



HAL
open science

Contribution à l'Hydrogésodie

Laurent Longuevergne

► **To cite this version:**

Laurent Longuevergne. Contribution à l'Hydrogésodie. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. <NNT : >. <tel-00319205>

HAL Id: tel-00319205

<https://pastel.hal.science/tel-00319205v1>

Submitted on 6 Sep 2008

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

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



HAL Authorization

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
UMR SISYPHE

THÈSE DE DOCTORAT

présentée en première version en vue d'obtenir le grade de Docteur, spécialité
« Géosciences et Ressources Naturelles »

par

Laurent Longuevergne

CONTRIBUTION À L'HYDROGÉODÉSIE

Thèse soutenue le 11 avril 2008 devant le jury composé de :

M. PHILIPPE ACKERER	IMFS	(Rapporteur)
M. DAVID CROSSLEY	Saint-Louis University	(Examinateur)
M. PHILIPPE DAVY	CAREN	(Examinateur)
M. PHILIPPE ELSASS	BRGM	(Invité)
M. NICOLAS FLORSCH	UPMC	(Directeur)
M. JACQUES HINDERER	EOST	(Rapporteur)
M. ANDRÉ MARIOTTI	UPMC	(Examinateur)
M. WALTER ZÜRN	Karlsruhe Universität	(Examinateur)

À ma chère maman ...

Je voudrais pas crever
Avant d'avoir connu
Les chiens noirs du Mexique
Qui dorment sans rêver
Les singes à cul nu
Dévoreurs de tropiques
Les araignées d'argent
Au nid truffé de bulles
Je voudrais pas crever
Sans savoir si la lune
Sous son faux air de thune
A un côté pointu
Si le soleil est froid
Si les quatre saisons
Ne sont vraiment que quatre
Sans avoir essayé
De porter une robe
Sur les grands boulevards
Sans avoir regardé
Dans un regard d'égoût
Sans avoir mis mon zobe
Dans des coinstots bizarres
Je voudrais pas finir
Sans connaître la lèpre
Ou les sept maladies
Qu'on attrape là-bas
Le bon ni le mauvais
Ne me feraient de peine
Si si si je savais
Que j'en aurai l'étrene
Et il y a z aussi
Tout ce que je connais
Tout ce que j'apprécie
Que je sais qui me plaît
Le fond vert de la mer
Où valsent les brins d'algues
Sur le sable ondulé
L'herbe grillée de juin
La terre qui craquelle
L'odeur des conifères
Et les baisers de celle
Que ceci que cela
La belle que voilà
Mon Ourson, l'Ursula

Je voudrais pas crever
Avant d'avoir usé
Sa bouche avec ma bouche
Son corps avec mes mains
Le reste avec mes yeux
J'en dis pas plus faut bien
Rester révérencieux
Je voudrais pas mourir
Sans qu'on ait inventé
Les roses éternelles
La journée de deux heures
La mer à la montagne
La montagne à la mer
La fin de la douleur
Les journaux en couleur
Tous les enfants contents
Et tant de trucs encore
Qui dorment dans les crânes
Des géniaux ingénieurs
Des jardiniers joviaux
Des soucieux socialistes
Des urbains urbanistes
Et des pensifs penseurs
Tant de choses à voir
A voir et à z-entendre
Tant de temps à attendre
A chercher dans le noir

Et moi je vois la fin
Qui grouille et qui s'amène
Avec sa gueule moche
Et qui m'ouvre ses bras
De grenouille bancroche

Je voudrais pas crever
Non monsieur non madame
Avant d'avoir tâté
Le goût qui me tourmente
Le goût qu'est le plus fort
Je voudrais pas crever
Avant d'avoir goûté
La saveur de la mort...

Boris Vian

Pour montrer qu'une hypothèse est évidente, il ne suffit pas que tous les phénomènes la suivent ; au lieu de cela, si elle conduit à quelque chose de contraire à un seul des phénomènes, cela suffit pour établir sa fausseté.

Blaise Pascal

REMERCIEMENTS

... ou l'Essentiel du Superflu

J'AI pris l'habitude de partir dans des envolées lyriques lors des remerciements... il faut avouer que c'est la toute dernière partie rédigée lors d'une thèse, la seule qui n'est pas dédiée à la science et où l'on peut souffler un (petit) peu, repenser aux personnes et aux événements qui ont façonné cette sacrée étape. Ces trois années de travail n'échapperont pas à la règle, bien au contraire.

J'avais d'abord imaginé ces remerciements comme une partie d'un épisode de "Mission impossible" (je parle de la série, bien évidemment), où l'inspecteur souffle le talc résiduel qui recouvre l'apparente austérité du style scientifique afin d'y déceler quelques empreintes et quelques indices sur le contenu réel de ces trois années de thèse. L'image était sympathique puisque j'aurais terminé par plaider coupable devant le Jury d'un certain délit en bande organisée (le parrain étant Nicolas, bien évidemment).

Mais on ne plaide pas coupable devant n'importe qui. Le choix du jury n'a pas été guidé par la facilité, bien au contraire, je souhaitais être confronté à des hydrologues et à des géodésiens qui avaient déjà, d'une manière ou d'une autre, posé des questions pertinentes ou émis des doutes envers le couplage entre l'hydrologie et la géodésie. Finalement, je crois que j'ai besoin d'une certaine adversité scientifique. Je les remercie tous de m'avoir permis de faire avancer ma réflexion scientifique sur ce sujet interdisciplinaire. J'exprime d'abord ma plus profonde reconnaissance à mes rapporteurs, Jacques Hinderer et Philippe Ackerer. Je remercie chaleureusement Walter Zürn d'avoir accepté d'être examinateur. N'ayant pu être présent à la soutenance, il a lu l'ensemble de mon travail pour finalement rédiger un rapport conséquent. Enfin, j'exprime toute ma reconnaissance envers mes examinateurs, David Crossley, Philippe Davy, Philippe Elsass et qu président du jury, André Mariotti.

L'empreinte la plus évidente dans ce travail reste la grosse paluche de Nicolas Florsch. C'est bien grâce à lui que j'ai pu obtenir une bourse pour faire cette thèse. Il faut rappeler le contexte, puisqu'après un diplôme d'ingénieur, je suis parti "en vacances" pendant deux années universitaires en tant que volontaire civil dans les Terres Australes pour m'occuper de l'observatoire géophysique installé sur l'île des Kerguelen. J'étais donc hors sentier battu et il était difficile de me faire "remarquer" comme un étudiant "valable" pour disputer l'attribution d'une bourse. Je remercie le conseil scientifique du projet ECCO d'avoir pris le risque de m'attribuer cette bourse. Mais après tout, le projet "hydrologie et inclinométrie" était tout aussi farfelu que l'étudiant puisqu'il proposait de mettre les "doigts dans le bruit" (la traduction littérale anglaise n'étant pas adaptée).

Au tout début de la thèse, Nicolas m'a envoyé sur le chantier d'installation des

inclinomètres longue base à Sainte-Croix-aux-Mines... ce satané instrument capable de mesurer des déformations avec une précision meilleure que 5 milliardièmes de degrés. Je lui en suis extrêmement reconnaissant puisque j'ai totalement participé à cette étape essentielle qu'est l'acquisition de bonnes données. Mais quel stress ! Je me suis souvent répété dans les profondeurs de la mine : "La vitesse d'un troupeau est déterminée par la bête la plus lente". S'il existe des techniques ancestrales pour s'affranchir des neurones les plus lentes, il n'y a pas de miracle lorsqu'on installe un instrument de mesure, chaque étape conditionne sa qualité. Merci à Frédéric Boudin, j'ai des souvenirs marqués de ce travail difficile, loin de la lumière du soleil. Une petite pensée à Claude Courteille qui est décédé pendant cette thèse. Nous avons pris une décision essentielle : tenter un couplage optimal entre l'instrument et la roche et de ne pas utiliser de matériaux intermédiaires (qui n'avait, à ma connaissance, jamais été entrepris pour ce type d'instrument à cette époque). Le jeu était donc de creuser et de surfacer deux niches distantes de 100 mètres avec un différentiel d'altitude inférieur au millimètre.

En y repensant, l'ensemble des trois années de thèse ont été des plus envoûtantes : j'ai pu, suivant le site d'étude, prendre en charge, ou tout au moins prendre une part active à l'ensemble des phases d'un réel travail scientifique en tant que tel : la rédaction du projet, l'installation de l'instrumentation, la modélisation et l'interprétation des résultats. Merci beaucoup Nicolas ! Je souhaite ici remercier Papa Guérillot, mon prof de physique en prépa, adepte inconditionnel des expériences analogiques (pauvre éponge !). Il m'a appris la démarche scientifique et a forgé ma curiosité scientifique.

Mon environnement de travail au sein du laboratoire a été des plus appréciable. On dit que si un laboratoire marche bien, c'est souvent de la faute de son directeur. Merci donc à Alain pour sa sympathie et sa justesse. J'ai largement profité de la pluridisciplinarité du laboratoire. Dès le début de ma thèse, j'ai été intégré dans un groupe de travail d'hydrologie, le thème 1 animé par Agnès. Cette étape a été essentielle puisque j'ai énormément appris au contact de l'ensemble du groupe. J'ai pu y rencontrer les personnes avec qui je travaille aujourd'hui et avec qui j'espère continuer à travailler, Florence, Simon et en particulier Ludovic, compère privilégié des exactions commises dans ce travail scientifique.

Merci également à Christian et Roger de m'avoir emmené comme encadrant dans les stages de géophysique de terrain. Ces semaines ont été des bouffées d'oxygènes, j'ai pu pleinement profiter des raisons qui m'ont poussé à faire de la géophysique appliquée : être sur le terrain. J'adresse ma plus chaleureuse reconnaissance aux deux secrétaires, Valérie et Nora, que j'aurais largement embêtées pendant ces trois années à Sisyphe. Merci enfin à Faycal, Cécilia, Kostas, Philippe et toutes les autres personnes du labo pour tout ces petits moments partagés qui font que la journée est plus agréable.

Citons également l'ensemble des chercheurs d'autres laboratoires que j'aurais rencontré et qui m'ont fortement aiguillé et aidé dans mes recherches : Jean-Paul Boy, Daniel Viville et Patrice Ulrich pour leur aide toute particulière, Martine, Bernard et Jacques pour leur sympathie.

J'avais été marqué par la pièce "Trois versions de la vie" de Yasmina Reza, comédie de mœurs et sarcastique réflexion existentielle, autopsie de la vie ordinaire et des relations humaines. Dans nos relations personnelles, l'espace des possibilités qui se présente à nous ne tient finalement qu'à très peu de choses : un trait de caractère,

de l'implication personnelle, de l'ouverture d'esprit... L'ensemble de ce travail aurait été difficile sans l'ensemble des volontaires qui ont travaillé pour moi. Je voudrais remercier en particulier les personnes qui ont contribué à la réussite de ce projet, et ce, dès le tout début. Citons Michel, cet homme étrange qui préfère la lueur de la lampe à acétylène à la lumière du soleil. Sans son travail au fond de la mine et sans ses compétences, nous aurions mis beaucoup plus de temps à installer l'inclinomètre. Citons Thierry, le Géotrouvetout barbu qui fabrique des limnimètres précis à 0.1mm à l'aide d'une bouteille de Badoit. La réussite de ce travail tient en grande partie à son suivi quotidien de l'instrumentation et aux mesures environnementales qu'il a faites. Je n'ai pu le remercier qu'en partageant les résultats de modélisation et qu'en discutant des difficultés avec lui. J'espère avoir assouvi sa soif de curiosité et avoir tiré parti le mieux possible de ses données. N'oublions pas sa petite main. Je suis désolé, Françoise, tu ne trouveras pas la recette des pfluta en page 52... mais une petite cuisine personnelle qui ne pourra remplir l'estomac que d'une certaine fierté.

Citons enfin les bénévoles qui ont accepté d'accueillir les pluviomètres de fabrication maison : Guitta, Roger et Michel.

Pour finir, je suis extrêmement reconnaissant envers mon cher père, toujours à mes cotés dans chacun des projets qui me tiennent à cœur. Il est venu m'aider plusieurs fois pour installer l'inclinomètre, faire de la géophysique de terrain. Je me souviens en particulier de son fameux "fais ce que tu as à faire", sous-entendu "je m'occupe du reste". Une dernière pensée à Diana pour son accompagnement quotidien et systématique pendant ces trois années et pour bien plus longtemps j'espère.

Ce document a été préparé à l'aide du logiciel de composition typographique $\text{\LaTeX} 2_{\epsilon}$. Les fichiers de style utilisés pour la mise en page ont été très largement inspirés des styles mis en ligne par Julien Chiquet <http://stat.genopole.cnrs.fr/~jchiquet/>. Merci également à Bach, Keith Jarret, System of a Down, Johnny Cash, Rachmaninov, Morcheeba, Lou Reed, Jack Johnson, Moussorgsky, Fauré, Portishead, Ravel, Java, Radiohead, Saint-Saens, Brahms, Incubus, Radiohead, les Têtes Raides, Noir Désir, Ridan, Korn (et tant d'autres encore) pour m'avoir accompagné pendant les très longues journées de rédaction.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	x
LISTE DES FIGURES	xvi
1 INTRODUCTION	1
1.1 CONTEXTE DE L'ÉTUDE	3
1.1.1 Des raisons scientifiques	3
1.1.2 Des raisons instrumentales	3
1.1.3 Enjeux et motivations	5
1.2 UN POINT DE VUE DOUBLE	6
1.2.1 Approche géodésique : processus internes et bruits de surface	6
1.2.2 Approche hydrologique : la géodésie comme information complémentaire?	8
1.3 PLAN DE LA THÈSE	9
2 PRÉSENTATION DES SITES D'ÉTUDE	11
2.1 CONTEXTE RÉGIONAL	13
2.1.1 Contexte tectonique	13
2.1.2 Contexte hydrologique	13
2.2 SITE DE SAINTE-CROIX-AUX-MINES	16
2.2.1 Instrumentation géodésique	16
Principe de l'inclinomètre hydrostatique longue base	16
Instrumentation installée	16
2.2.2 Suivi hydro-météorologique installé	17
2.2.3 Première confrontation entre données géodésiques et environnementales	17
2.3 OBSERVATOIRE GRAVIMÉTRIQUE DE STRASBOURG	19
2.3.1 Instrumentation géodésique	19
2.3.2 Suivi hydro-météorologique installé	20
2.3.3 Première confrontation entre données géodésiques et environnementales	20
2.4 LES INSTRUMENTS DE LA GÉODÉSIE	21
CONCLUSION	21
3 LES PROCESSUS DE DÉFORMATION	23
3.1 ATTRACTION NEWTONIENNE ET SURCHARGE	25
3.1.1 Attraction Newtonienne	25
En géométrie plane	25
Pour une Terre sphérique	26
3.1.2 Déformation élastique : surcharge	26
Pour un demi-espace infini	26
Pour une Terre sphérique : les nombres de Love	26
3.1.3 Les fonctions de Green	28

	Mise en place des fonction de Green	28
	Solution asymptotique	29
	Quantification relative des déformations élastiques et newtoniennes	30
3.1.4	Échelles spatiales associées	30
	Classes de fonctions de Green	30
	Sensibilité différentielle des instruments	31
	Mise en place des échelles spatiales	32
	Cas des variations de gravité	32
3.1.5	Calcul numérique de la surcharge par convolution	34
	Incertitudes sur la détermination des fonctions de Green	34
	Incertitudes liées au calcul numérique de la convolution	34
	Difficulté particulière des surcharges environnementales	35
3.1.6	Cas des masses proches de l'instrument	36
	Validité de l'hypothèse ponctuelle	36
	Comment prendre en charge les propriétés mécaniques de la croûte ?	39
3.1.7	Modèles au premier ordre	41
	Gravimétrie	41
	Inclinométrie	42
3.2	DÉFORMATION ASSOCIÉE AUX FRACTURES	43
3.2.1	Identification du processus physique	43
3.2.2	Caractéristiques des fractures et hypothèses sous-jacentes	45
3.2.3	Modélisation par éléments finis	46
	Mise en place du modèle	46
	Résultats généraux	47
	Déformation calculée pour un instrument de 100 m de base	48
	Linéarité de la déformation	51
	Contribution selon la longueur de base de l'instrument	51
3.3	AUTRES DÉFORMATIONS LOCALES	52
3.3.1	Transport de masse	52
3.3.2	Poroélasticité	52
3.3.3	Effets de site	53
	Effets de cavité	53
	Topographie	54
	Stress thermo-élastique	54
	CONCLUSION	55
4	LES PROCESSUS DE REDISTRIBUTION DE L'EAU CONTINENTALE	57
4.1	VARIABLES DE COUPLAGE	59
4.1.1	Lame d'eau stockée au sein d'une unité hydrologique	59
4.1.2	A l'échelle régionale	60
4.1.3	A l'échelle locale	60
4.2	FLUX HYDROLOGIQUES ET LEUR MESURE	61
4.2.1	Précipitations	61
	Types de précipitations	61
	Structure et variabilité spatiale	62
	Mesure et régionalisation	63
4.2.2	Evapotranspiration	63
	Evapotranspiration potentielle	64

	Mesure de l'ETP	64
	Hypothèse de Bouchet	64
4.2.3	Débit	65
	A l'échelle locale	65
	A l'échelle de l'unité hydrologique	65
4.3	MODÉLISATION DES FLUX HYDROLOGIQUES	67
4.3.1	Modèles continentaux	67
	Schémas météorologiques et modèles de surface	68
	Système GLDAS	69
	Bilan combiné BSWB	69
	Le système SIM de Météo-France	70
4.3.2	Modèles pour bassin versants	71
	Différents types de modèles	71
	Calage des modèles	72
	Description de quelques modèles utilisés	73
4.4	ENTITÉS DE STOCKAGE DE L'EAU	77
4.4.1	Zone saturée	77
4.4.2	Zone non saturée	77
	Notion de teneur en eau	77
	Comportement des sols	78
	Mesure des variations de teneur en eau	78
4.5	ESTIMATION DE LA STRUCTURATION SPATIALE	80
4.5.1	Méthodes conceptuelles : les indices de similarité	80
	Principe des indices de similarité	80
	Indice topographique	81
	Pertinence d'un tel indice	82
4.5.2	Méthodes statistiques	84
	Article publié dans WRR	84
	Une hypothèse forte : la linéarité	98
	Robustesse de l'analyse	98
	Intérêts et applications de la méthode	98
	Détermination de la variation de lame d'eau	101
	CONCLUSION	102
5	QUELLE MÉTHODOLOGIE POUR LE COUPLAGE ?	103
5.1	CONTRIBUTIONS ENVIRONNEMENTALES AUX OBSERVABLES GÉODÉSQUES	105
5.1.1	Déformations enregistrées à Grotta Gigante	105
5.1.2	Variations de gravité observées	106
5.1.3	Principales difficultés des contributions environnementales	107
5.2	MÉTHODOLOGIES APPLIQUÉES DANS LA LITTÉRATURE	108
5.2.1	Une approche locale	108
	Corrélations entre observations géodésiques et hydrologiques	108
	Calage de modèles sur les observations géodésiques	109
	Méthodologie orientée vers les processus hydrologiques	109
5.2.2	Une approche déterministe	109
5.3	QUELLE MÉTHODOLOGIE POUR LE COUPLAGE ?	111
5.3.1	La modélisation physique	111
5.3.2	Méthode de couplage basée sur les fonctions de Green	111
5.3.3	Quelle modélisation hydrologique pour la géodésie ?	113
	CONCLUSION	114

6	COUPLAGE HYDROLOGIE - GÉODÉSIE SUR LE SITE DE SAINTE-CROIX-AUX-MINES	115
6.1	ÉCHELLE LOCALE : DÉFORMATION DE FRACTURE	117
6.1.1	Contexte géologique et hydrologique local	117
	Les anciens travaux miniers	117
	Filon de la colline du Herrshaft	117
	Comportement hydrologique	119
6.1.2	Modélisation du comportement hydrologique de la fracture	119
6.1.3	Incertitude sur la hauteur d'eau modélisée	145
6.2	ÉCHELLE RÉGIONALE : MISE EN PLACE DE LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	147
6.2.1	Contexte géologique	147
6.2.2	Contexte hydrologique	148
	Descripteurs de bassin	149
	Climatologie du bassin versant	149
6.2.3	Détermination des précipitations à l'échelle du bassin versant	150
	Réseau de pluviomètres	150
	Comportement des flux météorologiques	150
	Décomposition du champ de précipitation	153
	Autres méthodes utilisées	153
	Comparaison entre méthodes	155
	Une validation hydrologique ?	156
	Conclusions	157
6.2.4	Calcul des variations de stock	158
	Quel modèle hydrologique utiliser ?	158
	Méthode de calcul des variations de stock	159
	Contributions aux variations de stock d'eau	161
	Difficultés inhérentes au calcul du stock	161
	Emprise fréquentielle des variations de stock	161
	Comparaison du stock modélisé par plusieurs modèles	162
	Quelle incertitude sur le modèle ?	164
6.2.5	Distribution de la lame d'eau et calcul de la déformation associée	166
	Distribution des masses d'eau	166
	Sensibilité des instruments	166
	Calcul des coefficients liant déformation et lame d'eau stockée	166
6.2.6	Correction des effets connus	169
	Signaux d'origine interne	169
	Correction des déformations d'origine atmosphérique	169
6.2.7	Première confrontation entre modélisations et déformations observées	172
6.3	CONFRONTATION ENTRE DÉFORMATIONS MESURÉE ET MODÉLISÉE	174
6.3.1	Pour l'inclinomètre N120°E	174
6.3.2	Pour l'inclinomètre N37°E	175
	Déformations à court terme	175
	Déformations à long terme	176
6.3.3	Séparation des signaux hydrologiques	179
	CONCLUSION	180
7	HYDROLOGIE LOCALE VUE PAR LE GRAVIMÈTRE SUPRACONDUCTEUR DE STRASBOURG	183
7.1	CONTEXTE GÉOLOGIQUE	185
7.1.1	Quelles unités hydrologiques locales modéliser ?	185

7.1.2	Les loess et leur comportement	185
7.1.3	Caractéristiques géométriques du fort	187
7.2	CONTEXTE HYDROLOGIQUE	189
7.2.1	Climatologie associée au site	189
7.2.2	Comportement hydrique des loess	189
	Granulométrie	190
	Matière organique	190
	Porosité et densité apparente	190
	Conductivité hydraulique à saturation	192
	Conclusion	192
7.2.3	Nappe perchée	192
7.3	MISE EN PLACE D'UN SYSTÈME DE SUIVI HYDRIQUE DES SOLS	193
7.3.1	Système de mesure	193
7.3.2	Calibration des sondes	193
7.3.3	Comportements différentiels entre les loess	197
7.3.4	Estimation de l'erreur sur la lame d'eau	197
7.4	QUANTIFICATION DES DÉFORMATIONS HYDROLOGIQUES	198
7.4.1	Échelle globale	198
7.4.2	Échelle locale : nappe perchée des sables	198
7.4.3	Contribution des sols loessiques : distribution de la lame d'eau	198
7.4.4	Confrontations	200
7.4.5	Défauts de modélisation	200
7.4.6	Un modèle global pour corriger l'hydrologie locale ?	203
7.4.7	Contribution fréquentielle à J9 et FCN	203
7.5	VERS UNE MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	204
7.5.1	Mise en place du modèle CLSM	204
7.5.2	Confrontation de la modélisation avec les données gravimétriques	207
	CONCLUSION	208
8	CONCLUSION GÉNÉRALE	209
	CONCLUSION GÉNÉRALE	209
	BIBLIOGRAPHIE	215
A	ANNEXES	233
B	ANNEXE B : RESSOURCES EN LIGNE	235
B.1	DICIONNAIRES EN LIGNE	235
B.2	BIBLIOGRAPHIE SUR INTERNET	235
B.3	MÉTÉOROLOGIE	235
	B.3.1 Observations	235
	B.3.2 Prévisions	236
B.4	EAU CONTINENTALE	236
	B.4.1 BD françaises	236
	B.4.2 BD globales	236
	B.4.3 Météorologie	236
	B.4.4 Océan	237
	B.4.5 Atmosphère	237
	B.4.6 Géologie	238
B.5	PROJETS	238

B.6	RESSOURCES EN LIGNES	238
B.6.1	Logiciels divers	238
B.6.2	Orientés hydrologie	238
B.6.3	Orientés géodésie	238
B.7	COURS EN LIGNE	238
B.7.1	Tous domaines	238
B.7.2	Hydrologie	239
B.7.3	Géophysique	239
B.7.4	Géodésie	239
B.7.5	Histoire des sciences	239
B.8	INFORMATIONS LIÉES À LA THÈSE	240
B.8.1	Sites généraux	240
B.8.2	Aide à la rédaction	240
B.8.3	Conseils pour post-docs	240
C	ANNEXE C : INSTRUMENTATION INSTALLÉE À SAINTE-CROIX-AUX-MINES	241
C.1	INSTRUMENTATION GÉODÉSIQUE	242
C.1.1	Petite histoire des inclinomètres	242
C.1.2	Inclinomètre hydrostatique longue base installé	242
	Loi de comportement	242
	Capteur de position différentiel LVDT	243
	Principe de l'inclinomètre installé	243
C.1.3	Installation de l'inclinomètre	244
	Site d'installation	245
	Choix d'installation	246
	Étapes d'installation du premier instrument	246
	Mise au point de l'instrument	248
C.1.4	Mise en route de l'instrument	250
	Calibration des pots	250
	Étalonnage de l'inclinomètre	250
	Acquisition des données	251
	Suivi	251
C.2	INSTRUMENTATION HYDROLOGIQUE ET MÉTÉOROLOGIQUE	254
C.2.1	Station météorologique	254
C.2.2	Suivi des précipitations	254
	Performances relatives des pluviomètres	254
C.2.3	Piézomètre	257
	Dossier de déclaration DIREN	257
	Déclaration DRIRE	274
	Matériel installé et données enregistrées	277
C.2.4	Mesures de débit	278
	Bassin versant de la Liepvrette	278
	Débit d'exhaure de la mine	278
	Ruisseau du Stimbach	280
D	ANNEXE D : INSTRUMENTATION INSTALLÉE À STRASBOURG	283
E	ANNEXE E : CALCUL DES DÉFORMATIONS	287
E.1	DÉFORMATION DYNAMIQUE (ATTRACTION NEWTONIENNE)	287
E.1.1	Le champ de gravité	287
	Masse en surface	287

	Masse en altitude	287
E.1.2	La déviation de la verticale	288
	Masse en surface	289
	Masse en altitude	289
F	ANNEXE F : DIAGRAMME DE TAYLOR	291
G	ANNEXE G : ENGLISH SUMMARY	293
G.1	COMMENTS	293
G.2	SUMMARY OF PHD THESIS	293
G.3	TABLE OF CONTENT AND CHAPTER SUMMARY	293
G.3.1	Chapter 1 : Introduction	293
G.3.2	Chapter 2 : Presentation of the test sites	294
G.3.3	Chapter 3 : Deformation processes linked with hydrological forcings	295
G.3.4	Chapter 4 : Hydrological processes to calculate terrestrial water storage	295
G.3.5	Chapter 5 : Which methodology for hydrogeodesic studies ?	296
G.3.6	Chapter 6 : Comparison of geodetic and hydrologic approach to calculate terrestrial water changes in Sainte-Croix-aux-Mines	297
G.3.7	Chapter 7 : Local hydrology of the superconducting gravimeter installed in Strasbourg	297
G.3.8	Chapter 8 : Conclusions	298
G.3.9	Annexes	298

LISTE DES FIGURES

1.1	Altitudes de la surface de l'eau le long du Rio Tapajos. Les mesures de hauteur ellipsoïdales collectées par le satellite ICESat sont rapportées à deux solutions de géoïde issues de la mission GRACE : GGM01C et GGM02C. La pente de la ligne d'eau est très différente selon le modèle de géoïde, avec des implications importantes sur la modélisation du flux. Depuis le géoïde a été amélioré et cette question ne se pose plus. D'après Calmant & Seyler (2006).	2
1.2	Coupes verticales d'eau atmosphérique précipitable déterminées à partir d'un réseau de GPS au sol. Situations du 26 juin 2001 à 12, 13 et 14 h TU. Cette coupe est-ouest passe par Marseille. D'après Champollion (2005).	4
1.3	Variations du bruit sismique dans le temps le long de la rivière Trisuli, au Népal, pour l'année 2003. a) Puissance du bruit, b) précipitations et hauteurs d'eau associées en fonction du temps, c) positionnement des sismomètres le long de la rivière. Modifié d'après Burtin et al. (2008).	4
1.4	Influence d'une seiche de 4 et 8 minutes de période enregistrée sur un inclinomètre de base 15 m installé sur l'île de Trizonia (Grèce). a) Tilt enregistré, b) seiche enregistrée par le marégraphe, c) superposition des deux signaux. Modifié d'après Boudin (2004).	4

1.5	Contributions internes, externes et environnementales aux variations de gravité, d'après Crossley et al. (1999). Les flèches fines correspondent aux différents types d'ondes de marée, CW - Chandler Wooble correspond au mouvement du pôle, FCN - Free Core Nutation, FICN - Free Inner Core Nutation et les modes de Slichter correspondent à des modes du noyau.	7
1.6	Différences entre avril 2003 et août 2003 (a) des champs de gravitation mesurés par le satellite GRACE exprimés en lame d'eau équivalente et (b) les variations de stock d'eau continentale telles que prédites par le modèle hydrologique global WGHM, également exprimées en lame d'eau équivalente, d'après Schmidt et al. (2006). A noter la différence marquée sur le continent africain.	7
2.1	En haut, situation des deux sites d'étude replacés dans leur contexte européen (en noir, les gravimètres supraconducteurs, en rouge, les inclinomètres longue base). L'observatoire J9 accueille un gravimètre supraconducteur, le site de Sainte-Croix-aux-Mines (STX) accueille les inclinomètres longue base. En bas à gauche, cumul des précipitations pour le mois de janvier 2007 (source : Météo-France), superposé avec les unités hydrologiques représentatives pour chaque observatoire : le bassin versant de la Liepvrette (108 km ²), la colline de Hausbergen, 1 km ² . En bas à droite la topographie régionale pour les deux observatoires, ainsi que les directions principales associées aux instruments : N37°E et N120°E pour les inclinomètres, verticale pour le gravimètre.	14
2.2	Fossé rhénan entouré des Vosges et de la Forêt Noire. En rouge, les sites disposant d'observations géodésiques, la direction des inclinomètres est indiquée par une ligne. En blanc le contour des principales unités hydrologiques, le bassin versant de la Liepvrette autour de Sainte-Croix-aux-Mines et la nappe des alluvions rhénanes installée dans le fossé. Les croix représentent une partie des pluviomètres maintenus par l'APRONA et le LfU. En bleu les deux principales rivières (l'Ill et le Rhin), en rouge des canaux largement utilisés pour l'irrigation. En vert, le contour des principales villes (du nord au sud : Strasbourg, Sélestat, Colmar et Mulhouse).	15
2.3	Principe de la mesure d'un inclinomètre hydrostatique longue base. Une masse à la surface de la Terre induit une déformation élastique de la terre, et donc une variation de l'angle de la croûte, mais également une variation de l'horizontale. Le tilt α est défini comme la différence entre ces deux angles. Cette variation d'angle est mesurée grâce au déplacement relatif $dh_1 - dh_2$ et des niveaux d'eaux dans les pots, divisé par la distance L qui les sépare.	16
2.4	Photo des deux inclinomètres installés. A gauche, l'instrument orienté N37°E installé dans un travers banc. A droite, l'instrument orienté N120°E, installé dans le filon exploité, instable. A noter la nécessité de s'adapter aux zones d'éboulements dans cette dernière galerie.	17

2.5	Deux premières années et demi de données brutes. Les courbes rouge et bleue représentent les données horaires et journalières de l'inclinomètre orienté $N37^{\circ}E$, orthogonal à la fracture principale et décimées à partir de données 30 secondes. Les courbes vertes et noires représentent des décimations horaires et journalières des données de l'inclinomètre orienté $N120^{\circ}E$, installé à l'intérieur de la veine. En dessous sont représentées les données environnementales. En noir, le débit d'exhaure de la mine sur une échelle logarithmique, qui semble très proche des déformations enregistrées par l'inclinomètre $N37^{\circ}E$. En bleu, un similibilan de masse défini comme $P - ETP - Q_s$, ETP étant l'évapotranspiration potentielle mesurée, Q_s le débit à l'exutoire du bassin versant. Une fois intégrées dans le temps, elles sont très comparables aux déformations enregistrées par l'inclinomètre $N37^{\circ}E$	18
2.6	A gauche, le gravimètre supraconducteur installé à l'observatoire gravimétrique de Strasbourg : Vase Dewar contenant la masse test plongée dans un bain d'hélium liquide à 4,2 K. A droite, ancien fort allemand, construit dans les années 1870, contenant l'instrumentation. A noter la couche de sol qui recouvre le toit du fort.	19
2.7	Confrontation entre variations de gravité corrigées des marées, du mouvement du pôle et de la pression "locale" (en vert) avec les mesures environnementales, les précipitations en bleu et les variations de teneur en eau brutes (non calibrées) mesurées sur l'épaisseur de sol au dessus du gravimètre. L'axe vertical a été inversé pour respecter le principe d'augmentation de la teneur en eau avec les précipitations. . .	20
3.1	Illustration des processus de surcharge et d'attraction directe induite par une masse supplémentaire posée à la surface de la terre. En noir, la déformation géométrique liée à l'élasticité de la Terre, en rouge, l'attraction newtonienne, liée au champ de gravitation associé à la masse (vecteur g^N)	25
3.2	Fonctions de Green élastiques en tilt (déviation de la verticale) calculées par différents auteurs, avec différents modèles de Terre (et de croûte en particulier). La fonction de Green pour la déformation newtonienne est développée en annexe. Noter que les courbes sont réduites en $(a\theta)^2$. . .	29
3.3	Superposition de trois fonctions de green pour le déplacement vertical déterminées pour le modèle PREM. En rouge et en bleu les déplacements en géométrie plane (Boussinesq et intégrale elliptiques pour une charge répartie sur un disque de rayon 1 m), en noir, la fonction de Green calculée par (Guo et al., 2004).	30
3.4	Cartes centrées sur l'observatoire d'Esashi au Japon, utilisant une information de distance liée à l'amplitude de la déformation, pour chacun des observables suivants : g gravité, u_z déplacement vertical, ε_{NS} extensiométrie NS, ε_A areal strain, Ω_{NS} tilt NS, d'après Agnew (2001).	31
3.5	Illustration des trois échelles spatiales pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines.	33
3.6	Résidus selon situation du gravimètre. Adapté d'après (Crossley et al., 2006).	33

3.7	A gauche, expérience consistant à séparer une maille en quatre jusqu'à convergence du calcul, en fonction de la distance à la charge. A droite, exemple de convergence pour une déformation inclinométrique, en fonction du déport, en [km].	37
3.8	Détermination de la taille du maillage optimale pour faire converger le calcul de convolution avec une erreur inférieure à 0.5%, en fonction de la classe de la fonction de Green. Le critère défini par Bos & Baker (2005), plus contraignant est également indiqué.	37
3.9	Confrontation entre différentes déformations en tilt, liées à plusieurs méthodes d'écrire le tilt enregistré pour un instrument longue base. Le rayon de la charge est indiqué par le paramètre α	38
3.10	Erreur relative entre la déformation en tilt de référence, calculée à l'aide des intégrales elliptiques et en prenant en compte la base de l'instrument, avec la déformation déterminée selon une hypothèse ponctuelle de la charge, avec prise en compte ou non de la base de l'instrument. Le paramètre réduit indiqué sur chaque courbe correspond à la base de l'instrument divisée par le rayon de la charge.	38
3.11	Variation du paramètre élastique λ en fonction de la profondeur pour les modèles de terre moyenne PREM (Dziewonski & Anderson, 1981), 1066A (Gilbert & Dziewonski, 1975), IASPEI (IASPEI91, 1991) et AK135 (Kennett et al., 1995; Montagner & Kennett, 1995) et le type M3 du modèle crust2.0 (Bassin et al., 2000).	39
3.12	Variation verticale du paramètre élastique $\frac{1-\nu}{2\pi\mu}$ qui détermine la déformation inclinométrique pour différents modèles de terre. La fonction de Green de Guo et al. (2004) est superposée, et permet de donner une idée de la possibilité de raffiner les fonctions de Green locales pour des masses proches, en fonction des caractéristiques mécaniques.	40
3.13	Erreur maximale sur la détermination des déplacements par FEM par rapport à une solution analytique, en fonction la distance à la charge (en pourcentage du domaine).	41
3.14	Attraction Newtonienne générée par une lame d'eau d'un mètre répartie sur une géométrie fixée (vue de coté). L'effet est normalisé en pourcentage de l'effet de plateau.	42
3.15	Sketch de la déformation inclinométrique générée par une charge répartie sur un ruban infini (vue de dessus).	42
3.16	Description de la contrainte supplémentaire, superposée au champ de contrainte statique et générée par une hauteur d'eau supplémentaire ΔH sur une colonne d'eau connectée. La flèche illustre la déformation qu'enregistrerait un inclinomètre à proximité de la fracture. Le paramètre de racine correspond à la profondeur de la colonne d'eau par rapport à l'instrument, la base correspond à la hauteur relative entre le niveau hydrostatique et l'instrument. La variation de hauteur d'eau ΔH est définie par rapport au niveau de base.	44
3.17	Schémas vu de coté décrivant deux contextes hydrologiques liés aux fractures. La parties saturées sont représentées en gris. Les principaux processus hydrologiques (précipitations, évapotranspiration et drainage) sont également indiqués, le ruissellement de surface n'est pas indiqué. A gauche, les fractures issues de la zone altérée (contrôlée par un aquifère local ?), à droite, les principales fractures d'origine tectonique.	45

3.18	Croquis montrant le domaine modélisé et les conditions aux limites. Les flèches correspondent à la pression additionnelle générée par les variations de hauteur d'eau dans la fracture, comme indiqué sur la figure 3.16.	47
3.19	Déformation en tilt et en strain pour une variation de hauteur d'eau $\Delta H = 1 m$, selon plusieurs géométries de fracture, tel qu'enregistré par un instrument de longueur $1 m$ situé orthogonalement à la fracture. Un tilt positif correspond à une déformation orientée vers la fracture, une valeur positive du strain correspond à une compression.	48
3.20	Espace des paramètres pour $\Delta H = 1 m$ et un instrument de $100 m$ de long installé comme à Sainte-Croix-Aux-Mines. Tilt avec a) <i>base</i> = $-20 m$, c) <i>racine</i> = $-1000 m$, e) <i>pendage</i> = 70° (e). Strain avec b) <i>base</i> = $-20 m$, d) <i>racine</i> = $-1000 m$, f) <i>pendage</i> = 70° . Un tilt positif correspond à une déformation orientée vers la fracture, une valeur positive du strain correspond à une compression.	49
3.21	a) Courbes enveloppes, classées selon la profondeur de la racine de la fracture, illustrant la linéarité du tilt par rapport à la variation de niveau d'eau dans la fracture ΔH pour un instrument de $100 m$ de long, et une base fixée à <i>base</i> = $-20 m$. b) Courbe moyenne montrant la linéarité de la déformation extensiométrique par rapport aux variations ΔH pour un instrument de $100 m$ de long pour une racine fixe <i>racine</i> = $-1000 m$	50
3.22	Déformation modélisée pour une variation de hauteur d'eau $dH = 1m$ dans une fracture de pendage 70° pour un instrument situé à $10m$ de la fracture a) sur le tilt, en [<i>nrad</i>], en fonction de la longueur de la base de l'instrument et de la profondeur de la racine, b) sur l'extensiométrie, en [<i>nstrain</i>], en fonction de la longueur de la base de l'instrument et de la base du niveau hydrostatique.	50
3.23	Effet du pompage racinaire diurne sur les variations de diamètre du tronc, et sur le tilt enregistré, d'après Kümpel et al. (1999)	52
4.1	Différents types de précipitations, d'après http://hydram.epfl.ch/e-drologie/	62
4.2	Image radar d'un front (à gauche), d'un chapelet de cellules orageuses (à droite), d'après MétéoSuisse	62
4.3	Nombre minimal de pluviomètres selon la surface du bassin versant étudié, selon Schaake et al. (2001).	63
4.4	Schéma décrivant l'hypothèse de Bouchet pour le calcul de l'ETP et de l'ETR.	65
4.5	Schéma représentant les flux d'eau souterraine IGF de la nappe d'accompagnement d'une rivière de débit Q_s	66
4.6	Variation annuelle de la lame d'eau stockée dans le système hydrologique "France" (voir Hirschi et al., 2007) modélisée par différents modèles météorologique. En rouge le comportement moyen modélisé par ces modèles. A droite, d'autres systèmes globaux, BSWB pour bilan combiné et les systèmes globaux GLDAS et LadWorld	68
4.7	Expression du bilan combiné	69
4.8	A gauche, le système SIM (SAFRAN ISBA MODCOU). A droite, zones climatiques homogènes utilisées par SAFRAN dans la zone d'étude de Sainte-Croix-aux-Mines, superposées avec la grille de $8 km$ associée. . .	71

4.9	Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle GR4J, d'après Oudin et al. (2004).	74
4.10	Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle TOPMO, d'après Oudin et al. (2004).	75
4.11	Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle HBVo, d'après Oudin et al. (2004).	75
4.12	Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle IHAC, d'après Oudin et al. (2004).	76
4.13	Principe du modèle CLSM, d'après Viennot et al. (2008).	76
4.14	Moyenne de la réserve utile et de la hauteur des sols alsaciens en fonction de leur pédologie, selon l'agence pour la Relance de l'Agriculture en Alsace (ARAA)	78
4.15	Échelles spatiales et temporelles associées à différents processus hydrologiques, et à différentes méthodes de mesure. D'après Blöschl & Grayson (2000).	80
4.16	Notion de versant, d'après Saulnier (1996).	81
4.17	Indice topographique calculé sur le bassin versant du Stimbach. A gauche, carte des altitudes [m], à droite, indice topographique associé. Les valeurs fortes sont associées aux zones plates, ou drainant une surface importante (les rivières en particulier).	82
4.18	Trois cartes : à gauche, régionalisation des projections sur le cinquième vecteur propre. Les valeurs positives correspondent aux zones où les variations annuelles sont réduites (par rapport à l'ensemble du système d'étude). Au centre : épaisseur de l'aquifère (limité à la partie française (source : APRONA). A droite : écart-type de la série temporelle [m]. 95% de la variabilité se situe dans une bande de +/- 2 fois l'écart type.	99
4.19	Valeurs propres et incertitudes associées pour quatre échantillonnages différents de la nappe des alluvions rhénanes.	99
4.20	Vecteur propre décrivant le signal de correction du comportement linéaire de l'aquifère, pour les échantillonnages 1986-2004 et 1997-2007.	99
4.21	Distribution des projections spatiales a_k pour les sept premiers vecteurs propres (boîtes à moustaches). Les rectangles montrent le quartile inférieur, la médiane et le quartile supérieur de la distribution des projections sur chaque vecteur propre. Les croix rouges aux autres valeurs isolées.	100
4.22	Lame d'eau calculée en utilisant une porosité de 15% pour l'ensemble de la nappe des alluvions rhénanes, suivant les deux périodes échantillonnées. Les étoiles rouges correspondent aux situations de moyennes eaux, hautes eaux et basses eaux.	100
5.1	a) Signal inclinométrique enregistré par le pendule vertical installé à Grotta Gigante (Trieste). Données mensuelles en noir, sinusoïde de période 32 ans en vert, dérive séculaire de 23,4 nrad/an superposée. b) Courbes hodographiques représentant la polarisation NE-SW des variations annuelles, les extrema étant datés de novembre et mars. c) Courbes hodographiques prenant en compte la dérive séculaire. Les différentes couleurs se réfèrent à plusieurs fenêtres temporelles. Adapté de Braitenberg et al. (2006).	105
5.2	Résidus selon situation du gravimètre. Adapté d'après (Crossley et al., 2006).	107

5.3	Test d'arrosage où une lame d'eau de 4 cm a été versée sur le toit de l'observatoire en 20 minutes, d'après Kroner et al. (2004).	110
5.4	A gauche, variation de gravité observée par les deux sphères supraconductrices, séparées de 20 cm, suite à l'aspersion d'une lame d'eau de 4 cm, d'après (Kroner et al., 2004). A droite, différence de gravité entre deux mesures séparées de 20 cm, modélisée pour une lame d'eau uniforme de 4 cm répartie sur un disque, d'après Longuevergne (2002).	110
6.1	Colline du Herrschaft, au sein de laquelle a été installé l'inclinomètre. Le filon exploité, ainsi que la fracturation associée passe par le minimum local à droite de la photo.	117
6.2	Vue de haut du site, superposé à la carte topographique de l'IGN. Les lignes noires indiquent les galeries de mine, leurs entrées étant symbolisées par des flèches (WilhelmStollen, Musloch, Saint Jean et Stimbach). Sont également indiqués les pingens, les haldes (heap, déblais miniers, indication en surface d'exploitation en profondeur non connue). Les inclinomètres longue base sont indiqués par des lignes bleues. La ligne rouge correspond au profil électrique. A la sortie de la mine WilhelmStollen sont installées la mesure de débit de la mine et une station météorologique à 50 m au sud-ouest de cette entrée.	118
6.3	Modèle géologique de Wyns et al. (2004), mettant en place la structuration verticale du profil d'altération d'une roche métamorphique. Ils distinguent la zone altérée constituée d'arène très poreuse (qui se comporte comme un aquifère capacitif) qui surmonte une zone fracturée (aquifère transmissif). Les roches peuvent être considérées comme saines (non altérées par l'eau) approximativement 60 m sous la surface. Seule la fracturation d'origine tectonique demeure en-dessous.	119
6.4	Résistivité inversée à partir des données combinées d'un dispositif pôle-dipôle avant et arrière de 384 m et la sensibilité associée. L'interprétation géologique et hydrologique est superposée.	120
6.5	Vue de dessus et en coupe dans le plan du filon, de l'ensemble des galeries associées à la mine Sainte-Anne. A droite, une extrémité de la galerie WilhelmStollen où sont installés les inclinomètres. La principale galerie d'exhaure se situe au niveau -6.	146
6.6	Photo montrant les deux premiers mètres de remplissage alluvionnaire du fond de la vallée de la Liepvrette. La fosse se situe à 75 m de la rivière	147
6.7	Bassins versants étudiés et leurs topographies respectives issues de la BD alti de l'IGN (les altitudes sont indiquées en mètres). Les triangles rouges représentent les stations de jaugeage, les triangles noirs les pluviomètres Météo-France et ceux installés en plus par nos soins. Les coordonnées dans le système UTM, zone 32U sont indiqués en kilomètres.	148
6.8	A gauche : moyenne mensuelle et variabilité associée (écart type) des précipitations enregistrées à Sainte-Croix-aux-Mines sur la période 1984-1996 et 2000-2007. La barre horizontale correspond à la moyenne annuelle de 97 mm.mois^{-1} . A droite, estimation des variations mensuelles (et de l'écart-type) de la lame d'eau moyenne stockée au sein du bassin versant de la Liepvrette, calculé comme $\int_t (P - ETP - Q)dt..$	149

6.9	Caractéristiques du champ de précipitations déterminé sur la période avril 2006 - décembre 2006. En noir les pluviomètres Météo-France, en rouge les pluviomètres installés par nos soins, en vert le pluviomètre de l'OHGE. La grille correspond au maillage SAFRAN. a) Altitude des pluviomètres [m], interpolée selon la méthode de plus proche voisin (méthode de Thiessen). b) Précipitations moyennes journalières [$mm.j^{-1}$]. c) Intensité moyenne des cumuls journaliers supérieurs à $0,1 mm$ [$mm.j^{-1}$]. d) fréquence [j^{-1}] des cumuls supérieurs à $0,1 mm$. Pour ces trois dernières figures, la méthode d'interpolation "voisin naturel" a été considérée.	151
6.10	Il faut également noter que les été sont sujets à des orages, qui se caractérisent par des pluies intenses et très localisées (quelques dizaines de kilomètres carrés). Cette figure montre les cumuls en mm des précipitations tombées en 45 minutes après l'orage du 13 juin 2006, qui a sérieusement endommagé les inclinomètres installés. La méthode d'interpolation voisin naturelle a été considérée.	151
6.11	Moyennes journalières sur la période avril - décembre 2006 en fonction de l'altitude du pluviomètre.	152
6.12	Boîtes à moustaches des projections sur les huit premiers vecteurs propres	153
6.13	Distribution des projections sur les trois premiers vecteurs propres. De gauche à droite les contributions interprétées de vp_1 - contribution altimétrique, vp_2 - effet orographique, vp_3 - orages. Sur chaque carte, les courbes correspondent aux cumuls journaliers moyens	154
6.14	Diagramme de Taylor montrant les différences entre les estimations de précipitations à l'échelle du bassin versant selon plusieurs méthodes. La méthode du gradient est prise en référence. La corrélation entre les séries temporelles se lie sur le cercle gradué, le rapport des variances sur les axes verticaux et horizontaux. Les lignes grises correspondent à des erreurs quadratiques centrées égales à $1/4$, $1/2$, $3/4$ ou 1 fois l'écart type du signal de référence.	156
6.15	Calage du modèle GR4J sur les chroniques de débit observées.	159
6.16	Lame d'eau stockée au sein du bassin versant de la Liepvrette (en rouge), stock modélisé par le modèle GLDAS (bleu).	160
6.17	Contribution temporelle de chaque flux aux variations de stock. a) à l'échelle locale du bassin versant de la Stimbach, b) à l'échelle régionale du bassin versant de la Liepvrette.	160
6.18	Contribution spectrale des variations de lame d'eau. En bleu, pour le bassin versant de la Liepvrette, le stock journalier calculé par le modèle GR4J a été sur-échantillonné à l'aide de la phase des pluies issues de l'analyse Safran. En rouge pour le bassin versant du Stimbach. L'analyse s'est limitée aux données journalières étant donné la faible confiance sur les données de débit à court terme.	162
6.19	Diagramme de Taylor montrant les différences entre les estimations de stock d'eau à l'échelle du bassin versant selon plusieurs méthodes. Le stock déterminé par le modèle GR4J est pris en référence. a) pour des périodes supérieures à 30 jours, b) pour des périodes inférieures à 30 jours.	163

6.20	Estimation de l'incertitude sur la détermination des paramètres du modèle. Les erreurs sur la détermination des paramètres sont ensuite propagées sur le calcul du stock en considérant un intervalle de confiance de 95%. a) sur la modélisation des débits. b) sur la dérive du stock (le modèle le plus probable ne dérive pas). c) Diagramme de Taylor des modèles probables pour les variations supérieures à 1 mois (en rouge) et inférieures à 1 mois (en bleu). Le modèle le plus probable est pris en référence.	165
6.21	Distribution des indices topographiques sur les bassins versants de la Liepvrette (en couleur) et de la Stimbach (en noir et blanc). L'échelle de distances est indiquée en mètres. On retrouve la dissymétrie entre les versants nord et sud de la Liepvrette.	167
6.22	Représentation de la sensibilité spatiale de l'inclinomètre $N37^{\circ}E$. En couleur est représenté le logarithme de la contribution de chaque pixel de $50 \times 50 m$, en supposant une répartition d'eau suivant un indice topographique.	167
6.23	Calcul du gradient de pression atmosphérique sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines. Les quatre capteurs sont situés à Epinal, Strasbourg, Colmar et Bâle. Les contours correspondent au champ de pression déterminé à partir des mesures, l'échelle de couleur associée est à droite. A noter les faibles variations de pression entre les différents sites, ce qui induit un gradient extrêmement faible, en moyenne de $6 \cdot 10^{-3} hPa.km^{-1}$. Les coordonnées Lambert II étendu sont indiquées en kilomètres.	170
6.24	Contribution atmosphérique au tilt orienté $N37^{\circ}E$ enregistré à Sainte-Croix-aux-Mines. a) confrontée au tilt corrigé uniquement de la marée, b) tilt après correction. La correction laisse entrevoir des déformations rapides, les 18 janvier et 1er mars, corrélées avec des précipitations. . .	171
6.25	Superposition des déformations prédites de surcharge atmosphérique et de surcharge hydrologique associée au bassin versant de la Liepvrette.	171
6.26	Première confrontation entre déformation observée et déformation modélisée des variations de stock d'eau dans le bassin versant de la Liepvrette sur l'inclinomètre $N37^{\circ}E$	172
6.27	Confrontation entre le tilt observé sur l'instrument $N120^{\circ}E$ et la prédiction de la déformation générée par les variations de masse d'eau au sein de l'aquifère des alluvions rhénanes.	175
6.28	Confrontation entre la déformation modélisée du bassin versant de la Liepvrette, corrigée de la contribution de la fracture, avec la déformation calculée en utilisant l'admittance calculée de $-0.78 nrad.mm^{-1}$. Les séries temporelles sont filtrées des périodes supérieures à un mois. . . .	177
6.29	Confrontation entre la déformation modélisée du bassin versant de la Liepvrette, corrigée de la contribution de la fracture, la déformation étant calculée à l'aide de l'admittance calée de $-0.78 nrad.mm^{-1}$. Les séries temporelles ne sont plus filtrées.	177

6.30	a) tilt enregistré sur l'inclinomètre orienté $N37^{\circ}E$ et les résidus obtenus après correction de tous les effets modélisés (atmosphérique, hydrologique associé à la fracture, hydrologique associé au bassin versant). b) contribution modélisée de la déformation générée par les variations de hauteur d'eau dans la fracture principale à proximité de l'inclinomètre. c) déformation modélisée de la surcharge associée aux variations de stock d'eau dans le bassin versant de la Liepvrette. Le signe a été opposé pour mieux apprécier les corrélations entre les séries temporelles. d) déformation modélisée de la surcharge générée par la redistribution des masses atmosphériques. e) déformation modélisée de la surcharge générée par les variations de masse d'eau au sein des alluvions rhénanes.	178
7.1	Coupe schématique nord-ouest - sud-est passant par la colline de Hausbergen, où est installé le gravimètre supraconducteur, d'après Bittler & Elsass (2006).	186
7.2	Extrait de la carte géologique au 1/50000 ^e autour de J9, montrant un recouvrement de loess. Coupe de la colline effectuée à l'aide des données de la banque BSS, d'après Longuevergne (2002).	186
7.3	Le Panda est un pénétromètre dynamique, instrument de reconnaissance des sols in situ utilisé par les géotechniciens. Un train de tiges est enfoncé par battage, le but étant de lier l'énergie du battage à l'enfoncement correspondant du train de tiges. Cette méthode permet d'explorer les paramètres mécaniques des sols, et surtout, dans notre problématique, de préciser la géométrie du toit du fort.	187
7.4	Positionnement en surface des différents objets mentionnés dans ce travail : Le gravimètre (point rouge), les profils de mesure de teneur en eau Sentek, la fosse où ont été prélevés les échantillons non remaniés de loess, les positions des sondages pénétrométriques sont indiqués en noir.	188
7.5	Synthèse de l'ensemble des sondages pénétrométriques (couleurs) et des caractéristiques géométriques de l'intérieur du fort (en noir). La relation entre les deux est effectuée grâce aux relevés topographiques. Refus : Élément trop dur pour être traversé, supposé être le toit du fort. La position relative du sol et du fort permet d'estimer l'épaisseur du toit à 3 m. Le sondage le plus à droite a été effectué sur les loess situés en face du fort.	188
7.6	Climatologie associée au site de l'observatoire de Strasbourg. A gauche, précipitations moyennes mensuelles déterminées sur la période 1946-2002, évapotranspiration potentielle calculée par la méthode de Turc (1961). A droite, variation de lame d'eau stockée dans les sols estimée par la méthode de Turc (1954).	189
7.7	Distribution granulométrique cumulée des loess au-dessus du fort	191
7.8	Distribution granulométrique cumulée des loess en face du fort	191
7.9	Profil vertical de porosité et de densité apparente déterminés sur les loess prélevés dans la fosse en face du fort.	191
7.10	Profil de conductivité à saturation, déterminé sur les loess prélevés en face du fort.	192

7.11	Sonde Sentek envirosmart à mettre en place dans un tubage. Le sol situé entre les couples d'électrodes joue le rôle de capacité électrostatique d'un circuit oscillant. La carte électronique est le système de communication.	193
7.12	Comparaison des valeurs de la sonde Sentek avec les mesures de teneur en eau sur échantillon. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart type sur une demi-journée de données Sentek et à l'écart type entre les teneur en eau déterminée sur les trois échantillons prélevés.	194
7.13	Comparaison entre la permittivité relative calculée et la teneur en eau sur échantillon. Le polynôme de calibration du second degré qui en découle, ainsi que l'incertitude associée sont dessinés. Le polynôme de Topp et al. (1980), généralement utilisé par la communauté pour calibrer les mesures TDR, est également indiqué.	195
7.14	Comparaison entre les mesures de teneur en eau Sentek calibrées et les teneurs en eau mesurées sur échantillons. Les mesures de teneur en eau massiques des horizons sous-jacents, transformées en teneurs en eau volumique par extrapolation de la densité apparente ont été rajoutées sur cette figure.	195
7.15	Variations de la lame d'eau mesurée au-dessus du fort, calibrées et non calibrées.	196
7.16	Comparaison entre les lames d'eau stockées sur les 80 premiers centimètres de loess au-dessus du fort et en face du fort.	196
7.17	A gauche : Zoom sur le MNT local de 120 m de coté, les points noirs correspondent aux points RTK. A droite : admittance pour une lame d'eau uniforme répartie sur la topographie, en fonction du rayon d'intégration. L'admittance converge vers la valeur de 0.305 nm.s^{-2}	201
7.18	Confrontation entre la contribution modélisée des sols et les données enregistrées. a) avant correction de l'hydrologie globale, b) après correction de l'hydrologie globale. En vert, la contribution de l'aquifère local des sables sous-jacents estimée à partir des données de piézométrie enregistrées. La figure a) correspond à la figure 2.7, page 20 après calibration des sondes Sentek.	201
7.19	Confrontation entre les systèmes hydro-météorologiques globaux GLDAS et de l'ECMWF et les mesures locales de teneur en eau. La lames d'eau modélisées est exprimée en effet de plateau (multipliées par $0.42 \text{ nm.s}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$).	202
7.20	Contribution fréquentielle des variations de stock d'eau, telle que mesurée par les sondes Sentek. La contribution fréquentielle de l'unité hydrologique régionale de Sainte-Croix-aux-Mines a été superposé sur la figure.	202
7.21	De gauche à droite : MNT de la colline de Hausbergen, Indice topographique déterminé, distribution de cet indice, et comparaison à la Gamma la plus proche.	205
7.22	Confrontation entre les lames d'eau mesurées par les sondes Sentek et modélisées par CLSM. A gauche : pour la zone racinaire, à droite pour une épaisseur de sol de 10 m.	205
7.23	Confrontation entre le signal gravimétrique corrigé des effets de la contribution globale avec la modélisation du stock d'eau par CLSM, traduite en terme d'attraction newtonienne à l'aide de l'admittance de $-0.3 \text{ nm.s}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$ déterminée précédemment.	206

C.1	Mineurs posant à l'entrée de la mine WilhelmStollen lors de son exploitation au début du XX ^e siècle.	241
C.2	Schéma et paramètres de l'inclinomètre hydrostatique longue base développé par (Boudin, 2004).	243
C.3	Capteur de position relatif LVDT. a) schéma de fonctionnement. b) forme du capteur. c) Forme de la relation position relative / tension. D'après Boudin (2004).	244
C.4	Frédéric Boudin tenant un pot en silice de l'inclinomètre. A droite, détail sur la partie mécanique : axe de rotation fin, flotteur, LVDT à droite.	244
C.5	Températures de l'air et de la roche mesurées par Thierry à différentes époques de l'année. Au delà de 200 m, les variations de température sont inférieures au degré. A ces profondeurs, la thermodynamique est principalement gérée par l'écoulement de l'eau.	245
C.6	Profils de la galerie principale et du filon exploité, relevés par Thierry. .	245
C.7	Galeries de la Mine WilhelmStollen. De gauche à droite : travers banc principale, rectiligne, a noter le ruisseau d'exhaure sur la droite. Galerie dans le filon, partie est, à noter le pendage de 70°E et la puissance du filon de 50 cm. Galerie dans le filon, partie ouest.	246
C.8	De gauche à droite : Délimitation de la position de la niche Sud à l'aide d'une disqueuse Diamant, par Michel Kammenthaler. Niche sud percée, a noter les trous de pré-perçage. Frédéric Boudin et Claude Courteuil vérifiant l'horizontalité entre 2 équerres successives.	247
C.9	De gauche à droite : Surfaçage d'une niche par Patrick Longuevergne. Niche nord surfacée accueillant le système de nivellement hydrostatique pour vérifier que le niveau relatif entre les 2 niches soit de l'ordre du millimètre.	247
C.10	De gauche à droite : Boite électronique accueillant l'alimentation en courant, les systèmes d'alimentation des pots, et l'acquisition Agilent. Pot installé dans sa niche et connecté aux canalisations d'eau et d'air. Frédéric Boudin lors de l'étalonnage de l'inclinomètre.	248
C.11	Photo des deux inclinomètres installés. A gauche, l'instrument orienté N37°E installé dans un travers banc. A droite, l'instrument orienté N120°E, installé dans le filon exploité, instable. A noter la nécessité de s'adapter aux zones d'éboulements dans cette dernière galerie. . . .	249
C.12	Courbe de calibration du LVDT pour le pot nord	251
C.13	Exemple de dérive d'horloge du PC d'acquisition par rapport à l'heure TU.	252
C.14	Spectre glissant du mode symétrique calculé sur des fenêtres de 21 jours, séparées de 12h. A gauche pour l'inclinomètre N37°E, à droite pour l'inclinomètre N120°E. A noter l'apparition des ondes de marées en juillet 2005 pour le premier instrument, lié à un problème d'alimentation électrique, en avril 2006 pour le second, lié à la condensation d'eau dans le LVDT.	252
C.15	Variation temporelle du coefficient de régression entre les variations de hauteur d'eau entre le potN et le potS, déterminé sur des fenêtres de 10 jours séparées de 3h. En rouge, lissage effectué par un polynôme du 6 ^{ème} degré, en vert l'intervalle de confiance associée à la détermination du polynôme.	253

C.16	Variation temporelle du coefficient de régression entre les variations de hauteur d'eau entre le potE et le potO, déterminé sur des fenêtres de 10 jours séparées de 3h. En rouge, lissage effectué par un polynôme du 4ème degré, en vert l'intervalle de confiance associée à la détermination du polynôme.	253
C.17	Inter-comparaison pluviomètres. De gauche à droite : Pluviomètre RGR122 modifié par Thierry, le Young, le pluviomètre de référence manuel Météo-France, le pluviomètre Rosted (petite boule noire), la station météo Campbell	256
C.20	Variations de piézométrie observées. Le niveau 0 correspond au niveau de la rivière	277
C.21	De gauche à droite : Puit dans son environnement, tube piézométrique plongeant, extraction des données hivernales.	277
C.22	De gauche à droite : capteur mécanique dans son environnement, canalisation du débit d'exhaure de la mine et précipitation des carbonates sur les lames vibrantes lors de son installation en chambre de tranquillisation.	279
C.23	A gauche : courbe de jaugeage fréquence mesurée/débit. A droite : superposition entre débits calibrés et débits mesurés	279
C.24	Jaugeage du torrent du Stimbach. A gauche, relation hauteur d'eau, vitesse moyenne, et la loi linéaire calculée. A droite, courbe de jaugeage déterminée, les points rouges correspondent aux mesures	280
C.26	De gauche à droite : Thierry installé sur le limnimètre installé, zoom sur la canalisation et la chambre de tranquillisation et débit lors d'une crue éclair.	281
D.1	Comparaison entre les variations de teneur en eau mesurées par les sondes Sentek sur une épaisseur de 20 cm. A noter l'impact des précipitations. Les variations journalières sur les sondes FDR correspondent à des pompages journaliers par les végétations en train de se mettre en place, alors que la résistivité est également sensible aux variations de température.	285
D.2	Variations de température dans le temps, suivant la profondeur de la sonde. Le principal effet reste la diffusion des ondes de chaleur dans le sol.	285
E.1	Schémas permettant le calcul de l'effet d'attraction directe sur les variations de gravité observées. a) pour une masse située à la surface de la Terre, b) pour une masse située à une altitude h	288
E.2	Schémas permettant le calcul de l'effet d'attraction directe sur les variations de tilt. a) pour une masse située à la surface de la Terre, b) pour une masse située à une altitude h	288
F.1	a) Expression géométrique liant la corrélation R et l'erreur quadratique centrée E' existant entre un signal de référence d'écart type σ_r et une modélisation à comparer. b) exemple de diagramme de Taylor dessiné dans ce travail, comparant les performances relatives de plusieurs méthodes de calcul de l'eau stockée au sein du bassin versant de la Liep-vrette.	292

INTRODUCTION



IL peut sembler original, voire étrange, de vouloir mettre en regard la Géodésie, science qui mesure et représente la forme de la Terre et son champ de gravitation avec l'Hydrologie, science qui étudie le cycle de l'eau et les processus de redistribution contrôlant la partie continentale de ce cycle.

Au point de vue statique, il y a pourtant un lien essentiel qui permet de définir une notion qui nous est commune : une surface d'eau au repos dessine une équipotentielle du champ de gravitation, l'horizontale. Cette "évidence intuitive" a conditionné la manière dont les hommes imaginaient la forme de la Terre. Dès le VI^e siècle av J.C., les philosophes grecs (Anaximandre, Anaximènes et leurs contemporains) supposèrent que la Terre était plate, de la forme d'un disque, entièrement ceinturée par le fleuve océan et soutenue par un pilier imaginaire pour qu'elle ne puisse pas tomber vers un autre lieu du ciel. Thalès (625-547 av J.C.) fait reposer la Terre sur de l'eau, les mouvements de l'eau étant la cause des tremblements de terre (Deparis & Legros, 2002). La vision qu'ont les hommes de la Terre va évoluer grâce à certaines observations indépendantes : les navires disparaissent sous l'horizon au fur et à mesure qu'ils s'éloignent de la côte, l'ombre portée de la Terre sur la Lune est circulaire lors des éclipses, l'étoile polaire est de plus en plus haut dans le ciel en allant vers le nord, le soleil de midi de plus en plus haut en allant vers le sud. Anaxagore (V^e siècle av J.C.), avec Platon et Aristote, interprétèrent conjointement ces observations et en conclurent que la Terre est une sphère.

Mais la Terre n'est pas une sphère, il faut lui substituer à sa surface physique réelle, avec ses montagnes et autres accidents de terrain, une surface théorique facile à définir géométriquement et facile à déterminer expérimentalement en chaque point. C'est la notion de verticale, direction orthogonale à l'horizontale. Le géoïde (c'est-à-dire la forme de la Terre) est donc défini comme une équipotentielle du champ de gravité, celle qui se confond avec le niveau moyen des océans. Le vocable de géoïde a été forgé par Johann Benedict Listing (1808-1882) et Ernest Heinrich Bruns (1848-1919).

Le géoïde n'est pas une notion courante en hydrologie, puisque d'une manière générale, la topographie seule permet de déterminer la direction et le sens de l'écoulement de l'eau. Les études hydrologiques ont ainsi massivement recours aux modèles numériques de terrain (MNT) pour calculer un ensemble de paramètres pertinents, telles que la pente d'un versant, la surface d'un bassin versant, la longueur ou sinuosité d'une rivière. Lorsque la topographie tend à s'aplanir, la notion d'horizontale

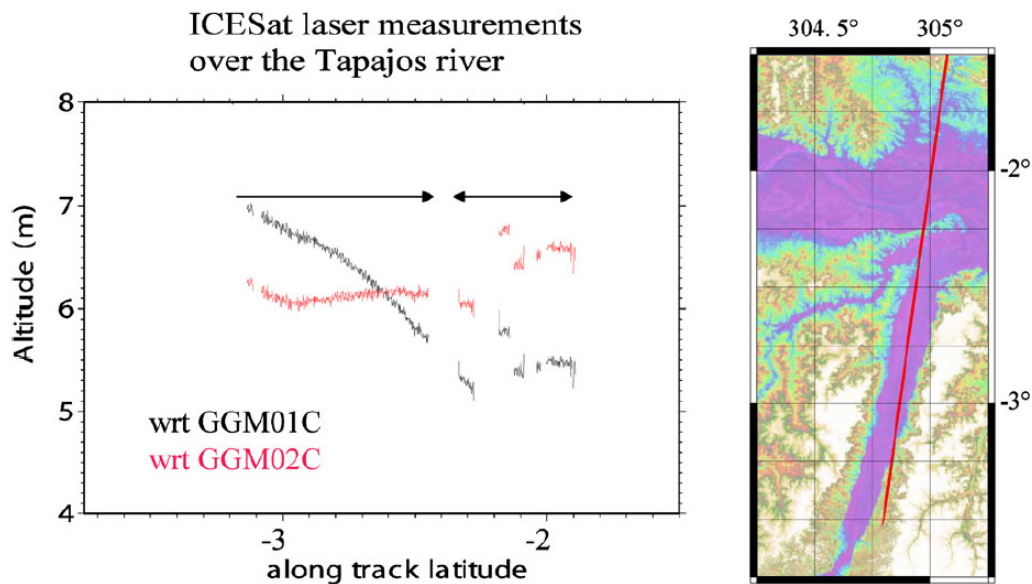


FIG. 1.1 – Altitudes de la surface de l'eau le long du Rio Tapajos. Les mesures de hauteur ellipsoïdales collectées par le satellite ICESat sont rapportées à deux solutions de géoïde issues de la mission GRACE : GGM01C et GGM02C. La pente de la ligne d'eau est très différente selon le modèle de géoïde, avec des implications importantes sur la modélisation du flux. Depuis le géoïde a été amélioré et cette question ne se pose plus. D'après Calmant & Seyler (2006).

redevient essentielle pour déterminer le sens d'écoulement de l'eau. Cette question se pose par exemple dans le cas des bassins sédimentaires très plats, et pour le fleuve du Rio Tapajos (Amazonie) en particulier, comme le montre la figure 1.1, issue du travail de Calmant & Seyler (2006).

Dans ce travail, nous allons nous concentrer sur les variations temporelles des observables géodésiques, et donc, sur la redistribution des masses d'eau.

De tels couplages ont été rapportés dans la littérature dès le premier siècle après J.C. où Pline le Jeune corréla les variations de niveaux piézométriques d'un aquifère situé à proximité de la mer Méditerranée avec la marée. Bien plus tard, Mondain-Monval & Wellard (1940) remarquèrent que les variations de débit horaire d'un puits artésien sur les bords du bassin d'Arcachon passaient de 274 l.h^{-1} à marée basse à 347 l.h^{-1} à marée haute. Lambert (1948) démontra que ces variations de niveau d'eau (l'eau étant supposée incompressible) sont liées à la compression de la matrice poreuse d'un réservoir souterrain confiné sous l'effet de la marée et sous le poids du bourrelet océanique. L'analyse des ondes de marée dans les enregistrements de pression permet donc de déterminer les caractéristiques intéressantes des aquifères captifs, telles que la transmissivité de l'aquifère et la compressibilité de la matrice (par exemple Zhou, 2007). Par extension, les variations de lame d'eau stockée sur une surface peuvent être détectées par des mesures piézométriques précises dans des aquifères confinés sous-jacents. Cette technique, actuellement en développement, est appelée *geological weighting lysimeter* (GWL, voir par exemple Bardsley & Campbell, 2007).

TAB. 1.1 – Exemples de déformations verticales d'origine environnementales observées.

Forçage environnemental	Déformation verticale	Référence
Marée (Bretagne)	10 cm	(Llubes et al., 2001)
Anticyclone (Sibérie)	3 cm	(Boy, 2000)
Bilan hydrologique (Amazone)	3 cm	(Van Dam et al., 1998)

D'une manière générale, la croûte terrestre étant élastique, elle se déforme sous les variations de charge (c'est-à-dire du poids) de l'eau et de l'atmosphère, appliquées à sa surface. Le tableau 1.1 rassemble quelques observations récentes de la déformation verticale. Ce sont ces couplages que nous allons explorer dans ce travail.

1.1 CONTEXTE DE L'ÉTUDE

1.1.1 Des raisons scientifiques

Les effets de la redistribution des masses fluides (atmosphère, hydrosphère et cryosphère) sur les observables géodésiques sont aujourd'hui avérés. On trouve dans Lettau (1937) les premières évocations des "parasites" environnementaux enregistrés sur des pendules horizontaux, qui mesurent la déviation de la verticale : il fait mention des passages successifs d'anticyclones et de dépressions barométriques, de la charge d'une montagne voisine par une chute de neige et de sa décharge par fusion. Les effets environnementaux sont d'autant plus indésirables qu'ils se mélangent avec des signaux qui permettraient d'étudier la dynamique interne. Pour la marée en particulier, citons Coulomb (1952) : « *Vu les objections que soulève la théorie statique appliquée aux océans, ainsi que la difficulté de conclure des observations sur les côtes au soulèvement de la marée au large, la méthode inclinométrique n'a plus guère qu'un intérêt historique* ». Ce point de vue a été formulé quatre ans avant le premier satellite Spoutnik, et bien avant l'avènement du satellite Topex Poséidon qui a permis la mise en place de modèles océaniques extrêmement précis.

Depuis, la communauté scientifique dispose d'outils nouveaux et les instruments sont devenus plus sensibles afin d'atteindre des signaux toujours plus ténus, mais également d'autant plus capables d'enregistrer ces phénomènes environnementaux. Depuis quelques années, la communauté géophysique porte ainsi un intérêt grandissant à la contribution environnementale aux observations de surface, à la fois pour la supprimer ou l'exploiter comme telle.

1.1.2 Des raisons instrumentales

Ce travail intervient donc à un moment où la qualité des instruments d'observation de la Terre dite solide permet, et nécessite, une étude approfondie de la contribution environnementale que l'on considérait jusqu'à présent comme du bruit. On assiste ainsi à une activité de recherche qui consiste peu à peu à abandonner les méthodes de traitement du signal, dont le but était de s'affranchir purement et simplement de cette contribution environnementale, à une approche plus déterministe, qui consiste à cerner les phénomènes physiques sous-jacents et d'établir si les observables géodésiques permettent d'apporter des informations complémentaires à la compréhension des phénomènes environnementaux.

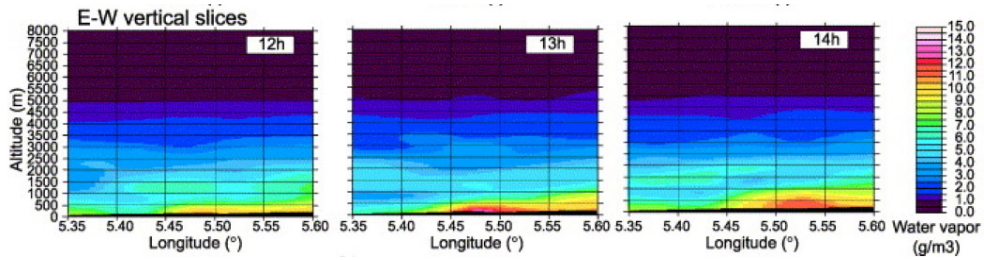


FIG. 1.2 – Coupes verticales d'eau atmosphérique précipitable déterminées à partir d'un réseau de GPS au sol. Situations du 26 juin 2001 à 12, 13 et 14 h TU. Cette coupe est-ouest passe par Marseille. D'après Champollion (2005).

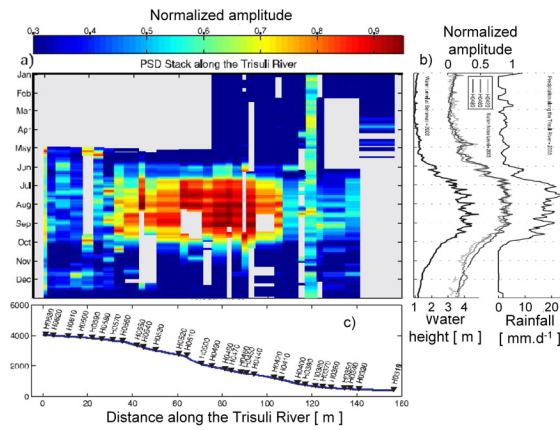


FIG. 1.3 – Variations du bruit sismique dans le temps le long de la rivière Trisuli, au Népal, pour l'année 2003. a) Puissance du bruit, b) précipitations et hauteurs d'eau associées en fonction du temps, c) positionnement des sismomètres le long de la rivière. Modifié d'après Burtin et al. (2008).

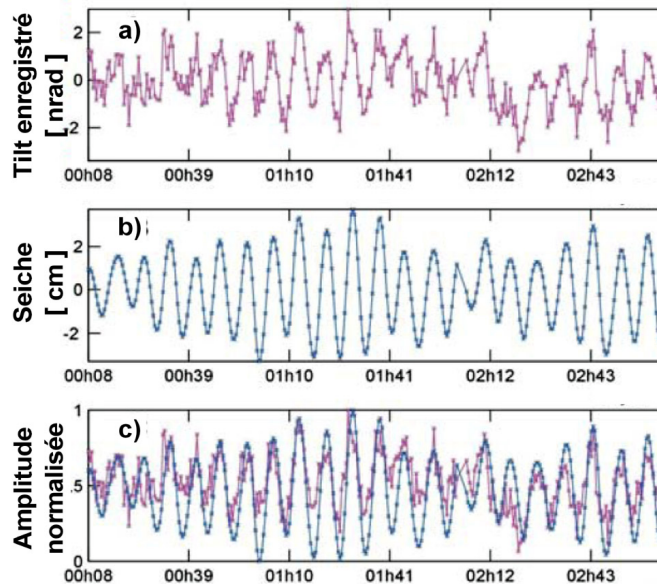


FIG. 1.4 – Influence d'une seiche de 4 et 8 minutes de période enregistrée sur un inclinomètre de base 15 m installé sur l'île de Trizonia (Grèce). a) Tilt enregistré, b) seiche enregistrée par le marégraphe, c) superposition des deux signaux. Modifié d'après Boudin (2004).

En ce sens, les variations de quantité d'eau dans l'atmosphère induisent des variations de permittivité relative, et donc des variations de vitesse des ondes électromagnétiques qui la traversent. La modification des délais troposphériques enregistrés par un ensemble de récepteurs GPS se sont avérés un outil intéressant pour faire une tomographie de l'eau précipitable de l'atmosphère (Champollion, 2005, voir figure 1.2). L'écoulement d'une rivière dans un lit "solide", quant à lui, transmet une contrainte de cisaillement qui est liée à la densité du fluide, à la hauteur d'eau et à la pente de la rivière. Un suivi du bruit sismique permettrait donc de mieux cerner les bilans sédimentaires, et celui de la charge de fond en particulier (Burtin et al., 2008, voir figure 1.3).

Enfin, la qualité des instruments peut être illustrée par un résultat expérimental obtenu récemment dans le cadre du programme Corinthe. L'objectif de ce projet étant néotectonique (Bernard et al., 2004), de nouveaux inclinomètres hydrostatiques récemment développés par Boudin (2004) ont été installés à quelque distance du rivage du golfe de Corinthe. La figure 1.4 montre, au milieu, le signal d'une seiche enregistrée par le marégraphe proche, dont l'amplitude crête-crête atteint environ six centimètres. Le signal en haut correspond à l'enregistrement concomitant d'un inclinomètre. Bien que cet instrument ne soit pas installé dans des conditions optimales pour observer de tels phénomènes, ce résultat montre un élément fondamental pour notre propos : une charge de quelques centimètres d'eau produit un tilt parfaitement mesurable et la sensibilité de ces instruments permet de la mettre en évidence. L'ordre de grandeur est également intéressant, une lame d'eau d'un centimètre induit une déformation d'un nanoradian, c'est-à-dire cinquante milliardièmes de degrés.

1.1.3 Enjeux et motivations

Cette dernière figure est une des pierres qui a étayé le projet PNRH "Hydrologie et Inclinométrie" du programme ECCO de l'INSU, coordonné par Nicolas Florsch, et qui a initié cette thèse en 2004 par l'installation d'un premier inclinomètre sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines. Ce projet a été étendu à quatre autres sites géodésiques français en 2005 et financé par l'ANR sous le nom "Hydrologie et Géodésie". L'objectif de ce projet est de qualifier les approches géodésiques existantes pouvant se décliner en tant qu'outils pour la caractérisation des variations des stocks d'eau. Les attendus sont l'identification de méthodes et de protocoles géodésiques pouvant s'appliquer à certains problèmes d'hydrologie et l'élaboration d'une méthodologie afférente. La démarche consiste donc à élaborer, pour chaque site, un modèle hydrologique approprié, tenant compte de l'évolution des quantités d'eau et de la redistribution de ces masses au sein de l'unité hydrologique mesurée par les instruments géodésiques, et de confronter l'effet géodésique prédit aux observations. Le projet s'appuie notamment sur des échanges disciplinaires entre les communautés géodésiques et hydrologiques et sur des sites tests. Les outils géodésiques concernés par le projet, et traités dans cette thèse en particulier, sont l'inclinométrie longue base à Sainte-Croix-aux-Mines et la gravimétrie supraconductrice à l'observatoire de Strasbourg.

Notons que ce domaine d'étude constitue, en partie, le segment sol des approches spatiales incarnées par les missions satellitales CHAMP, GRACE et GOCE (voir par exemple Andersen & Hinderer, 2005; Schmidt et al., 2006), qui diffère par les échelles spatiales mises en jeu. En effet, alors que les instruments au sol travaillent principalement à des échelles locales ou régionales (de quelques centaines de mètres à quelques

dizaines de kilomètres), le pixel issu du traitement des données du satellite GRACE est de l'ordre de six cents kilomètres. Une des questions intéressantes réside alors dans la validation au sol des données satellitaires (Crossley et al., 2005; Hinderer et al., 2006b), question qui est au coeur du projet GHYRAF (Gravity and HYdrology in AFrica) (De Linage et al., 2007), coordonné par Jacques Hinderer.

Parallèlement à cette percée géodésique dans le monde de l'hydrologie, les hydrologues cherchent actuellement, dans une perspective de changement climatique en particulier, des moyens et des méthodes pour déterminer et surveiller l'évolution de la partie terrestre du cycle hydrologique. L'IAHS (International Association for Hydrological Sciences), en parallèle à l'initiative intitulée PUB (Predictions in Ungauged Basins) qui tente de réduire l'incertitude sur l'estimation des débits de bassins versants non jaugés, a lancé l'initiative PULSE (Prediction of Ungauged Land Surface Elements). Le but de cette initiative est de quantifier et de suivre les variations de stock d'eau continentale au sein d'entités hydrologiques à diverses échelles spatiales (Land Surface Elements). Les méthodes géodésiques pourraient donc, dans ce cadre, s'avérer intéressantes pour aider à contraindre la modélisation des variations de stock d'eau.

1.2 UN POINT DE VUE DOUBLE

1.2.1 Approche géodésique : processus internes et bruits de surface

Melchior (1983) exprime très bien la vision que peuvent avoir les géodésiens de l'hydrologie : « *Hydrological disturbances are probably the major long-period disturbances experienced in tidal measurements. Changes in the level of nearby rivers or of underground waters may produce strong deformations of the galleries where the instruments are installed* ». Il continue en soulignant le caractère fortement non-linéaire des effets hydrologiques : quand une rivière revient à un niveau normal après une crue, les pendules horizontaux ne retournent pas exactement à leur position originale. Enfin, il conclut en citant d'autres travaux ; la quantification de ces effets est probablement impossible, étant donné que la perméabilité des roches n'est pas connue précisément et extrêmement difficile à introduire dans les calculs de déformation.

Les géodésiens considèrent donc la redistribution des masses d'eau à la surface des continents comme un bruit de surface qui, en se mélangeant aux observations, dissimule les processus ténus d'intérêt géodynamique sur une vaste bande de fréquence, allant de l'heure au long-terme en passant par l'année (Evans & Wyatt, 1984; Zadro & Braitenberg, 1999; Crossley et al., 1999, voir figure 1.5). Certains auteurs, tels que Dal Moro & Zadro (1998) concluent que la réduction des effets hydrologiques doit être une étape préalable avant toute tentative d'étude et d'identification de déformations et signaux géodynamiques que l'on souhaite extraire des observations.

De plus, la quête de la validation des données satellite à l'aide de données au sol nécessite de cerner la différence entre la redistribution des masses d'eau à l'échelle représentative du satellite (de l'ordre de 1000 km) et la redistribution des masses d'eau à l'échelle du gravimètre au sol (de l'ordre de 1 km) (Crossley et al., 2003; Llubes et al., 2004; Hinderer et al., 2006a).

On commence à entrevoir les besoins de la communauté géodésique : mettre en place des méthodes simples qui permettent de s'affranchir au mieux des contributions hydrologiques, en cernant principalement les échelles spatiales et temporelles

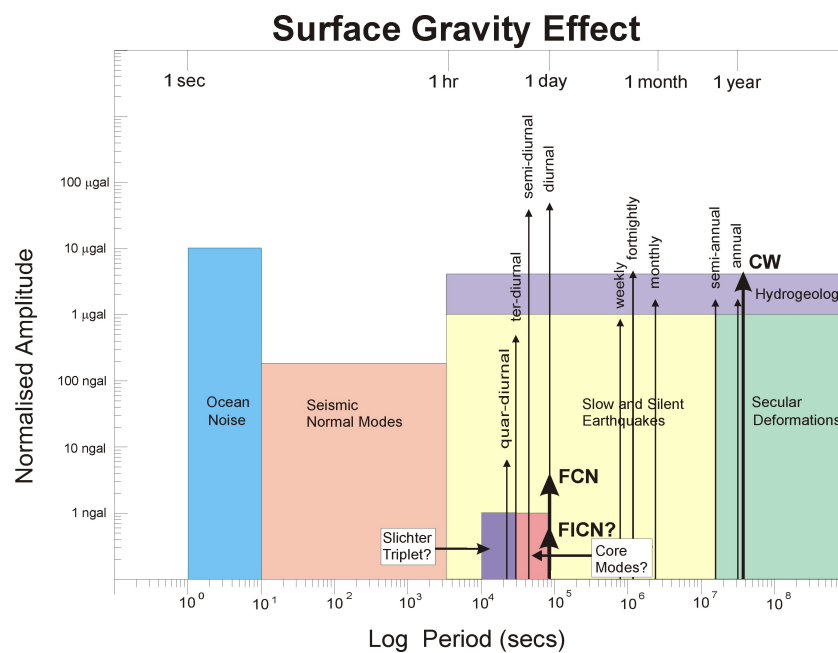


FIG. 1.5 – Contributions internes, externes et environnementales aux variations de gravité, d'après Crossley et al. (1999). Les flèches fines correspondent aux différents types d'ondes de marée, CW - Chandler Wobble correspond au mouvement du pôle, FCN - Free Core Nutation, FICN - Free Inner Core Nutation et les modes de Slichter correspondent à des modes du noyau.

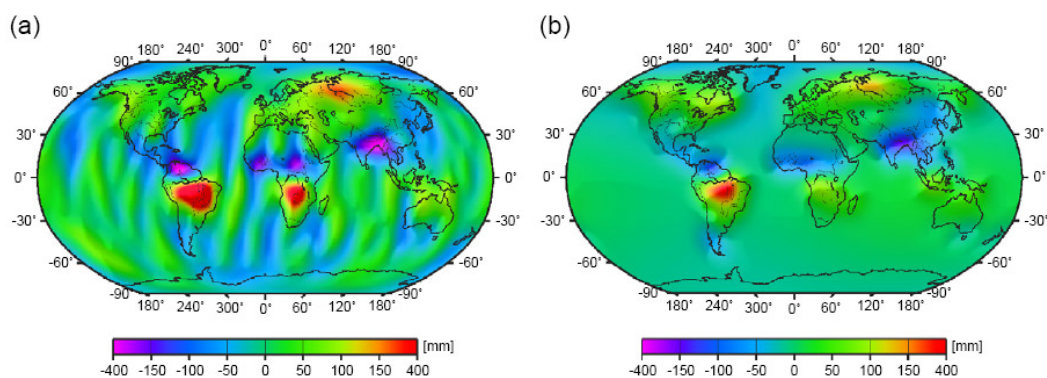


FIG. 1.6 – Différences entre avril 2003 et août 2003 (a) des champs de gravitation mesurés par le satellite GRACE exprimés en lame d'eau équivalente et (b) les variations de stock d'eau continentale telles que prédites par le modèle hydrologique global WGHM, également exprimées en lame d'eau équivalente, d'après Schmidt et al. (2006). A noter la différence marquée sur le continent africain.

associées aux différents processus de redistribution des masses d'eau à la surface des continents, et ce, pour chaque instrument géodésique.

1.2.2 Approche hydrologique : la géodésie comme information complémentaire ?

La quantité d'eau stockée au sein d'un bassin versant et ses principales unités de stockage (zone non saturée, zone saturée, couverts neigeux et eaux de surface) définissent la réponse d'une entité hydrologique aux forçages atmosphériques, et contrôlent donc le débit à l'exutoire à des échelles temporelles variées (Troch et al., 2007). Par exemple, les écoulements au printemps dans les bassins montagneux sont gérés par la fonte du manteau neigeux ; la partie saturée d'un bassin définit le débit de base et soutient le cours de la rivière pendant les mois secs. Une estimation précise de l'eau stockée permettrait ainsi de mieux appréhender le comportement de ces entités hydrologiques. L'estimation directe des stocks est cependant difficile, principalement à cause de la répartition sporadique des mesures de quantité d'eau dans les différentes entités de stockage et une connaissance relative des flux invisible non mesurables, tels que l'évapotranspiration et les échanges souterrains entre entités hydrologiques.

Les mesures géodésiques pourraient ainsi contribuer de deux manières aux études hydrologiques.

Valider les modèles hydrologiques : en raison du problème d'équifinalité (Beven & Freer, 2001), les modèles hydrologiques calés sur des données de débit à l'exutoire d'un bassin versant (et *a fortiori* sur des données de flux) souffrent de capacités de prédiction limitées. La disponibilité d'informations complémentaires sur l'état interne du bassin versant, indépendantes du débit, permettrait de contraindre considérablement l'espace des solutions, et donc de réduire l'incertitude sur la prédiction des débits. Les observables géodésiques sont sensibles aux variations totales de stock d'eau au sein d'une entité hydrologique et représentent en ce sens une information complémentaire qui permettrait de discriminer le meilleur modèle parmi un ensemble de paramétrisations équiprobables, et ainsi devenir un outil pour mieux contraindre les processus de redistribution des masses d'eau (Hasan et al., 2005; Rerolle et al., 2006; Longuevergne et al., 2006; Kroner et al., 2007; Naujoks et al., 2007), (Rodell et al., 2004a; Andersen et al., 2005, pour les données GRACE).

Utiliser ces données dans une perspective d'assimilation, c'est-à-dire remettre à jour ou initialiser les modèles hydrologiques en utilisant une mesure de l'état interne de l'entité hydrologique modélisée. Les mesures géodésiques au sol, de nature intégrative, pourraient fournir cette information quantitative sur les variations d'eau stockée (Güntner et al., 2006; Rodell et al., 2007, pour les données GRACE, voir la figure 1.6).

Les données issues du satellite GRACE concentrent une importante activité de recherche, en particulier pour qu'elles soient mises à profit afin d'améliorer la modélisation de la redistribution de masses fluides. La représentativité spatiale de ces informations, de l'ordre de 600 km, ainsi que l'échantillonnage temporel, un mois en général, restreint leur utilisation aux modèles hydro-météorologiques continentaux. Dans la suite, nous concentrerons notre étude sur les instruments géodésiques au sol qui permettent d'avoir une résolution spatiale et temporelle plus fine.

1.3 PLAN DE LA THÈSE

Ce travail prend le parti d'être trans-disciplinaire et de considérer les deux approches géodésique et hydrologique, exposées dans la section précédente. La méthodologie développée dans ce travail sera donc adaptée à cette contrainte, et sera organisée de la manière suivante :

1. Le chapitre suivant est consacré aux instruments géodésiques et de leur installation sur les deux sites d'études que sont l'observatoire gravimétrique de Strasbourg (J9) et le site de Sainte-Croix-aux-Mines. Nous détaillerons également le contexte tectonique et hydrologique régional. La compréhension des déformations observées et la mise en place d'une modélisation adaptée est liée à la capacité de préciser à la fois les contextes géologiques et hydrologiques associés à chaque observatoire (Llubes et al., 2004).
2. Le troisième chapitre se veut plus théorique et permettra de cerner les principaux processus de déformation mis en jeu par l'hydrologie de surface (attraction Newtonienne, surcharge et déformation de fracture). Nous développerons également les outils de calcul et les incertitudes associées pour chaque observable géodésique (inclinométrie et gravimétrie en particulier).
3. Ces processus de déformation impliquent la définition de variables de couplage pour introduire le chapitre consacré à l'hydrologie. Une description de différents processus de redistribution de l'eau à la surface terrestre sera mise en place dans le quatrième chapitre, les méthodes d'observations et les moyens de modélisations nécessaires pour appréhender à la fois la quantité, mais également la distribution spatiale des eaux continentales.
4. Les considérations précédentes seront les bases pour ajuster une méthodologie adaptée pour répondre aux deux principaux défis liés à ce travail : corriger d'une manière robuste le bruit hydrologique des séries temporelles et déterminer si la géodésie peut devenir un outil pour cerner le comportement hydrologique des interfaces continentales. Nous nous tournerons ainsi vers la modélisation physique, lourde à mettre en place, mais qui permet de ne pas rester aveugle aux différentes difficultés liées au couplage.
5. Enfin, l'ensemble des outils de calcul de déformation et de modélisation hydrologique seront mis à contribution pour interpréter les observations effectuées sur le gravimètre supraconducteur de Strasbourg et les inclinomètres de Sainte-Croix-aux-Mines. Nous justifierons enfin la méthodologie mise en place *a posteriori*, et déterminerons ce que peut vraiment apporter la géodésie aux études hydrologiques.

PRÉSENTATION DES SITES D'ÉTUDE

2

SOMMAIRE

2.1	CONTEXTE RÉGIONAL	13
2.1.1	Contexte tectonique	13
2.1.2	Contexte hydrologique	13
2.2	SITE DE SAINTE-CROIX-AUX-MINES	16
2.2.1	Instrumentation géodésique	16
2.2.2	Suivi hydro-météorologique installé	17
2.2.3	Première confrontation entre données géodésiques et environnementales	17
2.3	OBSERVATOIRE GRAVIMÉTRIQUE DE STRASBOURG	19
2.3.1	Instrumentation géodésique	19
2.3.2	Suivi hydro-météorologique installé	20
2.3.3	Première confrontation entre données géodésiques et environnementales	20
2.4	LES INSTRUMENTS DE LA GÉODÉSIE	21
	CONCLUSION	21

LE développement d'une méthodologie visant à coupler l'hydrologie et la géodésie se devait d'être accompagné d'une validation sur des données réelles. Ainsi, les travaux conduits dans cette thèse seront validés sur deux sites d'étude, le gravimètre supraconducteur de Strasbourg et les inclinomètres longue base de Sainte-Croix-aux-Mines (voir figure 2.1). Ces deux sites sont tout à fait complémentaires, pour plusieurs raisons.

Les instruments géodésiques mis à profit dans cette étude sont tous deux extrêmement sensibles. Ils ont cependant une sensibilité toute relative des unités environnementales au sein desquelles ils sont installés. Nous verrons en effet dans la partie 3.1.4, page 30 que les inclinomètres sont sensibles aux échelles locales et à l'échelle du bassin versant, tandis que les gravimètres sont sensibles à l'échelle de la parcelle et à l'échelle de la Terre dans son ensemble.

Les unités hydrologiques étudiées seront de fait différentes. Le suivi environnemental et la modélisation hydrologique devront être adaptés à l'échelle spatiale de réponse de l'instrument. De plus, comme le montre la figure 2.1, le bassin versant lié à l'inclinomètre de Sainte-Croix-aux-Mines se situe dans un contexte de montagne, alors que la parcelle liée au gravimètre supraconducteur de Strasbourg se situe en contexte de plaine. Les forçages météorologiques, les précipitations en particulier, devront donc être appréhendés de différentes manières.

Les contraintes pratiques diffèrent également. Le gravimètre supraconducteur est installé depuis 1987 et relève du statut d'observatoire. Le travail d'observation sur ce site s'est en quelque sorte restreint à la mise en place du suivi hydro-météorologique et à la compréhension de la redistribution de l'eau autour de l'instrument. Son statut est également une contrainte. Il est ainsi nécessaire de ne pas modifier l'environnement de l'instrument afin de maintenir la continuité de la série temporelle. L'instrumentation installée doit également satisfaire aux obligations de robustesse et de maintenance aisée.

En revanche, le site de Sainte-Croix-aux-Mines concentrait le travail d'un projet complet à part entière : l'installation de l'instrumentation géodésique, hydrologique et météorologique, la représentation et la modélisation des processus de déformation et de redistribution des masses d'eau et enfin, l'interprétation des données et la confrontation aux modélisations.

Nous allons décrire dans ce chapitre le contexte géographique régional général associé à ces deux observatoires. En l'occurrence, la figure 2.1 replace nos sites d'étude dans leur contexte européen. Le gravimètre supraconducteur de Strasbourg fait partie du réseau du *Global Geodynamics Project (GGP)*¹, qui regroupe l'ensemble des gravimètres indiqués sur cette carte.

Intuitivement, les déformations géodésiques sont liées aux variations de masse d'eau maintenue à la surface de la Terre. Il faut donc que les sites d'étude soient équipés pour appréhender les flux hydrologiques aussi bien que les déformations. Chaque site sera décrit séparément : le contexte hydrologique, le suivi hydro-météorologique et l'instrumentation géodésique installée. Bien que le travail d'installation du matériel, de sa validation et de son exploitation ne soient pas annexe, cette partie importante sera reportée en annexe C, page 241 pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines et en annexe D, page 283 pour le site de Strasbourg, pour faciliter la lecture de la thèse. Le principe de la mesure géodésique sera également décrit.

¹voir le site internet <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>

2.1 CONTEXTE RÉGIONAL

2.1.1 Contexte tectonique

Le fossé rhénan a témoigné d'une activité tectonique importante, depuis la mise en place de plusieurs corps plutoniques entre 340MA et 325MA, jusqu'à l'ouverture du graben et son comblement par des alluvions depuis la fin du tertiaire (voir figure 2.1.2).

Aujourd'hui, il reste une activité néotectonique, principalement dans la partie sud de la plaine. La collision alpine induit une contrainte en compression NW-SE, qui ré-active les structures pré-existantes NNE-SSW du graben (Edel & Fluck, 1989; Edel et al., 2007; Rózsa et al., 2005). Le fossé fonctionnerait ainsi en *pull apart* avec deux régions plus subsidentes au sud et au nord (Matthieu Dubile, communication personnelle). Cependant, l'analyse des données montre des déplacements horizontaux inférieurs à 0,5 mm/an, les déplacements verticaux restent également relativement faibles, avec une borne supérieure de l'ordre de 0,2 mm/an (Rózsa et al., 2003, 2005). Il faut noter des mouvements liés au tassement des sols suite aux pompages dans la nappe et à l'affaissement d'anciennes structures minières. Localement, l'halocinèse² contribue également à soulever certains secteurs.

Nous ne parlerons pas de tectonique dans l'ensemble de ce travail (voir Amalvict et al., 2006, pour une discussion concernant l'impact éventuel de la tectonique sur les variations de gravité observées).

2.1.2 Contexte hydrologique

La plaine du Rhin supérieur constitue une entité géographique marquée à la fois par une grande diversité et par une empreinte humaine non négligeable. Elle est de fait un objet d'étude tout à fait particulier. L'aquifère des alluvions rhénanes est un énorme réservoir, contenant les plus grandes ressources en eau d'Europe. Il est très bien connu, exploité, instrumenté et suivi. Beaucoup d'études y sont conduites, fournissant autant de données et connaissances complémentaires. Le BRGM (Bureau des Ressources Géologiques et Minières) et son équivalent allemand le LfU (*Landesamt für Umwelt*), ainsi que l'APRONA (Association pour la PROtection de la Nappe d'Alsace) sont très impliqués dans son suivi et sa gestion.

Cet aquifère est contenu dans d'épais dépôts sableux et graveleux déposés dans le graben qui s'est comporté comme un piège à sédiments avec une subsidence tectonique active depuis la fin du tertiaire par le Rhin et ses affluents, sur une épaisseur allant jusqu'à 200 m à certains endroits (Sittler, 1969; Villemin et al., 1986; Düringer, 1988; Bittler & Elsass, 2006). La faible épaisseur des sols, notamment dans la partie centrale et nord de l'aquifère, lieu d'accueil des zones humides appelées Ried, implique une sensibilité marquée de l'aquifère à d'éventuelles pollutions de surface (Cloots-Hirsch, 1990; Perez et al., 1999).

Le comportement de l'aquifère n'est pas lié à une seule et unique rivière, l'aquifère amortit des apports en eau diversifiés : les précipitations liées au climat semi-continental, la fonte des neiges printanières et des glaces estivales via le Rhin, les crues des rivières issues des Vosges et de la Forêt Noire (Longuevergne et al., 2007). En effet, ces montagnes étant orientées perpendiculairement aux flux atmosphériques dominants, elles recueillent une part importante des pluies qui sont ensuite drainées

²mouvements des couches salifères

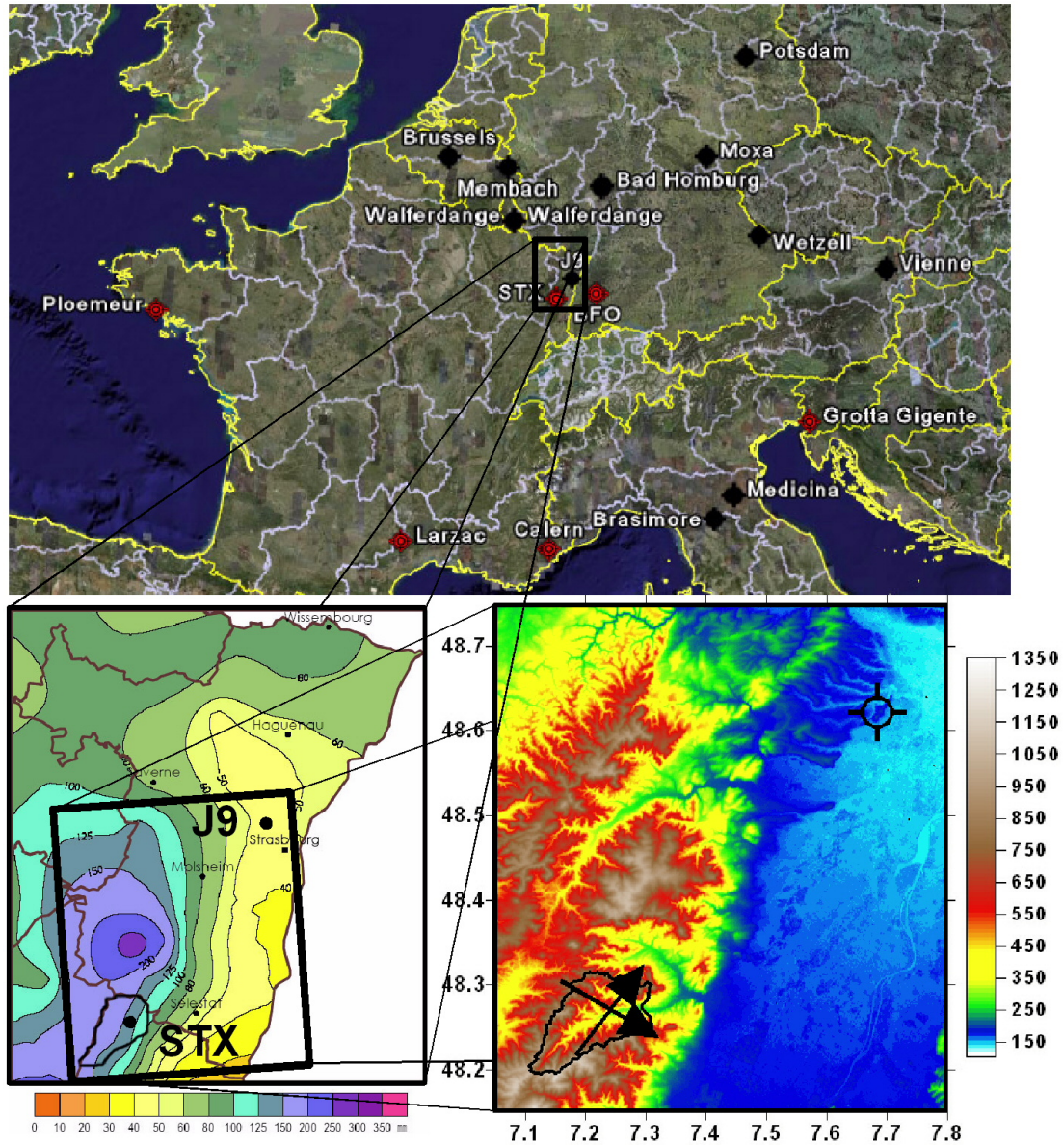


FIG. 2.1 – En haut, situation des deux sites d'étude replacés dans leur contexte européen (en noir, les gravimètres supraconducteurs, en rouge, les inclinomètres longue base). L'observatoire J9 accueille un gravimètre supraconducteur, le site de Sainte-Croix-aux-Mines (STX) accueille les inclinomètres longue base. En bas à gauche, cumul des précipitations pour le mois de janvier 2007 (source : Météo-France), superposé avec les unités hydrologiques représentatives pour chaque observatoire : le bassin versant de la Lieporette (108 km²), la colline de Hausbergen, 1 km². En bas à droite la topographie régionale pour les deux observatoires, ainsi que les directions principales associées aux instruments : N37°E et N120°E pour les inclinomètres, verticale pour le gravimètre.

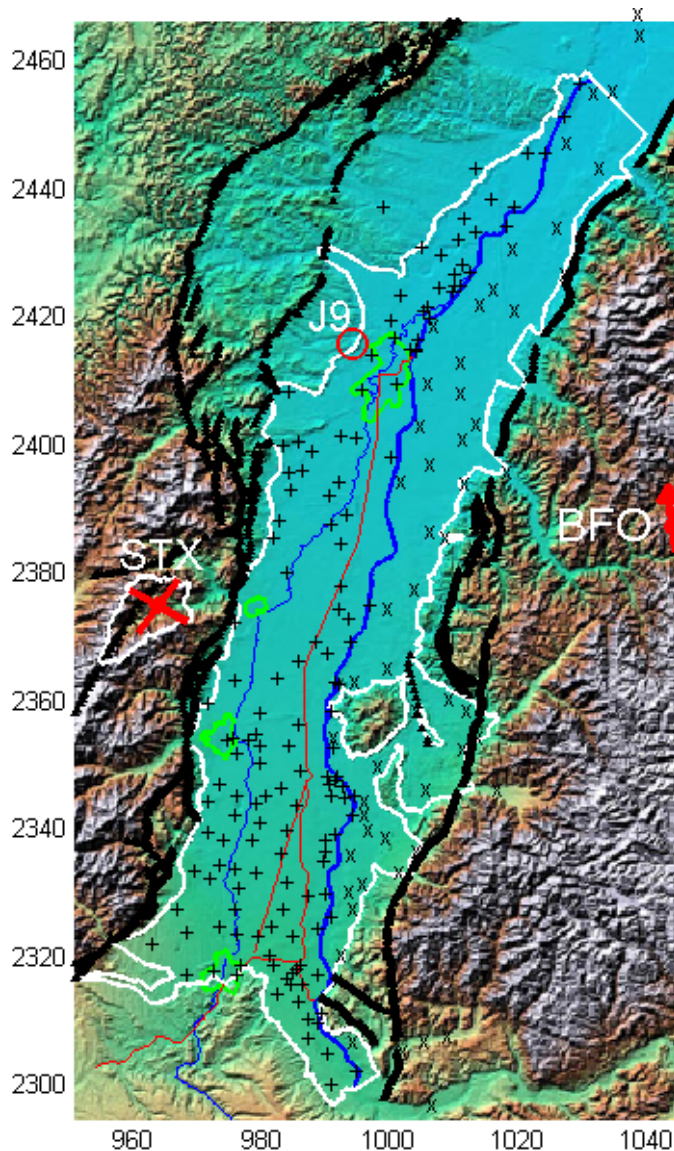


FIG. 2.2 – Fossé rhénan entouré des Vosges et de la Forêt Noire. En rouge, les sites disposant d'observations géodésiques, la direction des inclinomètres est indiquée par une ligne. En blanc le contour des principales unités hydrologiques, le bassin versant de la Liepvette autour de Sainte-Croix-aux-Mines et la nappe des alluvions rhénanes installée dans le fossé. Les croix représentent une partie des pluviomètres maintenus par l'APRONA et le LfU. En bleu les deux principales rivières (l'Ill et le Rhin), en rouge des canaux largement utilisés pour l'irrigation. En vert, le contour des principales villes (du nord au sud : Strasbourg, Sélestat, Colmar et Mulhouse).

par les rivières issues des Vosges et de la Forêt noire. Elles créent également des contrastes importants dans la répartition des précipitations en plaine.

Enfin, la plaine rhénane est une entité fortement façonnée par l'homme. Les travaux ont été mis en oeuvre depuis le XVII^e siècle, pour canaliser le Rhin et assécher les zones humides et ainsi permettre de limiter les maladies qui y sont liées (Descombes, 1985). Entre les années 1840 et 1875, l'ingénieur allemand Tulla tenta de régulariser le cours du Rhin. Aujourd'hui, la plaine accueille une des plus fortes densités de population en Europe et reste marquée par une utilisation des sols toujours croissante sous la pression des activités économiques. Il en résulte une exploitation marquée des ressources naturelles, des eaux et des sols, ce qui induit des coûts pour préservation et le maintien des objectifs de qualité environnementale et un conflit avec les objectifs d'un développement durable.

2.2 SITE DE SAINTE-CROIX-AUX-MINES

2.2.1 Instrumentation géodésique

Principe de l'inclinomètre hydrostatique longue base

Le principe de mesure d'une variation d'angle effectuée par un inclinomètre hydrostatique est extrêmement simple. Il est équivalent à celui des niveaux de maçons déjà utilisés par les Égyptiens : une surface d'eau libre s'aligne selon l'horizontale. Un inclinomètre hydrostatique longue base fonctionne sur le principe des vases communiquant. Une variation d'angle est détectée par les variations de niveau relatif dh entre les deux pots, le tilt α étant calculé comme la grandeur $\alpha = \frac{dh_2 - dh_1}{L}$, variation relative des variations de niveau d'eau dans chaque pot séparé d'une distance L . Ainsi, la résolution de l'instrument est liée à la distance qui sépare les deux pots.

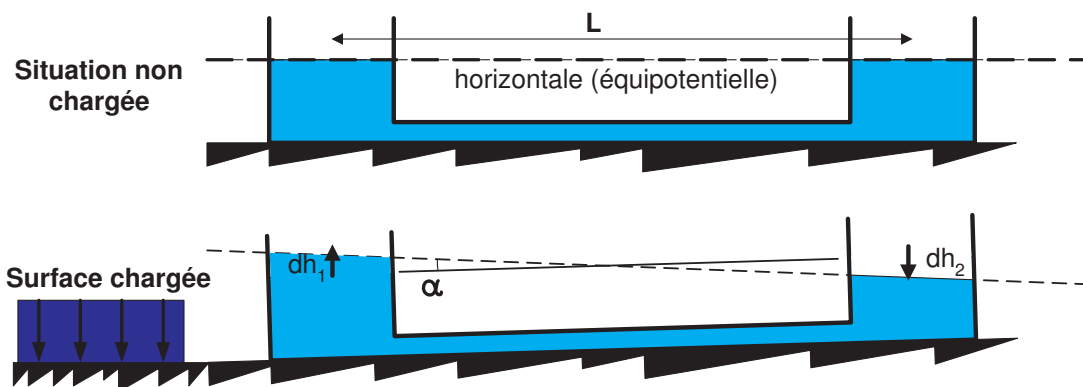


FIG. 2.3 – Principe de la mesure d'un inclinomètre hydrostatique longue base. Une masse à la surface de la Terre induit une déformation élastique de la terre, et donc une variation de l'angle de la croûte, mais également une variation de l'horizontale. Le tilt α est défini comme la différence entre ces deux angles. Cette variation d'angle est mesurée grâce au déplacement relatif $dh_1 - dh_2$ et des niveaux d'eaux dans les pots, divisé par la distance L qui les sépare.

Instrumentation installée

Deux inclinomètres hydrostatiques longue base ont été installés dans deux branches orthogonales d'une ancienne mine à Sainte-Croix-aux-Mines (située dans les montagnes vosgiennes $48.27^\circ N, 7.24^\circ E$), en contexte gneissique. La couverture rocheuse de 160m au dessus de l'instrument assure une excellente stabilité thermique (les variations de température sont de l'ordre de $10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$ sur l'année). L'instrument orienté $N37^\circ E$ a été installé orthogonalement à la veine exploitée ; l'instrument orienté $N120^\circ E$ a été installé dans le filon exploité (voir la figure 6.2). Les pots en silice sont directement posés sur le gneiss préalablement surfacé, sans aucun intermédiaire, ce qui a permis de largement améliorer le couplage entre la roche et l'instrument (D'Oreye de Lantremange, 2003, a été confronté à ce problème). Les deux premières années et demi de données brutes sont présentées sur la figure 2.5. Malheureusement, plusieurs problèmes associés à la foudre ont causé des lacunes dans les données, en particulier sur l'instrument installé dans le filon exploité. De plus amples détails peuvent être trouvés en annexe C, page 241.

Ces deux instruments ont une base de l'ordre de 100 m (voir les photos C.11), la résolution sur la mesure des variations d'angle est estimée à 10^{-10} rad , c'est-à-dire cinq milliardièmes de degrés ou 0.02 mas.



FIG. 2.4 – Photo des deux inclinomètres installés. A gauche, l'instrument orienté N37° E installé dans un travers banc. A droite, l'instrument orienté N120° E, installé dans le filon exploité, instable. A noter la nécessité de s'adapter aux zones d'éboulements dans cette dernière galerie.

TAB. 2.1 – Caractéristiques des inclinomètres installés.

Mise en route	Longueur	Orientation
21 décembre 2004	98 m	N37° E
5 novembre 2005	102 m	N120° E

2.2.2 Suivi hydro-météorologique installé

La vallée de la Liepvrette a la forme d'un croissant orienté sud-est dont le bassin versant couvre une surface de 108 km² (voir figure 2.1). Une station météorologique a été installée à 50 m au sud-ouest de l'entrée de la mine. Elle mesure toutes les 10 min la pluie, la température de l'air, l'humidité relative, l'énergie solaire incidente et la vitesse du vent, ce qui permet de calculer l'évapotranspiration potentielle en utilisant la formulation de Penmann-Montheith (Penman, 1948; Montheith, 1965). Le suivi des précipitations installé a été densifié dans le bassin versant afin de compléter l'échantillonnage de Météo-France (dans le but de déduire le mieux possible les variations de masse). Un piézomètre a également été implanté dans l'aquifère d'accompagnement de la Liepvrette, en face de la mine. Le débit à l'exutoire du bassin versant de la Liepvrette est mesuré par la DIREN, le débit d'exhaure de la mine est également mesuré une fois par jour.

2.2.3 Première confrontation entre données géodésiques et environnementales

Intuitivement, les déformations géodésiques sont liées aux variations de masse d'eau. La masse d'eau S stockée au sein d'un bassin versant peut être définie via un bilan de masse : $\frac{\delta S}{\delta t} = P - ETR - Q$, où P représente les précipitations, ETR l'évapotranspiration réelle, Q la somme de toutes les autres pertes, dont le débit à l'exutoire. Ces grandeurs sont représentées sur la figure 2.5, l'évapotranspiration réelle ayant été remplacée par l'évapotranspiration potentielle estimée.

Le comportement d'un système hydrologique peut également être déduit de la mesure de son débit, puisque les lois de vidanges simplifiées lient la hauteur d'eau maintenue H au débit Q généré. La figure 2.5 considère un lien logarithmique entre

ces deux quantités.

L'inclinomètre $N37^{\circ}E$ semble très bien répondre aux forçages hydrologiques mesurés, la déformation temporelle enregistrée étant liée aussi bien au stock d'eau qu'au débit d'exhaure de la mine. Par contre, les déformations enregistrées sur l'inclinomètre $N120^{\circ}E$ sont d'amplitude réduite, avec une dynamique différente de l'instrument $N37^{\circ}E$.

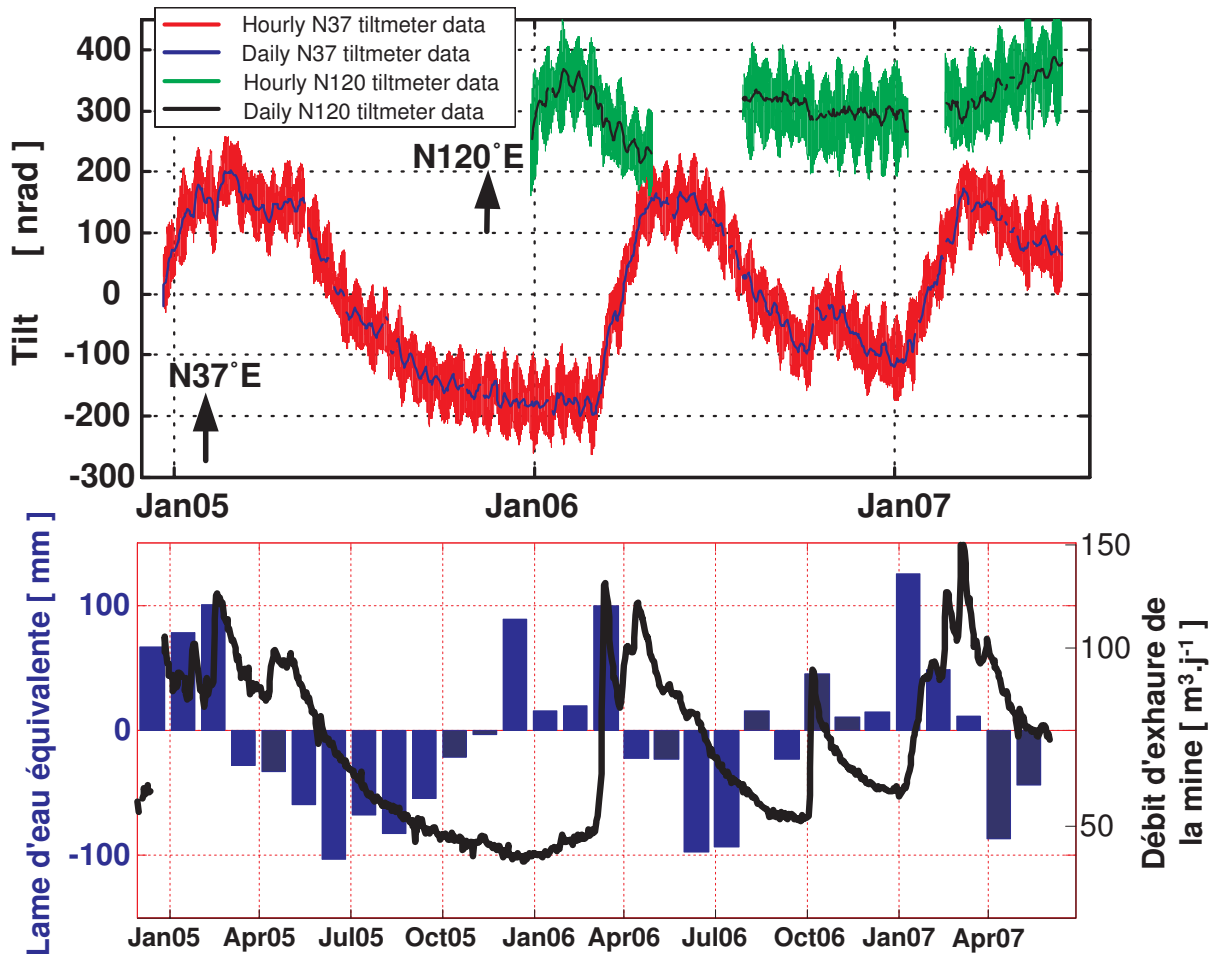


FIG. 2.5 – Deux premières années et demi de données brutes. Les courbes rouge et bleue représentent les données horaires et journalières de l'inclinomètre orienté $N37^{\circ}E$, orthogonal à la fracture principale et décimées à partir de données 30 secondes. Les courbes vertes et noires représentent des décimations horaires et journalières des données de l'inclinomètre orienté $N120^{\circ}E$, installé à l'intérieur de la veine. En dessous sont représentées les données environnementales. En noir, le débit d'exhaure de la mine sur une échelle logarithmique, qui semble très proche des déformations enregistrées par l'inclinomètre $N37^{\circ}E$. En bleu, un simili-bilan de masse défini comme $P - ETP - Q_s$, ETP étant l'évapotranspiration potentielle mesurée, Q_s le débit à l'exutoire du bassin versant. Une fois intégrées dans le temps, elles sont très comparables aux déformations enregistrées par l'inclinomètre $N37^{\circ}E$.

2.3 OBSERVATOIRE GRAVIMÉTRIQUE DE STRASBOURG

2.3.1 Instrumentation géodésique

La mesure de variation de gravité repose sur le principe d'une masse test soumise à l'accélération de la pesanteur. Dans les gravimètres classiques, la suspension de la masse est assurée par un ressort. Malheureusement, cet organe mécanique, en s'allongeant inévitablement avec le temps, cause une dégradation sensible de la précision et de la stabilité de la mesure. Dans le cas du gravimètre supraconducteur, la suspension est assurée par la lévitation magnétique d'une sphère supraconductrice réalisée par les courants permanents circulant à l'intérieur de deux bobines supraconductrices. Quand la gravité change, la sphère est maintenue dans sa position initiale grâce à un système d'asservissement. Le système capacitif de détection de position conduit à la génération d'un courant de compensation dans une bobine auxiliaire, qui, par induction, fournit le champ magnétique d'asservissement³.



FIG. 2.6 – A gauche, le gravimètre supraconducteur installé à l'observatoire gravimétrique de Strasbourg : Vase Dewar contenant la masse test plongée dans un bain d'hélium liquide à 4,2 K. A droite, ancien fort allemand, construit dans les années 1870, contenant l'instrumentation. A noter la couche de sol qui recouvre le toit du fort.

Le site de J9 accueille un gravimètre supraconducteur depuis 1987. Cet observatoire géodésique est installé au sommet d'une petite colline de loess à l'ouest de Strasbourg. Il a été construit par les Allemands dans les années 1870 pour des questions de défense. Il est donc camouflé par une couche de sol qui recouvre le fort (voir figure 2.6). Ils ont également construit un puits de 35 m de profondeur plongeant dans un aquifère de sable local, dont les variations de niveaux piézométriques sont suivies.

Il est avéré que les variations de masse d'eau contenue dans les sols induisent des variations de gravité par attraction newtonienne (Longuevergne, 2002; Thollet, 2006). Le projet consistait donc à mettre en place un suivi des variations de teneur en eau des sols au-dessus du gravimètre.

³Voir le site internet <http://eost.u-strasbg.fr/obsgrav/supra.html>

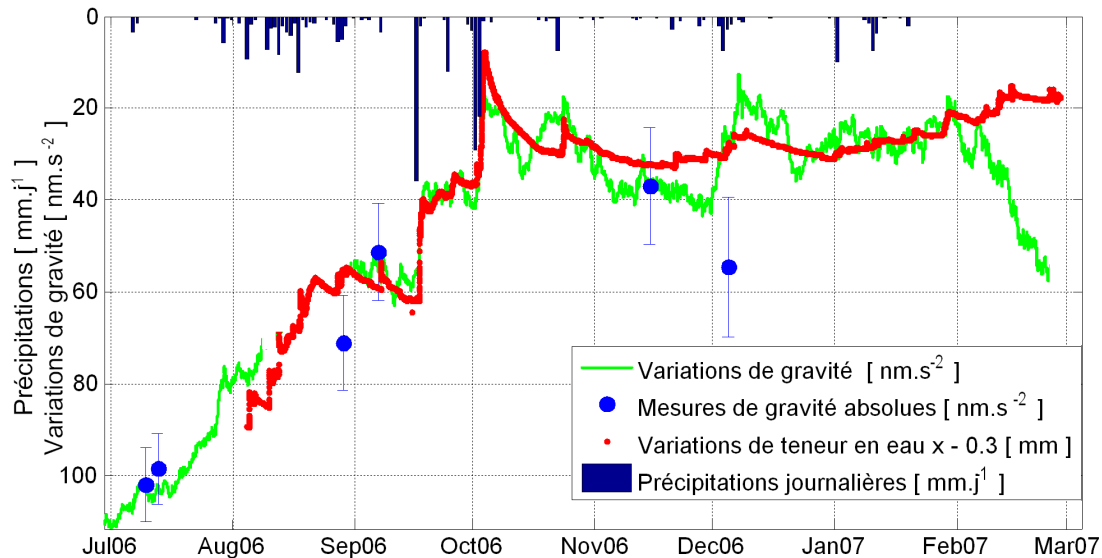


FIG. 2.7 – Confrontation entre variations de gravité corrigées des marées, du mouvement du pôle et de la pression "locale" (en vert) avec les mesures environnementales, les précipitations en bleu et les variations de teneur en eau brutes (non calibrées) mesurées sur l'épaisseur de sol au dessus du gravimètre. L'axe vertical a été inversé pour respecter le principe d'augmentation de la teneur en eau avec les précipitations.

2.3.2 Suivi hydro-météorologique installé

Nous avons décidé d'installer un système de suivi de l'hydrologie locale, qui soit en accord avec la contrainte de maintenance aisée. Un système de mesure qui permet de contraindre les bilans hydriques et énergétiques sur toute l'épaisseur des sols au-dessus du gravimètre a été mis en place entre août et décembre 2006. Ce système de suivi est fondé sur des principes physiques complémentaires : des sondes FDR de marque Sentek, un système géoélectrique de surface, et des sondes de température. Une station météorologique avait déjà été installée en 2004 (température, humidité, précipitations, rayonnement net).

2.3.3 Première confrontation entre données géodésiques et environnementales

La figure 2.7 montre la confrontation entre les mesures de teneur en eau et les données de gravité. La première remarque concerne le signe de l'effet : les sols étant situés au-dessus du gravimètre, une masse d'eau supplémentaire induit une diminution du champ de gravité. La relation d'équivalence $1 \text{ mmd'eau} \Leftrightarrow -0,3 \text{ nm.s}^{-2}$ semble bien expliquer les séries temporelles. Cependant, les séries temporelles prédites et enregistrées semblent diverger à partir du mois de février.

2.4 LES INSTRUMENTS DE LA GÉODÉSIE

En proposant des instruments toujours plus stables et plus précis, les progrès technologiques ont satisfait le désir des observateurs d'atteindre des signaux toujours plus ténus, qui leur permettent d'ausculter le fonctionnement interne de la machine Terre. Le tableau 2.2 rassemble les caractéristiques moyennes des instruments disponibles actuellement. Deux paramètres essentiels discriminent leur capacité à suivre des signaux environnementaux :

- **leur résolution**, à mettre en regard avec l'amplitude moyenne de la variation du stock d'eau au cours d'un cycle hydrologique, de l'ordre de 200 mm sur l'année ;
- **leur dérive**, qui limite la confiance accordée à l'interprétation des variations sur le long terme contenues dans les séries temporelles.

TAB. 2.2 – Quelques instruments géodésiques actuels et leurs capacités d'observation. g représente le champ de pesanteur moyen à la surface de la terre.

Instrument	Dérive instrumentale (ordre de grandeur)	Résolution (estimation)	Lame d'eau équivalente (ordre de grandeur)
Gravimètre supraconducteur	$10 \text{ nm.s}^{-2}.\text{an}^{-1}$	$1 \text{ nm.s}^{-2} (10^{-10} g)$	2 mm
Gravimètre absolu	absolu	10 nm.s^{-2}	20 mm
Gravimètre relatif	$500 \text{ nm.s}^{-2}.\text{jour}^{-1}$	50 nm.s^{-2}	100 mm
Inclinomètre hydrostatique (base : 100 m)	50 nrad.an^{-1}	10^{-10} rad	2 mm
Pendule horizontal (Blum)	$5000 \text{ nrad.an}^{-1}$	10^{-9} rad	20 mm

Ce travail s'appuie sur les séries temporelles enregistrées par le gravimètre supraconducteur de Strasbourg et par deux inclinomètres longue-base installés à Sainte-Croix-aux-Mines. Nous avons donc la chance de pouvoir travailler sur les instruments parmi les plus sensibles et donc les plus exigeants en terme de qualité de modélisation.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Nous avons présenté sommairement dans ce chapitre les deux sites d'étude dont les données vont servir de base pour la validation de la méthodologie et des techniques mises en place dans ce travail. Si la corrélation visuelle entre signaux géodésiques et hydrologiques nous aide à orienter les recherches et à définir les systèmes hydrologiques qui sont susceptibles d'induire des déformations mesurables, la quantification de ces déformations à l'aide d'outils physiques n'en est pas moins nécessaire.

La démarche de modélisation va donc consister, pour chaque instrument, à déterminer l'ensemble des processus de déformation qui sont susceptibles être forcés par des processus de redistribution de l'eau à l'interface sol-atmosphère.

LES PROCESSUS DE DÉFORMATION

3

SOMMAIRE

3.1	ATTRACTION NEWTONNIENNE ET SURCHARGE	25
3.1.1	Attraction Newtonnienne	25
3.1.2	Déformation élastique : surcharge	26
3.1.3	Les fonctions de Green	28
3.1.4	Échelles spatiales associées	30
3.1.5	Calcul numérique de la surcharge par convolution	34
3.1.6	Cas des masses proches de l'instrument	36
3.1.7	Modèles au premier ordre	41
3.2	DÉFORMATION ASSOCIÉE AUX FRACTURES	43
3.2.1	Identification du processus physique	43
3.2.2	Caractéristiques des fractures et hypothèses sous-jacentes	45
3.2.3	Modélisation par éléments finis	46
3.3	AUTRES DÉFORMATIONS LOCALES	52
3.3.1	Transport de masse	52
3.3.2	Poroélasticité	52
3.3.3	Effets de site	53
	CONCLUSION	55

CE chapitre est dédié à la description d'un ensemble de processus mécaniques forcés par l'hydrologie de surface qui induisent des déformations mesurables sur différents observables géodésiques. Étant donné que la compréhension de la contribution hydrologique à la géodésie s'apparente à un jeu de piste, nous tenterons de décrypter un maximum de processus de déformation, leurs caractéristiques principales, en mettant l'accent sur les plus courantes : l'attraction directe newtonnienne, la surcharge (déformation élastique de la croûte) et la déformation associée aux fractures.

Ce chapitre se veut relativement général puisque nous allons détailler pour chaque processus de déformation et pour la plupart des observables géodésiques, l'ensemble des étapes du calcul de la déformation induite par une répartition quelconque de masse à la surface de la Terre (hydrologique, mais également atmosphérique et océanique). A chaque fois, une méthode de résolution adaptée sera proposée à l'aide de différents outils : la modélisation par éléments finis, la convolution par des fonctions de Green (réponse de la Terre à la sollicitation d'une masse unitaire ponctuelle) ou l'intégration analytique.

TAB. 3.1 – Notations et constantes utilisées dans cette partie mécanique.

Grandeur	Symbole	Valeur	Unité
Constante de gravitation universelle	G	$(6,673 \pm 0,010) 10^{-11}$	$[m^3 kg^{-1} .s^2]$
Rayon Terrestre	a	$6370994,4 \pm 3$	$[m]$
Masse de la Terre	m_e	$(5,9733 \pm 0.0090) 10^{24}$	$[kg]$
Champ de pesanteur moyen	g_0	$9,80665$	$[m.s^{-2}]$
Distance angulaire	θ	-	$[rad]$
Distance curviligne	$r = a\theta$	-	$[m]$
Gravité	g	-	$[m.s^{-2}]$
Déplacement radial	u	-	$[m]$
Déplacement tangentiel	v	-	$[m]$
Tilt	t	-	$[rad]$

La notion importante d'échelles spatiales sera mise en place. Ces échelles permettent de classer les instruments géodésiques selon leur sensibilité spatiale et aident ainsi à déterminer les unités hydrologiques à modéliser en priorité. Nous compléterons cet outil par la mise en place de modèles au premier ordre qui permettent de calculer de bons ordres de grandeurs de la déformation attendue.

L'ensemble des déformations seront décrites selon deux géométries : une géométrie sphérique pour les déformations à l'échelle de la Terre, et une géométrie plane, plus adaptée à la description des déformations à proximité des instruments. Le tableau 3.1 regroupe l'ensemble des grandeurs et variables utilisées. Nous adopterons en particulier les caractéristiques d'une Terre sphérique moyenne, calculées par Chambat & Valette (2001).

Enfin, les déformations seront calculées dans des unités du Système International. Les variations de la verticale seront exprimées en *rad* et les variations de gravité en $m.s^{-2}$. Nous abandonnerons donc l'unité en hommage à Galileo Galilei, mais la conversion est relativement aisée puisque $1 \mu Gal = 10 nm.s^{-2}$. De même, le milli-arc seconde sera délaissé au profit du *nrad*, $1 mas = 4.8481 nrad$.

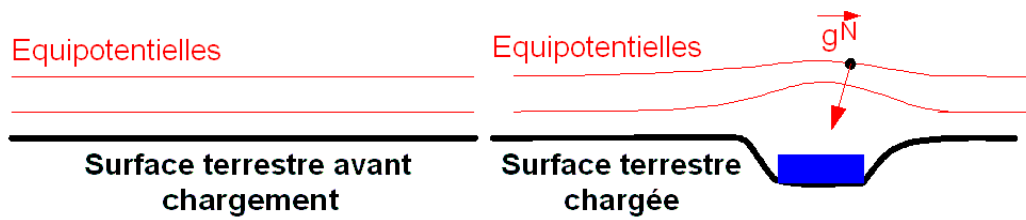


FIG. 3.1 – Illustration des processus de surcharge et d'attraction directe induite par une masse supplémentaire posée à la surface de la terre. En noir, la déformation géométrique liée à l'élasticité de la Terre, en rouge, l'attraction newtonienne, liée au champ de gravitation associé à la masse (vecteur g^N)

3.1 ATTRACTION NEWTONIENNE ET SURCHARGE

La Terre étant un solide pesant et élastique, une masse d'eau posée à sa surface induit une déformation selon deux processus principaux (voir figure 3.1) :

Un effet dynamique : l'attraction directe newtonienne, expression de la loi de Newton (1687). À tout corps possédant une masse est associé un champ de gravitation, une masse d'eau à la surface de la Terre modifie donc le champ de pesanteur terrestre.

Un effet géométrique : la surcharge, liée à la nature élastique de la Terre. La croûte terrestre ploie sous le poids d'une masse d'eau.

Ces deux processus de déformation sont réunis au sein d'un même chapitre puisqu'ils sont tous deux liés à la masse d'eau qui charge la surface de la Terre, c'est à dire à une lame d'eau répartie sur une surface définie. Au point de vue mathématique, ils seront également tous deux écrits sous la forme d'une fonction de Green.

3.1.1 Attraction Newtonienne

Une masse additionnelle et ponctuelle dm située à une distance r d'un point d'observation P , génère un champ de gravitation $\overrightarrow{dg^N}$ tel que

$$\overrightarrow{dg^N}(P) = -G \frac{dm}{r^3} \overrightarrow{r}$$

(Newton, 1687) où G représente la constante de gravitation universelle. Cette masse additionnelle étant plongée dans le champ de pesanteur terrestre, très intense par rapport à celui créé par cette masse additionnelle, les gravimètres mesureront l'effet projeté sur la verticale \overrightarrow{z} , c'est-à-dire $\overrightarrow{dg^N} \cdot \overrightarrow{z}$.

En géométrie plane

Cette dernière expression, après projection sur la verticale, peut être ré-écrite sous la forme $dg^N = G \frac{dm \Delta z}{|r|^3}$ en coordonnées cartésiennes, où Δz représente la différence d'altitude entre le point d'observation et la masse dm . Des formulations équivalentes à cette équation ont été déterminées pour un ensemble de corps simples, de densité constante (Torge, 1989), comme des prismes rectangulaires (Nagy, 1966), souvent utilisés en géophysique appliquée.

Pour une Terre sphérique

La loi de Newton ne dépendant que de la distance entre la position de la masse et du point d'observation, l'attraction newtonienne ne dépend que de la distance angulaire θ à la surface de la Terre. La variation de gravité g associé à la masse dm à la surface de la Terre de rayon a , ainsi que la déviation de la verticale t (tilt) peuvent être écrit sous la forme :

$$\begin{cases} dg^N(\theta) = -\frac{G}{4a^2} \frac{dm}{\sin^2 \frac{\theta}{2}} \\ dt^N(\theta) = \frac{dm}{4m_e} \frac{\cos \frac{\theta}{2}}{\sin^2 \frac{\theta}{2}} \end{cases}$$

Le lecteur trouvera en annexe E.1 page 287 le détail des calculs, pour une masse dm située en surface et à une altitude z .

3.1.2 Déformation élastique : surcharge

Pour un demi-espace infini

La réponse élastique d'un demi-espace infini élastique et non gravitant à la sollicitation d'une charge ponctuelle unitaire dm à sa surface a été résolue par Boussinesq (1879, 1885). Il calcula un champ de déplacement vertical ($u^E(r, z)$) et tangentiel ($v^E(r, z)$), dont on ne retiendra dans la suite que les déplacement en surface :

$$\begin{cases} u^E(r, 0) = -\frac{1-\nu}{2\pi\mu} \frac{1}{r} \\ v^E(r, 0) = -\frac{1-2\nu}{4\pi\mu} \frac{1}{r} \end{cases}$$

ν étant le coefficient de Poisson, μ le coefficient de Lamé. La déviation de la verticale peut alors être écrite comme

$$t^E(r, 0) = \frac{1-\nu}{2\pi\mu} \frac{1}{r^2}$$

Darwin (1882) utilisa ensuite rapidement cette solution pour lier les effets barométriques et la déviation de la verticale.

L'hypothèse ponctuelle de la masse peut devenir problématique, en particulier lorsque le point d'observation se rapproche de la source dm . Dans ce cas là, une solution analytique peut être utilisée, mais limitée à des déplacements en surface (par exemple Farrell, 1977). Celle-ci s'exprime au moyen d'intégrales elliptiques :

$$u^E(r, 0) = \begin{cases} -\frac{2(1-\nu)}{\pi^2\mu\alpha} E\left(\frac{r}{\alpha}\right) & r < \alpha \\ -\frac{2(1-\nu)r}{\pi^2\mu\alpha^2} \left[E\left(\frac{\alpha}{r}\right) - \left(1 - \frac{\alpha^2}{r^2}\right) K\left(\frac{\alpha}{r}\right) \right] & r > \alpha \end{cases}$$

$$v^E(r, 0) = \begin{cases} -\frac{1-2\nu}{4\pi\mu\alpha^2} r & r < \alpha \\ -\frac{1-2\nu}{4\pi\mu r} & r > \alpha \end{cases}$$

où E et K sont les intégrales elliptiques complètes, respectivement de première et de seconde espèce. Au point de vue asymptotique, lorsque la distance r devient très grande par rapport au rayon du disque, l'équivalence $E\left(\frac{\alpha}{r}\right) - \left(1 - \frac{\alpha^2}{r^2}\right) K\left(\frac{\alpha}{r}\right) \sim \frac{\alpha^2}{r^2} \frac{\pi}{2} + o\left(\frac{1}{r^2}\right)$, permet de retrouver la solution de Boussinesq.

Pour une Terre sphérique : les nombres de Love

Le calcul de la déformation d'une Terre sphérique devient quelque peu délicat, il faut résoudre les équations de gravito-élasticité¹. Elles ont été résolues projetées sur

¹que l'on trouvera par exemple dans Greff-Lefftz (2001)

une base orthonormale adaptée à la résolution de l'équation de Laplace en symétrie sphérique, la base des harmoniques sphériques.

Cette base est l'équivalent pour une sphère à la base des exponentielles complexes dans le domaine fréquentiel. La longueur d'onde associée à une harmonique sphérique de degré n peut être écrite sous la forme $\chi = \frac{2\pi a}{n}$. Ces harmoniques sont plus adaptées à une étude globale puisqu'il faut une infinité de fonctions pour décrire un comportement local (un dirac à l'échelle de la Terre).

Love (1911) mit en place des nombres qui portent son nom. Ils permettent de mesurer l'élasticité de la Terre, en fonction de l'ordre de l'harmonique. Voici les trois types de nombres de Love :

- k_n lié à la modification du potentiel
- h_n qui décrit le déplacement radial (selon le rayon terrestre)
- l_n associé au déplacement horizontal (qui sera défini plus tard)

Dans le cas des conditions aux limites surfaciques, les nombres de Love s'écrivent k'_n, h'_n, l'_n et diffèrent des nombres de Love calculés à partir d'une sollicitation volumique (la marée en particulier). Ces nombres dépendent du modèle de Terre utilisé. Pour un corps rigide, par exemple, $h'_n = l'_n = k'_n = 0$. Plusieurs auteurs se sont attelés à calculer ces nombres de Love pour une sollicitation statique appliquée à la surface d'une Terre à symétrie sphérique, élastique, isotrope et auto-gravitante. Ils ont utilisé divers modèles de Terre : Gutenberg-Bullen, 1066A (Gilbert & Dziewonski, 1975) ou PREM (Dziewonski & Anderson, 1981). Quelques uns sont rassemblés dans le tableau 3.2.

Tab. 3.2 – Modèle de Terre utilisé et hypothèses pour le calcul des nombres de Love par différents auteurs.

Auteur	Modèle de Terre	Nombres calculés	Remarque
Longman (1962)	Gutenberg-Bullen	$n = 40$	Pas de solution asymptotique
Farrell (1977)	Gutenberg-Bullen	$n = 10000$ (+ Interpolation)	Solution asymptotique : Boussinesq (1885)
Pagiatakis (1990)	PREM	Interpolation entre les ordres	Calcul de l'effet visqueux et anisotrope
Sun & Sjöberg (1999)	1066A	?	Calcul des déplacements des CMB et Moho
Guo et al. (2004)	PREM	Tous	Solution asymptotique : Okubo (1988)

Ces auteurs montrent également que seules les déformations de bas degré pénètrent à l'intérieur de la Terre. Pour $n > 10$ les déformations sont principalement dissipées dans le manteau. Pour $n > 500$, les déformations sont principalement concentrées dans lithosphère. L'épaisseur mobilisée dans la déformation est équivalente à 1,2 fois la longueur d'onde.

3.1.3 Les fonctions de Green

Mise en place des fonction de Green

Les nombres de Love permettent de calculer des pseudo fonctions de Green, c'est-à-dire la réponse de la Terre modélisée à une masse ponctuelle unitaire situé à une distance θ du point d'observation Longman (1963); Farrell (1977). Ces fonctions sont obtenues en combinant, pour chaque ordre, la contribution du déplacement radial (proportionnel à h_n), la contribution du potentiel (ou redistribution des masses, proportionnel à k_n) et ce, pour chaque observable géodésique. Ainsi,

$$\begin{cases} g^E(\theta) = \frac{g}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} (2h_n - (n+1)k_n) P_n(\cos\theta) \\ t^E(\theta) = -\frac{1}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} (k_n - h_n) \frac{\partial P_n(\cos\theta)}{\partial \theta} \end{cases}$$

où les fonctions P_n représentent les polynômes de Legendre, expression des harmoniques sphériques dites circulaires. On sépare traditionnellement les effets dits indirects et purement élastiques g^E et t^E des effets newtoniens g^N et t^N (calculés en section 3.1.1 page 26, qui sont déjà écrits sous la forme d'une fonction de Green).

Le formalisme des fonctions de Green est particulièrement adapté au calcul de déformation régionale. L'effet de surcharge sur un observable géodésique, créé par une répartition quelconque de masse sur une surface S , peut être calculé par convolution avec la fonction de Green adaptée :

$$D = \int_S \sigma fg(\theta) dS = \sigma \otimes fg$$

où fg représente la fonction de Green, σ la répartition surfacique de masse sur la surface chargée S , θ la distance angulaire entre la charge et le point d'observation.

Une propriété intéressante de la convolution permet de mieux comprendre la sensibilité du tilt : en effet, la déformation faisant apparaître la dérivée des polynômes de Legendre peut être ré-écrite comme une fonction de Green "normale" de la manière suivante :

$$D = \sigma \otimes fg \left(\frac{\partial P_n}{\partial \theta} \right) = \frac{\partial \sigma}{\partial \theta} \otimes fg(P_n)$$

Les inclinomètres sont ainsi sensibles au gradient de charge.

La figure 3.2 montre la fonction de Green en tilt (déviation de la verticale) calculée par différents auteurs pour différents modèles de Terre. Quand les distances sont supérieures à 100 km, c'est-à-dire 1°, ces fonctions sont toutes identiques. En effet, si la charge est loin, le manteau et le noyau sont les seules entités mobilisées dans la déformation, ils sont décrits de manière approximativement identique dans tous les modèles. Les divergences apparaissent lorsque l'on se rapproche de la charge. Il faut alors décrire les caractéristiques mécaniques de la croûte, qui divergent selon les modèles. A noter que les données sont réduites par la distance curviligne $(a\theta)^2$, le palier pour les distances inférieures à 10 km indique donc que le tilt se comporte comme une fonction en $1/r^2$, quelque que soit le modèle, comme le prévoit la solution de Boussinesq.

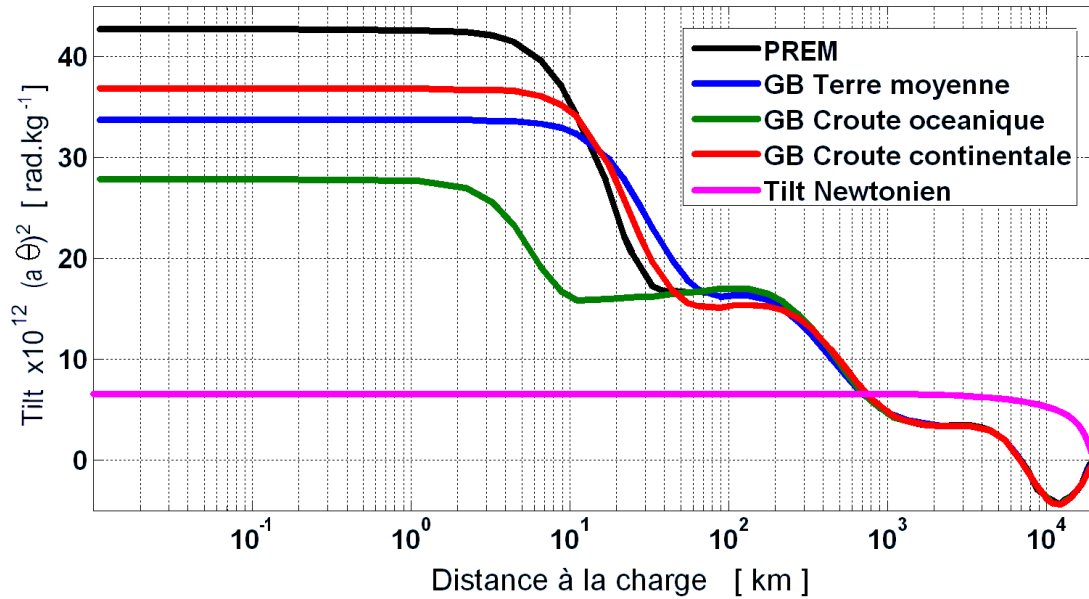


FIG. 3.2 – Fonctions de Green élastiques en tilt (déviations de la verticale) calculées par différents auteurs, avec différents modèles de Terre (et de croûte en particulier). La fonction de Green pour la déformation newtonienne est développée en annexe. Noter que les courbes sont réduites en $(a\Theta)^2$.

Solution asymptotique

En faisant décroître la distance θ à la charge, une Terre à plusieurs couches répond comme un demi-espace infini ayant les propriétés de la couche la plus en surface. Cette dernière remarque indique que les solutions pour une Terre sphérique et une Terre plate doivent se connecter et que les nombres de Love doivent converger vers les propriétés élastiques des couches de surface λ , μ et ρ .

(Farrell, 1977) démontre le lien entre les nombres de Love infinis et les propriétés mécaniques des couches de surface, et utilise la solution asymptotique de Boussinesq (1885) pour faire converger les nombres de Love infinis (voir tableau 3.2 page 27) :

$$\lim_{n \rightarrow +\infty} \begin{bmatrix} h'_n \\ n l'_n \\ n k'_n \end{bmatrix} = \frac{g m_e}{4\pi a^2 \eta} \begin{pmatrix} -\frac{\sigma}{\mu} \\ 1 \\ -\frac{3\rho\eta}{2\langle\rho\rangle\mu} \end{pmatrix}$$

où $\langle\rho\rangle$ représente la densité moyenne de la Terre, $\sigma = \lambda + 2\mu$ et $\eta = \lambda + \mu$. Guo et al. (2004) insistent notamment sur l'attention particulière qui doit être apportée à la couche de surface lors du calcul des nombres de Love, d'une part parce que la condition aux limites y est appliquée et d'autre part, parce que les modèles de Terre diffèrent beaucoup (dans PREM la couche supérieure est même considérée comme un océan).

Ainsi, pour des distances faibles, les fonctions de Green relatives aux déformations en géométrie plane et en géométrie sphérique se raccordent également (voir figure 3.3 pour les déplacements verticaux). Cette propriété est intéressante car elle permettra d'étendre le principe de fonction de Green lorsque l'hypothèse de masse ponctuelle n'est pas valide et de les raffiner lorsque les propriétés mécaniques de la croûte diffèrent du modèle PREM. A noter que la déformation prédite par les intégrales elliptiques ne diverge pas quand la distance à la charge tend vers 0.

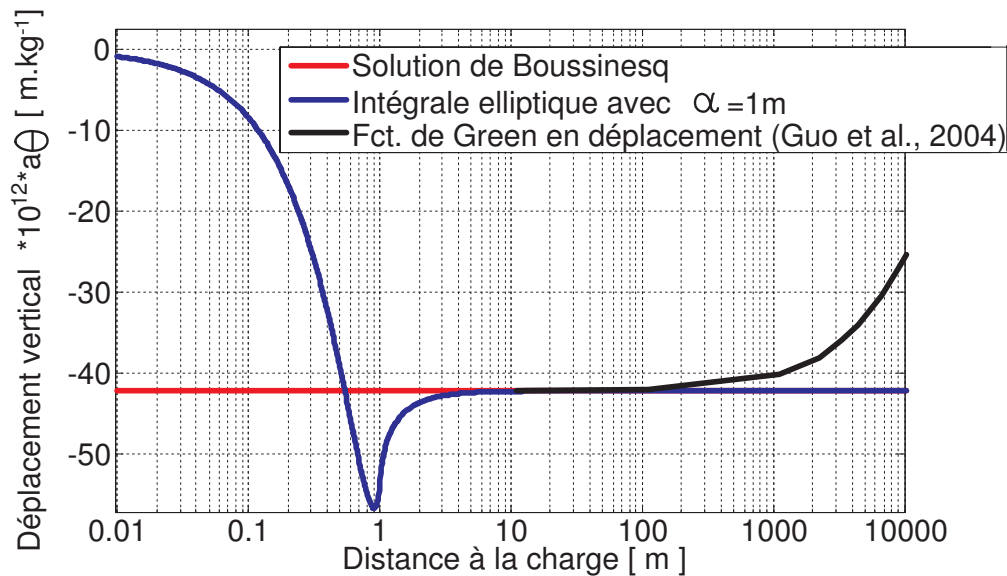


FIG. 3.3 – Superposition de trois fonctions de Green pour le déplacement vertical déterminées pour le modèle PREM. En rouge et en bleu les déplacements en géométrie plane (Boussinesq et intégrale elliptiques pour une charge répartie sur un disque de rayon 1 m), en noir, la fonction de Green calculée par (Guo et al., 2004).

Quantification relative des déformations élastiques et newtoniennes

La sommation partielle des fonctions de Green lorsque $\theta \sim 0$ permet de quantifier la contribution relative de chacune des trois déformations (voir par exemple Farrell, 1977, pour un développement complet). Ainsi, à proximité d'une charge, en symétrie sphérique, la déformation de gravité élastique est de plus d'un ordre de grandeur supérieure à la déformation newtonienne. La situation est pratiquement identique pour le tilt car le rapport des déformations élastique et newtonienne $t^E/t^N \approx 7$. Sur une Terre réelle, la topographie vient rapidement briser la symétrie sphérique, surtout lorsque l'on se rapproche de la masse. La prise en compte de l'altitude devient alors déterminante. L'expression des déformations newtoniennes pour le tilt et la gravité prenant en compte la topographie sont calculées en annexe E.1 page 287.

Pour la gravité, l'attraction newtonienne prédomine largement les effets de surcharge de quatre ordres de grandeur à l'échelle du kilomètre. On montre également qu'un calcul précis nécessite la prise en compte de la topographie jusqu'à des distances de l'ordre de 100 km pour des variations d'altitude de l'ordre du kilomètre.

Pour les variations de la verticale, les modèles plaqués surestiment l'attraction Newtonienne. Ainsi, la prise en compte de la topographie réduit encore la contribution dynamique devant la contribution élastique.

3.1.4 Échelles spatiales associées

Classes de fonctions de Green

Les différents auteurs qui ont travaillé sur les fonctions de Green ont naturellement multiplié soit par $(a\theta)^2$, soit par $(a\theta)$ afin d'en simplifier l'écriture. Cette écriture sous-tend également le comportement asymptotique de chaque type de déformation

lorsque la distance décroît. On retrouve ce comportement dans l'expression de ces déformations pour un modèle plan semi-infini.

Les déformations normalisées en $1/r$, regroupent les déplacements verticaux et tangentiels, la gravité élastique. Les déformations normalisées en $1/r^2$, quant à elles, concernent le tilt, la gravité newtonienne (voir le tableau 3.3). Cette classification aura une importance dans toute la suite de ce travail, puisqu'elle conduit au concept d'échelles spatiales.

TAB. 3.3 – Classes de fonction de Green suivant les observables géodésiques

Classe de F.G.	déplacement vertical	Déplacement tangential	Gravité	Tilt
$1/r$	X	X	Élastique	-
$1/r^2$	-	-	newtonien	X

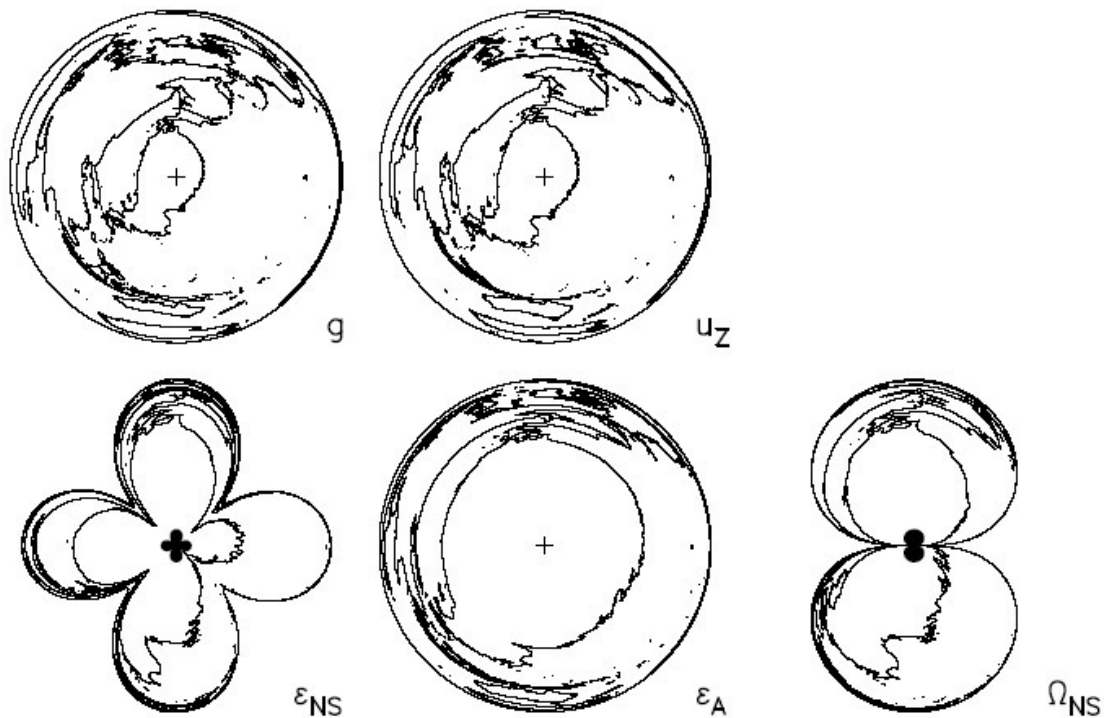


FIG. 3.4 – Cartes centrées sur l'observatoire d'Esashi au Japon, utilisant une information de distance liée à l'amplitude de la déformation, pour chacun des observables suivants : g gravité, u_z déplacement vertical, ϵ_{NS} extentiométrie NS, ϵ_A areal strain, Ω_{NS} tilt NS, d'après Agnew (2001).

Sensibilité différentielle des instruments

Le comportement différentiel de deux classes de fonction de Green peut être cerné intuitivement. Lors de la convolution avec une charge uniformément répartie sur un disque de rayon r , la fonction de Green est multipliée par la surface de la charge, r^2 . Ainsi, pour les déformations en $1/r$, la déformation va augmenter avec la taille de la surface chargée qui devient alors le paramètre définissant l'amplitude de la déformation. Pour les déformations en $1/r^2$ l'effet d'échelle apparaît : toutes les surfaces

situées à une distance moyenne r , de taille r^2 induiront une déformation de même amplitude.

Agnew (2001) s'est intéressé à la manière dont les instruments géodésiques "voyaient" une surcharge homogène. Il a ainsi dessiné des "cartes de sensibilité", en utilisant une mesure de distance liée à l'amplitude de la déformation, pour différentes observations (voir figure 3.4). Il montre ainsi que les instruments ne voient pas une surcharge de la même manière : le tilt sera beaucoup plus sensible aux masses qui se situent à proximité de l'instrument qu'une mesure de gravité.

Mise en place des échelles spatiales

Ce travail a été suivi de celui de Llubes et al. (2004), dans lequel ont été déterminées trois échelles spatiales d'intérêt particulier qui sont à considérer dans les problèmes de surcharge environnementale.

une échelle globale , c'est-à-dire la redistribution des masses d'eau à l'échelle de la Terre dans son ensemble ;

une échelle régionale , pour des masses d'eaux situées entre 1 km et 100 km ;

une échelle locale , considérant les masses les plus proches à moins de 1 km de l'instrument.

Ces trois échelles sont illustrées sur la figure 3.5 pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines. Lors du calcul de convolution, chaque instrument doit considérer en priorité les masses correspondant à l'échelle spatiale à laquelle il est sensible, ce qui pré-détermine la surface (et l'unité hydrologique) à décrire en priorité (voir le tableau 3.4, qui contient également les processus de déformation majeurs).

Cas des variations de gravité

Le mélange entre ces différentes échelles spatiales est avéré. La figure 3.6 montre les résidus de gravité mensuels observé sur cinq années par plusieurs gravimètres supra-conducteurs, classés selon qu'ils soient au dessus ou en-dessous du sol. A l'échelle annuelle, le comportement hydrologique d'un sol en Europe et du super-bassin européen ont un comportement identique. Ainsi, dans le premier cas, la déformation locale et globale s'additionnent ; les résidus sont donc importants, le cycle annuel est bien marqué. Si le gravimètre est sous terre, les déformations locale et globale se compensent, les résidus sont ainsi divisés par deux et le cycle annuel est plus difficilement visible. Les fortes variations sont typiquement liées aux différences de phase entre la surcharge à l'échelle globale, et la déformation locale par attraction newtonienne. A noter que l'amplitude des contributions hydrologiques locale et globale sont du même ordre de grandeur puisqu'ils forment des interférences constructives ou destructives.

TAB. 3.4 – Echelles spatiales associées aux déformations de surcharge, pour différents observables géodésiques.

	Local 0 – 1km	Regional 1 – 100km	Global > 100km
Gravité	Newtonien	négligeable	Élastique
Déplacement radial	négligeable	négligeable	Élastique
Tilt	Élastique	Élastique	négligeable

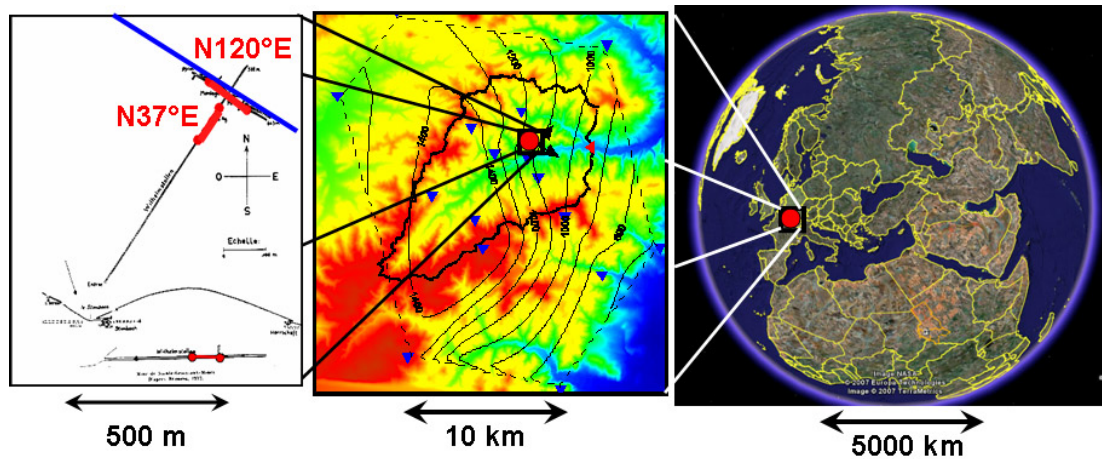


FIG. 3.5 – Illustration des trois échelles spatiales pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines.

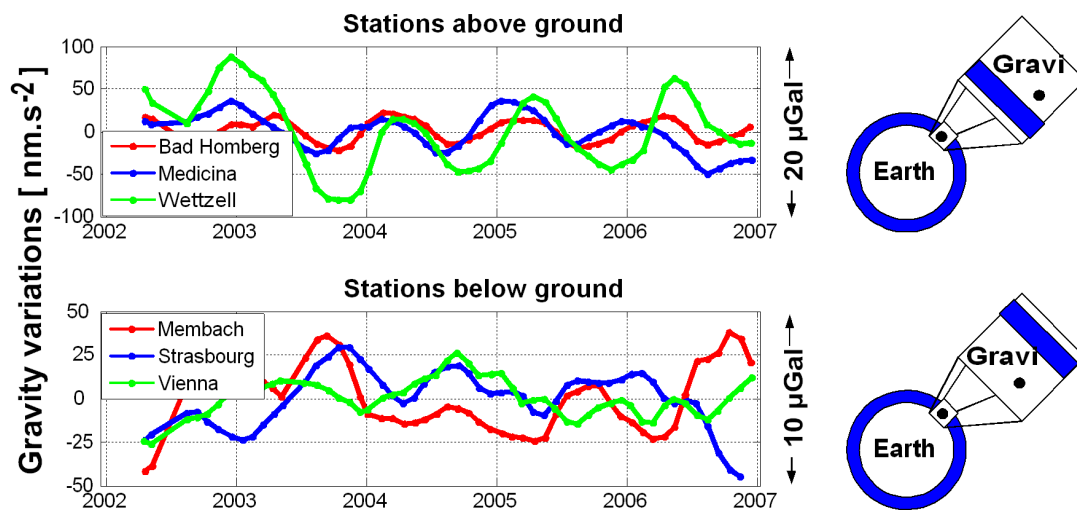


FIG. 3.6 – Résidus selon situation du gravimètre. Adapté d'après (Crossley et al., 2006).

3.1.5 Calcul numérique de la surcharge par convolution

Le formalisme des fonctions de Green permet donc de calculer la déformation associée à une répartition de masse quelconque à la surface de la Terre (souvent sous forme de modèle projeté sur une grille) à l'aide d'une convolution. Le calcul numérique de cette convolution doit être adéquat pour éviter de commettre des erreurs sur le calcul.

Incertitudes sur la détermination des fonctions de Green

Pagiatakis (1990) s'est attelé à calculer l'incertitude associée au calcul des fonctions de Green de charge pour un modèle de Terre simple, en rajoutant séparément, dans son calcul des nombres de Love, la contribution de la rotation terrestre, de l'anisotropie de la croûte, de la viscosité du manteau. Le tableau 3.5 rassemble ces conclusions. Il estime également les effets combinés d'anisotropie, de la rotation et de la viscosité à 4,7% dans la direction NS et de 5,2% dans la direction EO. Plus récemment, dans un *position paper*, Plag (2002) estime l'erreur due au modèle de Terre à 1%².

TAB. 3.5 – Erreurs sur la détermination des fonctions de Green, d'après Pagiatakis (1990).

Phénomène	Erreur associée	Remarque
Calcul des nombres de Love	3%	2% également dans Guo et al. (2004)
Rotation	3%	1% dans Métivier et al. (2005)
Anisotropie	3%	
Viscosité	1%	Utilise les facteurs de qualité de PREM

A propos des effets inélastiques, la viscosité utilisée a été déterminée à partir des facteurs de qualité de PREM, c'est à dire sur des périodes caractéristiques inférieures à l'heure. Pagiatakis (1990) indique une phase de l'ordre de 1° pour le champ de gravité le déplacement radial et le tilt, de 6° pour le déplacement horizontal. Cette phase est également nulle pour des distances inférieures à 50 km. Doin et al. (2007) montrent toute la difficulté à extraire expérimentalement cette phase, même sur des signaux annuels.

Au vu de la figure 3.2 page 29, la principale incertitude associée aux fonctions de Green reste l'impact, quand la charge se rapproche du point d'observation, de la variabilité des caractéristiques mécaniques de la croûte. Elles peuvent en effet être extrêmement variables et diverger de leur description moyenne issue de PREM. Ce point sera traité plus tard.

Incertitudes liées au calcul numérique de la convolution

Plusieurs articles orientés vers la surcharge océanique s'attardent sur l'estimation de la précision du calcul numérique de la convolution en fonction de plusieurs facteurs. Lorsque Agnew (1997) publie son propre programme, NLOADF³, il compare ses résultats avec d'autres programmes et détermine une incertitude de 5% lié au calcul.

²voir http://141.74.1.36/documents/workshop2002a/plag-van_dam.pdf

³voir <http://igpphelp.ucsd.edu:16080/~agnew/spotlmain.html>

TAB. 3.6 – Part de l'erreur sur le calcul de la surcharge océanique, d'après (Bos & Baker, 2005).

Paramètre	Part de l'erreur totale
Densité de la mer (constante)	1%
Terre ellipsoïdale	0,3%
Masque Terre - océan (proche océan)	72%
Non-Extrapolation des masse (masque)	11%
Interpolation de la grille de forçage	7%
Interpolation fonction de Green	0,2%

Ce travail a été repris par Boy et al. (2003), qui détermine une incertitude totale de 10% (incluant fonction de Green, modèle de marée, méthode de calcul). Il montre également que les différentes manières de calculer la convolution induisent une erreur du même ordre de grandeur que les différences entre les modèles de marées.

Bos & Baker (2005) soulignent enfin que les principales sources d'erreurs sont la discrétisation du contour océan/continent, ainsi que le modèle de marée lui-même (voir tableau 3.6). Un ensemble de recommandations sont mises en place :

- interpoler la fonction de Green avec un polynôme du 6^e degré, en prenant des distances logarithmiques ;
- ne pas considérer différentes fonctions de Green en déformation, même pour les points les plus proches ;
- la maille doit être raffinée quand on se rapproche du point de calcul, mais également sur toutes les côtes, lorsque la distance au point de calcul est de vingt fois inférieure au côté de la grille. Les modèles globaux ayant une résolution limitée (de l'ordre de 0,5° ou 0,25°), il est nécessaire de sur-échantillonner les pixels les plus proches de la station.

Il montre alors une répétabilité de 5% (incluant fonction de Green, modèle de marée, méthode de calcul).

Difficulté particulière des surcharges environnementales

D'une manière générale, les observatoires sont situés à plus de 50 km des côtes, hypothèse sous-jacente aux travaux de Bos & Baker (2005) sur les surcharges océaniques. Au delà de cette distance, comme le montre la figure 3.2 page 29, les incertitudes liées au modèle mécanique de la croûte ne posent que peu de problèmes. Ce point est également souligné par Boy et al. (2003). De plus, le sur-échantillonnage nécessaire pour le calcul de la convolution, d'un rapport 20 conduit à redécouper le maillage d'une manière exponentielle au fur et à mesure que l'on se rapproche du point d'observation, quelque soit l'observable.

Il est donc nécessaire de raffiner les recommandations précédentes, en rajoutant les informations sur les échelles spatiales, et le comportement de chaque déformation pour des distances faibles. Une expérience simple pour cerner la précision requise pour le calcul de la convolution de masses proches, consiste, à partir d'une maille fixée, à découper cette maille en 4, jusqu'à ce que le calcul converge (voir figure 3.7). La taille du carré initial de 0,25° correspond au pas d'une maille classique d'un modèle maillé.

Cette expérience donne une information sur la qualité du maillage nécessaire pour faire converger le calcul de la convolution. Elle renseigne également sur la qualité de description du forçage qui permettrait un calcul optimal de la déformation observée

(voir figure 3.8, pour une erreur inférieure à 0,5% sur le calcul de la maille de 25 km de coté). A noter que le critère de Bos & Baker (2005) est plus contraignant.

Comme décrit dans la partie 3.1.4 page 30, le tilt est très peu sensible aux masses trop lointaines, il est par contre extrêmement affecté par les masses proches. A noter la difficulté de la convergence lorsque les masses sont trop proches. Quelque soit l'observable, le sous-échantillonnage d'une masse proche conduit à une sous-estimation systématique de l'amplitude de la déformation recherchée. La résolution du maillage (liée à la qualité du modèle) nécessaire à un bon calcul est indiquée.

Les déformations en $1/r$ ne nécessitent pas une description précise des masses à moins de 1 km, et ne peuvent pas non plus apporter d'information. Inversement, les déformations en $1/r^2$ nécessitent systématiquement une description beaucoup plus précise des forçages de surface et de sa géométrie. Pour éviter l'explosion du nombre de mailles lors de l'évaluation de la convolution pour les masses les plus proches de l'instrument, une alternative à explorer, bien plus simple à mettre en oeuvre mais également plus contraignante, consiste à utiliser une solution analytique d'une géométrie fixée.

3.1.6 Cas des masses proches de l'instrument

Validité de l'hypothèse ponctuelle

La section 3.1.3, page 29 a permis de montrer que les fonctions de Green globales convergeaient vers les déformations calculées pour une géométrie plane, pour des paramètres mécaniques équivalents. Cette propriété est intéressante puisque si l'hypothèse de charge ponctuelle dans l'approche des fonctions de Green n'est pas problématique à des distances importantes, elle peut par contre le devenir lorsque les masses d'eau se rapprochent de l'instrument. Une remarque équivalente peut être soulevée concernant l'hypothèse ponctuelle de la mesure.

La figure 3.3, page 30 montre la possibilité d'étendre les fonctions de Green pour des distances faibles, et de s'affranchir de l'hypothèse ponctuelle sous-jacente à la solution de Boussinesq et aux fonctions de Green en utilisant les intégrales elliptiques, plus adaptées à décrire les déformations de charges réparties.

La difficulté s'accroît lorsque la mesure de la déformation n'est pas ponctuelle, notamment dans le cas d'instruments longue base. Il est nécessaire de revenir à la définition de la déformation enregistrée par un instrument longue base. Pour un inclinomètre de base dr , le tilt enregistré peut être écrit comme la différence des déplacements verticaux à chaque extrémité, c'est-à-dire $\frac{u(r+dr)-u(r)}{dr}$. La confrontation entre les fonctions de Green en tilt et la manière de les écrire est indiquée sur la figure 3.9. Lorsque l'inclinomètre se situe en entier au sein de la charge, les déformations doivent être nulles. Lorsque l'inclinomètre est à cheval sur la surface chargée, on observe une amplification de la déformation à une distance équivalente à la longueur de la base de l'instrument. Les déformations déterminées sur une hypothèse ponctuelle (Boussinesq et fonction de Green) surestiment alors cette amplification.

La figure 3.10 montre l'erreur relative de la déformation déterminée par les intégrales elliptiques en considérant la base de l'instrument, par rapport à la solution de Boussinesq - et *a fortiori* par les fonctions de Green - en prenant en compte ou non le base de l'instrument. Cette erreur est définie comme $e = \frac{\text{Elliptique} - \text{boussinesq}}{\text{elliptique}}$ est calculée pour différentes géométries, la base de l'instrument étant réduite par le rayon de la charge. Ce graphique rend plus contraignant le critère de maillage pour les

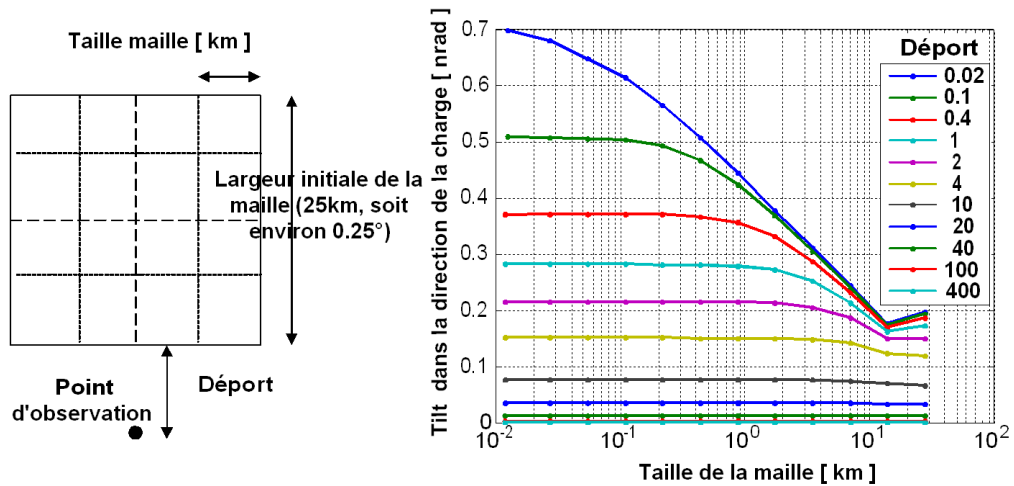


FIG. 3.7 – A gauche, expérience consistant à séparer une maille en quatre jusqu'à convergence du calcul, en fonction de la distance à la charge. A droite, exemple de convergence pour une déformation inclinométrique, en fonction du déport, en [km].

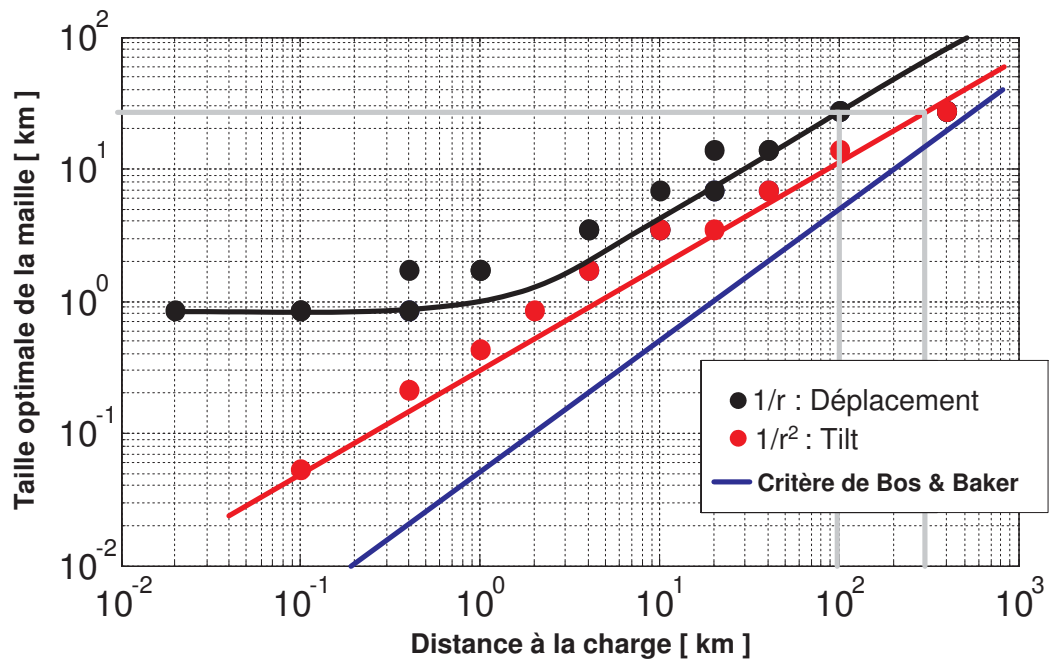


FIG. 3.8 – Détermination de la taille du maillage optimale pour faire converger le calcul de convolution avec une erreur inférieure à 0.5%, en fonction de la classe de la fonction de Green. Le critère défini par Bos & Baker (2005), plus contraignant est également indiqué.

instruments longue base. Ainsi, quelque soit soit la discrétisation de la charge, il est extrêmement difficile de calculer la déformation dans le cas où l'instrument longue base serait à cheval sur la répartition de masse. Dans le cas général de masses pesantes distribuées à bonne distance de l'instrument, les déformations calculées par les fonctions de Green sont suffisamment précises dès lors que la longueur de la base de l'instrument est considérée, c'est à dire en utilisant les déplacements relatifs de chaque extrémités.

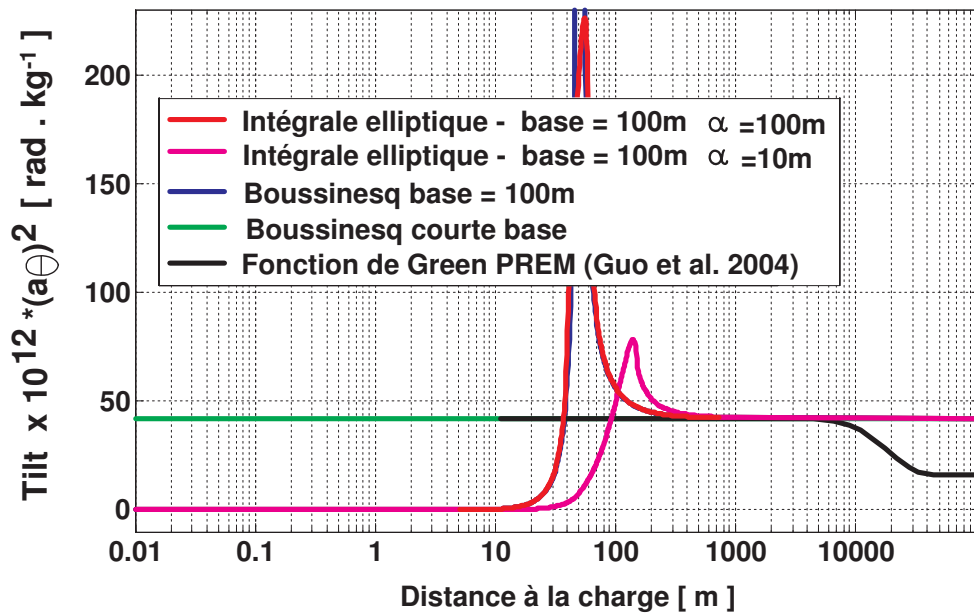


FIG. 3.9 – Confrontation entre différentes déformations en tilt, liées à plusieurs méthodes d'écrire le tilt enregistré pour un instrument longue base. Le rayon de la charge est indiqué par le paramètre α .

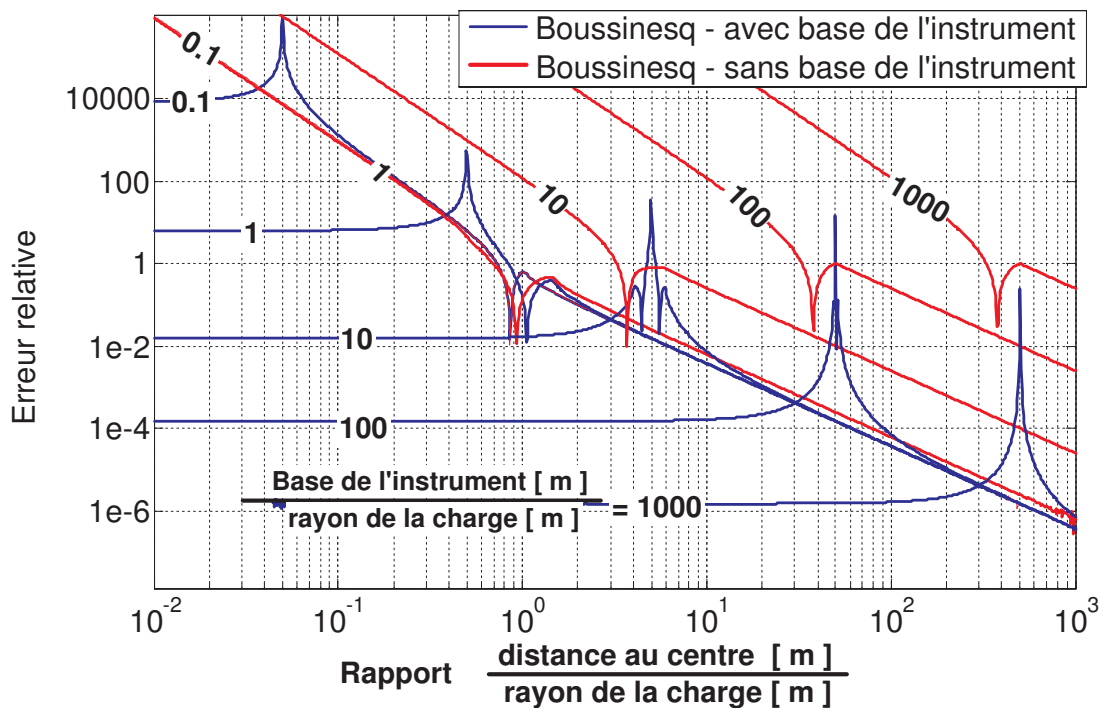


FIG. 3.10 – Erreur relative entre la déformation en tilt de référence, calculée à l'aide des intégrales elliptiques et en prenant en compte la base de l'instrument, avec la déformation déterminée selon une hypothèse ponctuelle de la charge, avec prise en compte ou non de la base de l'instrument. Le paramètre réduit indiqué sur chaque courbe correspond à la base de l'instrument divisée par le rayon de la charge.

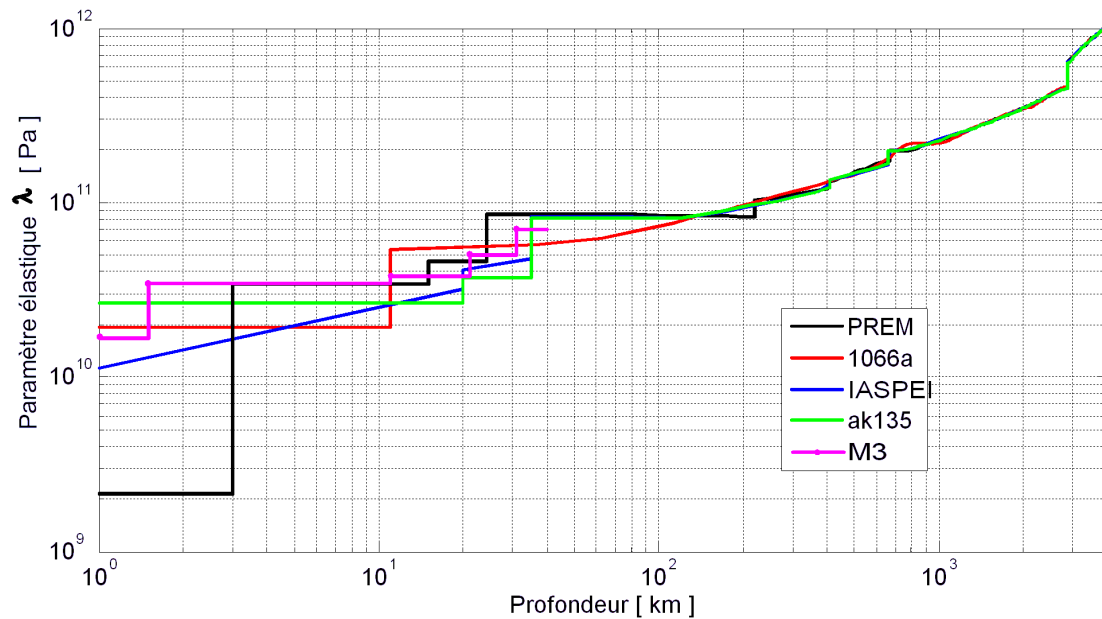


FIG. 3.11 – Variation du paramètre élastique λ en fonction de la profondeur pour les modèles de terre moyenne PREM (Dziewonski & Anderson, 1981), 1066A (Gilbert & Dziewonski, 1975), IASPEI (IASPEI91, 1991) et AK135 (Kennett et al., 1995; Montagner & Kennett, 1995) et le type M3 du modèle crust2.0 (Bassin et al., 2000).

Comment prendre en charge les propriétés mécaniques de la croûte ?

Le travail de Bos & Baker (2005) est censé intégrer dans son calcul d'erreur les fonctions de Green issues de différents modèles de Terre, mais pour le calcul d'une contribution principalement globale. Pour des distances supérieures à 50 km, la croûte n'est pratiquement pas sollicitée dans la déformation, ce sont pourtant les caractéristiques mécaniques dans la croûte qui varient le plus (voir figure 3.11, tous les modèles de Terre moyenne décrivent le manteau et le noyau d'une manière pratiquement identique (Boy et al., 2003). La nécessité de décrire la déformation induite par les masses proches contraint de décrire le comportement de la croûte. Cette partie n'est pertinente que pour les observations dont les fonctions de Green sont en $1/r^2$

Une approche consistant à conserver le formalisme des nombres de Love pour une Terre hétérogène semble extrêmement difficile à mettre en oeuvre, d'autant plus pour des études locales. Une solution globale alternative consiste à décrire l'effet d'objets dont la taille est petite devant la taille de la Terre à l'aide des éléments finis, le maillage étant adapté à la variabilité des paramètres élastiques (voir par exemple Métivier et al., 2005).

Un point de vue différent consiste à raffiner les fonctions de Green, adaptées pour des distances inférieures à 50 km à des distances plus proches. Cette approche consiste à faire un "trou" dans le modèle de Terre, et à substituer aux paramètres du modèle des paramètres mécaniques locaux dans les couches les plus en surface. Ces paramètres locaux peuvent être déterminés soit expérimentalement (par de la géophysique appliquée, par exemple), soit à l'aide de modèles plus précis tels que crust5.1⁴ (Laske & Masters, 1998) ou crust 2.0⁵ (Bassin et al., 2000).

La physique qui régit la déformation inclinométrique est identique à la physique

⁴voir le site <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/crust.html>

⁵voir le site <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/crust2.html>

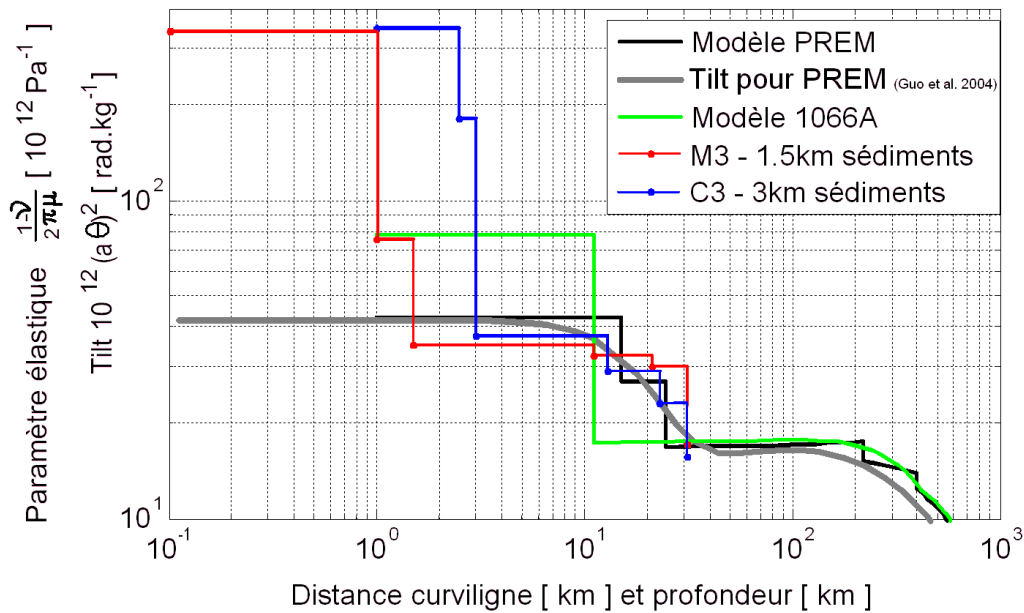


FIG. 3.12 – Variation verticale du paramètre élastique $\frac{1-\nu}{2\pi\mu}$ qui détermine la déformation inclinométrique pour différents modèles de terre. La fonction de Green de Guo et al. (2004) est superposée, et permet de donner une idée de la possibilité de raffiner les fonctions de Green locales pour des masses proches, en fonction des caractéristiques mécaniques.

qui décrit l'électrostatique et les sondages électriques en particulier (équation différentielle, équation aux limites et méthodes de mesure). Il est par conséquent possible d'utiliser les outils développés pour le calcul du problème direct pour les sondages électriques (transformation de Hankel), la résistivité ρ étant équivalente au paramètre $\rho \iff \frac{1-\nu}{2\pi\mu}$ (voir figure 3.12). Cette technique est limitée à la détermination d'une fonction de Green en $1/r^2$ sous l'hypothèse d'une Terre plate stratifiée.

Cette idée de raffiner les fonctions de Green globales par une fonction qui décrit le comportement mécanique local pourrait être mise en oeuvre pour une géométrie 3D, adaptée à un observatoire en particulier, à l'aide des éléments finis, qui permet d'intégrer des caractéristiques mécaniques relatives à une géologie plus réaliste.

Mais les éléments finis ne sont pas une solution magique, il faut opposer l'apparente simplicité de la maîtrise des paramètres du modèle aux contraintes sur la précision souhaitée lors du calcul des déformations. Les éléments finis sont en fait relativement difficiles à mettre en oeuvre (choix de conditions aux limites pertinentes, paramétrisation réaliste, etc...). Steffen et al. (2005) montrent l'énorme variabilité des déformations générées par les variations de pression atmosphérique suivant la prise en compte ou non de systèmes de failles ou de galeries.

Nous avons tenté de retrouver la déformation analytique générée par une masse de rayon 100 m posée à la surface d'un domaine homogène isotrope de 100 km de côté, en axi-symétrie, telle que déterminée par les fonctions elliptiques. La figure 3.13 montre l'erreur maximale sur la déformation en fonction de la distance à la charge, ce qui permet de définir la part du domaine utilisable. Nous avons utilisé dans ces

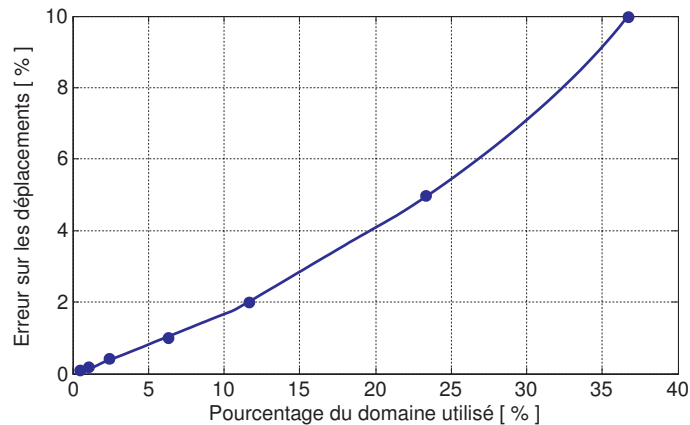


FIG. 3.13 – Erreur maximale sur la détermination des déplacements par FEM par rapport à une solution analytique, en fonction la distance à la charge (en pourcentage du domaine).

modélisation différentes conditions aux limites classiques (Neumann et Dirichlet), qui imposent une contrainte de milieu infiniment rigide. Une solution optimale consiste à utiliser des éléments infinis sur les bords du domaine.

Des investigations supplémentaires seraient intéressantes, en l'occurrence lors des contacts qui dissymétrisent les caractéristiques mécaniques des couches de surface. Le problème de contact entre croûte océanique et croûte continentale est identique, dans le cadre des surcharges océaniques.

3.1.7 Modèles au premier ordre

Cette dernière partie consiste à déterminer analytiquement les déformations induites par des charges uniformément réparties sur différentes géométries fixes, pour des masses proches. Le théorème de superposition permet ensuite d'imaginer des géométries beaucoup plus complexes. Ce paragraphe permet ainsi de mettre en place des bons ordres de grandeur des déformations attendues, mais également d'évaluer l'impact de masses éventuellement non prises en compte.

Comme dans toute étude géophysique, les deux exemples suivants vont confirmer que l'amplitude de la déformation observée est liée au produit de trois grandeurs, qu'il convient de cerner pour chaque étude :

- les caractéristiques mécaniques (dans le cas d'une déformation élastique)
- la hauteur de la lame d'eau qui force la déformation
- la géométrie sur laquelle est répartie la lame d'eau

Gravimétrie

Pour des masses proches, nous ne parlerons que d'attraction newtonienne, processus largement dominant par rapport aux effets de surcharge. Le modèle le plus simple s'appelle l'effet de plateau, qui consiste en une répartition homogène de masses sur un plan infini. Une lame d'eau d'un mètre correspond à un effet de 420 nm.s^{-2} , qui est donc indépendante de la distance entre le plan et le point de mesure. En attraction directe, cette géométrie définit l'anomalie maximale pour une masse déterminée, quelque soit la géométrie.

Deux géométries simples ont été retenues : des masses réparties sur un disque, centré sur le point d'observation et une répartition de masse sur un demi-plan (voir

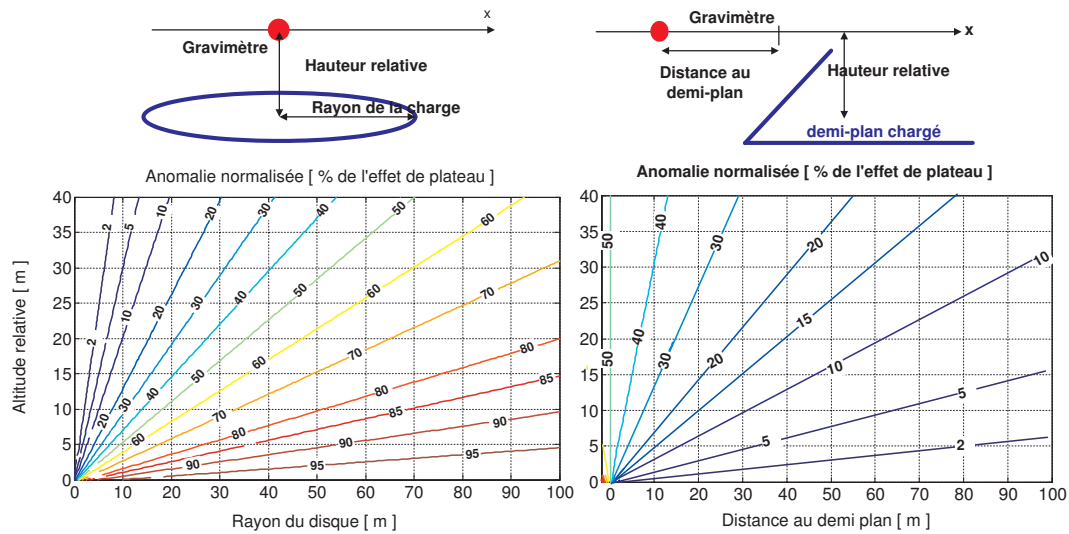


FIG. 3.14 – Attraction Newtonienne générée par une lame d'eau d'un mètre répartie sur une géométrie fixée (vue de côté). L'effet est normalisé en pourcentage de l'effet de plateau.

figure 3.14). Les effets sont indiqués en pourcentage de l'effet de plateau. Vu la linéarité des effets prédits avec la géométrie, l'extrapolation pour des distances supérieures est aisée.

Inclinométrie

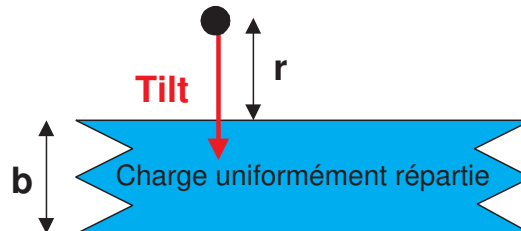


FIG. 3.15 – Sketch de la déformation inclinométrique générée par une charge répartie sur un ruban infini (vue de dessus).

La surcharge élastique est la principale contribution à modéliser à proximité des inclinomètres. Deux intégrations successives de la fonction de Green en k/r^2 permet de calculer l'effet d'une charge uniforme répartie sur un ruban infini (voir figure 3.15) tel que

$$t = \frac{1 - \nu}{2\pi\mu} \Delta h \ln(1 + b/r) \text{ [rad]}$$

où b représente largeur du ruban, r la distance entre le point de mesure et le bord du ruban, Δh la lame d'eau.

La forme mathématique de l'anomalie permet de se rendre compte de l'invariance d'échelle inhérente aux déformations en $1/r^2$, l'amplitude du signal étant déterminée par le facteur géométrique b/r . On retrouve également la contribution des trois grandeurs hydrologiques, géométriques et mécaniques.

3.2 DÉFORMATION ASSOCIÉE AUX FRACTURES

Dans cette partie, nous allons nous intéresser aux déformations induites par les variations de pression dans les fractures et enregistrées sur des observations de tilt et d'extensométrie. Ce travail a fait l'objet d'un article, qui a été incorporé dans ce manuscrit dans la partie 6.1.2, page 121 où il peut être consulté pour une lecture linéaire de l'ensemble du problème.

Les instruments d'observatoire sont rarement installés en milieu poreux, mais dans des roches rigides pour améliorer le couplage. D'importantes contributions hydrologiques ont tout de même été mises en évidence. Les fractures semblent jouer un rôle essentiel dans la contribution hydrologique observée. En effet, plusieurs auteurs rapportent que les effets hydrologiques gardent une direction définie (Wolfe et al., 1981; Yamauchi, 1987). Leur orientation reste orthogonale aux plans de joints, ou des zones plus perméables en profondeur (Edge et al., 1981; Peters & Beaumont, 1981). Weise et al. (1999) identifient les effets hydrologiques induits par un aquifère au dessus de l'instrument, installé dans un contexte granitique. Si la poroélasticité permet d'expliquer l'amplitude de la déformation, l'orientation, par contre est incompatible avec la position de la pompe comme la théorie le prévoit. Cette direction restait orthogonale à un système de fractures.

La première identification et quantification de la contribution d'une fracture a été faite par Evans & Wyatt (1984). Ils ont utilisé un pompage d'eau à proximité pour étudier la déformation induite par les variations de pression dans une fracture horizontale. Il ont également établi quelques caractéristiques moyennes de la fracture en utilisant la solution analytique développée par Sun (1969) de la déformation générée par une fracture horizontale ellipsoïdale infiniment plate concentrant une variation de pression. A noter que les inclinomètres ont également été utilisées dans des problèmes de fracturation hydraulique (e.g. Jahr et al., 2006) afin d'estimer l'extension de la propagation d'une fracture.

3.2.1 Identification du processus physique

La description du processus de déformation associé aux variations de niveau d'eau dans une fracture est présenté sur la figure 3.16. Ce processus est basé sur le théorème de superposition associé à l'élasticité linéaire.

Au point point de vue statique, une colonne d'eau connectée de hauteur H au-dessus d'un point quelconque est associée à une contrainte croissante avec la hauteur d'eau $\sigma(H) = \rho_w g H$. Cette contrainte est appliquée orthogonalement aux limites de la colonne d'eau. Ici, H, ρ_w, g signifient respectivement la hauteur d'eau au dessus d'un point considéré, la densité de l'eau et la valeur de la pesanteur. Lorsque l'on s'intéresse aux variations temporelles de la déformation, une variation ΔH de la colonne d'eau induit une contrainte supplémentaire $\Delta\sigma = \rho_w g \Delta H$ constante sur toute la colonne d'eau (en régime statique, à l'exception du sommet de la colonne).

Quatre paramètres géométriques sont alors pertinents pour modéliser la déformation (dont trois paramètres statiques) :

1. la variation de hauteur d'eau dans la fracture,
2. la position relative de l'instrument par rapport à la fracture (distance et pendage),
3. la profondeur de la racine de la fracture,
4. le niveau hydrostatique de référence.

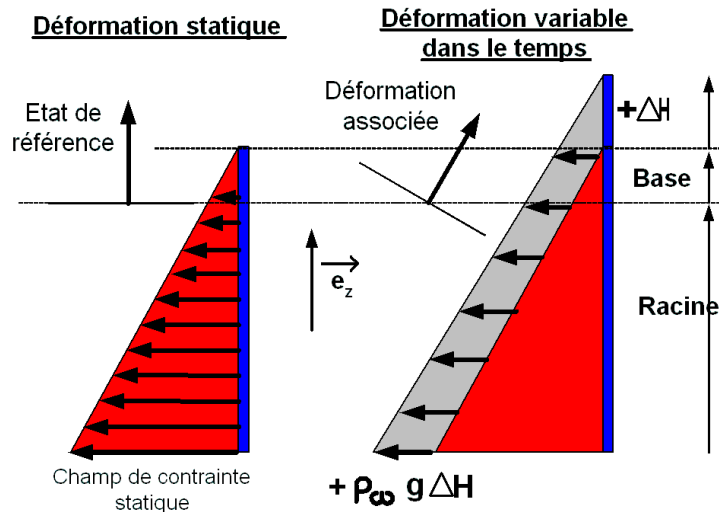


FIG. 3.16 – Description de la contrainte supplémentaire, superposée au champ de contrainte statique et générée par une hauteur d'eau supplémentaire ΔH sur une colonne d'eau connectée. La flèche illustre la déformation qu'enregistrerait un inclinomètre à proximité de la fracture. Le paramètre de racine correspond à la profondeur de la colonne d'eau par rapport à l'instrument, la base correspond à la hauteur relative entre le niveau hydrostatique et l'instrument. La variation de hauteur d'eau ΔH est définie par rapport au niveau de base.

Simplement, on peut s'attendre à ce que la déformation enregistrée par des extensomètres ou des inclinomètres se comporte différemment selon la contribution de chacun de ces paramètres. En effet, les inclinomètres étant plus sensibles au moment équivalent d'une charge, ils seront plus affectés par la dissymétrie de la surface chargée qui crée la déformation, alors que les extensomètres, qui répondent à la force équivalente d'une charge, enregistreront la proximité de l'eau dans la fracture.

Selon le principe de Saint-Venant, (voir Berger & Beaumont, 1976), cette contrainte supplémentaire induit un champ de contrainte sur une distance équivalente à la longueur caractéristique de l'hétérogénéité, c'est-à-dire, dans ce cas, à la hauteur totale d'eau dans la fracture. Les instruments longue base jouant le rôle de filtres spatiaux, des fractures lointaines ou ayant des racines peu profondes n'auront pas d'effet sur la déformation enregistrée, et seules des fractures majeures et hydrologiquement actives auront une contribution non négligeable. Les instruments à base courte, par contre, seront plus sensibles, et auront plus de chance d'être assujettis à la déformation de petites fractures potentiellement actives.

A noter que le processus de déformation décrit n'est pas comparable au problème d'hydro-fracturation. En effet, une variation de hauteur d'eau de 10 m dans une fracture induit une contrainte additionnelle de 0,1 MPa sur l'ensemble de la colonne d'eau. Cette déformation est ainsi purement élastique et nous ne modéliserons donc ni la propagation de fracture, ni la déformation associée.

Le travail suivant va se concentrer sur l'effet d'une fracture unique, pour deux raisons principales :

- le théorème de superposition permet d'additionner les contributions de chaque fracture ;
- l'interprétation conjointe du modèle géologique de Wyns et al. (2004), de son image géophysique (figure 6.4 page 120) et du processus de déformation (fi-

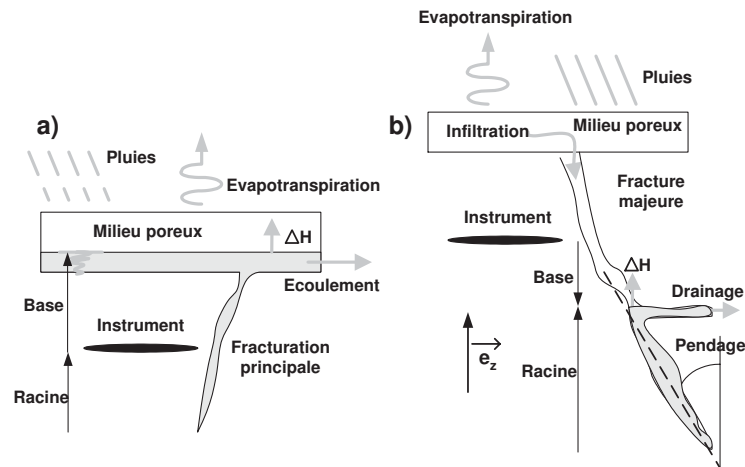


FIG. 3.17 – Schémas vu de côté décrivant deux contextes hydrologiques liés aux fractures. La parties saturées sont représentées en gris. Les principaux processus hydrologiques (précipitations, évapotranspiration et drainage) sont également indiqués, le ruissellement de surface n'est pas indiqué. A gauche, les fractures issues de la zone altérée (contrôlée par un aquifère local ?), à droite, les principales fractures d'origine tectonique.

gure 3.16), conduit à considérer deux cas différents, selon la position relative de l'instrument par rapport aux unités hydrologiques.

Dans le cas des instruments situés dans la partie fracturée, soit approximativement à moins de 60 m sous la surface, l'ensemble des principaux systèmes de joint/fracture doit être considéré (voir figure 3.17, cas a). Leur comportement est sûrement lié à des aquifères de surface. Pour les instruments installés plus en profondeur, *grosso modo* à plus de 60 m sous terre, l'investigation doit se restreindre en particulier aux principales fractures d'origine tectonique (voir figure 3.17, cas b).

3.2.2 Caractéristiques des fractures et hypothèses sous-jacentes

Les études de fracturation hydraulique (appliquées à la géothermie, au stockage ou à l'exploitation de fluides) ont permis de mettre en place un ensemble d'outils pour étudier la topologie des fractures. Les fractures sont des objets complexes, avec des propriétés de surface et des types d'altération extrêmement variables, déterminés par des interactions complexes entre fluide et roche (dissolution, cristallisation). La perméabilité de fracture est souvent créée par la dissolution ou la sédimentation partielle entre les plans de fracture. Ceci produit des vides, entourés d'une minéralisation au sein de la fracture, plus raide que la roche encaissante. Ainsi, les fractures peuvent rester ouvertes de plusieurs millimètres, la position relative de chaque lèvres étant verrouillée par les ponts minéralisés, même sous des conditions de contraintes lithostatiques (et tectoniques) importantes, à des profondeurs de 3 km à 5 km (Dyke, 1995).

Le processus de déformation décrit dans le paragraphe précédent, suppose que la pression est appliquée sur toute la surface des fractures ouvertes, c'est-à-dire que les deux lèvres de la fracture sont séparées par une feuille d'eau qui transmet la pression. Cette épaisseur d'eau peut être extrêmement fine, comme dans l'exemple du tonneau de Pascal⁶. Nous avons donc fait l'hypothèse qu'il n'y a pas de contact entre les lèvres

⁶Blaise Pascal, au XVII^{me} siècle, relia un tube long et fin à un tonneau fermé, rempli d'eau. Étant

de la fracture. L'ouverture des fractures et sa dépendance vis-à-vis des contraintes est principalement contrôlée par le matériel de remplissage (Desroches & Cornet, 1990). Gentier (1986) conclut que le rapport entre la surface de la fracture et la surface de contact des fractures naturelles est inférieure à 40%, pour des contraintes normales inférieures à 35 MPa (c'est à dire une profondeur d'approximativement 1500 m). Cette surface de contact peut être encore plus réduite, comme le montre Sausse (2002, figure 10).

Nous avons choisi de ne pas introduire un paramètre supplémentaire, qui décrit le rapport entre la surface chargée et la surface totale de la fracture. L'effet calculé sera donc un effet maximal.

3.2.3 Modélisation par éléments finis

La modélisation de la contribution des fracture sera réduite aux principales structures, pour deux raisons principales :

1. d'une part, le champ de déformation est relativement insensible aux détails du plan de fracture (Evans, 1983);
2. d'autre part, ce travail vise à explorer comment une fracture naturelle peut affecter les données enregistrées par un instrument, en fonction de sa position relative par rapport à la fracture. Nous étudierons donc les principaux processus de déformation, avant que des modèles plus adaptés et mieux paramétrés ne soient mis en place.

Mise en place du modèle

Aucune solution analytique relative au processus de déformation n'ayant été trouvée (répartition de charge et conditions aux limites), le problème sera traité à l'aide de la modélisation par éléments finis (FEM). Ce type de modélisation mécanique a déjà fourni des résultats intéressants en géodésie concernant les effets de site (e.g. Berger & Beaumont, 1976; Sato & Harrison, 1990), ou sur l'impact de la pression atmosphérique (e.g. Kroner et al., 2005; Steffen et al., 2005). En pratique, cette méthode reste relativement difficile à mettre en oeuvre (choix de conditions aux limites pertinentes, paramétrisation réaliste, etc ...). Steffen et al. (2005) montrent l'énorme variabilité des déformations modélisées suivant la prise en compte ou non de systèmes de failles ou de galeries.

La modélisation par éléments finis a été réalisé avec le logiciel Comsol Multiphysics (Comsol, 2006⁷). Ce problème a été réduit à une géométrie 2D sous l'hypothèse de contraintes planes (la fracture est considérée comme un plan infini). Le domaine modélisé (voir figure 3.18) est un trapèze rectangle, avec une extension minimale de 30 km, afin d'éviter les effets de bord. Le diamètre maximal de la maille triangulaire est de 3 km près des bords non chargés, la résolution la plus fine est de 1 m dans la zone instrumentée. L'étendue du domaine et le maillage associé ont été déterminés comme étant un bon compromis entre la stabilité et la précision du champ de déformation déterminé et le temps de calcul.

donné que la pression dans le tonneau n'est lié qu'à la hauteur d'eau dans le tube, une faible quantité d'eau rajoutée dans le tube est suffisant pour faire exploser le tonneau.

⁷voir le site www.comsol.com

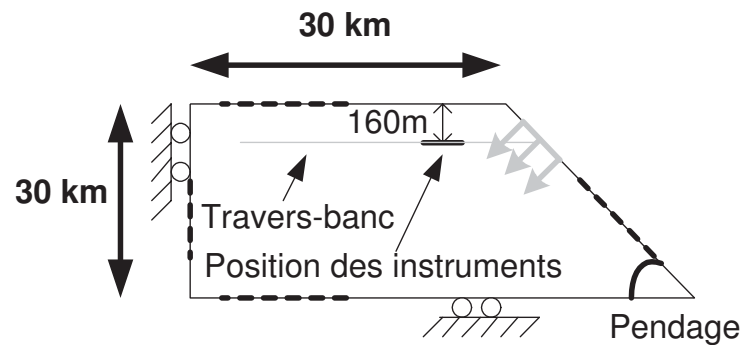


FIG. 3.18 – Croquis montrant le domaine modélisé et les conditions aux limites. Les flèches correspondent à la pression additionnelle générée par les variations de hauteur d'eau dans la fracture, comme indiqué sur la figure 3.16.

Quatre points supplémentaires ont été définis, et représentent l'extension de trois instruments longue base (inclinomètre ou extensiomètre) de 10, 50 et 100 m de long. Ils sont situés à 160 m sous la surface, respectivement à 13.7 m, 63.7 m et 113.7 m de la fracture. Lorsque le pendage de la fracture évolue, la position de ces quatre points vis-à-vis de la fracture est conservée. Le tilt et les déformations sont calculés respectivement comme les déplacements verticaux et horizontaux relatifs entre ces points, puis en normalisant les différences par la base de l'instrument. Le domaine de 30 km d'épaisseur est considéré comme un gneiss homogène, élastique et isotrope.

Les paramètres élastiques pris en compte sont ceux de la première couche solide du modèle PREM, c'est à dire une densité $\rho = 2600 \text{ kg.m}^{-3}$, un module de Young égal à $E = 68 \cdot 10^9 \text{ Pa}$ et un coefficient de poisson $\nu = 0,28$, qui sont très proches des valeurs du gneiss. Les conditions aux limites sont définies comme telles :

1. les bords inférieurs sont bloqués verticalement,
2. la frontière verticale ne peut pas se mouvoir horizontalement,
3. la pression induite par la variation de hauteur d'eau ΔH dans la fracture est appliquée orthogonalement à la frontière qui modélise la fracture, d'amplitude $\rho_w g \Delta H$ sur la partie *racine + base*, et triangulaire sur la partie ΔH (voir figure 3.16),
4. les autres frontières ne sont pas contraintes.

Deux types de résultats illustreront la déformation. Des résultats généraux correspondant à la déformation enregistrée par un instrument de base 1 m sur un profil orthogonal à la fracture et l'impact de la déformation sur un instrument de 100 m de base correspondant à la configuration de Sainte-Croix-aux-Mines. Pour ces derniers résultats, nous avons conduit un échantillonnage systématique de l'espace des paramètres (ΔH , pendage, base et racine). Au total, 10 000 évaluations ont été calculées, chaque paramètre a donc été échantillonné sur dix valeurs choisies au sein d'un intervalle réaliste, comme indiqué dans le tableau 3.7.

Résultats généraux

La déformation induite par les variations de hauteur d'eau $\Delta H = 1 \text{ m}$ dans une fracture est dessinée sur la figure 3.19 en fonction de différents paramètres géométriques. D'une manière générale, la direction du tilt induit est généralement orientée vers la

TAB. 3.7 – Espace des paramètres pour la modélisation par éléments finis

Paramètre	Valeur minimale	Valeur maximale
Profondeur de la racine	$-3000m$	$-100m$
Base	$-30m$	$+10m$
Hauteur d'eau	$0.1m$	$30m$
Pendage	30°	90°

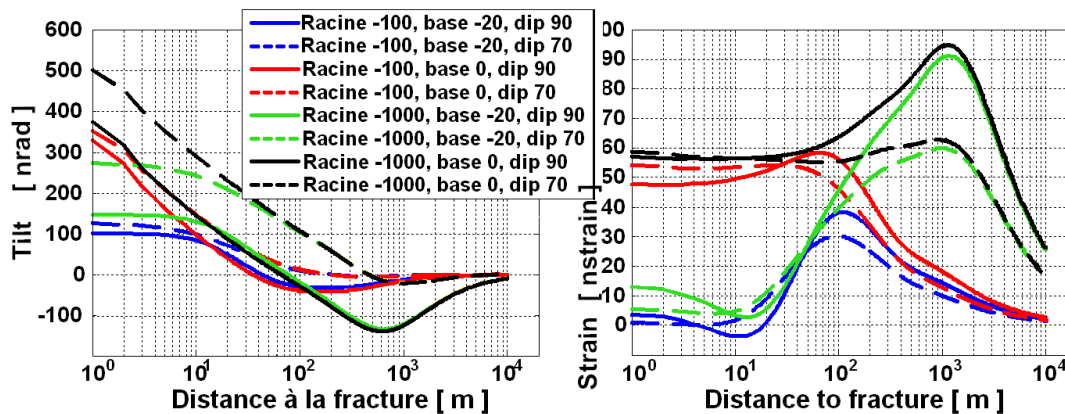


FIG. 3.19 – Déformation en tilt et en strain pour une variation de hauteur d'eau $\Delta H = 1 m$, selon plusieurs géométries de fracture, tel qu'enregistré par un instrument de longueur 1 m situé orthogonalement à la fracture. Un tilt positif correspond à une déformation orientée vers la fracture, une valeur positive du strain correspond à une compression.

fracture (déformation positive), mais peut également être orientée dans le sens opposé. La déformation nulle sur le profil renseigne principalement le pendage de la fracture. Pour les extensiomètres, la déformation maximale est située à une distance équivalente à la hauteur totale de la colonne d'eau.

Cet exemple montre comment ces instruments peuvent être utilisés comme des outils : une série d'instruments placés le long d'un profil permettra de discriminer plusieurs géométries. Les inclinomètres et extensiomètres fournissent des informations complémentaires.

Déformation calculée pour un instrument de 100 m de base

La déformation générée par une variation de hauteur d'eau $\Delta H = 1 m$ dans une fracture et enregistrée par un instrument de 100 m de long est dessinée sur la figure 3.20. L'échantillonnage systématique de l'espace des paramètres géométriques permet de dresser les conclusions suivantes :

1. Comme indiqué précédemment, la position relative entre le niveau hydrostatique et l'instrument contribue peu au tilt. Par contre, la déviation de la verticale est extrêmement sensible à la profondeur de la racine de la fracture et à son pendage.
2. Inversement, la profondeur de la racine n'a que très peu d'effet sur l'amplitude de la déformation extensiométrique, la contribution de la proximité du niveau hydrostatique est par contre substantielle. La déformation augmente rapidement quand le paramètre de base se rapproche de l'instrument.

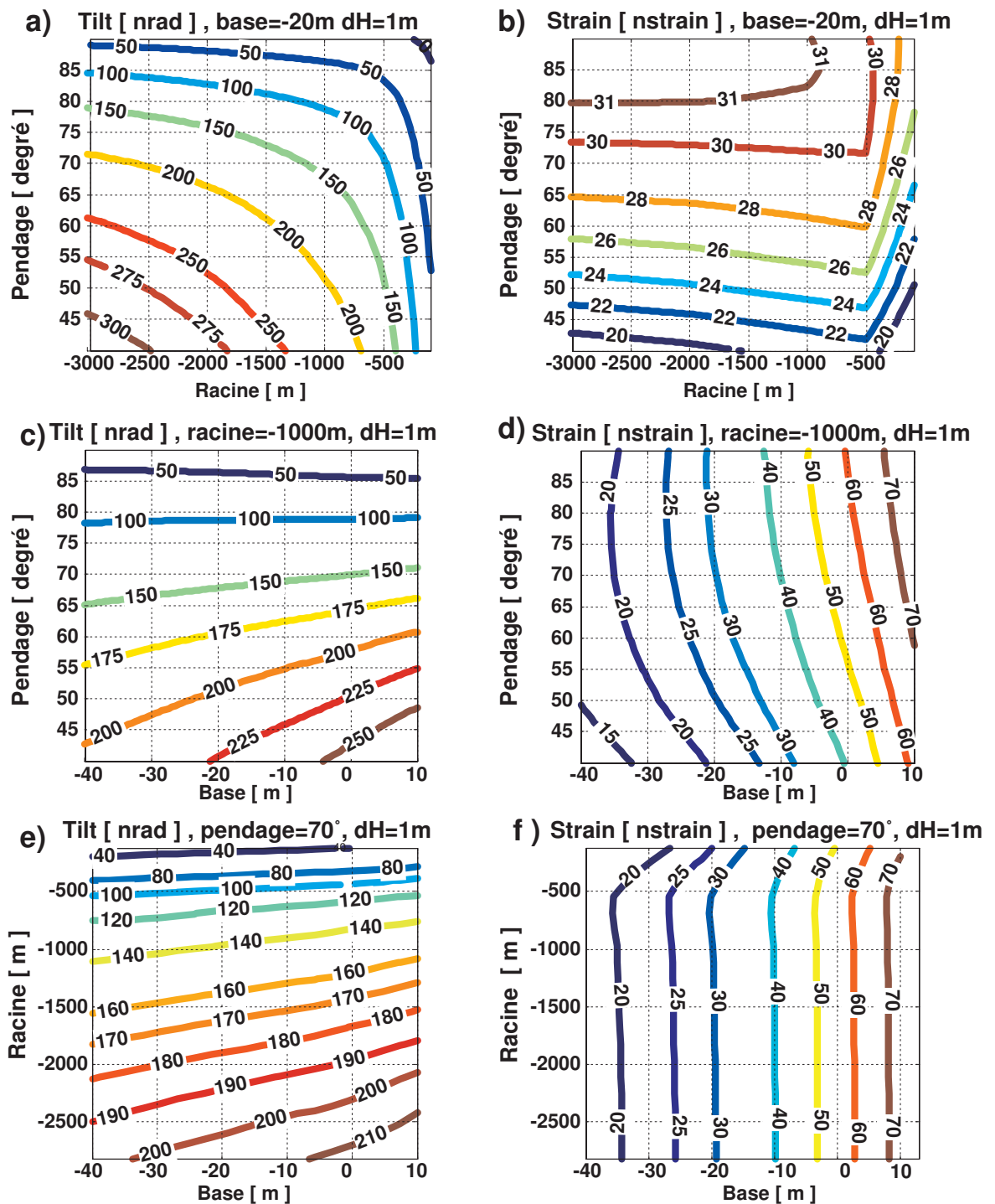


FIG. 3.20 – Espace des paramètres pour $\Delta H = 1$ m et un instrument de 100 m de long installé comme à Sainte-Croix-Aux-Mines. Tilt avec a) base = -20 m, c) racine = -1000 m, e) pendage = 70° (e). Strain avec b) base = -20 m, d) racine = -1000 m, f) pendage = 70°. Un tilt positif correspond à une déformation orientée vers la fracture, une valeur positive du strain correspond à une compression.

- La déformation induite diminue lorsque la longueur de la base de l'instrument devient équivalente à la taille de l'anomalie de pression, c'est à dire la taille de la partie saturée de la fracture (voir la figure 3.20, cas a et b).
- La détermination des caractéristiques géométriques en utilisant un seul instrument se limite à l'évaluation d'un intervalle réaliste pour chaque paramètre, à cause d'un nombre important d'équivalences entre les différents modèles. Les principales équivalences sont liées aux couples pendage/racine pour le tilt, et le couple base/ ΔH pour l'extensiométrie (voir paragraphe suivant).
- Les inclinomètres et les extensiomètres sont des instruments complémentaires, c'est à dire que l'utilisation couplée des deux instruments permet de lever les équivalences dans l'étude des fractures actives.

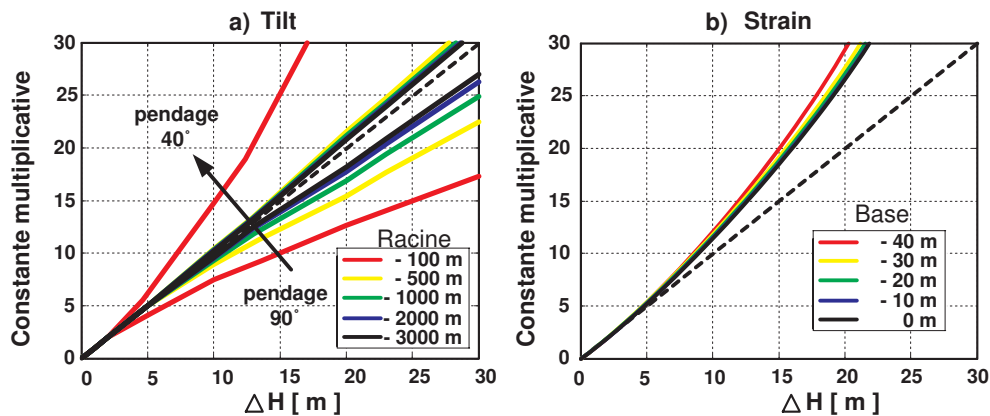


FIG. 3.21 – a) Courbes enveloppes, classées selon la profondeur de la racine de la fracture, illustrant la linéarité du tilt par rapport à la variation de niveau d'eau dans la fracture ΔH pour un instrument de 100 m de long, et une base fixée à base = -20 m. b) Courbe moyenne montrant la linéarité de la déformation extensiométrique par rapport aux variations ΔH pour un instrument de 100 m de long pour une racine fixe racine = -1000 m.

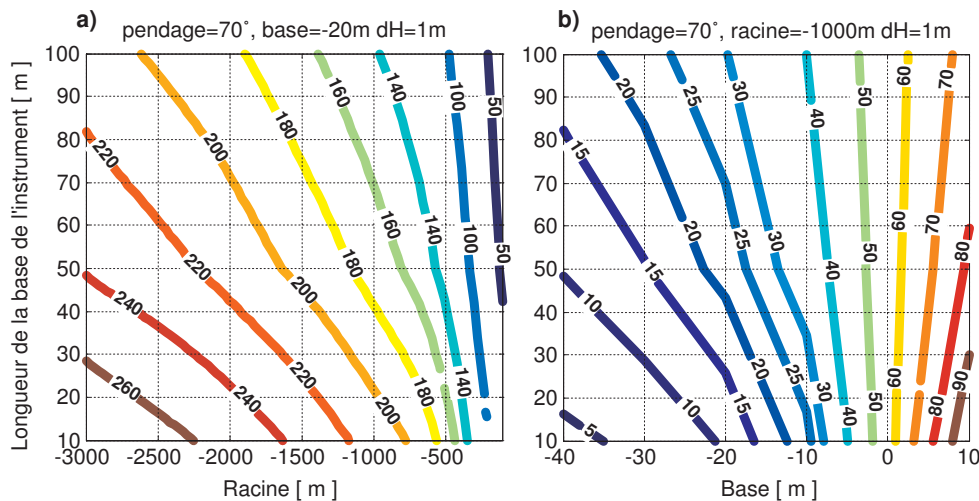


FIG. 3.22 – Déformation modélisée pour une variation de hauteur d'eau $dH = 1m$ dans une fracture de pendage 70° pour un instrument situé à 10m de la fracture a) sur le tilt, en [nrad], en fonction de la longueur de la base de l'instrument et de la profondeur de la racine, b) sur l'extensiométrie, en [nstrain], en fonction de la longueur de la base de l'instrument et de la base du niveau hydrostatique.

Linéarité de la déformation

Les résultats précédents ont été calculés pour une variation de la colonne d'eau d'un mètre dans la fracture. L'effet de l'introduction du paramètre ΔH est indiqué sur la figure 3.21. Dans tous les cas, la déformation peut être considérée comme linéaire par rapport à la variation de hauteur ΔH tant que $\Delta H \ll \text{racine} + \text{base}$. Dans ce cas, le point d'application de la force équivalente et le point d'application du moment équivalent peuvent être considérés comme inchangés. Lorsque ΔH augmente, la non-linéarité potentielle dépend principalement du paramètre principal de sensibilité pour chaque instrument, et donc de la profondeur relative entre l'instrument et la partie saturée de la fracture pour le tilt, de la profondeur relative entre la base du niveau hydrostatique et de l'instrument pour le strain. A noter que les tilts sont très sensibles au pendage de la fracture, alors que le strain augmente dramatiquement avec ΔH . Pour un pendage de 70° , le lien entre hauteur et déformation est linéaire pour le tilt.

Contribution selon la longueur de base de l'instrument

Il est intéressant d'éclaircir la dépendance entre l'amplitude de la déformation observée et la longueur de la base de l'instrument. En effet, beaucoup d'auteurs considèrent que plus l'instrument est long, moins il est sensible aux hétérogénéités de toutes natures (par exemple D'Oreye de Lantremange & Zürn, 2006). La figure 3.22 montre que si cette considération est apparemment vérifiée, dans ce contexte et pour cette géométrie dans le cas de l'inclinomètre, ce n'est pas le cas de la déformation extensiométrique. En effet, le strain est croissant avec la longueur de la base de l'instrument quand le niveau relatif entre l'instrument et le niveau hydrostatique est négatif. Cette remarque illustre le fait suivant : la déformation en tilt est antisymétrique par rapport à la profondeur de la racine, alors que le strain est une déformation symétrique par rapport à la profondeur de la base.

A noter que les courbes se rassemblent lorsque la base de l'instrument diminue. Ceci implique que lorsque l'on travaille avec des instruments à base courte, la connaissance précise des paramètres géométriques devient primordiale et que toute variation locale de ces paramètres sont susceptibles d'avoir un impact non négligeable. Cette dernière remarque rend d'autant plus difficile le travail de modélisation des signaux enregistrés par les instruments à base courte.

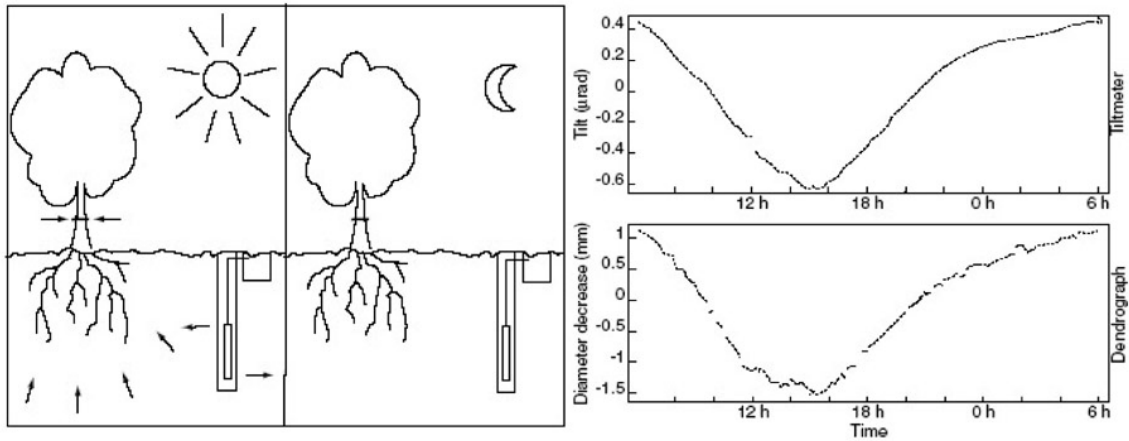


FIG. 3.23 – Effet du pompage racinaire diurne sur les variations de diamètre du tronc, et sur le tilt enregistré, d'après Kümpel et al. (1999)

3.3 AUTRES DÉFORMATIONS LOCALES

Les processus de déformation (attraction newtonienne, surcharge et déformation de fracture), décrits dans les paragraphes précédents sont récurrents, il reste malgré tout quelques processus à citer pour que le catalogue soit complet. Nous nous limiterons à une étude bibliographique, ces processus ne seront pas étudiés dans la suite de ce travail.

3.3.1 Transport de masse

Ce processus de déformation est quelque peu original. On peut s'attendre à des phénomènes d'érosion qui se manifestent sur les courtes séries temporelles dont nous disposons par des tendances ...

Zerbini et al. (2001, 2002) démontrent, sur les données du gravimètre supraconducteur installé à Medicina, dans la plaine du Po en Italie, que la remontée d'eau fossile salée peut entraîner des variations non négligeables de gravité sur une échelle de temps de trois mois (et corroborée par des mesures de conductivité). Le site est toutefois très particulier, puisque les eaux fossiles seraient poussées vers la surface par l'activité tectonique, relativement importante dans la région.

3.3.2 Poroélasticité

Si les observatoires sont rarement installés dans un milieu poreux, il convient de citer les déformations induites par les variations de pression au sein d'un squelette poreux, induit par des variations de teneur en eau : la poroélasticité (Biot, 1941).

A l'échelle locale, pour les sols les plus sensibles, les déplacements verticaux induits ne représentent, pour un gravimètre, qu'au maximum 10% de l'effet d'attraction directe générée par les variations de teneur en eau. Les variations de tilt (et *a fortiori* de strain associé) sont par contre conséquentes et prédominent d'un ordre de grandeur les déformations élastiques (Kümpel, 1986; Kümpel et al., 2001). Les inclinomètres sont alors utilisés comme des outils pour apporter des informations complémentaires sur les processus hydrologiques (Kümpel et al., 1999; Fabian & Kümpel, 2003), puisqu'ils sont sensibles au gradient de pression de pore (voir figure 3.23).

A l'échelle régionale, il faut citer les travaux de Zerbini et al. (2002) et Romagnoli et al. (2003), qui relient leur mesures géodésiques (GPS et gravimétrie) à la subsidence de la plaine du Pô due à un pompage intensif dans les aquifères sous-jacents. Kumpel & Fabian (2003) mettent enfin en évidence la compaction naturelle des sédiments due à la fonte du Permafrost.

3.3.3 Effets de site

Les effets de site regroupent un ensemble de phénomènes qui peuvent faire varier le champ de contrainte d'une manière non homogène du fait de l'installation des instruments (les galeries, par exemple, brisent l'homogénéité de l'espace). Ils ne sont pas directement liés à un forçage environnemental, mais sont susceptibles de modifier le champ de déformation associé aux processus mis en évidence. Leur contribution reste limitée aux inclinomètres et aux extensiomètres en particulier.

Le principe de Saint-Venant (Berger & Beaumont, 1976) précise que chaque hétérogénéité perturbe le champ de contrainte sur une étendue de l'ordre de ses dimensions caractéristiques. Il permettrait de prédire que ces effets sont peu problématiques dès lors que l'instrument présente des dimensions supérieures aux dimensions caractéristiques des hétérogénéités (D'Oreye de Lantremange & Zürn, 2006).

Il reste cependant à définir les hétérogénéités compétentes. Si les inclinomètres et extensiomètres longue base sont sûrement moins sensibles aux déformations locales que les instruments à base courte (comme montré dans le cas des déformations associées aux fractures section 3.2.3 page 48), il n'en reste pas moins à quantifier cette contribution, qui nécessite une modélisation adaptée. Sato & Harrison (1990) travaillent sur la modélisation par éléments finis et en déduisent la contribution potentielle des effets de cavité, de topographie et de géologie pour l'étude des ondes de marée (voir tableau 3.8).

TAB. 3.8 – Impact de différents effets de site sur les facteurs gravimétriques enregistré par un extensiomètre à Esashi, d'après Sato & Harrison (1990)

Phénomène	Erreur associée
Effets de cavité	2%
Topographie	12%
Géologie	1%
Hétérogénéités locales	3%

Effets de cavité

La présence d'une cavité dans un milieu quelconque impose une condition de contrainte nulle sur les limites de la galerie, ce qui modifie localement le champ de contrainte. Cette modification affecte les ondes de marées de 2% dès lors que les observations sont orientées dans l'axe de la galerie. Pour les instruments qui opèrent perpendiculairement à l'axe du tunnel, les facteurs d'amplitude des ondes de marée divergent de 50% ; la phase différentielle atteint également 40° (Lecolazet & Wittlinger, 1974; Beaumont & Berger, 1975; Berger & Beaumont, 1976). Harrison (1976) calcule les déformations induites par la présence d'une cavité cylindrique longitudinale grâce à la méthode des éléments finis. En utilisant un modèle simple, il montre que les effets sont concentrés aux extrémités des galeries (amplification des déformations de 60%

jusqu'à une distance au moins équivalente à 1 fois le diamètre de la galerie). Ces effets sont négligeables si la longueur d'une galerie est au moins 20 fois supérieure à son diamètre. Cependant, son étude s'est concentrée sur des problèmes liés à la compression, et il faudrait également, pour la surcharge en particulier, étudier l'amplification du cisaillement dans l'axe de la cavité.

Ces problèmes de cavité sont importants dans le cas de l'étude des ondes de marée avec des instruments à base courte. Ishii et al. (2001) indiquent ainsi une réduction de l'amplitude des ondes de marée de 30% en comparant un instrument de base 2 m et un instrument de base 50 m. Ces effets de cavités se caractérisent alors principalement par un déphasage apparent entre les ondes de marée théoriques et prédites.

Topographie

Les effets topographiques sont généralement liés à la pression atmosphérique, en ce sens que la topographie induit des variations latérales de la direction d'application de la pression. Ces effets sont directement reliés à la variation de pression, et donc assez facilement réductibles. Beaumont & Berger (1975); Berger & Beaumont (1976); Meertens & Wahr (1986) estiment que les effets topographiques peuvent contribuer à hauteur de 20% à 50% pour l'étude des ondes de marée. Zschau (1976) montre également que l'effet de la pression est plus important sur les composantes dont l'azimuth correspond à celui de la pente la plus forte de la topographie en surface.

On peut également citer les travaux de Steffen et al. (2005), qui tente de modéliser par éléments finis les déformations induites par les variations de pression atmosphérique sur une topographie réaliste, et le bruit généré par le vent. Récemment, Gebauer et al. (2007) ont repris les travaux précédents.

Stress thermo-élastique

Le chauffage journalier de la croûte par le soleil induit une contrainte liée à la dilatabilité des matériaux avec la chaleur. Si l'amplitude des ondes de diffusion de température dans le sol décroît exponentiellement avec la profondeur, les contraintes associées descendent plus profondément. Cet effet peut être diagnostiqué si le facteur gamma associé à l'onde S_1 est beaucoup trop important.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Ce chapitre a été consacré à la description d'un ensemble de processus de déformation liés à un forçage hydrologique. Nous avons détaillé l'ensemble de la chaîne de calcul ainsi que les erreurs attendues pour trois processus en particulier, l'attraction directe newtonienne, la surcharge et la déformation de fracture.

Surcharge et attraction directe : Une répartition de masses d'eau à la surface de la Terre provoque une déformation dynamique et élastique de la croûte terrestre. La déformation mesurée est donc une information intégrative. Guo et al. (2004) confirment qu'en pratique, les propriétés mécaniques de la Terre (les fonctions de Green) sont relativement bien connues, la résolution et la précision du modèle de charge hydrologique nécessaires pour le calcul sont *a priori* plus imprécises. Dans tous les cas, la résolution des instruments est très souvent supérieure aux erreurs de calcul et aux erreurs sur les modèles, ils sont donc susceptibles d'apporter des informations intéressantes sur les répartitions de masses d'eau (Boy & Hinderer, 2006).

Déformation de fracture : Une variation de hauteur d'eau ΔH au sommet d'une colonne d'eau génère une contrainte supplémentaire $\Delta\sigma = \rho_w g \Delta H$ appliquée orthogonalement à la paroi sur l'ensemble de la partie saturée de la fracture. Les extensiomètres et les inclinomètres peuvent être extrêmement sensibles à cette déformation induite, même situés à plusieurs centaines de mètres de la fracture.

La notion importante des échelles spatiales a également été abordée. Elles permettent de mieux cerner la sensibilité relative de chaque instrument géodésique, et donc de déterminer unités hydrologiques dont la contribution mérite d'être modélisée en priorité. Si les déformations associées à chaque échelle doivent être calculées séparément, cette séparation n'en est pas moins naturelle puisque suivant l'échelle, la modélisation des forçages hydrologiques ne se feront pas de la même manière non plus.

Les inclinomètres (et *a fortiori* les extensiomètres) ont une sensibilité marquée des masses situées à une proche distance. Ceci a des conséquences sur les lieux d'installation de tels instruments, de préférence, dans des milieux protégés, mécaniquement homogènes, et sous la partie altérée (soit au moins 60 m sous la surface dans des contextes métamorphiques). La possibilité de suivre des déformations à l'échelle régionale est à ce prix. Les instruments longue base requièrent également que les charges locales soit prises en charge par un calcul de déformation de chacune de ses extrémités.

Enfin, nous terminerons par la remarque suivante : il est fortement probable que plusieurs processus de déformation, générés par différents systèmes environnementaux se mélangent dans les observations géodésiques avec des ordres de grandeur relativement équivalents. Voilà une des principales difficultés associées au couplage entre hydrologie et géodésie, elle sera traitée plus tard.

LES PROCESSUS DE REDISTRIBUTION DE L'EAU CONTINENTALE

4

SOMMAIRE

4.1	VARIABLES DE COUPLAGE	59
4.1.1	Lame d'eau stockée au sein d'une unité hydrologique	59
4.1.2	A l'échelle régionale	60
4.1.3	A l'échelle locale	60
4.2	FLUX HYDROLOGIQUES ET LEUR MESURE	61
4.2.1	Précipitations	61
4.2.2	Evapotranspiration	63
4.2.3	Débit	65
4.3	MODÉLISATION DES FLUX HYDROLOGIQUES	67
4.3.1	Modèles continentaux	67
4.3.2	Modèles pour bassin versants	71
4.4	ENTITÉS DE STOCKAGE DE L'EAU	77
4.4.1	Zone saturée	77
4.4.2	Zone non saturée	77
4.5	ESTIMATION DE LA STRUCTURATION SPATIALE	80
4.5.1	Méthodes conceptuelles : les indices de similarité	80
4.5.2	Méthodes statistiques	84
	CONCLUSION	102

C E chapitre est consacré à la définition d'un ensemble de notions et d'outils hydrologiques qui permettront de mettre en place les forçages correspondant aux processus de déformations décrits dans le chapitre précédent. Nous commencerons ainsi par la description des variables de couplages entre géodésie et hydrologie, ce qui orientera le discours vers plusieurs questions importantes : quelle est la quantité d'eau au sein d'une entité hydrologique, comment la mesurer, et comment est-elle répartie. Les principales grandeurs utilisées sont décrites dans le tableau 4.1.

Ces questions n'intéressent pas seulement les géodésiens, puisque la question relative à la quantité d'eau conduit à s'interroger sur la qualité des systèmes de mesure et sur le réalisme physique de la représentation des processus de redistribution de l'eau à l'interface sol-atmosphère (Le Moine et al., 2007). La question des échelles

TAB. 4.1 – Notations et constantes utilisées dans cette partie hydrologique.

Grandeur	Symbole
Précipitations	P
Evapotranspiration potentielle	ETP
Evapotranspiration réelle	ETR
Débit de surface	Q_s
Débit souterrain	IGF

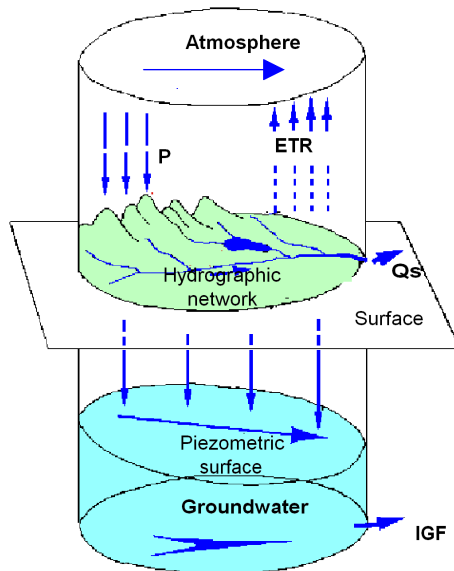
spatiales en hydrologie et de la distribution de l'eau est également un thème central de recherche (par exemple Grayson & Blöschl, 2000a).

Ce chapitre s'appuie principalement sur un ensemble d'ouvrages de référence qui seront à nouveau cités au fur et à mesure : les thèses de Perrin (2000) et d'Oudin et al. (2004), pour la modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant et la compréhension de leur comportement, celle de Decharme (2005), pour la modélisation hydrologique à l'échelle globale, les ouvrages de Brutsaert (2005) et de Grayson & Blöschl (2000a) relatifs aux processus de redistribution des masses hydrologiques, enfin le livre de Strangeways (2003) pour ce qui est de la mesure.

4.1 VARIABLES DE COUPLAGE

4.1.1 lame d'eau stockée au sein d'une unité hydrologique

La première variable de couplage est relative au processus de surcharge et d'attraction newtonienne. Leur calcul nécessite la connaissance de la quantité de masse d'eau à la surface de la Terre, celle-ci sera déterminée à l'aide d'un bilan hydrologique.



Le bilan de masse d'eau au sein d'un bassin versant peut s'écrire sous la forme suivante :

$$\frac{\delta S(t)}{\delta t} = P(t) - ETR(t) - Q_s(t) - IGF(t)$$

(par exemple Lettenmaier, 2005). $\frac{\delta S(t)}{\delta t}$ représente la dérivée temporelle d'eau stockée, P le flux de précipitations, ETR l'évapotranspiration réelle, Q_s les écoulements en surface, IGF étant les échanges souterrains entre différentes entités hydrologiques (InterBasin Groundwater Flow, voir Le Moine et al., 2007).

Après intégration

$$\Delta S(t) = S(t) - S_0 = \int_t [P(t) - Q_s(t)] dt - \int_t [ETR(t) + IGF(t)] dt$$

En considérant le bassin versant dans son intégralité, la variation de stock $\Delta S(t)$ peut être divisée par l'aire de l'unité hydrologique A afin d'en extraire la variation de lame d'eau associée $\Delta H(t)$. $A \cdot \Delta H(t) = \Delta S(t)$ qui sera utilisée pour calculer l'effet géodésique. La variation de lame d'eau $\Delta H(t)$ s'exprime en $[mm]$, unité équivalente aux $[kg \cdot m^{-2}]$ pour les géodésiens.

La variation de stock peut être écrite comme la somme de deux intégrales. La première contient les quantités mesurables $P - Q_s$, la seconde les quantités non mesurables à l'échelle du bassin versant et qui ont besoin d'être modélisées, $ETR + IGF$. Un calcul robuste du bilan hydrologique au sein du bassin versant dépend de la capacité d'évaluer chaque flux hydrologique qui le compose d'une manière réaliste. Chaque terme du bilan hydrologique n'est connu qu'avec une incertitude importante, à cause d'un échantillonnage mal réparti, peu dense, et la difficulté de faire une mesure précise (Lettenmaier, 2005). L'évaluation de l'évapotranspiration est également problématique : elle est souvent estimée comme un terme de fermeture à long terme, alors que les échanges souterrains, souvent négligés, peuvent être considérables.

Cette description induit la mise en place de deux variables de couplages différentes, suivant l'échelle de travail : une échelle "régionale", où le bassin versant est considéré dans son intégralité et une échelle locale, dans laquelle la modélisation cherche à décrire le comportement d'une sous-unité du bassin versant. La différence

entre les variables de couplage associées à ces deux échelles est mince et dépend finalement davantage de contraintes pratiques, telle que la disponibilité d'informations adéquates permettant une modélisation pertinente.

4.1.2 A l'échelle régionale

Dans ce cas, l'unité hydrologique est considérée dans son ensemble et l'équation précédente peut être appliquée directement : le bassin versant se comporte comme une "boîte" qui transforme des flux en d'autres flux. Cette description implique qu'il n'est pas nécessaire de connaître le comportement interne de l'unité hydrologique, pourvu que chaque flux soit bien déterminé¹. Une des difficultés, qu'il faudra traiter concerne par contre la nécessité de calculer une variable d'état $S(t)$ alors que les outils hydrologiques sont habituellement basés sur des flux (et inversement, selon le point de vue).

4.1.3 A l'échelle locale

La seconde variable de couplage consiste cette fois-ci à étudier l'état interne d'un sous-ensemble de l'unité hydrologique : la variation de hauteur d'eau dans une fracture, la teneur en eau d'un sol. L'utilisation d'un modèle hydrologique, forcé par différents flux à l'échelle de l'unité hydrologique est également nécessaire, mais il faut également se reposer sur la qualité de description des flux internes liée à cette sous-partie du modèle.

¹Cette remarque est à moduler, puisque les flux de ruissellement et d'évapotranspiration sont déterminés à partir de l'état interne de l'unité hydrologique

4.2 FLUX HYDROLOGIQUES ET LEUR MESURE

Cette section sera consacrée à la description des principaux flux de redistribution des masses d'eau. A l'échelle de la Terre, le tableau 4.2 synthétise et quantifie les principaux flux qui composent le bilan hydrologique.

Tab. 4.2 – Contribution annuelle moyenne des principaux processus de redistribution d'eau à la surface des continents : P précipitations, Q_s ruissellement de surface, ETR évapotranspiration réelle, d'après (Brutsaert, 2005).

Domaine	Surface	P	Q_s	ETR	rapport ETR/P
Unité	[$M km^2$]	[$mm.an^{-1}$]	[$mm.an^{-1}$]	[$mm.an^{-1}$]	[%]
Afrique	30	690	140	550	80%
Amérique du Nord	20.7	670	290	380	80%
Amérique du Sud	17.8	1650	590	1060	64%
Asie	45	720	290	430	60%
Australie	8,7	740	230	510	69%
Europe	9,8	730	320	410	56%
Global	132,3	800	310	490	61%

Le flux majeur en hydrologie reste les précipitations, puisqu'il constitue le seul apport pour la surface continentale. Ensuite, la part des précipitations rendues à l'atmosphère sous la forme d'évapotranspiration est plus importante que celle qui va alimenter les cours d'eau.

Nous allons décrire dans cette section les principaux flux qui composent le cycle hydrologique et les méthodes de mesure. Blöschl & Grayson (2000) décrivent trois paramètres essentiels dans la mesure environnementale, nommés *scale triplet*, et qui permettent de définir les capacités d'un réseau d'observation : le pas d'échantillonnage spatial, la surface échantillonnée et la représentativité latérale de la mesure. En général, une approche itérative est nécessaire pour bien appréhender les flux hydrologiques : choisir les sites de mesure pour qu'ils soient suffisamment représentatifs et établir un schéma d'échantillonnage optimal en fonction de la variabilité que l'on souhaite mesurer (des données étant nécessaires à la base pour connaître cette variabilité).

4.2.1 Précipitations

Types de précipitations

Les précipitations sont un phénomène majeur pour la détermination des variations de stock. Il en existe plusieurs types (voir figure 4.1) :

1. les précipitations orographiques qui résultent de la rencontre entre une masse d'air chaud et humide et une barrière topographique qui oblige ces masses d'air à s'élever. Elles présentent une intensité et une fréquence assez régulière. Vetter (2004) met en évidence de forts contrastes entre les contreforts du massif, qui reçoivent des cumuls importants, et les vallées intérieures plutôt sèches. Blöschl & Grayson (2000) montrent que l'altitude est corrélée avec les précipitations

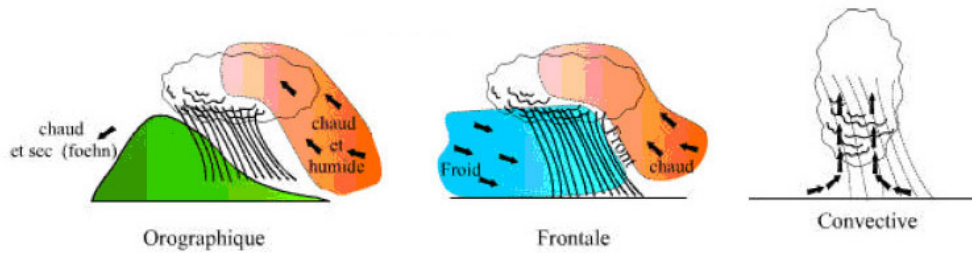


FIG. 4.1 – Différents types de précipitations, d'après <http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>

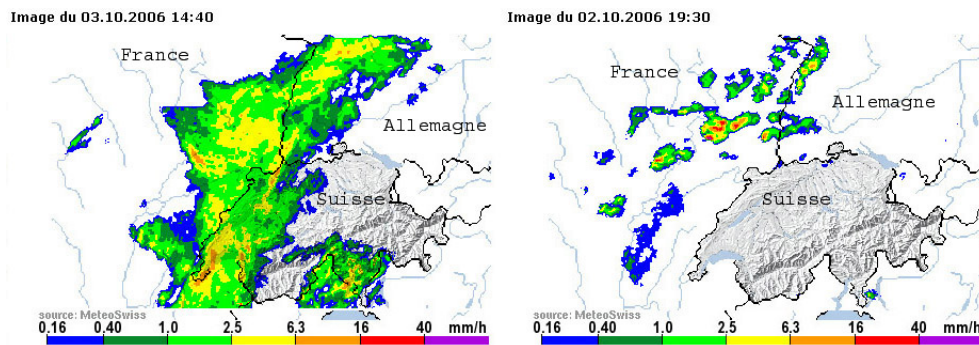


FIG. 4.2 – Image radar d'un front (à gauche), d'un chapelet de cellules orageuses (à droite), d'après MétéoSuisse

moyennes annuelles. Cette corrélation décroît vers zéro pour des échelles temporelles de l'heure ou de la journée. Dans la plupart des climats, l'augmentation des moyennes annuelles de précipitations avec l'altitude est principalement due à l'augmentation de la fréquence des événements pluvieux, plus qu'à des intensités plus importantes (Obled, 1990).

2. les précipitations stratiformes, associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents. En général, ces précipitations sont longues, étendues mais peu intenses.
3. les précipitations convectives, caractérisées par une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

Structure et variabilité spatiale

Par rapport aux flux d'évapotranspiration et de ruissellement, les précipitations dominent la variabilité spatiale et temporelle au sein d'un bassin versant (Blöschl & Grayson, 2000) : les orages sont violents courts et très localisés (500 m), alors que les fronts produisent des précipitations homogènes étalées sur des bandes de plusieurs milliers de kilomètres sur une échelle de temps d'une journée (voir figure 4.2).

La variabilité spatio-temporelle des précipitations a un effet significatif sur les écoulements d'un bassin versant et peut induire d'importantes erreurs dans l'estimation d'un débit à l'exutoire si cette variabilité n'est pas prise en compte (Houser et al., 2000; Moulin, 2007).

Superficie du bassin (km ²)	50	200	500	1 200	2 000	3 000	6 000	10 000
Nb de stations pluviométriques	2	3	4	5	6	7	8	9

FIG. 4.3 – Nombre minimal de pluviomètres selon la surface du bassin versant étudié, selon Schaake et al. (2001).

Mesure et régionalisation

Strangeways (2003) consacre un énorme chapitre à la mesure des précipitations. Contrairement à d'autres mesures fondées sur des principes physiques, l'évolution des pluviomètres - et la capacité à faire des mesures robustes - a été une suite de tâtonnements (voir en l'occurrence Poncelet, 1954). L'action du vent sur la trajectoire des gouttes en présence d'un obstacle (le pluviomètre lui-même pouvant représenter un obstacle) est le principal facteur d'erreur. Le choix du site de mesure et de la position des pluviomètres par rapport aux obstacles environnants est également de première importance. La mesure des précipitations est ponctuelle; il est ainsi nécessaire de disposer d'un contexte pour apprécier la donnée chiffrée. Une remarque importante, que l'on ne trouve que rarement dans les livres, concerne l'entretien obligatoire des postes pluviométriques pour assurer la qualité des mesures.

L'estimation du flux "précipitation" à l'échelle de tout un bassin versant est également difficile, puisqu'il n'est échantillonné que sur une très faible surface. Il faut ainsi définir un nombre minimal de pluviomètre en fonction de la surface à explorer. Schaake et al. (2001), dans le cadre du projet MOPEX, propose le critère indiqué sur la figure 4.3. Ce critère ne tient pas compte de la physiographie du bassin; il est par contre assez sélectif pour être utilisé sur la plupart des bassins. Il est important de noter que même si l'on dispose d'un nombre important de pluviomètres, ceux-ci sont généralement répartis en fond de vallée ou à mi-pente. Les crêtes, qui concentrent l'essentiel des précipitations, sont alors mal décrites.

Les mesures pluviométriques doivent ensuite être régionalisées à l'échelle du bassin versant grâce à des méthodes d'interpolation (Blöschl & Grayson, 2000). On peut citer les méthodes suivantes : l'utilisation de moyennes arithmétiques, les polygones de Thiessen (Thiessen, 1911; Smith, 1993), l'interpolation par krigeage (par exemple Creutin & Obled, 1982; Moulin, 2007), la régression avec l'altitude (Smith, 1979). La qualité de ces méthodes est intimement liée à la qualité de l'échantillonnage.

Les données radar peuvent être considérées comme une alternative intéressante pour la spatialisation du champ de précipitations. Elles sont malgré tout inséparables des données au sol puisqu'elles doivent être calées sur les données de pluviomètres classiques.

4.2.2 Evapotranspiration

L'évapotranspiration réelle (ETR) est un flux "invisible" qui consomme près de 60% des précipitations et une grande partie de l'énergie disponible, vu la valeur importante de la chaleur latente de vaporisation de l'eau

Son estimation reste difficile (Grayson & Blöschl, 2000a). Si les processus physiques qui influencent l'évapotranspiration sont connus à l'échelle locale (disponibilité de l'eau dans le sol, forçages solaires, type de végétation, déficit en eau de l'air), ils sont interdépendants et il est difficile de savoir comment ils se combinent à l'échelle du bassin versant. L'atmosphère elle-même tend à accentuer (ou uniformiser) le phénomène, favorisant le transport d'énergie et d'eau évaporée à l'échelle régionale, ce qui maintient le déficit de saturation de l'air (Morton, 1983; Hipps & Kustas, 2000).

Evapotranspiration potentielle

Une méthode largement adoptée consiste à distinguer la demande atmosphérique, l'évapotranspiration potentielle (ETP) de l'ETR qui correspond à la quantité satisfaite, en fonction de la disponibilité de l'eau dans le sol. L'estimation de l'ETP ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à l'atmosphère. Ces paramètres sont plus homogènes à l'échelle du bassin et plus facilement mesurables que des paramètres, tels que l'état hydrique du sol.

Il existe plusieurs formules d'estimation de l'ETP, suivant les hypothèses sous-jacentes et le nombre de données nécessaires, notamment :

- la formule de Penmann-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965), considérée comme la méthode la plus satisfaisante d'un point de vue physique, requiert un nombre important de données atmosphériques (humidité de l'air, température, vitesse du vent, rayonnement net).
- la formule de Turc (Turc, 1954), développée en région parisienne, qui ne nécessite que des données de température et de durée d'ensoleillement.

Le choix d'une équation pour une étude se fait en fonction de ses performances et du jeu de données disponibles. Il est difficile d'inter-comparer les formules d'estimation de l'ETP. Toutes les études confirment que l'évaluation de chaque méthode dépend beaucoup du site considéré et qu'il est difficile de sélectionner telle ou telle formule dans un contexte global (Oudin et al., 2004).

L'ETR est enfin calculée en intégrant cette demande évaporatoire dans un modèle de sol, qui détermine l'eau effectivement évaporée en fonction de l'eau disponible dans le sol. Il faut noter que malgré les fortes différences de variations journalières observées d'une formule à l'autre, les modèles conceptuels peuvent se contenter d'une représentation extrêmement simplifiée de la demande évaporatoire, pour une efficacité équivalente (Oudin et al., 2005).

Mesure de l'ETP

Il apparaît essentiel que cette valeur puisse être mesurable. A l'échelle locale, la demande évaporatoire peut s'estimer directement par la mesure de l'évaporation de l'eau d'un bac ou par des mesures lysimétriques. Comme le souligne Brutsaert (1982), le bilan d'énergie et les équations aérodynamiques ne permettent pas d'estimer l'évapotranspiration pour une surface d'un ordre de grandeur supérieur au km^2 . Le concept d'ETP à l'échelle du bassin versant, dont la mesure ne peut être qu'approximative, perd ainsi tout sens physique.

Hypothèse de Bouchet

Les méthodes citées précédemment considèrent que l'ETP est indépendante de l'ETR, à l'échelle métrique. Cette hypothèse est justifiée puisque la saturation d'une pe-

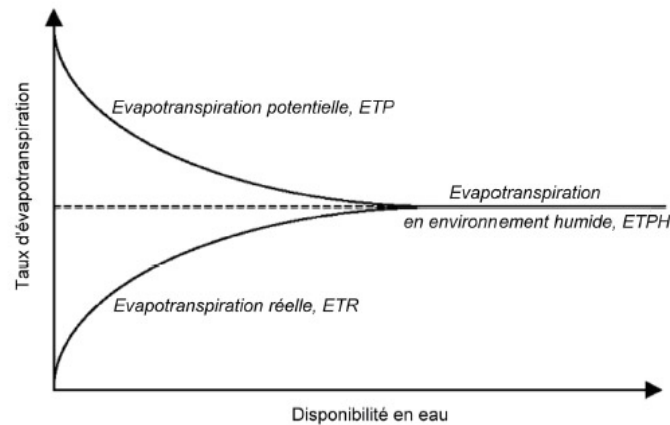


FIG. 4.4 – Schéma décrivant l'hypothèse de Bouchet pour le calcul de l'ETP et de l'ETR.

tite surface de sol ne modifie pas sur les conditions atmosphériques. Cependant, à l'échelle du bassin versant, il est légitime de penser que l'état saturé d'une grande surface aura une influence non négligeable sur les conditions atmosphériques. Ainsi, Bouchet (1963) émet l'hypothèse que, lorsque l'ETR n'est pas à un taux potentiel, un excès d'énergie est disponible sous forme de chaleur sensible, augmentant ainsi la température de l'air et de gradient d'humidité relative de l'air au-dessus de la surface évaporante. L'ETP est alors augmentée, et cette augmentation correspond au déficit d'ETR (voir figure 4.4). Cette hypothèse a conduit plusieurs auteurs au développement de modèles dits complémentaires, traduisant en équations l'hypothèse de Bouchet (par exemple Morton, 1969). Cette méthode permet donc de s'affranchir d'un modèle de déficit hydrique dans le sol pour calculer l'ETR.

4.2.3 Débit

A l'échelle locale

A l'échelle d'une parcelle, les hydrologues ont répertorié plusieurs types de génération de ruissellement, selon leur cause. Il faut ainsi distinguer :

Les écoulements de surface, représentés par le ruissellement de Horton (1933), lié au dépassement de la capacité d'infiltration d'un sol et le ruissellement par intumescence de nappe, où le niveau de la zone saturée affleure en surface,

Les écoulements de subsurface, représenté par le ruissellement de Dunne et al. (1975), lié à la redistribution horizontale de l'eau en subsurface,

Les écoulements de nappe, qui se mettent en place dans la zone saturée.

La mise en place de ces processus dépend de la nature des sols, pente et de la topographie de la surface (Grayson & Blöchl, 2000). Il a fallu attendre la technique de séparation isotopique des hydrogrammes pour déterminer la proportion relative de chaque type d'écoulement.

A l'échelle de l'unité hydrologique

Les ruissellements sont généralement mesurés à l'échelle d'un bassin versant, par le flux d'eau dans les rivières. Cette donnée intégrative est alors une variable essentielle qui contient le comportement hydrologique d'une entité hydrologique. Les rivières

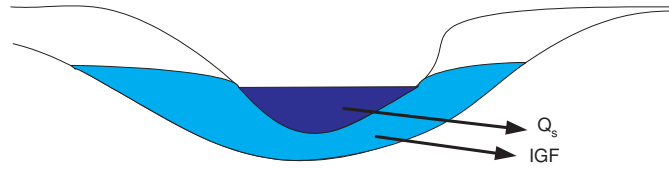


FIG. 4.5 – Schéma représentant les flux d'eau souterraine IGF de la nappe d'accompagnement d'une rivière de débit Q_s .

sont généralement associées avec un aquifère d'accompagnement (voir figure 4.5).

Le temps de réaction est une caractéristique importante d'un bassin versant. Il indique le temps de réponse moyen de génération d'un pic de débit suite à un apport en précipitations. Il est principalement fonction de la superficie et de la longueur et de la pente du bassin versant. Cette information est importante puisqu'elle marque la limite entre le comportement transitoire et quasi-statique du bassin versant.

4.3 MODÉLISATION DES FLUX HYDROLOGIQUES

Les deux variables de couplage choisies au début de ce chapitre nécessitent la modélisation de deux flux difficilement mesurables à l'échelle d'une unité hydrologique : l'évapotranspiration réelle *ETR* et les échanges souterrains *IGF*. Il est ainsi nécessaire de mettre en place une modélisation adaptée qui permettra de les évaluer, à partir des mesures disponibles. Brutsaert (2005) distingue plusieurs approches dans la modélisation hydrologique

Physique : la relation entrée/sortie est déterminée à partir de lois de conservation physiques, avec des conditions aux limites adéquates. Un problème subsiste : les caractéristiques et propriétés d'un système naturel ne pourront que difficilement être connues suffisamment précisément, les solutions seront donc déterminées uniquement pour situations idéalisées.

Empirique : chaque processus est représenté à l'aide d'une boîte noire dont le comportement est purement fonctionnel. C'est une approche opérationnelle qui ne permet pas de comprendre ce qui se passe, et qui ne permet pas de prendre en compte des processus non stationnaires.

Conceptuelle : les processus physiques sont idéalisés en des boîtes grises qui correspondent à des processus identifiés et simplifiés de manière pertinente.

Il met également l'accent sur l'importance de la paramétrisation dans la modélisation ; la loi de Darcy est la base physique de l'hydrogéologie, mais peut être considérée comme une approche opérationnelle en mécanique des fluides, pour éviter la complexité de l'analyse de l'écoulement dans un réseau de pores irréguliers et mal définis. Chaque paramétrisation n'est donc valable que pour un nombre limité d'échelles spatiales.

Les phénomènes physiques conceptualisés doivent être considérés à une échelle bien déterminée. La modélisation consiste ensuite à décider d'une stratégie pour décrire un phénomène hydrologique. La question pertinente ne se limite pas à la seule question de préférer une approche physique ou conceptuelle, mais elle consiste à déterminer quelles échelles spatiales sont appropriées à l'étude en cours et ainsi, trouver le bon équilibre entre les capacités de description du milieu et les performances souhaitées. Deux qualités sont essentielles pour qu'une paramétrisation soit considérée comme appropriée : la parcimonie et la robustesse.

Le processus de déformation par surcharge requière la détermination des variations de lame d'eau selon les trois échelles spatiales continentales, régionales et locales. Une modélisation adaptée à chaque échelle spatiale devra ainsi être mise en place.

A l'échelle globale, nous allons recourir à des modèles existants. Aux échelles locale et régionale, par contre, nous avons préféré mettre en place des modèles conceptuels, simple à prendre en main et surtout adaptables à volonté selon les besoins. Cette approche pragmatique a tout de même une contrainte : il faut trouver une conceptualisation adaptée à l'objet hydrologique étudié, notamment quand il s'agit d'extraire le fonctionnement d'une sous-unité du bassin versant.

4.3.1 Modèles continentaux

Ces modèles décrivent la redistribution des masses d'eau continentale à l'échelle de la Terre dans son ensemble. Ils déterminent également les variations de stock d'eau. Les variables sont généralement projetées sur une grille régulière.

Schémas météorologiques et modèles de surface

Les modèles météorologiques fournissent une ébauche de l'état atmosphérique, valable à grande échelle, qui ne rend pas compte de manière fine des variations engendrées par l'orographie locale (vent locaux, partition pluie / neige en fonction de l'altitude du versant). Il est ainsi difficile d'utiliser directement les sorties des GCM (Global Circulation Model) comme entrée des modèles hydrologiques à plus petite échelle, les précipitations en particulier (Evans, 1996).

Les modèles de circulation atmosphérique intègrent aujourd'hui des modules de surface, adaptés à l'échelle globale, qui modélisent les flux d'énergie et d'eau à l'interface continentale². La confrontation entre différents modèles montre des différences importantes dans l'évolution saisonnière de stock continental (voir la figure 4.6). D'une manière générale, l'ensemble des modèles météorologiques souffrent d'une sous-estimation considérable de la variabilité inter-annuelle (Hirschi et al., 2007).

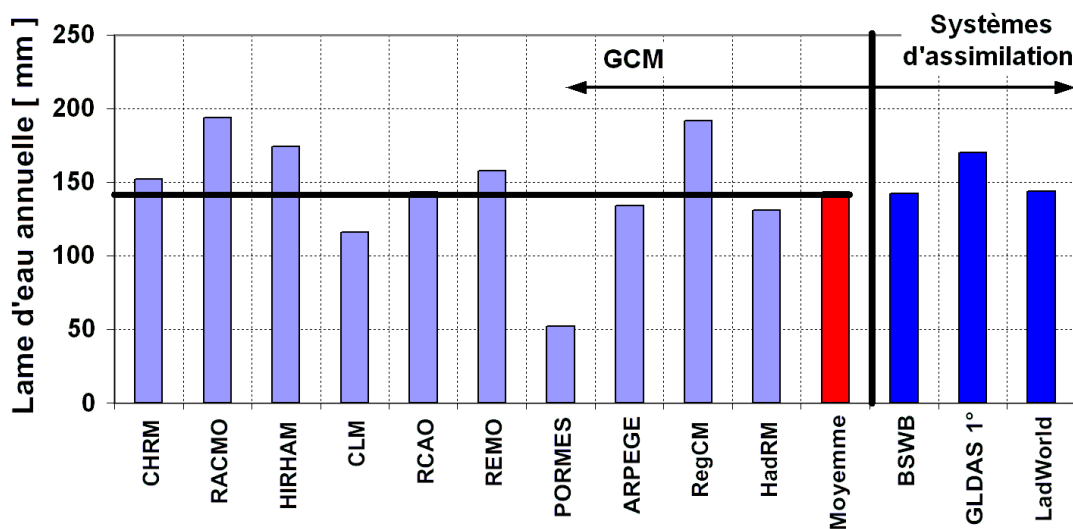


FIG. 4.6 – Variation annuelle de la lame d'eau stockée dans le système hydrologique "France" (voir Hirschi et al., 2007) modélisée par différents modèles météorologique. En rouge le comportement moyen modélisé par ces modèles. A droite, d'autres systèmes globaux, BSWB pour bilan combiné et les systèmes globaux GLDAS et LadWorld

Cette figure semble sous-entendre que la principale difficulté est liée à la physique du modèle, qui peut être mieux adaptée à la description de certains processus. En effet, chaque type de climat conduit à la nécessité de modéliser différents types de processus physiques en priorité. Par exemple, les bassins du Niger et du Parana nécessitent une modélisation des inondations saisonnières pour que les débits soient bien décrits. Aux hautes latitudes, la physique des processus froids (dynamique du manteau neigeux, ruissellement sur sol gelé, gel des fleuves) devient primordiale. Sur le bassin Amazonien, l'influence des profondeurs de sol jouent un rôle significatif.

Au contraire, Decharme (2005) montre que la principale difficulté est différente. Une bonne connaissance des forçages météorologiques et notamment des précipitations est primordiale. En effet, les incertitudes sur les précipitations se reportent

²voir le site Internet du projet GSWP-2 <http://www.iges.org/gswp/>

généralement de façon plus importante sur les ruissellements simulés (Fekete et al., 2004). Le constat est quelque peu frustrant pour les modélisateurs puisque pour la plupart des bassins, la physique des modèles est d'un second ordre comparé aux biais liés aux paramètres de surface et aux précipitations (Decharme, 2005).

Les chapitres suivants seront consacrés à décrire plusieurs modèles continentaux qui modélisent les variations temporelles des variations de stock d'eau.

Système GLDAS

Le système hydrologique d'assimilation de données de surface LDAS³ fonctionne également à l'échelle globale sous le nom de GLDAS (Rodell et al., 2004b). Il a été développé dans le but de fournir des analyses plus précises pour les modèles numériques de prévision du temps. Le système est actuellement forcé par des données de précipitation et de rayonnement. Afin de créer un système optimal, le projet mélange plusieurs sources de données observées et simulées. GLDAS génère ainsi des champs de contenu en eau et des champs de flux, projetés sur une grille de $0,25^\circ$. Plusieurs auteurs ont utilisé ces données pour calculer la surcharge hydrologique globale, (voir par exemple Boy & Hinderer, 2006, pour des applications en gravimétrie).

A noter que tous les forçages sont déterminés sur une grille de $0,25^\circ$, quelle que soit la résolution de sortie. Par contre, la topographie utilisée dans ce modèle est issue de l'analyse GTOPO30, qui a une résolution de 50 km . A cette échelle, par exemple, les Vosges n'existent pas.

Bilan combiné BSWB

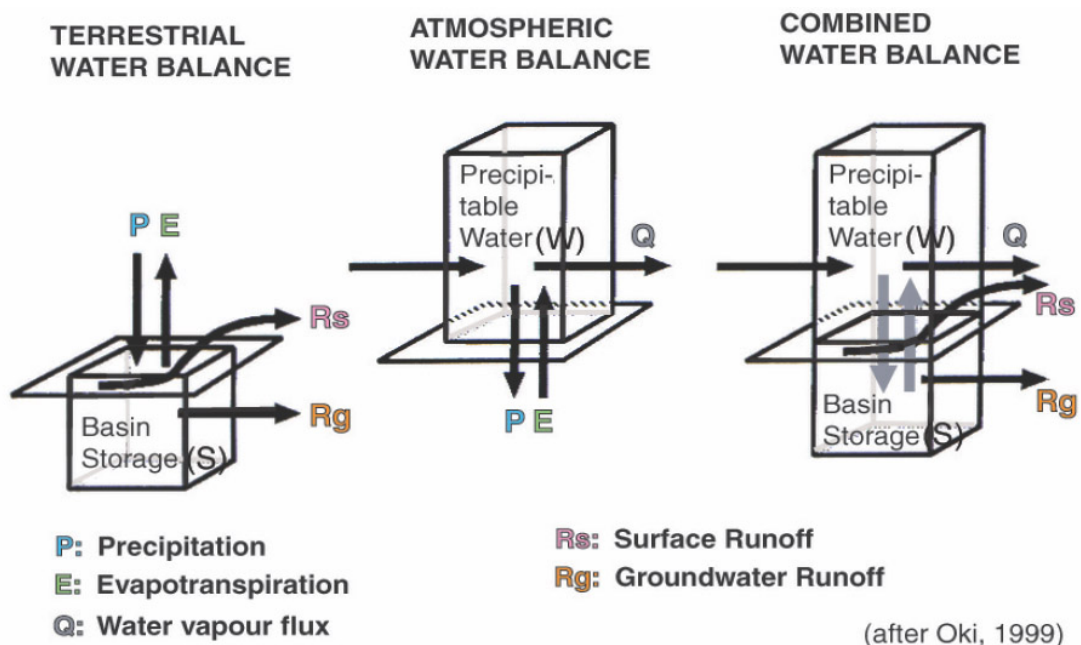


FIG. 4.7 – Expression du bilan combiné

³Land Data Assimilation Systems, voir le site <http://ldas.gsfc.nasa.gov/>

Une alternative intéressante consiste à calculer un bilan hydrologique sur un système qui rassemble les entités atmosphériques et continentales. Cette approche s'appelle le bilan combiné (voir figure 4.7), et peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\text{div} \vec{Q} - \frac{\partial W}{\partial t} - R$$

S et W représentant les variations de stock d'eau continentale et atmosphériques, Q les flux atmosphériques, R l'ensemble écoulements de surface Q_s et de subsurface IGF . Cette approche a d'abord été mise en place par Seneviratne et al. (2004) sur le bassin versant du Mississippi, puis étendu à plusieurs systèmes européens dans (Hirschi et al., 2007)⁴.

L'approche semble plus robuste, puisqu'elle ne nécessite pas de déterminer les flux évaporatoires, qui concentrent une importante incertitude. Enfin, même si l'analyse est basée sur des ré-analyses ERA-40, cette approche est contrainte par des modèles de flux atmosphériques et par un modèle hydrologique pour le routage.

Le système SIM de Météo-France

Le modèle SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU) est la combinaison de trois modèles indépendants.

Le système d'analyse atmosphérique SAFRAN (Durand et al., 1993) analyse au pas de temps horaire huit variables météorologiques (vent à 10 m, humidité relative à 2 m, température de l'air, couverture nuageuse, rayonnement solaires et atmosphériques, neige et pluie, partitionnés à l'isotherme 0,5°C). SAFRAN repose sur l'hypothèse que les variables atmosphériques sont homogènes sur des zones déterminées par la climatologie, qui ne constituent pas un maillage régulier, où elles ne peuvent varier qu'avec la topographie. SAFRAN ré-analyse l'ensemble des données observées dans chaque zone homogène, et fournit pour chaque variable une valeur par zone climatique, ainsi qu'un profil vertical avec une résolution verticale de 300 m. Les données sont finalement projetées sur une grille de 8 km. Une description détaillée de SAFRAN, ainsi que sa validation sur la France peut être trouvée dans (Quintana Segui et al., 2007)⁵.

Le schéma de surface ISBA (Noilhan & Planton, 1989) prend en compte les propriétés du sol, de la végétation (issus de la base de donnée ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) et leur interaction avec l'atmosphère pour calculer des flux d'eau et d'énergie à l'interface continent-atmosphère.

Le modèle hydrogéologique MODCOU (Ledoux et al., 1989), reçoit les flux d'eau d'ISBA et effectue le routage de cette eau via un modèle d'évolution spatiale et temporelle de la charge des aquifères au pas journalier. Ce modèle est désactivé dans notre zone d'étude.

Les résultats de l'analyse SIM ont été validés sur une période de dix années (Habets et al., 2007) à l'aide de mesures de débit, de niveau piézométrique et de hauteur de neige. Decharme (2005) montre que les simulations ont tendance à sous-estimer le ruissellement total et à surestimer l'évapotranspiration, particulièrement l'évapotranspiration de la canopée.

⁴Les données sur quelques bassins versants sont en ligne sur le site www.iac.ethz.ch/data/water_balance

⁵A noter que le système d'analyse n'intègre pas les données radar

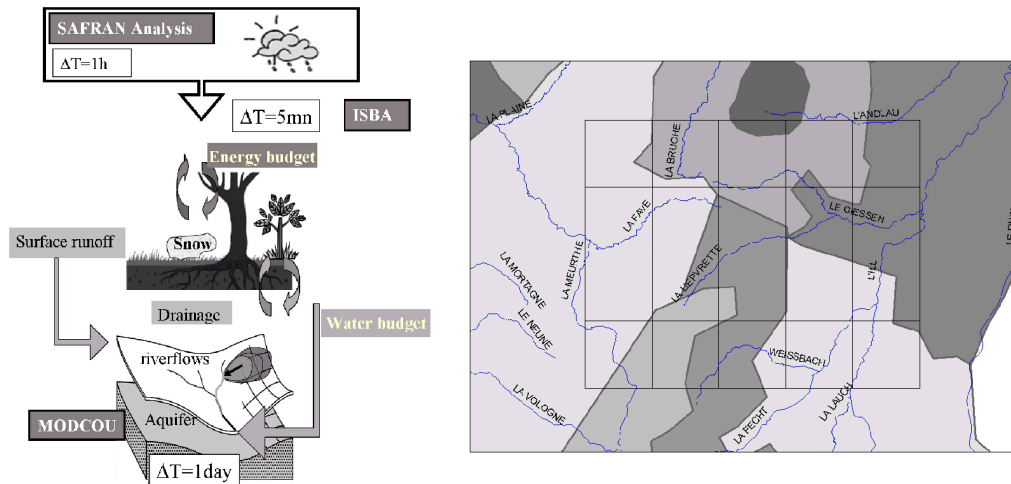


FIG. 4.8 – A gauche, le système SIM (SAFRAN ISBA MODCOU). A droite, zones climatiques homogènes utilisées par SAFRAN dans la zone d'étude de Sainte-Croix-aux-Mines, superposées avec la grille de 8 km associée.

Ce modèle présente plusieurs intérêts pour notre étude : il est basé sur des réanalyses de variables atmosphériques mesurées en surface et disponibles sur une grille "fine" de 8 km à l'échelle de la France.

4.3.2 Modèles pour bassin versants

D'une manière générale, les modèles hydrologiques fonctionnent préférentiellement à l'échelle du bassin versant, ils sont en effet conçus pour décrire les chroniques de débit à l'exutoire, donnée qui permet de les caler en général. Ils ont plusieurs intérêts pour notre étude, celui de s'adapter à différentes échelles spatiales et, contrairement aux modèles continentaux, ils sont simples d'utilisation et permettent de tester différentes paramétrisations, suivant les applications.

Différents types de modèles

Les modèles globaux sont des modèles conceptuels. Ils sont généralement conçus autour d'une représentation simplifiée des processus jugés pertinents (généralement des réservoirs, liés entre eux par les lois de vidanges et des lois de transfert). Les paramètres des modèles globaux n'ont pas de signification physique a priori et doivent être calés par une procédure d'optimisation sur les débits à l'exutoire (Perrin, 2000). Ces modèles sont généralement basés sur le principe de parcimonie (Mouelhi et al., 2005) et semblent bien adaptés pour déterminer les différents échanges avec le système "bassin versant".

Par contre, ces modèles ne sont pas construits pour simuler explicitement les processus internes. Les tentatives de description systématique des mécanismes en fonction des caractéristiques géomorphologiques des bassins versants restent extrêmement difficiles (Gineste, 1997; Le Moine, 2005). Les tentatives de calage des modèles avec des mesures décrivant le comportement interne du bassin versant (piézométrie, teneur en eau des sols) ne se sont pas avérées très concluantes non plus. Malgré tout, les modèles peuvent fournir des informations substantielles (Oudin et al., 2006a, sur l'état hydrique général du bassin versant).

Les modèles semi-distribués offrent une petite évolution des modèles globaux. Il faut distinguer la distribution par séparation du bassin versant en sous-bassins, de la distribution des processus fondée sur l'existence d'indices de similarités hydrologiques, par exemple l'indice topographique qui entre dans la description du modèle TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979).

Les modèles distribués subdivisent le bassin versant en mailles ou *patch* considérées comme des zones homogènes, où les paramètres sont définis comme constants. Les différents processus de redistribution de l'eau peuvent ainsi être décrits d'une manière adaptée selon la répartition d'un ensemble de paramètres géomorphologiques considérés comme pertinents. Selon Grayson & Blöchl (2000), ces modèles ouvrent un fort potentiel pour la représentation des principales caractéristiques et de l'organisation spatiale des structures hydrologiques puisqu'ils permettent une analyse quantitative de l'impact de chaque processus sur la structuration hydrologique du bassin versant. Mais ces modèles posent des problèmes : l'attribution optimale de l'ensemble des paramètres du modèle, ainsi que l'identifiabilité des paramètres pertinents.

Calage des modèles

Au point de vue méthodologique, les modèles hydrologiques sont généralement calés sur des données de débit à l'exutoire du bassin versant, qui sont des mesures intégratives (spatiale et temporelle) du comportement interne du bassin versant. Il semble donc illusoire d'espérer simuler le fonctionnement spatialisé d'un bassin versant sur la seule base de l'évolution temporelle du débit à son exutoire, car l'indétermination sur les flux internes est alors trop importante (Grayson et al., 1992). Beven (1989) cite l'exemple de l'application du modèle SHE (Abott et al., 1986) au petit bassin du Wye : sur 2400 paramètres initialement nécessaires, seuls 40 ont finalement été retenus car réellement pertinents. Généralement, moins de dix paramètres sont suffisants pour reproduire un débit mesuré à l'exutoire du bassin (Sorooshian, 1991; Jakeman & Hornberger, 1993).

Le calage des modèles distribués doivent donc être supportés par d'autres informations. Western & Grayson (2000) montrent en effet des erreurs importantes dans la représentation des processus internes lorsqu'un modèle distribué est calé uniquement sur des données de débit. Inversement, si les modèles sont calés sur des mesures spatialisées d'humidité du sol, les débits sont surestimés de 30% à 40%, la variabilité du débit n'est également pas décrite correctement. Ils concluent en soulignant l'importance de confronter les modèles avec des données qui valident la quantité qui sera utilisée.

Les paramètres déterminés restent dépendants du choix de la fonction objectif, de la méthode d'optimisation et des séries de données utilisées (Duan et al., 1992). Plus la période est longue, plus elle est représentative de la diversité des événements hydrologiques du bassin et le modèle, ainsi calé, aura plus de chance d'être robuste. En revanche, si la période est courte, le calage est susceptible d'être trop influencé par des conditions sèches ou humides spécifiques à cette période.

Le critère le plus couramment utilisé en hydrologie reste le critère de Nash & Sutcliffe (1970), défini à partir des débits observés $Q_{observe}$ et des débits simulés H_{simule} tel que :

$$N = 1 - \frac{\sum_t (Q_{\text{observe}}(t) - Q_{\text{simule}}(t))^2}{\sum_t (Q_{\text{observe}}(t) - E(Q_{\text{observe}}))^2}$$

$E(Q_{\text{observe}})$ étant la moyenne des débits observés. N vaut 1 lorsque les débits simulés sont exactement identiques aux débits observés, 0 pour le modèle "naïf" qui consiste à prendre un débit constant égal à la moyenne⁶ sur toute la période. Les débits variants sur deux ordres de grandeur, une méthode basée sur les moindres carrés favorisera largement les débits de crue. La transformation préalable des débits en leur racine, ou même en leur logarithme, nivelle les variations de débit sur le même ordre de grandeur pour toutes les classes de débit et ainsi prend en compte aussi bien les périodes de crue que d'étiage dans le processus de détermination des paramètres.

Le calage des modèles n'est pas aisé, vu la nature intégrative des débits à l'exutoire. L'augmentation du nombre de paramètres du modèle permet d'optimiser l'efficacité du modèle en calage, mais peut conduire à la perte d'indépendance entre les paramètres. On approche ici le concept d'équifinalité développé par Beven & Freer (2001). Dès lors que l'on dépasse quatre à six paramètres, le calage du modèle risque de conduire à plusieurs jeux de paramètres optimaux du point de vue des performances de simulation des débits. Ces différents jeux de paramètres décrivent bien sur plusieurs états internes différents. Plusieurs méthodes statistiques existent pour appréhender les incertitudes sur la calibration du modèle, par exemple l'échantillonnage systématique de l'espace des paramètres (GLUE - *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (Beven, 1993)) ou des méthodes de Monte-Carlo (MCMC - *Markov Chain Monte Carlo* (Vrugt et al., 2003)). Ces méthodes sont intéressantes puisqu'elles permettent de déterminer la distribution *a posteriori* des paramètres, et donc, l'incertitude associée aux sorties du modèle.

Description de quelques modèles utilisés

Modèles globaux Nous allons décrire plusieurs modèles conceptuels globaux utilisés dans cette thèse. Une description précise peut être trouvée dans (Perrin, 2000), nous ne présenterons dans les figures 4.9, 4.10, 4.11 et 4.12 que les schémas structurels et la paramétrisation associée. Le tableau 4.3 synthétise les différences principales entre chaque modèle, et donc leurs intérêts.

CaB *Catchment-based Land Surface Model* Ce modèle, conçu et validé par Koster et al. (2000) et Ducharne et al. (2000), fait partie de la famille des modèles de surface continentale *Catchment Land Surface Model* - CLSM, qui ont été développés pour piloter les modèles hydrologiques à partir des sorties des modèles météorologiques. Les bilans d'eau et d'énergie sont résolus à l'échelle du bassin versant, au pas de temps de 20 *minutes*, à partir d'une base physique simplifiée. La description des flux hydrologiques verticaux est couplée avec le concept d'indice topographique qui permet de gérer la redistribution latérale dans la zone non saturée. La figure 4.13, page 76 décrit les principaux processus modélisés.

⁶égal au module

TAB. 4.3 – Caractéristiques des modèles au pas de temps journalier utilisés dans ce travail.

Modèle	Modèle père	Nombre de paramètres	Remarques
GR4J	(Perrin et al., 2003)	4	Conservatif, modélise les échanges souterrains IGF
TOPMO	TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979)	8	Conservatif, utilisation d'un réservoir sans fond, l'évapotranspiration agit sur 2 réservoirs
HBVo	HBV (Bergström & Forsman, 19736)	6	Conservatif, conçu pour les BV à influence neigeuse
IHAC	Ihacres (Jakeman et al., 1990)	6	Très linéaire, non conservatif, utilisation d'un index des pluies antérieures pour modéliser le sol

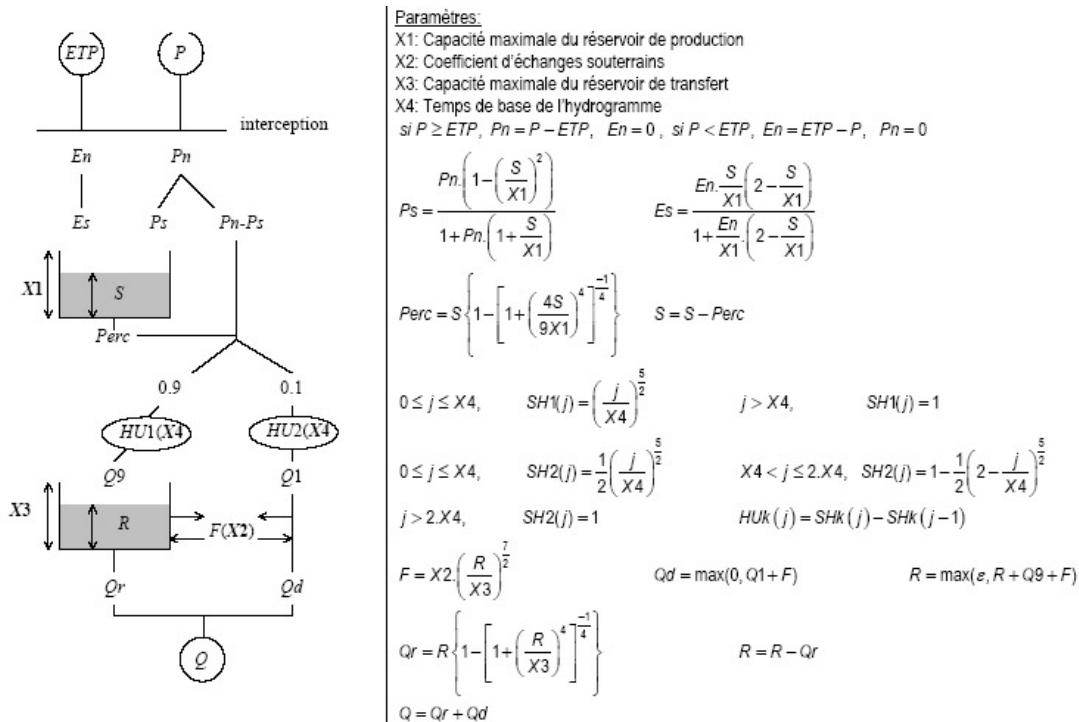


FIG. 4.9 – Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle GR4J, d'après Oudin et al. (2004).

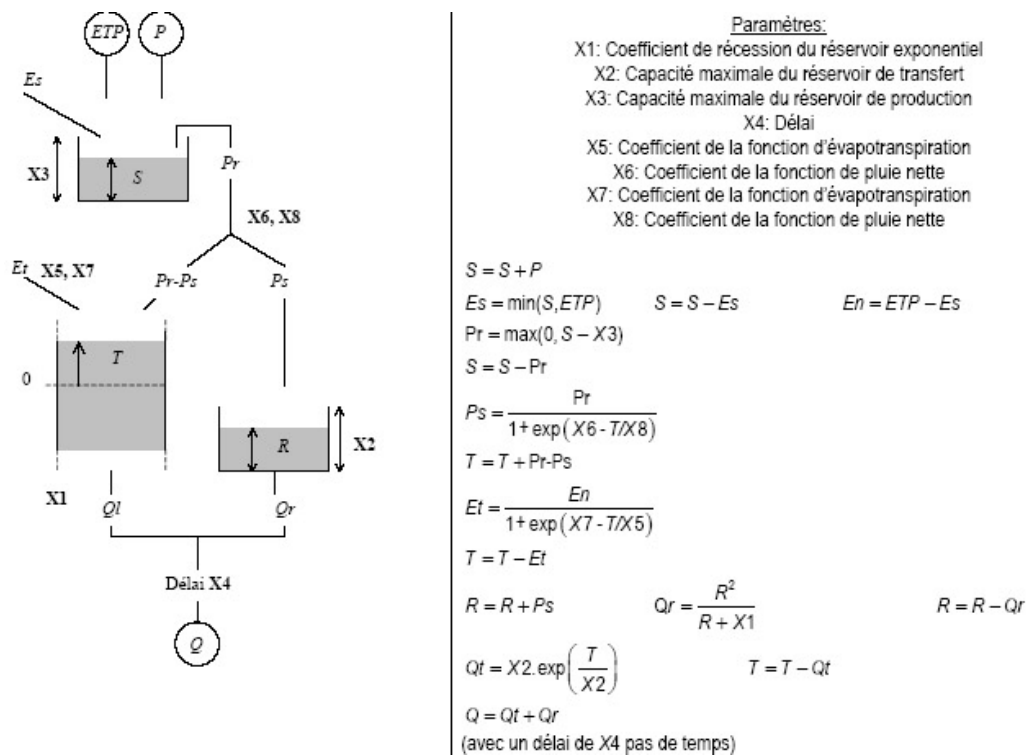


FIG. 4.10 – Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle TOPMO, d'après Oudin et al. (2004).

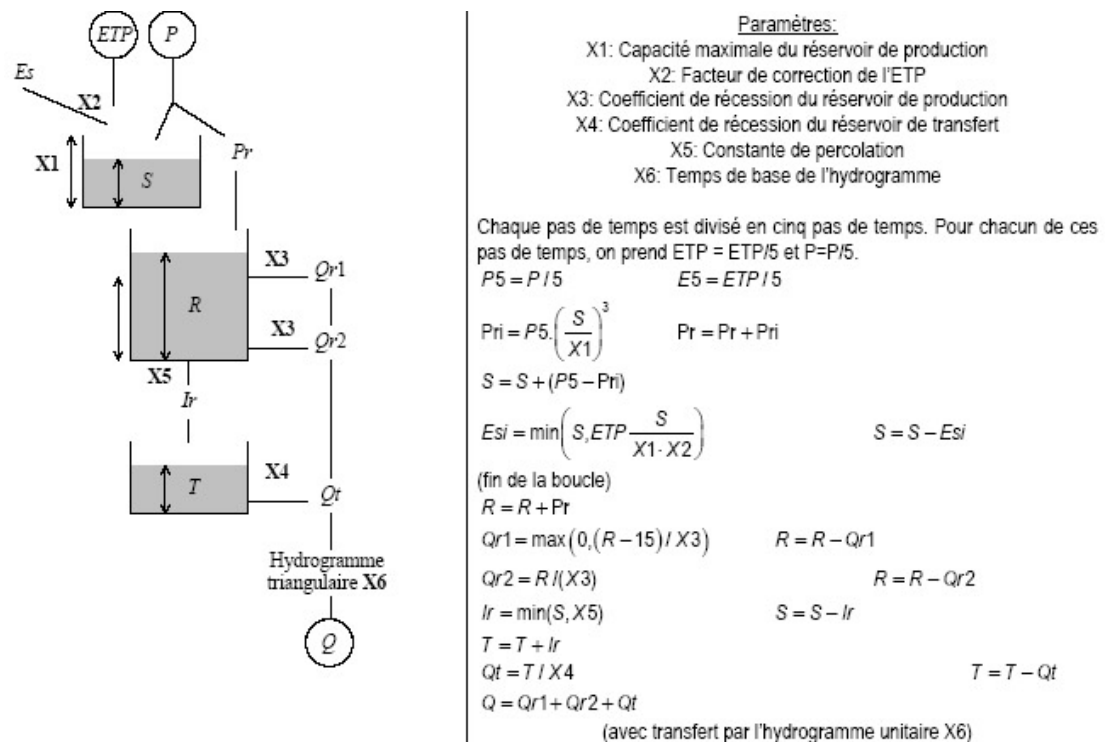


FIG. 4.11 – Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle HBVo, d'après Oudin et al. (2004).

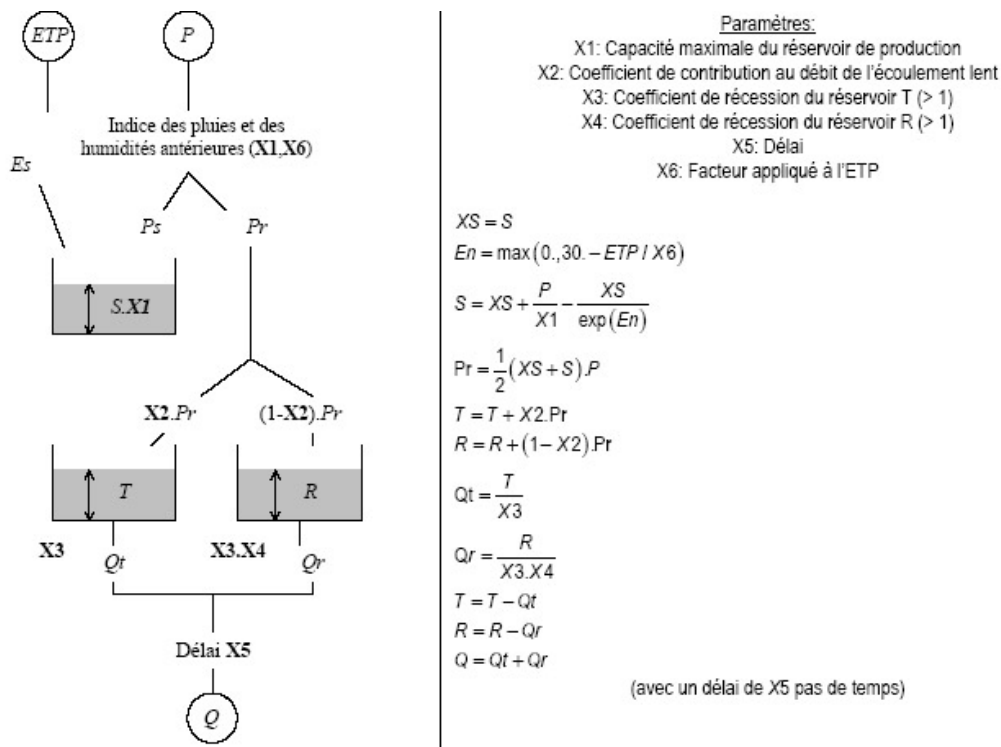


FIG. 4.12 – Schéma structurel et paramétrisation associée au modèle IHAC, d'après Oudin et al. (2004).

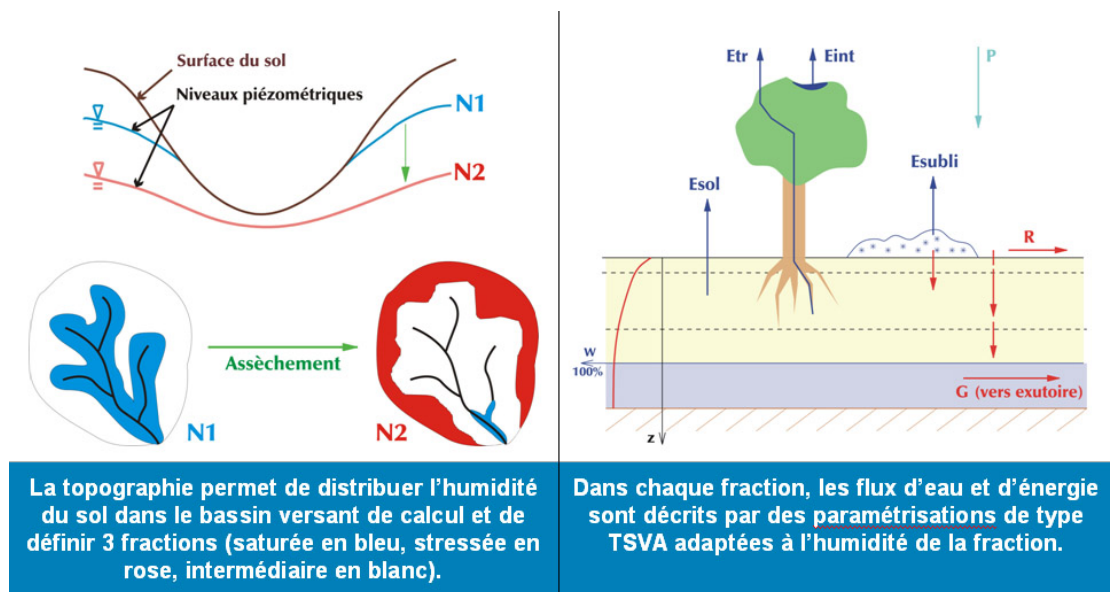


FIG. 4.13 – Principe du modèle CLSM, d'après Viennot et al. (2008).

4.4 ENTITÉS DE STOCKAGE DE L'EAU

Les différents forçages et flux présentés dans la partie précédente sont générés par le biais de différents réservoirs d'eau qui stockent l'eau temporairement pour la redistribuer ensuite. Nous allons décrire les deux entités principales, la zone non saturée et la zone saturée, les méthodes de mesure du contenu en eau et la manière de modéliser les écoulements.

4.4.1 Zone saturée

La zone saturée représente une entité de stockage qui est (conceptuellement) alimentée en eau par une zone non saturée sus-jacente. Lorsqu'une nappe d'eau est liée à une rivière, elle contribue à soutenir son débit lors des mois secs.

L'équation différentielle qui décrit l'écoulement de l'eau dans la zone saturée est dérivée du principe de conservation de la masse d'eau et de la loi de Darcy (1856). Cette loi décrit le flux d'eau q tel que $q = -K.gradh$ où K représente la conductivité hydraulique (à saturation), $gradh$ le gradient hydraulique.

La mesure des variations de niveau Δh est classiquement effectuée à l'aide de piézomètres. La variation de lame d'eau Δh_w associée est liée à la porosité du milieu ω (qui correspond à la teneur en eau à saturation), tel que $\Delta h_w = \omega \Delta h$. La représentativité de la mesure dépend essentiellement du caractère homogène ou non de la matrice poreuse qui accueille l'aquifère. Les variations de niveau d'eau peuvent donc être représentatives à l'échelle d'une dizaine de mètres dans le cas d'aquifères contenus dans des lentilles de sables, à plusieurs kilomètres dans le cas de l'aquifère des alluvions rhénanes (par exemple Longuevergne, 2006).

La France dispose d'une banque de données nationale qui rassemble les données du suivi piézométrique des principaux aquifères, la banque ADES⁷.

4.4.2 Zone non saturée

Les sols forment l'interface entre l'atmosphère et le continent, ils reçoivent donc les précipitations qu'ils redistribuent entre stockage, ruissellement, évapotranspiration et infiltration profonde vers la nappe. L'humidité du sol est ainsi une variable majeure du cycle hydrologique. La zone non saturée se comporte comme un filtre passe bas du 1er ordre avec une forte capacité de stockage, elle a donc la capacité d'absorber les variations hautes fréquences des fluctuations climatiques (par exemple Wu et al., 2002; Wilson et al., 2004; Katul et al., 2007). L'organisation spatiale de l'humidité des sols influence la génération du ruissellement aux échelles du versant et du bassin versant (Blöschl et al., 1993). La conductivité hydraulique des sols est liée à leur teneur en eau et participe pour beaucoup au caractère non-linéaire de leur comportement.

Notion de teneur en eau

La quantité d'eau stockée dans les sols peut s'exprimer de différentes manières :

- comme une information massique, dans laquelle la teneur en eau W_s d'un volume fixé peut s'écrire $W_s = \frac{M_w}{M_s}$ où M_w représente la masse d'eau dans le sols,

⁷voir le site <http://www.ades.eaufrance.fr/>

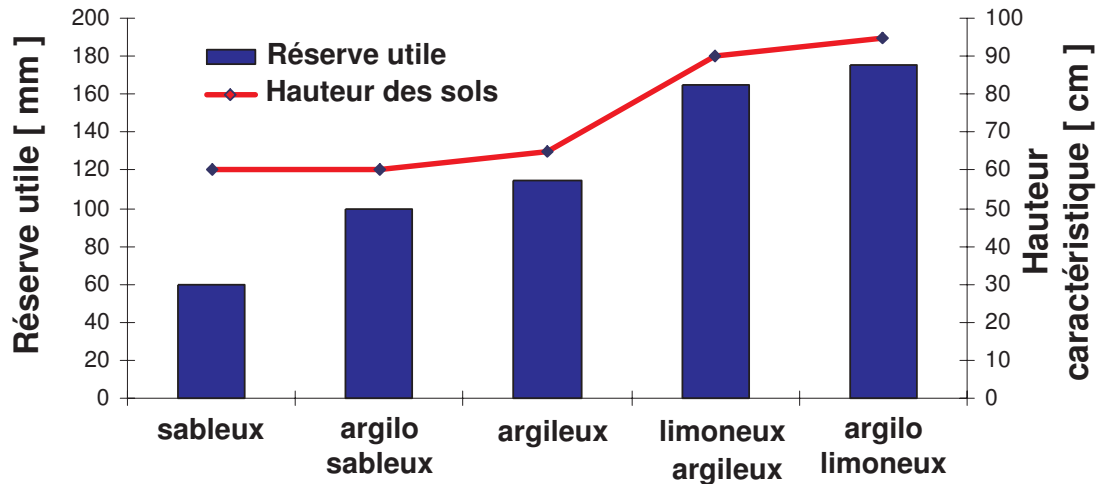


FIG. 4.14 – Moyenne de la réserve utile et de la hauteur des sols alsaciens en fonction de leur pédologie, selon l'agence pour la Relance de l'Agriculture en Alsace (ARAA)

M_s la masse de sol sec. A saturation, pour les sols minéraux, la teneur en eau est généralement comprise entre $0,25 \leq W_s \leq 0,6$ [$kg.kg^{-1}$], alors que pour les sols organiques, W_s peut être supérieur à 1.

- comme une information volumique $\theta = \frac{V_w}{V_t}$ où V_w représente le volume d'eau dans le sol, V_t le volume total de sol. A saturation, la teneur en eau est généralement comprise entre $0,3 \leq W_s \leq 0,5$ [$m^3.m^3$].

La transformation entre ces deux grandeurs est liée à la densité ρ_d du sol sec (la densité des grains) et la densité ρ_w de l'eau, telle que $\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} W$. On peut également définir la lame d'eau équivalente h_w d'une hauteur de sol h_t comme $h_w = \theta h_t$.

Comportement des sols

La capacité des sols à absorber de l'eau dépend essentiellement de leur répartition granulométrique (voir figure 4.14) et de leur teneur en matière organique. Ils peuvent ainsi stocker des lames d'eau comprises entre 50 – 180 mm d'eau par mètre de sol.

La loi de Darcy continue à être utilisée pour définir l'écoulement de l'eau dans les milieux non saturés, la conductivité hydraulique dépend par contre de la succion ψ , $K = K(\psi)$, et donc de la teneur en eau via des courbes de rétention d'eau. Plusieurs auteurs ont cherché à développer des lois de comportement $K(\psi)$ et $K(\theta)$ qui sont le cœur du comportement des sols, citons par exemple Brooks & Corey (1964); Van Genuchten (1980). Simplement, les sols peuvent être considérés comme pratiquement imperméables lorsqu'ils sont secs, alors qu'ils deviennent très passants lorsqu'ils sont proches de la saturation. L'écoulement de l'eau en zone non saturée est généralement décrite par l'équation de Richards. Condappa (2005), par exemple, décrit l'ensemble de la démarche de modélisation.

Mesure des variations de teneur en eau

La mesure directe de la teneur en eau dans la zone non saturée est relativement difficile. La seule mesure directe de la teneur en eau des sols est la méthode dite *gravimétrique*. Il s'agit d'échantillonner un volume de sol non remanié, et de le peser avant et après 24 h de séchage à 105°C. Il s'agit d'une méthode destructive et non

répétable. La représentativité de la mesure est également relativement faible. Strangeways (2003) insiste sur le fait que la qualité de la mesure dépend essentiellement des soins dispensés lors de l'échantillonnage. Elle reste par contre la méthode la plus robuste, utilisée comme référence pour calibrer toutes les autres méthodes.

Les mesures les plus courantes se font généralement avec l'aide de substituts physiques :

Les sondes neutron - les neutrons rapides sont ralentis préférentiellement par les atomes d'hydrogène qui, dans le sol, sont majoritairement contenus dans les molécules d'eau. C'est une méthode robuste, la mesure étant très linéaire avec la teneur en eau. La mesure est représentative sur une sphère de rayon 20 cm (15 cm pour un sol humide, 30 cm pour un sol sec). La méthode n'est pas automatisable et nécessite le maniement d'une source radioactive, avec tous les problèmes de manutention et de stockage associés.

Les sondes diélectriques - la permittivité relative de l'eau pure $\epsilon_{ps_w} = 81$ est bien supérieure à la permittivité d'un sol sec (de l'ordre de 3). Plusieurs méthodes de mesure sont ainsi basées sur la partie propagative des équations de Maxwell. Les sondes TDR mesurent le temps de parcours d'une onde sur un guide d'onde (de l'ordre du nanoseconde). Le volume pris en compte dans la mesure est généralement inférieur à 10 cm. Il est nécessaire de calibrer la relation temps-teneur en eau. Western & Grayson (2000) indique une erreur de 6% en volume, la moitié de cette variance étant due aux erreurs des mesures gravimétriques, l'autre moitié aux mesures TDR.

Une autre méthode consiste à déterminer la capacité d'un condensateur contenant le sol, par exemple en déterminant la fréquence de résonance d'un oscillateur RLC. Ce sont les méthodes dites capacitives, qui fonctionnent à des fréquences plus faibles que les sondes TDR (de l'ordre de 80 MHz dans l'eau). La zone d'influence est généralement plus faible, de l'ordre de 5 à 6 cm. La calibration de ces sondes est également absolument nécessaire. Ces deux méthodes souffrent de la faible représentativité latérale de la mesure. La mise en place de ces sondes est également délicate, il ne faut pas créer de vides lors de l'insertion de la sonde.

On peut également citer dans cette famille les données issues de satellites et aéroportées. L'amplitude de réflexion des ondes électromagnétiques dépend de la teneur en eau des sols. Malheureusement, la mise en oeuvre est également difficile, et elle souffre de la faible pénétration des ondes dans les bandes de fréquence de transparence atmosphérique. Cette technique permet par contre une couverture optimale des surfaces terrestres (par exemple Gineste, 1997; Alsdorf et al., 2007).

Les méthodes conductivité, qui travaillent sur le paramètre de conductivité électrique. La mesure est généralement basée sur des systèmes géo-électriques de surface, (voir Michot, 2003; Rein et al., 2004, pour plus d'informations).

Les méthodes basées sur la température. La détermination de l'humidité d'un sol à partir de sa chaleur spécifique est précise, mais relativement lente. L'évolution de la température est par contre dépendante des flux d'eau. L'écriture de l'équation de la chaleur dans un milieu poreux fait en effet apparaître un terme d'advection lié à la vitesse de transfert de l'eau (Cheviron, 2004).

A noter la banque de donnée *Global soil moisture data bank* (GSMDB, voir Robock et al., 2000)⁸.

⁸voir http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/

4.5 ESTIMATION DE LA STRUCTURATION SPATIALE

La variabilité spatiale des processus est une question inhérente à la détermination des variables d'état d'un bassin versant. Elle n'a par contre été un objet d'étude que très récemment, vu l'intérêt prioritaire pour les données de débit qui intègrent la variabilité au sein d'un bassin versant. La variabilité spatiale de la lame d'eau précipitée est avérée (voir notamment les cartes radar figure 4.2 page 62) ; elle est, de plus, liée à la variabilité temporelle des différents processus (voir figure 4.15).

Nous allons explorer dans cette section deux méthodes de prise en charge de la variabilité spatiale de la lame d'eau maintenue au sein d'un bassin versant : une méthode statistique qui s'appuie sur des mesures, et une méthode conceptuelle qui se base sur la représentation simplifiée d'un processus de redistribution d'eau.

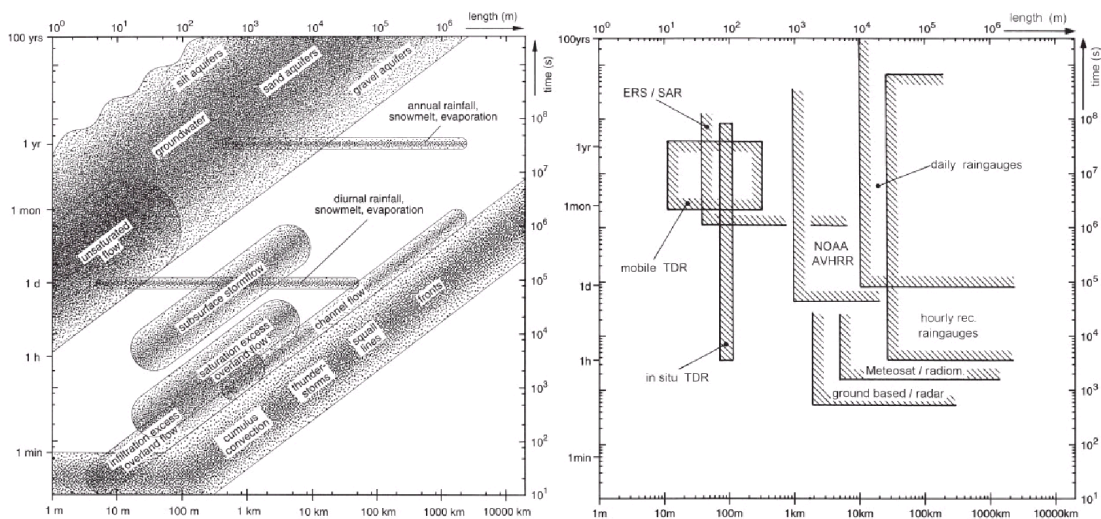


FIG. 4.15 – Échelles spatiales et temporelles associées à différents processus hydrologiques, et à différentes méthodes de mesure. D'après Blöschl & Grayson (2000).

4.5.1 Méthodes conceptuelles : les indices de similarité

Principe des indices de similarité

La distribution des masses d'eau varie dans l'espace, d'une manière aléatoire, mais également d'une manière organisée (Grayson & Blöschl, 2000b).

Les processus de redistribution d'eau qui induisent une structuration spatiale particulière sont intuitivement contrôlés par un ensemble de caractéristiques de surface. Par exemple, la pente influence la génération des débits, l'orientation d'un versant contrôle l'apport en rayonnement solaire, et ainsi, l'évapotranspiration. Une manière simple de représenter ces processus (souvent souterrains) consiste à les décrire sous forme d'indices à l'aide de paramètres de surface mesurables ou à l'aide d'attributs qui peuvent être facilement calculés.

Western et al. (1999) et Güntner et al. (2004) décortiquent un certain nombre d'indices et leur capacité de description. Nous allons traiter en particulier l'indice topographique. Plusieurs indices sont dérivés de cet indice et intègrent dans leur expression des variables associées à d'autres processus. Güntner et al. (2004) montrent que ces différents indices sont généralement corrélés.

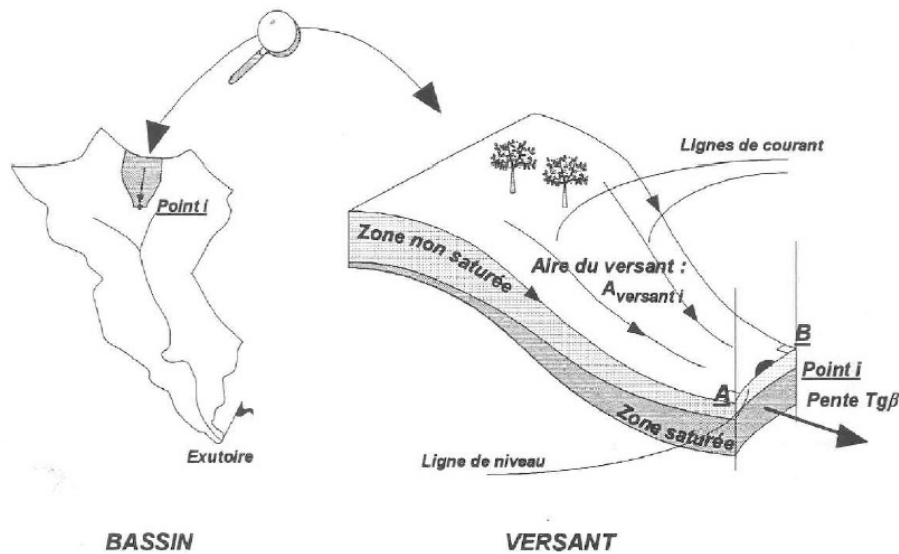


FIG. 4.16 – Notion de versant, d'après Saulnier (1996).

Indice topographique

La topographie est une contribution majeure à la redistribution de l'eau. Afin de quantifier cette contribution, Beven & Kirkby (1979) ont mis en place un outil appelé indice topographique, qui a été intégré au modèle hydrologique TOPMODEL *Topography-based model*. Cet indice quantifie la formation d'écoulements latéraux se développant pendant un épisode pluvieux et s'écoulant sous l'effet de la pente. Son existence est basé sur l'extrapolation en surface de caractéristiques hydrologiques de subsurface, afin de faciliter son calcul à l'aide d'informations disponibles ou mesurables (topographiques en l'occurrence). On retrouvera dans Saulnier (1996) et Pellenq (2002) un développement plus complet de la démarche présentée dans la suite.

Les indices topographiques ont été développés à l'échelle d'un versant (voir figure 4.16), composé verticalement d'une couche de sol non saturé et d'un front de saturation (qui n'est pas forcément une nappe pérenne, et qui surtout reste un concept nécessaire pour la mise en place de cet outil).

La première étape consiste à émettre l'hypothèse d'un processus quasi-statique, qui permet d'écrire l'équilibre entre un flux entrant à l'échelle du versant de surface a par une pluie $P(t)$ et un flux sortant issu de la partie saturée (qui respecte donc la loi de Darcy), soit $Q_{in} = a.P(t) = Q_{out} = T(d).gradh$, où $gradh$ représente le gradient de charge au point considéré, $T(d)$ la transmissivité latérale de la partie saturée, située à la profondeur d . T est déterminé par intégration de la conductivité à saturation K_s sur l'épaisseur e de la partie saturée $T(d) = \int_d^{d+e} K_s(z) dz$.

L'hypothèse suivante consiste à supposer que le gradient hydraulique est parallèle à la pente locale (et donc constant dans le temps), ce qui permet de remplacer le gradient hydraulique $gradh$ par la pente locale $\tan\beta$ (et donc disponible aisément grâce à des mesures en surface).

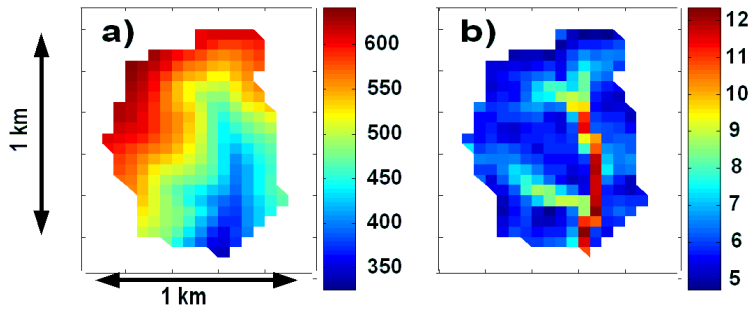


FIG. 4.17 – Indice topographique calculé sur le bassin versant du Stimbach. A gauche, carte des altitudes [m], à droite, indice topographique associé. Les valeurs fortes sont associées aux zones plates, ou drainant une surface importante (les rivières en particulier).

Afin de simplifier l'intégration de la transmissivité $T(d)$, cette étape consiste à supposer un profil de conductivité hydraulique exponentiel tel que $K_s(d) = K_s \cdot \exp(-\frac{d}{m})$, K_s étant la conductivité en surface, m étant un paramètre de décroissance représentant une information sur la profondeur hydrologiquement active pour les écoulements latéraux. Un profil de conductivité exponentielle est observé en moyenne et illustrerait l'effet du tassement sur la connectivité entre les pores. Lorsque $d = 4m$, la conductivité ne représente que 2% de sa valeur en surface. Cet indice favorise ainsi la mise en place d'écoulements en subsurface. Ainsi, on peut écrire la transmissivité latérale comme $T(d) = T_s \cdot \exp(-\frac{d}{m})$, avec $T_s = mK_s$.

La profondeur de l'horizon saturé (et par extension l'état hydrique d'un versant) peut ainsi s'écrire comme la contribution séparée des propriétés hydrauliques de subsurface, constantes dans le temps et de la pluie, variable dans le temps, sous la forme $d(t) = -m \cdot \ln(\frac{a}{T_s \tan \beta}) - m \cdot \ln P(t)$. L'indice topographique est ainsi défini par la contribution constante de la topographie, en excluant les caractéristiques des sols, c'est-à-dire $\lambda = \ln(\frac{a}{\tan \beta})$, qui peut être déterminé uniquement à partir d'un modèle numérique de terrain (voir la figure 4.17). A noter que (Ambroise et al., 1996) ont généralisé ce concept en proposant d'autres profils de décroissance de conductivité à saturation.

Cet indice topographique fait la grande originalité du modèle TOPMODEL. La distribution de cet indice au sein du bassin versant permet de déterminer un ensemble de caractéristiques globales pour le bassin versant, tels que le déficit en eau, la surface des zones saturées ou subissant un stress hydrique, le ruissellement de surface induit par la surface saturée, et les écoulements de subsurface (Saulnier & Datin, 2004). Ce formalisme de redistribution latérale de l'eau telle que déterminée par cet indice a été intégré dans quelques modèles continentaux maillés, parce qu'il permet de mieux décrire la variabilité sous-maille liée à la topographie (Pellenq, 2002; Decharme, 2005).

Pertinence d'un tel indice

L'indice exprime la propension relative d'un versant du bassin à se saturer. Il dépend non seulement de la topographie, mais également de la transmissivité latérale du sol. Cette transmissivité, qui peut varier de deux ordres de grandeur sur un même bassin, est souvent omise dans le calcul, c'est-à-dire qu'on la considère uniforme par

nécessité. Sous plusieurs climats, le mécanisme qui domine la redistribution latérale ne dépend pas seulement du type de sol et de la profondeur, mais également de l'intensité des précipitations et de leur durée qui varie selon les saisons. Ce substitut est donc un bon indicateur si l'hypothèse sous-jacente d'excès de saturation prévaut au premier ordre.

Plusieurs auteurs se sont attelés à quantifier la qualité de description d'un tel indice, par des études à l'échelle de petits bassins versants, et uniquement sur les mesures de teneur en eau. Ainsi, Western et al. (1999) montrent sur des variogrammes, que l'indice explique 60% de la variance mesurée, pour des distances supérieures à 100 m. Ils évaluent la pertinence d'un indice de rayonnement à 20% et expliquent 80% de la variabilité totale grâce à un mélange de ces deux indices. Les indices de similarité expliquent généralement moins de la moitié de la variabilité spatiale de la teneur en eau. Dans le cas des sols sableux, par exemple, l'incapacité des sols à maintenir l'eau empêche la redistribution latérale. Selon Western et al. (1999), trois facteurs limitent la capacité de prédiction des indices topographiques (dans le cas de l'humidité des sols) :

- Un indice seul ne peut en aucun cas représenter la multitude de processus, ni la complexité d'un terrain naturel qui permettrait d'expliquer la distribution de l'eau.
- La distribution de l'eau contient une composante aléatoire qui n'est pas prédictible. Cette remarque permet d'installer une limite supérieure à la capacité de description de l'indice topographique, qui ne dépasse que très rarement 50% à 60%. Il est intéressant de noter que la plus grande partie de la variance non expliquée est aléatoire dans l'étude de Wilson et al. (2004).
- Enfin, il s'agit d'indices statiques, qui ne peuvent que difficilement décrire la structure d'un stockage variant dans le temps (par exemple, parce que le champ de précipitation est très rarement homogène à des échelles spatiales supérieures à 2-3 km).
- La distribution de l'eau dépend beaucoup de la variabilité latérale du sous-sol, qui n'a rien d'aléatoire et en général inconnue.

4.5.2 Méthodes statistiques

Plusieurs auteurs ont mis en évidence l'intérêt tout particulier des outils de géostatistique pour l'étude de la structuration spatiale en hydrologie (par exemple Blöschl et al., 1993; Western et al., 1998; Western & Grayson, 2000).

Dans ce travail, nous allons considérer que le fonctionnement d'un système hydrologique est forcé par un ensemble de processus physiques, associés à leur impact H_k sur l'observable ΔH , k étant l'ordre du processus. Ces forçages se mélangent différemment, suivant une amplitude a_k , la mesure peut donc être écrite comme $\Delta H = \sum_k a_k H_k$. Nous avons ainsi choisi ici un modèle de mélange linéaire et immédiat. En considérant que les termes source sont stationnaires sur l'ensemble d'un système d'étude, la régionalisation des forçages sur un ensemble de mesures permet d'écrire $\Delta H(x, y, t) = \sum_k a_k(x, y) H_k(t)$ et donc d'attribuer l'information spatiale aux seuls amplitudes a_k .

Il reste maintenant à déterminer la contribution relative a_k de chaque source H_k à partir d'un ensemble de mesures. Nous avons choisi une méthode de séparation aveugle, qui permet d'isoler les forçages et leur contribution aux observables sans exploiter d'autres connaissances que des considérations mathématiques : la transformation de Karhunen-Loève, plus souvent appelée *Empirical Orthogonal Functions* (EOF) en météorologie, ou *Analyse en Composantes Principales* (ACP) en statistiques. Elle sera secondée par la méthode de krigeage pour étudier la structure spatiale de projections a_k .

Le travail qui suit appliquera cette méthode mathématique aux données du suivi piézométrique de la nappe des alluvions rhénanes.

Article publié dans WRR

Le travail suivant a été initié par un travail de fin d'étude (Longuevergne, 2002), puis finalisé dans le cadre du projet Interreg III "Outils pédagogiques sur la nappe rhénane" sous maîtrise d'ouvrage de la Région Alsace et le support de l'APRONA (Agence de PROtection de la Nappe d'Alsace) et du BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières) (Longuevergne, 2006). Il a fait l'objet d'un article publié dans *Water Resources Research*⁹ en 2007.

⁹<http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006WR005000.shtml>



Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform: Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany)

Laurent Longuevergne,¹ Nicolas Florsch,¹ and Philippe Elsass²

Received 27 February 2006; revised 14 December 2006; accepted 4 January 2007; published 25 April 2007.

[1] We investigate the ability of combining the Karhunen-Loève transform (KLT) with the kriging method to extract regional information from a set of point measurements. This method was applied to a set of 195 piezometric head time series over a period of 17 years from observation wells distributed within the French and German area of the Rhine valley alluvial groundwater body. Piezometric head time series are analyzed with KLT in order to highlight characteristic temporal signals, classified from the most energetic (global) to the least energetic (local) signals. The first five signals amount to 80% of the global variance of the system and are inferred to represent different hydrological contributions (exchanges with rivers and rainfall), but they also represent a significant anthropogenic component. Kriging is then used to regionalize the signals and to build a reconstruction model of the behavior of the whole aquifer containing only filtered information coming from identified source signals.

Citation: Longuevergne, L., N. Florsch, and P. Elsass (2007), Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform: Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany), *Water Resour. Res.*, **43**, W04430, doi:10.1029/2006WR005000.

1. Introduction

[2] The Rhine valley aquifer is a privileged object of study for several reasons: (1) The aquifer is a huge alluvial reservoir containing the largest European groundwater resource. (2) The aquifer is well known, instrumented, and monitored; many hydrological studies have already been carried out, providing abundant additional data. (3) The alluvial aquifer is not bound to a single river, but receives various inflows: Periodic rainfall due to the semicontinental climate of the region, summer inflow from the Rhine River due to snow melting in the Alps and spring river floods from the Vosges and the Black Forest mountains.

[3] We needed to extract smoothed regional information from these point data in order to solve other problems such as the calculation of the geodetic effect of hydrological loading. We therefore decide to find out the main common source signals, which combine differently in the local measurements. The smoothing problem is then expressed as finding a mean behavior for the local combinations of these source signals. In this paper, the variation of the piezometric head of an aquifer ΔH is considered as the linear superposition of several contributions H_k due to various sources with associated weight α_k : $\Delta H = \sum_k \alpha_k H_k$. The blind separation of the sources refers to the problem of reproducing the contribution of source signals from piezometric head values, without making any assumption or exploiting any external knowledge, except for some math-

ematical considerations. “Blind” means that the statistics of the source signals and the way they mix are unknown. Several mathematical or physical models are used to mix contributions, for different purposes: e.g., immediate, convolution-based, or spectral-based models.

[4] In this work, the temporal contributions H_k and associated weights α_k are determined using immediate mix model. As a consequence, the method neglect the propagation effects of the physical processes involved.

[5] The source processes are represented by a set of piezometric head time series sampled at various locations within the system. Here, we use a statistical multivariate analysis, the Karhunen-Loève transform (KLT), to sum up the observations into a set of a minimum number of temporal characteristic signals.

[6] The principle of KLT has frequently been used under different names depending on the applications and fields of study: singular value decomposition (SVD) in geomagnetics to search for particular temporal signals [Pereira, 2004] and empirical orthogonal function (EOF) analysis in meteorology in order to analyze spatial structure of atmospheric fields [Grimmer, 1963]. The link between both methods is given by [Gerbrands, 1981]. The method has also been applied on hydrological purpose, for example, by Gottschalk [1985], for the interpolation of water balance elements. An evolution of KLT method, multichannel singular spectrum analysis (MSSA) has also been used by Shun and Duffy [1999] in order to highlight space-time patterns of precipitation, temperature and runoff.

[7] In this work, the Karhunen-Loève transform is first used to separate space and time and define a new orthogonal basis where each observed piezometric head time series can be expressed as the sum of a small number of characteristic temporal signals H_k calculated for the whole aquifer and

¹UMR Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

²Service géologique régional Alsace, Bureau de recherches géologiques et minières, Lingolsheim, France.

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

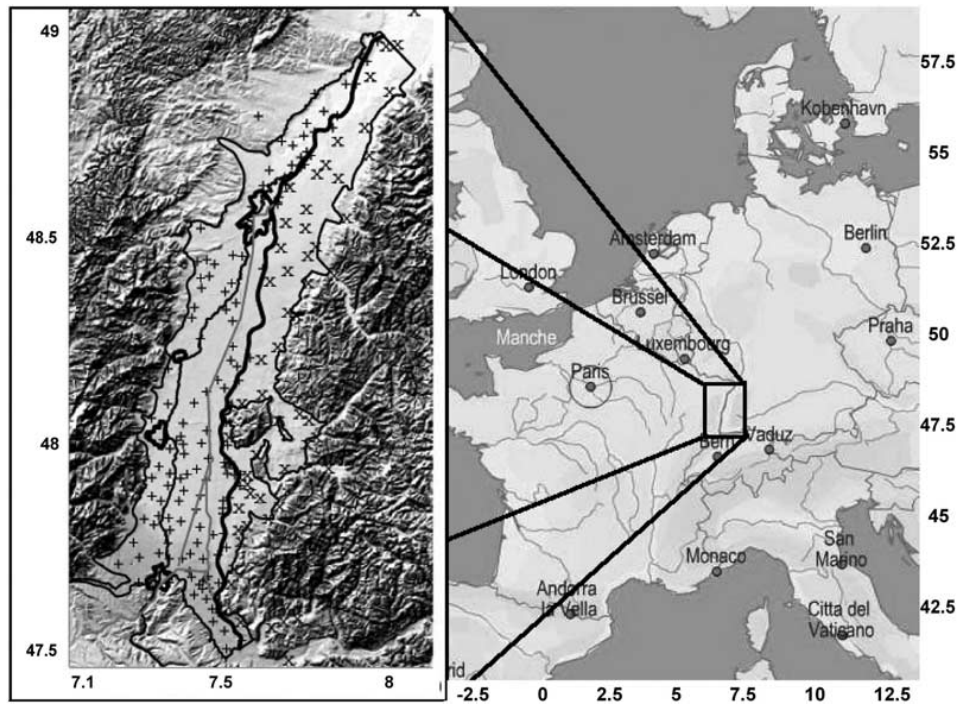


Figure 1. (left) Sampling area. Rhenan aquifer body is delimited in the west by Vosges mountains, in the east by the Black Forest, and in the south by Sundgau. Note the great number of rivers flowing down to the valley. Cities, from north to south, are Strasbourg, Selestat, Colmar, and Mulhouse. Major rivers are the Ill River (the western one) and the Rhine River (the eastern one). Note the straight canals between these two rivers. Pluses indicate French piezometers; crosses indicate the German piezometers. Coordinates are indicated in decimal degrees.

associated with spatial information a_k for each piezometric head. This spatial information is then interpreted and regionalized by geostatistical methods in order to make a statistical reconstruction model of the model of the aquifer containing only sound information.

2. Data Description

2.1. Sampling Area

[8] The study area (see Figure 1) encompasses the southern part of the Upper Rhine valley between the Swiss city of Basel to the south and the German city of Karlsruhe to the north. The left bank of the Rhine, in the west, belongs to the Alsace region in France, the right bank in the east to the German land of Baden-Württemberg. The shallow groundwater body is contained in a mighty sand and gravel alluvial aquifer, up to 200 m thick, deposited in the Rhine graben since the end of the Tertiary by the Rhine and its tributaries [Sittler, 1969; Düringer, 1988; Villemin *et al.*, 1986]. The aquifer lies in the plain between the Vosges mountain to the west and the Black Forest mountain to the east and is up to 40 km in width.

[9] The north-south trending Vosges mountain lies perpendicular to the dominant atmospheric flow coming from the west and receives an important winter rainfall which is collected by the Vosges and Black Forest Mountain catchments. This also creates high contrasts in the distribution of rainfall in the plain.

[10] The rivers originating in the Vosges mountain generally trend west-east down to the plain, where they are captured by the Ill River south of Strasbourg and by the Rhine to the north. The Ill and Rhine rivers run almost parallel and follow the flow direction of the groundwater, which is N20E.

[11] Several canals have been laid out between the Ill and Rhine for navigation, irrigation, or hydroelectric energy. Some of them also play a role in sustaining groundwater levels in summer.

2.2. Sampling and Analytical Procedures

[12] The APRONA (Association for groundwater protection in Alsace) monitors 200 observation wells covering the French side of the Rhine valley alluvial groundwater body. The corresponding section in Germany is covered by 59 reference observation wells, managed by the LfU (the environment protection authority of Baden-Württemberg). The sampling rate is one measurement a week and more for automated measuring systems.

[13] The time frame for this study has been chosen to cover the period from July 1986 to December 2003, i.e., 908 weeks. Several corrections have been performed on the time series: anomalous spikes and jumps are corrected, the short gaps are interpolated, and unreliable series are deleted. In the end, only 195 observation wells have been retained for this study. In order to identify the global contributions of piezometric head variations, each piezometric head must

have the same weight in the analysis. So all time series were scaled to variance unit, in order to avoid the analysis to focus on the piezometric head recording large variations. The mean of the time series is also removed.

[14] The observation matrix $A_{ij} = x_j(t_i)$ is constructed with the selected set of time series sampled at point $x_j, j = 1 \dots n_{var}$, $n_{var} = 195$, at times $t_i, i = 1 \dots n_{obs}, n_{obs} = 908$.

2.3. Reference Contributions

[15] The statistical signals determined in this work are ultimately confronted to three physical observations, which should be representative for the whole area of study. In this way, the “mountain river flow” is calculated as the sum of water flow coming from Vosges and Black Forest mountain rivers and sampled at the entrance of the Rhine aquifer. “Effective rainfall,” given by the French Meteorological Institute, is computed as rainfall minus evapotranspiration. Finally, “Rhine flow” is Rhine River flow measured at the entrance of the aquifer.

3. Processing the Data by KLT and Kriging

[16] In geostatistics the measured value of a parameter $z(x_k)$ at a sampling location x_k within a specified region D is regarded as the outcome of a random mechanism, i.e., one draw from the random variable $Z(x_k)$. This argument can be extended to all other points in the region so that the regionalized variable $z(x), x \in D$ can be viewed as one draw from an infinite set of random variables known as the random function $Z(x), x \in D$.

3.1. Karhunen-Loève Transform

[17] This method is used to decompose observed fields into fewer sets of orthogonal, and thereby mathematically uncorrelated, fields. See *Saporta* [1990], *Wackernagel* [1995], *Wilks* [1995], *von Storch and Zwiers* [1999], and *Jolliffe* [2002] for more details. One result is that redundant information is removed.

[18] This method can be considered as a Fourier transform. However, the kernel of the transform is not calculated with complex exponential functions but with the information contained in the measurements (in this case, correlations between time series, and more precisely, the eigenvectors of the correlation matrix), in order to optimally describe the system of study.

[19] The principle of KLT can be approached from a geostatistical point of view. Indeed, the objective consists in deciphering the regionalized variable $Z(X, t)$. We assume here underlying temporal processes $Y_j(t), j = 1 \dots n_{var}$, also called eigenvectors or characteristic signals that will set up a new orthogonal basis, associated with the spatial information $a_j(X)$ (or projections). So, Z can be written as follows: $Z(X, t) = \sum_{j=1}^L a_j(X) Y_j(t) + \epsilon(X, t)$ where ϵ is the residue between the regionalized variable and the explained processes $Z^* = \sum_{j=1}^L a_j(X) Y_j(t)$. Both spatial information and characteristic signals are determined by minimizing the variance of the estimation error $\epsilon = Z - Z^*$, under the assumption that $\{Y_j\}, j = 1 \dots n_{var}$ is an orthogonal basis.

[20] KLT is carried out by diagonalization of the correlation-covariance matrix tAA , where tA denotes the transposed of A . This diagonalization exhibits a set of eigenvalues $\{\lambda_j\}, j = 1 \dots n_{var}$, classified in decreasing order, with associated eigenvectors $\{Y_j\}$. The amount of variance (energy)

spanned by each eigenvector depends on the relative value of its eigenvalue with respect to the sum of all eigenvalues. It must be pointed out that this is purely statistical method, and the calculated Y_j have, a priori, no direct physical meaning.

[21] The method exposed here requires the head variations to be approximated by a linear combination of various sources. The Upper Rhine valley aquifer is free; therefore this assumption is only valid in subdomains where piezometric head variations can be considered as negligible with respect to the thickness of the aquifer, so that a constant transmissivity can be defined. This is not true in the region of the aquifer south of Colmar. As for eastern and western limits, the aquifer is hosted in a graben, so the body of the aquifer becomes quickly thick enough considering piezometric head variations. This issue will be discussed later.

[22] In order to reduce the dimensionality of the system and optimally approximate the original data set, the limited number L of characteristic signals is always $L \ll \min(n_{var}, n_{obs})$. Some criteria (e.g., the amount of explicated variance and stability of the created subspace) allow to correctly choose L . Here we will examine a noise criteria.

[23] KLT has the capacity to extract physical signals from noise. An overview of this issue is described by *Broomhead and King* [1986] and *Elsner and Tsonis* [1996] for white and colored noise. Considering a set of data without noise \bar{A} , where time series are arranged in columns, with associated eigenvalues $\{\lambda_j\}, j = 1 \dots n_{var}$ of tAA . We will use the blank noise matrix N , where each column n_j follows a normal law (mean zero, variance σ^2). So, the observed values can be written as $A = \bar{A} + N$. In the case of no spatial nor temporal signal-noise correlation, the noise alters the original eigenvalues with a bias, and the new eigenvalues can be written as follows: $\lambda_j^2 = \bar{\lambda}_j^2 + M\sigma^2$, $M = \max(n_{obs}, n_{var})$. As the series $\{\bar{\lambda}_j\}, j = 1 \dots n_{var}$ is decreasing and converging to 0, the new eigenvalues converge to $\sigma\sqrt{M}$. In practice, such a level can never be observed, but this value can be used as a criteria to choose the size L of the series, considering that the eigenvectors are correctly dissociated from noise when their associated eigenvalue satisfies $\lambda > \sigma\sqrt{M}$.

[24] A difficulty in the interpretation of the eigenvector $Y_k(t)$ may arise if two or more eigenvectors have the same eigenvalue (degenerate multiplet [see *North et al.*, 1982]). In this case, it can be demonstrated that any linear combination of the degenerated eigenvectors is a solution in the diagonalization of the covariance matrix.

[25] The investigation of the degeneracy eigenvalues requires a measure of uncertainty in the determination of the eigenvectors due to sampling. An estimation of this perturbation has been developed by *North et al.* [1982]: (1) The uncertainty on the determination of the eigenvalue $\Delta\lambda_k \approx \lambda_k(\frac{2}{N})^{1/2}$ where N is the number of realization of $Z(X, t)$ (in this case, $N = n_{var}$). (2) Sampling errors on the eigenvector are of the order of the parameter $\frac{\Delta\lambda_k}{\lambda_j - \lambda_k}$, where λ_j is the closer eigenvalue to λ_k . So eigenvectors have small sampling errors if eigenvalues are well separated ($\lambda_j - \lambda_k$ large) and correctly sampled (N large, so $\Delta\lambda_k$ small).

3.2. Kriging

[26] The objective of kriging is to make use of the measured values at a series of neighboring locations x_k , to provide statistically sound estimation of the values of the

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

Table 1. Classified Eigenvalues, Amount of Explained Variance, and Associated Sampling Error

Classified Eigenvalue ^a	Amount of Explained Variance ^b	Cumulative Sum of Explained Variance
1	44 ± 3.5%	44%
2	20 ± 1.5%	64%
3	9 ± 0.7%	75%
4	4 ± 0.4%	80%
5	4 ± 0.3%	84%
6	1 ± 0.2%	85%
7	1 ± 0.2%	86%
...195	0.000003%	100%

^aReferring to eigenvectors.^bEigenvalue divided by the cumulative sum of eigenvalues.

parameter at locations x , where no measurement has been made.

[27] An important tool in geostatistics is the experimental variogram $\gamma^*(\vec{h})$, which quantifies the spatial variability of the parameter under study. It is defined as a function of the point separation vector \vec{h} (vector in geographical space), $\gamma^*(\vec{h}) = \frac{1}{2} \text{Var}(z(x_k + \vec{h}) - z(x_k)) = \frac{1}{2n} \sum_{x_k \in D} (z(x_k + \vec{h}) - z(x_k))^2$ and measures the dissimilarity (variance) between all the pairs of the regionalized variables at sampling location $x_k \in D$ with respect to their spatial separation \vec{h} . Some tolerance concerning the length and the orientation of the vector \vec{h} may be introduced. Although the distribution of projections is anisotropic, the problem can be reduced to an isotropic problem by a linear transformation of the coordinates, so that the variogram depends only on the modulus of \vec{h} [see *Journal and Huijbregts*, 1978]. This leads to a function describing the spatial structure of the parameter under study.

[28] The experimental variogram needs to be approximated by a theoretical function $\gamma(\vec{h})$, which allows to estimate the variogram analytically for any distance \vec{h} ; this function is called the variogram model. In practice, this modeling step is mainly interactive and this is one of the major advantages of kriging: representing, interrogating the data and analyzing the spatial structure of the stochastic process under study before performing the estimation.

[29] Once the variogram model has been fitted to the experimental variogram, it is possible to perform the estimation by kriging. A linear estimator is used $Z^*(x) = \sum \lambda_k Z(x_k)$, where the unknowns are the weights λ_k . The values of these weights are determined by minimizing the variance of the estimation error ($Z^* - Z$), which leads to a system of linear equations (containing explicitly the theoretical variogram function) under some assumptions about the random function Z . A complete overview of kriging is given by *Wackernagel* [1995].

[30] By construction, kriging is an unbiased estimator, i.e., the estimation error has zero expectation in the probabilistic model. This means that, when considering the regionalized variable, the average error on point estimations is zero over a large area.

3.3. Kriging in KLT Space

[31] KLT is a linear transform of a correlated time series from a region into a set of orthogonal and thus uncorrelated functions. This results in a set of series $\{Y_j(t)\}$ describing the temporal variation of the original data set, and in a set of

series $a_j(X)$ describing the spatial variability in the region from which the original series are collected.

[32] These projections (or coordinates) $a_j(X)$ are calculated for each observation and for each eigenvector. Variography and kriging are carried out on these coordinates $a_j(X)$ of the orthogonal basis $\{Y_j(t)\}$ in order to regionalize them. One advantage of using KLT before the estimation process lies in determining the projections $a_j(X)$ for each separated physical process, and so in interpolating a smooth parameter (compared to piezometric head level for example). The major advantage of kriging is to respect the spatial structure (quantified by the variogram) of the parameter when interpolating.

[33] The combination of both mathematical methods has already been explored by *Biau et al.* [1998] as a downscaling tool of North Atlantic sea level pressure in order to reconstruct monthly winter precipitations. The authors emphasize the ability of kriging to reproduce correctly the mean of a phenomenon, and its smoothing effect (by underestimation of the variance). However, in their work they build up spatial eigenvectors (a pattern of spatial behavior), and therefore use kriging as a temporal interpolator in the subspace created by the two first eigenvectors. In our case, temporal processes, driven by external source signals in the aquifer, are taken to be the main signals that should be identified. Then, spatially speaking, we try to highlight for each process an average behavior of the groundwater body and its large-scale variations.

[34] As the projections to be kriged have an indirect physical meaning, it is difficult to justify the required underlying hypothesis. A priori, the intrinsic property is satisfied when dealing with coordinates. A posteriori, variograms of the projections have a spherical behavior, so these projections are likely to be kriged.

[35] Here KLT is used to separate space and time. Once global underlying temporal processes $\{Y_j(t)\}$ have been determined, it is possible to return to local information through the regionalization of the associated projections $a_j(X)$ thanks to kriging. So, time series can be reconstructed at any location where no measurement has been made. In this way, a statistical model of the aquifer is obtained coupling KLT and kriging.

4. Results and Discussion

4.1. Eigenvalues of the System

[36] The amount of variance explained by each eigenvector depends on the relative value of its eigenvalue with respect to the total sum of eigenvalues. In Table 1 the most energetic signals of the piezometric variations are identified. We decided to take into account the first five eigenvectors (see Figure 2) to model the behavior of the aquifer for three reasons: (1) More than 80% of the variance of the system is explained. (2) The noise criterion shows that eigenvectors explaining less than 1% of the variance are not well separated from noise. (3) The step between the 5th and the 6th eigenvalues ensures the stability of the subspace generated by these five first eigenvectors.

[37] The first three eigenvectors have eigenvalues that are well separated (see plus/minus error in Table 1), so these eigenvectors are correctly defined by the method. The fourth and the fifth eigenvectors are not correctly resolved because

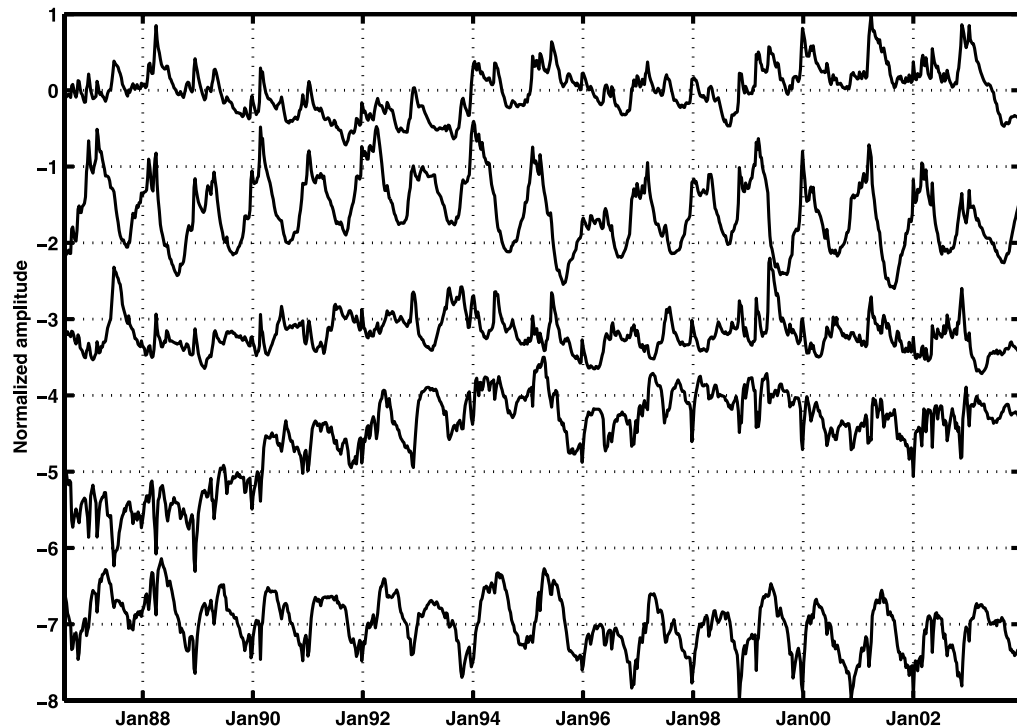


Figure 2. Eigenvectors $Y_k(t)$ obtained after KLT, classified in descending order. Note that the means of the eigenvectors are modified for more clarity.

their eigenvalues are very close, so the direct interpretation of these two eigenvectors would be misleading. However, two main characteristics must be highlighted because any linear combination will not remove these characteristics: a long-term evolution for the fourth eigenvector and a strong annual term for the fifth (see Figure 2).

[38] So an optimal approximative representation of the original anomalies of the multivariate field Z is obtained by projecting it onto a subspace of dimension five. Each normalized piezometric head variation $\Delta H(X, t)$ can be written as a linear combination of these five temporal eigenvectors $Y_j(t)$ and associated spatial information $a_j(X)$: $\Delta H(X, t) = \sum_{j=1}^5 a_j(X) Y_j(t)$. The spatial information $a_j(X)$ is determined by projecting each normalized piezometric head variation on the temporal basis $\{Y_j\}$, $j = 1..5$.

4.2. Physical Interpretation of Eigenvectors

[39] The KLT method is built on the assumption that the set of eigenvectors $\{Y_j(t)\}$ is an orthogonal basis. This property constitutes, however, a strong constraint which puts limits to the physical interpretability of individual eigenvectors since physical signals tend generally to be nonorthogonal [Simmons *et al.*, 1983]. As a consequence, physical interpretability of eigenvectors can be controversial [see, e.g., Dommenget and Latif, 2002; Swadhin *et al.*, 2002].

[40] The source signals that are likely to induce a piezometric head variation in the Upper Rhine aquifer as a whole are well known: precipitations, mountain river contribution, Rhine River contribution that have been determined in the reference contributions section. These reference contributions are however correlated (river floods are generated by

rainfalls, almost all environmental signals have a predominant annual term), and a simple assignment of the eigenvector to a physical contribution through time series analysis would be inaccurate. The quantitative spatial information is also used to check whether the temporal assignment corresponds to a spatial reality. This spatial information should confirm that mountain rivers have a more important contribution at mountain piedmont, etc.

[41] So, the three first eigenvectors $Y_j(t)$ are confronted to these signals of physical meaning for both short-term and long-term variations (respectively periods lower than 10 months and greater than 18 months). The coherence of the eventual assignment is confirmed by the interpretation of the spatial distribution. Discussion is finally conducted to determine whether the eigenvectors have a physical meaning or not.

4.3. Projections on Each Eigenvector

4.3.1. First Characteristic Signal: Mountain River Contribution (Except Rhine)

[42] The most energetic signal (44% of explained variance) could be interpreted as the mountain river contribution into the aquifer (Rhine River excepted). The set of floods observed in winter and in spring is modulated by an annual period, which is maximal in winter and minimal in summer. In fact, winter rainfall on the Vosges and the Black Forest are largely collected by the groundwater body through the rivers which infiltrate into the aquifer. The statistical temporal signal is consistent with the physical signals of the rivers, both in the low- and high-frequency bands (see Figures 3 and 4).

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

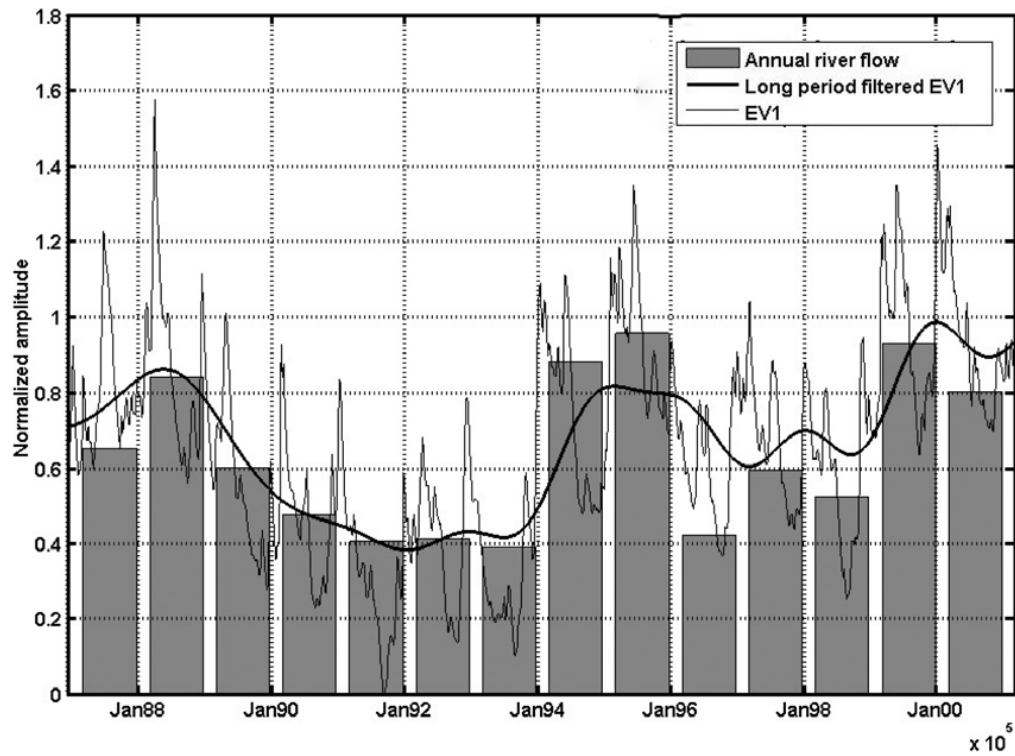


Figure 3. Annual river flow at the entrance of the aquifer (except Rhine) toward long-period filtered first eigenvector EV1.

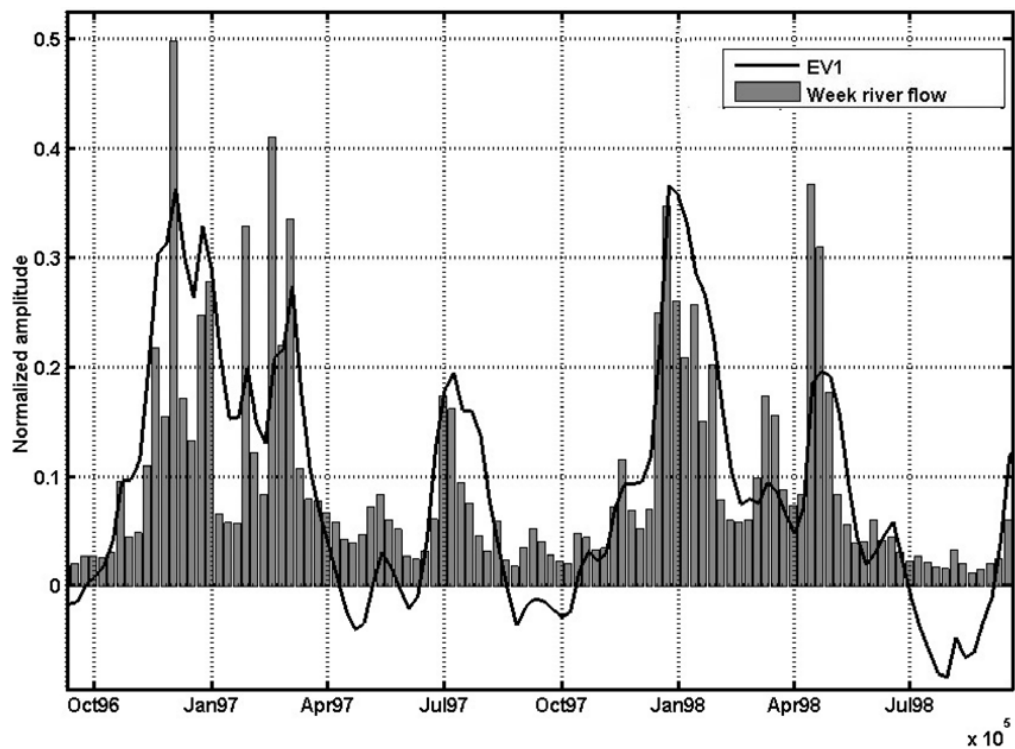


Figure 4. Week river flow at the entrance of the aquifer (except Rhine) toward first eigenvector EV1.

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

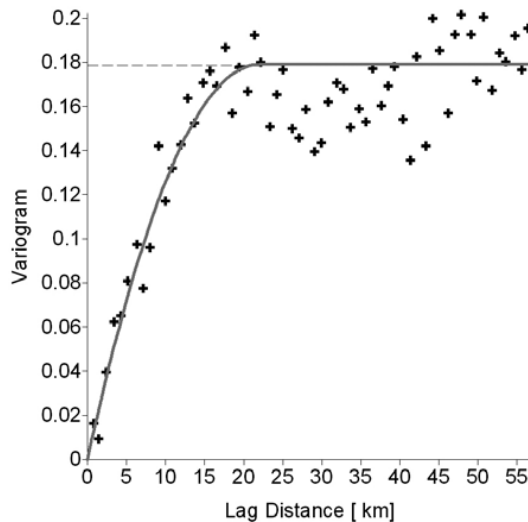


Figure 5. Experimental variogram (crosses) with associated spherical model (curve) of the projections $a_1(X)$ on the first eigenvector EV1. Data variance is also plotted (dashed line).

[43] The variogram of the projections (see Figure 5) shows a well-defined structure, with a range of approximately 20 km and a continuity inherited from the diffusive properties of the aquifer. The variogram also highlights anisotropy in the N20E direction, which is consistent with the mean flow direction in the aquifer.

[44] The experimental variogram is modeled by a spherical model (see Figure 5), defined as

$$\gamma_s(h) = \begin{cases} C \left(\frac{3}{2} \frac{|h|}{r} - \frac{1}{2} \frac{|h|^3}{r^3} \right) & \text{if } 0 \leq |h| \leq r \\ C & \text{if } |h| > r \end{cases}$$

where r is the range, or correlation length of the spatial variation of behavior. C is the scale and converges toward the global variance of the data.

[45] The distribution of the projections (Figure 6) of mountain river contribution observed here is consistent with the geographic configuration of the aquifer. The most sensitive part of the distribution is located in the mountain foothills and in the vicinity of the Ill River. Closer to the Rhine River, the groundwater is less sensitive to mountain river inflow. Note that this eigenvector is the only one that has a spatial average that is nonzero, i.e., the only one which brings a positive water balance to the aquifer.

4.3.2. Second Characteristic Signal: Effective Rainfalls Contribution (Immediate Reaction)

[46] The second characteristic signal is much smoother and represents 20% of the global behavior. It can be interpreted as effective rainfall, which is maximal in winter (Figures 7 and 8). Since phase differences are not managed by the method, the infiltration signal is associated with short percolation times (in this case, percolation times are lower than 2 weeks, and the aquifer is highly sensitive to rainfalls [Cloots-Hirsch, 1990; Perez et al., 1999]). The signal also reveals the summer water loss, i.e., exfiltration or drainage. Indeed, groundwater is generally very shallow in the Rhine

aquifer north of Colmar, generating the wetlands known as “Ried”. As in the case of the first eigenvector, the variogram shows a strong continuity and a 20 km structure as well as a N20E directional anisotropy. It has been modeled by a spherical structure.

[47] In specific areas (Figure 9), such as in the Hardt forest and in the south of Strasbourg, the projections are negative. As a consequence, the characteristic signal is opposite to the piezometric head time series. These negative spatial projections are generated by the fact that two phenomena are out of phase, they are therefore inserted in the same eigenvector with either positive or negative projection. Indeed, negative values reflects the impact of summer contribution from the Rhine River and from the Hardt canal (into which Rhine water is piped in the summer season for irrigation needs), that is temporally opposite to the evapotranspiration contribution.

4.3.3. Third Characteristic Signal: Rhine Contribution

[48] The third eigenvector can be associated with Rhine inflow into the aquifer. The high-frequency part (Figure 10) of the signal matches with the observed flow of the Rhine. The low-frequency component (Figure 11) of the characteristic signal, however, does not correlate well with annual Rhine flow. This discrepancy can be explained by the projection distribution: the signal describing the Rhine flow

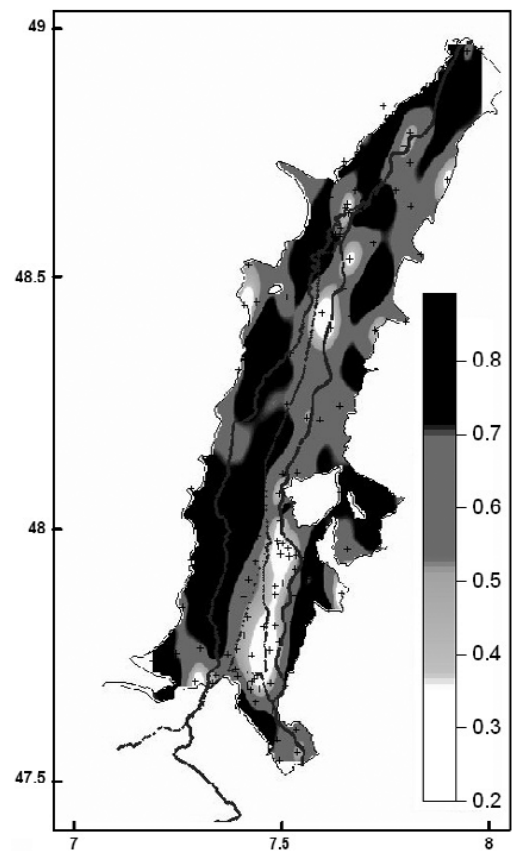


Figure 6. Regionalization of the projections $a_1(X)$ on the first eigenvector EV1, describing relative importance of river contribution to aquifer.

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

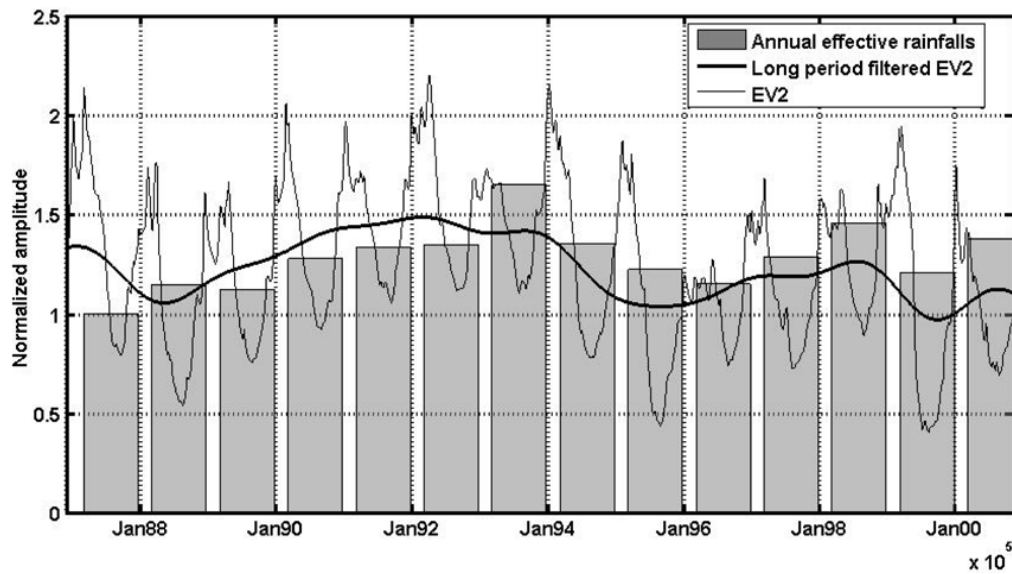


Figure 7. Annual effective rainfalls toward long-period filtered second eigenvector EV2.

at high frequencies is modulated by a low-frequency contribution from the Sundgau area (where projections are negatives). Here is an example of the “construction effect” generated by the orthogonality required by the mathematical method [Simmons *et al.*, 1983]. The distribution of the positive projections (Figure 12) concentrates along the course of the Rhine river and reveals the main exchange areas between the Rhine River and the groundwater body, such as in the south of Strasbourg and Strasbourg harbor, where the Rhine and groundwater levels are equilibrated by the docking basins. The projections are almost equal to zero on the Vosges and Black Forest mountains foothills except

in the northeast of Strasbourg where Rhine water is canalized for irrigation.

4.3.4. Fourth Characteristic Signal

[49] The fourth characteristic signal representing 4% of the global variance is the first correction signal. Interpretation is delicate, but from a temporal point of view, a water “stocking-destocking” effect should be highlighted (see Figure 2). This eigenvector is the only vector whose variogram shows a linear behavior with a nugget effect at 2/3 of the variance. It therefore does not reveal any structure. Generally, the projections are equal to zero (Figure 13) but pointing out a few specific areas such as the area between Mulhouse and Colmar where the Ill River infil-

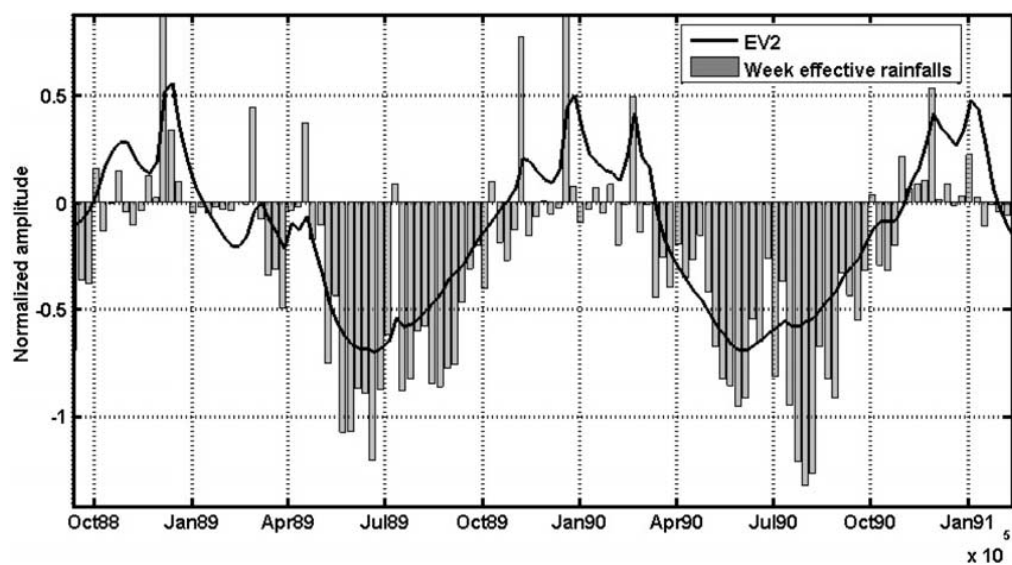


Figure 8. Week effective rainfalls toward second eigenvector EV2.

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

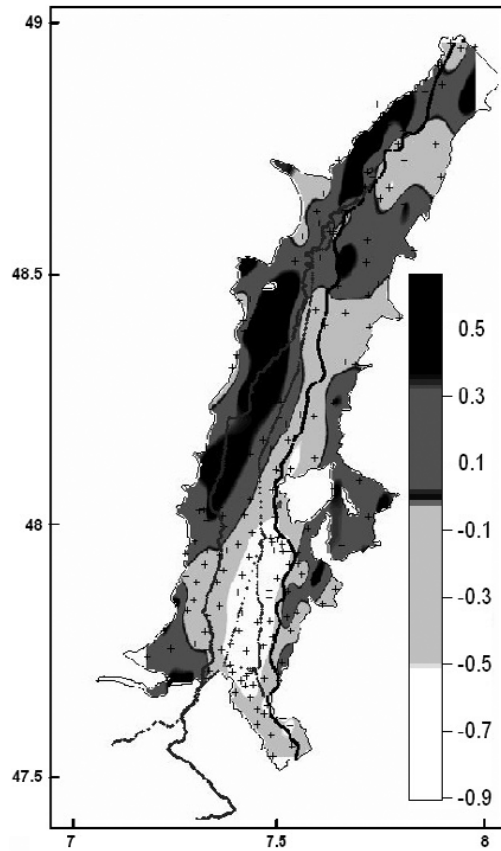


Figure 9. Regionalization of the projections $a_2(X)$ on the second eigenvector EV2, describing relative importance of effective rainfall contribution to aquifer (positive values). The out-of-phase signal (negative values) describes the summer contribution from Rhine and associated canals.

trates into the aquifer. In 1990, a strong flood led to the decolmation of the river bed of the Ill River, which caused higher infiltration rates and depletion of the river flows in summer that had to be compensated by piping water from the Rhine River through the Huningue Canal in Mulhouse in order to sustain its course [Jaillard, 2003].

4.3.5. Fifth Characteristic Signal

[50] The fifth and last eigenvector (Figure 14) is the second correction signal, and precautions should be taken for interpretation. From a temporal point of view (see Figure 2), the strong annual variation of this eigenvector is noticeable, with a maximum in winter and sharp minima corresponding to winter rainfalls and associated river floods.

[51] The variogram shows a continuous phenomenon with a structure of around 10 km. Because of the sparse sampling in the north of the aquifer compared to the correlation length, spatial interpretation could be problematic. Generally speaking, the dark colors (negative projections, i.e., amplification of winter rainfalls and river floods in high water situations and amplification of drainage in shallow water) are concentrated in the center of the valley, whereas light colors (positive projections, diminution of effect of winter rainfalls and river floods in high water situations and diminution of drainage in shallow water) are distributed on the borders. When focusing on the center of the aquifer, where sampling is tighter, a few elongated areas even have stronger negative projections. This means that annual variations have a much more significant amplitude than described by the two first characteristic signals.

[52] This eigenvector may be interpreted as the correction of the nonlinearity of the diffusive equation due to the small thickness of the aquifer toward piezometric head variations (light colors are distributed on the eastern and western borders, and especially in the south). In fact, the mathematical method strives to describe at best the energy of the piezometric head variations of the system as a whole. As a consequence, a global “linear” behavior is determined for the aquifer as a whole. A correction of the signal is then

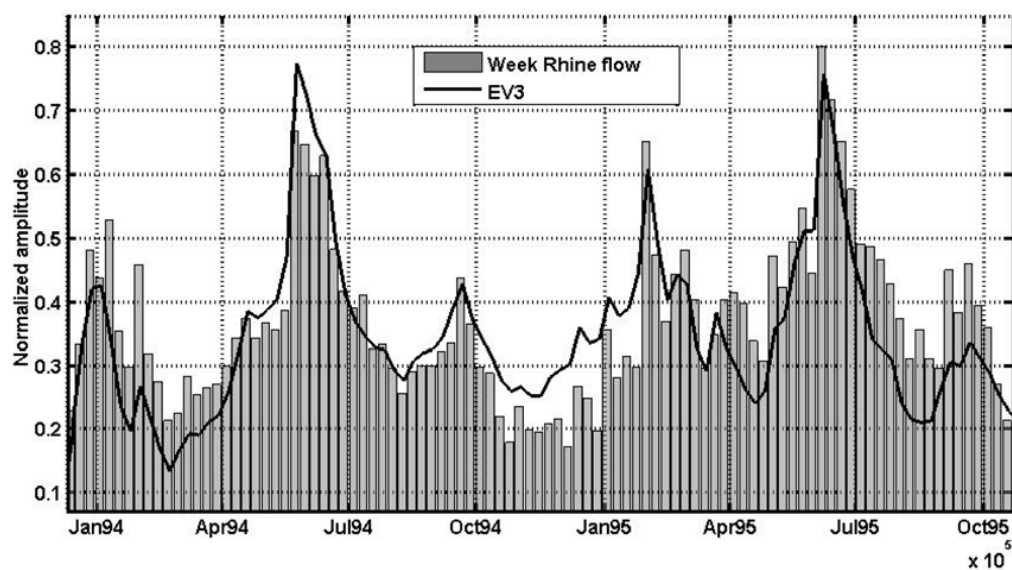


Figure 10. Weekly Rhine flow at the entrance of the aquifer toward the third eigenvector EV3.

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

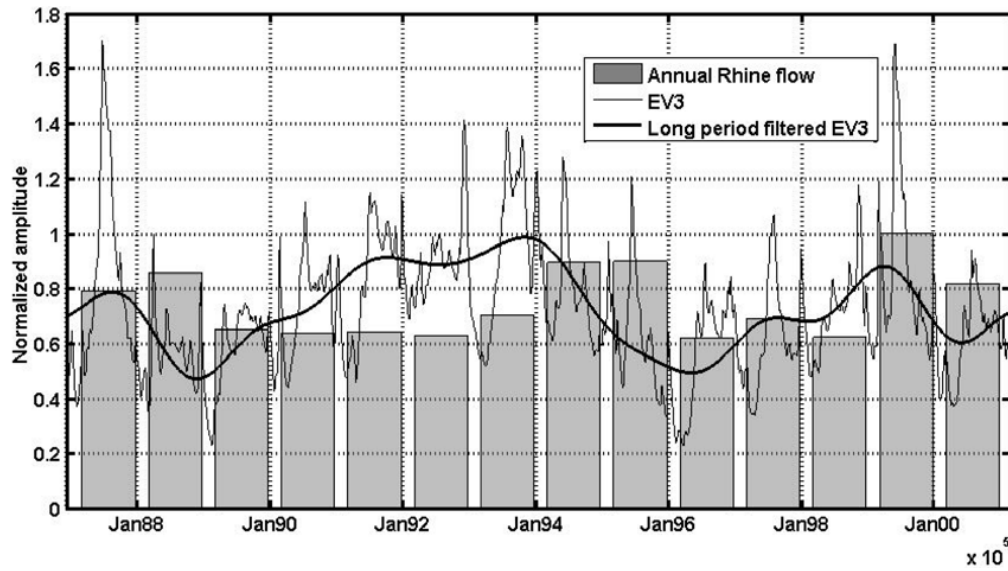


Figure 11. Annual Rhine flow at the entrance of the aquifer toward long-period filtered third eigenvector EV3.

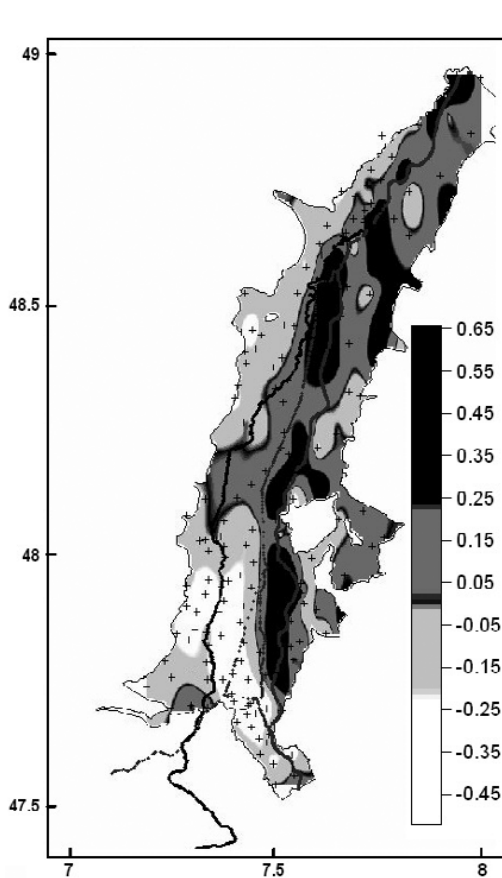


Figure 12. Regionalization of the projections $a_3(X)$ on the third eigenvector EV3, describing relative importance of the Rhine contribution to the aquifer (positive values).

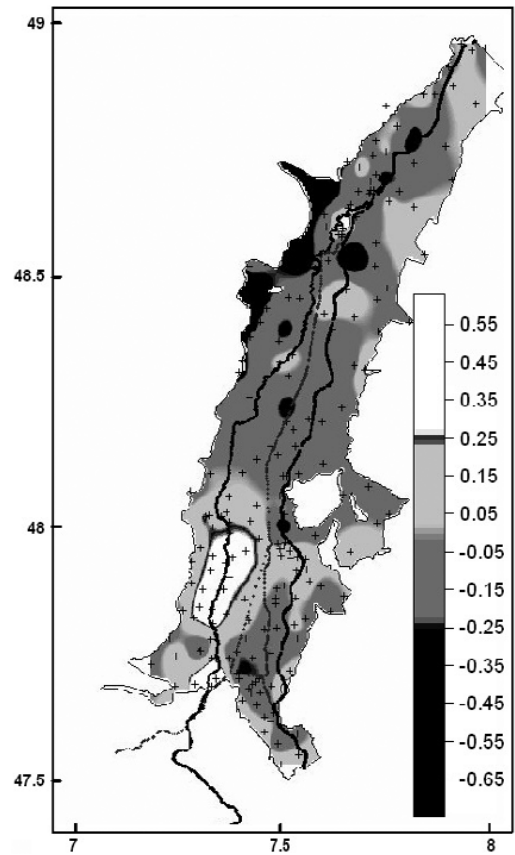


Figure 13. Regionalization of the projections $a_4(X)$ on the fourth eigenvector EV4. The long-term variation of EV4 describes the increase of the water table consecutive to the decolmation of the Ill River in 1990 (blank values).

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

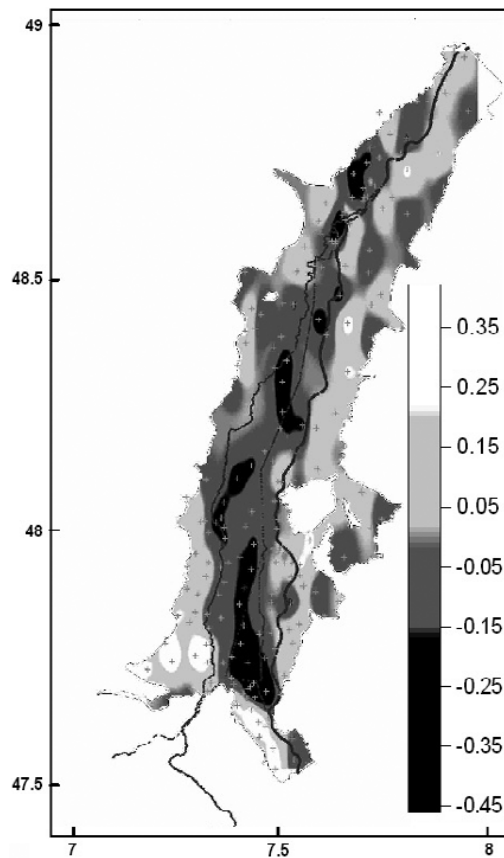


Figure 14. Regionalization of the projections $a_5(X)$ on the fifth eigenvector EV5, the annual correction of the first and second eigenvectors. Negative values indicate a stronger influence by rain and river contribution.

necessary to “complete the behavior” more locally in order to adjust the first linear behavior: A nonlinear behavior can be approximated as the sum of two linear behaviors.

[53] In the center of the aquifer, this eigenvector also seems to describe differences in aquifer properties. The shape of these north-south black structures cannot be accurately determined because of the sparse spatial sampling, but it could be interpreted as possible paleochannels. Indeed, branches of the Rhine River have been spreading in the valley, because of the flat topography, drawing a lot of islands and peninsula. From the 17th century, civil works were carried out in order to canalize the Rhine River and drain wetlands [Descombes, 1985].

4.4. Discussion

4.4.1. Flaws in the Description of the System

[54] The statistical model set up with the regionalization of the first five eigenvectors describes 80% of the variance. The missing 20% are considered as noise by the method, i.e., real noise or processes that are too local to be distinguished from noise. Globally speaking, the main behavior of the aquifer is well described. In Figure 15 the Nash efficiency for the reconstructed piezometric head is shown. Nash efficiency N [Nash and Sutcliffe, 1970] is defined as a

function of observed and reconstructed piezometric head variations $H_{observed}$ and $H_{simulated}$, and mean piezometric head variation $E(H_{observed})$ is defined as

$$N = 1 - \frac{\sum_t (H_{observed}(t) - H_{simulated}(t))^2}{\sum_t (H_{observed}(t) - E(H_{observed}(t)))^2}$$

Sixty percent of the observation wells have a Nash efficiency higher than 0.7, and 80% are higher than 0.5.

[55] The major problems are located in the center of the alluvial plain south of Strasbourg. In this area, a large man-made lake equilibrates the groundwater level with the Rhine level, resulting in very low piezometric head variations. The spatial scarcity of the data should also be noted in this area (four observation wells only). Another problematic area is located in the northeast side of the valley close to the Black Forest mountains, where water coming from the Rhine is used for irrigation.

[56] Temporally speaking, KLT is a model of immediate mix, so propagation effects of the physical processes are neglected, and amplitude errors may be introduced. Better results are obtained when quasi static phenomena are sampled. In our case a weekly sampling is surely optimal

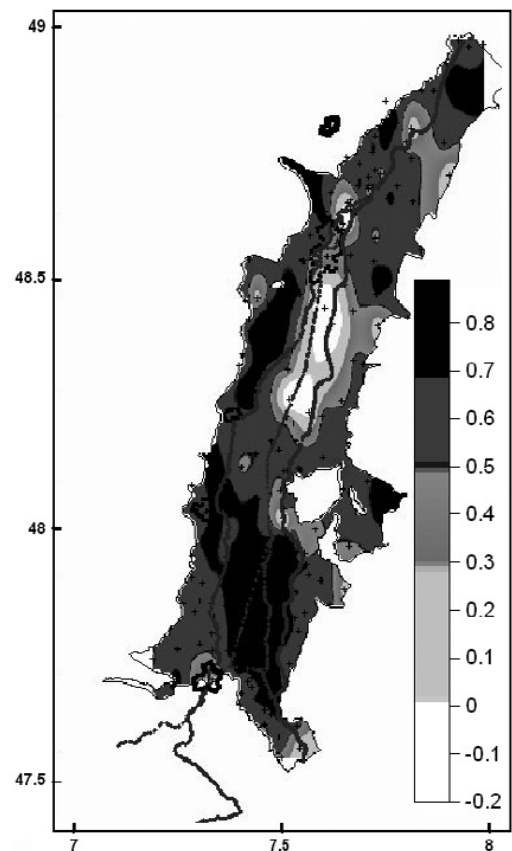


Figure 15. Regionalization of Nash-Sutcliffe efficiency of reconstructed piezometric head variations of the first five eigenvectors.

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

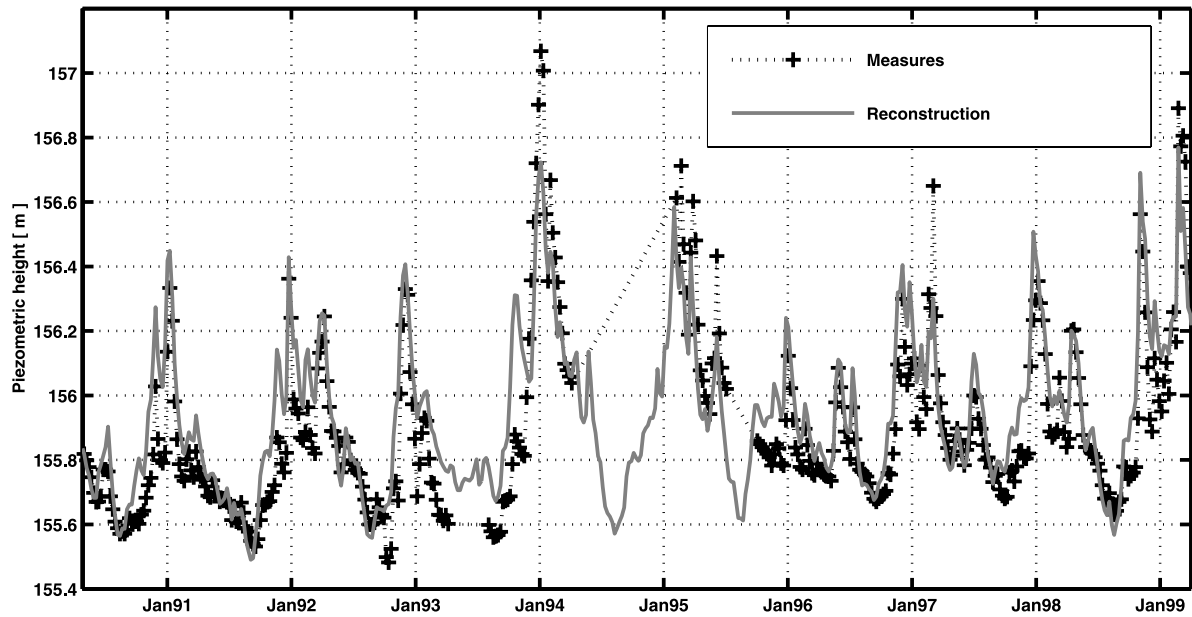


Figure 16. Superposition of measured piezometric head not used for analysis and reconstructed time series. Nash criterion is 0.7. Note the capacity of the method to interpolate time gaps.

to separate correctly the source signals into the aquifer and preserve information about river floods.

[57] Spatially speaking, errors may be generated by the smoothing effect of kriging [Chauvet, 1994], so difficulties could arise in the case of (1) strong local behavior of an observation well or (2) sparse sampling. In this study, each piezometric time series has been normalized (amplitude divided by temporal variance), meaning that the reconstruction of the time series requires a spatial interpolation of this temporal variance. In a similar study on separate hydrological basins [Hisdal and Tveito, 1992] kriging of temporal standard deviation gave unsatisfactory results due to its large spatial variability. Results are more reliable in our case because kriging is applied to temporal variance of the time series (which is an additive field) on a single hydrological unit.

[58] On the whole, when confronting unused data to reconstructed time series at the same point (see Figure 16 for an example), the error is equivalent to the one calculated for the whole aquifer.

4.4.2. Robustness of the Method

[59] A second calculation was carried out on only the French part of the Rhine aquifer (149 out of 195 observation wells, i.e., 75% of data), and a third one was carried out on only the German part (25% of observation wells). The first three major eigenvectors are almost identical to those derived from the study of the whole aquifer (see Table 2 for correlation coefficients).

[60] Phases of floods and annual variations correctly described, being only flood amplitudes slightly different between the various calculations. As a consequence, the spatial distribution of the projection is also identical too. This is important because the method succeeds in extracting the major eigenvectors thanks to a limited number of measurements. Adding data helps in separating signals from noise. As the two correction signals reflect more local

behavior, it is natural to have a lower agreement between these eigenvectors.

5. Conclusion

[61] The temporal variation of 195 piezometric heads from observation wells has been adequately described by three eigenvectors dealing with mean contribution from the river and hydrometeorological forcings into the aquifer, and two correction signals associated with the nonlinearity of the diffusion equation, environmental shaping and differences in the aquifer properties. These five characteristic signals have been derived for the entire aquifer. The spatial information was also conveniently downscaled using kriging to describe local behaviors. A statistical model of the aquifer has thus been established thanks to the combination of KLT and kriging. Only a few set of measurements is needed to extract the source signals. It is also possible to extract either a spatial or a temporal contribution from each time series, i.e., to (1) discriminate between the various contributions (rainfall, exchanges with rivers) in a piezometric head time series, (2) draw the spatial pattern of the amount of each contribution in piezometric head variation,

Table 2. Correlation Coefficient Between the Eigenvectors of the First Study With 195 Observation Wells and the Experiments With 75% of the Observation Wells and Experiments With 25% of the Observation Wells

Eigenvector	75% Observation Wells	25% Observation Wells
1	99%	97%
2	99%	95%
3	99%	90%
4	95%	85%
5	95%	65%

W04430

LONGUEVERGNE ET AL.: REGIONAL INFORMATION FROM LOCAL MEASUREMENTS

W04430

(3) reconstruct piezometric heads anywhere within the aquifer in the time span considered in the study, and (4) draw smoothed piezometric surfaces representing only sound global behavior.

[62] Finally, this method can be seen as a starting point for other problems since major hydrological processes have been quantified via the separation of source signals. Another interesting property of this mathematical decomposition is the separation of space and time that helps in other mathematical mixings, such as convolution in order to calculate the geodetic effects of mass variation in the aquifer.

[63] **Acknowledgments.** This study has been carried out within the framework of the Interreg 3 European Project "Pedagogic tools on groundwater in the Rhine valley aquifer" under the management of the Region Alsace. The first author was jointly hosted by APRONA and BRGM during the study. We thank APRONA, DIREN, LfU, and SNS for the availability of data. The authors greatly appreciate constructive remarks from Pierre Ribstein and the reviewers to improve this manuscript.

References

- Biau, G., E. Zorita, H. Von Storch, and H. Wackernagel (1998), Estimation of precipitation by kriging in the EOF space of the level pressure field, *J. Clim.*, 12, 1070–1084.
- Broomhead, D. S., and G. P. King (1986), Extracting qualitative dynamics from experimental data, *Physica D*, 20, 217–236.
- Chauvet, P. (1994), Aide mémoire de géostatistique linéaire., *Cah. Geostat.*, 2, 210 pp.
- Cloots-Hirsch, A. R. (1990), Une carte de l'extension et des mécanismes des inondations dans le ried central de l'Ill réalisée dans le cadre du PIREN-eau/Alsace, *Rev. Geogr. Est.*, 30(III), 285–288.
- Descombes, R. (1985), *Encyclopédie de l'Alsace*, Ed. Publitotal, Strasbourg, France.
- Dommenget, D., and M. Latif (2002), A cautionary note on the interpretation of EOFs, *J. Clim.*, 15, 216–225.
- Düringer, P. (1988), Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique, Ph.D. thesis, 278 pp., Univ. of Strasbourg, Strasbourg, France.
- Elsner, J. B., and A. A. Tsonis (1996), *Singular Spectrum Analysis: A New Tool in Time Series Analysis*, Elsevier, New York.
- Gerbrands, J. J. (1981), On the relationship between SVD, KLT and PCA, *Pattern Recognit.*, 14(1), 375–381.
- Gottschalk, L. (1985), Hydrological regionalization of Sweden, *Hydrol. Sci.*, 30(1), 65–83.
- Grimmer, M. (1963), The space-filtering of monthly surface anomaly data in terms of pattern using empirical orthogonal functions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 89, 395–408.
- Hisdal, H., and O. E. Tveito (1992), Generation of runoff series using empirical orthogonal functions, *Stochastic Hydrol. Hydraul.*, 6, 255–269.
- Jaillard, L. (2003), BRGM: Elements d'hydrologie et d'hydrogéologie entre Mulhouse et Colmar en vue d'une modélisation de la nappe d'Alsace, report, 16 pp., Luc Jaillard Ing.-Conseil, Mulhouse, France.
- Jolliffe, I. T. (2002), *Principal Component Analysis*, Springer, New York.
- Journel, A. G., and C. J. Huijbregts (1978), *Mining Geostatistics*, 600 pp., Elsevier, New York.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models, 1, A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282–290.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, and F. J. Moeng (1982), Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Mon. Weather Rev.*, 110, 699–706.
- Pereira, F. (2004), Analyse spatio-temporelle du champ géomagnétique et des processus d'accélération solaires observés en émission radio, Ph.D. thesis, 178 pp., Univ. of Orléans, Orléans, France.
- Perez, J. S., M. Tremolieres, N. Takatret, P. Ackerer, A. Eichborn, and G. Maire (1999), Quantification of nitrate removal by a flooded alluvial zone in the Ill floodplain (eastern France), *Hydrobiologia*, 410, 185–193.
- Saporta, G. (1990), *Probabilités, Analyse des Données et Statistique*, 493 pp., Technip, Paris.
- Shun, T., and C. J. Duffy (1999), Low-frequency oscillations in precipitation, temperature and runoff on a west facing mountain front: A hydro-geologic interpretation, *Water Resour. Res.*, 35(1), 191–201.
- Simmons, A. J., G. W. Branstator, and J. M. Wallace (1983), Barotropic wave propagation, instability and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, 40, 1363–1392.
- Sittler, C. (1969), Le fossé rhénan en Alsace, aspect structural et histoire géologique, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 11, 465–494.
- Swadhin, K. B., A. R. Suryachandra, N. S. Hameed, and Y. Tshio (2002), Comments on "A cautionary note on the interpretation of EOFs," *J. Clim.*, 16, 1087–1093.
- Villemin, T., F. Alavarez, and J. Angelier (1986), The Rhinegraben: Extension, subsidence and shoulder uplift, *Tectonophysics*, 128, 47–59.
- von Storch, H., and F. W. Zwiers (1999), *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Wackernagel, H. (1995), *Multivariate Geostatistics*, 256 pp., Springer, New York.
- Wilks, D. S. (1995), *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier, New York.

P. Elsass, Service géologique régional Alsace, BRGM, 15 Rue du Tanin, BP 6009, Lingolsheim, F-67834 Tanneries, France.

N. Florsch and L. Longuevergne, UMR Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, F-75252 Paris, France. (laurent.longuevergne@ccr.jussieu.fr)

Une hypothèse forte : la linéarité

L'hypothèse de mélange linéaire, à la base de la technique de séparation par transformation de Karhunen-Loève, nécessite que les observations puissent être approximées par une combinaison linéaire de plusieurs contributions. La nappe des alluvions rhénanes est libre ; l'équation différentielle qui régit les variations de hauteur ΔH n'est donc linéarisable que si les variations de niveaux piézométriques sont négligeables devant l'épaisseur de l'aquifère. D'une manière générale, l'aquifère est installé dans le graben rhénan et il est suffisamment épais pour que cette hypothèse soit satisfaite.

Quelques problèmes apparaissent dans la partie sud de l'aquifère, lorsque l'aquifère est délimité par le Sundgau. En tentant de décrire au mieux l'énergie de l'ensemble du système, la méthode fabrique ainsi un signal de correction, le cinquième vecteur propre, pour adapter les comportements plus locaux. La non-linéarité est donc approchée par la somme de deux signaux linéaires. En effet, les projections positives sur le cinquième vecteur propre, qui réduisent les effets annuels, sont limitées aux zones où l'épaisseur de l'aquifère ne peut être considérée comme suffisante (voir figure 4.18). Ce cinquième vecteur propre est à nouveau identifié lors d'une étude plus récente, avec un échantillonnage spatial et temporel différent (voir figure 4.20).

Robustesse de l'analyse

Cette méthode a permis de quantifier la contribution relative et la variabilité spatiale des processus physiques sous-jacents (mais déjà connus), avec la contrainte de travailler avec des signaux mathématiques et non plus physique. Une discussion de la réalité physique des signaux déterminés est conduite dans l'article.

La méthode retrouve les mêmes signaux caractéristiques principaux, même lorsque seuls 25% des données initiales sont utilisées. L'étude initiale a été complétée par un travail sur la période 1997-2007 avec 188 piézomètres, qui ne sont pas nécessairement les mêmes que précédemment. On retrouve toujours les trois premiers vecteurs propres (voir les figures 4.19). Le quatrième vecteur propre, associé aux effets long terme de la crue de l'Ill en 1990 n'est plus extrait de l'analyse, ce qui est normal. Par contre, il est possible de retrouver le cinquième vecteur propre, qui décrit un comportement local (voir figure 4.20).

A noter que si le modèle de mélange immédiat ne convient pas et si la prise en compte des déphasages devient indispensable, des méthodes spectrales du type MSSA, ou celle développée par Pinault & Schomburgk (2006) seront bien plus robustes. Cette dernière méthode a été comparée avec la transformation de Karhunen-Loève sur la nappe des alluvions rhénanes, dans Schomburgk. et al. (2004).

Intérêts et applications de la méthode

Cette méthode mathématique, appliquée à un système physique gouverné par l'équation de diffusion, donne de très bons résultats, malgré les restrictions liées à l'hypothèse de mélange immédiat, qui ne permet pas prendre en charge des variations de phase au sein du système étudié. En effet, les valeurs propres se séparent très bien, les vecteurs propres sont donc bien déterminés (en tous cas, les trois premiers). Une telle stabilité est difficile à obtenir avec des champs météorologiques où un grand nombre de processus se mélangent, avec une dynamique de propagation. Enfin, dans notre étude la contrainte d'orthogonalité n'est pas réellement restrictive, parce que la méthode est appliquée à des séries temporelles de près de 1000 échantillons (North et al., 1982).

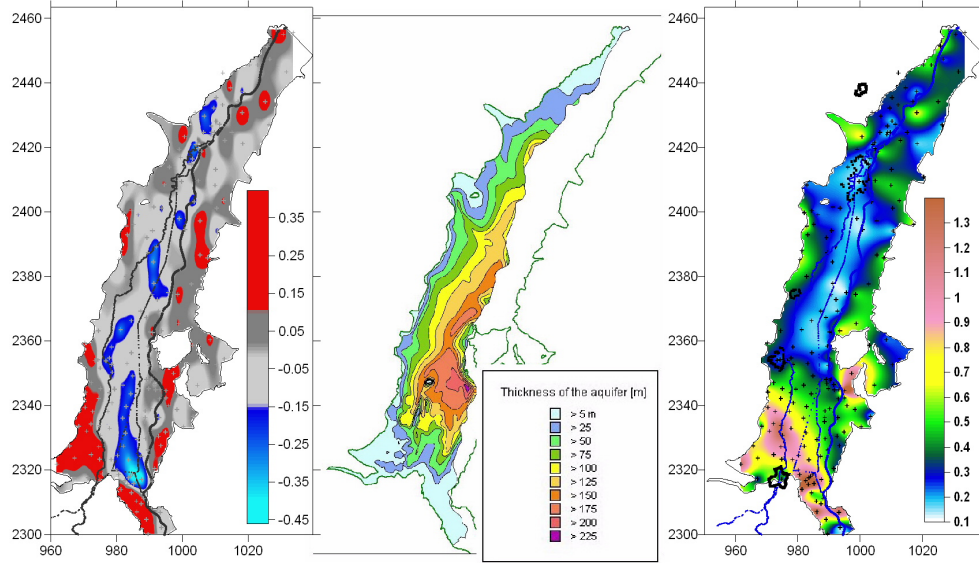


FIG. 4.18 – Trois cartes : à gauche, régionalisation des projections sur le cinquième vecteur propre. Les valeurs positives correspondent aux zones où les variations annuelles sont réduites (par rapport à l'ensemble du système d'étude). Au centre : épaisseur de l'aquifère (limité à la partie française (source : APRONA). A droite : écart-type de la série temporelle [m]. 95% de la variabilité se situe dans une bande de +/- 2 fois l'écart type.

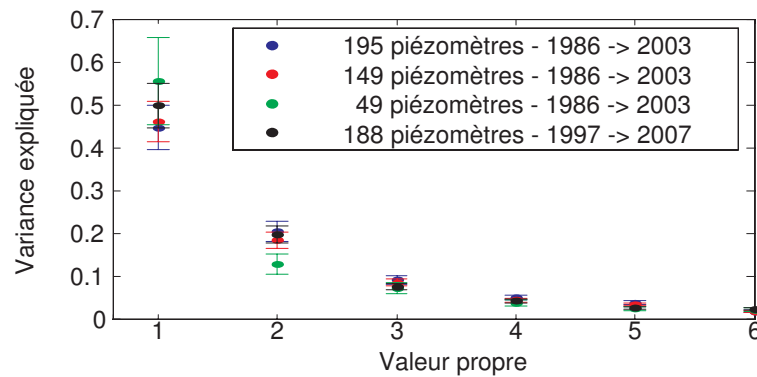


FIG. 4.19 – Valeurs propres et incertitudes associées pour quatre échantillonnages différents de la nappe des alluvions rhénanes.

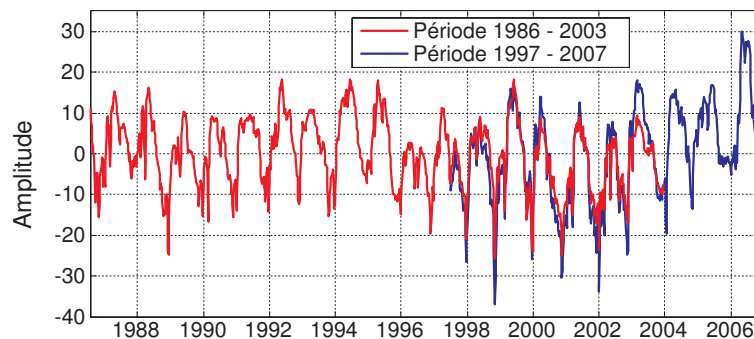


FIG. 4.20 – Vecteur propre décrivant le signal de correction du comportement linéaire de l'aquifère, pour les échantillonnages 1986-2004 et 1997-2007.

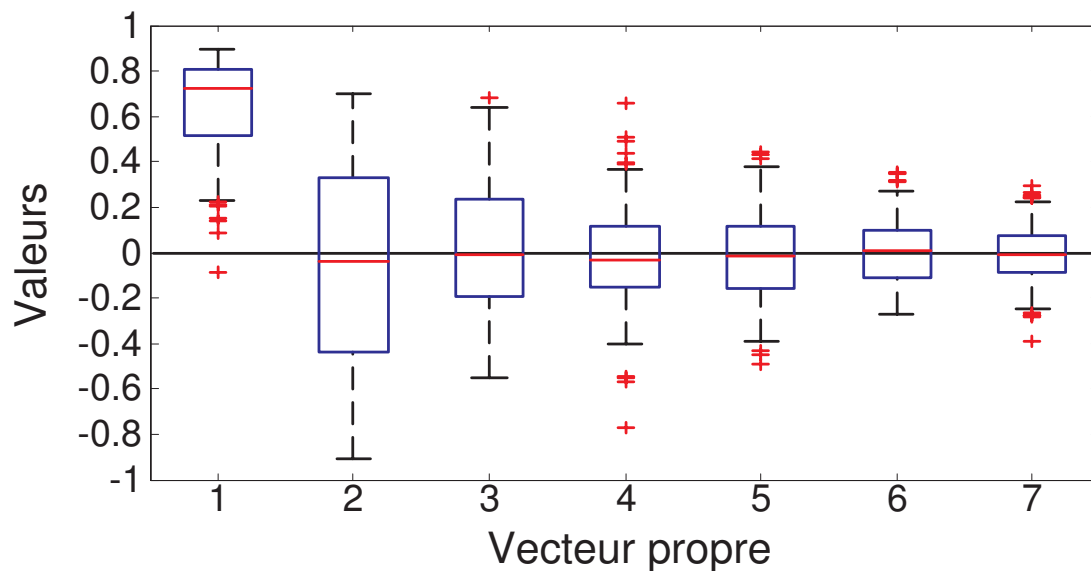


FIG. 4.21 – Distribution des projections spatiales a_k pour les sept premiers vecteurs propres (boîtes à moustaches). Les rectangles montrent le quartile inférieur, la médiane et le quartile supérieur de la distribution des projections sur chaque vecteur propre. Les croix rouges aux autres valeurs isolées.

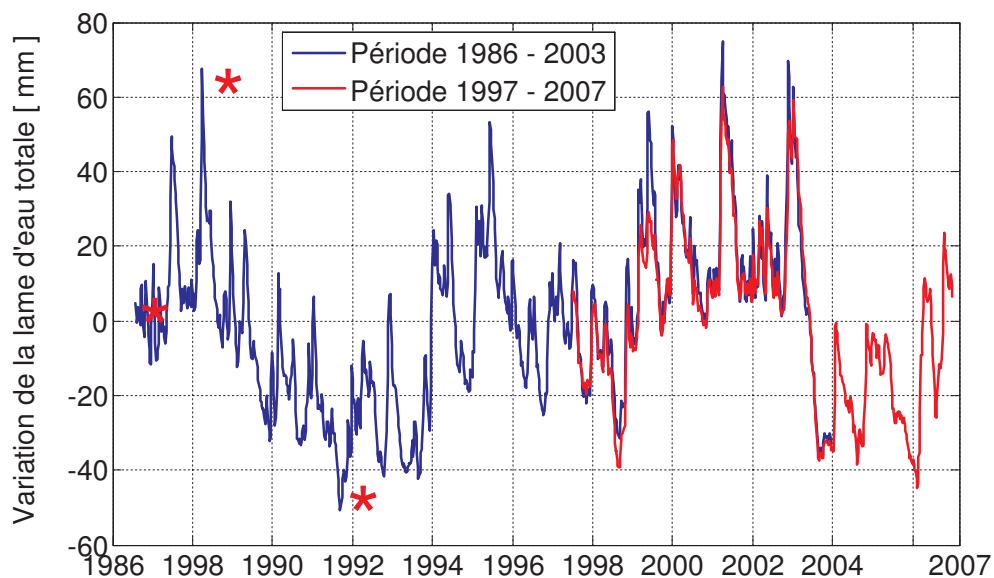


FIG. 4.22 – Lame d'eau calculée en utilisant une porosité de 15% pour l'ensemble de la nappe des alluvions rhénanes, suivant les deux périodes échantillonnées. Les étoiles rouges correspondent aux situations de moyennes eaux, hautes eaux et basses eaux.

La méthode présente un intérêt particulier pour la compréhension du fonctionnement interne d'un système physique. On peut citer d'autres intérêts particuliers :

- Filtrer des séries temporelles,
- Mettre en place un modèle de reconstruction, qui ne contient que des informations filtrées à partir de forçages identifiés et qui permet une interpolation spatiale plus facile (voir Longuevergne et al., 2006, pour une application),
- Renseigner d'autres études, comme l'initialisation de modèles complexes. La séparation entre l'espace et le temps, par exemple, facilite également la mise en place de techniques mathématiques gourmandes en calculs (la convolution spatiale pour calculer des effets géodésiques),
- Extraire des informations régionales à partir de mesures locales, ce qui permet de "mettre à l'échelle" des données ponctuelles pour une éventuelle comparaison avec des informations intégratives, telles que des données spatiales (SMOS, voir Crossley et al., 2005, pour les données GRACE),
- Déterminer la variation de lame d'eau, pour le système "nappe des alluvions rhénanes". Nous allons détailler ce point dans la section suivante.

Détermination de la variation de lame d'eau

La répartition des projections a_k sur chaque vecteur propre donne une information sur le bilan en eau. La figure 4.21 montre en effet qu'en moyenne dans le temps et dans l'espace, seules les projections sur le premier vecteur propre ont une moyenne non nulle). Ainsi, si les rivières de montagne expliquent 50% du comportement de la nappe des alluvions rhénanes, elles apportent également la majeure partie de l'eau à la nappe des alluvions rhénanes !

Les cinq premiers vecteurs propres ont permis de mettre en place un modèle de reconstruction filtré de la nappe des alluvions rhénanes. L'information de porosité est ensuite nécessaire pour déterminer la variation de lame d'eau totale du système "nappe des alluvions rhénanes". Elle a été considérée comme constante et égale à 15% (Ackerer, communication personnelle).

La figure 4.22 montre la variation de lame d'eau moyenne déterminée. Les étoiles rouges correspondent aux situations de moyennes eaux, hautes eaux et basses eaux, utilisées comme références pour les études hydrologiques. Il faut noter l'impact du manque de précipitations en 2003, qui a induit une situation de basses eaux une année après une situation de hautes eaux. Ce résultat confirme que la nappe des alluvions rhénanes est extrêmement sensible aux manques de précipitations sur les montagnes des Vosges et de la Forêt Noire. La situation tend à revenir à la normale, après plusieurs années, les bassins versants montagnards rétablissant leurs stocks en eau avant de pouvoir faire ruisseler les excès vers le bassin rhéna.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Ce chapitre a permis de mettre en place un ensemble de notions et d'outils hydrologiques relatifs aux variables du couplage définies en début de chapitre.

Les processus de déformation par surcharge et par attraction directe sont engendrés par la quantité d'eau stockée à la surface continentale. Il n'existe pas de méthode de mesure directe du stock d'eau dont le support soit équivalent à la mesure géodésique (aux deux échelles locales et régionales déterminées). Ceci implique que les forçages hydrologiques relatifs aux deux processus de déformation exigent à chaque fois des outils de modélisation hydrologique. Il faut notamment déterminer des flux conséquents en volume, l'évapotranspiration réelle et les échanges souterrains.

Les déformations élastiques générées par des variations de pression exigent de calculer les variations de hauteur d'une colonne d'eau connectée au sein d'une sous-entité hydrologique. Cette information ne peut être mesurée que si les fractures restent en subsurface.

La modélisation hydrologique semble donc inévitable. La connaissance précise des flux qui forcent les modèles hydrologiques, c'est-à-dire des précipitations et des flux à l'exutoire, conditionne en priorité la qualité des modélisations. Cette remarque est d'autant plus vraie que les précipitations apparaissent explicitement dans le calcul de la lame d'eau stockée.

Les informations d'humidité des sols donnent beaucoup plus d'informations sur la représentation des processus internes que le débit à l'exutoire. La mesure du débit est par contre nécessaire pour valider le bilan hydrologique, qui ne peut être validé uniquement par l'humidité des sols (Western & Grayson, 2000). Si l'avantage d'une approche distribuée par rapport à une approche globale est de pouvoir fournir une représentation spatialisée du fonctionnement du bassin, la validation de cette représentation reste délicate si l'on ne dispose pas de données complémentaires au débit (Perrin, 2000). Dans ce cas-là, le choix du modèle doit donc être conduit par le principe de parcimonie.

QUELLE MÉTHODOLOGIE POUR LE COUPLAGE ?

SOMMAIRE

5.1	CONTRIBUTIONS ENVIRONNEMENTALES AUX OBSERVABLES GÉODÉSIQUES . . .	105
5.1.1	Déformations enregistrées à Grotta Gigante	105
5.1.2	Variations de gravité observées	106
5.1.3	Principales difficultés des contributions environnementales	107
5.2	MÉTHODOLOGIES APPLIQUÉES DANS LA LITTÉRATURE	108
5.2.1	Une approche locale	108
5.2.2	Une approche déterministe	109
5.3	QUELLE MÉTHODOLOGIE POUR LE COUPLAGE ?	111
5.3.1	La modélisation physique	111
5.3.2	Méthode de couplage basée sur les fonctions de Green	111
5.3.3	Quelle modélisation hydrologique pour la géodésie ?	113
	CONCLUSION	114

CE chapitre s'appuiera sur l'ensemble des notions développées dans les deux chapitres précédents : les outils et les méthodes relatives au calcul de la déformation et à la détermination du forçage hydrologique à la surface terrestre. Nous allons mettre en place une méthodologie adéquate pour le couplage entre hydrologie et géodésie.

Cette investigation va être basée en premier lieu sur des données réelles et leur interprétation qualitative : une série temporelle de 39 années enregistrée par le pendule horizontal installé à Grotta Gigante, en Italie, et 5 années de données enregistrées par plusieurs gravimètres supraconducteurs européens qui font partie du réseau GGP (*Global Geodynamic Project*).

Une revue des méthodologies utilisées dans la littérature pour traiter les contributions environnementales conduira à la mise en place d'une méthodologie de couplage qui permettrait de faire bénéficier à une discipline les résultats que lui fournit l'autre (et vice versa) : la modélisation physique.

La contribution de la redistribution des masses fluides à l'échelle globale a été traitée dans plusieurs travaux, par exemple ceux de Dong et al. (2002), Boy et al. (2003)

et Boy & Hinderer (2006). Ce travail va donc se concentrer sur les échelles régionales et locales. Le couplage entre géodésie et hydrologie nécessite de traduire ces deux échelles qui participent aux déformations géodésiques en des échelles accompagnées d'une signification hydrologique. La démarche sera précisée pour les processus de déformations par surcharge et attraction directe, puisque le formalisme général des fonctions de Green permettra de lier linéairement la lame d'eau moyenne maintenue au sein d'une unité hydrologique à la déformation observée.

5.1 CONTRIBUTIONS ENVIRONNEMENTALES AUX OBSERVABLES GÉODÉSIQUES

5.1.1 Déformations enregistrées à Grotta Gigante

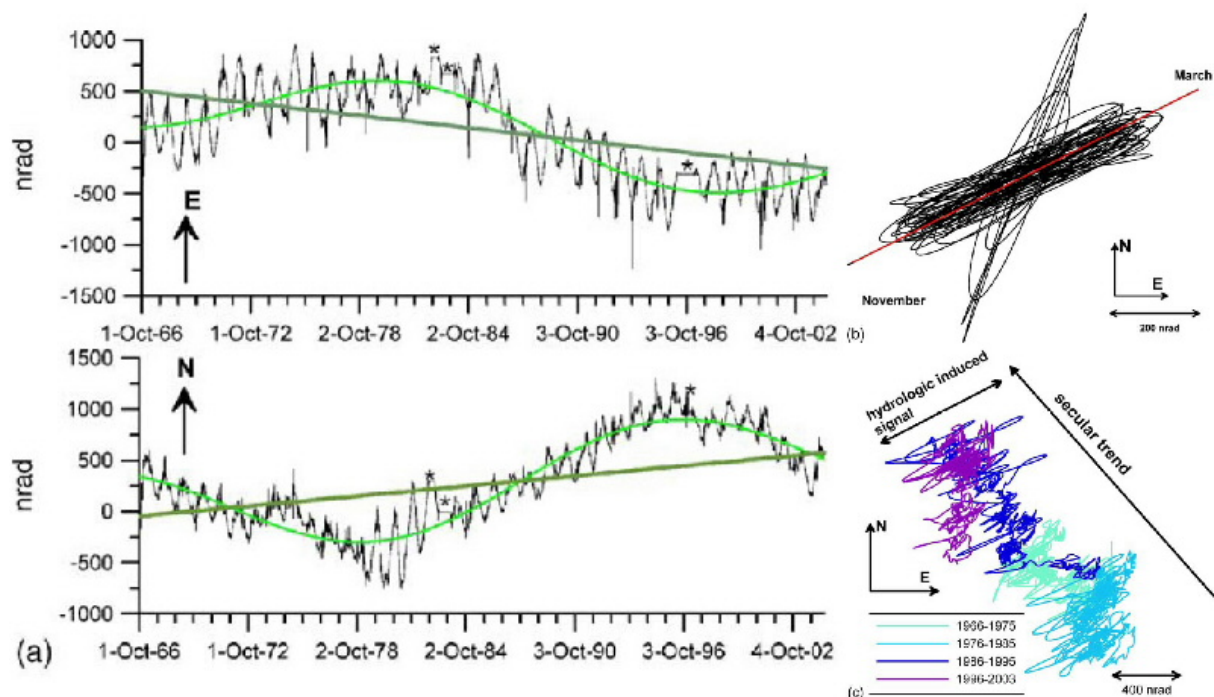


FIG. 5.1 – a) Signal inclinométrique enregistré par le pendule vertical installé à Grotta Gigante (Trieste). Données mensuelles en noir, sinusoïde de période 32 ans en vert, dérive séculaire de 23,4 $nrad/an$ superposée. b) Courbes hodographiques représentant la polarisation NE-SW des variations annuelles, les extrema étant datés de novembre et mars. c) Courbes hodographiques prenant en compte la dérive séculaire. Les différentes couleurs se réfèrent à plusieurs fenêtres temporelles. Adapté de Braitenberg et al. (2006).

La figure 5.1 présente les 39 années d'observations du pendule horizontal de 95 m de long installé à Grotta Gigante près de Trieste, en Italie. Les auteurs, Braitenberg et al. (2006), explorent les variations à long terme observées en exploitant différents forçages environnementaux mesurés (pression, température, précipitations). Ici, la méthode utilisée, habituelles en géodésie, repose sur la séparation des signaux suivant leurs bandes de fréquence. A noter que cette série temporelle géodésique est sûrement la plus longue disponible, ce qui la rend exceptionnelle. Si les interprétations à long terme des séries gravimétriques tendent à se généraliser actuellement, ce travail est également un des premiers à tenter le déchiffrement des variations long-terme en inclinométrie.

Ainsi, la dérive séculaire de 23,4 $nrad/an$ est liée à la tectonique régionale : l'ordre de grandeur et la direction sont tout à fait cohérents avec des modèles géologiques et les observations relatives de niveaux marin, l'élévation stérique du niveau de la mer Adriatique de 1,1 mm/an étant négligeable. Ils mettent également en évidence un signal de période 32 ans, d'amplitude 270 $nrad$, d'origine indéterminée. L'origine hydrologique de cette déformation est rejetée à partir des données de précipitations. Leurs instruments mesurent en effet des pluies moyennes de l'ordre 10 $mm/mois$,

ce qui réduit dramatiquement l'amplitude du cycle hydrologique estimé. Le signal annuel est bien marqué, d'une amplitude de 400 *nrad* et garde généralement la même direction $N64^{\circ}E$. Les auteurs mettent en avant une influence thermique, vu le caractère très lisse des variations annuelles et ils rejettent une contribution hydrologique. Les variations court terme sont à nouveau expliquées et interprétées comme des variations de pression.

Du côté instrumental, la compréhension des phénomènes long terme enregistrés s'apparente à un jeu de piste. La robustesse des systèmes de mesure semble essentielle dans ce jeu. Les climatologies disponibles sur les sites météorologiques¹. donnent en effet des précipitations de l'ordre de 80 *mm/mois*. L'amplitude des forçages hydrologiques est donc plus importante que ce qui était attendu, le processus de déformation lié aux fractures ne doit donc pas être écarté pour autant. Enfin, seule la modélisation permet de lever les incertitudes et les ambiguïtés, en particulier pour les déformations annuelles.

5.1.2 Variations de gravité observées

Boy & Hinderer (2006) s'attachent à un travail de modélisation des contributions internes et environnementales (atmosphère, océan et hydrosphère) de période supérieures à un mois (voir le tableau 5.1). Les confrontations avec des données de plusieurs observations gravimétriques issues du réseau GGP se révèlent concluantes, l'ensemble des modélisations permettant d'expliquer un grande partie des résidus. Ils estiment la précision sur la modélisation de l'ensemble des contributions à $10nm.s^{-2}$.

Plusieurs points intéressants sont à retenir de ce travail. D'abord, l'ensemble des contributions hydrologiques, atmosphériques et océaniques ont une contribution annuelle marquée, et potentiellement en phase, car liées au cycle climatique terrestre. Les méthodes de séparation des différentes contributions selon leur bande de fréquence se révèlent donc inefficaces. La contribution atmosphérique 3D, c'est-à-dire la redistribution des masses atmosphériques sans variation de pression, illustrée par Neumeyer et al. (2004), se révèle être la contribution annuelle non modélisée (et difficilement modélisable) de plus grande amplitude.

Enfin, les auteurs soulignent l'importance de l'hydrologie locale. Leurs forçages sont issus du modèle global GLDAS (Rodell et al., 2004b) qui est pertinent pour modéliser la contribution globale. Ces forçages ne sont pas assez précis pour décrire l'hydrologie locale, les prédictions hydrologiques sont ainsi déphasées ou de mauvaise amplitude.

Le mélange entre ces différentes échelles spatiales est avéré. La figure 5.2 montre les résidus de gravité mensuels observés sur cinq années par plusieurs gravimètres supraconducteurs, classés selon qu'ils soient au-dessus ou en-dessous du sol. A l'échelle annuelle, le comportement hydrologique d'un sol en Europe et celui du super-bassin européen sont identiques. Ainsi, dans le premier cas, les déformations locale et globale s'additionnent ; les résidus sont donc importants, le cycle annuel est bien marqué. Si le gravimètre est sous terre, les déformations locale et globale se compensent, les résidus sont ainsi divisés par deux et le cycle annuel est plus difficilement visible. Les fortes variations sont typiquement liées aux différences de phase

¹voir le site internet <http://fr.weather.com/weather/climatology/ITXX0080>

TAB. 5.1 – Phénomènes qui contribuent à aux variations gravimétriques supérieures à 3 jours

Phénomène	Amplitude $nm.s^{-2}$	Période caractéristique, supérieure à 3 jours
Marée solide	150	14,7 j, 28 j, 1/2 an, 1 an
Surcharge océanique (marée)	5	14,7 j, 28 j, 1/2 an, 1 an
Circulation océanique	5	1 an
Mouvement du pôle	100	430 jours
Atmosphère (plaquée)	100	3 – 15 jours, 1 an
Atmosphère 3D (Neumeyer et al., 2004)	10	3 – 15 jours, 1 an
Hydrologie globale	50	1 an
Hydrologie locale	50 (estimée)	1 an

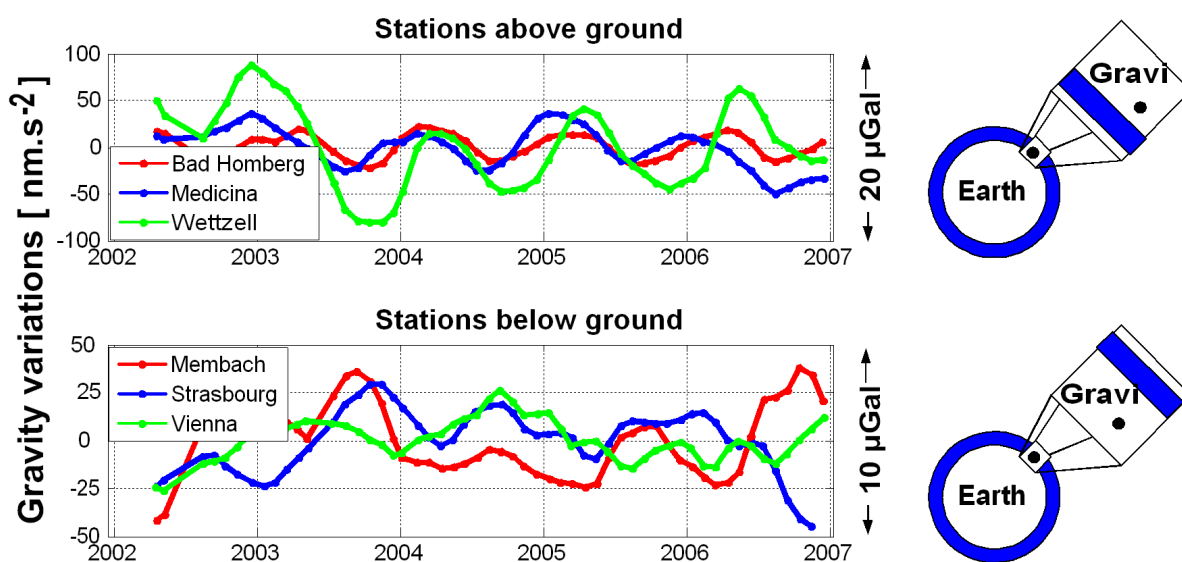


FIG. 5.2 – Résidus selon situation du gravimètre. Adapté d'après (Crossley et al., 2006).

entre la surcharge à l'échelle globale et la déformation locale par attraction newtonienne. A noter que l'amplitude des contributions hydrologiques locale et globale sont du même ordre de grandeur puisqu'ils forment des interférences constructives ou destructives (voir la figure 5.2).

5.1.3 Principales difficultés des contributions environnementales

La corrélation marquée entre l'ensemble des champs environnementaux (voir par exemple le travail de la partie 4.5.2, page 84) est une difficulté majeure du couplage entre géodésie et hydrologie. Ainsi les dépressions apportent des précipitations, et à l'échelle annuelle, le comportement des entités hydrologiques est homogène à l'échelle de plusieurs centaines de kilomètres. Leurs contributions géodésiques se mélangent. Ainsi, caler des contributions environnementales sur des données géodésiques peut conduire à un calcul biaisé de la contribution hydrologique, et donc à une estimation erronée de la lame d'eau stockée (Tervo et al., 2006). Ce point est

également développé par Bower & Courtier (1998). Ils mettent en évidence le fait que si le calcul de stock est réduit aux variations dans la zone saturée, caler des données piézométriques sur les mesures géodésiques conduit à estimer une porosité dynamique qui est plus importante qu'en réalité. En effet, si le stockage dans la zone non saturée n'est pas pris en compte, cette partie du stock est intégrée dans le calage sur les données piézométriques.

5.2 MÉTHODOLOGIES APPLIQUÉES DANS LA LITTÉRATURE

Les principales études relatives au couplage entre la géodésie au sol et l'hydrologie sont issues de la communauté géodésique et guidées par cette nécessité "géodésique" qui consiste à s'affranchir de la contribution d'origine hydrologique. La littérature à ce sujet peut être classée en deux familles méthodologiques différentes. Bien que les deux approches aient conduit à de bons résultats, elles diffèrent dans les processus de déformation modélisés, et dans l'échelle spatiale de l'investigation.

5.2.1 Une approche locale

Une première méthodologie se concentre sur les déformations d'origine locale. Cette méthodologie consiste en des études de corrélation entre les observables géodésiques et des observations locales de pluie, de piézométrie, de mesures de teneur en eau ou de modèles simples forcés principalement par des pluies (Mäkinen & Tattari, 1990; Imanishi et al., 2006; Van Camp et al., 2006; Meurers et al., 2007).

Étant donné le caractère intégrateur des mesures géodésiques, caler des observations ponctuelles ou des modèles hydrologiques sur les mesures géodésiques joue le rôle de "distribution" de la lame d'eau déterminée. Cette méthode a pour inconvénient de s'affranchir du processus de déformation, généralement sous-entendu mais rarement explicitement indiqué dans la plupart des publications).

Du point de vue temporel et spatial, cette correction est limitée par l'échantillonnage temporel et le support spatial du suivi hydrologique installé.

Corrélations entre observations géodésiques et hydrologiques

Les méthodes de corrélation (visuelle ou numérique) ont permis de mettre en évidence la contribution environnementale aux observables géodésiques, et ce dès Lettau (1937). Vu la faible représentativité spatiale des mesures de piézométrie et de teneur en eau (principalement utilisées dans ces études), ces méthodes ne permettent pas de quantifier la contribution hydrologique avec suffisamment de confiance (Harnisch & Harnisch, 2006; Lesage et al., 1983).

A noter l'étude récente de Van Camp et al. (2006), qui prend soin d'appréhender les effets locaux à l'aide d'un ensemble de mesures TDR installées sur un profil vertical et qui ont été calibrées sur des échantillons de sol. Les conditions locales ne lui permettant pas d'estimer un profil de porosité, les auteurs ont calé les données sur les observations gravimétriques. Ils perdent ainsi la robustesse dans l'analyse de la contribution locale.

Calage de modèles sur les observations géodésiques

La mise en place de modèles simples, linéaires ou non-linéaires (généralement des réservoirs ou un enchaînement de réservoirs) ont permis d'améliorer la prise en charge de la contribution hydrologique (Bower & Courtier, 1998; Crossley et al., 1998), en particulier pour les mesures de déformations, dont le lien avec les observations hydrologiques est bien moins linéaire qu'en gravimétrie (Wolfe et al., 1981; Latynina et al., 1993).

Yamauchi (1987), traite en l'occurrence le problème par une succession de trois réservoirs liés par des lois d'écoulements simples, et un ensemble de trop-pleins pour intégrer la non-linéarité. Il force son modèle par les précipitations, auxquelles il retire une quantité fixe en été (sans parler d'évapotranspiration). Même s'il n'explique pas comment il a obtenu un tel modèle (par tâtonnements?), son modèle calé sur trois ans de données géodésiques explique 90% de la variance du signal, il est même reproductible sur huit années de données.

Méthodologie orientée vers les processus hydrologiques

Une méthodologie originale et intéressante, mise en place dans les travaux de Kroner et al. (2004) et Kroner & Jahr (2006) sur le site de l'observatoire de MOXA, consiste à effectuer des expériences d'injections d'eau à des points stratégiques, puis à comparer différents signaux observés (piézométrie et gravité). Le site est extrêmement bien instrumenté, ce qui permet de bien asseoir les écoulements déterminés. Le contrôle du forçage permet de singulariser les écoulements et les entités hydrologiques pour mieux les comprendre et mieux cerner l'impact géodésique associé.

Afin de mieux cerner la contribution des sols situés au-dessus du gravimètre, un essai de charge en eau a été réalisé sur le toit de l'observatoire. Ainsi, une lame d'eau d'une épaisseur de 4 cm a été accumulée en 30 min sur le toit (voir figure 5.3). Les variations de gravité observées sont dessinées sur la figure 5.4. Malheureusement, juste après l'expérience, une pluie réelle a limité dans le temps l'interprétation de cette expérience. Le gradient entre les deux sphères permet de confirmer une accumulation d'eau sur le toit en béton de l'observatoire (et non pas à la surface du remblai au-dessus du toit). Un modèle d'écoulement au premier ordre permet également de déterminer une perméabilité de $10^{-2} m.s^{-1}$, compatible avec la nature des éboulis présents sur le toit (Longuevergne, 2002).

5.2.2 Une approche déterministe

Une approche plus déterministe prend le parti de la modélisation physique de la contribution hydrologique en calculant séparément chaque processus de déformation (attraction newtonienne, surcharge, etc.) et chaque forçage environnemental (atmosphère, eau continentale, océan), appréhendés à l'aide de modèles globaux, tels que les modèles hydrologiques Lad World (Milly & Shmakin, 2002; Shmakin et al., 2002) ou GLDAS (Rodell et al., 2004b). Cette méthodologie permet d'expliquer une très grande partie des résidus observés, sans qu'aucun calage ne soit effectué sur les données géodésiques (Van Dam et al., 1998; Dong et al., 2002; Boy & Hinderer, 2006). Elle peut donc être considérée comme robuste. Les auteurs justifient enfin la nécessité de bien modéliser *a posteriori* toutes les contributions environnementales



FIG. 5.3 – Test d'arrosage où une lame d'eau de 4 cm a été versée sur le toit de l'observatoire en 20 minutes, d'après Kroner et al. (2004).

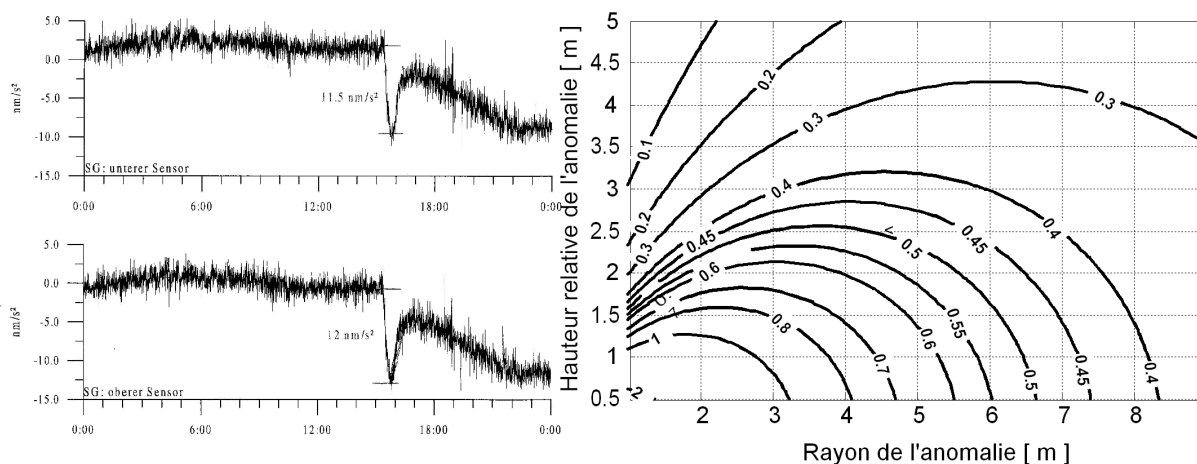


FIG. 5.4 – A gauche, variation de gravité observée par les deux sphères supraconductrices, séparées de 20 cm, suite à l'aspersion d'une lame d'eau de 4 cm, d'après (Kroner et al., 2004). A droite, différence de gravité entre deux mesures séparées de 20 cm, modélisée pour une lame d'eau uniforme de 4 cm répartie sur un disque, d'après Longuevergne (2002).

indépendamment : ils montrent en effet que différents phénomènes ont des contributions opposées et peuvent se compenser.

Cette méthodologie souffre malgré tout de l'échantillonnage temporel (au mieux journalier) et de la représentativité lissée des modèles hydrologiques globaux qui décrivent mal les comportements locaux (Boy & Hinderer, 2006). A noter que Virtanen et al. (2006) ont tenté d'imbriquer les différentes échelles spatiales en jeu dans le but d'améliorer cette approche.

A une échelle plus locale, il faut à nouveau citer les travaux de Evans & Wyatt (1984) et de Kümpel (1986), qui se sont concentrés à la fois sur les forçages et le comportement mécanique pour modéliser les déformations enregistrées sur des inclinomètres. Kümpel (1986) pousse la multidisciplinarité jusqu'à déterminer les paramètres élastiques avec des mesures de géophysique de surface qu'il intègre ensuite dans un modèle par éléments finis.

Enfin, l'article de Hasan et al. (2005) est le premier travail du point de vue d'un hydro-météorologue, appliqué sur les données de l'observatoire de Moxa (voir section 5.2.1 page 109). La modélisation est séparée en une modélisation court terme à l'aide d'une approche linéaire (transformée en Z) et une modélisation à plus long terme du petit bassin versant de 3 km^2 qui accueille le gravimètre, à l'aide du modèle distribué SMR (Boll et al., 1998). Malgré le calage du modèle sur des données de crue uniquement (la rivière ne coule pas pendant les périodes d'étiage), les auteurs arrivent à expliquer une bonne partie du signal de déformation liée à l'hydrologie. Ils montrent enfin la faible corrélation entre la piézométrie et le signal observé et que cette corrélation dépend de l'échelle de temps considérée. Cependant, ils ne prennent pas en compte les déformations générées à l'échelle globale.

5.3 QUELLE MÉTHODOLOGIE POUR LE COUPLAGE ?

5.3.1 La modélisation physique

Une estimation robuste et complète de la contribution hydrologique nécessite donc une méthodologie particulière : la modélisation physique. Chaque processus de déformation et chaque unité hydrologique dont la contribution est mesurable doivent être traités séparément. Cette contrainte est forte, ce travail insistera donc sur la compréhension des différents phénomènes, plus que sur la capacité de réduire la variance des séries temporelles.

Nous soulignons ainsi l'intérêt des modèles au premier ordre pour déterminer les processus de déformation, unités hydrologiques à modéliser en priorité et la manière de les modéliser. Zürn et al. (2007) attirent également l'attention sur de tels modèles simples qui permettent de cerner les bons ordres de grandeur et qui contiennent uniquement les mécanismes essentiels pour permettre de mieux comprendre les processus physiques, avant de mettre en place des modèles plus élaborés, avec des paramétrisations plus précises.

De plus, la séparation entre le calcul de la déformation géodésique et la modélisation du forçage via un modèle hydrologique est une étape essentielle vers une meilleure appréhension de la contribution hydrologique aux observations géodésiques, avant de permettre leur utilisation en tant qu'outils (voir les travaux de Hasan et al., 2005; Longuevergne et al., 2006; Naujoks et al., 2007).

5.3.2 Méthode de couplage basée sur les fonctions de Green

Nous allons à présent préciser la démarche de modélisation physique pour les processus de déformations par surcharge et attraction directe, en utilisant le formalisme général des fonctions de Green, qui a l'avantage d'être indépendant de l'instrument

géodésique.

Une lame d'eau $\Delta h(X, t)$ sur une surface élémentaire da est associée à une masse d'eau totale $dm(X, t) = \rho_w \cdot \Delta h(X, t) \cdot da$ à la surface de la croûte. ρ_w représente la densité de l'eau. A un point d'observation déterminé, cette lame d'eau supplémentaire induit une déformation variable $obs(t)$ qui peut être écrite comme la convolution entre la fonction de Green fg qui définit le processus de déformation choisi et la masse d'eau supplémentaire :

$$obs(t) = \iint_{\Omega} fg(\theta) \cdot \rho_w \cdot \Delta h(X, t) \cdot da$$

(voir la partie 3.1.3, page 28), θ est la distance entre le point d'observation et la masse, Ω la surface d'intégration sur laquelle est appliquée la masse supplémentaire, X la position. Ce calcul nécessite de connaître à la fois la quantité (variations de stock d'eau) et la position de ces masses d'eau.

Au premier ordre, on peut extraire la lame d'eau moyenne $\Delta H(t)$ répartie sur la surface Ω . On peut utiliser la fonction de distribution de la lame d'eau $d(X, t)$, définie comme

$$\forall t \quad \iint_{\Omega} d(X, t) da = 1$$

qui permet d'écrire la lame d'eau moyenne comme

$$\Delta H(t) = \iint_{\Omega} \Delta h(X, t) \cdot d(X, t) \cdot da$$

Sous l'hypothèse de stationnarité et de comportement quasi-statique (c'est-à-dire sous l'hypothèse d'un champ de précipitation stable dans le temps et en travaillant à des échelles de temps supérieures au temps de réaction, cette fonction de distribution devient indépendante du temps. Les déformations observées peuvent être écrites comme

$$obs(t) = \rho_w \cdot \Delta H(t) \iint_{\Omega} fg(\theta) \cdot d(X) da$$

La déformation est ainsi linéaire vis-à-vis de la lame d'eau moyenne sur la surface Ω . Ce résultat explique en partie le succès des méthodes de corrélation pour calculer la contribution hydrologique. Le calage de l'information hydrologique sur des données géodésiques est équivalent à régionaliser la lame d'eau mesurée. A noter que cette intégrale forme un coefficient de régionalisation totalement calculable, en considérant une lame d'eau de 1 mm répartie sur la surface Ω . La méthode de calcul a été définie dans la partie 3.1.5, page 34.

Les observations géodésiques sont une estimation directe de la lame d'eau stockée au sein de la surface Ω . Le développement du formalisme des fonctions de Green pour la contribution hydrologique montre que le calcul de la déformation géodésique forcées par l'hydrologie peut être réalisé si une réponse est apportée aux deux questions suivantes : Quelle est la hauteur de la lame d'eau au sein de la surface Ω , et où est-elle exactement ? Ces deux questions ont été soulevées dans le chapitre précédent consacré à la redistribution des masses d'eau. Le choix d'un modèle hydrologique adéquat dépend de la taille de la surface Ω qui doit être étudiée, en considérant l'échelle spatiale liée à l'observable géodésique.

5.3.3 Quelle modélisation hydrologique pour la géodésie ?

A priori, les modèles distribués, tels que celui utilisé dans le travail de Hasan et al. (2005), sont plus adaptés pour calculer un effet géodésique, étant donné qu'ils sont conçus pour déterminer aussi bien la quantité que la position de ces masses d'eau. Cependant, d'un point de vue hydrologique, ces modèles distribués souffrent de nombreuses équivalences entre les jeux de paramètres quand ils sont calés sur des données de débit. Ainsi, plusieurs descriptions des processus internes peuvent être équiprobables pour une même capacité de description des données de débit, ce qui implique potentiellement que plusieurs effets géodésiques sont équiprobables. On peut alors se poser la question de la confiance accordée à la structure spatiale déterminée.

De toute façon, le recours aux modèles hydrologiques est indispensable pour calculer avec précision le bilan hydrologique. L'utilisation de modèles parcimonieux, qui considèrent le bassin versant comme une entité commune est une très bonne alternative aux modèles distribués, pour plusieurs raisons :

1. d'un point de vue conceptuel, tel que soutenu par Zürn et al. (2007), les modèles simples donnent de bons ordres de grandeur, et contiennent uniquement les processus essentiels qui permettent d'explorer plus profondément la contribution de chaque processus hydrologique. Ensuite seulement des modèles plus compliqués, basés sur des paramétrisations plus précises peuvent être envisagés ;
2. les modèles hydrologiques globaux travaillent à l'échelle du bassin versant dans son intégralité, échelle de travail qui correspond au caractère intégrateur des données géodésiques. La variable de couplage est ainsi la lame d'eau moyenne $\Delta H(t)$;
3. enfin, Wilson et al. (2004) montrent que la variabilité temporelle (de la teneur en eau d'un sol) est cinq fois plus importante que la variabilité spatiale, lorsque l'on s'intéresse à des variations de teneur en eau des sols. Le comportement temporel est à modéliser en priorité, la robustesse des modèles globaux parcimonieux s'avère idéale pour calculer la lame d'eau stockée au sein d'un bassin versant.

Cependant, le choix d'un modèle hydrologique global, plutôt qu'un modèle distribué, nécessite un post-traitement de l'estimation de la lame d'eau stockée au sein du bassin versant avant de pouvoir calculer l'effet géodésique : la distribution de cette lame d'eau sur la surface de l'unité hydrologique. Les méthodes statistiques (partie 4.5.2, page 84) et conceptuelles (partie 4.5.1, page 80) permettent cette distribution.

Les seules informations d'une grille d'un MNT permet de calculer cette fonction de distribution $d(X)$ pour chaque maille, tel que $d_i(X) = \frac{\lambda_i}{\sum_i \lambda_i}$.

CONCLUSION DU CHAPITRE

L'interprétation des longues séries temporelles a permis de mettre en évidence deux caractères particuliers des contributions environnementales aux observables géodésiques :

- l'ensemble des processus de redistribution des masses fluides à la surface de la Terre sont corrélés, pour des périodes annuelles, mais également à des échelles de temps plus courtes (passage des dépressions) ;
- les instruments géodésiques sont sensibles à différentes échelles spatiales qui se mélangent dans les séries temporelles enregistrées.

Ainsi, il est nécessaire, pour chaque observable géodésique, de traiter indépendamment chaque forçage environnemental et chaque échelle spatiale séparément. Cette approche est pragmatique puisque la modélisation hydrologique doit être adaptée suivant l'échelle spatiale traitée. La calibration des modèles hydrologiques sur des données géodésiques conduit à compenser l'ensemble des déformations non modélisées, et peut ainsi conduire à une mauvaise prise en compte des effets hydrologiques. Kämpel (1986) soulignait ce besoin de modélisation physique pour traiter efficacement les déformations enregistrées. Il poussait déjà à une approche pluridisciplinaire.

Concernant le processus de déformation par surcharge et attraction newtonienne, l'intérêt de la géodésie repose sur le caractère intégrateur de sa mesure. A son échelle de sensibilité, le lien entre les déformations et la lame d'eau stockée à la surface de la croûte peut être écrit, sous certaines hypothèses, via un coefficient dépendant uniquement de la géométrie et des caractéristiques mécaniques de la croûte. Nous soulignons ainsi le caractère complémentaire de la mesure géodésique, par rapport à des observables hydrologiques usuels. Ces données ont donc un intérêt à être intégrées dans un processus de modélisation hydrologique.

COUPLAGE HYDROLOGIE - GÉODÉSIE SUR LE SITE DE SAINTE-CROIX-AUX-MINES

6

SOMMAIRE

6.1	ÉCHELLE LOCALE : DÉFORMATION DE FRACTURE	117
6.1.1	Contexte géologique et hydrologique local	117
6.1.2	Modélisation du comportement hydrologique de la fracture	119
6.1.3	Incertitude sur la hauteur d'eau modélisée	145
6.2	ÉCHELLE RÉGIONALE : MISE EN PLACE DE LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	147
6.2.1	Contexte géologique	147
6.2.2	Contexte hydrologique	148
6.2.3	Détermination des précipitations à l'échelle du bassin versant	150
6.2.4	Calcul des variations de stock	158
6.2.5	Distribution de la lame d'eau et calcul de la déformation associée	166
6.2.6	Correction des effets connus	169
6.2.7	Première confrontation entre modélisations et déformations observées	172
6.3	CONFRONTATION ENTRE DÉFORMATIONS MESURÉE ET MODÉLISÉE	174
6.3.1	Pour l'inclinomètre $N120^{\circ}E$	174
6.3.2	Pour l'inclinomètre $N37^{\circ}E$	175
6.3.3	Séparation des signaux hydrologiques	179
	CONCLUSION	180

CETTE section est dédiée au couplage hydrologie - géodésie sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines, où ont été installé deux inclinomètres hydrostatiques longue base (voir la partie 2.2, page 16).

Les chapitres précédents ont permis de cerner deux processus de déformation et leurs échelles spatiales associées à modéliser en priorité :

- les variations de hauteur d'eau dans les fractures qui induisent des déformations locales ;
- les variations de la lame d'eau stockée au sein d'un bassin versant (à l'échelle régionale), qui génèrent des déformations élastiques de la croûte.

Conformément à la méthodologie développée dans la partie 5.3, page 5.3, nous mettrons tout d'abord en place une modélisation hydrologique adaptée à l'unité

hydrologique afin de cerner les principaux flux de redistribution d'eau et leur contribution aux variations de stock d'eau. Ensuite, la distribution de la lame d'eau au sein de l'unité hydrologique permettra de calculer la déformation mécanique attendue. Les inclinomètres étant sensibles aux gradients de charge, c'est à dire au stockage différentiel de l'eau au sein du bassin versant, cette étape est déterminante pour bien appréhender la déformation inclinométrique.

La confrontation entre les déformations modélisées et enregistrées permettra de valider la méthodologie mise en place *a posteriori* : les différentes contributions hydrologiques sont corrélées et se mélangent dans les observations. Nous soulignerons enfin l'intérêt des mesures inclinométriques pour les études hydrologiques.



FIG. 6.1 – Colline du Herrschaft, au sein de laquelle a été installé l'inclinomètre. Le filon exploité, ainsi que la fracturation associée passe par le minimum local à droite de la photo.

6.1 ÉCHELLE LOCALE : DÉFORMATION DE FRACTURE

La figure 2.5, page 18 montre que l'inclinomètre orienté $N37^{\circ}E$, orthogonal au filon exploité et donc à la fracturation associée, enregistre des déformations de grande amplitude. Ces déformations, corrélées au débit d'exhaure de la mine, ont une origine hydrologique. Le processus de déformation de fracture, détaillé dans la partie 3.2, page 43 doit être exploré en priorité.

Ce travail a fait l'objet d'un article, qui a été incorporé dans ce manuscrit page 121 où il peut être consulté pour une lecture linéaire de l'ensemble du problème. La partie 6.1.3, page 145 apporte des compléments aux résultats présentés dans l'article, notamment sur les sources d'incertitude liées à la modélisation.

6.1.1 Contexte géologique et hydrologique local

Les anciens travaux miniers

Le district minier de Sainte-Marie-aux-Mines, dont les premières traces d'exploitation datent du X^e siècle est un des plus importants districts argentifères de France (Fluck, 1986). L'exploitation des mines s'y est poursuivie jusqu'au XX^e siècle. L'ampleur de ces travaux miniers est impressionnante, les archéologues miniers dénombrent actuellement plus de 1000 entrées de galeries et orifices de puits. Les filons se sont constitués à partir de fractures préexistantes dans les gneiss pré-cambrien, l'ouverture de ces fractures ayant été favorisée par la rigidité relative des gneiss (Fluck, 1986). Ensuite, six phases de dépôts hydrothermaux se sont succédées pour créer les différentes veines métalliques exploitées (cuivre, plomb, arsenic et argent), dans une gangue siliceuse et/ou carbonatée.

Filon de la colline du Herrschaft

Le filon mis en place dans la colline du Herrschaft constitue la partie la plus orientale du système d'intrusion de Sainte-Marie-aux-Mines. Il se présente comme un réseau filonien multiple à veines minéralisées de 50 cm en moyenne de puissance. De longueur kilométrique et de direction ouest-nord-ouest, le filon a été largement exploité dès le Moyen Age (XVI^e et $XVII^e$ siècles), période durant laquelle il a été exploré en surface et en profondeur. Il a été ré-exploité par les Allemands au début du XX^e siècle.

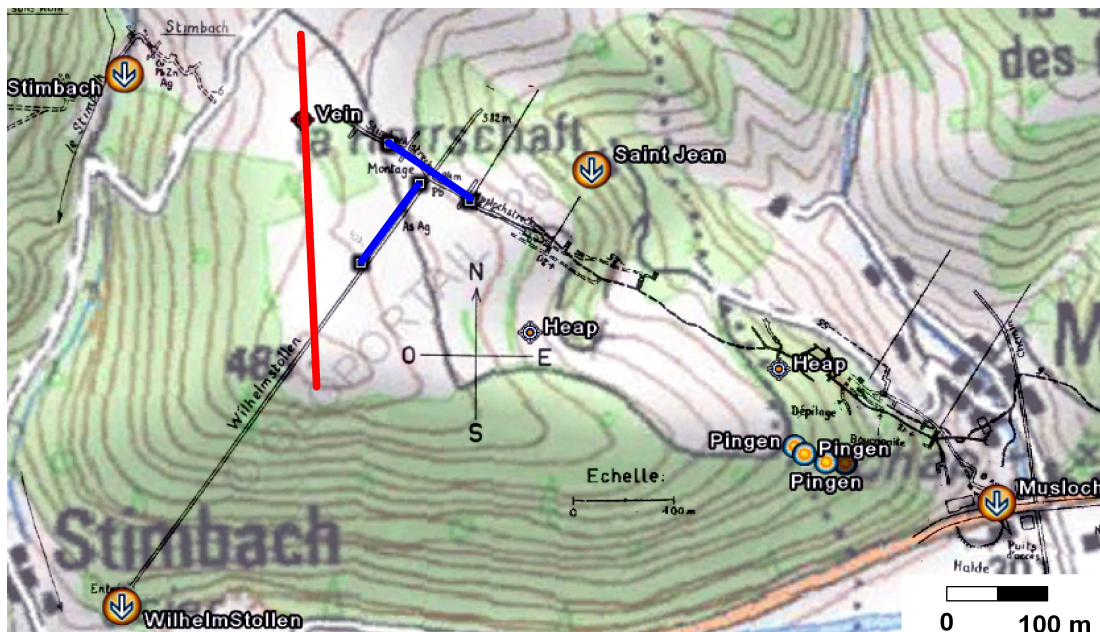


FIG. 6.2 – Vue de haut du site, superposé à la carte topographique de l'IGN. Les lignes noires indiquent les galeries de mine, leurs entrées étant symbolisées par des flèches (WilhelmStollen, Musloch, Saint Jean et Stimbach). Sont également indiqués les pingen, les haldes (heap, déblais miniers, indication en surface d'exploitation en profondeur non connue). Les inclinomètres longue base sont indiqués par des lignes bleues. La ligne rouge correspond au profil électrique. A la sortie de la mine WilhelmStollen sont installées la mesure de débit de la mine et une station météorologique à 50 m au sud-ouest de cette entrée.

Les inclinomètres ont été installés dans la mine WilhelmStollen qui a été creusée par les Allemands au début du XX^e siècle afin d'atteindre le filon minéralisé. Le profil du travers-banc¹ est ainsi très rectiligne, et rencontre le filon orthogonalement 500 m après l'entrée, juste quelques mètres au dessus des galeries du XVII^e siècle (voir la figure 6.2). La superposition des galeries aux différentes profondeurs, ainsi que la position des pingen² montrent que le pendage du filon est de l'ordre de 70° dans la partie est (voir figure 6.2). Le profil électrique (voir figure 6.4) montre tout de même que son pendage devient sub-vertical dans la partie ouest.

A noter que la carte 6.2 a pu être obtenue grâce à la qualité exemplaire des relevés topographiques pratiqués dans les travaux miniers dès le XVII^e siècle, mais également grâce à l'ensemble des travaux bibliographiques de l'archéologue minier Pierre Fluck (1986). La connaissance du terrain de Thierry Vincent a également été un atout pour redécouvrir des structures cachées ou invisibles. Les positions GPS des trois entrées des mines principales (Stimbach, WilhelmStollen et Musloch) ont permis de recalibrer les structures minières sur la carte topographique IGN au 1/25000e avec une précision horizontale meilleure que 10 m sur la position des entrées. L'orientation du nord a été conservée à moins de 2°, l'échelle à mieux de 5%.

Au point de vue hydrologique, les exploitations de surface et souterraines sont autant de chemins privilégiés pour l'infiltration de l'eau de surface dans la fracture. En particulier, Bucking (1913) décrit des dépilages *anarchiques* dans la mine Musloch,

¹Travers-banc : galerie non productive, creusée dans la roche mère, permettant d'atteindre un filon minéralisé

²Pingen : exploitation du filon en surface

qui sont susceptibles de communiquer avec des pingens en surface. Aucune infiltration majeure n'est à noter dans le travers-banc.

Comportement hydrologique

L'alimentation en eau de ces fractures est liée à la pluie. Celle-ci est redistribuée par les sols au sommet de la colline (la zone est relativement plate) entre ruissellement, évapotranspiration et infiltration dans la fracture.

En contexte métamorphique, Lachassagne et al. (2001) et Wyns et al. (2004) ont mis en place des considérations générales sur le comportement des différentes couches altérées (voir figure 6.1.1). Ces considérations ont été raffinées à l'aide de prospections de géophysique de subsurface et notamment un profil de résistivité (voir figure 6.4). Sur cette figure est dessinée la résistivité inversée d'un profil de 384 m. La configuration utilisée est une combinaison avant et arrière d'un dispositif pôle-dipôle ayant un espacement de 4 m.

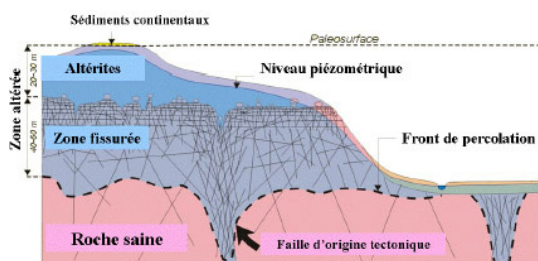


FIG. 6.3 – Modèle géologique de Wyns et al. (2004), mettant en place la structuration verticale du profil d'altération d'une roche métamorphique. Ils distinguent la zone altérée constituée d'arène très poreuse (qui se comporte comme un aquifère capacitif) qui surmonte une zone fracturée (aquifère transmissif). Les roches peuvent être considérées comme saines (non altérées par l'eau) approximativement 60 m sous la surface. Seule la fracturation d'origine tectonique demeure en-dessous.

Les 10 à 20 premiers mètres de sol sont de l'arène (presque du sable). En supposant que la base de l'arène est saturée, la loi d'Archie (1942) permet d'estimer la porosité à 20%. À noter qu'il s'agit d'une valeur minimale dans le cas où la base de l'arène n'est pas saturée. Par conséquent, cette couche se comporte comme un aquifère capacitif et peut stocker une lame d'eau de 200 mm par mètre de sol. Le profil électrique montre également une zone de 20 m de large, totalement altérée, juste au-dessus de la fracture principale. Cette zone particulière constitue un chemin d'infiltration privilégié pour l'eau vers la base de la fracture.

La galerie à l'intérieur de la veine draine une quantité importante d'eau qui goutte de la fracture. Cette eau est évacuée vers l'entrée de la mine où le débit est mesuré. Le système de mesure et sa calibration sont décrits en annexe C page 241.

6.1.2 Modélisation du comportement hydrologique de la fracture

La mise en place d'une modélisation hydrologique adaptée au système fracturé a été réalisée en utilisant le modèle hydrologique conceptuel IHAC, dérivé du modèle IHACRES (Jakeman et al., 1990). Cette étape est traitée dans un article récemment accepté dans la revue *Geophysical Journal International*.

Bien que cet article reprenne l'ensemble de la démarche de modélisation (définition du contexte géologique et hydrologique, processus de déformation mécanique, modélisation hydrologique et couplage), il a été inclus dans son intégralité afin de

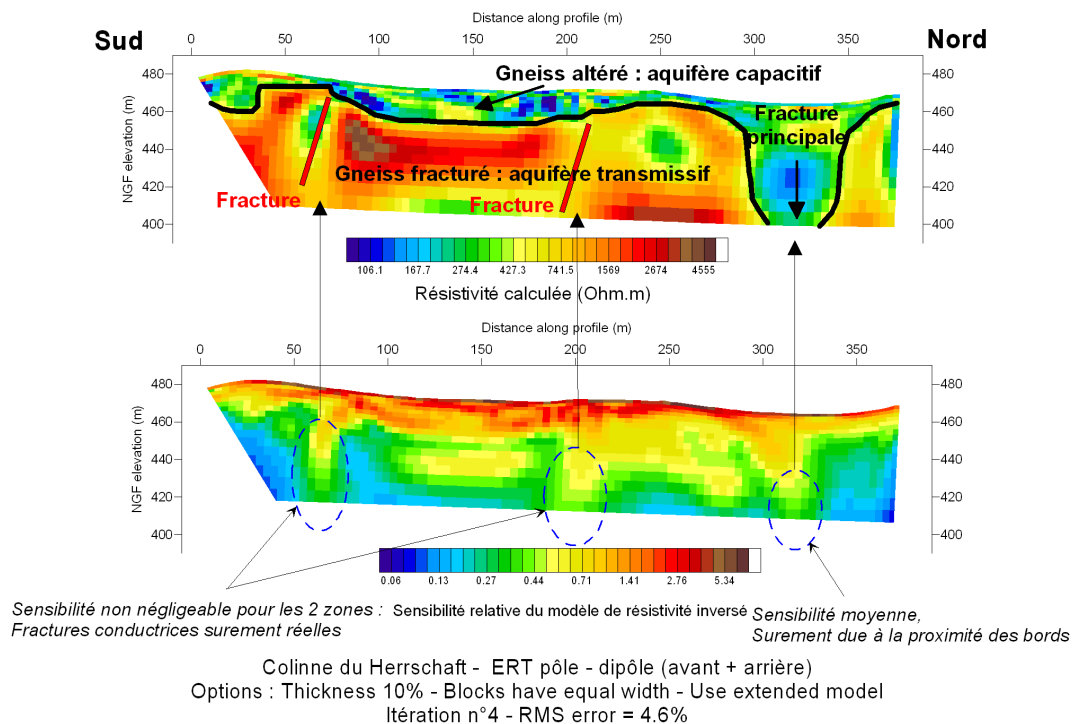


FIG. 6.4 – Résistivité inversée à partir des données combinées d'un dispositif pôle-dipôle avant et arrière de 384 m et la sensibilité associée. L'interprétation géologique et hydrologique est superposée.

permettre une lecture plus linéaire de la problématique de couplage associée aux systèmes fracturés. La modélisation hydrologique y est traitée à la page 135.

Coupled mechanical and hydrological modeling of the deformation associated with fractures

Laurent Longuevergne ^{1 2} , Nicolas Florsch ^{2 3} , Frédéric Boudin ⁴ , Ludovic Oudin ² , Christian Camerlynck ²

Proof accepted in Geophysical Journal International for publication consideration

Abstract

We investigate the deformation process induced by pressure variations in natural fractures, forced by local hydrology and recorded by tiltmeters and strainmeters. The main difficulty when dealing with environmental forcings (both atmospheric and hydrological) is that they induce several deformation processes that are correlated, especially on the annual time-scale. As a consequence, this local hydrological contribution is approached with physical modeling, *i.e.* the separation of mechanical and hydrological modeling, before performing the coupling of both. The mechanical point of view is modeled by means of finite element modeling in order to investigate the potential deformation of several fracture geometries. A hydrological model is then used to estimate water height variations in a major fracture, and is applied to the hydrological unit surrounding the 100-m long hydrostatic tiltmeter installed at Sainte-Croix-aux-Mines. In this work, we raise the main difficulties to calculate accurately this local hydrological contribution. Thanks to their sensitivity, strainmeters and tiltmeters may also be considered as tools that will allow to better characterize the geometry and improve the modeling of both the supply and water flow in hydraulically active fractures.

Keywords : Geodynamics, Geodesy, Hydrology, Fracture deformation, Finite element modeling, physical modeling

¹Corresponding author, E-mail: laurent.longuevergne@ccr.jussieu.fr

²UMR Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France

³UR079 Geodes, IRD, Cape Town, South Africa

⁴Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, Montpellier, France

1 INTRODUCTION

1.1 Local-scale hydrological contribution recorded by strainmeters and tiltmeters

Strainmeters and tiltmeters are instruments of special interest for various applications (e.g. see Zürn, 1994): earth tides, monitoring active volcanic areas, looking for pre-, co- and post- seismic crustal deformations, checking for the stability of mines. One important feature is that they are also sensitive to environmental influences, especially hydrological influences, since identified hydrological effects may have amplitudes ten times larger than atmospheric effects (Edge et al., 1981). Some authors (e.g. Dal Moro & Zadro, 1998) concluded that hydrological effects should be removed before identifying deformation signals that are intended to be extracted, since hydrologically induced signals may have similar signatures (see Zadro & Braitenberg, 1999, for a review on this issue).

The sensitivity of these instruments to environmental influences may be tackled with another point of view: deformation measurements could become a tool to monitor stored water variations within hydrological units (Rerolle et al., 2006; Longuevergne et al., 2007), and provide complementary information on hydrological processes (Fabian & Kümpel, 2003).

1.2 Identification of processes

Hydrological forcings may influence deformation measurements over a broad band of frequencies, ranging from long-term and annual variations to short-period disturbances of a few hours. Some authors also underlined the complex non-linear relation between rainfall and deformation data (Zadro & Braitenberg, 1999). Several methods have been developed in order to model hydrological influences, with more or less success, using linear or non-linear models fitted on deformation data (e.g. Wolfe et al., 1981; Yamauchi, 1987; Latynina et al., 1993; Westerhaus & Welle, 2002). In the case where several deformation processes due to correlated hydrological effects are combined in recorded data, this methodology could lead to inaccurate estimation of corrections for gravity variations (Tervo et al., 2006; Longuevergne et al., 2007).

A somewhat different deterministic approach considers the physical modeling of the hydrological contribution. Two distinct processes have been identified: changes in the aperture of subsurface hydraulically conductive fractures in response to changing fluid pressure (Evans & Wyatt, 1984); and compaction induced by changing pore pressures (Kümpel et al., 1999; Wang & Kümpel, 1999).

1.3 Focus on fractures

In this work, we focus on the deformations induced by changing pressure in fractures, since in observatories, deformation instruments are rarely installed in porous media, but rather in rigid rocks to improve coupling. Moreover, fractures seem to play an essential role in observed hydrological contributions. Indeed, several authors reported that hydrologic effects generally keep a definite direction (Wolfe et al., 1981; Yamauchi, 1987). Specifically, their orientation keeps orthogonal to the strike of the joints or to the structures at depth permeated by water (Edge et al., 1981; Peters & Beaumont,

1981). Weise et al. (1999) identified hydrological effects induced by an aquifer above the instrument installed in a granitic context. While poroelasticity explained the amplitude of the deformation, the orientation, however, was not consistent with the position of the pump, as expected. It was always orthogonal to a system of clefts.

The first identification and quantification of fracture contribution was carried out by Evans & Wyatt (1984). They benefit from water pumping just next to the instruments to study the deformation induced by pressure changes in a major horizontal fracture. Some mean fracture characteristics were also determined using the Sun (1969) analytical solution of an elliptical penny shape horizontal crack model concentrating pressure variations. Note that tiltmeters have also been used in hydro-fracturing problems (e.g. Jahr et al., 2006) in order to estimate the extension of the fractured media.

1.4 Scope of the paper

This work has two complementary objectives:

1. Identify and model the deformation induced by water height variations (*i.e* pressure variations) in hydraulically active fractures. The modeling work will be applied to calculate the local hydrological contribution to observations with a tiltmeter installed at Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France).
2. Assess the potential use of tiltmeters and strainmeters as tools to study fracture characteristics and water flow in naturally fractured media.

For this purpose, the methodology fits into the scheme of a deterministic approach. Indeed, a separate study of hydrological processes and mechanical behavior is necessary before performing the coupling of both in order to calculate good estimations and get as much information as possible. This coupling needs a linking parameter between the supply of water determined by hydrological models and the forcings for mechanical modeling: this will be water height variations in the fracture. This methodology will be applied to the new observatory devoted to hydrological studies that has been set up at Sainte-Croix-aux-Mines (Vosges Mountains, France).

As suggested by Llubes et al. (2004), we will first begin with a suitable description of the hydrological context surrounding the instruments. In this quest for understanding, geophysical prospections have proved to be excellent tools to gather useful *a-priori* information on the hydrological system under study. The description of the deformation process generated by water height variations in major hydraulically active fractures will benefit from finite-element modeling in order to investigate different geometries. The next section will be devoted to the setting-up of a hydrological model fed with rainfall, mine drainage flow and potential evapotranspiration measurements, in order to assess water height variations in the fracture. Finally, the coupling of both mechanical and hydrological processes will allow the calculation of a contributive signal for observed deformations, and an evaluation of interesting fracture characteristics.

2 Site description

2.1 Installed tiltmeters

We set up two orthogonal 100-m base hydrostatic tiltmeters, which have been recently developed by Boudin (2004), after a first installation on Trizonia Island in Greece (Bernard et al., 2004) for tectonic purposes. The resolution of these instruments is estimated to be better than $10^{-10}rad$ and long term stability better than $10^{-8}rad.year^{-1}$ (see Boudin et al., 2008, for a complete description of the tiltmeter).

The instruments were installed in 2 orthogonal branches of an ancient mine at Sainte-Croix-aux-Mines (located in the Vosges Mountains, Eastern France, $48.27^{\circ}N$, $7.24^{\circ}E$), in a gneissic context. The 160-m high rock covering ensures the environment is very stable (temperature variations are around $10^{-1}^{\circ}C$ over the year). The $N37^{\circ}E$ instrument is set up orthogonally to the exploited vein and the $N120^{\circ}E$ instrument is inside the vein (see figure 1). The silica vessels are directly lying on surfaced gneissic rock without any intermediary in order to improve the coupling between rock and instrument. The first two and a half year raw data are presented on figure 2. Unfortunately, several lightning and associated electrical problems occurred, which caused the gaps in the time series, especially on the instrument located inside the vein.

At the same time, an hydro-meteorological monitoring was set up 50m South West from the WilhelmStollen mine entrance. A 10-minute sampling meteorological station measures rainfall, as well as air temperature, relative humidity, incident solar radiation and wind speed, making it possible to compute potential evapotranspiration using the Penmann-Montheith formulation (Penman, 1948; Montheith, 1965). Water flow out of the mine is measured at daily time steps at the outlet of WilhelmStollen mine and especially drains water dropping from the roof of the fracture.

2.2 Geological context

Sainte-Croix-aux-Mines mines form the eastern part of the most important mining works of the Vosgian massif. The kilometeric-length vein consists of hydrothermal deposits that were constituted from pre-existent tectonic fractures in the pre-cambrien gneiss (Fluck, 1996). It has been exploited both at the surface and on the depth since the XVI^{th} century (Fluck, 1996). Musloch mine is the major exploitation of this vein. WilhelmStollen mine, where the tiltmeter has been installed, was dug in the early 1900s in order to reach the lead vein. The profile of the crosscut is very straight and encounters the vein orthogonally 500m after the entrance, just a few meters above the $XVII^{th}$ -century galleries (see figure 1).

The superposition of galleries at different depths, and the surface position of the Pingon, indicate a mean dip of $N70^{\circ}E$ in the eastern part of the vein. However, the electrical tomography profile (see figure 3) shows that the dip of the fracture becomes sub-vertical in the western part.

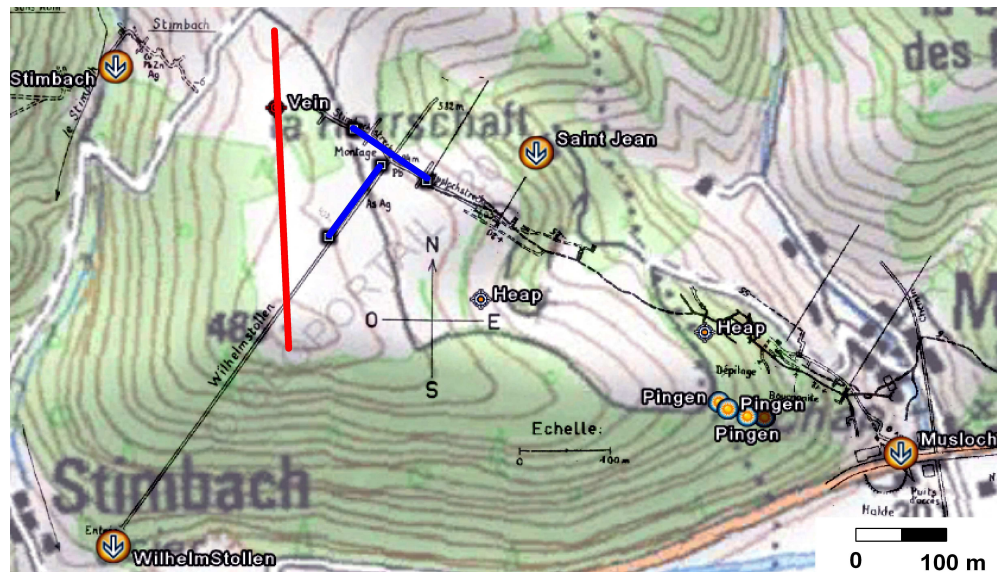


Figure 1: Above-view of site superposed on IGN map. Black lines indicate mining galleries, their entrance is indicated with arrow signs in circles (WilhelmStollen, Musloch, Saint Jean and Stimbach). Pingen stands for former surface exploitation of the vein, Heap for surface indications of unknown mining works. Long base tiltmeters are symbolized with blue lines. The red line is the electrical profile. Water flow measurements are performed at the entrance of the WilhelmStollen mine. The meteorological station is situated 50m South West from this entrance.

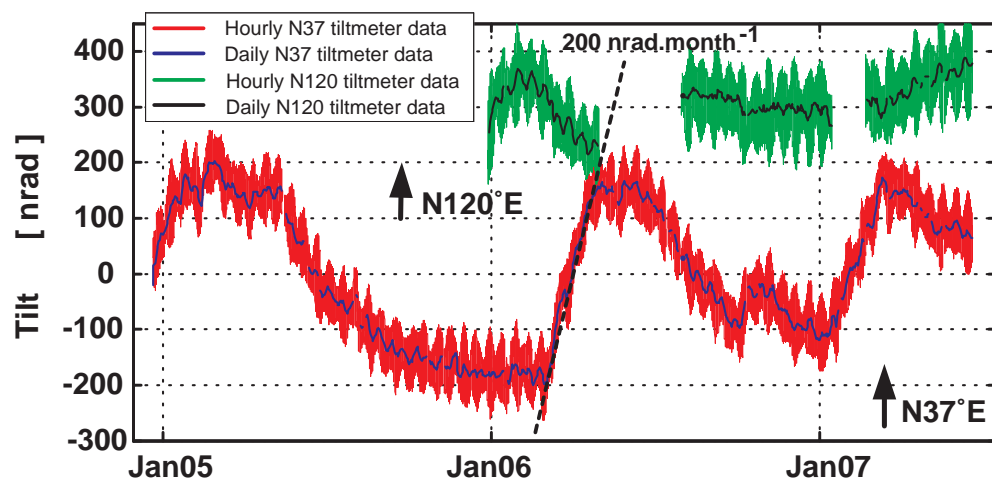


Figure 2: Two and a half years raw data. Red and blue represent decimated hourly and daily data from the $N37^{\circ}E$ instrument, orthogonal to the vein. Green and black curves represent decimated hourly and daily data from the $N120^{\circ}E$ instrument, inside the vein.

2.3 Hydrological context

From a hydrological point of view, both surface and former underground exploitation are preferential pathways from surface water infiltration down to the fracture, and so should be investigated. In particular Bucking (1913) described huge ascending stopes in Musloch mine that are likely to communicate with visible former surface exploitations. No major infiltration has been reported in the crosscut.

The water supply of these fractures is driven by rainfall. This influx is then redistributed by the soil layer on top of the hill between surface runoff, evapotranspiration and infiltration in the fracture. In a metamorphic context, Lachassagne et al. (2001); Wyns et al. (2004) have advanced some general geological considerations about the hydrological behavior of weathered layers. They have been refined by applied geophysics studies and an electrical resistivity profile in particular (on figure 5 is plotted the inverted resistivity of a 384m profile. Used configuration is combined forward and reverse pole-dipole arrays with a 4m spacing). The top 10 to 20 meter deep first layer is arena (*i.e.* nearly sand) covering a fractured media. Under the assumption that the base of the arena is saturated (other electrical soundings have been carried out after heavy spring rainfall), the Archie law (Archie, 1942) made it possible to estimate a 20% porosity. Note that it is a lower bound of the porosity in the case the arena is not saturated. As a consequence, this layer behaves as a capacitive layer and may store a 200mm full layer of water per meter of soil. The ability of the soil layer to absorb high frequency climate fluctuations has been recognized for a long time (see e.g. Calder et al., 1983; Wu et al., 2002; Oudin et al., 2004). Therefore they play the role of a low-pass filter with regard to water infiltration. This fact will explain the relatively long-term contribution of this local hydrological unit.

Below this capacitive aquifer lies the fractured layer (or transmissive aquifer). According to Wyns et al. (2004) model, metamorphic rocks are considered as unweathered 60m below ground, only main tectonic fractures remain. The electrical profile shows a twenty-meter wide altered media above the main fracture. It constitutes the main infiltration pathway of the major part of water down to the main fracture.

2.4 Temporal signature of fracture deformation

The confrontation between water drainage out of the mine and daily decimated tilt time series (see figure 4) shows that nearby conductive fractures possibly generate the major part of the 400nrad recorded deformation.

Indeed, the main conductive fracture is situated 13.7m from the northern vessel (see figure 1). Because of the limited thickness of the fracture, an influx of water induces a quick variation in water height, and thus a quick variation in pressure. The signature of the filling of the fracture is the 200nrad.month⁻¹ apparent drift during 2 months on the N37°E instrument, orthogonal to the fracture (and very minor effect on the N120°E instrument installed quasi-parallel to the fracture). The drainage of the fractures induces a slow exponential-like decrease towards equilibrium. The quantification of this deformation can be approached as a first step by using first-order models. Mechanically speaking, deformation is linked to water height variations in the fracture. Hydrologically speaking, water flow is linked to the exponential of water height variations, *i.e.* water height variations are

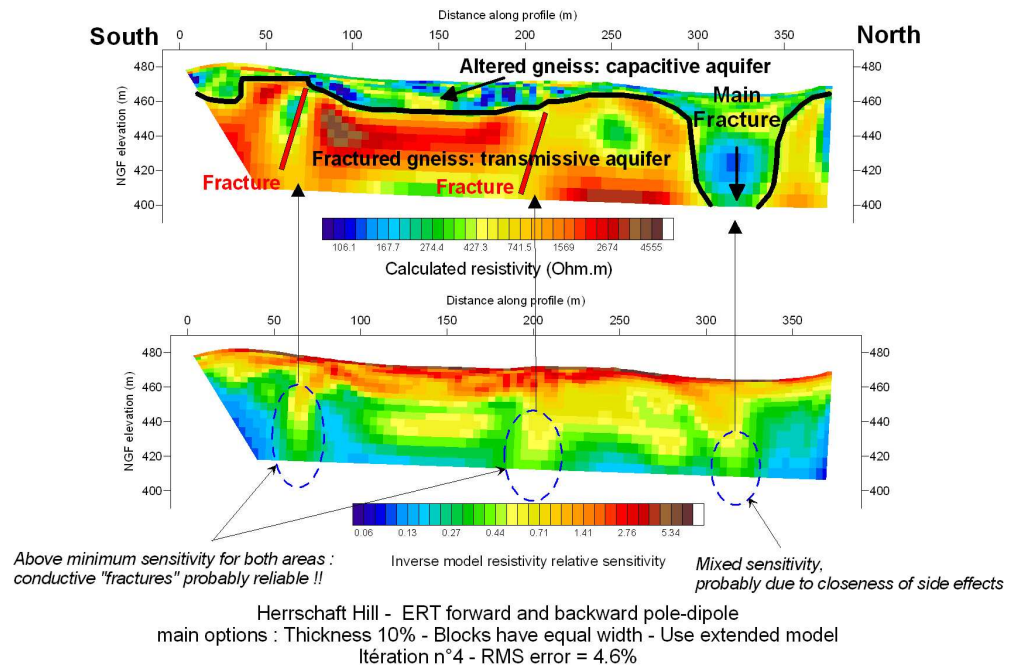


Figure 3: Calculated electrical resistivity of a 384m long pole-dipole profile and associated relative sensitivity. The geological and hydrological interpretation are superimposed.

linked to the logarithm of water flow, hydrological units having an integrative behavior. These considerations are plotted on figure 4. Note that only connected water induces pressure variations in the fractures, and water has to infiltrate down to the saturated area before generating a deformation. This level (that will be named base level) is likely to correspond to the regional hydrostatic equilibrium level, *i.e.* the level of the river in the valley and its associated aquifer ($-25m$ with respect to the tiltmeter, *i.e.* $-185m$ with respect to the summit of the hill).

These characteristics of the local hydrological unit and the geometry of the fracture are used as *a-priori* information to investigate the deformation.

3 Deformation induced by pressure variations in hydraulically active fractures

This section of the paper is dedicated to the description of the deformation process, and its quantification using finite-element modeling.

3.1 Identification of deformation process and consequences

The description of the time-variable deformation process is presented on figure 5, and is based on the superposition property of linear elasticity. From a static point of view, a connected water column of height H above a considered position is associated with an increasing stress field when going down $\sigma(H) = \rho_w g H$. This is applied orthogonally to the column frontier. Here, H , ρ_w , g stand respectively for water height above a considered position, density of water and mean gravity value. From a time

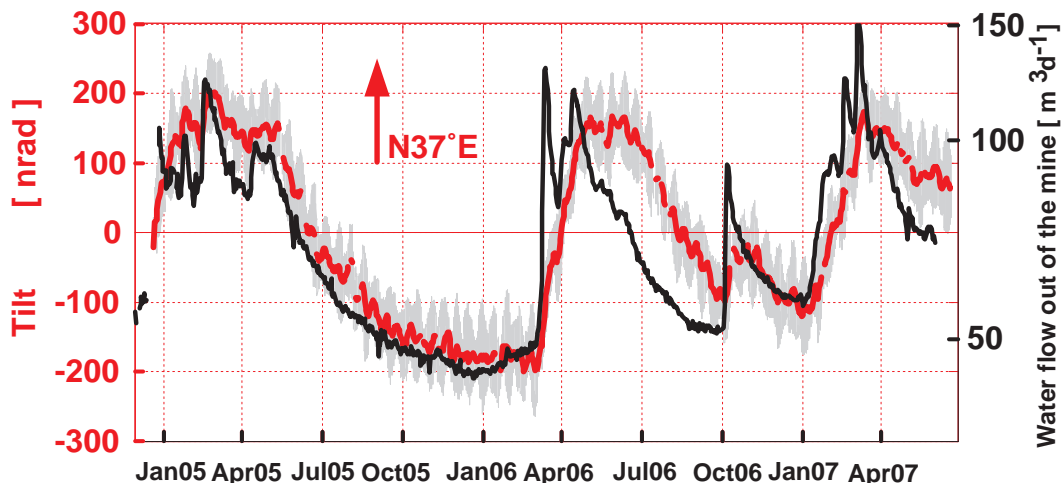


Figure 4: Superposition between $N37^{\circ}E$ instrument data in red and grey with water flow out of the mine in black on the logarithmic scale on the right.

variable point of view, a variation ΔH of the height of the water column induces a supplementary constant stress $\Delta\sigma = \rho_w g \Delta H$ on the entire water column (except at the top of the column).

Four geometrical parameters are relevant to model the deformation:

1. the water height variation in the fractures,
2. the relative position of the fracture with respect to the instrument (distance and dip),
3. the root depth of the fracture
4. the base level of water in the fracture.

Simply, strainmeters and tiltmeters will be differently sensitive to these four parameters. Indeed, the equivalent momentum of this additional pressure field is the most important parameter for tiltmeters, whereas the equivalent force is decisive for strainmeters. As a consequence, tiltmeters measure the dissymmetry of the loaded surface creating the deformation (with respect to the instrument), whereas strainmeters are sensitive to the proximity of the water in the fracture.

According to the principle of Saint Venant (see Berger & Beaumont, 1976), this additional stress field modifies the initial stress field over a distance that is equivalent to the characteristic length of the heterogeneity, *i.e.*, in this case the total height of the water column of the fracture. Long base instruments act as spatial filters, so fractures that are too far away, or have a root depth shorter than the base of the instrument, do not contribute to the deformation. In this case, only major hydraulically active fractures have a measurable effect. As a consequence, short-base instruments, in particular, are more likely to be sensitive to these effects than longer instruments.

The joint interpretation of Wyns et al. (2004) geological model - and figure 3 - and the deformation process (figure 5) leads to consider two different cases concerning the relative situation of the instruments with respect to hydrological elements. For instruments located in the fractured part of the surface weathered area, major joint systems linked to local aquifers have to be considered (Fig.

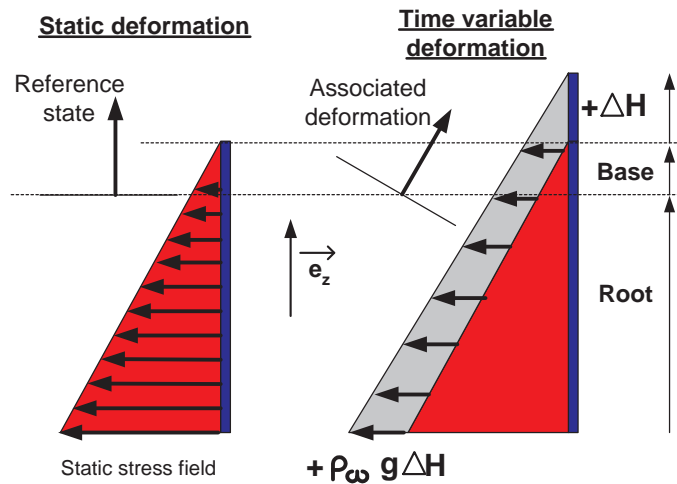


Figure 5: Description of superposed time-variable stress field induced by an additional water height ΔH on a connected water column. Root depth corresponds to the vertical depth of the opened fracture with respect to the instrument and base is the vertical distance between the hydrostatic equilibrium level of water and the instrument. The arrow illustrates the associated deformation of an eventual tiltmeter close to the fracture. The static parameters "root depth" and "base" are defined with respect to the instrument. The time-variable parameter ΔH is defined with respect to "base" level.

6a). For the instruments installed at depth, at least 60m below ground, the investigation could first be limited to the main fractures (Fig. 6b).

Considering the fact that deformation contributions can be superimposed in linear elasticity, and that our instrument can be classified in the second case, the modeling of the deformation will focus on the main fracture alone.

3.2 Fracture characteristics and underlying assumptions

Concerning the deformation process, we made the assumption that the pressure is applied on the whole area of the opened fracture, *i.e.* both edges of the entire fracture are separated by a water layer that transmits the pressure. This water layer may be very thin, as in the example of Pascal's burst barrel. In this experiment carried out in the *XVIIth* century, a long and narrow vertical pipe is connected to the water contents of a large, sealed barrel. Since the pressure in the barrel is linked to the height of the water column, adding a small amount of water to the narrow pipe could be enough to burst the barrel.

As a consequence, we made the assumption that there is no contact area between fracture walls. Natural fractures can remain locked open, highly conductive and possess apertures of several millimeters to considerable depth (Dyke, 1995). Gentier (1986); Sausse (2002, figure 10) showed that the contact area of natural fractures could be smaller than 40% to 60% for normal stress smaller than 35MPa (*i.e.* approximatively at a 1500m depth). Therefore, we chose not to introduce a supplementary parameter describing the ratio of the area of the loaded walls towards the total surface of the fracture. The calculated deformation is a maximum effect.

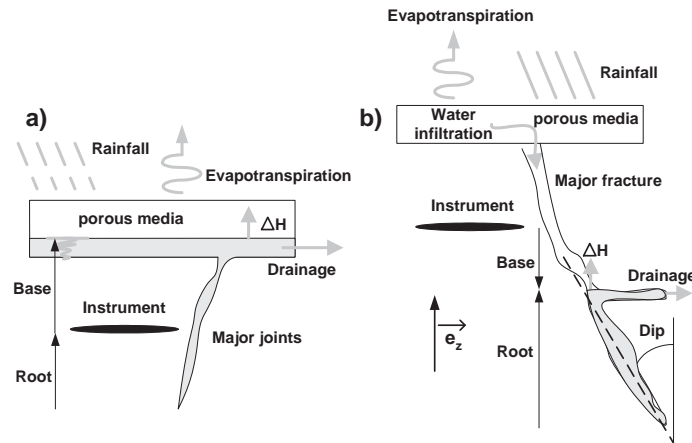


Figure 6: Side view sketch describing two different contexts of hydrologically driven fractures. In grey, saturated areas. Hydrological processes are also indicated (rainfall, evapotranspiration and drainage). Surface runoff is not indicated. On the left, shallow fractures in weathered media (controlled by small aquifer ?). On the right, major tectonic fractures.

Finally, note that the deformation process is not linked to the induced hydrofracture problem. Indeed, $10m$ water height variations in the fractures generate an additional $0.1MPa$ stress field on the entire water column. This deformation is only elastic, and neither fracture propagation nor subsequent deformation has to be modeled.

3.3 Mechanical modeling - FEM

The modeling of this fracture contribution will be reduced to the main structures for two reasons:

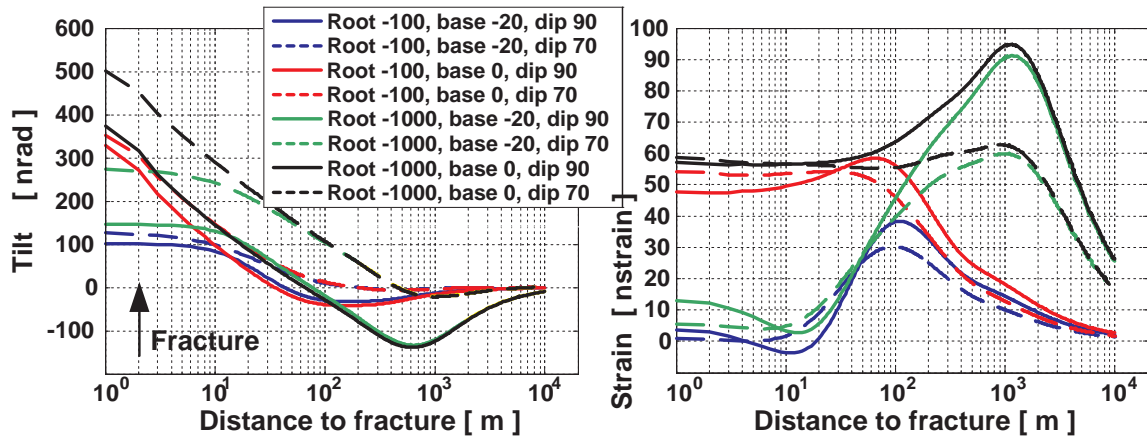
1. On the one hand, the surface deformation field is insensitive to details in the plane of the fracture (Evans, 1983),
2. On the other hand, we would like to investigate how natural fractures could affect a potential instrument with respect to its position relative to the fracture. The understanding of main deformation processes is preferable before more complicated models are adapted to each different case.

3.3.1 Model set-up

This section focuses on the fracture contribution, *i.e.* modeling the deformation induced by an identified additional stress field. Unfortunately, no analytical solution referring to the identified deformation process (both applied stress and limit conditions) has been found, so the problem will be treated by means of finite element modeling (FEM). FEM has provided interesting results concerning the investigation of site effects (e.g. Berger & Beaumont, 1976; Sato & Harrison, 1990), or pressure loading effects (e.g. Kroner et al., 2005; Steffen et al., 2005). However, the method encounters difficulties in practice, as mentioned by authors, due to difficulties in choosing both relevant boundary conditions and detailed local physical parameters.

Table 1: Parameter space explored with finite-element modeling.

Parameter	Minimum value	Maximum value
Root depth	$-3000m$	$-100m$
Base	$-30m$	$+10m$
Water height	$0.1m$	$30m$
Dip	30	90

Figure 8: Calculated tilt and strain deformation with $\Delta H = 1m$, and various fracture geometries for a 1-m long instrument located on the crosscut.

of 10000 evaluations were carried out, so a mean of 10 values were chosen within a realistic range for each variable, as described in table 1.

3.3.2 Results: General considerations

The deformation induced by water height variation $\Delta H = 1m$ in the fracture and recorded by an eventual 1-m long instrument located inside the crosscut is shown on figure 8.

In the case of tiltmeters, the direction of the induced tilt is generally oriented towards the fracture (positive deformation), but may also be oriented towards the other side. The zero deformation in the crosscut gives information about the dip of the fracture. In the case of strainmeters, the maximum deformation is located at a distance that is equivalent to the total height of the water column.

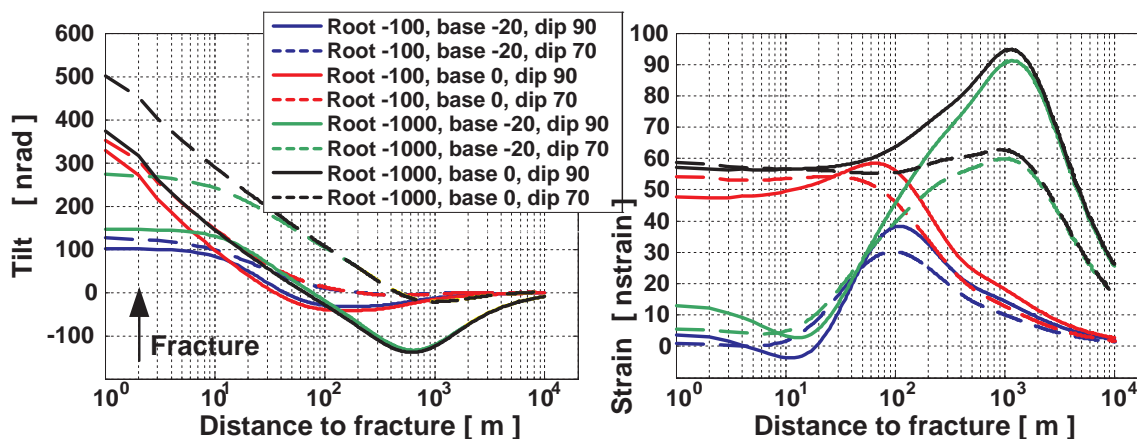
This example shows how deformation instruments may be used as tools. Several instruments located along a profil categorize the different geometries quite well. Tiltmeters and strainmeters provide complementary information.

3.3.3 Results for a fixed 100-m long instrument

The deformation induced by water height variation $\Delta H = 1m$ in the fracture on an eventual 100-m long instrument located at the place of the tiltmeter is shown on figure 9. The systematic investigation of the parameter space enable to draw the following conclusions:

Table 1: Parameter space explored with finite-element modeling.

Parameter	Minimum value	Maximum value
Root depth	-3000m	-100m
Base	-30m	+10m
Water height	0.1m	30m
Dip	30	90

Figure 8: Calculated tilt and strain deformation with $\Delta H = 1m$, and various fracture geometries for a 1-m long instrument located on the crosscut.

of 10000 evaluations were carried out, so a mean of 10 values were chosen within a realistic range for each variable, as described in table 1.

3.3.2 Results: General considerations

The deformation induced by water height variation $\Delta H = 1m$ in the fracture and recorded by an eventual 1-m long instrument located inside the crosscut is shown on figure 8.

In the case of tiltmeters, the direction of the induced tilt is generally oriented towards the fracture (positive deformation), but may also be oriented towards the other side. The zero deformation in the crosscut gives information about the dip of the fracture. In the case of strainmeters, the maximum deformation is located at a distance that is equivalent to the total height of the water column.

This example shows how deformation instruments may be used as tools. Several instruments located along a profil categorize the different geometries quite well. Tiltmeters and strainmeters provide complementary information.

3.3.3 Results for a fixed 100-m long instrument

The deformation induced by water height variation $\Delta H = 1m$ in the fracture on an eventual 100-m long instrument located at the place of the tiltmeter is shown on figure 9. The systematic investigation of the parameter space enable to draw the following conclusions:

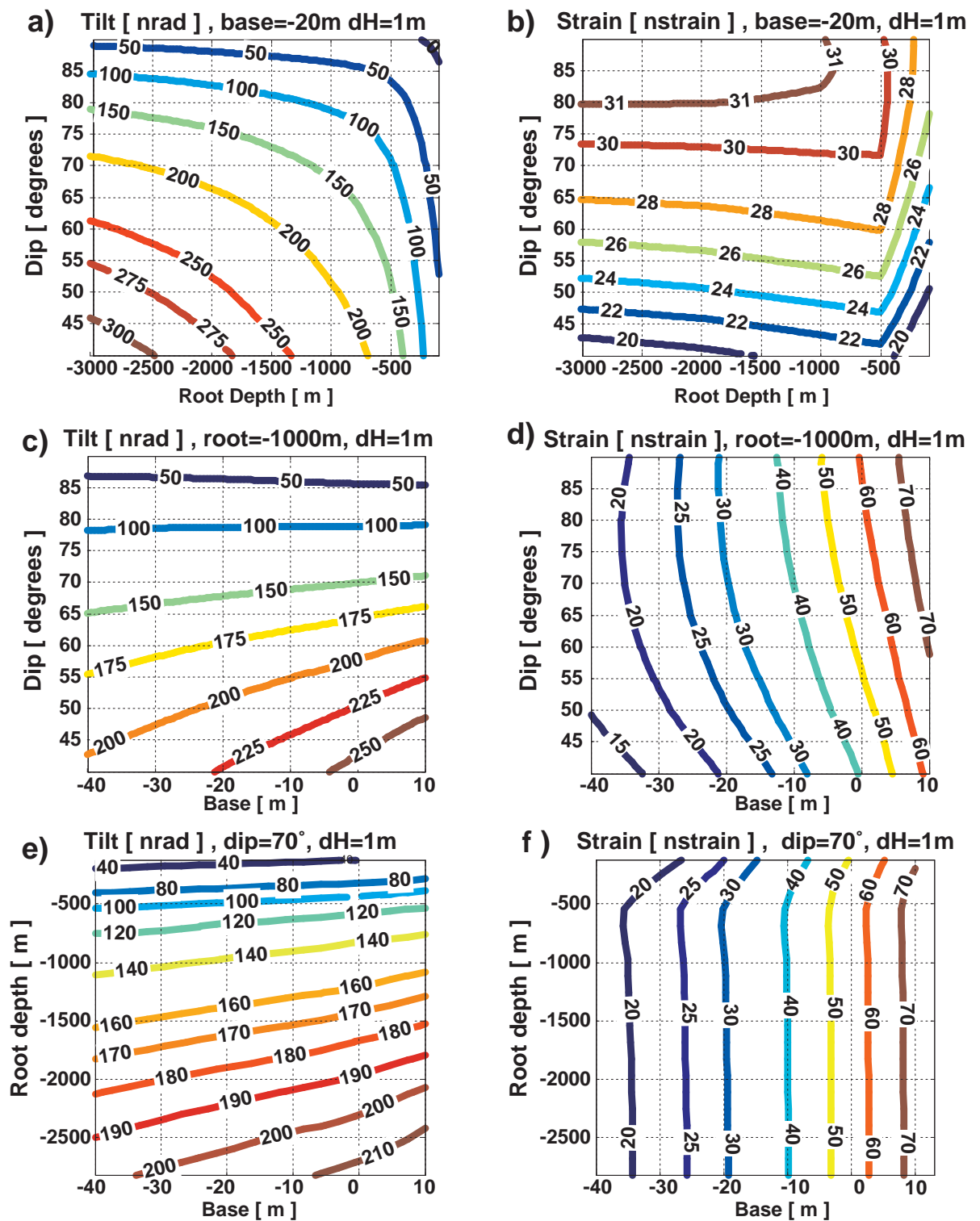


Figure 9: Exploration of parameter space for $\Delta H = 1\text{m}$ and a 100 – m long instrument. Calculated tilt deformation with *base* = -20m (a), *root* = -1000m (c), *dip* = 70 (e). Calculated strain deformation with *base* = -20m (b), *root* = -1000m (d), *dip* = 70 (f).

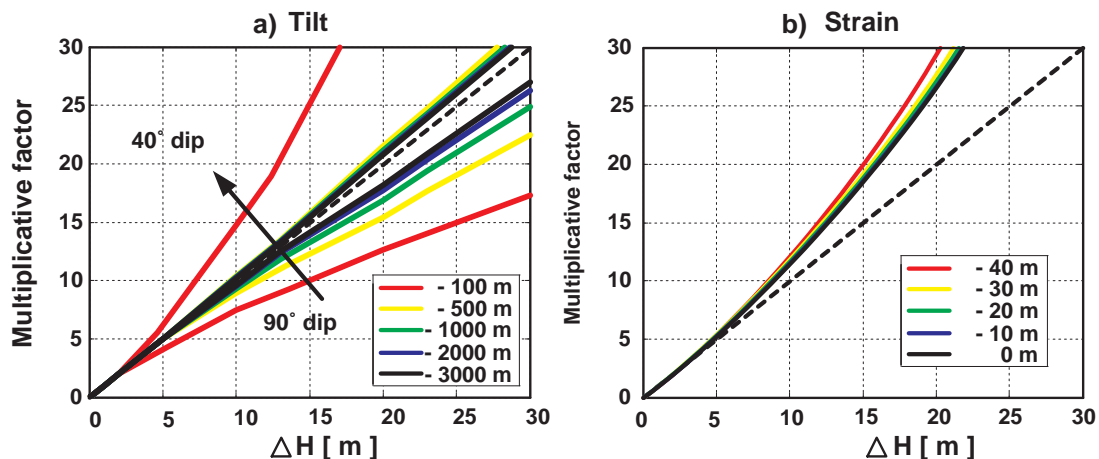


Figure 10: a) Envelop curves (classified by root depth) illustrating the linearity of tilts towards varying water height variations ΔH for a 100-m long instrument and fixed $base = -20m$. b) Mean curve illustrating the linearity of strain deformation of strains towards water height variations ΔH for a 100-m long instrument and fixed $root\ depth = -1000m$.

1. As noted previously, tilt deformation gives little information concerning the relative position of the hydrostatic level in the fracture. Tilt deformation is especially generated by the relative depth of the saturated part of the fracture with respect to the instrument. Note that dip plays an important role as well.
2. Conversely the depth of the saturated part of the fracture does not contribute to the amplitude of the strain, the proximity of the hydrostatic level being of greater importance. As awaited, strain deformation is due to the proximity of the water layer, and so increases quickly as base becomes more and more positive. The dip of the fracture has a minor effect on strains.
3. The induced deformation decreases when the length of the instrument becomes equivalent to the size of the additional pressure field (see figure 9, a and b cases).
4. Due to numerous equivalences between the different geometries (especially dip/root depth couple for tilts, and base/ ΔH couple for strains, see next section), the determination of the fracture geometry using a single instrument is not possible. On the other hand, it could give realistic minimum and maximum parameter values.
5. Tiltmeters and strainmeters are complementary instruments, *i.e.* the use of both instruments as tools to investigate hydraulically active fractures could dispel the equivalences.

3.4 Linearity of deformation

The previous results were calculated for 1-m water height variations. The introduction of the ΔH parameter is shown on figure 10. In any case, the deformation may be considered as linear towards the ΔH parameter as long as $\Delta H \ll rootdepth + base$. In this case, both the application point

of the equivalent force and the application point of the equivalent momentum may be considered as unchanged. When ΔH increases, the potential non-linearity mainly depends on the depth of the saturated part of the fracture with respect to the instrument. Note that tilts keep highly sensitive to the dip of the fracture and that strains increase dramatically with ΔH .

4 Hydrological modeling

This section will be devoted to the estimation of the quantity that drives the mechanical model: the water height variation in the fracture, applied to the fractured hydrological system associated with the instrument installed at Sainte-Croix-aux-Mines, *i.e.* the soil-atmosphere interface on the top of the hill and fracture continuum.

In this section, we will first determine the area drained by the fracture, in order to use hydrological tools. Then, the annual mass balance will be calculated in order to estimate the potential amount of water infiltrating down to the fracture. Finally, a conceptual store model will be applied in order to investigate major hydrological processes (evapotranspiration and infiltration), and make estimations of daily water height variations in the fracture.

4.1 Determination of drained area

Hydrologists are used to work on data that is reduced to unit area. For the fracture unit, runoff measurements out of the mine Q_{mes} in $[m^3.day^{-1}]$ are divided by the area drained by the fracture $S_{drained}$, so that $Q = Q_{mes}/S_{drained}$. In this way, reduced runoff Q is a flux, comparable with rainfall measurements and potential evapotranspiration evaluations, in $[mm.day^{-1}]$.

This reduced runoff will be used to calibrate the hydrological model, in order to determine a "reduced" hydrological water height variations ΔH_{hydro} . The conservation of the volume of water in the fracture then enables to estimate the "mechanical" water height variation ΔH : $S_{drained}\Delta H_{hydro} = \frac{length_{frac} \cdot width_{frac}}{\sin(dip)} \Delta H$, where dip stand for the dip of the saturated part of the fracture (see figure 6, $length_{frac}$ and $width_{frac}$ stand respectively for the length of the fracture involved in the hydrological unit, and the width of the fracture. $width_{frac}$ parameter corresponds to the equivalent aperture of the fracture where the level of water varies. Note that for a definite amount of water, thinner fractures could possibly generate greater water height variations in the fractures.

The drained area influences the determination of water height variations on both the calculation of the total runoff Q and the calculation of the final "mechanical" water height variation ΔH . However, as the measured total amount of water $S_{drained}\Delta H_{hydro}$ is fixed and determined, the uncertainty associated with the calculation of the forcing variable ΔH will not depend that much on the uncertain drained area.

Surface geometrical investigations enable to estimate the area drained by the fracture at $30\,000m^2$. This is the most likely value, but it can also be included in the $[20\,000 - 60\,000] m^2$ interval depending on the fractured layer on top of the hill.

Table 2: Observed and estimated annual amplitude of hydrological processes for a median drained surface ($30\,000m^2$).

Process	Observed annual value	Estimated annual value
Rainfall P	$1220mm$	-
Mine runoff Q	$430mm$	-
Deep drainage Q_{deep}	-	$280mm$ <i>i.e.</i> $0.63 Q$
Potential evapotranspiration PE	$680mm$	-
Real evapotranspiration AET	-	$510mm$

4.2 Annual mass balance and deep drainage

A main difficulty when coupling hydrology and geodesy is the need to calculate the amount of water, whereas hydrological tools are used to work with fluxes information (rainfall, evapotranspiration and runoff). As a consequence, this implies to model carefully all hydrological processes, and feed hydrological models with a data-set as realistic as possible in order to avoid compensations or cumulative errors when calculating the amount of water.

The amount of water flowing out of the fracture under study is not limited to the quantity measured. Indeed, a supplementary amount of water is drained by Musloch mine, below WilhelmStollen mine. An estimation of the annual total runoff out of the fracture can be deduced from the Turc-Pike relationship (Turc, 1954; Pike, 1964) linking annual runoff out of a hydrological unit to annual potential evapotranspiration and annual precipitation. This relationship expresses the fact that, on the annual scale, most of potential evapotranspiration (atmospherical demand) is satisfied in our climate. The annual total runoff is estimated to $710mm$, indicating deeper drainage Q_{deep} to be around 0.63 times the measured runoff Q . This will influence the calibration of the model, and thus, the determination of water height variations.

The annual mass balance $P = AET + Q + Q_{deep}$, also allows to calculate actual evapotranspiration $AET = 510mm$. Note that nearly half of rainfall is used for evapotranspiration. These considerations are summarized in table 2.

4.3 Setting up the hydrological model

While the determination of the annual amount of water in the fracture may be difficult, we are also looking for a model that describes as best as possible the time-varying water height variation of the fracture.

Generally speaking, conceptual hydrological models are based on a rough simplification of the various physical processes that take place in hydrological systems (*e.g.* evapotranspiration, generation of water flow, ...). As a consequence, they are not built to simulate explicitly internal processes. However, they may give substantial information: previous research showed for instance that the moisture rate of the modeled soil layer may be informative to represent the hydric state of a basin (Oudin et al., 2006). As each model is built on different assumptions, the choice of the model is decisive concerning its ability to describe a precise internal process.

We chose to use a simple conceptual hydrological model in order to evaluate water height varia-

tions in the fracture for several reasons:

1. From a conceptual point of view, as stated by Zürn et al. (2007), simple models give good orders of magnitude, and contain only essential processes that allow to provide insights into hydrological processes, before using more complicated models with more parameters.
2. From a hydrological point of view, hydrological models are also subject to numerous equivalences between parameter sets when they are calibrated using only water flow data (what is called equifinality, see Beven & Freer, 2001). Therefore, several descriptions of internal processes are similarly efficient with respect to runoff simulations. The use of parsimonious models makes it possible to cope with over-parametrization.

Several models were tested in order to estimate infiltration inside the fracture, most of them taken from Chapman & Malone (2002). The concept of the IHACRES conceptual lumped model (Jakeman et al., 1990; Littlewood & Jakeman, 1994) was chosen because it represents the soil-atmosphere interface for this hydrological system better than others. This model is available as a free software (Littlewood et al., 1997) on the internet web page of the Centre for Ecology and Hydrology (UK) <http://www.ceh.ac.uk/products/software/CEHSoftware-PC-IHACRES.htm>.

We use a modified version of IHACRES, called IHAC, in order to feed the model with potential evapotranspiration as an input variable instead of temperature data. This modified model is shown on figure 11 and has been described and used elsewhere, *e.g.* by Oudin et al. (2005). This model is built with three stores: modeling soil behavior (S store *i.e.* humidity index), quick behavior of the hydrological system (T store) and slow behavior (R store), and 7 parameters associated with each store: X1, X6 and X7 drive the previous-humidity index, X2 separate the amount of water between the quick and slow stores, X3 and X4 are drainage constants for these two stores. The level variations in the slow store (R store) are used to estimate water height variations in the vein ΔH_{hydro} .

The model is fitted on daily water flow out of the fracture. As the daily deep drainage Q_{deep} is unknown, we have considered it has an identical "temporal shape" as measured runoff. So, the estimated factor linking annual measured runoff and annual deep drainage determined previously is used to calculate daily total runoff out of the fracture $Q + Q_{deep}$. The Nash-Sutcliffe efficiency (Nash & Sutcliffe, 1970) is 0.89 (1 indicating a perfect description of the reality) with an rmse error of $0.1mm.day^{-1}$, the total amount of water being respected by less than 0.1%. The model confirms the expected low-pass filtering behavior of soils towards infiltration: the soil layer can absorb half of the annual precipitation amount, and the calculated time delay between rainfall and runoff generation is 5 days.

The model calculates an annual water height variation $\Delta H_{hydro} = 200mm$ in the slow store, this corresponds to an equivalent $\Delta H = 8.7m$, considering a fracture of $width_{frac} = 1m$.

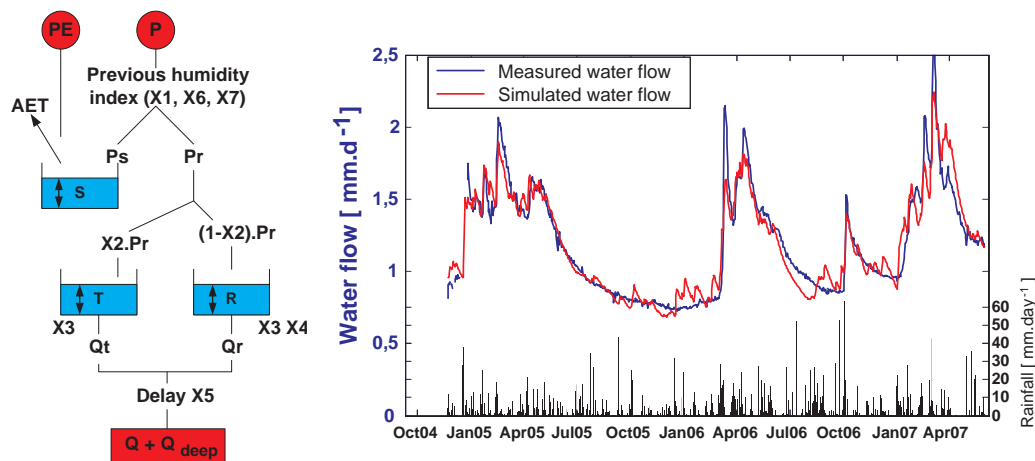


Figure 11: Diagram of the modified IHAC lumped model based on 7 parameters (X1-X7). In red, forcing data, PE , P , Q and Q_{deep} stand for potential evapotranspiration, precipitation, runoff out of the mine and deep runoff respectively. In blue, S, T, R correspond to modeled water-height in the 3 stores, respectively soil, quick and slow stores. R store level variations are used to estimate water height variations in the fracture ΔH_{hydro}

5 Coupling of models and discussion

5.1 Choice of fracture parameters using annual variation

The determination of fracture geometry using a single instrument is not possible because of the various equivalences between geometric models. However, it can give a realistic order of magnitude of parameter values. The parameter space becomes even wider when coupling the fracture deformation with the hydrological model.

The first part of our research was devoted to gathering *a-priori* information to constrain the parameter values, as shown in table 3. Considering a mean dip of 70° and a base level of $-25m$, several models could explain the $400nrad$ deformation with a medium water height variation. For example, a fracture with a root depth of $500m$ and a $4m$ water height variation within the year is plausible, as well as a $100m$ root depth and a water height variation of $16m$. In both cases, the width of the fracture must be of the order of one meter to satisfy the hydrological considerations. This is an important result since the observed deformation could be completely explained by water height variations in the Musloch gallery below the instruments.

5.2 Correlations between environmental forcings

A last difficulty appears when dealing with environmental signals: they could induce several deformation processes, at different spatial scales, that may be correlated (Llubes et al., 2004). For example, atmospheric depressions induce both surface deformation and provide water at the same time. This additional water on the crust could induce both surface loading at a regional scale (Longuevergne et al., 2007) and fracture deformation. In this work, regional surface loading deformation and local-scale

Table 3: Table summing-up *a-priori* informative elements and main informative tools

Fracture parameter	<i>A-priori</i> elements	Main informative elements
Base level	geometry, regional hydrostatic level	Strainmeter
Root depth	lithostatic pressure	Tiltmeter
Annual water height variation	geometrical considerations	Annual mass balance, tiltmeter and strainmeter
Dip	geology	Geology and tiltmeter
Atmosphere-soil interface	pedology	Geophysics and hydrological model
Time varying water height variation	water flow out of the mine	Hydrological model, tiltmeter and strainmeter

fracture deformation show a 70% correlation coefficient, driven by the annual time-scale deformation.

As a consequence, ground geodetic instruments could become tools for hydrological studies in the case mixed deformation processes in the measurements can be separated.

5.3 Local hydrological contribution to tilt time series

This is the second objective of this work. The time variable reduced water height variation ΔH_{hydro} calculated with the hydrological model is transformed into the "mechanical" water height variations ΔH and into tilt deformation using the annual amplitude of the deformation determined in the previous section (the chosen parameters indicate that the linearity assumption towards ΔH is satisfied). Figure 12 shows the comparison between modeled deformation induced by the fracture and the recorded signal corrected from regional scale surface loading (see Longuevergne et al., 2007). As stated previously, this local-scale deformation creates especially a long-term contribution to tilt deformation, except at fracture-filling periods.

Note that the recorded tilt deformation is not corrected from deformations induced by atmospheric pressure variations. It typically induces the 3 to 10 day signal of $30nrad$ amplitude. The residuals also show a 500-day period signal yet unexplained, but this seems to be due to an erroneous estimation of the hydrological contribution. Longer time series and further studies on the modeling of the hydrological contribution are needed to improve the understanding of the recorded signals.

6 CONCLUSION

We showed that an additional water height ΔH in a fracture, *i.e* on a connected water column creates an additional stress field $\Delta\sigma = \rho_{\omega}g\Delta H$ applied orthogonally on the entire surface of a fracture. Strainmeters - and especially tiltmeters - may be very sensitive to this induced deformation, even located several hundreds of meters away from the fracture.

This deformation has been tackled from two points of views. On the one hand, searching for delicate geodetic and geodynamic signals implies the need for accurate calculation of the environmental contribution. On the other hand, the sensitivity of these instruments may be used as tools to monitor

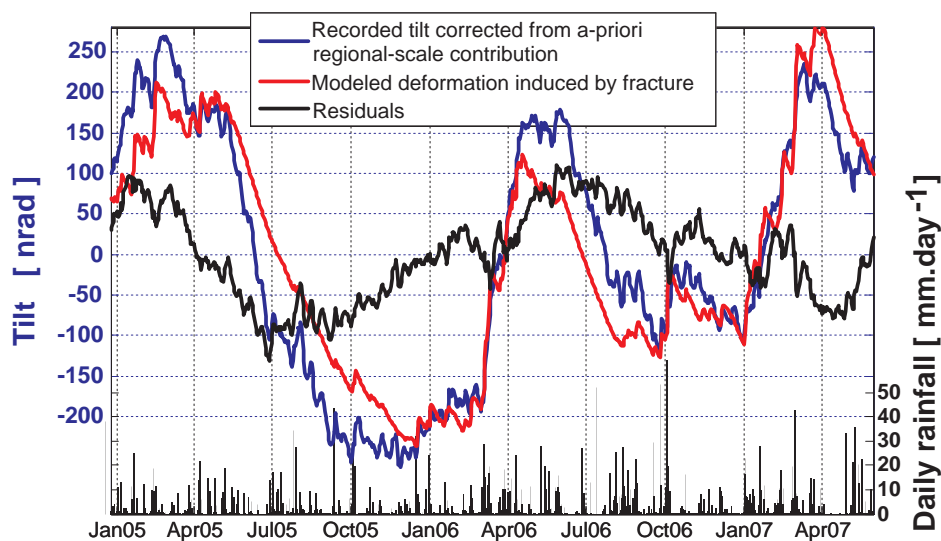


Figure 12: Tilt time series corrected from local hydrological effect using determined parameters (in blue). In red is shown the modeled deformation induced by the modeled nearby fracture. Note the 3 to 10 days signal is typically induced by pressure variations

hydrologically active fractures, and obtain information about the geometry. The methodology that unifies both points of view is physical modeling, *i.e.* the separation of mechanical and hydrological modeling before performing the coupling of both. Three points are essential for this coupling: the mechanical behavior of the deformation, the amount and the position of stored water.

In this work, the main difficulties have been raised when dealing with the contribution of the environment:

1. Several deformation processes forced by environmental forcings are mixed together in deformation data and correlated. Ground geodesic instruments could become tools for hydrological studies providing mixed deformation processes in the measurements can be separated.
2. An accurate estimation of the hydrological contribution cannot be reduced to the knowledge of rainfall alone, especially at annual time scales. The calculation of the amount of water also requires the modeling of evapotranspiration and runoff.
3. The systematic exploration of different geometries shows the various mechanical equivalences between geometries that cannot be dispelled using a single instrument.
4. It is difficult for conceptual hydrological models to accurately model internal processes. Several models and/or parametrizations are equiprobable for similar efficient runoff simulations. Deformation measurements could provide complementary information in this respect.
5. In any case, *a-priori* information about the geological and hydrological context are needed to better understand the redistribution of the water masses.

This work also allows to draw - more precisely confirms - general recommendations about the installation of future instruments in order to lower the amplitude of hydrologically induced fracture deformation (especially in a metamorphic context):

1. The setting-up of instruments in the weathered layer, at the soil-atmosphere interface, should be avoided. In a metamorphic context the altered layer could be 10m to 20m thick, and the fractured layer could be 50m thick.
2. An extremely small percentage of visible fractures may be hydrologically active. If so, it would be interesting to measure runoff in order to monitor an eventual local-scale deformation.
3. Short base instruments are more likely to be sensitive to eventual short hydraulically active fractures than longer instruments.
4. Generally speaking, the hydrologically induced contribution cannot be avoided. This assessment implies that the estimation of the hydrological contribution is easier in homogeneous hydrological contexts where hydrological monitoring could be representative over large areas.

Acknowledgments:

The authors would like to thank the volunteers whose work has benefited to this project since the very beginning: Michel Kammenthaler and Thierry and Françoise Vincent for their daily care of our instruments. We greatly appreciate the suggestions from Jörg Renner (Ed.) as well as the review by Walter Zürn and another anonymous reviewer to improve the manuscript and clarify its content. The authors also thank Ray for the fine-tuning of English in this article. This study was carried out within the framework of the ECCO/INSU/ANR Project "Hydrology and geodesy" coordinated by Nicolas Florsch and funded by the French research agency under the number ANR-05-009.

References

- Archie, G. E., 1942. *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*, in *Trans. Am. Inst. Mech. Eng.*, pp. 54–61.
- Berger, J. & Beaumont, C., 1976. *An analysis of tidal strain observations from the united states of america: 2. the inhomogeneous tide*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **66**(6), 1821–1846.
- Bernard, P., Boudin, F., & Sacks, S., 2004. *Continuous strain tilt monitoring on the trizonia island, rift of corinth, greece*, *C.R. Géoscience*, **336**, 313–323.
- Beven, K. & Freer, J., 2001. *Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems*, *Journal of Hydrology*, **249**, 11–29.
- Boudin, F., 2004. *Développement et validation d'un inclinomètre longue base de subsurface à silice et mercure*, *Ph.D. thesis, Université Denis Diderot*.

- Boudin, F., Bernard, P., Longuevergne, L., Florsch, N., Larmat, C., Courteille, C., Blum, P.-A., Vincent, T., & Kammentaler, M., 2008. A silica long base tiltmeter with high stability and resolution, *Rev. Sci. Instrum.*, **accepted**.
- Bucking, 1913. *Zur Kenntnis der Erzgänge im Lebertal unterhalb Markkirch. Mitteilungen der Geol. Landesanstalt von Elsass*, vol. 2, Lothr. VIII.
- Calder, I., Harding, R. J., & Rosier, P. T. W., 1983. An objective assessment of soil-moisture deficit models, *Journal of Hydrology*, **60**(1-4), 329–355.
- Chapman, T. G. & Malone, R. W., 2002. Comparison of models for estimation of groundwater recharge, using data from a deep weighing lysimeter, *Math. Comput. Simul.*, **59**(1-3), 3–17.
- Dal Moro, G. & Zadro, M., 1998. Subsurface deformations induced by rainfall atmospheric pressure: tilt/strain measurements in the ne italy seismic area, *Earth Planetary Science Letters*, **164**, 193–203.
- Dyke, C., 1995. How sensitive is natural permeability at depth to variation in effective stress ?, in *Proc. Int. Symp. on Fractured and Joint Rock Masses*, edited by Myer, Cook, Goodman, & T. eds, pp. 81–88, Balkema, Rotterdam.
- Edge, R., Baker, T., & Jeffries, G., 1981. Borehole tilt measurements: aperiodic crustal tilt in an aseismic area, *Tectonophysics*, **71**, 97–109.
- Evans, K., 1983. On the development of shallow hydraulic fractures as viewed through the surface deformation field. i. principles, *J. Pet. Technol*, **35**, 406–410.
- Evans, K. & Wyatt, F., 1984. Water table effects on the measurement of earth strain, *Tectonophysics*, **108**, 323–337.
- Fabian, M. & Kümpel, H., 2003. Poroelasticity: observations of anomalous near surface tilt induced by groundwater pumping, *Journal of hydrology*, **281**, 187–205.
- Fluck, P., 1996. *Le fabuleux réseau de musloch*, *Pierres et Terre*, **30**, 53–70.
- Gentier, S., 1986. *Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans un granite sous contrainte normale. Etude expérimentale et théorique*, Ph.D. thesis, Université d'Orléans, Orléans.
- Jahr, T., Letz, H., & Jentsch, G., 2006. Monitoring fluid induced deformation of the earth's crust: a large scale experiment at the ktb location/germany, *Journal of geodynamics*, **41**, 190–197.
- Jakeman, A., Littlewood, I., & Whitehead, P., 1990. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments, *Journal of Hydrology*, **117**, 275–300.
- Kroner, C., Jahr, T., Kuhlmann, S., & Fisher, K., 2005. Pressure-induced noise on horizontal seismometer strainmeter records evaluated by finite element modelling, *Geophys. J. Int.*, **161**, 167–178.
- Kümpel, H.-J., Grecksch, G., Lehmann, K., Rebscher, D., & Schulze, K., 1999. Studies of in situ pore pressure fluctuations at various scales, *Oil and Gas Science and Technology Review IFP*, **54**, 679–688.

- Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J., & Le Strat, P., 2001. *Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining gis and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones*, *Ground Water*, **39**(4), 568–581.
- Latynina, L., Abashizde, V., Kapanadze, A., & Karmaleeva, P., 1993. *Deformation observations in epicentral areas*, *Fizika Zemli*, **3**, 7884.
- Littlewood, I. & Jakeman, A., 1994. *A new method of rainfall-runoff modelling and its applications in catchment hydrology*, in *Environmental Modelling*, edited by P. Z. (Ed.), pp. 143–171, *Computational Mechanics Publications*, Southampton.
- Littlewood, I., Down, K., Parker, J., & Post, D., 1997. *The PC version of IHACRES for catchment-scale rainfall-streamflow modelling. Version 1.0. User Guide*, *Institute of Hydrology*.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L., & Amalvict, M., 2004. *Local hydrology, the global geodynamics project champ/grace perspective: some case studies*, *Journal of Geodynamics*, **38**, 355–374.
- Longuevergne, L., Boudin, F., Boy, J., Oudin, L., & Florsch, N., 2007. *Physical modelling to remove hydrological effects at local and regional scale: application the 100-m hydrostatic inclinometer in sainte-croix-aux-mines (vosges mountains, france)*, in *Proceedings of the XXIVth IUGG General Assembly*, p. ??, *Springer*.
- Montheith, J., 1965. *Evapotranspiration and the environment the state and movement of water in living organisms*, in *XIXth symposium of the Society of Experimental Biologists*, pp. 205–234, *Cambridge University Press*, Swansea.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V., 1970. *River flow forecasting through conceptual models, 1, a discussion of principles*, *Journal of Hydrology*, **10**, 282–290.
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., & Anctil, F., 2004. *Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models*, *Water Resour. Res.*, **40**, W11101.
- Oudin, L., Michel, C., & Anctil, F., 2005. *Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - part 1 - can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs?*, *Journal of Hydrology*, **303**(1-4), 275–289.
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., & Michel, C., 2006. *Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations*, *Water Resour. Res.*, **42**, W07410.
- Penman, H., 1948. *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*, in *Proceedings of the Royal Society of London*, vol. 193, pp. 120–148, *London*.
- Peters, J. & Beaumont, C., 1981. *Preliminary results from a new borehole tiltmeter at charlevoix, québec*, in *Proceedings of the Ninth International Symposium on Earth Tides*, pp. 69–71, *New York city*.
- Pike, J. G., 1964. *The estimation of annual runoff from metrological data in tropical climate*, *Journal of Hydrology*, **2**, 116123.
- Rerolle, T., Florsch, N., Llubes, M., Boudin, F., & Longuevergne, L., 2006. *L'inclinométrie, un nouvel outil pour le suivi temporel des aquifères? inclinometry, a new tool for the monitoring of aquifers?*, *C.R. Géosciences*, **338**, 775–786.

- Sato, T. & Harrison, J., 1990. Local effects on tidal strain measurements at esashi, japan, *Geophysical Journal International*, **102**(3), 513–526.
- Sausse, J., 2002. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the soultz granite (bas-rhin, france), *Tectonophysics*, **348**, 169–185.
- Steffen, H., Kuhlmann, S., Jahr, T., & Kroner, C., 2005. Numerical modelling of the barometric pressure-induced noise in horizontal components for observatories moxa and schiltach, *Journal of Geodynamics*, **41**, 242–252.
- Sun, R., 1969. Theoretical size of hydraulically induced horizontal fracture and corresponding surface uplift in an idealized medium, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5995–6009.
- Tervo, M., Virtanen, H., & Bilker-Koivula, M., 2006. Environmental loading effects on gps time series, *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, **142**, 11407–11416.
- Turc, L., 1954. Le bilan deau des sols: relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement, *Annales agronomiques, Série A*(491595).
- Wang, R. & Kümpel, H., 1999. Poroelasticity: efficient modeling of strongly coupled, slow deformation processes in a multilayered halfspace, *Geophysics*, **68**(2), 705–717.
- Weise, A., Jentzsch, G., Kiviniemi, A., & Käriäinen, J., 1999. Comparison of long-period tilt measurements: results from the two clinometric stations metshovi and lohja, finland, *Journal of geodynamics*, **27**, 237–257.
- Westerhaus, M. & Welle, W., 2002. Environmental effects on tilt measurements at merapi volcano, *BIM*, **137**, 10917–10926.
- Wolfe, J., Berg, E., & Sutton, G., 1981. The change in strain comes mainly from the rain: Kipapa, oahu, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 1625–1635.
- Wu, W., Geller, M., & Dickinson, R., 2002. The response of soil moisture to long-term variability of precipitation, *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 604613.
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legtchenko, A., & Vairon, A., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (brittany, france), *Bull. Soc. géol. Fr*, **175**, 21–34.
- Yamauchi, T., 1987. Anomalous strain response to rainfall in relation to earthquake occurrence in the tokai area, japan, *Journal of Physics of the Earth*, **35**, 19–36.
- Zadro, M. & Braitenberg, C., 1999. Measurements interpretations of tilt-strain gauges in seismically active areas, *Earth-Science Reviews*, **47**, 151–187.
- Zürn, W., 1994. Local observation and interpretation of geodynamic phenomena, in *Acta Geod. Geoph. Hung.*, vol. 29, pp. 339–362.
- Zürn, W., Exss, J., Steffen, H., Kroner, C., Jahr, T., & Westerhaus, M., 2007. On the reduction of long period horizontal seismic noise using local barometric pressure, *Geophys. J. Int.*, **171**, 780–796.

6.1.3 Incertitude sur la hauteur d'eau modélisée

La comparaison entre le couplage des modèles mécaniques et hydrologiques avec le signal enregistré semble relativement bonne. La modélisation a permis de supprimer le signal annuel relative à l'hydrologie locale. Il convient cependant de rester prudent vis-à-vis des simulations issues du modèle hydrologique. Nous listons ci-dessous trois sources d'incertitude qui peuvent être fondamentales. Les hypothèses faites nous semblent *a priori* valables, même s'il n'y a aucun moyen de les vérifier :

1. La non-connaissance de la surface drainée par les fractures. L'unité hydrologique a été considérée comme un système plus ou moins vertical, ce qui conduit à considérer une surface drainée incluse dans l'intervalle le plus probable [20000 m^2 ; 60000 m^2]. Cet intervalle ne prend pas en compte les potentiels apports latéraux acheminés par la fracture principale depuis le nord-ouest. Malgré tout, l'erreur associée sur le calcul du bilan est sûrement réduite, étant donné que la surface drainée apparaît deux fois dans le processus de modélisation, une fois pour diviser les débits observés, une seconde fois comme grandeur multiplicative pour déterminer le bilan d'eau.
2. La non-connaissance des échanges profonds entre la fracture et l'aquifère de la Liepvrette. Nous avons considéré que les échanges souterrains représentaient 63% du volume annuel, et que la dynamique d'écoulement était identique aux écoulements drainés par la mine. Le tableau 6.1 retrace la définition de ce coefficient multiplicatif $k = 1.63$, ainsi que la mise en place de l'incertitude associée sur les variations de hauteur d'eau dans la fracture.
3. La non-prise en compte du ruissellement de surface au sommet de la colline. La confrontation entre le débit mesuré et le débit modélisé indique que le modèle IHAC (voir page 138) cherche à faire écouler de l'eau plus rapidement, par exemple en janvier 2006. Bien que l'unité hydrologique au sommet de la colline soit relativement plate et constituée principalement de sables (qui favorisent un écoulement vertical de l'eau), la non-prise en compte de ce flux peut également modifier le bilan modélisé.

TAB. 6.1 – Estimation des variations annuelles minimales et maximales de la hauteur d'eau dans les fractures pour une surface drainée moyenne de (30 000 m^2). Les écoulements annuels mesurés sont de 430 mm. P, Q, PE représentent respectivement les précipitations, débit et l'évapotranspiration potentielle.

Cas étudié	Ruissellement annuel [mm]	Facteur multiplicatif k	Variations de hauteur d'eau ΔH_{hydro} [mm]	Variations de hauteur d'eau ΔH pour $e = 1m$ [m]
Apport maximal, Q=P	1220	2.84	330	14.3
Apport médian, basé sur la formule de Turc-Pike	710	1.63	200	8.7
Apport minimal, Q=P-PE	630	1.25	170	7.4

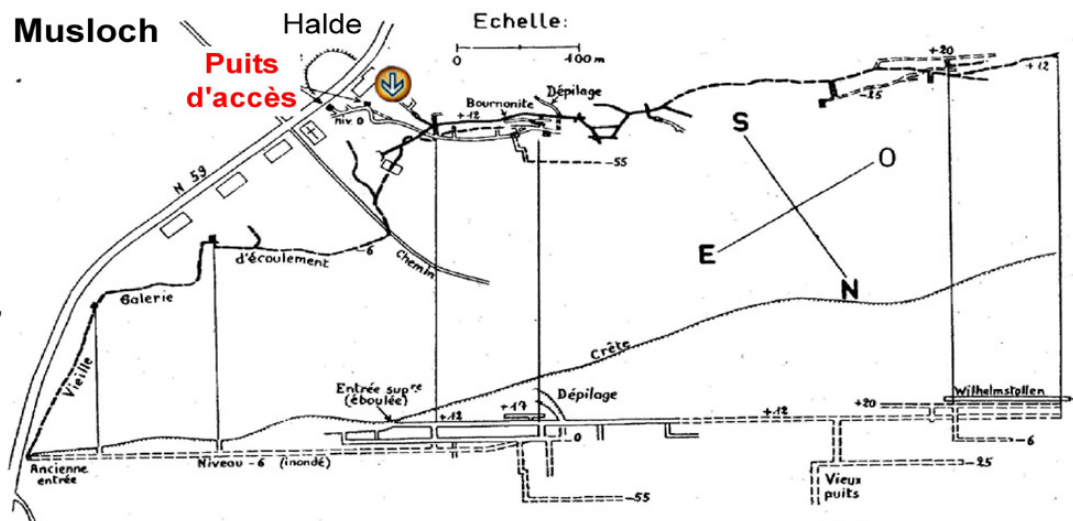


FIG. 6.5 – Vue de dessus et en coupe dans le plan du filon, de l'ensemble des galeries associées à la mine Sainte-Anne. A droite, une extrémité de la galerie WilhelmStollen où sont installés les inclinomètres. La principale galerie d'exhaure se situe au niveau -6.

Ainsi, si les hypothèses à la base de ce travail peuvent être considérées comme raisonnables, les incertitudes sur les forçages hydrologiques restent quant à elles énormes, autant sur les volumes que sur les variations temporelles. Le signal résiduel long terme semble lié à une mauvaise description de ces variations temporelles et notamment de la dynamique des écoulements profonds.

Une mesure du débit d'exhaure de la mine Musloch, sous la mine WilhelmStollen permettrait de lever une partie de ces incertitudes. Vu la figure 6.5, cette mesure semble difficile : les galeries accessibles au niveau 0 ne concentrent pas l'ensemble des flux d'eau, et la principale galerie d'exhaure (niveau -6) est inaccessible, la base de cette galerie étant à présent située à 4,4 m sous la route à son exutoire supposé.

Par ailleurs, les équivalences entre les différentes géométries de fracture permettent d'absorber une mauvaise modélisation des volumes d'eau et non pas une mauvaise détermination des variations temporelles. La variable qui permet d'absorber le plus les équivalences est l'épaisseur de la fracture. En effet, la modélisation hydrologique montre que, sur le bilan, l'épaisseur de la colonne d'eau dans la fracture doit être métrique pour pouvoir absorber le volume infiltré. Les variations de niveau d'eau dans la mine Musloch sont donc susceptibles de générer les déformations observées.

6.2 ÉCHELLE RÉGIONALE : MISE EN PLACE DE LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

6.2.1 Contexte géologique

Le bassin versant de la Liepvrette se situe dans les Vosges métamorphiques, le gneiss formant les principales structures. La vallée a été largement façonnée par la tectonique, on observe notamment une dissymétrie marquée entre les rives droites et gauches de la Liepvrette (c'est à dire les versants nord et sud).

Le massif cristallin et les formations superficielles de versant de la Liepvrette, décrites par Salahie (1987) précisent la nature des dépôts alluvionnaires en fond de vallée : principalement sableux et graveleux, contenant des blocs et peu argileux d'une manière générale, sur une épaisseur pouvant dépasser dix mètres.



Des études géophysiques dans le fond de vallée montrent que la résistivité est relativement homogène et égale à $200 \Omega.m$ sur une épaisseur d'au moins $20 m$. L'eau de l'aquifère ayant une résistivité de $30 \Omega.m$, la loi d'Archie (1942) permet de déterminer une porosité de plus de 30%. Les prospections sismiques montrent également des vitesses inférieures à $1000 m.s^{-1}$ sur les 15 premiers mètres, et met en évidence des formes qui peuvent être interprétées comme des paléo-chenaux. Nous avons pu profiter de la faveur d'une tranchée creusée parallèlement à la rivière, de $2 m$ de profondeur sur une longueur d'approximativement $1 km$ pour confirmer cette description (voir la photo 6.2.1).

FIG. 6.6 – Photo montrant les deux premiers mètres de remplissage alluvionnaire du fond de la vallée de la Liepvrette. La fosse se situe à $75 m$ de la rivière

Le fond de la vallée de la Liepvrette contient donc un aquifère sableux et graveleux (très poreux et sûrement très perméable), sur une épaisseur d'au moins $20 m$, délimité sur la rive droite de la Liepvrette par une faille, dans la continuité du versant nord.

6.2.2 Contexte hydrologique

Le contour des bassins versants étudiés est indiqué sur la figure 6.7. Le bassin versant principal, celui de la Liepvrette, a une surface de 108 km^2 et peut être séparé en deux sous-bassins. Le premier, au sud de l'inclinomètre, est le bassin principal de la Liepvrette, d'une surface de 83 km^2 . Le second sous-bassin au nord de l'inclinomètre s'appelle le Rombach et représente $19,6 \text{ km}^2$. Enfin, en zoom à droite le bassin versant du Stimbach de $0,7 \text{ km}^2$ situé juste à l'ouest de l'inclinomètre.

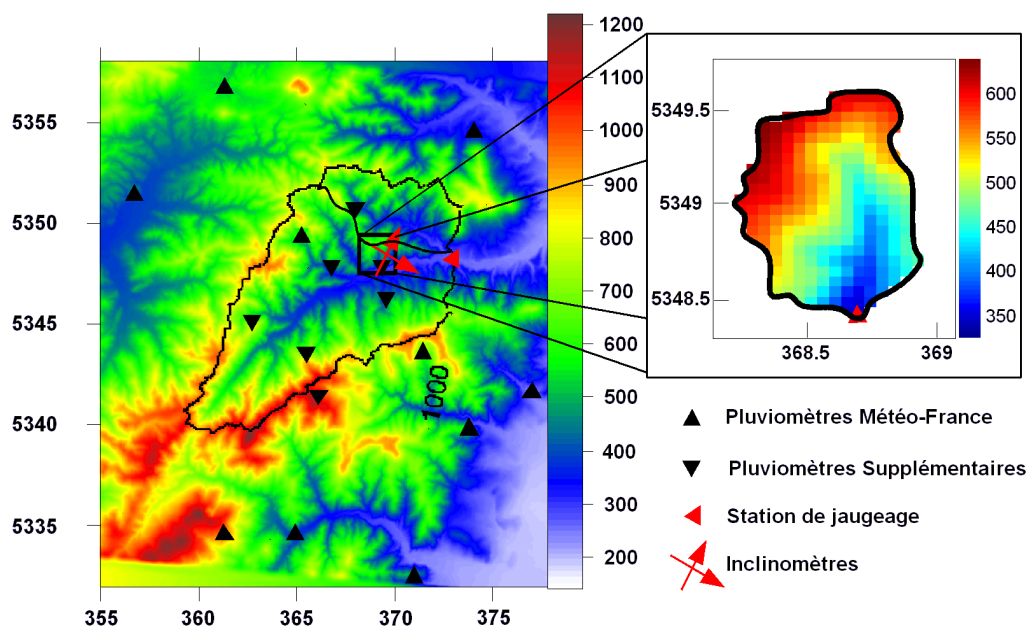


FIG. 6.7 – Bassins versants étudiés et leurs topographies respectives issues de la BD alti de l'IGN (les altitudes sont indiquées en mètres). Les triangles rouges représentent les stations de jaugeage, les triangles noirs les pluviomètres Météo-France et ceux installés en plus par nos soins. Les coordonnées dans le système UTM, zone 32U sont indiqués en kilomètres.

TAB. 6.2 – Descripteurs de bassin pour les bassins versant de la Liepvrette et de la Stimbach

Caractère	BV Liepvrette	BV Stimbach
<i>Indices physiographiques</i>		
Surface	108 km^2	0.77 km^2
Altitude exutoire	259 m	316 m
Différentiel d'altitude	952 m	315 m
Longueur maximale du cours d'eau	18.33 km	1.06 km
<i>Flux annuels observés</i>		
Précipitations	1240 mm	1220 mm
Evapotranspiration potentielle	630 mm	630 mm
Débit	480 mm	440 mm
Temps de réaction	1 jour	20 minutes

Descripteurs de bassin

Le tableau 6.2 rassemble les principaux descripteurs de bassins et les flux observés, présentés pour le bassin versant de la Liepvrette et celui de la Stimbach. Ils ont été déterminés grâce au logiciel d'analyse de modèle numérique de terrain Rivertools v2.4 (2001).

Le temps de réaction du bassin versant est une caractéristique importante d'un bassin versant puisqu'il indique le temps de réponse moyen à sa sortie (principalement en fonction de la superficie et de la longueur et de la pente du bassin versant). Cette information est importante puisqu'elle marque la limite entre le comportement transitoire et quasi-statique du bassin versant. Le tableau 6.2 recueille un ensemble de paramètres qui permettent de donner des indications sur le comportement hydrologique des bassins versants.

Climatologie du bassin versant

Les précipitations mensuelles observées sur une vingtaine d'années se montrent en moyenne stable sur l'année. L'énorme variabilité sur les précipitations, plus importante en hiver qu'en été (voir figure 6.8), est une caractéristique importante du comportement de ce bassin versant.

En utilisant des données *a priori* d'évapotranspiration potentielle, il est possible d'évaluer un ordre de grandeur de la variation temporelle de la lame d'eau stockée au sein du bassin versant de la Liepvrette : 150 mm sur l'année, maximale au printemps en février, minimale en août. La propagation de la variabilité des précipitations implique une variabilité importante du stock.

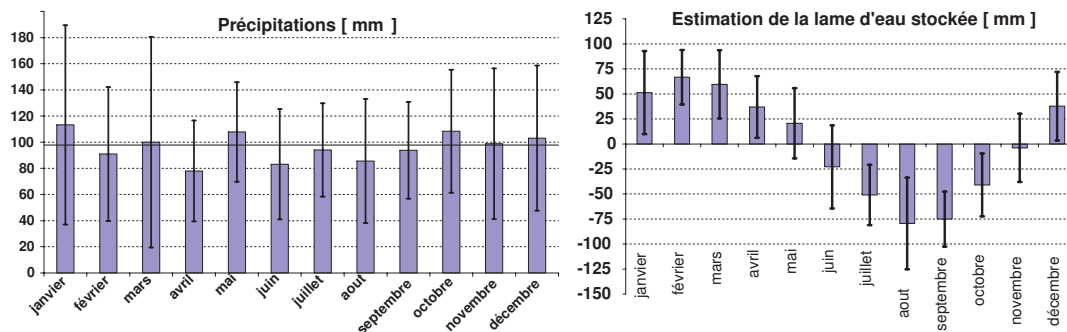


FIG. 6.8 – A gauche : moyenne mensuelle et variabilité associée (écart type) des précipitations enregistrées à Sainte-Croix-aux-Mines sur la période 1984-1996 et 2000-2007. La barre horizontale correspond à la moyenne annuelle de 97 mm.mois^{-1} . A droite, estimation des variations mensuelles (et de l'écart-type) de la lame d'eau moyenne stockée au sein du bassin versant de la Liepvrette, calculé comme $\int_t (P - ETP - Q) dt..$

6.2.3 Détermination des précipitations à l'échelle du bassin versant

Nous allons aborder dans cette section une question classique en hydrologie, la détermination du champs de précipitations. Cette question sera ré-examinée avec la contrainte géodésique : le champs de précipitations entre directement dans le calcul de la lame d'eau stockée, il constitue ainsi une variable essentielle à cerner au mieux.

Réseau de pluviomètres

TAB. 6.3 – Pluviomètres utilisés dans cette étude, les 11 premiers étant issus de la banque de données pluvio de Météo-France, les données de l'OHGE venant de l'observatoire forestier du même nom.

Nom	Numéro	Altitude [m]	Période de mesure
Provenchère	88361002	402	Janv2001 - Déc2006
Saales	67421004	555	Janv2005 - Déc2006
Villé	67507003	255	Janv2001 - Déc2006
Faite	68294001	545	Janv2001 - Déc2006
Orbey Sucenord	68249005	960	Janv2001 - Déc2006
Orbey Allagoutte	68249003	550	Janv2001 - Déc2006
Stimbach	68294002	310	Janv2001 - Déc2006
Ribeauvillé Verrerie	68269004	545	Janv2001 - Déc2006
Ribeauvillé Accacia	68269005	240	Janv2001 - Déc2006
Kaysesberg	68162001	248	Janv2005 - Déc2006
Bergheim	68028001	309	Janv2001 - Déc2006
OHGE	-	1050	Janv2001 - Déc2006
Montplaisir	-	403	Avr2006 - Déc2006
Saint Philippe	-	655	Avr2006 - Déc2006
Borne	-	525	Avr2006 - Déc2006
Col	-	610	Avr2006 - Déc2006
Hingrie	-	405	Avr2006 - Déc2006

Le réseau se compose de 17 pluviomètres, c'est-à-dire 11 pluviomètres Météo-France et 5 pluviomètres installés par nos soins (voir la partie C.2.2, page 254) et des précipitations mesurées à l'observatoire forestier de l'OHGE (Viville, D., communication personnelle). La figure 6.9 montre la répartition des pluviomètres au sein du bassin versant, le tableau 6.3 indique les emprises temporelles. Le pluviomètre installé à la Hingrie est un pluviomètre totalisateur relevé tous les 15 jours approximativement, et sera tour à tour intégré dans l'étude ou utilisé comme donnée de validation suivant l'échantillonnage requis. Les pluviomètres sont généralement répartis, soit en fond de vallée, soit à mi-pente. La disponibilité des données de l'OHGE est une aubaine, puisqu'il est le seul pluviomètre représentatif des cumuls observés sur les crêtes. La période la plus importante regroupe 10 pluviomètres, sur les années 2001-2006. Deux pluviomètres ont été rajoutés en 2005-2006. Enfin, le nombre maximal de 17 pluviomètres est atteint pour la période allant d'avril 2006 à décembre 2006.

Comportement des flux météorologiques

D'un point de vue topographique, la frontière ouest du bassin versant culmine à 1000 m et sert de frontière entre le plateau lorrain et la plaine alsacienne. Les plus hauts

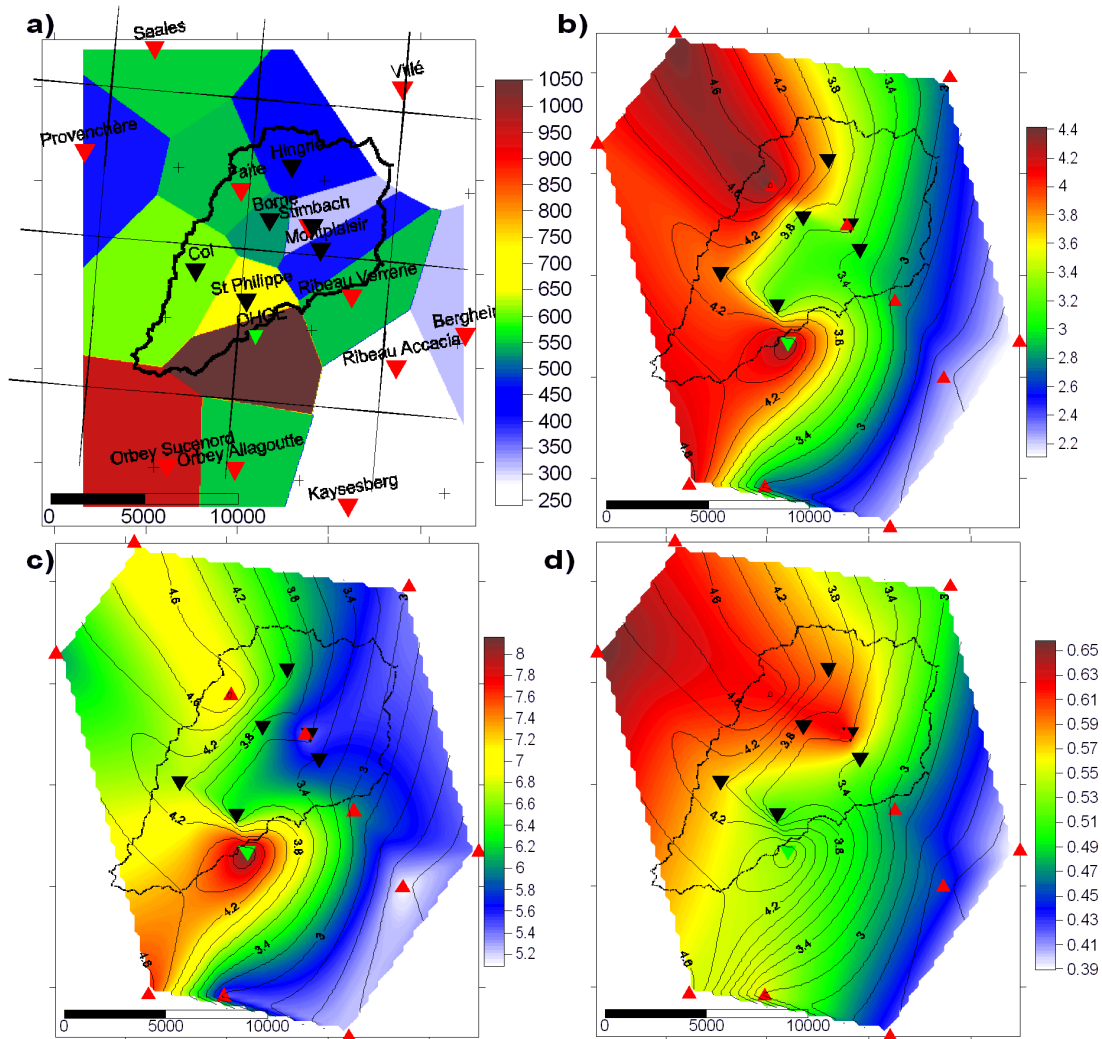


FIG. 6.9 – Caractéristiques du champ de précipitations déterminé sur la période avril 2006 - décembre 2006. En noir les pluviomètres Météo-France, en rouge les pluviomètres installés par nos soins, en vert le pluviomètre de l'OHGE. La grille correspond au maillage SAFRAN. a) Altitude des pluviomètres [m], interpolée selon la méthode de plus proche voisin (méthode de Thiessen). b) Précipitations moyennes journalières [mm.j⁻¹]. c) Intensité moyenne des cumuls journaliers supérieurs à 0,1 mm [mm.j⁻¹]. d) fréquence [j⁻¹] des cumuls supérieurs à 0,1 mm. Pour ces trois dernières figures, la méthode d'interpolation "voisin naturel" a été considérée.

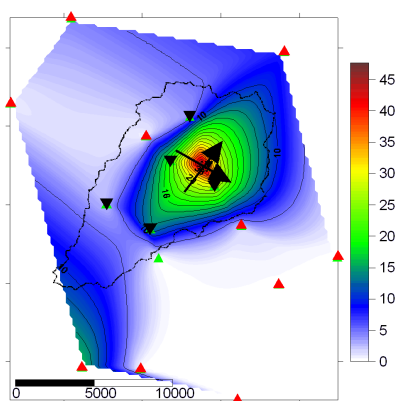


FIG. 6.10 – Il faut également noter que les été sont sujets à des orages, qui se caractérisent par des pluies intenses et très localisées (quelques dizaines de kilomètres carrés). Cette figure montre les cumuls en mm des précipitations tombées en 45 minutes après l'orage du 13 juin 2006, qui a sérieusement endommagé les inclinomètres installés. La méthode d'interpolation voisin naturelle a été considérée.

sommets forment la limite sud du bassin versant (1200m), la frontière nord culminant à 800 m. La carte des moyennes journalières est indiquée sur la figure 6.9.

La caractéristique majeure est liée au gradient ouest-est marqué ($-50\%.(10\text{ km})^{-1}$) généré par l'orographie. La fréquence des cumuls journaliers supérieurs à 0,1 mm montre un comportement différentiel entre le nord et le sud du bassin versant. La fréquence des précipitations ne dépend donc pas uniquement de l'altitude comme indiqué dans (Smith, 1993). L'analyse des intensités des pluies lorsque les cumuls sont supérieurs à 0,1 mm montre un effet marqué de la topographie, les précipitations étant plus importantes sur les sommets au sud du bassin versant. En moyenne journalière, on retrouve la superposition des deux effets : des pluies plus intenses sur les sommets du sud du bassin versant et des pluies plus fréquentes pour une altitude moindre au nord. Au final, les crêtes au nord et au sud, bien qu'ayant des altitudes bien différentes, cumulent la même quantité de pluie. A noter les rapides variations du champ de précipitation.

Cette caractéristique peut être interprétée qualitativement : la topographie montre que les principaux flux d'ouest et du sud-ouest, disposent de deux trouées à basse altitude qui convergent vers le nord du bassin versant. En revanche, les masses d'air doivent décharger leur eau sur des sommets culminant entre 800 et 900 m avant d'atteindre le sud du bassin versant. Ainsi, les flux atmosphériques peuvent contourner les sommets en s'engouffrant dans les zones de basse altitude, ce qui augmente la quantité d'eau précipitable au nord du bassin versant.

Le gradient d'altitude, quant à lui, est relativement stable (voir figure 6.11) autant à l'échelle annuelle, mensuelle, ou même à l'échelle de l'épisode pluvieux, égal à $12\%.(100\text{ m})^{-1}$. Nous avons tenté de raffiner ce gradient en fonction de la direction des principaux flux, mais il est difficile de trouver un comportement récurrent. Les précipitations réduites à la même altitude sont par contre très différentes. On retrouve à nouveau cet effet de dissymétrie entre les versants nord et sud : il pleut plus au nord du bassin versant qu'au sud pour une même altitude.

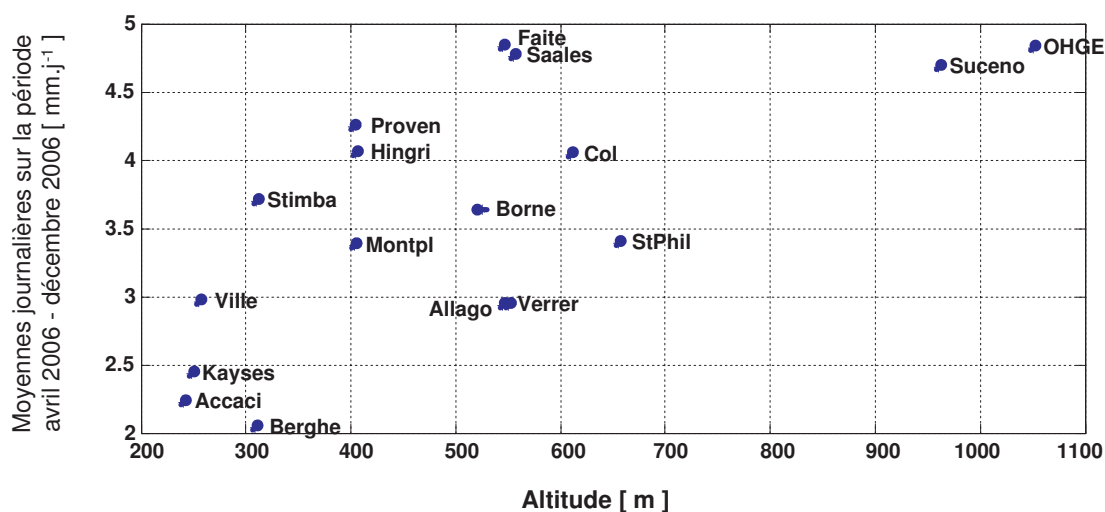


FIG. 6.11 – Moyennes journalières sur la période avril - décembre 2006 en fonction de l'altitude du pluviomètre.

Décomposition du champ de précipitation

La méthode de décomposition par transformation de Karhunen-Loève, présentée dans la partie 4.5.2, page 84 a été testée sur les cumuls de précipitations, sur différentes périodes temporelles, et selon différents échantillonnages. Les résultats sont à chaque fois très cohérents, nous allons présenter les résultats pour le meilleur échantillonnage spatial (16 pluviomètres sur la période avril - décembre 2006). Cette fois-ci, les données n'ont pas été réduites par leur variance. A noter que le faible échantillonnage spatial ne permet pas une bonne représentation des différents processus déterminés.

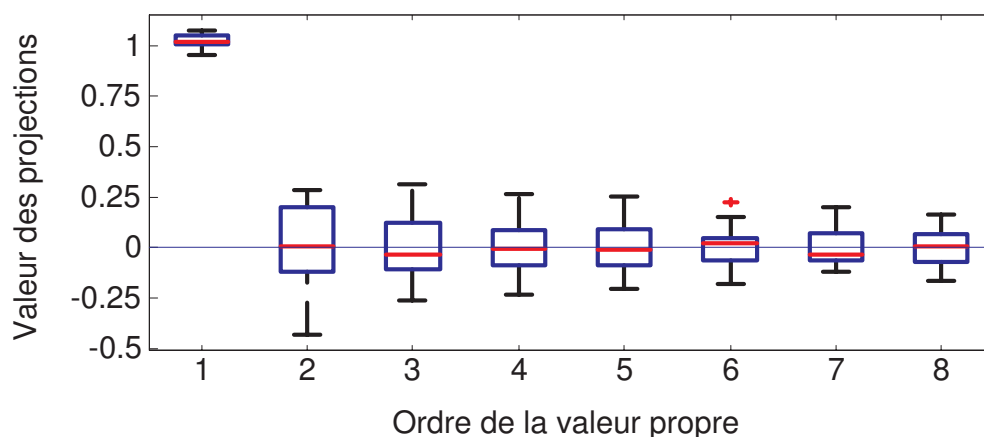


FIG. 6.12 – Boîtes à moustaches des projections sur les huit premiers vecteurs propres

Le premier vecteur propre contient 87% de l'énergie des données et met en évidence l'effet de gradient altimétrique (voir figure 6.13). Il contient également tout l'apport d'eau en volume (voir figure 6.12). Le second vecteur propre n'explique plus que 4% et ne fait que moduler les apports du premier vecteur propre. Il met en place le gradient horizontal lié à la présence de la crête. Enfin, le troisième vecteur propre contient beaucoup d'énergie en été lors des orages et illustre 3% du comportement. D'après les caractéristiques spatiales, il y aurait plus d'orages en fond de vallée que sur les crêtes.

La recombinaison des trois processus permet de recréer les séries temporelles. La comparaison entre ces séries recomposées et les cumuls par quinzaines enregistrées à la Hingrie montre que la méthode sous-estime en moyenne de 10 % les volumes. Nous avons déjà montré que la méthode était sensible à l'échantillonnage, en particulier dans cette application où la variable étudiée varie très rapidement dans l'espace.

Autres méthodes utilisées

D'autres méthodes, plus classiques ont été étudiées pour calculer la pluie de bassin :

1. une méthode naïve consiste à n'utiliser que les données du pluviomètre central, celui de la Stimbach. Elle sera nommée "locale" ;
2. une méthode simpliste, nommée "coef", consiste à déterminer un coefficient constant appliqué à la méthode "locale" pour conserver les volumes d'eau ;

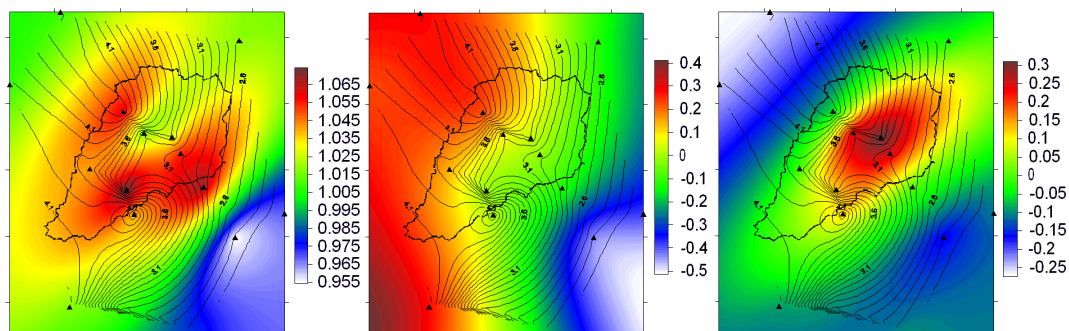


FIG. 6.13 – Distribution des projections sur les trois premiers vecteurs propres. De gauche à droite les contributions interprétées de vp_1 - contribution altimétrique, vp_2 - effet orographique, vp_3 - orages. Sur chaque carte, les courbes correspondent aux cumuls journaliers moyens

3. la méthode de décomposition présentée précédemment, nommée KLT. C'est la seule méthode d'interpolation non exacte ;
4. les polygones de Thiessen (Thiessen, 1911; Smith, 1993), qui correspond à une méthode de plus proche voisin ;
5. la méthode du gradient. Le gradient vertical étant stable égal à $12\% \cdot (100\text{ m})^{-1}$, les cumuls journaliers sont réduits à une altitude commune (300 mètres) en utilisant le MNT IGN de résolution 50 m. Cette pluie réduite est interpolée grâce à une méthode de plus proche voisin avant d'être rétablie à son altitude originelle ;
6. le recourt à des modèles météorologiques maillés. Les précipitations Safran, issues de la ré-analyse des données au sol projetées sur une grille de 8 km (nous disposons donc de 11 pluviomètres en commun sur les 17 utilisés pour les méthodes d'interpolation) et les données GLDAS aux résolutions de $0,25^\circ$ et 1° . Les précipitations à l'échelle du bassin versant sont déterminées en considérant la moyenne pondérée des mailles qui recouvrent le bassin versant, les poids étant déterminés par les surfaces en commun.

A noter que la méthode de krigeage s'est révélée peu efficace. Vu le faible nombre de pluviomètres disponibles, et la non représentativité d'une classe de distances inférieures à 3 km, les variogrammes sont trop lissés.

Le tableau 6.4 regroupe l'ensemble des résultats. Les méthodes d'interpolation utilisant des données au sol sont généralement très sensibles à l'échantillonnage. Les différences entre les méthodes sont de l'ordre de 10%. La méthode du gradient est la seule méthode qui détermine des précipitations moyennes plus importantes sur le bassin versant du Rombach que sur le bassin versant de la Liepvrette, ce qu'indique les cumuls par quinzaine observés à la station de la Hingrie (les cumuls à cette station sont respectés à mieux que 5%). C'est également la méthode la moins sensible à l'échantillonnage, elle sera donc considérée comme référence dans la suite des travaux.

La mise en place des séries temporelles de précipitations finales sur la période janvier 2001 - décembre 2006 repose sur le tableau 6.4. La sous-estimation des précipitations des échantillonnages à dix et à douze pluviomètres est compensée par le facteur constant déterminé sur la période avril - décembre 2006.

TAB. 6.4 – Cumuls annuels sur la période avril-décembre 2006 relatifs à chaque méthode d'estimation des précipitations de bassin. Le tableau est séparé en deux parties. Les méthodes d'interpolation des données au sol sont traitées, pour chaque bassin versant, en fonction du nombre de pluviomètres qui échantillonnent la zone (16, 12 et 10 pluviomètres). Le cumul de référence est indiqué en [mm] pour l'échantillonnage spatial maximum, les résultats des autres échantillonnages sont indiqués en variation (en pourcent) par rapport au cumul de référence. La seconde partie rassemble les estimations déterminées à partir des modèles hydro-météorologiques maillés.

Taille	BV 108 km ²			BV 83 km ²			BV Rombach 25 km ²		
	16p[mm]	12p	10p	16p[mm]	12p	10p	16p[mm]	12p	10p
Gradient	1240	-2%	-2%	1240	-2%	-2%	1280	-1%	-1%
Thiessen	1150	-8%	-8%	1170	-7%	-7%	1100	idem	idem
KLT	1140	-4%	-8%	1160	-5%	-8%	1050	-1%	-5%
Safran	1420 [mm]			1510 [mm]			1120 [mm]		
GLDAS _{1/4} [°]	740 [mm]			740 [mm]			740 [mm]		
GLDAS 1 [°]	720 [mm]			720 [mm]			720 [mm]		

La comparaison entre les différentes techniques d'interpolation est intéressante. Le tableau 6.5 montre les cumuls annuels déterminés par les différentes techniques, réduites par les cumuls de la méthode gradient. Si les volumes estimés par les méthodes du gradient, de Thiessen et KLT sont différents, le rapport reste constant dans le temps, la succession des pluies étant décrite de la même manière. Ce n'est pas le cas pour les méthodes "local", ce qui était prévisible et pour le modèle SAFRAN.

La comparaison maille par maille entre le modèle SAFRAN et les précipitations déterminées selon la méthode du gradient met en cause des divergences marquées pour une seule maille, située au sud du bassin versant. Cette maille seule explique les volumes très importants de la pluie de bassin déterminés par Safran et ses variations marquées selon les années.

SAFRAN ne travaille pas à l'échelle de la grille fournie 8x8 km, mais sur des zones climatiques homogènes, plus grandes (de l'ordre de 30x30 km, elles sont délimitées pour notre zone d'étude sur la figure 4.22, page 100). A l'intérieur de ces zones toutes les observations disponibles sont mélangées, les variations verticales étant les seules prises en compte. Enfin, à chaque maille 8x8 km est affectée la valeur de la précipitation de la zone à laquelle appartient le centre de la maille, en tenant compte des différences d'altitude. Cette méthode est robuste, mais engendre parfois des discontinuités importante entre zones. Cela semble être le cas pour cette application à très petite échelle (Eric Martin, communication personnelle).

Comparaison entre méthodes

Si le respect des volumes d'eau est essentiel, il n'en est pas moins important de respecter la succession des pluies pour la modélisation hydrologique. Il faut ainsi trouver un moyen de comparer les séries temporelles. Le diagramme de Taylor (2001) sera l'outil que nous utiliserons dans la suite de ce travail. Ce diagramme permet d'illustrer de manière condensée et visuelle les différences entre une série temporelle de référence et une série à tester en utilisant la corrélation et la variance comme mesure (plus de précisions, voir l'annexe F, page 291).

TAB. 6.5 – Écart en % des cumuls de précipitations de bassin suivant les différentes méthodes d'interpolation, en fonction du temps. La méthode du gradient est considérée comme référence.

Période	Local	KLT	Safran	Thiessen
2001	+1%	-6%	+19%	-5%
2001 - 2002	-3%	-4%	+24%	-5%
2002 - 2003	-3%	-5%	+2%	-4%
2003 - 2004	-12%	-3%	+35%	-5%
2004 - 2005	-2%	-1%	+4%	-5%

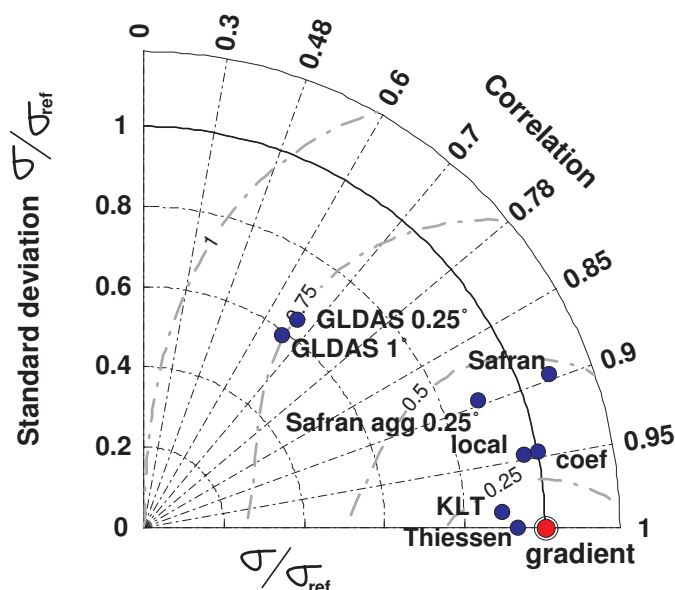


FIG. 6.14 – Diagramme de Taylor montrant les différences entre les estimations de précipitations à l'échelle du bassin versant selon plusieurs méthodes. La méthode du gradient est prise en référence. La corrélation entre les séries temporelles se lie sur le cercle gradué, le rapport des variances sur les axes verticaux et horizontaux. Les lignes grises correspondent à des erreurs quadratiques centrées égales à 1/4, 1/2, 3/4 ou 1 fois l'écart type du signal de référence.

Les Vosges sont un obstacle de seulement 50 km de large, mais induisent des différences importantes dans le champs de précipitation. L'aggrégation des mailles Safran en une surface de 0.25° est une bonne illustration de cet effet. Cette remarque explique également pourquoi le modèle GLDAS sous-estime considérablement les cumuls de précipitations et montre également l'importance des ré-analyses qui améliorent la description de la quantité et de la succession des précipitations.

Si le volume déterminé par la méthode n'utilisant qu'un seul pluviomètre est très proche du volume de référence (nous avons la chance qu'il soit bien positionné), la succession des précipitations n'est pas optimale. Les autres méthodes d'interpolation se comportent beaucoup mieux d'une manière générale. La méthode KLT, seule méthode d'interpolation non exacte, se révèle intéressante.

Une validation hydrologique ?

Il est difficile de déterminer la validité d'un champs de précipitation. Les méthodes statistiques et géostatistiques apportent certains éléments de réponse, mais la densité du réseau est trop faible pour les utiliser fiablement. La modélisation hydrologique peut apporter une information supplémentaire : il s'agit de déterminer quelles précipitations les modèles hydrologiques "préfèrent", c'est-à-dire quels champs de précipitation leur permettent d'obtenir les meilleures simulations de débits. Notons que cette technique est sujette à caution puisqu'elle suggère que le modèle hydrologique

TAB. 6.6 – Point de vue hydrologique sur les données de précipitations à l'échelle du bassin versant de la Lieporette.

Méthode	Safran	gradient	Thiessen	KLT	local
Cumul annuel [mm]	1420	1240	1150	1140	1110
Nash sur les débits	0.73	0.86	0.85	0.85	0.78
Nash sur le log des débits	0.86	0.90	0.90	0.89	0.82

est parfait. De plus, il existe de fortes interactions entre le choix de l'entrée de pluie et les valeurs des paramètres calés, puisque le calage adapte les entrées de pluies erronées (en biais) aux sorties (Oudin et al., 2006b).

Nous utilisons ici le modèle hydrologique GR4J (Perrin et al., 2003), les résultats sont indiqués dans le tableau 6.6. Le modèle a du mal à s'accommoder d'une mauvaise description des successions de pluies, les critères de Nash étant moins importants pour les champs de précipitation issus des méthodes locales et de Safran. Il est, par contre, impossible de séparer des méthodes qui montrent des cumuls différents, le modèle s'adaptant aux différents volumes via les paramètres de production.

Conclusions

Cette section a permis de mettre en évidence la difficulté d'estimer un champ de précipitation à l'échelle régionale. Les méthodes d'interpolation sont très dépendantes de l'échantillonnage, même avec un nombre important de pluviomètres au sein du bassin versant et en périphérie, avec une station sur les crêtes peut se révéler insuffisant. Si les modèles hydrologiques permettent de mettre en évidence des erreurs aléatoires sur les pluies, les biais potentiels leur sont invisibles. Il faut aisément considérer 10% d'erreur sur la détermination des précipitations à l'échelle du bassin versant.

La méthode du gradient décrite dans ce rapport a été considérée comme une référence, parce que moins sensible à l'échantillonnage. Enfin, les ré-analyses Safran sont un outil intéressant. Bien que la description des précipitations ne soit pas toujours idéale lorsque les mailles chevauchent des zones climatiques différentes, en région de montagne en particulier, l'erreur serait bien plus importante si des données sol n'étaient pas ré-analysées.

6.2.4 Calcul des variations de stock

Quel modèle hydrologique utiliser ?

Les réflexions de la partie 4.3, page 67 nous ont conduit à préférer l'utilisation de modèles conceptuels pour modéliser les flux d'évapotranspiration réelle et les échanges souterrains. Ce choix nous astreint à trouver la paramétrisation du modèle la plus adaptée au comportement du bassin versant étudié. L'ensemble des modèles décrits dans la partie 4.3.2, page 73, à savoir GR4J, TOPMO, IHAC et HBVo ont été considérés.

Les modèles sont calés sur les logarithmes des débits à l'exutoire du bassin versant, afin de ne pas privilégier les périodes de crue (liées à la pluie en particulier) mais l'ensemble des chroniques de débit et ainsi adapter au mieux la description des flux à l'échelle annuelle. La procédure de calage a été effectuée sous la contrainte de respecter les volumes d'eau mesurés, c'est à dire les débits moyens mesurés. Cette contrainte est peu exigeante, mais permet de choisir, parmi l'ensemble des paramétrisations probables, celle qui respectera au mieux la quantité d'eau ruisselée. Cette étude s'intéresse en priorité aux capacités descriptives de modélisation, les différents modèles seront donc comparés sur la seule période de calage.

A priori, il est difficile de déterminer quel modèle décrira le mieux les variations de stock observées, mais l'adéquation entre les débits modélisés et mesurés paraît primordiale avant tout calcul du stock d'eau. Les résultats sont indiqués dans le tableau 6.7. Le modèle GR4J semble être plus performant, pour sa capacité de description des débits à l'exutoire. De plus, ce modèle ne comporte que quatre paramètres libres, ce qui laisse penser qu'il sera plus robuste que les autres modèles comportant au minimum six paramètres. La figure 6.15 montre la confrontation entre débits modélisés et débits observés. Les défauts de modélisation semblent être liés essentiellement à la non prise en compte du manteau neigeux en hiver (aucun module de neige n'a été intégré) et la description de quelques étiages, en 2002 et 2005.

Le tableau 6.8 rassemble les flux annuels observés et modélisés, pour les bassins versants de la Liepvrette et de la Stimbach. La comparaison de ces deux bassins est intéressante, puisqu'elle permet de se rendre compte de la variabilité des flux au sein même d'un bassin versant. Le petit bassin versant de la Stimbach a également une taille équivalente à une échelle locale.

Le bassin de la Stimbach est un bassin avec une forte pente, installé dans une bonne épaisseur de colluvions de pente, il n'est donc pas aberrant d'observer des pertes souterraines importantes. Par contre, une sous-estimation systématique du débit conduit également à augmenter le volume des flux de subsurface modélisés. Ils représentent plus de 50% des flux de surface. A l'échelle annuelle, l'évapotranspiration réelle modélisée est plus faible sur le petit bassin. En effet, la faible épaisseur de sol empêche de satisfaire la demande atmosphérique en terme d'évapotranspiration équivalente au bassin versant de la Liepvrette.

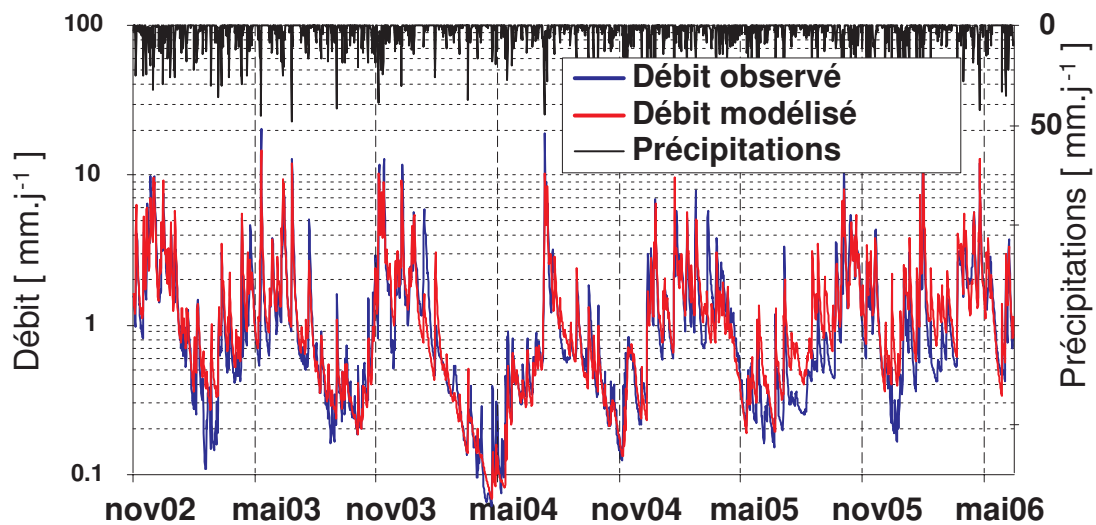


FIG. 6.15 – Calage du modèle GR4J sur les chroniques de débit observées.

TAB. 6.7 – Efficience du calage de différents modèles hydrologiques conceptuels journaliers sur le logarithme du débit à l'exutoire du bassin versant de la Liepvrette.

Modèle	IHAC	HBVo	TOPMO	GR4J
Nb de Paramètres	6	6	8	4
Efficience (Nash)	0.84	0.57	0.57	0.90

TAB. 6.8 – Flux annuels observés et modélisés par le modèle GR4J pour les bassins versants de la Stimbach (0,7 km²) et de la Liepvrette (108 km²). La valeur de l'ETR est à comparer aux 630 mm de l'ETP annuelle.

Flux	BV Stimbach	BV Liepvrette
Précipitations (P)	1220 mm	1240 mm
Efficience (Critère de Nash)	0.68	0.90
Evapotranspiration réelle (ETR) annuelle	530 mm	580 mm
Échanges souterrains (IGF) annuels	250 mm	180 mm
Ruissellement de surface (Q _s) annuel	440 mm	480 mm
Amplitude de la lame d'eau annuelle stockée	120 mm	200 mm

Méthode de calcul des variations de stock

La détermination de ces flux permet de calculer les variations de stock d'eau par intégration (voir la partie 4.1, page 59) telle que :

$$\Delta S(t) = S(t) - S_0 = \int_t [P(t) - Q_s(t)] dt - \int_t [ETR(t) + IGF(t)] dt$$

Ce calcul peut être effectué soit en utilisant les débits modélisés, ou les données mesurées. Il y a deux points de vue : profiter d'un flux mesuré, ou laisser le modèle se charger de la description de l'ensemble des flux simulés. Dans la suite du travail, nous avons utilisé le débit modélisé. En pratique, vu la qualité du calage, les différences sur les variations de stock sont faibles, en moyenne inférieures à 5 mm et

concentrées dans le temps aux périodes de fonte des neiges.

La figure 6.16 montre la variation journalière de la lame d'eau stockée au sein du bassin versant de la Liepvrette. Comme attendu, le stock évolue avec une périodicité annuelle marquée, il contient également une composante haute fréquence non négligeable. Cette prédiction ressemble grossièrement au stock prévu par le modèle GLDAS (à la résolution de $0,25^\circ$), ils sont très différents en détail. En particulier, la partie haute fréquence diffère énormément, le modèle GLDAS semble également dériver de 40 mm.an^{-1} par rapport aux prédictions du modèle GR4J³.

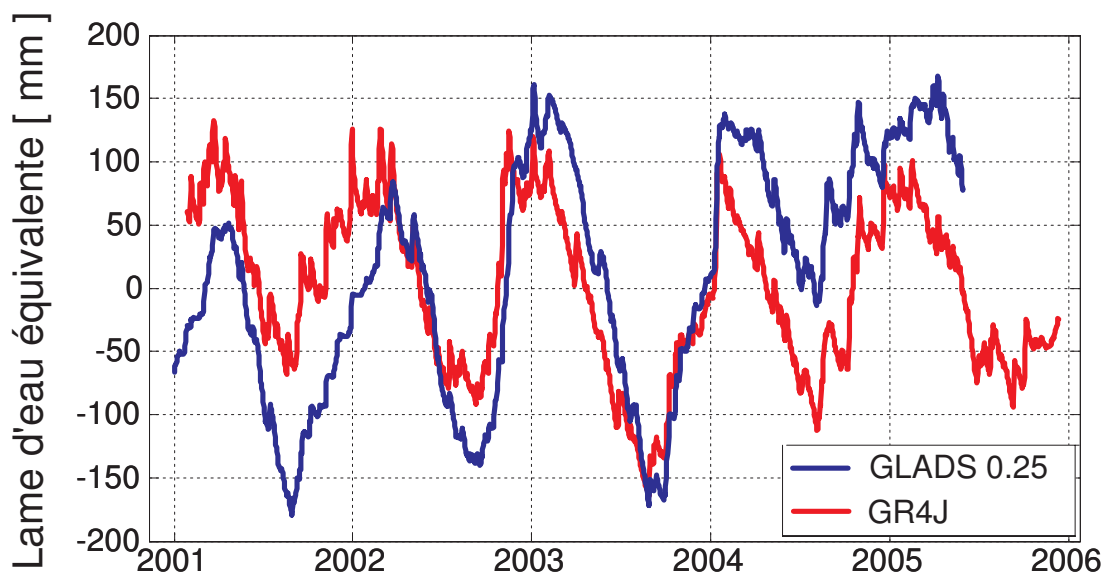


FIG. 6.16 – Lame d'eau stockée au sein du bassin versant de la Liepvrette (en rouge), stock modélisé par le modèle GLDAS (bleu).

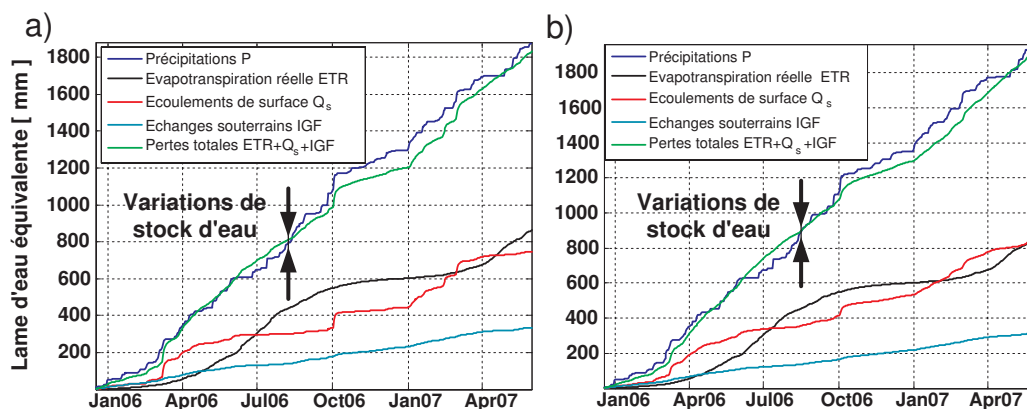


FIG. 6.17 – Contribution temporelle de chaque flux aux variations de stock. a) à l'échelle locale du bassin versant de la Stimbach, b) à l'échelle régionale du bassin versant de la Liepvrette.

³Cette dérive, visible sur cette maille uniquement, n'apparaît plus dans les versions plus récentes de GLDAS.

Contributions aux variations de stock d'eau

La figure 6.17 montre la contribution séparée de chaque flux aux variations de stock. La variation de stock d'eau est déterminée par la différence des cumuls de précipitations et de l'intégrale des pertes totales $ETR + Q_s + IGF$. Cette figure ré-affirme le comportement passe-bas d'une unité hydrologique par rapport aux précipitations : elles représentent la contribution la plus haute fréquence aux variations de stocks. La contribution du débit de surface dépend essentiellement de la topographie et tend à réduire la quantité d'eau maintenue au sein du bassin versant, dans la même bande de fréquence que la pluie. Cette contribution haute fréquence est plus importante pour le bassin versant de la Stimbach que pour l'échelle régionale, ce qui était prévisible vu la forte pente et le temps de réponse court de ce petit bassin versant. L'évapotranspiration reste un signal très annuel, les échanges indiquent des dérives du stock.

Difficultés inhérentes au calcul du stock

Une difficulté majeure du calcul des variations de stock est liée à l'intégration des flux modélisés. Le calcul du stock est ainsi extrêmement sensible aux erreurs systématiques. En effet, une erreur systématique de $0,1 \text{ mm.j}^{-1}$, sur les précipitations par exemple, induit une dérive de 40 mm.an^{-1} (voir figure 6.16).

Une erreur systématique peut tout à fait être compensée, par des échanges souterrains par exemple, ce qui permet d'éviter les problèmes de dérive (voir la figure 6.17). Cette figure permet d'expliquer l'ensemble des compensations potentielles des différents flux dans le calcul du stock. En particulier, les modèles hydrologiques peuvent très bien compenser la non-modélisation des échanges souterrains, en augmentant l'évapotranspiration, par exemple.

La physique des modèles ne permet pas de faire augmenter ou diminuer indéfiniment l'eau contenue dans les réservoirs, puisque les lois de vidanges tendent à faire augmenter les flux si le niveau augmente. Le calage des modèles hydrologiques avec la contrainte supplémentaire de respecter les volumes d'eau ruisselée nous semble ainsi nécessaire pour modéliser le stock avec des modèles hydrologiques. Le non-respect de cette contrainte peut induire au mieux une dérive des stocks (quand ils sont calculés avec des débits observés), au pire une mauvaise estimation des autres flux.

Le calcul des variations de stock au sein d'un bassin versant pose une question sous-jacente essentielle : celle du réalisme des flux déterminés.

Emprise fréquentielle des variations de stock

Le temps de réponse du bassin versant de la Liepvrette est d'une journée. On peut ainsi considérer que les précipitations sont le seul flux qui contribue aux variations court terme (en deçà de la journée). Les variations de stock peuvent donc être sur-échantillonnées au pas de temps horaire en connaissant la phase des pluies. Par contre, ce sur-échantillonnage est impossible pour le petit bassin versant de la Stimbach, étant donné le temps de réponse extrêmement court (et l'anthropisation du bassin versant qui induit une faible confiance attribuée aux variations de débit à court terme).

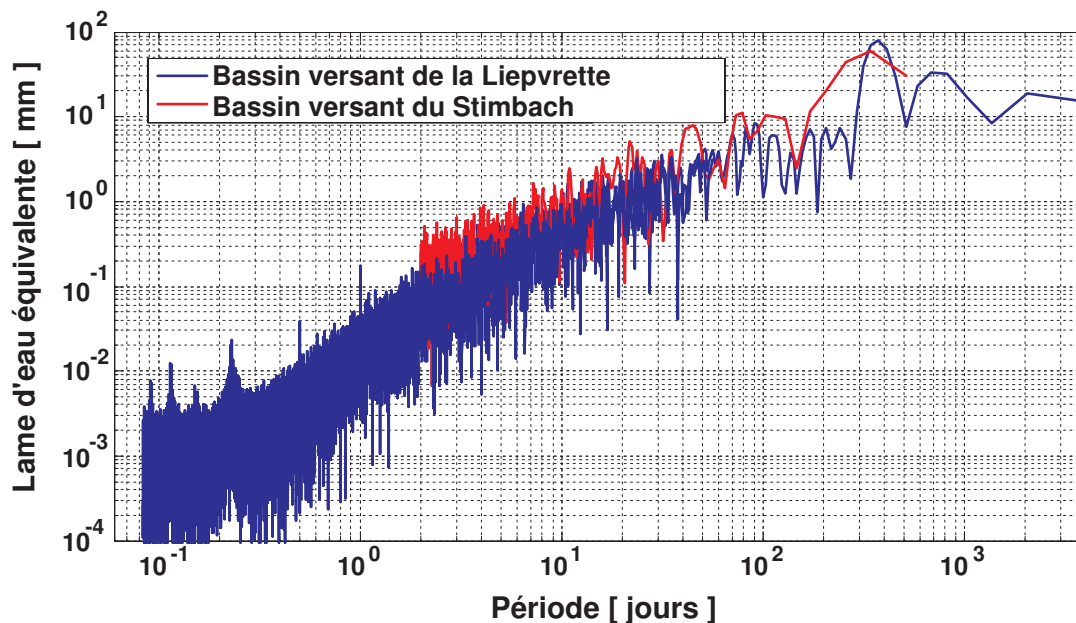


FIG. 6.18 – Contribution spectrale des variations de lame d'eau. En bleu, pour le bassin versant de la Liepvrette, le stock journalier calculé par le modèle GR4J a été sur-échantillonné à l'aide de la phase des pluies issues de l'analyse Safran. En rouge pour le bassin versant du Stimbach. L'analyse s'est limitée aux données journalières étant donné la faible confiance sur les données de débit à court terme.

La figure 6.18 montre la contribution fréquentielle du stock. Elle peut être transformée en contribution fréquentielle attendue sur les observables géodésiques en utilisant une admittance adéquate (voir partie ??, page ??). Cette figure permet de préciser la figure 1.5, page 7.

Comparaison du stock modélisé par plusieurs modèles

La figure 6.16, page 160 a mis en évidence des différences notables entre les variations de stock calculées par le modèle continental GLDAS et le modèle de bassin versant GR4J, principalement sur les évolutions à l'échelle de quelques jours et les évolutions long terme. Les diagrammes de Taylor (figure 6.19) permettent de compléter les observations faites précédemment. D'autres modèles ont été intégrés pour cette comparaison qui sera menée pour des périodes inférieures à 30 jours et supérieures à 30 jours.

Le modèle DCP *detrended cumulative precipitation* est un modèle au premier ordre, sans support spatial. Il est fondé uniquement sur des données de précipitations. Son nom parle de lui-même sur son principe, qui est équivalent à considérer un réservoir unique qui se remplit avec l'eau de pluie et qui se vide d'une quantité constante chaque jour. Ce modèle, ou des structures similaires ont été utilisés par plusieurs auteurs en géodésie (par exemple, Latynina et al., 1993; Braitenberg, 1999). Son principe se veut également équivalent à toutes les méthodes basées sur des données de précipitations uniquement (par exemple, Crossley et al., 1998, pour un drainage exponentiel).

Les données de piézométrie enregistrées dans l'aquifère accompagnant la Liepvrette sont également intégrées à cette comparaison (voir annexe C.2.3, page 257). Les données nécessitent un calage en volume, qui donne une information sur la porosité

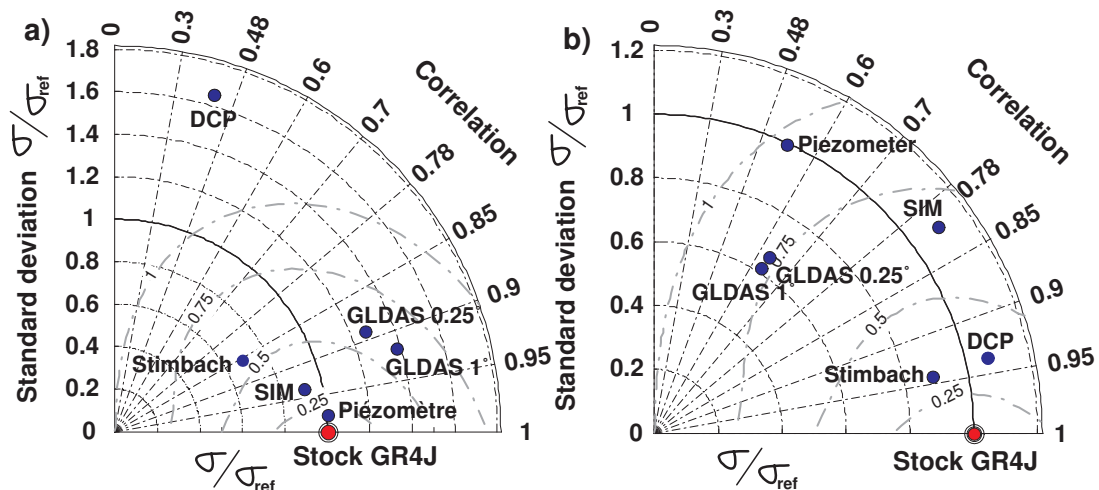


FIG. 6.19 – Diagramme de Taylor montrant les différences entre les estimations de stock d'eau à l'échelle du bassin versant selon plusieurs méthodes. Le stock déterminé par le modèle GR4J est pris en référence. a) pour des périodes supérieures à 30 jours, b) pour des périodes inférieures à 30 jours.

de l'aquifère. Son intégration dans cette étude est motivée essentiellement par les habitudes géodésiques.

Il faut souligner que les diagrammes de Taylor ont besoin d'une référence pour comparer les différents modèles. Cependant, il n'existe aucune information relative au stock d'eau qui puisse être considérée comme une référence. Nous utiliserons la lame d'eau modélisée par le modèle GR4J, avec toutes les réserves que ce choix peut représenter. Plusieurs conclusions sont à mettre en avant :

Pour des périodes supérieures à 1 mois, la lame d'eau modélisée par les modèles hydrologiques et hydro-météorologiques sont corrélées. Ainsi, les modèles globaux peuvent se révéler d'un concours intéressant pour appréhender le cycle annuel, ce qui explique les bons résultats obtenus par Boy & Hinderer (2006). Le filtrage des données sur une période centrée sur une année (non montré) montre la capacité des modèles globaux à décrire le cycle annuel régional, malgré la sur-estimation systématique de la lame d'eau de 20 à 30% par rapport au modèle GR4J.

Pour des périodes inférieures à 30 jours, les différences entre les modèles sont principalement dues aux descriptions des précipitations. Ainsi, les modèles basés uniquement sur des données de pluie, même des plus simplistes tels que DCP, peuvent se révéler performants pour appréhender les variations de stock à court terme uniquement. Un modèle tout aussi simple, consistant à utiliser les données de débit à la place du drainage constant améliore encore cette description court terme (non montré). Ceci explique les très bons résultats obtenus récemment par Meurers et al. (2007). On retrouve également la sous-estimation des pluies pour le modèle GLDAS et la surestimation des pluies pour le modèle SIM. Dans tous les cas, l'intégration de ré-analyses améliore les performances des modèles hydro-météorologiques à court terme.

Le comportement des systèmes hydrologiques du bassin versant de la Liepvrette et de son sous-bassin de la Stimbach sont très corrélés. L'amplitude est cependant réduite autant à court terme qu'à long terme pour le bassin de $0,7 \text{ km}^2$. En effet,

la pente importante entraîne une génération rapide du ruissellement et la faible épaisseur de sol empêche le stockage de grandes quantités d'eau.

Piézomètre. Pour les périodes supérieures à 30 jours, la phase des données piézométriques est identique aux variations de stock. Cependant, la porosité déterminée lors du calage est irréaliste : une porosité de 100% n'explique qu'un quart du volume stocké. L'essentiel du stock du bassin versant est ainsi conservé dans les sols ou dans des aquifères locaux non liés à la rivière.

TAB. 6.9 – *Evapotranspirations réelles annuelles modélisées. Les estimations AA et CRAE sont liées à l'hypothèse de Bouchet, voir section 4.2.2, page 64.*

Modèle	ETR [mm]
ETR Stimbach (GR4J)	530
GR4J	580
Complémentaire AA	590
GLDAS 0.25°	610
GLDAS 1°	620
ISBA	620
Complémentaire CRAE	630

Le tableau 6.9 montre les volumes annuels d'évapotranspiration modélisés par les différents modèles. Le modèle GR4J estime l'évapotranspiration la plus faible à l'échelle régionale, alors que le modèle ISBA calcule la valeur la plus importante (il est réputé pour sur-estimer l'évapotranspiration). A noter la valeur correcte de l'estimation complémentaire AA (Oudin, L. communication personnelle), qui ne nécessite pas de modèle.

Sur les compensations. La représentation lissée de la topographie dans GLDAS induit une sous-estimation du ruissellement (non montré). De plus, le modèle sous-estime les précipitations et sur-estime l'évapotranspiration. Au final, la lame d'eau annuelle est légèrement sur-estimée, mais très cohérente. Une réflexion identique peut-être tenue pour le modèle SIM, mais cette fois-ci, avec des précipitations surestimées. Ainsi, différents modèles peuvent prédire des variations de stock identiques en modélisant différemment les différents flux qui se compensent.

Quelle incertitude sur le modèle ?

Il est relativement difficile de déterminer l'erreur sur l'estimation du stock d'eau compte tenu des remarques précédentes. Cette tâche est déjà difficile sur les informations de débit, elle devient plus ardue encore pour les stock étant donné que son calcul est basé sur l'intégrale des flux⁴.

Nous allons malgré tout tenter de quantifier la propagation des erreurs sur la détermination des paramètres du modèle. Nous avons utilisé le schéma SCEM-UA (Vrugt et al., 2003), algorithme d'inversion bayésienne conçu pour déterminer le jeu de paramètres le plus probable et sa distribution *a posteriori*, en lançant des chaînes de Markov parallèles. Le programme mis en ligne par son auteur étant relativement difficile à maîtriser, les résultats suivants sont donc sujets à caution. A noter que cette méthode ne permet pas d'utiliser le débit observé dans le calcul des variations de stock.

La figure 6.20 montre le débit modélisé par le jeu de paramètres le plus probable, et l'incertitude associée en considérant un intervalle de confiance de 95 % sur les paramètres. Les mesures de débit sont rarement dans les barres d'erreur pour deux raisons : les incertitudes sur les observations n'ont pas été prises en compte et le

⁴le calcul du stock à partir de flux peut être vu comme un "comportement brownien"

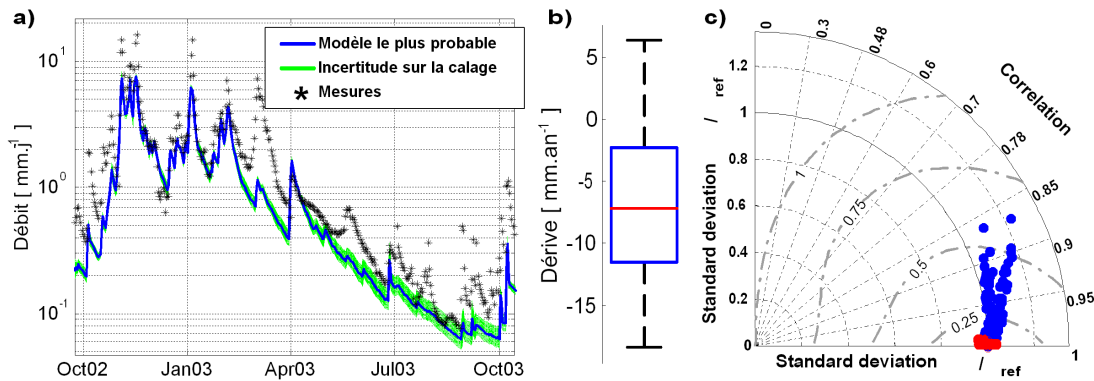


FIG. 6.20 – Estimation de l'incertitude sur la détermination des paramètres du modèle. Les erreurs sur la détermination des paramètres sont ensuite propagées sur le calcul du stock en considérant un intervalle de confiance de 95%. a) sur la modélisation des débits. b) sur la dérive du stock (le modèle le plus probable ne dérive pas). c) Diagramme de Taylor des modèles probables pour les variations supérieures à 1 mois (en rouge) et inférieures à 1 mois (en bleu). Le modèle le plus probable est pris en référence.

modèle à quatre paramètres ne peut pas fournir d'informations supplémentaires dans ce cas. Les incertitudes relatives restent faibles en périodes de crue, elles deviennent par contre plus importantes en période d'étiage.

La propagation de cette incertitude sur le calcul du stock met en évidence quelques informations intéressantes (voir la figure 6.20).

1. Une dérive du stock. Le paramètre lié aux échanges souterrains est relativement mal calé, étant donné qu'il n'est contraint par aucun flux. Il sert à stabiliser les dérives éventuelles des niveaux dans les réservoirs du modèle à long terme. Son impact sur le stock se traduit par une dérive (voir figure 6.17), qui peut être mal cernée. La dérive est malgré tout faible, au maximum de 25 mm.an^{-1} . Comme attendu, les modèles basés sur des flux sont mal armés pour déterminer les variations de stock d'eau à long terme.
2. Pour les périodes supérieures à 1 mois, seule l'amplitude du stock est concernée, l'incertitude peut être évaluée à 10%. L'estimation de l'évapotranspiration réelle est sûrement à mettre en cause (voir la figure 6.17 et le tableau 6.9).
3. Pour les périodes inférieures à 1 mois, la mauvaise estimation des paramètres semble modifier essentiellement la phase du stock d'eau. Il faudrait identifier les paramètres responsables de telles erreurs...

Ce travail serait à préciser et à approfondir. Nous garderons en tête un ordre de grandeur de l'incertitude sur le stock hérité de l'incertitude sur la détermination des paramètres du modèle, au minimum de 10%.

Les deux méthodes de calcul des variations de stock, en utilisant soit le débit mesuré, soit le débit simulé, est également un indicateur sur les erreurs commises - qui sont en partie indépendantes de la détermination des paramètres. Vu la bonne qualité du calage du modèle, les différences sont faibles, réduites à moins de 5 mm en moyenne. L'écart maximal atteint représente une lame d'eau de 40 mm lors d'une fonte brutale du manteau neigeux (nous n'avons pas mis en place de modélisation adaptée à la prise en charge de la neige). La contrainte de calage consistant à respecter les débits moyens se justifie à nouveau comme nécessaire.

Enfin, il faudrait également considérer une erreur d'au moins 5% sur la mesure des débits et de 10% sur les précipitations.

6.2.5 Distribution de la lame d'eau et calcul de la déformation associée

La section précédente a permis de déterminer les variations de stock d'eau au sein du bassin versant de la Liepvrette. La seconde étape, comme l'indique la méthodologie mise en place dans le chapitre ??, page ?? nécessite à présent de distribuer cette lame d'eau déterminée afin de calculer une admittance linéaire entre lame d'eau stockée et déformation par surcharge associée.

Distribution des masses d'eau

La figure 6.21 montre la répartition de l'indice topographique pour le bassin versant de la Liepvrette, calculée grâce à un modèle numérique de terrain issu de la BD alti de l'IGN, donné à une résolution de 50 m. L'exploitation de cet indice comme indication quantitative d'un éventuel stockage spatial différentiel sous-entend que les fonds de vallée peuvent stocker 5 fois plus d'eau que les crêtes. Cette information quantitative est bien sur à prendre avec précaution, mais sera utilisée comme information *a priori* pour distribuer le stock (voir la partie ??, page ??). Nous répétons l'importance de l'hypothèse de stationnarité sous-jacente au calcul de ces admittances (c'est à dire la nécessité d'un champ de précipitations stable dans l'espace). Le tableau 6.10 rassemble les admittances calculées pour plusieurs hypothèses de distribution de l'eau.

Sensibilité des instruments

Avant de calculer le coefficient qui relie la lame d'eau stockée et déformation induite, nous allons définir la sensibilité spatiale des instruments. Pour le tilt, nous avons montré dans la partie 3.1.7, page 41 que l'amplitude d'une déformation était essentiellement liée au rapport entre la surface de la croûte terrestre chargée, et sa distance à l'inclinomètre. Au delà d'une distance de 10 km, cette loi de conservation d'échelle n'est plus respectée.

La figure 6.22 illustre cette sensibilité : en couleur est représenté le logarithme de la contribution de chaque pixel de 50x50m, en supposant une répartition d'eau suivant un indice topographique. Deux caractéristiques sont importantes :

1. l'instrument se comporte comme une balance différentielle entre les zones situées de chaque coté de la ligne en pointillé ;
2. après intégration de cette fonction de sensibilité, on montre que 90% du signal est contenu dans une forme en "8" ayant 3 km dans sa plus grande demi-longueur. La surface d'intégration est donc d'approximativement 7 km², de chaque coté de la ligne en pointillé.

L'inclinomètre n'est donc pas sensible à l'ensemble du bassin versant, mais à deux zones en particulier, qui contre-balancent leur lame d'eau respective.

Calcul des coefficients liant déformation et lame d'eau stockée

Les coefficients linéaires liant la lame d'eau stockée au sein du bassin versant et la déformation induite ont été calculées comme suit :

- l'effet inclinométrique a été calculé en tenant compte de la déformation élastique d'un demi-espace dont les propriétés mécaniques sont celles du modèle PREM, les charges ne sont pas réparties sur la topographie, mais sur une surface plane.

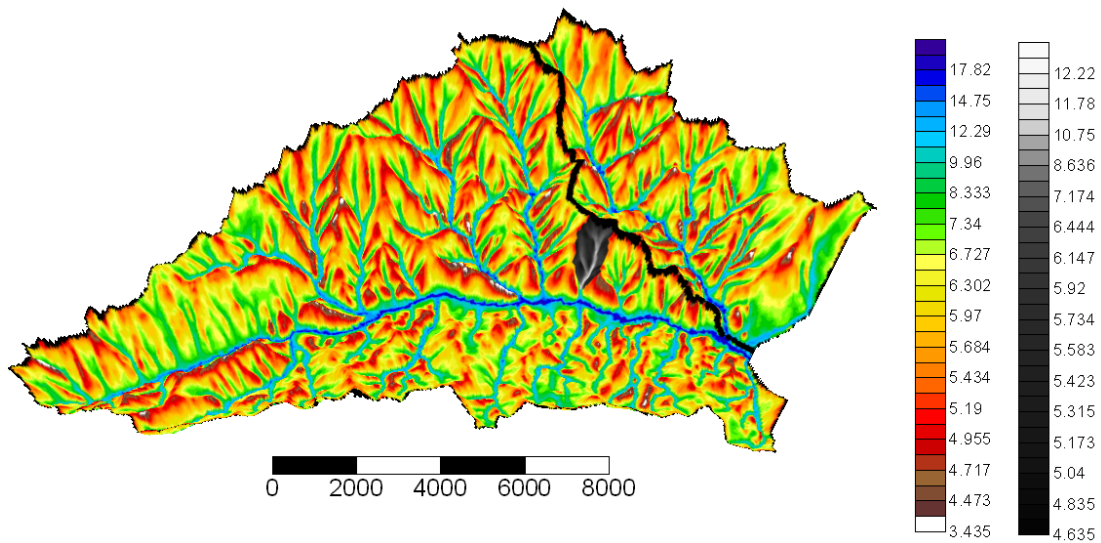


FIG. 6.21 – Distribution des indices topographiques sur les bassins versants de la Liepvette (en couleur) et de la Stimbach (en noir et blanc). L'échelle de distances est indiquée en mètres. On retrouve la dissymétrie entre les versants nord et sud de la Liepvette.

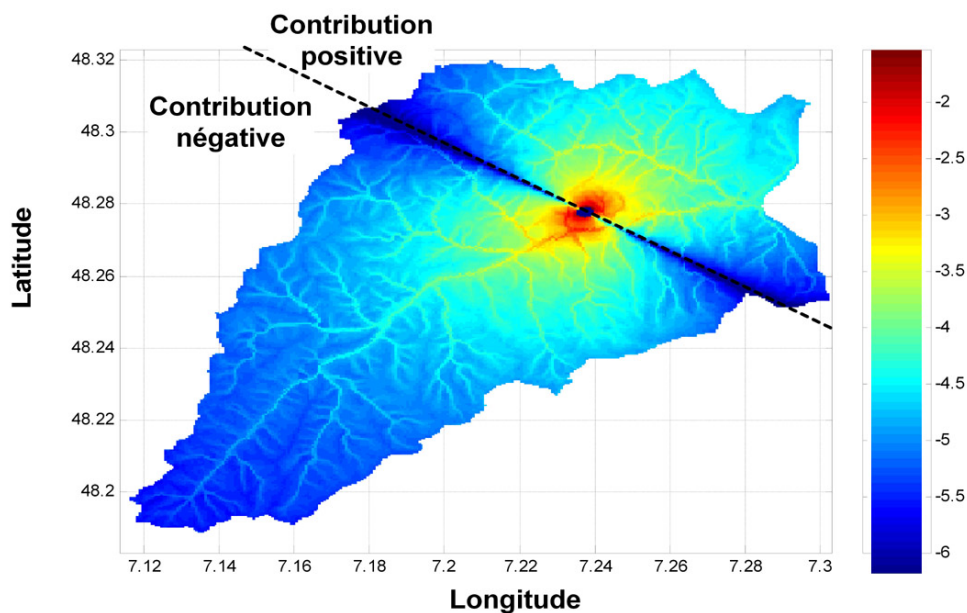


FIG. 6.22 – Représentation de la sensibilité spatiale de l'inclinomètre N37°E. En couleur est représenté le logarithme de la contribution de chaque pixel de 50x50m, en supposant une répartition d'eau suivant un indice topographique.

- les charges situées à une distance de moins de 100 m du centre des inclinomètres ne sont pas prises en compte. Ceci revient à négliger les masses situées au sommet de la colline. Dans ce cas-là, la topographie devrait être prise en compte dans le calcul. Leur impact reste cependant limité étant donné leur faible surface vis-à-vis de l'épaisseur de roche au dessus des instruments, qui absorbe la déformation.

- l'effet d'attraction newtonienne a également été inclus. Les charges sont cette fois-ci réparties sur la topographie.

TAB. 6.10 – Hypothèses sur la distribution des masses d'eau et admittance calculée en [$nrad.mm^{-1}$].

Distribution supposée	Bassin versant	admittance $N37^{\circ}E$	admittance $N120^{\circ}E$
Fond de vallée	Liepvrette	-0.5	0
	Bassin rhénan	0	1.3
Uniforme	Liepvrette	-0.039 (o)	-0.018 (o)
	Liep83	-0.16	0.025
	Rombach	0.11	-0.038
	Stimbach	-0.030	-0.016
Indice topo	Liepvrette	-0.48	0.13
	Liep83	-1.3	0.41
	Rombach	0.79	-0.28
	Stimbach	-0.035	0.019

La première hypothèse, notée "fond de vallée" est une caricature et permet de donner un ordre de grandeur des déformations attendues grâce à la solution analytique déterminée dans le chapitre 3.1.7, page 41. Pour le bassin versant de la Liepvrette, l'ensemble des masses d'eau sont réparties dans le fond de la vallée, représenté comme un ruban infini de 400 m de large situé à 450 m de l'inclinomètre. Pour la nappe des alluvions rhénanes, nous avons considéré un ruban de 35 km de large situé à une distance de 10 km de l'inclinomètre. A noter que les orientations des inclinomètres sont optimales puisqu'au premier ordre, l'inclinomètre $N120^{\circ}E$ n'est sensible qu'aux variations de masse d'eau dans le bassin rhénan et l'inclinomètre $N37^{\circ}E$ n'est sensible qu'aux variations de masse d'eau dans le bassin versant de la Liepvrette.

Étant donné que les inclinomètres fonctionnent comme des balances différentielles et qu'ils sont installés au centre du bassin versant de la Liepvrette, une distribution uniforme d'eau sur l'ensemble du bassin versant devrait théoriquement induire une déformation nulle (à la non modélisation des bords près, situés à une distance de 12 km). La déformation calculée n'est pas nulle et donne une idée sur l'erreur maximale sur la détermination de l'admittance.

Ces données permettent de retrouver la propriété d'additivité sous-jacente à l'hypothèse élastique : la somme des effets des bassins versants du Rombach et de la Liepvrette de 83 km² correspond, à une erreur près, à la déformation prédite pour le bassin versant de la Liepvrette dans son intégralité.

La comparaison entre les distributions uniformes et liées à l'indice topographique confirme que l'amplitude de la déformation est liée au gradient de charge, c'est-à-dire à la dissymétrie des charges au sein du bassin versant. C'est ce que montre également les déformations séparées des sous-bassins versants du Rombach et de la Liepvrette (83 km²).

Le bassin versant du Stimbach, bien que situé à proximité des inclinomètres, ne contribue que faiblement aux déformations observées. Cette remarque permet de

penser que le petit bassin versant non instrumenté, situé juste à l'est des instruments n'induirait pas d'effet mesurable. Cette remarque est d'autant plus justifiée que les inclinomètres seront sensibles au différentiel de stock d'eau entre ces deux bassins versants, qui est sûrement très limité.

Enfin, ces admittances confirment que l'inclinomètre $N120^{\circ}E$ n'est pratiquement pas sensible aux déformations générées par le bassin versant de la Liepvrette, il enregistre surtout les déformations associées à l'aquifère des alluvions rhénanes.

6.2.6 Correction des effets connus

L'identification de la contribution hydrologique aux observables géodésiques est d'autant plus facile que l'ensemble des contributions connues sont supprimées des séries temporelles.

Signaux d'origine interne

Les signaux d'intérêt géodésiques sont d'une manière générale bien connus, il est ainsi relativement aisé de les supprimer des séries temporelles.

Ainsi, les marées théoriques sont supprimées des séries temporelles grâce au programme *predict* du package Eterna 3.4 (Wenzel, 1996). Il faudrait également explorer les effets du mouvement du pôle, déformation de période 430 *jours*. Aucune mention de son observation sur des inclinomètres n'a cependant été trouvée dans la littérature, nous nous limiterons donc à une estimation de son amplitude au premier ordre. Des considérations géométriques et potentielles permettent d'évaluer une borne supérieure de 10 *nrad* sur la direction NS. Elle sera donc négligée.

Correction des déformations d'origine atmosphérique

La redistribution des masses atmosphériques génère également des déformations par surcharge. Du point de vue de la pression exercée sur la croûte terrestre, la relation d'équivalence $1 \text{ hPa} \Leftrightarrow 10 \text{ mm}$ indique que les effets attendus sont de même amplitude que les déformations hydrologiques.

Il y a peu de bibliographie concernant la correction des effets atmosphériques sur les inclinomètres. Steffen et al. (2005) et Zürn et al. (2007) ont tenté de modéliser les effets de site en tilt et en strain à l'aide de fonctions de transferts ou de la méthode des éléments finis. La validité de ces corrections est par contre restreinte aux périodes inférieures à la journée. Nous avons testé trois méthodes différentes pour s'affranchir des signaux atmosphériques :

Une méthode basique, utilisée d'une manière générale, quel que soit l'observable, où il s'agit de caler un coefficient de régression entre la pression observée et le signal inclinométrique. Cette méthode n'est pas idéale puisque les corrélations obtenues sont faibles. Cette correction aveugle augmente également le bruit sur les périodes qui nous intéressent en hydrologie.

Une méthode liée au gradient. Les inclinomètres étant sensibles au gradient de charge (voir partie 3.1.3, page 28), nous avons estimé que la méthode de corrélation serait meilleure sur les gradient de pression.

Cette méthode a été appliquée en utilisant quatre séries temporelles de variation de pression atmosphérique, fournies par Météo-France et situées à des

distances d'environ 40 km de l'inclinomètre (voir figure 6.2.6). La corrélation trouvée entre le tilt et le gradient de pression est confortable (40%), le coefficient de régression est quant à lui important, de l'ordre de $500 \text{ nrad.hPa}^{-1}.\text{km}$. Malheureusement, le calcul du gradient se révèle instable vu la faible variation de pression entre les sites de mesure. Ainsi, les erreurs de mesure et les petites variations locales modifient d'une manière non-négligeable le gradient calculé. Il est ainsi impossible d'utiliser le signal de correction pour des périodes inférieures à trois jours.

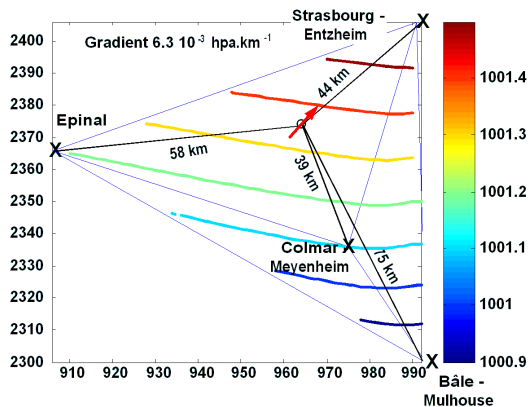


FIG. 6.23 – Calcul du gradient de pression atmosphérique sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines. Les quatre capteurs sont situés à Epinal, Strasbourg, Colmar et Bâle. Les contours correspondent au champ de pression déterminé à partir des mesures, l'échelle de couleur associée est à droite. A noter les faibles variations de pression entre les différents sites, ce qui induit un gradient extrêmement faible, en moyenne de $6 \cdot 10^{-3} \text{ hPa.km}^{-1}$. Les coordonnées Lambert II étendu sont indiquées en kilomètres.

Une méthode physique. L'effet de la pression atmosphérique a été traité par Boy et al. (2000) sur les observables gravimétriques. La déformation par surcharge est calculée par convolution à partir des champs de pression analysés par les centres météorologiques de l'ECMWF ou du NCEP. Ce calcul a été étendu aux déformations inclinométriques (Boy, J.P., communication personnelle). Le modèle opérationnel de l'ECMWF, de type 4D-var (4D variational analysis), de résolution spatiale inférieure à $0,25^\circ$ et d'échantillonnage trois heures a été utilisé.

Si l'hypothèse sous-jacente de terre sphérique peut être considérée comme peu réaliste compte tenu de la sensibilité régionale des inclinomètres et les potentiels effets de site, les résultats sont malgré tout très bons. La figure 6.24 montre la surcharge calculée, superposée au signal inclinométrique corrigé de la marée. Le signal prédit permet de bien nettoyer les séries temporelles et permet d'entrevoir les variations rapides du tilt, corrélées avec des précipitations.

Pour des périodes supérieures à trois jours, les corrections par gradient et par convolution sont équivalentes. Cependant, la méthode physique basée sur des modèles de pression se révèle bien meilleure, pour deux raisons :

1. elle est plus robuste que les corrections par corrélation au pas de temps du modèle atmosphérique
2. elle ne nécessite pas de calage sur les données géodésiques. Ceci est important puisque les dépressions apportent les précipitations : la figure 6.25 montre la corrélation marquée entre les effets atmosphériques et hydrologiques prédits.

Après correction des effets atmosphériques par surcharge, l'inclinomètre N37°E ne montre plus de corrélation avec les données de pression. Le coefficient de régression est extrêmement faible $6.2 \cdot 10^{-2} \text{ nrad.hPa}^{-1}$, nous pouvons donc considérer que cet inclinomètre n'est pas sensible à des effets de site (de topographie en l'occurrence).

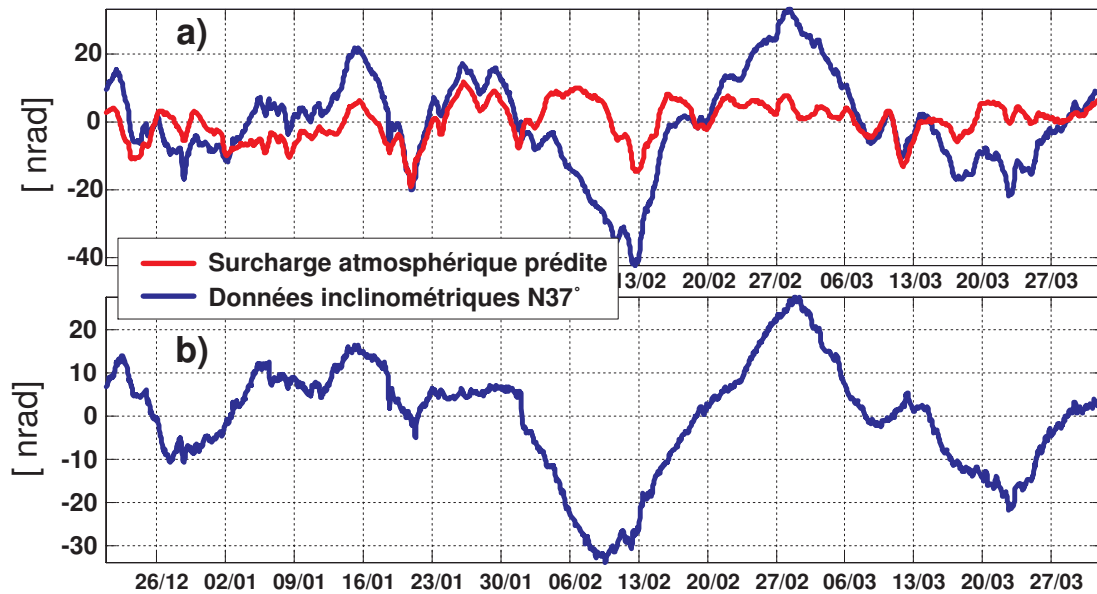


FIG. 6.24 – Contribution atmosphérique au tilt orienté N37°E enregistré à Sainte-Croix-aux-Mines. a) confrontée au tilt corrigé uniquement de la marée, b) tilt après correction. La correction laisse entrevoir des déformations rapides, les 18 janvier et 1er mars, corrélées avec des précipitations.

Par contre, l'inclinomètre orienté N120°E montre une corrélation plus importante, avec un coefficient de régression égal à $-1.02 \text{ nrad.hPa}^{-1}$, qui est l'ordre de grandeur des effets de site observé dans les autres observatoires (Zürn et al., 2007). L'inclinomètre N120°E est donc apparemment sensible aux effets de topographie. Cette corrélation chute pour les périodes supérieures à 12 h et ne nous posera pas de problèmes pour l'interprétation hydrologique.

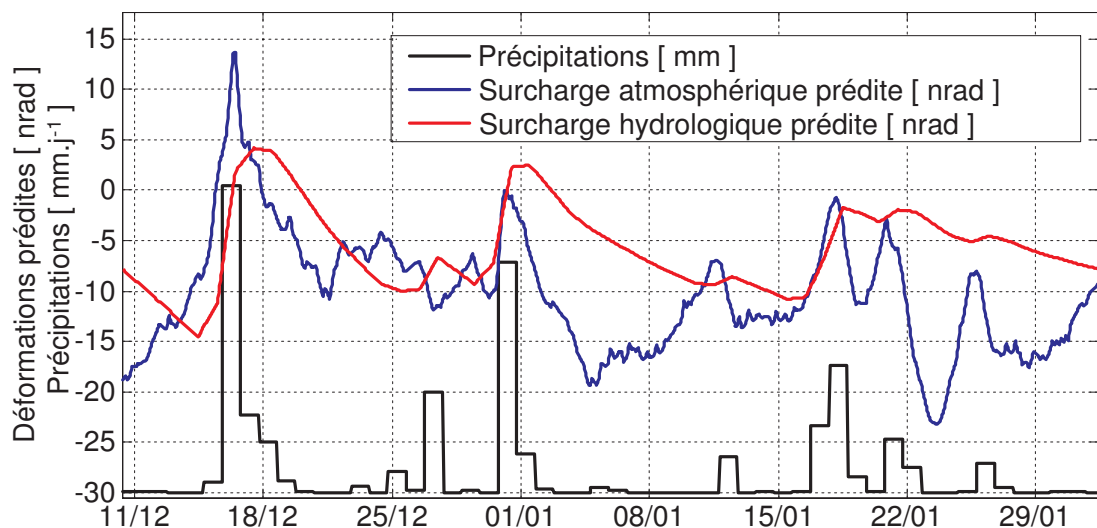


FIG. 6.25 – Superposition des déformations prédites de surcharge atmosphérique et de surcharge hydrologique associée au bassin versant de la Lieporette.

6.2.7 Première confrontation entre modélisations et déformations observées

Toutes les conditions sont réunies à présent pour confronter les séries temporelles enregistrées aux modélisation hydrologiques : la modélisation du stock d'eau est opérationnelle, la distribution des masses d'eau a permis de calculer l'admittance. De plus, la correction de la surcharge atmosphérique sur les séries temporelles a permis de mettre en évidence des variations rapides du tilt corrélées avec des pluies.

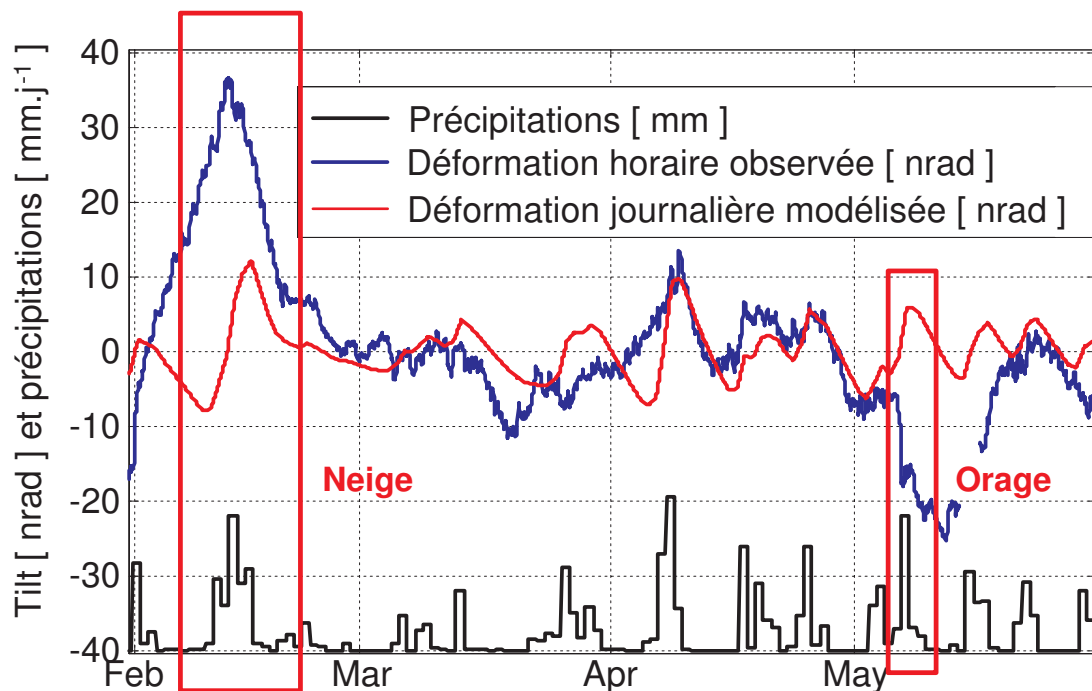


FIG. 6.26 – Première confrontation entre déformation observée et déformation modélisée des variations de stock d'eau dans le bassin versant de la Lieporette sur l'inclinomètre N37°E.

La figure 6.26 montre la superposition des déformations modélisées (les variations long terme sont filtrées) et des déformations enregistrées par l'inclinomètre N37°E. L'accord ne peut être considéré comme parfait, plusieurs remarques sont à avancer :

- Les principaux défauts de modélisation permettent de mieux comprendre l'impact de l'ensemble des hypothèses sous-jacentes à la méthodologie développée. Ainsi, l'hypothèse de stationnarité qui permet de séparer l'espace et le temps demande à ce que la structure spatiale de l'ensemble des processus de redistribution de l'eau à l'échelle du bassin versant puissent être considérée comme invariante dans le temps. Hors, nous avons montré que le tilt est lié au gradient de charge, les inclinomètres sont donc sensibles à tout comportement hydrologique différentiel.

Ainsi, la neige reste problématique : elle s'accumule sur les sommets, ce qui induit un tilt opposé à l'accumulation d'eau en fond de vallée. De plus, l'écoulement différé de cette lame d'eau n'est pas prise en compte dans la modélisation hydrologique.

L'orage du 7 mai 2005 est également révélateur : les précipitations s'étant concentrées dans la partie nord du bassin versant (dans le BV du Rombach), le tilt induit, brutal, est également opposé.

- L'accord est meilleur quand le comportement du bassin versant peut être consi-

déré comme conforme aux hypothèses de base, notamment lorsque le champ de précipitations est stable.

- Ainsi, la modélisation distribuée serait un bien meilleur outils pour décrire des comportements internes différentiels. L'inclinomètre serait ainsi capable de valider les meilleures modélisations distribuées.

Il faut noter que la contribution de l'hydrologie globale a également été calculée (Boy, J.P., communication personnelle) grâce au modèle GLDAS à la résolution spatiale de 0.25° . Son amplitude annuelle est réduite à 20 nrad , à comparer aux 100 nrad attendus l'échelle régionale et 400 nrad de l'échelle locale.

6.3 CONFRONTATION ENTRE DÉFORMATIONS MESURÉE ET MODÉLISÉE

Les premières confrontations ont permis de valider notre approche, mais également d'en définir les limites. Il faut à présent confirmer les interprétations partielles sur l'ensemble des séries temporelles. L'interprétation sera conduite sur chaque inclinomètre séparément, en considérant tous les processus de déformation pour chaque entité hydrologique.

6.3.1 Pour l'inclinomètre N120°E

Le travail sur les données piézométriques de la nappe des alluvions rhénanes (voir la partie 4.5.2, page 101) a permis de déterminer les variations temporelles de la lame d'eau moyenne stockée dans l'aquifère. La transformation de cette lame d'eau en déformation inclinométrique est déterminée en répartissant cette lame d'eau sur un ruban infini de 35 km de large, situé à 10 km de l'instrument. Il en découle une déformation de 1.3 nrad.mm^{-1} d'eau. Ce modèle reste extrêmement sommaire, les déformations seront sûrement sous-estimées pour les raisons suivantes :

- la lame d'eau moyenne a été répartie sur toute la surface de l'aquifère. Cependant, les principaux apports en eau sont liés aux rivières vosgiennes, l'eau s'accumulant préférentiellement sur les piedmonts en priorité. La non prise en compte de la répartition réelle des masses d'eau tend ainsi à réduire l'amplitude des déformations
- La porosité a été prise constante, égale à 15% sur l'ensemble de l'aquifère rhénan. Elle est cependant plus importante sur les bords de l'aquifère
- les variations de masse d'eau dans les sols recouvrant la zone saturée n'est pas prise en compte dans l'étude. Les précipitations ayant une contribution secondaire aux variations de masse, on peut s'attendre à ce que l'erreur commise est moins importante.

Nous avons choisi de conserver ce modèle simpliste comme tel, vu l'échantillonnage hebdomadaire des données piézométriques ainsi qu'une énorme lacune qui ne permet malheureusement pas d'interpréter pleinement les défauts de modélisation.

La figure 6.27 montre la confrontation entre la modélisation décrite précédemment et les observations inclinométriques dans la direction N120°E, dont les périodes inférieures à 12 h ont été préalablement filtrées pour supprimer d'éventuels effets atmosphériques non modélisés. Plusieurs remarques sont à soulever :

- Les variations à long terme semblent bien décrites d'une manière générale, malgré la modélisation sommaire que nous avons entreprise. La sous-estimation des déformations pour les mois d'avril-mai 2006 est peut être la conséquence des faiblesses de la modélisation, il faudrait de toutes façon une meilleure représentation temporelles du stock d'eau dans la nappe des alluvions rhénanes pour conclure.
- Les déformations observées ne sont pas du tout liées au comportement du bassin versant. Les admittances calculées étaient de toutes façons faibles et de signe opposé selon la distribution d'eau *a priori*. Il faut par contre noter l'importante corrélation entre les déformations de la fracture et la surcharge de la nappe des alluvions rhénanes sur la période d'observation (voir la figure 6.30). Le fait que l'inclinomètre soit installé dans le filon implique que la déformation de fracture induite soit négligeable, mais en se basant uniquement sur les séries tempo-

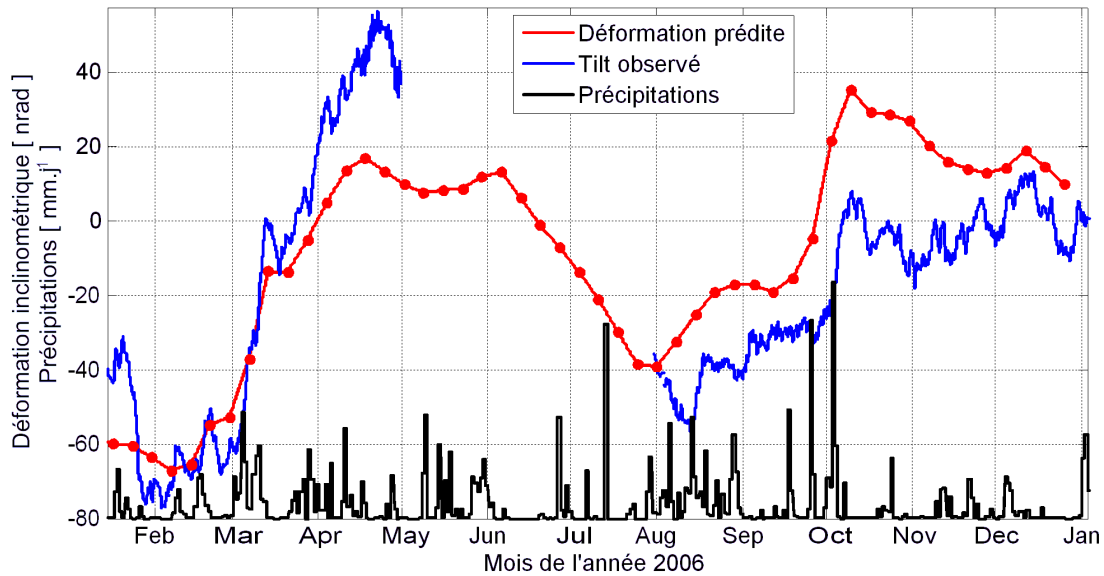


FIG. 6.27 – Confrontation entre le tilt observé sur l'instrument N120°E et la prédiction de la déformation générée par les variations de masse d'eau au sein de l'aquifère des alluvions rhénanes.

relles, seules les observations entre août et octobre 2006 permettent de séparer les deux contributions.

- Il semble très difficile de prévoir les déformations observées sur cet inclinomètre en utilisant des modèles aveugles calés sur les précipitations locales.

6.3.2 Pour l'inclinomètre N37°E

La première confrontation entre le tilt enregistré et la modélisation des déformations générées par les variations de stock d'eau au sein du bassin versant (figure 6.26) était encourageante, nous allons à présent interpréter l'ensemble de la série temporelle, en séparant les effets pour des périodes inférieures à un mois. Les données inclinométriques montrées seront corrigées de la surcharge atmosphérique et des déformations de fracture.

Déformations à court terme

Nous avons montré dans la partie 6.2.4, page 158 que les variations de stock pour des périodes inférieures à trente jours étaient principalement déterminées par la qualité des mesures de précipitation et de ruissellement à l'échelle du bassin versant. Les variations à court terme sont donc les mieux décrites hydrologiquement parlant et n'intègrent pas d'erreurs potentielles de la modélisation hydrologique du stock d'eau. D'autre part, la déformation des fractures n'a que très peu d'énergie dans cette bande de fréquence (voir page 138).

Une régression linéaire permet de caler une admittance entre les variations de lame d'eau stockée au sein du bassin et les déformations observées de $-0.78 \text{ nrad.mm}^{-1}$, plus importante que l'admittance calculée de $-0.48 \text{ nrad.mm}^{-1}$ de 50%. Trois raisons peuvent expliquer cette différence :

1. les propriétés mécaniques de la croûte sont mal définies, hypothèse vraisemblable vu que nous avons utilisé les paramètres mécaniques du modèle PREM ;

2. l'indice topographique est inadapté pour la description de la distribution moyenne des masses d'eau pour un bassin versant, cette hypothèse étant également tout à fait envisageable ;
3. les lames d'eau modélisées sont systématiquement sous-estimées.

En considérant que la lame d'eau est contrainte par le modèle hydrologique, il reste deux incertitudes majeures, déjà soulevées précédemment. Il est impossible de discriminer la contribution relative de chaque incertitude dès à présent. Compte tenu des remarques précédentes, nous allons utiliser cette admittance calculée comme plus réaliste que le coefficient calculé, ce choix sera justifié *a posteriori* grâce à la confrontation des séries temporelles.

La figure 6.28 montre la superposition des déformations prédites et enregistrées, en appliquant l'admittance de $-0.78 \text{ nrad.mm}^{-1}$. Nous confirmons les conclusions de la première confrontation :

- les variations temporelles sont bien décrites, il reste toujours des défauts, à la fois dans l'amplitude des déformations (août, novembre 2006, fin janvier et mai 2007) et dans la phase des événements (septembre, novembre 2006 et mai 2007) ;
- les déformations générées par des processus de redistribution à petite échelle spatiale sont à nouveau mal appréhendés (en mai 2007, les précipitations spatialisées calculées dans la partie 6.2.3, page 150 s'arrêtant fin décembre 2006.)
- il faut ajouter une nouvelle observation, concernant le mélange des déformations associées au bassin versant et générées par la fracture : les modélisations du comportement hydrologique de la fracture indiquent en effet son remplissage entre janvier et mars 2007. Ainsi, l'amplification apparente des variations est peut-être due à une mauvaise correction des déformations de fracture.

Déformations à long terme

La figure 6.29 montre l'ensemble de la série temporelle, sans aucun filtrage. Nous avons à nouveau utilisé l'admittance calée de $-0.78 \text{ nrad.mm}^{-1}$, en considérant que l'erreur commise sur le calcul de la relation linéaire était indépendante du temps et de la fréquence (ce qui incriminerait la surestimation des paramètres mécaniques).

Les erreurs de modélisation sont bien plus importantes à l'échelle annuelle. Les principaux défauts sont tous concentrés pendant les périodes de mise en place de la végétation, entre les mois d'avril et de juillet. On citera en particulier la période d'avril 2005 à juillet 2005, où la déformation ne montre pas de diminution du stock d'eau. Deux raisons principales peuvent être pointées du doigt :

1. le modèle hydrologique surestime l'évapotranspiration dans les zones les plus sensibles, ou plus précisément, les variations de stock moyen dans la zone de sensibilité de l'inclinomètre (voir la figure 6.22, page 167) ne varient pas de la même manière comparé à l'ensemble du bassin. Une explication plausible consiste à supposer que les pertes en eau par évapotranspiration dans la zone de sensibilité de l'inclinomètre sont compensées avec un apport d'eau venant des sommets (c'est-à-dire de la zone non sensible).
2. c'est à ces périodes également que les variations de niveau d'eau dans la fracture sont les plus importantes (voir la figure 6.30), une erreur dans la modélisation (dans la phase en particulier) pouvant conduire à des erreurs importantes. C'est sûrement la principale raison expliquant les divergences entre avril et juillet 2005.

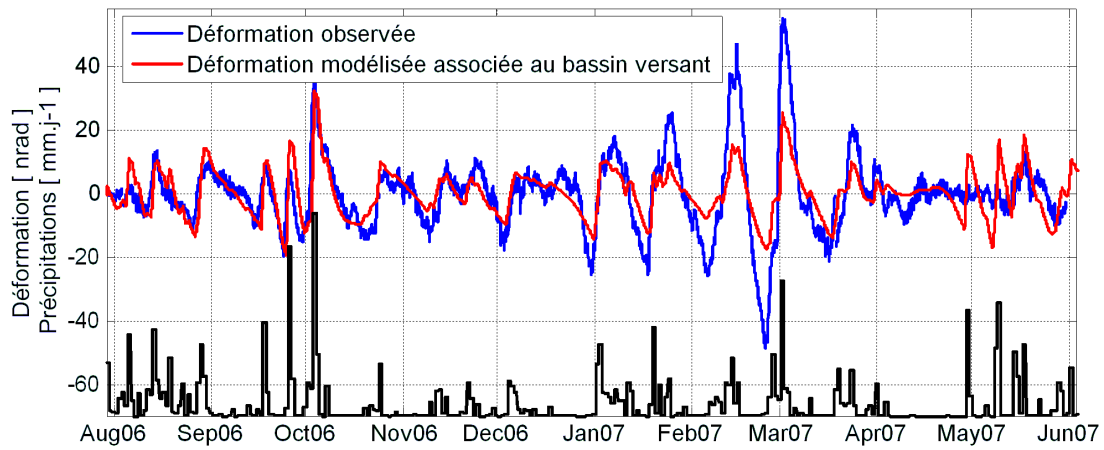


FIG. 6.28 – Confrontation entre la déformation modélisée du bassin versant de la Lieporette, corrigée de la contribution de la fracture, avec la déformation calculée en utilisant l'admittance calculée de $-0.78 \text{ nrad.mm}^{-1}$. Les séries temporelles sont filtrées des périodes supérieures à un mois.

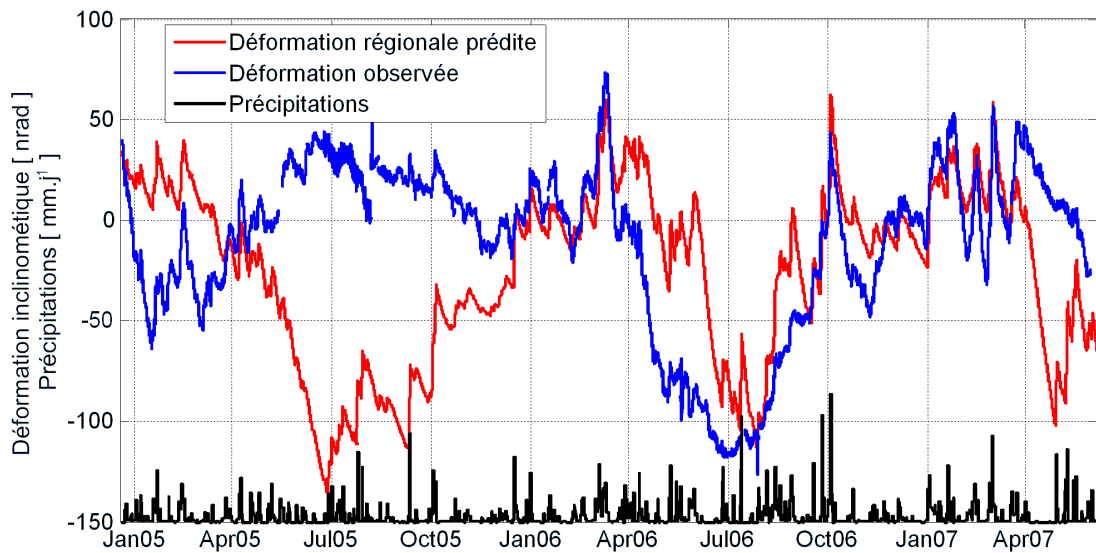


FIG. 6.29 – Confrontation entre la déformation modélisée du bassin versant de la Lieporette, corrigée de la contribution de la fracture, la déformation étant calculée à l'aide de l'admittance calée de $-0.78 \text{ nrad.mm}^{-1}$. Les séries temporelles ne sont plus filtrées.

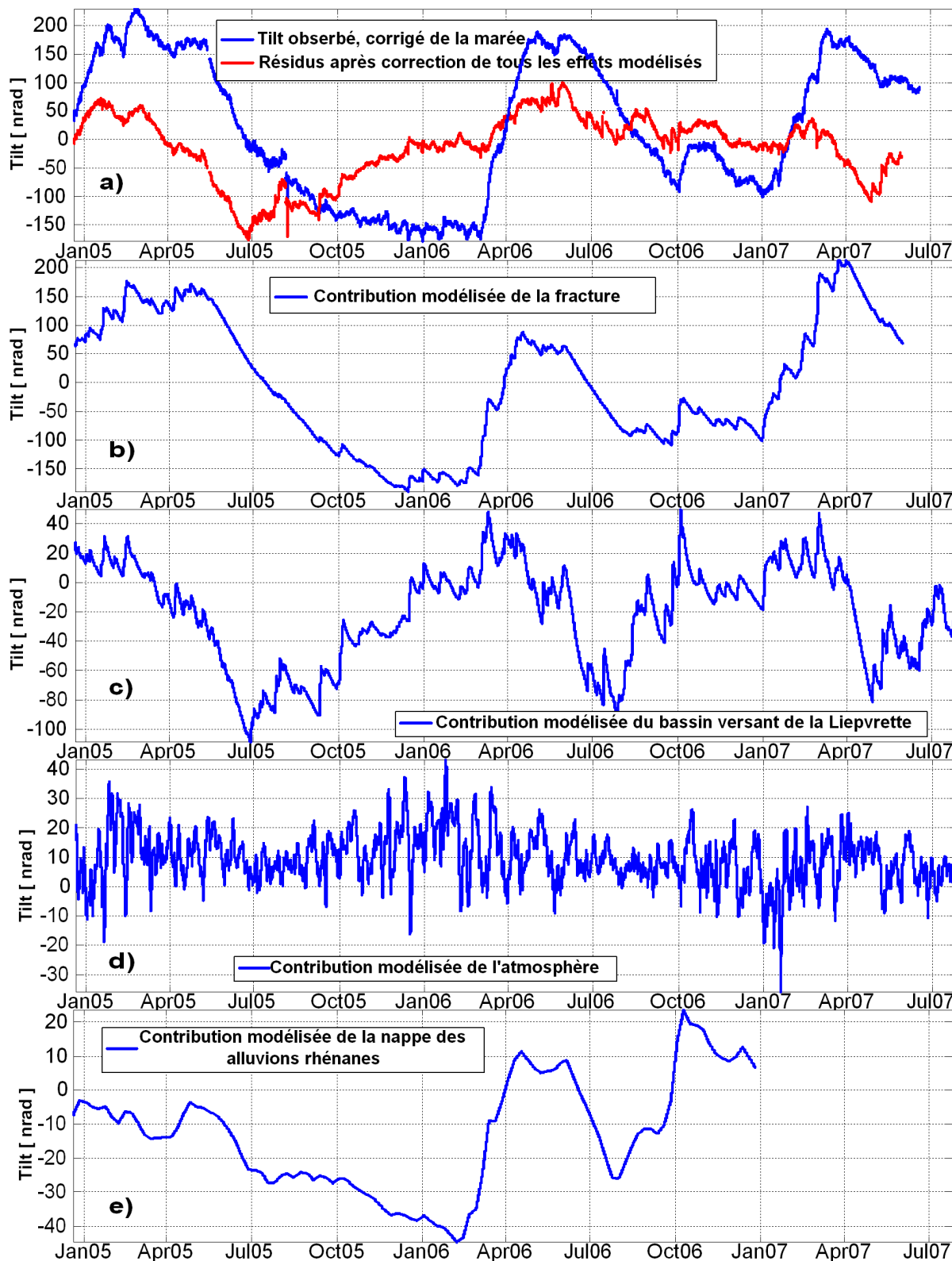


FIG. 6.30 – a) tilt enregistré sur l'inclinomètre orienté N37°E et les résidus obtenus après correction de tous les effets modélisés (atmosphérique, hydrologique associé à la fracture, hydrologique associé au bassin versant). b) contribution modélisée de la déformation générée par les variations de hauteur d'eau dans la fracture principale à proximité de l'inclinomètre. c) déformation modélisée de la surcharge associée aux variations de stock d'eau dans le bassin versant de la Liepvette. Le signe a été opposé pour mieux apprécier les corrélations entre les séries temporelles. d) déformation modélisée de la surcharge générée par la redistribution des masses atmosphériques. e) déformation modélisée de la surcharge générée par les variations de masse d'eau au sein des alluvions rhénanes.

6.3.3 Séparation des signaux hydrologiques

La modélisation des contributions environnementales est donc un exercice difficile. Au-delà de la modélisation hydrologique, les estimations souffrent du mélange de plusieurs processus de déformations, dont les forçages sont corrélés, aux périodes annuelles en particulier (voir la table 6.11 et la figure 6.30). Il est en particulier surprenant que l'unité hydrologique associée à la fracture, très local, ai un comportement qui s'approche tant de celui de la nappe des alluvions rhénanes.

Pour des périodes inférieures à un mois, la tâche est un peu plus facile, puisque la réponse des divers systèmes hydrologiques aux précipitations diffèrent : la réponse de la surcharge à une pluie est immédiate, alors la fracture n'induit de déformation que *6 jours* plus tard, si elle n'est pas filtrée. C'est ainsi à ces périodes que la séparation entre les signaux est la plus aisée et que le calage de l'admittance sur les séries observées est le moins problématique. Il faut enfin rappeler la figure 6.25, page 171 : la contribution atmosphérique est non négligeable dans cette bande de fréquence et peut masquer les phénomènes hydrologiques recherchés.

Sur la figure 6.30, la modélisation de chaque contribution hydrologique a permis de corriger le comportement annuel marqué des séries temporelles. Il n'en reste pas moins des défauts importants dans la modélisation, en particulier l'apparition d'un signal très long terme, de période approximative *500 jours*, qui montre la mauvaise gestion des masses dans leur ensemble.

TAB. 6.11 – Matrice des corrélations entre les prédictions hydrologiques aux différentes échelles. En gras au dessus, pour les périodes inférieures à 30 jours, en italique en bas pour les périodes supérieures à 30 jours

	locale	régionale	globale
locale	1	0.4	0.05
régionale	<i>0.76</i>	1	0.03
globale	<i>0.70</i>	<i>0.60</i>	1

CONCLUSION DU CHAPITRE

Cette partie a permis d'appliquer sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines l'ensemble des méthodes et outils qui ont été développés dans les sections précédentes pour mettre en place une modélisation couplée mécanique - hydrologique adaptée à l'inclinomètre installé.

Déformation de fracture. La mise en place d'un modèle hydrologique conceptuel sur l'unité hydrologique associée à la fracture, calé sur des observations hydrologiques indépendantes des données géodésiques, permet d'expliquer relativement bien les variations temporelles de la déformation observée. La modélisation hydrologique a également permis de donner un ordre de grandeur de la géométrie de la fracture, nous avons donc levé certaines équivalences sur les différents modèles mécaniques équiprobables. Le bilan d'eau indique également que l'épaisseur de la fracture doit être de taille métrique, ce qui impliquerait les variations de hauteur d'eau dans la galerie sous-jacente comme source de la déformation.

Surcharge régionale. La première étape a consisté à mettre en place une méthodologie pour calculer les variations de stock à l'échelle du bassin versant d'une manière robuste. Elle commence par une estimation aussi réaliste que possible des forçages météorologique et notamment des précipitations. Les variations de stock d'eau sont calculées par intégration temporelle des flux modélisés, les erreurs potentielles se cumulent ou se compensent. La confrontation entre différentes modélisations montre en effet des divergences marquées dans les évolutions temporelles du stock. La mesure des variations de stock permettrait ainsi de cerner le réalisme physique des différents flux modélisés, d'où l'intérêt des méthodes géodésiques.

L'inclinomètre est un instrument sensible à la dissymétrie de la répartition de charge et donc à la répartition des masses d'eau. La distribution de l'eau selon un indice topographique permet de calculer une relation linéaire entre le stock et la déformation compatible avec les observations. La confrontation entre les déformations modélisées et les déformations observées montre un bon accord pour des périodes inférieures à un mois, mais des divergences marquées à l'échelle annuelle.

Nous avons montré en particulier que l'hypothèse de stationnarité n'est que rarement valide à l'échelle du bassin versant. La modélisation globale nous a permis de maîtriser d'une manière robuste le bilan hydrologique du bassin versant, caractéristique que nous avons exploitée au maximum de ses capacités. L'inclinomètre étant sensible à la distribution des masses d'eau, une meilleure estimation des processus internes permettrait d'améliorer la qualité des déformations modélisées. Cette dernière remarque sous-entend également que les inclinomètres seraient capables de valider des modélisations distribuées.

Une perspective intéressante consiste à séparer le bassin versant de la Liepvrette en ses deux sous-bassins, situés au nord et au sud de l'inclinomètre. Cette distribution se justifie autant du point de vue hydrologique (les forçages météorologiques différents, voir la partie 6.2.3, page 150), que du point de vue géodésique, l'inclinomètre "pesant" la différence de masse entre ces deux bassins. Cette dernière remarque est importante puisque la contribution de chaque sous-bassin versant est anti-symétrique pour la déformation, alors que la contribution sur

TAB. 6.12 – Comparaison entre les contributions de chaque sous-bassin à la génération de débit et à la déformation inclinométrique.

Bassin versant	Contribution en débit	Contribution en déformation
Rombach 19.6 km ²	0.2	+3
Liepvrette 83.6 km ²	0.8	-2
Liepvrette 108 km ²	1	1

le débit mesuré s'additionnent. Les données de débit et de déformation sont totalement complémentaires (voir le tableau 6.12).

En pratique, la principale difficulté reste le mélange des différents processus de déformation dans les observations, qui eux-mêmes sont forcés par des processus hydrologiques corrélés dans le temps, à l'échelle annuelle en particulier. Cette caractéristique rend difficile l'extraction de l'information propre à chaque unité hydrologique et limite à la fois l'identification des processus hydrologiques mal modélisés et la validation des performances des modèles hydrologiques.

Enfin, il faut noter que les séries temporelles disponibles sont courtes et ne permettent pas de conclure raisonnablement sur des variations annuelles.

HYDROLOGIE LOCALE VUE PAR LE GRAVIMÈTRE SUPRACONDUCTEUR DE STRASBOURG

7

SOMMAIRE

7.1	CONTEXTE GÉOLOGIQUE	185
7.1.1	Quelles unités hydrologiques locales modéliser?	185
7.1.2	Les loess et leur comportement	185
7.1.3	Caractéristiques géométriques du fort	187
7.2	CONTEXTE HYDROLOGIQUE	189
7.2.1	Climatologie associée au site	189
7.2.2	Comportement hydrique des loess	189
7.2.3	Nappe perchée	192
7.3	MISE EN PLACE D'UN SYSTÈME DE SUIVI HYDRIQUE DES SOLS	193
7.3.1	Système de mesure	193
7.3.2	Calibration des sondes	193
7.3.3	Comportements différentiels entre les loess	197
7.3.4	Estimation de l'erreur sur la lame d'eau	197
7.4	QUANTIFICATION DES DÉFORMATIONS HYDROLOGIQUES	198
7.4.1	Échelle globale	198
7.4.2	Échelle locale : nappe perchée des sables	198
7.4.3	Contribution des sols loessiques : distribution de la lame d'eau	198
7.4.4	Confrontations	200
7.4.5	Défauts de modélisation	200
7.4.6	Un modèle global pour corriger l'hydrologie locale?	203
7.4.7	Contribution fréquentielle à J ₉ et FCN	203
7.5	VERS UNE MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	204
7.5.1	Mise en place du modèle CLSM	204
7.5.2	Confrontation de la modélisation avec les données gravimétriques	207
	CONCLUSION	208

LE gravimètre supraconducteur de Strasbourg a été présenté dans la section 2.3, page 19, il est situé au sommet d'une colline de loess qui surplombe le bassin rhénan d'une cinquantaine de mètre.

La partie 3.1.4, page 30 a permis de montrer que les gravimètres sont sensibles à la redistribution des masses d'eau selon deux échelles spatiales :

- l'échelle globale - plus précisément à l'échelle du super bassin européen - par effet de déformation élastique ;
- l'échelle locale de la parcelle, par effet d'attraction newtonienne.

Pour l'échelle locale, conformément à la méthodologie développée dans la partie 5.3, page 111, nous allons mesurer la variation d'eau stockée dans une couche de sol au-dessus du gravimètre avant la distribuer sur une topographie réaliste. Nous terminerons enfin par la mise en place d'un modèle hydrologique capable de modéliser le transfert de l'eau dans la zone non saturée, afin d'initier le couplage entre gravimétrie et hydrologie.

7.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

7.1.1 Quelles unités hydrologiques locales modéliser ?

La figure 2.1.2, page 15 montre que la station gravimétrique de Strasbourg se situe à la limite de la partie libre de la nappe des alluvions rhénanes. L'étude locale nécessite de raffiner le contexte géologique aux abords du gravimètre. La figure 7.1, montre la complexité des dépôts sédimentaires sous le gravimètre (Bittler & Elsass, 2006). La coupe indique une structure affaissée d'âge quaternaire, d'un graben ou demi-graben, séparé de la terrasse de Schiltigheim par les collines de Hausbergen, où est installé le gravimètre. La ligne de colline correspond à un horst très étroit entre failles. La faille d'Oberhausbergen aurait continué à jouer pendant la sédimentation. Plusieurs indices attestent en effet du jeu récent, daté du Riss, notamment la présence de coudes dans le cours à l'ouest de la colline. La genèse de la colline serait d'origine combinée tectonique puis éolienne, les apports éoliens (sables et loess) s'étant déposés sur une ancienne terrasse alluviale mise en relief par la tectonique (Maire, 1973). Deux épisodes éoliens successifs ont ainsi déposé une dune de sable fin sur une épaisseur de 20 m, puis les loess sur une épaisseur d'approximativement 25 m. La colline de Hausbergen surplombe à présent la plaine rhénane d'une cinquantaine de mètres.

Les alluvions rhénanes pénètrent bien plus à l'ouest que l'indiquerait les formations superficielles¹, elle reste par contre captive sous les collines de loess à l'ouest. A l'est, elle semble partiellement captive sous la terrasse de loess de Schiltigheim. La coupe 7.2 précise la géologie de la colline incite à penser que la nappe d'Alsace est captive sous la terrasse de Schiltigheim. Il faut noter que les variations de hauteur piézométriques dans les aquifères captifs n'induisent pas de variation de volume d'eau conséquent, elles n'auront donc pas d'effet sur la gravité observée. Longuevergne (2002) montre que l'aquifère local des sables sous le gravimètre semble se comporter comme un aquifère perché qui se déverserait vers la nappe rhénane.

Ainsi, deux unités hydrologiques sont susceptibles de générer des variations mesurables de gravité : l'aquifère des sables sous le gravimètre et les sols loessiques au dessus du gravimètre.

7.1.2 Les loess et leur comportement

Le loess, habituellement de couleur jaunâtre ou brun, est un sol sédimentaire détritique meuble formé par l'accumulation, dans des zones de moindre turbulence, de limons issus de l'érosion éolienne (déflation) sous un climat péri-glaciaire, en marge des inlandsis continentaux (Leplat, 1968). Le loess est présent aux latitudes moyennes de l'hémisphère nord, entre 30° et 60° de latitude (Europe, États-Unis, Chine). Ils recouvrent 10% de la surface terrestre. Etymologiquement, le terme *loess* a été formé par le géologue Von Leonhard, probablement à partir de l'Aléman (dialecte suisse) *lösch* signifiant peu compact, meuble. Il est également appelé *limon des plateaux* dans la notice des cartes géologiques françaises.

Le loess est formé principalement de silice (quartz détritique) et de carbonate de calcium. Il se caractérise par un très bon tri granulométrique dû à son origine éolienne, avec essentiellement des grains compris entre 10 – 50 μm . Il contient, en

¹des essais de pompage à l'ouest de la colline montrent en effet que les parties libres et captives sont bien connectées (Elsass, P., communication personnelle)

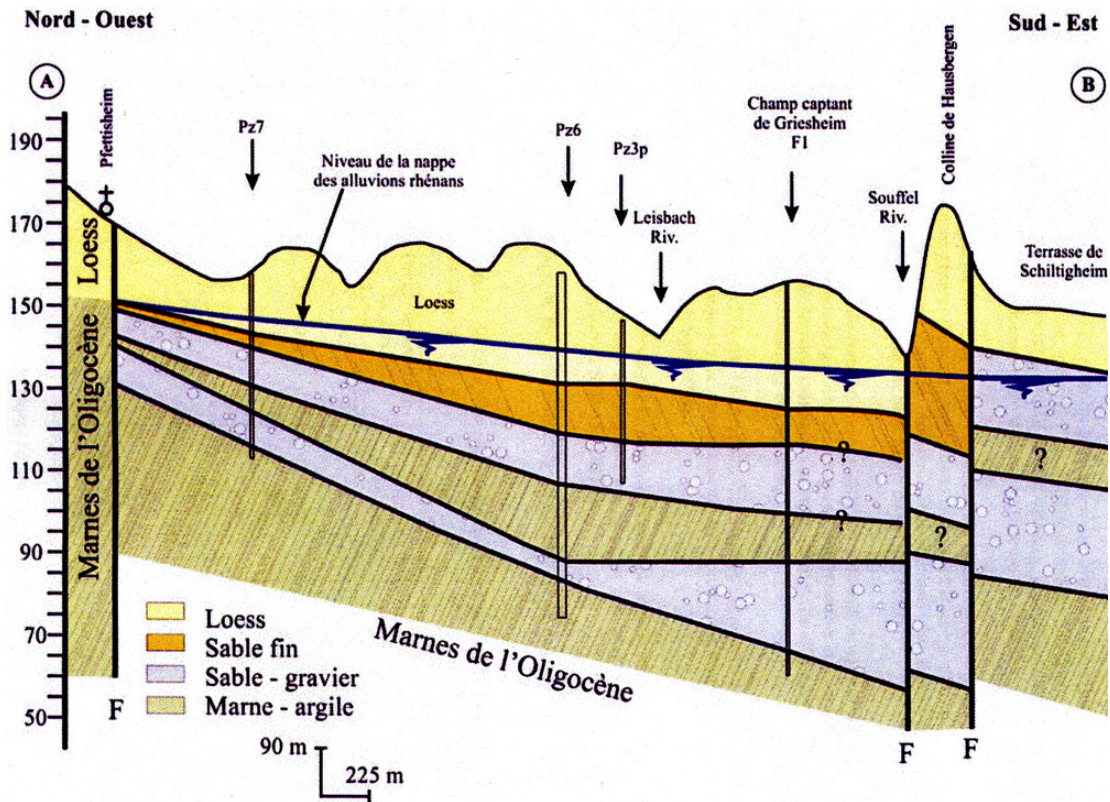


FIG. 7.1 – Coupe schématique nord-ouest - sud-est passant par la colline de Hausbergen, où est installé le gravimètre supraconducteur, d'après Bittler & Elsass (2006).

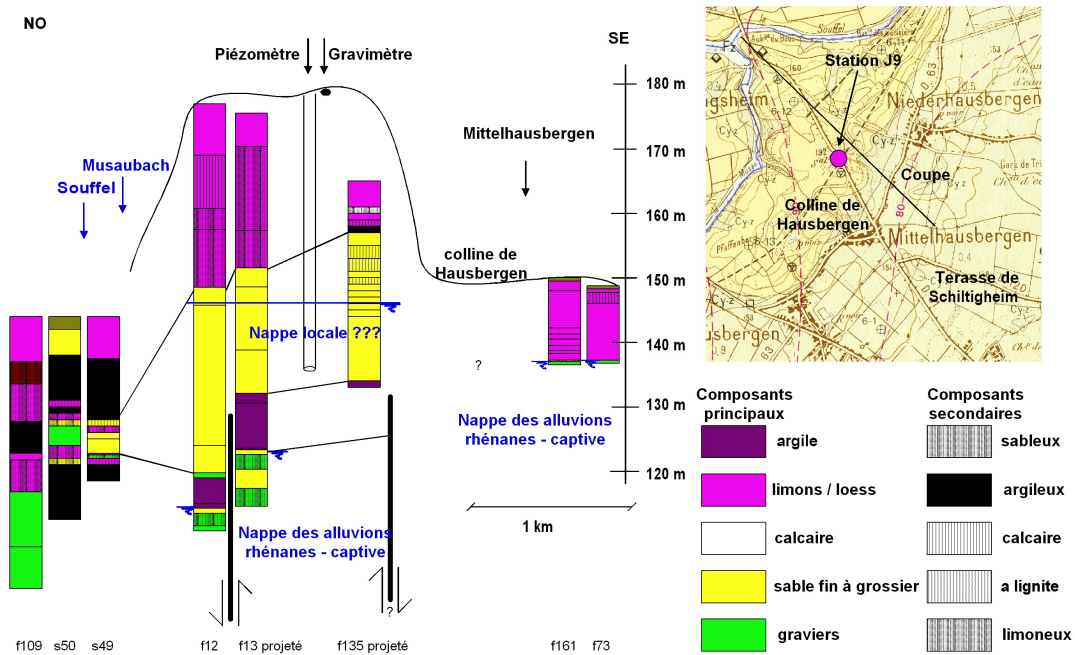


FIG. 7.2 – Extrait de la carte géologique au 1/50000^e autour de J9, montrant un recouvrement de loess. Coupe de la colline effectuée à l'aide des données de la banque BSS, d'après Longuevergne (2002).

proportion moindre, des sables et des argiles. Une dérive granulométrique vers les sables peut être due à la proximité de la zone source des loess et donc à un tri éolien moins poussé (Antoine, 2002). Il forme des couches de plusieurs mètres dépourvus de litage (Bittler & Elsass, 2006) qui sont homogènes, isotropes, peu perméables mais également très poreuses. Ces sols ont ainsi une vocation agricole, puisqu'ils sont fertiles et ne nécessitent pas d'irrigation. La région est appelée "grenier à blé de l'Alsace".

7.1.3 Caractéristiques géométriques du fort

Le gravimètre est installé dans un fort construit dans les années 1870 par les Allemands. Celui-ci a été camouflé par une couche de loess, d'épaisseur approximativement métrique. Comme l'indique le processus d'attraction newtonienne, les entités hydrologiques situées à l'aplomb du gravimètre doivent être explorées en priorité. En particulier, l'interface toit en béton - loess doit être précisée, puisqu'elle représente une condition aux limites vis-à-vis des écoulements d'eau.

La géométrie et les caractéristiques du réservoir d'eau "loess" au dessus du gravimètre ont été déterminées par plusieurs sondages mécaniques à l'aide du pénétromètre dynamique Panda²(voir la figure 7.1.3), selon trois profils indiqués sur la figure 7.4. L'instrument utilisé a également permis de mesurer la résistance à l'enfoncement, dont l'interprétation qualitative permet d'évaluer l'hétérogénéité des loess.

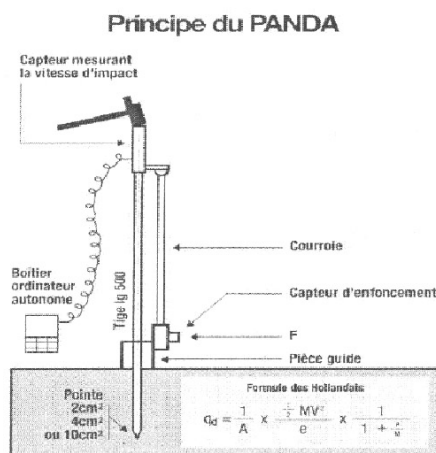


FIG. 7.3 – Le Panda est un pénétromètre dynamique, instrument de reconnaissance des sols *in situ* utilisé par les géotechniciens. Un train de tiges est enfoncé par battage, le but étant de lier l'énergie du battage à l'enfoncement correspondant du train de tiges. Cette méthode permet d'explorer les paramètres mécaniques des sols, et surtout, dans notre problématique, de préciser la géométrie du toit du fort.

La synthèse des sondages pénétrométriques, projetés dans l'axe orthogonal au fort, est indiqué sur la figure 7.5. L'épaisseur de sol explorée tend à confirmer une pente de toit de 4° telle que mesurée à l'intérieur du fort. Si le sondage dans les loess en face du fort est très homogène (il sont *a priori* non remaniés), les sols au dessus du fort sont bien plus hétérogènes, ils ont en effet été remaniés pour recouvrir le toit du fort. De plus, l'échantillonnage du sol lors de la mise en place des sondes d'humidité Sentek a permis de retrouver un gravier arrondi à proximité de la base des loess, ce qui tend à penser que les constructeurs ont recouvert le toit en béton d'une couche de drainage avant de le camoufler.

Bien que l'accès au fort soit construit dans une dépression, aucune accumulation d'eau n'a jamais été observée (Luck, B., communication personnelle) : des systèmes

²matériel construit par Sol-solutions, voir le site internet <http://www.sol-solution.com/publication/index.php>



FIG. 7.4 – Positionnement en surface des différents objets mentionnés dans ce travail : Le gravimètre (point rouge), les profils de mesure de teneur en eau Sentek, la fosse où ont été prélevés les échantillons non remaniés de loess, les positions des sondages pénétrométriques sont indiqués en noir.

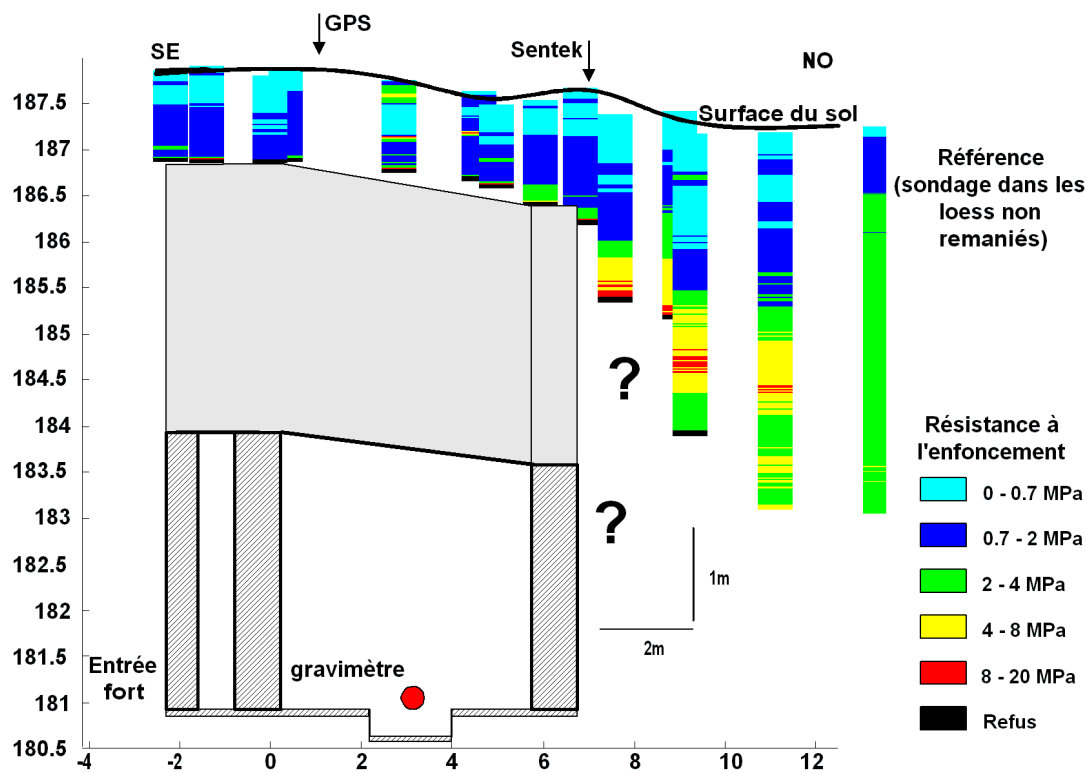


FIG. 7.5 – Synthèse de l'ensemble des sondages pénétrométriques (couleurs) et des caractéristiques géométriques de l'intérieur du fort (en noir). La relation entre les deux est effectuée grâce aux relevés topographiques. Refus : Élément trop dur pour être traversé, supposé être le toit du fort. La position relative du sol et du fort permet d'estimer l'épaisseur du toit à 3 m. Le sondage le plus à droite a été effectué sur les loess situés en face du fort.

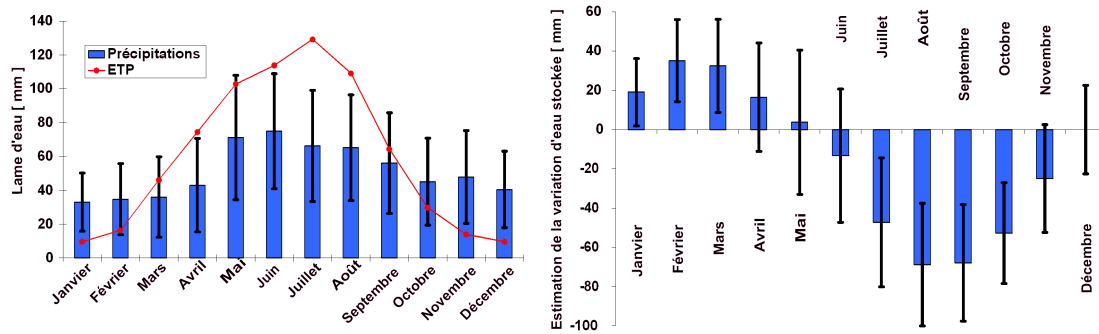


FIG. 7.6 – Climatologie associée au site de l'observatoire de Strasbourg. À gauche, précipitations moyennes mensuelles déterminées sur la période 1946-2002, évapotranspiration potentielle calculée par la méthode de Turc (1961). À droite, variation de lame d'eau stockée dans les sols estimée par la méthode de Turc (1954).

de drainage, mis en place lors de de la construction du fort, assurent l'évacuation de l'eau (Dorget, D., communication personnelle).

7.2 CONTEXTE HYDROLOGIQUE

7.2.1 Climatologie associée au site

Le site de l'aéroport de Strasbourg-Entzheim, situé à 10 km de l'observatoire, dispose d'un suivi climatique disponible sur la période 1946-2002³(voir la figure 7.6). Les flux de précipitation moyens sont de l'ordre de 50 mm/mois, à comparer aux 100 mm/mois pour le bassin vosgiens de la Liepvrette. Il faut également noter une tendance à l'augmentation des précipitations annuelles, de l'ordre de 2,5 mm.an⁻¹.

L'évapotranspiration réelle annuelle peut être estimée grâce à la formule de Turc (1954). En négligeant le ruissellement de surface (les sols sont relativement plats), on peut estimer un flux d'infiltration profonde dans les loess de l'ordre de 100 mm.an⁻¹, ce qui est relativement cohérent avec la valeur estimée de 80 mm.an⁻¹ par Schenck & Delphin (1996) et les variations de hauteur piézométrique observées dans le petit aquifère perché des sables (Longuevergne, 2002).

L'amplitude de la variation annuelle de stock d'eau peut alors être estimée à 100 mm, à comparer avec les 150 mm déterminés pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines.

7.2.2 Comportement hydrique des loess

Les sols loessiques sont une aubaine pour les agriculteurs, puisqu'ils ne nécessitent généralement pas d'irrigation. Leur réserve utile est en effet importante, ils peuvent stocker une lame d'eau de 200 mm par mètre de sol .

Plusieurs reconnaissances des sols ont permis de préciser les caractéristiques des loess aux alentours du gravimètre : la mise en place des tubages pour les sondes de

³voir le site internet lameteo.org

TAB. 7.1 – Travaux d'échantillonnages des sols

Date	Travaux	Méthode d'échantillonnage
12 avril 2006	Installation du tubage Sentek au-dessus du fort	tarière - sols remaniés
12 avril 2006	Installation du tubage Sentek en face du fort	tarière - sols remaniés
26 janvier 2007	Creusement d'une fosse en face du fort	cylindre et tarière - sols remaniés et non remaniés

mesure de teneur en eau, mais également le creusement de la fosse pour calibrer ces mesures (voir le tableau 7.1). Des échantillons de loess non remaniés ont été prélevés lors du creusement d'une fosse à proximité de la sonde Sentek située en face du fort (Viville, D., communication personnelle). Leurs caractéristiques hydrodynamiques ont été déterminées par le laboratoire d'analyse des sols de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, elles ne sont représentatives qu'à une échelle de quelques dizaines de centimètres uniquement.

Granulométrie

Les courbes de distribution granulométrique soulignent deux caractères essentiels des loess

1. les tailles de grains sont extrêmement bien classés, la classe des limons concentre en effet plus de 70% de la répartition. On observe généralement une dérive sableuse. Cette granulométrie bien classée implique une porosité importante ;
2. la taille médiane du grain est de l'ordre de $50 \mu m$, les loess sont donc des sols relativement peu perméables.

Les loess en face du fort montrent une homogénéité assez remarquable (voir la figure 7.7), seules les vingt premiers centimètres de sol présentent une dérive vers les sables. Inversement, pour les loess prélevés en face du fort (voir la figure 7.8), la quantité croissante des loess en sables avec la profondeur indique que les loess qui remblaient le toit du fort ont été ramenés d'ailleurs.

Matière organique

La quantité de matière organique conditionne également la porosité et la capacité de rétention des sols. Si la teneur en matière organique pour les 25 premiers centimètres atteint 10% pour les loess en face du fort, elle plafonne à 5% au dessus du fort. Elle diminue à 1,5% dès 50 cm de profondeur.

Porosité et densité apparente

La porosité des sols est calculée sur les échantillons non remaniés prélevés en face du fort, égale au rapport entre la densité apparente de l'échantillon sec et la densité des grains (de quartz en l'occurrence), pris égal à $2500 kg.m^{-3}$.

Le profil vertical de densité apparente (voir figure 7.9) montre une corrélation avec les profils de résistance à l'enfoncement, relativement stable. Il a donc été extrapolé jusqu'à la profondeur de 1,80 m, où elle atteint la valeur de 1.35

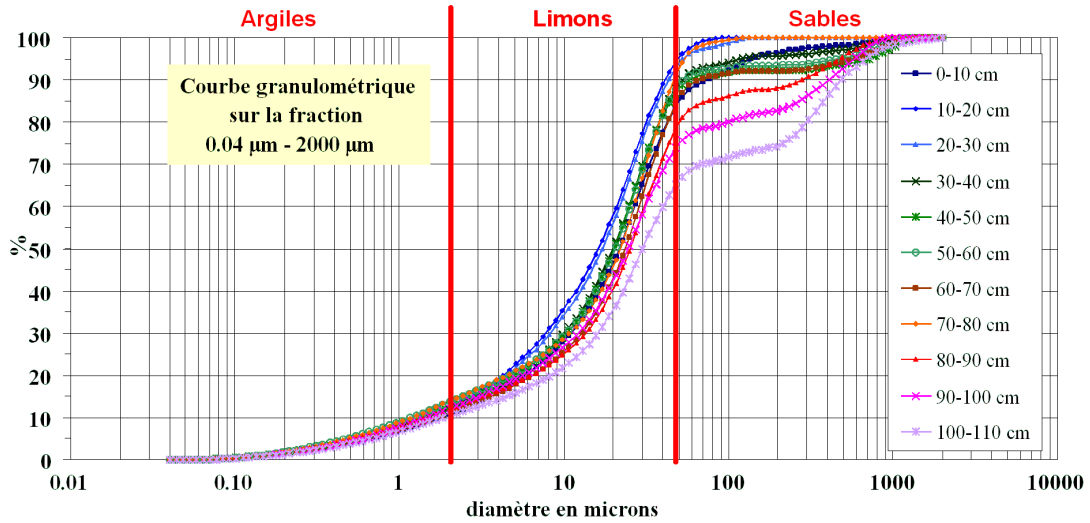


FIG. 7.7 – Distribution granulométrique cumulée des loess au-dessus du fort

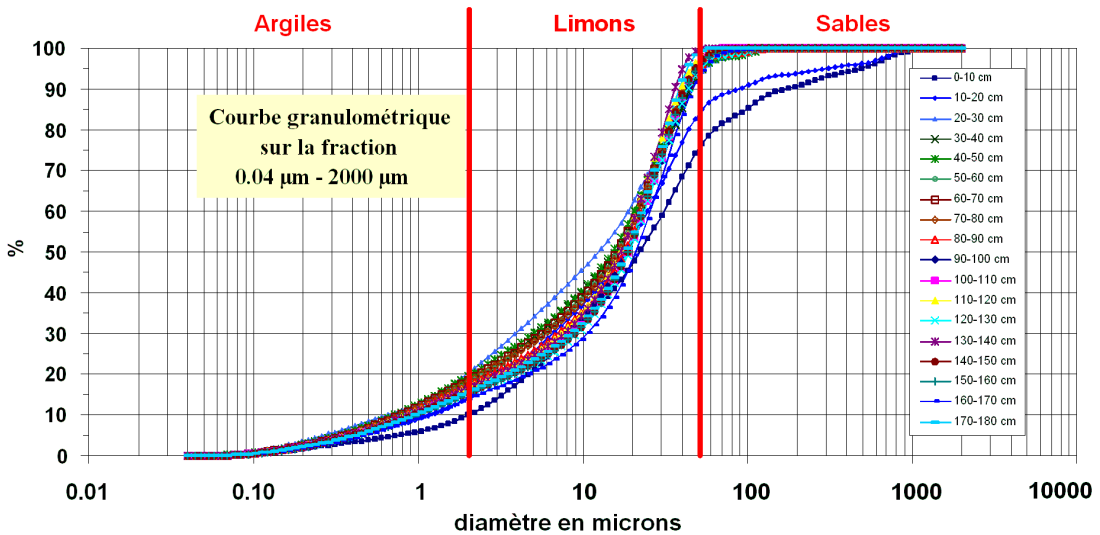


FIG. 7.8 – Distribution granulométrique cumulée des loess en face du fort

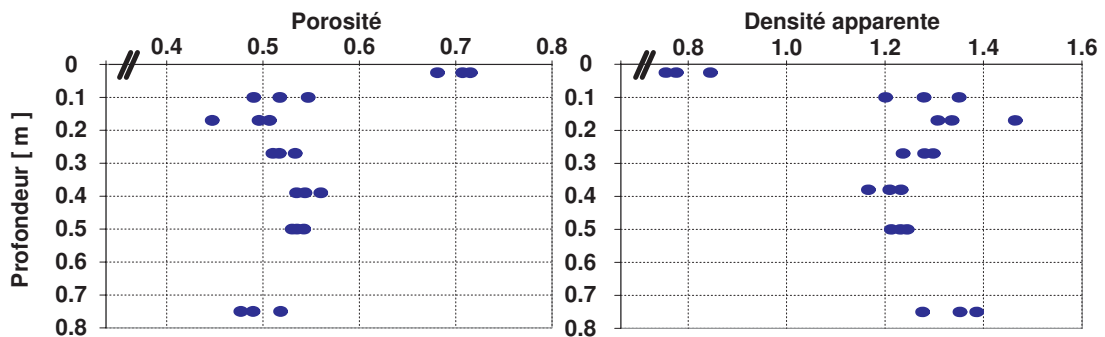


FIG. 7.9 – Profil vertical de porosité et de densité apparente déterminés sur les loess prélevés dans la fosse en face du fort.

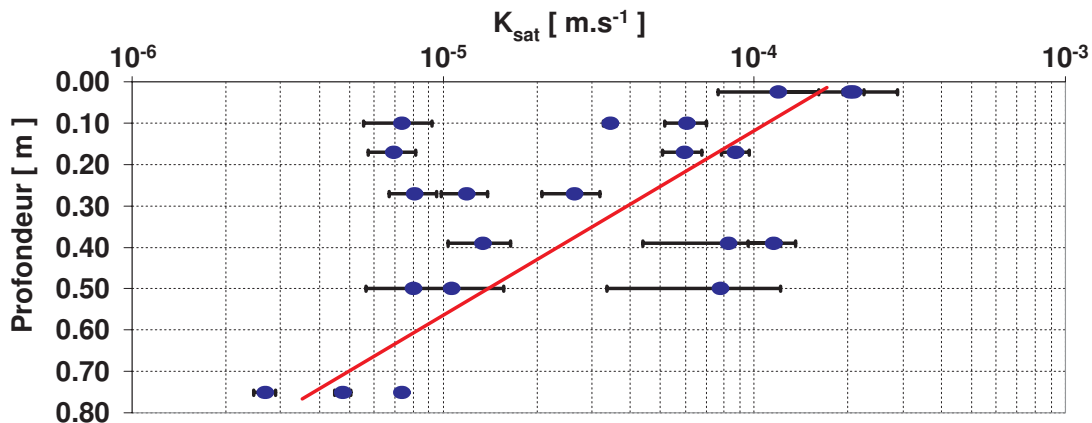


FIG. 7.10 – Profil de conductivité à saturation, déterminé sur les loess prélevés en face du fort.

Conductivité hydraulique à saturation

Enfin, un profil vertical de conductivité à saturation a été déterminé sur les échantillons non remaniés. Six essais ont été effectués, sur chacun des trois échantillons prélevés par profondeur. Les résultats sont indiqués sur la figure 7.10. Une constante de décroissance exponentielle a été extraite de ce graphique, sans grande confiance : $2,2 \text{ m}^{-1}$.

Conclusion

Nous avons donc déterminé un ensemble de paramètres sur des échantillons de loess prélevés en face du fort, ainsi que leurs variations verticales, ce qui permet de mieux cerner leur comportement hydrique. Étant donné le statut d'observatoire, il était cependant difficile de creuser une fosse dans les sols au dessus du gravimètre. Ces sols ont été remaniés pour camoufler le fort et présentent une hétérogénéité plus marquée qu'un loess en place. L'extrapolation des valeurs mesurées aux loess situés au-dessus du fort est nécessaire, mais semble donc délicate.

7.2.3 Nappe perchée

La nappe perchée dans les sables se situe à 35 m sous le gravimètre. Les variations piézométriques sont réduites à une amplitude de 20 cm , le niveau étant maximal en août et minimal en février, c'est-à-dire en opposition de phase par rapport au stockage d'eau dans les loess en surface. Vu la position relative de ces unités hydrologiques par rapport au gravimètre (au-dessus et en dessous), on peut donc s'attendre à ce que ces deux effets s'additionnent.

Longuevergne (2002) estime une porosité de 40% pour les sables à partir des données gravimétriques, valeur certainement surestimée, mais mettant en relief une granulométrie des plus homogène pour la couche de sable.

7.3 MISE EN PLACE D'UN SYSTÈME DE SUIVI HYDRIQUE DES SOLS

Les sols loessiques à l'interface avec l'atmosphère reçoivent donc les pluies qu'ils redistribuent en infiltration et en évapotranspiration. Un système de suivi des variations de teneur en eau s'imposait donc pour déterminer sa contribution aux variations de teneur en eau. Comme pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines, nous nous attachons également à valider la lame d'eau déterminée et estimer une incertitude sur les mesures.

7.3.1 Système de mesure

Le choix s'est porté sur des sondes de mesure de teneur en eau basé sur le principe de FDR (voir partie 4.4, page 77 et la figure 7.11) développé par la marque Sentek⁴ et mis en oeuvre par Campbell⁵. Ce matériel présente plusieurs avantages : les sondes sont réparties sur un profil vertical, l'installation s'effectue dans un tubage et ne nécessite donc pas de creuser une fosse (ce qui modifie très peu les écoulements naturels mis en place), la maintenance en est également facilitée.

Deux systèmes de mesure ont été mis en place, une sonde sur un profil vertical de 1,7 m dans les loess en face du fort aux profondeurs 5 – 15 – 25 – 45 – 65 – 95 – 125 – 165 cm. Au dessus du gravimètre, un profil vertical de 80 cm a été mis en place aux profondeurs 5 – 15 – 25 – 45 – 75 cm.

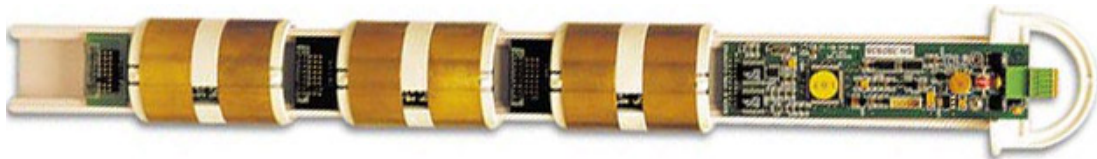


FIG. 7.11 – Sonde Sentek enviroSMART à mettre en place dans un tubage. Le sol situé entre les couples d'électrodes joue le rôle de capacité électrostatique d'un circuit oscillant. La carte électronique est le système de communication.

7.3.2 Calibration des sondes

Comme indiqué dans la partie 4.4, page 77, les systèmes de mesure de teneur en eau de type FDR nécessitent une calibration préalable. Le système de mesure en tubage permet de calibrer les sondes dans l'air ($\theta = 0\%$) et dans l'eau ($\theta = 100\%$). L'électronique de la sonde effectue ensuite une interpolation linéaire entre les deux fréquences déterminées et donne une valeur N comprise entre $[0; 1]$.

Afin d'affiner la calibration par défaut, une fosse a donc été creusée le 26 janvier 2007 pour prélever des échantillons non remaniés à proximité de la sonde située en face du fort, sur un profil vertical de 80 cm. La figure 7.12 montre que la calibration *a priori* n'est pas suffisante.

La calibration des sondes a été effectuée selon la méthodologie suivante :

1. Mesure en laboratoire des teneur en eau volumique sur les échantillons de sol non remaniés prélevés en face du fort. Trois échantillons ont été extraits par profondeur. Ces valeurs sont extrapolées aux sondes Sentek situées à 2 m à partir des données de teneur en eau massique et du profil de densité apparente.

⁴voir le site internet <http://www.sentek.com.au/products/enviroSMART.asp>.

⁵voir le site internet <http://www.campbellsci.co.uk/index.cfm?id=207>.

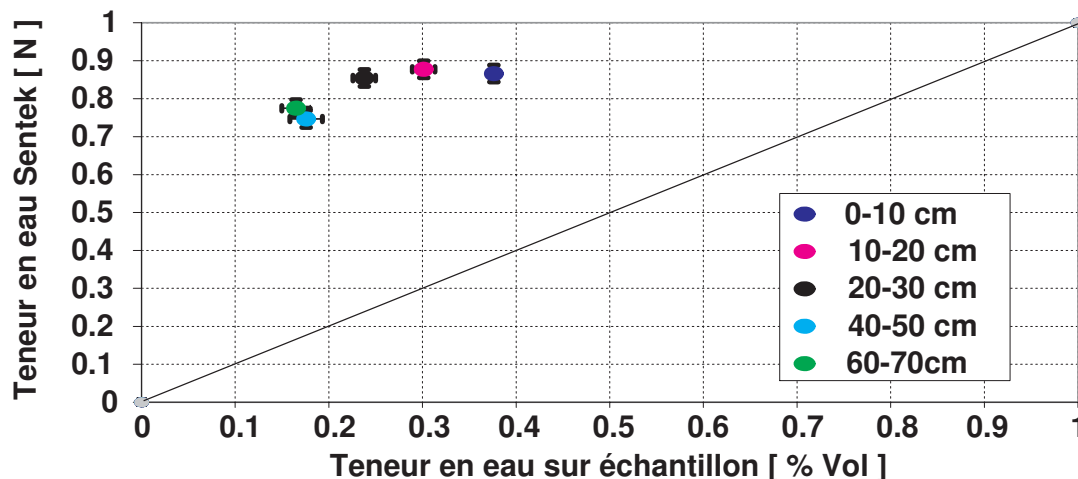


FIG. 7.12 – Comparaison des valeurs de la sonde Sentek avec les mesures de teneur en eau sur échantillon. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart type sur une demi-journée de données Sentek et à l'écart type entre les teneur en eau déterminée sur les trois échantillons prélevés.

Vu l'homogénéité des loess, cette étape ne devrait pas être très problématique, mise à part la couche de surface, où la teneur en eau est essentiellement liée à la quantité de matière organique.

2. Transformation de la mesure N Sentek en information de permittivité relative ε_r . Cette étape importante est basée sur les travaux en laboratoire de Schwank et al. (2006)⁶ qui a permis de cerner le comportement électronique de la sonde. Les résultats de cette transformation très non-linéaire sont indiqués sur la figure 7.13.
3. Détermination d'un polynôme du second degré représentant la relation $\theta = f(\varepsilon_r)$ en utilisant l'ensemble des informations disponibles : la calibration *a priori* sur les valeurs $\theta = 0$ (attention, dans les sols secs, $\varepsilon_r \approx 3 > 1$), $\theta = 1$ et l'ensemble des mesures pour toutes les sondes (nous avons donc considéré qu'elles se comportaient toutes de la même manière). Le polynôme optimal est dessiné sur la figure 7.14 avec l'incertitude liée à la détermination de ce polynôme. Cette calibration pour nos loess est loin du polynôme de Topp et al. (1980) utilisé couramment par la communauté. Il faut noter que la mesure située en surface à 10 cm a été affectée d'un poids plus faible que l'incertitude déterminée *a priori* sur les mesures sur échantillon, étant donnée l'importante variabilité de variations de teneur en matière organique à cette profondeur.

La figure 7.14 permet de comparer les teneurs en eau mesurées par la sonde Sentek et calibrées, aux données mesurées sur échantillons. La valeur obtenue à la profondeur de 10 cm est décentrée. L'incertitude est importante, de l'ordre de 5% [vol] et principalement liée à l'incertitude sur la détermination du polynôme de calibration (de l'ordre de 4,5% [vol]). Les mesures massiques des horizons sous-jacents, transformés en teneur en eau volumique par l'extrapolation de la densité apparente, ont été rajoutées sur la figure, et semblent confirmer le polynôme de calibration pour les faibles teneurs en eau.

⁶ce travail est également accessible sur internet, voir le site http://e-collection.ethbib.ethz.ch/ecol-pool/bericht/bericht_449.pdf.

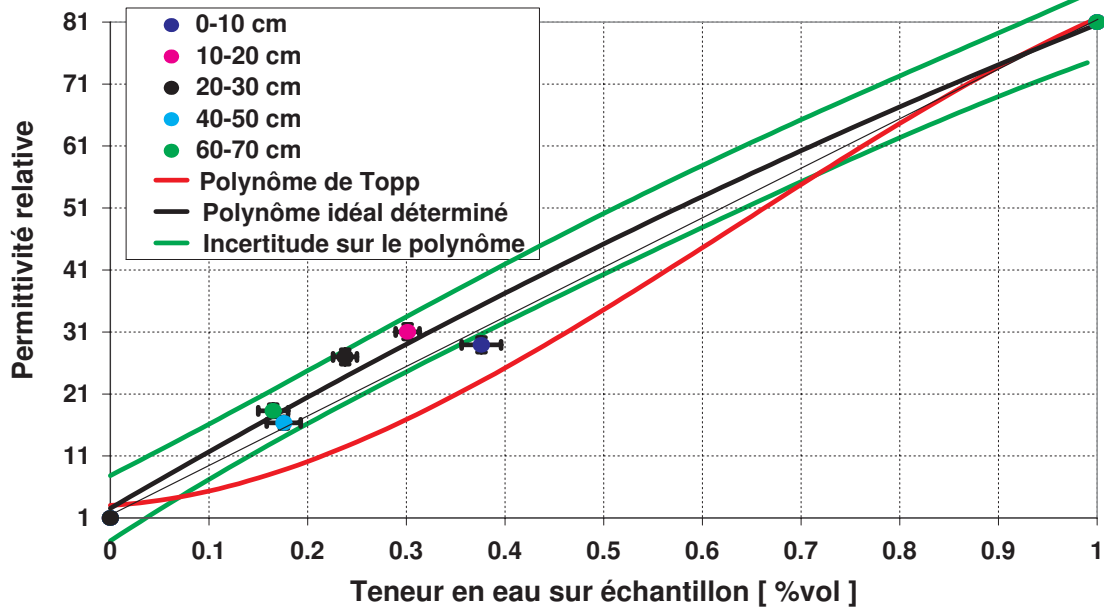


FIG. 7.13 – Comparaison entre la permittivité relative calculée et la teneur en eau sur échantillon. Le polynôme de calibration du second degré qui en découle, ainsi que l'incertitude associée sont dessinés. Le polynôme de Topp et al. (1980), généralement utilisé par la communauté pour calibrer les mesures TDR, est également indiqué.

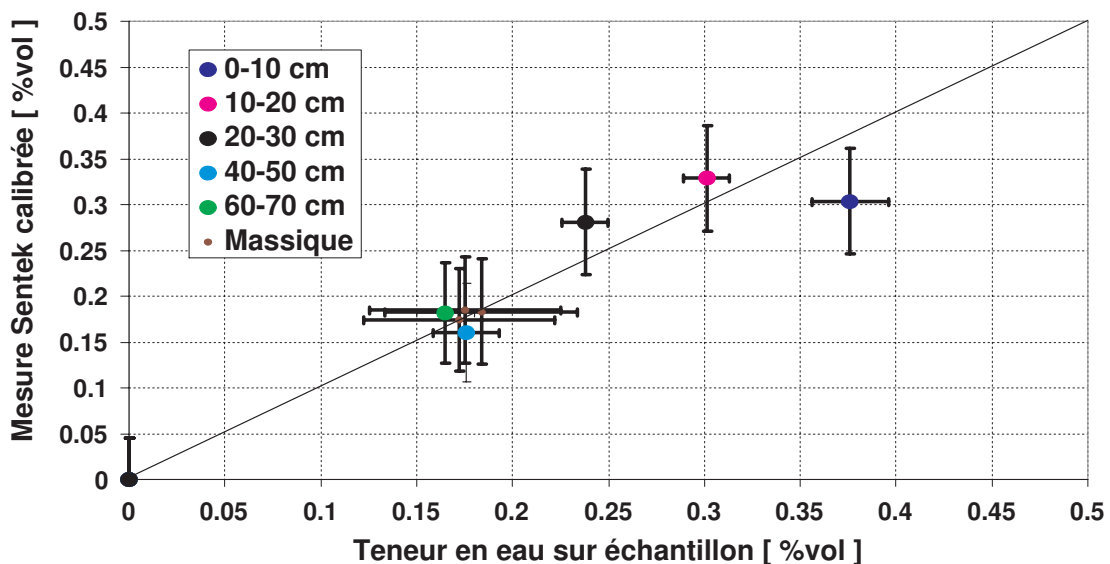


FIG. 7.14 – Comparaison entre les mesures de teneur en eau Sentek calibrées et les teneurs en eau mesurées sur échantillons. Les mesures de teneur en eau massiques des horizons sous-jacents, transformées en teneurs en eau volumique par extrapolation de la densité apparente ont été rajoutées sur cette figure.

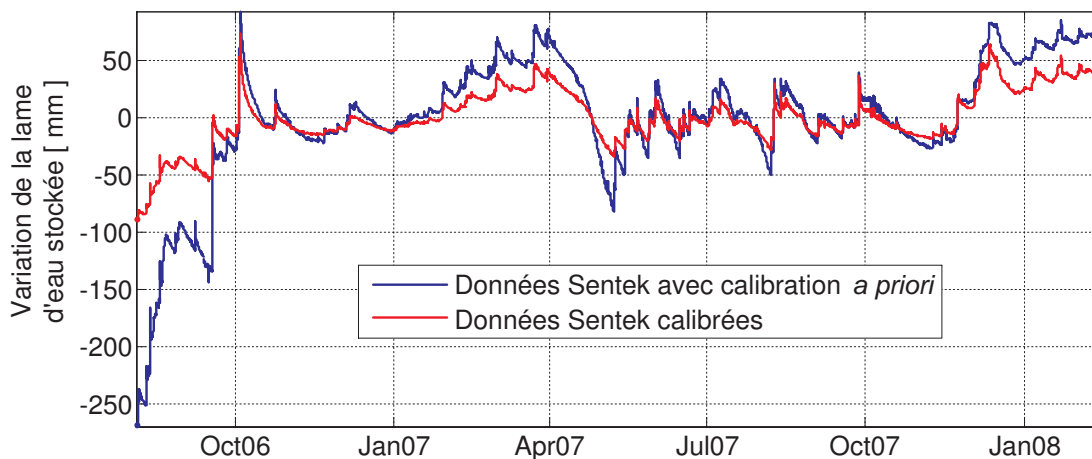


FIG. 7.15 – Variations de la lame d'eau mesurée au-dessus du fort, calibrées et non calibrées.

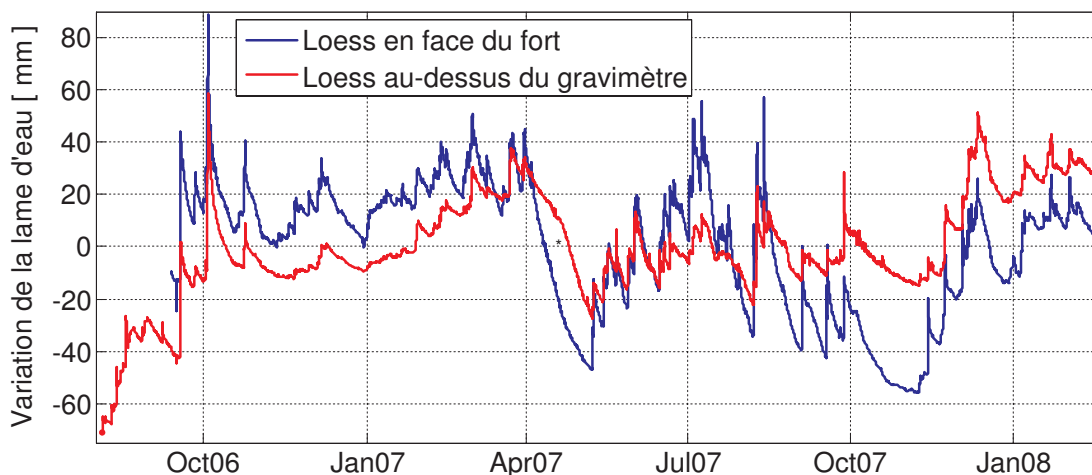


FIG. 7.16 – Comparaison entre les lames d'eau stockées sur les 80 premiers centimètres de loess au-dessus du fort et en face du fort.

La transformation $N \rightarrow \varepsilon_r$ ne dépend que de l'électronique, c'est en tous cas l'hypothèse à la base de notre méthode de calibration. Nous pouvons supposer que la même transformation peut-être appliquée aux sondes situées au-dessus du gravimètre. Par contre, la calibration $\varepsilon_r \rightarrow \theta$ est dépendante des sols et de leur structure, c'est ce qu'illustrent les différences entre la loi empirique moyenne de Topp et al. (1980) et le polynôme de calibration déterminé. Nous avons montré que les loess situés au dessus du fort ont été remaniés et présentent quelques différences par rapport aux loess situés en face du fort. Ces différences sont malgré tout bien moins importantes qu'avec un autre type de sol, argileux ou sableux. Nous avons donc choisi d'extrapoler le polynôme de calibration aux sondes situées au-dessus du fort. Les erreurs doivent donc être ré-évaluées.

Cette calibration hautement non linéaire semble absolument nécessaire vu la figure 7.15. Les variations de faibles teneur en eau sont largement sur-estimées sans calibration, ce qui a pour principal effet de largement amplifier les variations long terme de la lame d'eau. Après calibration, l'amplitude de la variation est divisée par trois pour certaines sondes. La variation annuelle de la lame d'eau mesurée est

également réduite à 100 *mm* qui est cohérent avec l'ordre de grandeur donné par la climatologie.

7.3.3 Comportements différentiels entre les loess

La figure 7.16 montre les différences entre les stocks d'eau mesurés au-dessus du fort et dans les loess non remaniés en face du fort. Les variations à court terme ont une dynamique équivalente et sont très ressemblantes. Ceci est rassurant, puisqu'à ces échelles de temps, les variations d'eau stockée sont principalement déterminées par les forçages météorologiques, homogènes à cette échelle.

Des différences marquées apparaissent lors de la mise en place de la végétation en avril 2007 à cause de la demande évaporatoire. La végétation est en effet beaucoup plus touffue dans les sols en face du fort qu'au dessus du gravimètre.

Une dernière différence importante apparaît à long terme : le toit en béton du fort sous la couche de loess limite les flux verticaux. Ils sont ainsi moins bien drainés en profondeur, contrairement aux loess en face du fort. Ceci est important pour une éventuelle modélisation des variations de stock, le système naturel ne dispose d'une épaisseur de sol limitée à 1 *m*.

7.3.4 Estimation de l'erreur sur la lame d'eau

Le travail sur la calibration des données a permis de mettre en évidence une erreur de l'ordre de 5% [*vol*] sur la mesure de la valeur absolue de la teneur en eau. Pour les variations de teneur en eau, (la grandeur qui nous intéresse) nous nous tiendrons aux erreurs potentielles de mauvaise détermination du polynôme de calibration, estimées à 15% sur la détermination de la lame d'eau.

D'autres erreurs sont sûrement plus marquées. L'extrapolation de la mesure Sentek, représentative d'un volume de quelques centimètres cubes, à des volumes de sols intégrés par le gravimètre, de l'ordre de plusieurs centaines de mètres cubes est notamment la plus importante. Bien que les forçages atmosphériques soient constants à cette échelle, les comportements hydro-dynamiques peuvent varier suivant les modifications de la structure du sol et de la végétation. Il est très difficile de quantifier cette incertitude. Comparé à d'autres observatoires (Membach, Moxa), le site de Strasbourg est situé dans un contexte très homogène, où la mesure ponctuelle de teneur en eau peut finalement être considérée comme représentative à l'échelle de plusieurs mètres. Ainsi, il est donc beaucoup plus facile d'y quantifier la contribution de l'hydrologie locale.

7.4 QUANTIFICATION DES DÉFORMATIONS HYDROLOGIQUES

Nous allons explorer dans cette section chaque échelle spatiale susceptible de contribuer aux variations de gravité observées. Pour l'échelle locale en particulier, nous séparerons également la contribution de chaque unité hydrologique.

Le signal gravimétrique a préalablement été nettoyé comme suit (Boy, J.P., communication personnelle) : aux variations de gravité brutes ont été retirées les effets dus à la rotation, aux marées longues périodes, aux effets de surcharge océaniques et aux effets de surcharge atmosphérique (Boy, 2007) avant l'analyse des marées.

7.4.1 Échelle globale

La redistribution des masses d'eau à l'échelle continentale est une contribution non négligeable aux variations de gravité observées, comme indiqué dans la partie 3.1.4, page 30. Le calcul de cette déformation est décrit dans (Boy & Hinderer, 2006), le modèle hydro-météorologique de l'ECMWF⁷ ayant été utilisé comme forçage (Boy, J.P., communication personnelle). Les masses d'eau situées à l'aplomb du gravimètre n'ont pas été prises en compte.

Cette contribution est principalement annuelle, d'amplitude 40 nm.s^{-2} , maximale est février et minimale en septembre.

7.4.2 Échelle locale : nappe perchée des sables

La nappe des sables sous le gravimètre est libre et ses variations de niveau sont en opposition de phase par rapport au stock d'eau dans les sols au dessus du fort. Vu la position relative de ces deux unités hydrologiques par rapport au gravimètre, on peut donc s'attendre à ce que ces deux effets s'additionnent. Renaud (2000) évalue une admittance de $200 \text{ nm.s}^{-2}.\text{m}^{-1}$ d'eau mesurée à l'aide des mesures absolues.

Il y a tout de même une petite difficulté : un volume d'eau qui arrive dans l'aquifère des sables a transité dans les loess sous le gravimètre, il a donc déjà généré une contribution gravimétrique. Les variations de piézométrie ne sont que la condition aux limites d'un flux vertical mis en place dans les 35 m de loess sus-jacents, et ne peuvent être considérées comme une mesure de la quantité d'eau sous le gravimètre, vu la lenteur des écoulements verticaux. Par contre, celle-ci doit continuer d'être mesurée afin de permettre la mise en place d'une modélisation adaptée.

Les mesures piézométriques et la courte série temporelle d'humidité des sols à la profondeur de 1,70 m montrent que la contribution de ces flux profonds reste limitée à des variations annuelles et long terme uniquement d'une amplitude de l'ordre de 20 nm.s^{-2}

7.4.3 Contribution des sols loessiques : distribution de la lame d'eau

La figure 7.15, page 196 a permis de mettre en place la variation de lame d'eau stockée dans les sols au-dessus du gravimètre. La seconde étape, comme l'indique la méthodologie mise en place dans le chapitre 5.3.2, page 111, nécessite à présent de distribuer cette lame d'eau afin de calculer la relation linéaire entre l'eau stockée et attraction newtonienne.

⁷La physique de ce modèle global est équivalente au modèle GLDAS. Il est fourni au pas de temps de 6 h, sur une grille d'environ 0.2°

A nouveau, la distribution de la lame d'eau nécessite un modèle numérique de terrain. La sensibilité locale du gravimètre demande par contre la mise en place d'un MNT précis pour satisfaire aux besoins déterminés dans la partie 3.1.5, page 34.

La NASA propose un modèle numérique de terrain à la résolution d'approximativement 90 m sur l'ensemble du globe⁸. Ce MNT ne semble pas tout à fait adapté à la problématique de calcul du signal local pour trois raisons :

1. La résolution ne permet pas de décrire les variations rapides de topographie aux alentours de l'instrument, dont la contribution peut être non négligeable (par exemple la dépression qui permet d'entrer dans le fort).
2. Les altitudes relatives entre le gravimètre et les points situés à l'aplomb ne sont pas forcément réalistes. Une méthode consiste à modifier l'altitude du gravimètre pour que la distance entre le gravimètre et la maille sus-jacente soit réaliste.
3. Le MNT a été déterminé à partir de données radars, qui sont réfléchies à la cime des arbres. La comparaison avec un MNT de l'IGN montre un rmse de 3 m, avec des *extrema* atteignant ± 20 m.

Une prospection RTK (Real Time Kinematic) de 600 points a donc été effectuée en proximité immédiate du fort (Ferhat, G. et Delinage, C., communication personnelle). Cette méthode GPS différentielle permet d'atteindre une précision de 25 cm (déterminée à partir de l'effet pépète du variogramme). Le scan des courbes de niveau de la carte topographique IGN au 1/25 000 a permis de compléter l'échantillonnage pour des distances intermédiaires. La position de la masse test du gravimètre a également été positionnée au tachéomètre. Deux MNT à deux échelles différentes ont ainsi été mis en place pour respecter les contraintes liées à l'échantillonnage :

- un MNT de 120 m de côté, construit uniquement avec les données RTK avec une résolution sur-échantillonnée à 0.3 m (voir figure 7.17). Il a été construit par krigeage, en prenant en compte un effet pépète de 25 cm et une direction d'anisotropie *a priori* de $N30^\circ$, direction principale du fort ;
- un MNT de 2 km de côté ayant une résolution de 3 m, déterminé en couplant les données RTK et les courbes de niveau scannées. La même méthode de krigeage a été utilisée.

Ces deux géométries permettent de calculer l'attraction newtonienne générée par une répartition uniforme d'une lame d'eau de 1 mm sur la topographie. L'intégration sur une zone de 1 km autour du gravimètre donne une admittance de $0.305 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mm}^{-1}$. La dépendance de cette admittance en fonction du rayon d'intégration (voir la figure 7.17) montre que les masses les plus importantes se situent à moins de 30 m du gravimètre.

Vu le faible rayon d'intégration, le calcul de la distribution de l'eau par l'indice topographique n'apporte pas beaucoup plus d'information.

Il faut noter que la non prise en compte de la variation d'altitude d'une épaisseur de sol d'un mètre induit une sous-estimation de l'admittance de 1,5%. Il est ainsi suffisant de considérer une lame d'eau plaquée sur la topographie pour calculer la contribution.

⁸Voir le site internet <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.

7.4.4 Confrontations

La figure 2.7, page 20 a montré que les données non calibrées expliquaient correctement les variations rapides de gravité. La calibration des sondes Sentek, effectuée dans la partie 7.3.2, page 193 a également permis de mieux contraindre les variations de teneur en eau à plus long terme, il faut à présent valider l'admittance calculée dans la partie précédente.

Malheureusement, nous ne disposons que d'une année de données concomitantes pour confronter les données de teneur en eau avec les données gravimétriques, l'interprétation sera donc relativement limitée.

La figure 7.18 montre la confrontation entre le signal gravimétrique enregistré et la contribution locale, avec et sans correction du signal global. Ces deux figures permettent de dresser les conclusions suivantes :

- le couplage des mesures hydrologiques calibrées et de l'attraction newtonienne déterminée par l'admittance déterminée montre un bon accord à court terme ;
- la correction préalable de la contribution globale aux variations de gravité permet d'améliorer l'accord entre la contribution locale modélisée et le signal gravimétrique. Le mois d'avril 2007 a été une période chaude pendant laquelle la végétation s'est développée, à Strasbourg mais également sur toute l'Europe. Ainsi, même à l'échelle du mois, les signaux locaux et globaux peuvent être corrélés, et dans notre cas, opposés en signe ;
- les données confirment le mélange des contributions locale et globale dans les observables géodésiques. Le signal global participe pour 1/3 de l'amplitude du signal hydrologique de surface, la partie locale représentant 2/3 de l'amplitude.

7.4.5 Défauts de modélisation

Ces deux prédictions hydrologiques n'expliquent pas à elles seules l'ensemble des résidus gravimétriques observés. A court terme par exemple, les résidus sont principalement liés à des phénomènes atmosphériques. A long terme, il reste un ensemble de contributions connues, non encore modélisées :

1. la contribution hydrologique liée aux variations de teneur en eau dans les sols sous le gravimètre, problème que nous avons déjà soulevé dans la partie 7.4.2, page 198 et qui reste à modéliser proprement. La figure 7.18 montre en effet que l'information piézométrique a du sens vis-à-vis des résidus long terme ;
2. la contribution atmosphérique dite "3D", c'est à dire liée aux variations des masses atmosphériques qui ne s'expriment pas en surface par des variations de pression. Cette contribution, ayant un impact autant à court terme (Meurers, 2000) qu'à une période annuelle où elle peut atteindre 10 nm.s^{-2} (Neumeyer et al., 2004).
3. le contribution de la circulation océanique, signal annuel d'amplitude 5 nm.s^{-2} (Boy & Hinderer, 2006).

Il est ainsi difficile de conclure de façon définitive sur les modélisations effectuées. La contribution hydrologique locale des loess a été effectuée sans faire appel à une méthode de calibration sur les données géodésiques, ce qui lui confère une robustesse rassurante. Les modélisations ont été validées à court terme sur les précipitations et sur une période évaporatoire intense de l'ordre d'un mois. La longueur de la série temporelle ne permet pas de raffiner la discussion. Il faut à présent travailler sur la modélisation des trois autres contributions.

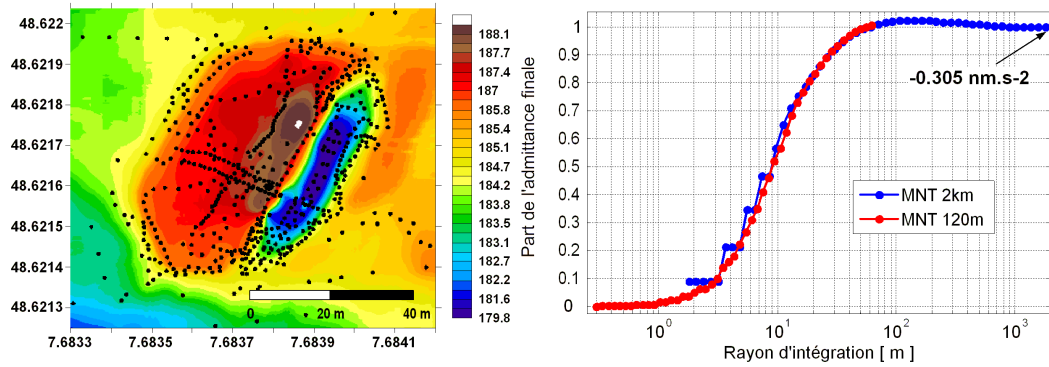


FIG. 7.17 – A gauche : Zoom sur le MNT local de 120 m de côté, les points noirs correspondent aux points RTK. A droite : admittance pour une lame d'eau uniforme répartie sur la topographie, en fonction du rayon d'intégration. L'admittance converge vers la valeur de 0.305 nm.s^{-2} .

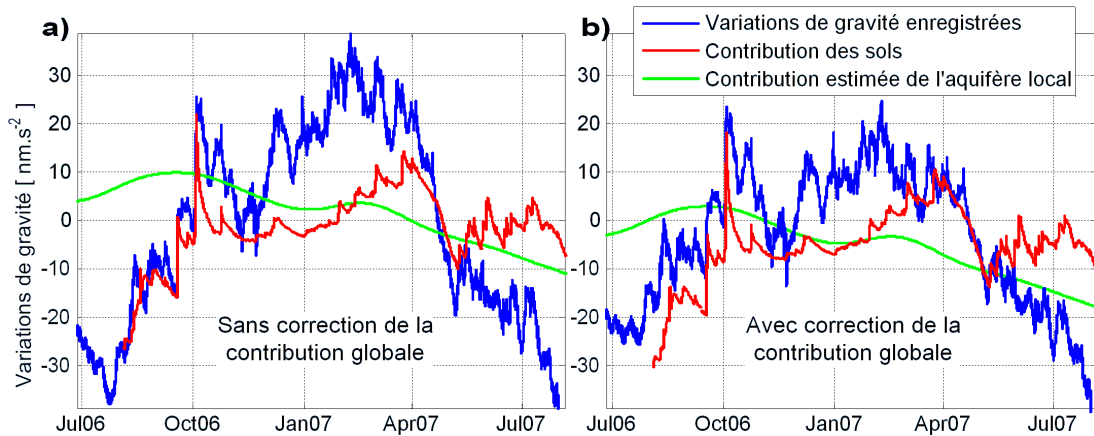


FIG. 7.18 – Confrontation entre la contribution modélisée des sols et les données enregistrées. a) avant correction de l'hydrologie globale, b) après correction de l'hydrologie globale. En vert, la contribution de l'aquifère local des sables sous-jacents estimée à partir des données de piézométrie enregistrées. La figure a) correspond à la figure 2.7, page 20 après calibration des sondes Sentek.

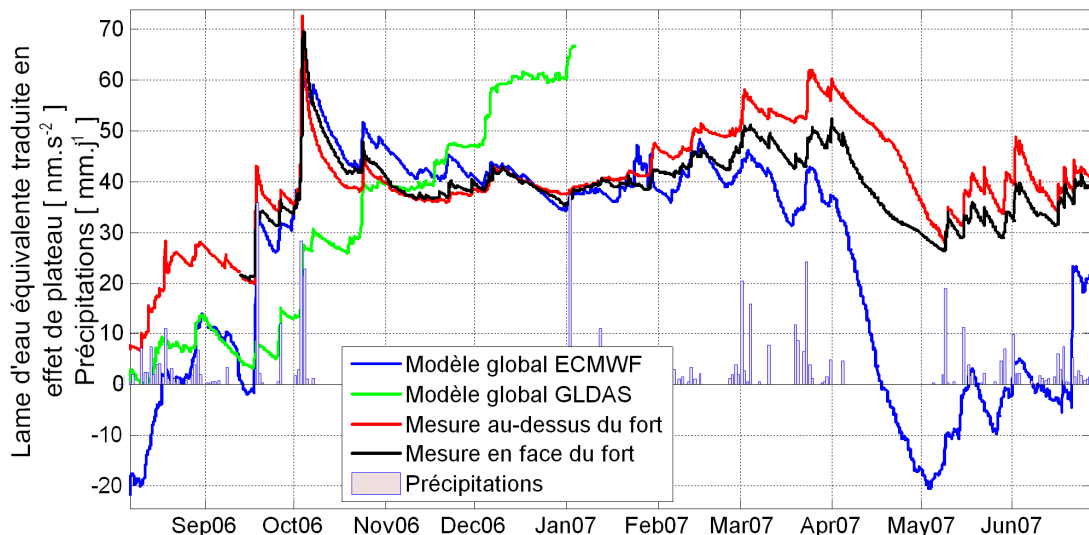


FIG. 7.19 – Confrontation entre les systèmes hydro-météorologiques globaux GLDAS et de l'ECMWF et les mesures locales de teneur en eau. La lames d'eau modélisées est exprimée en effet de plateau (multipliées par $0.42\text{nm}\cdot\text{s}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$).

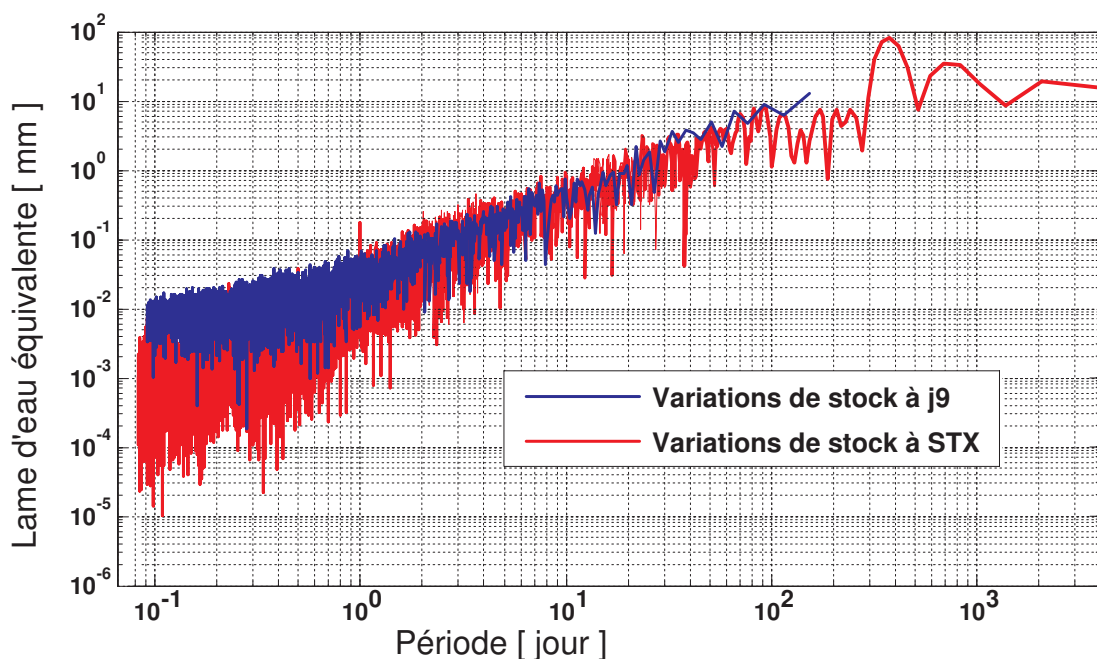


FIG. 7.20 – Contribution fréquentielle des variations de stock d'eau, telle que mesurée par les sondes Sentek. La contribution fréquentielle de l'unité hydrologique régionale de Sainte-Croix-aux-Mines a été superposé sur la figure.

7.4.6 Un modèle global pour corriger l'hydrologie locale ?

Derrière cette question se cache les bons résultats obtenus par Boy & Hinderer (2006) pour expliquer des résidus gravimétriques long terme en utilisant uniquement des modèles hydro-météorologiques continentaux pour décrire les surcharges globales et locales.

Nous avons montré dans la partie 6.2.4, page 162 que le système hydro-météorologique GLDAS était capable d'appréhender les variations annuelles de stock d'eau à l'échelle régionale, il avait par contre beaucoup plus de difficultés pour l'échelle locale. Nous avons également mis en avant que les variations annuelles modélisées cachaient diverses compensations entre les différents flux hydrologiques, d'où la difficulté de décrire des phénomènes à des échelles de temps inférieures (pour lequel le modèle GLDAS n'est pas adapté). La figure 7.19 confirme cette observation.

Comme l'a souligné Decharme (2005), la physique des modèles hydro-météorologiques induit des erreurs qui sont au second ordre comparé aux biais liés aux paramètres de surface et aux précipitations. La description des précipitations est en particulier essentielle.

Le système hydro-météorologique global de l'ECMWF semble beaucoup plus performant que GLDAS, en tous cas pour notre zone d'étude. Les précipitations et les écoulements semblent relativement bien décrits (les différences sont par contre marquées pour septembre 2006 et juin 2007). Le cycle long terme semble également sur-évalué par rapport aux mesures locales, notamment la période sèche d'avril 2007, que nous avons validé sur les données gravimétriques.

Il semble malgré tout difficile qu'un modèle hydro-météorologique maillé puisse modéliser un comportement local et notamment la contrainte de flux nul à un mètre de profondeur imposé par le toit du fort. La lame d'eau mesurée par la mesure effectuée en face du fort, dans des loess non remaniés est également mal décrite. Il reste ainsi un problème d'échelle, qui limite la capacité de description des modèles maillés à l'échelle locale, même si les forçages météorologiques sont décrits d'une manière satisfaisante.

7.4.7 Contribution fréquentielle à J₉ et FCN

La figure 7.20 montre la contribution fréquentielle de l'hydrologie locale mesurée par les sondes Sentek. La contribution d'origine hydrologique pour les périodes de l'ordre de 12 h est estimé à $2 \cdot 10^{-2} \text{ nm.s}^{-2}$, c'est-à-dire 2 nGal soit de l'ordre de grandeur de l'amplitude théorique de la FCN (Free Core Nutation, voir la figure 1.5, page 7). Meurers et al. (2007) montrent que la correction court terme des précipitations permet d'améliorer de 10% l'incertitude sur la détermination des facteurs gravimétriques.

Des tests sur des données synthétiques, en injectant un bruit hydrologique réaliste, permet de confirmer cette remarque (Rosat, S., communication personnelle). Il faut tout de même noter que les précipitations modifient la valeur des facteurs gravimétriques, le shift induit restant inférieur à l'intervalle d'incertitude.

7.5 VERS UNE MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Les sondes hydrologiques n'ont été installées qu'en août 2006 mais le gravimètre supraconducteur enregistre des données depuis 1987. Il serait intéressant de mettre en place un modèle hydrologique qui permette d'appréhender les variations de stock d'eau sur la période manquante.

Le modèle CLSM (Catchment-Based Land Surface Model) a été choisi pour plusieurs raisons :

- ce modèle permet d'utiliser pleinement l'ensemble des ré-analyses Safran, disponibles au pas horaire sur une maille de 8 km depuis 1981. Ces données permettent de modéliser l'effet de la végétation, dont la contribution est non négligeable à l'échelle annuelle. Malheureusement, nous n'avons pu disposer de ces données pour la période août 2006 - juillet 2007, ce qui aurait permis de comparer la performance du modèle avec les mesures d'humidité du sol en place. Nous montrerons les premiers résultats déterminés avec les forçages sur la période août 1999 - juillet 2006 ;
- le modèle, décrit dans la partie 4.3.2, page 73, permet de modéliser aussi bien les flux verticaux que les flux de redistribution latéraux, ce qui nous semblait important au moment de l'étude ;
- il s'agissait également d'un test : peut-on appliquer un modèle dont le support spatial est le bassin versant à une colline ? D'une manière générale la réponse attendue est négative, nous voulions tout de même tester le réalisme de la "base physique" du modèle CLSM. Les performances du modèle seraient déterminées grâce aux mesures de teneur en eau.

Ces travaux se sont déroulés en deux étapes. Tout d'abord la mise en place du modèle à l'aide de forçages mesurés par la station météorologique installée en 2004. La station ne fournissant pas l'ensemble des forçages nécessaire pour alimenter le modèle, certains ont dû être re-calculés (Rinaldi, S. et Gascoin, S., communication personnelle). Les sorties du modèle sont comparées aux mesures de teneur en eau. Enfin, l'extrapolation des paramètres du modèle, qui permettra de faire tourner le modèle avec des forçages Safran plus précis (Gascoin, S., communication personnelle). Les sorties sont alors comparées aux données gravimétriques enregistrées.

Ce travail n'est pas abouti et pose beaucoup de questions non encore résolues. Nous avons tout de même décidé de l'intégrer dans ce manuscrit.

7.5.1 Mise en place du modèle CLSM

Les différents paramètres hydro-dynamiques utilisés pour initialiser le modèle CLSM sont définis par les valeurs génériques de la classe de sol *Silt*. Les paramètres mesurés sur échantillons dans la fosse n'ont pas été conservés, parce que représentatifs à l'échelle de quelques centimètres seulement. Il faut également rajouter les paramètres de végétation (indice de surface foliaire, hauteur de rugosité, albédo, fraction transpirante en moyenne). La classe de végétation choisie est la classe "Grass" qui correspond à la végétation présente sur le site.

Le modèle utilise également la distribution des indices topographiques pour déterminer la redistribution latérale de l'eau, qui est intégrées par le biais d'une loi Gamma. La figure 7.21 montre la distribution déterminée à partir du MNT SRTM de résolution 90 m. Ces indices calculés ne sont réalistes que pour les versants de la col-

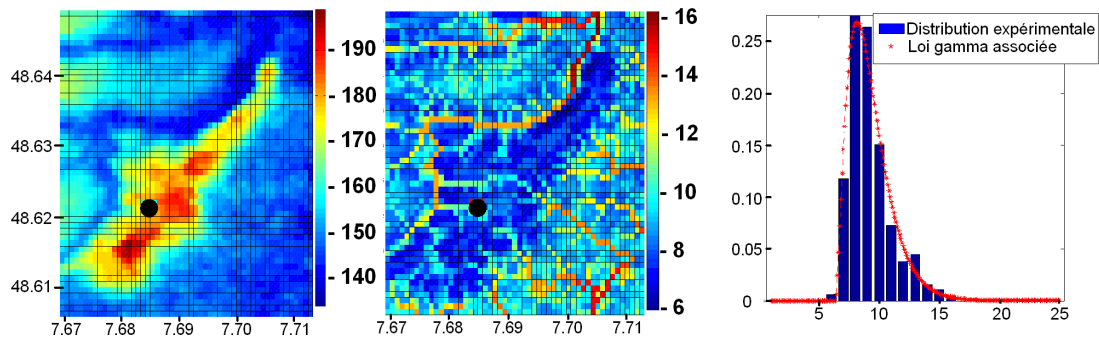


FIG. 7.21 – De gauche à droite : MNT de la colline de Hausbergen, Indice topographique déterminé, distribution de cet indice, et comparaison à la Gamma la plus proche.

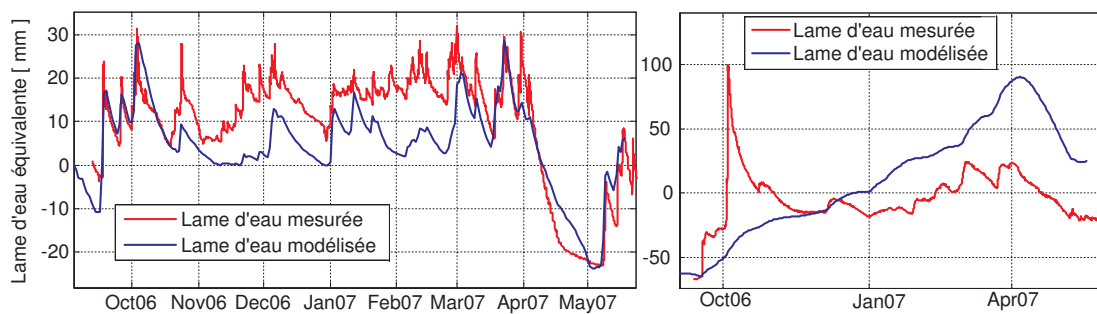


FIG. 7.22 – Confrontation entre les lames d'eau mesurées par les sondes Sentek et modélisées par CLSM. A gauche : pour la zone racinaire, à droite pour une épaisseur de sol de 10 m.

line. En effet, le bassin versant associé à la rivière à l'ouest de la colline, par exemple, n'est pas considéré dans son intégralité. La distribution des indices topographiques est intégrée dans CLSM sous la forme des trois premiers moments de la loi Gamma représentant au mieux les données.

Le modèle CLSM a été forcé avec les séries temporelles mesurées par la station météorologique pour la plus grande majorité, d'autres ont du être calculés à partir de ces données (Rinaldi, 2007). Les mesures de précipitations ont dues être nettoyées de quelques artefacts, visibles sur la figure 7.19 (la pluie du 3 janvier 2007, par exemple, qui n'existe pas en réalité).

Le modèle n'a pas été calé, nous avons conservé la paramétrisation *a priori* pour les types de sol et de végétation. La confrontation entre les teneurs en eau modélisées par CLSM et les données calibrées de teneur en eau mesurées par la sonde Sentek située en face du fort, sera menée à la fois sur la zone racinaire et la zone de sol (voir la figure 7.22).

Malgré le non-respect de certaines hypothèses fondamentales du modèle, les différentes incertitudes et difficultés méthodologiques liées à sa mise en place sur la colline, les variations de lame d'eau mesurées et prédites pour la zone racinaire sont très cohérentes. Il faut noter le bon comportement du modèle lors de la mise en place de la végétation en avril 2007, ce qui sous-entend une bonne estimation de la transpiration de la végétation. Il semble que les données de précipitation ne soient pas optimales, tous les événements court terme générés par les précipitations n'étant pas visibles sur les mesures de teneur en eau. Nous avons déjà émis des réserves sur

le capteur de précipitation installé.

Parmi les sorties des modèles, les ruissellements de surface et de subsurface posent des problèmes. En effet, le site d'étude à proximité des sondes de teneur en eau est plat, alors que le modèle travaille à l'échelle de la colline qui ne l'est pas. Le ruissellement est donc surestimé, les infiltrations souterraines sont en conséquence sous-estimées. C'est ce qu'on observe sur la couche de sol, les variations modélisées sont faibles par rapport aux observations et la vitesse des écoulements verticaux lors des grosses pluies n'est pas représentée. Il faut tout de même noter que l'interprétation des résultats pour la couche de sol est sujette à caution, les variations de teneur en eau n'étant mesurées que sur une épaisseur de $1,7\text{ m}$, à comparer à l'épaisseur de 10 m modélisée. L'interprétation des résultats est conduite sur une série temporelle inférieure à une année, ce qui est enfin problématique pour cette couche.

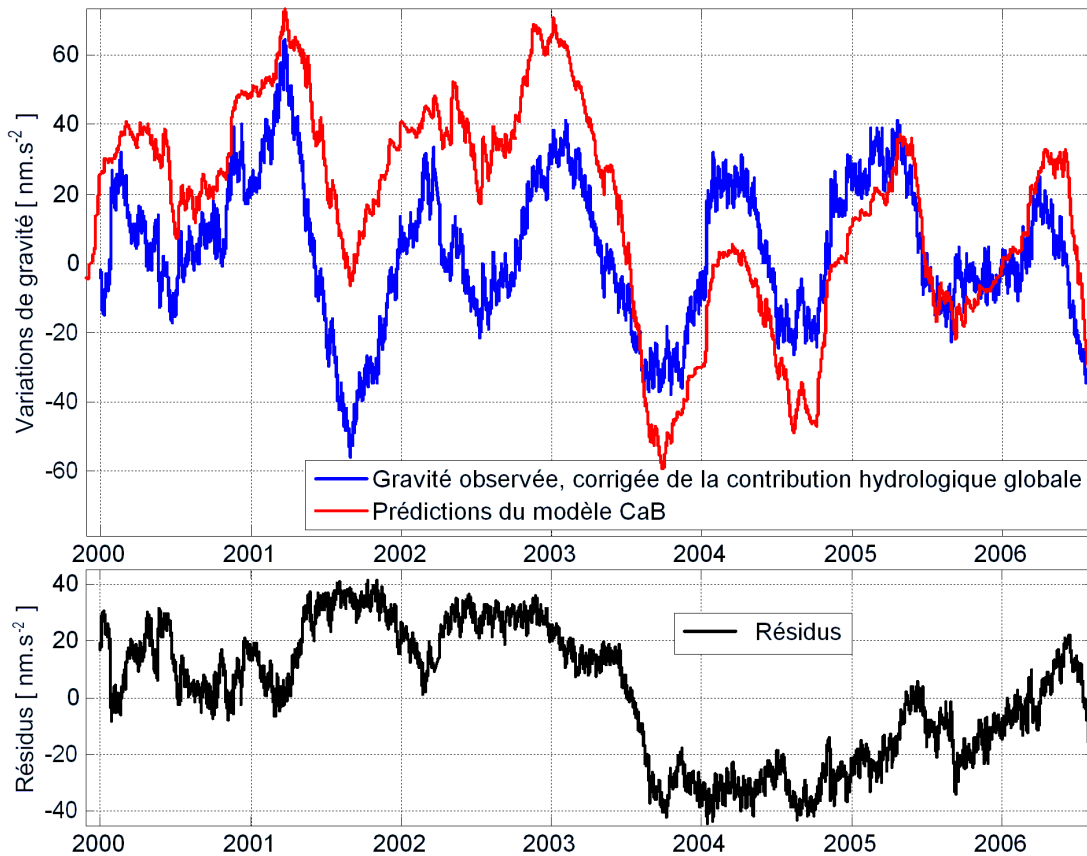


FIG. 7.23 – Confrontation entre le signal gravimétrique corrigé des effets de la contribution globale avec la modélisation du stock d'eau par CLSM, traduite en terme d'attraction newtonienne à l'aide de l'admittance de $-0.3\text{ nm.s}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ déterminée précédemment.

7.5.2 Confrontation de la modélisation avec les données gravimétriques

Malgré l'ensemble des problèmes liés à la mise en place du modèle, nous avons considéré les résultats comme encourageants. Nous voulions initialement modéliser la contribution locale aux variations gravimétriques à l'aide d'un modèle, nous avons donc conservé ce modèle, ainsi que la paramétrisation *a priori*. L'accès aux données Safran sur la période août 1999 - juillet 2006 a permis d'améliorer la qualité des forçages atmosphériques.

La figure 7.23 montre la confrontation entre le signal gravimétrique corrigé des effets de la contribution globale avec la modélisation de la lame d'eau stockée par CLSM, transformée en déformation gravimétrique à l'aide de l'admittance de $-0.3 \text{ nm.s}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ déterminée précédemment. Étant donné que le toit du gravimètre fait office de limite de flux nul, nous avons considéré que l'ensemble variations de masse d'eau considérées étaient concentrées dans la couche de surface.

Il faut rappeler deux éléments importants avant d'interpréter les résultats :

- du point de vue hydrologique, les hypothèses fortes sous-jacentes à l'utilisation d'un modèle qui travaille à l'échelle de la colline
- du point de vue géodésique, le fait que les contributions de la circulation océanique et de l'atmosphériques ne soient pas corrigées dans les séries temporelles observées, contributions principalement annuelles et dont les amplitudes sont de l'ordre de 10 nm.s^{-2} . La contribution long terme et annuelle des variations de masse d'eau sous le gravimètre n'est pas modélisée non plus, elle est estimée à 20 nm.s^{-2} .

L'accord entre les modélisations et les observations est assez remarquable compte tenu des précautions à prendre. Plus que l'amplitude, la dynamique des variations semble bien décrite, autant à court terme, montrant la robustesse des forçages météorologiques, qu'à une échelle plus annuelle, ce qui montre une relativement bonne description des processus hydrologiques. La principale divergence est liée à l'épisode de canicule de l'été 2003, ce qui tend à indiquer que le modèle a surestimé l'évapotranspiration lors de cet épisode climatique très particulier. Il reste également un signal annuel à pluri-annuel de l'ordre de 20 nm.s^{-2} (soit une lame d'eau d'approximativement 7 mm), sûrement lié aux variations de masse d'eau sous le gravimètre.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Cette partie a permis d'appliquer la méthodologie développée pour appréhender la contribution de l'hydrologie locale aux variations de gravité observées à l'observatoire de Strasbourg. Ainsi, nous avons mis en place et calibré un système de suivi hydrique des sols loessiques situés juste au-dessus du gravimètre et précisé la géométrie de l'unité de stockage d'eau dans un rayon de 30 m, qui concentre 90% de la sensibilité spatiale du gravimètre à l'échelle locale.

La confrontation avec les données gravimétriques montre un très bon accord lors des précipitations et d'un épisode de mise en place de la végétation, le système de mesure a ainsi été validé pour des échelles de temps inférieures à un mois. À des échelles de temps plus importantes, la correction des effets hydrologiques globaux est nécessaire pour améliorer cet accord. Nous avons également montré que la contribution gravimétrique à l'échelle continentale représente $1/3$ du signal hydrologique total en amplitude. D'autres contributions n'ont pas encore été traitées, telle que les variations de masse d'eau stockée dans l'épaisseur de 30 m de loess située sous le gravimètre et dont la contribution annuelle et pluriannuelle est mesurable. Il reste également à quantifier les effets atmosphériques 3D et la contribution de la circulation océanique. Ces dernières remarques valident à nouveau la pertinence de la méthodologie de modélisation physique adoptée.

Nous avons ainsi posé des jalons pour initier une modélisation des variations de stock d'eau à l'aide du modèle CLSM (catchment-based land surface model). Les résultats sont encourageants, malgré le poids des hypothèses, et illustrent l'intérêt du couplage entre le modèle CLSM et les observations gravimétriques. Ces travaux préliminaires laissent en effet entrevoir des perspectives intéressantes, autant du point de vue hydrologique que géodésique.

CONCLUSION GÉNÉRALE

8

La redistribution des masses d'eau sur les surfaces continentales génère une déformation mesurable pour les instruments géodésiques. Ce travail a consisté à quantifier de manière robuste les contributions hydrologiques aux observables géodésiques au sol. Sous hypothèse de stationnarité, la déformation peut être écrite comme le produit de trois grandeurs

1. les caractéristiques élastique de la Terre et de la croûte en particulier,
2. la quantité d'eau,
3. la distribution des masses d'eau,

auxquelles il faut ajouter la sensibilité de l'instrument qui mesure la déformation.

Le couplage entre géodésie et hydrologie demande donc de modéliser (ou mesurer) la quantité d'eau stockée au sein de l'unité hydrologique de taille équivalente à l'échelle spatiale de sensibilité de l'instrument, mais également la distribution de cette eau au sein de cette unité. Il est nécessaire de mettre en place une modélisation hydrologique adaptée à chaque échelle de travail.

Concernant les processus de déformation, nous avons étudié en particulier deux familles de processus de déformation susceptibles d'être forcés par l'hydrologie.

L'attraction newtonienne et la surcharge. C'est le processus de déformation le plus courant qui touche l'ensemble des observables géodésiques. Ces deux processus ont été regroupés dans une même famille parce qu'ils sont tous deux directement liés aux variations de masse d'eau à la surface de la Terre. La déformation induite est soit dynamique (variation du champ de gravité) soit mécanique, liée aux caractéristiques élastiques de la croûte.

Plusieurs échelles spatiales de sensibilité ont été définies, suivant l'instrument avec lequel cette déformation est observé (elles sont illustrées sur la figure 3.5, page 33). Ainsi, les gravimètres sont sensibles aux échelles locales (de la parcelle) et continentales, alors que les inclinomètres sont sensibles aux échelles locale et régionale (du bassin versant).

Ces déformations ont été appréhendées grâce à des fonctions de Green, qui décrivent le comportement élastique de la Terre en réponse à une sollicitation ponctuelle d'une masse unitaire. Des méthodes ont été mises en place pour calculer cette déformation avec une erreur inférieure à 10%.

La déformation de fracture. Les variations de niveau d'eau au sommet d'une colonne d'eau connectée génère une pression constante sur l'ensemble de cette

colonne. La déformation induite a été explorée sous différentes géométries de fracture. Les inclinomètres et les extensiomètres, en particulier, sont sensibles aux déformations locales induites.

Concernant la modélisation hydrologique, l'hypothèse de stationnarité permet de séparer la quantification des variations temporelles de stock d'eau et la position de ces masses d'eau. Ces deux questions ont donc pu être traitées séparément :

La question de la quantité d'eau peut être résolue soit par de la modélisation hydrologique, soit grâce à des mesures dont la représentativité spatiale doit être équivalente à l'échelle de sensibilité de l'instrument considéré.

Concernant la modélisation, le bilan de l'unité hydrologique modélisée dans son intégralité permet de relier les variations de stock ΔS aux différents flux de précipitations P , de débit à l'exutoire Q_s , d'évapotranspiration réelle ETR et d'échanges souterrains IGF tel que

$$\Delta S(t) = S(t) - S_0 = \int_t [P(t) - Q_s(t)] dt - \int_t [ETR(t) + IGF(t)] dt$$

La variation de stock peut être écrite comme la somme de deux intégrales. La première contient les quantités mesurables $P - Q_s$, la seconde les quantités non mesurables à l'échelle du bassin versant et qui ont besoin d'être modélisées, $ETR + IGF$. Cette séparation est également représentative de la contribution fréquentielle de chaque flux aux variations temporelles du stock d'eau.

La confrontation entre différents modèles hydrologiques met en évidence des divergences marquées dans les évolutions temporelles du stock. La mesure des variations de stock permettrait ainsi de cerner le réalisme physique des différents flux modélisés, d'où l'intérêt des méthodes géodésiques.

La question de la distribution des masses d'eau est plus difficile, nous l'avons abordé par le biais de méthodes géostatistiques si des mesures sont disponibles, ou une méthode conceptuelle basée sur une représentation simplifiée du processus d'écoulement de l'eau en subsurface, c'est-à-dire les indices topographiques.

La méthodologie a été appliquée sur les données d'un gravimètre supraconducteur installé à l'observatoire de Strasbourg et de deux inclinomètres longue base installés pour l'occasion à Sainte-Croix-aux-Mines. Ces deux sites d'étude ont l'intérêt d'être complémentaires sur la sensibilité spatiale des instruments installés. Il a ainsi fallu mettre en place une modélisation adaptée à l'échelle de la parcelle pour le site de Strasbourg et à l'échelle du bassin versant pour le site de Sainte-Croix-aux-Mines.

La confrontation entre déformation modélisée et observée a conduit à soulever l'une des principales difficultés associées au couplage entre l'hydrologie et la géodésie : le mélange des différents processus de déformation dans les observations qui eux-mêmes sont forcés par des processus hydrologiques corrélés dans le temps, notamment à l'échelle annuelle. Le mélange des contributions rend donc difficile l'extraction de l'information propre à chaque unité hydrologique et limite à la fois l'identification des processus hydrologiques mal modélisés et la validation des performances de chaque modèle hydrologique utilisé. Ces observations justifient la méthodologie adoptée.

L'objectif de ce couplage hydrologie - géodésie est double : d'une part, la recherche de signaux géodésiques ténus induit la nécessité de corriger d'une manière précise et robuste la contribution environnementale et hydrologique. D'autre part, la sensibilité importante de ces instruments peut être utilisée comme un outil pour suivre les entités hydrologiques et obtenir des informations sur les variations de stock d'eau et leur distribution au sein d'une unité hydrologique. Les conclusions intéressent donc les deux disciplines :

Du point de vue géodésique, les contributions hydrologiques ne peuvent pas être évitées. Il faut donc développer des méthodes adaptées pour corriger au mieux les séries temporelles, d'autant plus que l'ensemble des signaux environnementaux se mélangent dans les observations. Les méthodes classiques de traitement du signal ne sont pas capables de les séparer. La modélisation de l'ensemble des contributions hydrologiques, sans calage sur les données géodésiques, nous semble absolument nécessaire pour éviter tout calcul partiel et biaisé de cette contribution hydrologique. L'utilisation de modèles hydro-météorologiques globaux pour cerner les variations de stock d'eau locaux est une alternative sérieuse aux méthodes de corrélation à une échelle annuelle. L'utilisation de modèles hydro-météorologiques ayant une résolution spatiale plus fine, et basés sur des ré-analyses d'observations au sol permettent de mieux estimer les forçages hydrologiques à des échelles de temps plus fines. Ces modèles ne permettront pas de décrire un comportement local. La mise en place d'une modélisation adaptée est ainsi nécessaire.

La première étape pour quantifier la contribution hydrologique consiste à déterminer les unités hydrologiques à modéliser en priorité et les processus de déformation associées. L'utilisation de modèles physiques simples ou d'expériences hydrologiques *in situ* permettant de se focaliser sur des processus isolés sont très utiles pour estimer les bons ordres de grandeurs des déformations et comprendre les processus hydrologiques de redistribution d'eau qui doivent être modélisés. Les données géophysiques et climatiques se sont révélées être des outils de premier choix pour cerner les contextes géologiques et hydrologiques et déterminer un signal hydrologique *a priori*.

D'une manière générale, une estimation précise de la contribution hydrologique ne peut pas se réduire aux seuls forçages par les précipitations, en particulier à l'échelle de temps annuelle. Les flux évaporatoires et les écoulements de surface doivent être intégrés à la modélisation hydrologique de la lame d'eau stockée au sein d'une unité hydrologique. Cette remarque est à moduler si les investigations se portent sur des signaux de période inférieure à la journée. En effet, les précipitations sont alors la seule contribution aux variations de stock et génèrent des sauts dans les séries temporelles.

La méthodologie proposée est fondée sur l'hypothèse du comportement quasi-statique des unités hydrologiques, ce qui impose un échantillonnage temporel minimum pour le calcul des effets géodésiques. Le comportement quasi-statique est lié au temps de réaction de l'unité hydrologique qui diminue quand sa surface se réduit. Sous cette limite temporelle, la connaissance du champ de précipitation est d'une importance essentielle. Dans le cas des zones à relief marqué, les variations rapides de la redistribution d'eau par ruissellement doivent également être estimées ou mesurées.

Les inclinomètres nécessitent une attention particulière aux échelles locales et régionales, ces deux échelles étant susceptibles d'avoir des amplitudes et des comportements temporels équivalents. Deux modélisations hydrologiques indépendantes ont été mises en place sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines afin de modéliser la contri-

bution de la fracture et du bassin versant. Ces modèles ont permis de supprimer le comportement annuel marqué de la série temporelle. Cependant, les défauts de modélisation sont encore nombreux et nécessitent de raffiner la prise en compte des processus hydrologiques.

Le contexte géologique homogène du site de Strasbourg a permis d'installer un système de mesure des variations de stock permettant de décrire les variations de gravité générées par les sols qui recouvrent le fort. La confrontation avec les données gravimétriques montre un très bon accord lors des précipitations et d'un épisode de mise en place de la végétation. Le système de mesure a ainsi été validé pour des échelles de temps inférieures à un mois. A des échelles de temps plus importantes, la correction des effets hydrologiques globaux est nécessaire pour améliorer cet accord. Nous avons également montré que le signal global représente $1/3$ du signal hydrologique total en amplitude. D'autres contributions n'ont pas encore été traitées, telle que les variations de masse d'eau stockée dans l'épaisseur de 30 m de loess située sous le gravimètre et dont la contribution annuelle et pluriannuelle est mesurable. Il reste également à quantifier les effets atmosphériques 3D et la contribution de la circulation océanique. Nous avons également posé des jalons pour initier une modélisation des variations de stock d'eau à l'aide du modèle CLSM (*catchment-based land surface model*). Les résultats sont encourageants et laissent entrevoir la perspective de corriger les séries temporelles avant l'installation des sondes, mais également de quantifier les flux d'infiltration sous le fort.

Ce travail permet de mettre en place - ou plus précisément de confirmer - des recommandations générales pour l'installation de futurs instruments, dans le but d'éviter une sensibilité trop marquée aux phénomènes hydrologiques et de faciliter leur prise en charge :

1. d'une manière générale, la contribution hydrologique ne peut pas être évitée. Ainsi, l'estimation de la contribution hydrologique locale et régionale est plus facile à appréhender dans des contextes géologiques et hydrologiques homogènes, où l'instrumentation de suivi hydrologique est représentative sur des surfaces importantes ;
2. les mesures de débit ont le même caractère d'intégration spatiale que les informations géodésiques et sont de fait des données de premier choix pour les échelles locales et régionales ;
3. pour les inclinomètres et extensiomètres : ce sont des instruments extrêmement sensibles aux gradients de charge ou aux gradients de paramètres élastiques. La base de ces instruments fait office de filtre spatial ; les instruments de base courte sont donc probablement plus sensibles à des déformations de fracture que les instruments de longue base. Leur installation dans une zone altérée ou fracturée doit être évitée. Il est également recommandé qu'ils soient installés dans un milieu homogène équivalent à plusieurs fois la longueur de la base pour faciliter les calculs.

Du point de vue hydrologique, la principale question reste liée à l'utilisation potentielle des instruments géodésiques pour l'étude des processus hydrologiques. L'instrumentation géodésique permettrait en effet de mesurer des variations intégrées des variations de stock d'eau aux échelles de la parcelle et du bassin versant, qui est

une information complémentaire aux mesures hydrologiques conventionnelles sur l'état interne d'une unité hydrologique.

La validation des mesures hydrologiques et des flux modélisés est une remarque récurrente dans les comparaisons entre déformations modélisées et observées. Les variations de stock d'eau étant calculées par intégration temporelle des flux modélisés, les erreurs potentielles se cumulent ou se compensent. La confrontation entre différentes modélisations montre en effet des divergences marquées dans les évolutions temporelles du stock. La mesure des variations de stock permettrait ainsi de cerner le réalisme physique des différents flux modélisés. A court terme, les mesures géodésiques permettraient de valider les systèmes de mesure (distribution de la pluie et écoulements de surface). Pour les variations long terme, la géodésie peut apporter des informations complémentaires sur l'évapotranspiration et les flux souterrains.

L'inclinomètre est un instrument sensible à la dissymétrie de la répartition de charge et donc à la répartition des masses d'eau. La distribution de l'eau selon un indice topographique permet de calculer une relation linéaire entre le stock et la déformation compatible avec les observations. La confrontation entre les déformations modélisées et les déformations observées montre un bon accord pour des périodes inférieures à un mois mais des divergences marquées à l'échelle annuelle

Nous avons montré que l'hypothèse de stationnarité n'est que rarement valide à l'échelle du bassin versant; elle a en tous cas été mise en défaut par l'inclinomètre. La modélisation conceptuelle nous a permis de maîtriser d'une manière robuste le bilan hydrologique du bassin versant, caractéristique que nous avons exploitée au maximum de ses capacités. L'inclinomètre étant également sensible à la dissymétrie de la répartition des masses, une meilleure estimation des processus internes permettrait d'améliorer la qualité des déformations modélisées. Cette dernière remarque sous-entend également que les inclinomètres seraient capables de valider des modélisations distribuées.

En pratique, la principale difficulté reste le mélange des différents processus de déformation dans les observations, qui elles-mêmes sont forcées par des processus hydrologiques corrélés dans le temps, à l'échelle annuelle en particulier. Cette caractéristique rend difficile l'extraction de l'information propre à chaque unité hydrologique et limite à la fois l'identification des processus hydrologiques mal modélisés et la validation des performances des modèles hydrologiques.

Ces travaux ont été menés sur les données des instruments géodésiques parmi les plus précis. Les conclusions précédentes peuvent donc être étendues à d'autres instruments, en prenant en compte deux caractéristiques essentielles (rassemblées dans le tableau 2.2, page 21) :

- la résolution qui détermine l'amplitude du signal hydrologique visible
- la dérive de l'instrument qui limite les périodes maximales interprétables lors d'un suivi temporel.

BIBLIOGRAPHIE

- Abott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'Connel, P., & Rasmussen, J., 1986. An introduction to the european hydrological system - système hydrologique européen, she, 1. history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system, *J. Hydrol.*, **87**, 45–59. (Cité page 72.)
- Agnew, D., 2001. Map projections to show the possible effects of surface loading, *J. Geodetic Soc. Japan*, **47**, 255–260. (Cité pages xviii, 31 et 32.)
- Agnew, D. C., 1986. Strainmeters and tiltmeters, *Review of Geophysics*, **24**(3), 579–624. (Cité page 242.)
- Agnew, D. C., 1997. NLOADF : a program for computing ocean-tide loading, *Journal of Geophysical Research*, **102**(B3), 5109–5110. (Cité page 34.)
- Alsdorf, D. E., Rodríguez, E., & Lettenmaier, D. P., 2007. Measuring surface water from space, *Rev. Geophys.*, **45**, RG2002. (Cité page 79.)
- Amalvict, M., Hinderer, J., & Rozsa, S., 2006. Crustal vertical motion along a profile crossing rhine graben from the Vosges to the black forest mountains : Results from absolute gravity, GPS levelling observations, *Journal of Geodynamics*, **41**, 358–368. (Cité page 13.)
- Ambroise, B., Beven, K., & Freer, J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity, *Water Resour. Res.*, **32**(7), 2135–2145. (Cité page 82.)
- Andersen, O. & Hinderer, J., 2005. Global inter-annual gravity changes from GRACE : early results, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01402. (Cité page 5.)
- Andersen, O., Seneviratne, S., Hinderer, J., & Viterbo, P., 2005. GRACE-derived terrestrial water storage depletion associated with the 2003 european heat wave, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18405. (Cité page 8.)
- Antoine, P., 2002. Les loess en France et dans le nord-ouest européen, *Revue française de Géotechnique*, **99**, 3–21. (Cité page 187.)
- Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, in *Trans. Am. Inst. Mech. Eng.*, pp. 54–61. (Cité pages 119 et 147.)
- Bardsley, W. & Campbell, D., 2007. An expression for land surface water storage monitoring using a two-formation geological weighing lysimeter, *Journal of Hydrology*, **In press**. (Cité page 2.)
- Bassin, C., Laske, G., & Masters, G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS Trans AGU*, **81**, F897. (Cité pages xix et 39.)

- Beaumont, C. & Berger, J., 1975. An analysis of tidal strain observations from the United States of America : I. The laterally homogeneous tide, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1613–1629. (Cité pages 53 et 54.)
- Berger, J. & Beaumont, C., 1976. An analysis of tidal strain observations from the United States of America : II. The inhomogeneous tide, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **66**(6), 1821–1846. (Cité pages 44, 46, 53 et 54.)
- Bergström, S. & Forsman, A., 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model, *Nordic Hydrology*, **4**, 147–170. (Cité page 74.)
- Bernard, P., Boudin, F., & Sacks, S., 2004. Continuous strain tilt monitoring on the Trizonia Island, Rift of Corinth, Greece, C.R. *Géoscience*, **336**, 313–323. (Cité page 5.)
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology : the case of physically based models, *Journal of Hydrology*, **105**, 157–172. (Cité page 72.)
- Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling, *Advances in Water Resources*, **16**, 279–298. (Cité page 73.)
- Beven, K. & Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems, *Journal of Hydrology*, **249**, 11–29. (Cité pages 8 et 73.)
- Beven, K. J. & Kirkby, M. J., 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, **24**(1), 43–69. (Cité pages 72, 74, 81 et 296.)
- Biot, M., 1941. General theory of three-dimensional consolidation, *Journal of applied Physics*, **12**, 155–164. (Cité page 52.)
- Bittler, C. & Elsass, P., 2006. Banque régionale de l'aquifère rhénan - programme 2003-2006, rapport brgm/rp-5876-fr, Tech. rep. (Cité pages xxv, 13, 185, 186 et 187.)
- Blöschl, G. & Grayson, R., 2000. Spatial observations interpolation, in *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, pp. 17–50, Cambridge University Press. (Cité pages xxi, 61, 62, 63 et 80.)
- Blöschl, G., Gutnecht, D., Grayson, R. B., Sivapalan, M., & Moore, I. D., 1993. Organisation and randomness in catchments and the verification of distributed hydrologic models, *Eos Trans. AGU*, **74**, 317. (Cité pages 77 et 84.)
- Blum, P., 1962. Contribution à l'étude des variations de la verticale en un lieu, *Ann. Geophys.*, **19**, 215–243. (Cité page 242.)
- Boll, J., Brooks, E., Campbell, C., Stockle, C., Young, S., Hammel, J., & McDaniel, P., 1998. Progress toward development of a GIS based water quality management tool for a small rural watershed : Modification application of a distributed model, in *ASAE Annual Int. Meeting, Orlando*, ASAE, Orlando. (Cité page 111.)
- Bos, M. & Baker, T., 2005. An estimate of the errors in gravity ocean tide loading computations, *Journal of Geodesy*, **79**, 50–63. (Cité pages xix, 35, 36, 37 et 39.)
- Bouchet, R., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle - signification climatique, in *IAHS Publ*, vol. 62, pp. 134–142. (Cité page 65.)

- Boudin, F., 2004. *Développement et validation d'un inclinomètre longue base de subsurface à silice et mercure*, Ph.D. thesis, Université Denis Diderot. (Cité pages xvi, xxvii, 4, 5, 242, 243, 244 et 246.)
- Boudin, F., Bernard, P., Longuevergne, L., Florsch, N., Larmat, C., Courteille, C., Blum, P.-A., Vincent, T., & Kammentaler, M., 2008. A silica long base tiltmeter with high stability and resolution, *Rev. Sci. Instrum.*, **accepted**. (Cité page 242.)
- Boussinesq, J., 1879. Des déplacements que produit, à l'intérieur d'un sol élastique, une pression normale exercée en un point de sa surface., *C.R. des Séances de l'Académie des Sciences*, **88**, 741–743. (Cité page 26.)
- Boussinesq, J., 1885. *Application des potentiels à l'étude de l'équilibre et du mouvement des solides élastiques*, Gauthier-Villars, Paris. (Cité pages 26, 27, 29 et 295.)
- Bower, D. & Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian absolute gravity site, *Phys. Earth. Planet. Int.*, **106**(3-4), 353–369. (Cité pages 108 et 109.)
- Boy, J., 2000. *Effets des surcharges atmosphériques sur les variations de gravité et les déplacements de surface de la terre*, Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur. (Cité page 3.)
- Boy, J., 2007. *Modélisation des surcharges induites par les fluides superficiels*, Ph.D. thesis, HDR de l'ULP, Strasbourg I, Strasbourg. (Cité page 198.)
- Boy, J. & Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data, *Journal of Geodynamics*, **41**, 227–233. (Cité pages 55, 69, 104, 106, 109, 110, 163, 198, 200 et 203.)
- Boy, J., Gégout, P., & Hinderer, J., 2000. Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading, *Geophys. J. Int.*, **142**. (Cité page 170.)
- Boy, J., Llubes, M., Hinderer, J., & Florsch, N., 2003. A comparison of tidal ocean loading models using superconducting gravimeter data, *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2193. (Cité pages 35, 39 et 103.)
- Braitenberg, C., 1999. Estimating the hydrologic induced signal in geodetic measurements with predictive filtering methods, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(6), 775–778. (Cité page 162.)
- Braitenberg, C., Romeo, G., Taccetti, Q., & Nagy, I., 2006. The very broad band long base tiltmeters of Grotta Gigante : secular term tilting the great Sumatra-Andaman islands earthquake of December 26, 2004, *Journal of Geodynamics*, **41**, 164–174. (Cité pages xxi et 105.)
- Brooks, R. & Corey, A., 1964. Hydraulic properties of porous media, *Colorado St University*, **Hydrology Paper 3**. (Cité page 78.)
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*, Kluwer, Dordrecht. (Cité page 64.)
- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology : an introduction*, Cambridge University Press, Cambridge. (Cité pages 58, 61 et 67.)
- Bucking, 1913. *Zur Kenntnis der Erzgänge im Lebertal unterhalb Markirch. Mitteilungen der Geol. Landesanstalt von Elsass*, vol. 2, Lothr. VIII. (Cité page 118.)

- Burtin, A., Bollinger, L., Vergne, J., Cattin, R., & Nábělek, J., 2008. Spectral analysis of seismic noise induced by rivers : a new tool to monitor spatio-temporal changes in stream hydrodynamics, *Journal of Geophysical Research*, **Under press**. (Cité pages xvi, 4 et 5.)
- Calmant, S. & Seyler, F., 2006. Continental surface waters from satellite altimetry, *C.R. Geosciences*, **338**, 1113–1122. (Cité pages xvi et 2.)
- Chambat, F. & Valette, B., 2001. Mean radius, mass and inertia for reference earth models, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **124**, 237–253. (Cité page 24.)
- Champollion, C., 2005. *Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) - Application aux précipitations intenses*, Ph.D. thesis, Univ. Montpellier II. (Cité pages xvi, 4 et 5.)
- Cheviron, B., 2004. *Détermination des mouvements d'eau à partir du suivi de la température du sol sur un profil vertical*, Ph.D. thesis, Univ. Paris 06. (Cité page 79.)
- Cloots-Hirsch, A., 1990. Une carte de l'extension et des mécanismes des inondations dans le ried central de l'ill réalisée dans le cadre du piren-eau / alsace, *Revue géographique de l'est*, **30**(3). (Cité page 13.)
- Condappa, D., 2005. *Etude de l'écoulement d'eau à travers la zone non saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant*, Ph.D. thesis, Univ. Joseph Fourier. (Cité page 78.)
- Coulomb, J., 1952. *La constitution physique de la terre*, Albin Michel, Paris. (Cité page 3.)
- Creutin, J. & Obled, C., 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields, *Water Resources Research*, **18**(2), 413–431. (Cité page 63.)
- Crossley, D., Xu, S., & van Dam, T., 1998. Comprehensive analysis of 2 years of SG data from Table Mountain, Colorado, in *Proc. 13th Int. Symp. Earth Tides, Observatoire Royal de Belgique*, edited by B. Ducarme & P. e. Paquet, pp. 659–668, Balkema, Brussels. (Cité pages 109 et 162.)
- Crossley, D., Hinderer, J., Casula, G., Francis, O., Hsu, H.-T., Imanishi, Y., Jentzsch, G., Kaarianen, J., Merriam, J., Meurers, B., Neumeyer, J., Richter, B., Shibuya, K., Sato, T., & van Dam, T., 1999. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines, *EOS Transactions*, **80**(11), 125–126. (Cité pages xvii, 6, 7 et 294.)
- Crossley, D., Hinderer, J., Llubes, M., & Florsch, N., 2003. The potential of ground gravity measurements to validate GRACE data, *Advances in Geosciences*, **1**, 65–71. (Cité page 6.)
- Crossley, D., Hinderer, J., & Boy, J.-P., 2005. Time variation of the European gravity field from superconducting gravimeters, *Geophysical Journal International*, **161**, 257–264. (Cité pages 6 et 101.)
- Crossley, D., Hinderer, J., Boy, J.-P., & De Linage, C., 2006. Status of the GGP satellite project, *BIM*, **142**, 11423–11432. (Cité pages xviii, xxi, 33 et 107.)
- Dal Moro, G. & Zadro, M., 1998. Subsurface deformations induced by rainfall atmospheric pressure : tilt/strain measurements in the NE Italy seismic area, *Earth Planetary Science Letters*, **164**, 193–203. (Cité page 6.)

- Darcy, H., 1856. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, V. Dalmont, Paris. (Cité page 77.)
- Darwin, G., 1882. On the variations in the vertical due to elasticity of the earth's surface, *Philosophical magazine Journal of Science*, **14**(90), 409–427. (Cité page 26.)
- De Linage, C., Hinderer, J., Boy, J., Masson, F., Gegout, P., Diament, M., de Viron, O., Bayer, R., Balmino, G., Biancale, R., Bonvalot, S., & Genthon, P., 2007. GHYRAF (Gravity and HYdrology in AFrica) : a new experiment combining hydrology and geodesy to investigate water storage changes from the Sahara to the equatorial monsoon zone., in *AGU Fall meeting*, San Francisco. (Cité pages 6 et 294.)
- Decharme, B., 2005. *Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous-maille et la représentation des zones inondées*, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier. (Cité pages 58, 68, 69, 70, 82 et 203.)
- Deparis, V. & Legros, H., 2002. *Voyage à l'intérieur de la Terre. De la géographie antique à la géophysique moderne, une histoire des idées*, CNRS Editions, Paris. (Cité page 1.)
- Descombes, R., 1985. *Encyclopédie de l'alsace*, vol. 10-11, pp. 6391–6408, Editions Publitotal, Strasbourg. (Cité page 15.)
- Desroches, J. & Cornet, F., 1990. Channeling and stiffness effects on fluid percolation in jointed rocks, in *Proc. Int. Symp. on Rock Joints*, edited by B. . Stephansson, pp. 527–534, Balkema, Rotterdam. (Cité page 46.)
- Doin, M., Cavalié, O., Lasserre, C., & Briole, P., 2007. Probing the uppermost mantle rheology using surface deformation associated with the Lake Mead load fluctuations, in *AGU Fall meeting*, San Francisco. (Cité page 34.)
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M., & Miyazaki, S., 2002. Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series, *Journal of Geophysical research*, **107**(4), 1–15. (Cité pages 103 et 109.)
- D'Oreye de Lantremange, N., 2003. *Inclinomètre à niveaux hydrostatiques de haute résolution en géophysique*, Ph.D. thesis, Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve. (Cité pages 16, 242 et 252.)
- D'Oreye de Lantremange, N. & Zürn, W., 2006. Quarter-diurnal tides observed with a long-base water tube tiltmeter in the Grand Duchy of Luxembourg, *Journal of Geodynamics*, **41**, 175–182. (Cité pages 51 et 53.)
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models., *Water Resources Research*, **28**(4), 1015–1031. (Cité page 72.)
- Ducharne, A., Koster, R., Suarez, M. J., Stieglitz, M., & Kumar, P., 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 2. parameter estimation and model demonstration, *J. Geophys. Res.*, **105**, 24823–24838. (Cité pages 73 et 296.)
- Dunne, T., Moore, T., & Taylor, C., 1975. Recognition predictions of runoff-producing zones in humid regions, *Hydro. Sci.*, **20**, 305–327. (Cité page 65.)

- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., B., L., & Martin, E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Annales Geophysicae*, **18**, 65–71. (Cité page 70.)
- Düringer, P., 1988. *Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique*, Ph.D. thesis, Strasbourg. (Cité page 13.)
- Dyke, C., 1995. How sensitive is natural permeability at depth to variation in effective stress?, in *Proc. Int. Symp. on Fractured and Joint Rock Masses*, edited by Myer, Cook, Goodman, & T. eds, pp. 81–88, Balkema, Rotterdam. (Cité page 45.)
- Dziewonski, A. & Anderson, D., 1981. Preliminary reference earth model, *Phys. Earth planet Inter.*, **25**, 297–356. (Cité pages xix, 27 et 39.)
- Edel, J. & Fluck, P., 1989. The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhine-graben Schwarzwald) : Main structural features deduced from magnetic, gravimetric geological data, *Tectonophysics*, **169**, 303–316. (Cité page 13.)
- Edel, J., Schulmann, K., & Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben : evidence of reactivations in the Lias, late Eocene-Oligocene up to the Recent, *Int. J. Earth Sci.*, **96**(2), 305–325. (Cité page 13.)
- Edge, R., Baker, T., & Jeffries, G., 1981. Borehole tilt measurements : aperiodic crustal tilt in an aseismic area, *Tectonophysics*, **71**, 97–109. (Cité page 43.)
- Emter, D., Meier, E., & Schick, R., 1991. Long baseline tilt measurements with differential fluid pressure tiltmeters, *Cahiers du centre européen de Géodynamique et de Séismologie*, **4**, 51–56. (Cité page 242.)
- Evans, K., 1983. On the development of shallow hydraulic fractures as viewed through the surface deformation field. i. principles, *J. Pet. Technol*, **35**, 406–410. (Cité page 46.)
- Evans, K. & Wyatt, F., 1984. Water table effects on the measurement of earth strain, *Tectonophysics*, **108**, 323–337. (Cité pages 6, 43 et 110.)
- Evans, T., 1996. The effects of changes in the world hydrological cycle on availability of water resources, in *Global climate change and agricultural production. Direct and indirect effects of changing hydrological, pedological and plant physiological processes*, John Wiley et Sons Ltd. (Cité page 68.)
- Fabian, M. & Kümpel, H., 2003. Poroelasticity : observations of anomalous near surface tilt induced by groundwater pumping, *Journal of hydrology*, **281**, 187–205. (Cité page 52.)
- Farrell, W., 1977. Deformation of the Earth by surface load, *Review of Geophysics Space Physics*, **10**(3), 761–797. (Cité pages 26, 27, 28, 29, 30, 289 et 295.)
- Fekete, B., C.J., V., Roads, J., & Willmott, C., 2004. Deformation of the earth by surface load, *Uncertainties in precipitation and their impact on runoff estimates*, **17**, 294–304. (Cité page 69.)
- Flash, D., 1976. Present state of the development of the Askania borehole tiltmeter, in *Proc. of the 7th Int. Symp. on earth tides*, pp. 249–258, Stuttgart. (Cité page 242.)

- Florsch, N., Beghein, C., Lismonde, B., Clerc, P., & ASEPAM, 2002. Sur l'aéragé naturel des anciennes galeries de mines en zone montagneuse : expérimentation et modélisation, *Revue d'Archéométrie*, **26**, 47–65, Cas d'une galerie rectiligne sans puit. (Cité page 245.)
- Fluck, P., 1986. Le fabuleux réseau de Musloch, *Pierres et Terre*, **30**, 53–70. (Cité pages 117 et 118.)
- Gebauer, A., Kroner, C., & Jahr, T., 2007. Structural-geological and lithospheric factors affecting deformations of the upper crust, in *IUGG XXIV General Assembly, July 2-13, 2007, Perugia*. (Cité page 54.)
- Gentier, S., 1986. *Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans un granite sous contrainte normale. Etude expérimentale et théorique*, Ph.D. thesis, Université d'Orléans, Orléans. (Cité page 46.)
- Gilbert, F. & Dziewonski, A. M., 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A278**, 187–269. (Cité pages xix, 27 et 39.)
- Gineste, P., 1997. Télédétection spatiale et modélisation du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants, Tech. rep., FAO. (Cité pages 71 et 79.)
- Güntner, A., Seibert, J., & Uhlenbrook, S., 2004. Modeling spatial patterns of saturated areas : An evaluation of different terrain indices, *Water Resour. Res.*, **40**, W05114. (Cité page 80.)
- Grayson, R. & Blöchl, G., 2000. Spatial modelling of catchment dynamics, in *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, pp. 51–81, Cambridge University Press. (Cité pages 65 et 72.)
- Grayson, R. & Blöschl, G., 2000. *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, Cambridge University Press, Cambridge. (Cité pages 58 et 64.)
- Grayson, R. & Blöschl, G., 2000. Spatial processes, organisation patterns, in *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, pp. 3–16, Cambridge University Press. (Cité page 80.)
- Grayson, R., Moore, I., & McMahon, T., 1992. Physically based hydrologic modeling, 1. a terrain-based model for investigative purposes, *Water resources research*, **28**(10), 2639–2658. (Cité page 72.)
- Greff-Lefftz, M., 2001. *Déformation et rotation de la Terre*, Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe, Paris. (Cité page 26.)
- Güntner, A., Werth, S., Schmidt, R., Petrovic, S., Stuck, J., Menzel, L., & Döll, P., 2006. Calibration of the WaterGAP Global Hydrology Model WGHM with water storage variations from GRACE, in *Geophysical Research Abstracts*, vol. 8, 03429, pp. SRef-ID : 1607–7962, Vienna. (Cité page 8.)
- Guo, J., Li, Y., Deng, H., Xu, S., & Ning, J., 2004. Green's function of the deformation of the earth as a result of atmospheric loading, *Geophys. J. Int.*, **159**, 53–68. (Cité pages xviii, xix, 27, 29, 30, 34, 40 et 55.)

- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Segui, P., & Viennot, P., 2007. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *JGR*, **submitted**, submitted. (Cité page 70.)
- Harnisch, G. & Harnisch, H., 2006. Hydrological influences in long gravimetric data series, *Journal of Geodynamics*, **41**, 276–287. (Cité page 108.)
- Harrison, J., 1976. Cavity and topographic effect in tilt and strain measurement, *Journal of Geophysical research*, **81**(2), 319–328. (Cité page 53.)
- Hasan, S., Troch, P., Boll, J., & Kroner, C., 2005. Modeling the hydrological effect on local gravity at Moxa, Germany, *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 346–354. (Cité pages 8, 111 et 113.)
- Hinderer, J., Andersen, O., Lemoine, F., Crossley, D., & Boy, J.-P., 2006. Seasonal changes in the european gravity field from GRACE : A comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions, *Journal of Geodynamics*, **41**, 59–68. (Cité page 6.)
- Hinderer, J., De Linage, C., & Boy, J., 2006. How to validate satellite-derived gravity observations with gravimeters at the ground ?, in *BIM*, vol. 142, pp. 11433–11442, Jena. (Cité page 6.)
- Hipps, L. & Kustas, W., 2000. Patterns organisation in evapotranspiration, in *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, pp. 105–122, Cambridge University Press. (Cité page 64.)
- Hirschi, M., Seneviratne, S., Hagemann, S., & C., S., 2007. Analysis of seasonal terrestrial water storage variations in regional climate simulations over Europe, *Journal of Geophysical research*, **112**, D22109. (Cité pages xx, 68 et 70.)
- Horsfall, J. & King, G., 1978. A new geophysical tiltmeter, *Nature*, **274**, 675–676. (Cité page 242.)
- Horton, R., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle, in *Transactions of the American geophysical union*, vol. 25, pp. 446–460. (Cité page 65.)
- Houser, P., Goodrich, D., & Syed, K., 2000. Runoff, precipitation and soil moisture at Walnut Gulch, in *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, pp. 125–157, Cambridge University Press. (Cité page 62.)
- IASPEI91, 1991. *IASPEI 1991 seismological tables*, B.L.N. Kennett Research scholl of Earth Sciences (Ed.), Australian National University. (Cité pages xix et 39.)
- Imanishi, Y., Kokubo, K., & Tatehata, H., 2006. Effect of groundwater on gravity observation at Matsuhira, Japan, *Journal of Geodynamics*, **41**, 221–226. (Cité page 108.)
- Ishii, H., Jentzsch, G., Graupner, S., Nakao, S., Ramatschi, M., & Waise, A., 2001. Observatory Nokogiriyama / Japan : Comparison of different tiltmeters, ?. (Cité page 54.)
- J., V. & P., M., 1958. Construction et étalonnage d'un pendule horizontal en quartz, in *Obs. Roy. Belg. Comm. N°=142*, pp. 114–115. (Cité page 242.)

- Jahr, T., Letz, H., & Jentzsch, G., 2006. Monitoring fluid induced deformation of the earth's crust : a large scale experiment at the KTB location/Germany, *Journal of geodynamics*, **41**, 190–197. (Cité page 43.)
- Jakeman, A., Littlewood, I., & Whitehead, P., 1990. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments, *Journal of Hydrology*, **117**, 275–300. (Cité pages 74, 119 et 296.)
- Jakeman, A. J. & Hornberger, G. M., 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?, *Water resources research*, **29**(8), 2637–2649. (Cité page 72.)
- Katul, G. G., Porporato, A., Daly, E., Oishi, A. C., Kim, H.-S., Stoy, P. C., Juang, J.-Y., & Siqueira, M. B., 2007. On the spectrum of soil moisture from hourly to interannual scales, *Water Resour. Res.*, **43**, W05428. (Cité page 77.)
- Kennett, B., Engdahl, E., & R., B., 1995. Constraints on seismic velocities in the earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, **122**, 108–124. (Cité pages xix et 39.)
- Koster, R., Suarez, M. J., Ducharme, A. M. J., Stieglitz, M., & Kumar, P., 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. 1. Parameter estimation and model demonstration, *J. Geophys. Res.*, **105**, 24809–24822. (Cité pages 73 et 296.)
- Kroner, C. & Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa observatory, *J. Geodynam.*, **41**(1-3), 242–252. (Cité page 109.)
- Kroner, C., Jahr, T., & Jentzsch, G., 2004. Result from 44 months of observations with a superconducting gravimeter at Moxa/Germany, *Journal of Geodynamics*, **38**, 263–280. (Cité pages xxii, 109 et 110.)
- Kroner, C., Jahr, T., Kuhlmann, S., & Fisher, K., 2005. Pressure-induced noise on horizontal seismometer strainmeter records evaluated by finite element modelling, *Geophys. J. Int.*, **161**, 167–178. (Cité page 46.)
- Kroner, C., Jahr, T., Naujoks, M., & Weise, A., 2007. Hydrological signals in gravity observations - foe or friend?, in *Proc. IAG General Ass.*, pp. 501–510, Springer-Verlag, Cairns. (Cité page 8.)
- Kümpel, H., 1986. Model calculations for rainfall induced tilt strain anomalies, in *Tenth international symposium on Earth Tides*, pp. 889–904, Madrid. (Cité pages 52, 110 et 114.)
- Kümpel, H. & Fabian, M., 2003. Tilt monitoring to asses the stability of geodetic reference points in permafrost environment, *Physics Chemistry of the Earth*, **28**, 1249–1256. (Cité page 53.)
- Kümpel, H., Lehmann, K., Fabian, M., & Menten, G., 2001. Point stability at shallow depths : experience from tiltmeasurements in the Lower Rhine Embayment, Germany, implications for high-resolution GPS gravity recordings, *Geophys. J. Int.*, **146**, 699–713. (Cité page 52.)
- Kümpel, H.-J., Grecksch, G., Lehmann, K., Rebscher, D., & Schulze, K., 1999. Studies of in situ pore pressure fluctuations at various scales, *Oil and Gas Science and Technology-Review IFP*, **54**, 679–688. (Cité pages xx et 52.)

- Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J., & Le Strat, P., 2001. Exploitation of high-yield in hard-rock aquifers : Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones, *Ground Water*, **39**(4), 568–581. (Cité page 119.)
- Lambert, W., 1948. Report on Earth Tides, *Bulletin Géodésique, 1939 - 1947*, **383**. (Cité page 2.)
- Laske, M. & Masters, G., 1998. Crust 5.1 : a global crustal model at 5x5 degrees, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 727–747. (Cité page 39.)
- Latynina, L., Abashizde, V., Kapanadze, A., & Karmaleeva, P., 1993. Deformation observations in epicentral areas, *Fizika Zemli*, **3**, 78–84. (Cité pages 109 et 162.)
- Le Moine, N., 2005. Déterminants du bilan en eau à l'échelle du bassin versant : vers une estimation réaliste des pertes des bassins de surface. (Cité page 71.)
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., & Michel, C., 2007. How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments, *Water Resources Research*, **43**, W06428. (Cité pages 57 et 59.)
- Lecolazet, R. & Wittlinger, G., 1974. Sur l'influence perturbatrice de la déformation des cavités d'observation sur les marées clinométriques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **278**, 663–666. (Cité page 53.)
- Ledoux, E., Girard, G., De Marsily, G., & Deschenes, J., 1989. Spatially distributed modeling : Conceptual approach, coupling surface water and ground-water, in *Unsaturated hydrologic modeling : theory and practice*, edited by H. J. Morel-Seytoux, pp. 435–454, NATO Sciences Service. (Cité page 70.)
- Leplat, J., 1968. Limons et loess, *Bulletin de liaison des laboratoires routiers*, **29**, 1–32. (Cité page 185.)
- Lesage, P., Blum, P., Vadell, M., & Fels, J., 1983. Etude des déformation et inclinaisons du sous-sol : Développements instrumentaux et applications dans la région sismique d'Arette, France, *Pure applied geophysics*, **12**(5/6), 889–902. (Cité page 108.)
- Lettau, H., 1937. Über die unmittelbare Einwirkung atmosphärischer Kräfte auf die Erdkruste., *Meteor. Zeitsch.*, **54**, 453–457. (Cité pages 3 et 108.)
- Lettenmaier, D., 2005. Observations of the global water cycle - global monitoring networks, in *Encyclopedia of Hydrologic Sciences*, edited by M. Anderson & J. McDonnell, vol. 5, pp. 2719–2732, John Wiley, Hoboken. (Cité page 59.)
- Llubes, M., Florsch, N., M., A., Hinderer, J., M.F., L., D., O., & B., S., 2001. Observation gravimétrique des surcharges océaniques : premières expériences en Bretagne. Gravimetric ocean loading observations : first experiment in Brittany, *C.R. Géosciences*, **332**(2), 77–82. (Cité page 3.)
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L., & Amalvict, M., 2004. Local hydrology, the global geodynamics project CHAMP/GRACE perspective : some case studies, *Journal of Geodynamics*, **38**, 355–374. (Cité pages 6, 9 et 32.)
- Longman, I., 1962. A Green's function for determining the deformation of the earth under surface mass loads, 1. Theory, *Journal of Geophysical research*, **67**(2), 845–850. (Cité page 27.)

- Longman, I., 1963. A Green's function for determining the deformation of the earth under surface mass loads, 2. Computations numerical results, *Journal of Geophysical research*, **68**(2), 485–496. (Cité page 28.)
- Longuevergne, L., 2002. Sur les variations temporelles du champ de gravité induites par quelques phénomènes hydrologiques. (Cité pages xxii, xxv, 19, 84, 109, 110, 185, 186, 189 et 192.)
- Longuevergne, L., 2006. Analyse statistique de la dynamique de la nappe d'alsace, Tech. Rep. RP - 53326 - FR, BRGM. (Cité pages 77, 84 et 296.)
- Longuevergne, L., Florsch, N., Boudin, F., Vincent, T., & Kammenthaler, M., 2006. Hydrology geodesy : an hydrological perspective, in *Proceedings of GGP Workshop, BIM*, vol. 142, pp. 11387–11398, Jena. (Cité pages 8, 101 et 111.)
- Longuevergne, L., Florsch, N., & Elsass, P., 2007. Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform : Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany), *Water Resour. Res.*, **43**, W04430. (Cité page 13.)
- Love, A., 1911. *Some problems of geodynamics*, Dover, New York. (Cité page 27.)
- Maire, G., 1973. Notice de la carte géologique de Brumath, Tech. rep. (Cité page 185.)
- Mäkinen, J. & Tattari, S., 1990. The influence of variation in subsurface water storage on observed gravity, in *Proceedings of the 11th International Symposium : Earth Tides*, edited by J. Kakkuri, pp. 457–471, Stuttgart. (Cité page 108.)
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R., 2003. A global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models, *J.Clim.*, **16**, 1261–1282. (Cité page 70.)
- Meertens, C. & Wahr, J., 1986. Topographic effects on tilt, strain and displacement measurements, *J. Geophys. Res.*, **91**(B14), 14.057–14.062. (Cité page 54.)
- Melchior, P., 1983. *The Tides of the Planet Earth*, Pergamon Pr. (Cité pages 6 et 245.)
- Métivier, L., M., G.-L., & Diament, M., 2005. A new approach to computing accurate gravity time variations for a realistic earth model with lateral heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, **162**(2), 570. (Cité pages 34 et 39.)
- Meurers, B., 2000. Gravitational effect of atmospheric processes in SG gravity data, *BIM*, **133**, 10395–1040. (Cité page 200.)
- Meurers, B., Van Camp, M., & Petermans, T., 2007. Correcting superconducting gravity time-series using rainfall modelling at the Vienna and Membach station and application to earth tide analysis, *J. Geodesy*, **In press**, In press. (Cité pages 108, 163 et 203.)
- Michelson, A. & Gale, H., 1919. The rigidity of the Earth, *The Astrophysical Journal*, p. 330. (Cité page 242.)
- Michot, D., 2003. *Intérêt de la géophysique de subsurface et de la télédétection multispectrale pour la cartographie des sols et de suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle interparcellaire*, Ph.D. thesis, Univ. Paris VI. (Cité page 79.)

- Milly, P. & Shmakin, A., 2002. Global modeling of land water energy balances. part i : The land dynamics (lad) model, *Journal of Hydrometeorology*, **3**(3), 283–299. (Cité page 109.)
- Mondain-Monval, P. & Wellard, R., 1940. De l'influence des marées sur le régime des puits artésiens, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **211**. (Cité page 2.)
- Montagner, J. & Kennett, B., 1995. How to reconcile body-wave and normal-mode reference Earth models?, *Geophys. J. Int.*, **125**, 229–248. (Cité pages xix et 39.)
- Montheith, J., 1965. Evapotranspiration and the environment the state and movement of water in living organisms, in *XIXth symposium of the Society of Experimental Biologists*, pp. 205–234, Cambridge University Press, Swansea. (Cité pages 17, 64 et 254.)
- Morton, F., 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation, *Journal of Hydrology*, **5**(6), 1244–1255. (Cité page 65.)
- Morton, F., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology, *Journal of Hydrology*, **66**(1-4), 1–76. (Cité page 64.)
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., & Andréassian, V., 2005. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model, *Journal of Hydrology*, **318**, 200–214. (Cité page 71.)
- Moulin, L., 2007. *Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux. Application aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques*, Ph.D. thesis, ENGREF, UPMC. (Cité pages 62 et 63.)
- Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics*, **31**, 362–371. (Cité page 25.)
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, 1 : A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, **10**, 282–290. (Cité page 72.)
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C., & Jahr, T., 2007. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters, *J. Geod.*, **accepted**. (Cité pages 8 et 111.)
- Neumeyer, J., Hagedoorn, J., Leitloff, J., & Schmidt, T., 2004. Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise gravity measurements, *J. Geodyn.*, **38**, 437–450. (Cité pages 106, 107 et 200.)
- Newton, I., 1687. *Philosophiae naturalis principia mathematica*. (Cité page 25.)
- Noilhan, J. & Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, **117**, 536–549. (Cité page 70.)
- North, G., Bell, T., Cahalan, R., & Moeng, F., 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Mon. Weather Rev.*, **110**, 699–706. (Cité page 98.)
- Obled, C., 1990. Hydrological modeling in regions of rugged relief, in *Lang, H. and Musy, A. (Eds), Hydrology in Mountainous Regions. I- Hydrological Measurements ; the Water Cycle, Proc. Lausanne Symp., IAHS Publ.*, vol. 193, pp. 599–613, Lausanne. (Cité page 62.)

- Okubo, S., 1988. Asymptotic solutions to the static deformation of the Earth I-Spheroidal mode, *Geophysical Journal*, **92**, 39–51. (Cité page 27.)
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., & Anctil, F., 2004. Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models, *Water Resour. Res.*, **40**, W11101. (Cité pages xxi, 58, 64, 74, 75 et 76.)
- Oudin, L., Michel, C., & Anctil, F., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? - part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs?, *Journal of Hydrology*, **303**(1-4), 275–289. (Cité page 64.)
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., & Michel, C., 2006. Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations, *Water Resour. Res.*, **42**, W07410. (Cité page 71.)
- Oudin, L., Perrin, C., Mathevet, T., Andréassian, V., & Michel, C., 2006. Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models, *Journal of Hydrology*, **320**(1-2), 62–83. (Cité page 157.)
- Pagiatakis, S., 1990. The response of a realistic Earth to ocean tide loading, *Geophys. J. Int.*, **103**, 541–560. (Cité pages 27 et 34.)
- Pellenq, J., 2002. *Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des transferts Sol-Végétation-Atmosphère. Application à la spatialisation et l'assimilation des données du satellite SMOS*, Ph.D. thesis, Toulouse III. (Cité pages 81 et 82.)
- Penman, H., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, in *Proceedings of the Royal Society of London*, vol. 193, pp. 120–148, London. (Cité pages 17, 64 et 254.)
- Perez, J., Tremolières, M., Takatret, N., Ackerer, P., Eichborn, A., & Maire, G., 1999. Quantification of nitrate removal by a flooded alluvial zone in the Ill floodplain (eastern France), *Hydrobiologia*, **410**, 185–193. (Cité page 13.)
- Perrin, C., 2000. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie - débit au travers d'une approche comparative*, Ph.D. thesis, INPG. (Cité pages 58, 71, 73 et 102.)
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for stream flow simulation, *Journal of Hydrology*, **279**(1-4), 275–289. (Cité pages 74, 157 et 296.)
- Peters, J. & Beaumont, C., 1981. Preliminary results from a new borehole tiltmeter at Charlevoix, Québec, in *Proceedings of the Ninth International Symposium on Earth Tides*, pp. 69–71, New York city. (Cité page 43.)
- Pinault, J.-L. & Schomburgk, S., 2006. Inverse modeling for characterizing surface water/groundwater exchanges, *Water Resour. Res.*, **42**, W08414. (Cité page 98.)
- Poncellet, L., 1954. Comparaison de pluviomètres, in *Redbook IAHS, Assemblée générale de Rome*, vol. 36, pp. 295–308. (Cité page 63.)
- Quintana Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Franchisteguy, L., Morel, S., & Noilhan, J., 2007. The SAFRAN atmospheric analysis. Description and validation, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **sumitted**. (Cité page 70.)

- Rebeur-Paschwitz, 1893. Das Horizontalpendel, *Nova Acta Leop. Carol. Akad.*, **1**(1), 213. (Cité page 242.)
- Rein, A., Hoffmann, R., & Dietricj, P., 2004. Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements, *Journal of Hydrology*, **285**, 215–232. (Cité page 79.)
- Renaud, K., 2000. Etude de l'impact des aquifères en gravimétrie absolue. (Cité page 198.)
- Rerolle, T., Florsch, N., Llubes, M., Boudin, F., & Longuevergne, L., 2006. L'inclinométrie, un nouvel outil pour le suivi temporel des aquifères ? Inclination, a new tool for the monitoring of aquifers ?, *C.R. Géosciences*, **338**, 775–786. (Cité page 8.)
- Rinaldi, S., 2007. Comparaison entre humidité mesurée dans le sol et les estimations d'humidité obtenues avec le modèle mathématique cab sur le site gravimétrique de strasbourg. (Cité page 205.)
- Robock, A., Vinnikov, K. Y., Srinivasan, G., Entin, J. K., Hollinger, S. E., Speranskaya, N. A., Liu, S., & Namkhai, A., 2000. The Global Soil Moisture Data Bank, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **81**, 1281–1299. (Cité page 79.)
- Roche, M., 1963. *Hydrologie de surface*, Gauthier-villard. (Cité page 280.)
- Rodell, M., Famiglietti, J., Chen, J., Seneviratne, S., & Viterbo, P., 2004. Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20504. (Cité page 8.)
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D., & Toll, D., 2004. The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 381–394. (Cité pages 69, 106, 109 et 296.)
- Rodell, M., Zaitchik, B. F., & Reichle, R. H., 2007. Assimilation of GRACE derived terrestrial water storage data into a hydrological model, in *AGU Fall meeting*, San Francisco. (Cité page 8.)
- Romagnoli, C., Zerbini, S., Lago, L., Richter, B., Simon, D., Domenichini, F., Elmi, C., & Ghirotti, M., 2003. Influence of soil consolidation and thermal expansion effects on height and gravity variations, *Journal of geodynamics*, **35**(N4), 521–539. (Cité page 53.)
- Rózsa, S., Heck, B., Mayer, M., Seitz, K., Westerhaus, M., & Zippelt, K., 2003. Determination of displacements in the Upper Rhine Graben area from GPS and leveling data, *Int. J. Earth Sci.*, **94**, 538–549. (Cité page 13.)
- Rózsa, S., Mayer, M., Westerhaus, M., Seitz, K., & B., H., 2005. Towards the determination of displacements in the Upper Rhine Graben area using GPS measurements and precise antenna modelling, *Quaternary Science Reviews*, **24**, 427–440. (Cité page 13.)
- Salahié, M., 1987. *Étude des formations périglaciaires en montagne cristalline : le bassin versant de la Liepvette (Vosges, France)*, Ph.D. thesis, Strasbourg I. (Cité page 147.)
- Saleh, B., 1986. *Développement d'une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformation, application au génie civil*, Ph.D. thesis, Université Paris VI, Paris. (Cité page 243.)

- Sato, T. & Harrison, J., 1990. Local effects on tidal stain measurements at Esashi, Japan, *Geophys. Journ. Int.*, **102**, 513–526. (Cité pages 46 et 53.)
- Saulnier, G., 1996. *Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*, Ph.D. thesis, INP Grenoble. (Cité pages xxi et 81.)
- Saulnier, G. & Datin, R., 2004. Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework water balance, *Hydro. Proc.*, **18**(7), 195 – 1218. (Cité page 82.)
- Sausse, J., 2002. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France), *Tectonophysics*, **348**, 169–185. (Cité page 46.)
- Schaake, J., Duan, Q.-Y., Koren, V., & Hall, A., 2001. Towards improved parameter estimation of land surface hydrology models through the model parameter estimation experiment (MOPEX), in *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models. Proc. of the 6th IAHS Scientific Assembly. IAHS Publication*, vol. 270, pp. 91–97, Maastricht. (Cité pages xx et 63.)
- Schenck, C. & Delphin, J., 1996. Observations de longue durée in situ des principaux paramètres intervenant dans le transfert de l'eau et des nitrates dans les sols cultivés en alsace, Tech. rep., INRA Colmar. (Cité page 189.)
- Schmidt, R., Schwintzer, P., Flechtner, F., Reigber, C., Güntner, A., Döll, P., Ramillien, G., Cazenave, A., Petrovic, S., Jochmann, H., & Wunsch, J., 2006. GRACE observations of changes in continental water storage, *Global and Planetary Change*, **50**(1-2), 112–126. (Cité pages xvii, 5 et 7.)
- Schomburgk., S., Pinault, J., & Longuevergne, L., 2004. Méthodologie de définition des zones de remontée de nappe. cartographie de l'aléa sur la plaine d'Alsace, Tech. rep., BRGM. (Cité page 98.)
- Schwank, M., Green, T., Mätzler, C., Benedickter, H., & Flühlere, H., 2006. Laboratory characterization of a commercial capacitance sensor for estimating permittivity and inferring soil water content, *Vadose Zone J.*, **5**, 1048–1064. (Cité page 194.)
- Seneviratne, S., Viterbo, P., Lüthi, D., & Schär, C., 2004. Inferring changes in terrestrial water storage using ERA-40 reanalysis data : The Mississippi River Basin, *J. Climate*, **17**(11), 2039–2057. (Cité pages 70 et 296.)
- Shmakin, A., Milly, P., & Dunne, K., 2002. Global modeling of land water energy balances. part iii : Interannual variability, *Journal of Hydrometeorology*, **3**(3), 311–321. (Cité page 109.)
- Sittler, C., 1969. Le fossé rhénan en Alsace, aspect structural et histoire géologique, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **11**, 465–494. (Cité page 13.)
- Smith, J., 1993. Precipitation, chapter 3, in *Handbook of hydrology*, edited by D. Maidment. (Cité pages 63, 152 et 154.)
- Smith, R., 1979. The influence of mountains on the atmosphere, in *Advances in geophysics*, pp. 87–230, A.Press. (Cité page 63.)

- Sorooshian, S., 1991. Parameter estimation, model identification and model validation : conceptual-type models, in *Recent advances in the modelling of Hydrologic systems*, NATO ASI Series C, edited by D. Bowles & P. O'Conel, vol. 345, pp. 442–467, Kluwer Academic Publications. (Cité page 72.)
- Steffen, H., Kuhlmann, S., Jahr, T., & Kroner, C., 2005. Numerical modelling of the barometric pressure-induced noise in horizontal components for observatories Moxa and Schiltach, *Journal of Geodynamics*, **41**, 242–252. (Cité pages 40, 46, 54 et 169.)
- Strangeways, I., 2003. *Measuring the Natural Environment*, Cambridge, 2nd edn. (Cité pages 58, 63 et 79.)
- Sun, R., 1969. Theoretical size of hydraulically induced horizontal fracture and corresponding surface uplift in an idealized medium, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5995–6009. (Cité page 43.)
- Sun, W. & Sjöberg, L., 1999. Gravitational potential changes of a spherically symmetric earth model caused by a surface load, *Geophys. J. Int.*, **137**, 449–468. (Cité page 27.)
- Taylor, K., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical research*, **106**(D7), 7183–7192. (Cité pages 155 et 291.)
- Tervo, M., Virtanen, H., & Bilker-Koivula, M., 2006. Environmental loading effects on GPS time series, *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, **142**, 11407–11416. (Cité page 107.)
- Thiessen, A., 1911. Precipitation averages for large areas, *Mon. Wea. Rev.*, **39**, 1082–1084. (Cité pages 63 et 154.)
- Thollet, I., 2006. Pluviométrie, recharge d'aquifère et effet de gravité. (Cité page 19.)
- Topp, G., Davis, J. L., & Annan, A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, **16**, 574–582. (Cité pages xxvi, 194, 195 et 196.)
- Torge, W., 1989. *Gravimetry*, de Gruyter. (Cité page 25.)
- Troch, P., Durcik, M., Seneviratne, S., Hirschi, M., Teuling, A., Hurkmans, R., & Hasan, S., 2007. New data sets to estimate terrestrial water storage change, *EOS Transactions*, **88**(45), 469–470. (Cité page 8.)
- Turc, L., 1954. Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement, *Annales agronomiques*, **Série A**(491-595). (Cité pages xxv, 64 et 189.)
- Turc, L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation - évapotranspiration potentielle, *Annales agronomiques*, **12**(1). (Cité pages xxv et 189.)
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., Van Dam, T., & Dassargues, A., 2006. Hydrogeological investigation at the Membach station, Belgium, application to correct long periodic gravity variations, *Journal of Geophysical research*, **111**, B10403. (Cité page 108.)
- Van Dam, T., Wahr, J., Milly, P., Shmakin, A., Blewitt, G., Lavallée, D., & Larson, K., 1998. Crustal displacements due to continental water loading, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(4), 651–654. (Cité pages 3 et 109.)

- Van Genuchten, M., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, **44**, 892–898. (Cité page 78.)
- Vetter, J., 2004. *Contribution d'un code de calcul météorologique méso-échelle à la climatologie des pluies en zone de relief*, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble. (Cité page 61.)
- Viennot, P., Ducharne, A., Habets, F., Lamy, F., & Ledoux, E., 2008. Fonctionnement hydrodynamique du bassin de la Seine, Tech. rep., Plaquette du programme PIREN-Seine. (Cité pages xxi et 76.)
- Villemin, T., Alavarez, F., & Angelier, J., 1986. The Rhinegraben : extension, subsidence and shoulder uplift., *Tectonophysics*, **128**, 47–59. (Cité page 13.)
- Virtanen, H., Tervo, M., & M., B.-K., 2006. Comparison of superconducting gravimeter observations with hydrological models of various spatial extents, in *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, vol. 142, pp. 11361–11368. (Cité page 110.)
- Vrugt, J., Gupta, H., Bouten, W., & Sorooshian, S., 2003. A shuffled complex evolution metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrological model parameters, *Water Resources Research*, **39**(8), 1201. (Cité pages 73 et 164.)
- Weise, A., Jentzsch, G., Kiviniemi, A., & Kääriäinen, J., 1999. Comparison of long-period tilt measurements : results from the two clinometric stations Metsähovi and Lohja, Finland, *Journal of geodynamics*, **27**, 237–257. (Cité pages 43 et 242.)
- Wenzel, H.-G., 1996. The nanogal software : Earth tide data processing package ETERNA 3.30, *Bull. Inf. Marées Terrestres*, **124**, 9425–9439. (Cité page 169.)
- Western, A. & Grayson, R., 2000. Soil moisture runoff processes at Tarrawarra, in *Spatial patterns in catchment hydrology : observations modelling*, pp. 209–246, Cambridge University Press. (Cité pages 72, 79, 84 et 102.)
- Western, A., Blöschl, G., & Grayson, R., 1998. How well do indicator variograms capture the spatial connectivity of soil moisture ?, *Hydrological processes*, **12**, 1851–1868. (Cité page 84.)
- Western, A., Grayson, R., Blöschl, G., Willgoose, G., & McMahon, T., 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices, *Water resources research*, **35**(3), 797–810. (Cité pages 80 et 83.)
- Wilson, D., Western, A., & Grayson, R., 2004. Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations, *Water Resources Research*, **40**, W02507. (Cité pages 77, 83 et 113.)
- Wolfe, J., Berg, E., & Sutton, G., 1981. The change in strain comes mainly from the rain : Kipapa, Oahu, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 1625–1635. (Cité pages 43 et 109.)
- Wu, W., Geller, M., & Dickinson, R., 2002. The response of soil moisture to long-term variability of precipitation, *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 604–613. (Cité page 77.)
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legtchenko, A., & Vairon, A., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), *Bull. Soc. géol. Fr.*, **175**, 21–34. (Cité pages xxii, 44 et 119.)

- Yamauchi, T., 1987. Anomalous strain response to rainfall in relation to earthquake occurrence in the Tokai area, Japan, *Journal of Physics of the Earth*, **35**, 19–36. (Cité pages 43 et 109.)
- Zadro, M. & Braitenberg, C., 1999. Measurements interpretations of tilt-strain gauges in seismically active areas, *Earth-Science Reviews*, **47**, 151–187. (Cité page 6.)
- Zerbini, S., Richter, B., Negusini, M., Romagnoli, C., Simon, D., Domenichina, F., & W., S., 2001. Height and gravity variations by continuous GPS, gravity and environmental parameter observations in the southern Po Plain, near Bologna, Italy, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 267– 279. (Cité page 52.)
- Zerbini, S., Negusini, M., Romagnoli, C., Domenichini, F., Richter, B., & Simon, D., 2002. Multi parameter continuous observations to detect ground deformation and to study environmental variability impacts, *Global and Planetary change*, **34**(N1), 37–58. (Cité pages 52 et 53.)
- Zhou, X., 2007. Determination of aquifer parameters based on measurements of tidal effects on a coastal aquifer near Beihai, China, *Hydrological processes*, **Under Press**, Under Press. (Cité page 2.)
- Zschau, J., 1976. The influence of air pressure variations on tilts measurements with the askania borehole pendulum at the station Kiel-Rehmsberg, in *Proc. of the 7th Int. Symp. on Earth Tides*, pp. 779–796, Stuttgart. (Cité page 54.)
- Zürn, W., Exss, J., Steffen, H., Kroner, C., Jahr, T., & Westerhaus, M., 2007. On the reduction of long period horizontal seismic noise using local barometric pressure, *Geophys. J. Int.*, **171**, 780–796. (Cité pages 111, 113, 169 et 171.)

ANNEXES

A

ANNEXE B : RESSOURCES EN LIGNE

B

B.1 DICTIONNAIRES EN LIGNE

Dictionnaires multilingues en ligne

<http://www.lexilogos.com/>

Dictionnaire terminologique anglais / français

<http://www.granddictionnaire.com/>

Glossaire multilingue d'hydrologie

<http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/aglo.htm>

B.2 BIBLIOGRAPHIE SUR INTERNET

Science direct - Elsevier

<http://www.sciencedirect.com/>

Springer

<http://springerlink.metapress.com/home/main.mpx>

AGU

<http://www.agu.org/>

Ingenta connect

<http://www.ingentaconnect.com/>

Wiley - Interscience

<http://www3.interscience.wiley.com/cgi-bin/home?CRETRY=1&SRETRY=0>

Smithsonian - NASA ADS

http://adsabs.harvard.edu/physics_service.html

ICET - BIM etc ...

<http://www.astro.oma.be/ICET/home.html>

B.3 MÉTÉOROLOGIE

B.3.1 Observations

Base de données Pro et amateur

<http://www.infoclimat.fr/accueil/>

Boltek de Rieux-sur-Marne

<http://www.rioux-marne.net/meteo/pages/boltek/boltek.htm>

Radar météo suisse

http://www.landi.ch/fra/0804_niederschlagsradar.asp

Radar météo allemand

<http://www.weatheronline.co.uk/radar/euroeurof.htm>

B.3.2 Prévisions

Prévisions large maille

<http://www.infoclimat.fr/modeles/index.php?s=&d=>

Prévisions maille fine

<http://www.meteoblue.com/index.php?id=86&did=86>

B.4 EAU CONTINENTALE

B.4.1 BD françaises

Eaux de surface - BD EAUFRANCE

<http://hydro.eaufrance.fr>

Eaux souterraines - BD ADES

<http://www.ades.eaufrance.fr/>

Données pluviométriques - BD PLUVIO

<http://climatheque.meteo.fr/aide/climatheque/reseauPostes/>

Documentation - OIEAU

<http://www.oieau.org/index.htm>

B.4.2 BD globales

Global soil moisture data bank - GSMDB - Humidité du sol

http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/

Humidité du sol

<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/scan/>

Eaux de surface - UNH - GRDC -

<http://www.grdc.sr.unh.edu/> - GRDD -

<http://www.rivdis.sr.unh.edu/maps/>

Bilan combiné atmosphère continent de l'ETH - BSWD

www.iac.ethz.ch/data/water_balance

B.4.3 Météorologie

Météo - ECMWF

<http://www.ecmwf.int/>

Météo - NCEP-NCAR

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>

Météo - CPC Soil moisture

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.cpcsoil.html>

Météo - ERA15

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ecmwf.reanalysis-15.html>

Météo - ERA40

<http://www.ecmwf.int/research/era/index.html>

Pluvio - GPCP

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.gpcp.html>

Pluvio - NCEP - DOE

<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis2.html>

GLDAS

<http://ldas.gsfc.nasa.gov/>

LaDWorld
<http://www.gfdl.noaa.gov/~pcm/project/ladworld.htm>

FluxNet
<http://daac.ornl.gov/FLUXNET/>

Pluvio - VASClimo
<http://www.dwd.de/en/FundE/Klima/KLIS/int/GPCC/Projects/VASClimo/>

Mopex US
http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/gridded_data/

Mopex
<http://www.nws.noaa.gov/oh/mopex/index.html>

CRU
<http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/data/index.html>

Global climate ressources
<http://climate.geog.udel.edu/~climate/>

Snow water equivalent
<http://nsidc.org/>

Sol - Végétation
http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page_ecoclimap.htm

Végétation
http://www.knmi.nl/samenw/eldas/central_database.html

Hydrologie via GRACE
<http://www.legos.obs-mip.fr/fr/share/soa/cgi/getarc/v0.0/index.pl.cgi?contexte=SOA&donnees=hydrologie&produit=grace>

World Climate research programme GSWP
<http://grads.iges.org/gswp/>

Hydrologie - niveau lac et rivières
<http://www.legos.obs-mip.fr/fr/soa/hydrologie/hydroweb/>

Divers
<http://postel.mediasfrance.org>

B.4.4 Océan

Mercator
<http://www.mercator-ocean.fr/>

ECCO
<http://euler.jpl.nasa.gov/sbo/>

FES2004
http://www.legos.obs-mip.fr/fr/share/soa/cgi/getarc/v0.0/index.pl.cgi?contexte=SOA&donnees=maree&produit=modele_fes

NAO
http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index_En.html

TPXO
<http://www.coas.oregonstate.edu/research/po/research/tide/>

B.4.5 Atmosphère

NCEP - NCAR
<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>

B.4.6 Géologie

INFOTERRE - BRGM

<http://infoterre.brgm.fr/>

BRAR - BRGM

<http://brar.brgm.fr/>

B.5 PROJETS

Projet TOPO-Europe

<http://www.geo.vu.nl/~topo/>

Projet Rhône-AGG

<http://www.cnrm.meteo.fr/isbadoc/projects/rhoneagg/descript6.html>

Projet COPS

<https://www.uni-hohenheim.de/cops/>

Projet EUCOR - URGENT

<http://comp1.geol.unibas.ch/>

B.6 RESSOURCES EN LIGNES

B.6.1 Logiciels divers

Framasoft - logiciels libres

<http://www.framasoft.net/>

Latex - CTAN

<http://www.ctan.org/>

B.6.2 Orientés hydrologie

Site de l'USGS

<http://water.usgs.gov/software/>

Hydroarchive SAHRA, Université d'Arizona

http://www.sahra.arizona.edu/software/index_main.html

B.6.3 Orientés géodésie

ICET

<http://www.astro.oma.be/ICET/soft/index.html>

Site web du Prof. D. Agnew

<http://igppweb.ucsd.edu/~agnew>

Site web du Prof. H.G. Scherneck

<http://www.oso.chalmers.se/~hgs/>

B.7 COURS EN LIGNE

B.7.1 Tous domaines

Thèses en ligne - SUDOC

<http://www.sudoc.abes.fr>

Thèses en ligne - PARISTECH
<http://pastel.paristech.org/>
Thèses en ligne - TEL
<http://tel.archives-ouvertes.fr/>
Cours divers
<http://www.librecours.org/cgi-bin/main>
Cours de thermodynamique
<http://www.univ-paris12.fr/www/labs/lmp/watzky/C/ThF/>
Cours de géologie - U-Laval
http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html
Samizdat Press
<http://samizdat.mines.edu/>

B.7.2 Hydrologie

Cours de l'EPFL (HYDRAM)
<http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>

B.7.3 Géophysique

Cours de l'école polytechnique de Montréal
<http://geo.polymtl.ca/>
Cours de mécanique des milieux continus
<http://www.engin.brown.edu/courses/En224/notes.htm>
Cours de mécanique de l'ECP
http://www.mssmat.ecp.fr/article.php3?id_article=660

B.7.4 Géodésie

Cours de géodésie du BGI
<http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8110/tutorial/debutbgi.htm>
Site Web de Frédéric Chambat
<http://frederic.chambat.free.fr/>

B.7.5 Histoire des sciences

Quelle est la forme de la Terre ?
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOMhistorique.xml>
Histoire de la géographie
<http://www.cosmovisions.com/geographieGR03Chrono.htm>
La géographie au temps de Pythéas
<http://marseille.pytheas.free.fr/navig/geograph/geograph.htm>
Triangulation
<http://dutarte.club.fr/Siteinstruments/Triangulation.htm>

B.8 INFORMATIONS LIÉES À LA THÈSE

B.8.1 Sites généraux

Association Doc'up

<http://www.doc-up.info/>

Association Bernard Gregory

<http://www.abg.asso.fr/>

La guilde des doctorants

<http://guilde.jeunes-chercheurs.org/>

B.8.2 Aide à la rédaction

<http://jpsz-log.info/archives/2007/06/27/les-outils-pour-rediger-une-these/>

<http://pop-art.inrialpes.fr/~girault/Publications/ConseilRedaction/index-fr.html>

<http://www.phys.unsw.edu.au/~jw/these.html>

B.8.3 Conseils pour post-docs

<http://biotoile.ujf-grenoble.fr/guidedupostdoc.pdf>

<http://ldambies.free.fr/postdoc.html>

<http://asso.phydoc.free.fr/pdf/Le%20post-doc%20pratique%20-%20Phydoc.pdf>

ANNEXE C : INSTRUMENTATION INSTALLÉE À SAINTE-CROIX-AUX-MINES

C

Cette partie rassemble l'ensemble des réflexions, travaux d'installation et activités techniques qui ont mené à la mise en place de l'instrumentation géodésique, hydrologique et météorologique sur le site de Sainte-Croix-aux-Mines. Si ce travail n'a pas été de tout repos, il m'a été très agréable et profitable d'avoir à conduire ce projet scientifique d'un bout à l'autre de la chaîne, grâce à l'aide précieuse de Frédéric Boudin, Daniel Viville et surtout Thierry Vincent.



FIG. C.1 – Mineurs posant à l'entrée de la mine Wilhelm Stollen lors de son exploitation au début du XX^e siècle.

C.1 INSTRUMENTATION GÉODÉSIQUE

C.1.1 Petite histoire des inclinomètres

Les pendules horizontaux (qui mesurent la déviation de la verticale) sont les premiers instruments qui ont permis de mettre en évidence les marées terrestre à Strasbourg (Rebeur-Paschwitz, 1893). Ils ont ensuite continué à évoluer, en particulier sur la maîtrise de leur suspension mécanique, pièce essentielle qui conditionne la qualité de la mesure. On peut citer les pendules horizontaux Verbaandert-Melchior (J. & P., 1958), les pendules horizontaux Blum (Blum, 1962) et les pendules verticaux Askania (Flash, 1976; Agnew, 1986).

Ces instruments courte base permettent une mise en place aisée, ils sont également beaucoup plus sensibles aux effets de site. (Michelson & Gale, 1919) se rendra compte que la stabilité de tels instruments dépend de la longueur de leur base. Il construisit ainsi le premier inclinomètre hydrostatique longue base, constitué à partir de deux pots remplis d'eau, séparés par une canalisation et fonctionnant sur le principe des vases communicants. Ils mesurent ainsi l'horizontale, c'est à dire la direction orthogonale à la verticale. La mesure des variations relatives de niveaux d'eau entre les extrémités de l'instrument s'effectue grâce à un système interférométrique de leur fabrication.

Les inclinomètres hydrostatiques peuvent être à tubes semi-remplis, ils sont principalement installés pour des problématiques de nivellement de précision (par exemple dans des synchrotrons ou des accélérateurs de particules). Ils sont peu sensibles aux perturbations thermiques et aux effets locaux. Ils sont par contre sensibles aux déformations des supports du tube. De plus, certaines fréquences peuvent être amplifiées, selon les modes propres de l'instrument (Mainaud-Durand au CERN, communication personnelle).

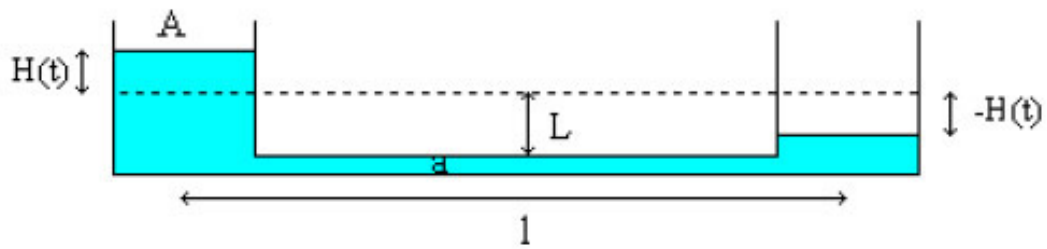
Les observatoires géodésiques accueillent généralement des inclinomètres à tubes remplis. Le principe de mesure des variations de niveau dans les pots peut être basé sur un capteur de pression différentielle (Horsfall & King, 1978; Emter et al., 1991), ou des mesures de variations de niveau dans chaque pot par des méthodes capacitatives (D'Oreye de Lantremange, 2003), optiques (Weise et al., 1999) ou mécaniques (Boudin, 2004).

C.1.2 Inclinomètre hydrostatique longue base installé

Une description complète des instruments peut être trouvée dans la thèse de Boudin (2004) et l'article associé (Boudin et al., 2008).

Loi de comportement

On trouvera dans (Agnew, 1986; D'Oreye de Lantremange, 2003; Boudin, 2004) un développement précis de l'expression générale de l'équation de mouvement qui détermine la déformation enregistrée par un inclinomètre hydrostatique longue base. La variable généralement mesurée correspond à la variation de hauteur d'eau dans les pots.



- l : longueur de la canalisation
- A : section des pots
- a : section de la canalisation
- L : hauteur du fluide dans les pots
- ν : viscosité cinématique du fluide

FIG. C.2 – Schéma et paramètres de l'inclinomètre hydrostatique longue base développé par (Boudin, 2004).

Le comportement de l'instrument est défini par sa géométrie (voir figure C.2). En notant g_0 la pesanteur moyenne, l la longueur de la canalisation, a la section de la canalisation, A la section des pots et ν la viscosité cinématique du fluide qui s'écoule dans la canalisation, l'équation différentielle qui régit son comportement s'écrit :

$$\frac{d^2 H}{dt^2} + 2\beta \omega_0 \frac{dH}{dt} + \omega_0^2 H = 0$$

$$\text{avec } \omega_0^2 = \frac{2g_0 a}{l A} \text{ et } \beta = \frac{2\pi \nu l A}{g_0 a^2} \omega_0$$

L'instrument se comporte ainsi comme un filtre passe-bas du second ordre, de période de coupure $T = \frac{2\pi}{\omega_0}$ et de facteur de qualité $Q = \frac{1}{2\beta}$.

Capteur de position différentiel LVDT

Le capteur de position nommé LVDT est décrit dans (Saleh, 1986). C'est un capteur de déplacement inductif dit "transformateur différentiel". Il est composé d'un noyau de ferrite se déplaçant dans un bobinage constitué d'un enroulement primaire, alimenté par un oscillateur à 500 kHz et de 2 enroulements secondaires placés symétriquement par rapport au primaire. La différence des signaux reçus et redressés permet d'avoir une tension proportionnelle à la position de la ferrite (voir figure C.3).

La sensibilité, de l'ordre de $1mV/\mu m$, est déterminée par calibration directe. La non-linéarité représente au maximum 1% pour une plage de mesure de 2 mm (?). Boudin (2004) estime la borne supérieure de la dérive du capteur à $0.36\mu m/mois$, ainsi que sa sensibilité thermique, $0.39\mu m/^\circ C$, du même ordre de grandeur que le coefficient de dilatation thermique de la silice.

Principe de l'inclinomètre installé

Le lecteur intéressé par l'instrument trouvera dans (Boudin, 2004) une description plus précise de l'instrument.

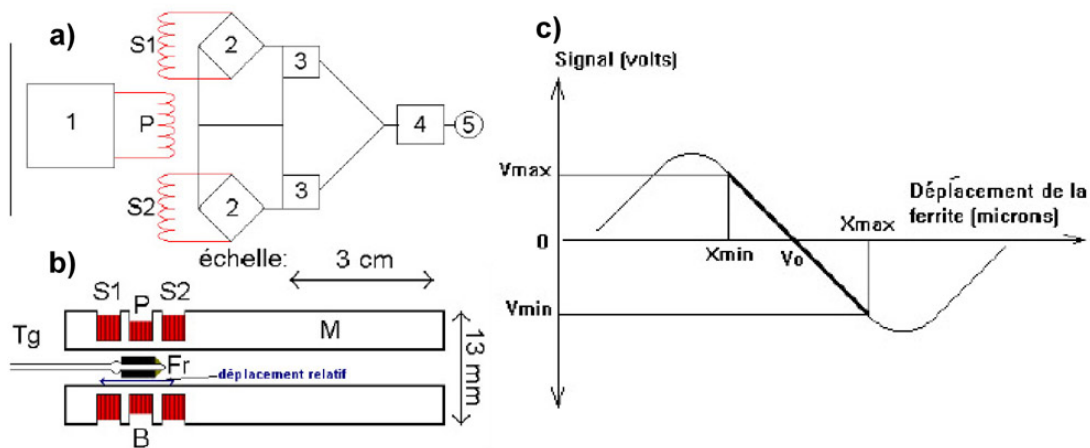


FIG. C.3 – Capteur de position relatif LVDT. a) schéma de fonctionnement. b) forme du capteur. c) Forme de la relation position relative / tension. D'après Boudin (2004).

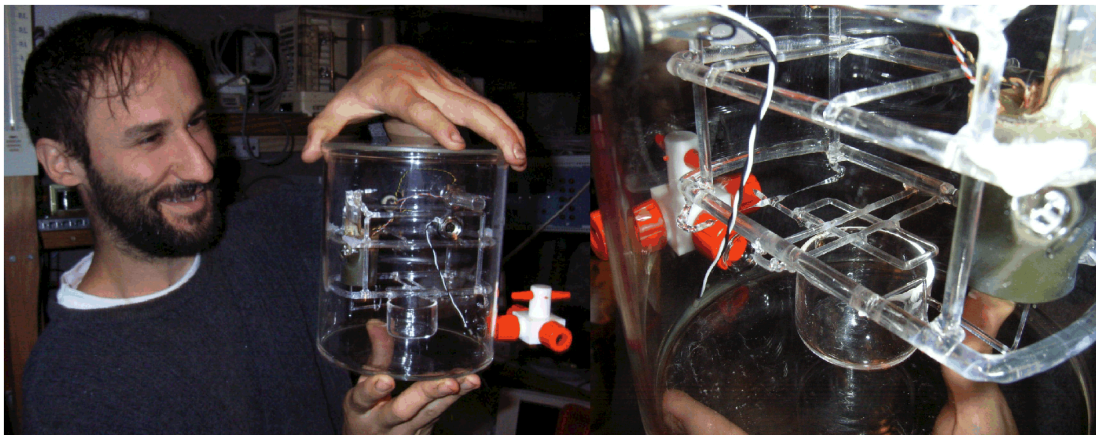


FIG. C.4 – Frédéric Boudin tenant un pot en silice de l'inclinomètre. A droite, détail sur la partie mécanique : axe de rotation fin, flotteur, LVDT à droite.

Les pots et toutes les parties mobiles sont fabriqués en silice. Les caractéristiques de ce matériaux sont intéressantes : coefficient de dilatation thermique très faible ($5.4e - 7/^{\circ}\text{C}$ soit 2 ordres de grandeurs inférieur à la plupart des métaux), elle permet également une soudure silice-silice. Le principe de la mesure des variations de hauteur d'eau dans les pots est très simple : un flotteur tourne autour d'un axe fin en silice et entraîne un bras et la ferrite dans le capteur de déplacement LVDT (voir figure C.4).

C.1.3 Installation de l'inclinomètre

Le projet consistait à installer des inclinomètres hydrostatiques présentés précédemment. Cet instrument avait montré ses qualités dès sa première implantation sur le site de l'île de Trizonia en Grèce. Le site de Sainte-Croix-aux-Mines constitue ainsi le deuxième site d'installation, dans des conditions totalement différentes. L'installation a été effectuée en étroite collaboration avec Frédéric Boudin et Claude Courteil, avec l'aide précieuse de Michel Kammenthaler, le soutien marqué de Françoise, Thierry et Ariel Vincent.

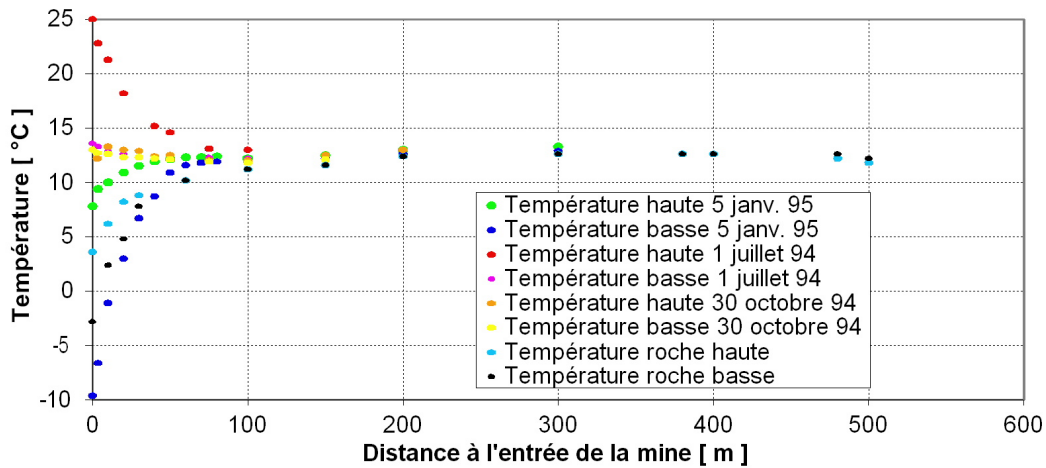


FIG. C.5 – Températures de l'air et de la roche mesurées par Thierry à différentes époques de l'année. Au delà de 200 m, les variations de température sont inférieures au degré. A ces profondeurs, la thermodynamique est principalement gérée par l'écoulement de l'eau.

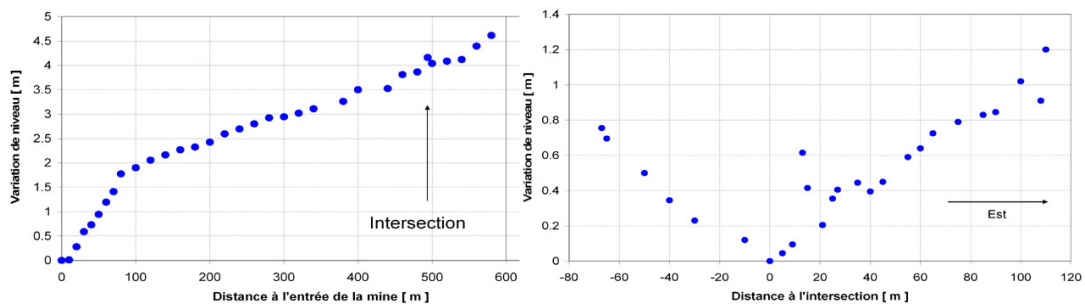


FIG. C.6 – Profils de la galerie principale et du filon exploité, relevés par Thierry.

Site d'installation

Les instruments géodésiques nécessitent des environnements extrêmement protégés pour que leurs mesures soient crédibles et interprétables (non entachées d'un ensemble de contributions très locales développées dans la partie 3.3.3 page 53). Les inclinomètres en particulier, vu leur énorme sensibilité différentielle sont principalement visés : Melchior (1983) insiste sur la contrainte de les installer à des profondeurs minimales (au moins 50 m). Historiquement, les anciennes mines ont toujours été un lieu privilégiés pour l'installation de tels instruments.

La mine WilhelmStollen a été choisie pour plusieurs de ses diverses qualités : une roche mère rigide (le gneiss) qui permet un bon couplage entre l'instrument et la roche, deux galeries orthogonales qui ont permis l'installation de deux instruments orthogonaux, une couverture de 160 m de roche qui permet de filtrer l'essentiel des variations annuelles de température (voir figure C.5), un faible aérage vu la longueur de la galerie d'accès (Florsch et al., 2002), et surtout, un propriétaire curieux qui a s'est occupé jour et nuit de son bon fonctionnement (Thierry).



FIG. C.7 – Galeries de la Mine WilhelmStollen. De gauche à droite : travers banc principale, rectiligne, à noter le ruisseau d'exhaure sur la droite. Galerie dans le filon, partie est, à noter le pendage de $70^{\circ}E$ et la puissance du filon de 50 cm. Galerie dans le filon, partie ouest.

Choix d'installation

Position des pots : Le profil des galeries, indiqués sur la figure C.6 a limité la longueur maximale de l'instrument, celui-ci devant être installé à l'horizontale. Afin de garantir une stabilité à long terme optimale et d'éviter la chute de pierres sur l'instrument, nous avons choisi de creuser dans les niches dans une roche mère non broyée, non fracturée, homogène donc, et laissant également de larges espaces de travail verticaux. Cet emplacement a été choisi à bonne distance des terminaisons des galeries, afin de réduire les déformations de cavité induites par les ondes de marée.

Couplage : Les conditions dans la mine étant idéales pour implanter un tel instrument de qualité géodésique (roche rigide, stabilité thermique, humidité constante), nous avons décidé de soigner le couplage entre l'inclinomètre et la roche. Nous avons donc choisi de poser les deux pots de l'inclinomètres directement dans des niches creusées dans la roche, sans aucun intermédiaire, pour ne pas introduire de déformation supplémentaire d'un massif supportant l'instrument. Il a ainsi fallu creuser dans le gneiss deux niches susceptibles d'accueillir les pots de l'instrument, distantes de 100 mètres avec une altitude relative de l'ordre du millimètre.

Sensibilité à la température : Dans le même souci de minimisation du bruit instrumental (d'origine thermique dans notre cas), nous avons pris un soin particulier à assurer l'horizontalité de la canalisation d'eau (Boudin, 2004). La précision atteinte sur les niveaux relatifs des équerres soutenant la canalisation est de l'ordre du millimètre sur les 100 mètres de canalisation.

Étapes d'installation du premier instrument

L'installation de l'inclinomètre $N37^{\circ}E$ du site de Sainte-Croix-aux-Mines s'est déroulée en 2 étapes (du 28 octobre au 19 novembre et du 12 décembre au 18 décembre 2004) et a nécessité la présence de 3 personnes à plein temps (avec Frédéric Boudin et Claude Courteil) pendant les 3 semaines de mission. Le tableau C.2 synthétise les différentes étapes d'installation et leur durée.

L'électrification de la mine a été une question mal envisagée au premier abord, il a en effet été nécessaire d'alimenter une foreuse de 1800 W à 650 m de la première prise



FIG. C.8 – De gauche à droite : Délimitation de la position de la niche Sud à l'aide d'une disqueuse Diamant, par Michel Kammenthaler. Niche sud percée, a noter les trous de pré-perçage. Frédéric Boudin et Claude Courteil vérifiant l'horizontalité entre 2 équerres successives.



FIG. C.9 – De gauche à droite : Surfaçage d'une niche par Patrick Longuevergne. Niche nord surfacée accueillant le système de nivellement hydrostatique pour vérifier que le niveau relatif entre les 2 niches soit de l'ordre du millimètre.

électrique. Afin de limiter les pertes de charge, nous avons du trouver la longueur de câble nécessaire d'un diamètre de $3,5\text{mm}^2$ en moyenne. Nous remercions L'ASEPAM (Association Spéléologique pour l'Etude et la Protection des Anciennes Mines), Ariel Vincent et Patrick Longuevergne pour le prêt de matériel. Le perçage et le surfaçage dans le gneiss dégageant beaucoup de poussière, les conditions de travail à 500 mètres de l'entrée dans cette mine, sans système d'aérage, se sont révélées quelques fois difficiles.

La première niche a été forée à 480 m de l'entrée de la mine. La foreuse louée s'est révélée inadaptée pour creuser dans une roche dure comme le gneiss. Une alternative a été proposée par Michel Kammenthaler, artificier, en réalisant des micro-tirs d'explosifs. Dans le but de ne pas fracturer la surface supportant les pots, le contour des niches a été délimité avec une perforatrice, une grande partie de roche a été évidée à la base de la niche, à l'aide d'un marteau piqueur léger, permettant ainsi la réflexion de l'onde de choc et son évacuation vers le haut de la niche. La niche a enfin été nettoyée à l'aide d'un marteau piqueur léger.

La seconde niche, située à 380 m de l'entrée, a été délimitée à l'aide d'une disqueuse à diamant de gros diamètre après un nivellement laser au centimètre. Cette étape a également permis de tracer l'horizontale entre les 2 niches sur la paroi qui

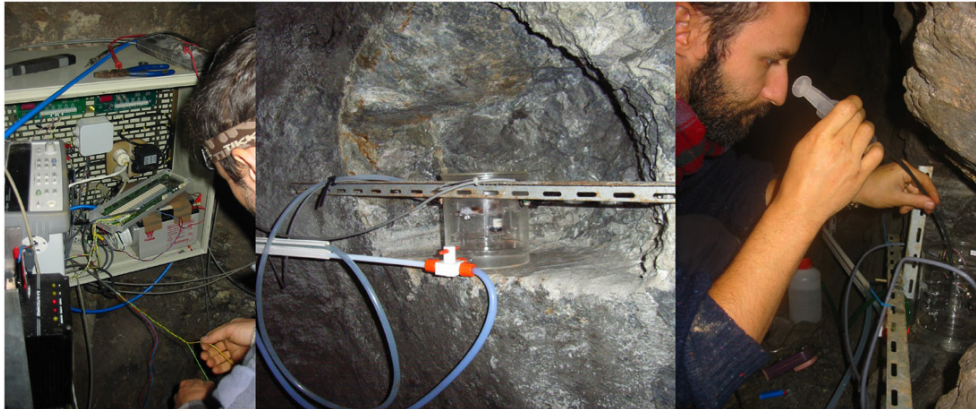


FIG. C.10 – De gauche à droite : Boite électronique accueillant l'alimentation en courant, les systèmes d'alimentation des pots, et l'acquisition Agilent. Pot installé dans sa niche et connecté aux canalisations d'eau et d'air. Frédéric Boudin lors de l'étalonnage de l'inclinomètre.

accueillera les équerres et la canalisation. La distance entre les 2 niches est de 98 m, La dénivellation relative entre les 2 niches est d'approximativement 1m, (la première est installée à 1,30 m au-dessus du sol, la seconde à 30 cm). Les canalisations d'eau et d'air sont installées dans une gaine, puis sur des équerres séparées d'au plus 1,5 m. L'horizontalité au millimètre est vérifiée.

L'acquisition a été installée à proximité de l'intersection entre le travers banc et le filon (en vue de l'installation du second inclinomètre dans le filon). Les câbles d'alimentation et de données des capteurs de position et des sondes de température ont ensuite été tirés, puis raccordés à la carte électronique qui gère les différentes voies de l'acquisition. Le PC commandant l'acquisition a été installé dans la maison de Thierry et Françoise Vincent, à 700 m de la centrale de numérisation des signaux.

L'installation des pots est une étape délicate vu leur fragilité. Les 100 m de canalisation sont ensuite remplis à l'aide d'une pompe, l'eau devant circuler tant que toutes les bulles d'air n'ont pas disparues. Les pots sont mis en eau et calibrés, une fonction de transfert expérimentale est enfin déterminée. Ces étapes sont nécessaires pour vérifier la bonne marche de l'instrument et déterminer son bon comportement. Enfin, des éléments de protection contre les surtensions et un onduleur ont été installés.

L'installation du second inclinomètre orienté $N120^{\circ}E$ s'est déroulée sur une période plus étalée. Il a été mis en marche le 15 novembre 2005, soit approximativement un an après le premier. Cet instrument a été plus difficile à installer parce qu'il fallait s'adapter à la nature plus instable du filon exploité (voir figure C.7), aux galeries d'explorations et au profil chaotique de la galerie (voir figure C.6). On trouvera la photo des instruments installés sur la figure C.11.

Mise au point de l'instrument

Quelques détails sont indispensables à la bonne marche de l'instrument et à la minimisation du bruit :

- le liquide de remplissage doit être absolument inerte vis à vis des matériaux utilisés et ne contenir le moins de gaz dissous (pour éviter la formation de bulles qui viendraient empêcher les équilibres de pression. Nous avons utilisé de l'eau distillée et bouillie
- l'étanchéité des pots doit être assurée, une seule entrée d'air commune aux deux

TAB. C.1 – Temps d'installation du 1er inclinomètre

Etape	Durée effective
Visite de la mine. Mise en place de la géométrie et choix des emplacements	1j. (10h)
Mise en place de l'électrification au fond de la mine	3j.
Creusement de la niche nord	3j.
Nivellement laser - dessin de l'emplacement de la niche sud et de l'horizontale entre les 2 pots	1/2 j.
Perçage des équerres qui soutiennent la canalisation	1j.
Creusement niche sud	2j.
Nivellement hydrostatique de précision entre les 2 niches	2j.
Surfaçage des niches	1/2j.
Mise en place des équerres	1j.
Horizontalité des équerres	2j.
Pose des goulottes et des canalisations eau/pression	1j.
Installation de l'acquisition et câblage	1j.
Mise en place des pots	1/2j.
Remplissage des pots	1/2j.
Calibrage des pots et détermination de la fonction de transfert expérimentale	1j.



FIG. C.11 – Photo des deux inclinomètres installés. A gauche, l'instrument orienté N37°E installé dans un travers banc. A droite, l'instrument orienté N120°E, installé dans le filon exploité, instable. A noter la nécessité de s'adapter aux zones d'éboulements dans cette dernière galerie.

TAB. C.2 – Caractéristiques

Paramètre géométrique	Valeur
Diamètre interne des pots <i>A</i>	$132 \pm 1 \text{ mm}$
Diamètre interne de la canalisation d'eau <i>a</i> (PTFE)	$8 \pm 0.1 \text{ mm}$
Diamètre interne de la canalisation d'air (PVC)	$8 \pm 0.1 \text{ mm}$
Hauteur d'eau dans les pots <i>L</i>	$30 \pm 1 \text{ mm}$
Hauteur d'huile dans les pots	$3 \pm 1 \text{ mm}$
Distance entre les pots (inclinomètre N ₃₇ °E)	$98 \pm 0.5 \text{ m}$

pots doit être située au centre de l'instrument. Cette étanchéité est assurée par de la graisse silicone, et vérifié à l'aide d'une pompe à vide.

- enfin, une couche d'huile recouvre enfin la couche d'eau dans les pots, afin d'éviter les problèmes d'évaporation. La faible tension superficielle de l'huile limite également les problèmes de ménisques et de capillarité avec le flotter.

C.1.4 Mise en route de l'instrument

Calibration des pots

La première étape consiste à calibrer la relation niveau d'eau - tension à la sortie du LVDT, les pots étant isolés. Cette calibration est effectuée en rajoutant une quantité fixée d'eau (1 ml) régulièrement (voir la figure C.12). L'erreur sur la calibration est faible (voir le tableau C.3). *A priori*, la variance d'estimation de la constante de calibration du pot ouest est importante, *a posteriori*, la recherche d'ondes de marées sur la somme des déplacement des pots est et ouest montre qu'elle est sûrement mieux définie.

TAB. C.3 – Caractéristiques des capteurs. Les capteurs est et ouest, construits en 2005, sont 20% plus sensibles que les capteurs installés en 2004.

Capteur	Sensibilité [$\mu\text{m.V}^{-1}$]	Incertitude [%]
Nord (2004)	-638.4	0.5
Sud (2004)	-658.2	0.6
Est (2005)	-510.5	1
Ouest (2005)	-557.7	8
Sud (2007)	-569	4

Une seconde méthode de calibration est envisageable, lorsque l'inclinomètre est en fonctionnement, pour éviter de manipuler les vannes : l'injection d'une quantité importante d'eau permet de calibrer le pot autour du niveau de fonctionnement.

Etalonnage de l'inclinomètre

Deuxième étape, effectuée lorsque les deux pots sont calibrés, les deux pots étant en communication, consiste à injecter une quantité importante d'eau. Le ré-équilibre des niveaux entre les deux pots permet de déterminer le temps de réponse de l'instrument d'une part et de vérifier la calibration d'autre part.

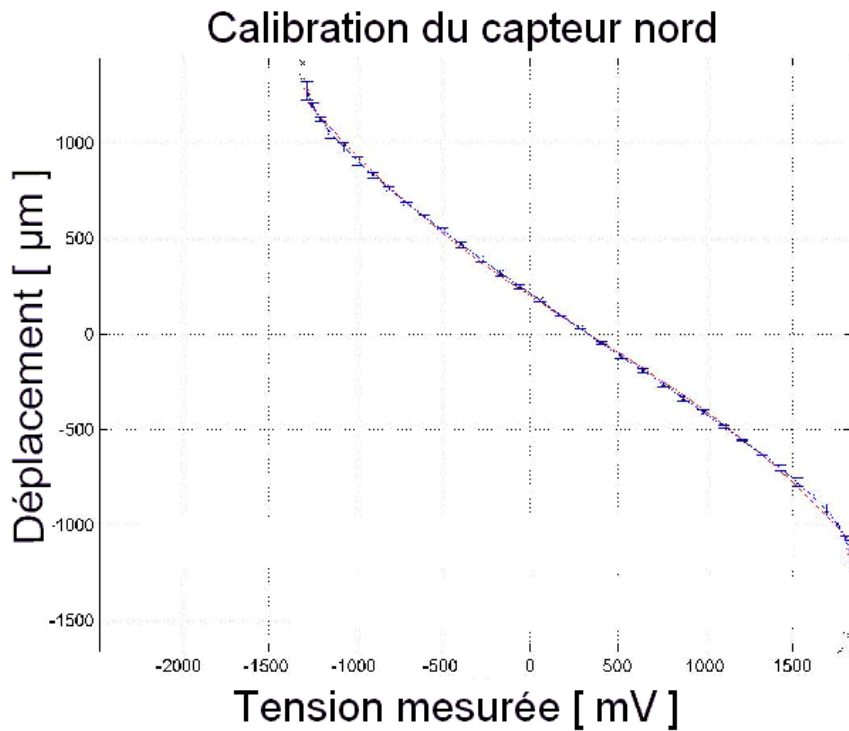


FIG. C.12 – Courbe de calibration du LVDT pour le pot nord

Acquisition des données

La numérisation des données est laissée à du matériel de laboratoire, une centrale Agilent qui s'est révélée être extrêmement précise et stable. Elle est interrogée toutes les 30 secondes par un PC sous DOS situé à l'extérieur de la mine. L'acquisition est succincte, mais fonctionne bien. Malheureusement, il faut arrêter l'acquisition à chaque téléchargement de données. La dérive de l'horloge du PC, linéaire équivalente à $4.7s.jour^{-1}$ (voir figure C.13) est recalée par un polynôme linéaire par morceaux qui permet une correction à la seconde près dans la plupart des cas.

Suivi

Si les variations relatives de niveau d'eau dans les pots permet de calculer la déformation en tilt, la somme des variations de niveau est lié aux variations de volume d'eau et permet de "tater le pouls" de l'instrument. Les effets sur le mode commun sont théoriquement liés uniquement à la compressibilité des tubes, le chauffage uniforme du système d'éventuelles pertes en eau.

Le mode commun permet en effet de suivre l'évolution de la calibration relative entre les deux pots. L'apparition de l'onde de marée M2 sur le spectre indique un problème électrique (dissymétrie de l'alimentation en courant) ou un problème mécanique (frottement du LVDT ou condensation d'eau dans le LVDT). Attention à ne pas confondre cette fréquence avec des harmoniques de la journée, liées aux variations de pression atmosphérique.

En théorie, il est également possible de suivre l'évolution de la sensibilité relative des pots, en calculant un coefficient de régression linéaire entre les pots, qui doit être égale à -1 . Cette méthodologie est adoptée dans le travail de D'Oreye de Lantremange (2003). En pratique, le calcul est délicat puisqu'il dépend beaucoup de la taille de la fenêtre glissante choisie, les variations de niveau dans les pots contenant surtout les effets de la pression atmosphérique.

Les figures C.15 et C.16 montrent l'évolution du coefficient de régression avec le temps. Elles suggèrent tout d'abord que la période de stabilisation de l'instrument est de l'ordre de trois mois. Ensuite, on retrouve la période anormale de juillet 2005 déjà identifiée comme des problèmes électriques. On retrouve également la période problématique d'avril 2006 pour l'instrument EO.

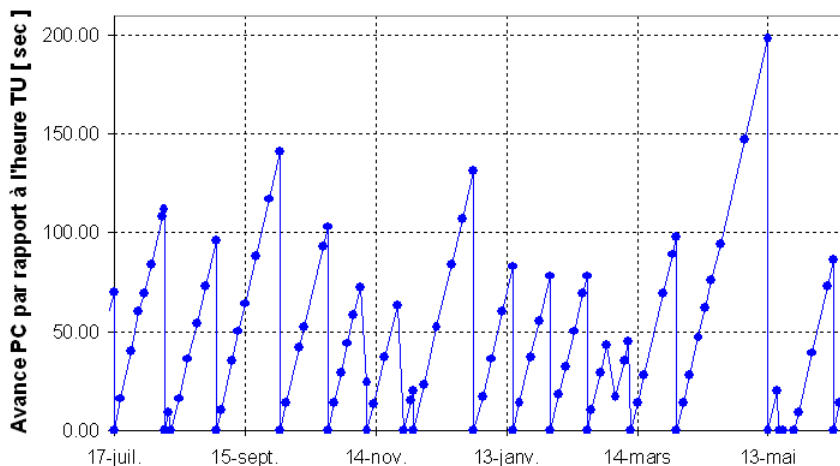


FIG. C.13 – Exemple de dérive d'horloge du PC d'acquisition par rapport à l'heure TU.

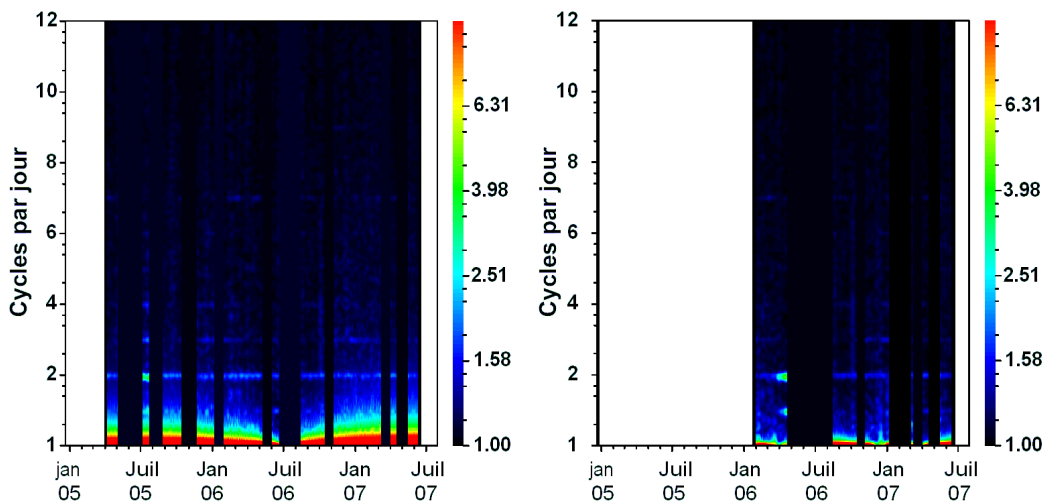


FIG. C.14 – Spectre glissant du mode symétrique calculé sur des fenêtres de 21 jours, séparées de 12h. A gauche pour l'inclinomètre $N_{37^{\circ}E}$, à droite pour l'inclinomètre $N_{120^{\circ}E}$. A noter l'apparition des ondes de marées en juillet 2005 pour le premier instrument, lié à un problème d'alimentation électrique, en avril 2006 pour le second, lié à la condensation d'eau dans le LVDT.

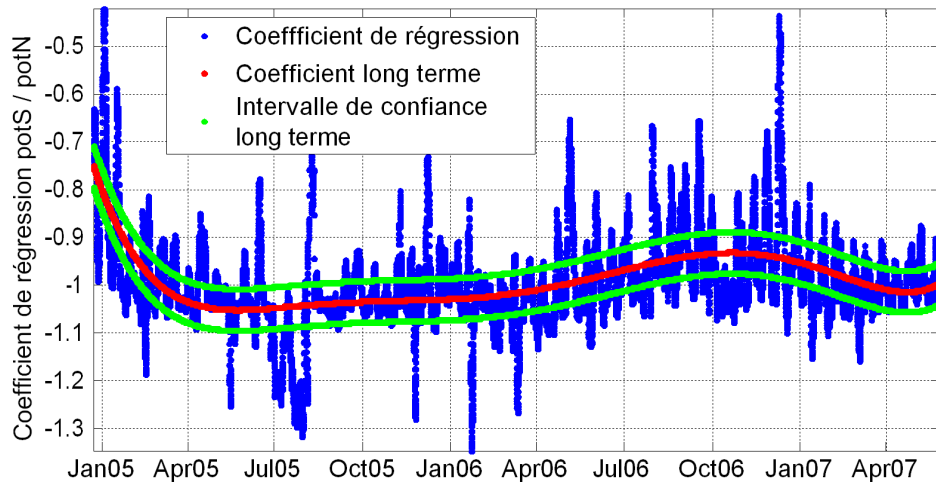


FIG. C.15 – Variation temporelle du coefficient de régression entre les variations de hauteur d'eau entre le potN et le potS, déterminé sur des fenêtres de 10 jours séparées de 3h. En rouge, lissage effectué par un polynôme du 6ème degré, en vert l'intervalle de confiance associé à la détermination du polynôme.

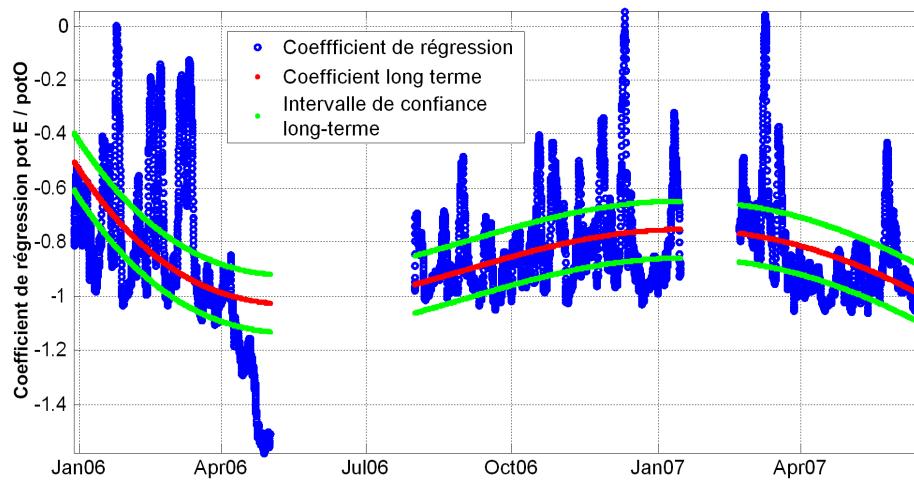


FIG. C.16 – Variation temporelle du coefficient de régression entre les variations de hauteur d'eau entre le potE et le potO, déterminé sur des fenêtres de 10 jours séparées de 3h. En rouge, lissage effectué par un polynôme du 4ème degré, en vert l'intervalle de confiance associé à la détermination du polynôme.

C.2 INSTRUMENTATION HYDROLOGIQUE ET MÉTÉOROLOGIQUE

L'instrumentation géodésique a été complétée par un suivi hydrologique et météorologique.

C.2.1 Station météorologique

Thierry Vincent étant observateur Météo-France, il effectuait un suivi journalier des précipitations et température minimales et moyennes. Afin d'améliorer le suivi du bassin versant, nous avons rajouté une station météorologique simple, dont les observations permettent le calcul de l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penmann-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965) : température, humidité relative, vitesse du vent, rayonnement incident. Nous nous étions autorisé le "luxe" de choisir un pluviomètre de bonne résolution (0.01 mm) disposant d'un système de chauffage, à cause des chutes de neige potentielles pendant l'hiver. Le revendeur et fabricant Campbell nous avait été recommandé (voir le devis C.2.1).

La centrale d'acquisition Campbell s'est révélée être de très bonne qualité par rapport à son prix et son fonctionnement en extérieur (bruit de 0.2mV pour une entrée différentielle, fonctionnement 2 semaines en autonome sur une batterie 7 Ah). Les sondes ont bien fonctionné, sans problème particulier. Le pluviomètre Young s'avère être un très mauvais choix par contre.

C.2.2 Suivi des précipitations

Performances relatives des pluviomètres

Le champ de précipitations est une variable essentielle du cycle hydrologique d'un bassin versant, et son appréhension nécessite un bon échantillonnage spatial, en particulier dans des contextes montagnards. Plusieurs bénévoles, bien répartis dans le bassin versant, ont accepté d'héberger chez eux un pluviomètre. Nous avons ainsi testé plusieurs types de pluviomètres (voir figure C.17). Le pluviomètre manuel Météo-France a été pris comme référence, les résultats de l'inter-comparaison sont indiqués sur le tableau C.4.

Les résultats de cette inter-comparaison sont des plus surprenants. Le pluviomètre dont la surface était la plus réduite s'avère de qualité remarquable. Le pluviomètre Young est par contre une catastrophe, alors que toutes les calibrations donnent des résultats excellents. Une fois installé dans son environnement, il sous-estime systématiquement les précipitations de 20%. Le trou de l'auge est beaucoup trop petit et sujet à bouchage répétés. La puissance de chauffage est également trop importante et fait évaporer une grande partie des petites précipitations. Les discussions avec le revendeur et le constructeur se sont enlisées et n'ont jamais abouti qu'à des redites du manuel d'utilisation.

Le pluviomètre RGR122 modifié a été choisi pour être installé chez les bénévoles. Outre la liaison sans fil qui offre un confort d'utilisation non négligeable, la surface de captation est confortable et son comportement tout à fait équivalent au pluviomètre Météo-France de référence.

Dear Dawn,

This Quotation is	(Ticked when appropriate)
Urgent	
To be checked by Nigel (or someone else if he is away) Please see Email Fax SOF ECF	
Delivery costs	
Boxe's weight and sizes	
Standard delivery delays	
Delivery delays for an order within a week	
For File	

Nota: Daniel (Météo France DIR/9014 et Cirad Réunion CIR/9033)

A l'attention de Monsieur
LONGUEVERGNE**UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE -PARIS 6****UMR Sisyphe**

Case 123 - Tour 56 - Aile 56-55 - 4 étage

4 Place Jussieu

75 252 PARIS CEDEX 5

FRANCE

Customer N°: UPI/9117-6**N° de TVA:**

Page 1/1

Références à rappeler lors de la commande

QF 2005-298**DEVIS en Euros Valable 90 jours**

Formulaire Numéro 19029/160394

Adresse de livraison: UPI/9117-6 UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE -PARIS 6, UMR Sisyphe, Case 123 - Tour 56 -**Lot numéro 1: Station météo type BWS ET, sans Alimentation 12 / 24 V ni adaptateurs secteur.**

Code	Description	Quant.	Prix unitaire en Euro	Total H.T.
SPM2I 009230	Mât Simple 2 m	1	87,00 €	87,00 €
ENC-MOUNTI 009382	Kit de montage de coffret sur trépied ou pylône	1	46,00 €	46,00 €
ENC 12/14I 009372	Coffret GRP blanc (dimensions internes 356x305x140 mm)	1	215,00 €	215,00 €
CR510I 009552	Centrale d'acquisition de données avec logiciel PC200W (-25 à +50°C)	1	725,00 €	725,00 €
03002-5I 009413	Capteur de vent Wind Sentry avec boîtier de connection (sans câble; ajouter ref 006905)	1	545,00 €	545,00 €
CAB-6905I 006905	Câble santoprene 22AWG 3 paires torsadées 9721	3	2,00 €	6,00 €
50YI 009433	Capteur d'humidité relative et de température (Câble 3 m)	1	283,00 €	283,00 €
PSW12I 009545	Commutateur d'alimentation 12V	1	51,00 €	51,00 €
41303-5I 010149	Abri Gill non ventilé (pour 107, 50Y, CS215)	1	88,00 €	88,00 €
SP-LITEI 009192	Pyranomètre Kipp & Zonen, avec niveau à bulle intégré (3m de câble)	1	355,00 €	355,00 €
018EI 009386	Bras de montage sur ATW et CM10 pour pyranomètre et moniteur de vent	1	142,00 €	142,00 €
52202-CEEI 009537	Pluviomètre RM Young avec chauffage (câble standard de 6m) - Version Européenne	1	632,00 €	632,00 €
SC32BI 009774	Interface RS232 isolée optiquement, 9 broches à 9 broches, DTE, avec câble RS232	1	78,00 €	78,00 €
PC200WI 009540	Logiciel de démarrage sous Windows	1	0,00 €	0,00 €
Total lot n°1				3 253,00 €
Total Devis H.T. et hors frais de livraison				3 253,00 €

Les prix s'entendent hors taxes et ne comprennent pas les frais de livraisons et d'assurance. Les factures sont libellées en Euros Toutes Taxes Comprises sauf pour la vente à l'exportation et l'acquisition intra-communautaire.

Les délais de livraison sont en moyenne de 3 à 4 semaines après réception de la commande. Ce devis s'entend enlèvement des marchandises non emballées à notre usine en Angleterre. Paiement à 30 jours date de facture

Veuillez agréer, Monsieur, l'expression de mes sincères salutations.

Samuel DEBROISE, Technico-Commercial

Fait aux Ulis, vendredi 19 août 2005

Ce devis est établi selon les conditions standard de vente de notre compagnie. L'acceptation de ce devis entraîne l'acceptation de toutes nos conditions de vente indiquées sur le verso. Les biens demeurent la propriété de Campbell Scientific Ltd. jusqu'à paiement complet de la facture.



FIG. C.17 – Inter-comparaison pluviomètres. De gauche à droite : Pluviomètre RGR122 modifié par Thierry, le Young, le pluviomètre de référence manuel Météo-France, le pluviomètre Rosted (petite boule noire), la station météo Campbell

TAB. C.4 – Caractéristiques des pluviomètres, et résultat de l'inter-comparaison avec le pluviomètre de référence Météo-France.

Capteur	Prix	Transm.	Surface	Résolution	Facteur d'échelle	rmse [$mm.j^{-1}$]
Manuel MF (référence)	75 euros	Manuel	200cm ²	Lecture 0.05 mm	Référence	Référence
Young 52202	632 euros	Filaire	200cm ²	0.1mm	0.8	0.7
Rosted digirain	50 euros	Filaire	< 100cm ²	0.01mm	0.96	0.05
RGR122 (Oregon Scientific)	60 euros	Sans fil 100m	?	1mm	?	?
RGR122 modifié	80 euros	Sans fil 100m	3000cm ²	0.064mm	0.995 à 1.05	0.015
Tube à neige	10 euros	Manuel	≈ 100cm ²	pesée	0.91	0.28

C.2.3 Piézomètre

Le projet a également conduit à installer un piézomètre dans l'aquifère d'accompagnement de la Liepvrette, rivière principale du bassin versant. L'emplacement se situe sur un terrain de la mairie de Sainte-Croix-aux-Mines, à 35m de la Liepvrette. Dans l'ordre et la discipline, les étapes préliminaires ont consisté à lancer un appel d'offre, à mettre en place d'un dossier "Loi sur l'eau" voir le dossier C.2.3) et enfin à déclarer le piézomètre à la DRIRE (inséré en page 274), la photo finale du piézomètre et de son environnement est présenté figure C.21.

Dossier de déclaration DIREN

Implantation d'un piézomètre de surveillance à Sainte-Croix-aux-Mines

Présentation des opérations réalisées, au titre de la rubrique 1.1.0.

Demandeur : Unité Mixte de Recherche « Sisyphe »
4 place Jussieu
75252 Paris Cedex 05
téléphone : 01 44 27 48 85
courriel : longueve@ccr.jussieu.fr

Nature de l'ouvrage : Piézomètre de surveillance

Localisation de l'ouvrage : Bassin versant de la Liepvrette
Commune de Sainte Croix aux Mines
Parcelle n° 38, dans le lit majeur de la Liepvrette

Motivation de la demande :

Dans le cadre du PNRH (Programme Nationale de Recherche en Hydrologie) « cycle de l'eau et flux associés », Nicolas Florsch de l'UMR Sisyphe coordonne un projet intitulé Hydrologie et Géodésie, qui consiste à appréhender la déformation de la croûte terrestre induite par la redistribution des masses d'eau à la surface de la terre.

Un instrument de qualité géodésique a été installé à Sainte Croix aux Mines, l'aquifère de la Liepvrette représente donc un sujet d'étude particulier. Le suivi hydrologique de la nappe d'accompagnement de la Liepvrette – qui se traduit par l'installation d'un piézomètre dans le lit majeur – permettra de caler des modèles hydrogéologiques en vue de comparer les variations de la masse d'eau contenue dans l'aquifère aux observations géodésiques.

Ce projet a été élaboré en partenariat avec le BRGM SGR Alsace, le piézomètre leur sera donc cédé à la fin de l'étude, dans le cadre de son programme de surveillance national, sous réserve d'acceptation de la commune.

L'installation est prévue fin août début septembre 2005, en période de basses eaux, et s'appuie sur la qualité du foreur, qui bénéficie d'un label de qualité.

2. Localisation de l'ouvrage

Le piézomètre se situe donc dans la vallée de la Liepvrette, à l'entrée aval de la commune de Sainte Croix aux Mines. La mairie de Sainte Croix aux Mines a mis à notre disposition la parcelle communale numéro 38. Cette parcelle, dans le lit majeur de la Liepvrette, me semble un endroit idéal pour l'étude en cours. Il sera installé au plus près d'un talus pour ne pas trop gêner une utilisation future de la parcelle.

Les cartes permettant de localiser l'ouvrage ont été rassemblées dans la partie 8

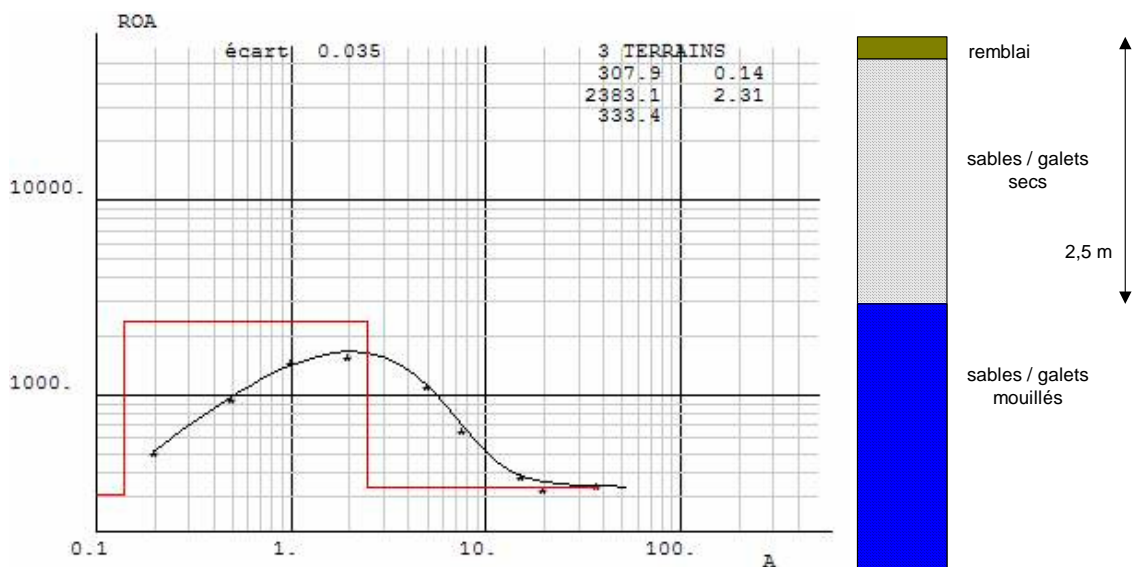
3. Ouvrage

Le projet comprend l'installation d'un piézomètre de surveillance de la nappe dans la nappe d'accompagnement. Le foreur FORALEST MAURUTTO installé à Wittelsheim a été choisi pour sa réalisation. Cette entreprise bénéficie du label de qualité AQUAPLUS élaborée par le syndicat national des entrepreneurs de puits et de forages d'eau et la direction de l'eau du Ministère de l'environnement.

Le piézomètre sera foré à l'aide d'un marteau fond de trou d'un diamètre de 133 mm avec tubage à l'avancement. La coupe technique proposée est jointe dans ce dossier. Conformément à la loi sur l'eau, une embase bétonnée en surface et un tube en acier sortant de 50 cm au-dessus du sol avec tête de piézomètre cadenassable seront installés. A l'issue de cette opération, l'analyse des cuttings permettra de fournir une coupe géologique.

Suite à une rencontre sur le site, le foreur a avancé la possibilité d'utiliser une machine légère (moins de 5 tonnes), ayant donc très peu d'impact sur la parcelle.

Un sondage électrique effectué en février dernier a mis en évidence la profondeur de la nappe à 2,5 m sous la surface du sol. Un autre sondage sera effectué juste avant l'installation du piézomètre (en période de basses eaux) afin de préciser la profondeur à forer, mais 10 mètres devrait être un maximum.



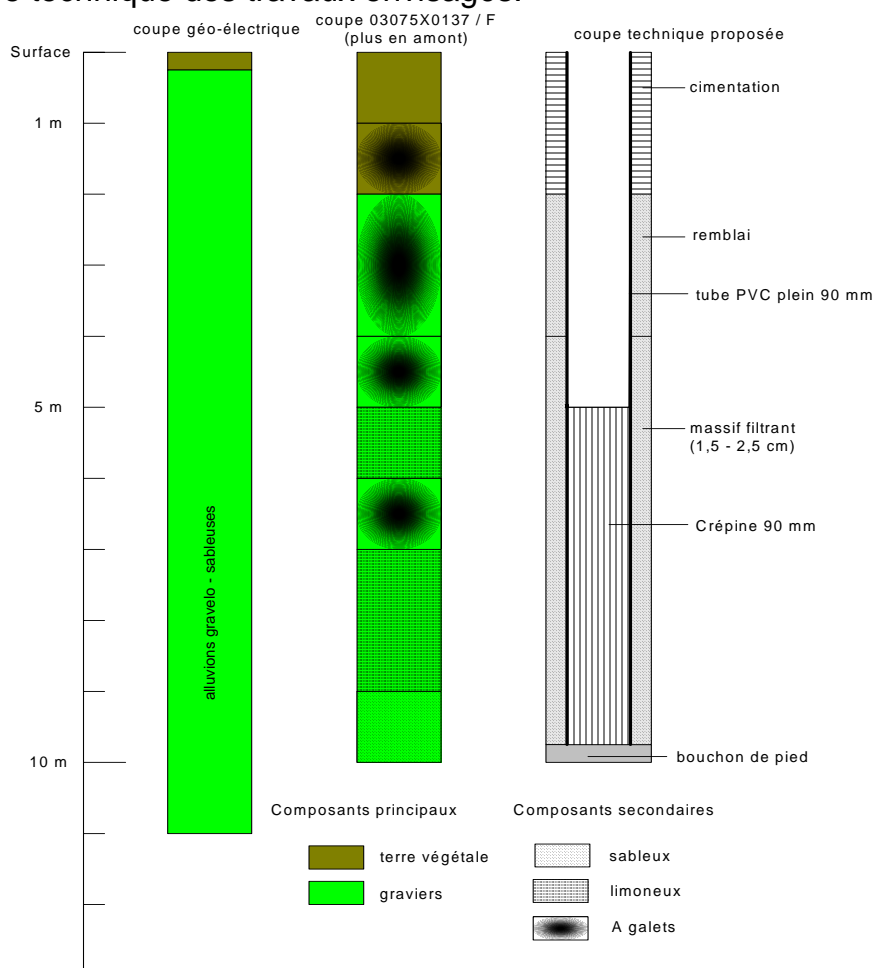
Sondage électrique et log géologique interprété

Sainte Croix aux Mines. Le BRGM souhaite continuer les observations dans le cadre de son programme national de surveillance des eaux souterraines. Il sera rebouché conformément à la loi sur l'eau dans le cas contraire.

4. Rubriques de la nomenclature concernée

Le schéma suivant présente :

- La coupe géo-électrique interprétée à l'aide du sondage électrique effectué sur le site d'installation du piézomètre en février 2005. La coupe lithologique, quant à elle, est issue de la banque de données sous-sol du BRGM, et a été effectuée un peu plus en amont du site, à proximité de la papeterie ROSSMAN installée à Sainte Croix aux Mines.
- La coupe technique des travaux envisagés.



Coupes lithologiques et technique prévues

La tête du piézomètre s'élèvera à 0,5 m au dessus du terrain naturel, une dalle sera coulée au sol afin d'éviter que l'eau ne stagne en surface.

La qualité de la réalisation de l'ouvrage (foration, matériaux utilisés) repose sur l'expérience du foreur, qui a été décorée du label AQUAPLUS.

- **Aire d'étude**

Etendue, commune concernée

Le piézomètre se situe donc sur la commune de Sainte Croix aux Mines, à l'entrée est du village, sur la parcelle n°=38. Une convention a été signée avec la mairie pour l'implantation. L'emprise au sol sera réduite à son stricte minimum, déterminée par la loi sur l'eau.

Activité humaine, distance par rapport aux habitations

La parcelle numéro 38 accueille un terrain de basket à 10 mètres de l'ouvrage, ainsi qu'une cabane associative à 20 mètres. Les premières habitations se situent à 30 mètres. Le piézomètre sera implanté au pied d'un talus, en frontière avec la parcelle 39, afin de limiter la gêne et les risques éventuels lié aux activités sur la parcelle.

- **Analyse de l'état initial des sites, du cours d'eau et des milieux aquatiques**

Description de l'état initial de l'eau et du milieu aquatique sur le site

Le piézomètre sera implanté dans le lit majeur de la Liepvrette, à 30 mètres approximativement de son cours. D'après un sondage électrique effectué en février dernier, le niveau de la nappe se situe à 2,5 mètres en dessous de la surface.

Qualité de l'eau

La commune de Sainte Croix aux Mine rejette les eaux usées et les eaux d'orage dans la Liepvrette sans traitement de l'eau. On note également, en aval de Sainte Marie aux Mines, une pollution due aux rejets industriels : dégradations importantes dues aux matières phosphorées et aux métaux lourds (source : DIREN)

La qualité biologique des cours d'eau

La qualité biologique de la Liepvrette à Hurst est jugée de qualité moyenne à mauvaise (mauvaise qualité – habitats pauvres).

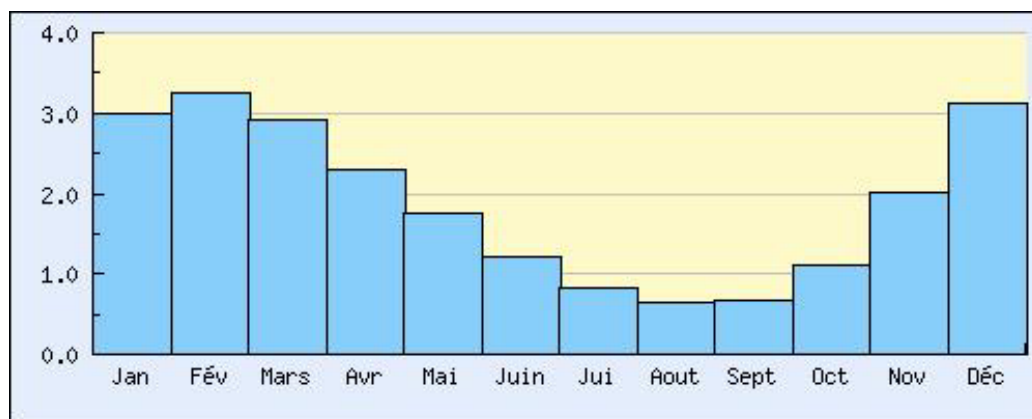
La Liepvrette présente un intérêt piscicole, elle et ses affluents sont classés en catégorie 1 jusqu'à Châtenois. La Liepvrette et leurs affluents sont inventoriés dans les cours d'eau devant assurer la libre circulation des espèces piscicoles. Son potentiel piscicole est limité par une qualité d'eau moyenne (pollution résiduelle).

Mesures de classement existantes, ou intérêt écologique et paysager de la zone : zone humide, rivière à migrateurs, site classé, inscrit, ZNIEFF, ZICO, Site Natura 2000 ...

Les sommets de la vallée sont classés Natura2000, les berges en aval de Sainte Croix aux Mines sont classées en zone humide, mais la parcelle 38 ne jouit d'aucun classement particulier. Une carte d'état initial est à consulter dans la partie 8.

Caractéristiques physiques du cours d'eau et de son bassin versant

Le bassin versant de la Liepvrette couvre une surface de 108 km². La Liepvrette présente une réponse rapide aux épisodes pluvieux du fait de la faible surface du bassin versant, des pentes importantes qui favorisent le ruissellement et du faible pouvoir de rétention du bassin versant. Le comportement de la nappe d'accompagnement de la Liepvrette, quant à elle, est très peu connu, mais sûrement très lié à la rivière : recharge de la rivière en hautes eaux, recharge de la nappe par la Liepvrette en été.



Débit mensuel moyen de la Liepvrette mesuré à Liepvre, en m³/s, calculé sur une période de 41 ans (données RNDE).

l'ouvrage

Le foreur bénéficie du label de qualité AQUAPLUS élaboré par le syndicat national des entrepreneurs de puits et de forages d'eau et la direction de l'eau du Ministère de l'environnement. La qualité des travaux et le respect de l'environnement se base donc sur leur savoir faire pour la réalisation du piézomètre de surveillance. Le devis proposé par le foreur, ainsi que la charte de qualité sont rassemblés dans la partie 8.

Sur les eaux souterraines, sur les eaux superficielles, dont les risques de crue,

Le piézomètre sera réalisé fin août ou début septembre, période qui ne présente pas de risque de crue. Très peu d'impact est à imputer à l'implantation du piézomètre

Sur les risques de pollution ou de colmatage

La méthode de foration avec tubage à l'avancement évitera les problèmes de colmatage.

Sur la destruction des frayères et habitats piscicoles

Sans objet.

Sur les autres modifications du milieu

L'engin de forage prévu est un véhicule léger qui n'endommagera que très peu les terrains communaux.

milieux aquatiques

Dans la présente demande, aucun volume d'eau ne sera prélevé, nous souhaitons simplement mesurer les variations du niveau de la nappe.

Sur l'écoulement et le niveau des eaux superficielles : volume prélevés ou rejetés, quantité stockée ou évaporée, perturbation des écoulements en période de crue, etc
...

L'ouvrage est ponctuel. De plus, la parcelle n'a pas été inondée pendant la forte crue de 1990, et probablement jamais de mémoire d'homme.

Sur les nappes souterraines : niveau, risques de colmatage,

La qualité des matériaux utilisés par le foreur assurera la tenue aux risques de colmatage.

Sur la qualité des eaux superficielles et souterraines,

Conformément à la loi, l'espace intergranulaire sera cimenté sur les 2 premiers mètres, une dalle de béton sera coulé à la surface, évitant ainsi la stagnation de l'eau à proximité de l'ouvrage. La tête du piézomètre sortira de 50cm de la surface.

Sur les écosystèmes aquatiques : risques de modification de la faune et de la flore,

Sans objet

Sur l'intégration paysagère du projet

Le piézomètre sera réduit extérieurement à son strict minimum, et installé au pied d'un talus.

usages de l'eau

Sur l'alimentation en eau potable et la santé publique

Sans objet.

A noter que le piézomètre sera mis à disposition pour tout contrôle de qualité des eaux de la nappe de la Liepvrette par les administrations compétentes.

Sur l'usage industriel et agricole de l'eau, la production d'énergie

Sans objet

Sur la pêche en eau douce et l'exploitation des piscicultures voisines

Sans objet

Sur le tourisme, les loisirs et sports nautiques

Le piézomètre sera installé en bordure de parcelle, au pied d'un talus, afin d'éviter les risques liés à l'utilisation du terrain de basket adjacent. La tête du forage sera équipée d'un cadenas afin de prévenir des actes de vandalisme.

Sur la sécurité publique

Sans objet

Lors des vidanges

Sans objet

objectifs de qualité des eaux

A l'heure actuelle, aucun SAGE n'a été mis en place sur la bassin versant de la Liepvrette. Hormis le classement en zone humide de l'aval du site d'implantation, le SDAGE de l'agence de l'eau Rhin Meuse ne soumet pas la Liepvrette à des contraintes particulière.

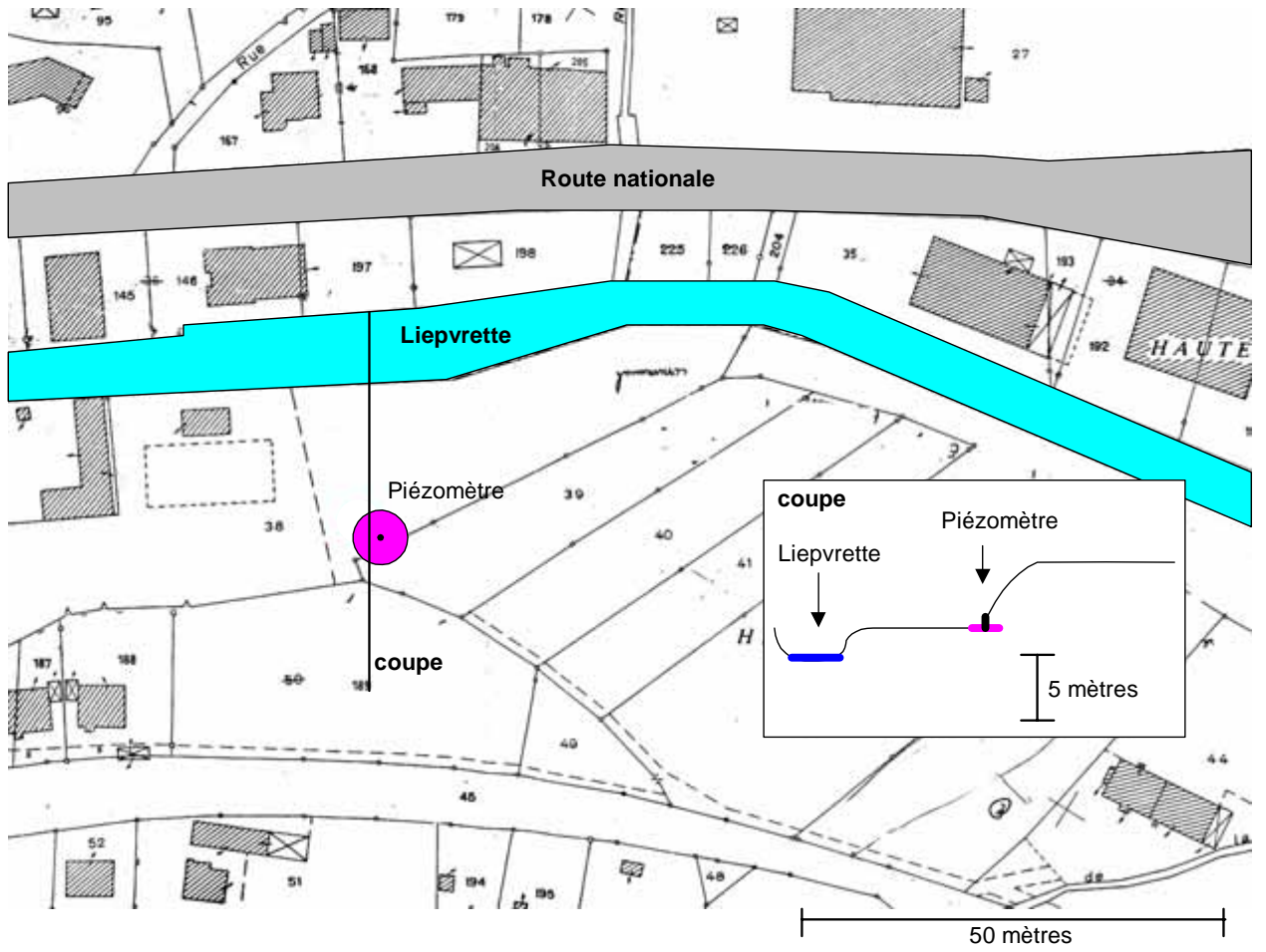
- **Evolution des incidences sur les sites Natura 2000**

Sans objet

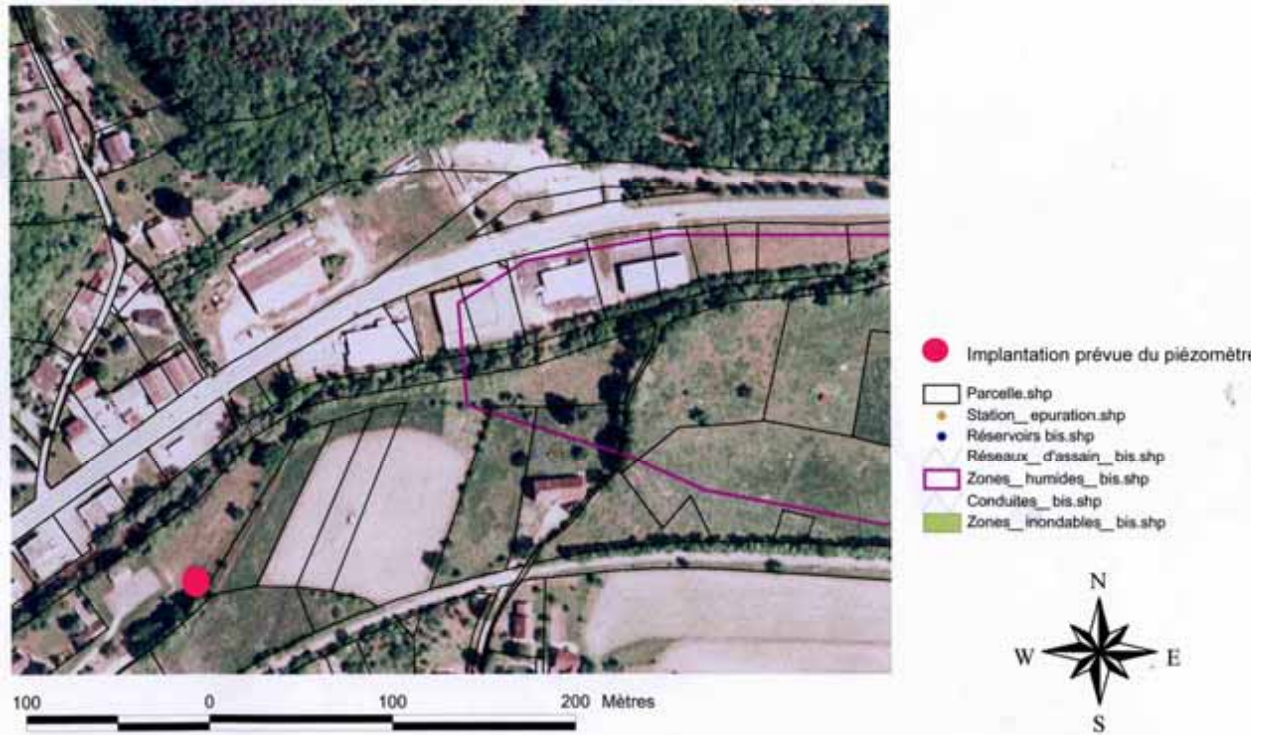
6. Moyens de surveillance prévus, et si l'opération présente un danger, les moyens d'intervention en cas d'incident ou d'accident

La charte de qualité assure que le foreur utilise une méthodologie adaptée, des outils en bon état et manipulés par du personnel qualifié. Laurent Longuevergne sera présent lors de la phase de travaux. En cas de disponibilité, une personne du BRGM SGR Alsace participera également à cette opération.

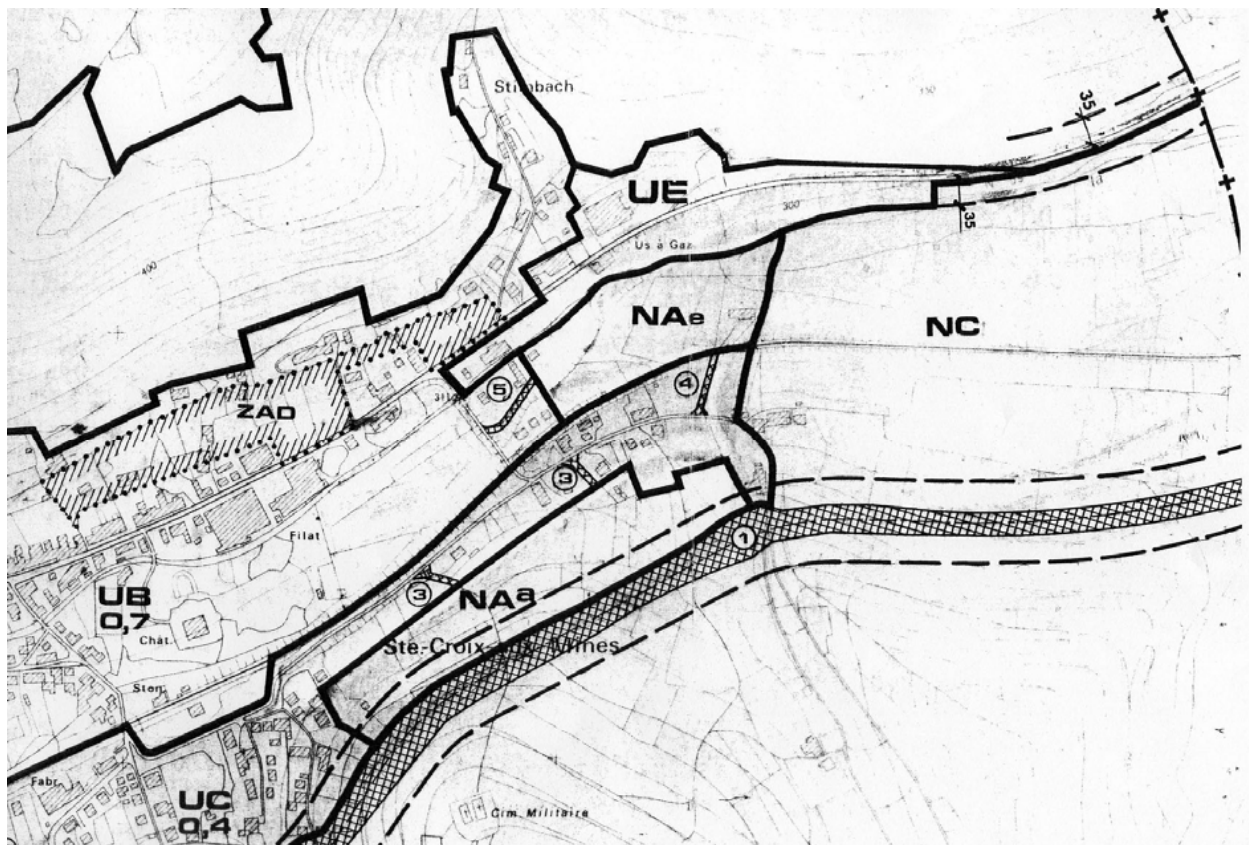
- **Situation prévue du piézomètre**



état initial



- Carte de classement





Forages - Rénovations - Transformations d'immeubles

Forages, sondages.
Reconnaissance de terrains.
Piézomètres, puits de fondations.
Pompes pour tous liquides.
Accessoires, moteurs.
Fournitures industrielles.

Bâtiment : Construction & Réhabilitation.

Foralest Maurutto S.A.

UMR 7619 SISYPHE
UNIVERSITE PARIS VI
4 PLACE JUSSIEU
B.P. 123
75252 PARIS CEDEX 05

Wittelsheim, le 21 avril 2005

A l'attention de M. Longuevergne
FAX : 01 44 27 45 88

DEVIS N° 2166/04/pz

Objet : Confection de 1 piézomètre à Sainte Croix aux Mines

Monsieur,

Suite à votre demande, dont nous vous remercions, veuillez trouver ci-dessous nos meilleurs prix concernant les travaux cités en objet

Amenée et repli matériel nécessaire à nos travaux :

	Forfait	€	640,00	640,00
Mise en station sur site accessible	U :	1	€ 90,00	90,00
Forage au marteau fond de trou avec tubage Ø 133				
de 0,00 à 10,00	ml	10	€ 75,00	750,00
de 10,00 à 20,00	ml	0	€ 85,00	*PM
Fourniture et pose tube en PVC Ø 64/75				
		80/90		
. Tube pleins	ml	5	€ 18,00	90,00
. Tube crépinés fentes 1 mm	ml	5	€ 21,00	105,00
. Bouchon de fonds	U :	1	€ 16,00	16,00
Gravillonnage - gravier 1,5/2,5	ml :	6	€ 15,00	90,00
Argile	ml :	1	€ 38,00	38,00

2, rue d'Italie - 68310 WITTELSHEIM

Tél. 03 89 57 74 56 - Fax 03 89 55 01 69

S.A. au capital de 42685,72 € BPHR Mulhouse RC Mulhouse B 945 950 038 Siret 945 950 038 00022 Code APE 452 V TVA FR 84 945 900 038
conditions générales au verso

	ml :	0	€	1,00	1,00
Cimentation	ml :	2	€	38,00	76,00
Fourniture et pose d'une bouche à clef cimenté	u :	1	€	175,00	*PM
Fourniture et pose de tête de piézomètre cadenassable.	U :	1	€	170,00	170,00
Soufflage (½ heure)	U :	1	€	160,00	160,00

T.V.A. en sus.

* pour mémoire

Important : nous n'évacuons pas les déblais pollués.**TOTAL DEVIS H.T. €****2 225,00**

Nous vous en souhaitons bonne réception et restons à votre entière disposition pour tous renseignements complémentaires que vous pourriez désirer.

Veillez agréer, Monsieur, nos salutations distinguées.

Bon pour accord,

Le client

~~FORALEST OMB. S.R.L.S.A~~
~~LA DIRECTOR~~

CERTIFICAT D'ADHESION

à la

**CHARTRE DE QUALITE
DES Puits ET FORAGES D'EAU****ANNEE 2005**

délivré par

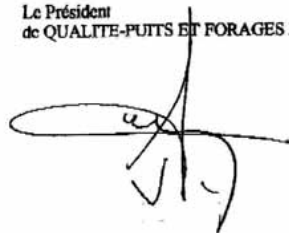
QUALITE-PUITS ET FORAGES D'EAU

10, rue Washington, 75008 PARIS - Téléphone : 01 45 63 70 40

Entreprise : FORALEST MAURUTTO**Adresse du siège : 2, rue d'Italie 68310 WITTELSHEIM**

La Commission Paritaire, Maîtres d'œuvre publics et privés et Professionnels, de l'Association Qualité Puits et Forages d'Eau, certifie que l'entreprise citée en référence, est autorisée en 2005, à afficher son adhésion à la Charte Qualité.

Le Président
de QUALITE-PUITS ET FORAGES D'EAU



Pintenat David, Mise en place d'un Schéma d'Aménagement et de gestion des eaux, Etude diagnostique du bassin versant Giessen Liepvrette, Mémoire de fin d'étude d'école d'ingénieur ENGEES, Juin 2003

ADAUHR, Service Départemental de l'Urbanisme, Révision du schéma de secteur du canton de Sainte Marie aux Mines, Etude complémentaire pour la prise en compte des observations émises lors des consultations, Septembre 1998

Site de l'agence de l'eau : <http://www.eau-rhin-meuse.fr/>

Banque de données hydro : <http://hydro.rnde.tm.fr>

Banque de données sous-sol : <http://infoterre.brgm.fr>

Déclaration DRIRE

UMR 7619 SISYPHE
Longuevergne Laurent
Université Pierre-et-Marie Curie Paris VI
Tour 56, Couloir 46-56, 3^o étage
Boite 123
4 place Jussieu
75252 PARIS Cedex 05
FRANCE

tel : +33 1 44 27 48 85
fax : +33 1 44 27 45 88

Objet : Déclaration d'un piézomètre

Bonjour,

Veuillez recevoir les informations relatives au forage d'un piézomètre dans la commune de Sainte Croix aux Mines, qui sera utilisé à des fins de suivi du niveau piézométrique de la nappe d'accompagnement de la Liepvyrette.

Laurent Longuevergne

Ci joint : - 2 plans de localisation de l'ouvrage
- le log géologique interprété

Coordonnées Lambert II étendu de l'ouvrage :
963.5844 m
2374.1611 m
305 m (approximatif)

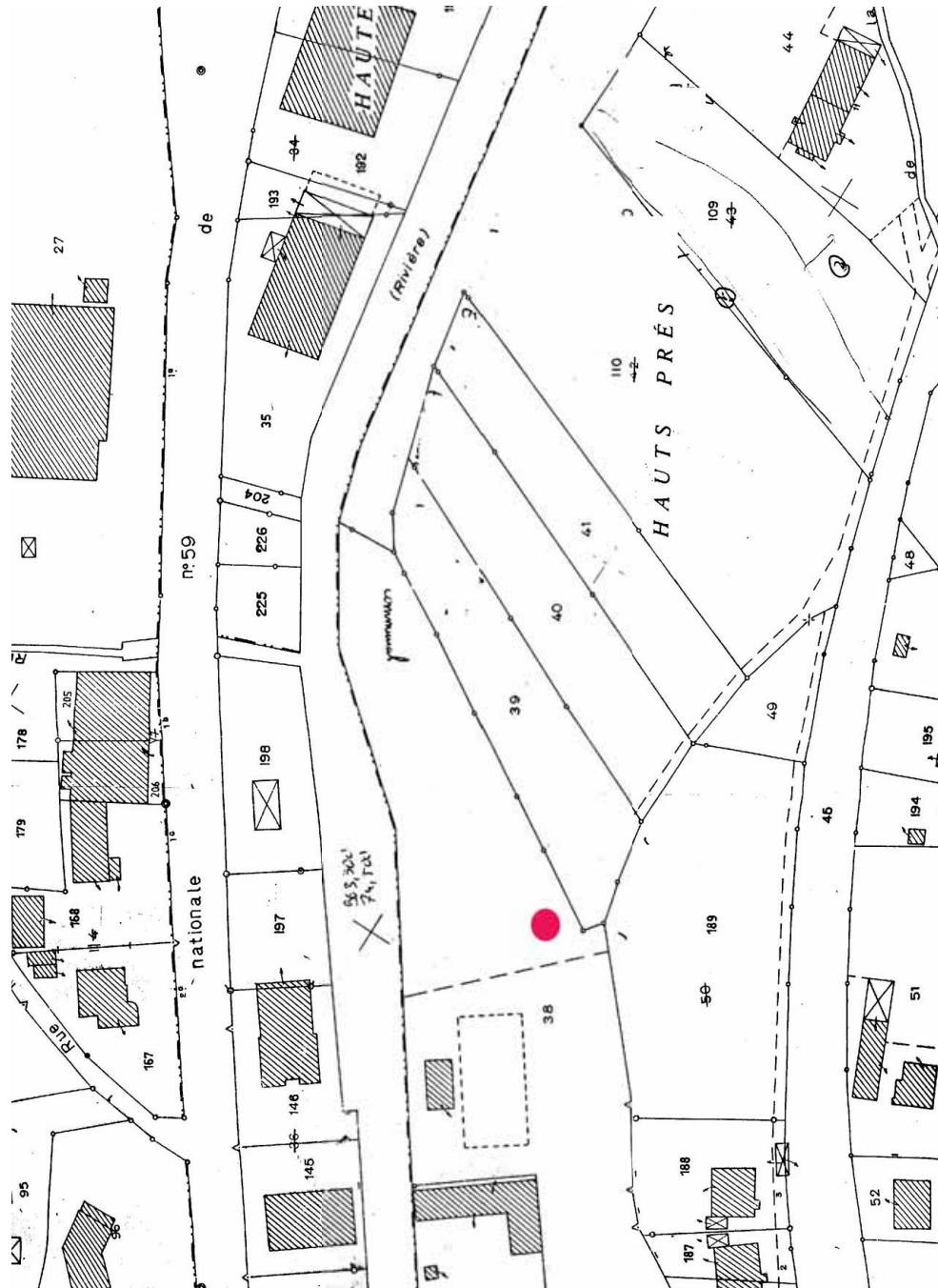


FIG. C.18 -

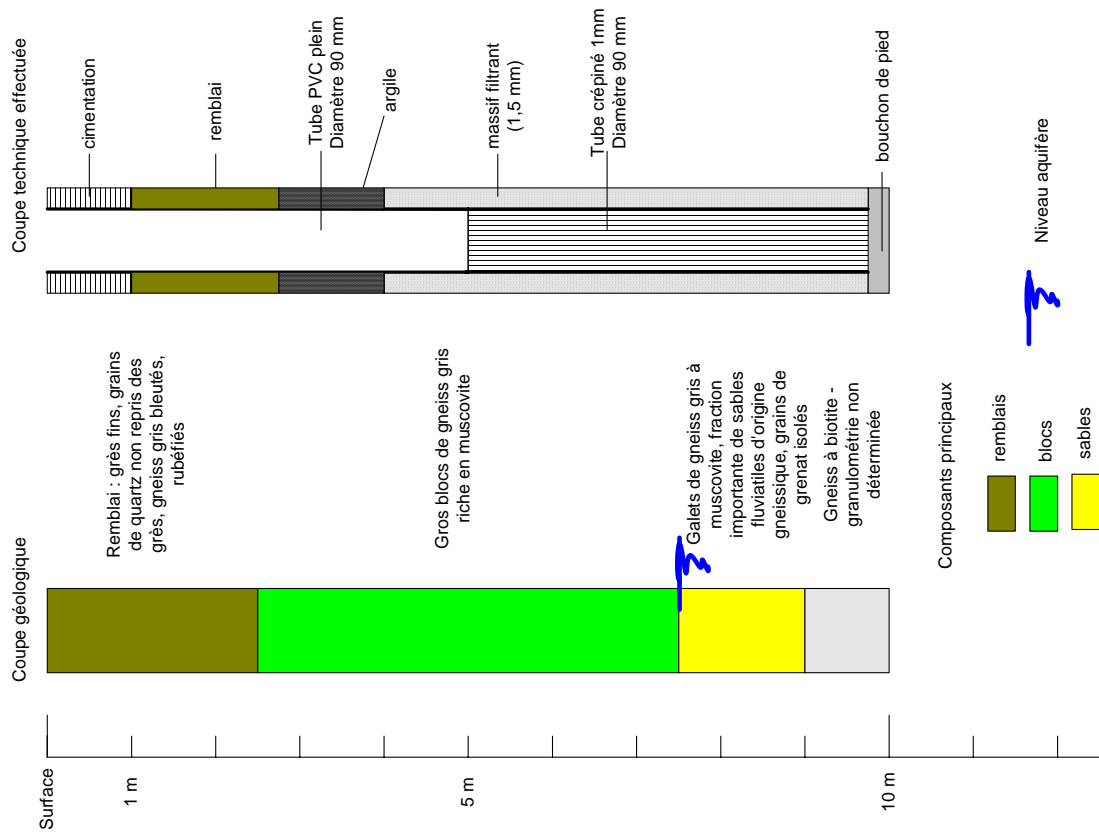


FIG. C.19 –

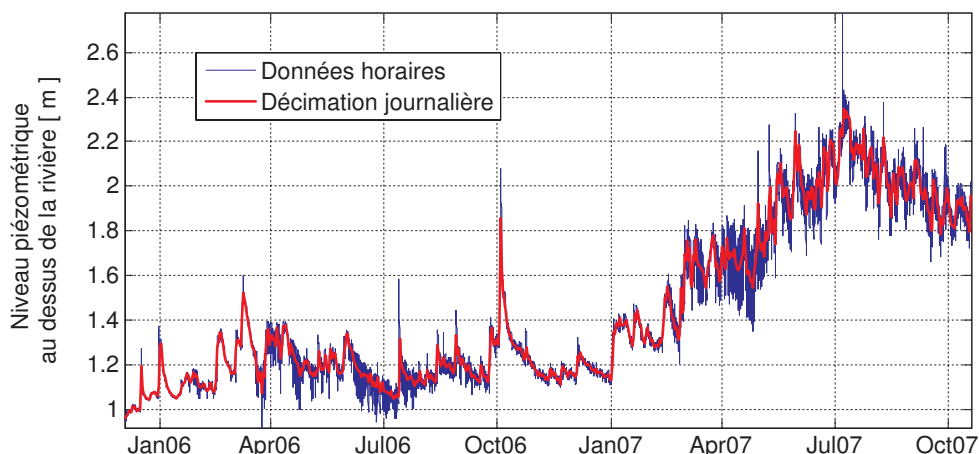


FIG. C.20 – Variations de piézométrie observées. Le niveau 0 correspond au niveau de la rivière



FIG. C.21 – De gauche à droite : Puits dans son environnement, tube piézométrique plongeant, extraction des données hivernales.

Matériel installé et données enregistrées

Le BRGM a mis à notre disposition une sonde IRIS INSTRUMENTS Madosolo. La calibration constructeur a été vérifiée autour de la profondeur d'installation à mieux que 2%. Une légère hystérésis a été observée, celle-ci étant sûrement due au filtre installé à l'entrée du capteur de pression. L'instrument s'est révélé être extrêmement robuste (conditions de travail dans 100% d'humidité), la dérive observée de l'horloge reste faible, inférieure à 10 minutes sur l'année.

Le niveau piézométrique se situe 1 m au dessus de la rivière. De fortes variations journalières sont observées entre les mois d'avril et de juillet en particulier. Nous soupçonnons un pompage d'eau à proximité, sans avoir pu le prouver. La décimation journalière permet de s'affranchir de ce bruit (voir figure C.20).

TAB. C.5 – Caractéristiques de la station de jaugeage de la Liepvrette à Lièpvre.

Code station	A2332110
Bassin versant	108 km ²
Altitude	260 m
Série temporelle	1971 à 2008
Débit moyen	1.88m ³ .s ⁻¹

TAB. C.6 – Caractéristiques des capteurs de niveau

Caractéristique	Lame vibrante	Capteur capacitif
Calibration	$\simeq -1.95 \text{ Hz.mm}^{-1}$	$\simeq 26 \text{ Hz.mm}^{-1}$
Précision acquisition	1 Hz	
Résolution estimée	0.5 mm	0.04 mm
Chambre de tranquillisation	non	oui

C.2.4 Mesures de débit

Bassin versant de la Liepvrette

Les données du jaugeage de la Liepvrette sont produites par la DIREN Alsace, et disponible sur leur site internet <http://hydro.eaufrance.fr>. Le tableau C.5 indique les principales caractéristiques.

Débit d'exhaure de la mine

Durant toute la période d'étude, le débit d'exhaure de la mine a été mesuré quotidiennement (ou presque) par une méthode volumétrique (sceau et chronomètre) par Thierry Vincent. Cette méthode rudimentaire mais robuste s'est avérée suffisamment précise (2%), l'échantillonnage temporel étant suffisant vu les variations lentes de débit observées. Assez rapidement, il a tout de même été nécessaire d'installer une mesure automatisée. La méthode choisie a consisté à mesurer les variations de hauteur d'eau dans une géométrie fixée. Une canalisation d'évacuation d'eau grand public a été convertie en canal d'approche, une sonde à lame vibrante a été transformée par Thierry en capteur de niveau relativement précis (voir la figure C.22 et le tableau C.6). Le couplage des deux s'est révélé être une combinaison idéale pour la mesure des faibles débits. La figure C.23 montre la calibration fréquence sonde / débit manuel sur la plus grande partie de l'échelle de variation de débit.

Le système était fonctionnel, mais l'installation des lame dans le courant génère un bruit important. Nous avons essayé de mettre en place une chambre de tranquillisation pour éviter ce problème. Cette solution n'a rien résolu puisque les lames vibrantes ont précipité des quantités insoupçonnées de calcaire contenu dans une roche métamorphique (voir la figure C.22).

Une sonde capacitive beaucoup plus précise, concoctée par Thierry, a également été mise en place dans une chambre de tranquillisation. Nous n'avons pas eu le temps de traiter les données.



FIG. C.22 – De gauche à droite : capteur mécanique dans son environnement, canalisation du débit d'exhaure de la mine et précipitation des carbonates sur les lames vibrantes lors de son installation en chambre de tranquillisation.

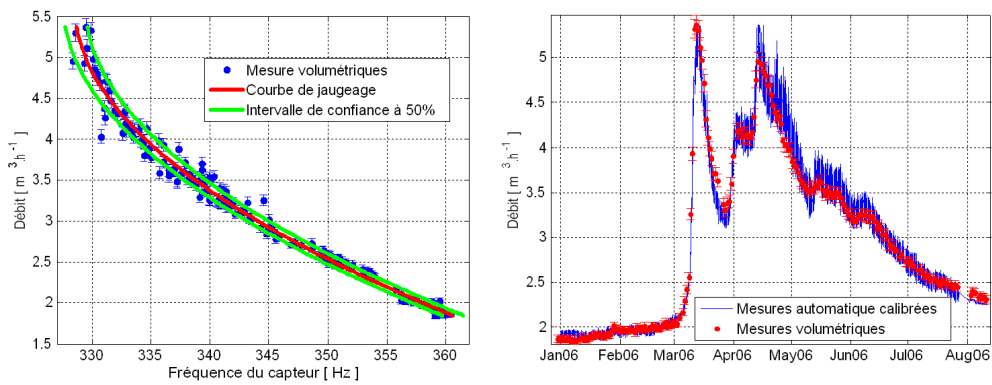


FIG. C.23 – A gauche : courbe de jaugeage fréquence mesurée/débit. A droite : superposition entre débits calibrés et débits mesurés

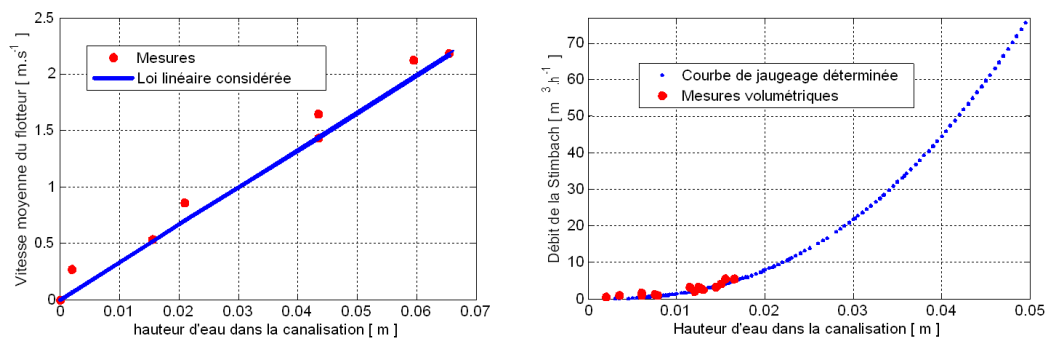


FIG. C.24 – Jaugeage du torrent du Stimbach. A gauche, relation hauteur d'eau, vitesse moyenne, et la loi linéaire calculée. A droite, courbe de jaugeage déterminée, les points rouges correspondent aux mesures

TAB. C.7 – Résultat des 2 essais de jaugeage par dilution

Date	Masse de sel	Débit mesuré	Débit déterminé
16 septembre 2005	58g	$2.54m^3.h^{-1}$	$3.1m^3.h^{-1}$
20 septembre 2005	59g	$0.95m^3.h^{-1}$	$2.0m^3.h^{-1}$

Ruisseau du Stimbach

Nous avons également mis en place un système de jaugeage du torrent qui draine la bassin versant de $0.77km^2$ situé juste à l'ouest des inclinomètres. Le torrent est canalisé dans un tuyau béton de section circulaire relativement longue (10m, rayon 40cm). Les variations de hauteurs d'eau y ont été mesurées quotidiennement.

Nous avons cette fois ci tenté de déterminer la courbe de jaugeage par une méthode différente : la mise en place d'une relation liant la hauteur avec la vitesse de l'eau. La rivière étant canalisée dans un tube en béton, nous avons essayé de déterminer cette vitesse à l'aide d'un flotteur, auquel un coefficient de vitesse de 0.8 doit être appliqué pour en extraire la vitesse moyenne de l'eau (Roche, 1963). Cette relation est très linéaire sur une large gamme de débit (voir figure C.24). Le calcul de la section mouillée permet de déterminer la courbe de jaugeage. Cette courbe n'a été validée à l'aide de mesure volumétriques uniquement pour les faibles débit, mais nous n'avions aucun autre moyen de la valider.

Nous avons essayé la méthode de jaugeage par dilution chimique. La conservation de la masse permet d'écrire que

$$Q = \frac{M}{k \int_t c(t) - c_0}$$

où M représente la masse de sel injecté, $c(t) - c_0$ les variations de conductivité observées lors de l'essai, k le paramètre qui permet de transformer les conductivité en concentration. Pour le chlorure du sodium pur, $k = 0.475$.

Cette mesure prend du temps, ce qui pose problème pour les bassins anthropisés ayant un débit de base relativement faible. En effet, nous avons observé une diminution du débit de 30% en 6 minutes. Les estimations du débit par la méthode de dilution sont ainsi à chaque fois erronées.

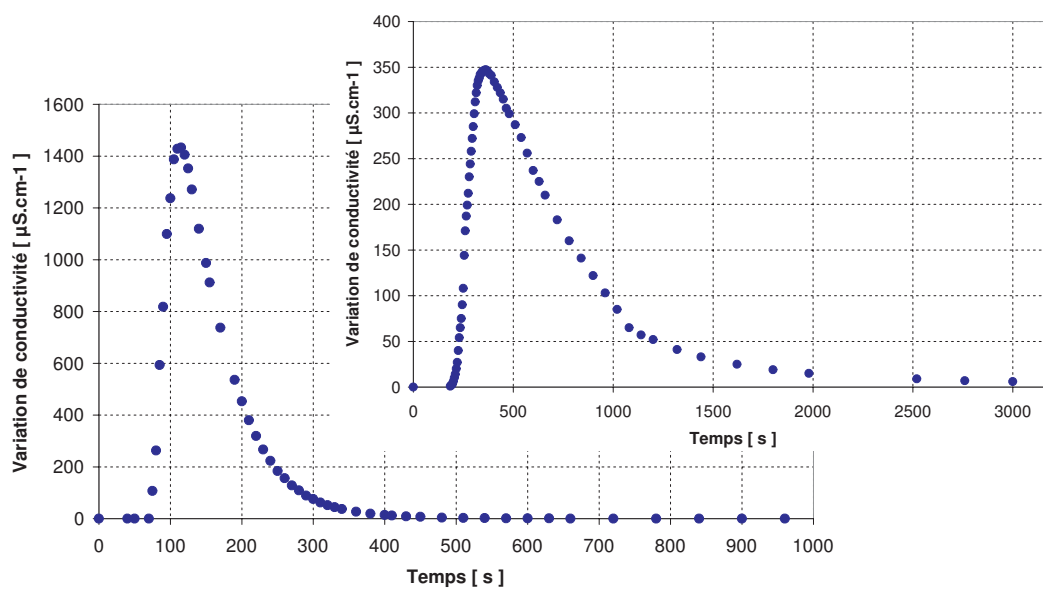


FIG. C.25 –



FIG. C.26 – De gauche à droite : Thierry installé sur le limnimètre installé, zoom sur la canalisation et la chambre de tranquilisation et débit lors d'une crue éclair.

ANNEXE D : INSTRUMENTATION INSTALLÉE À STRASBOURG

D

Notre idée d'un suivi hydrique robuste des sols à proximité du gravimètre était dirigée par l'intérêt de mettre en oeuvre des techniques de mesure des variations de teneur en eau basés sur des principes physiques complémentaires. Ainsi, trois systèmes ont été déployés :

- un profil vertical de sondes FDR (mesure de la permittivité relative). Il serait intéressant de développer l'ensemble réflexions qui nous ont amené à préférer le système de mesure Sentek plutôt qu'un autre système, nous renvoyons le lecteur intéressé vers les divers travaux et présentations de Jean-Paul Laurent, qui ont été très instructif à ce sujet. Les principales contraintes étaient liées à la volonté de remanier le moins possible les sols pour ne pas modifier les écoulements et la nécessité de faciliter la maintenance du système de suivi (pour garantir au mieux la continuité de la série temporelle). Nous nous sommes alors rapidement tourné par le système de mesure Sentek en tubage. Le devis pour ce matériel peut-être trouvé dans les pages suivantes. Ces mesures ne sont pas sensibles aux variations de température.
- un système électrique de surface, qui mesurent les variations de résistivité du sol, sensible aux variations de teneur en eau (et aux variations de température). Sa mise en place est des plus aisée, la mesure est également intégrative, tout comme les mesures gravimétriques. Le développement d'un appareillage suffisamment stable pour faire un suivi long terme a été laissé à l'équipe de ... du laboratoire de Paris VII. Sur les trois profondeurs d'investigation prévues (20 cm, 50 cm et 2 m), seules les deux dispositifs les plus superficiels ont été opérationnels.
- un profil de sondes de températures, sensibles aux flux hydriques plus qu'à la teneur en eau. Elles permettront également de corriger les mesures de résistivité d'éventuelles effets de température. L'installation de ces sondes (aux profondeurs de 10 cm, 20 cm, 30 cm, 50 cm et 70 cm) a été effectuée au moment du creusement de la fosse pour prélever les échantillons de sol non remaniés.



Campbell Scientific Ltd
1 rue de Terre Neuve
Miniparc du Verger
Bâtiment H - les Ulis
91967 Courtaboeuf Cedex - France
Tél: +33 (0) 1.69.29.96.77
Fax: +33 (0) 1.69.29.96.65
Courriel: campbell.scientific@wanadoo.fr
Page internet: www.campbellsci.fr

A l'attention de Monsieur
LONGUEVERGNE

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE -PARIS 6

UMR Sisyphe

Case 123 - Tour 56 - Aile 56-55 - 4 étage

4 Place Jussieu

75 252 PARIS CEDEX 5

FRANCE

Customer N°: UPI/9117-6

N° de TVA:

Page 1/1

Références à rappeler lors de la commande

PF 2005-472

PROFORMA en Euros Valable 90 jours

Formulaire Numéro 19029/160394

Lot numéro 1: Divers

Code	Description	Quant.	Prix unitaire en	
			Euro	Total H.T.
EnviroS-2m8c	Sonde EnviroSmart Sentek (SDI-12) 2 m avec 8 capteurs	1	2 200,00 €	2 200,00 €
CAB-SDI-12	Câble SDI-12 (Sentek et WindSonic)	25	1,70 €	42,50 €
EnviroS-1m	Sonde EnviroSmart Sentek (SDI-12) 1 m avec 5 capteurs	1	1 396,00 €	1 396,00 €
CAB-SDI-12	Câble SDI-12 (Sentek et WindSonic)	25	1,70 €	42,50 €
EnviroS-CP	Câble de Programmation pour sonde Sentek EnvSmart/EasyAG 06021	1	99,00 €	99,00 €
EnviroS-Log	Logiciel 06025 pour sonde Sentek EnviroSmart/EasyAG	1	91,00 €	91,00 €
CR3000	Centrale d'acquisition de données CR3000	1	2 516,00 €	2 516,00 €
3000XB-3	Embase de la CR3000 / CR23X avec batterie rechargeable	1	290,00 €	290,00 €
AC-ADAPT	Adaptateur 230VCA-18VCA (1,2 A; prise Euro) pour CR23X ou CR5000 (1,5 m de câble)	1	33,00 €	33,00 €
107-025	Thermistance (de -35°C à +55°C) Câble de 25 m	5	77,80 €	389,00 €
SC-USB	Interface USB avec isolation optique	1	144,00 €	144,00 €
Total lot n°1				7 243,00 €
Total Marchandises H.T. :				7 243,00 €
Frais d'emballage, de transport et d'assurance				200,00 €
Total Proforma HT:				7 443,00 €
Montant de la TVA (19,6%) :				1 458,83 €
Total Proforma TTC:				8 901,83 €

Les marchandises sont livrées directement depuis l'Angleterre. Les frais de port sont calculés en fonction des marchandises indiquées sur cette facture. Toute modification annule cette facture proforma. Les factures sont libellées en Euros Toutes Taxes Comprises sauf pour la vente à l'exportation et l'acquisition intra-communautaire.

Les délais de livraison sont en moyenne de 6 semaine(s) après réception de la commande. Paiement à 30 jours date de facture.

Veuillez agréer, Monsieur, l'expression de mes sincères salutations.

Samuel DEBROISE, Technico-Commercial

Fait aux Ulis, mercredi 4 janvier 2006

Cette proforma est établi selon les conditions standard de vente de notre compagnie. L'acceptation de cette proforma entraîne l'acceptation de toutes nos conditions de vente indiquées au verso. Les biens demeurent la propriété de Campbell Scientific Ltd. jusqu'à paiement complet de la facture.

Succursale française de Campbell Scientific Ltd., Campbell Park Road, 80 Hathern Road, Shepshed, Leicestershire, LE12 9RP, UK RCS EVRY B 391 951 555

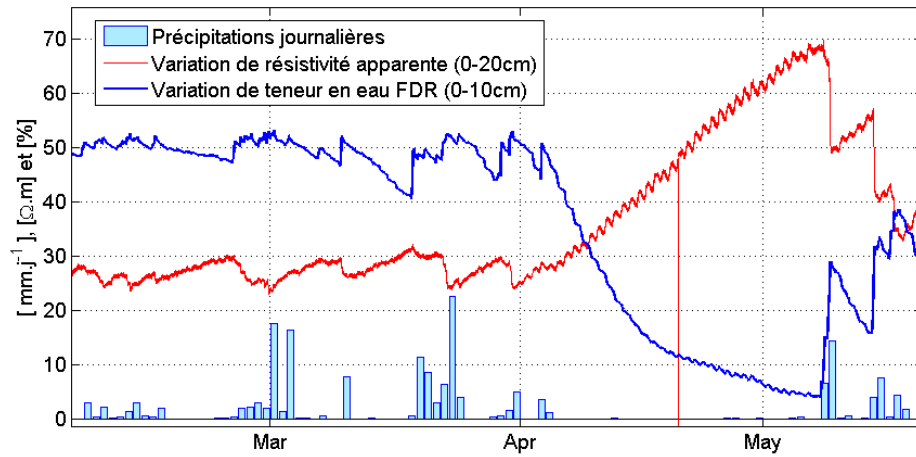


FIG. D.1 – Comparaison entre les variations de teneur en eau mesurées par les sondes Sentek sur une épaisseur de 20 cm. A noter l'impact des précipitations. Les variations journalières sur les sondes FDR correspondent à des pompages journaliers par les végétations en train de se mettre en place, alors que la résistivité est également sensible aux variations de température.

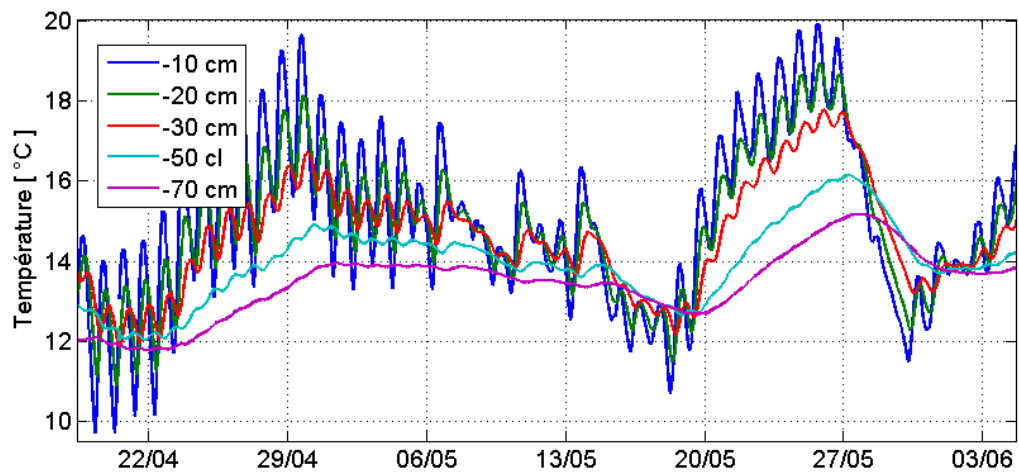


FIG. D.2 – Variations de température dans le temps, suivant la profondeur de la sonde. Le principal effet reste la diffusion des ondes de chaleur dans le sol.

ANNEXE E : CALCUL DES DÉFORMATIONS

E

E.1 DÉFORMATION DYNAMIQUE (ATTRACTION NEWTONIENNE)

E.1.1 Le champ de gravité

Masse en surface

On souhaite calculer au point P de la surface de la terre sphérique, l'effet gravimétrique newtonien $dg = \|\vec{d}g \cdot \vec{e}_z\|$ créé par une masse ponctuelle dm située au point M , également à la surface de la terre, en fonction de la distance angulaire θ . dg peut s'écrire à l'aide des trois relations suivantes :

$$\begin{cases} dg = \|\vec{d}g \cdot \vec{e}_z\| = -G \frac{dm}{d^2} \cos \beta \\ d^2 = 2a^2 - 2a^2 \cos \theta = 4a^2 \sin^2 \frac{\theta}{2} \\ 2\beta + \theta = \pi \end{cases}$$

$$dg = G \frac{dm}{4a^2 \sin^2 \frac{\theta}{2}}$$

Masse en altitude

Cette fois ci, la masse ponctuelle dm se situe à une altitude h au dessus de la sphère. Cette hauteur relative h sera ensuite assimilée comme la hauteur relative entre le gravimètre et la masse attractive. L'effet gravimétrique induit peut donc s'écrire à l'aide des trois relations suivantes :

$$\begin{cases} dg = \|\vec{d}g \cdot \vec{e}_z\| = -G \frac{dm}{d^2} \cos \beta \\ d^2 = a^2 + (a+h)^2 - 2a(a+h) \cos \theta \\ (a+h)^2 = d^2 + a^2 - 2ad \cos \beta \end{cases}$$

Ainsi,

$$\begin{aligned} \frac{\cos \beta}{d^2} &= \frac{d^2 + a^2 - (a+h)^2}{2ad^3} \\ &= \frac{a - (a+h) \cos \theta}{(a^2 + (a+h)^2 - 2a(a+h) \cos \theta)^{\frac{3}{2}}} \\ &= \frac{2a \sin^2 \frac{\theta}{2} - h \cos \theta}{(4a(a+h) \sin^2 \frac{\theta}{2} + h^2)^{\frac{3}{2}}} \end{aligned}$$

Calculs de déformation/Figures/gravi.pdf

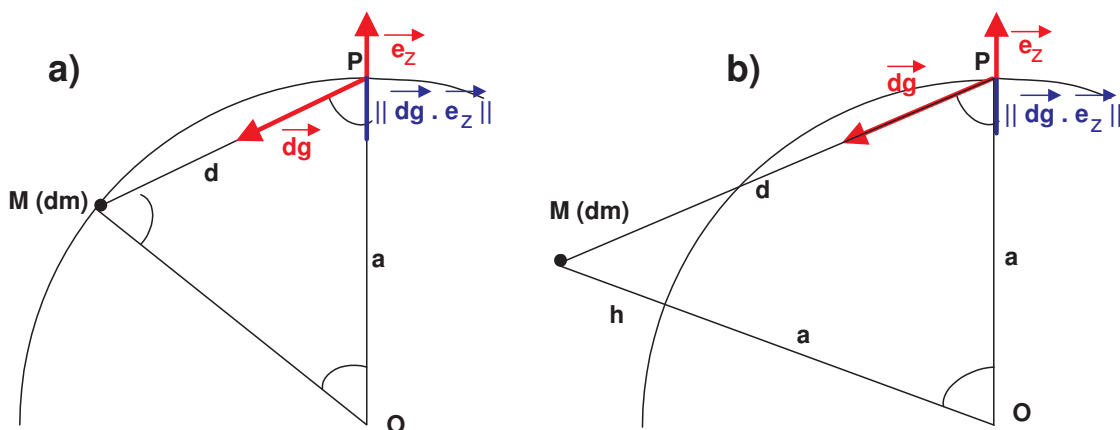


FIG. E.1 – Schémas permettant le calcul de l'effet d'attraction directe sur les variations de gravité observées. a) pour une masse située à la surface de la Terre, b) pour une masse située à une altitude h .

Calculs de déformation/Figures/inclino.pdf

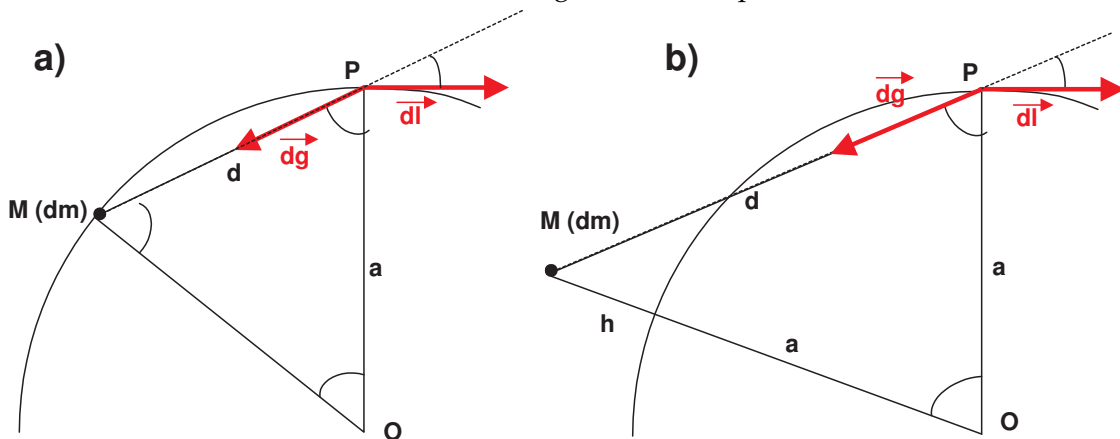


FIG. E.2 – Schémas permettant le calcul de l'effet d'attraction directe sur les variations de tilt. a) pour une masse située à la surface de la Terre, b) pour une masse située à une altitude h .

$$dg = G \frac{2a \sin^2 \frac{\theta}{2} - h \cos \theta}{(4a(a+h) \sin^2 \frac{\theta}{2} + h^2)^{\frac{3}{2}}}$$

On vérifie que pour $h = 0$ les 2 formules soient bien identiques. On retrouve les formules déterminées par Boy et Gegout pour les effets de pression atmosphérique.

E.1.2 La déviation de la verticale

Le calcul de la déviation verticale s'effectue de la même manière, le tilt infinitésimal dt étant défini à partir d'un déplacement infinitésimal quelconque dans le champ de gravité :

$$dt(P) = \frac{1}{g} \overrightarrow{dg(P)} \cdot \overrightarrow{dl}$$

Masse en surface

On s'intéresse uniquement à la dérivée horizontale du potentiel, \vec{dl} est donc choisi selon une équipotentielle terrestre, $\vec{dl} = \vec{d\theta}$.

$$\begin{cases} dt = \frac{1}{g} \vec{d\mathbf{g}} \cdot \vec{d\theta} \\ d^2 = 2a^2 - 2a^2 \cos \theta = 4a^2 \sin^2 \frac{\theta}{2} \\ \alpha + \beta = \pi/2 \end{cases}$$

$$\frac{dt}{d\theta} = \frac{\cos \frac{\theta}{2}}{4m_e \sin^2 \frac{\theta}{2}}$$

On retrouve bien le résultat de Farrell (1977).

Masse en altitude

De même, pour une masse située à une altitude h .

$$\begin{cases} dt = \frac{1}{g} \vec{d\mathbf{g}} \cdot \vec{d\theta} \\ d^2 = a^2 + (a+h)^2 - 2a(a+h) \cos \theta \\ (a+h)^2 = d^2 + a^2 - 2ad \cos \beta \\ \alpha + \beta = \pi/2 \end{cases}$$

$$\frac{dt}{d\theta} = \frac{a^2 \sin \theta}{m_e (4a(a+h) \sin^2 \frac{\theta}{2} + h^2)^{\frac{3}{2}}}$$

Numériquement, les déformations sont absolument identiques quand la distance dépasse 1 km.

ANNEXE F : DIAGRAMME DE TAYLOR

F

Les diagrammes de Taylor (2001) permettent de synthétiser sur un graphique unique des informations statistiques (corrélation, différence de moyenne quadratique et rapport des variances) qui représentent la similitude entre modèles et observations.

Soient deux variables f_n et r_n définies par N échantillons (temps ou espace), de moyenne \bar{f} et \bar{r} respectivement et d'écart type σ_f et σ_r défini par :

$$\sigma_f = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2}$$

Le coef de corrélation R entre f et r s'écrit :

$$R = \frac{\sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{N\sigma_f\sigma_r}$$

Le coefficient de corrélation entre les signaux f et r atteint sa valeur maximale lorsque, pour tous les échantillons $f_n - \bar{f} = \alpha(r_n - \bar{r})$, où alpha est une constante positive. Dans ce cas, les deux signaux ont le même mode de variation mais ne sont identiques que si $\alpha = 1$.

Pour quantifier les différences entre deux champs f et r on peut utiliser l'écart quadratique moyen E (erreur *rms*), défini par :

$$E = \left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right)^{1/2}$$

Pour détailler les différences entre les moyennes des 2 champs f et r , E peut être divisé en un biais général moyen $\bar{E} = \bar{f} - \bar{r}$ et l'erreur quadratique centrée E' tel que

$$E' = \left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r}) \right)^2 \Big)^{1/2}$$

\bar{E} et E' sont reliés par leur somme quadratique $E^2 = \bar{E}^2 + E'^2$

L'écart quadratique moyen \bar{E} tend vers zéro lorsque les deux champs ont les mêmes moyennes. Cependant, pour une valeur donnée de E' , il est impossible de déterminer quelle part d'erreur vient de la différence de phase et quelle part vient simplement de la différence dans l'amplitude des variations.

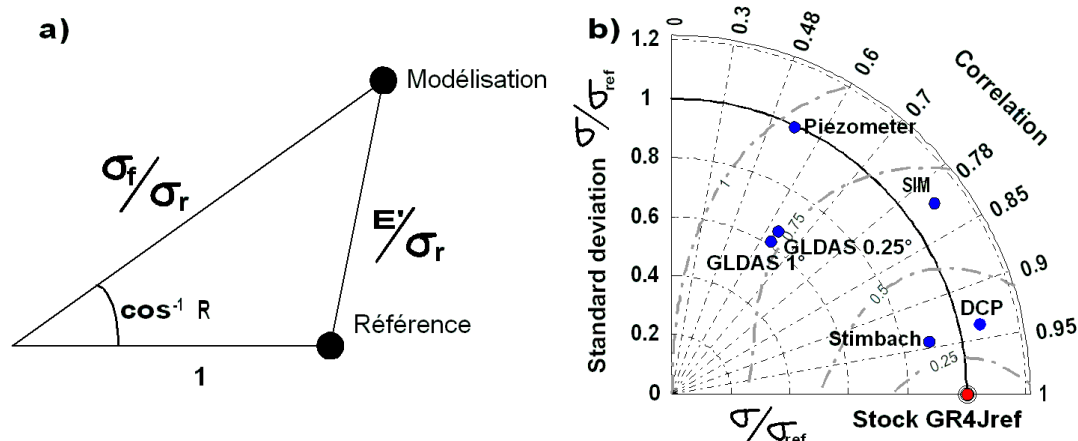


FIG. F.1 – a) Expression géométrique liant la corrélation R et l'erreur quadratique centrée E' existant entre un signal de référence d'écart type σ_r et une modélisation à comparer. b) exemple de diagramme de Taylor dessiné dans ce travail, comparant les performances relatives de plusieurs méthodes de calcul de l'eau stockée au sein du bassin versant de la Liepovrette.

Les quatre quantités (R, E', σ_f et σ_r) sont utiles dans la comparaison des champs étudiés (adéquation des modélisations aux observations) et il est possible de les afficher sur un seul diagramme. Ils sont en effet reliés par la relation

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R$$

qui suit une loi cosinus lorsque le triangle de cotés (σ_r, σ_f, E') et d'angle $\cos^{-1} R$.

Dans ce travail, l'axe des écarts type a été normalisé par σ_r . La distance entre les points de simulations et le point de référence représente la valeur E'/σ_r .

ANNEXE G : ENGLISH SUMMARY

G

G.1 COMMENTS

This summary of the PhD Thesis manuscript is provided for non-French readers. Two english articles are included, they do not deal with the very heart of the work. Therefore, in this section we provide a short abstract and a short summary for each chapter.

G.2 SUMMARY OF PHD THESIS

The redistribution of water masses on the earth crust induces a measurable contribution to ground geodesy observations. This fact may be approached from two points of view that underline the interest of coupling hydrology and geodesy. On the one hand, when looking for delicate internal processes, the contribution of hydrological noise should be accounted for in geodetic time-series. On the other hand, as geodesy is sensitive to water storage variations, it could thus become a tool to provide additional information for a better understanding of hydrological processes. We propose a methodology to physically model the hydrological contribution to geodetic observations, based on a 3-step approach : 1) Determine the deformation process and control the mechanical (or dynamical) behavior with respect to the instrument ; 2) Calculate the amount of water in the hydrological unit by using hydrological models that are adapted to the spatial sensitivity of the instrument ; and 3) Evaluate the position of water masses. Two test sites located in the east of France are considered : a 108-km² catchment in the Vosges Moutains hosting a 100-m long hydrostatic tiltmeter and a loess hill near Strasbourg hosting a superconducting gravimeter. The good agreement between geodetic measurements and hydrological modeling enable to validate the proposed methodology but also underline a major difficulty : all environmental signals are correlated and they mix in geodetic measurements, especially at annual time scales. As a consequence, modeling the effect of all environmental signals is a necessary step to turn geodetic instruments into hydrological tools.

G.3 TABLE OF CONTENT AND CHAPTER SUMMARY

G.3.1 Chapter 1 : Introduction

In recent years, hydrology on global, regional and local scales has become a major issue in the discussion of the most precise measurements of geodetical and geophysical instruments. The fact emerged that clear effects from oceans, atmosphere and terrestrial water storage are recorded by such measurements. As a consequence, the

"noise" in these observations (noise for geophysicists) is caused by physical effects. Many papers were published identifying these contributions to the measurements and several physical processes could be identified.

This hydrological contribution to geodesy could be approached by two point of views :

- On a geodetic point of view, hydrology is considered as a surface noise and should be subtracted when looking for delicate internal processes of geodynamical interest.
- On a hydrologic point of view, geodetic instruments are sensitive to water mass variations. Therefore, they could become a tool to provide additional information for a better understanding of hydrological processes. In particular, geodetic measurements could discriminate the best model between several equiprobable parameter sets or they could be assimilated in hydrological models using measured internal state.

Both points of view will be developed in this work. Indeed, the scientific implications of both hydrology and geodesy could be different ; a common methodology should be developed using adequate modeling tools from each community.

Several projects are put into perspective, for example ongoing satellite mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment, see Tapley et al. 2004), as well as projects on the Earth's surface like GGP (Global Geodynamical Project, see Crossley et al., 1999) and GHYRAF (Gravity and HYdRology in AFrica De Linage et al., 2007).

G.3.2 Chapter 2 : Presentation of the test sites

The major part of the thesis deals with an experiment in the Alsace region in the east of France. Two nearly orthogonal 100-m long fluid-tube tiltmeters were installed in the old mine tunnels at Sainte-Croix-aux-Mines (STX) in the Vosges mountains at the edge of the Rhine-Graben. The other part deals with the gravity variations recorded by the superconducting gravimeter installed at J9, an old fort situated inside the Rhine-Graben north-west of Strasbourg.

In this chapter, both STX and J9 installations are described. The properties of the tiltmeters and the superconducting gravimeter are only very briefly described, detailed descriptions are available in the literature and details on the installations are given in appendices C and D. High importance is lent to the geological and hydrological contexts of both sites. The meteorological and hydrological stations installed during the course of this dissertation are also described with details referred to the appendices.

These instruments belong to the most precise of their respective type in the world. For both cases two major questions are raised : how do terrestrial water storage variations influence such extremely precise measurements, and how can such precise data help to constrain hydrological models? For STX two hydrological units are identified : the Rhine-Graben aquifer and a 108-km^2 Liepvrette catchment. For J9, the Hausbergen hill within the Rhine-Graben is the most important unit.

First records comparisons from the geodetic instruments with hydro- and meteorological observations are shown here in order to convince the reader about the

significance of the problem. Drift and resolution of the geodetic instruments as well as the expected magnitude of hydrological effects are also presented.

G.3.3 Chapter 3 : Deformation processes linked with hydrological forcings

The physics of deformational and gravitational effects by redistribution of masses on or above the surface of the planet is treated in the third Chapter. Both spherical and flat geometries are discussed. The theory of these effects is developed (i. e. the work by Boussinesq (1885) and Farrell (1977), among others), keeping in mind the application to surface water. The powerful method to convolve the distributed masses with Green's functions is recapitulated in detail. These Green's functions are characteristic functions of the Earth model (spherical or flat) and depend on the distribution of density and elastic parameters with depth.

A special subsection is devoted to the effects of mass loads close to the instrument as much of the hydrological signal is generated here. In this case, the crustal structure is dominating the influence and must be taken into account. For these effects, first order models are given for both types of observables treated in the thesis, tilt and gravity.

The second part of Chapter 3 deals with the deformational effects caused by water-level variations in a fracture. In basement rocks like granites and gneisses fractures are carrying the water in contrast to porous sedimentary rocks or soils. In karstic situations in limestone such fractures and/or caverns are important too. A 2-D finite-element model for a fracture is built. The deformations induced at different distances and positions of tilt- and strainmeters relative to the inclined fracture by the water-level variations in the fracture are computed for a given parameter.

Reasonably large ranges of the following parameters were thus explored numerically : fracture dip, instrument relative vertical distance to the fracture bottom, relative vertical distance to the water column hydrostatic level, additional water column height, instrument relative horizontal distance from the fracture, and instrument length. The presentation enable to apply these results to other geodetic observatories located within basement rocks.

Three additionally possible mechanical physical processes are briefly discussed : mass transport gravitational effects, deformations due to poroelasticity, site effects and thermoelastic deformations. The site effects from topography and local heterogeneities are not really sources of deformations but induce local stress field disturbances with respect to deformation fields from outside.

G.3.4 Chapter 4 : Hydrological processes to calculate terrestrial water storage

In this chapter, major hydrological processes for water redistribution are investigated (precipitation, evapotranspiration, surface-runoff, and water subsurface exchange between hydrological units), keeping in mind their use to evaluate terrestrial water storage and its redistribution over time. Characteristic features in all these processes are discussed on different spatial scales. There are clearly large spatial and temporal variations in all these quantities, driving to large temporal and spatial variability in water distribution. Two questions are stressed when trying to model the associated geodetic effects : how much water is there in the studied hydrological unit and where

is it really ?

Concerning the amount of water, several types of hydrological models are presented in order to calculate major hydrological processes and water storage : lumped models to be calibrated on runoff measurements (GR4J, see Perrin et al. (2003), IHAC, see Jakeman et al. (1990), TOPMO, see Beven & Kirkby (1979), among others), global hydro-meteorological (GLDAS, see Rodell et al. (2004b), BSWB combined atmospheric and terrestrial water balance, see Seneviratne et al. (2004)) and Catchment-based land surface model (CLSM, see Koster et al. (2000) and Ducharne et al. (2000)). Finally, methods to measure the soil water content in saturated areas and vadose zone are discussed with their benefits and shortcomings.

Several methods for estimating spatial structuration of hydrological processes and terrestrial water storage are then investigated. A conceptual approach is presented, based on similarity indices, in particular the topographic index (Beven & Kirkby, 1979). Then, a statistical method based on a set of local measurements is also investigated and applied to the Rhine aquifer. Almost 200 groundwater level series from the Rhine valley and 17 years of data are processed with the Karhunen-Loeve Transform (KLT) and kriging in the transformed space. Three important signals could be quantitatively separated from measurements : the mountain river contribution from the Vosges and Black Forest, the rainfall contribution and the contribution by the Rhine river bringing water from the Alps into this basin. This work has been published in *Water Resources Research* (see Longuevergne, 2006). Some additional material is also provided, in particular a method for calculating stored water variations.

Geodetic measurements are integrative. Thus, hydrologically caused geodetic/geophysical signals cannot be derived only from a few hydrological measurements. An extended hydrological model is required (this should not be made unnecessarily complex). Moreover, the interest of geodesy lies in the possibility to use "measured" water storage variations in hydrological models, and not to compare them with available hydrological measurements.

G.3.5 Chapter 5 : Which methodology for hydrogeodesic studies ?

An important question concerns the methodology to be applied when comparing measured or modeled water storage with geodetic measurements.

A summary of approaches from the literature is presented : correlation methods on hydrological measurements, adjustment of models to the measured geodetic data, direct deterministic methods (moving water artificially) and finally physical modeling. Correlation methods suffer from the fact that all hydrological variables are somehow correlated with each other and mix in geodetic measurements, especially for the annual cycles. A high correlation coefficient can never prove a cause-to-effect relationship between two variables. Therefore derived admittances could be physically unrealistic for a given process. This needs to be avoided when trying to understand the physics. Physical modeling is definitely the best methodology to follow, in order to account for the contribution of the different hydrological units mixed in measurements.

G.3.6 Chapter 6 : Comparison of geodetic and hydrologic approach for calculating terrestrial water changes in Sainte-Croix-aux-Mines

This chapter applies the physical modeling approach to the tilt measurements in STX. Several contributions are treated separately : the deformation induced by a nearby sub-vertical fracture (see chapter 3), the deformation induced by a 108-km^2 catchment and the deformation induced by the Rhine aquifer.

First the geological and hydrological information on the site are collected. An important contribution is the geo-electrical profile and its interpretation running along the surface above the tunnels containing the tiltmeters. Another manuscript, accepted for publication in GJI. The paper repeats all the material presented in Chapter 3 on the finite-element model of a fracture and other details spread through previous pages. This article provides more linear reading in the context with STX. New here is the actual development of a hydrological model for STX involving the estimation of the area and the mass of water drained into the fracture, and the establishment of a conceptual store model, derived from IHAC lumped model. The slow store is identified as the fracture causing the large tiltmeter signal. The water level from this store is used to model the fracture water content variations. The measured and modeled water flows agree very well which in turn justifies the use of this hydrological model to calculate water storage in the fracture. Thanks to the comparison between modeled tilt deformation and tilt measurements, we can explain the strong annual signal generated by the fracture. Following is a discussion of the uncertainties in the hydrological model which are still large despite the good agreement between model and observations.

The loading effect on tilt generated by water storage variations within the Liepvette catchment is then discussed. First, a methodological approach is conducted in order to evaluate the potential error on water storage inherited from measurements error on rainfall and calibration error on the model. Then, the water masses distribution is modeled following the topographic index. Even if the general agreement between modeled hydrological deformation and N37E instrument is good, a few issues may arise : the tiltmeters are sensitive to the position of water masses and special localized events such as snowfall and lightning storm are not well positioned with the topographic index. This shows that tiltmeters may help to validate distributed models. The final comparison of both tiltmeters with the hydrological model at the end of Chapter 6 presents an important summary of the work. Rather large discrepancies still exist after a consequent modeling effort due to simple models shortcomings, input variables uncertainties into hydrological models and a potential unmodeled deep hydrological process.

G.3.7 Chapter 7 : Local hydrology of the superconducting gravimeter installed in Strasbourg

In Chapter 7 the hydrological modeling for J9 is described. An artificial small vadose zone with a concrete base lies on the roof of the fort in addition to the natural ones. A series of hydrological measuring devices were installed in the immediate vicinity of the station. The soils were examined in the laboratory for the grain sizes, density, porosity, and organic matter content. A whole subchapter is devoted to the measurement of soil water content by SENTEK probes and their calibration, because of its impact on the determination of the water content (the calibration error of superconducting gravimeters are below 1%). The global effect is calculated using ECMWF land

surface model, it is mostly annual. The contribution of the water content in the loess is then estimated. The agreement between modeled and measured gravity effects is good, especially for short-term variations (1 day to several months).

Finally, a Catchment-Based Land Surface Model (CLSM) is used to model evapotranspiration, lateral water redistribution and thus the water contents above the gravimeter. This model output compares well with the SENTEK measurements in the root volume of the soil. The final confrontation of this model is extremely encouraging. The annual variations are very well explained, while discrepancies due to the 2003 heat wave are clearly present.

G.3.8 Chapter 8 : Conclusions

General conclusions are summarized in this chapter. The points of view of the hydrologist and the geodesist/-physicist is alternatively taken. It is important to stress the fact that a high correlation does not mean that the cause of the variation is identified. This is especially true when other possible environmental variables are correlated. This danger is very high for annual signals : global, regional and local processes in oceans, atmosphere, groundwater, and the solid Earth all have such periodicities.

G.3.9 Annexes

At the end of the thesis 60 pages of appendices are amended :

- Interesting websites (on-line courses, global and french databases);
- Description of the hydrostatic tiltmeter installed in Sainte-Croix-aux-Mines during the course of this dissertation;
- Description of soil water content monitoring devices installed in Strasbourg during the course of this dissertation;
- Calculation of gravity and tilt Green functions for 2D and 3D mass distributions;
- Explanations and use of Taylor Diagram;

Titre Contribution à l'Hydrogéodésie

Résumé La redistribution des masses d'eau à la surface des continents génère une déformation de la croûte terrestre mesurable par les instruments géodésiques actuels. Cette observation peut être interprétée de deux manières, suivant le point de vue porté à ce couplage entre hydrologie et géodésie. Pour les géodésiens, cette contribution hydrologique est considérée comme un bruit de surface qui masque les signaux ténus d'origine interne et d'intérêt géodynamique. Pour les hydrologues, les instruments géodésiques sont sensibles aux variations de masse d'eau au sein d'une unité hydrologique et permettraient d'apporter des informations complémentaires pour le suivi du bilan hydrologique et ainsi de mieux comprendre les processus de redistribution d'eau. Ce travail prend le parti de considérer ces deux points de vue pour traiter le couplage entre hydrologie et géodésie. La méthodologie retenue est basée sur le principe de modélisation physique qui permet à ce que chaque discipline puisse profiter des informations fournies par l'autre. Trois points sont à traiter en particulier : i) appréhender les différents processus de déformation mécanique forcés par l'hydrologie, ii) mesurer ou modéliser la quantité d'eau stockée dans l'unité hydrologique représentative de l'échelle spatiale de sensibilité de l'instrument géodésique considéré. Cette étape est primordiale puisque la qualité du forçage hydrologique dépend du réalisme des processus de redistribution, iii) distribuer spatialement cette lame d'eau. Le gravimètre supraconducteur de l'observatoire de Strasbourg et les inclinomètres hydrostatiques longue-base de Sainte-Croix-aux-Mines, instruments géodésiques parmi les plus sensibles, serviront de données test pour valider les outils de modélisation présentés dans ce travail. Le bon accord entre les modélisations et les observations permet de valider la méthodologie adoptée, mais montre également une limite importante : l'ensemble des signaux environnementaux, corrélés, se mélangent dans les données géodésiques. Ainsi, une modélisation de l'ensemble des déformations induites par l'environnement est une étape préalable à l'utilisation des instruments géodésiques comme outils pour l'hydrologie.

Mots-clés Hydrologie, Cycle hydrologique, Variations de stock d'eau, Géodésie, gravimètre supraconducteur, inclinomètre hydrostatique