolidée, insoluble17 et pratiquement imperméable, dans laquelle l'eau ne peut circuler qu'au sein de fissures ; c'est le cas de la plupart des roches magmatiques, éruptives et métamorphiques (granite, schiste, grès, basalte, gneiss) ;
- un aquifère karstique, variante de l'aquifère fissuré lorsque la roche-réservoir est soluble8 ; la circulation de l'eau agrandit alors les fissures par dissolution, conduisant à un réseau de cavités généralement pénétrables (Figure A2); c'est principalement le cas des roches carbonatées (calcaire, craie, dolomie), de certains grès à ciment carbonaté et de certaines évaporites (gypse) ; le terme provient de la province slovène du Karst où ce phénomène est particulièrement développé ; les aquifères karstiques représentent environ 40% du territoire de la France métropolitaine (Figure A3) ;

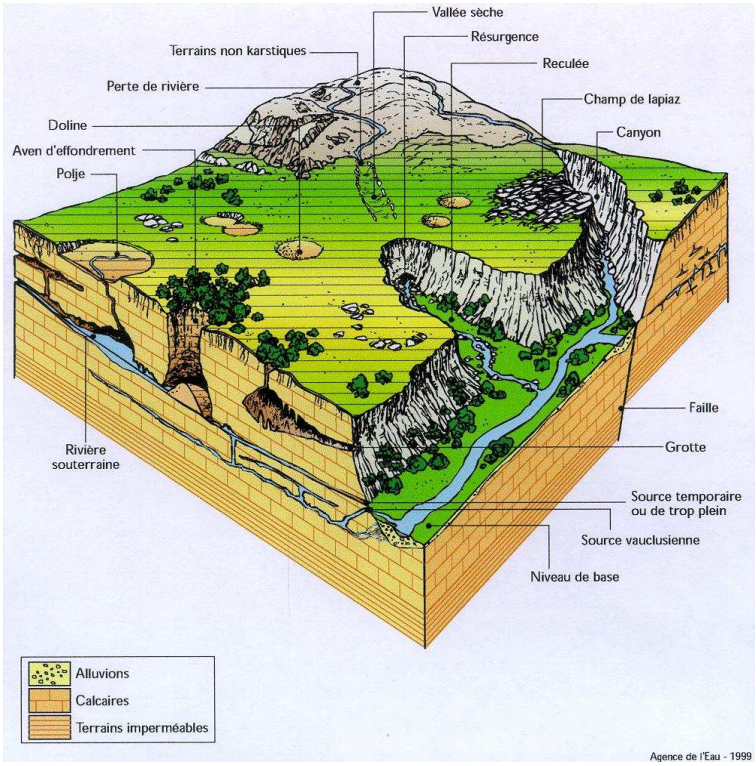


Figure A2 : Bloc-diagramme d'un système aquifère karstique

[17] A l'échelle géologique.

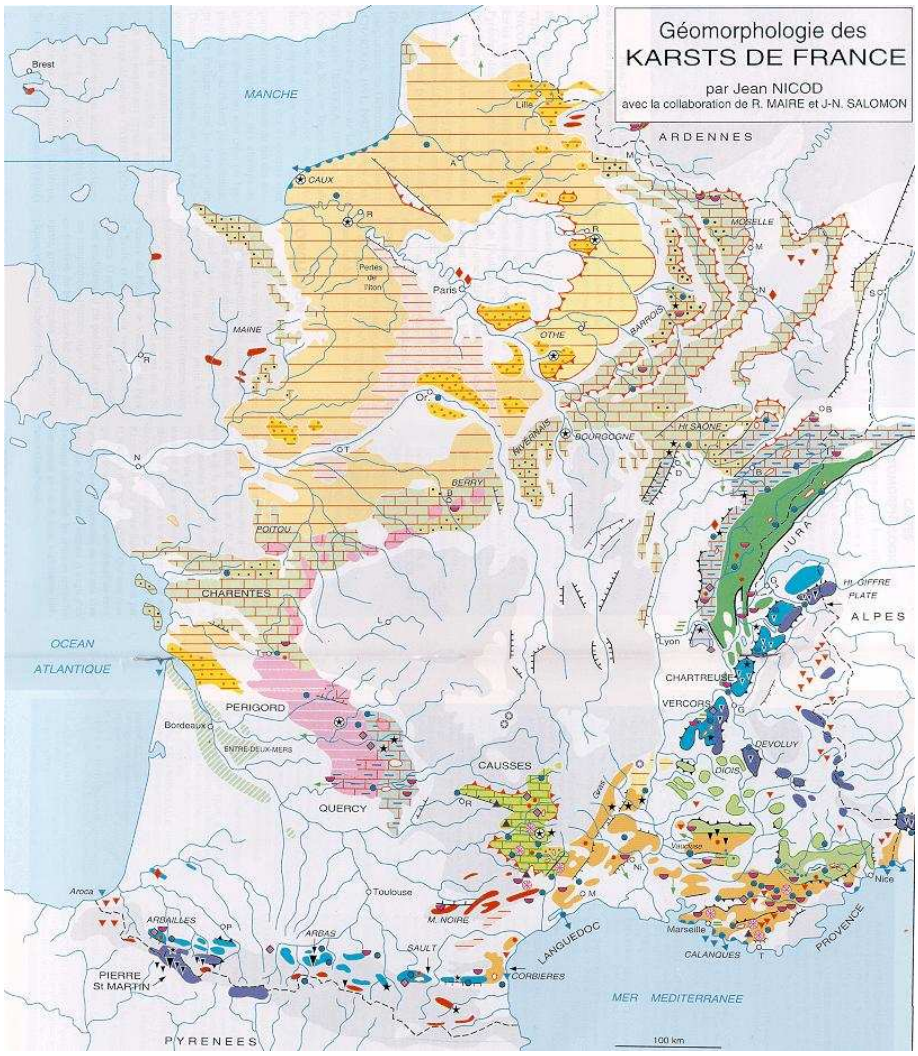


Figure A3 : Répartition des formations karstiques de France (Nicod, 1995)

Selon les conditions hydrodynamiques qui régissent le mouvement des nappes, on obtient une autre classification en (Figure A4) :

- aquifère libre ou dont la nappe est à surface libre; ce type d'aquifère renferme une zone non saturée, située au-dessus de la nappe ;
- aquifère captif, dont la nappe est captive sous un toit imperméable, sans échange possible avec d'autres nappes ou avec la surface18 ; ce type d'aquifère ne comprend qu'une zone saturée;
- aquifère semi-captif, dont la nappe est renfermée sous un toit semi-perméable (ou « aquitard »); dans ce type d'aquifère, les échanges entre nappes ou vers la surface existent mais sont limités ;
- aquifère perché, dont la nappe est libre mais perchée au-dessus d'une zone non saturée, par l'intermédiaire d'un niveau imperméable.

[18] Sauf lorsque la roche-réservoir qui renferme une nappe captive affleure : elle devient alors localement libre et peut être rechargée par les précipitations (et soumise à la pollution).

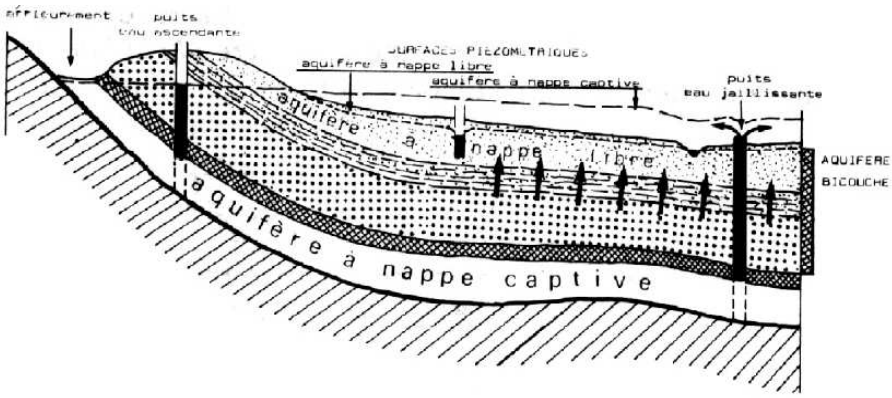


Figure A4 : Succession des types d'aquifères dans un bassin sédimentaire (Castany, 1982)

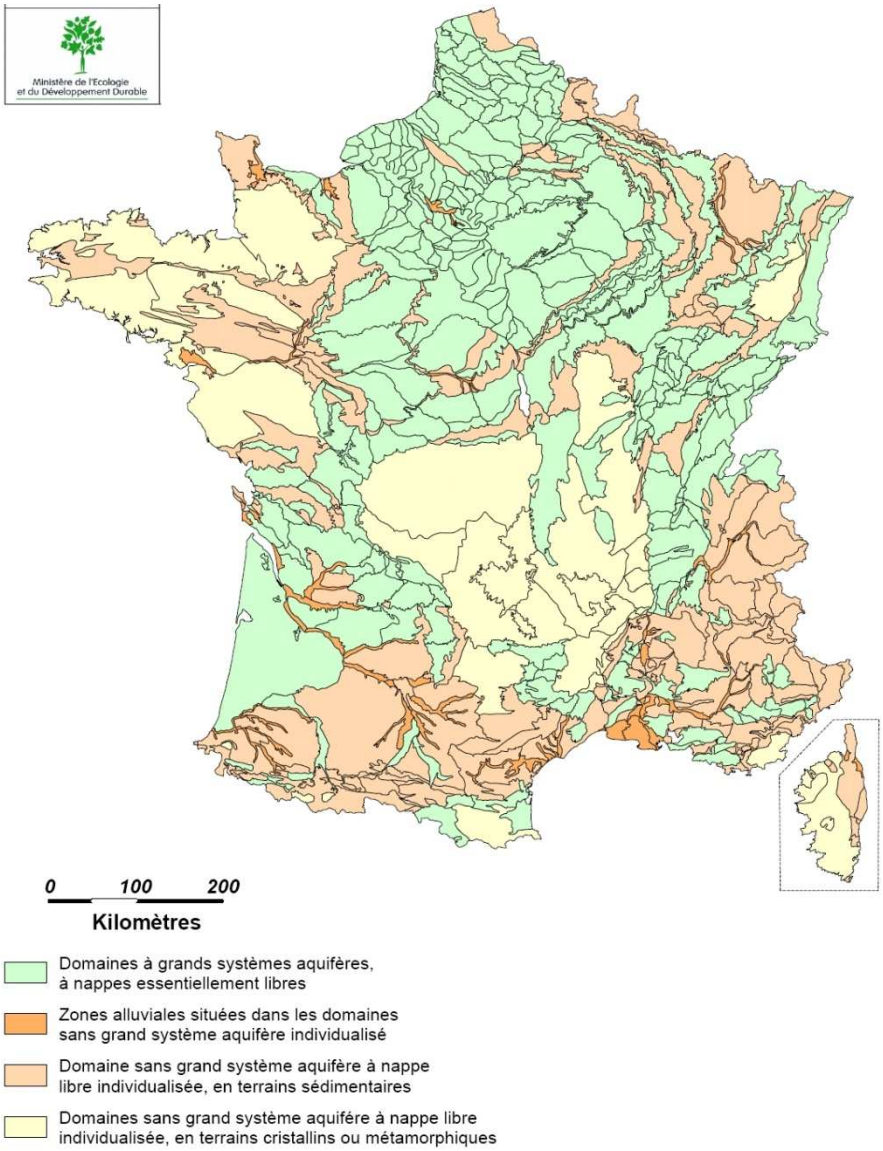


Figure A5 : Carte des systèmes aquifères de la France

MOUVEMENTS DE TERRAIN

Le fontis est un effondrement localisé qui débouche en surface en créant un entonnoir ou un cratère pseudo-circulaire, dont le diamètre et la profondeur peuvent varier de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètre selon la géométrie des cavités, la nature, l'épaisseur et le foisonnement des terrains de recouvrement et d'une présence ou non d'une nappe aquifère.
Ce type de désordre survient de façon soudaine, et sans signe précurseur visible en surface. Les bords de la zone effondrée présentent le plus souvent des plans d'arrachement verticaux.

L'effondrement généralisé est un effondrement violent et spontané consécutif à une rupture des terrains de recouvrement de toute zone exploitée. Il se présente en surface sous forme d'un cratère d'effondrement à fond plat, bordé par des fractures sub-verticales de cisaillement dont le rejet peut atteindre plusieurs mètres. La zone effondrée peut correspondre à une ou la totalité de la carrière et la surface de l'effondrement peut atteindre plusieurs hectares. Contrairement aux effondrements localisés, ils se produisent dans des zones où l'épaisseur du recouvrement est le plus importante et le taux dé défruitement est très élevé.

L'affaissement résulte d'une déformation souple et progressive du terrain du recouvrement. Il est souvent associé à des exploitations profondes et de grande extension, mais il peut être observé dans d'autres contextes géologiques et géotechniques. Des mouvements résiduels (tassement) peuvent manifester.

ANNEXE B : ETUDES DE CAS A L'ETRANGER

BELGIQUE

Une étude menée par Woldeamlak et al. (2007) a appliqué les scénarios de l'Institut météorologique royal des Pays-Bas (KNMI) au système de captage d'eaux souterraines de Grote-Nete en Belgique. Ce modèle prévoit plusieurs scénarios (Tableau B1) :

- un scénario « humide » (subdivisé en trois sous-scénarios) avec, en toutes saisons, une hausse concomitante des températures et des précipitations ;
- un scénario « froid » avec, en toutes saisons, une hausse des précipitations mais une baisse des températures ;
- un scénario « sec », avec, en toutes saisons, une hausse des températures mais une baisse des précipitations.

Tableau B1 : Scénarios de changement climatique pour 2100 en Belgique (Woldeamlak et al., 2007)

Climate scenario		Temperature change (°C)	Precipitation change (%)			PET change (%)	Wind-speed change (%)
			Annual	Summer	Winter		
Wet	Low	+1	+3	+1	+6	+4	−5
	Central	+2	+6	+2	+12	+8	0
	High	+4	+12	+4	+24	+16	+5
Cold		−2	−6	−2	−12	−8	0
Dry		+4	−10	−10	−10	+16	−10

PET potential evapotranspiration

Dans le scénario humide, les précipitations efficaces(ruissellement + infiltration) vont augmenter. Cependant, l'augmentation du ruissellement sera plus forte en toutes saisons alors que :

- en été, l'augmentation des températures aura un impact beaucoup plus fort que celle des précipitations, ce qui aboutira à une augmentation globale de l'évapotranspiration ;
- en hiver, l'excédent de précipitations alimentera d'abord l'infiltration puis le ruissellement ; la recharge des aquifère se produira à 98% en hiver contre 86% à l'heure actuelle, ce qui conduira à une augmentation moyenne du niveau des nappes de 0.16 m (scénario bas) à 0.79 m (scénario haut).

Dans le scénario froid, les précipitations efficaces vont au contraire diminuer, entraînant la diminution conjointe du ruissellement et de l'infiltration. En conséquence, le niveau des nappes souterraines devrait descendre légèrement d'environ 0.08 m.

Dans le scénario sec, seule l'évapotranspiration augmentera, conduisant à une diminution conjointe du ruissellement et de l'infiltration et ce, en toutes saisons. Ainsi, on s'attend à ce que le niveau des nappes baisse en moyenne de 0.52 m avec un maximum local pouvant atteindre de 3,1 m.

ALLEMAGNE

En Allemagne, les effets du climats ont été étudié sur le bassin de Dill situé dans le sud-est du massif Rhénan (Eckhardt & Ulbricht, 2003). Majoritairement recouvert de forêt, sa superficie est de 693 km². Le modèle météorologique utilisé

est celui du Deutsche Wetterdienst (Service Météorologique Allemand), régionalisé à l'échelle du bassin.

Les scénarios de climat choisis sont le scénario A2 avec une augmentation de température de 4,5℃ (A2-high) et le scénario B1 av ec une augmentation de 1,5℃ (B2-low). Plus précisément, les variations mensuelles de température et de précipitations prises en compte sont résumées dans le (Tableau B2).

Tableau B2 : Changements de températures et de précipitations mensuelles pour les différents scenarios utilisés en Allemagne (Eckhardt & Ulbricht, 2003)

Month	Temperature change (°C)		Precipitation change (%)	
	B1-low	A2-high	B1-low	A2-high
J	+1.51	+4.94	±0	+13
F	+1.49	+4.88	±0	+11
M	+1.45	+4.78	±0	+8
A	+1.40	+4.65	±0	+3
M	+1.35	+4.51	±0	−6
J	+1.31	+4.42	±0	−19
J	+1.30	+4.38	±0	−23
A	+1.31	+4.42	±0	−19
S	+1.35	+4.51	±0	−6
O	+1.40	+4.65	±0	+3
N	+1.45	+4.78	±0	+8
D	+1.49	+4.88	± 0	+11

La Figure B1 montre les résultats obtenus en ce qui concerne la recharge des nappes au pas de temps mensuel.

Pour le scénario B1, différents effets se contrebalancent :

- l'augmentation de la température fait croître l'évapotranspiration et la surface des feuilles mais cette dernière va contribuer à l'interception des précipitations et à une plus forte transpiration ;
- en revanche, il se produit une réduction de la conductance stomatique qui fait décroître la transpiration.

Au final, la recharge des eaux souterraines va globalement diminuer de 3% mais avec les fluctuations suivantes :

- augmentation en janvier et février puisque, avec la hausse des températures, de nombreuses chutes de neiges seront remplacées par des pluies ;
- de ce fait, le pic printanier de recharge actuellement dû à la fonte des neiges disparaît et le tarissement des nappes débute dès le printemps ;
- la reprise de la recharge en automne est retardée à cause de la forte dessication des sols en été.

Les mêmes observations sont valables pour le scénario A2 mais les phénomènes y sont plus contrastés du fait d'une température plus élevée :

- la recharge augmente plus fortement en hiver (+10%) car le cumul de précipitations est plus élevé ;
- elle diminue par contre de plus de 50% en été.

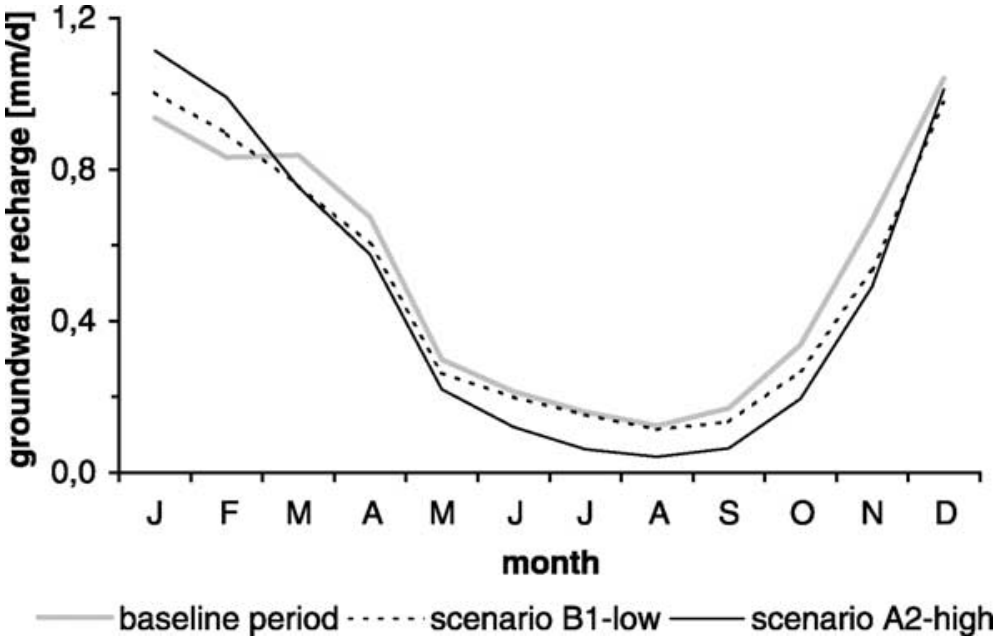


Figure B1 : Recharge des eaux souterraines calculée dans l'état actuel (baseline) et selon deux scénarios de changement climatique. (Eckhardt & Ulbricht, 2003)

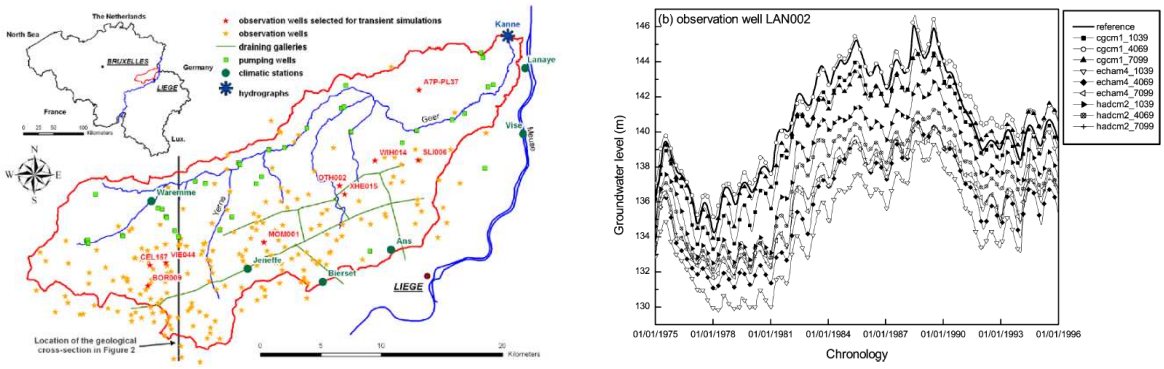
BELGIQUE

Le modèle hydrologique intégré (MOHISE) a été utilisé afin d'étudier l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique dans son ensemble. Ce modèle a été appliqué à des bassins versants représentatifs de Belgique dont le bassin du Geer, d'une superficie de 465 km², situé près de Liège (Figure B2a). Ce bassin, implanté dans la craie, renferme une nappe en majorité libre. Cette approche a permis d'estimer l'impact du climat sur l'évolution des réserves souterraines entre 1975 et 1995 en calant le modèle sur la période 1975–1988 puis en validant les résultats sur la période 1989–1995 (Figure B2b).

Sur la base des scénarios de changement climatique de l'IPCC, les premiers résultats obtenus montrent la possible apparition de déficits d'eau souterraine dans le futur sur ce bassin versant et donc, plus globalement, en Belgique. En effet, quelles que soient les conditions climatiques prises en compte (année sèche ou humide), l'infiltration de l'eau vers les aquifères sera diminuée par rapport aux conditions actuelles. Ces conclusions sont en accord avec celles de travaux récemment publiés dans d'autres contextes géoclimatiques comme Loaiciga et al. (2000) dans l'aquifère karstique regional d'Edward BFZ au Texas (USA), Yusoff et al. (2002) dans l'aquifère de la craie de l'est de l'Angleterre ou De Wit et al. (2001) dans le bilan hydrologique de la Meuse.

Leurs conclusions générales est que les bassins versants où domine le ruissellement rapide par rapport à l'écoulement de base d'origine souterraine seront plus sensibles aux changements climatiques. Cela ne sera pas le cas du bassin du Geer où la composante souterraine de l'écoulement est fortement dominante. Outre l'impact direct du changement climatique sur les aquifères, la dégradation des sols et l'augmentation des demandes d'irrigation qui vont en découler risquent d'augmenter les besoins en eau souterraine.

Du fait de ces effets combinés, le changement climatique devrait avoir un impact fort sur les ressources en eau souterraine. Il sera donc nécessaire de développer des méthodes de remédiation spécifiques comme la recharge artificielle de nappe. Les premiers résultats obtenus dans d'autres bassins en Belgique montrent une tendance similaire mais il est nécessaire, pour les valider, d'acquérir et de traiter des données supplémentaires.



a) In : Goderniaux et al. (2009) *b) In : Brouyère et al. (2004)*

Figure B2 : Localisation du bassin du Geer (a) et évolution observée et simulée des niveaux d'eau dans un de ses puits (b)

Goderniaux et al. (2009) signalent que l'estimation des impacts du changement climatique sur les eaux souterraines représente l'un des défis les plus difficiles posés aux spécialistes des ressources en eau. Ces auteurs ont récemment développé un modèle couplé d'évolution des eaux superficielles et souterraines de ce bassin et l'ont fait tourner avec des scénarios de changement climatique. Il s'agit du modèle aux éléments finis HydroGeoSphere qui permet de calculer les infiltrations et exfiltrations d'eau des cours d'eau vers les aquifères en résolvant simultanément les équations du flux superficiel et souterrain. Par ailleurs, l'évapotranspiration réelle y est une fonction de l'humidité du sol à chaque nœud de calcul, ce qui permet d'améliorer la représentativité de la recharge des nappes par rapport aux modèles traditionnels Ce modèle a été calibré sur la période 1967-2003 à partir des données piézométriques et des flux de surface.

Des simulations ont été réalisées pour six modèles régionaux de climat basés sur le scénario SRES A2 qui prédit des étés plus chauds et plus secs et des hivers plus doux et plus humides. Elles prévoient une augmentation très importante de l'évapotranspiration et une baisse de la pluviométrie sur cette région d'ici 2100. De ce fait, on doit s'attendre à des diminutions significatives du niveau des nappes, pouvant atteindre 2 à 8 m, pour les périodes 2041-2070 et 2071-2100. L'impact touchera également les écoulements de surface, surtout en été, avec une baisse de débit comprise entre 9% et 33% à l'horizon 2080.

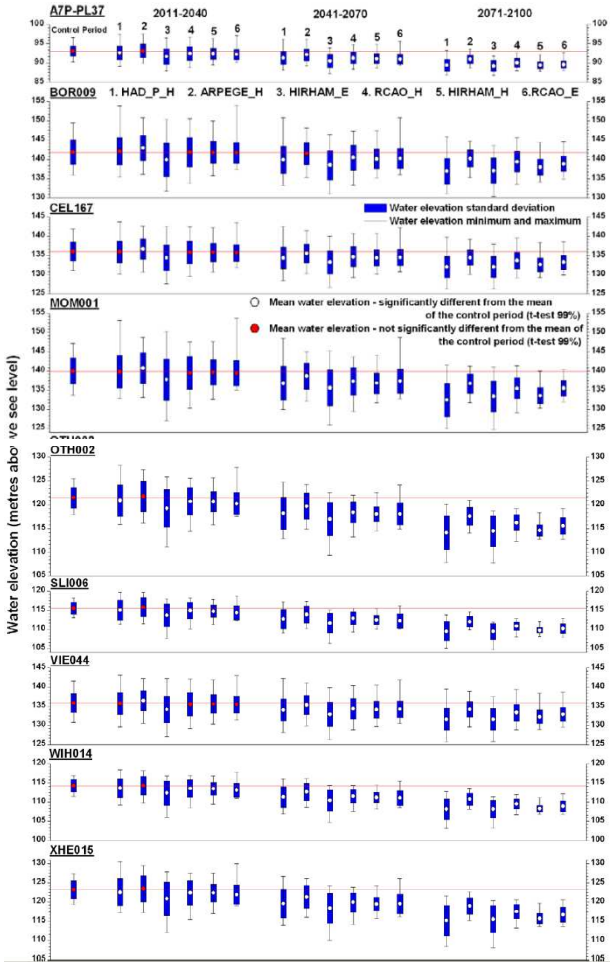


Figure B3 : Evolution de la charge hydraulique à neuf puits d'observation pour chaque scénario de changement climatique (Goderniaux et al., 2009)

REPUBLIQUE TCHEQUE

En république Tchèque, le bassin de la rivière Metuje fait partie d'un important bassin hydrologique. L'eau souterraine y circule à une profondeur pouvant atteindre 200 m, la nappe étant en condition semi-captive et localement artésienne (Novický et al., 2007). Quatre scénarios de changement climatique y ont été appliqués : deux de la famille A2 et deux de la famille B1.

Les conséquences à long terme sur le cycle hydrologique d'une faible diminution (-1%) des précipitations couplées à une augmentation de la température montrent une baisse de plus de 20% du ruissellement et de l'infiltration à l'origine de la recharge des nappes (Figure B4).

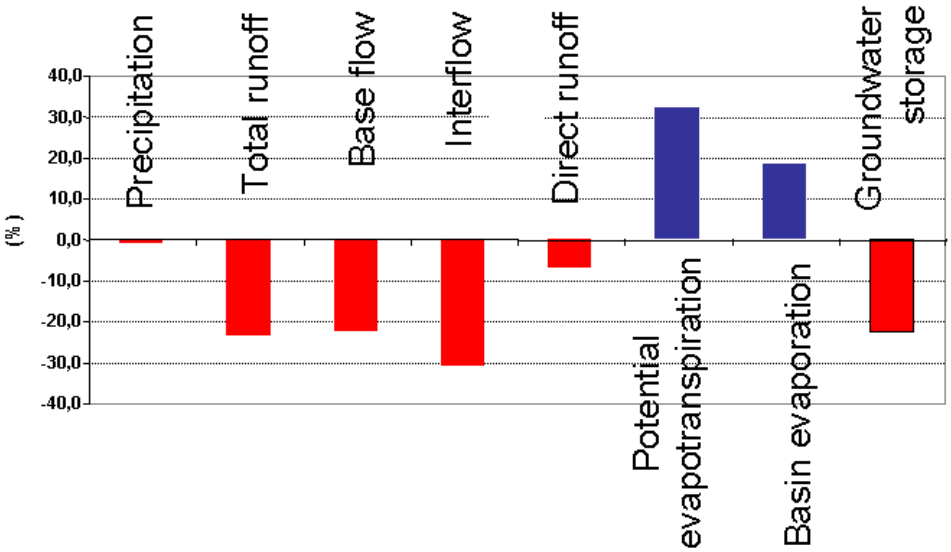


Figure B4 : Changement à long terme des composantes moyennes du bilan hydrologique du bassin de la Metuje en République Tchèque (Novický et al., 2007)

Les résultats montrent une diminution du niveau de la nappe d'eau souterraine pouvant aller jusqu'à plus de 10 m (Figure B5).

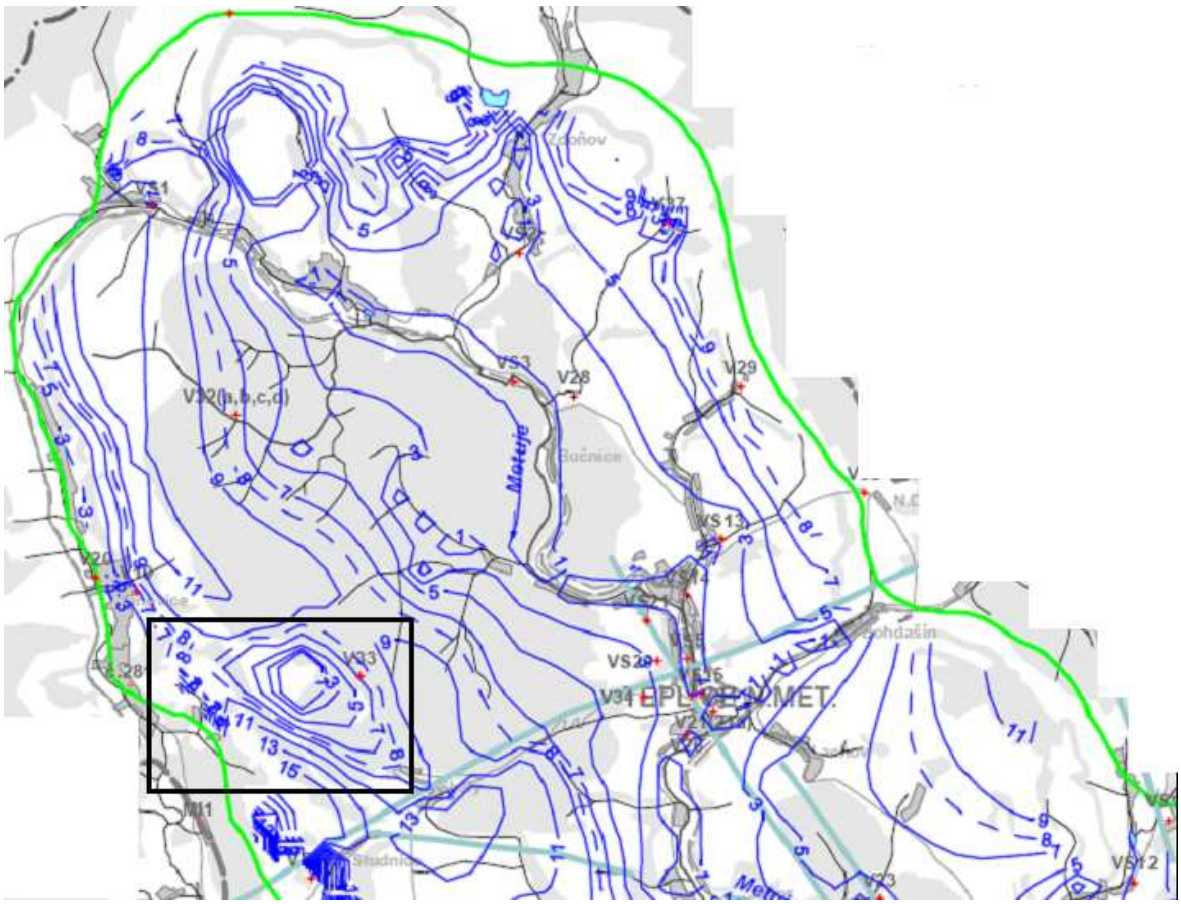


Figure B5 : Simulation de l'abaissement piézométrique (en m) dû au changement climatique dans le bassin de la Metuje, République Tchèque (Novický et al., 2007)

POLOGNE

En Pologne, une étude a été mené par Krysanova et al. (2006) sur les tendances observées depuis 40 ans sur le niveau des nappes souterraines de la région de Wielkopolska. Il ne s'agit pas d'une modélisation mais du constat de l'impact du changement climatique supposé être en cours19.

Au cours de cette période, la température a augmenté d'environ 1℃ et les précipitations d'environ 100 mm et ce, principalement en été.

En réponse à ces variations climatiques, on a observé une hausse du niveau des nappes à certains points et une baisse à d'autres (Figure B6).

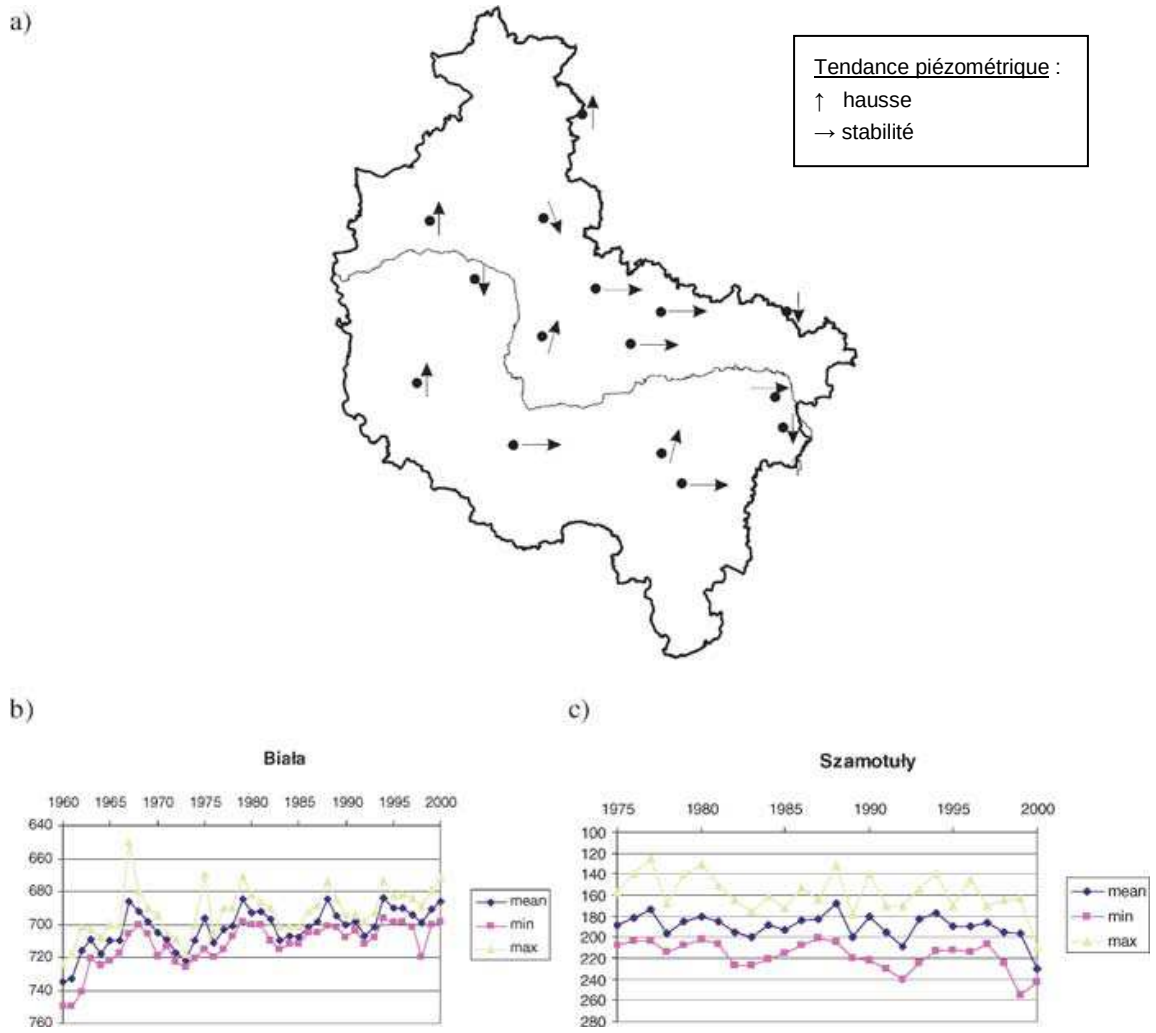


Figure B6 : Changement sur 40 ans du niveau des nappes souterraines dans la région de Wielkopolska en Pologne (Krysanova et al., 2006)

Légende : a) carte des tendances piézométriques, b) exemple de piézométrie à la hausse, c) exemple de piézométrie à la baisse

[19] on notera toutefois que le dernier rapport du GIEC (2008) sur le climat et l'eau précise que les tendances des dernières décennies ne montrent pas avec certitude l'effet d'un changement climatique actuellement perceptible.

CANADA

Au Canada, la plupart des recherches sur les effets des changements climatiques sur le cycle hydrologique sont axées sur les eaux de surface. Seules quelques études ont été menées sur l'impact attendu sur les eaux souterraines mais les données ne sont pas aisément transposables au cas de la France du fait du contexte climatique particulier (majorité de précipitations neigeuses, importance des zones englacées).

Région de l'Ontario

Les effets du changement climatique sur les eaux souterraines de la région des Grands Lacs ont tout d'abord été évalués sur la région du sud-ouest de l'Ontario. On a eu recours :

- à la modélisation des eaux souterraines pour déterminer leur piézométrie à l'échelle régionale ;
- à l'analyse du débit des cours d'eau afin de déterminer leur débit de base issu du drainage des eaux souterraines en fonction des conditions climatiques historiques.

Dans 174 bassins hydrographiques, on a ainsi pu séparer l'écoulement des cours d'eau en :

- un ruissellement de surface directement issu des précipitations ;
- une restitution retardée en provenance des nappes.

Les résultats indiquent que, dans l'état actuel du bilan hydrologique, 75% de l'eau provenant de la pluie et de la fonte des neiges est disponible pour le ruissellement et l'infiltration pendant l'hiver : ce taux tombe à seulement 10% pendant l'été.

Cependant, plusieurs paramètres dépendent du bassin hydrographique étudié, notamment la part des précipitations qui alimente les eaux souterraines (variable de 10 à 80%) et la vitesse à laquelle l'eau infiltrée retourne vers les cours d'eau pour soutenir leur débit de base (et par conséquent la persistance de leur écoulement estival).

Néanmoins, ces résultats ont été intégrés dans deux scénarios de changement climatique : l'un a conduit à une augmentation moyenne de 19% du débit de base annuelle total des cours d'eau et l'autre à une diminution moyenne de 3%. Ces écarts montrent la sensibilité des prévisions aux différentes conditions climatiques imposées.

Ces deux scénarios ont également montré l'impact significatif et plus régulier de la réduction de l'accumulation hivernale de neige sur la distribution statistique des débits de base des cours d'eau sur une période d'un an. Cela se traduit par un accroissement des débits pendant l'hiver et par une baisse au printemps et au début de l'été (période traditionnelle de fonte du stock de neige).

Ces résultats traduisent la possibilité d'effets significatifs résultant de l'action du changement climatique sur les eaux souterraines. Ils permettent également de prévoir que ces effets seront probablement amplifiés par l'Homme qui devra préférentiellement exploiter les eaux souterraines en période estivale.

Bassin de la rivière Grand

Les effets du changement climatique sur les eaux souterraines de la région des Grands Lacs ont ensuite été évalués sur le bassin de la rivière Grand par une méthode similaire à la précédente (Jyrkama & Sykes, 2007).

Les changements du cycle hydrologique dans le bassin de la rivière Grand ont été estimés grâce au modèle HELP3. Ce modèle simule le mouvement quotidien de l'eau dans le sol en prenant en compte les effets de la température et des précipitations, le stockage dans le sol, le ruissellement, l'évapotranspiration, la fonte des neiges, l'interception par les végétaux (et leur croissance) ainsi que le débit traversant la zone non saturé.

L'impact du changement climatique a été modélisé selon huit scénarios climatiques. Une comparaison a été faite avec un scénario basé sur une période de 40 ans entre janvier 1960 et décembre 1999 (Figure B7).

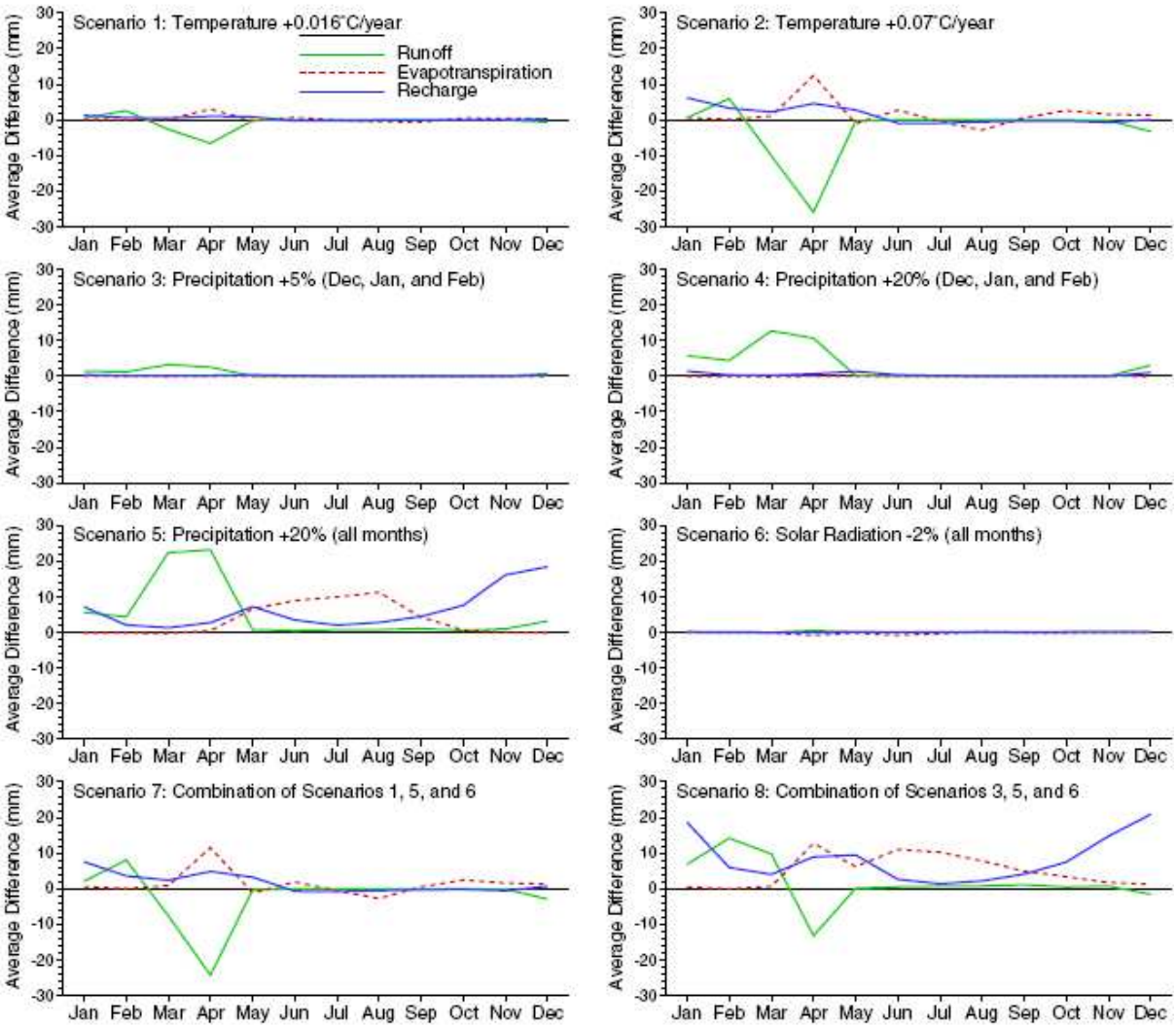


Figure B7 : Ecart mensuel moyen du scénario de base avec les 8 scénarios climatiques et dans le bassin de la rivière Grant, Canada (Jyrkama & Sykes, 2007)

Aquifère carbonaté de Winnipeg

Le cas de l'aquifère carbonaté régional de Winnipeg est spécial car il existe, à l'Ouest de la rivière Rouge, une masse d'eaux souterraines salines en migration vers les nappes d'eau douce situées à l'Est. Une étude hydrogéologique a démontré que le niveau piézométrique élevé de l'eau douce à l'Est empêche la migration des eaux salines et que les cours d'eau influent grandement sur la limite entre l'eau saline et l'eau douce :

- au début du XXe siècle, un pompage important dans la nappe d'eau douce a permis a l'eau saline de franchir les rivières et d'atteindre la région de Winnipeg ;
- un déplacement de la limite Est a été observé à la suite de l'assèchement nécessaire à la construction du canal de dérivation de Winnipeg ; grâce à la diminution du pompage observée au cours des 30 dernières années, la limite a depuis regagné sa position initiale.

Dans ce contexte très particulier, un modèle analytique a été mis au point pour évaluer l'impact à long terme du changement climatique sur la piézométrie de l'aquifère d'eau douce. Le modèle a simulé la piézométrie future en se basant sur les données historiques de précipitations et de température puis sur les tendances projetées pour l'année 2030.

Dans quelques uns des scénarios, la charge hydraulique de la zone d'eau douce change radicalement et permet à la limite eau saline-eau douce de se déplacer vers l'Est sous l'effet du changement climatique, entraînant ainsi la salinisation d'un grand nombre de puits d'eau douce.

Aquifère de Grand Forks (Colombie-Britannique)

L'aquifère libre de Grand Forks, d'une superficie de 34 km², est situé dans le centre-sud de la Colombie Britannique. Les variables du climat et les changements de l'hydrologie de surface ont été pris en considération pour sa modélisation (Scibek et al., 2006). Pour estimer les valeurs minimales et maximales de l'alimentation de cet aquifère, on a utilisé des gammes de précipitations et de températures issues du modèle canadien global (Canadian Global Coupled Model) réduit à l'échelle de la zone d'étude. Ces valeurs ont ensuite été entrées dans un modèle mathématique de nappe, couvrant spécifiquement l'aquifère, en intégrant la sensibilité de la piézométrie aux changements de niveau des cours d'eau car cette zone donne lieu à de fortes interactions entre les eaux souterraines et superficielles.

Les résultats ont été calculés pour une année moyenne de la période 2010-2039 et une année moyenne de la période 2040-2069, chaque année étant décomposée en jours comptés depuis le 1er janvier (Figure B4).

La recharge ainsi modélisée suit bien la saisonnalité observée sur les données historiques. Pour le futur, le modèle prévoit une augmentation de 2 à 7% de la recharge pour la période 2010-2039 par rapport à la recharge annuelle historique. Pour la période 2040-2069, l'augmentation prévue va de 11 à 25%.

La Figure B8 montre l'impact attendu sur le niveau piézométrique :

- Au printemps (jour 131 = mai), le niveau piézométrique augmentera de 0.20 à plus de 0.50 m dans la plaine alluviale de la rivière Kettle ;
- Dès le début de l'été (jours 160 à 180 = juin), on observera une baisse piézométrique pouvant dépasser 0.50 m mais essentiellement limitée à la plaine alluviale ;
- Au plus fort de l'été (jour 205 = fin juillet), la baisse piézométrique sera moins marquée (0.20 à 0.40 m) mais elle s'étendra à toute la zone d'étude.

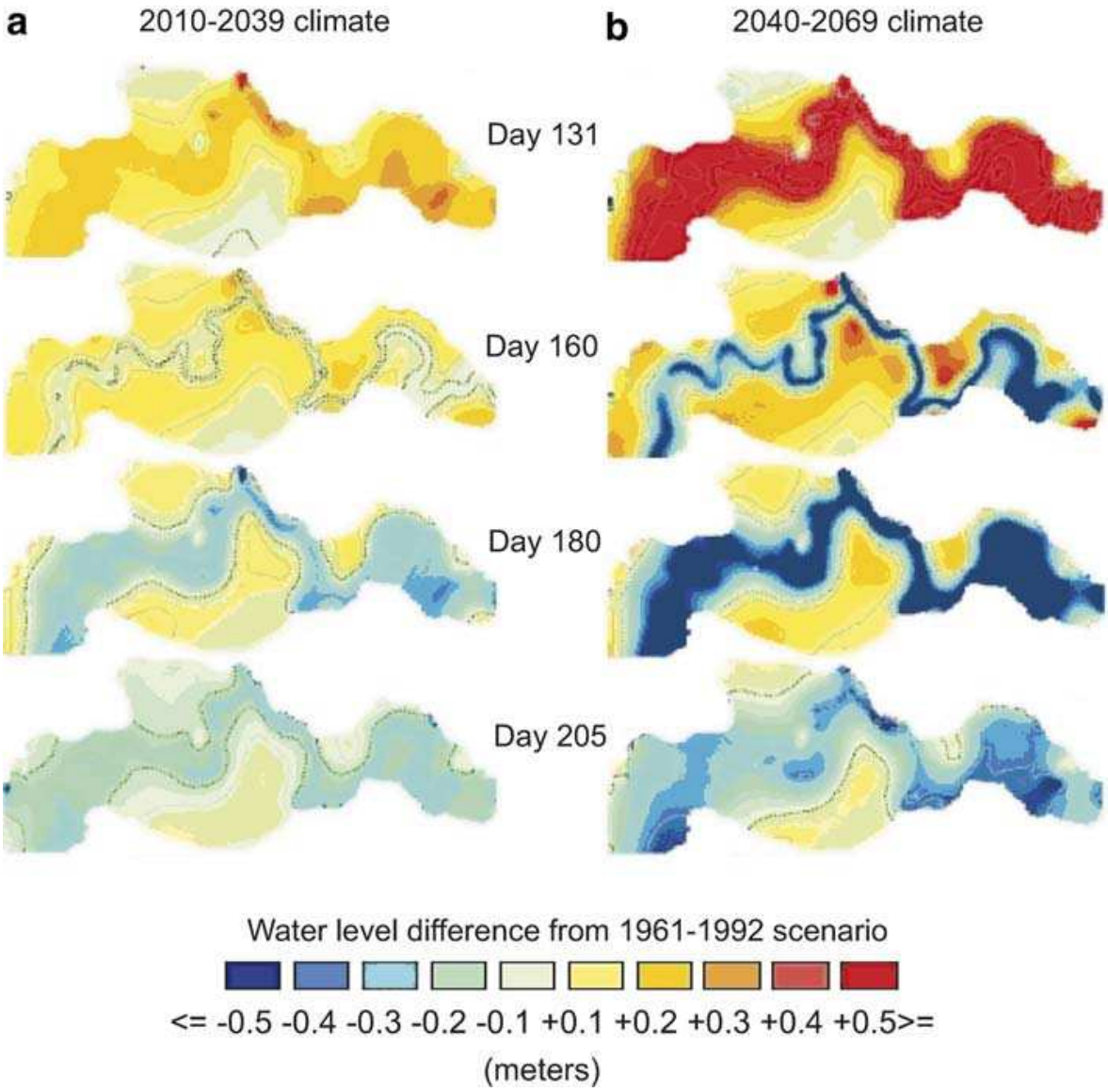


Figure B8 : Ecart piézométrique entre la période actuelle et (a) la période 2010-2039 ou (b) la période 2040-2069 en Colombie-Britannique (Scibek et al., 2006)

Une faible augmentation du niveau des nappes due à une augmentation de la recharge est prévue dans les scénarios de climat futurs. Cependant, l'impact du changement climatique sera plus faible dans les zones moins connectées aux cours d'eau en raison de leur distance ou de leur altitude par rapport. Le niveau des nappes devrait baisser dans les mois d'été (jusqu'à 0.50 m) en relation avec la diminution de débit de la rivière Kettle.

L'impact d'une éventuelle augmentation de la demande de captage d'eaux souterraines n'a pas été explicitement modélisé mais il a pu être simulé. Cette demande devrait augmenter à cause de la hausse des températures, de l'augmentation de la population et des besoins agricoles : la variation attendue du niveau des nappes en raison de pompages plus importants devrait être supérieure à celle résultant du changement climatique (Figure B9).

A proximité des puits de pompage, le rabattement supplémentaire induit par l'augmentation des prélèvements d'eau souterraine pourra atteindre 4 m au milieu de l'été (jour 240 = fin août). En revanche, l'influence de ces prélèvements supplémentaires sera négligeable (< 0.10 m) à distance des puits de pompage.

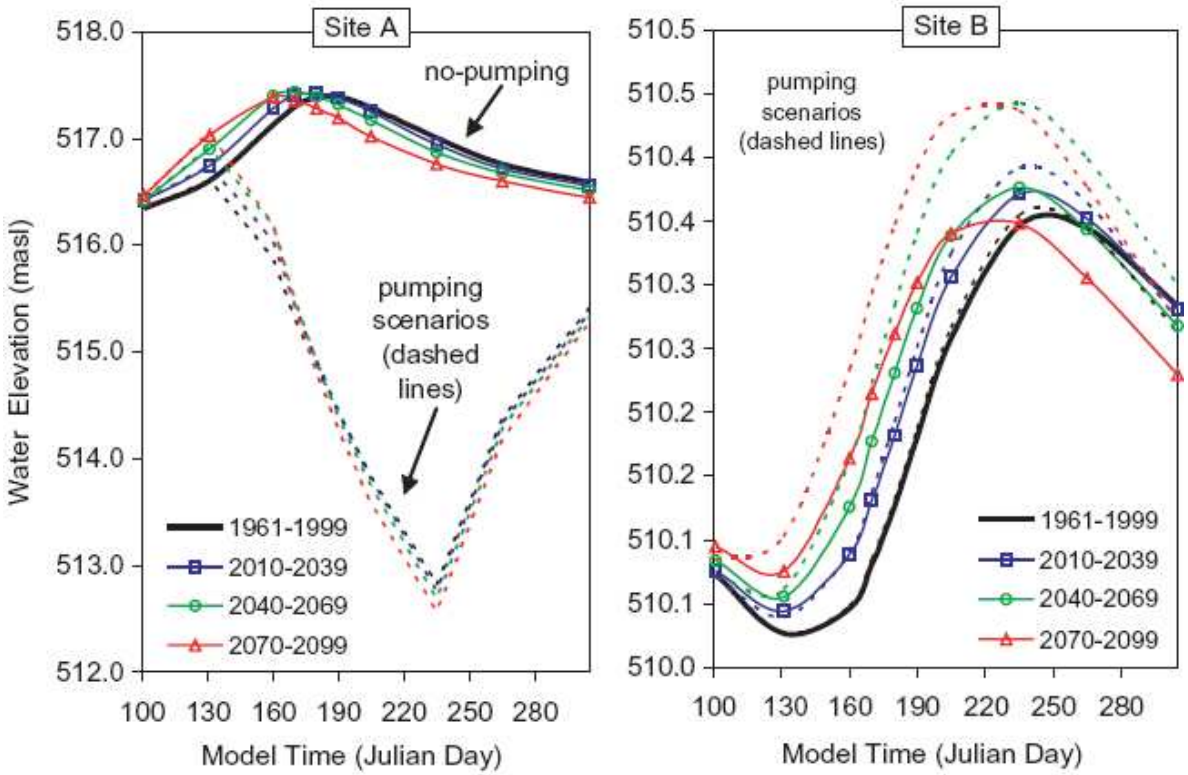


Figure B9 : Effet du changement climatique sur le niveau des nappes selon les conditions de pompages en Colombie-Britannique (Scibek et al., 2006)

Légende : les courbes en pointillés représentent les scénarios prenant en compte le pompage au site A (situé près des puits de pompage) et au site B (éloigné des puits de pompage)

Provinces de l'Est du Canada

Le but de cette étude était d'évaluer les influences directes et indirectes des changements climatiques sur les nappes phréatiques en identifiant les tendances majeures des séries historiques de précipitations totales, de températures moyennes et de la recharge à l'échelle régionale dans la partie est du Canada. Pour ce faire, les données piézométriques, hydrologiques et météorologiques de trois provinces (Québec, Nouveau-Brunswick et l'Île-du-Prince-Édouard) ont été étudiées de façon à évaluer leur liens, c'est-à-dire la relation entre le climat et les niveaux d'eau dans les aquifères et détecter les tendances annuelles et mensuelles (Rivard et al., 2003).

Deux types de données ont été employés au départ pour évaluer la recharge des nappes : les données piézométriques (niveaux d'eau dans les puits) et les données de jaugeage (débits de rivières). Une fois le lien entre les fluctuations piézométriques et les débits de base établi, la recharge a exclusivement été estimée à partir des débits de base, les séries hydrologiques étant généralement nettement plus longues et beaucoup plus complètes.

Cette analyse statistique a montré que les précipitations annuelles ainsi que les températures moyennes annuelles tendent à augmenter légèrement depuis le début du siècle, ce qui est tout à fait en accord avec plusieurs études empiriques et scénarios réalisés à l'aide de Modèles de Circulation Générale (MCG).

Cependant, les courbes de recharge semblent être plutôt stables ou même à la baisse depuis les dernières décennies, ce qui serait encore une fois en accord avec les scénarios des MCG (Figure B10) : la constatation que la recharge tend à diminuer depuis près de 30 ans à plusieurs des sites étudiés est importante et met en évidence l'intérêt d'entamer ou de poursuivre les suivis des niveaux d'eau dans les puits et des débits de rivières non régularisées. Or, les aquifères constituent des environnements sensibles, susceptibles de subir des baisses significatives du niveau piézométrique sous des conditions de recharge réduite.

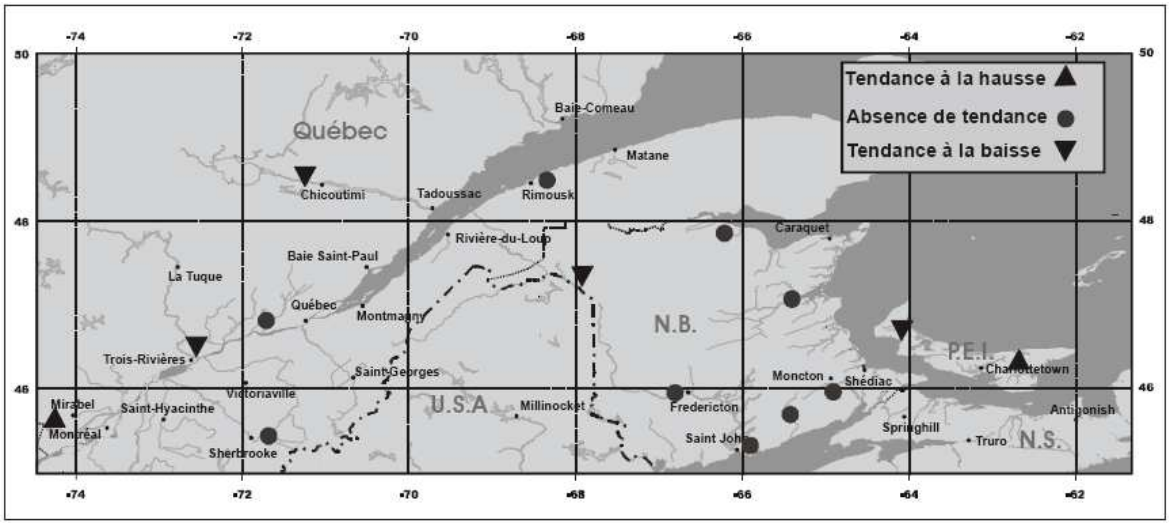


Figure B10 : Tendances annuelles de la recharge obtenues à partir de régressions linéaires sur les séries historiques dans l'est du Canada (Rivard et al., 2003)

La recharge semble augmenter en mars et avril et diminuer en mai et juin, impliquant peut-être un dégel précoce provenant d'un adoucissement des températures moyennes et d'épisodes de pluie, auquel s'additionnerait une augmentation des précipitations.

Les résultats montrent que le niveau de la nappe d'un mois ou d'une année donnée est intimement lié à la quantité de précipitations tombée durant ce mois ou cette année mais que ce paramètre seul ne suffit pas à prédire correctement le niveau des nappes. La température joue un rôle important mais difficile à quantifier puisque la majeure partie de la recharge se fait au printemps, à la fonte des neiges et que quelques événements ponctuels (qui ne ressortent pas dans les valeurs moyennes) ont un fort impact sur l'infiltration.

Il est impossible à ce stade de conclure sur la ou les causes de cette diminution apparente de l'infiltration. Celle-ci pourrait découler des changements climatiques (augmentation de l'évapotranspiration due à la hausse des températures provoquée par l'effet de serre et changements dans les schémas intensité-durée-fréquence des événements pluvieux), des modifications des pratiques ancestrales agricoles (choix du type de cultures) et forestières (type de coupe) ou être attribuable à une influence directe telle qu'une augmentation du pompage dans les nappes.

Dans de telles conditions, une gestion plus stricte de la ressource sera probablement requise dans certaines régions à cause de l'augmentation de la population, du développement économique et d'un besoin en eau accru pendant les épisodes de sécheresse. Ces phénomènes se traduiront par des contraintes additionnelles sur la ressource en eau souterraine (forte compétition pour l'approvisionnement).

Un suivi de ces paramètres dans les années à venir est en conséquence crucial puisque la recharge des nappes aquifères assure l'approvisionnement en eau souterraine d'une proportion importante de la population de ces provinces (60 à 100%).

ETATS-UNIS

Vallée de la rivière Sacramento

En Californie, le bassin de la rivière Sacramento a été modélisé par le modèle WEAP permettant de prendre en compte à la fois l'hydrologie de la région et l'utilisation de l'eau (superficielle et souterraine) par l'agriculture, l'industrie et les collectivités urbaines (Purkey et al., 2008).

Deux principaux scénarios climatiques ont été envisagés :

- un premier développé par le Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) pour les canevas A2 et B1 ;
- un second, nommé Parallel Climate Model (PCM), par le National Center for Atmospheric Research pour les canevas A2 et B1.

Les changements prévus pour les températures en été en 2100 par ces deux scénarios sont présentés dans le Tableau B3. Ils sont tous positifs et varient de +1.4 à +5.0℃.

Tableau B3 *: Changements prévus dans les températures du bassin de la rivière Sacramento en Californie (Purkey et al., 2008)*

Scénario	GFDL A2	GFDL B1	PCM A2	PCM B1
Température d'été (°C)	+5.0	+2.8	+2.5	+2.2
Température d'hiver (°C)	+3.0	+1.9	+2.2	+1.5

En ce qui concerne les précipitations, les scénarios prévoient pour le XXIe siècle :

- une baisse générale des précipitations pour les deux modèles GFDL avec :
    - o des sécheresses moins importantes mais persistantes pour le scénario GFDL B1 ;
    - o une grande sécheresse au cours des 15 dernières années pour le scénario GFDL A2 ;
- une augmentation de l'occurrence des sécheresses comparables à celles du début des années 1990 pour les deux modèles PCM avec :
    - o des conditions légèrement plus humides à la fin du siècle pour le scénario PCM B1 ;
    - o une diminution des précipitations par rapport à une année sèche normale et une augmentation par rapport à une année humide normale pour le scénario PCM A2.

Cependant, il est envisagé des adaptations anthropiques pour compenser l'impact de ces changements climatiques prévisibles : amélioration de l'efficacité de l'irrigation, changement de mode de culture.

Les résultats observés pour la profondeur des nappes d'eaux souterraines sont présentés en Figure B11. Dans trois scénarios sur quatre le niveau de l'eau souterraine connaîtra peu de changement : ce niveau descendra de façon spectaculaire dans le cas d'une sécheresse importante prolongée sur plusieurs années.

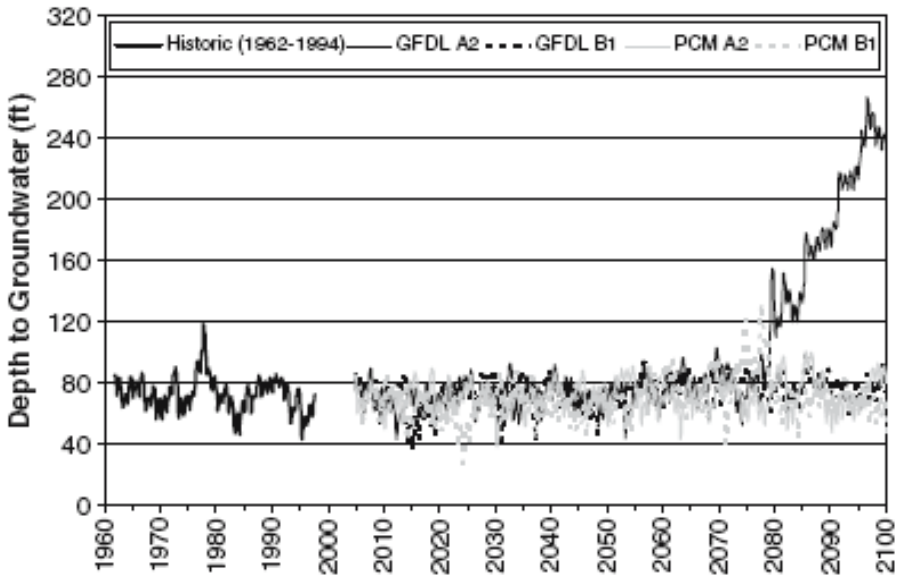


Figure B11 : Évolution de la profondeur des eaux souterraines au XXIe siècle dans le bassin de la rivière Sacramento en Californie (Purkey et al., 2008)

Aquifère des Grandes Plaines (Ogallala)

L'aquifère Ogallala s'étend sur environ 450 000 km², superficie presque équivalente à celle du territoire français. Environ 30% des eaux utilisées pour l'irrigation aux Etats-Unis viennent de cet aquifère. L'impact du changement climatique sur la recharge de ce aquifère a été étudié par Rosenberg et al. (1999).

Pour modéliser le changement climatique, les modèles utilisés sont ceux du Goddard Institute for Space Studies (GISS) et de l'Australian Bureau of Meteorology Research Center (BMRC) ainsi que le United Kingdom Meteorological Office Transient model (UKTR).

Pour chaque modèle, on a observé l'effet d'une augmentation de température moyenne globale de 1.0℃, 2.5℃ et 5.0℃. Le Tablea u B4 montre les changements attendus concernant les précipitations annuelles dans ces trois modèles suivant trois scénarios climatiques. L'aquifère étant très grand, il existe des différences de comportement d'un endroit à l'autre, aussi, les deux principaux bassins ont-ils été étudiés : le bassin du Missouri et celui des rivières Arkansas, White et Red.

Tableau B4 : Changement attendus dans les précipitations annuelles des bassins du Missouri et de l'Arkansas-White-Red aux Etats-Unis (Rosenberg et al., 1999)

Légende : les valeurs sont données en % de variation par rapport à moyenne de base.

Basin	Missouri			Arkansas		
GCM	GISS	UKTR	BMRC	GISS	UKTR	BMRC
GMT (C)	(Baseline = 506 mm)			(Baseline = 776 mm)		
1.0	2	3	–3	0	0	–6
2.5	6	8	–8	1	–1	–14
5.0	11	16	–16	2	–3	–28

En ce qui concerne l'impact du changement climatique sur les ressources en eau, il a été utilisé le modèle HUMUS (Hydrologic Unit Model for the United States).

Le Tableau B5 montre les changements attendus au niveau de la recharge de l'aquifère selon différents scenarios d'augmentation en CO2 dans les trois modèles et ce, pour les trois changements de température globale moyenne précédemment choisis.

Dans tous les cas[20], la recharge de l'aquifère diminue :

- dans les modèles GISS et UKTR, l'augmentation des précipitations est compensée par un excès d'évapotranspiration des eaux initialement destinées à la recharge ;

[20] excepté le cas où l'on n'observe pas de réchauffement.

- dans les cas où les précipitations diminuent, le manque d'eau dans les sols entraîne une baisse de l'évapotranspiration qui ne parvient cependant pas à compenser le déficit pluviométrique.

Tableau B5 *: Changement attendu de la recharge de l'aquifère dans les bassins du Missouri et de l'Arkansas-White-Red aux Etats-Unis (Rosenberg et al., 1999)*

Légende : les valeurs sont données en % de variation par rapport à moyenne de base.

GCM	GISS			UKTR			BMRC		
$[CO_2]$ (ppm)	365	560	750	365	560	750	365	560	750
GMT (C)									
Missouri Basin (baseline recharge = 61 mm)									
0	0	–1	–1	0	–1	–1	0	–1	–1
1.0	–10	–10	–10	–14	–14	–13	–17	–17	–17
2.5	–21	–21	–20	–26	–26	–25	–35	–35	–35
5.0	–33	–33	–32	–40	–39	–38	–55	–55	–54
Arkansas-White-Red Basin (baseline recharge = 47 mm)									
0	0	3	8	0	3	8	0	3	8
1.0	–13	–10	–5	–20	–17	–12	–25	–22	–17
2.5	–26	–23	–18	–39	–36	–32	–51	–49	–45
5.0	–39	–36	–32	–59	–56	–51	–77	–75	–72