Contribution des processus hydrologiques et hydrogéologiques aux glissements de terrain de grande ampleur. Application au contexte tropical de La Réunion

Pierre Belle

▶ **To cite this version:**

Pierre Belle. Contribution des processus hydrologiques et hydrogéologiques aux glissements de terrain de grande ampleur. Application au contexte tropical de La Réunion. Sciences de la Terre. Université de La Réunion, 2014. Français. NNT : . tel-01135942

HAL Id: tel-01135942

https://theses.hal.science/tel-01135942

Submitted on 27 Mar 2015

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.

Brgm - Université de La Réunion – Laboratoire Géosciences Réunion – IPGP

Cette thèse a reçu le soutien financier de la Région Réunion, du FEDER, du FIDOM et du BRGM.

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Hydrogéologie

par

Pierre BELLE

Contribution des processus hydrologiques et hydrogéologiques aux glissements de terrain de grande ampleur

Application au contexte tropical de La Réunion

Soutenue publiquement le 14 avril 2014, devant le jury composé de :

Pascal ALLEMAND	Professeur, Université de Lyon	Rapporteur
Jacques MUDRY	Professeur, Université de Franche Comté	Rapporteur
Patrick LACHASSAGNE	HDR, Resp. Env. et Ressources en Eau, Danone Eaux-France	Examinateur
Laurent MICHON	Professeur, Université de La Réunion	Examinateur
Jean-Lambert JOIN	Professeur, Université de La Réunion	Directeur
Bertrand AUNAY	Docteur, BRGM Réunion	Encadrant scientifique

Avant-propos

Débutée en janvier 2011, cette thèse a été réalisée au BRGM Réunion, en collaboration avec le laboratoire Géosciences de l'Université de La Réunion, sous la direction de Jean-Lambert JOIN (Laboratoire Géosciences) et l'encadrement scientifique de Bertrand AUNAY (BRGM). Le financement de cette thèse a été assuré par la Région Réunion et le projet de recherche MvTerre2.

Les recherches menées dans le cadre de ce travail ont été développées autour du projet MvTerre2, porté par le BRGM (chef de projet Bertrand AUNAY) (faisant suite au projet MvTerre1 finalisé en 2008). Ce projet, engagé dans le cadre de la mesure 3-20 "Soutenir la Recherche et Développement sur les phénomènes de risque naturel", est cofinancé par le PO FEDER 2007-2013, le FIDOM et la Région Réunion. Il est organisé autour de trois objectifs principaux :

- L'analyse des paramètres géomorphologiques de prédisposition aux glissements de grande ampleur (Module 1) ;
- La poursuite de la détection et du suivi des mouvements de terrain de grande ampleur par l'instrumentation et le suivi des glissements de terrain (GPS fixe, réseau géodésique, débit des sources, piézométrie, méthodes spatiales…) (Module 2) ;
- L'étude et la modélisation du comportement des mouvements de grande ampleur (Module 3).

Les résultats issus de cette thèse ont donné lieu à plusieurs communications scientifiques :

- Article accepté dans une revue de rang A

Belle, P., Aunay, B., Bernardie, S., Grandjean, G., Ladouche, B., Mazué, R., Join, J.-L., 2013. The application of an innovative inverse model for understanding and predicting landslide movements (Salazie cirque landslides, Reunion Island). Landslides 1–13. doi : 10.1007/s10346-013-0393-5 (en page 275)

- Article soumis dans une revue de rang A

Belle, P., Aunay, B., Lachassagne, Ladouche B., P., Join, J.-L. Impact of superficial soil properties and climate on the dynamics of deep-seated landslides. Journal of Hydrology (sur la page 215)

- Conférences (résumés et articles courts)

Belle, P., Aunay, B., Nédellec, J.-L., Bernardie, S., Desramaut, N., Join, J.-L., 2011. Une nouvelle approche pour l'étude de la dynamique d'un glissement de très grande ampleur par modélisation hydrogéologique inverse (Grand Ilet, La Réunion). Poster, Journées "Aléa Gravitaire" (JAG), Strasbourg. (Annexe 1)

Belle, P., Aunay, B., Join, J.L., Bernardie, S., 2012. An innovative approach for very large landslide dynamic and hydrogeological triggering study by inverse modeling (Grand Ilet landslide, Reunion Island). (oral), EGU[1], Vienne (Annexe 2).

Belle, P., Aunay, B., Ladouche, B., Lachassagne, P., Join, J.-L., 2014. New advances for the recharge quantification in deep-seated landslide under tropical climate. (accepté) EGU, Vienne (Annexe 3).

[1] European Geosciences Union - General Assembly

Belle, P., Aunay, B., Famin, V., Join, J.-L., 2014. Evidence of flank failure deposit reactivation in a shield volcano. A favorable context for deep-seated landslide activation (La Réunion Island). (accepté), EGU, Vienne (Annexe 4).

Remerciements

Bien évidemment, je commence par remercier ici Bertrand Aunay, pour l'initiation de cette thèse qui n'aurait pas existée sans lui, pour son encadrement essentiel, ses conseils avisés, son efficacité... J'ai pris beaucoup de plaisir à ce travail commun, et énormément appris. J'espère que les années à venir nous permettrons de poursuivre cette collaboration. Merci aussi pour le beau temps (ou la pluie…) apporté à chaque sortie partagée sur le terrain.

Mes remerciements vont également à Jean-Lambert Join pour avoir assuré la direction de cette thèse. Malgré de nombreuses heures de discussion, les débats sur l'hydrogéologie des cirques sont loin d'être épuisés... Heureusement.

Je remercie vivement Pascal Allemand et Jacques Mudry d'avoir accepté d'évaluer ce travail en tant que rapporteurs, ainsi que Patrick Lachassagne et Laurent Michon pour avoir assuré la tâche d'examinateur.

Au cours de ces trois années, j'ai eu la chance d'échanger avec des collaborateurs issus de familles scientifiques très différentes. Leurs conseils tout au long de ce travail, que ce soit lors de comités de pilotage ou de réunions plus informelles, ont été essentiels à l'aboutissement de ce travail. Je tiens à tous les remercier ici.
Mes remerciements chaleureux vont à Patrick Lachassagne pour ses conseils pertinents et son implication (le plus souvent à distance) qui m'ont énormément apportés tout au long de ce travail.
Au Service Eau du BRGM de Montpellier, je tiens à remercier Bernard Ladouche pour ses conseils avisés et sa grande patience, notamment lors de l'interprétation des données hydrochimiques et l'élaboration du bilan de Grand Ilet. Merci aussi à Jean-Baptiste Charlier, Jean-Christophe Maréchal et Benoit Dewandel pour leur disponibilité lors de mes passages furtifs dans leur service.
Au BRGM d'Orléans, mes remerciements vont à Gilles Grandjean pour m'avoir accueilli à deux reprises dans son service, ainsi qu'à Séverine Bernardie et Nicolas Desramaut pour les échanges constructifs sur la modélisation inverse appliquée aux glissements de terrain. Merci aussi à Thomas Dewez pour ses idées originales et ses conseils avisés, qui ont permis de suivre le débit de sources pour le moins inaccessibles du glissement de Grand Ilet.
Au Laboratoire Géosciences de l'Université de La Réunion, merci à Vincent Famin pour m'avoir fait profiter de sa rigueur scientifique et de sa connaissance de la géologie des cirques de La Réunion, ainsi que pour les sympathiques journées dans les ravines peu fréquentables du cirque de Salazie. Merci également à toute l'équipe scientifique du laboratoire pour leurs conseils durant ces trois années. J'ai sincèrement apprécié les instants (probablement trop peu nombreux) passés parmi vous. Mes remerciements vont notamment à Geneviève Lebeau pour son aide précieuse lors des jours d'analyses aux laboratoires, à Carole Berthod pour ses relectures assidues, plus que bienvenues lors de la finalisation de ce manuscrit, à Julie Lézé pour sa disponibilité et ses conseils, et à toute l'équipe des docteurs et doctorants, Marie Chapput, Anli Bourhane, Thibault Catry. Un grand merci aussi à Françoise Leriche pour sa grande gentillesse et sa formidable efficacité pour régler les problèmes administratifs.

Je remercie tout particulièrement les collègues du BRGM Réunion, (qui fut un peu ma deuxième maison durant cette thèse), Séverine Bes-de-Berc et Jean-Louis Nédellec pour m'avoir accueilli au BRGM Réunion dans des

conditions idéales, et bien évidemment toute l'équipe pour les moments partagés. Ceux qui y sont aujourd'hui, Anthony, Eric, Marie-Claude, Guillaume, Cyril V, Laetitia, et ceux qui y était hier et qui sont partis vers d'autres horizons, Christophe, Zoé, Amandine, Jonathan, Vincent, Cyril L., Virginie et Julie, aux stagiaires de passage (Marine, Rémi...pardon à ceux que j'oublie).
Je profite de ces quelques lignes pour faire une ovation particulière à Baptiste Barbier et Romain Mazué, qui se sont succédés en tant que VSC au BRGM Réunion, pour le travail commun accompli et les nombreux jours passés sur le terrain pour assurer l'observation des glissements du cirque de Salazie : que leur pugnacité soit saluée ici. Les bons moments ont été nombreux malgré des conditions parfois difficiles. Que ce soit la maçonnerie en fond de ravine, les ouvertures de sentiers à travers la vigne maronne, ou les campagnes de jaugeage et de prélèvements en saison des pluies, ces journées ne sont pas prêtes d'être oubliées.

Je tiens à remercier ici mes parents, pour m'avoir donné la chance d'arriver jusqu'ici. Merci aussi à mon frère Simon, et aux amis tous hémisphères confondus, pour tous les bons moments partagés.

Et enfin, merci à celle avec qui je partage ma vie pour son soutien sans faille durant ces trois années, et pour tout ce chemin parcouru...

Nomenclature –Liste des abréviations

ASL	Above Sea Level
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global positioning system
IAEA	International Atomic Energy Agency
Ka	Millier d'années
LDEHM	Laboratoire Départemental des Eaux et Hygiène du Milieu
l/s	Litre par seconde
m^3/s	Mètre cube par seconde
Ma	Millions d'années
mg/l	milligrammes par litre
Mm^3	Million de mètres cube
MNT	Modèle Numérique de Terrain
NGR	Nivellement Général de La Réunion
P_{atm}	Pression Atmosphérique
SIG	Système d'information Géographique
µS/cm	Micro Siemens par centimètre
WGS	World Geodesic System
ZNS	Zone Non-Saturée
ZS	Zone Saturée

Sommaire

Introduction générale 17

1. L'étude des glissements de terrain dans la recherche scientifique 17

2. Problématique scientifique 18

3. Problématique locale 18

4. Objectifs du travail de recherche 19

5. Plan de thèse 20

Partie I Etat de l'art, situation et méthode 21

Chapitre 1. Etat de l'art et situation 23

1. Fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain et influence des eaux souterraines sur les vitesses de déplacements 23

2. Contexte général de l'île de La Réunion 37

3. Contexte hydrogéologique du site d'étude 45

4. Etat des connaissances sur le glissement de Grand Ilet 58

5. Etat des connaissances sur le glissement de Mare à Poule d'Eau 71

6. Conclusion 78

Chapitre 2. Stratégie d'étude et dispositif de suivi 81

1. Introduction 81

2. Approche méthodologique pour l'étude morphologique et structurale 82

3. Approche méthodologique pour le suivi quantitatif des eaux souterraines 84

4. Approche méthodologique pour la caractérisation hydrochimique des eaux de surface et des eaux souterraines 89

5. Conclusion 93

Partie II Caractérisation géologique et hydrogéologique du glissement de Grand Ilet 95

Chapitre 3. Architecture et géométrie du glissement de terrain de Grand Ilet 97

1. Introduction 97

2. Méthodologie 99

3. Géomorphologie et géologie du glissement de Grand Ilet 101

4. Structure 3D du glissement de Grand Ilet et modalité de déformation 119

5. Conclusion 129

Chapitre 4. Hydrodynamique d'un aquifère développé au sein d'un glissement de grande ampleur : cas d'étude de Grand Ilet 131

1. Introduction 131

2. La nappe des brèches : observations de terrain 132

3. Analyse descriptive des chroniques piézométriques et de débit des sources 142
4. Analyse des courbes de récessions 154
5. Investigations hydrodynamiques 166
6. Conclusion 168

Chapitre 5. Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines dans les formations volcano-détritiques de fond de cirque 173

1. Introduction 173
2. Approche méthodologique 174
3. Caractérisation de la variabilité spatiale des signatures géochimiques 177
4. Etude du transfert de masse par le suivi temporel hydrochimique 202
5. Conclusion 211

Chapitre 6. Impact du climat et des propriétés des sols sur la dynamique des glissements de grande ampleur 215

1. Introduction 217
2. Matériel et méthodes : mesures hydrologiques et analyses isotopiques 219
3. Evaluation des composantes du bilan hydrologique 228
4. Résultats 234
5. Discussion 247
6. Conclusion 250

Partie III Approches de modélisation appliquées aux glissements 251

Chapitre 7. Apport de la modélisation déterministe au modèle conceptuel hydrodynamique du glissement de Grand Ilet 253

1. Introduction 253
2. Méthodologie 254
3. Modélisation 2D verticale en régime permanent 255
4. Modélisation 3D à l'échelle de l'aquifère des brèches de Grand Ilet 263
5. Conclusion 274

Chapitre 8. Application d'un modèle inverse innovant pour comprendre et prédire les déplacements des glissements de terrain 275

1. Introduction 276
2. The inverse modelling approach 277
3. Description of the application sites 279
4. The application of inverse modelling to the Reunion landslides: results 286
5. Discussion 294
6. Conclusion 296

Conclusions générales 297

1. Synthèse des principaux résultats 297

2. Réponses aux objectifs du travail de recherche 303

3. Apports du travail de recherche 304

4. Perspectives 305

Bibliographie 309

Annexes 323

Liste des figures

Figure 1.1 : Morphologie caractéristique des glissements de terrain, adaptée d'après Cruden et Varnes (1996) . 24
Figure 1.2 : Glissement de terrain de type rotationnel multiple modifiée d'après Hutchinson (1988) 25
Figure 1.3 : Glissement composé, modifié d'après Glastonbury et Fell (2008)..... 25
Figure 1.4 : Types de facteurs à l'origine de déstabilisation de versants (Popescu, 1994). 27
Figure 1.5 : Couplage hydromécanique en milieu géologique. (i) et (ii) correspondent aux couplages directs par le biais des interactions avec le volume des pores, (iii) et (iv) sont les couplages indirects à travers les changements de propriétés des matériaux, modifié d'après Rutqvist et Stephansson (2003) 28
Figure 1.6 : Piézométrie (courbe bleue) et vitesse de déplacement (courbe noire) sur le glissement de Vallcebre (Espagne) (Corominas et al., 2005)..... 29
Figure 1.7 : Schéma conceptuel hydrogéologique du glissement-coulée de Super-Sauze, basé sur une étude hydrochimique (Montety et al., 2007)..... 31
Figure 1.8 : Imagerie de la base du glissement de Super-Sauze par inversion de profils de tomographie sismique en utilisant l'algorithme quasi-newtonien (Gance et al., 2012)..... 32
Figure 1.9 : Modèle conceptuel des écoulements d'eau dans les versants rocheux instables, construit selon les informations acquises pour les versants de la Haute Vallée de la Tinée (Sud-Est des Alpes Françaises), principalement basée sur l'hydrochimie des eaux souterraines (Binet et al., 2007a). 33
Figure 1.10 : Schéma conceptuel des flux d'eau de sub-surface dans le glissement-coulée de Super-Sauze. (1) Infiltration préférentielle ; (2) Infiltration dans la matrice du sol ; (3) Nappe perchée limitant l'augmentation des pressions interstitielles en profondeur ; (4) Ecoulements latéraux préférentiels drainant l'aquifère (Debieche et al., 2012). 34
Figure 1.11 : Caractérisation in situ du phénomène l'évolution temporelle des paramètres hydrodynamiques au sein du glissement de Rosone (Italie) (Binet et al., 2007b). 35
Figure 1.12 : Schéma de synthèse du fonctionnement hydrogéologique d'un glissement de terrain 36
Figure 1.13 : Présentation du relief de l'île de La Réunion et localisation des cirques et des grands glissements de terrain. 37
Figure 1.14 : Pluviométrie moyenne annuelle sur l'île de La Réunion (Météo-France, 2011) 38
Figure 1.15 : Carte du cirque de Salazie et localisation des lieux-dits et points de repères utilisés dans le texte (Riv. = Rivière ; Rav. = Ravine). 39
Figure 1.16 : Cartographie des dépôts d'avalanches de débris et direction de mise en place dans le cirque de Salazie (Arnaud, 2005)..... 42
Figure 1.17 : Coupe géologique synthétique du pied du Piton des Neiges dans la rivière du Mât en amont de la passerelle d'Ilet à Vidot (Famin et Michon, 2010) : rôle des intrusions dans le détachement à la base des brèches basiques. 43
Figure 1.18 : Schémas conceptuels hydrogéologiques des milieux volcaniques, de type hawaïen (Gingerich et Oki, 2000) et de type canarien (Custodio et al., 1988), dans (Join et al., 2005)). 47
Figure 1.19 : Schéma conceptuel des eaux souterraines à La Réunion (Custodio et al., 1988; Join et al., 2005). 49

Figure 1.20 : Schéma conceptuel hydrogéologique du cirque de Salazie (aq. = aquifère ; K=perméabilité) (Moulin et Lebon, 2002). 50
Figure 1.21 : Classification et localisation des sources dans le cirque de Salazie. Les suintements ont été cartographiés dans le cadre de la synthèse hydrogéologique du cirque de Salazie (Moulin et Lebon, 2002). 52
Figure 1.22 : Localisation des sources analysées sur le secteur de Grand Ilet dans le cadre de l'étude Hydroexpert (Lacoste et Daessle, 2003). 53
Figure 1.23 : Synthèse des marqueurs de mouvements gravitaires sur le secteur de Grand Ilet. Les relevés effectués par le BRGM en 2007 sont détaillés dans le rapport de Garnier (2008). L'appellation locale « déboulé » désigne les évènements de coulées boueuses déclenchées lors du cyclone Hyacinthe en 1980. 58
Figure 1.24 : Coupe schématique interprétative du glissement de Grand Ilet (Garnier, 2008). 59
Figure 1.25 : Déplacements planimétriques cumulés journaliers enregistrés par le GPS permanent de l'Eglise (GIEG) et pluie journalière à la station météorologique de Grand Ilet entre janvier 2004 et décembre 2008. 60
Figure 1.26 : Carte géologique simplifiée du secteur de Grand Ilet (Arnaud, 2005) 61
Figure 1.27 : Localisation des piézomètres sur le secteur de Grand Ilet 67
Figure 1.28 : Déplacements planimétriques cumulés journaliers enregistrés par le GPS permanent de Viraye (VIRA) sur le glissement de Mare à Poule d'Eau, et pluie journalière à la station météorologique d'Hell-Bourg entre 2004 et 2008. 72
Figure 1.29 : Carte géologique simplifiée du secteur de Mare à Poule d'Eau (Arnaud, 2005). 73
Figure 1.30 : Coupe géologique interprétative du glissement de Mare à Poule d'Eau (Garnier et Lucas, 2008).. 75
Figure 1.31 : Schématisation et évolution des structures du modèle analogique du glissement de Mare à Poule d'Eau (milieu du modèle) (Arnaud, 2005). 76
Figure 2.1 : Carte des points de suivi des déplacements par GPS permanents et bornes fixes dans le cirque de Salazie (mis en place dans le cadre des projets MvTerre 1 et 2). 83
Figure 2.2 : Carte de présentation du dispositif de suivi hydrologique du secteur de Grand Ilet. Les mesures de débit ont été réalisées à l'étiage 2011. 85
Figure 2.3 : Exemples de stations hydrométriques à section contrôlée du secteur de Grand Ilet. A gauche la station de la source Clain, à droite la station de la source Bélier. 86
Figure 2.4. Dispositif de suivi photographique (Harbortronics) de la ligne de sources SPRL-NE en pied du glissement de Grand Ilet. La source S1GI fait l'objet d'un suivi hydrochimique temporel. Le cadre rouge matérialise la partie de l'image traitée pour le suivi du griffon central de la ligne de source SPRL-NE. 88
Figure 3.1 : Panorama du secteur de Grand Ilet et localisation des ravines principales (photographie H. Douris). 100
Figure 3.2 : Carte géomorphologique du secteur de Grand Ilet, établi à partir des indices de terrain, des cartes de pentes et du traitement de photographies aériennes historiques (1950). 101
Figure 3.3 : Localisation des contrepentes sur la photographie aérienne du secteur de Grand Ilet, le 29 août 1950. 102
Figure 3.4 : Carte des déplacements de surface sur le secteur de Grand Ilet, mesurés à l'aide du réseau de bornes géodésiques et des transects réalisés en 2013. Les barres d'erreur sont issues du rapport Brgm RP-61994-FR (Mazué et al., 2012). 103

Figure 3.5 : Angle de plongement des bornes géodésiques. Les incertitudes associées sont issues du rapport Brgm RP-61994-FR (Mazué et al., 2012). Les valeurs d'angles varient significativement sur le secteur le plus actif. 104
Figure 3.6 : Affleurement des brèches de Grand Ilet (faciès matriciel) dans la ravine Roche à Jacquot 100 mètres en aval de la source NR2. 107
Figure 3.7 : (a) Contact entre les brèches basiques indurées et le substratum (océanites zéolitisées). Cette interface est le siège une déformation importante. (b) Point de vue sur le contact entre brèches et coulées d'océanites zéolitisées en rive gauche de la ravine Roche-à-Jacquot. (c) Contact entre les brèches basiques pulvérulentes, les brèches basiques indurées et les coulées d'océanites zéolitisées (laves basiques) en rive droite de la ravine Roche-à-Jacquot en aval de la cascade Micheline. 109
Figure 3.8 : Brèches basiques indurées sous les remparts de la Roche-Ecrite observées depuis le captage de la source Ravine Blanche. 110
Figure 3.9 : Affleurement du faciès argileux de la base des brèches de Grand Ilet, observé dans la ravine Roche-à-Jacquot en amont de la source Petite Nourry (NR2). 111
Figure 3.10 : (a) Jigsaw cracks dans des brèches à éléments différenciés. (b) Affleurement type de brèches pulvérulentes à éléments différenciés affleurant au sud du plateau de Grand Ilet. (c) Zoom sur un bloc de coulées différenciées (localisation sur l'image d) dont l'alternance coulée/scories est préservée, au nord-est du plateau de Grand Ilet. (d) et (e) Agencement des dépôts de démantèlements récents au toit des brèches de Grand Ilet. 112
Figure 3.11 : Carte géologique interprétative du secteur de Grand Ilet, avec localisation des affleurements utilisés pour la construction de la carte. Les contrepentes représentées sont localisées à partir des photographies aériennes de 1950 (faible anthropisation du plateau). Les escarpements sont inventoriés à partir des cartes de pentes et des observations de terrain. 113
Figure 3.12 : (a) et (b) Evolution récente de la niche d'arrachement du glissement affectant la RD52. (c) Faille active recoupant les brèches basiques et une coulée de débris à éléments différenciés affleurant sur la RD52 en montant à Grand Ilet. (d) Eléments émoussés dans la coulée de débris (e) Blocs de basalte différencié à plagioclase dans la coulée de débris. (f) Extension supposée des dépôts remaniés et localisation de l'affleurement de la coulée de débris sur la RD52. 118
Figure 3.13 : Synthèse et interprétation des coupes géologiques des piézomètres profonds du secteur de Grand Ilet. Les profondeurs de cisaillement et les méthodes de foration sont précisées pour argumenter l'interprétation (MFT = Marteau Fond de Trou). Le piézomètre PZE 2 a été réalisé en 2005 alors que les piézomètres PZA3 et PZB3 ont été réalisés en 2006. 121
Figure 3.14 : Carte des isobathes de la base du glissement sur le secteur de Grand Ilet. Comparaison avec l'orientation des vecteurs déplacements mesurés à l'aide des bornes géodésiques. 124
Figure 3.15 : Comparaison des profondeurs obtenues par l'interprétation des mesures géophysiques interprétées par Grilla avec celles du modèle géologique de la base du glissement de Grand Ilet. 126
Figure 3.16 : Schéma conceptuel de la géométrie des zones de cisaillement internes dans le glissement de Grand Ilet. Pour la majorité des bornes, les déplacements enregistrés en surface résultent de déplacements sur deux plans de cisaillement, une zone de cisaillement basale à faible pendage et une zone de cisaillement intermédiaire à plus fort pendage. 128

Figure 4.1 : Contextes d'émergence des sources des brèches sur le secteur de Grand Ilet, établis à partir de la configuration morphologique des versants. Deux grandes familles de sources sont identifiées : les sources de base des brèches et les sources de fond de ravine. 132
Figure 4.2 : Répartition spatiale des débits d'étiage des sources du secteur de Grand Ilet. Les pourcentages de débits sortants sont calculés par secteur pour les sources des brèches. 135
Figure 4.3 : Schéma conceptuel des différents contextes d'émergence des sources sur le secteur de Grand Ilet. Les sources de rempart sont distinguées des sources des brèches émergeant du glissement. 137
Figure 4.4 : Carte piézométrique interprétative de la nappe des brèches sur le secteur de Grand Ilet. Les isopièzes sont tracées en s'appuyant sur les altitudes des sources et sur les charges hydrauliques mesurées dans les piézomètres. La piézométrie obtenue adopte une géométrie radiale, avec une direction d'écoulement principale vers le nord-est dans l'unité de Grand Ilet. 139
Figure 4.5 : Carte d'épaisseur de la zone non-saturée au toit de la nappe des brèches, établie à partir de la carte piézométrique d'étiage 2011 et du MNT 2011. 140
Figure 4.6 : Chroniques piézométriques et pluviométrique enregistrées sur le secteur de Grand Ilet (PZA3, PZE2 et PZB3) entre décembre 2009 et juillet 2013. Les épisodes pluvieux ayant généré une hausse de la piézométrie mesurable sont matérialisés par des bandes grises. 143
Figure 4.7 : Piézométrie dans PZA3, PZE2 et PZB3 durant les épisodes de recharge de la saison des pluies 2012. La durée minimale de la recharge correspond à la durée entre le début de la hausse piézométrique après un épisode pluvieux et le début de la hausse piézométrique suivante. 144
Figure 4.8 : Chroniques de pluviométrie, de débit des sources et de piézométrie sur le secteur de Grand Ilet. Les épisodes pluvieux ayant généré une hausse de la piézométrie sont matérialisés par des bandes grises. 148
Figure 4.9 : Conceptualisation des processus de recharges des sources des brèches, à partir de l'interprétation des données de piézométrie et de débit des sources, et de la carte d'épaisseur de zone non-saturée (ZS : Zone Saturée ; ZNS : Zone Non-Saturée). 150
Figure 4.10 : Evolution temporelle du griffon central de SPRL-NE, suivi par Time Lapse (en page 87). Ce suivi permet de caractériser la dynamique des sources types « base de brèches » au pied du glissement de Grand Ilet. La photographie du 29 mars correspond au plus fort débit observé. 151
Figure 4.11 : Evolution temporelle de la largeur du griffon (largeur de la surface d'écoulement au niveau du toit du sill) quantifiée en nombre de pixel. 152
Figure 4.12 : Schéma de principe de la solution analytique de Boussinesq (1903)..... 155
Figure 4.13 : Décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZA3 aux cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012..... 157
Figure 4.14 : Décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZE2 aux cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. Les fonctions exponentielles sont utilisées pour ajuster les différentes phases de décroissance observées. 158
Figure 4.15 : Décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZB3 aux cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. Les fonctions exponentielles sont utilisées pour ajuster les différentes phases de tarissement observées. 159
Figure 4.16 : Représentation des niveaux piézométriques et des zones de vitesses de vidange identiques sur les coupes géologiques des piézomètres. Les tubages crépinés sont également représentés. 160

Figure 4.17 : Ajustement des tarissements observés à la source CL en 2011 et 2012. Trois solutions sont envisagées pour cet ajustement : la solution exponentielle, la solution quadratique à 1 réservoir et la solution quadratique à deux réservoirs (1 réservoir inférieur et 1 réservoir supérieur). 163
Figure 4.18 : Ajustement des tarissements observés à la source PDC en 2011 et 2012 par la solution exponentielle et la solution quadratique à 1 réservoir. 164
Figure 4.19 : Ajustement des tarissements observés à la source BE et BIE2 en 2012 par la solution exponentielle et la solution quadratique à 1 réservoir. 164
Figure 4.20 : Interprétation d'un essai d'injection sur le piézomètre PZE2 à l'aide du logiciel WinIsape (essai réalisé le 13/10/2010). 167
Figure 4.21 : Schéma conceptuel hydrogéologique du glissement de Grand Ilet, établi à partir des résultats de l'approche hydrodynamique 169
Figure 5.1 : Hydrogramme de la source Clain (CL) avec représentation des périodes d'échantillonnage en basses eaux (LW) et en hautes eaux (HW). 174
Figure 5.2 : Localisation des échantillons d'eaux souterraines prélevés dans le cadre des campagnes spatiales hydrochimiques. 175
Figure 5.3 : Conductivité électrique à 25°C des sources et des piézomètres dans le cirque de Salazie à l'étiage 2011. Les conductivités des sources RA, TI2 et MP, mesurées uniquement en hautes eaux, ne sont pas reportées. 177
Figure 5.4 : Diagrammes de Schöeller Berkaloff des analyses de la campagne en BE (les sources RA, TI2 et l'analyse de la Mare à Poule d'Eau MP prélevées en HE sont également représentées) 180
Figure 5.5 : Diagrammes de Stiff des analyses réalisées dans le cadre des campagnes spatiales. Les analyses en basses eaux sont représentées à gauche et les analyses en hautes eaux à droite. 182
Figure 5.6 : Diagrammes binaires réalisés pour les éléments majeurs et traces analysés lors des campagnes spatiales en basses eaux (anions). Les analyses en hautes eaux sont représentées sous formes de symboles grisés. 186
Figure 5.7 : Diagramme binaire Mn-Fe pour les analyses des campagnes spatiales. 187
Figure 5.8 : Diagrammes binaires réalisés pour les éléments majeurs et traces analysés lors des campagnes spatiales en basses eaux (cations). Les analyses en hautes eaux sont représentées sous forme de symboles grisés. 190
Figure 5.9 : Rapport isotopique du Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction de la teneur en SiO_2 (en % de la masse totale) dans les lithologies du Piton des Neiges (Fisk et al., 1988). La moyenne, le minimum et le maximum de 20 analyses de Deniel (1988) de basaltes différenciées, et de 4 analyses de Ludden (1978) de basaltes à olivine, sont également représentés (sans l'analyse de SiO_2). Les analyses plus anciennes (Hamilton, 1965) n'ont pas été intégrées en raison d'incertitudes analytiques trop importantes. 194
Figure 5.10 : a) Isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) dans les eaux souterraines sur le secteur du cirque de Salazie en fonction de 1/Sr. b) Isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) dans les eaux souterraines sur le secteur du cirque de Salazie, et analyses réalisées à La Réunion sur les eaux de surface et les eaux souterraines issues de bibliographie, en fonction de 1/Sr (les incertitudes analytiques des analyses du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ ne sont pas représentées, car elles sont systématiquement inférieures à 1.10^{-6}). 195

Figure 5.11 : Répartition géographique des groupes d'eaux identifiés à partir des analyses des rapports isotopiques du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$. 196
Figure 5.12 : Logs de conductivité électrique effectués dans les trois piézomètres de Grand Ilet recoupant la zone saturée le 7 juin 2013 (diagraphie « statique »). Les niveaux piézométriques, la profondeur des crépines et les zones de tubages déformés identifiés lors des inspections caméras sont représentés. 198
Figure 5.13 : Logs de conductivité électrique (bleu) et de température (orange) réalisés dans le piézomètre PZE2 au cours du pompage réalisé le 10 décembre 2011. La position des crépines et la localisation des zones de déformation des tubages sont représentées sur les graphiques. Le niveau piézométrique est par ailleurs situé à 37,85 m de profondeur. 200
Figure 5.14 : Evolution temporelle des teneurs en éléments majeurs à la source CL entre mars 2011 et octobre 2012 (Annexe 12), et pluie enregistrée au pluviomètre de Grand Ilet. 204
Figure 5.15 : Evolution temporelle des teneurs en éléments majeurs à la source S1GI entre mars 2011 et octobre 2012 (Annexe 13), et pluie enregistrée au pluviomètre de Grand Ilet. 206
Figure 5.16 : Schéma conceptuel hydrochimique, établi à partir des résultats du suivi des sources CL et S1GI. 210
Figure 5.17 : Schéma conceptuel hydrochimique du cirque de Salazie, à partir de l'interprétation des résultats des campagnes spatiales. 212
Figure 6.1 : Morphologie et pluviométrie de l'île de La Réunion (Météo-France, 2011), et localisation du site d'étude de Grand Ilet dans le cirque de Salazie. 219
Figure 6.2 : Carte géologique et hydrogéologique du secteur de Grand Ilet. Les dispositifs de suivi des eaux de surface et des eaux souterraines sont également représentés. Les classes de débit sont établies à partir des mesures effectuées à l'étiage 2011. 221
Figure 6.3 : Coupe schématique géologique et hydrogéologique du secteur de Grand Ilet. 222
Figure 6.4 : Carte piézométrique à l'étiage 2011 du secteur de Grand Ilet. 223
Figure 6.5 : Présentation des chroniques hydrologiques enregistrées sur le secteur de Grand Ilet, avec Q RB la station hydrologique en pied de rempart, Q CL, Q BIE2 et Q BE les sources des brèches. Les données d'ET_{BC} et ET_{PM} moyennés sont représentées pour les remparts et pour les brèches. Les barres grises verticales représentent les campagnes d'échantillonnage des eaux souterraines pour les analyses isotopiques (LW pour basses eaux, et HW pour hautes eaux). 226
Figure 6.6 : Evolution temporelle de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et des précipitations de 2011 à 2012. Les campagnes de prélèvements des eaux souterraines sont localisées dans le temps par les traits pointillées noirs (LW pour basses eaux, et HW pour hautes eaux) (Annexe 10). 227
Figure 6.7 : Schéma de principe du bilan hydrologique, avec H la hauteur d'eau stockable dans le R_{SURF} en mm 228
Figure 6.8 : Schéma de principe du bilan hydrologique et localisation des différentes composantes. Le découpage des 5 unités définies précédemment est représenté. Les surfaces des différents bassins versants sont proportionnelles aux surfaces réelles. 229
Figure 6.9 : Méthode de décomposition des hydrogrammes pour la séparation du ruissellement de surface (S) et du débit souterrain (B). Dans le même temps, l'amplitude de la variation piézométrique dP est mesuré pour chaque épisode de recharge ($dP=P_{max}-P_{min}$). 232

Figure 6.10 : Comparaison des mesures de débits des sources (suivi continu et mesures ponctuelles) avec les hydrogrammes reconstitués à partir du débit enregistré à la source Clain. Les sources n'ayant pas fait l'objet de mesures de débit ne sont pas représentées. Les sources non représentées n'ont pas fait l'objet de mesures de débits ponctuelles. 234
Figure 6.11 : Relation entre l'amplitude les variations piézométriques dans les piézomètres PZE2, PZA3 et PZB3 et la pluie précipitée à Grand Ilet au cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. D'après ces observations, seuls les épisodes pluvieux dont le cumul dépasse environ 80 mm induisent une hausse de la piézométrie au cours d'une saison des pluies. 236
Figure 6.12 : Relation pluie/ruissellement par évènement pour le bassin versant en brèches à la station Clain (Breccia BV) et pour le bassin versant en rempart à la station Ravine Blanche (Rempart BV) sur les cycles hydrologiques 2011 et 2012. Les coefficients de ruissellement quantifiés apparaissent plus grands d'un facteur 10 sur le bassin versant de rempart que sur celui des brèches. 237
Figure 6.13 : a) World Meteoric Water Line (WMWL) et Local Meteoric Water Line (LMWL). b) Signature isotopique des eaux souterraines en basses eaux (LW) et en hautes eaux (HW). Les droites météoriques mondiales et locales sont également représentées. Les signatures isotopiques des eaux souterraines (Annexe 11) apparaissent proches de celles des précipitations de saison des pluies. 239
Figure 6.14 : Comparaison de la piézométrie observée avec la recharge par infiltration à travers les brèches, calculée par le bilan pour différentes valeurs de H_{Br} du réservoir superficiel et pour différentes valeurs d'ET. Les chroniques de recharge les plus réalistes sont obtenues avec l'utilisation d'ET de type ET_{BC}. En outre, les fortes valeurs de H_{Br} (H_{Br} =250 mm) permettent de mieux reproduire l'amplitude des variations piézométriques. 242
Figure 6.15 : a) Flux d'eau d'infiltration par bassin versant. Les différentes composantes de l'infiltration sont distinguées pour chaque unité. b) Composante de la recharge en % pour les bassins de Grand Ilet, Bélier et Casabois. (ET = ET_{BC}, HBr = 250 mm, c=20% et d= 0). 243
Figure 6.16 : Volumes de recharge estimés par évènement à partir de l'amplitude des variations piézométriques (pour différentes valeurs de porosité) et par le calcul du bilan, en fonction des cumuls de pluie par évènement pour l'unité de Grand Ilet. 245
Figure 6.17 : Evolution temporelle (i) de la signature de l'eau du réservoir R_{SURF} (ii) de la signature pondérée de la recharge par cycle hydrologique (Recharge water annual ponderation) pour l'unité de GI, en fonction de la valeur de H_{Br} en utilisant l'ET_{BC}. 246
Figure 7.1 : Carte de localisation du modèle 2D coupe. 256
Figure 7.2 : Modèle 2D vertical selon la coupe AB, orienté SW-NE. 256
Figure 7.3 : Géométrie de la surface piézométrique dans le modèle 2D vertical. 259
Figure 7.4 : Influence de la recharge et de la conductivité hydraulique des brèches sur la géométrie de la surface piézométrique dans le modèle 2D vertical. A) Modèle initial avec 3 milieux de brèches et la recharge des remparts ; B) Modèle sans la recharge des remparts avec 3 milieux de brèches ; C) Modèle avec la recharge des remparts, sans le milieu M1 à K = 1.10^{-5} m/s. 260
Figure 7.5 : Maillage utilisé pour la discrétisation du modèle 3D de Grand Ilet. 263
Figure 7.6 : Géométrie du modèle 3D du secteur de Grand Ilet, ensembles de perméabilités et localisation des mailles à potentiel imposé aux limites du modèle. Pour la coupe ab, l'échelle verticale est multipliée par un facteur 2. 265

Figure 7.7 : Distribution spatiale de la recharge..... 267
Figure 7.8 : A) Distribution des flux sortant aux niveaux des mailles à potentiel imposé du modèle. B) Carte piézométrique calculée par le modèle (valeurs en m NGR). 269
Figure 7.9 : Carte piézométrique interprétative de la nappe des brèches sur le secteur de Grand Ilet, et répartition des débits sortants à l'étiage 2011. 270
Figure 7.10 : Comparaison des charges hydrauliques calculées par le modèle aux charges hydrauliques observées à l'étiage 2011 (E moy = moyenne des écarts ; RMS = racine carré de la moyenne des carrés ; σ = écart type). 271
Figure 7.11 : Coupe illustrant la géométrie de la surface piézométrique selon les axes SW-NE et SE-NW. Pour les 2 coupes, l'échelle verticale est multipliée par un facteur 2. 272
Figure 8.1 : a) Reunion Island DEM at a 25-metre resolution. In blue, the contours of the Mafate, Cilaos, and Salazie cirques. The landslide locations in the Salazie cirque. b) The rainfall spatial distribution on Reunion Island, simplified and modified from Météo-France datas (Météo-France, 2011). 280
Figure 8.2 : The geological context, geomorphology, and monitoring stations a) of the Grand Ilet (GI) landslide and b) of the Mare à Poule d'Eau (HB) landslide . The geological maps were simplified from Lacquement and Nehlig (2008). 282
Figure 8.3 : The daily rainfall at the Grand Ilet rain gauge and the cumulative displacement at the GNSS-GI station from 2005 to 2011. In red, the observed cumulative planimetric displacements; in blue, the daily rainfall at the GI-RG rain gauge; in orange, the calibration period used for the Grand Ilet landslide models. 283
Figure 8.4 : The Grand Ilet data used for signal processing. The rainfall at GI-RG, the spring flow at the SPR-GI station, the velocity at the GNSS-GI station, and the piezometric levels in PZ1-GI PZ2-GI and PZ3-GI from 01/01/2010 to 31/05/2012. 284
Figure 8.5 : The daily rainfall at the IAV-RG rain gauge and the cumulated displacement at the GNSS-HB station from 2005 to 2011. In red, the observed planimetric displacements; in blue, the daily rainfall. The coloured rectangles represent the two calibration periods used for modelling the HB landslide. 285
Figure 8.6 : The HB data used for signal processing. The rainfall at IAV-RG at a daily time step and the velocity at the GNSS-HB station from 01/01/2008 to 31/12/2011. 285
Figure 8.7 : The autocorrelation of the piezometric levels at a daily time step: a) the rainfall at the Grand Ilet and Ilet-à-Vidot rain gauges; b) the Grand Ilet observation wells, the spring flow at the SPR-GI station, the velocity at the GNSS-GI station, and the velocity at the GNSS-HB station. 287
Figure 8.8 : The cross-correlation at daily time steps of rainfall at the GI-RG rain gauge (input) and the Grand Ilet observation wells, the spring flow at the SPR-GI station, the velocity at the GNSS-GI station (output) and of the rainfall at the IAV-RG rain gauge (input) and the velocity at the GNSS-HB station (output). 288
Figure 8.9 : The results for the inverse Grand Ilet landslide model. In blue, the daily rainfall at the GI-RG rain gauge; in red, the observed data at the GNSS-GI station; continuous black line, the results of model 2 with a bimodal transfer function calibrated for the 2010-2011 period; dashed grey line, the results of the model 1 based on a unimodal transfer function calibrated for the 2010-2011 period. 290
Figure 8.10 : The transfer functions of models calibrated for the period 2010-2011 for Grand Ilet. In black, the components of the bimodal transfer function: solid line, the rapid impulse response; dashed line, the slow impulse response; grey dashed line, the impulse response of the model with a unimodal transfer function. 291

Figure 8.11 : The results for inverse HB landslide models. In blue, the daily rainfall at the IAV rain gauge; in red, the observed data; solid grey line, the results from model 1 with a bimodal transfer function calibrated over 2010-2011 (CP1); solid black line, the results of model 3 with a bimodal transfer function calibrated over 2008-2011 (CP2); dashed grey line, the results of model 2 with a unimodal transfer function calibrated over 2008-2011 (CP2). 293
Figure 8.12 : The results for the HB landslide model. In blue, the daily rainfall at the IAV rain gauge; red line, the observed velocities at station GNSS-HB; black line, the results of the bimodal impulse model calibrated over period 2; dashed grey line, the results of the unimodal impulse model calibrated over period 2 (CP2). 293
Figure 8.13 : The share of the slow and rapid components of model 3 in the Gaussian-exponential transfer function calibrated over period 2 (CP2). In purple, the share of the slow component; in yellow, the share of the rapid component. 294

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Classification relative aux vitesses de mouvements de terrain (IUGS (International Union of Geological Sciences) working group on landslides, 1995). 26
Tableau 1.2 : Tableau synthétique des avalanches de débris du cirque de Salazie, repris et complété d'après Chaput (Chaput, 2013). Les travaux à l'origine des différentes chronologies sont indiqués avec les numéros suivant : (1)(Oehler et al., 2005), (2)(Arnaud, 2005), (3)(Lacquement et Nehlig, 2008), (4)(Chaput, 2013), (5)(Berthod et al., in prep.). 43
Tableau 1.3 : Caractéristiques des différents types d'émergences définis pour le cirque de Salazie sur la base de l'analyse des ions majeurs sur 13 sources (Moulin et Lebon, 2002). 51
Tableau 1.4 : Caractéristiques des sources sur le secteur de Grand Ilet déterminées par Hydroexpert (Lacoste et Daessle, 2003). 53
Tableau 1.5 : Synthèse des propriétés hydrodynamiques des aquifères bréchiques (brèches d'avalanches de débris) dans le contexte réunionnais. 57
Tableau 1.6 : Synthèse des résultats des prospections géophysiques électriques et sismiques d'après les études historiques sur le secteur de Grand Ilet 66
Tableau 2.1 : Caractéristiques des GPS permanents installés dans le cirque de Salazie pour le suivi des instabilités de versants 82
Tableau 2.2 : Caractéristiques des stations hydrométriques à section contrôlée du secteur de Grand Ilet, avec MP pour Mince Paroi et PE pour paroi épaisse, H la hauteur d'eau au-dessus de la base de la section d'écoulement et l la largeur de la section (rect. = rectangulaire). 86
Tableau 2.3 : Caractéristiques des sondes de niveau et de conductivité électrique utilisées sur le site de Grand Ilet. Les valeurs de résolutions sont celles fournies par le constructeur. 87
Tableau 2.4 : Méthodologie analytique utilisée par le service LAB du BRGM Orléans pour les échantillons prélevés lors des campagnes spatiales. 91
Tableau 2.5 : Méthodologie analytique des eaux souterraines dans le cadre des campagnes de suivi temporelles. 92
Tableau 3.1 : Caractéristiques des unités du secteur instable de Grand Ilet, établies à partir du modèle géologique 3D de la base du glissement et du modèle numérique de terrain (MNT IGN 2011 réalisé par interférométrie radar, résolution 5 m). 123
Tableau 4.1 : Contexte d'émergence des sources du secteur de Grand Ilet. Les débits indiqués en italique ont été estimés visuellement. Les altitudes sont déterminées à partir du modèle numérique de terrain et des positions planimétriques des sources mesurées à l'aide d'un GPS de terrain. 133
Tableau 4.2 : Répartition spatiale des débits à partir des débits d'étiage. Le versant nord-est de Grand Ilet représente 55% des débits sortants. Les surfaces des bassins versants théoriques sont calculées en considérant un débit spécifique constant (14 l/s/km²). 134
Tableau 4.3 : Caractéristiques des chroniques piézométriques dans les trois piézomètres implantés dans les brèches de Grand Ilet et recoupant l'aquifère, sur la période de suivi de janvier 2011 à décembre 2012. 142
Tableau 4.4 : Rappel des surfaces théoriques de bassin versant des sources, utilisées pour l'estimation des paramètres L et l dans la solution quadratique de Boussinesq. 156

Tableau 4.5 : Paramètres des fonctions exponentielles utilisées pour ajuster les phases de décroissance de la piézométrie au cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. 157
Tableau 4.6 : Paramètres de calage des solutions utilisées pour ajuster les tarissements des sources des brèches. Les solutions utilisées sont (i) de forme exponentielle et (ii) de forme quadratique. Pour la forme quadratique, un modèle à 2 réservoirs est utilisé lorsque que le modèle à réservoir unique ne permet pas un ajustement satisfaisant. 162
Tableau 4.7 : Résultats des tests d'injections réalisés le 13/10/2010 sur les piézomètres de Grand Ilet. 166
Tableau 5.1 : Date de prélèvements des échantillons d'eaux souterraines pour les campagnes spatiales en basses eaux 2011 (BE) et en hautes eaux 2012 (HE). 176
Tableau 5.2 : Classification des faciès hydrochimiques des sources des brèches à partir des diagrammes de Schöeller-Berkaloff. L'allure des diagrammes pour les cations (partie gauche des diagrammes) est utilisée pour discriminer ces familles. 183
Tableau 5.3 : Principales informations apportées par les traceurs géochimiques pour décrire les hydrosystèmes. 184
Tableau 6.1 : Caractéristiques des épisodes pluvieux ayant généré une recharge significative de l'aquifère entre janvier 2011 et décembre 2012. 236
Tableau 6.2 : Calcul des débits sortant de l'aquifère des brèches de Grand Ilet (C : Continuous monitoring / PM : Ponctual Measurement / VE : Visual Estimation). L'incertitude sur le débit sortant annuel est calculée par la méthode de propagation des incertitudes. Q LW correspond au débit de la source considérée en basses eaux. . 238
Tableau 6.3 : Calibration et validation du bilan à partir des débits sortants estimés. La valeur de la R_{SURF} varie entre 250 mm et 50 mm. D_{ZA} est considéré comme nul pour l'ensemble des tests, ce qui permet de négliger les apports du bassin versant de Casabois dans cette approche. En utilisant l'ET_{BC}, le bilan le plus équilibré est obtenu pour une valeur de R_{SURF} de 250 mm. 240
Tableau 6.4 : Calibration et validation du bilan à partir des débits sortants estimés. La valeur de la R_{SURF} varie entre 250 mm et 50 mm. D_{ZA} est considéré comme nul pour l'ensemble des tests, ce qui permet de négliger les apports du bassin versant de Casabois dans cette approche. En utilisant l'ET_{PM}, les volumes sortants sont très largement surestimés quelle que soit la valeur de R_{SURF} utilisée. 241
Tableau 6.5 : Bilan hydrologique à l'échelle annuel (années 2011 et 2012) pour les bassins versants en brèches (hors bassin versant endoréique) et en rempart, correspondant à l'Équation 6.2 et à l'Équation 6.4. Les valeurs de R_{SURF} utilisées pour les bassins versants en brèches et en remparts sont respectivement de 250 mm et 50 mm 244
Tableau 6.6 : Recharge de l'aquifère du glissement de Grand Ilet pour différents scénarios climatiques. Pour le climat tempéré, les données de pluie et d'évapotranspiration sont mesurées au poste 38384001 (Grenoble, 384 m NGF) sur la période 2011-2012. 249
Tableau 7.1 : Paramètres hydrodynamiques et épaisseur des unités géologiques du modèle 2D vertical 257
Tableau 7.2 : Pourcentage des flux sortant par les nœuds du substratum, en fonction de la valeur de conductivité hydraulique fixée pour les brèches du milieu M1 et pour le substratum. 261
Tableau 7.3 : Comparaison des flux sortants modélisés et observés en pourcentage. 272
Tableau 8.1 : The rainfall characteristics per rainy season at the HB (IAV-RG rain gauge) and Grand Ilet (GI-RG rain gauge) sectors. The rainfall season is defined between 1 December and 31 May of the following year. The

maximum daily rainfall (MDR), the annual cumulated rainfall (ACR), and the cumulated rainfall (CR) per rainy season are shown. 289
Tableau 8.2 : The calibration periods for the Grand Ilet (GI) and Mare à Poule d'Eau (HB) models, with details regarding the type of transfer functions, the Γq and Γs values, and the Nash criteria. 289
Tableau 8.3 : The difference (%) between the modelled and observed cumulative displacements for the different models. AD corresponds to the annual difference. The total difference (TD) corresponds to the difference (%) between the total cumulated displacements observed and modelled. RMSE calculated for 2005-2011 period.. 292

INTRODUCTION GENERALE

1. L'étude des glissements de terrain dans la recherche scientifique

Les glissements de terrain sont des phénomènes qui peuvent menacer, plus ou moins directement, les populations et les infrastructures. Ils apparaissent dans des contextes géologiques et géomorphologiques variés (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988; Cruden et Varnes, 1996), et les causes du déclenchement de ces instabilités de versant sont multiples (Terzaghi, 1950; Nemčok et al., 1972). Cette diversité contribue à rendre **complexe** la caractérisation des mécanismes régissant leur fonctionnement. De ce fait, l'étude des glissements de terrain est devenue une **problématique mondiale** au cours des dernières décennies (Gutiérrez et al., 2010).

Longue et coûteuse, leur étude reste cependant indissociable de toute approche visant à évaluer les risques relatifs à leur activité. Le besoin croissant d'outils d'aide à la décision a accéléré la recherche sur cette thématique. Les connaissances scientifiques ont connu des avancées significatives, à la fois par l'apport de nouvelles connaissances sur les processus mécaniques et hydrogéologiques, et par le développement de nouveaux outils de suivi et de modélisation des glissements de terrain.
Les glissements de terrain les plus étudiés par la communauté scientifique sont d'épaisseur modérée (< 50 mètres). Ces glissements d'ampleur moyenne sont en effet statistiquement plus fréquents, et leur dimension favorise la mise en place de réseaux de suivi performants. De plus, à l'échelle mondiale, les travaux de recherche sur ce type de glissements sont majoritairement focalisés sur les régions au climat tempéré.

Parmi les facteurs intervenant dans les mécanismes de glissement, l'eau possède généralement un rôle majeur. Elle exerce en effet des influences multiples sur leur activité (érosion du pied de glissement, infiltration ou circulation des eaux souterraines). C'est par le biais du couplage hydromécanique que les eaux souterraines contrôlent généralement l'activité des glissements (Terzaghi, 1950; Iverson, 2000; Rutqvist et Stephansson, 2003). En général, les augmentations de vitesses de déplacement sont liées aux épisodes de recharge. Dans le même temps, la déformation du massif modifie les propriétés du milieu dans lequel circulent les eaux souterraines. Par conséquent, la réponse d'un glissement à un épisode d'infiltration traduit généralement la grande complexité des écoulements souterrains. La caractérisation de l'**hydrogéologie** d'un versant instable est donc une **étape clef** pour mieux comprendre les mécanismes de l'instabilité.

La prédiction des déplacements constitue la finalité de l'étude des glissements de terrain. Dans ce cadre, les outils de modélisation hydromécanique sont fréquemment utilisés. Ils permettent d'intégrer, dans un même modèle, l'hydrogéologie du massif et l'influence du champ de pression de fluide sur sa déformation. Ainsi, ils constituent des outils d'aide à la décision très performant pour dimensionner des solutions d'assainissement, en vue de stabiliser un glissement.
Cependant, ces modèles requièrent d'intégrer l'ensemble de la complexité du contexte d'un glissement de terrain, en déterminant (i) sa structure géologique, (ii) son fonctionnement hydrogéologique, et (iii) les

caractéristiques mécaniques des formations le constituant (Tacher et al., 2005; Parriaux et al., 2010). Ils sont donc généralement lourds à mettre en œuvre car ils nécessitent d'avoir mené de nombreuses études en amont, et ne peuvent pas être appliqués dans tous les cas.

De surcroit, ils sont rarement utilisés dans le cadre de systèmes d'alertes. Ces derniers restent généralement basés sur le suivi des paramètres climatiques et de la déformation, en cherchant à détecter des phases d'activité exceptionnelle d'un glissement. En fonction des enjeux, la détection d'un changement brutal de comportement pourra conduire au déclenchement d'une alerte.

2. Problématique scientifique

La **complexité** de l'étude des glissements de terrain est accrue pour les cas de **grande ampleur**, pour lesquels les volumes (> 100 Mm^3) et les épaisseurs (> 100 m) mobilisés sont très grands. Ces particularités leurs confèrent, entre autres, une hydrogéologie difficile à appréhender. L'épaisseur de la masse glissée rend d'autant plus complexe et onéreuse la réalisation d'investigations hydrogéologiques. Par exemple, le suivi de la piézométrie peut rarement être mis en place en raison (i) de la morphologie accidentée des versants (ii) de la grande épaisseur de zone non-saturée et (iii) de la destruction rapide des ouvrages par la déformation active du glissement. De même, pour ces glissements, l'acquisition de paramètres mécaniques représentatifs est délicate.

Des méthodes alternatives d'étude des grands versants instables ont donc été développées. Dans ce cadre, l'utilisation de l'hydrochimie a été éprouvée pour investiguer de manière indirecte des interactions entre l'eau et les déformations gravitaires profondes (Guglielmi et al., 2000; Tullen, 2002; Binet, 2006). Elle apporte des informations pour contraindre les modalités de circulation des eaux souterraines dans ces massifs (localisation des zones d'infiltrations, trajet de l'eau, temps de séjour). Malgré l'efficacité de ces méthodes pour comprendre les interactions entre les eaux souterraines et l'instabilité des versants, la modélisation des déplacements par des approches déterministes hydromécaniques reste particulièrement difficile à mettre en œuvre pour ce type de glissement.

Par ailleurs, les climats à **forts cumuls pluviométriques** présentent des conditions environnementales favorables à la genèse des glissements de terrain. La principale cause évoquée est l'intensité exceptionnelle des pluies de saison humide des climats de la zone intertropicale (climats équatoriaux, tropicaux humides et de mousson). Malgré ce constat, les connaissances fondamentales sur le fonctionnement hydrogéologique des grands glissements en contextes climatiques à forts cumuls pluviométriques sont peu nombreuses.

3. Problématique locale

L'île de La Réunion, territoire situé en milieu tropical, rencontre de nombreux problèmes d'instabilité de versant. Les records mondiaux d'intensité des épisodes pluvieux y sont détenus entre 12 heures (1144 mm) et 15 jours (6083 mm), associés au passage régulier de cyclones tropicaux et au relief important. De grands glissements de terrain affectent les formations détritiques dans certains secteurs de l'île, en particulier dans le cirque de Salazie. Les glissements de Mare à Poule d'Eau et de Grand Ilet sont les deux instabilités majeures dans ce cirque.

Leur surface relativement plane est propice au développement de l'élevage et du maraichage. Par conséquent, **un millier d'habitants** vit sur ces glissements. Les principaux **dégâts** en lien avec ces instabilités de versant sont ceux causés aux infrastructures (maisons, réseaux routiers et canalisations), par l'ouverture de fissures en surface.

Pour ces raisons, les glissements de Mare à Poule d'Eau et de Grand Ilet sont étudiés depuis près de 30 ans. Les études réalisées ont montré que les matériaux mobilisés par ces instabilités sont des brèches d'avalanches de débris, constitués de blocs de matériaux volcaniques (coulées, intrusions) contenus dans une matrice généralement sableuse. Les volumes concernés sont estimés à plus de **400 millions de mètres cubes**, sur des **épaisseurs moyennes de 100 mètres** (Garnier et Lucas, 2008; Garnier, 2008). Ces caractéristiques font que la structure géologique de ces glissements est actuellement mal contrainte, malgré les investigations réalisées.

En outre, une activité continue est identifiée par les suivis temporels des déplacements, mis en place en 2003 lors de projets de recherche antérieurs (Belanger et Aunay, 2008; Garnier et Lucas, 2008; Garnier, 2008). Cette activité apparait variable dans le temps : des phases d'accélération sont mises en évidence suite aux épisodes pluvieux cycloniques. Ces observations permettent aux différents auteurs de supposer le rôle important des eaux souterraines sur l'activité de ces glissements de terrain. Néanmoins, leur hydrogéologie a été peu étudiée jusqu'à présent, car les eaux souterraines contenues dans ces formations ne sont pas considérées comme des ressources stratégiques à La Réunion. Afin de mieux comprendre le fonctionnement de ces glissements, il parait primordial aujourd'hui de mieux caractériser ces hydrosystèmes.

4. Objectifs du travail de recherche

A La Réunion, l'intensité des épisodes pluvieux et les cumuls de pluies exceptionnels à l'échelle annuelle sont à l'origine de réponses particulièrement contrastées des eaux souterraines. Ce climat tropical humide constitue donc un **atout** pour mieux individualiser les **processus hydrogéologiques** caractéristiques des **aquifères de grands glissements**.

D'un point de vue local, il apparait aujourd'hui essentiel d'apporter de nouveaux éléments afin de mieux comprendre le **fonctionnement de ces glissements**, pour l'application de modèles déterministes et/ou la sélection d'éventuelles mesures d'assainissement.

Par ailleurs, la nature bréchique des matériaux mobilisés par les glissements dans ces cirques de La Réunion est commune à de nombreux autres glissements. L'association de ce contexte géologique transverse, aux grands volumes de matériaux mobilisés (> 200 Mm^3) et à un contexte climatique extrême de type tropical humide, fait des **glissements de La Réunion** des cas d'étude particulièrement porteurs pour l'apport de **nouvelles connaissances** sur l'**hydrogéologie des mouvements de terrain de grande ampleur**. L'étude de ces glissements permet donc d'envisager l'extrapolation des connaissances acquises dans le contexte local à d'autres glissements de grande ampleur.

Dans ce cadre local et général, les principaux objectifs de ce travail de recherche ont été définis :

- Déterminer le poids du contexte géologique sur la formation et la géométrie des glissements des cirques de La Réunion ;
- Caractériser les grands processus de fonctionnement hydrogéologique des glissements de grande ampleur ;
- Mieux comprendre les liens existants entre hydrogéologie et déplacement pour ce type de glissement.

5. Plan de thèse

Afin de répondre aux objectifs mis en avant, ce manuscrit s'organise autour de 3 grandes parties. La **Partie 1** développe le cheminement scientifique mené au cours de cette étude, depuis l'état de l'art jusqu'au choix d'une méthodologie. Elle traite dans un premier chapitre (***Chapitre 1***) de l'état de l'art sur les conditions de formation des glissements de terrain : les interactions entre eaux souterraines et déplacement y sont développées. Le fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain, ainsi que les méthodologies couramment employées pour leur étude, sont également détaillés. Cet état de l'art est ensuite focalisé sur les connaissances relatives aux grands glissements de terrain à La Réunion et sur l'hydrogéologie des formations de fond de cirque. A partir de ce travail de synthèse, le ***Chapitre 2*** présente la stratégie d'étude élaborée pour répondre aux questions scientifiques et au manque de connaissances identifié suite à ce travail de synthèse. Décidées sur la base de cette stratégie, les investigations menées et les dispositifs de suivi mis en place sont ensuite présentés.

Dans la **Partie 2** sont présentés les résultats acquis au cours de ce travail de recherche sur la caractérisation hydrogéologique des versants instables en milieu tropical. La présentation de ces résultats est articulée autour de 4 chapitres. Le ***Chapitre 3*** détaille les résultats de l'étude géologique du glissement de terrain de Grand Ilet. Il permet de proposer de nouvelles interprétations sur les conditions de formation de ce grand glissement. L'aboutissement de ce travail est la proposition d'une géométrie du massif à l'échelle du secteur Le Bélier / Grand Ilet. Dans le ***Chapitre 4*** sont exposés les résultats des observations hydrogéologiques de terrain et du suivi hydrodynamique sur le secteur de Grand Ilet. Cette vision spatiale et temporelle permet d'aborder ici les interactions existantes entre la structure du glissement et les écoulements souterrains, ainsi que les propriétés hydrodynamiques des brèches. La déformation active du glissement est mise en relation avec le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère. Le ***Chapitre 5*** développe les résultats de l'approche hydrochimique et isotopique, complétant ceux de l'approche hydrodynamique. Ils permettent d'évaluer l'homogénéité spatiale des lithologies aquifères et de préciser les modalités de recharge de ces aquifères. Le ***Chapitre 6*** synthétise l'ensemble de ces résultats pour l'établissement d'un bilan hydrologique à l'échelle du secteur Le Bélier / Grand Ilet. Ce bilan permet de quantifier la fonction d'entrée des hydrosystèmes de brèches, en s'appuyant sur le suivi des débits des sources et sur les analyses des isotopes stables de l'eau. Les processus de recharge inhérents au contexte des glissements en milieu tropical sont détaillés.

La **Partie 3** présente l'application de deux outils de modélisation pour l'étude des glissements de grande ampleur. Dans cette partie, le ***Chapitre 7*** détaille la validation du schéma conceptuel hydrodynamique établi par une approche de modélisation numérique (logiciel Feflow). Les axes abordés sont (i) le contraste de perméabilité entre glissement et substratum, et (ii) le rôle de la structure géologique sur les écoulements souterrains, notamment sur la répartition spatiale des débits de sources.

Dans le ***Chapitre 8***, une approche de modélisation inverse est menée pour proposer une nouvelle méthode de prédiction des vitesses de déplacement des glissements de terrain, adaptée à l'utilisation de jeux de données limités. Ces résultats sont confrontés à ceux d'une analyse systémique (traitement du signal et modélisation inverse) pour analyser le rôle des variations piézométriques sur les vitesses des glissements de grande ampleur.

Partie I
Etat de l'art, situation et méthode

Cette première partie a pour objectif de détailler la démarche scientifique adoptée pour ce travail de recherche, depuis l'identification des manques de connaissances jusqu'à l'établissement d'une stratégie d'étude. Dans ce cadre, le premier chapitre présente un état de l'art sur le fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain, et sur le rôle des eaux souterraines dans les mécanismes d'instabilité. Le contexte des glissements de grande ampleur de La Réunion et l'état des connaissances sur ces objets sont ensuite abordés. Sur la base de ces connaissances, une stratégie d'étude, appliquée aux sites du cirque de Salazie, est proposée pour l'apport de nouvelles avancées sur l'hydrogéologie des grands glissements. La présentation des réseaux de suivi mis en place, en accord avec cette stratégie, conclut cette partie.

Chapitre 1. ETAT DE L'ART ET SITUATION

1. Fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain et influence des eaux souterraines sur les vitesses de déplacements

Dans une première partie, un état des connaissances général sur les glissements de terrain est présenté, afin de préciser le cadre et l'intérêt de ce travail de recherche.
Dans un premier temps, une présentation générale des caractéristiques des glissements est proposée, décrivant les différentes classifications reconnues et les conditions de formations de ces instabilités. Dans un second temps, les interactions entre les eaux souterraines et les versants instables sont développées. Enfin, le fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain et les méthodologies couramment employées pour leur étude sont détaillés.

Dans une seconde partie, cet état de l'art est focalisé sur les connaissances relatives aux grands glissements de terrain à La Réunion et sur le contexte hydrogéologique du site d'étude. Ce travail de synthèse permet d'identifier la problématique et les manques de connaissances sur les glissements de La Réunion.

1.1. Les mouvements de terrains

a. Terminologie des mouvements de terrain

Différents processus d'instabilité sont distingués, en fonction du type de mouvement (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988; Cruden et Varnes, 1996) :

- Le glissement (slide) : un glissement de terrain est défini par des mouvements de pente mobilisant des masses cohérentes par l'intermédiaire d'une ou plusieurs surfaces de cisaillement. Bates et Jackson (1987) définissent les glissements de terrain comme le transport en masse de sol et de matériaux rocheux en bas de pente sous l'influence de la gravité. Le mouvement de ce matériau déplacé se fait généralement dans une zone relativement confinée ;
- L'écoulement (flow) : c'est le mouvement continu, rapide ou lent, d'une masse de matériaux (saturés ou non) semblable à l'écoulement d'un fluide visqueux ;
- L'étalement (spread) : c'est la fracturation et l'extension latérale d'une masse cohésive de roche ou de sol dues à l'écoulement ou à la liquéfaction du matériau sous-jacent ;
- L'éboulement (fall) : une masse de roche, de débris ou de sol se détache d'un versant plus ou moins abrupte avec peu ou pas de déformation préalable au niveau de la surface de rupture ;
- Le basculement (topple) : une masse de roche, de débris ou de sol suit un mouvement en rotation autour d'un point de pivot ;
- Les mouvements complexes (complex movements) : ces mouvements combinent au minimum deux des processus décrits précédemment.

De nombreuses sous-classes peuvent également être individualisées en raison de la diversité des contextes existants. Comme nous nous intéresserons plus particulièrement aux mouvements de type « glissement de terrain » dans le présent travail de recherche, cette classe est détaillée précisément.

b. Caractéristiques des mouvements de type glissements

Morphologie

Une nomenclature générale est utilisée pour définir la morphologie d'un glissement de terrain (Figure 1.1). D'une manière générale, les caractéristiques telles que le volume mobilisé, la profondeur de la surface de cisaillement basale ou encore les vitesses de déplacement montrent de fortes variabilités. Cette grande variété de contextes induit de nombreuses particularités spécifiques à chaque site.

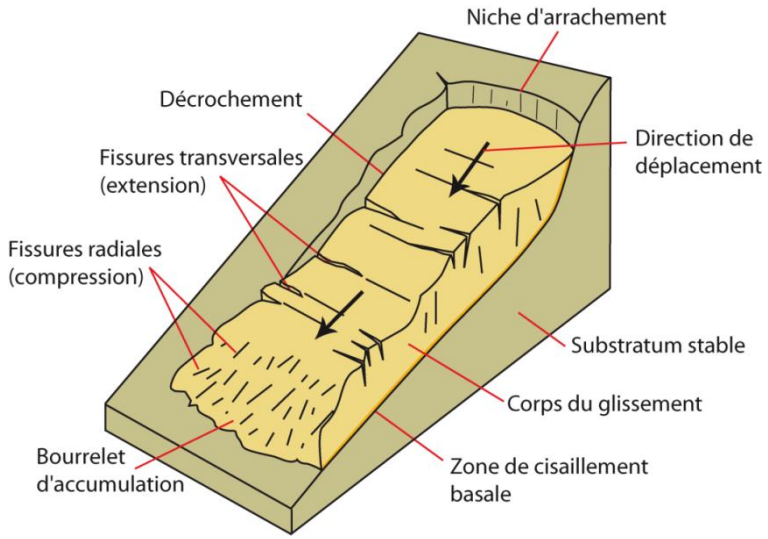


Figure 1.1 : Morphologie caractéristique des glissements de terrain, adaptée d'après Cruden et Varnes (1996)

Terminologie

Pour décrire les glissement de terrain, plusieurs catégories sont distinguées (Hutchinson, 1988), en fonction de leur géométrie, de leur géomorphologie, et des caractéristiques du mouvement :

- **Les glissements rotationnels** : la surface de glissement principale est concave selon un axe parallèle à la direction du mouvement. Un glissement rotationnel peut être simple, successif ou multiple (Figure 1.2) ;
- **Les glissements translationnels** : la surface de glissement principale est relativement plane. Le déplacement de la masse en mouvement se fait parallèlement à cette surface, avec une composante rotationnelle minoritaire ;
- **Les glissements composés** : le glissement est généralement compartimenté par une ou plusieurs zones de cisaillement internes, permettant la coexistence de mouvements rotationnels et translationnels. Une transition progressive entre les deux types de mouvements peut cependant exister dans certains cas (Figure 1.3).

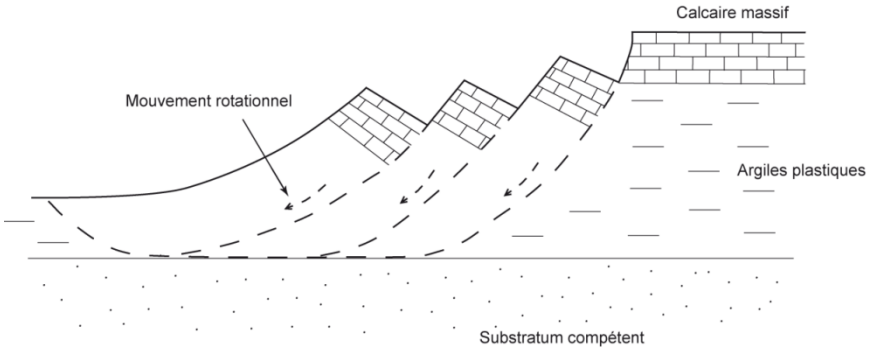


Figure 1.2 : Glissement de terrain de type rotationnel multiple modifiée d'après Hutchinson (1988)

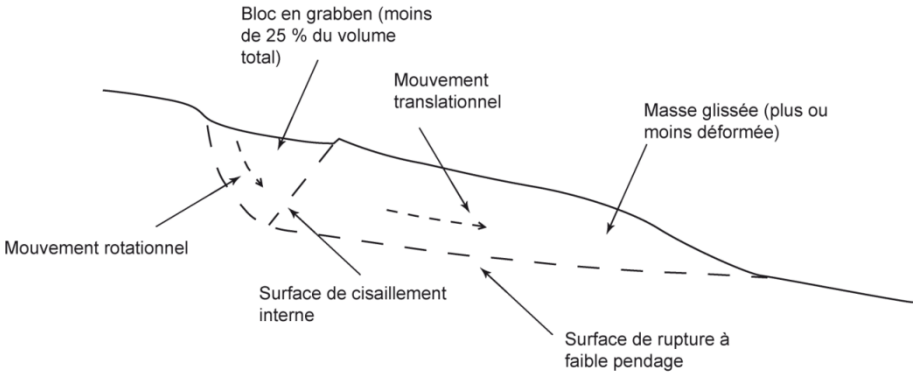


Figure 1.3 : Glissement composé, modifié d'après Glastonbury et Fell (2008)

En complément de la distinction des processus selon les caractéristiques du mouvement, la nature des matériaux mobilisés est utilisée. Trois classes de matériaux mobilisés sont généralement distinguées :

- Roche (rock) : massif rocheux cohésif peu déstructuré ;
- Débris (debris) : présence de blocs dans une matrice constituée de matériaux fins peu cohésifs (teneur en sable < 80%) ;
- Terre (earth) : matériaux fins peu cohésifs avec ou sans blocs (teneur en sable > 80 %).

Bien que la vitesse de déplacement soit un paramètre pouvant être extrêmement variable pour un même mouvement de terrain, une classification générale a été établie selon la gamme de vitesse qui le caractérise. Les limites des gammes de vitesse utilisées ont varié depuis l'établissement d'une première classification par Varnes (1978). Une classification plus récente établie par l'International Union of Geological Sciences (1995), rendue plus exhaustive par le nombre croissant d'objets étudiés, est présentée ci-dessous (Tableau 1.1).

On remarquera que les gammes de vitesse des mouvements de terrain peuvent varier sur plus de dix ordres de grandeur.

Classe de vitesse	Nomenclature	Limites de classe
7	Extrêmement rapide	> 5 m/s
6	Très rapide	3 m/min - 5 m/s
5	Rapide	1,8 m/h - 3 m/min
4	Modérée	13 m/mois - 1,8 m/h
3	Lent	1,6 m/an - 13 m/mois
2	Très lent	16 mm/an - 1,6 m/an
1	Extrêmement lent	< 16 mm/an

Tableau 1.1 : Classification relative aux vitesses de mouvements de terrain (IUGS (International Union of Geological Sciences) working group on landslides, 1995).

c. Conditions de formation des glissements

Les conditions de formation de glissements de terrain sont principalement fonction de conditions régionales, telles que la morphologie initiale du versant, la géologie et le climat (Nemčok et al., 1972). La détermination de l'origine de la déstabilisation d'un versant reste cependant un exercice délicat. Sa complexité réside en particulier dans le nombre de facteurs intervenants, à différentes échelles de temps, dans la déstabilisation.

La stabilité d'un versant est généralement décrite par le facteur F (safety factor), correspondant au rapport de la force motrice (poids des terrains et surcharges éventuelles) et de la force résistante du versant. Pour un versant tendant à devenir instable, F va progressivement diminuer jusqu'à atteindre la valeur de 1 à la rupture.

Sur la base de cette définition, Terzaghi (1950) a classé en deux catégories les causes de déstabilisation des versants :

- Les causes externes, correspondant à l'augmentation de la force motrice ;
- Les causes internes résultant de la diminution de la force résistante.

Cependant, certains facteurs peuvent aussi bien diminuer la force motrice qu'augmenter la force de résistance, ou encore modifier les deux forces simultanément. Pour Popescu (2002), « *la grande diversité des mouvements de terrain reflète la diversité des conditions à l'origine des instabilités de versant et des processus déclencheur de mouvement* ». Quatre classes de facteurs sont distinguées (Popescu, 1994) :

- Les conditions intrinsèques à la nature du versant, telles que les caractéristiques géotechniques des matériaux, les contrastes de perméabilité, la fissuration, les discontinuités structurales (faille, contact sédimentaire), les discontinuités de masse (schistosité, litage) ;
- Les processus géomorphologiques, tels que l'élévation tectonique ou volcanique, le rebond glaciaire, l'érosion en pied de versant, l'érosion souterraine, l'altération ;
- Les processus physiques, tels que les précipitations (courtes et intenses, ou prolongées), les séismes, les alternances gel/dégel, les éruptions volcaniques ;
- Les processus anthropiques, tels que les excavations, l'irrigation, la déforestation, les vibrations artificielles.

Les conditions intrinsèques à la nature du versant ne permettent généralement pas d'arriver à la formation d'un versant instable. L'intervention des trois autres processus, séparément ou de manière combinée, est nécessaire pour atteindre un état déstabilisé. Par ailleurs, les processus préparatoires sont distingués des processus déclencheurs (Figure 1.4).

Les facteurs sont dits préparatoires s'ils interviennent sur le versant durant la période allant de la formation du matériau constituant le versant jusqu'à la limite de la stabilité du versant. Au-delà de la limite de stabilité (F très proche de 1), et ce jusqu'à la rupture, les facteurs affectant le versant sont dit déclencheurs. Sur cette période, le versant peut être le siège de mouvements de terrain plus ou moins continus.

Par ailleurs, ces différents facteurs n'interviennent pas tous à une même échelle de temps. Les conditions intrinsèques témoignent généralement de processus géologiques à très long terme, dont l'échelle de temps est de l'ordre de 10^4 à 10^6 années. Ils sont également appelés facteurs de prédisposition.

Les processus géomorphologiques ont une action à moyen et long terme, avec des échelles de temps comprises entre 10 et 10^4 années. Ils sont considérés comme des facteurs aggravants. Les processus physiques et anthropiques agissent généralement à court terme, avec des échelles comprises entre quelques heures et quelques années.

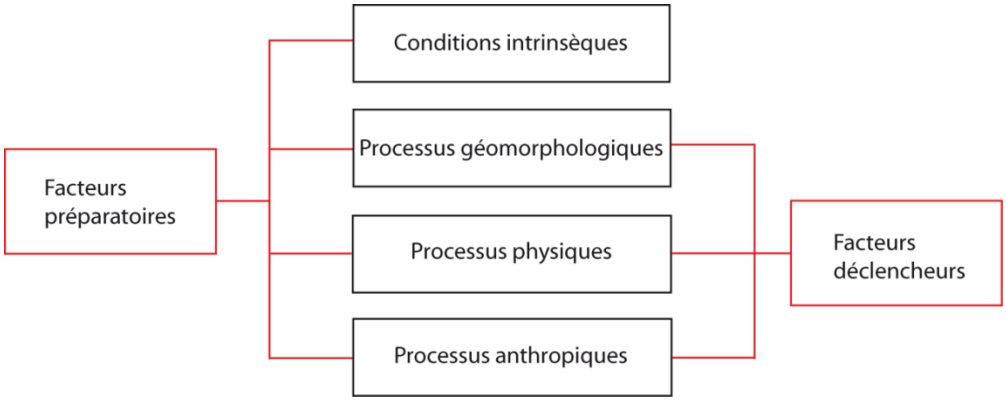


Figure 1.4 : Types de facteurs à l'origine de déstabilisation de versants (Popescu, 1994).

Dans tous les cas, l'eau joue un rôle important dans les mécanismes d'instabilité. C'est d'ailleurs le facteur majeur pris en considération lors du choix et du dimensionnement des techniques d'assainissement (Tacher et al., 2005), visant à améliorer la stabilité d'un versant.

1.2. Les eaux souterraines et leur influence sur la stabilité des versants

Le rôle de l'eau souterraine dans les glissements de terrain fait l'objet de l'intérêt de la communauté scientifique depuis de nombreuses années. De très nombreuses études ont caractérisé les relations plus ou moins complexes pouvant exister entre les précipitations, les eaux souterraines et les vitesses de déplacement des glissements de terrain. D'une manière générale, il est montré que les eaux souterraines répondent fortement aux pluies reçues sur le versant instable. Les caractéristiques de cette réponse, qui peut paraitre simple dans certains cas, sont déterminées par une succession de processus d'action de l'eau dont la caractérisation est le plus souvent délicate.

Quatre types d'effet des eaux souterraines sur la stabilité d'un versant peuvent être distingués (Jomard, 2006) :

- L'effet de l'augmentation de la pression hydrostatique est considéré comme l'action principale des eaux souterraines sur la dynamique des glissements ;
- L'infiltration d'un volume d'eau dans un massif a pour effet d'augmenter le poids volumique des terrains, et peut donc jouer un rôle dans le déclenchement ou l'accélération d'un glissement ;

- La circulation d'eau dans un milieu aquifère produit généralement une pression sur les matériaux traversés (force de percolation), pouvant avoir un effet sur le champ de pression à proximité des exutoires ;
- Les mécanismes de dissolution et d'apparition de minéraux néoformés, comme les argiles, sont également associés aux eaux souterraines, et peuvent favoriser l'instabilité d'un versant.

L'effet lié aux variations de la pression hydrostatique est détaillé ici, en raison de son rôle prépondérant dans la dynamique des glissements. Terzaghi (1950) démontre que la contrainte effective tend à diminuer significativement lorsque la pression de fluide augmente. Cette diminution des contraintes peut se traduire par un mouvement lorsque le seuil de stabilité est dépassé. Ce seuil de stabilité est constamment dépassé pour les glissements présentant une activité continue (sans phase d'arrêt).

Pour définir la valeur de la pression de fluide au point de dépassement du seuil de stabilité, une étude hydromécanique des matériaux considérés doit être mise en œuvre. Ce type d'étude consiste à caractériser le comportement du milieu à l'interface entre l'eau et la roche. Dans les cas simples, il est alors possible de définir un seuil de pression au-delà duquel un mouvement se déclenche. Cette relation est le plus souvent complexe et cette valeur du seuil est variable dans le temps et dans l'espace.

Le schéma conceptuel suivant est proposé pour illustrer le phénomène de couplage hydromécanique (Figure 1.5).

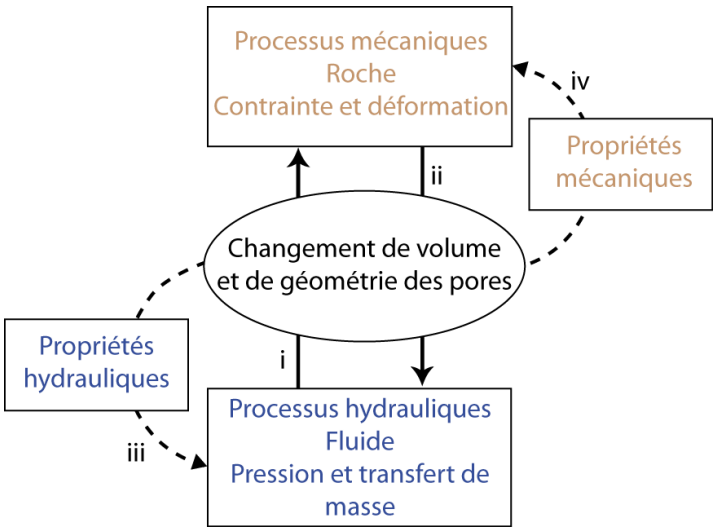


Figure 1.5 : Couplage hydromécanique en milieu géologique. (i) et (ii) correspondent aux couplages directs par le biais des interactions avec le volume des pores, (iii) et (iv) sont les couplages indirects à travers les changements de propriétés des matériaux, modifié d'après Rutqvist et Stephansson (2003)

D'un point de vue théorique, les augmentations du niveau piézométrique dans les glissements ont pour effet d'augmenter la pression d'eau dans les pores, induisant ainsi une diminution de la résistance au cisaillement des matériaux (Iverson, 2000).

Dans de nombreux cas observés sur le terrain, les phases d'accélération des mouvements sont corrélées avec les augmentations du niveau piézométrique de la nappe du glissement (Figure 1.6) (Iverson et Major, 1987; Coe et al., 2003; Malet et Maquaire, 2003; Corominas et al., 2005; Matsuura et al., 2008). Par conséquent, des variations saisonnières des vitesses de déplacement sont souvent mises en évidence.

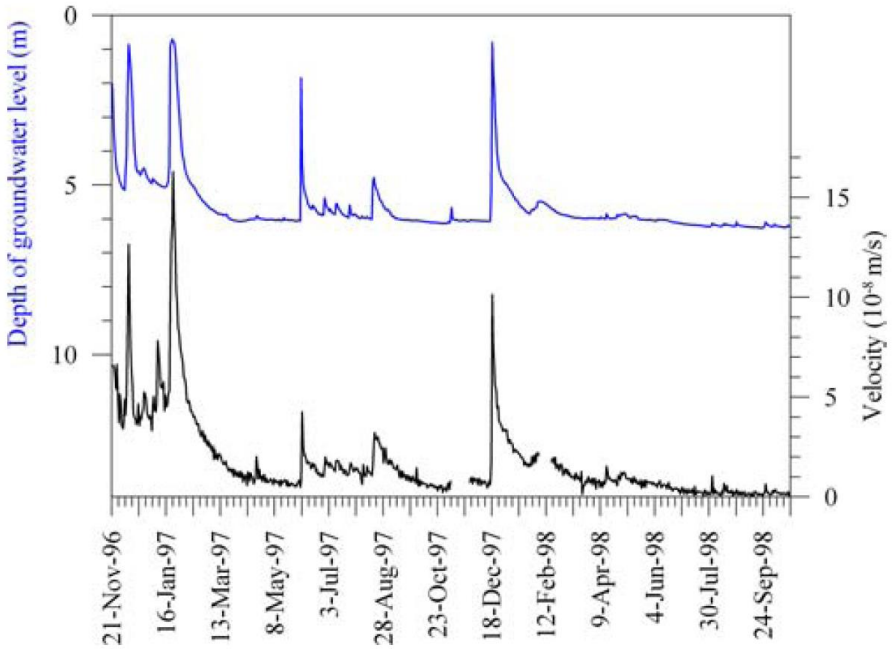


Figure 1.6 : Piézométrie (courbe bleue) et vitesse de déplacement (courbe noire) sur le glissement de Vallcebre (Espagne) (Corominas et al., 2005).

Cependant, la relation entre déplacements et précipitations n'est pas une relation simple et linéaire. Cette non-linéarité peut s'expliquer par la complexité du phénomène de couplage hydromécanique qui vient d'être présenté. Elle peut aussi être liée au fonctionnement hydrogéologique du glissement, par le biais des mécanismes de recharge et de circulations des eaux souterraines dans le massif. Les processus hydrologiques et hydrogéologiques conditionnent donc fortement la réponse de la piézométrie aux précipitations. Entre autres, la connaissance de la fonction de recharge permet de mieux comprendre la réponse d'un versant aux épisodes pluvieux (Vallet et al., 2015).

Il a par ailleurs été démontré que la perméabilité du milieu est un paramètre crucial dans le processus d'interaction entre contrainte de déformation et pression de fluide. Or cette perméabilité est soumise à une évolution temporelle et spatiale en fonction de l'évolution du champ de contrainte d'un massif. La perméabilité de massifs de roches fracturées est particulièrement sensible aux changements de contrainte à faible profondeur (faible contrainte) et dans les secteurs de faible perméabilité in-situ. L'écoulement du fluide peut alors prendre place dans des zones de fractures connectées qui sont maintenues ouvertes du fait de la dislocation initiale par cisaillement. De telles fractures tendent à être relativement insensibles à la contrainte et peuvent devenir perméables à de grandes profondeurs (Rutqvist et Stephansson, 2003). De telles modifications du champ de perméabilité peuvent générer des variations brutales de charge hydraulique dans les zones affectées.

1.3. Méthodes d'investigations hydrogéologiques des glissements de terrain

a. Généralités

Différentes approches hydrogéologiques ont été menées pour la compréhension des mécanismes régissant le fonctionnement des glissements de terrain. Généralement, ces études sont pluridisciplinaires pour permettent d'aboutir à une connaissance approfondie de la géométrie des glissements et de leur mode de fonctionnement. Les glissements de Minor Creek (Etats-Unis) et d'Alani Paty (Hawaï) ont par exemple fait l'objet d'études avancées sur la contribution des mécanismes hydrogéologiques aux mouvements de terrain (Iverson et Major, 1987; Baum et Reid, 1995). Les glissements de Super-Sauze, Draix et la Valette, affectant les «marnes noires » dans les Alpes du sud (van Asch et al., 1996; Malet, 2003; Cras et al., 2007; Grandjean et al., 2009), ou encore celui de Slumgullion aux Etats-Unis (Coe et al., 2003), sont également intensément étudiés depuis plusieurs années.

Pour les glissements de terrain de grande ampleur (> 100 Mm^3), les études hydrogéologiques sont généralement basées sur des approches plus indirectes. Les volumes mobilisés ne permettent pas de mise en place de réseau d'instrumentation dense, classiquement mis en œuvre pour les glissements de moindre ampleur. Pour exemple, les piézomètres recoupant la zone saturée doivent être profonds, et sont donc coûteux à réaliser. Et leur durée de vie est limitée par la déformation en profondeur pouvant cisailler les ouvrages.

L'hydrochimie et la géophysique sont des méthodes alors plus communément utilisées. Les outils liés à l'hydrochimie ont notamment permis une conceptualisation hydrogéologique des grands mouvements de terrain du Mercantour (France) et du Grand Paradis (Italie) (Guglielmi et al., 2000; Cappa et al., 2004; Binet, 2006).

b. Apport des approches indirectes pour l'étude hydrogéologique des glissements de terrain

Apport des méthodes hydrochimiques

Les mesures hydrochimiques et isotopiques ont été largement mises en œuvre pour la conceptualisation hydrogéologique des grands glissements de terrain, et en particulier pour ceux des Alpes françaises et italiennes. L'hydrochimie présente l'intérêt d'être non intrusive et globale. Elle permet notamment la reconstitution des écoulements dans un versant instable (Guglielmi et al., 2000; Guglielmi et al., 2002; Binet, 2006), avec des observations à l'échelle de l'aquifère et non pas à une échelle locale. Elle apporte également des informations sur les variations du fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain. En effet, les déformations actuelles modifient les équilibres hydrogéochimiques existant par ouverture ou fermeture de systèmes de fissures aux circulations d'eau souterraines.

Dans le cas du glissement de Super-Sauze, ce type d'approche a permis de mieux comprendre les modalités de recharge de la nappe du glissement, et de mettre en évidence des apports d'eaux d'origine profonde (Figure 1.7), non caractérisés jusqu'alors par l'observation de la piézométrie (Montety et al., 2007).

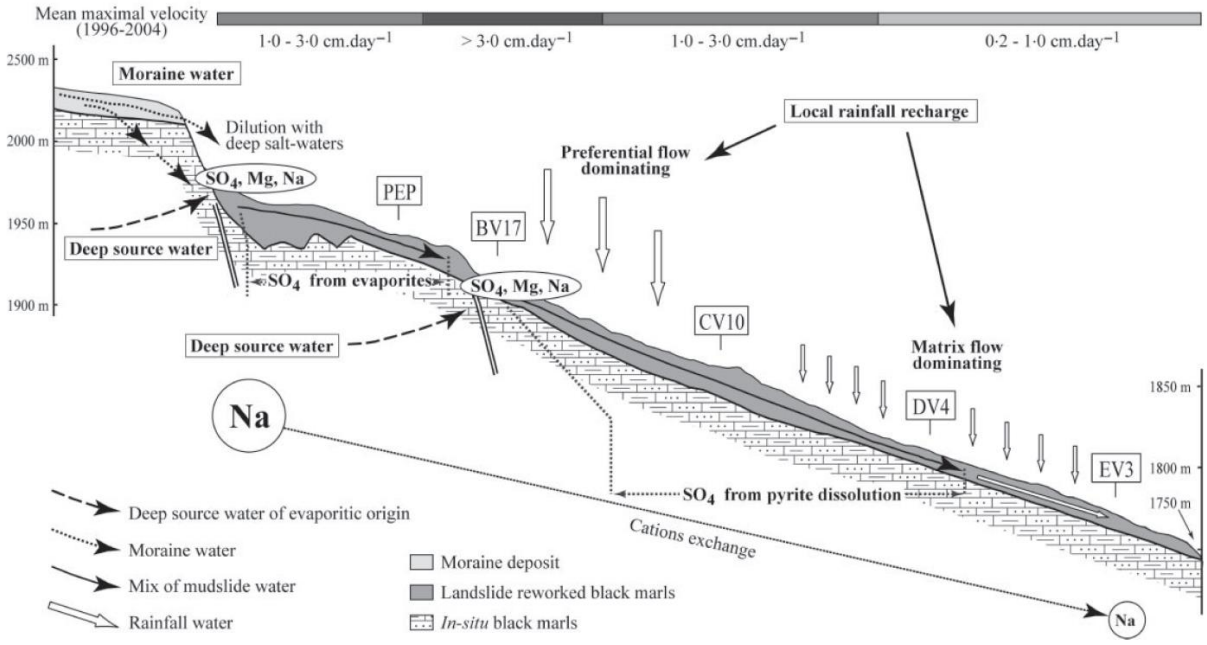


Figure 1.7 : Schéma conceptuel hydrogéologique du glissement-coulée de Super-Sauze, basé sur une étude hydrochimique (Montety et al., 2007).

L'utilisation des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène est également une méthode efficace pour l'étude hydrogéologique d'un versant. Le fonctionnement d'un versant instable près de Taiwan a été déterminé sur la base de telles analyses isotopiques, en définissant la signature des différents réservoirs puis en déterminant les proportions de mélange aux exutoires (Peng et al., 2012). Cette étude a permis de déterminer l'origine des eaux contribuant majoritairement aux déstabilisations. Ce type d'étude est généralement utilisé à la suite d'études hydrochimiques préliminaires, et adaptée aux besoins spécifiques ainsi déterminés.

Apport des méthodes géophysiques

Les méthodes géophysiques apparaissent adaptées à l'étude des glissements de terrain et de leurs mécanismes. Elles permettent des mesures directes et non-intrusives des propriétés physiques des terrains les constituant (vitesse acoustique, résistivité électrique) (Grandjean et al., 2006). Elles sont également adaptées aux besoins de l'hydrogéologie pour l'étude des glissements. Par exemple, la compilation des résultats des méthodes électriques et sismiques a permis de proposer un schéma de fonctionnement hydrogéologique (Bièvre et al., 2012) dans le cas du glissement Trièves (Alpes françaises). Par cette méthode, l'existence de circulations rapides d'eau souterraine a pu être mise en évidence en tenant compte des connaissances préexistantes (géomorphologie forages et tests géotechniques, piézométrie et teneur en eau des sols). La mesure des résistivités électriques, de la vitesse des ondes S dans les matériaux et de l'atténuation des ondes de Rayleigh suggèrent l'existence de fissures ouvertes permanentes jusqu'à deux mètres de profondeur. Leur rôle dans le drainage des eaux de surface est également démontré.

Les méthodes géophysiques sont aussi très largement utilisées pour l'étude de la structure géologique des glissements de terrain (Tullen, 2002; Tullen et al., 2006; Grandjean et al., 2009; Gance et al., 2012) (Figure 1.8). Sur le versant instable de Laval (Draix, France), la combinaison des méthodes électriques et sismiques a été réalisée pour le suivi d'une pluie simulée sur le glissement (Grandjean et al., 2009). Le rôle de zones

d'infiltration préférentielles a pu être mis en évidence en suivant la progression de la saturation du versant par l'imagerie géophysique.

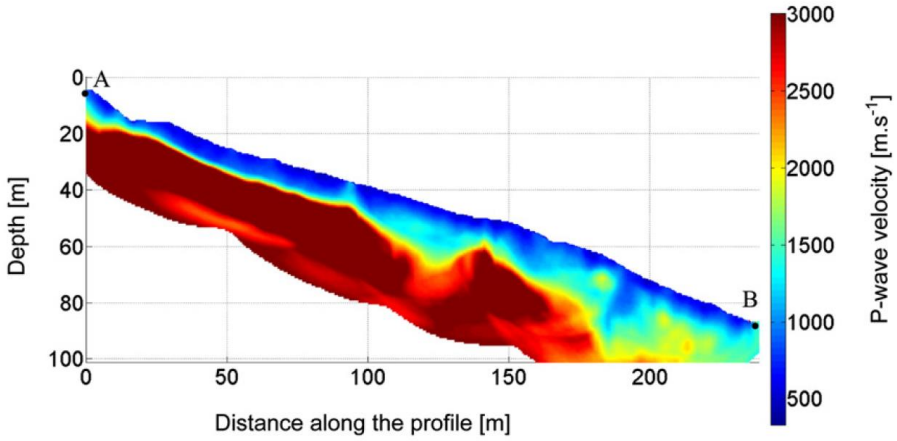


Figure 1.8 : Imagerie de la base du glissement de Super-Sauze par inversion de profils de tomographie sismique en utilisant l'algorithme quasi-newtonien (Gance et al., 2012).

1.4. Caractéristiques hydrogéologiques des glissements de terrain

a. Une forte variabilité spatiale et temporelle des perméabilités

La question de la distribution spatiale des perméabilités dans un glissement de terrain est une problématique essentielle pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de ces objets. Elle peut être appréhendée par la mise en place d'un réseau de suivi des pressions interstitielles et de la piézométrie à différentes profondeur dans le glissement, parallèlement à des mesures in-situ des propriétés hydrodynamique des terrains. La perméabilité des matériaux constituant le glissement varie fortement en fonction des formations géologiques mobilisées par l'instabilité.

De plus, l'existence de fortes hétérogénéités de perméabilités au sein de la masse en mouvement, entre matériaux intacts, fissurés et argilisés, confère un caractère complexe aux études hydrologique et hydrogéologique des glissements de terrain (Figure 1.9).

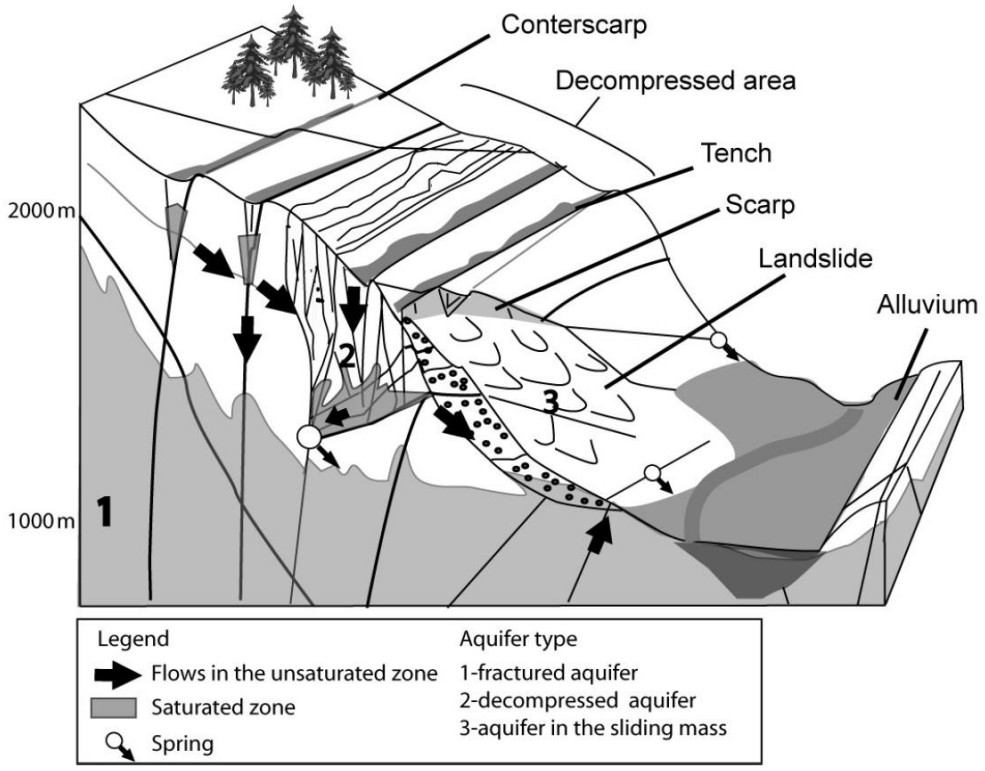


Figure 1.9 : Modèle conceptuel des écoulements d'eau dans les versants rocheux instables, construit selon les informations acquises pour les versants de la Haute Vallée de la Tinée (Sud-Est des Alpes Françaises), principalement basée sur l'hydrochimie des eaux souterraines (Binet et al., 2007a).

Sur le glissement de terrain d'Alani Paty (Hawaï), il a été montré que la conductivité hydraulique à saturation des terrains évolue verticalement (Baum et Reid, 1995) : elle diminue de la surface vers la profondeur, atteignant un minimum au niveau de la zone de cisaillement, puis augmente ensuite progressivement avec la profondeur. Ce phénomène est expliqué par une teneur en argile des matériaux plus importante au niveau de la zone de cisaillement. Il en résulte une stratification des perméabilités des terrains, parallèlement à la surface de cisaillement. Sur Alani Paty, cette configuration permet la formation d'une nappe perchée contenue dans les formations du glissement (Baum et Reid, 1995), dont la surface piézométrique suit approximativement la surface topographique. Des phénomènes de perte par infiltration de la nappe du glissement vers les formations non saturées sous-jacentes ont par ailleurs été mis en évidence.

Cette configuration est observée pour de nombreux autres glissements, et en particulier pour les glissements peu épais constitués de matériaux marneux ou argileux. Par exemple, l'existence de matériaux argileux à faible perméabilité est évoquée dans le cas du glissement de Slumgullion aux Etats-Unis (Coe et al., 2003), pour lequel une nappe perché au-dessus de la base cisaillante du glissement a été mis en évidence.

L'état de fissuration de l'horizon superficiel du glissement va exercer un contrôle important sur le mode d'infiltration des précipitations vers la zone saturée, et sur le drainage des écoulements au sein des matériaux. Par conséquent, ces fissures peuvent jouer un rôle majeur dans la relation précipitation / déplacement. On distinguera les fissures préexistantes, dont le rôle est relativement constant dans le temps (au moins au cours d'un événement pluvieux), des fissures pouvant apparaitre au cours d'une phase d'accélération des mouvements.

L'existence de fissures ouvertes en surface va favoriser l'infiltration des eaux de pluies et permettre l'apparition de zones de circulation préférentielle (Bièvre et al., 2012; Debieche et al., 2012; Travelletti et al., 2012). Le temps de transfert des eaux précipitées à travers la zone non-saturée vers la nappe de base du glissement sera alors plus court, et l'augmentation des vitesses de déplacement suite aux précipitations plus rapide (van Asch et al., 1999).

Une expérience d'infiltration à grande échelle réalisée sur Super-Sauze a caractérisé les effets de cette fissuration de surface sur la recharge des eaux souterraines. L'injection de traceur conservatif (Br et Cl) a permis de distinguer la part de variations piézométriques dues aux circulations préférentielles (venues d'eau) et celle due au transfert de pression (effet piston) pour chacun des piézomètres (Debieche et al., 2012) : une forte variabilité spatiale de la réponse est enregistrée, prouvant l'existence de temps de transfert de masse variables au sein de l'aquifère du glissement (Figure 1.10).

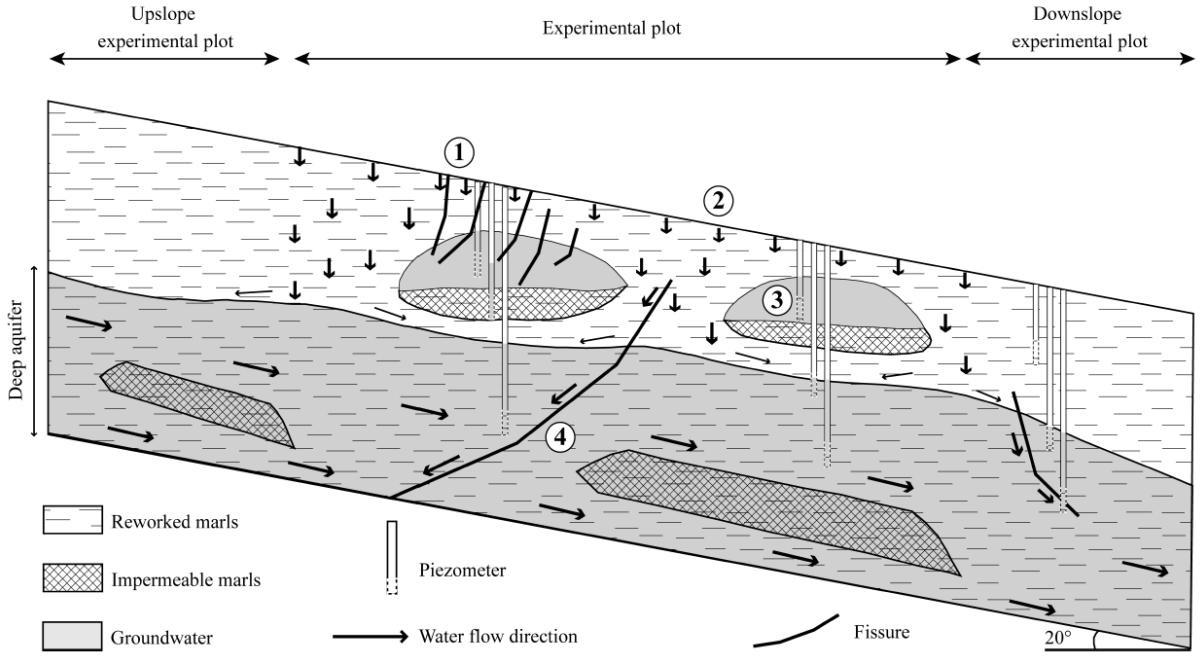


Figure 1.10 : Schéma conceptuel des flux d'eau de sub-surface dans le glissement-coulée de Super-Sauze. (1) Infiltration préférentielle ; (2) Infiltration dans la matrice du sol ; (3) Nappe perchée limitant l'augmentation des pressions interstitielles en profondeur ; (4) Ecoulements latéraux préférentiels drainant l'aquifère (Debieche et al., 2012).

L'aspect dynamique de ces fissures, pouvant se multiplier ou s'étendre au cours de l'histoire d'un glissement, va contribuer à la complexité de l'étude de ces objets. Une modification définitive des propriétés hydrodynamiques des matériaux a été montrée pour le glissement de Rosone (Italie) suite à une accélération des déplacements en 2001 (Figure 1.11) (Binet et al., 2007b).

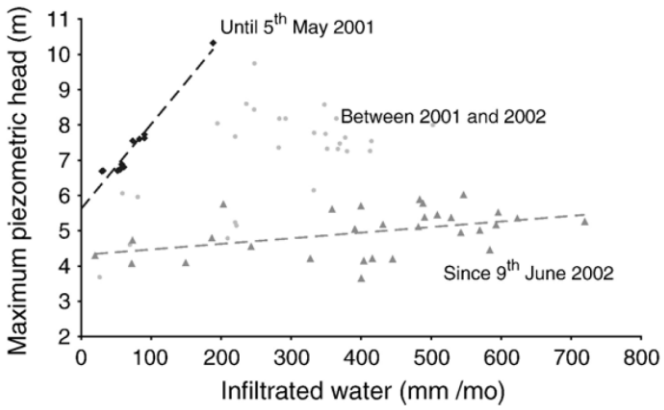


Figure 1.11 : Caractérisation in situ du phénomène l'évolution temporelle des paramètres hydrodynamiques au sein du glissement de Rosone (Italie) (Binet et al., 2007b).

Ces modifications de propriétés hydrodynamiques ont également été mises en évidence pour d'autres glissements. Les études menées sur le glissement de Slumgullion (Schulz et al., 2009) ont montré une baisse de la piézométrie sur les bordures du glissement lors d'une phase d'accélération des déplacements. Ce phénomène a été attribué à l'existence de zones en extension, permettant localement un drainage de la nappe. L'existence de phénomènes d'excès négatifs de pression interstitielle est aussi discutée par Van Asch (2009), sur la base d'observations réalisées sur deux glissements affectant des argiles. Ces phénomènes se traduisent par des baisses de la piézométrie plus ou moins brutales dans certaines zones du glissement.

Les écoulements souterrains peuvent donc être modifiés à court terme dans un glissement de terrain. Il est alors possible d'envisager des modifications majeures du fonctionnement hydrogéologique d'un glissement au cours de son histoire.

b. Des gradients hydrauliques forts

En raison des fortes pentes généralement caractéristiques des versants montagneux instables et des faibles perméabilités caractérisant ces versants, les gradients hydrauliques atteints dans les glissements sont souvent supérieurs à 10%.

Ils peuvent être générés par la réduction des surfaces d'écoulement, en particulier en pied de glissement. Les forces de percolations ont alors tendance à augmenter, favorisant (i) l'érosion mécanique pouvant modifier les propriétés des matériaux (Furuya et al., 1999) et/ou (ii) des phénomènes d'érosion chimique significatifs (Wen et al., 2004).

Ces forts gradients rendent l'utilisation d'outils de modélisation mathématique particulièrement délicate, lorsque les conditions d'écoulement de Darcy ne sont plus respectées (écoulements turbulents).

1.5. Synthèse

Cet état de l'art souligne la grande diversité des contextes de formation des glissements de terrain et les difficultés liées à leur étude, en particulier pour les glissements de grande ampleur.

Dans de nombreux cas, l'eau joue un rôle important dans les mécanismes régissant les instabilités de versant. Elle intervient comme facteur préparatoire et comme facteur déclencheur. Elle peut avoir des actions diverses

(chimique ou mécanique), par l'intermédiaire des eaux de surface (ruissellement) et des eaux souterraines (infiltrées dans le versant). Concernant les eaux souterraines, les principaux effets qu'elles peuvent avoir sur la stabilité d'un versant sont (i) l'augmentation de pression hydrostatique, (ii) l'augmentation du poids volumique, (iii) l'augmentation des forces de percolation et (iv) l'érosion souterraine (chimique et mécanique).
Il est donc nécessaire de déterminer avec précision le fonctionnement hydrogéologique d'un versant instable en vue de mieux comprendre les mécanismes de glissement. En revanche, l'ampleur d'un glissement, et en particulier son épaisseur, va contraindre le choix des méthodes à employer. Pour les glissements de grande ampleur, les méthodes plus indirectes comme l'hydrochimie ou la géophysique sont généralement privilégiées.

Les travaux de recherches menés sur l'hydrogéologie des glissements ont montré que ces objets constituent des aquifères complexes. Cette complexité est due à l'hétérogénéité spatiale et temporelle du champ de perméabilité, à la géométrie de ces aquifères en lien avec leur héritage géologique, et à leur intégration dans des hydrosystèmes plus étendus.

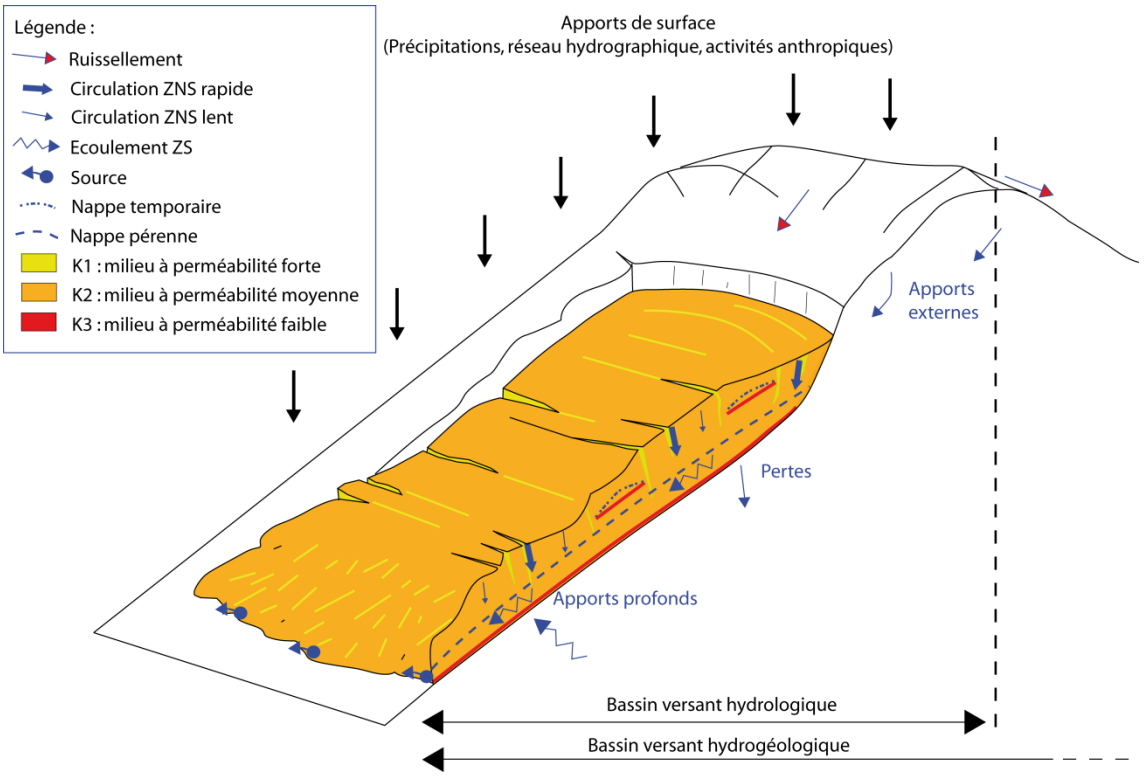


Figure 1.12 : Schéma de synthèse du fonctionnement hydrogéologique d'un glissement de terrain

La distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques apparait tout d'abord fonction de la nature des matériaux mobilisés par le glissement pouvant être initialement hétérogène. L'activité du glissement peut ensuite modifier ces propriétés, en créant par exemple des zones de perméabilités plus fortes (secteurs en extension) ou plus faibles (secteurs en compression). Ces phénomènes peuvent intervenir à différentes échelles de temps au cours de l'histoire du glissement.

.

2. Contexte général de l'île de La Réunion

2.1. Contexte géographique et climatique

La Réunion (Figure 1.13) est située dans l'Océan Indien à 700 km à l'est de Madagascar et à 170 km au sud-ouest de l'île Maurice, par 21° de latitude sud et 55° de longitude est. D'une superficie de 2500 km², elle est caractérisée par un relief particulièrement escarpé, dont le sommet, le Piton des Neiges, culmine à 3069 m NGR. Trois grandes dépressions coalescentes appelées « cirques » sont présentes autour du Piton des Neiges (Figure 1.13) : le cirque de Mafate au nord-ouest, le cirque de Cilaos au sud-ouest et le cirque de Salazie au nord-est. Ils sont bordés par des remparts, versants abruptes dont le dénivelé peut atteindre 1500 m et dont les pentes excèdent parfois 70°.

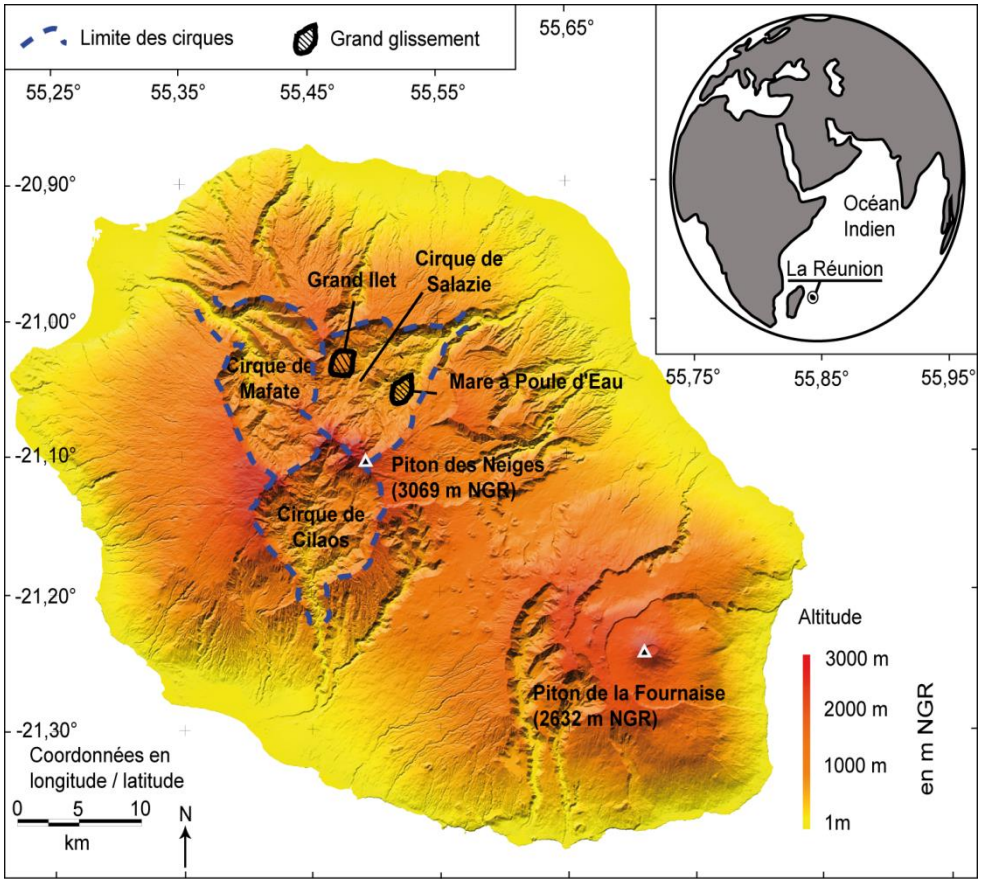


Figure 1.13 : Présentation du relief de l'île de La Réunion et localisation des cirques et des grands glissements de terrain.

Le climat de la Réunion est de type tropical humide. Il est caractérisé par une forte hétérogénéité spatiale et temporelle des précipitations.

Tout d'abord, une saisonnalité marquée est observée, avec une saison des pluies (chaude et humide) de décembre à mai se distinguant d'une saison hivernale (fraîche et relativement sèche) de juin à novembre. Lors de la saison des pluies, des événements pluvieux intenses sont régulièrement observés, en particulier lors du passage de systèmes dépressionnaires tropicaux. La Réunion détient tous les records mondiaux d'intensité de pluie entre 12 h (1144 mm) et 15 jours (6083 mm). Ensuite, le régime d'alizés dans cette zone associé au relief marqué génère des cumuls pluviométriques plus important sur la côte est au vent que sur la côte ouest sous le vent (Figure 1.14).

Les reliefs jeunes et particulièrement escarpés dans ce contexte de climat tropical humide en font un site favorable à la formation de glissement de terrain de grande ampleur. Les deux glissements de grande ampleur actifs se situent dans le cirque de Salazie (Figure 1.13). La pluviométrie moyenne annuelle sur ce secteur est comprise entre 3000 et 4000 mm (Figure 1.14).

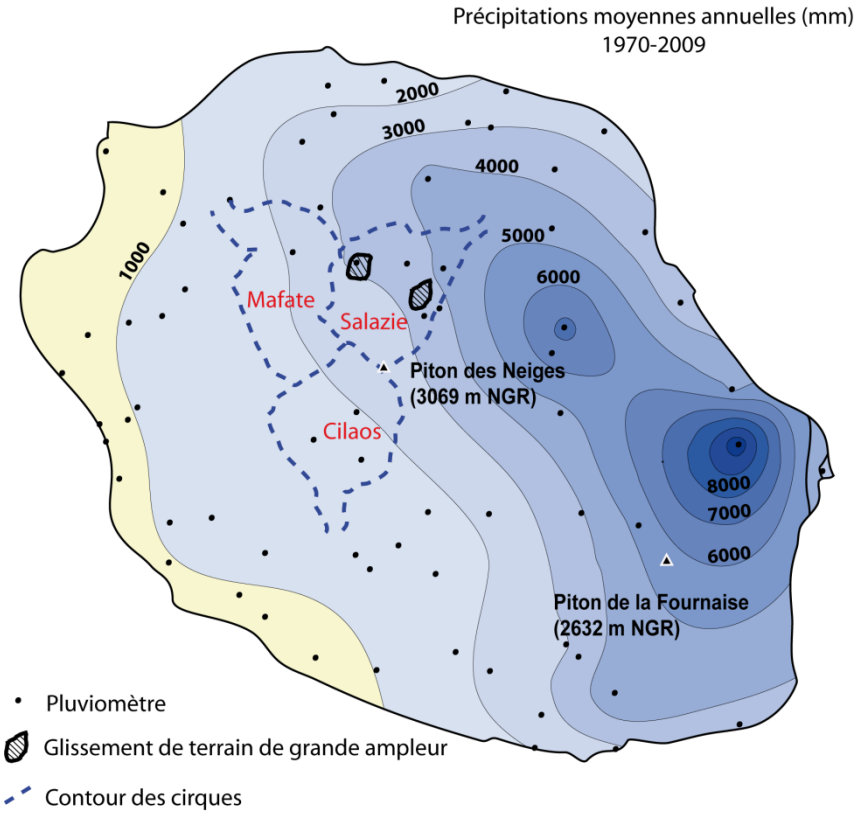


Figure 1.14 : Pluviométrie moyenne annuelle sur l'île de La Réunion (Météo-France, 2011)

Les lieux-dits du secteur de Salazie cités dans la suite de cette synthèse sont localisés sur la carte ci-après (Figure 1.15).

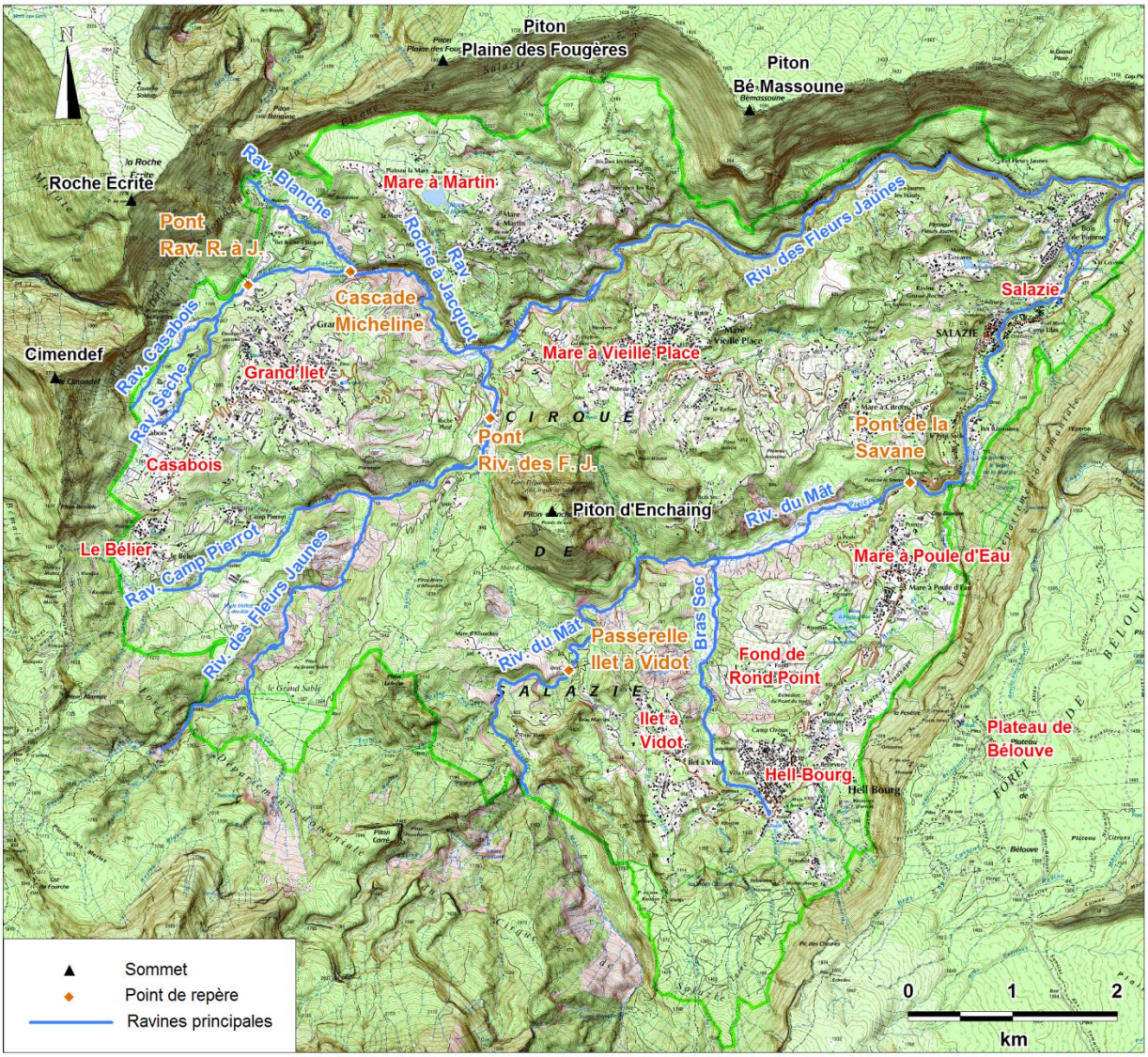


Figure 1.15 : Carte du cirque de Salazie et localisation des lieux-dits et points de repères utilisés dans le texte (Riv. = Rivière ; Rav. = Ravine).

2.2. Cadre géologique du cirque de Salazie : le massif du Piton des Neiges

a. Introduction

Dans le but d'aborder en détail la géologie des deux glissements de terrain majeurs du cirque de Salazie, il convient d'aborder de manière synthétique la géologie du Piton des Neiges et du cirque de Salazie.

L'histoire du massif du Piton des Neiges est rendue particulièrement complexe en raison de l'alternance de phases d'édification et de démantèlement. Les travaux de cartographie d'Upton et Wadsworth (1966) ont permis d'établir une première nomenclature et de distinguer trois grands stades d'évolution. Plusieurs travaux ont ensuite précisé cette nomenclature, en terme de lithologie et de chronologie par l'apport des datations (McDougall, 1971; Billard et Vincent, 1974; Chevalier, 1979; Gillot et Nativel, 1982; Haurie, 1987; Kluska, 1997; Salvany, 2009). Le modèle chronostratigraphique issu de ces travaux distingue deux phases basaltiques successives, d'une phase différenciée.

b. Le stade « basaltique » jusqu'à 430 ka :

La phase I, les « océanites anciennes » :

La phase I correspond aux plus anciennes formations visibles à l'affleurement, avec les datations les plus récentes à 2,1 Ma sur le secteur de La Montagne (secteur de Saint Denis) (McDougall, 1971; Quidelleur et al., 2010). Elles sont essentiellement affleurantes dans les fonds de cirques et de certaines grandes rivières. Les lithologies la constituant sont hétérogènes, avec des basaltes aphyriques, des basaltes à olivine et des océanites (Billard et Vincent, 1974). Elles présentent généralement une forte altération et une zéolitisation (Billard et Vincent, 1974; Rançon, 1982).

Deux grandes familles de formations peuvent être distinguées à l'intérieur de cette phase : les formations correspondant à des empilements de coulées préservées (phase de construction), et celles associées aux processus de démantèlement. Ces dernières se présentent sous forme de matériaux bréchiques fortement indurés, avec des éléments anguleux centimétriques à décimétriques, contenus dans une matrice fine. Ces faciès de brèches ont été récemment associés à des évènements de type avalanches de débris (Arnaud, 2005; Lacquement et Nehlig, 2008; Famin et Michon, 2010; Chaput, 2013).

La phase II, les « océanites récentes » :

Cette deuxième phase correspond aux coulées émises durant la période de 2,1 Ma à 430 ka. Elle est décrite par la plupart des auteurs (Upton et Wadsworth, 1966; Billard et Vincent, 1974; Rançon, 1982) comme un empilement de coulées basaltiques dont les textures, associées à leur mise en place, sont préservées. L'alternance scories/coulée massive est nettement visible à l'affleurement. Les lithologies rencontrées sont des basaltes aphyriques, des basaltes à olivine et des océanites. Ces coulées peuvent être localement zéolitisées à la base de la série. L'épaisseur totale de ces formations atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et constitue, en majorité, la partie inférieure des remparts.

La distinction principale entre les formations anciennes et récentes correspond donc au degré d'altération et de zéolitisation des faciès observés.

c. Le stade « différencié », de 350 ka à 12 ka :

La transition entre le stade basaltique et le stade différenciée est associée à une phase de calme éruptif du Piton des Neiges, de 430 à 350 ka. Une telle phase est interprétée comme l'arrêt de l'alimentation du volcan par les apports du point chaud mantellique. Le rôle de l'érosion est alors prépondérant, permettant la formation de paléocirques et des incisions de grandes ravines.

De 350 à 200 ka, puis de 180 à 12 ka, l'activité du Piton des Neiges reprend avec l'émission de laves différenciées, comme les basaltes plagioclasiques, les hawaïtes et les mugéarites. Des ignimbrites se sont mises en place au cours de cette phase éruptive, dans les dépressions de l'est du massif.

Les coulées les plus récentes émises par le Piton des Neiges ont été datées à 12000 ans (Deniel et al., 1992).

d. Les processus de démantèlement

Typologie des dépôts

A La Réunion, les phases de démantèlement ont fait l'objet de nombreuses études, que ce soit en termes de processus ou de dépôts associés. Les études les plus récentes ont, en particulier, visé à élaborer une typologie descriptive des dépôts bréchiques dans les trois cirques. Dans le cadre de la thèse d'Arnaud (2005), les caractéristiques texturales, structurales, pétrographiques et sédimentologiques ont été déterminées pour ces formations. Plusieurs processus de dépôts ont pu être distingués sur la base de ce travail :

- Les processus superficiels, liés soit à des écoulements gravitaires saturés (type coulées de débris ou lahars), soit à des effondrements de parois et des chutes de pierre (éboulis, colluvions) ;
- Les processus profonds de type déstabilisation de flanc (avalanche de débris).

Un fort polygénisme de certains faciès de brèches associés aux avalanches de débris, a été démontré (mélange d'éléments basaltiques et différenciés).

Du point de vue textural, les brèches au sens large sont caractérisées par des faciès très grossiers, peu ou mal classés. Ce sont généralement des blocs de tailles variables décimétriques à pluridécamétriques, contenus dans une matrice sableuse à graveleuse. Ces faciès sont, en outre, caractérisés par une forte hétérogénéité spatiale au sein d'un même dépôt, avec notamment des proportions variables entre le volume de matrice et celui de blocs.

Les glissements de terrain étudiés dans cette étude affectent ces dépôts.

Chronologie et cartographie des évènements sur le secteur de Salazie

Plusieurs événements de déstabilisation majeurs (Figure 1.16) ont été individualisés suite à l'étude cartographique des formations bréchiques dans le cirque de Salazie (Arnaud, 2005) (Tableau 1.2) :

- Les brèches noires dans le cirque de Salazie (entre 950 et 580 ka) ;
- L'évènement de Grand Ilet (entre 580 et 450 ka) ;
- L'évènement de Mare à Poule d'Eau, durant le stade différencié (âge inférieur à 95,5 ka) ;
- L'évènement d'Ilet à Vidot (moins de 95 ka), postérieur à celui de Mare à Poule d'Eau.

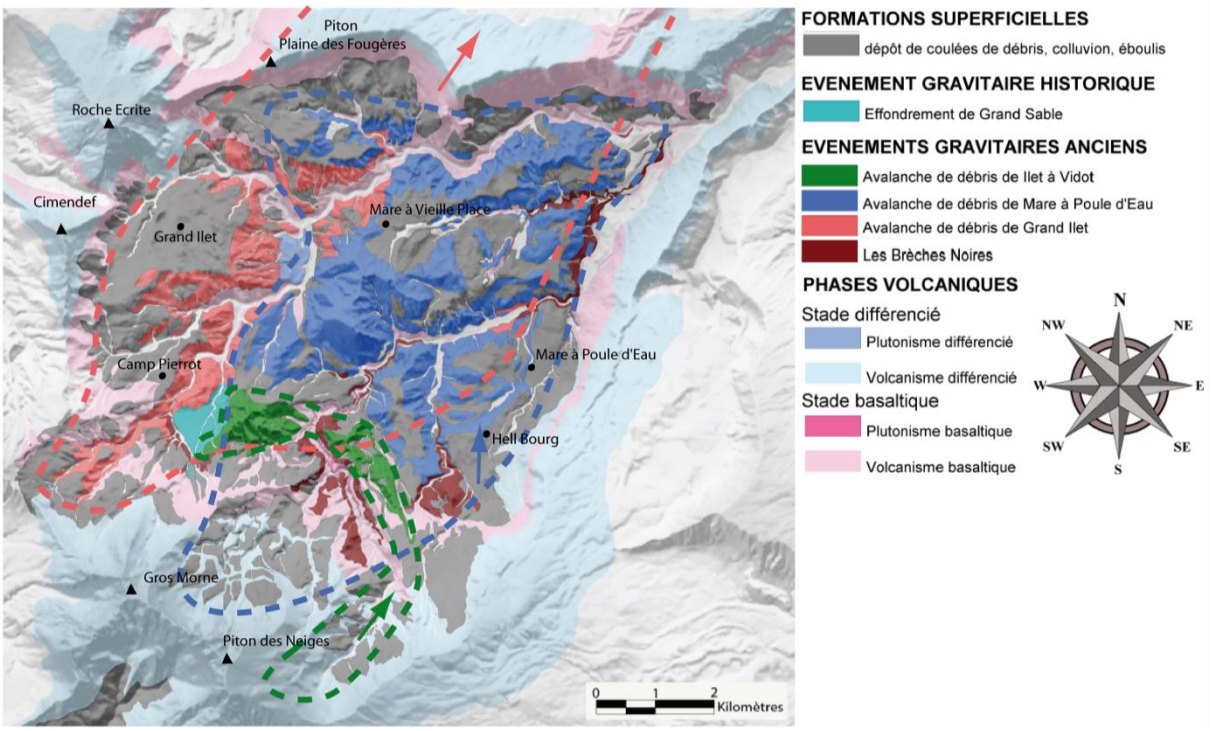


Figure 1.16 : Cartographie des dépôts d'avalanches de débris et direction de mise en place dans le cirque de Salazie (Arnaud, 2005).

Pour l'auteur, une extension en mer des dépôts générés est envisagée. Cette hypothèse concerne les évènements de Grand Ilet, antérieurs au creusement du cirque. Cette réflexion s'appuie en particulier sur l'étude de la bathymétrie (Oehler et al., 2004). De plus, Oehler (2004) propose des âges proches de ceux d'Arnaud (2005) en rattachant notamment l'évènement de Grand Ilet au stade basique, avec un âge compris entre 580 et 450 ka et une direction de mise en place vers le nord.

A la suite de ces travaux, une cartographie des brèches des trois cirques au 1/10000ème a été réalisée par le BRGM (Lacquement et Nehlig, 2008). Elle s'est en autre appuyée sur une synthèse des datations existantes et sur la réalisation de datations complémentaires K-Ar et ^{14}C. Une chronologie modifiée en est ressortie. L'âge des déstabilisations majeures est en moyenne plus récent que dans les travaux antérieurs, avec une majorité des évènements ayant eu lieu après 180 ka (Tableau 1.2). De plus, l'âge de l'avalanche de débris de Grand Ilet passe de plus de 450 ka à moins de 28 000 ans. En outre, l'extension en mer des dépôts cartographiés n'est pas abordée.

Enfin, les travaux de recherche les plus récents ont précisé les connaissances sur la cartographie des dépôts d'avalanche dans les trois cirques, leur chronologie et les mécanismes de déstabilisation (Famin et Michon, 2010; Chaput, 2013). Les âges proposés pour les avalanches au cours du stade basique dans le cirque de Salazie sont sensiblement différents de ceux présentés auparavant (Tableau 1.2), avec notamment :

- L'effondrement du flanc nord vers le nord, correspondant à la formation des brèches noires vers 2,6 et 2,4 Ma ;
- L'effondrement de Grand Ilet vers le nord-est postérieur à 350 ka.

Avalanche de débris	Age	Direction de propagation	Extension hors cirque	Volume / surface	Composition
Grand Ilet	>430 ka [1]	nord	oui	1 km^3 / 5 km²	basique
	580-450 ka [2]	nord	oui		basique
	post 350 ka [4]	est-nord-est	non		basique + différencié
	28 ka [3]	est	non		basique
Mare à Poule d'Eau (MAPE)	350-95,5 ka [2] 28 ka [3]	nord	non	2,4 km^3 / 1,6 km²	différencié ± basique
Ilet à Vidot	post-MAPE [2,3]	nord	non	0,14 km^3 / 1,6 km²	différencié
Brèches noires	2,6-2,4 Ma [5]	nord	oui	0,02 km^3 / 2 km²	basique
	950-580 ka [2]		non		
	>600-430 ka [1]		oui		
	28 ka [3]		non		

Tableau 1.2 : Tableau synthétique des avalanches de débris du cirque de Salazie, repris et complété d'après Chaput (Chaput, 2013). Les travaux à l'origine des différentes chronologies sont indiqués avec les numéros suivant : [1](Oehler et al., 2005), [2](Arnaud, 2005), [3](Lacquement et Nehlig, 2008), [4](Chaput, 2013), [5](Berthod et al., in prep.).

Mécanisme à l'origine des déstabilisations de grande ampleur

Les mécanismes à l'origine de ces grandes déstabilisations sont généralement multiples, et leurs actions combinées. Les facteurs d'instabilité ayant été reconnus sont l'augmentation des contraintes par surcharge (Reid et al., 2000), l'infiltration des eaux de surface, l'altération hydrothermale, l'activité sismique, ou encore l'injection de magma dans les rift zones sous forme de dykes.

A La Réunion, les travaux de Famin et Michon (2010) ont permis de caractériser les mécanismes de rupture pour un évènement majeur de déstabilisation de flanc, à l'origine de la formation des brèches noires dans le cirque de Salazie : les injections répétées de magma dans le plan de décollement à faible pendage ont joué un rôle important dans le mécanisme de déstabilisation (Figure 1.17). Ce mécanisme contrôlé par des injections de magma à faible pendage est également impliqué dans la déformation de l'édifice du Piton des Neiges (Chaput et al., 2014), et pour expliquer les mouvements de flancs du Piton de la Fournaise (Peltier et al., 2008).

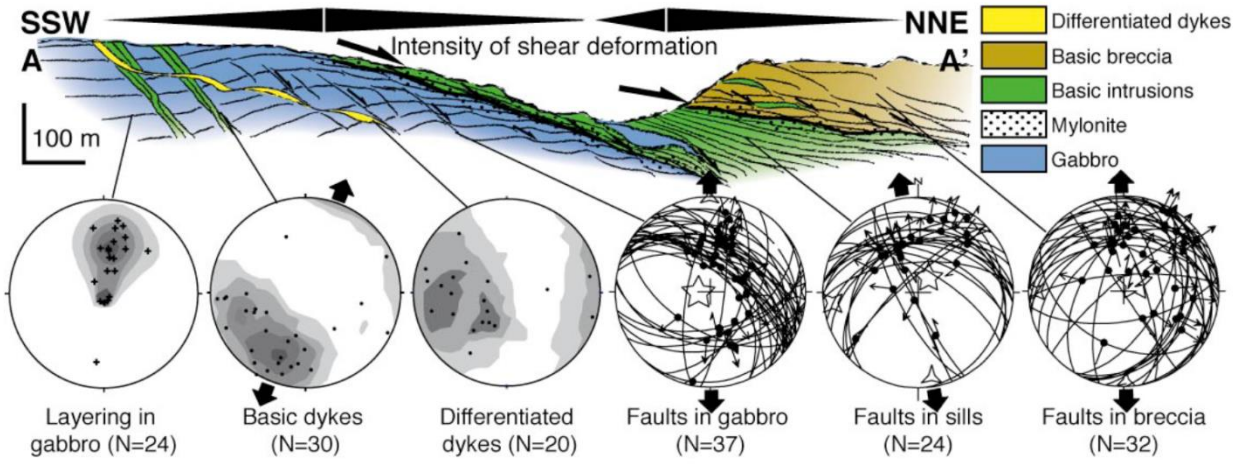


Figure 1.17 : Coupe géologique synthétique du pied du Piton des Neiges dans la rivière du Mât en amont de la passerelle d'Ilet à Vidot (Famin et Michon, 2010) : rôle des intrusions dans le détachement à la base des brèches basiques.

Les travaux récents de Chaput (2013) ont confirmé le rôle des sills dans la déformation du Piton des Neiges. Ils ont permis de mettre en évidence la dominance d'intrusions à faible pendage (sills ou dykes subhorizontaux) dans la zone interne du Piton des Neiges, se concentrant dans des « sills zones ». La déformation est souvent concentrée dans ces zones. Par ailleurs les résultats de ces travaux soulignent la compatibilité de la déformation du massif avec les directions d'intrusion (Chaput, 2013). Pour plusieurs avalanches de débris étudiées dans le cadre de cette étude, la présence de sill est souvent mise en évidence à proximité des zones de décollement.

2.3. Synthèse

L'île de La Réunion se caractérise par une forte hétérogénéité de la répartition spatiale des pluies, avec notamment des cumuls plus élevés sur la façade est que sur le reste de l'île. Sur le secteur du cirque de Salazie où sont observés les grands glissements actifs, les cumuls moyens annuels de précipitations sont compris entre 2000 et 3000 mm/an. Par ailleurs, l'essentiel des épisodes pluvieux reste concentré au cours de la saison des pluies. Au regard du rôle reconnu de l'eau dans les mécanismes d'instabilité, l'association du climat à forte pluviométrie avec des reliefs escarpés constitue un contexte particulièrement défavorable pour la stabilité des versants.

L'histoire géologique du Piton des Neiges illustre une construction polyphasée de l'édifice, alternant des périodes d'édification et de démantèlement. Le Piton des Neiges a notamment connu plusieurs épisodes de déstabilisations de flanc, dont les dépôts constituent une part significative du volume total de l'édifice. Ces dépôts de brèches d'avalanche de débris sont particulièrement présents dans les fonds des cirques, où les études géologiques ont mis en exergue la complexité inhérente à leur cartographie. De fait, les interprétations des auteurs diffèrent très largement au sujet de l'extension géographique et de la chronologie de mise en place des brèches d'avalanche. Pour l'avalanche de débris de Grand Ilet, l'hétérogénéité des âges proposés, compris entre 430 et 28 ka, et la diversité des directions de mise en place proposées en est un des exemples.
Les travaux les plus récents ont néanmoins permis d'apporter d'importantes précisions sur les processus de mise en place, en particulier par des approches de modélisation hydromécanique.

3. Contexte hydrogéologique du site d'étude

3.1. Contexte hydrogéologique des îles basaltiques

a. Propriétés hydrodynamiques des matériaux volcaniques

Les milieux volcaniques sont constitués de lithologies présentant des propriétés variables. D'une manière générale, les roches massives (coulées de lave et intrusions) peuvent être distinguées des roches meubles (scories, pyroclastites, hyaloclastiques, produits volcano-détritiques et paléo-sols). Leur répartition spatiale est fortement hétérogène au sein de ces aquifères, en lien avec l'histoire géologique complexe des massifs volcaniques. Par conséquent, l'effet d'échelle joue un rôle important, lors d'étude hydrodynamique et la quantification des paramètres, dans ce type de milieu aquifère.

Coulées de laves

La porosité totale des coulées est constituée par des vides de plusieurs natures, pouvant être divisés en 4 classes (Hunt, 1996) :

- Les fentes de retrait associées au refroidissement des coulées ;
- Les vacuoles formées par le dégazage du magma ;
- Les vides intergranulaires au sein des téphras ;
- Une macroporosité formée lors de l'écoulement des laves (tunnels de laves).

Les valeurs de porosité totale sont généralement comprises en 0,8 et 20%. La porosité efficace varie entre 0,1 et 8% (Custodio, 2004).

Les propriétés hydrodynamiques des coulées de lave massives sont liées à la présence de fractures, formées lors de la rétraction au cours du refroidissement des laves. Le degré de fracturation de la coulée va donc fortement conditionner la conductivité hydraulique de ces matériaux. Cette fracturation peut être orientée verticalement ou horizontalement, selon les conditions de mise en place de la coulée.

A l'échelle du matériau, la conductivité hydraulique varie entre 1.10^{-10} m/s (coulée massive non fracturée) et 1.10^{-4} m/s (forte densité de fracturation) (Custodio, 2004).

Niveaux scoriacés

Les niveaux scoriacés intercalés entre les cœurs massifs de coulées constituent généralement des milieux très perméables, en comparaison aux coulées fracturées. Dans les matériaux non altérés, les conductivités hydrauliques sont de l'ordre 1.10^{-2} m/s (Massari, 1990). Les valeurs de porosité totale sont généralement supérieures à 60%.

Intrusions

Les dykes et les sills sont des roches massives, dont la perméabilité est dépendante à leur degré de fracturation. Ces fractures sont essentiellement liées aux processus de retrait lors de leur refroidissement. Mais elles peuvent également avoir une origine tectonique. La conductivité hydraulique estimée d'un complexe de dyke est comprise entre 3.10^{-7} et 3.10^{-8} m/s, et celle d'un dyke seul entre 3.10^{-8} et 3.10^{-11} m/s (Oki, 1997). Toutefois, ces valeurs peuvent varier fortement en fonction de la densité de fracturation affectant les intrusions.

Matériaux volcano-détritiques

Les matériaux volcano-détritiques sont issus du remaniement de matériaux volcaniques en place, généralement lors de déstabilisation gravitaire. Leurs caractères hydrodynamiques sont fonction de la proportion de matrice et du degré d'induration des matériaux. Les valeurs de conductivités hydrauliques mesurées dans des tufs et lahars remaniés sont comprises entre $3{,}7.10^{-5}$ et $3{,}5.10^{-4}$ m/s (Custodio, 1978). D'autres mesures réalisées dans les brèches d'avalanches de débris à La Réunion mettent en évidence une forte variabilité entre $3{,}9.10^{-6}$ et $3{,}8.10^{-4}$ m/s (Steenhoudt, 1983; Join et Coudray, 1992). Ces valeurs seront discutées dans la suite de cette synthèse.

b. Propriétés hydrodynamiques à l'échelle des édifices

A l'échelle des édifices volcaniques, le milieu aquifère se comporte comme un milieu relativement homogène. Il est constitué d'un empilement d'un grand nombre de coulées séparées par des niveaux scoriacés. Au sein de cette unité de coulées, les intrusions vont jouer le rôle d'hétérogénéité.

Par ailleurs, la stratification du milieu lui confère une anisotropie marquée. La perméabilité horizontale est très souvent beaucoup plus importante (20 à 50 fois) que la perméabilité verticale. Elle est maximale dans le sens d'écoulement des coulées (Custodio, 1985).

Enfin, il est important de souligner que l'histoire complexe de construction d'un édifice volcanique (alternance de phase de construction et d'érosion) permet la formation de nombreuses hétérogénéités locales des propriétés hydrodynamiques. Toutefois, l'influence de ces hétérogénéités reste généralement singulière à l'échelle du fonctionnement hydrogéologique global de l'édifice.

c. Evolution temporelle des propriétés hydrodynamiques

La conductivité hydraulique des terrains volcaniques diminue avec l'âge et le degré d'altération. Plusieurs processus vont participer à la diminution de la perméabilité des basaltes (Davis, 1974) :

- L'altération de surface ;
- L'infiltration de sédiments colmatant les vides ;
- La formation de minéraux secondaires par la circulation de fluides hydrothermaux ;
- La compaction des terrains associée à la contrainte lithostatique.

Par conséquent, la perméabilité des formations volcaniques des édifices anciens (îles Canaries) est généralement beaucoup plus faible que celles des édifices récents (Hawaï).

Par ailleurs, les perméabilités des terrains les plus anciens au cœur d'un édifice peuvent être très largement inférieures à celle des terrains récents sus-jacents (Folio, 2001; Join et al., 2005). Dans les matériaux très peu perméables, la fracturation tectonique peut alors jouer un rôle dans les écoulements souterrains.

d. Modèles conceptuels

L'étude hydrogéologique des îles volcaniques a permis d'aboutir à différents modèles conceptuels caractérisant les écoulements dans ce type de milieu.

Pour l'ensemble des îles volcaniques, un aquifère basal est reconnu. Cet aquifère basal est défini comme une masse d'eau souterraine à faible gradient contenue dans les formations volcaniques perméables, constituant une lentille d'eau douce en équilibre avec l'eau de mer présente à sa périphérie. Les formations géologiques sont considérées comme totalement saturées sous cet aquifère. Cette configuration est constatée pour la majorité des îles volcaniques. En revanche, les observations différent quant à l'évolution de cet aquifère de base à l'intérieur des terres. Deux principaux modèles conceptuels sont distingués.

Le modèle **hawaïen** propose l'existence d'un aquifère basal à basse altitude, étendu à l'échelle de l'édifice volcanique (Peterson, 1972; Snel, 1982). La surface piézométrique présente un gradient faible avec des altitudes maximales de quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau de la mer à l'amont de l'édifice volcanique. La présence de sources en haute altitude est expliquée par l'existence de zones saturées perchées se formant grâce à la présence de réseaux d'intrusions subverticales peu perméables (Figure 1.18) (Mc Donald et al., 1983). Des nappes perchées peuvent être localement contenues dans la zone non-saturée, se formant à la faveur de niveaux volcaniques peu perméables (cendres argilisés, alluvions anciennes, coulées massives).

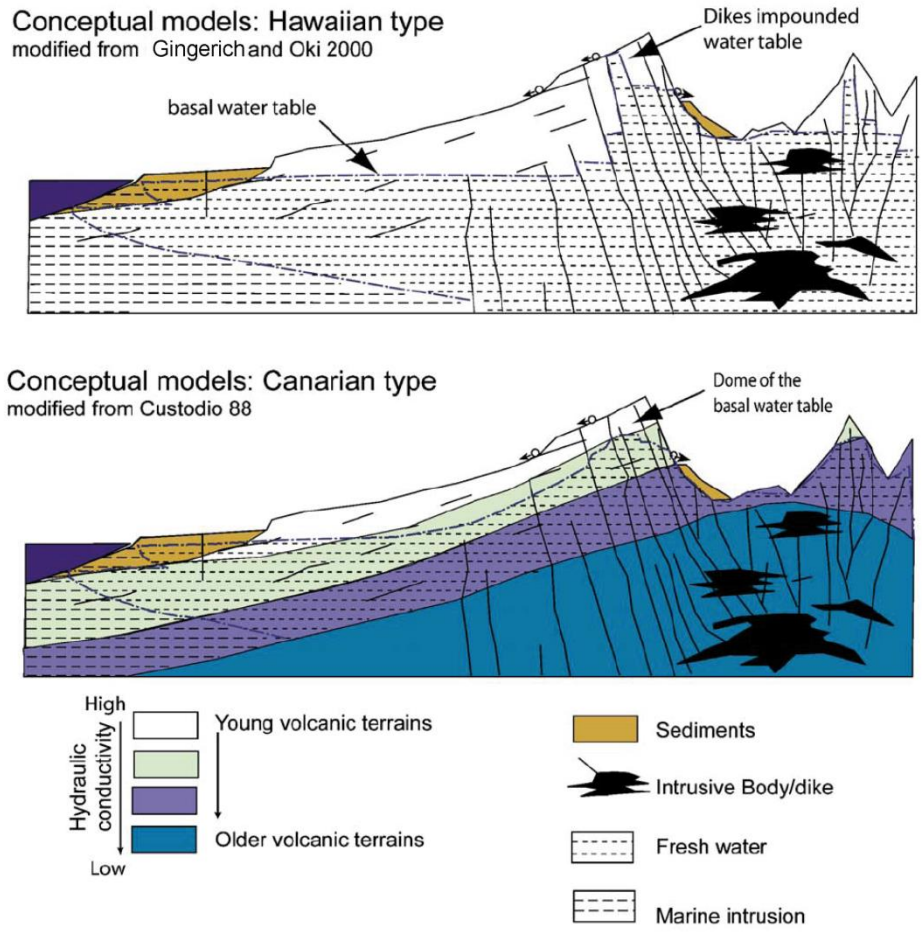


Figure 1.18 : Schémas conceptuels hydrogéologiques des milieux volcaniques, de type hawaïen (Gingerich et Oki, 2000) et de type canarien (Custodio et al., 1988), dans (Join et al., 2005)).

Le modèle **canarien** propose un niveau de saturation régional unique (Custodio et Saenz de Oiza, 1973), avec un aquifère basal présent en haute altitude (> 1000 mètres) dans la partie centrale de l'île. Cette configuration a été identifiée et décrite pour l'île de Tenerife. Elle a été confortée par les travaux de recherche menés à La Réunion (Join, 1991; Folio, 2001; Join et al., 2005) et sur l'île de Kauai à Hawaï (Izuka et Gingerich, 1998).

3.2. Hydrogéologie du massif du Piton des Neiges et des aquifères de cirques

a. La nappe de base

Pour le massif du Piton des Neiges, une forte variabilité de la conductivité hydraulique des formations volcaniques est identifiée.

Les océanites anciennes sont caractérisées par des transmissivités relativement faibles, estimées entre 10^{-6} et 10^{-7} m²/s (Folio, 2001; Join et al., 2005). Ces formations sont localement présentes à l'affleurement dans le fond des cirques au centre de l'édifice volcanique du Piton des Neiges.

Les océanites récentes et les coulées différenciées, constituant la partie supérieure du massif, sont plus transmissives. Elles sont présentes sur des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres dans la partie centrale de l'île. La faible perméabilité des formations anciennes du Piton des Neiges a favorisé la formation d'un complexe aquifère d'extension régionale (Figure 1.19). Le processus de recharge de la nappe est localisé principalement dans les domaines d'altitude, qui reçoivent l'essentiel des précipitations annuelles. Au centre de l'île, la nappe de base est contenue dans des formations volcaniques plus anciennes que dans le domaine littoral (Figure 1.19).

Les plus faibles transmissivités des formations volcaniques au centre du massif, associées à la localisation en altitude de la zone de recharge et au caractère divergent de la nappe de base (forme conique du massif), est à l'origine de gradients importants dans la zone centrale de l'île. Au contraire, les gradients observés en domaine littoral sont généralement très faibles (Figure 1.19).

Des sources dites « profondes » issues de cette nappe émergent dans le fond des incisions du massif par les grandes rivières. Elles possèdent des débits importants de l'ordre de plusieurs centaines de litres par seconde à l'étiage.

Sur la majeure partie du cordon littoral, les eaux douces sont en équilibre avec les eaux salées.

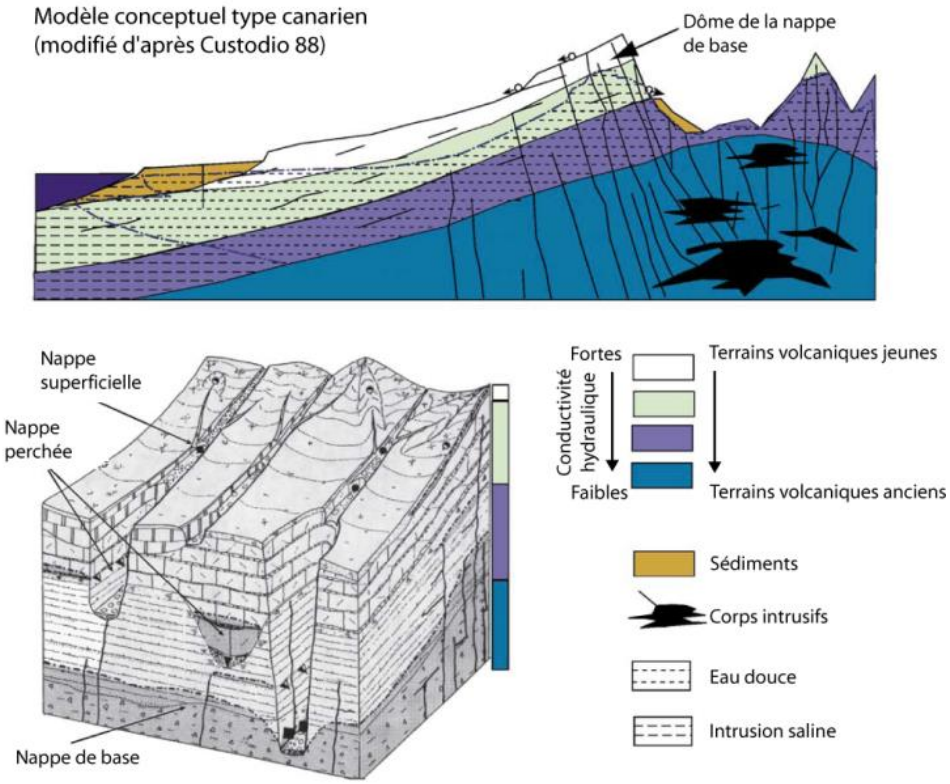


Figure 1.19 : Schéma conceptuel des eaux souterraines à La Réunion (Custodio et al., 1988; Join et al., 2005).

b. Les nappes perchées

La présence de discontinuités telles que les roches intrusives (sills et dykes), les zones de failles, ainsi que les niveaux cendreux, les formations associées aux paléovallées ou les paléosols, confèrent au massif un fort degré d'hétérogénéité du champ de perméabilité. Cette hétérogénéité est verticale dans le cas des niveaux cendreux, des paléosols et des intrusions de type sills. Elle est horizontale lorsqu'elle est associée aux dykes et aux zones de failles ayant des pendages importants.

Ces niveaux peu perméables permettent localement l'apparition de zones saturées d'extension variable, au-dessus du niveau piézométrique de la nappe de base (Join, 1991) (Figure 1.19). Les sources associées à ce type d'aquifère sont dites « intermédiaires ». Les coefficients de tarissement de ces émergences témoignent de la dimension limitée des réservoirs.

c. L'hydrothermalisme

Des circulations profondes sont associées à l'activité hydrothermale persistante du Piton des Neiges (Sanjuan et al., 2001; Moulin et Lebon, 2002; Frissant et al., 2003). Les zones d'émergences préférentielles des eaux issues de ces circulations sont localisées dans les cirques. Les émergences sont fortement minéralisées (> 1000 µS/cm) et peuvent, dans certains cas, émerger à des températures supérieures à celles des autres types d'eau souterraines à La Réunion (plus de 30°C pour la source Manouilh).

D'une manière générale, les débits de ces émergences sont de l'ordre du litre par minute. Ces flux représentent par conséquent une part largement minoritaire des flux totaux d'eaux souterraines circulant dans le massif.

3.3. Etats des connaissances sur les aquifères du cirque de Salazie

a. Les sources du cirque de Salazie

Sur la base d'un état des lieux de la ressource dans le cirque de Salazie, une typologie des émergences est définie pour ce secteur (Figure 1.21). Cette classification est établie sur la base d'un recensement de 71 émergences (données ponctuelles de débit, paramètres in-situ et analyses hydrochimiques sur 13 émergences à l'étiage 2001, contextes géologiques des émergences) (Moulin et Lebon, 2002). Trois grands types de sources ont été distingués :

- Les sources de rempart ;
- Les sources de pied de rempart ;
- Les sources de fond de cirque, avec distinction des aquifères basaltiques et détritiques.

Dans le but d'illustrer et de synthétiser ces résultats, un schéma conceptuel est proposé par les auteurs (Figure 1.20) (Moulin et Lebon, 2002).

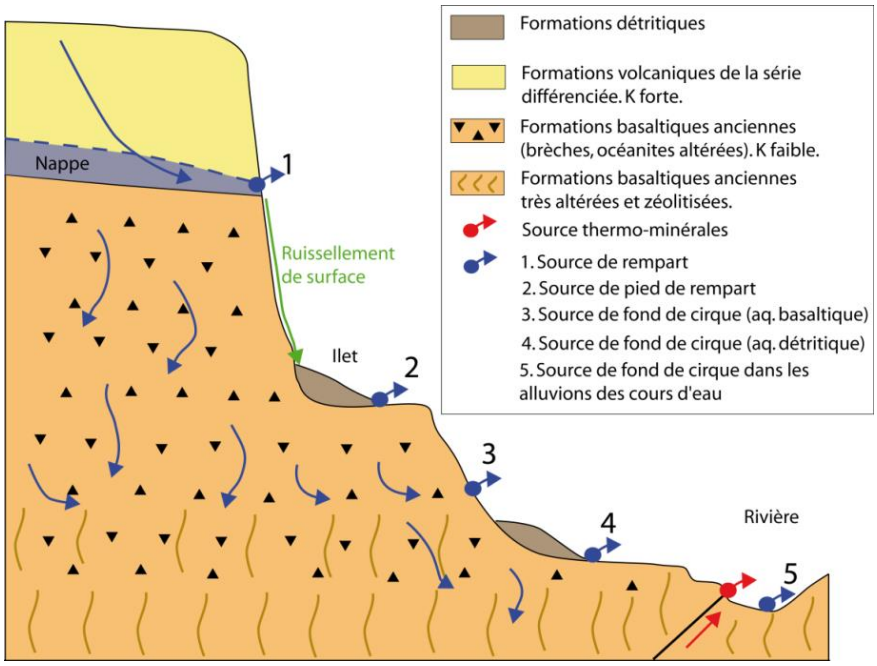


Figure 1.20 : Schéma conceptuel hydrogéologique du cirque de Salazie (aq. = aquifère ; K=perméabilité) (Moulin et Lebon, 2002).

Des paramètres caractéristiques ont été définis pour chaque type d'émergence (Tableau 1.3). La valorisation des analyses effectuées a montré que le rapport des teneurs en magnésium sur les teneurs en calcium (Mg/Ca) était un marqueur performant pour la discrimination des différents types de sources (Tableau 1.3), dans le cirque de Salazie. En outre, l'influence des lithologies aquifères (coulées du stade basique ou différencié) sur les signatures hydrochimiques n'est pas évidente.

Type	Débit étiage (l/s)	Inertie	Type d'aquifère	Conductivité électrique (µS/cm)	Impact anthropique (Cl et NO3)	Mg/Ca (mg/l)
Sources de rempart	1<Q<150	forte	basaltique	60 à 90	non	<1
Sources pied de rempart	1<Q<50	faible à forte	basaltique ou détritique	70 à 230	variable	1<Mg/Ca<3
Sources fond de cirque	1<Q<20	faible à forte	basaltique ou détritique	170 à 330	oui	>3

Tableau 1.3 : Caractéristiques des différents types d'émergences définis pour le cirque de Salazie sur la base de l'analyse des ions majeurs sur 13 sources (Moulin et Lebon, 2002).

Les sources de fond de cirque, émergeant des formations détritiques, présentent généralement un tarissement rapide. Pour la majorité de ces émergences, les débits d'étiage sont de l'ordre du litre par seconde. De plus, elles montrent une vulnérabilité importante vis-à-vis des activités de surface. Leur minéralisation totale est significativement plus élevée que les sources des remparts. Dans certains cas, ces sources peuvent présenter des faciès chimiques particuliers (anomalie de teneurs en sulfates), témoignant de phénomènes de mélange avec des composantes hydrothermales (Moulin et Lebon, 2002). Cependant, la classe des sources de fond de cirque, émergeant des formations affectées par les mouvements de terrain, sont peu caractérisées du fait de leur faible intérêt dans le cadre de la prospection de ressources en eau potable. Par ailleurs, les modalités de recharge des aquifères sont peu abordées dans le travail de Moulin et Lebon (mesures ponctuelles de débit et analyses des éléments majeurs à l'étiage). Enfin, le nombre d'analyses réalisées reste relativement faible en comparaison du grand nombre d'émergences répertoriées dans le cirque.

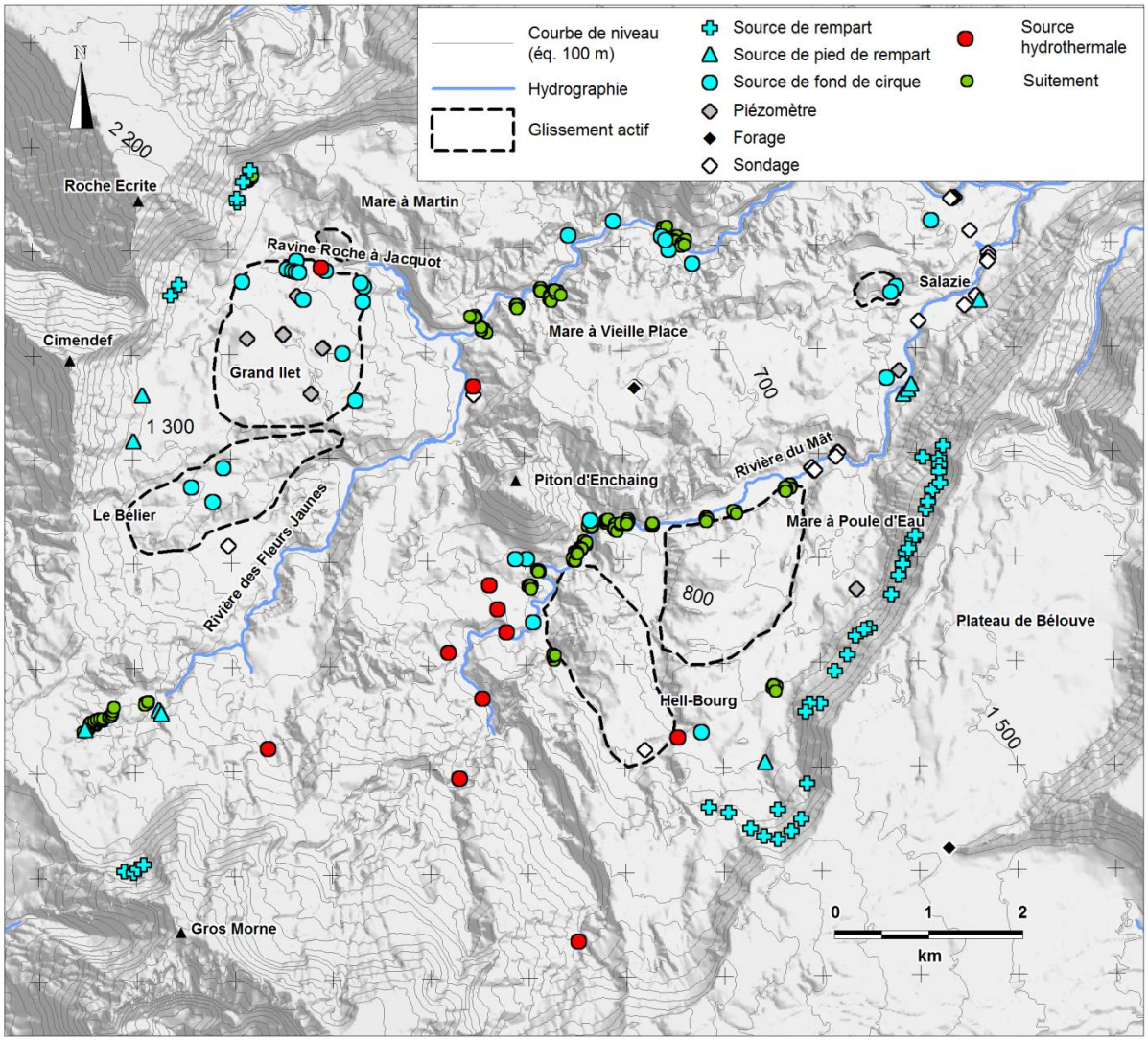


Figure 1.21 : Classification et localisation des sources dans le cirque de Salazie. Les suintements ont été cartographiés dans le cadre de la synthèse hydrogéologique du cirque de Salazie (Moulin et Lebon, 2002).

b. Hydrogéologie des aquifères de fond de cirque : cas de Grand Ilet

Hydrochimie des sources de Grand Ilet

Les circulations d'eau souterraine dans les formations détritiques ont été précisées lors d'une étude menée sur l'hydrogéologie du secteur de Grand Ilet par le bureau d'étude Hydroexpert (Lacoste et Daessle, 2003). Cette étude est principalement basée sur des observations de terrain (cartographie hydrogéologique, mesure des paramètres in-situ, mesures ponctuelles de débit), de l'hydrochimie (10 émergences prélevées pour l'analyse des ions majeurs) (Figure 1.22), et des mesures géophysiques (sondages RMP[2]). Trois types d'émergences ont été définis sur la base de la composition chimique des eaux et des paramètres in-situ (analyses des ions majeurs et conductivité électrique).

[2] Méthode d'acquisition géophysique : Résonnance Magnétique Protonique

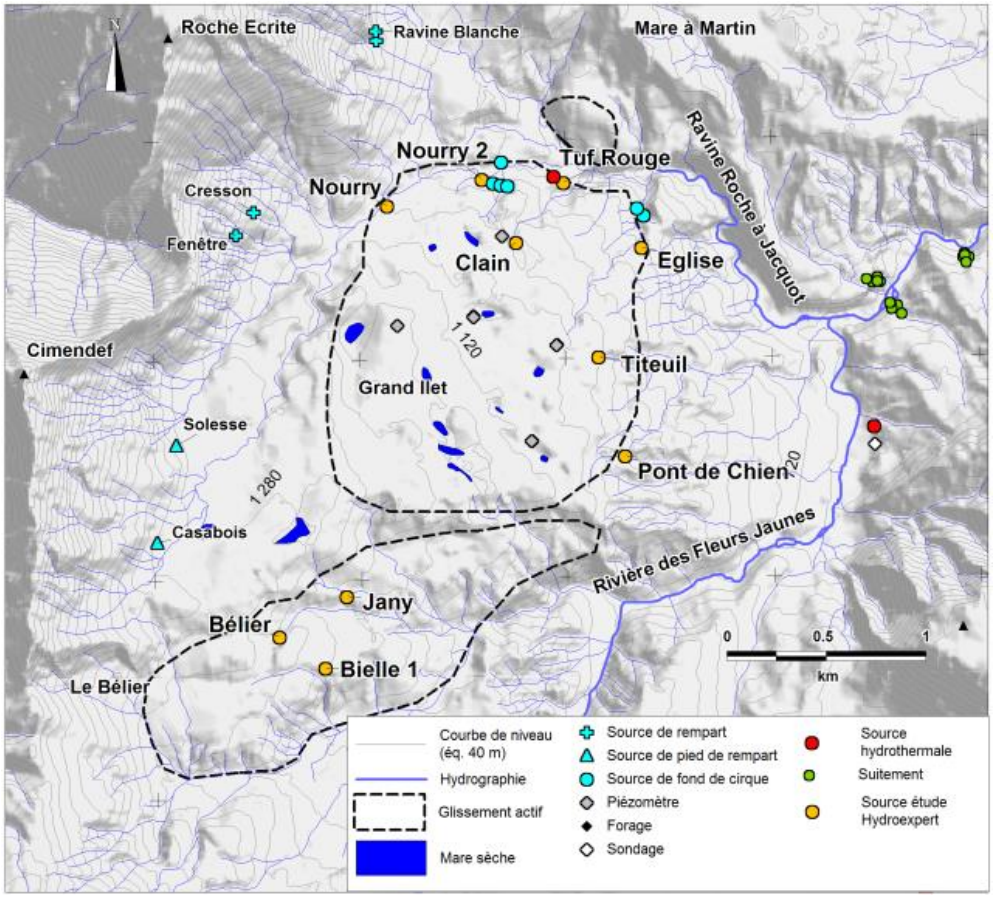


Figure 1.22 : Localisation des sources analysées sur le secteur de Grand Ilet dans le cadre de l'étude Hydroexpert (Lacoste et Daessle, 2003).

D'une manière générale, cette étude confirme que les eaux, circulant dans les formations détritiques de fond de cirque, montrent des minéralisations plus importantes que les eaux des remparts (Tableau 1.4). L'augmentation de la minéralisation totale de ces sources est rattachée à l'augmentation des temps de séjours. A l'échelle du secteur de Grand Ilet, cette étude met en évidence une forte variabilité spatiale des signatures hydrochimiques au sein même des aquifères de fond de cirque, due aux apports anthropiques et aux interactions eau/roche.

Sources	Caractéristiques	Temps de séjour estimé
Nourry, Bielle, Pont de Chien	Conductivité < 200 µS/cm Nitrates < 10 mg/l	Faible
Clain, Eglise, Janny, Bélier	Conductivité > 200 µS/cm Nitrates > 10 mg/l	↓
Tuf Rouge	Conductivité > 200 µS/cm Pas de nitrates Composante hydrothermale : teneurs en sulfates >10 mg/l	Elevé

Tableau 1.4 : Caractéristiques des sources sur le secteur de Grand Ilet déterminées par Hydroexpert (Lacoste et Daessle, 2003).

Hydrodynamique et processus de recharge

Par ailleurs, les observations de terrain et les résultats des investigations géophysiques ont permis d'émettre l'hypothèse de l'existence d'un niveau saturé à l'échelle du plateau de Grand Ilet. L'émergence de plusieurs sources pérennes au sein des formations détritiques est associée à une seule et même nappe. Un substratum qualifié de peu perméable, au toit duquel se localise un niveau argileux, est interprété comme étant le mur de cette nappe. La variation spatiale des débits des sources (entre 1 et 20 l/s) à l'étiage est remarquée. Elle est interprétée comme la conséquence de variations de perméabilité au sein des formations détritiques aquifères.

Les investigations hydrogéologiques plus récentes (de 2004 à 2006), lors de la réalisation des 8 piézomètres sur Grand Ilet, apportent des arguments complémentaires. Il est apparu qu'aucune nappe superficielle n'a été rencontrée pour l'ensemble des ouvrages réalisés. Seuls les sondages de 100 mètres de profondeur ont permis de recouper des niveaux producteurs. Des niveaux d'eau stables ont pu être mesurés après les travaux de foration. Ces informations permettent de confirmer l'existence d'une nappe pérenne dans les formations détritiques. Au regard de l'absence de venues d'eau dans les horizons supérieurs, l'hypothèse de nappes superficielles pérennes est infirmée pour les secteurs investigués (Antémi, 2007).

Les modalités de recharge de l'aquifère des brèches sont peu abordées dans la littérature. Toutefois, des observations ponctuelles de terrain permettent d'apporter quelques pistes de réflexion. Lors des épisodes de fortes précipitations, des sources temporaires à mise en charge rapide sont décrites au niveau de la cascade Micheline. Ce fonctionnement est associé par les auteurs à des infiltrations préférentielles dans des discontinuités verticales permettant d'alimenter des exutoires (Garnier, 2008). Par ailleurs, les mares sèches (dépressions fermées) à la surface du plateau de Grand Ilet (Figure 1.22) sont considérées comme des zones de recharge privilégiées de la nappe des brèches (Lacoste et Daessle, 2003; Garnier, 2008). Les pluies précipitées sur les bassins versants de ces dépressions sans exutoires ne peuvent effectivement pas être évacuées par ruissellement de surface. Leur remplissage temporaire suite aux cyclones particulièrement intenses est identifié, notamment suite au cyclone Hyacinthe en 1980 (Advenier et Stieltjes, 1990). Deux hypothèses sont émises pour expliquer ce remplissage:

- Un remplissage par dépassement de la capacité d'infiltration (Garnier, 2008) ;
- Un remplissage par augmentation du niveau piézométrique au-dessus du fond des mares sèches (soit par l'apparition d'un niveau saturé superficiel, soit par une hausse importante de la piézométrie de la nappe au toit du substratum) (Delmas et Desvarreux, 1999).

3.4. Connaissances complémentaires sur les formations de brèches à La Réunion

En raison du nombre limité d'études ayant porté sur le fonctionnement hydrogéologiques des brèches dans le cirque de Salazie, cette synthèse a été élargie à l'échelle de l'île de La Réunion. Nous rappellerons ici que plusieurs sondages hydrogéologiques ont été réalisés dans des formations bréchiques à l'extérieur du cirque de Salazie. Deux sites ont fait l'objet d'études hydrogéologiques approfondies :

- Les brèches de la ravine Saint Gilles ;
- Les brèches localisées sous la ville de Cilaos.

Les informations relatives à ces ouvrages peuvent potentiellement être utilisées pour apporter des éléments complémentaires sur le fonctionnement hydrogéologiques des brèches constituant les glissements.

a. Aquifères des brèches de la ravine Saint Gilles

Le fonctionnement de l'hydrosystème de la ravine Saint Gilles (Join et Coudray, 1992) ne sera pas détaillé ici. Nous nous intéresserons principalement aux données hydrochimiques et hydrodynamiques disponibles pour les ouvrages implantées dans les formations bréchiques.

Les brèches de la ravine Saint Gilles sont localement zéolitisées, avec deux faciès principaux. Un faciès matriciel constitué d'éléments anguleux de composition basaltique dans une matrice silto-argileuse, et un faciès bloc d'aspect bréchique à éléments soudés. Deux épisodes de zéolitisation sont observés avec une phase primaire affectant les clastes et une phase secondaire affectant la matrice. Les blocs présentent une fracturation importante conférant à ces brèches une porosité et une perméabilité de fissure, confirmées par la localisation des venues d'eau dans le forage (Clerc et al., 1985). Les brèches de Saint Gilles sont le siège d'une nappe d'eau souterraine reconnue par deux forages ayant pénétré les brèches sur plus de 100 m. Dans le forage dit « du chemin Carrosse » (indice BSS : 12265X0024), la tranche aquifère est identifiée entre -28,87 et -58.87 m NGR (horizon fissuré au sein des brèches). Cet ouvrage a fait l'objet d'un pompage d'essai qui a permis d'estimer une transmissivité de 2.10^{-4} m²/s (Clerc et al., 1985). La productivité de l'ouvrage associée est de 0,1 l/s/m, soit 0,36 m^3/h/m. L'essai de puits est réalisé par Air-Lift (soufflage) à un débit estimé de 1,12 m^3/h (analyse de la courbe de remontée observée sur 30 h). Le rabattement enregistré est d'environ 3 m pour une durée de pompage non-précisée (« durée moyenne »). Les brèches de Saint Gilles sont par conséquent décrites comme des terrains de perméabilité faible à moyenne (Tableau 1.5), favorisant des gradients piézométriques élevés.

Les eaux de la nappe des brèches montrent une signature hydrochimique particulière (Join et Coudray, 1992) avec :

- Une conductivité comprise entre 728 et 794 µS/cm ;
- Une influence marine argumentée par les teneurs importantes en chlorures (entre 48 mg/l et 114 mg/l) et en sodium ;
- Un enrichissement en bicarbonates (teneur en HCO_3 compris entre 122 et 335 mg/l), dont la signature isotopique ^{13}C au forage chemin Carrosse traduit soit une dissolution de carbonates solides, soit une contamination par du CO_2 volcanique (Grunberger, 1989) ;
- Un enrichissement relatif en sodium par rapport au magnésium expliqué par des phénomènes d'échange cationique dans les brèches (Mg/Na de 0,02 et 0,12).

b. Aquifères des brèches de Cilaos

Forage profond

Le forage de Cilaos (indice BSS : 12268X0049) est implanté dans les accumulations bréchiques océanitiques de fond de cirque et dans les océanites anciennes sous-jacentes. La nappe captée par cet ouvrage est contenue dans les brèches, et soutenue par les océanites anciennes qualifiées d'« imperméables » (Steenhoudt, 1983). Le toit des océanites est rencontré à 166 m/sol (1042 m NGR). Sur le profil thermique du forage, l'imperméable majeur est matérialisé de manière remarquable. La régularité du profil de température en-dessous de -170 m/sol traduit

l'absence d'aquifère transmissif sur la hauteur des formations testées jusqu'à -300 m/sol. Un niveau riche en argile de 4 mètres d'épaisseur est très bien identifié au contact brèches/océanites.

Les caractéristiques de la nappe des brèches pour ce forage sont (Steenhoudt, 1983) ;

- Un niveau piézométrique à 115,35 m/sol (mars 1992), soit une épaisseur de brèches saturées de 50,65 m ;
- Une conductivité électrique à 20°C variant entre 499 et 589 µS/cm ;
- Des horizons productifs situés entre 115 et 140 m/sol, et entre 155 et 165 m/sol, traduisant l'existence d'hétérogénéités de perméabilité (lentilles peu perméables intercalées) ;
- Une eau bicarbonatée sodique et magnésienne, avec des teneurs en Ca de 20 mg/l, en Mg de 25 mg/l, et en Na de 52 mg/l ;
- Des teneurs en NO_3 de 1,9 mg/l témoignant soit de l'absence d'impact anthropique, soit d'un impact anthropique très faible (ou de dénitrification) ;
- Les teneurs en K de 6,2 mg/l, en Cl de 9 mg/l et en SO_4 de 49 mg/l, indiquant probablement un phénomène de mélange avec une composante hydrothermale.

D'après l'auteur, les pompages d'essais réalisés ne donnent pas de résultats véritablement interprétables, en raison des capacités d'exhaure de la pompe limitées à 20 m^3/h. A ce débit, un rabattement immédiat de 1 mètre est mesuré dans l'ouvrage, principalement dû aux pertes de charges dans l'ouvrage. Le niveau d'eau n'évolue ensuite plus durant toute la durée du pompage (4 heures). La productivité potentielle de la nappe est donc très supérieure à 20 m^3/h/m (Steenhoudt, 1983). L'interprétation de la courbe de remontée a permis de calculer une valeur de transmissivité de $1{,}7.10^{-2}$ m²/s (Tableau 1.5). Néanmoins, le temps très court de la remontée interprétée (< 1 minute) nécessite d'émettre des réserves sur la validité de cette valeur.

Forages superficiels

Une zone saturée est reconnue dans les formations bréchiques superficielles. D'après les coupes du forage de 350 m de Cilaos, les brèches sont à éléments basaltiques zéolitisés relativement pauvre en matrice (détritique grossier perméable) à partir de -2 m/sol. La nappe affleure au niveau des mares dans le village de Cilaos, et par des émergences au niveau du tunnel du séminaire (source Prudent - 12268X0067) au nord-ouest de Cilaos. Cette nappe est perchée au-dessus de la nappe « profonde » identifiée par le forage de 350 m. Elle est reconnue par un forage et un piézomètre au lieu-dit « Les Trois Mares » (Steenhoudt, 1983). Des pompages d'essais réalisés en 1976 permettent de caractériser les propriétés hydrodynamiques de ces formations. Une transmissivité de $1{,}5.10^{-3}$ m²/s et un coefficient d'emmagasinement de 25% sont évalués (Tableau 1.5). Les deux ouvrages ont été détruits en 1980 et ne sont pas référencés en BSS.

3.5. Synthèse

Le milieu aquifère des îles volcaniques est constitué de matériaux hétérogènes dont les propriétés hydrodynamiques varient sur plusieurs ordres de grandeurs. Ces propriétés évoluent également en fonction du temps et de la profondeur.

Les nombreuses études ayant portées sur l'hydrogéologie des îles volcaniques tendent à démontrer une continuité hydraulique entre les aquifères de base périphériques et les domaines d'altitude. Ce modèle est particulièrement reconnu et validé pour l'île de La Réunion.

En revanche, les aquifères détritiques de fond de cirque ont été peu étudiés, puisqu'ils présentent un faible intérêt (i) pour l'alimentation en eau potable (ii) et pour la conceptualisation hydrogéologique globale des îles volcaniques. Par ailleurs, puisque les cirques de La Réunion constituent des structures singulières très rarement identifiées sur les autres îles volcaniques (à l'exception de La Palma aux îles Canaries (Carracedo et al., 1999)), il n'existe pas de connaissances hydrogéologiques acquises dans d'autres contextes.

Néanmoins, quelques études ont été menées sur l'hydrogéologie des formations bréchiques à La Réunion (Tableau 1.5). Elles mettent en évidence l'existence d'aquifères locaux, contenus dans ces formations détritiques. La productivité de ces aquifères et la nature de la porosité apparaissent fortement variables en fonction de leur degré d'induration (Tableau 1.5). La porosité de l'aquifère est matricielle dans le cas de brèches déconsolidées, et de fissure pour les brèches fortement indurées. Les formations d'océanites zéolitisées constituent généralement le mur de ces nappes.

Ces aquifères des brèches apparaissent relativement vulnérables vis-à-vis des activités anthropiques de surface. Toutefois, leurs processus de recharge sont peu connus, bien que de nombreuses hypothèses aient été émises à ce jour.

Forage	**Saint Gilles**	**Cilaos**	**Cilaos**
Indice BSS	12265X0024	12268X0049	-
X (WGS84)	316764	341554	341500
Y (WGS84)	7670962	7661864	7661770
Z (WGS84)	61.47	1208	1210
Profondeur (m)	120	350	
Nappe	de base	perchée	perchée
Géologie de l'aquifère	brèches indurées à océanites zéolitisées	brèches matricielles à océanites zéolitisées	brèches à océanites zéolitisées
Nature de la porosité	Horizon fissuré	Porosité matricielle	Porosité matricielle
Epaisseur zone productrice (m)	50.65	45	31
Transmissivité (m^2/s)	2.0E-04	1.7E-02	1.5E-03
Conductivité hydraulique (m/s)	3.9E-06	3.8E-04	4.8E-05
Coefficient d'emmagasinement (%)	-	-	25
Productivité (m3/h/m)	0.36	> 20	-

Tableau 1.5 : Synthèse des propriétés hydrodynamiques des aquifères bréchiques (brèches d'avalanches de débris) dans le contexte réunionnais.

4. Etat des connaissances sur le glissement de Grand Ilet

4.1. Activité du glissement de Grand Ilet

Le glissement de Grand Ilet est localisé dans le secteur nord du cirque de Salazie. La déformation du versant se manifeste en surface par de nombreuses fissures, affectant en particulier les infrastructures (routes et bâtiments). Une cartographie de ces fissures a notamment été réalisée suite au cyclone Hyacinthe de 1980 (Figure 1.23). Associée aux observations géomorphologiques, elle a permis d'individualiser deux zones de mouvement distinctes :

- Une direction de déplacement vers le nord-est au niveau de Grand Ilet ;
- Une direction vers le sud-est au niveau du Bélier (Figure 1.15).

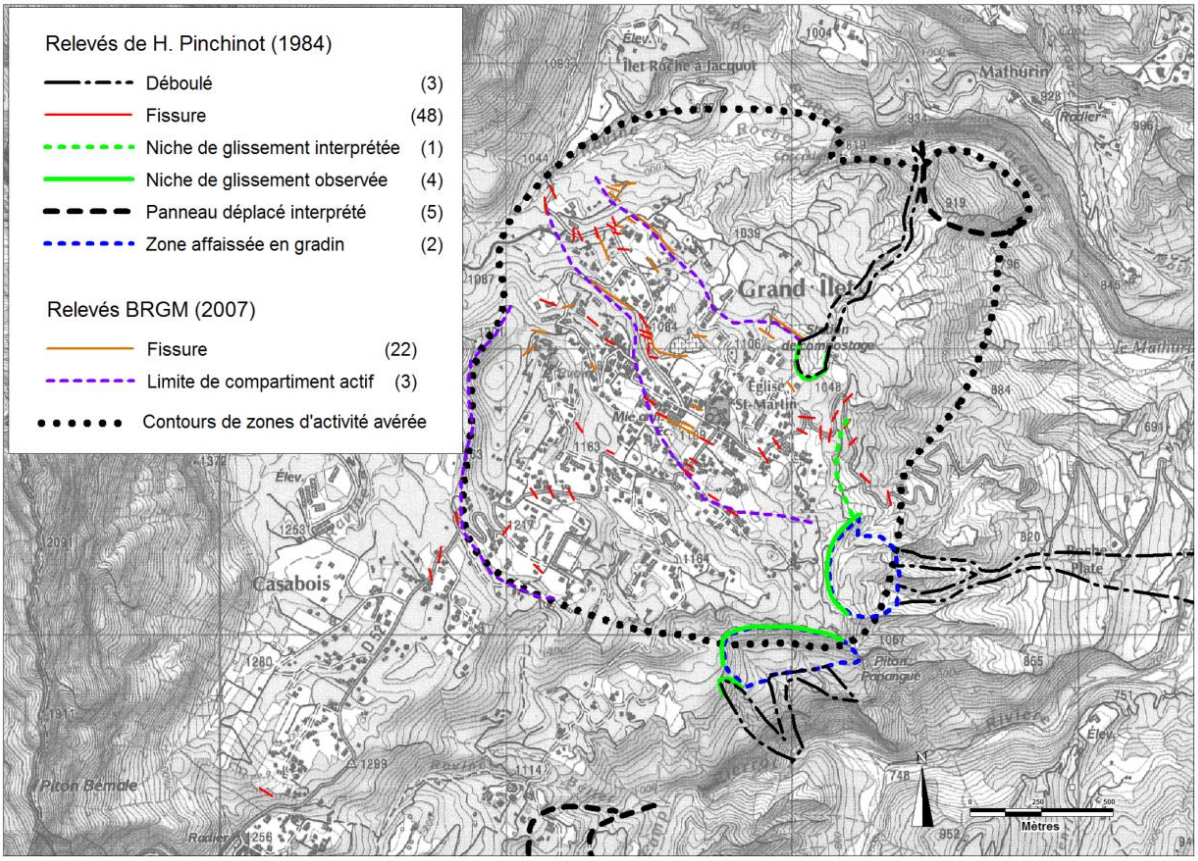


Figure 1.23 : Synthèse des marqueurs de mouvements gravitaires sur le secteur de Grand Ilet. Les relevés effectués par le BRGM en 2007 sont détaillés dans le rapport de Garnier (2008). L'appellation locale « déboulé » désigne les évènements de coulées boueuses déclenchées lors du cyclone Hyacinthe en 1980.

La mise en place progressive de réseaux de suivi des déplacements par le BRGM a permis de mieux comprendre la déformation du glissement. Les caractéristiques de ces réseaux et leur chronologie sont les suivants :

- 1984, nivellement topographique sur la route CD52 montant à Grand Ilet ;
- 1989, suivi en continu d'une fissure ouverte suite au cyclone Hyacinthe sur le plateau de Grand Ilet par un capteur CID (capteur d'intense déformation) ;

- 1997, suivi GPS de bornes géodésiques avec une fréquence de relevé de 1 à 2 fois par an par GPS différentiel (précision centimétrique de la mesure). Ce réseau de bornes a été densifié au cours des années suivantes. Il est encore suivi actuellement ;
- 2004, mise en place d'un réseau de suivi des déplacements au pas de temps journalier à l'aide de GPS différentiels permanents installés (2 GPS permanents sur les glissements de Grand Ilet et de Mare à Poule d'Eau, en aval d'Hell-Boug) ;
- 2010, 10 GPS permanents supplémentaires sont installés dans le cirque de Salazie pour densifier ce réseau.

Pour les secteurs de Camp Pierrot et du Bélier (Figure 1.15), les mouvements sont orientés approximativement vers la direction N110° à N120°. Les vitesses moyennes mises en évidence varient entre 3 et 6,4 cm/an sur la période 2003-2008.

Pour le secteur nord-est du glissement, la direction de déplacement vers le nord-est est confirmée par les résultats de ce suivi. Quatre panneaux, évoluant à des vitesses différentes, sont séparés par trois escarpements localement identifiables dans la topographie. Les vitesses moyennes annuelles de ces différents panneaux, calculées entre 2003 et 2008, sont croissantes depuis l'amont du glissement (3,5 cm/an) vers l'aval (> 55 cm/an). Le mouvement lent (< 2 cm/an) du secteur de Casabois est également mis en évidence par ce suivi. En raison de ces faibles vitesses, ce secteur n'est pas rattaché à l'emprise du glissement de Grand Ilet (Garnier, 2008).

En surface de cette masse en mouvement, douze dépressions topographiques, appelées mares sèches, sont identifiables. Plusieurs arguments permettent d'associer ces dépressions aux mécanismes de déformation du glissement, par des phénomènes d'affaissements aux limites de panneaux :

- La forme souvent elliptique selon un axe nord-ouest / sud-est ;
- La présence de fissuration développée sur les bordures de plusieurs des mares sèches.

Un schéma de synthèse illustrant la structure du glissement de Grand Ilet est proposé (Garnier, 2008) (Figure 1.24).

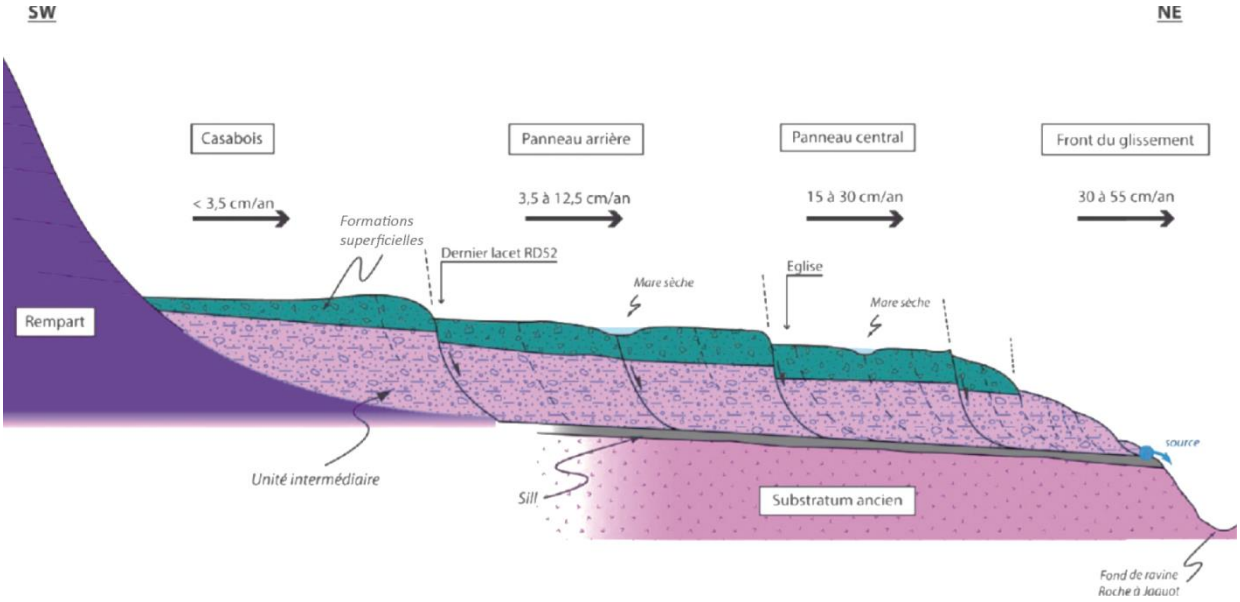


Figure 1.24 : Coupe schématique interprétative du glissement de Grand Ilet (Garnier, 2008).

En termes de dynamique, le suivi par GPS permanent mis en place par le BRGM en 2004 a permis de mettre en évidence une saisonnalité des vitesses de déplacement ainsi que l'absence de phase d'arrêt du glissement. Les vitesses de déplacement augmentent au cours de la saison des pluies et ralentissent pendant la saison sèche (Figure 1.25). L'accélération du glissement est d'autant plus importante que le cumul de pluie enregistré au cours de la saison des pluies est grand (Garnier, 2008). Les traitements de ces résultats (déplacements et pluviométrie) sont présentés dans plusieurs rapports réalisés par le BRGM (Belanger et Aunay, 2008; Garnier, 2008).

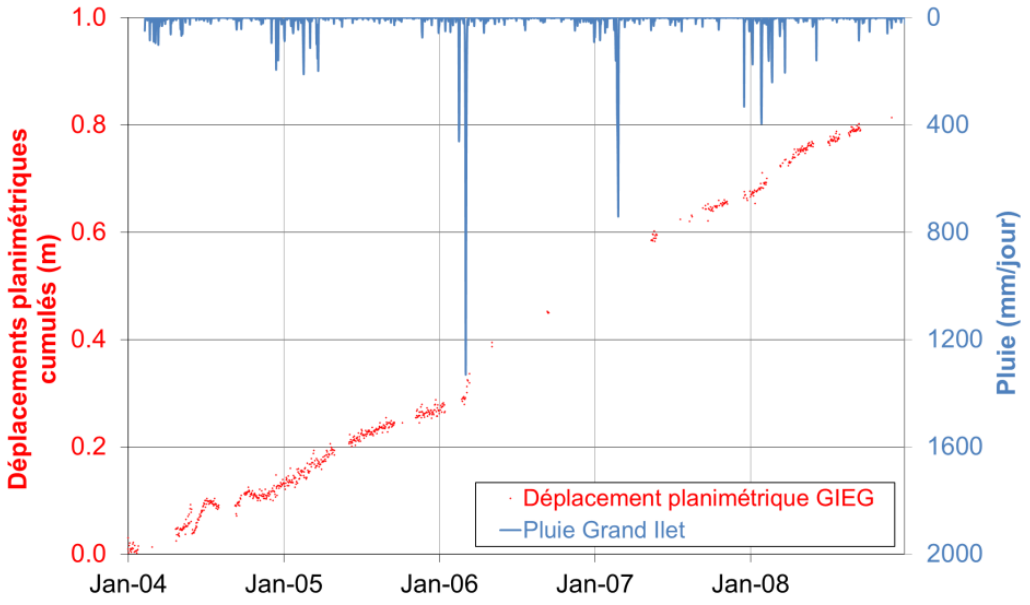


Figure 1.25 : Déplacements planimétriques cumulés journaliers enregistrés par le GPS permanent de l'Eglise (GIEG) et pluie journalière à la station météorologique de Grand Ilet entre janvier 2004 et décembre 2008.

4.2. Contexte géologique du glissement de Grand Ilet

a. Formations géologiques

Sur le secteur de Grand Ilet, trois principaux ensembles lithologiques peuvent être distingués (Figure 1.26) (Pinchinot, 1984; Arnaud, 2005; Lacquement et Nehlig, 2008) :

- Un substratum volcanique, constitué de coulées de laves associées à la phase I (volcanisme basaltique, Figure 1.26) ;
- Une unité bréchique appelée « unité intermédiaire » ou « brèches de Grand Ilet », issue de coulées de laves déformées (formations de Grand Ilet, Figure 1.26) ;
- Une unité constituée de formations détritiques superficielles (formation d'épandage, Figure 1.26).

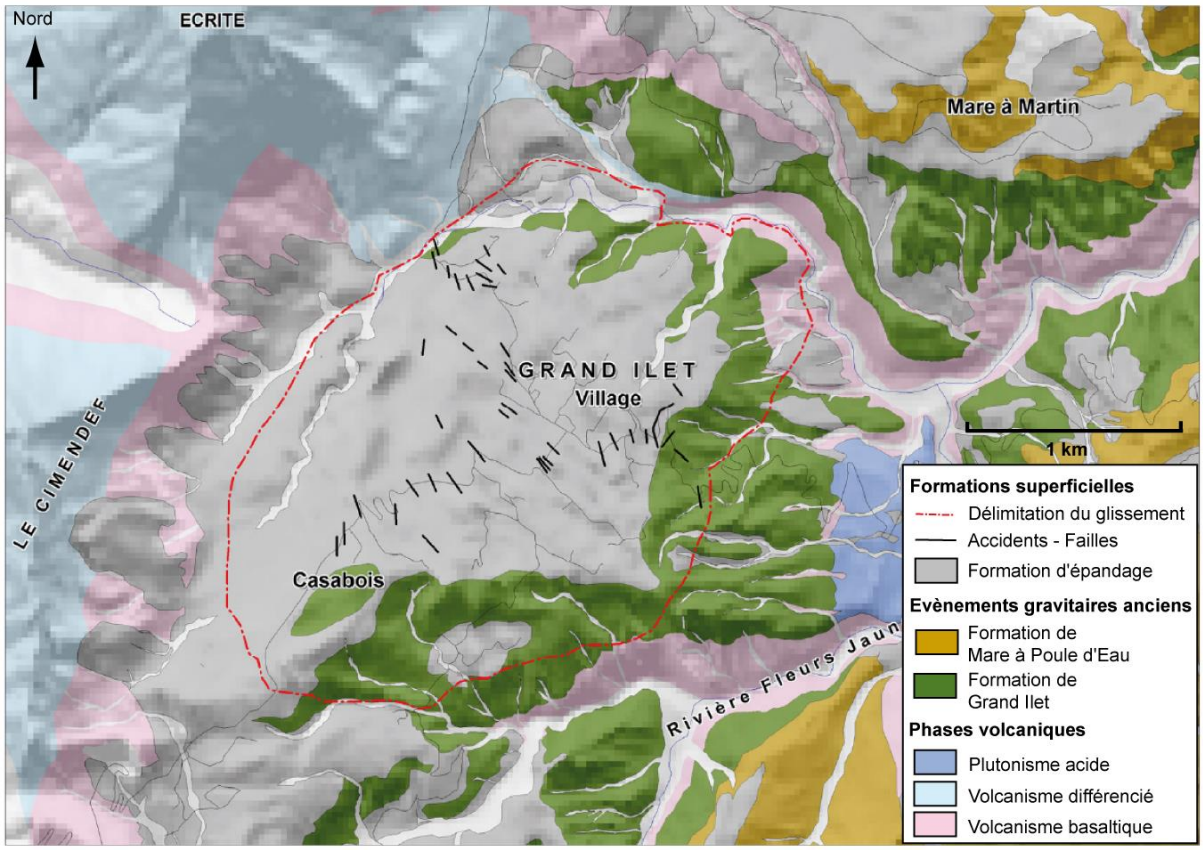


Figure 1.26 : Carte géologique simplifiée du secteur de Grand Ilet (Arnaud, 2005)

b. Le substratum

D'après Pinchinot (1984) le substratum peut être divisé en deux unités distinctes.

Le substratum zéolitisé comprend les océanites anciennes et la partie inférieure des océanites récentes (volcanisme basaltique, Figure 1.26). De nombreuses intrusions, de taille et de nature pétrographique variées, recoupent ces formations. Le pendage de ces intrusions montre également une forte variabilité.

Le substratum non-zéolitisé comprend la partie supérieure des océanites récentes et la série différenciée des remparts (volcanisme différencié, Figure 1.26). Il affleure uniquement dans les remparts dominant Grand Ilet.

c. Brèches de Grand Ilet (ou unité intermédiaire)

Selon Pinchinot (1984), les formations de l' « unité intermédiaire » présentent des lithologies similaires à celles du substratum. Elles se distinguent de ce dernier par une fissuration intense des coulées et des intrusions, avec des décalages souvent supérieurs au centimètre par le biais de fractures à jeu majoritairement normal. Les contacts lave/scories présentent des basculements importants lorsqu'ils sont préservés. Des formations argileuses sont observées à la base des brèches.
Pour Pinchinot, ces terrains dits intermédiaires sont issus du déplacement en masse de la partie supérieure du substratum. Ce déplacement, à l'origine de déformations intenses, aurait entrainé la détérioration des caractéristiques mécaniques du substratum. Les argiles décrites à la base des formations de l'unité intermédiaire sont interprétées comme le résultat d'une phase d'hydrothermalisation.

Les travaux plus récents interprètent l'« unité intermédiaire » de Pinchinot, renommée « brèches de Grand Ilet » comme les dépôts d'une avalanche de débris (Arnaud, 2005; Oehler et al., 2005; Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013). Selon Arnaud (2005), les brèches de Grand Ilet s'étendent sur une surface de 5,2 km² selon un allongement nord/nord-est. L'ensemble est de nature exclusivement basaltique (basaltes à olivine, océanites, basaltes aphyriques). La morphologie en bad-lands est une caractéristique majeure de cette unité, en raison de sa susceptibilité aux phénomènes d'érosion.
Deux grands types de faciès peuvent être individualisés dans cet ensemble. Un faciès « bloc à support clastique et à structure massive » se localise au niveau du plateau de Grand Ilet et de Mare-à-Martin. Il se compose de mégablocs d'origine lavique ayant subi une fracturation intense (stratigraphie originelle fantomatique et basculement important). Les dykes et les sills sont le plus souvent bréchifiés. Le « faciès mélangé » (Arnaud, 2005) est quant à lui un faciès gravier à support matriciel, à structure massive et à jigsaw-cracks. Il affleure essentiellement au sud et au nord-est du plateau de Grand Ilet. La stratification originelle des coulées n'est plus visible. Il comporte quelques mégablocs métriques, affectés par une fracturation intense (jigsaw-cracks). La texture de la matrice est généralement silteuse ou silto-sableuse, très localement silto-argileuse. L'agencement de ces deux faciès est complexe. Arnaud (2005) propose de parler de faciès à dominante bloc ou à dominante mélangée. La direction de mise en place proposée pour cette avalanche est nord/nord-est. Cependant, les indices de terrain utilisés pour déterminer cette direction ne sont pas détaillés par l'auteur. Une altération importante des différentes formations est remarquée, avec la présence quasi-systématique de chlorite et/ou de serpentine. Certains faciès sont décrits comme « totalement argilisés ». D'après part, une phase de zéolitisation antérieure à la mise en place de l'avalanche de débris de Grand Ilet est identifiée.
La présence de montmorillonite, analysée au rayon X, est soulignée par d'autres auteurs (Rançon, 1982; Pinchinot, 1984) : elle constitue 80 à 100% de la fraction inférieure à 2 µm (Delmas et Desvarreux, 1999).
Par ailleurs, les travaux les plus récents décrivent la présence de matériaux différenciés au sein des brèches de Grand Ilet (Chaput, 2013) sur un affleurement localisé des brèches.
En terme de géométrie, le faible pendage de la base des brèches de Grand Ilet (< 7°) est décrit à l'aide de coupe sériée (Pinchinot, 1984). Il est contraint par les points d'observation du contact à l'affleurement et par l'absence d'affleurement du substratum dans les dépressions du plateau.

d. Les formations détritiques de recouvrement

Dans cette unité sont rassemblées les formations volcaniques remaniées, meubles ou consolidées (Pinchinot, 1984). Ces matériaux sont le plus souvent polygéniques, et peuvent parfois contenir des matériaux issus des séries différenciées. Leur degré d'induration est très variable. D'après Pinchinot (1984), ces matériaux détritiques sont associés à des évènements très récents, postérieurs aux dernières phases d'activité du Piton des Neiges, et contemporains du creusement des cirques.

Dans cette unité sont rassemblés :

- les dépôts d'éboulis (cône d'éboulis de la ravine du Bélier) ;
- les alluvions anciennes (terrasse au-dessus du radier de Roche-Plate) ;
- les alluvions actuelles (rivière Fleur Jaune et ravine Roche-à-Jacquot) ;
- les dépôts de coulées boueuses (Roche-Plate).

La cartographie des formations détritiques de recouvrement est précisée par la carte géologique des 3 cirques (Lacquement et Nehlig, 2008). Ces travaux associent notamment les dépôts bréchiques à éléments différenciés, présents localement au toit des brèches de Grand Ilet, à l'avalanche de débris de Mare à Poule d'Eau. Une description précise de ces brèches est présentée dans la suite de ce rapport (en page 73). Pour Pinchinot (1984), ces formations sont issues de processus de déstabilisation locaux.

e. Les intrusions

Les intrusions de nature basique sont uniquement localisées dans le substratum. En revanche, des intrusions différenciées sont observées à la base des brèches de Grand Ilet, au niveau de la cascade Micheline. Ce sill, se prolongeant au niveau du pont sur la rivière Fleur Jaune (Pinchinot, 1984; Lacquement et Nehlig, 2008), est de type trachyte comenditique, d'après une analyse effectuée sur roche totale (Nativel, 1978). Les teneurs quantifiées en SiO_2, Na_2O et K_2O sont respectivement de 65,86 WT%, 6,25 WT% et 5,03 WT%. L'extension de ces intrusions trachytiques à la base des brèches de Grand Ilet n'est pas extrapolée sous le plateau de Grand Ilet par Pinchinot (1984). Elle est toutefois proposée dans les études plus récentes (Garnier, 2008).

4.3. Structure géologique interne du glissement

Différentes campagnes géophysiques ont été menées depuis 1984 sur le secteur de Grand Ilet. Les cibles de ces investigations sont variées, fonction du type d'étude menée (géothermie, hydrogéologie, risques naturels). Plusieurs forages ont par ailleurs été réalisés sur le plateau de Grand Ilet. Les méthodes d'investigation et les principaux résultats obtenus sont détaillés ci-après.

a. Investigations géophysiques des structures profondes

Plusieurs campagnes de géophysique ont été menées sur ce secteur dans le cadre de l'étude du potentiel géothermique du cirque de Salazie. La cible de ces campagnes étant les structures situées à des profondeurs de l'ordre de plusieurs kilomètres, les données obtenues ne renseignent pas sur la géométrie des formations à l'échelle du glissement. Les campagnes réalisées sont les suivantes :

- Acquisitions gravimétriques (Demange et al., 1984) ;
- Acquisitions magnétiques (Malengreau, 1995) ;
- Acquisitions électromagnétiques (Barthes et al., 1984).

b. Investigations géophysiques des structures à faible profondeur (< 300 m)

Sondages géoelectriques dans la rivière des Fleurs Jaunes

Dans le cadre de l'implantation de forages pour la prospection géothermique (Valentin, 1984), plusieurs sondages électriques ont été réalisés dans la ravine des Fleurs Jaunes, au niveau de la passerelle de Mare-à-Vieille Place/Mare-à Martin. Ils ont permis d'établir des résistivités moyennes pour plusieurs lithologies rencontrées (Tableau 1.6). La localisation précise des points de mesure n'a pas été retrouvée.
Bien que ces acquisitions soient géographiquement éloignées du secteur de Grand Ilet, les lithologies rencontrées sont relativement similaires entre les deux secteurs. Les gammes de résistivités obtenues pourront donc être réutilisées le cas échéant pour l'interprétation de nouvelles données de géophysique électrique.

Etude géophysique de Grand Ilet (SAGE)

Dans le but de préciser la structure géologique du plateau de Grand Ilet, un programme de reconnaissance géophysique et géotechnique a été lancé en 1999 par la Société Alpine de Géotechnique SAGE (Delmas et Desvarreux, 1999). Les travaux réalisés dans le cadre de cette étude sont les suivants :

- Observations géologiques et hydrogéologiques ;
- Essais d'identification et essai triaxial Cell-Test sur des échantillons prélevés dans la ravine Roche-à-Jacquot ;
- 10 profils sismiques réfraction de 120 m à 12 géophones et 5 tirs dont 2 offsets ;
- 40 sondages électriques comprenant 5 à 15 mesures (150 < ABmax < 450 m).

Pour les profils sismiques effectués, la profondeur d'investigation de la méthode utilisée est inférieure à 50 m. Cependant, les profils réalisés en pied de glissement dans la ravine Roche-à-Jacquot permettent de mettre en évidence des terrains caractérisés par des vitesses supérieures (3100 à 4200 m/s) à celles observées en surface dans les alluvions (1000 m/s). Ces vitesses en profondeur sont associées par SAGE au substratum rocheux. La

profondeur de l'interface serait comprise entre 10 et 25 m sous la surface du sol au droit de la ravine Roche-à-Jacquot.

Par ailleurs, les profils réalisés au centre du plateau mettent en évidence une interface à des profondeurs comprises entre 2,5 et 25 m. Pour SAGE, cette interface est interprétée comme étant le mur des brèches de Grand Ilet. Les vitesses caractérisées pour les terrains superficiels sont comprises entre 400 et 1000 m/s. Pour les brèches de Grand Ilet, elles sont de l'ordre de 2000 à 2500 m/s. La méthode d'investigation utilisée n'a pas permis d'imager le toit du substratum rocheux. Cette interface se situe donc par défaut à une profondeur supérieure à 50 m à la verticale des secteurs investigués.

Les sondages électriques réalisés possèdent des profondeurs d'investigations variant entre 50 et 150 mètres. 4 classes de résistivités (ρ) ont été distinguées selon la nature des lithologies et la saturation du massif (Tableau 1.6).

L'interface la plus profonde imagée correspond au toit des formations argileuses de la base des brèches de Grand Ilet. D'après l'interprétation des sondages par SAGE, la méthode utilisée n'a pas permis d'imager le toit du substratum rocheux, en raison de faibles contrastes de résistivité entre le substratum et les formations argileuses de la base des brèches de Grand Ilet.

Campagne magnétique (Hydroexpert)

Dans le cadre du Programme Départemental de Recherche en Eau, une campagne de mesure par résonnance magnétique des protons (RMP) a été réalisée par la société Hydroexpert (Lacoste et Daessle, 2003) sur le secteur de Grand Ilet. Selon les données disponibles dans le rapport, les conditions d'acquisition difficiles n'auraient pas permis d'obtenir les résultats pertinents.

- « Les conditions climatiques mauvaises ayant régné lors de la campagne ont été fortement défavorables aux mesures » ;
- Le 50 Hz et ses harmoniques liés au réseau électrique ont perturbé plusieurs points de mesures ;
- Les lithologies volcaniques augmentent sensiblement le bruit de fond naturel.

Sur la base des résultats ayant pu être interprétés, plusieurs coupes géologiques et hydrogéologiques ont été établies. Cependant, compte tenu des conditions très défavorables lors des mesures (pluie et bruit de fond), le rapport de synthèse souligne que « les résultats obtenus sont à considérer comme des indicateurs ». Les résultats sont très peu valorisés dans le rapport, témoignant probablement des fortes incertitudes y étant associées. Sur la base de ce constat, il convient de limiter l'utilisation de ces résultats pour l'étude géologique et hydrogéologique du secteur.

Etude	Valentin, 1984	SAGE, 1999	SAGE, 1999
Méthode	Electrique	Electrique	Sismique réfraction
Secteur	Rivière des Fleurs Jaunes	Grand Ilet / ravine Roche-à-Jacquot	Grand Ilet / ravine Roche-à-Jacquot
Formation géologique	**ρ en Ω.m**	**ρ en Ω.m**	**v en m/s (ondes longitudinales)**
Brèches indurées, zéolitisées, hydrothermalisées	$25 < \rho < 35$	-	-
Basaltes altérés hydrothermalisés et fissurés	$45 < \rho < 60$	-	$3100 < v < 4200$
Alluvions fines saturées	$80 < \rho < 100$	-	-
Formations argileuses de la base des brèches de Grand Ilet	-	$\rho < 100$	-
Brèches de Grand Ilet saturées		$100 < \rho < 200$	
Brèches de Grand Ilet non-saturées	-	$200 < \rho < 500$	$2000 < v < 2500$
Alluvions grossières saturées	$150 < \rho < 200$	-	-
Alluvions récentes non-saturées	$200 < \rho < 400$	500	$400 < v < 1000$

Tableau 1.6 : Synthèse des résultats des prospections géophysiques électriques et sismiques d'après les études historiques sur le secteur de Grand Ilet

c. Forages

Description des piézomètres

Le plateau de Grand Ilet est équipé d'un réseau de huit piézomètres (Figure 1.27). Ils ont été réalisés dans le cadre de la mission d'expertise géologique pour l'opération de "finalisation des études préliminaires sur le plateau de Grand Ilet et de travaux de correction torrentielle de la Ravine de la Roche à Jacquot", commanditée par la commune de Salazie. La réalisation des forages avait pour objectif d'obtenir des informations géotechniques, géologiques et hydrogéologiques sur le secteur.

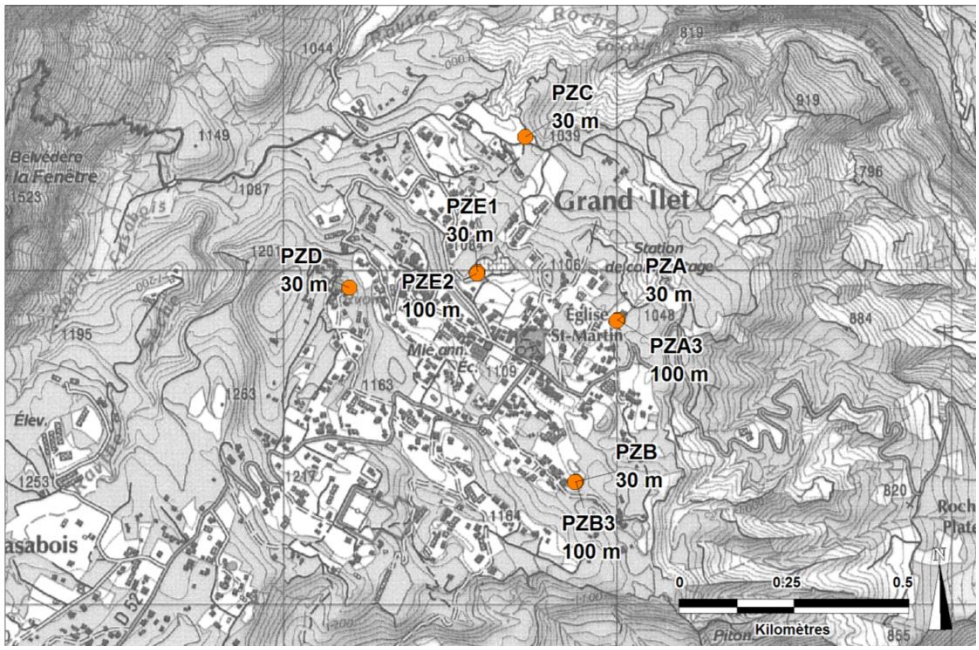


Figure 1.27 : Localisation des piézomètres sur le secteur de Grand Ilet

Les travaux de foration (FORINTECH) ont été répartis sur deux périodes. De décembre 2004 à mars 2005, 5 piézomètres de 30 m (PZC, PZA, PZB, PZD, PZE1) et un sondage de 100 m (PZE2) équipé en piézomètre. De mai à juin 2006, deux autres sondages de 100 m (PZB3, PZA3) équipés en piézomètres ont été réalisés.

Tous les piézomètres sont équipés en tubes PVC de diamètre 104/114 vissés. Les trois piézomètres de 100 m sont crépinés sur les 50 derniers mètres. Les piézomètres de 30 m sont crépinés à partir d'une profondeur de 3 m sous la surface du sol. Un massif filtrant constitué de graviers de diamètre 4 à 6 mm a été mis en place dans l'espace annulaire en vis-à-vis des crépines. Un sabot est également installé en pied pour l'ensemble des piézomètres.

Les piézomètres profonds (100 m) sont couplés avec des piézomètres de 30 m (distance inter piézomètre inférieure à 10 m).

Analyse géologique des sondages

L'interprétation géologique des coupes géologiques de forages a été réalisée par le bureau d'étude Antea (Antémi, 2007), d'après les indications des foreurs (coupe géologique FORINTECH) et en l'absence des cuttings.

Pour l'ensemble des forages, les 15 à 20 premiers mètres de profondeur sont constitués de limons marron et petits blocs, peu compacts. Cette première formation est associée aux dépôts détritiques superficiels, identifiés

par toutes les études géologiques ayant porté sur le secteur. Sous ces formations est observée une succession de niveaux de brèches plus ou moins compactes, limoneuses ou sableuses, « grises ou marron ». Cet ensemble hétérogène est rattaché aux brèches de Grand Ilet. D'après les coupes géologiques des ouvrages, le substratum rocheux semble avoir été atteint pour les forages PZA3 et PZB3, respectivement à 86,5 m/sol et 80 m/sol (Antémi, 2007). Les coupes géologiques ont été comparées aux profils électriques de SAGE et aux sondages RMP d'Hydroexpert par Antea (Antémi, 2007). Les résultats RMP ne sont pas apparus corrélables aux coupes géologiques. L'hétérogénéité des résistivités rencontrées est associée aux hétérogénéités lithologiques décrites sur les coupes. Les différents faciès n'ont pas pu être clairement associés aux gammes de résistivités.

4.4. Mécanisme de glissement

a. Rôle de la géologie

Le contact entre les brèches et le substratum est proposé comme surface privilégiée de décollement par plusieurs auteurs (Delmas et Desvarreux, 1999; Garnier, 2008).

Pour Pinchinot (1984), l'apparition de mouvements de grande ampleur est rattachée à la présence de montmorillonite. Ce minéral, issu de phases d'hydrothermalisation, aurait favorisé la formation d'une zone de détachement entre deux unités de substratum distinguées l'une de l'autre par leur degré d'altération. La présence de montmorillonite (qui est une argile gonflante) au niveau de cette surface jouerait le rôle de « couche savon ».

Du fait du manque d'information sur l'extension du sill différencié sous le glissement, cette intrusion est rarement considérée comme un facteur de déstabilisation du glissement à Grand Ilet.

b. Rôle des eaux souterraines

En remarquant l'accélération des déplacements suite aux précipitations cycloniques de Hyacinthe en 1980, Pinchinot (1984) est le premier à évoquer le lien entre les eaux souterraines et les vitesses de déplacement du glissement de Grand Ilet. Ce lien est ensuite systématiquement évoqué par les études plus récentes. Toutefois, les mécanismes invoqués sont différents selon les auteurs.

Pour Pinchinot (1984), l'apport d'eau souterraine à la base de l'unité intermédiaire a pour conséquence le gonflement des argiles (montmorillonites), engendrant une accélération des déplacements.

Dans les travaux plus récents, l'hypothèse d'une mise en pression hydraulique de la surface de cisaillement est privilégiée (Garnier, 2008). Cette hypothèse est renforcée par l'identification d'une saisonnalité des déplacements. L'accélération du glissement apparait fortement rattachée aux précipitations sur la surface de glissement. Les auteurs associent alors l'infiltration des eaux de pluies dans les brèches de Grand Ilet au contrôle des vitesses. La réactivité rapide des déplacements aux pluies est par ailleurs remarquée. Pour expliquer ce phénomène, l'hypothèse d'une infiltration des eaux superficielles par le biais de réseaux de fissures est émise (Garnier, 2008). Toutefois, l'absence de données hydrogéologiques (débit de source, piézométrie) n'a pas permis à l'auteur d'étayer cette hypothèse. La persistance du déplacement en période sèche est expliquée par la capacité de la masse instable à glisser de façon purement gravitaire (Garnier, 2008).

c. Rôle de la ravine Roche-à-Jacquot en pied de glissement

La ravine Roche-à-Jacquot, incisée sous l'interface brèches / substratum en aval de la cascade Micheline exclut l'éventualité de l'influence d'une butée de pied dans la partie est du pied de glissement. Dans la partie nord-est (en amont de la cascade Micheline), les dépôts alluviaux de la ravine Roche-à-Jacquot sont de faible épaisseur (5 à 20 mètres). Malgré cette différence de contexte, les vitesses des panneaux sont identiques en amont et en aval de la cascade Micheline. Sur la base de ces résultats, l'influence de la butée de pied sur les déplacements en amont de cette cascade est généralement minimisée (Antémi et Chambat, 2003; Garnier, 2008).

4.5. Synthèse

L'extension géographique des formations, et en particulier celle des brèches de Grand Ilet, est précisément documentée par Pinchinot (1984). Les désordres créés lors du cyclone Hyacinthe en 1980 ont permis des

conditions d'affleurements exceptionnelles pour ce secteur. De fait, l'extension des formations géologiques du plateau, et notamment celle des intrusions et des brèches de Grand Ilet est aujourd'hui bien contrainte.
En revanche, la géométrie du contact entre les brèches de Grand Ilet et leur substratum sous le glissement est actuellement mal connue.

La synthèse des études géophysiques historiques permet d'établir les gammes de résistivité pour les grands ensembles lithologiques du secteur. Les coulées (zéolitisées et hydrothermalisées) ainsi que les brèches anciennes indurées constituent des terrains conducteurs pour les prospections géophysiques électriques ($\rho < 60$ Ω.m). Du fait de ce faible contraste de résistivité, les méthodes électriques n'apparaissent pas pertinentes pour imager la base des brèches de Grand Ilet. Au regard des résultats obtenus par les prospections sismiques réfraction, cette méthode s'avère plus adaptée.
D'une manière générale, les résultats synthétisés mettent en évidence que l'interface brèches de Grand Ilet / substratum se situe à une profondeur supérieure à 50 mètres au centre du glissement. La géophysique électrique tend à montrer une extension importante du faciès argileux des brèches de Grand Ilet, se traduisant par la présence d'un conducteur généralisé à la base des profils.
Concernant les piézomètres, les coupes géologiques des ouvrages semblent pouvoir apporter des informations sur la structure et l'hydrogéologie du glissement :

- Le substratum est apparemment atteint dans deux des ouvrages ;
- Des niveaux piézométriques sont mesurés dans chaque forage profond de 100 m de profondeur.

Le suivi des déformations par le réseau de bornes géodésiques, puis par GPS permanents, a permis de mettre en évidence la continuité des mouvements dans le temps (pas de phase d'arrêt du glissement) et le rôle des épisodes pluvieux cycloniques sur l'accélération des vitesses. Par conséquent, le rôle important des eaux souterraines dans le mécanisme de glissement est suggéré par la plupart des auteurs. Toutefois, en raison du manque de connaissances sur l'hydrogéologie de ces formations, les processus mis en jeux doivent être précisés pour mieux comprendre les facteurs de contrôle de l'instabilité.

5. Etat des connaissances sur le glissement de Mare à Poule d'Eau

5.1. Activité du glissement

Les données acquises par le Service des Routes du Conseil Général de La Réunion pour le suivi de la RD48, et par le BRGM dans le cadre du projet MvTerre1 (Belanger et Aunay, 2008; Garnier, 2008; Garnier et Lucas, 2008), permettent de caractériser l'évolution spatiale des vitesses de déplacements en surface. Deux réseaux de mesures ont été mis en place au cours de ces études :

- Un réseau de suivi spatial des déplacements constitué de bornes géodésiques, dont la position est relevée 1 à 2 fois par an à l'aide d'un GPS différentiel (précision de la mesure planimétrique inférieure au centimètre) ;
- Un réseau de suivi temporel des déplacements au pas de temps journalier à l'aide d'un GPS différentiel permanent installé sur le glissement.

L'ensemble de ces mesures a permis d'individualiser deux grandes masses en mouvement : les glissements d'Ilet-à-Vidot et de Mare à Poule d'Eau sont distingués. Ils sont séparés par la ravine Bras Sec (Figure 1.15). Une niche d'arrachement d'une centaine de mètres de haut sur 1,5 km de long limite la zone en mouvement au sud.

Les vitesses moyennes annuelles sur la période 2003-2007 pour le secteur de Mare à Poule d'Eau sont comprises entre 93,5 cm/an (compartiment amont) et 167,1 cm/an (compartiment aval), avec une direction de déplacement essentiellement vers le nord (Garnier et Lucas, 2008).

Comme pour Grand Ilet, une compartimentation en plusieurs panneaux est proposée pour expliquer cette évolution des vitesses. Les limites de panneaux sont proposées en utilisant les traits géomorphologiques majeurs de la surface du glissement (Figure 1.29). La composante en tassement est variable selon les bornes de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres par an. La direction tridimensionnelle des déplacements est probablement contrôlée par la géométrie de la zone de cisaillement basale du glissement (Cruchet, 2000). L'utilisation des méthodes d'interférométrie radar et corrélation d'images a permis de valider l'extension géographique de la zone en mouvement (Delacourt et al., 2009).

Pour le secteur d'Ilet-à-Vidot, les vitesses sont comprises entre 4,2 cm/an au niveau de la zone amont, et 19,3 cm/an dans la zone aval (vitesses moyennes annuelles sur la période 2003-2007). La direction de déplacement mise en évidence varie entre N20° et N333°. Une augmentation des vitesses est constatée du sud vers le nord.

Les manifestations en surface de ces mouvements de terrain sont principalement identifiées au niveau de la route départementale RD48. De nombreuses fissures en extension y sont en effet observées et nécessitent des travaux de réaménagements réguliers. L'apparition de ces fissures est principalement localisée à proximité des limites de panneaux.

Le suivi par GPS permanent a permis de préciser l'évolution temporelle des vitesses de déplacement au cours de la période 2003-2007 (Figure 1.28). Comme pour le glissement de Grand Ilet, les vitesses de déplacements augmentent brutalement suite aux épisodes pluvieux cycloniques. Un ralentissement des déplacements suit ces

accélérations jusqu'à la fin de la saison sèche. Cette dynamique a été largement décrite dans les différentes études menées sur ce secteur (Arnaud, 2005; Belanger et Aunay, 2008; Garnier et Lucas, 2008).

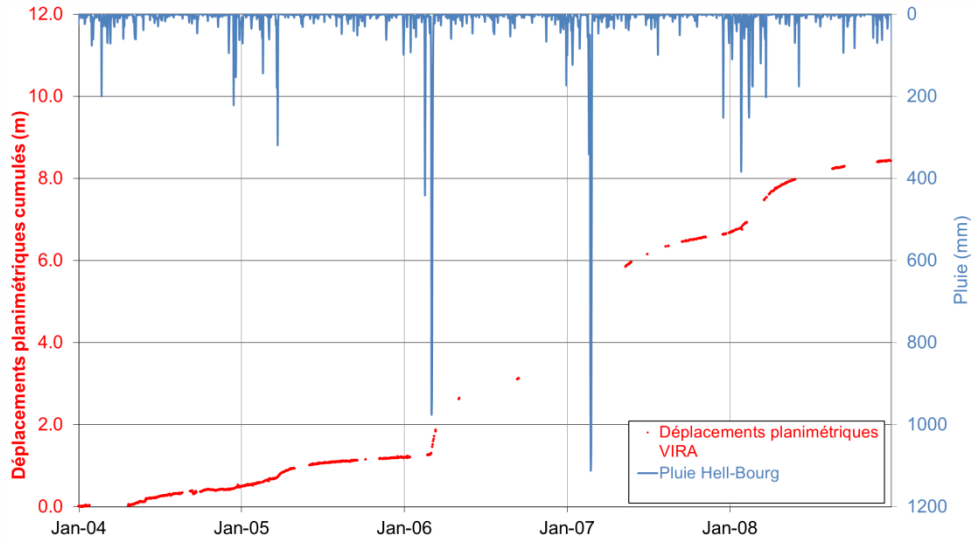


Figure 1.28 : Déplacements planimétriques cumulés journaliers enregistrés par le GPS permanent de Viraye (VIRA) sur le glissement de Mare à Poule d'Eau, et pluie journalière à la station météorologique d'Hell-Bourg entre 2004 et 2008.

5.2. Contexte géologique du glissement de Mare à Poule d'Eau

Le secteur du glissement de Mare à Poule d'Eau a fait l'objet de plusieurs études géologiques. Les données cartographiques sont issues des travaux d'Arnaud (2005) et du projet de recherche MVTerre1 (Garnier et Lucas, 2008) mené par le BRGM de 2003 à 2008. Quatre grands ensembles lithologiques (Figure 1.29) sont individualisés (Arnaud, 2005; Garnier et Lucas, 2008).

- Le substratum constitué de brèches basiques appelées « brèches noires » ;
- Les brèches à basaltes différenciés (brèches de Mare à Poule d'Eau) ;
- Les formations superficielles du plateau ;
- Les séries des remparts, avec à la base les coulées de lave du stade basique, et au sommet les coulées de lave du stade différencié.

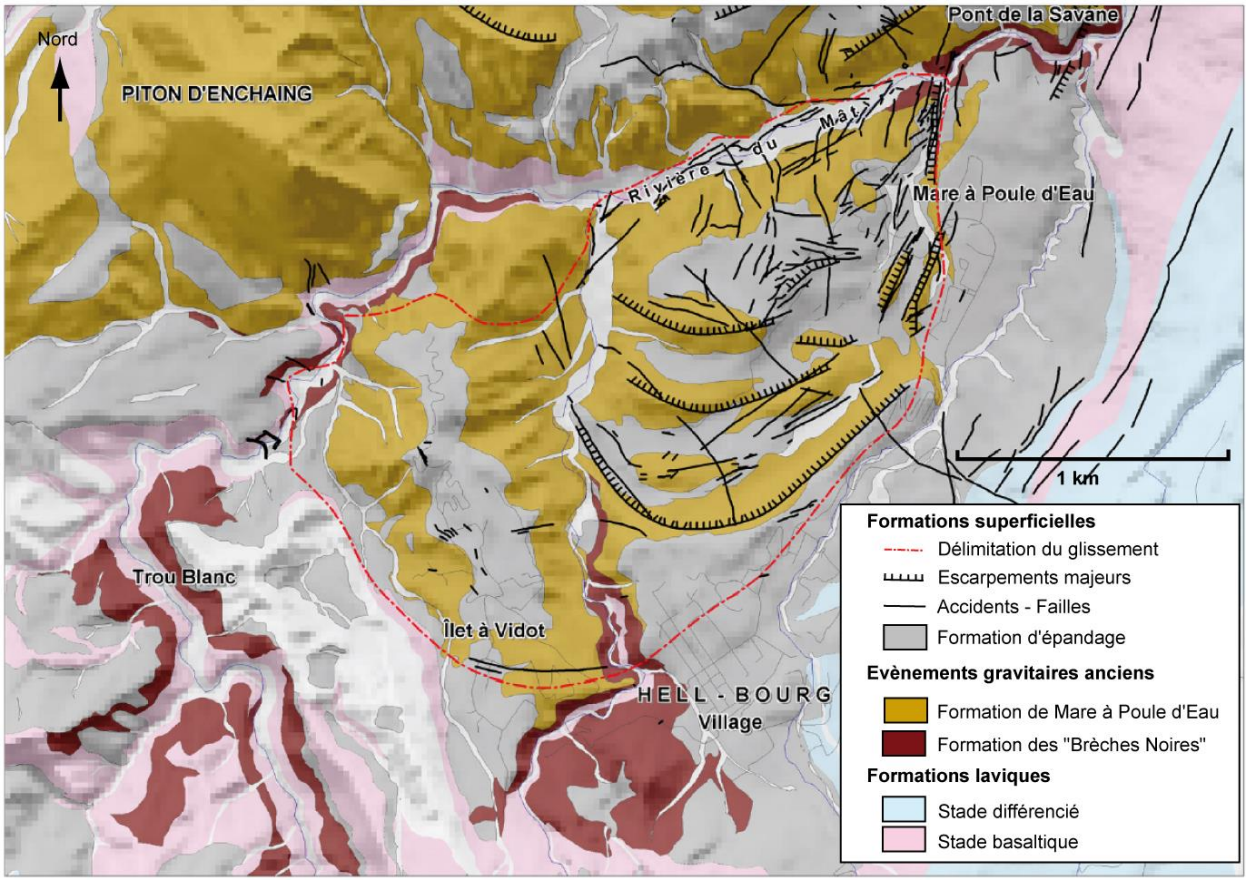


Figure 1.29 : Carte géologique simplifiée du secteur de Mare à Poule d'Eau (Arnaud, 2005).

a. Le substratum du glissement

Le substratum est constitué de brèches anciennes (Billard et Vincent, 1974) fortement zéolitisées et hydrothermalisées. Ce sont des brèches matricielles grossières, compactes, remaniant le plus souvent des éléments de séries anciennes zéolitisées (Chevalier, 2003; Arnaud, 2005). La déformation souvent importante des clastes est caractéristique de cette unité. Ces brèches sont appelées « brèches noires » dans la littérature (Arnaud, 2005; Famin et Michon, 2010; Chaput, 2013). Cette formation montre généralement une grande cohérence associée à une faible érodabilité (falaises verticales dans la morphologie).

Un faciès massif affleure au pont de la Savane (Figure 1.29) et dans la rivière du Mât en amont de la confluence rivière du Mât / Ravine Sèche. Il affleure également dans la rivière du Mât au toit du corps gabbroïque.

Pour Chevalier (2003) et Arnaud (2005), le faciès massif de ces brèches noires tend à évoluer verticalement vers un faciès argileux et plus déformé au toit de la formation. Ce sont des brèches matricielles compactes dont les éléments sont généralement de taille réduite. La matrice est fréquemment argileuse plastique.

b. Les brèches de Mare à Poule d'Eau

Les brèches de Mare à Poule d'Eau occupent la partie orientale du cirque de Salazie, couvrant une surface d'environ 12 km² (Lacquement et Nehlig, 2008). Ce sont essentiellement des dépôts de blocs à dominante clastique et à jigsaw-cracks. L'ensemble des brèches de Mare à Poule d'Eau est décrit comme complexe (Chevalier, 2003). Il est caractérisé par deux grands types de faciès (Arnaud, 2005) :

- Un faciès préservé dont les structures volcaniques sont observables. Les alternances de coulées laviques mugéaritiques avec des niveaux scoriacés rougeâtres sont clairement reconnaissables, malgré un taux de fracturation important. Le stratotype de ce faciès affleure au lieu-dit « fond de rond-point » ;
- Un faciès mélangé, non lité (les alternances ne sont plus observables), plus matriciel et plus polygénique. Il est surtout présent à l'extérieur de la zone d'étude.

Plusieurs stades de déformation intermédiaire sont observés entre ces deux pôles.

Ce sont ces brèches qui sont affectées par les glissements de grande ampleur sur le secteur sud du cirque de Salazie (Mare à Poule d'Eau et Ilet à Vidot).

c. Les séries des remparts

La base des séries des remparts est constituée par des coulées de lave du stade basique. La partie supérieure des remparts est quant à elle formée d'un empilement de coulées de lave du stade différencié, associées à la série de Bélouve.

d. Les formations superficielles

Des dépôts de démantèlement récents d'épaisseur inférieure à 10 mètres sont présents en recouvrement sur l'unité des brèches de Mare à Poule d'Eau. Ces dépôts sont essentiellement des colluvions. Plus localement, des dépôts de coulées de débris sont identifiés. D'une manière générale, la répartition spatiale et l'épaisseur de ces formations superficielles est plus limitée que pour le glissement de Grand Ilet.

5.3. Structure géologique profonde

Contrairement au glissement de Grand Ilet, aucune investigation visant à caractériser les formations présentes en sub-surface n'a été réalisée sur ce secteur. Seules les données issues de la cartographie géologique peuvent être utilisées pour contraindre la géométrie des différentes formations. Sur la base de l'extrapolation des informations cartographiques, un schéma conceptuel géologique (Figure 1.30) est proposé sous la forme d'une coupe orientée nord-ouest / sud-est (Garnier et Lucas, 2008). En raison de la présence d'affleurements de brèches noires argileuses en pied de glissement et en amont de la Ravine Sèche, une extension généralisée de la formation est supposée.

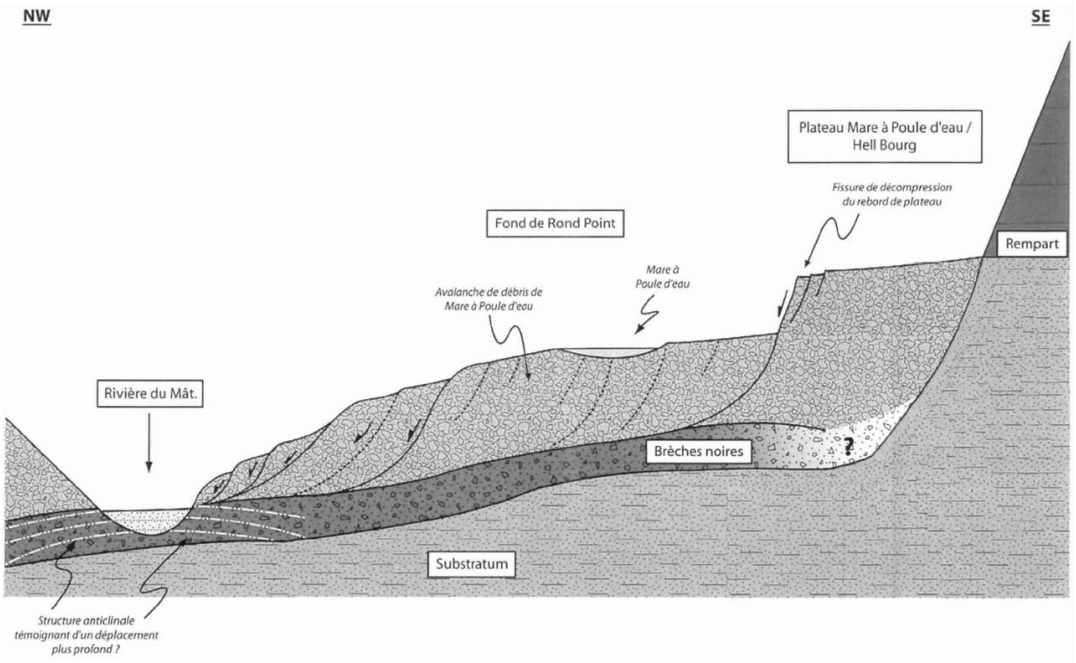


Figure 1.30 : Coupe géologique interprétative du glissement de Mare à Poule d'Eau (Garnier et Lucas, 2008).

5.4. Mécanisme de glissement

a. Rôle de la géologie

L'origine du glissement de terrain est rattachée au contexte géologique par l'ensemble des auteurs. Le rôle des formations de brèches noires à la base du glissement semble être un facteur important des mécanismes de glissement. La présence de nombreux plans striés dans ces brèches indique qu'elles sont le siège d'une déformation intense. Le caractère argileux et fortement altéré de ce niveau a permis de supposer des propriétés mécaniques particulières, conférant à cette couche le rôle de « couche savon » (Cruchet, 2000; Arnaud, 2005; Garnier et Lucas, 2008).

Une modélisation analogique du glissement de Mare à Poule d'Eau a été réalisée pour apporter des éléments de réflexion sur les mécanismes de glissement et de déformation (Arnaud, 2005). Dans ce travail, une couche de silicone est utilisée pour représenter physiquement la couche savon. D'après l'auteur, les propriétés ductiles de ce matériau lui permettent de se comporter de façon analogue à un niveau géologique argileux. Les brèches de Mare à Poule d'Eau et les formations superficielles sont représentées par un mélange de sable et de plâtre. La présence d'eau souterraine n'est pas intégrée au modèle.

Sur la plupart des modèles, une compartimentation apparait avec des vitesses croissantes de l'amont vers l'aval. Les résultats obtenus en termes de déformation sont donc comparables aux caractéristiques géomorphologiques du glissement de Mare à Poule d'Eau. En outre, plusieurs conclusions peuvent être soulignées (Figure 1.31) :

- Les modèles les plus rapides sont ceux ayant l'inclinaison générale de la base du glissement la plus forte. En moyenne 20% d'augmentation de la pente entraine une augmentation des vitesses moyennes de 5% ;
- La déformation de surface se localise dans la zone amont du glissement, avec la formation de horst et de graben, et migre vers l'aval au cours du temps ;
- Des fronts de chevauchement apparaissent pour certains modèles au pied du glissement ;

- La majorité des failles normales les plus développées ont un pendage orienté vers l'amont du glissement (demi-graben) ;
- Les failles normales évoluent en système de horst et graben.

Les annotations A à E correspondent aux différents stades d'évolution du modèle au cours de 10 heures d'expérimentation.

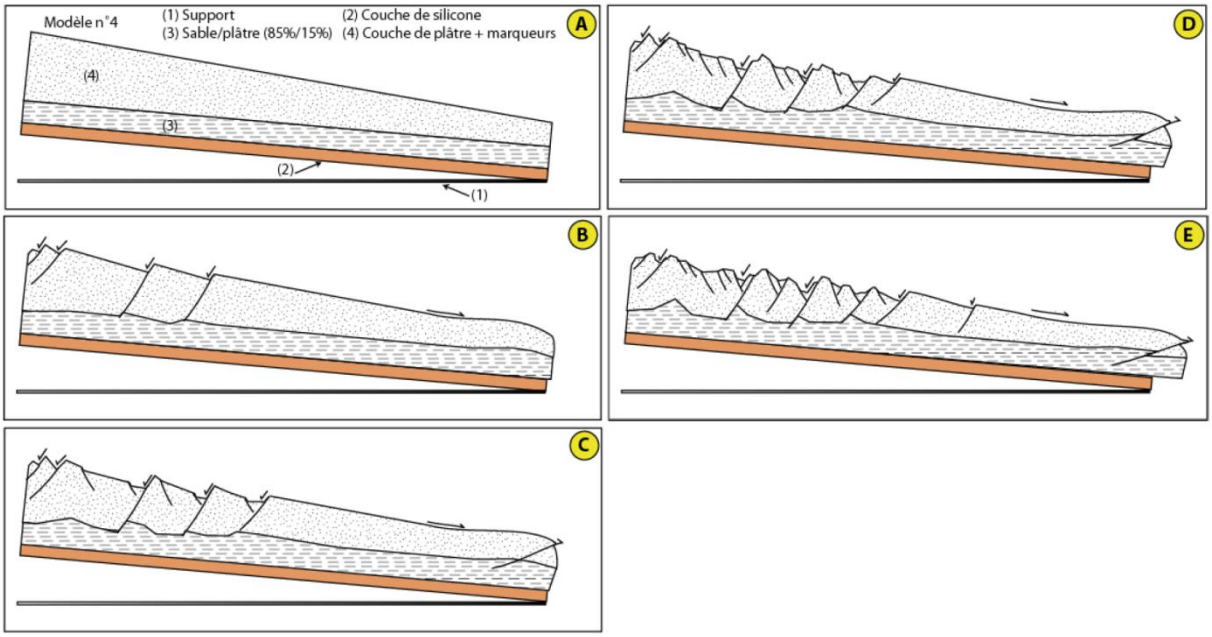


Figure 1.31 : Schématisation et évolution des structures du modèle analogique du glissement de Mare à Poule d'Eau (milieu du modèle) (Arnaud, 2005).

Les limites du modèle analogiques sont nombreuses. Entre autre, les eaux souterraines ne sont pas prises en compte dans les mécanismes de glissement. La capacité à glisser est ici purement gravitaire. Cependant, ce modèle apporte de nombreuses informations devant être prises en considération sur l'agencement des structures faillées dans ce type de glissement, à la fois dans le temps et dans l'espace.

b. Rôle des eaux souterraines

Le constat du rôle évident de la pluviométrie, et par conséquent des eaux souterraines, sur les vitesses de déplacement est fait de manière générale (Cruchet, 2000; Cruchet et Auber, 2003; Arnaud, 2005; Garnier et Lucas, 2008). Le processus principal évoqué pour expliquer ces accélérations est la mise en pression de la surface de cisaillement basale. Comme pour Grand Ilet, l'existence d'une infiltration par le biais d'un réseau de fissures est suggérée pour expliquer la réactivité rapide des déplacements suite aux épisodes pluvieux. Des apports plus lents vers la surface de cisaillement sont supposés (aquifères perchés à vidange lente, vidange de mares sur les plateaux) pour expliquer la poursuite de l'activité du glissement après la saison des pluies. En l'absence de données hydrogéologiques, et en particulier d'observations et de mesures de terrain, ces hypothèses ne sont pas étayées. Néanmoins, le traitement des chroniques de pluviométrie et de déplacement a permis de déterminer un seuil de pluviométrie de 1200 mm par saison des pluies pour générer une accélération détectable du glissement (Belanger et Aunay, 2008). Par ailleurs, les modélisations effectuées à l'aide du logiciel Tempo montrent l'existence d'une relation linéaire entre la quantité de pluie précipitée sur le glissement et les vitesses de déplacement. La méthodologie employée est détaillée dans les travaux de Belanger et Aunay (2008).

c. Rôle de la rivière du Mât en pied de glissement

La présence de la rivière du Mât au front du glissement empêche la formation d'une butée de pied. L'action érosive de cette rivière permet en effet de limiter l'accumulation de matériaux glissés. Sur plusieurs secteurs, les formations de brèches noires, constituant la semelle du glissement, sont visibles à l'affleurement dans le lit de la rivière du Mât. Par conséquent, aucun obstacle naturel ne permet de limiter la déstabilisation du versant en aval.

5.5. Synthèse

Les investigations menés sur le glissement de Mare à Poule d'Eau jusqu'à ce jour permettent de bien caractériser son contexte géologique. Le rôle des brèches noires comme « couche savon » est bien identifié, à la fois par les observations de terrain et par la modélisation analogique (Arnaud, 2005). Par ailleurs, en l'absence de forage et d'investigations géophysiques, sa structure interne n'est pas contrainte.

L'extension des zones affectées par les mouvements de terrain sont individualisées à l'aide de la caractérisation spatiale des déplacements par les réseaux de bornes géodésiques, des approches géomorphologiques et du traitement d'images satellites. La mise en place de réseaux de GPS permanents depuis 2003 apporte de nouvelles connaissances sur la dynamique de ces déplacements. Comme pour le secteur de Grand Ilet, la dynamique observée du glissement et la présence de sources en pied tendent à démontrer l'influence des eaux souterraines sur les accélérations du glissement.

6. Conclusion

6.1. Rôle des eaux souterraines dans les mécanismes de glissement

L'état de l'art réalisé permet de mettre en évidence le rôle primordial des eaux souterraines, associé à celui de la gravité, sur le fonctionnement des glissements de terrain. La pression de fluide dans le massif est un facteur important de la stabilité d'un versant : l'augmentation de cette pression peut induire un dépassement du seuil de stabilité, en réduisant la contrainte effective. La connaissance de l'hydrogéologie des glissements est par conséquent une étape essentielle pour la compréhension les processus régissant leur activité et l'amélioration de la gestion du risque.

6.2. Fonctionnement hydrogéologique des glissements de terrain

Les glissements constituent généralement des aquifères complexes. Cette complexité est due à l'hétérogénéité spatiale et temporelle du champ de perméabilité, à la géométrie de ces aquifères en lien avec leur héritage géologique, et à leur intégration dans des hydrosystèmes plus étendus.

La distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques apparait tout d'abord fonction de la nature des matériaux mobilisés par le glissement pouvant être initialement hétérogènes. L'activité du glissement peut ensuite modifier ces propriétés, en créant par exemple des zones de perméabilité plus forte (secteurs en extension) ou plus faible (secteurs en compression). Ces phénomènes peuvent intervenir à différentes échelles de temps au cours de l'histoire du glissement.

Par ailleurs, en raison des difficultés inhérentes aux fortes épaisseurs de matériaux mobilisés, l'hydrogéologie des glissements de terrain de grande ampleur nécessite la mise en œuvre de méthodologies parfois innovantes. Entre autres, l'hydrochimie constitue dans ces cas particuliers une méthode performante pour reconstituer les écoulements dans les versants et caractériser les interactions entre les eaux souterraines et leur déformation.

Par ailleurs, les climats tropicaux humides présentent des conditions environnementales favorables à la genèse des glissements de terrain de grande ampleur. Malgré ce constat, les connaissances fondamentales sur le fonctionnement hydrogéologique des grands glissements dans ce contexte climatique sont peu nombreuses.

6.3. Etat des connaissances sur les glissements de grande ampleur à La Réunion

Dans le contexte réunionnais, les grands glissements de terrain du cirque de Salazie ont été étudiés à partir de 1980. L'activité continue de ces glissements et leur accélération suite aux épisodes pluvieux cycloniques ont permis de supposer l'influence des eaux souterraines sur leur vitesse de déplacement. Cependant, les connaissances hydrogéologiques sur les aquifères de glissement à La Réunion sont limitées à des observations ponctuelles sur plusieurs sites, répartis dans les cirques de Salazie et de Cilaos. Dans ce cadre, le forage profond de la commune de Cilaos constitue une source d'information de première importance pour décrire le milieu aquifère des brèches. Il met en évidence un aquifère transmissif, ayant pour mur un substratum de coulées dans lequel les circulations d'eau apparaissent très limitées. L'analogie avec le contexte de Grand Ilet permettra d'étayer le modèle conceptuel hydrodynamique des glissements du cirque de Salazie. Par ailleurs, l'existence de

nappes pérennes au sein des brèches et le contexte géomorphologique à fort taux d'incision par les cours d'eau permettent d'identifier la majorité des points de sorties des eaux souterraines pour le secteur de Grand Ilet. Ces caractéristiques en font un site pilote d'intérêt pour permettre la mise en place d'un réseau de suivi des eaux de surface et des eaux souterraines. Les vitesses de déplacements relativement faibles permettent d'envisager un suivi à moyen terme avec un risque modéré de destruction des installations. Le site de Mare à Poule d'Eau semble moins adapté à la mise en place de ce type de réseau, en particulier en raison de l'absence de piézomètre d'observation.

Chapitre 2. STRATEGIE D'ETUDE ET DISPOSITIF DE SUIVI

1. Introduction

L'état de l'art réalisé précédemment souligne le rôle des eaux souterraines dans les mécanismes de glissement. Il montre également que les aquifères de glissement sont des aquifères complexes, nécessitant généralement de mettre en œuvre des approches pluridisciplinaires. En outre, la difficulté de l'étude d'un glissement apparait d'autant plus grande que l'ampleur du glissement est importante.
Bien que l'étude hydrogéologique des glissements en milieu tempéré ait fait significativement avancer les connaissances et les méthodes, il existe encore aujourd'hui un réel manque de connaissance sur le fonctionnement des glissements de grande ampleur. Ce manque est particulièrement identifié pour les grandes instabilités en milieu tropical.

Sur l'île de La Réunion, deux grands glissements sont étudiés depuis 1980 dans le cirque de Salazie. Le suivi historique des déformations démontre l'influence des épisodes pluvieux cycloniques sur les vitesses de déplacement. Néanmoins, les connaissances hydrogéologiques sur ces glissements sont peu nombreuses. Il parait donc primordial aujourd'hui d'étudier ces hydrosystèmes en vue de mieux comprendre les mécanismes de glissement.

Dans ce contexte, le glissement de Grand Ilet présente des caractéristiques favorables à la mise en place d'un réseau de suivi pérenne des eaux souterraines. En effet, l'incision des formations géologiques jusqu'au substratum permet d'identifier les principaux points de sortie de la nappe du glissement. De plus, la présence de piézomètres déjà implantés permet d'envisager le suivi de l'évolution temporelle de la charge hydraulique. Par opposition, le glissement de Mare à Poule d'Eau apparait moins adapté au suivi des eaux souterraines (flux occules et absence de piézomètres). Néanmoins, les déplacements rapides observés par les études historiques sont prometteurs pour la caractérisation de la dynamique de ce grand glissement.
Face à cet état des lieux, et afin de répondre aux objectifs énumérés dans l'introduction, une approche pluridisciplinaire est mise en œuvre pour l'étude des grands glissements de La Réunion. Elle combine les analyses géologiques, hydrodynamiques et hydrochimiques du secteur de Grand Ilet, au suivi des déplacements par mesures GPS sur Grand Ilet et Mare à Poule d'Eau. Ce chapitre présente les différents dispositifs de suivi installés, ainsi que le détail des protocoles d'acquisition utilisés pour le présent travail de recherche.

2. Approche méthodologique pour l'étude morphologique et structurale

2.1. Cartographie géologique

Un travail de cartographie géologique a été réalisé sur le secteur de Grand Ilet, dans le but de préciser et de valider l'extension géographique et la géométrie des unités géologiques. Les zones d'affleurement sont localisées et répertoriées. Ces investigations visent en particulier à (i) identifier la nature du contact entre les formations bréchiques constituant le glissement de Grand Ilet et leur substratum (ii) caractériser l'hétérogénéité spatiale des faciès de brèches et (iii) évaluer l'épaisseur de l'unité des brèches de Grand Ilet et des formations superficielles de recouvrement. La construction d'un modèle géologique précis est en effet indissociable de l'étude hydrogéologique. En parallèle, les informations relatives aux piézomètres déjà implantés sur le plateau sont utilisées pour préciser la géologie au centre du glissement.

2.2. Suivi des déformations

a. Suivi permanent

Dans le cadre des projets de recherche MvTerre1 et MvTerre2, un réseau de GPS permanents a été déployé dans le cirque de Salazie (Tableau 2.1) (Belanger et Aunay, 2008; Barbier et Aunay, 2011; Mazué et al., 2012). Ces GPS permanents mesurent une position au pas de temps journalier.

Pour les GPS permanents GINO, GIEG, GIAB, VIRA, MAPE, HELB et IAVI (GPS Leica 1200) (Figure 2.1), l'acquisition est une moyenne, sur 24 heures, des enregistrements réalisés au pas de temps 30 secondes entre 0 :00 :00 du jour j et 23 :59 :30 au jour j+1. Pour les GPS permanents MAT, MAG et FDRP (GPS Leica 500), l'acquisition est une moyenne des mesures faites sur 1 heure d'enregistrement, réalisées au pas de temps 1 seconde entre 2 et 3 heures du matin (heure Réunion).

GPS	Modèle	Secteur suivi
GINO	Leica 1200	Grand Ilet
GIEG	Leica 1200	
GIAB	Leica 1200	
HELB	Leica 1200	Mare à Poule d'Eau
VIRA	Leica 1200	
MAPE	Leica 1200	
FDRP	Leica 1200	
IAVI	Leica 500	Ilet à Vidot
MAG	Leica 500	Mare à Goyave
MAT	Leica 500	Mathurin

Tableau 2.1 : Caractéristiques des GPS permanents installés dans le cirque de Salazie pour le suivi des instabilités de versants

b. Suivi ponctuel par bornes fixes

Un suivi semestriel des déplacements est mené à l'échelle du cirque de Salazie. Ce suivi consiste à effectuer 2 mesures de position par an (une fois en fin de saison sèche au mois de décembre, et une fois en fin de saison des pluies au mois de juin). Les mesures sont effectuées avec un GPS différentiel, connecté au réseau Leil@. L'utilisation de ce réseau ne nécessite pas d'implanter de stations de référence lors des tournées semestrielles. Elle permet donc une réduction des temps de mesures.

Les données du réseau de suivi des bornes fixes (Figure 2.1) sont utilisées pour spatialiser l'information fournie par les GPS permanents. Elles sont notamment utilisées pour détecter les secteurs affectés par les mouvements de terrain et préciser l'extension géographique des grands glissements actifs. Ces données renseignent également sur l'angle de plongement du vecteur déplacement, utile à l'argumentation de la structure géologique des glissements.

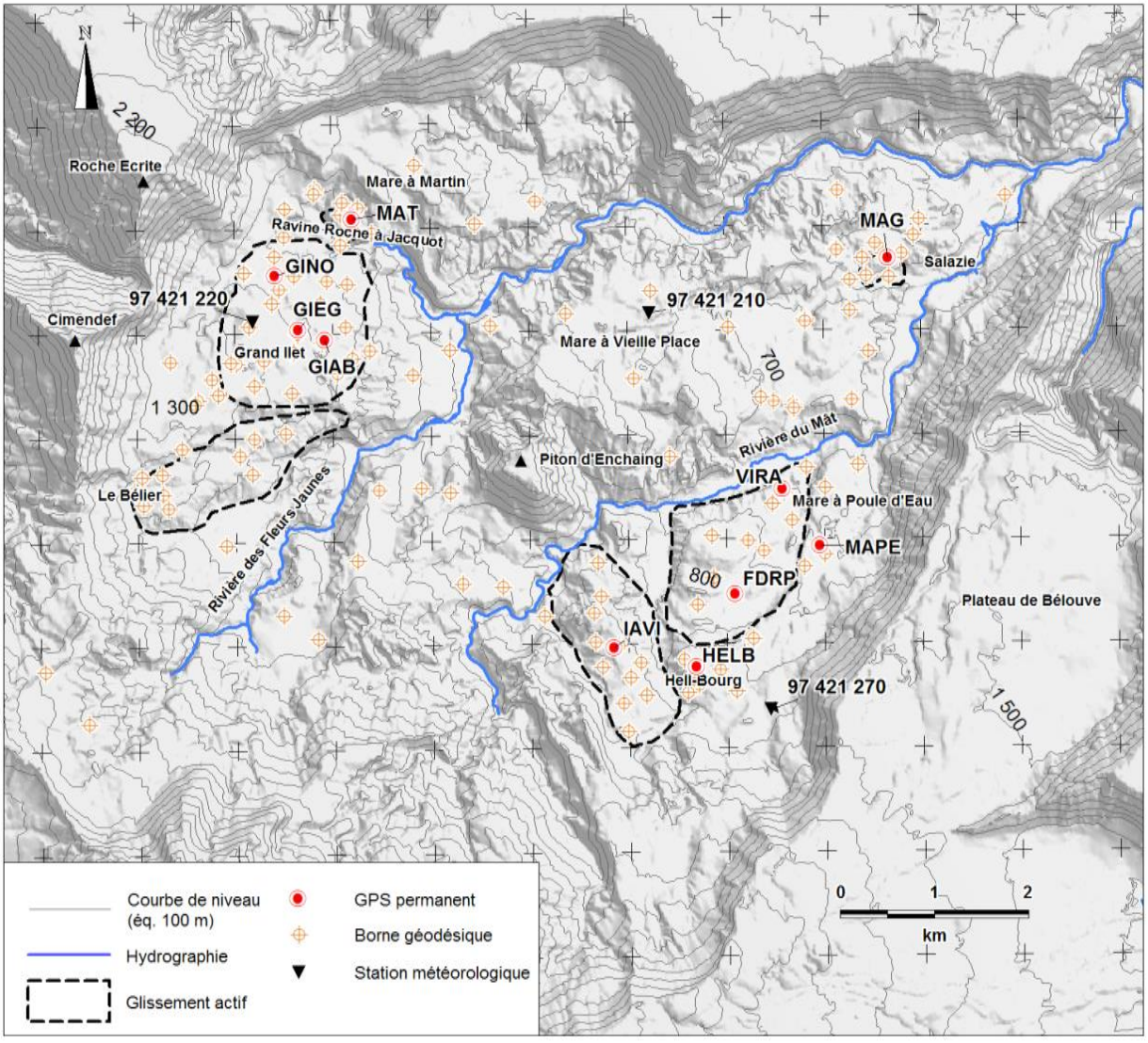


Figure 2.1 : Carte des points de suivi des déplacements par GPS permanents et bornes fixes dans le cirque de Salazie (mis en place dans le cadre des projets MvTerre 1 et 2).

3. Approche méthodologique pour le suivi quantitatif des eaux souterraines

3.1. Cartographie hydrogéologique

Une carte hydrogéologique des secteurs de Grand Ilet et de Mare à Poule d'Eau est réalisée sur la base de la présence de sources reconnues sur le terrain. Les paramètres physico-chimiques (conductivité, température et pH) et le débit sont mesurés dans le cadre de ce travail cartographique. Les débits sont quantifiés par jaugeage (jaugeage capacitif ou jaugeage au sel) lorsque la configuration du griffon le permet. Ces investigations ont permis d'identifier les principaux exutoires de la nappe du glissement et de guider les choix techniques lors de la mise en place du dispositif de suivi.

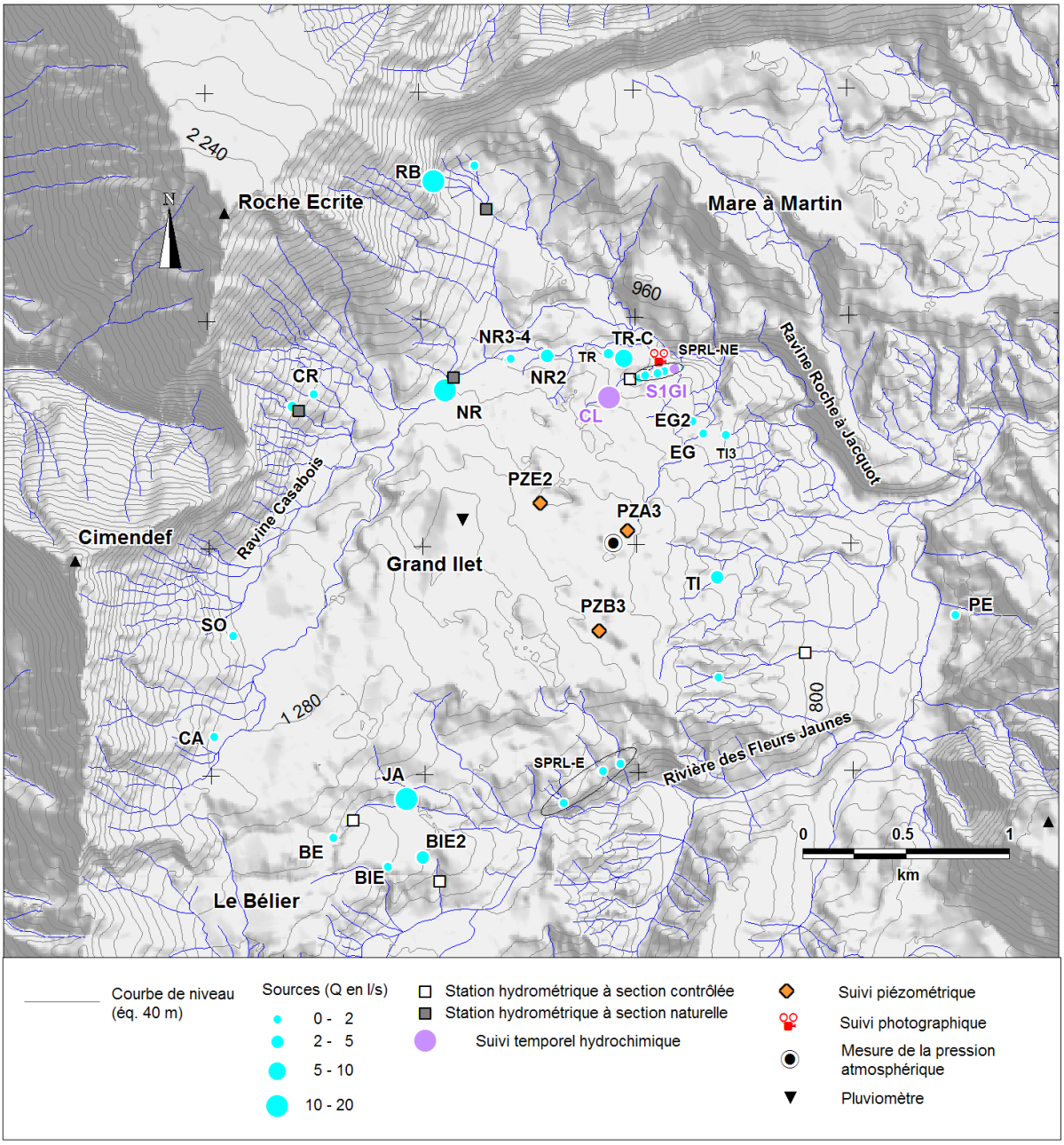


Figure 2.2 : Carte de présentation du dispositif de suivi hydrologique du secteur de Grand Ilet. Les mesures de débit ont été réalisées à l'étiage 2011.

3.2. Suivi temporel des eaux de surfaces et des eaux souterraines

a. Stations hydrométriques

Débits des sources

Quatre sources (Clain (CL), Pont-de-Chien (PDC), Bélier (BE) et Bielle 2 (BIE2)) ont été sélectionnées et équipées, entre décembre 2010 et mai 2011, de stations hydrométriques à section contrôlée pour le suivi des débits en continu (Figure 2.2). Le ruissellement est mesuré à l'aide de déversoir en paroi mince, combiné à des parois épaisses pour la mesure des débits de crue (Figure 2.3). La forme du déversoir est adaptée pour chaque source à la gamme de débit estimée (Tableau 2.2). Le niveau d'eau dans ces seuils est mesuré avec un pas de

temps de 10 minutes, à l'aide de sondes de pression MicroDiver (Tableau 2.3) non-compensées de la pression atmosphérique. Les courbes de tarage des seuils sont établies à partir de mesures de débits ponctuelles et de solutions analytiques pour les différentes sections d'écoulement. Les caractéristiques des seuils et les solutions analytiques utilisées pour l'établissement des courbes de tarage sont disponibles dans le rapport Brgm RP-60756-FR (Belle et al., 2012). Les courbes de tarage sont présentées en annexe (Annexe 5).

Clain (CL)			Bélier (BE)			Bielle 2 (BIE2)			Pont de Chien (PDC)		
Type	H (cm)	l (cm)	Type	H (cm)	l (cm)	Type	H (cm)	l (cm)	Type	H (cm)	l (cm)
MP rect.	0-20	60	MP en V 90°	0-20	-	MP en V 90°	0-20	-	MP en V 28,6°	0-20	-
PE rect.	20-68	120	-	-	-	PE rect.	20-50	1.4	MP rect.	20-33	50
PE rect.	68-104	220	-	-	-	-	-	-	PE rect.	33-75	2.83

Tableau 2.2 : Caractéristiques des stations hydrométriques à section contrôlée du secteur de Grand Ilet, avec MP pour Mince Paroi et PE pour paroi épaisse, H la hauteur d'eau au-dessus de la base de la section d'écoulement et l la largeur de la section (rect. = rectangulaire).

Figure 2.3 : Exemples de stations hydrométriques à section contrôlée du secteur de Grand Ilet. A gauche la station de la source Clain, à droite la station de la source Bélier.

Trois vasques naturelles ont été équipées en aval d'autres émergences en complément du suivi par seuils de mesures hydrologiques à sections contrôlées. Les sources concernées par ce suivi sont les sources Fenêtre (FE), Ravine Blanche (RB) et Nourry (NR), localisées au nord du glissement de Grand Ilet. Le dispositif est constitué d'un tube carré en acier, fixé sur une des berges de la vasque sélectionnée. Les courbes de tarages sont élaborées à partir de mesures de débit réalisées pour différentes hauteurs d'eau, car ces sections naturelles ne permettent pas d'appliquer de solutions analytiques fiables.

La mesure de hauteur d'eau dans les seuils est effectuée par une sonde de pression non-compensée de la pression atmosphérique de type MicroDiver (Tableau 2.3). Elle mesure une pression dans le seuil (hauteur d'eau + pression atmosphérique) au pas de temps de 10 minutes.

Pour les deux types de seuil (sections contrôlées et non-contrôlées), la pression enregistrée par les sondes MicroDiver est ensuite compensée de la pression atmosphérique, mesurée par une sonde BaroDiver (Tableau 2.3) installée au centre du secteur d'étude (Figure 2.2).

		Niveau d'eau		Conductivité électrique	
Point de mesure	Type de sonde	Plage de mesure	Résolution de la mesure (cm H20)	Plage de mesure	Résolution de la mesure (µS/cm)
PZE2	Diver CTD	0-100 m	2	0-30 mS/cm	1% de la mesure
PZA3	Diver CTD				
PZB3	Diver CTD				
CL	Diver CTD	0-10 m	0.2	0-30 mS/cm	1% de la mesure
	MicroDiver	0-10 m	0.2	-	-
PDC	MicroDiver	0-10 m	0.2	-	-
BIE2	MicroDiver				
BE	MicroDiver				
FE	MicroDiver				
NR	MicroDiver				
RB	MicroDiver				
Patm	BaroDiver	0-1.5 m	0.1	-	-

Tableau 2.3 : Caractéristiques des sondes de niveau et de conductivité électrique utilisées sur le site de Grand Ilet. Les valeurs de résolutions sont celles fournies par le constructeur.

Conductivité des sources

La source CL est instrumentée avec une sonde de conductivité / température Diver CTD avec une plage de mesure de 0-30 mS/cm (Tableau 2.3). Le pas de temps d'acquisition est de 10 minutes. Elle est installée à l'intérieur des seuils hydrométriques dans des tubes PVC. Le renouvellement de l'eau dans les tubes est assuré par plusieurs ouvertures d'un centimètre de largeur pratiquées sur leur pourtour.

Des mesures manuelles des paramètres in-situ (pH, température et conductivité) sont réalisées en parallèle du suivi continu. Elles permettent de contrôler l'éventuelle dérive de la sonde Diver CTD. Les sondes utilisées pour ces mesures in-situ ponctuelles font l'objet d'un étalonnage au début de chaque journée de terrain.

b. Suivi piézométrique

Les niveaux piézométriques dans les piézomètres de 100 mètres de profondeur (PZA3 et PZE2) sont suivis en continu depuis décembre 2009 au pas de temps 30 minutes. Depuis décembre 2010, le réseau est étendu aux trois piézomètres (PZA3, PZB3 et PZE2).

c. Suivi photographique de la ligne de sources SPRL-NE

En raison de l'impossibilité technique de mettre en place un suivi hydrologique traditionnel, le débit de la ligne de sources subhorizontales SPRL-NE, localisées au pied du glissement de Grand Ilet, est suivi au pas de temps de 30 minutes sur l'année 2012. Pour ce faire, un dispositif permanent de type Harbortronics est installé en vis-à-vis de la ligne de sources (Figure 2.4). Une photographie est prise toutes les 30 minutes pendant les heures de

jour (entre 6 h et 19 h). Le traitement des images permet d'obtenir une évolution temporelle de la largeur du griffon par comptage du nombre de pixels clairs sur une même horizontale. La dynamique temporelle du débit de l'émergence est ainsi abordée semi-quantitativement, car la largeur d'écoulement n'est pas totalement corrélée au débit. En effet l'analyse ne prend pas en compte l'épaisseur de la lame d'eau qui varie au cours du temps.
L'émergence centrale de la ligne de source a été sélectionnée pour ce suivi, en raison de conditions environnementales favorables au traitement des images.

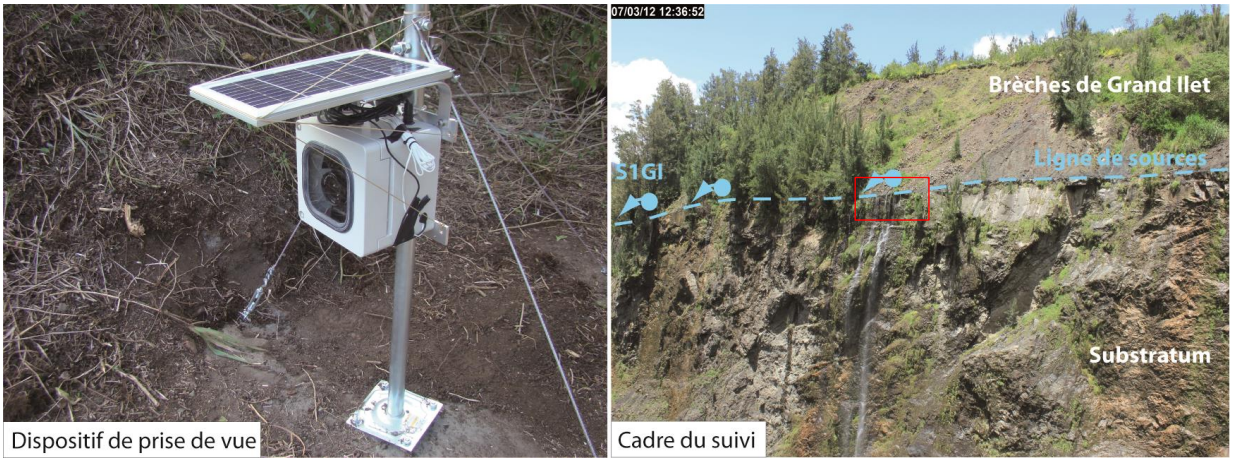


Figure 2.4. Dispositif de suivi photographique (Harbortronics) de la ligne de sources SPRL-NE en pied du glissement de Grand Ilet. La source S1GI fait l'objet d'un suivi hydrochimique temporel. Le cadre rouge matérialise la partie de l'image traitée pour le suivi du griffon central de la ligne de source SPRL-NE.

3.3. Suivi quantitatif des pluies

Trois stations météorologiques, installés dans le cirque de Salazie et gérés par MétéoFrance, sont utilisés dans cette étude (Figure 2.1). Ces pluviomètres mesurent l'intensité des pluies sur une durée de 6 minutes pour calculer par intégration le cumul journalier de pluie. Le cumul pluviométrique au jour j est calculé entre 10h du matin (heure Réunion) au jour j et 10h du matin au jour j+1. Pour le secteur de Grand Ilet, un pluviomètre est installé au centre du plateau (station 97421220), ce qui permet d'assurer la représentativité du signal d'entrée utilisé. Pour le secteur de Mare à Poule d'Eau, le pluviomètre d'Hell-Bourg est la station météorologique en service la plus proche (station 97421270). Elle est localisée à 1,5 km au sud du glissement.
La température moyenne journalière dans le cirque est enregistrée sous abri à la station météorologique de Mare à Vieille Place (station 97421210).

4. Approche méthodologique pour la caractérisation hydrochimique des eaux de surface et des eaux souterraines

La stratégie de caractérisation hydrochimique des eaux souterraines est axée sur deux types de campagnes avec (i) deux campagnes spatiales (hautes et basses eaux) sur différentes sources représentatives du cirque de Salazie dans différents contextes d'émergence (ii) un suivi temporel pour les sources d'intérêt sur le secteur du glissement de Grand Ilet. L'objectif des campagnes spatiales est d'évaluer le rôle joué par les lithologies aquifères sur les faciès chimiques des eaux souterraines. Cette caractérisation peut permettre de préciser la nature géologique des aquifères des glissements et leur éventuelle variabilité spatiale. Elle a également pour but de mieux comprendre les modalités de recharge des aquifères des brèches. Les éléments analysés dans le cadre de ces campagnes sont (i) les éléments majeurs (ii) les éléments traces (iii) les isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) et (iv) les isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$). Afin de prendre en compte l'éventuelle variabilité temporelle des informations collectées, ces campagnes sont réalisées en basses eaux 2011 puis en hautes eaux 2012. Les zones de prélèvements sont principalement concentrées dans les secteurs de Grand Ilet et de Mare à Poule d'Eau pour (i) leur contexte de glissement de terrain de grande ampleur et (ii) les différences de lithologies de brèches entre ces deux glissements.

En parallèle, les campagnes temporelles sont réalisées afin de caractériser, à l'échelle d'un cycle hydrologique, l'évolution des teneurs en éléments majeurs des eaux des aquifères des brèches. L'objectif de ces campagnes est de collecter des données complémentaires aux campagnes spatiales pour préciser les processus de recharge et les modalités du transfert de masse. En raison du dispositif de suivi hydrodynamique mis en place sur le glissement de Grand Ilet, ce secteur est principalement concerné par ces campagnes temporelles.

Les tableaux de synthèse présentant les coordonnées géographiques des sources suivies et les résultats d'analyses sont disponibles en annexes (Annexe 6, Annexe 7, Annexe 8, Annexe 9 et Annexe 11).

4.1. Caractérisation spatiale des eaux souterraines

a. Points de prélèvements

Les prélèvements des sources de la campagne basses-eaux ont été réalisés entre le 22 novembre et le 1er décembre 2011. Le piézomètre PZE2 a été prélevé le 10 décembre 2011 et les piézomètres PZA3 et PZB3 le 4 janvier 2012.

Pour la campagne hautes-eaux, les prélèvements des sources ont été répartis entre le 5 et le 9 mars 2012. Le déclenchement de cette campagne a été décidé suite aux épisodes pluvieux du 28 février au 1 mars 2012, ayant générés un cumul de précipitation de 267 mm sur 3 jours.

b. Conditionnement des échantillons

Les échantillons sont conditionnés en flacon polyéthylène haute-densité (Nalgène) à simple bouchon. Chaque flacon est rincé trois fois avant prélèvement avec l'eau de l'échantillon filtré. Les échantillons destinés à l'analyse des cations, des anions et du strontium sont filtrés sur site à 0,45 µm (filtre en cellulose) à l'aide de seringue en polyéthylène (PET) d'une capacité de 60 ml. Afin d'assurer la stabilité des échantillons destinés à

l'analyse des cations et du strontium, de l'acide nitrique suprapur est ajouté jusqu'à atteindre un pH inférieur à 2. Cet ajout permet de stabiliser l'échantillon en bloquant les réactions de précipitation.
Les échantillons destinés à l'analyse des isotopes stables de l'eau ne sont pas filtrés. Ils sont également stockés dans des flacons en polyéthylène haute densité. L'absence de bulles d'air dans les flacons est vérifiée systématiquement. Par l'ailleurs l'étanchéité est confortée par l'ajout d'un film en paraffine autour des bouchons pour éviter tout échange avec l'atmosphère avant analyse.

c. Méthode de prélèvement

Sources

Dans le cas des sources, les prélèvements sont effectués au griffon dans la majorité des cas. Lorsque le griffon n'a pas pu être atteint (par exemple pour les sources de rempart), les conditions de prélèvement sont précisées dans le tableau de présentation des analyses (Annexe 7 et Annexe 8). Le pH, la température et la conductivité électrique sont systématiquement mesurés au point de prélèvement. Les sondes de pH et de conductivité font l'objet d'un étalonnage au début de chaque journée de prélèvement. Les mesures d'oxygène dissous et de potentiel d'oxydo-réduction ont été réalisées lors de la campagne en basses-eaux. En raison d'un dysfonctionnement du matériel, ces paramètres n'ont pas été mesurés au cours de la campagne en hautes-eaux.

Piézomètres

Dans le cas des piézomètres de Grand Ilet prélevés en basses eaux, deux méthodes de prélèvement sont utilisées. Pour le piézomètre du cimetière (PZE2), le prélèvement est effectué à l'aide d'une pompe immergée (Grundfoss MP1). Le renouvellement du volume total de l'ouvrage n'a pas pu être réalisé avant le prélèvement pour des raisons techniques. Pour les piézomètres de l'étable (PZB3) et de l'abattoir (PZA3), les prélèvements sont effectués à l'aide de bailers à bille en PVC jetables de contenance 1 litre. Le bailer est remontée 5 fois avant prélèvement pour assurer le rinçage du dispositif de prélèvement. Cette méthode n'assure pas le renouvèlement de deux fois le volume des ouvrages, permettant classiquement d'estimer que l'eau prélevée est bien représentative de celle de l'aquifère. Néanmoins, des logs de conductivité sont effectués lors de chaque prélèvement afin de permettre l'évaluation de la représentativité des échantillons (identification des venues d'eau et/ou des zones de circulation préférentielle) : l'échantillon est considéré comme valide si la conductivité de l'échantillon remonté en surface est égale à celle de la colonne d'eau.
Les logs de conductivité / température sont réalisés à l'aide d'une sonde Diver CTD réglée sur une plage de mesure de 0-30 mS/cm. La résolution de la mesure est de 1 µS/cm. Le pas de temps de mesure utilisé est de 1 seconde.

d. Méthodes analytiques

Dans le cadre des campagnes spatiales, les cations majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}) et les anions majeurs ((CO_3^{2-}, HCO_3^{-}), Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}), les silicates solubles (SiO_2), les éléments traces (Mn, Fe, Sr, Al, B) et les isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) sont analysés. Ces analyses sont effectuées au service LAB du BRGM à Orléans (Tableau 2.4).

Analyse	Méthode	Détails des éléments analysés
Ions majeurs (cations et anions)	ICPAES (Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy)	Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+},Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}
Silicates solubles	Spectrométrie d'absorption moléculaire	SiO_2
Alcalinité totale	Détermination titrimétrique de l'alcalinité totale	(HCO_3^{-}, CO_3^{2-})
Eléments traces (analyses infratraces)	ICPMS (Inductively coupled plasma mass spectrometry)	Mn, Fe, Sr, Al, B
Isotopes du strontium	Extraction spécifique du Sr par méthode chromatographique (Pin et Bassin, 1992)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Isotopes stables de l'eau	Spectrométrie de masse	δ^2H, $\delta^{18}O$

Tableau 2.4 : Méthodologie analytique utilisée par le service LAB du BRGM Orléans pour les échantillons prélevés lors des campagnes spatiales.

4.2. Réseau de suivi temporel

a. Suivi temporel des eaux souterraines

Quatre sources ont été sélectionnées pour le suivi temporel des eaux souterraines sur le secteur du glissement de Grand Ilet. Les sources Clain (CL) et S1GI ont été sélectionnées. Le suivi de la source Clain (CL), identifiée comme le principal exutoire du glissement, permet d'assurer la représentativité spatiale des résultats. La source S1GI permet l'étude de la ligne de source en pied de glissement. L'analyse des 6 premiers prélèvements a été réalisée au laboratoire Géosciences de l'Université de La Réunion. Afin d'optimiser les temps de travail, les échantillons suivants ont été sous-traités au LDEHM.

Méthode de prélèvement et conditionnement

Pour les analyses effectuées à l'Université de La Réunion, les échantillons sont prélevés bruts, sans filtration sur le terrain, et ont été conservés dans une glacière sur la durée de transport (environ trois heures). La filtration à 0,45 µm par filtre en cellulose a été effectuée en laboratoire le même jour que le prélèvement. Les échantillons destinés à l'analyse des cations ont été acidifiés avec de l'acide nitrique suprapur.

Pour les analyses effectuées au Laboratoire Départemental des Eaux et d'Hygiène du Milieu (LDEHM), les échantillons sont filtrés sur site à 0,45 µm (filtre en cellulose) à l'aide de seringue en polyéthylène (PET) d'une capacité de 60 ml. Afin d'assurer la stabilité des échantillons destinés à l'analyse des cations, de l'acide nitrique suprapur est ajouté.

Les prélèvements sont effectués au niveau du griffon pour la source S1GI. En raison des difficultés d'accès au griffon, les prélèvements sont effectués en aval du griffon (au niveau du seuil hydrologique, Figure 2.2) pour la source Clain (CL).

Méthodes analytiques

Dans le cadre les campagnes temporelles, les échantillons prélevés ont été analysés au laboratoire du département Géosciences de l'Université de La Réunion pour l'alcalinité totale et les ions et cations majeurs (première phase de prélèvement d'avril à novembre 2011). Les silicates dissous ont été analysés au LDEHM.

Dans une seconde phase de décembre 2011 à décembre 2012, la totalité des analyses a été réalisée au LDEHM. Les méthodes analytiques utilisées dans les deux laboratoires sont identiques. Elles sont détaillées dans le tableau de synthèse suivant (Tableau 2.5).

Laboratoire	Analyse	Méthode	Détails des éléments analysés
LDEHM / Université de La Réunion	Ions majeurs (cations et anions)	Chromatographie des ions en phase liquide	Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+},Cl^{-}, SO_4^{2-}, NO_3^{-}
	Silicates solubles	Spectrométrie d'absorption moléculaire	SiO_2
	Alcalinité totale	Détermination titrimétrique de l'alcalinité totale	(HCO_3^{-}, CO_3^{2-})

Tableau 2.5 : Méthodologie analytique des eaux souterraines dans le cadre des campagnes de suivi temporelles.

b. Caractérisation du signal d'entrée : suivi temporel des isotopes δ^2H et $\delta^{18}O$ de la pluie

Un collecteur d'eau de pluie est installé depuis septembre 2010 dans l'enceinte clôturée de la station pluviométrique de Grand Ilet (station Météo-France 97421220). Le prélèvement de l'eau du collecteur est effectué mensuellement pour l'analyse des isotopes stables de l'eau. L'objectif de ces prélèvements est de connaitre l'évolution temporelle du signal isotopique moyen mensuel des précipitations, afin que celui-ci soit comparé aux analyses isotopiques des eaux des sources émergeant du glissement de Grand Ilet. La localisation du collecteur d'eau de pluie est justifiée par la proximité du pluviomètre, permettant de contrôler l'absence d'évaporation dans le collecteur (les lames d'eau mensuelles précipitées mesurées par le pluviomètre sont comparées aux volumes récoltés dans le collecteur). Le protocole de prélèvement utilisé se base sur celui du programme AIEA-OMM sur la composition isotopique des précipitations. De l'huile de paraffine médicale est ajoutée à l'intérieur de la cuve pour éviter toute évaporation de l'eau dans le collecteur, et ainsi interdire toute modification des rapports isotopiques (Belle et al., 2012). Les échantillons sont conditionnés dans des flacons de polyéthylène haute densité de 60 ml (simple bouchon) et fermés hermétiquement par ajout de Parafilm autour de bouchon.

L'analyse des échantillons est effectuée par spectrométrie de masse au service LAB du BRGM à Orléans.

5. Conclusion

Le fonctionnement des grands glissements de terrain du cirque de Salazie est abordé par une approche associant une étude géologique, le suivi quantitatif et qualitatif des eaux souterraines et le suivi des déplacements de surface. La configuration des exutoires de l'aquifère du glissement de Grand Ilet permet de mettre en place un suivi quantitatif pérenne. Par conséquent, les seuils jaugeurs installés permettent de suivre environ 40 % des débits sortants du glissement. Cette approche est originale : l'accès aux principaux exutoires souterrain est en effet exceptionnel pour des glissements de terrain de cette taille.

En parallèle, la dynamique particulièrement rapide du glissement de Mare à Poule d'Eau s'avère porteuse pour caractériser son activité, bien que l'hydrogéologie de ce site soit abordée uniquement par l'intermédiaire des campagnes hydrochimiques spatiales. Les conditions défavorables n'ont pas permis de mettre en place un réseau de suivi hydrologique pérenne, comme dans le cas de Grand Ilet.

L'étude conjointe de ces deux sites sur la base des données acquises apparait indispensable pour mieux comprendre le fonctionnement des glissements de grande ampleur du cirque de Salazie.

Partie II
Caractérisation géologique et hydrogéologique du glissement de Grand Ilet

Cette deuxième partie est articulée autour des résultats d'une approche pluridisciplinaire, associant une étude géologique, hydrodynamique et hydrochimique appliquée au glissement de Grand Ilet. Elle a pour principal objectif d'aborder les interactions existantes entre la structure du glissement, les lithologies et les écoulements souterrains dans les aquifères volcanodétriques de fond de cirque. Les effets de la déformation, liée à l'activité de glissement, sur les matériaux aquifères sont par ailleurs mis en relation avec son fonctionnement hydrodynamique. Enfin, un bilan hydrogéologique est réalisé en s'appuyant sur les résultats obtenus. Il a pour but de quantifier les différentes composantes de l'alimentation de l'aquifère du glissement, et amène à discuter des processus contrôlant sa recharge.

Chapitre 3. ARCHITECTURE ET GEOMETRIE DU GLISSEMENT DE TERRAIN DE GRAND ILET

1. Introduction

Les glissements de terrain de grande ampleur sont des mécanismes d'instabilité fréquents affectant les versants montagneux. Ils engendrent le transport de volumes importants de matériaux, pouvant causer des dégâts considérables aux infrastructures, et dans certains cas menacer des populations. La connaissance des mécanismes régissant ces instabilités est donc essentielle pour la gestion du risque associé à leur activité.

La détermination de la géométrie de la zone de cisaillement basale d'un glissement est une étape incontournable de l'analyse de stabilité d'un versant, et du choix des mesures d'assainissement. C'est également une étape indissociable et préliminaire de l'étude hydrogéologique. Cependant, les grands volumes mobilisés et la morphologie de ces versants instables font que leur structure géologique est généralement difficile à appréhender.

Face à ce constat, les investigations géophysiques sont largement utilisées. Elles permettent de spatialiser les informations sur la structure géologique (Tullen, 2002; Gance et al., 2012; Hibert et al., 2012). Elles nécessitent le plus souvent d'être couplées aux études géologiques de terrain et aux données de forages afin de contraindre leur interprétation (Travelletti et Malet, 2012). En outre, les incertitudes associées aux investigations géophysiques peuvent être importantes dans certaines configurations défavorables (pentes très fortes, contrastes de résistivité faibles, grandes épaisseurs), ce qui peut limiter l'utilisation de ce type de données (Gance et al., 2012; Travelletti et Malet, 2012).

L'étude des déformations de surface d'un glissement constitue une méthode alternative pour caractériser la géométrie de la base des glissements. Plusieurs travaux de recherche démontrent la pertinence et l'efficacité de ce type de méthode pour construire la géométrie, et déterminer la profondeur de la zone de cisaillement basale d'un glissement (Carter et Bentley, 1985; Bishop, 1999). Les approches récentes ont perfectionné la méthode en utilisant des données à haute résolution spatiale de déformation de surface (corrélation d'image) pour les grands glissements de terrain (Booth et al., 2013). Cependant, l'application de ce type de méthode est principalement basée sur les vitesses de tassement (déplacement selon z), mesures souvent entachées d'incertitudes plus fortes que sur les déplacements planimétriques. Elle peut, par conséquent, être compromise dans les cas de glissements lents, ou dont la zone de cisaillement basale présente un faible pendage, induisant de faibles tassements.

Le glissement de Grand Ilet mobilise un grand volume de matériaux, estimé à 450 Mm^3 (Garnier, 2008), ce qui rend l'étude de sa géométrie particulièrement complexe. Plusieurs campagnes d'investigations, directes (forages) ou indirectes (campagnes géophysiques), ont été réalisées sur le glissement (Delmas et Desvarreux, 1999; Lacoste et Daessle, 2003). Par ailleurs, les déformations de surface sont suivies depuis de nombreuses années par l'intermédiaire de bornes géodésiques et de GPS permanents (Barbier et Aunay, 2011). Néanmoins, la structure géologique du glissement est actuellement peu connue.

L'approche hydrogéologique d'un glissement nécessite des connaissances géologiques précises, à la fois en terme de lithologie et de géométrie des formations. Elle requiert également de comprendre la déformation du

massif pour mieux appréhender la structure de l'aquifère. Face à ce besoin, nous proposons de mettre en œuvre une étude géologique détaillée associant (i) une étude géologique de terrain (ii) la réinterprétation des forages et (iii) la valorisation des données de déformation de surface. Les objectifs sont (i) de préciser la cartographie dans les secteurs clefs de la périphérie du glissement (ii) d'aboutir à un modèle 3D de la base du glissement de Grand Ilet et (iii) de préciser les modalités de déformation du glissement. Les résultats des campagnes de géophysique sismique (H/V), réalisées par le BRGM et la société Stratagem sur la partie centrale du glissement (projet MvTerre2), sont discutés en dernier lieu pour renforcer le modèle établi.

2. Méthodologie

Afin de répondre aux objectifs énoncés dans l'introduction, les résultats des études géologiques et géomorphologiques réalisés sur le secteur de Grand Ilet (Figure 3.1) sont combinés aux données de déformation de surface.

Tout d'abord, l'extension de la masse glissée est précisée en utilisant (i) des observations géomorphologiques et (ii) les données de déplacement des bornes géodésiques du secteur d'étude. Cette étape est réalisée en vue de mieux cibler les investigations géologiques de terrain, et d'apporter des éléments complémentaires pour leur interprétation. Ensuite, l'étude géologique est menée en visant essentiellement à localiser les zones d'affleurement de la base du glissement à sa périphérie et à préciser la description des lithologies.
Suite à ces relevés, un modèle géologique 3D de la base du glissement est construit en s'appuyant sur des levés géologiques complémentaires et sur les informations données par les piézomètres. Les relevés géologiques permettent de localiser la base du glissement à sa périphérie. Les piézomètres permettent de contraindre la profondeur de la base du glissement en son centre, après avoir mesuré la profondeur actuelle des ouvrages (éventuel cisaillement) et comparé ces profondeurs aux coupes géologiques levées lors de la foration.

Ensuite, le modèle géologique est mis en relation avec les données de suivi des bornes fixes et des transects, en comparant les directions de déplacement au modèle.
L'angle de plongement des bornes est utilisé pour discuter de la géométrie globale (pente moyenne). Ces données d'angle permettent également de discuter de la géométrie des zones de cisaillement au sein du glissement.

Enfin, le modèle obtenu est confronté aux résultats des investigations géophysiques sismiques du projet MvTerre2. Cette comparaison permet de discuter de la géométrie de la masse glissée sur les secteurs investigués.

Figure 3.1 : Panorama du secteur de Grand Ilet et localisation des ravines principales (photographie H. Douris).

3. Géomorphologie et géologie du glissement de Grand Ilet

3.1. Extension géographique de la zone en mouvement et modalités de déformation

a. Résultats

Géomorphologie du plateau de Grand Ilet

La déformation associée à l'activité du glissement de Grand Ilet est à l'origine de la formation de marqueurs géomorphologiques multiples (Figure 3.2). Les manifestations les plus évidentes de cette déformation sont 4 escarpements majeurs, d'une hauteur supérieure à 20 mètres, dont la ligne de plus grande pente est orientée vers le nord-est. Ils structurent le plateau de Grand Ilet en marches d'escalier. Les dépressions fermées (mares sèches) sont dans la plupart des cas situées au pied de ces escarpements.

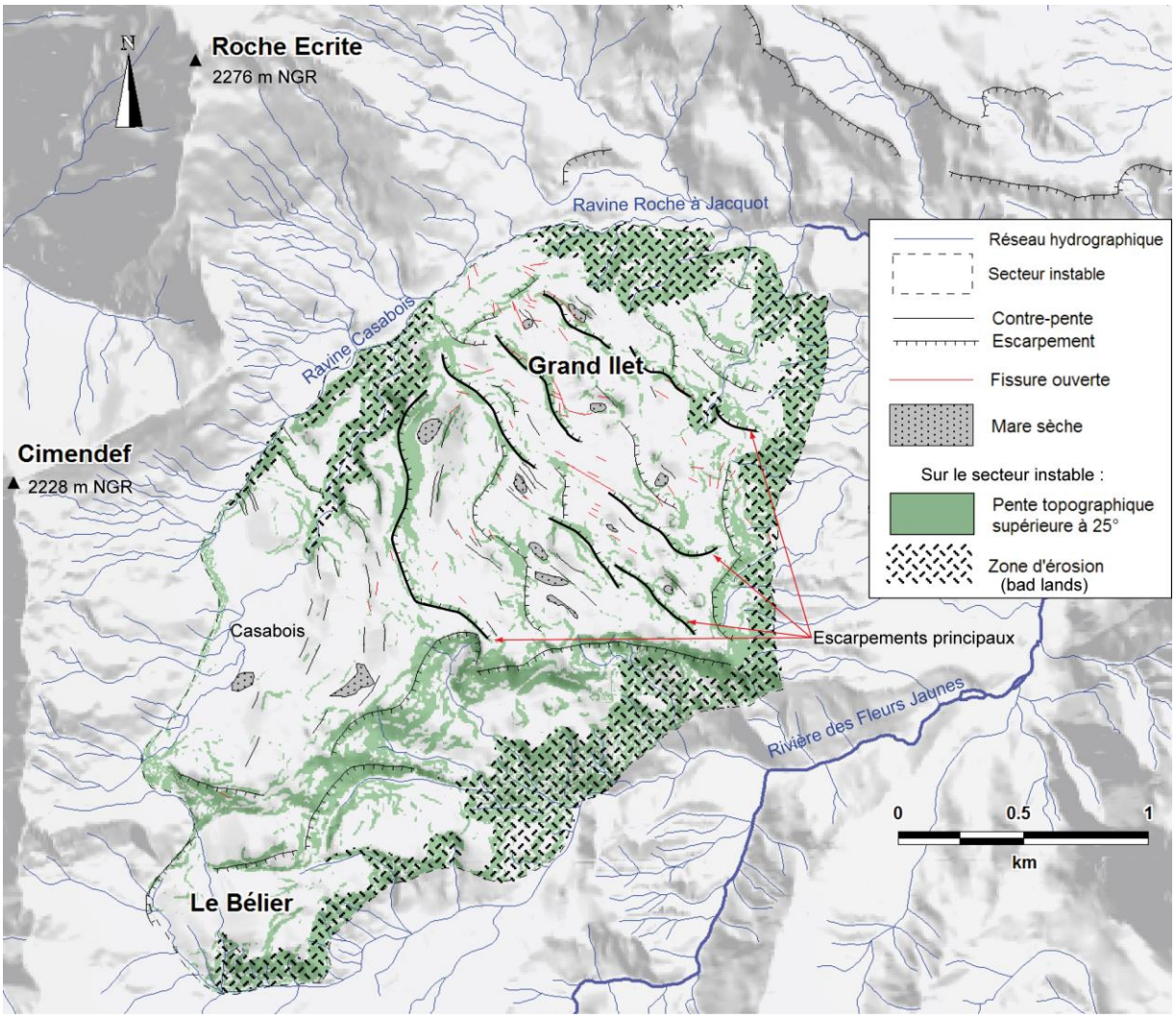


Figure 3.2 : Carte géomorphologique du secteur de Grand Ilet, établi à partir des indices de terrain, des cartes de pentes et du traitement de photographies aériennes historiques (1950).

En outre, la réalisation de cartes de pentes à partir du modèle numérique de terrain (MNT IGN 2011 réalisé par interférométrie radar, résolution 5 m), couplée aux observations de terrain, permet d'individualiser plusieurs escarpements secondaires de hauteur plurimétrique sur l'unité de Grand Ilet. La ligne de plus grande pente de ces escarpements secondaires est principalement orientée vers le nord-est. Toutefois, des orientations sub-perpendiculaires sont observées à la périphérie du bourg de Grand Ilet, spécifiquement au niveau des versants est et sud. Sur ces secteurs, les escarpements sont alignés selon un axe nord-sud, avec des pentes orientées vers l'est. Par ailleurs, des fissures ouvertes affectent (i) les infrastructures rigides (bâtiments, dalles en béton, routes) mais aussi (ii) les sols développés sur les terrains bréchiques sur certains secteurs du plateau. Ces fissures s'ouvrent généralement selon une direction nord-ouest/sud-est. La majorité des fissures ouvertes répertoriées sont positionnées à proximité du pied des escarpements principaux sur l'unité de Grand Ilet. Cependant, elles apparaissent aussi localement au sein des compartiments entre les escarpements.

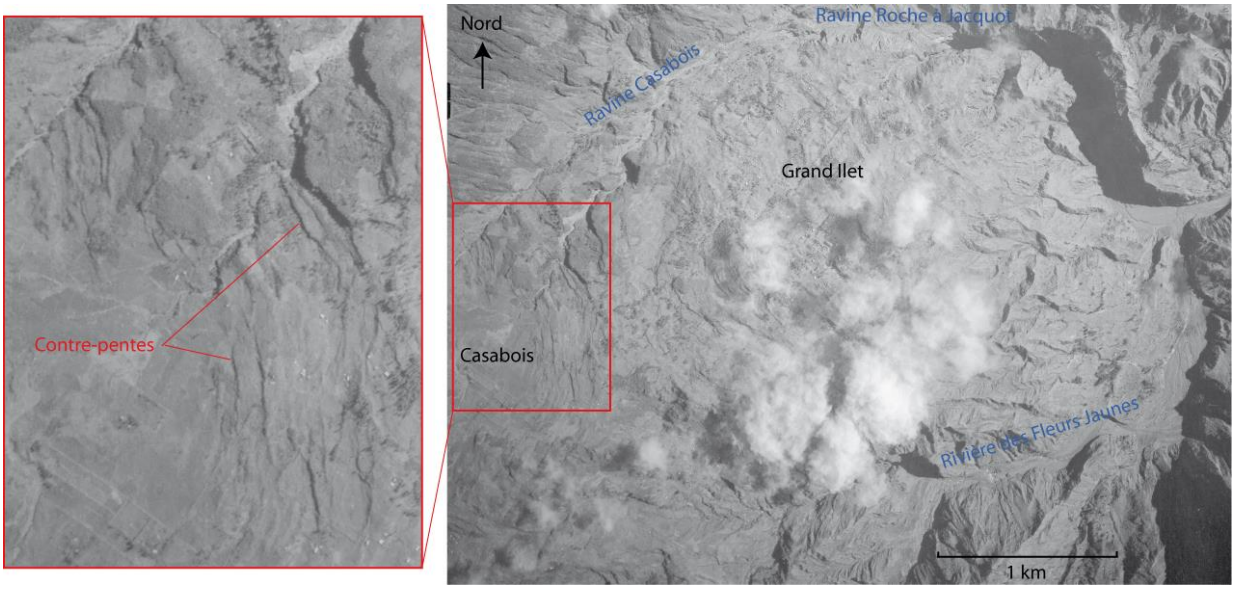


Figure 3.3 : Localisation des contrepentes sur la photographie aérienne du secteur de Grand Ilet, le 29 août 1950.

Les marqueurs de déformations les moins visibles actuellement sont les contrepentes. En effet, l'anthropisation importante du secteur, et plus précisément les travaux de terrassement réalisés par les habitants, ne permettent pas de visualiser ce type de morphologie sur les images récentes. En revanche, elles sont remarquablement visibles sur les photographies aériennes historiques de 1950, quand l'anthropisation des cirques était faible. L'agencement de ces contrepentes apparait radial sur le secteur amont du glissement (Casabois), où elles sont les plus nombreuses (Figure 3.3). Elles semblent moins fréquentes sur la partie avale du glissement. Ce type de structure affecte par conséquent les secteurs les moins actifs, comme Casabois, et le secteur amont de l'unité de Grand Ilet. Elles sont majoritairement orientées vers le nord-ouest. Pour le secteur du Bélier et de Camp Pierrot, elles ne sont pas identifiables en raison de conditions d'ensoleillement défavorables sur les photos aériennes disponibles.

Déplacements planimétriques

L'ensemble des bornes implantées sur le plateau mesurent un déplacement supérieur à l'incertitude de mesure (Figure 3.4). Un continuum de déformation est en effet observé depuis le secteur du Bélier jusqu'au secteur de Grand Ilet. Sur cette surface, la direction de déplacement évolue progressivement du N120° (secteur du Bélier) au N45° (secteur de Grand Ilet). L'unité à plus forte activité est située à l'est, avec des vitesses augmentant de la tête de glissement (≈ 6 cm/an) au pied de glissement (≈ 50 cm/an sur la période de suivi 2003-2013). Le grand escarpement au niveau du lieu-dit Casabois semble délimiter la tête de cette zone particulièrement active, avec des vitesses moyennes annuelles passant de 3 cm/an sur le plateau de Casabois à 6 cm/an en aval de l'escarpement.

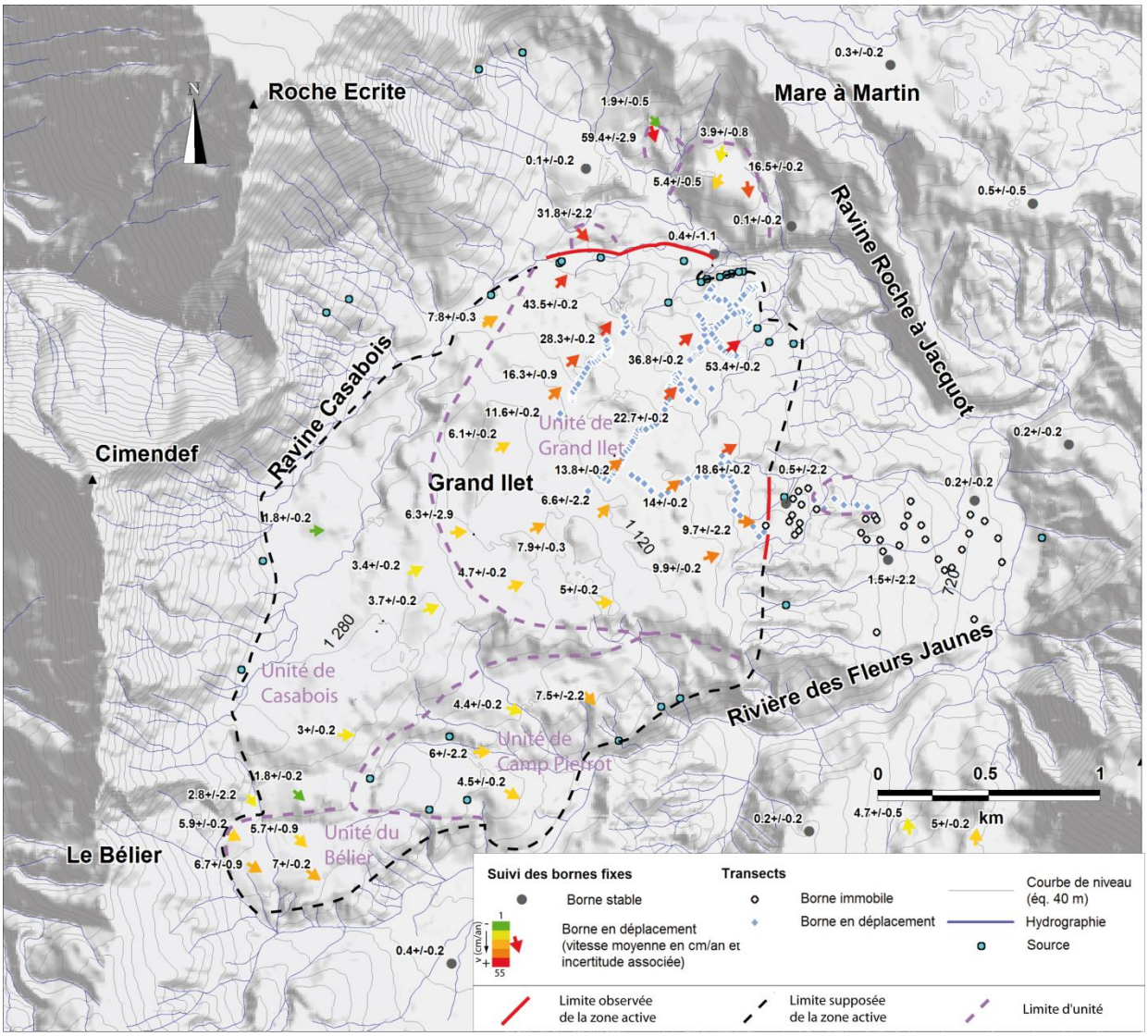


Figure 3.4 : Carte des déplacements de surface sur le secteur de Grand Ilet, mesurés à l'aide du réseau de bornes géodésiques et des transects réalisés en 2013. Les barres d'erreur sont issues du rapport Brgm RP-61994-FR (Mazué et al., 2012).

Angle de plongement des bornes

La faible composante en tassement des mouvements observés à Grand Ilet induit de grandes incertitudes dans les calculs des angles de plongement. En deçà d'une vitesse de 15 cm/an, les incertitudes ne permettent pas de comparer les valeurs entre les différentes bornes, malgré des durées de suivi de plusieurs années. Pour la même raison, les transects réalisés en 2013 ne permettent pas de discuter du pendage de la base du glissement.

Le suivi des bornes géodésiques sur les secteurs à forte activité permet de mettre en évidence que les angles de plongement des bornes géodésiques varient significativement entre -34°±9 et -7°±2° (Figure 3.5). Les angles les plus faibles (7°), mis en évidence pour deux des bornes géodésiques sur le secteur actif de Grand Ilet, sont comparables avec l'angle moyen de la base du glissement de 6,5° estimé par Pinchinot (1984). Néanmoins l'angle de plongement de la majorité des bornes est significativement supérieur à cet angle moyen.

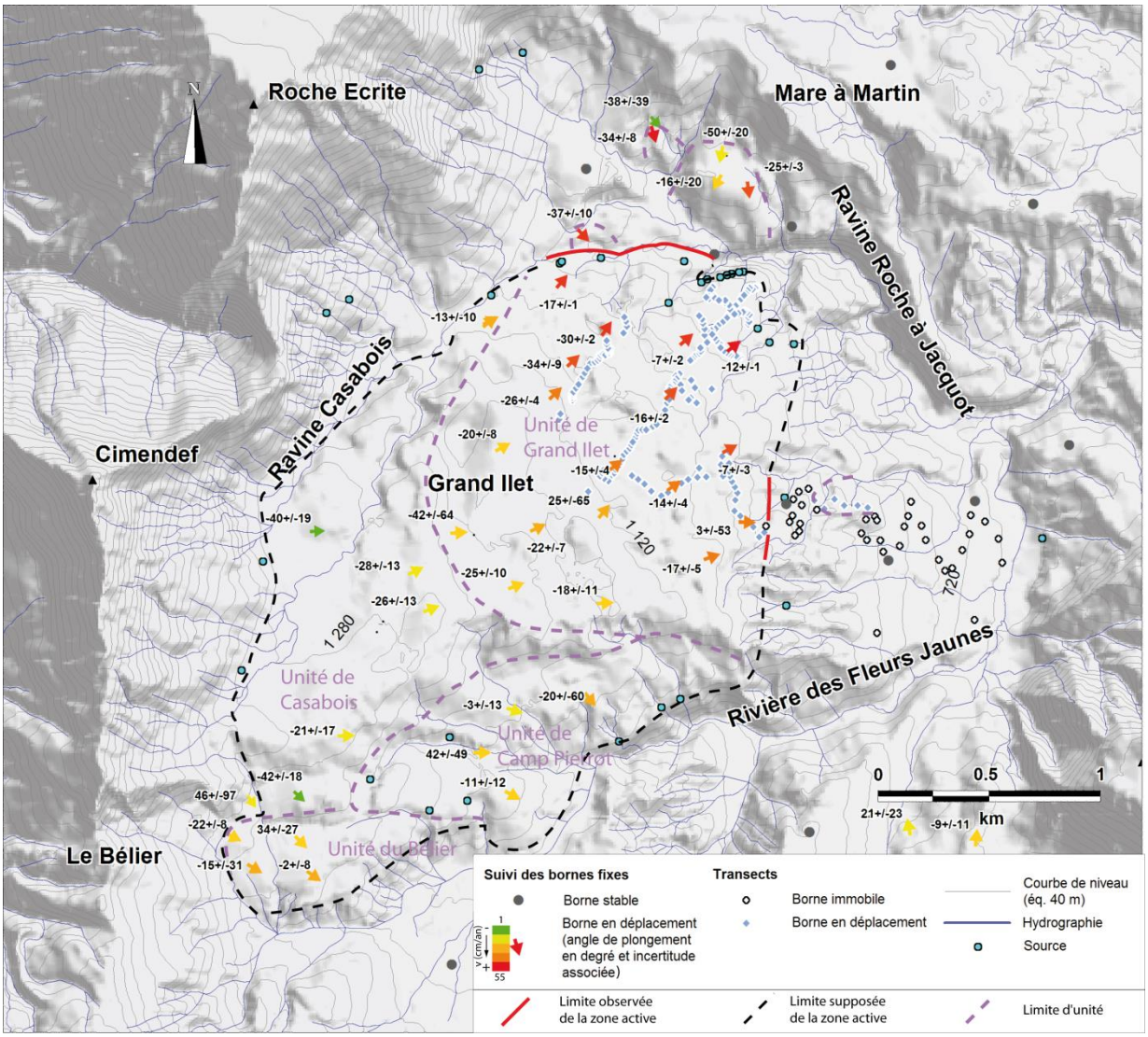


Figure 3.5 : Angle de plongement des bornes géodésiques. Les incertitudes associées sont issues du rapport Brgm RP-61994-FR (Mazué et al., 2012). Les valeurs d'angles varient significativement sur le secteur le plus actif.

b. Interprétations

Délimitation des secteurs instables

En termes d'interprétation, quatre unités instables peuvent être définies à l'intérieur de la zone affectée par les mouvements de terrain, à partir des données de vitesses de déplacement et de l'orientation des vecteurs déplacements :

- L'unité de Grand Ilet ;
- L'unité de Casabois ;
- L'unité de Camp Pierrot ;
- L'unité du Bélier.

Le suivi des déplacements permet en outre de localiser précisément l'emplacement des limites de la zone en mouvement (i) dans la ravine Roche-à-Jacquot sur le secteur de la cascade Micheline et (ii) sur la RD52 entre Grand Ilet et le pont sur la rivière des Fleurs Jaunes. De manière moins précise, il permet de supposer que la limite amont du secteur affecté par les déplacements est localisée au pied du rempart du Cimendef, car les bornes du secteur de Casabois enregistrent un déplacement significatif. Dans tous les cas, l'utilisation des données géologiques et géomorphologiques apparait nécessaire pour contraindre les limites des zones instables en complément du suivi des bornes géodésiques. En outre, ces données soulignent la nécessité d'étendre les investigations aux secteurs du Bélier, de Camp Pierrot et de Casabois dans le cadre de l'étude géologique et hydrogéologique.

Modalités de déformation du glissement

Les marqueurs géomorphologiques inventoriés sur le secteur de Grand Ilet permettent de préciser les modalités de la déformation associée à l'activité du glissement. D'un point de vue structural, deux familles de failles peuvent être distinguées sur la base des indices décrits précédemment.

Les escarpements sont généralement interprétés comme la manifestation en surface de la déformation le long de failles normales à pendage orientée dans le sens de glissement. Puisque ces failles normales sont les plus nombreuses et qu'elles produisent les décalages les plus importants, elles constituent le mécanisme de déformation contrôlant principalement la déformation en surface de l'unité de Grand Ilet.

Les contrepentes doivent être considérées comme la déformation associée au jeu normal de faille à pendage amont (pendage vers l'amont du glissement), ce qui est généralement le cas pour les instabilités de grande ampleur (Cruden et Varnes, 1996; Agliardi et al., 2001; Glastonbury et Fell, 2008). En raison des faibles décalages observés, les taux de déformations associés à ces failles sont moins importants que ceux des failles à pendage aval. En outre, cette génération de faille affecte principalement les secteurs amont, alors que les failles normales à pendage aval constituent le mécanisme de déformation principal des secteurs à forte activité.

En termes d'interprétation, la formation des mares sèches peut être attribuée aux jeux conjugués des deux familles de failles normales décrites précédemment (grabens en pied d'escarpement). Ce phénomène est également décrit pour d'autres instabilité (Cruden et Varnes, 1996; Agliardi et al., 2001; Glastonbury et Fell, 2008).

De ce fait, la configuration structurale du secteur de Grand Ilet indique que le régime de déformation est essentiellement extensif à l'échelle de la zone instable. Ce contexte est confirmé par la mise en évidence de fissures ouvertes parallèles à la direction du glissement. L'absence de marqueur témoignant d'une déformation en compression (chevauchement) confirme ce schéma. En émettant l'hypothèse que la déformation de surface est la résultante de la déformation selon plusieurs plans de faille, la grande variabilité des angles de plongement des bornes géodésiques peut être expliquée par cette géométrie complexe. Cette hypothèse sera reconsidérée par la suite, en s'appuyant sur les résultats des études géologiques de terrain et sur les investigations réalisées dans les piézomètres.

En conclusion, l'ensemble des éléments décrits amènent à préciser la structure du glissement de Grand Ilet, puisque la présence de failles normales à pendage amont n'avait jusqu'alors pas été décrite. Le nouveau schéma conceptuel est par ailleurs parfaitement cohérent avec les résultats des modélisations analogiques réalisées par Arnaud sur le glissement de Mare à Poule d'Eau (Arnaud, 2005), qui mettaient en évidence l'importance des failles normales à pendage amont dans les mécanismes de déformation de la masse glissée.
Dans le cadre de l'étude hydrogéologique du secteur, le rôle éventuel de ce contexte extensif dans les processus de recharge de la nappe des brèches devra être considéré avec attention. Un tel contexte est en effet favorable à la formation d'hétérogénéités verticales de perméabilité, pouvant potentiellement accélérer les processus d'infiltration des eaux de recharge vers la zone saturée.

3.2. Rôle de la géologie sur la formation du glissement de Grand Ilet

a. Observations

Le faciès des brèches de Grand Ilet

Les brèches de Grand Ilet affleurent principalement au nord-est et à l'est du village de Grand Ilet. Sur ce secteur, elles présentent un faciès généralement peu induré, voir pulvérulent dans certains secteurs. Ces brèches sont représentées principalement par le faciès « matriciel » de l'avalanche de débris (Arnaud, 2005), constitué de blocs décimétriques à métriques de nature basique emballés dans une matrice sableuse à graveleuse (Figure 3.6). Certains éléments présentent des structures en jigsaw cracks.

Un faciès « bloc » affleure dans la ravine Roche-à-Jacquot en amont de la cascade Micheline. Il est constitué de mégablocs de faciès lavique, pluri décamétriques, individualisés au sein du faciès matriciel. Les blocs présentent généralement une fracturation intense, impliquant une faible cohésion. Le faciès contient généralement des zéolites visibles en remplissage dans les vacuoles des blocs et dans la matrice.

Les blocs basiques présents dans la brèche sont d'origine lavique (texture de coulées pahoehoe préservées), intrusives (morceaux de sill ou de dykes) ou bréchiques. En effet, des blocs de brèches indurées basiques y sont observés, ainsi que des fantômes de dykes basiques intensément fracturés. Ces derniers sont visibles dans la montée vers Grand Ilet (RD52) à l'altitude 900 m NGR (Figure 3.11). Aucune intrusion basique préservée de la déformation n'est remarquée au sein des brèches dans le périmètre de la zone de glissement.

Par ailleurs, des veines de calcite secondaire sont observées en remplissage de fractures, en particulier en aval de la source de l'Eglise (EG).

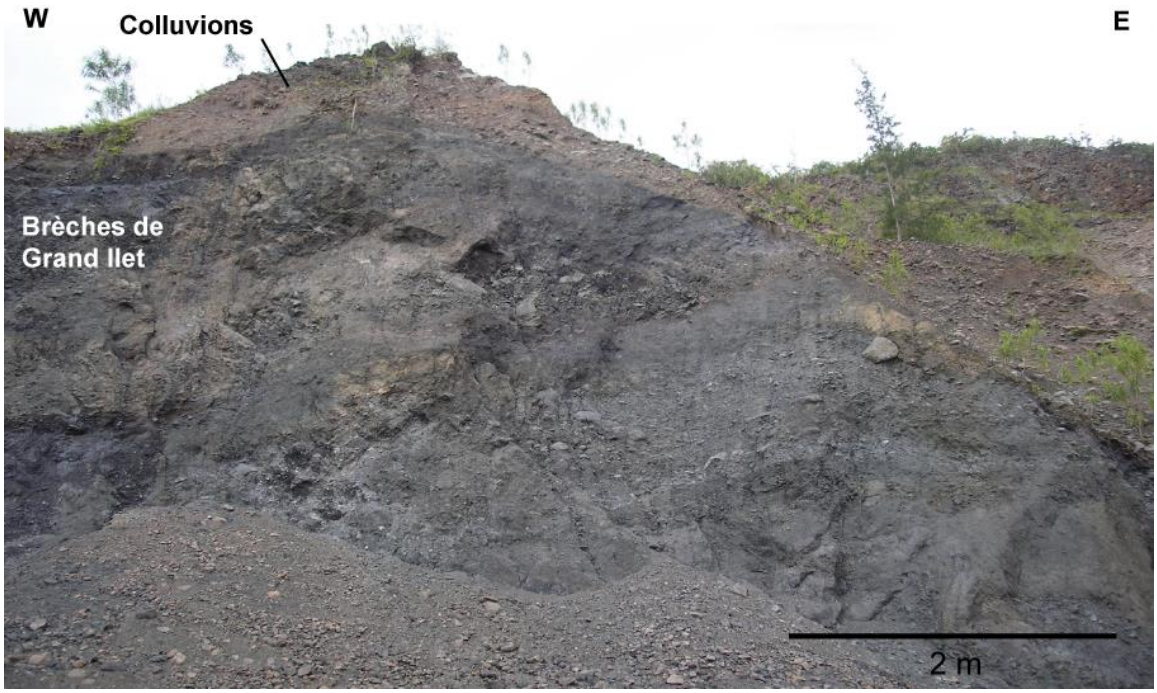


Figure 3.6 : Affleurement des brèches de Grand Ilet (faciès matriciel) dans la ravine Roche à Jacquot 100 mètres en aval de la source NR2.

Localement en bordure de la RD52, un faciès à éléments différenciés est contenu dans ces brèches. Le pendage des contacts supérieurs et inférieurs est orienté vers l'est d'environ 20°. Ces contacts présentent une forte déformation cisaillante.
Les blocs contenus dans ce « niveau » présentent dans certains cas une forme émoussée voir arrondie. Leur nature montre un fort polygénisme, avec des basaltes à océanites zéolitisés et des basaltes à plagioclases. A l'échelle de l'affleurement, ce niveau montre une induration importante, contrastant avec les formations bréchiques déstructurées présentes à son toit et son mur. Il est affecté par une déformation fragile, sous la forme de plusieurs failles normales avec un pendage vers l'est. Elles décalent ce niveau, recoupant également les formations au toit et au mur. En revanche, il ne présente pas de déformation dans la masse, contrairement aux formations bréchiques qui l'encadrent.

Au niveau de la cascade Micheline, un sill différencié est présent à la base du faciès « pulvérulent » des brèches de Grand Ilet (Figure 3.7). La continuité de ce sill est observée jusque dans la rivière des Fleurs Jaunes. Il affleure également en position de dalle structurale sur la partie inférieure du versant est, avec un pendage vers l'est d'environ 20°. A cet endroit, il est regroupé avec plusieurs autres intrusions différenciées à faible pendage (pile de sills). Pour rappel, l'une de ces intrusions est un trachyte comenditique selon une analyse roche totale (Nativel, 1978).

Variabilité spatiale du degré d'induration des brèches

L'induration des brèches de Grand Ilet présente une variabilité spatiale importante. Elle est globalement faible au niveau du pied de glissement dans la ravine Roche-à-Jacquot. A ce niveau, les brèches de Grand Ilet peuvent être qualifiées de « pulvérulentes ». Ce faciès est particulièrement bien représenté dans la montée de la RD 52 et sur l'ensemble du versant est du plateau (Figure 3.11). Il est également affleurant sur les versants bordant le lit de la Ravine blanche au nord-est du pied de glissement (Figure 3.11).
Cependant, plusieurs secteurs sont identifiés avec des brèches basiques présentant une forte induration. Elles sont tout d'abord observées entre le sill différencié et le substratum lavique au niveau de la cascade Micheline (Figure 3.7). Elles se présentent sous la forme d'un niveau d'épaisseur métrique dont l'épaisseur est croissante vers le nord-est. A cet endroit, le sill différencié constitue l'interface entre les brèches basiques indurées et les brèches basiques pulvérulentes. L'immobilité de ce sill, démontrée par le suivi des bornes fixes du projet MvTerre2 (Mazué et al., 2012), prouve que les brèches présentes à son mur ne sont pas affectées par le glissement actuel. Par contre les brèches présentes au toit du sill sont le siège d'une déformation active (vitesse moyenne de l'ordre de 0,5 m/an).
Le contact entre les brèches basiques indurées et le substratum montre un pendage d'environ 10° en direction du nord-est (Figure 3.7). Une déformation intense est remarquée au niveau de cette interface.

Figure 3.7 : (a) Contact entre les brèches basiques indurées et le substratum (océanites zéolitisées). Cette interface est le siège une déformation importante. (b) Point de vue sur le contact entre brèches et coulées d'océanites zéolitisées en rive gauche de la ravine Roche-à-Jacquot. (c) Contact entre les brèches basiques pulvérulentes, les brèches basiques indurées et les coulées d'océanites zéolitisées (laves basiques) en rive droite de la ravine Roche-à-Jacquot en aval de la cascade Micheline.

Ce faciès de brèches basiques indurées est, de plus, observé en plusieurs endroits à l'extérieur de la limite du glissement de Grand Ilet. Il est notamment présent sous le pont sur la ravine Roche-à-Jacquot et en bordure du chemin menant à Mathurin, à proximité immédiate des affleurements de brèches pulvérulentes (Figure 3.11). L'extension de ce faciès est également remarquée au pied du rempart de la Roche-Ecrite, en aval de la source Ravine Blanche (Figure 3.11). Les observations réalisées à la jumelle permettent de supposer le positionnement sous les remparts de ces brèches indurées, précisément dans leurs parties sud-ouest et nord-est (Figure 3.8).

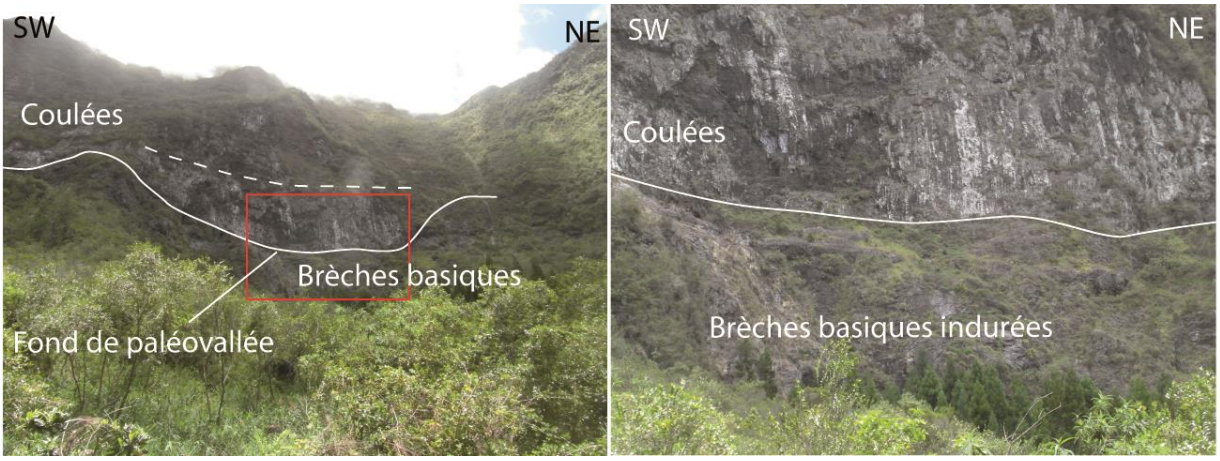


Figure 3.8 : Brèches basiques indurées sous les remparts de la Roche-Ecrite observées depuis le captage de la source Ravine Blanche.

Argilisation des brèches

Les brèches de Grand Ilet (faciès déconsolidé « pulvérulent ») présentent une argilisation importante. Cette argilisation se traduit par des faciès plastiques bleutés, riches en montmorillonite (d'après les analyses disponibles dans la bibliographie (Delmas et Desvarreux, 1999)). Au sein de ce faciès, la taille des éléments apparait fortement réduite : leur diamètre n'excède pas quelques centimètres (Figure 3.9). Par ailleurs, la matrice montre une plasticité importante lorsque qu'elle est saturée, par exemple au niveau de certaines sources. Des affleurements de ce faciès sont observés de manière discontinue du pont sur la ravine Roche-à-Jacquot jusqu'à la source Titeuil (TI). Dans la ravine Roche-à-Jacquot, de nombreuses zones de cisaillement à plans striés sont observées au sein de ces formations argileuses.

Figure 3.9 : Affleurement du faciès argileux de la base des brèches de Grand Ilet, observé dans la ravine Roche-à-Jacquot en amont de la source Petite Nourry (NR2).

Le phénomène d'argilisation apparait particulièrement intense à la base du faciès pulvérulent, sur une épaisseur moyenne d'environ 10 mètres. Il n'affecte pas le sill de la cascade Micheline, qui semble recouper le faciès de brèches argileuses.

En outre, les caractéristiques du faciès de brèches basiques indurées, observé sous le pont en rive gauche de la ravine Roche-à-Jacquot, sont proches de celles du faciès plastique affleurant en rive droite plus en aval (patine bleutée, éléments centimétriques, matrice à granulométrie très fine).

Dépôts de démantèlement récents

Les dépôts de démantèlements récents se caractérisent généralement par des faciès hétérogènes à faible extension géographique. Le faciès le plus couramment rencontré correspond à des brèches peu indurées à blocs décimétriques de coulées différenciées, contenus dans une matrice sableuse à graveleuse (Figure 3.10). Il contient quelques jigsaw cracks. Les zones d'affleurement de ce faciès sont localisées principalement au sud du village de Grand Ilet (Figure 3.11). A cet endroit, le contact entre les brèches de Grand Ilet et ces dépôts est observé. Ce contact ne présente pas de marqueurs de déformation, que cela soit pour les brèches de Grand Ilet sous-jacentes ou pour la base des dépôts récents. L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre 30 mètres dans certains secteurs, notamment au sud de Grand Ilet.

Plus rarement, des blocs pluri décamétriques à texture de coulées préservée recouvrent les brèches de Grand Ilet sur quelques mètres d'épaisseur (Figure 3.10). Ils sont déposés en remplissage dans des dépressions affectant le toit des brèches de Grand Ilet. On les trouve majoritairement au nord-est du plateau.

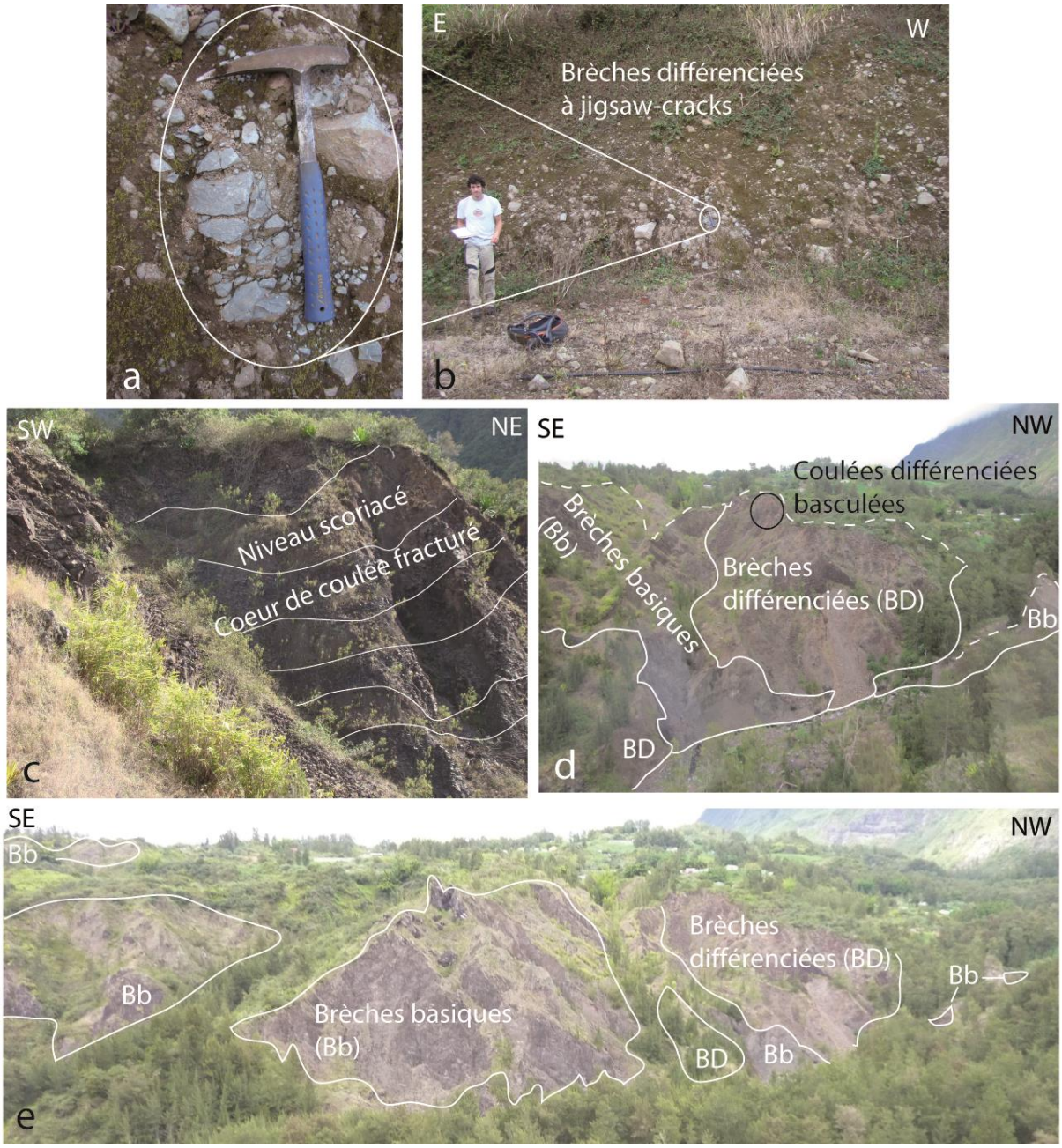


Figure 3.10 : (a) Jigsaw cracks dans des brèches à éléments différenciés. (b) Affleurement type de brèches pulvérulentes à éléments différenciés affleurant au sud du plateau de Grand Ilet. (c) Zoom sur un bloc de coulées différenciées (localisation sur l'image d) dont l'alternance coulée/scories est préservée, au nord-est du plateau de Grand Ilet. (d) et (e) Agencement des dépôts de démantèlements récents au toit des brèches de Grand Ilet.

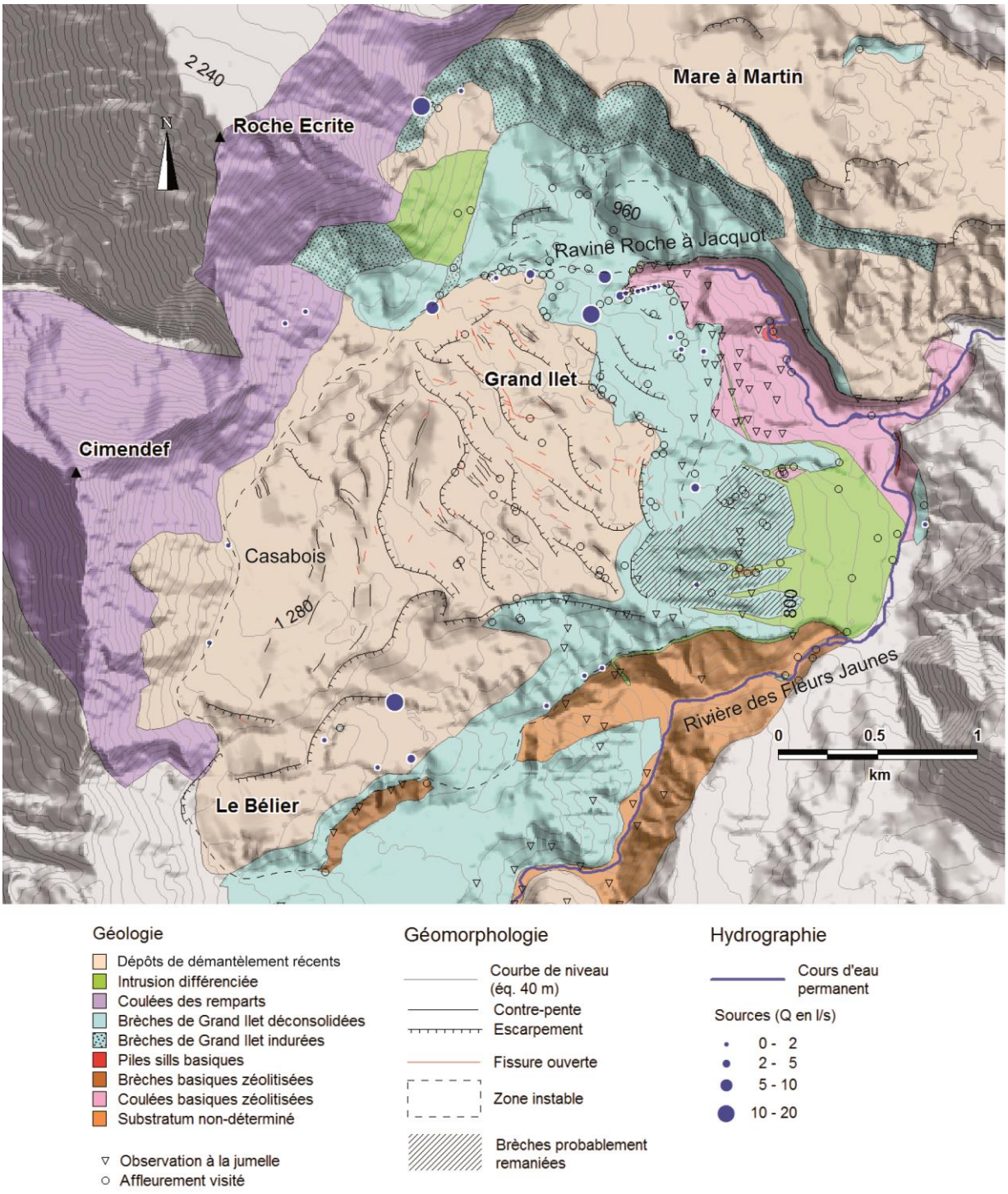


Figure 3.11 : Carte géologique interprétative du secteur de Grand Ilet, avec localisation des affleurements utilisés pour la construction de la carte. Les contrepentes représentées sont localisées à partir des photographies aériennes de 1950 (faible anthropisation du plateau). Les escarpements sont inventoriés à partir des cartes de pentes et des observations de terrain.

b. Interprétations

La déformation active comme mécanisme de déstructuration des massifs bréchiques indurés

Les observations réalisées au niveau de la cascade Micheline et sous le pont de la ravine Roche-à-Jacquot permettent de proposer de nouvelles interprétations sur le contexte géologique du glissement de Grand Ilet.

Tout d'abord, la base de l'avalanche de débris de Grand Ilet semble pouvoir être identifiée sous le sill au niveau de la cascade Micheline, ce qui n'avait pas été décrit auparavant. La déformation intense observée au toit des coulées d'océanites zéolitisées en est l'indice le plus important (site de la cascade Micheline). Par ailleurs, le pendage mesuré permet de proposer une mise en place de ces brèches en direction du nord-est. Cette direction de mise en place est en accord avec celles proposées par la majorité des auteurs (Arnaud, 2005; Oehler et al., 2005; Chaput, 2013). Elle remet en question la direction vers le sud-est proposée dans l'étude cartographique de Salazie menée par le BRGM (Lacquement et Nehlig, 2008). En outre, l'âge de cette avalanche est antérieur à la mise en place du sill de trachyte puisque celui-ci recoupe les brèches de Grand Ilet. Il sera discuté de manière plus approfondie dans la suite des interprétations.

Ensuite, l'évolution brutale de l'induration des brèches basiques observée (i) au toit et au mur du sill à la cascade Micheline et (ii) en aval du pont sur la ravine Roche-à-Jacquot en rive gauche et en rive droite, permet de montrer que le caractère pulvérulent des brèches de Grand Ilet est la conséquence de la déformation active du glissement de terrain. Le degré d'induration est en effet le seul critère qui permet de distinguer ces deux faciès de brèches, car la nature de la matrice et des éléments qu'elles contiennent est identique (i.e. basique). Il est important de noter que ce type de processus de déconsolidation est commun au contexte de versants instables (Vengeon, 1998; Malet, 2003).

Du point de vue de l'étude hydrogéologique, ce phénomène nécessite d'être pris en considération lors de la construction d'un modèle géologique du secteur de Grand Ilet. En effet, en vue de représenter la géométrie du réservoir aquifère, il parait plus pertinent de cartographier les limites du faciès de brèches déconsolidées que celles de l'avalanche de débris de Grand Ilet. Le fait que la ligne de sources S1GI émerge des brèches déconsolidées au toit du sill et non à l'interface brèches / coulées suggère que le faciès de brèches indurées possède des propriétés mécaniques et hydrodynamiques plus proches de celles du substratum que de celles des brèches déconsolidées.

Le glissement de Grand Ilet : la réactivation d'une avalanche de débris anté-rempart

La mise en évidence du rôle de la déformation actuelle sur le caractère pulvérulent implique de nouvelles interprétations quant à l'âge de l'avalanche de débris de Grand Ilet. La continuité probable des affleurements de brèches basiques, observés en rive droite de la ravine Roche-à-Jacquot, avec les brèches situées sous le rempart de la Roche-Ecrite implique un âge antérieur à la formation de ce rempart pour cet évènement. Pour rappel, les coulées de la base des remparts sous le Piton Plaine des Fougères sont datées à 350 ka (Salvany, 2009). Cette interprétation est en adéquation avec les âges ante-stade différencié et l'extension hors cirques de l'avalanche de Grand Ilet proposés par les travaux d'Oehler (2005) et Arnaud (2005). Elle est par contre opposée aux travaux plus récents proposant une extension intra-cirque et des âges plus récents que 350 ka (Lacquement et Nehlig, 2008; Chaput, 2013). Il est important de remarquer ici que la direction de mise en place des brèches de Grand Ilet est équivalente à celle des brèches noires, proposée par Famin et Michon (2010). Même si ces deux évènements sont distincts, cette direction de mise en place commune confirme l'existence d'un exutoire du paléocirque de Salazie en direction du nord-est (Rivière des Pluies et Piton Plaine des Fougères).

Dans le cadre de la compréhension de la formation du glissement de Grand Ilet, ces indices de terrain permettent de souligner plusieurs autres points importants. La base de ce glissement semble être localisée à proximité de celle de l'ancienne avalanche de débris, dont la direction du pendage est similaire à celle vers le nord-est du glissement actuel. Le sill de trachyte semble jouer un rôle local en permettant la localisation de la déformation à son toit et non exactement à l'interface brèches / coulées. Toutefois, il ne parait pas justifié de généraliser le rôle de ce sill à l'échelle de l'ensemble du secteur de Grand Ilet. Les observations de terrain suggèrent plutôt une extension du sill limité au secteur est et nord-est du glissement, car celui-ci n'est pas observé dans les unités du Bélier et de Camp Pierrot, alors qu'elles sont elles aussi affectées par des déplacements.

Multiplicité des processus d'argilisation des brèches

Différents processus peuvent être invoqués pour expliquer l'argilisation des brèches :

- La formation d'argiles relative aux circulations d'eaux souterraines dans les formations volcaniques aquifères (Bret et al., 2003) ;
- La déformation intense en base d'avalanche de débris lors de d'épisode de déstabilisation à l'origine de la formation de cataclases[3] (Bachèlery et al., 2003) ;
- La déformation intense en base de glissement de terrain. Une semelle argileuse basale est en effet souvent mise en évidence en contexte de glissement (Baum et Reid, 1995; Corominas et al., 2005; Matsuura et al., 2008).

Sur la base des observations de terrain réalisées à Grand Ilet, il parait difficile de distinguer les contributions respectives de ces différents phénomènes. En effet, une déformation intense est bien observée au sein de l'avalanche de Grand Ilet avec des matériaux broyés sous forme de cataclases, en particulier à la base des dépôts (Figure 3.7). Les faciès à forte teneur en argile (faciès plastiques), sièges des déformations actuelles, sont également observables à la base des faciès pulvérulents dans lesquels circulent les eaux souterraines. Il est de ce fait probable que l'argilisation de la base des brèches de Grand Ilet soit la conséquence des effets conjoints des trois processus cités précédemment (déformation ancienne lors de la mise en place de l'avalanche, actuelle

[3] Cataclases : Broyage d'une roche et de ses éléments qui sont réduits en petits débris anguleux, tordus et étirés

associée au glissement de terrain et par la circulation des eaux souterraines). Des investigations géologiques plus poussées pourraient permettre de mieux contraindre le processus d'argilisation de ces brèches, notamment par des analyses supplémentaires par diffractions des rayons X afin (i) de préciser la nature des phases argileuses, et (ii) de comparer les phases des brèches indurées avec celles des brèches déstructurées.

Outre l'identification des processus relatifs à leur genèse, la mise en évidence d'une extension géographique de ces argiles à l'échelle de l'unité nord-est (la plus active) du glissement de Grand Ilet souligne la nécessité de prendre en considération le rôle de ces formations dans les mécanismes de glissement et les circulations d'eaux souterraines. En effet, les caractéristiques connues de ces formations d'un point de vue hydrodynamique (faible perméabilité) et mécanique (faible résistance au cisaillement, en particulier en condition saturée) en font un facteur favorisant le déclenchement et l'entretien des instabilités de versants.

Des dépôts de démantèlement à éléments différenciés : des évènements récents, localisés et d'épaisseur variable

Les dépôts présents en recouvrement sur les brèches de Grand Ilet semblent être issus d'évènements localisés et d'ampleur limitée. Ils se sont mis en place sur une morphologie probablement irrégulière (anciennes structures d'érosion ou morphologie accidentée associée à la mise en place), ce qui explique la variabilité spatiale de leur épaisseur.

En outre, il convient de discuter ici de l'affleurement de la RD52 à l'altitude 900 m NGR (Figure 3.12), largement décrit et utilisé dans les études du secteur de Grand Ilet, en particulier pour la détermination de l'âge des brèches de Grand Ilet. Les observations de terrain permettent d'argumenter l'histoire géologique de cet affleurement. Cet argumentaire est développé autour de deux postulats opposés.

Si l'on considère que ce niveau fait partie intégrante de l'avalanche de débris de Grand Ilet (qui aurait alors un âge postérieur au stade différencié) deux solutions sont envisageables pour expliquer sa formation :

- Soit cette lithologie est préexistante à l'avalanche sous la forme observée actuellement (coulée de débris), et a été englobée dans la brèche lors de sa mise en place (dépôt plus ancien que les brèches de Grand Ilet);
- Soit elle est issue de la déstructuration d'une brèche différenciée déposée sur l'avalanche de débris basique et remaniée par le glissement actuel (dépôt plus récent que les brèches de Grand Ilet).

La première hypothèse semble pouvoir être écartée car le niveau considéré n'est pas affecté par la déformation en masse de l'avalanche observée sur les formations attenantes. Il n'est pas cohérent de considérer que ce niveau ait résisté à la brèchification lors de l'épisode de déstabilisation, alors que les dykes sont retrouvés découpés en plusieurs tronçons et entièrement cataclasés. La déformation fragile de la coulée de débris par faille normale correspond par ailleurs à un mouvement de terrain actif, localisé par le suivi des déformations sur la RD52 (Figure 3.12).

La seconde hypothèse peut être discutée sur la base de différents arguments. Ce versant, dont la pente est relativement forte en direction de l'est (pendage conforme à celui de la coulée de débris à éléments différenciés), est le siège d'épisodes de remaniement fréquents sous forme de coulées boueuses et de glissements localisés (Pinchinot, 1984). Les fortes pentes et la présence du sill trachytique en position de dalle structurale favorisent

une activité érosive intense. L'ensemble de ces facteurs font que l'histoire géologique des formations observées à l'affleurement est probablement rendue complexe par les épisodes de remaniements successifs des formations bréchiques peu cohérentes au cours de la période érosive de la rivière des Fleurs Jaunes. La niche d'arrachement visible en tête du versant est confirme l'existence d'au moins un glissement d'ampleur moyenne dans ce secteur (Figure 3.12). Il est donc tout à fait possible que des brèches basiques aient été charriées sur la coulée de débris par un phénomène de glissement localisé.

Cette interprétation permet de remettre en question un âge de l'avalanche de débris de Grand Ilet plus récent que le stade différencié, ce qui est cohérent avec la réflexion menée sur la possible extension hors cirque des dépôts associés à cette avalanche. Sur la base des arguments évoqués précédemment, le caractère autochtone des formations géologiques superficielles de ce versant est amené à être discuté. De ce fait, il parait aléatoire de baser des interprétations visant à discuter de l'âge de l'avalanche de Grand Ilet sur l'affleurement de la RD52 montant à Grand Ilet.

Dans le cadre d'une réflexion plus générale, la problématique soulignée ici à l'échelle d'un affleurement implique la nécessité de discuter du rôle des phénomènes de déstabilisation « récents » dans la cartographie géologique des cirques. En effet, les remobilisations postérieures à la mise en place des avalanches peuvent considérablement modifier les configurations d'affleurement. Pour exemple, dans le cas du glissement de Grand Ilet dont l'activité est antérieure à 1950, 100 ans d'activité avec des vitesses moyennes annuelles de 20 cm/an dans les secteurs moyennement actifs génère un déplacement planimétrique de 20 mètres. Bien que très approximative (activité des glissements variable en fonction du contexte érosif, phases d'arrêt et de réactivation…), une telle estimation souligne l'effet significatif des instabilités gravitaires « actuelles » sur la géologie des cirques à l'échelle de plusieurs siècles d'activité. De plus, les zones d'affleurements sont majoritairement localisées sur les berges des cours d'eau, contexte favorable au déclenchement d'instabilités de versant.

Dans le cadre de l'étude hydrogéologique de Grand Ilet, la prise en considération de matériaux remaniés sur le versant est de Grand Ilet est susceptible de jouer un rôle (i) sur l'hydrodynamique locale des aquifères des brèches et (ii) sur l'hydrochimie et les interactions eaux-roches (présence locale d'éléments différenciés au sein des brèches basiques). Ces paramètres devront être pris en compte lors de la conceptualisation hydrogéologique du secteur.

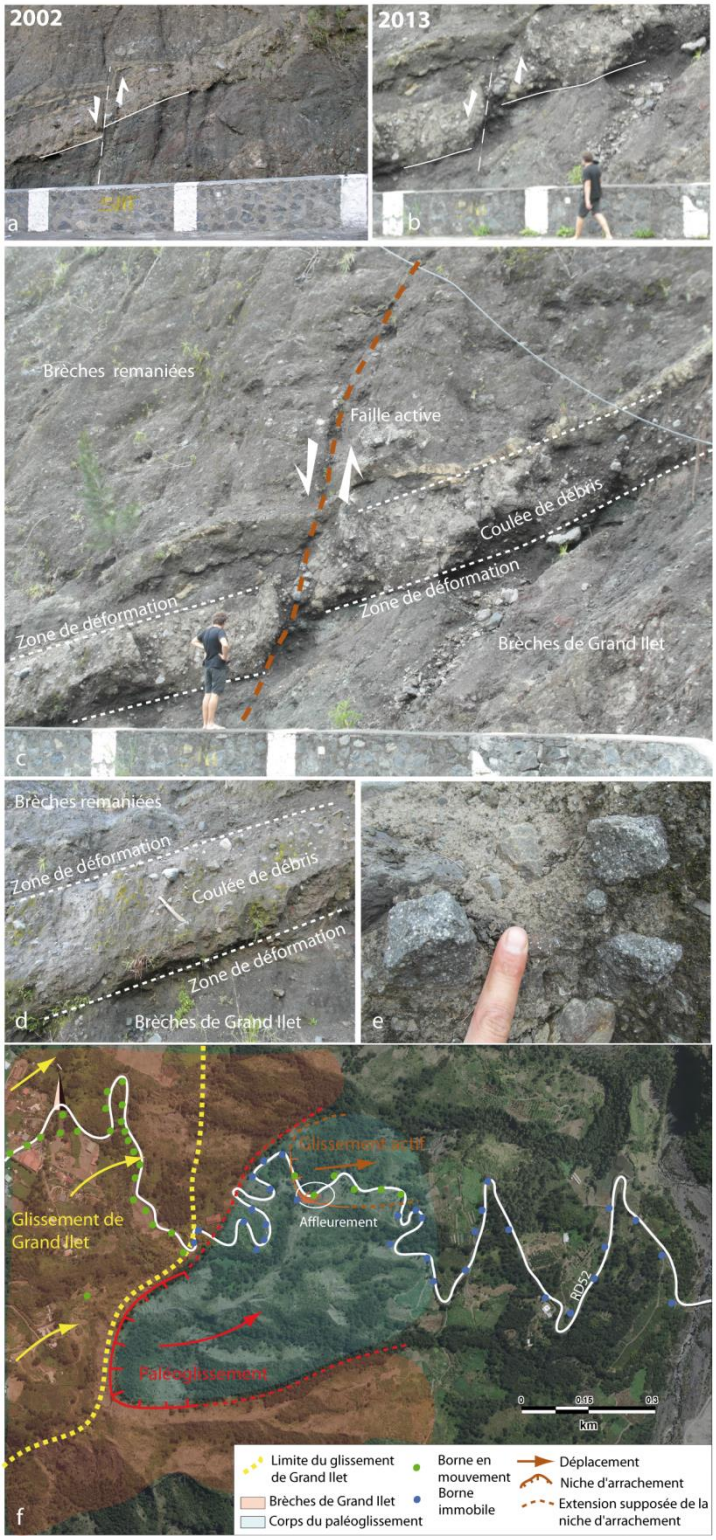


Figure 3.12 : (a) et (b) Evolution récente de la niche d'arrachement du glissement affectant la RD52. (c) Faille active recoupant les brèches basiques et une coulée de débris à éléments différenciés affleurant sur la RD52 en montant à Grand Ilet. (d) Eléments émoussés dans la coulée de débris (e) Blocs de basalte différencié à plagioclase dans la coulée de débris. (f) Extension supposée des dépôts remaniés et localisation de l'affleurement de la coulée de débris sur la RD52.

4. Structure 3D du glissement de Grand Ilet et modalité de déformation

4.1. Localisation des zones de contact

Afin de construire la géométrie de la base du glissement, les zones de contact entre brèches indurées / brèches déstructurées et entre brèches déstructurés / coulées zéolitisées, localisées au cours de l'étude géologique, sont utilisées. La nature des brèches n'a pas d'importance ici, puisque c'est le caractère déstructuré qui implique l'existence de mouvements dans le compartiment supérieur. Ces zones de contact contraignent le modèle au pied de la zone instable au niveau de la cascade Micheline, sur le secteur nord-est, et dans le secteur sud-est. L'interface entre le sill et les formations déconsolidées située à son toit est aussi considérée comme une zone de contact, en particulier pour le versant est.

Le contact entre les coulées de rempart et les brèches (quelle que soit leur nature) contraint la structure au pied des remparts du Cimendef et de la Roche-Ecrite.

Dans la ravine Roche-à-Jacquot entre le pont et la cascade Micheline, les affleurements de brèches argileuses suggèrent la proximité du substratum induré (brèches ou coulées) sous les alluvions de la ravine. Cette proximité est confirmée par les affleurements de brèches indurées en rive gauche en aval du pont et par les investigations sismiques de SAGE localisant le substratum environ 20 m sous les alluvions (Delmas et Desvarreux, 1999) en amont de la cascade Micheline. Sur la base de ces arguments, la base du glissement est fixée approximativement à 15 m sous le niveau actuel du lit du cours d'eau sur cette portion de la ravine.

4.2. Epaisseur du glissement au centre du plateau : utilisation des piézomètres

a. Résultats

Les coupes géologiques des trois piézomètres de 100 mètres, réalisées par les foreurs, sont reprises ici pour rechercher des indices sur la profondeur de la base du glissement (Figure 3.13). Pour rappel, ces forages ont été réalisés à l'ODEX et au marteau fond de trou. Les coupes géologiques des forages ont été levées par les foreurs, sur la base de la description des cuttings.

Dans le piézomètre PZA3, des « basaltes gris noir » sont décrits à une profondeur de 86,50 mètres. A cette profondeur, le rotary est remplacé par le marteau fond de trou et le diamètre de foration est réduit de 215 mm à 190 mm. Au-dessus de ces « basaltes » est décrit un ensemble bréchique relativement homogène, plus ou moins riche en blocs jusqu'à une profondeur de 15 mètres. Des niveaux plus indurés semblent être remarqués entre 28,4 m et 32 m et entre 39 et 54 m de profondeur. Des « blocs et des limons » se trouvent au toit des brèches sur 15 mètres d'épaisseur. Par ailleurs, la profondeur actuelle de ce piézomètre est de 84,19 mètres. Une zone de déformation partielle du tubage est également identifiée à 74 mètres de profondeur.

Dans le piézomètre PZB3, des « basaltes vacuolaires gris marron » sont identifiés à partir de 80 mètres de profondeur. A la profondeur de 81 mètres, la technique de foration change du rotary au marteau fond de trou. Le diamètre est réduit de 215 à 190 mm. Une succession lithologique similaire au forage PZA3 est décrite au toit

des « basaltes », avec un ensemble bréchique relativement homogène. Deux « niveaux massifs » sont localisés au sein des brèches entre 60 et 64 m et entre 15 et 30 m de profondeur. Des « blocs et des limons » sont décrits entre 0 et 15 m de profondeur. Les mesures effectuées indiquent une profondeur actuelle du piézomètre de 85,73 m.

Le piézomètre PZE2 est singulier par rapport aux deux piézomètres précédents. Sa coupe géologique montre en effet une exceptionnelle homogénéité dans la description des faciès. Un faciès de brèches évoluant entre des « brèches marron grise limoneuse » et des « brèches marrons grises à blocs et limon ». La technique de foration à l'ODEX ne change pas avec la profondeur. En outre, deux changements de diamètre de foration sont observés à 30 m (de 250 à 175 mm) et à 61 m (de 175 à 150 mm). La profondeur actuelle de ce forage est de 66,24 mètres.

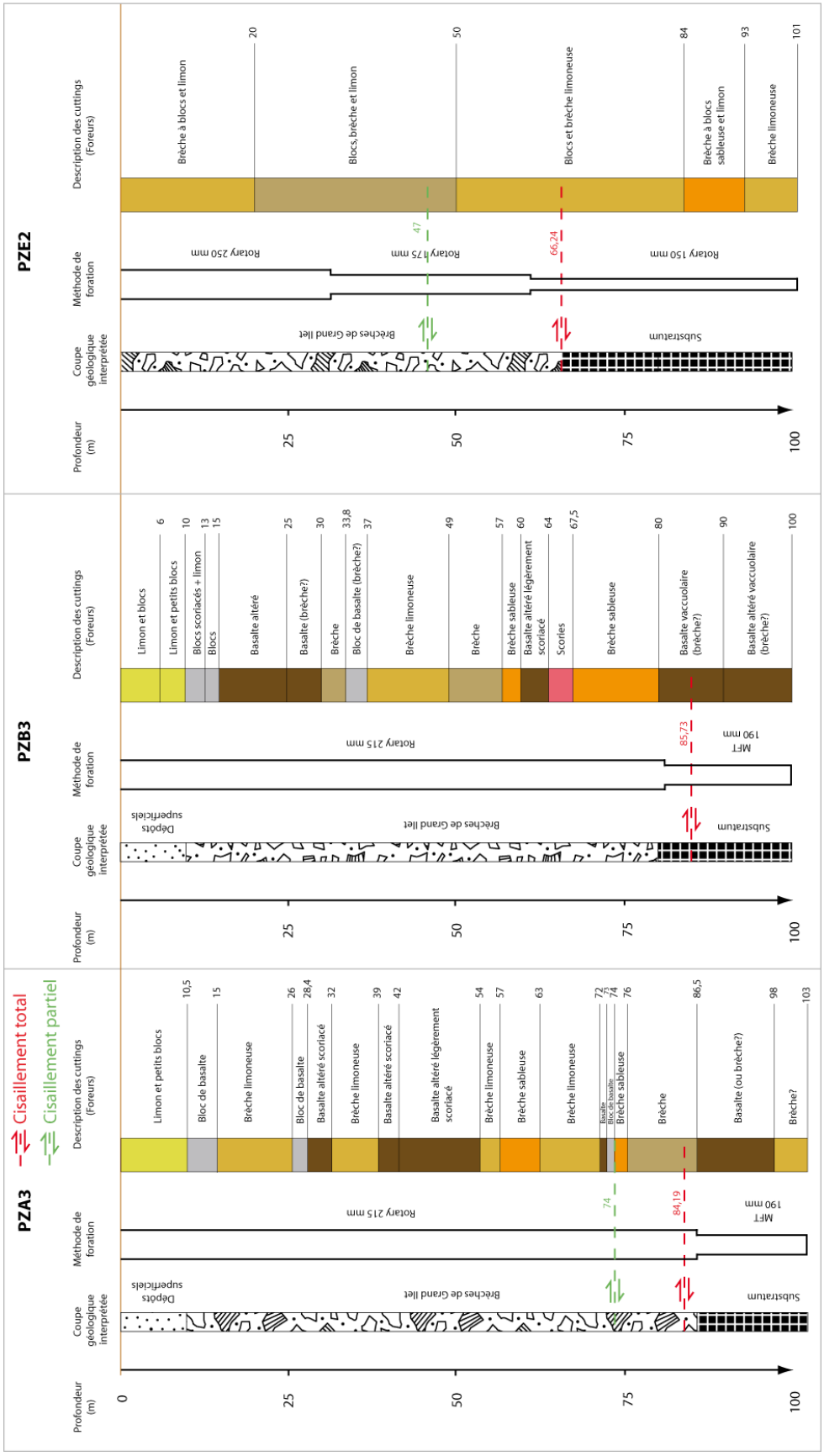


Figure 3.13 : Synthèse et interprétation des coupes géologiques des piézomètres profonds du secteur de Grand Ilet. Les profondeurs de cisaillement et les méthodes de foration sont précisées pour argumenter l'interprétation (MFT = Marteau Fond de Trou). Le piézomètre PZE 2 a été réalisé en 2005 alors que les piézomètres PZA3 et PZB3 ont été réalisés en 2006.

b. Interprétations

La succession lithologique « substratum compétent / brèches déconsolidées / dépôts superficiels » est mise en évidence dans les forages PZA3 et PZB3. Le substratum semble être atteint à des profondeurs supérieures à 80 m sur la base des lithologies décrites (Figure 3.13). L'utilisation de la technique du marteau fond de trou témoigne du passage à des formations géologiques plus indurées, ce qui confirme l'identification d'un substratum compétent. En outre, le cisaillement à proximité de l'interface brèches / substratum permet de localiser la base du glissement dans ces ouvrages. Ces résultats confirment que la base des brèches déconsolidées est bien le siège de la déformation, et que les matériaux indurés sont caractéristiques des formations stables sous le glissement. Les écarts constatés entre la cote de l'interface relevée par les foreurs et la cote de cisaillement des piézomètres révèlent (i) soit que les levés des foreurs sont imprécis du fait des difficultés techniques de mesurer la cote d'une interface à partir de cuttings en forage destructif (ii) soit que la zone de déformation de base de glissement possède une épaisseur plurimétrique, et n'est pas une couche mince de quelques centimètres d'épaisseur. L'observation des niveaux argileux de plusieurs mètres d'épaisseur en pied de glissement, dans lesquels sont observés de nombreux plans striés, confirme l'hypothèse d'une zone de cisaillement plurimétrique. Par ailleurs, l'absence de cisaillement des tubages au-dessus de cette profondeur indique que les déplacements sont essentiellement localisés au niveau de la base du glissement. Les éventuelles zones de cisaillement plus superficielles n'ont eu qu'un effet limité sur les ouvrages jusqu'à aujourd'hui, en déformant les tubages sans les cisailler dans deux piézomètres (PZA3 et PZB3).

Les intrusions ne sont apparemment pas recoupées par les forages. Ces résultats sont donc en accord avec les études précédentes (Garnier, 2008; Pinchinot, 1984), et avec la cartographie géologique menée dans ce travail, indiquant une extension limitée du sill au nord-est de Grand Ilet. Cependant la précision limitée des descriptions des coupes ne permet pas d'affirmer de manière irréfutable l'absence du sill sous le plateau.

En outre, la faible épaisseur des dépôts superficiels (inférieure à 20 m) est concordante avec les observations de terrain pour ces formations.

Le cas du piézomètre PZE2 est singulier, puisque la profondeur actuelle du cisaillement n'est pas en lien avec un changement lithologique marqué. Cette différence peut être expliquée par le fait que ce piézomètre a été réalisé dans une phase de travaux antérieure aux deux autres, et que les descriptions n'ont pas été réalisées avec le même protocole. La profondeur de cisaillement actuelle sera considérée dans un premier temps comme celle de la base du glissement, en cohérence avec les résultats des deux autres piézomètres. La validité de cette valeur sera ensuite évaluée au cours de l'élaboration du modèle géologique. L'utilisation de ce piézomètre sera écartée de l'analyse si une incohérence significative avec les autres points de calage est remarquée.

4.3. Modèle 3D de la base du glissement

a. Méthode

Pour rappel, le modèle géologique de la base du glissement est construit en s'appuyant sur les données d'affleurement et sur les profondeurs de cisaillement des piézomètres de 100 m. Les points de calage de la base du glissement sont les contacts brèches déconsolidées / brèches indurées, brèches déconsolidées / coulées, et brèches déconsolidées / sill différencié. Les pieds de rempart sont considérés et utilisés comme des zones de contact dans la conception du modèle, car ils constituent la limite amont entre des brèches déconsolidées et des coulées. Par ailleurs, l'étude de la déformation du massif a clairement démontré que cette zone représentait la limite amont du secteur instable. La surface topographique est considérée égale à celle du toit du substratum du glissement dans les secteurs où le substratum est affleurant, en vue d'une modélisation hydrogéologique du glissement intégrant son substratum. Les isobathes de la base du glissement sont tracées manuellement à partir de ces différents points de calage.

b. Résultats

Le modèle géologique établi met en évidence que le pendage de la base du glissement évolue spatialement. Il est orienté vers le sud-est au niveau des unités du Bélier et de Camp Pierrot, alors qu'il est majoritairement orienté vers le nord-est pour l'unité de Grand Ilet et de Casabois (Figure 3.14). En outre, la base du glissement montre une pente plus importante en direction de l'est au niveau du secteur est bordant la rivière des Fleurs Jaunes (Figure 3.14).

Après interpolation des isobathes, les paramètres caractéristiques du glissement peuvent être évalués à partir du modèle géologique. Les volumes instables sont calculés en soustrayant la surface interpolée de la base du glissement au modèle numérique de terrain (MNT IGN 2011 réalisé par interférométrie radar, résolution 5 m). A l'échelle de l'unité active de Grand Ilet, le pendage moyen de la zone de cisaillement basale est de 6,5° en direction du nord-est. Et le volume mobilisé par cette unité est estimé à 175 Mm^3. A l'échelle de l'ensemble de la zone instable incluant les 4 unités, le volume total est estimé à 371 Mm^3 (Tableau 3.1).

Paramètres	Grand Ilet	Camp Pierrot	Bélier	Casabois	Tous secteurs confondus
Surface (km^2)	2.34	0.92	0.33	1.91	5.5
Volume (Mm^3)	174	22	14	161	371
Epaisseur moyenne (m)	74	30	37	82	67
Epaisseur maximale(m)	148	103	74	165	165

Tableau 3.1 : Caractéristiques des unités du secteur instable de Grand Ilet, établies à partir du modèle géologique 3D de la base du glissement et du modèle numérique de terrain (MNT IGN 2011 réalisé par interférométrie radar, résolution 5 m).

Par ailleurs, la géométrie obtenue est cohérente avec les directions de déplacement des différentes unités, puisque les isobathes de la base du glissement apparaissent généralement perpendiculaires aux directions de déplacement (Figure 3.14).

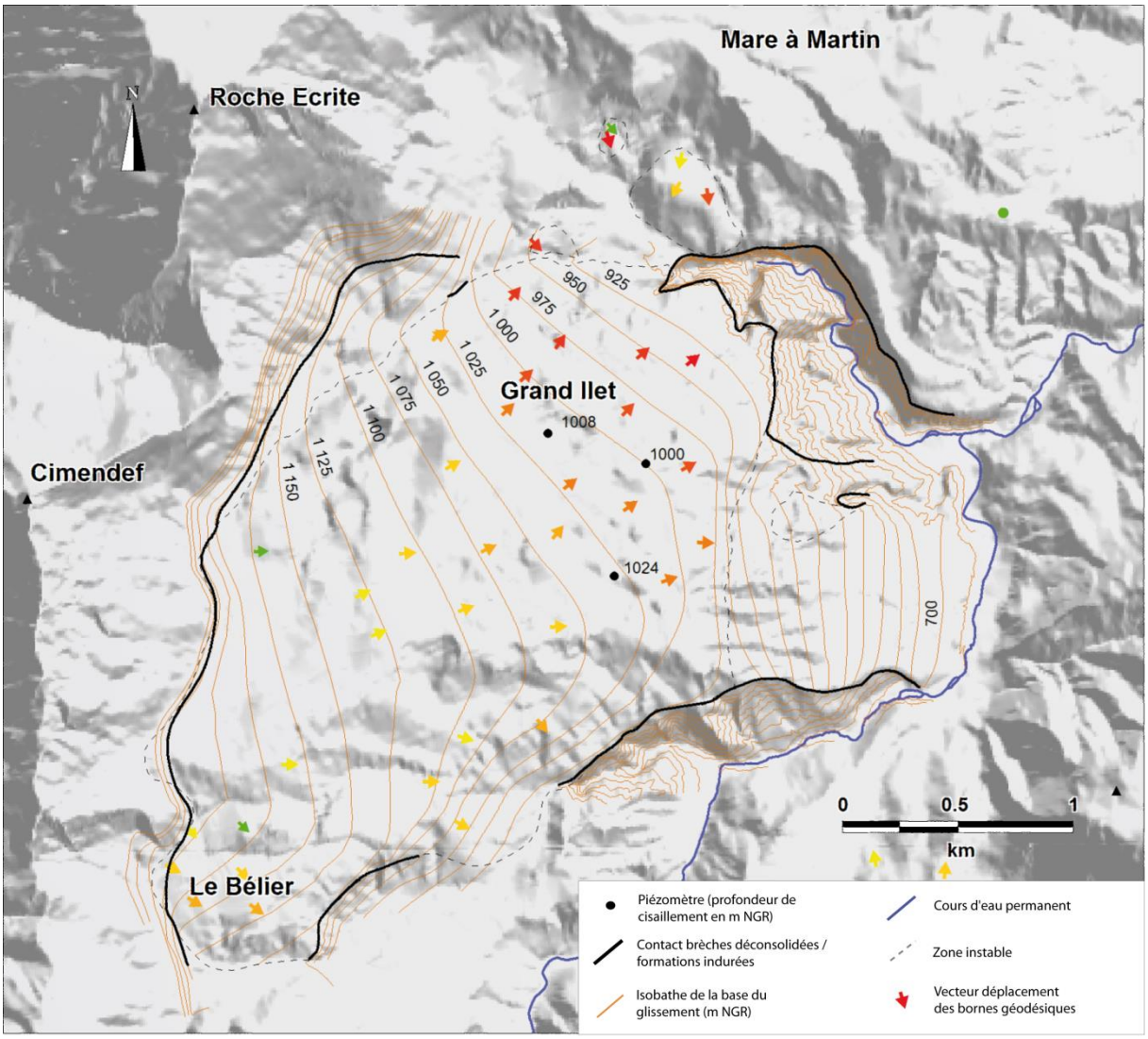


Figure 3.14 : Carte des isobathes de la base du glissement sur le secteur de Grand Ilet. Comparaison avec l'orientation des vecteurs déplacements mesurés à l'aide des bornes géodésiques.

c. Interprétation

La cohérence entre le modèle géologique de la base du glissement et l'orientation des vecteurs déplacements des bornes fixes valide la géométrie proposée à l'échelle de l'ensemble des unités. Elle confirme le choix de l'interface brèches déconsolidées / formations indurées pour représenter la limite de la zone instable.

Par ailleurs, les volumes et les épaisseurs mobilisés par ces instabilités apparaissent exceptionnellement grands au regard des volumes de glissements de terrains connus à l'échelle mondiale. Ils sont néanmoins sensiblement inférieurs aux estimations historiques de 450 Mm^3 faites pour le glissement de Grand Ilet.

Enfin, nous rappelons ici que cette surface ne doit pas être interprétée comme étant exactement celle de la base des brèches de Grand Ilet, car la déformation peut s'être localisée au sein des brèches et non à l'interface brèches / coulées, en particulier au niveau des secteurs amonts peu contraints.

En termes d'application, cette géométrie particulière de la base du glissement (Figure 3.14) sera importante à prendre en considération lors de l'étude hydrogéologique du glissement.

d. Validation par comparaison avec les acquisitions géophysiques

Méthodologie

Des mesures géophysiques H/V et des acquisitions MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) ont été réalisées sur le site de Grand Ilet en 2012. Les mesures ont été réalisées par la société STRATAGEM et le Brgm. Le traitement des données et les interprétations ont été réalisés par le Brgm (Aunay et al., 2012a).

La méthode H/V consiste, à partir de l'enregistrement sismique du bruit de fond ambiant, à calculer le rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale, et permet de suivre les variations spatiales des fréquences de résonance sur le glissement de terrain. Lorsque la géométrie du site peut être assimilée à un milieu mono-dimensionnel, l'épaisseur d'une couche sédimentaire meuble (ayant un fort contraste d'impédance avec le substratum rocheux) peut être reliée à sa fréquence de résonance fondamentale.

La méthode MASW permet la caractérisation des formations de la proche surface. Elle est basée sur l'analyse de la propagation des ondes de surface (ondes de Rayleigh) générées par un tir sismique et enregistrées par un réseau de géophones.

L'analyse couplée des profils de vitesse sismique d'ondes S obtenus par la méthode MASW avec les résultats des mesures H/V permet d'imager de façon sommaire les variations d'épaisseur de l'interface entre le glissement et les couches géologiques sous-jacentes en place. L'analyse combinée des profils MASW et des mesures H/V est réalisée à l'aide du logiciel Grilla. Le détail des méthodes utilisées est disponible en annexe (Annexe 14).

Résultats

Après interprétation des profils, des ordres de grandeur de profondeur de la base du glissement sont proposées pour 16 points à la surface du glissement. Les valeurs varient entre 15 mètres au pied du glissement et 170 mètres dans sa partie centrale. Ces profondeurs sont comparées avec celles du modèle géologique de la base du glissement construit à partir des affleurements et des piézomètres (Figure 3.15).

On constate que les profondeurs obtenues par les mesures géophysiques (interprétations Grilla) sont du même ordre de grandeur que celle du modèle géologique. Les fortes épaisseurs mesurées par la géophysique dans la zone amont (entre 150 et 170 m) se corrèlent relativement bien avec celles quantifiées par le modèle géologique (entre 89 et 136 m). Toutefois, les profondeurs obtenues par la géophysique sont généralement plus élevées que celles proposées par le modèle géologique, en particulier dans la zone amont (secteur Casabois).

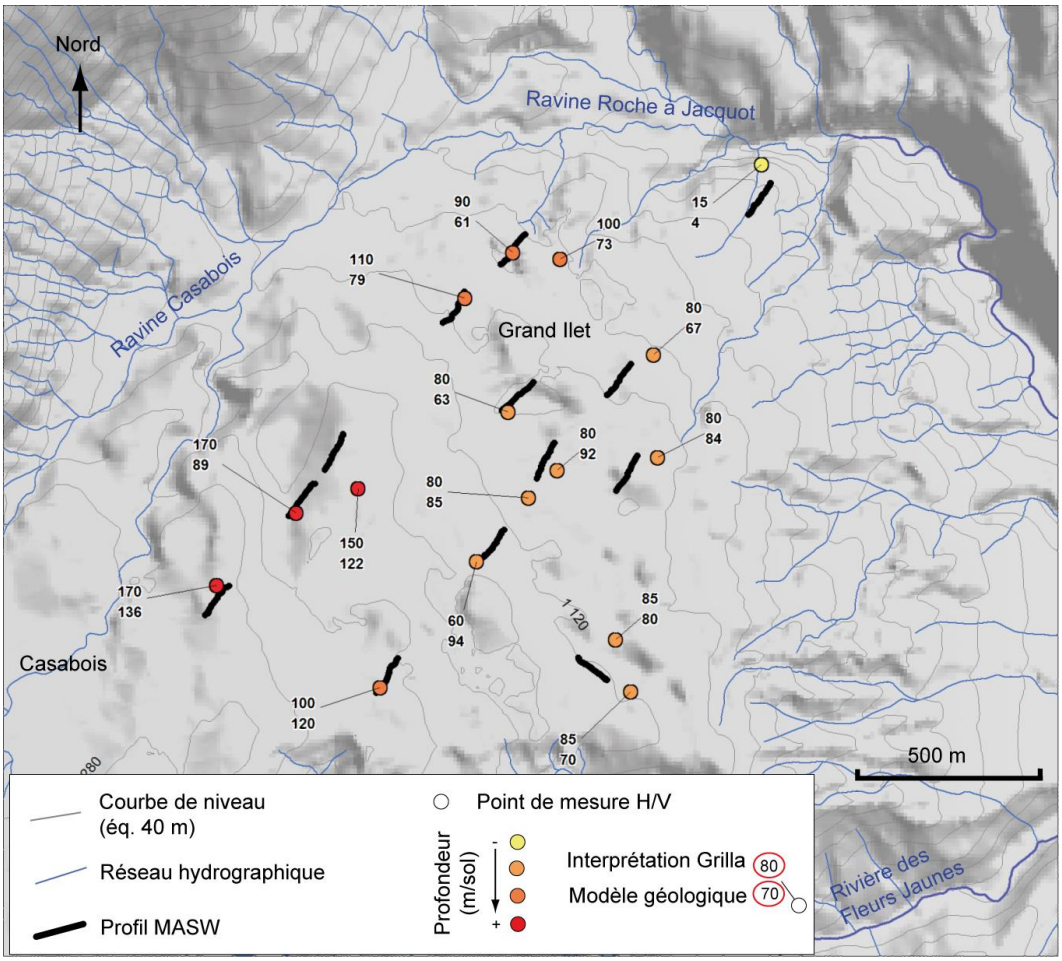


Figure 3.15 : Comparaison des profondeurs obtenues par l'interprétation des mesures géophysiques interprétées par Grilla avec celles du modèle géologique de la base du glissement de Grand Ilet.

Interprétations

L'absence de quantification d'incertitude pour les mesures géophysiques limite fortement la comparaison point par point avec le modèle géologique. De plus, les points mesurés dans la partie centrale indiquent une géométrie plane de la base du glissement à environ 80 m de profondeur sur une grande surface, ce qui est peu réaliste au regard du pendage de la zone de cisaillement basale du glissement de Grand Ilet.

En revanche, la cohérence générale des deux approches à l'échelle globale du secteur d'étude (géophysique et géologie de terrain) confirme la géométrie établie, avec une tendance à l'augmentation de l'épaisseur depuis le pied du glissement vers l'amont. En termes de perspectives, la méthode H/V couplée aux mesures MASW s'avère porteuse pour préciser la géométrie du glissement de Grand Ilet. La quantification des incertitudes sera une étape primordiale en vue d'une meilleure valorisation des données acquises.

4.4. Géométrie des zones de cisaillement au sein du glissement

Les éléments apportés par l'étude géologique (angle de plongement des bornes, cisaillement des piézomètres, modèle 3D de la base du glissement) nous amènent à reconsidérer la géométrie des zones de cisaillement. Cette géométrie peut être discutée sur la base de plusieurs arguments qui sont :

- Des angles de plongement des bornes toujours supérieurs ou égaux à l'angle moyen de la base du glissement, avec une majorité de bornes dont l'angle est significativement supérieur à 7°;
- Un cisaillement des piézomètres uniquement à la base du glissement ;
- Une zone de déformation intermédiaire mise en évidence entre le sol et la base du glissement dans deux piézomètres.

Le cisaillement des piézomètres à l'interface brèche / substratum implique que la déformation est essentiellement localisée à la base du glissement. En outre, le fait que les tubages soient déformés, sans toutefois être cisaillés, au-dessus de la base du glissement implique que des zones de déformation existent au sein de la masse glissée. Ces zones de déformation internes peuvent être rattachées aux jeux des failles normales formant les escarpements et les contrepentes en surface. Le jeu conjoint de la base du glissement et de ces failles normales permet également d'expliquer les angles supérieurs à 7° mesurés par les bornes fixes. Par ailleurs, les failles normales sont très probablement listriques pour induire la variabilité des angles entre 34° et 7° observée. Cette configuration est généralement décrite dans les contextes de glissement de terrain (Cruden et Varnes, 1996; Agliardi et al., 2001; Glastonbury et Fell, 2008).

Il existe par conséquent 3 grandes familles de zones de déformations (Figure 3.16) qui sont, dans l'ordre décroissant du taux de déformation (jeux des failles estimées sur la période 1950-2013) :

- La base du glissement caractérisée par une déformation intense (jeux non-quantifiés), avec un pendage relativement faible ;
- Les failles normales listriques à pendage aval, à l'origine de la formation des escarpements principaux (jeu pluri-décamétrique) et secondaires (jeu pluri-métrique), siège d'une déformation d'intensité moyenne ;
- Les failles normales à pendage amont (jeu métrique), à l'origine de la formation des contrepentes, siège d'une déformation de faible intensité.

Une déformation pervasive est par ailleurs impliquée dans les mécanismes de déformation, à l'origine de la déconsolidation des formations bréchiques indurées.

Enfin, la concordance de l'angle minimal de plongement des bornes avec l'angle moyen calculé à partir du modèle géologique permet d'apporter un argument de validation supplémentaire à la structure proposée de la base du glissement.

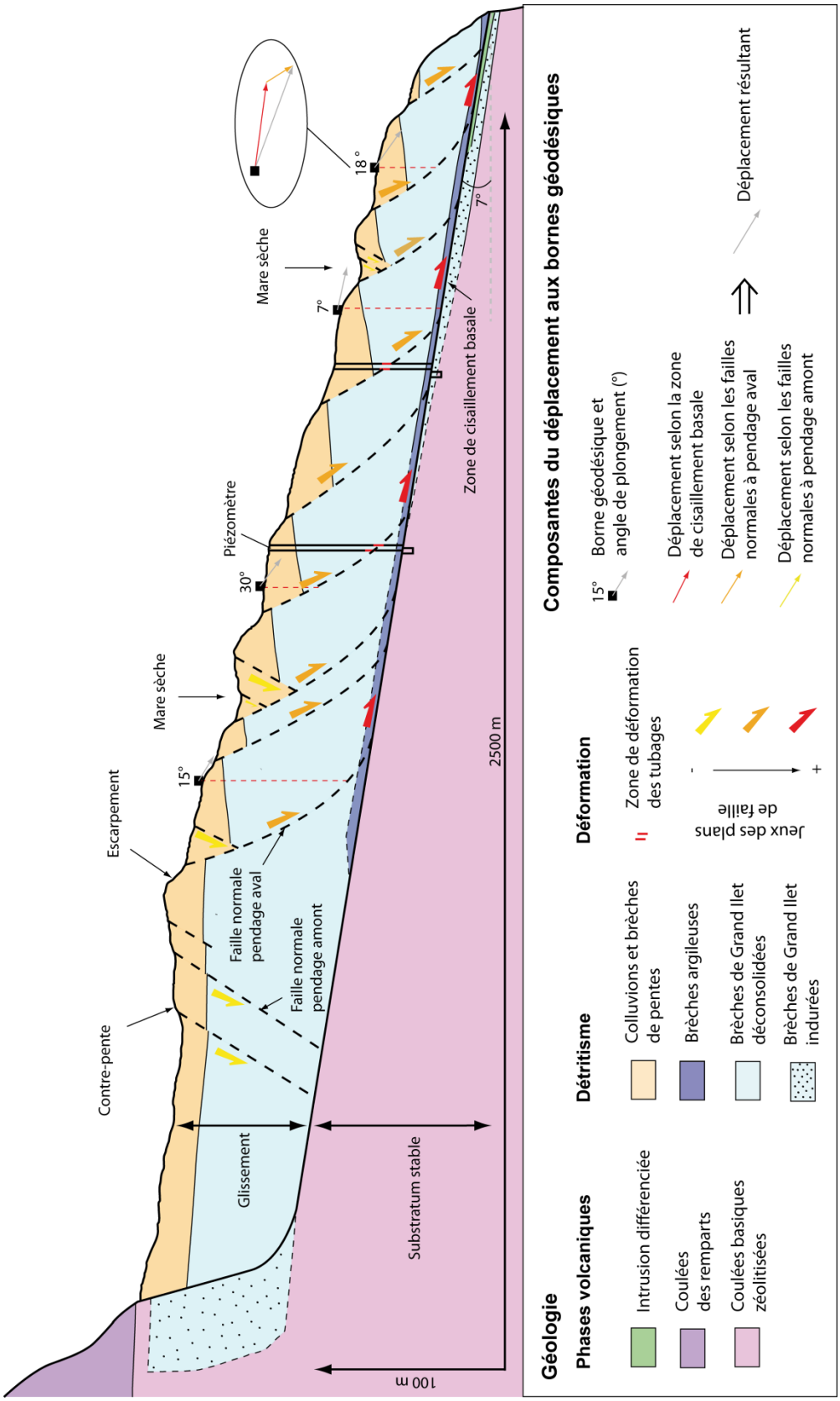


Figure 3.16 : Schéma conceptuel de la géométrie des zones de cisaillement internes dans le glissement de Grand Ilet. Pour la majorité des bornes, les déplacements enregistrés en surface résultent de déplacements sur deux plans de cisaillement, une zone de cisaillement basale à faible pendage et une zone de cisaillement intermédiaire à plus fort pendage.

5. Conclusion

5.1. Géologie du glissement

Sur le secteur de Grand Ilet, l'étude géologique montre que les brèches de Grand Ilet, déstructurées à éléments basiques, forment l'essentiel de la masse glissée. Ces brèches sont fortement argilisées à leur base, avec un niveau relativement continu sur le pourtour de la zone la plus active. Elles sont en revanche nettement indurées en dehors des zones d'instabilité. Des faciès particuliers polygéniques à basaltes différenciées sont localement mis en évidence au sein des brèches basiques sur le versant est.

En termes d'interprétation, la déformation active du versant apparait comme le moteur de la déstructuration des brèches de Grand Ilet. La déconsolidation des matériaux est par conséquent un marqueur d'instabilité sur le secteur d'étude. En outre, au regard de l'extension géographique des faciès argileux à la base du glissement, des propriétés mécaniques généralement reconnues des argiles (en particulier de la montmorillonite) et de la concentration de la déformation (plans striés) dans ces formations, le niveau argileux joue un rôle significatif dans le mécanisme d'instabilité.
Sur le versant est de Grand Ilet, la remobilisation récente, lors d'épisodes de déstabilisation localisés, permet la formation de faciès bréchiques polygéniques, contenant à la fois des matériaux basiques et différenciés.

La déconsolidation des brèches indurées, la stratification du milieu géologique (argilisation de la base des brèches), et le contenu des brèches (basiques ou polygéniques à éléments différenciées) peuvent influencer l'hydrodynamique et l'hydrochimie des eaux souterraines dans le glissement. Ces nouvelles considérations devront être prises en compte pour la suite des interprétations, et soulignent l'importance de l'approche géologique pour l'étude hydrogéologique du glissement.

5.2. La déformation du versant

Les résultats du suivi des déplacements indiquent que la zone instable s'entend sur une surface de 5,5 km². Le glissement de Grand Ilet en constitue la partie la plus active. A l'échelle de la zone instable, les formations bréchiques sont structurées par deux familles de failles normales : une première famille à pendage amont formant des contrepentes et une seconde à pendage aval formant les escarpements.
Les piézomètres sont cisaillés totalement à l'interface brèches / substratum. En revanche, une zone de déformation intermédiaire est identifiée dans deux des trois piézomètres.
Par conséquent, la déformation liée à l'activité du glissement apparait majoritairement extensive, avec une direction de la contrainte minimale parallèle aux directions de déplacement. Cette déformation reste par ailleurs principalement localisée à la base du glissement.
En termes d'hydrodynamique, les modalités de déformation apparaissent particulièrement favorables à l'ouverture de zone de perméabilité plus forte (zones décomprimées) dans une direction perpendiculaire aux déplacements, pouvant potentiellement favoriser des transferts rapides à travers la zone non-saturée.

5.3. Géométrie de la base du glissement

L'utilisation du contact entre les brèches déstructurées et les formations indurées (brèches ou coulées), associée aux profondeurs cisaillées des piézomètres, permet de construire un modèle géologique cohérent avec les données de déplacement de surface (angle de plongement et orientation des vecteurs). Les caractéristiques du secteur instable incluant Grand Ilet, Casabois et Le Bélier ont pu être déterminées à partir de ce modèle. Le volume total mobilisé est de 371 Mm^3 pour une épaisseur moyenne de 67 m (max. 165 m). Le pendage moyen de la base du glissement est de 6,5°.

Les mesures géophysiques réalisées confirment qualitativement l'évolution spatiale de l'épaisseur du glissement.

L'impact de cette géométrie particulière sur la circulation des eaux souterraines dans le massif devra être évalué lors de l'étude hydrogéologique de Grand Ilet.

Chapitre 4. HYDRODYNAMIQUE D'UN AQUIFERE DEVELOPPE AU SEIN D'UN GLISSEMENT DE GRANDE AMPLEUR : CAS D'ETUDE DE GRAND ILET

1. Introduction

La caractérisation de l'hydrodynamique d'un aquifère développé au sein d'un glissement de terrain est généralement une étape cruciale dans la compréhension des mécanismes d'instabilité. En effet, les propriétés de l'aquifère sont fonctions de la nature des formations, de la structure géologique du glissement et des particularités liées à sa dynamique (argilisation de la base du glissement, ouverture de fissures…). Ces propriétés vont ensuite conditionner les modalités de percolation de l'eau dans la zone non-saturée, puis les écoulements souterrains au sein de la zone saturée. Leur connaissance est donc primordiale pour mieux comprendre la réaction d'un glissement à un épisode de recharge. En effet, dans de nombreux cas, les variations piézométriques contrôlent les variations de vitesse de déplacement du glissement (Iverson et Major, 1987; Baum et Reid, 1992; van Asch et al., 1999; Coe et al., 2003; Cappa et al., 2004).

Dans ce contexte, l'objectif de ce chapitre est d'analyser et de caractériser la réponse des eaux souterraines aux épisodes de recharge pour le glissement de Grand Ilet. Pour ce glissement de grande ampleur, l'accélération des déplacements est observée après les épisodes pluvieux cycloniques (Belanger et Aunay, 2008; Garnier, 2008), durant lesquels les cumuls pluviométriques peuvent dépasser 1000 mm/24h. Par conséquent, l'étude de la réponse hydrogéologique de ce glissement pourrait permettre de mieux comprendre la dynamique de ses accélérations.

Les eaux souterraines du glissement de Grand Ilet font l'objet d'un suivi débuté en 2010. Ce suivi permet l'observation en continu de la piézométrie de la nappe du glissement sur 3 piézomètres, et des débits de 7 sources à l'aide de seuils jaugeurs. Par ailleurs, l'étude géologique sur le secteur de Grand Ilet a mis en évidence des caractéristiques structurales notoires, pouvant influencer les écoulements d'eaux souterraines dans le massif, comme par exemple l'identification de zones en extension (décompression des terrains et fissures ouvertes), d'une couche argileuse à la base de la masse glissée et d'une géométrie de la base du glissement principalement orientée vers le nord-est. Cette connaissance du contexte géologique apportera des éléments de discussion pour l'interprétation des résultats de l'étude hydrodynamique.

L'hydrodynamique du glissement de Grand Ilet est abordée (i) par un travail de cartographie hydrogéologique de terrain et (ii) par l'interprétation des chroniques de piézométrie et de débit des sources. Pour ce faire, les chroniques sont, dans un premier temps, décrites et interprétées pour déterminer les modalités d'écoulement au sein de l'aquifère. Dans un second temps, les tarissements sont analysés pour caractériser les propriétés hydrodynamiques du milieu. L'association de ces différentes approches permet de construire et d'étayer un schéma conceptuel hydrogéologique du glissement.

2. La nappe des brèches : observations de terrain

2.1. Données acquises

a. Basses eaux

Contexte d'émergence des sources des brèches

Les observations de terrain ont été réalisées au cours de l'étiage 2011. Elles mettent en évidence plusieurs contextes d'émergence différents. La discrimination des contextes peut se faire selon deux critères qui sont (i) la morphologie du versant au niveau de la zone d'émergence et (ii) la géologie de l'aquifère.

Ainsi, deux types de sources peuvent être distingués en fonction de la **morphologie** du versant au niveau de la zone d'émergence (Figure 4.1) :

- Les sources de fond de ravine, émergeant généralement au sein des formations bréchiques dans les talwegs (Tableau 4.1) ;
- Les sources de base des brèches, émergeant en sommet de falaise (cas des lignes de sources SPRL-NE et SPRL-E) (Figure 4.2), quelques mètres au-dessus du toit du substratum, au sein des formations bréchiques (Tableau 4.1).

Pour ces deux types de sources, la zone d'émergence correspond à une surface de suintement. Le débit est relativement faible au niveau du sommet de la zone de suintement. Une augmentation du débit est observée visuellement de l'amont vers l'aval. Cette configuration est valable pour la majorité des sources, quel que soit leur débit. Seule la source dans la ravine de l'Eglise (EG) montre un point de sortie localisé, sans surface de suintement identifiée.

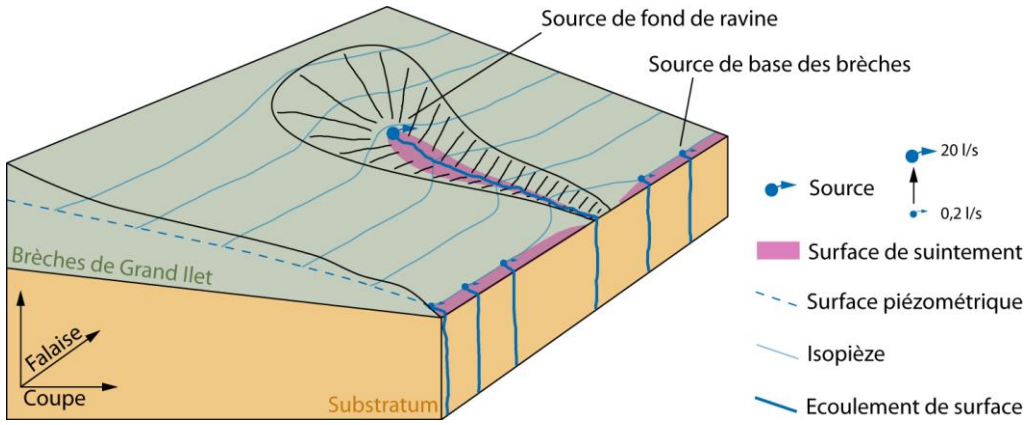


Figure 4.1 : Contextes d'émergence des sources des brèches sur le secteur de Grand Ilet, établis à partir de la configuration morphologique des versants. Deux grandes familles de sources sont identifiées : les sources de base des brèches et les sources de fond de ravine.

Ensuite, il est également possible de distinguer les émergences selon leur **contexte géologique**, bien que les formations superficielles masquent souvent les fonds de ravine. Les observations réalisées sur les affleurements de versants des ravines permettent généralement de contraindre le contexte géologique des émergences. Les contextes géologiques identifiés au niveau des sources des brèches sont les suivants (Tableau 4.1) :

- Au sein des brèches de Grand Ilet (Br. GI), sous couvert de formations superficielles ou non ;
- Au toit du niveau argileux de la base des brèches de Grand Ilet (Br. GI Argiles) ;
- Au sein des brèches remaniées (Br. remaniées) ;
- Dans les alluvions de fond de ravine (Alluvions) ;
- Non identifié, dans les cas où les formations superficielles (colluvions et brèches de pente) masquent le griffon.

Source		Secteur	Débit Etiage 2011 (l/s)	Altitude (m NGR)	Contexte morphologique	Contexte géologique	Surface de suintement identifiée	Variation altitude d'émergence
Brèches	NR	N	10	1038	Fond de ravine	Alluvions	x	Oui
	CL	NE	20	959	Base des brèches	Br. GI	x	-
	SPRL-NE	NE	*3*	890	Fond de ravine	Br. GI	x	Oui
	EG1	NE	0.8	922	Fond de ravine	Br. GI		Non
	EG2	NE	*0.5*	929	Fond de ravine	Br. GI		-
	TR-C	NE	6	918	Fond de ravine	Non-identifié		-
	NR2	NE	3	939	Fond de ravine	Br. GI Argiles	x	-
	NR3-4	NE	0.5	990	Fond de ravine	Br. GI Argiles	x	-
	TI3	NE	*1*	902	Fond de ravine	Br. GI		-
	TI	E	2	916	Fond de ravine	Br. GI		-
	PDC	E	0.1	948	Fond de ravine	Br. remaniées	x	-
	BIE2	S	1.9	1115	Fond de ravine	Non-identifié	x	Oui
	BIE	S	0.5	1163	Fond de ravine	Non-identifié	x	Oui
	BE	S	1	1200	Fond de ravine	Non-identifié	x	Oui
	JA	S	10	1134	Fond de ravine	Non-identifié		-
	SPRL-E	S	*3*	990	Base des brèches	Non-identifié		-
Rempart	CA	N	*0.2*	1305	Rempart	Coulées		-
	SO	N	*0.2*	1281	Rempart	Coulées		-
	FE	N	0.8	1328	Rempart	Coulées		-
	CR	N	*0.2*	1269	Rempart	Coulées		-
	RB	N	20	1270	Rempart	Coulées		-

Tableau 4.1 : Contexte d'émergence des sources du secteur de Grand Ilet. Les débits indiqués en italique ont été estimés visuellement. Les altitudes sont déterminées à partir du modèle numérique de terrain et des positions planimétriques des sources mesurées à l'aide d'un GPS de terrain.

Forte variabilité spatiale des débits

Les observations réalisées à l'étiage 2011 montrent que chaque fond de ravine est le siège d'une zone d'émergence. Cependant, les débits d'émergence sont variables en fonction des secteurs, avec une gamme de variation de 2 ordres de grandeur (0,1 à 20 l/s) allant du suintement (zone humide sans écoulement pérenne en aval) à des débits de 20 l/s, mesurés à la source Clain (CL) à l'étiage (Figure 4.2).

Les sources de base des brèches sont généralement des sources à faible débit. Les lignes de sources au nord-est (SPRL-NE) et à l'est (SPRL-E), où l'incision des brèches est faiblement marquée (surface de suintement sans concentration des écoulements) illustre cette configuration (Figure 4.2).

Des sources au débit inférieur à 1 l/s peuvent être observées dans certains fonds de ravines, telles que les sources de l'Eglise (EG) et de Pont de Chien (PDC) (Tableau 4.1). En revanche, la majorité des sources de fond de ravine possède un débit d'étiage supérieur à 1 l/s.

Source	Secteur géographique	Débit Etiage 2011 (l/s)	Altitude (m NGR)	Pourcentage du débit total (%)	Pourcentage par secteur (%)	Surface théorique du bassin versant (km²)	Surface par secteur (km²)
NR	N	10	1038	15.8	15.8	0.71	0.7
CL	NE	20	959	31.6	55.0	1.42	2.5
SPRL-NE	NE	*3*	890	4.7		0.21	
EG1	NE	0.8	922	1.3		0.06	
EG2	NE	*0.5*	929	0.8		0.04	
TR-C	NE	6	918	9.5		0.43	
NR2	NE	3	939	4.7		0.21	
NR3-4	NE	0.5	990	0.8		0.04	
TI3	NE	*1*	902	1.6		0.07	
TI	E	2	916	3.2	3.3	0.14	0.1
PDC	E	*0.1*	948	0.2		0.01	
BIE2	S	1.9	1115	3.0	25.9	0.14	1.2
BIE	S	0.5	1163	0.8		0.04	
BE	S	1	1200	1.6		0.07	
JA	S	10	1134	15.8		0.71	
SPRL-E	S	*3*	990	4.7		0.21	

Tableau 4.2 : Répartition spatiale des débits à partir des débits d'étiage. Le versant nord-est de Grand Ilet représente 55% des débits sortants. Les surfaces des bassins versants théoriques sont calculées en considérant un débit spécifique constant (14 l/s/km²).

La répartition spatiale des débits est hétérogène (Figure 4.2), puisqu'à l'étiage, 55% des débits sortent au nord-est du glissement (Tableau 4.2). En comparaison, les sources du secteur sud (Le Bélier) représentent 27% du débit sortant total, et les sources du secteur est 3%. Par ailleurs, la source Nourry (NR) située au nord du glissement dans le lit de la ravine Casabois constitue 16% du débit total sortant.

Les sources de remparts

Plusieurs sources sont observées dans les remparts bordant le secteur de Grand Ilet au nord. Pour la source Ravine Blanche (RB), l'émergence se fait le long de l'interface entre les brèches basiques indurées et les coulées des remparts sus-jacentes (plusieurs griffons repérés), à une altitude de 1270 m NGR. L'inaccessibilité des autres sources de rempart (CA, FO, FE, CR) n'a pas permis d'identifier clairement les contextes d'émergences.

Les débits d'étiage de ces sources de rempart montrent une forte variabilité spatiale. Les sources Casabois (CA) et Solesse (SO), localisées au pied du Cimendef, sont des suintements à débit non-mesurable à l'étiage. Le débit de sources Fenêtre (FE) et Cresson (CR) sont de l'ordre de 0,5 l/s. Enfin, la ligne de source Ravine Blanche (RB) possède un débit d'étiage total d'environ 20 l/s. Par conséquent, les débits des sources de rempart sont 40 fois plus faibles au pied du Cimendef qu'au pied de la Roche-Ecrite.

Il ressort également que, sur ce secteur, les sources de rempart émergent à une altitude relativement constante, comprise entre 1270 et 1330 m NGR (Tableau 4.1).

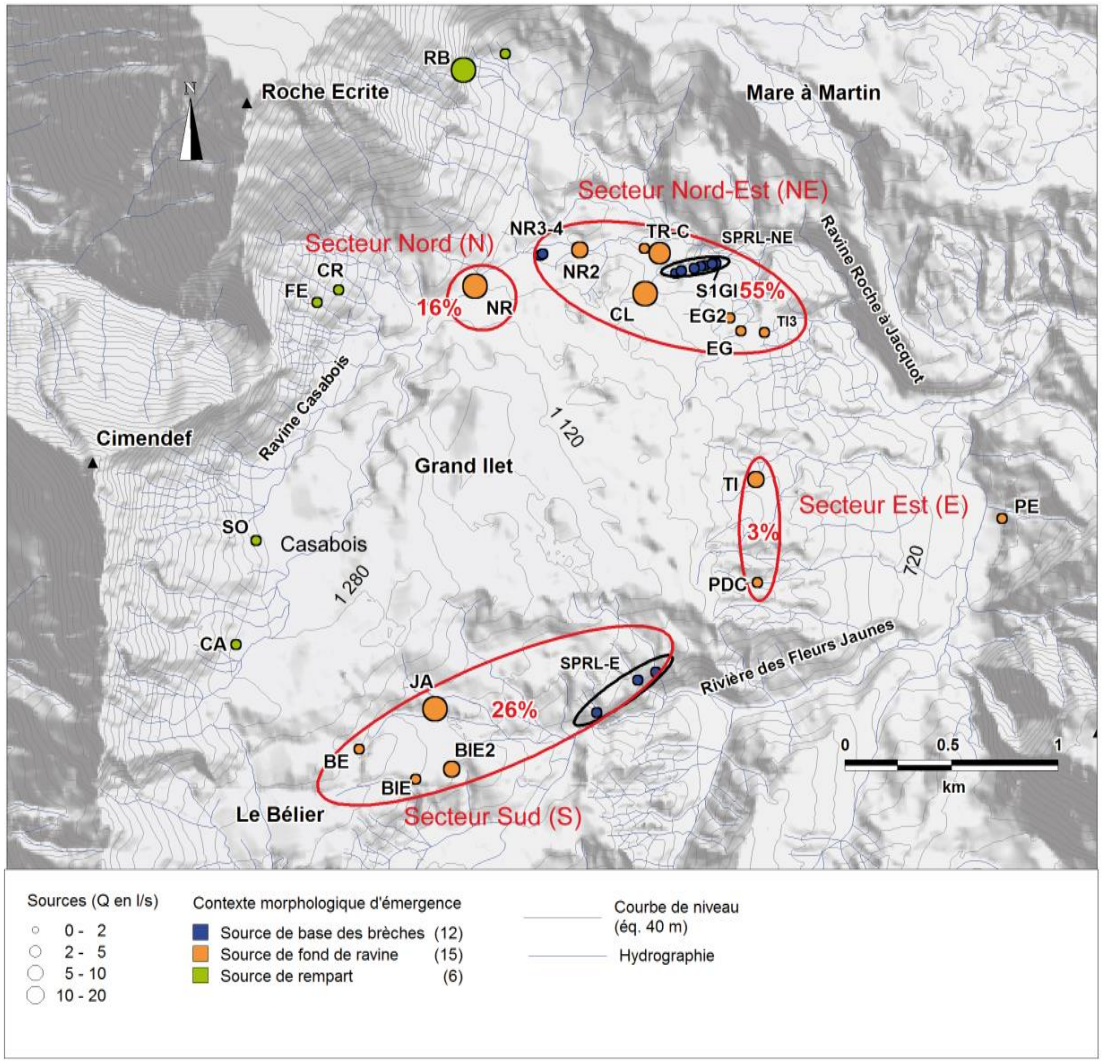


Figure 4.2 : Répartition spatiale des débits d'étiage des sources du secteur de Grand Ilet. Les pourcentages de débits sortants sont calculés par secteur pour les sources des brèches.

Le substratum

Les observations réalisées dans les ravines incisant le substratum à la périphérie du secteur de Grand Ilet n'ont pas permis d'identifier de sources pérennes ni de suintement émergeant des coulées anciennes, que ce soit au sein des coulées ou à proximité des discontinuités (failles, intrusions). En revanche, les falaises de substratum sous le glissement dans la ravine Roche-à-Jacquot et la rivière des Fleurs Jaunes peuvent localement conserver des surfaces humides, même en période d'étiage.

b. Hautes eaux

Variabilité temporelle des altitudes d'émergences

Suite aux observations réalisées sur la période 2011-2012, il apparait que les altitudes d'émergence sont plus élevées pour la majorité des sources en hautes eaux qu'en basses eaux. Ce phénomène est particulièrement visible pour les sources Bielle 2 (BIE2) et Bélier (BE) au sud du glissement, où les griffons sont facilement accessibles. L'amplitude des variations est estimée à environ 2 mètres au niveau de la source Bélier (BE). Elle est de 4 mètres pour la source Bielle 2 (BIE2). Cette augmentation de la côte d'émergence est également bien

caractérisée pour les sources de sommet de falaise au niveau de S1GI, avec une variation de l'ordre de 15 mètres entre les basses eaux 2011 et les hautes eaux 2012.
En revanche, l'altitude de la source de l'Eglise (EG) n'a pas varié entre les différentes périodes d'observation.

Un cas d'émergence temporaire est par ailleurs identifié dans la ravine Titeuil (TI2). Une source à petit débit (0,5 l/s) a été observée en hautes eaux 2012, alors qu'aucun écoulement n'était visible en basses eaux. Cette observation témoigne de l'existence de circulations localisées dans les formations bréchiques du versant est de Grand Ilet.

Variabilité temporelle des débits

L'ensemble des sources présentent visuellement une augmentation de débit entre les périodes de basses eaux et de hautes eaux. Ces variations temporelles de débit seront abordées en détail dans la partie suivante, à partir des données issues des stations hydrométriques.

2.2. Interprétations

a. Continuité hydraulique et hétérogénéité de l'aquifère des brèches

Les observations de surfaces de suintement relativement continues au sein des brèches, associées aux variations d'altitude des niveaux d'émergences entre les basses eaux et les hautes eaux indiquent que le milieu aquifère des brèches se comporte comme un milieu poreux en grand (Figure 4.3). Dans ce contexte, une augmentation de la charge hydraulique dans l'aquifère induit une hausse de la côte supérieure de la surface de suintement, dont l'amplitude est fonction des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. En opposition, un milieu fracturé discontinu permettrait l'émergence de source plus localisées, comme dans le cas des aquifères karstiques.
Le cas particulier de la source de l'Eglise (EG), dont l'émergence est localisée et ne présente pas de variation d'altitude au cours du temps, pourrait être la conséquence d'une discontinuité locale du milieu aquifère. La présence d'une fracture ou d'une zone plus perméable au sein du milieu poreux des brèches pourrait être à l'origine d'une telle configuration.

Par ailleurs, la présence de zones d'émergences dans la majorité des fonds de ravine tend à démontrer l'existence d'un niveau saturé généralisé à l'échelle des formations bréchiques du secteur de Grand Ilet et du Bélier. La morphologie de surface semble jouer un rôle important sur les débits des sources. Les zones de drainage par les ravines permettent la formation de sources à fort débit d'étiage ($1 < Q < 20$ l/s). D'une manière générale, le débit des sources semble d'autant plus grand que l'incision des brèches est profonde, comme dans le cas de la source Clain (CL). A l'inverse, l'absence de zone d'incision au niveau des contacts brèches / substratum limite ce phénomène de drainage. Dans ce contexte, les sources de haut de falaise possèdent par conséquent des débits d'étiage très faibles (≈0,2 l/s).
Cependant, l'hétérogénéité spatiale des débits des sources ne peut pas être uniquement expliquée par le drainage de la nappe des brèches par les ravines. En effet, les résultats montrent que 55% des débits sortants émergent au nord-est du glissement. En comparaison, le versant est ne représente que 3% des débits sortants, malgré la présence de nombreuses ravines incisant les brèches. Le rôle de la structure géologique du glissement, et en particulier de la géométrie de sa base peut être évoqué ici pour expliquer cette répartition. Pour rappel, l'étude

géologique a permis de montrer que la pente générale de la base du glissement est orientée vers le nord-est sur la majorité de la surface du secteur d'étude. Cette structure est par conséquent susceptible d'influencer les écoulements souterrains au sein de l'aquifère des brèches.

L'existence d'hétérogénéités de perméabilité dans l'aquifère des brèches pourrait également être impliqué dans cette répartition. Toutefois, les observations de terrain récoltées ne permettent pas de discuter de l'existence de telles hétérogénéités. La mise en œuvre d'un modèle numérique pourra en revanche permettre de tester ces différentes hypothèses.

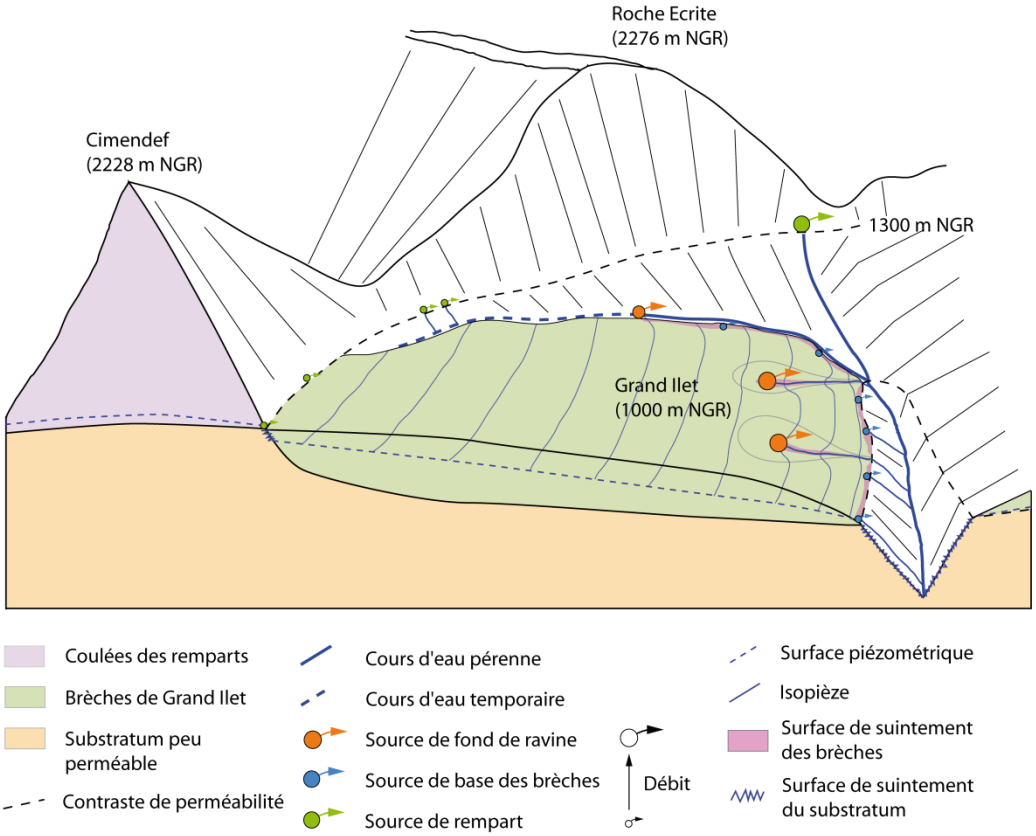


Figure 4.3 : Schéma conceptuel des différents contextes d'émergence des sources sur le secteur de Grand Ilet. Les sources de rempart sont distinguées des sources des brèches émergeant du glissement.

b. Le substratum du glissement

L'ensemble des formations peu perméables de la base des remparts et du substratum du glissement peuvent être considérées comme saturées, en adéquation avec les connaissances régionales (Join, 1991; Bret, 2002; Join et al., 2005). De ce fait, les zones d'affleurement de ces formations dans les ravines (ravine Roche-à-Jacquot et rivière des Fleurs Jaunes) et en pied de rempart constituent des surfaces de suintement potentielles (Figure 4.3). Néanmoins, l'absence de venues d'eau significatives au sein des coulées zéolitisées indique que les flux sortant de ces formations peu perméables sont très faibles.

c. Les émergences des remparts

Niveau d'émergence local

Les lignes de sources identifiées dans les remparts du Cimendef et de la Roche-Ecrite témoignent de l'existence d'un contraste de perméabilité à environ 1300 m NGR (Figure 4.3). Ces observations indiquent que les lithologies de la base des remparts possèdent des perméabilités plus faibles que les coulées de leur partie supérieure, ce qui est cohérent avec le schéma conceptuel général établi pour l'île de La Réunion (Join, 1991). L'observation de brèches basiques indurées sous la source Ravine Blanche (RB) indique la faible perméabilité de ces formations dans les remparts. En outre, elle suggère une extension de ce niveau de brèches sous le rempart du Cimendef pour expliquer l'émergence des sources Casabois (CA), Solesse (SO), Fenêtre (FE) et Cresson (CR).

En revanche, les faibles débits de ces sources témoignent d'aires de recharge de surface limitée.

Comparativement, sous la Roche-Ecrite, la source Ravine Blanche (RB) semble posséder une aire d'alimentation significativement plus grande, puisque le débit d'étiage est 40 fois plus élevé que celui des autres sources de remparts sur ce secteur.

Par conséquent, le bassin d'alimentation des sources CA, SO, FE, et CR est probablement limité à la surface des remparts, alors que celui de la source RB s'étend sous les planèzes de la Roche Ecrite.

Relation des émergences des remparts avec la nappe des brèches

Deux types de flux doivent être pris en considération pour l'étude des relations entre la nappe des brèches et les remparts :

- Les flux souterrains depuis les formations saturées de la base des remparts vers la nappe des brèches ;
- Les flux correspondant à la réinfiltration des eaux des sources de rempart (CA, SO, FE, CR).

Les formations de la base des remparts permettent l'émergence de lignes de sources sous les remparts du Cimendef et de la Roche Ecrite et peuvent par conséquent être considérées comme peu perméables. Les flux transitant dans ces formations ne sont donc probablement pas en mesure de fournir des apports significatifs à la nappe des brèches. En outre, la ré-infiltration des sources de pied de rempart à travers les formations superficielles amène à élargir le bassin versant hydrogéologique au rempart du Cimendef. En effet, la totalité des flux s'infiltrant dans cette partie du rempart et ressortant au niveau des sources CA, SO, FE et CR, s'infiltre vers la nappe des brèches (Figure 4.3).

Cette alimentation représente toutefois une part limitée des débits sortant par les brèches, car les débits des sources de pied de rempart constituent un apport total de 1,4 l/s à l'étiage, soit 2 % du débit total d'étiage des sources de brèches, tous secteurs confondus.

2.3. Carte piézométrique de la nappe des brèches

a. Données utilisées

Les arguments en faveur de la continuité hydraulique de la nappe des brèches permettent d'argumenter la construction d'une carte piézométrique, notamment en étiage. Pour ce faire, l'altitude d'émergence des sources et les niveaux piézométriques mesurés à l'étiage 2011, dans les trois piézomètres de 100 mètres, sont utilisés. L'altitude de la base des piézomètres de 30 mètres de profondeur (ne recoupant pas la zone saturée) et des fonds

de ravines sèches contraignent par défaut la côte maximale de la nappe, aux endroits où la piézométrie n'est pas reconnue.

b. Résultats

La surface piézométrique construite met en évidence deux orientations principales d'écoulement : (i) une première orientation vers le nord-est sous le secteur de Grand Ilet, et (ii) une orientation vers le sud-est au niveau du Bélier (Figure 4.4). Une ligne de partage des eaux est localisée entre ces deux secteurs, où la nappe montre une forte divergence.

Les valeurs de gradient calculé apparaissent variables sur 2 ordres de grandeurs. Les valeurs les plus fortes sont atteintes pour le versant est, avec des gradients supérieurs à 0,4 (Figure 4.4).

Il est important de noter ici que la zone du plateau de Casabois est moins contrainte, en raison de l'éloignement de cette zone aux points d'observation de la nappe (sources et piézomètres).

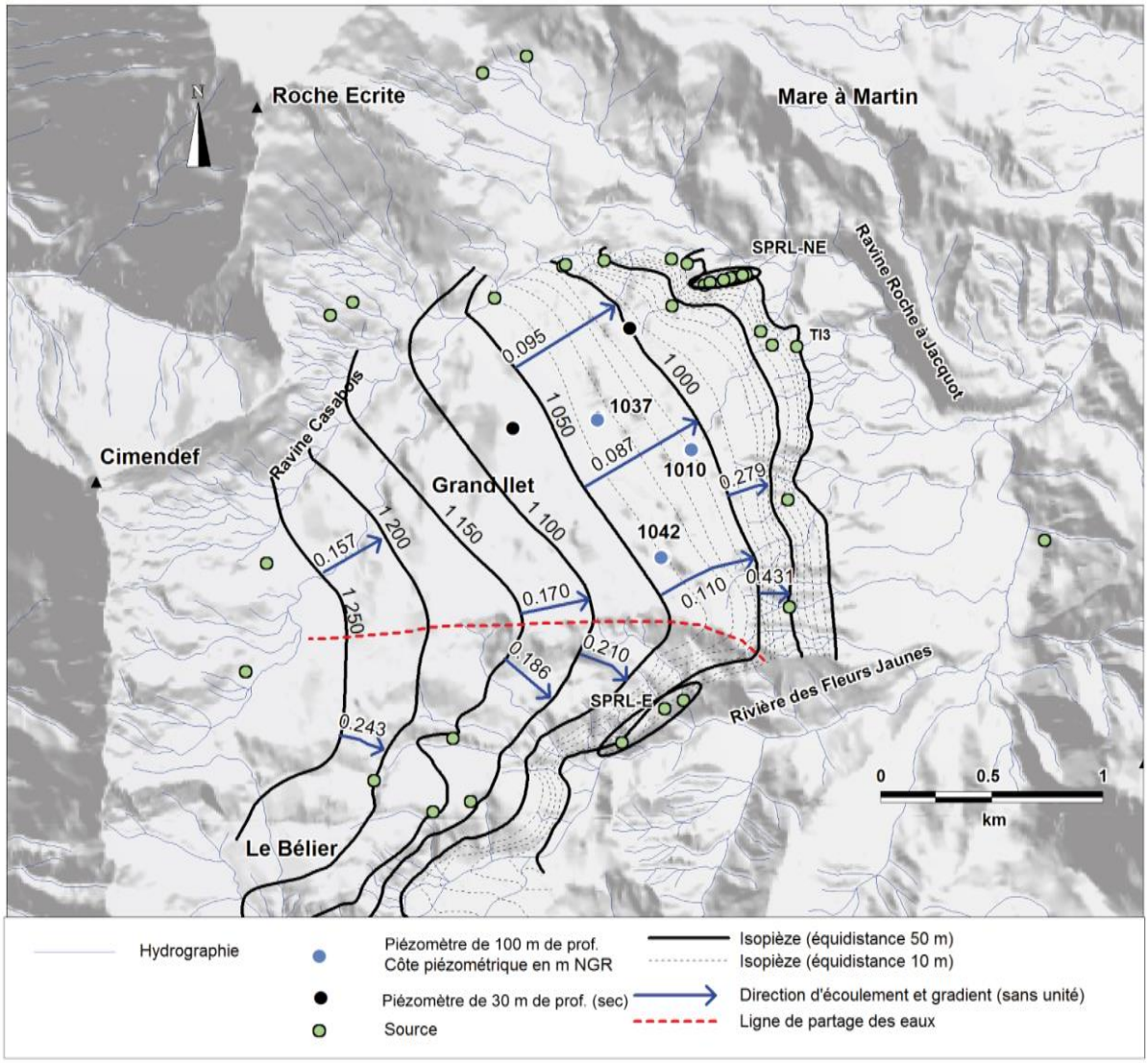


Figure 4.4 : Carte piézométrique interprétative de la nappe des brèches sur le secteur de Grand Ilet. Les isopièzes sont tracées en s'appuyant sur les altitudes des sources et sur les charges hydrauliques mesurées dans les piézomètres. La piézométrie obtenue adopte une géométrie radiale, avec une direction d'écoulement principale vers le nord-est dans l'unité de Grand Ilet.

L'épaisseur de zone non-saturée est estimée en croisant le MNT avec la carte piézométrique et la carte d'isobathe de la base du glissement (Figure 4.5). Les résultats de ces calculs mettent en évidence plusieurs informations importantes. L'épaisseur des brèches montre une très grande variabilité. Elle atteint 160 m sur le secteur de Casabois, alors qu'elle est inférieure à 20 m à proximité des zones d'affleurement du contact brèche / substratum (Figure 4.5). Il est important de souligner que l'épaisseur des brèches est réduite (< 40 m) en amont des sources Bielle (BIE) et Bielle 2 (BIE2). Le lit de la ravine Casabois en amont de la source Nourry (NR), et le versant est de Grand Ilet (sources Titeuil (TI) et Pont de Chien (PDC)), sont également caractérisés par des épaisseurs de brèches comprises en 10 et 40 mètres.

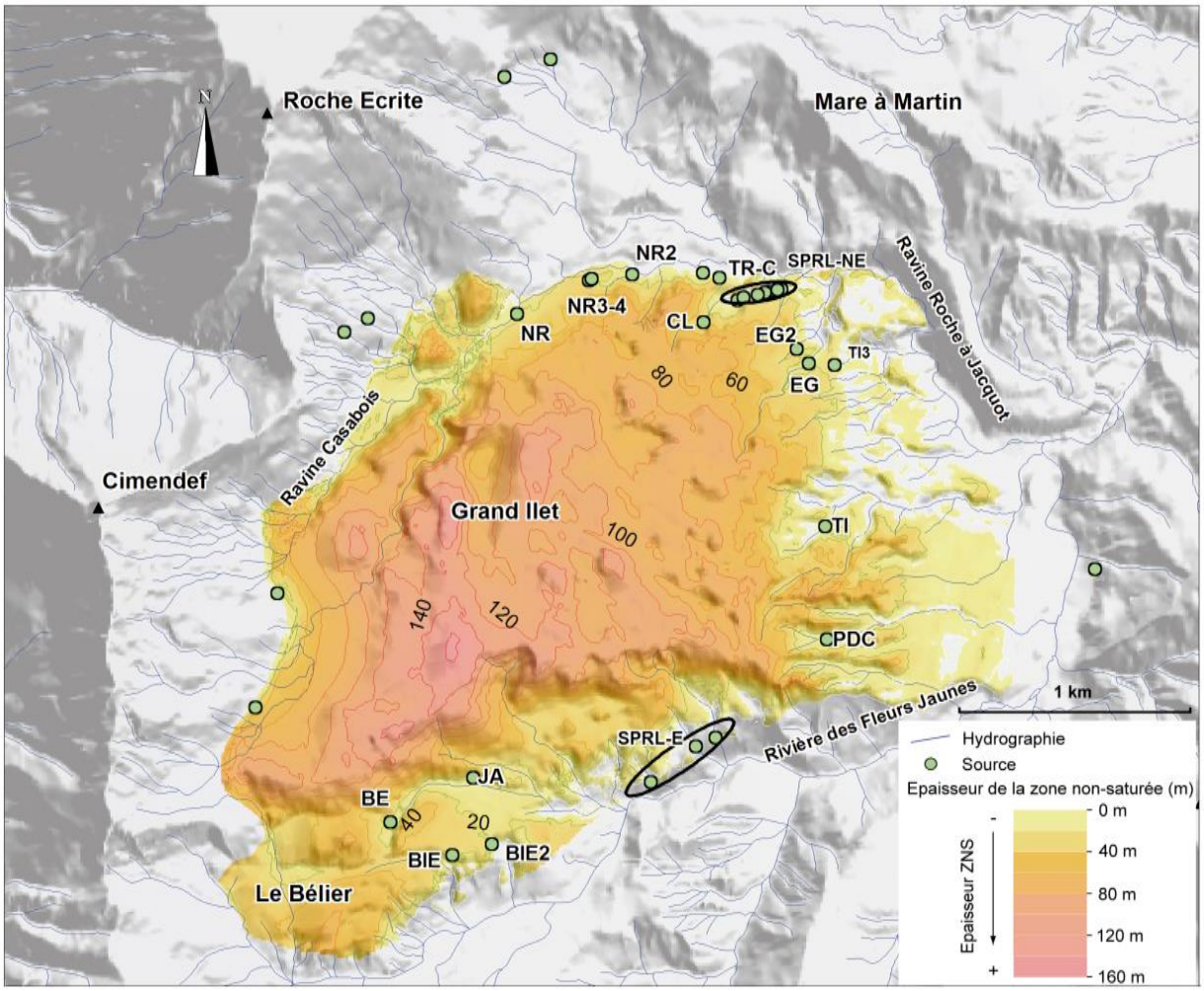


Figure 4.5 : Carte d'épaisseur de la zone non-saturée au toit de la nappe des brèches, établie à partir de la carte piézométrique d'étiage 2011 et du MNT 2011.

c. Interprétation

A partir des directions d'écoulement, la piézométrie obtenue amène à distinguer deux unités au sein de la nappe des brèches : la ligne de partage des eaux délimite clairement le secteur du Bélier de celui de Grand Ilet.

Les similitudes observées entre la carte piézométrique et la carte des isobathes de la base du glissement confirment le contrôle important de la structure géologique sur les écoulements souterrains dans les brèches. Le

pendage vers le nord-est de la base du glissement sous les brèches pourrait en effet expliquer que 55% des débits sortants émergent au pied du secteur de Grand Ilet.

Par ailleurs, les gradients les plus forts sont mis en évidence sur les secteurs à fort pendage de la base du glissement (secteur source Pont de Chien (PDC)), indiquant que la géométrie de la base du glissement contrôle également les gradients piézométriques.

Le manque de points de calage dans la zone amont implique cependant des incertitudes dans le tracé des isopièzes, qui ne peuvent être quantifiées précisément. La piézométrie construite reste par conséquent approximative sur ce secteur. Néanmoins, cette approche permet de caractériser l'épaisseur de la zone non-saturée au toit de la nappe des brèches, en particulier sur les zones périphériques. Ces paramètres seront importants à prendre en compte lors de l'étude de la dynamique de la nappe des brèches : l'épaisseur de la zone non-saturée est susceptible d'influencer les temps de transit au cours d'un épisode de recharge.

3. Analyse descriptive des chroniques piézométriques et de débit des sources

3.1. Piézomètres

a. Résultats

Dynamique annuelle

Les piézomètres PZA3, PZE2 et PZB3, implantés dans les brèches, montrent une dynamique générale relativement identique (Figure 4.6). Les mêmes épisodes de recharges (hausses de piézométrie) sont détectés dans les trois piézomètres. Par ailleurs, une cyclicité annuelle est mise en évidence avec une succession d'épisodes de recharge, générant des hausses de la piézométrie entre janvier et avril de chaque année de suivi (Figure 4.6). Les périodes de tarissement sont généralement enregistrées entre mai et décembre (fin de saison sèche).

Malgré la proximité géographique des piézomètres, l'amplitude des variations piézométriques est différente entre les trois ouvrages. Elle est d'environ 7 mètres pour PZE2, 12 mètres pour PZA3 et 35 mètres pour PZB3 (Tableau 4.3).

Piézomètre		PZA3	PZE2	PZB3
Côte sol (m NGR)		1083.49	1074.75	1109.49
Base du glissement (m NGR)		999.30	1008.51	1023.76
Epaisseur zone saturée	Epaisseur moyenne zone saturée (m)	12.96	30.03	30.92
	Epaisseur min. zone saturée (m)	10.85	27.90	10.46
	Epaisseur max. zone saturée (m)	23.10	35.20	45.37
Epaisseur zone non-saturée	Epaisseur moyenne zone non-saturée (m)	71.23	36.21	54.81
	Epaisseur min. zone non-saturée (m)	61.09	31.04	40.36
	Epaisseur max. zone non-saturée (m)	73.34	38.34	75.27
Charge hydraulique	Charge moyenne (m NGR)	1012.26	1038.54	1054.68
	Charge min. (m NGR)	1010.15	1036.41	1034.22
	Charge max. (m NGR)	1022.40	1043.72	1069.13
	Ecart type (m)	2.40	1.50	8.14

Tableau 4.3 : Caractéristiques des chroniques piézométriques dans les trois piézomètres implantés dans les brèches de Grand Ilet et recoupant l'aquifère, sur la période de suivi de janvier 2011 à décembre 2012.

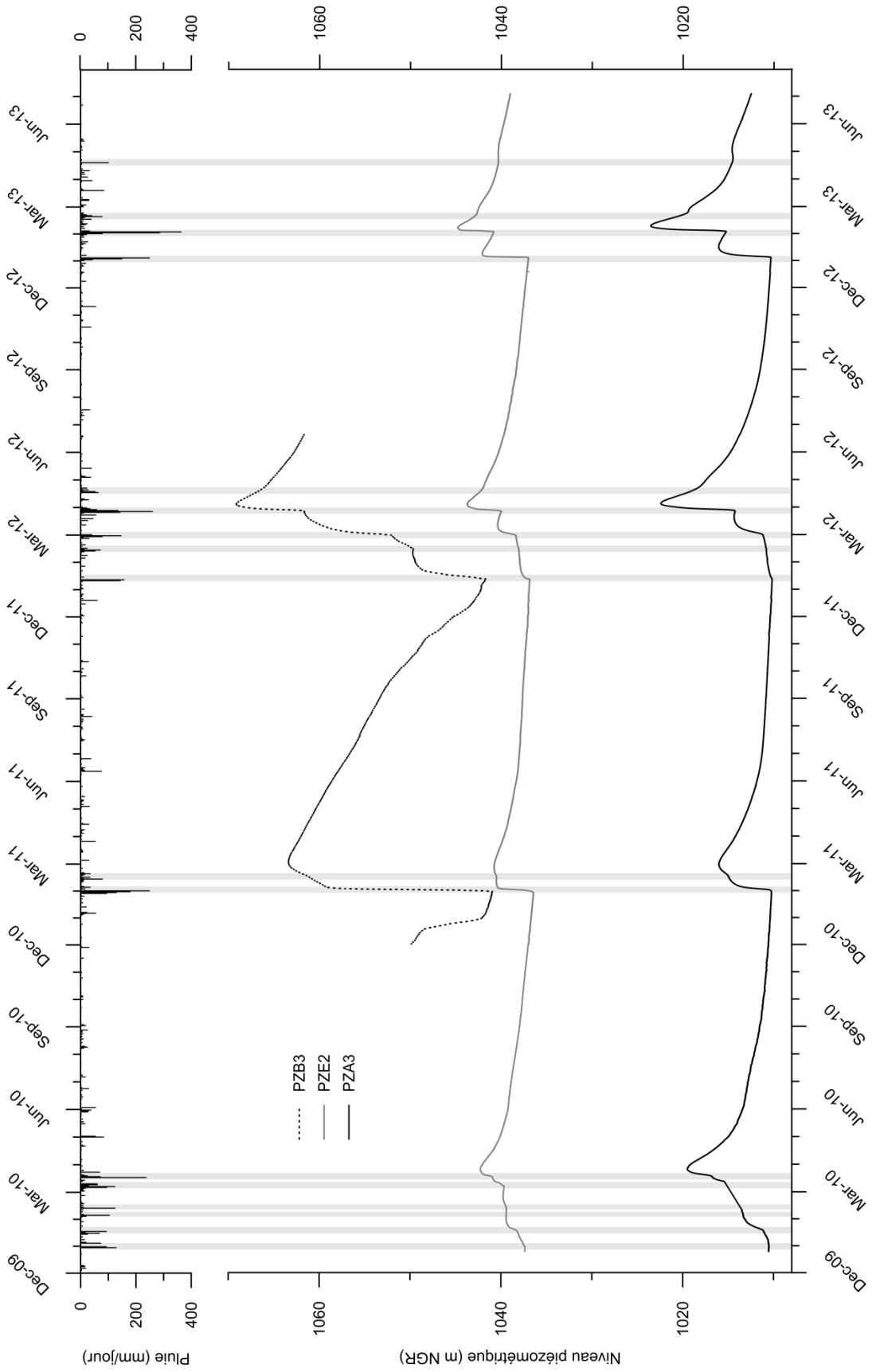


Figure 4.6 : Chroniques piézométriques et pluviométrique enregistrées sur le secteur de Grand Ilet (PZA3, PZE2 et PZB3) entre décembre 2009 et juillet 2013. Les épisodes pluvieux ayant généré une hausse de la piézométrie mesurable sont matérialisés par des bandes grises.

Recharge

Au cours des épisodes de recharge, les mises en charge sont rapides, avec un temps de réaction de la piézométrie aux épisodes pluvieux intenses de l'ordre de 24 heures. Par ailleurs, elles sont synchrones dans les trois ouvrages, malgré la variabilité d'épaisseur de zone non-saturée. En effet, elle est en moyenne de 36 mètres pour PZE2, de 55 mètres pour PZB3, et de 71 mètres pour PZA3 (Tableau 4.3).

Pour les trois piézomètres, l'augmentation de la piézométrie après un épisode de recharge est observée durant des périodes relativement longues, pouvant atteindre 33 jours dans le cas de l'épisode de recharge de janvier 2012 (Figure 4.7). Cette hausse est rapide dans un premier temps, puis plus lente dans un second temps.

Les épisodes de recharge de fin de saison des pluies peuvent également générer des hausses ponctuelles de la piézométrie durant la phase de tarissement, comme en avril 2012 et en mai 2013. Ces épisodes tardifs sont bien remarquables sur les chroniques des piézomètres PZE2 et PZB3.

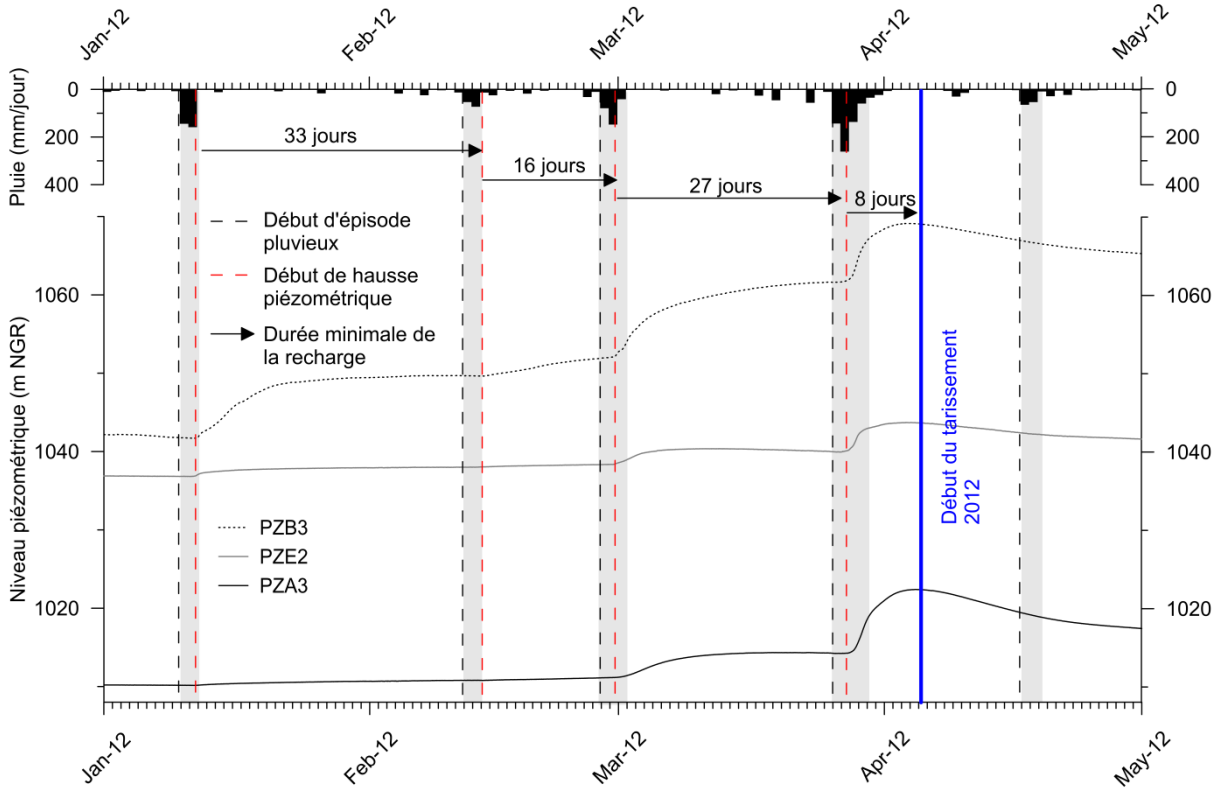


Figure 4.7 : Piézométrie dans PZA3, PZE2 et PZB3 durant les épisodes de recharge de la saison des pluies 2012. La durée minimale de la recharge correspond à la durée entre le début de la hausse piézométrique après un épisode pluvieux et le début de la hausse piézométrique suivante.

Tarissements

Les tarissements montrent également des particularités, avec une vitesse de décroissance « rapide » dans un premier temps (pente plus forte), puis plus lente dans un second temps (pente plus faible), caractéristique d'un tarissement exponentiel. Cette dynamique particulière sera étudiée dans le détail dans la partie suivante. Par ailleurs, le piézomètre PZB3 montre un tarissement singulier aux étiages 2010 et 2011 : une augmentation de la vitesse de tarissement est enregistrée lorsque le niveau descend en dessous de 1040 m NGR.

Les piézomètres PZE2 et PZA3 peuvent dans certains cas amorcer un tarissement alors que le piézomètre PZB3 montre encore une recharge, par exemple suite à l'épisode pluvieux du 28 février 2012 (Figure 4.7). En

revanche, pour l'ensemble des piézomètres, le tarissement domine rapidement la recharge (au bout d'environ 8 jours) lorsque les niveaux sont hauts en fin de saison des pluies (Figure 4.7).

b. Interprétations

Sur la base de ces observations, les processus de recharge de la nappe peuvent être considérés comme relativement homogènes à l'échelle des trois piézomètres suivis. La dynamique caractérisée par le suivi piézométrique indique que la recharge de l'aquifère des brèches n'a lieu que pour des évènements pluvieux d'intensité élevée (> 80 mm par évènement), caractéristiques des épisodes de saison des pluies. Ce fort effet tampon peut être expliqué par la grande épaisseur de zone non-saturée au toit des brèches, de l'ordre de 70 mètres en moyenne sur ce secteur. Cette zone non-saturée permet le stockage des pluies de saison sèche, sans transfert significatif jusqu'à la zone saturée. Ce phénomène sera étudié plus en détail dans la suite de ce travail (en page 215).

Par ailleurs, le caractère synchrone des épisodes de recharges détectés dans les trois piézomètres témoigne de temps de transfert à travers la zone non-saturée relativement rapides (24 heures). En termes de transfert de pression, le caractère inertiel des hausses de piézométrie témoigne d'une durée importante de recharge, avec un continuum de temps de transfert identifié entre une réaction rapide de la piézométrie aux pluies de l'ordre de 24h, et une réaction plus lente détectée jusqu'à 33 jours après l'épisode pluvieux (Figure 4.7). Cette configuration suppose l'existence d'hétérogénéités de perméabilité au sein de la zone non-saturée, permettant la coexistence d'une infiltration lente et d'une infiltration rapide de la recharge. L'infiltration rapide peut être associée aux nombreuses zones décomprimées, générées par le régime de déformation extensif à l'échelle du plateau de Grand Ilet. La composante plus lente de la recharge peut quant à elle correspondre à une infiltration au travers des matériaux bréchiques entre ces zones décomprimées plus perméables. Les résultats issus de l'étude géologique du secteur confortent d'une manière générale ces hypothèses.

La variabilité de l'amplitude des réponses piézométriques entre les trois piézomètres suivis témoigne en outre de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques au sein de l'aquifères des brèches. L'emmagasinement des horizons captés dans le piézomètre PZB3 est probablement plus faible que ceux captés dans PZA3 et PZE2, induisant ainsi des amplitudes de variation piézométrique plus grande pour un même volume de recharge. Cette variabilité des propriétés hydrodynamiques est également suggérée par les récessions rapides observées en fin de saison des pluies. La dynamique de récession témoigne d'un emmagasinement particulièrement faible des formations aquifères des brèches pour les horizons superficiels. Au contraire, les vitesses de récession plus faibles à l'étiage pourraient indiquer que les lithologies de la base des brèches possèdent un emmagasinement plus grand. L'étude détaillée des tarissements sera nécessaire pour mieux quantifier ce phénomène (en page 154). Cette particularité est importante à prendre en compte pour l'étude de la dynamique du glissement, la charge hydraulique étant généralement un des principaux facteurs contrôlant la vitesse de déplacement de ce type de glissement.

Enfin, le fait que la piézométrie soit affectée plus ou moins rapidement par la récession des eaux souterraines témoigne d'une continuité hydraulique variable entre les piézomètres et les exutoires. Dans ce cadre, le piézomètre PZB3 montre un « éloignement hydraulique » particulier, puisqu'il est affecté tardivement par le

tarissement, en comparaison à PZA3 et PZE2. Ces résultats confirment par ailleurs que les transferts de pression sont relativement lents à l'échelle de l'aquifère des brèches, ce qui est cohérent avec un aquifère libre en milieu poreux. Cette considération implique notamment que les dynamiques de mise en charge de la nappe des brèches sont principalement liées à des perturbations locales de la piézométrie par la recharge (transfert de masse rapide et lent).

3.2. Sources des brèches type « fond de ravine »

a. Résultats

Clain (CL)

La source Clain (CL) montre une dynamique très proche de celle de la piézométrie enregistrée dans les piézomètres PZE2 et PZA3 (Figure 4.8). Elle est en outre très peu influencée par le ruissellement de surface. Les augmentations du débit d'eau souterraine sont enregistrées simultanément aux variations de piézométrie. Les tarissements suivent une même dynamique, avec une décroissance rapide du débit suite à la saison des pluies, puis plus lente en fin d'étiage. Les débits souterrains de la source CL en hautes eaux (280 l/s en 2013) et en basses eaux (20 l/s en 2012) sont par ailleurs beaucoup plus élevés que ceux des autres sources des brèches suivies, Bielle 2 (BIE2) (2,5 l/s en basses eaux et 120 l/s en hautes eaux) et Bélier (BE) (0,5 l/s en basses eaux et 40 l/s en hautes eaux).

Bélier (BE)

Pour la source Bélier (BE), l'augmentation du débit des eaux souterraines apparait relativement rapide, bien qu'elle soit en partie masquée par le ruissellement de surface (Figure 4.8). L'évènement pluvieux de 2012 est particulièrement remarquable : l'augmentation du débit se fait nettement en deux phases, avec une première phase rapide après les épisodes de crue synchrones de l'évènement pluvieux, et une seconde phase plus lente avant le début du tarissement. Cette dynamique est moins visible pour les épisodes de recharge de 2013.

Bielle 2 (BIE2)

La dynamique de la source Bielle 2 (BIE2) apparait singulière de par (i) la rapidité du tarissement observé suite aux épisodes de recharge des saisons des pluies 2012 et 2013 et (ii) les fortes augmentations du débit des eaux souterraines suite aux épisodes pluvieux de fin de saison des pluies (fin avril 2012 et fin février 2013) (Figure 4.8). En comparaison, les sources Clain (CL) et Bélier (BE) montre de très faibles augmentations de débit (à la limite du seuil de détection) pour ces épisodes.

Nourry (NR)

Pour la source Nourry (NR), le dispositif de suivi mis en place ne permet pas d'établir une chronique exploitable pour l'étude de l'évolution temporelle du débit de cette la source (modification de la section par l'accumulation de débris végétaux). La qualité des chroniques en hautes eaux permet malgré tout de décrire sa dynamique. L'évolution temporelle du débit en eaux souterraines apparait très proche de celle du débit de la source BIE2 (Figure 4.8). Tout d'abord, les tarissements sont relativement rapides suite aux épisodes de recharge, en comparaison de celui de la source Clain (CL). Ensuite, les épisodes de recharge de fin de saison des pluies génèrent une hausse significative du débit d'eaux souterraines.

Pont de Chien (PDC)

En raison du débit mesuré en fin d'étiage de 0,1 l/s au niveau du griffon (non mesurable au niveau du seuil), la source Pont de Chien (PDC) émergeant sur le versant est de Grand Ilet est particulière. La dimension du bassin versant en amont du seuil est à l'origine de débits de crues importants en saison des pluies. Les épisodes de mises en charges sont ponctuels et très peu tamponnés, au contraire des autres sources. En revanche, le débit décroit très rapidement suite aux épisodes pluvieux de saison des pluies. Par conséquent, les tarissements enregistrés sont significativement plus rapides que ceux des autres sources des brèches CL, BIE2 et BE (Figure 4.8).

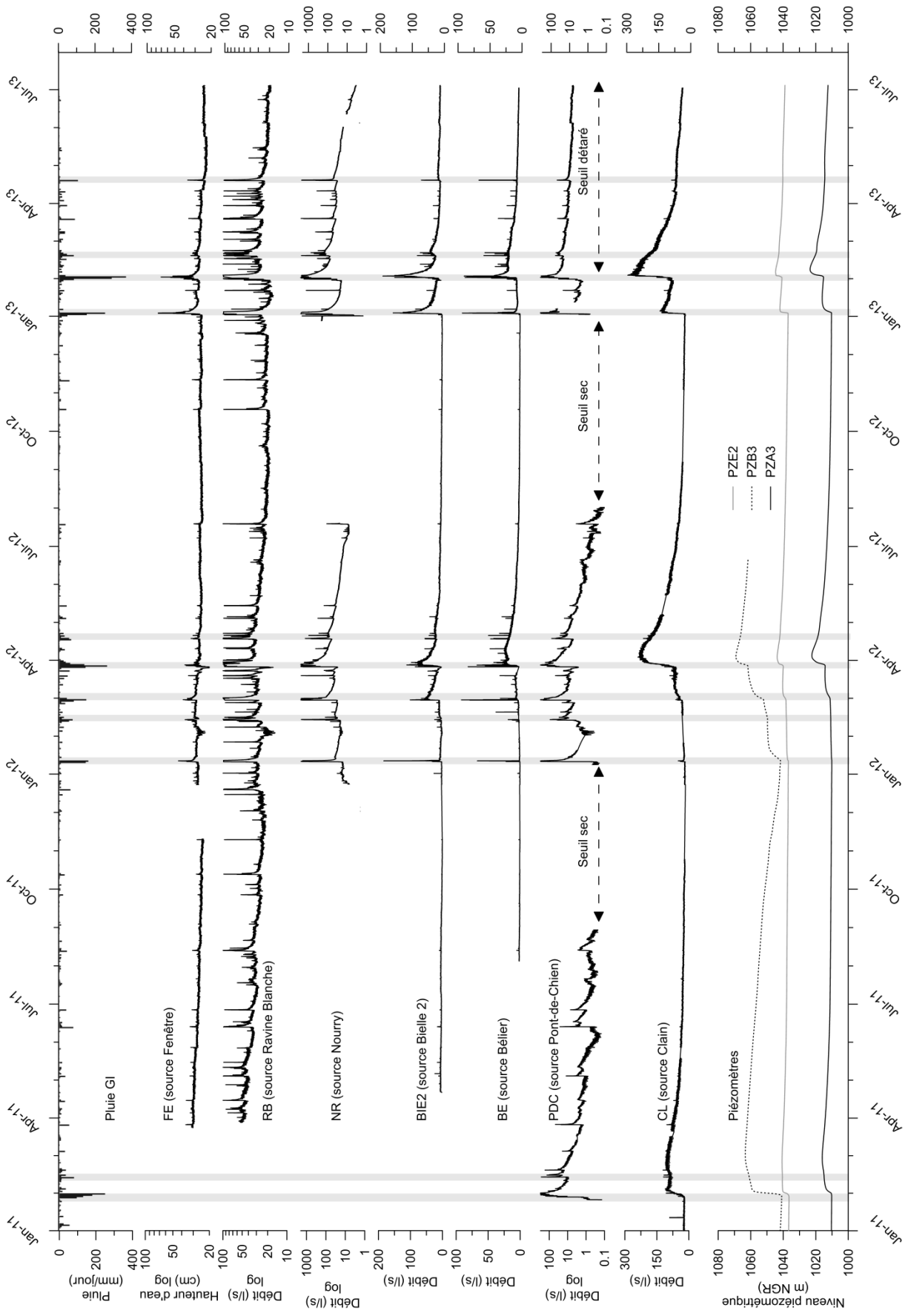


Figure 4.8 : Chroniques de pluviométrie, de débit des sources et de piézométrie sur le secteur de Grand Ilet. Les épisodes pluvieux ayant généré une hausse de la piézométrie sont matérialisés par des bandes grises.

b. Interprétations

Comme pour la piézométrie, la dynamique générale des sources suivies indique que la recharge de l'aquifère des brèches n'a lieu que pour des évènements pluvieux d'intensité élevée (> 80 mm en moyenne), caractéristiques des épisodes de saison des pluies. Quelle que soit la taille du bassin versant drainé, les épisodes pluvieux de saison sèche ne génèrent pas de hausse détectable de débit des sources. L'effet tampon mis en évidence par le suivi de la piézométrie est donc à nouveau caractérisé.

La dynamique observée est parfaitement corrélée à celle de la piézométrie dans PZA3 et PZE2. Les résultats du suivi confirment donc que la source CL est la source principale de l'aquifère des brèches sur le secteur de Grand Ilet, avec un bassin versant drainé par cette source étendu sur une surface englobant ces deux piézomètres. Ces conclusions impliquent que la recharge rapide à travers les zones de brèches décomprimées influence également le débit à cet exutoire en termes de transfert de pression. Le suivi hydrochimique permettra par la suite d'évaluer l'impact de ces circulations rapides sur le transfert de masse.

Les résultats obtenus pour les autres sources permettent d'identifier une variabilité spatiale de la sensibilité de la nappe des brèches à la recharge, en particulier pour les épisodes pluvieux de fin de saison des pluies. Dans ce cadre, des sources à plus forte sensibilité aux épisodes de recharges (NR, BIE2 et PDC) sont mises en évidence en aval de secteurs à faible épaisseur de zone non-saturée. Dans cette configuration, les temps de transfert et le seuil de pluie efficace sont théoriquement plus faibles, ce qui est cohérent avec leur réaction rapide aux épisodes pluvieux (Figure 4.9).

A l'opposé, la réactivité importante de la source PDC implique une épaisseur de zone non-saturée plus faible que sur les secteurs de NR et de BIE2. Son tarissement total à l'étiage indique par ailleurs qu'elle est alimentée par un bassin versant à surface très limitée en comparaison des autres sources suivies.

La réponse bimodale de la source BE suite aux pluies du mois d'avril 2012 peut être expliquée par une aire de recharge composite, avec un secteur à zone non-saturée peu épaisse (≈20 m) et un secteur à ZNS plus épaisse. La carte d'épaisseur établie confirme la coexistence de ces deux milieux en amont immédiat du griffon (Figure 4.9).

Enfin, la dynamique de la source NR, très proche de la source BIE2 apporte une observation supplémentaire pour argumenter le fait que son débit est principalement alimenté par la nappe des brèches. Les débits élevés observés en hautes eaux et à l'étiage indiquent que le bassin versant de cette source est plus étendu que ceux des sources BE, BIE2 et PDC. En revanche, les résultats du suivi ne permettent pas de discuter d'éventuelles relations entre la nappe des remparts et la nappe des brèches, ni d'appréhender l'alimentation de la nappe des brèches par les écoulements de surface de la ravine Casabois en amont de la source NR. Dans ce cadre, l'implantation de piézomètres dans les brèches à proximité de la ravine pourrait permettre de mettre en évidence d'éventuels échanges. Une approche par les bilans sera mise en œuvre par la suite pour quantifier théoriquement ces flux, en alternative à la réalisation de forage (en page 215).

En conclusion, les processus de recharge apparaissent hétérogènes au sein de l'aquifère des brèches, en particulier sur les secteurs périphériques (Figure 4.9). Le secteur de la source Clain et des trois piézomètres possède une inertie forte et un important effet tampon, dû à une épaisseur moyenne de zone non saturée de 100 mètres. Cette dynamique de la piézométrie (recharge et tarissement) prédomine au sein du glissement de Grand Ilet. Sur les autres secteurs, l'épaisseur réduite de zone non-saturée implique une plus forte sensibilité aux épisodes de recharge (Figure 4.9).

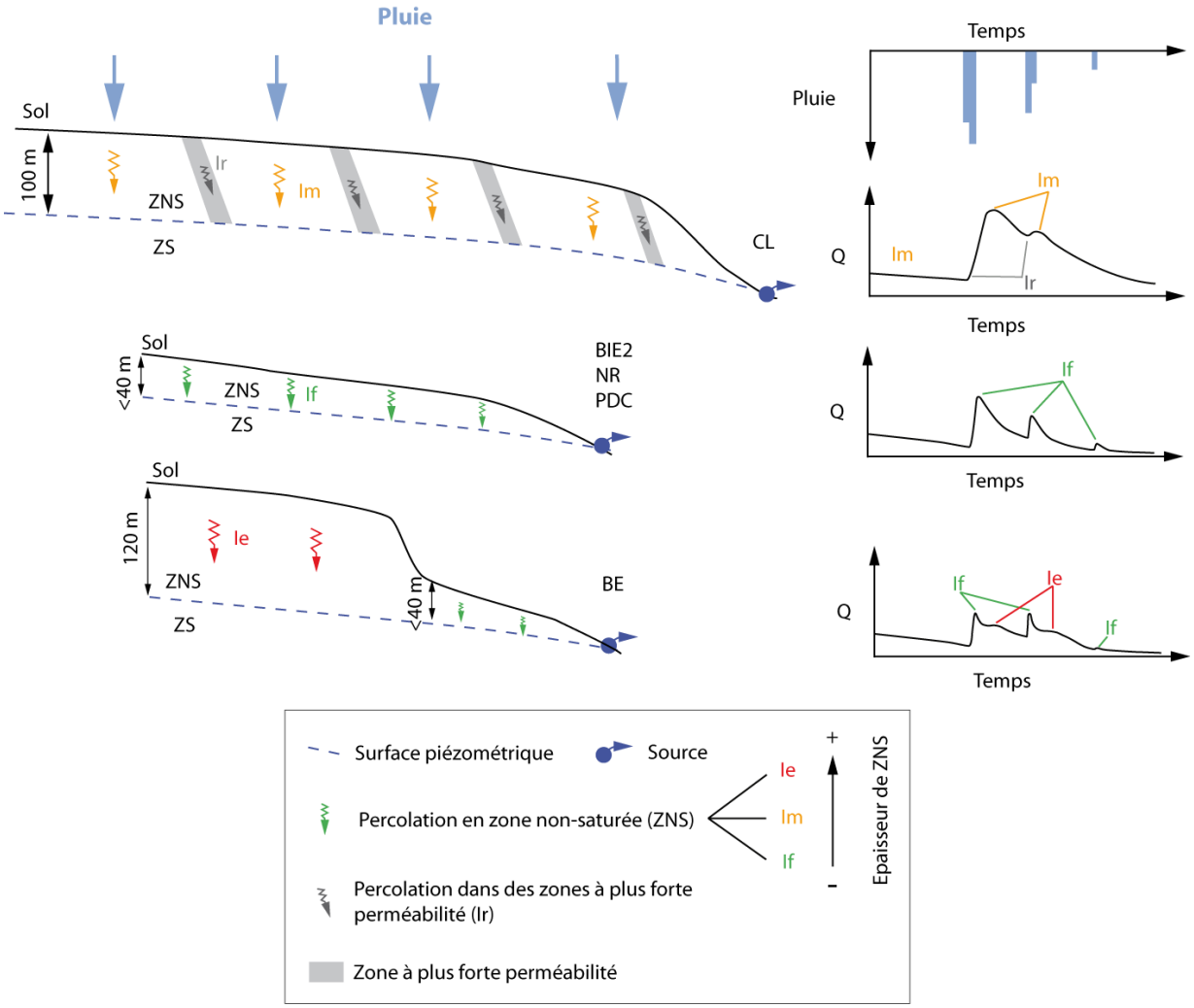


Figure 4.9 : Conceptualisation des processus de recharges des sources des brèches, à partir de l'interprétation des données de piézométrie et de débit des sources, et de la carte d'épaisseur de zone non-saturée (ZS : Zone Saturée ; ZNS : Zone Non-Saturée).

3.3. Sources des brèches type « base des brèches »

a. Résultats

Le suivi photographique du griffon central de la ligne de source SPRL-NE permet d'aborder la dynamique des sources de types « base de brèches » au cours du cycle hydrologique 2012 (Figure 4.10). Sur la Figure 4.11, les barres grisées matérialisent les pluies ayant généré des évolutions significatives de la largeur du griffon. L'éboulement du 12 mars 2012 est à l'origine de perturbations de la section d'écoulement de l'émergence, induisant des erreurs ponctuelles lors du comptage des pixels au cours des jours suivants.

Le débit d'étiage du griffon en décembre 2011 est caractérisé par un suintement (Figure 4.11). Suite aux épisodes pluvieux de janvier et février 2012, la réaction du débit aux pluies est rapide avec un temps de réponse inférieur à 1 jour (Figure 4.11). Cette réponse rapide induit un pic de débit entre 1 à 2 jours après l'épisode pluvieux. Une première phase de tarissement rapide (5 jours) est ensuite observée, avec une stabilisation du débit à une valeur plus élevée que celui précédent l'épisode pluvieux (Figure 4.11).

Suite aux pluies des 28 et 29 mars 2012, l'augmentation du débit est brutale avec un temps de réaction de l'ordre de 1 jour (Figure 4.10). Elle est suivie par un tarissement rapide durant 15 jours, sans phase de stabilisation du débit comme pour les épisodes précédents. L'évènement pluvieux du 16 avril 2012 perturbe cette phase de tarissement en générant une augmentation significative du débit de l'émergence. Ensuite le tarissement de l'émergence est relativement lent durant 4,5 mois, jusqu'à atteindre le stade de suintement à la fin du mois de septembre 2012 (Figure 4.11).

Figure 4.10 : Evolution temporelle du griffon central de SPRL-NE, suivi par Time Lapse (en page 87). Ce suivi permet de caractériser la dynamique des sources types « base de brèches » au pied du glissement de Grand Ilet. La photographie du 29 mars correspond au plus fort débit observé.

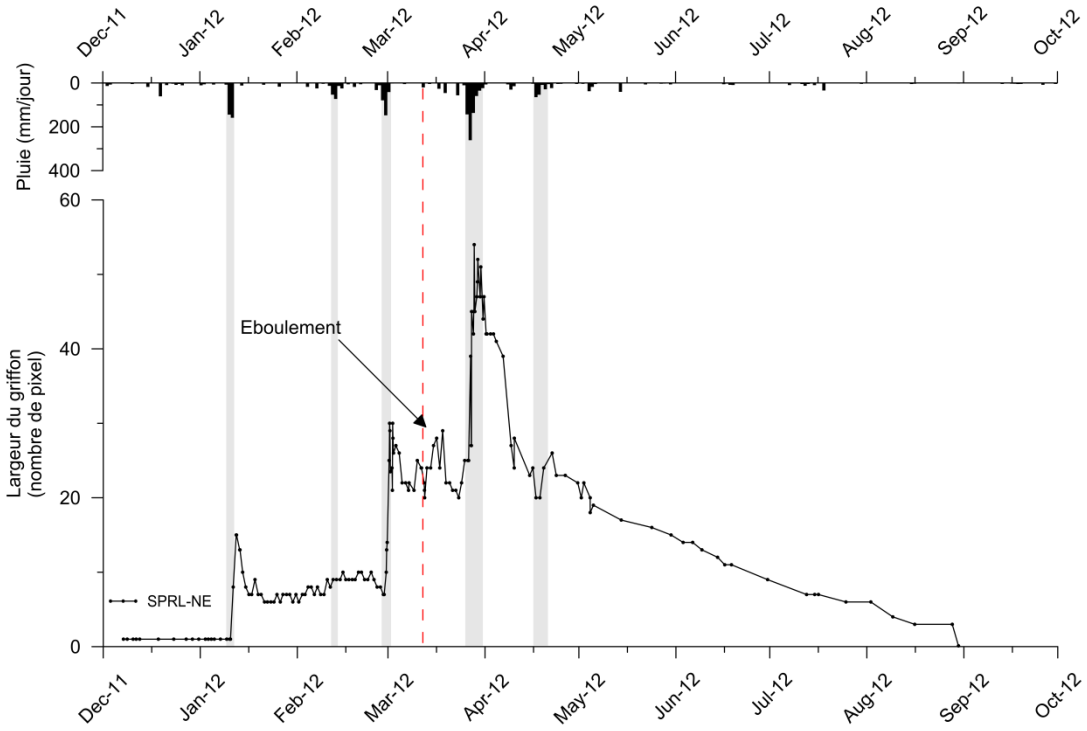


Figure 4.11 : Evolution temporelle de la largeur du griffon (largeur de la surface d'écoulement au niveau du toit du sill) quantifiée en nombre de pixel.

b. Interprétations

Il est important de rappeler ici que le griffon suivi dans le cadre de cette approche ne possède qu'un bassin versant de surface d'environ 100 m². Pour cette raison, l'évolution du débit correspond à celle du débit souterrain, sans perturbation significative par le ruissellement de surface.

Les brusques hausses de débit observées suite aux épisodes pluvieux témoignent de transferts de pression rapide au sein de l'aquifère en amont de l'émergence. Il est probable que cette première réponse soit la conséquence d'une infiltration en amont immédiat de l'émergence, où la zone non-saturée est peu épaisse (Figure 4.5) et affectée par plusieurs fissures ouvertes. Les tarissements rapides observés suite à ces hausses brutales de débit indiquent que la variation de charge en amont du griffon est rapidement amortie, ce qui confirme le caractère local de cette perturbation au sein de l'aquifère. La recharge par les épisodes pluvieux tardifs de saison des pluies est également caractéristique d'une zone de recharge proximale à faible épaisseur de zone non-saturée.

En outre, les hausses durables du débit du griffon suite aux pluies témoignent une dynamique plus inertielle dissociée de la réponse rapide. Elle correspond à une recharge plus en amont, aux endroits où l'épaisseur de zone non-saturée est plus importante, assimilable à la dynamique inertielle de la nappe alimentant la source CL. Ce fonctionnement bimodal est par conséquent identique à celui identifié pour la source BE.

Le stade de suintement identifié à l'étiage peut raisonnablement être associé à l'absence de ravine incisée permettant une concentration des flux, comme dans les cas des sources de fond de ravine. Les faibles charges hydrauliques dans les brèches à l'étiage ne permettent pas de maintenir un débit d'étiage identifiable par le suivi photographique.

En conclusion, ces résultats démontrent à nouveau le contrôle de l'épaisseur de la zone non-saturée sur les processus de recharge. L'infiltration rapide à travers une zone saturée peu épaisse a lieu essentiellement à l'amont immédiat des griffons lorsque les épaisseurs de brèches sont relativement faibles. En outre, la

dynamique générale de la nappe dans le glissement est peu affectée par ce phénomène, qui reste caractéristique des secteurs périphériques. De surcroit, ce suivi permet de confirmer que les sources de « base de brèches » possèdent une dynamique proche de celles des autres sources du secteur de Grand Ilet et qu'elles constituent l'exutoire de zones saturées hydrauliquement connectées à la nappe des brèches.

3.4. Sources des remparts

a. Résultats

Ravine Blanche (RB)

Le débit de la source RB montre une faible évolution au cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012, avec une gamme de variations entre 20 l/s en basses eaux et 50 l/s en hautes eaux (Figure 4.8). Les épisodes pluvieux de saison des pluies génèrent des augmentations limitées de débit souterrain. Les débits d'étiage sont soutenus à des valeurs élevées comparativement aux débits de hautes eaux. La dynamique de la nappe de remparts sur ce secteur est donc singulièrement différente de celle de la nappe des brèches.

Le ruissellement de surface impacte de manière notoire la chronique de débit, en raison de la taille du bassin versant en amont de la source (bassin versant en rempart).

Fenêtre (FE)

Les données disponibles pour la source FE sont des données de hauteur d'eau dans une vasque en aval de l'émergence (et non des débits), car la courbe de tarage n'a pas pu être construite pour cette source dont l'accès est complexe. Ces données sont donc semi-quantitatives, et ne permettent pas de discuter dans le détail de la dynamique temporelle du débit de l'émergence. Cependant, on constate que l'allure générale de l'évolution des hauteurs d'eau est très proche de celle du débit à la source RB (Figure 4.8). Les variations entre basses eaux et hautes eaux sont en effet de faible amplitude.

b. Interprétations

Les sources de rempart émergent d'un aquifère à inertie plus forte que celui des brèches de Grand Ilet. Ce caractère inertiel peut être associé à la grande épaisseur de zone non-saturée (≈ 1000 mètres) dans le cas de la source RB, comparativement aux épaisseurs de ZNS quantifiées pour les brèches, et à des volumes réservoir importants. Ce fonctionnement inertiel est cohérent avec les travaux précédent ayant porté sur les sources de rempart à La Réunion (Join, 1991). Comparativement, la forte variabilité identifiée des débits en basses eaux et hautes eaux pour les sources de brèches illustre l'originalité de cet aquifère au sein du contexte hydrogéologique volcanique réunionnais.

Concernant les apports vers la nappe des brèches, les faibles variations de débit de la source Fenêtre (FE) indiquent que les flux s'infiltrant vers la nappe par le biais des remparts varient probablement peu au cours du temps, et qu'ils restent faibles au cours d'un cycle hydrologique.

4. Analyse des courbes de récessions

4.1. Méthodologie

a. Cadre de la méthode

L'analyse des courbes de récession des sources permet d'obtenir des informations sur la structure et le fonctionnement des aquifères. Plus particulièrement, elle fournit des informations sur les paramètres hydrodynamiques comme la conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement. Ce type d'approche a été largement utilisé pour l'analyse des courbes de récession des sources karstiques, mais également pour les sources d'aquifères poreux ou poreux équivalents (Boussinesq, 1903; Boussinesq, 1904; Maillet, 1905; Mangin, 1970; Padilla et Pulido-Bosch, 1995; Dewandel et al., 2003).

Deux stades sont classiquement décrits dans une courbe de récession :

- Le stade « influencé », durant lequel des écoulements rapides (ruissellement de surface, ruissellement hypodermique, alimentation par l'infiltration) s'ajoutent au débit des eaux souterraines ;
- Le stade du « débit de base » qui correspond uniquement à la vidange de la zone saturée.

Différentes méthodes ont été développées pour l'analyse des courbes de récession. La méthode de Maillet (1905) et ses adaptations sont les plus utilisées. Elles assimilent la courbe de récession à une fonction exponentielle et impliquent une relation linéaire entre la charge hydraulique et le débit. Ce sont des solutions approchées. D'autres travaux considèrent que la vidange d'un aquifère est une fonction non-linéaire (Boussinesq, 1903; Boussinesq, 1904). Ils utilisent des équations de forme quadratique pour ajuster les courbes de récession. Les équations utilisées sont des solutions exactes, ayant l'avantage de permettre le calcul des données quantitatives pour caractériser l'aquifère.

Les travaux récents démontrent que la solution quadratique de Boussinesq est préférable à la solution exponentielle, en particulier pour les aquifères à zone saturée peu épaisse, et dont la composante verticale de l'écoulement est largement minoritaire (Dewandel et al., 2003).

b. Théorie

Formule de Maillet

Maillet (1905) a établi la formule suivant de la courbe de tarissement (Equation 4.1) :

$$Q_{t=}Q_0 e^{-\alpha t} \qquad \textbf{Equation 4.1}$$

Elle donne le débit Q_t à l' instant t, en fonction du débit Q_0 à un instant t_0 pris comme origine du tarissement. Classiquement, le débit Q doit être exprimé en m^3/s. Dans cette étude, les débits sont en l/s. Les valeurs d'α obtenus ne sont donc pas comparables à celles qui peuvent être exprimées dans d'autres cas.

Solution de Boussinesq

La solution de Boussinesq est basée sur l'équation de diffusivité (Equation 4.2), décrivant l'écoulement à travers un milieu poreux :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varphi}\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right) \qquad \textbf{Equation 4.2}$$

où K est la conductivité hydraulique, φ la porosité efficace de l'aquifère, h la charge hydraulique, x la distance, et t le temps (Figure 4.2).

La solution analytique de Boussinesq nécessite de considérer plusieurs hypothèses simplificatrices. La nappe est une nappe libre contenue dans un milieu poreux homogène et isotrope, sans forces de capillarité et ayant pour mur un niveau imperméable horizontal à l'altitude du point de sortie (source). De plus, la surface piézométrique est curviligne, les vitesses dans l'aquifère sont horizontales et toujours parallèles entre elles sur une même verticale (condition de Dupuit). La solution de Boussinesq s'écrit alors sous la forme suivante (Equation 4.3) :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1+\alpha t)^2} \qquad \textbf{Equation 4.3}$$

Avec

$$Q_t = 0{,}862 \mathrm{Kl} \frac{{h_m}^2}{L} \qquad \textbf{Equation 4.4}$$

Et

$$\propto = \frac{1{,}115 K L h_m}{\varphi L^2} \qquad \textbf{Equation 4.5}$$

Les différents termes de l'équation sont définis sur le schéma suivant (Figure 4.12).

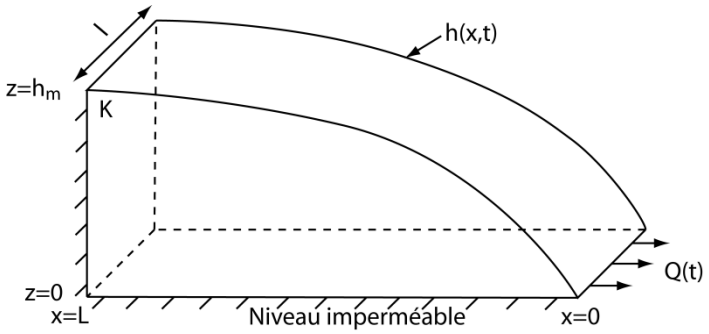


Figure 4.12 : Schéma de principe de la solution analytique de Boussinesq (1903).

c. Application aux sources de Grand Ilet

Dans le cas de Grand Ilet, la performance de la solution exponentielle s'avère probablement limitée en raison de la faible épaisseur de l'aquifère des brèches. En outre, l'utilisation de la solution quadratique de Boussinesq pour étudier la dynamique de tarissement et déterminer les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère semble mieux adaptée au contexte de Grand Ilet.

Il est important de souligner ici que les conditions d'application de la méthode de Boussinesq ne sont pas totalement respectées, en raison du pendage non-nul du mur de l'aquifère des brèches. Cependant, il a été montré que l'effet de la pente sur le tarissement est généralement restreint au stade précoce de la récession (Brutsaert et El-Kadi, 1984; Zecharias et Brutsaert, 1988). L'application de cette solution dans le cadre de notre étude apparait donc pertinente pour estimer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des brèches.

La solution quadratique et la méthode exponentielle sont appliquées pour l'étude des tarissements des sources des brèches suivies en continu, qui sont les sources CL, PDC, BIE2 et BE. Les tarissements 2011 et 2012 sont interprétés pour les sources CL et PDC. Seuls les tarissements 2012 sont interprétés pour les sources BIE2 et BE, en raison des données disponibles.

Pour la solution quadratique, les paramètres géométriques devant être renseignés dans l'équation (la longueur L, la largeur l) (Tableau 4.4) sont déterminés en s'appuyant sur les résultats obtenus lors de la première phase de l'étude hydrodynamique. Pour estimer ce paramètre, nous calculons tout d'abord pour chaque source le rapport du débit d'étiage (qui est connu pour toutes les sources suivies en continu) sur le débit total estimé sortant de l'aquifère des brèches à l'étiage. Ce rapport est multiplié par la surface totale des brèches en amont de chacune des sources, ce qui permet d'obtenir une surface de bassin versant théorique. Le rapport entre la largeur l et la longueur L de chaque bassin versant est l'extension supposée du bassin versant hydrogéologique de la source considérée (Tableau 4.4).

Source	Secteur	Débit Etiage 2011 (l/s)	Altitude (m NGR)	Pourcentage du débit total (%)	Surface théorique du bassin versant (km²)
CL	NE	20	959	31.6	**1.42**
PDC	E	*0.1*	948	0.2	**0.01**
BIE2	S	1.9	1115	3.0	**0.14**
BE	S	1	1200	1.6	**0.07**

Tableau 4.4 : Rappel des surfaces théoriques de bassin versant des sources, utilisées pour l'estimation des paramètres L et l dans la solution quadratique de Boussinesq.

La conductivité hydraulique K, la porosité φ et la charge hydraulique h_m constituent les paramètres de calage des courbes de tarissement simulées.

d. Application aux piézomètres

En parallèle, la récession enregistrée dans les trois piézomètres est étudiée par ajustement avec des courbes exponentielles, selon la formule suivante (Equation 4.6) :

$$H_t = H_0 e^{-\alpha t} \qquad \textbf{Equation 4.6}$$

Elle donne la hauteur piézométrique H_t à l'instant t en fonction de la hauteur piézométrique H_0 à un instant t_0. Le paramètre α est un coefficient de récession.

Pour faciliter les représentations graphiques, les valeurs de H sont exprimées en hauteur (m) par rapport à un niveau théorique d'origine.

4.2. Piézomètres

a. Résultats

L'analyse des récessions dans les trois piézomètres suivis en continu permet de caractériser la dynamique de la nappe captée dans les ouvrages, pouvant être porteuse d'informations sur les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère.

			PZA3		PZE2		PZB3
Solution		Paramètre	2011	2012	2011	2012	2011
Exponentielle	Expo. HE	H_0 (m)	1.87	2.36	1.58	1.96	22.47
		α	**-0.0095**	**-0.011**	**-0.0065**	**-0.0074**	**-0.0286**
	Expo. BE	H_0 (m)	1.2	1.56	1.19	1.74	70649
		α	**-0.0034**	**-0.005**	**-0.0025**	**-0.0048**	**-0.0367**
Temps (j) écoulé depuis le début du tarissement au niveau du changement de pente			**110**	**140**	**98**	**82**	**98**

Tableau 4.5 : Paramètres des fonctions exponentielles utilisées pour ajuster les phases de décroissance de la piézométrie au cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012.

PZA3

La décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZA3 montre une dynamique en deux phases, en 2011 et en 2012 (Figure 4.13). Sur cette figure, les fonctions exponentielles sont utilisées pour ajuster les différentes phases de tarissement observées. La première phase montre une vitesse de décroissance plus grande que la seconde. Les valeurs de α calculées sont par ailleurs proches entre les deux années (Tableau 4.5) : -0,0095 et -0,011 pour la phase de décroissance rapide, et -0,0034 et -0,005 pour la phase de décroissance lente (Tableau 4.5). De surcroit, le changement de pente est observé à une altitude similaire en 2011 et 2012, respectivement de 1011,2 et 1011,3 m NGR. Sur la coupe géologique (Figure 4.16), cette transition est localisée au niveau d'une variation lithologique de faciès de brèches, passant de « brèches limoneuses » à des « basaltes ». Le changement de pente se fait 110 jours après le début du tarissement en 2011, contre 140 jours en 2012.

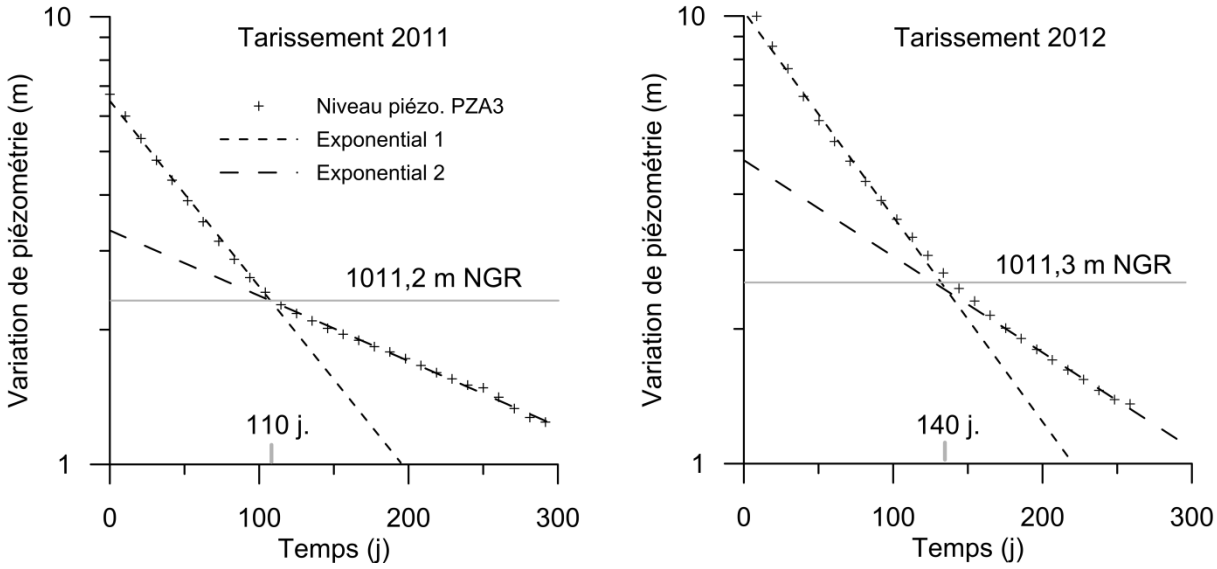


Figure 4.13 : Décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZA3 aux cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012.

PZE2

La dynamique de décroissance de la piézométrie dans PZE2 se décompose également en deux phases (Figure 4.14) : deux fonctions exponentielles sont nécessaires pour ajuster les données observées. Les valeurs du paramètre α varient entre 2011 et 2012, en particulier pour la seconde phase de décroissance (Tableau 4.5). L'altitude de changement de pente est comprise entre 1037,5 m NGR en 2011 et 1038,8 m NGR en 2012. Ce changement de pente n'est pas corrélable avec une variation de lithologie sur la coupe géologique de l'ouvrage (Figure 4.16).

Par ailleurs, les valeurs de α sont légèrement supérieures à celles obtenus pour PZA3 (Tableau 4.5) : la vitesse de décroissance de la piézométrie est donc plus faible dans PZE2 que dans PZA3. De plus, la loi de décroissance évolue singulièrement en fin d'étiage 2011, avec une augmentation de la pente. Ce phénomène est moins visible en 2012, même s'il semble s'amorcer en fin d'étiage.

Le changement de pente se fait, en 2012, 82 jours après le début du tarissement, contre 98 jours en 2011.

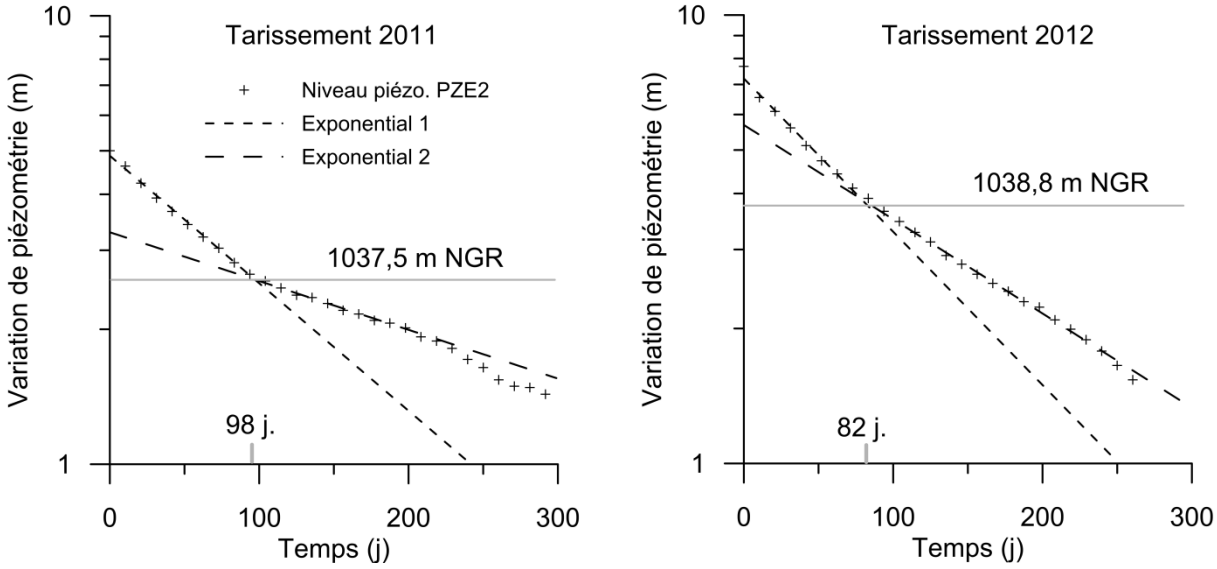


Figure 4.14 : Décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZE2 aux cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. Les fonctions exponentielles sont utilisées pour ajuster les différentes phases de décroissance observées.

PZB3

La vitesse de décroissance est d'une manière générale plus rapide dans PZB3 que dans PZE2 et PZA3. De surcroit, la dynamique de la piézométrie dans PZB3 apparait singulière, avec un coefficient α plus petit pour le tarissement en basses eaux (-0.0367) que pour le tarissement en hautes eaux (-0.0286) (Tableau 4.5). Contrairement aux deux piézomètres précédents, le changement de pente n'est pas brutal. La vitesse de décroissance augmente progressivement entre 1055 et 1047,5 m NGR (Figure 4.15).

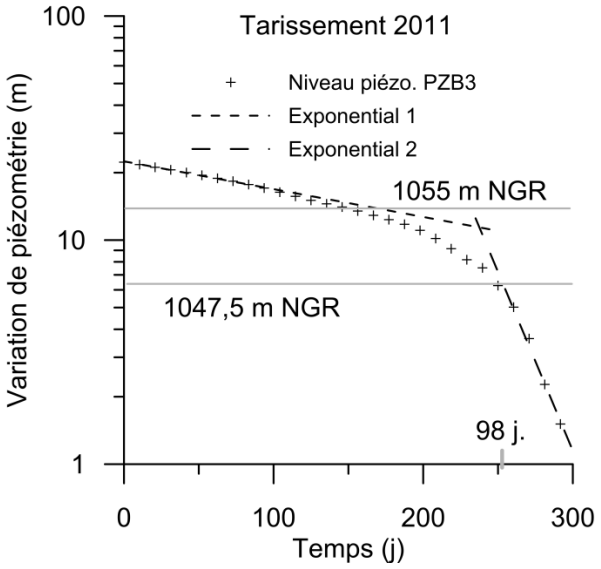


Figure 4.15 : Décroissance de la piézométrie dans le piézomètre PZB3 aux cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. Les fonctions exponentielles sont utilisées pour ajuster les différentes phases de tarissement observées.

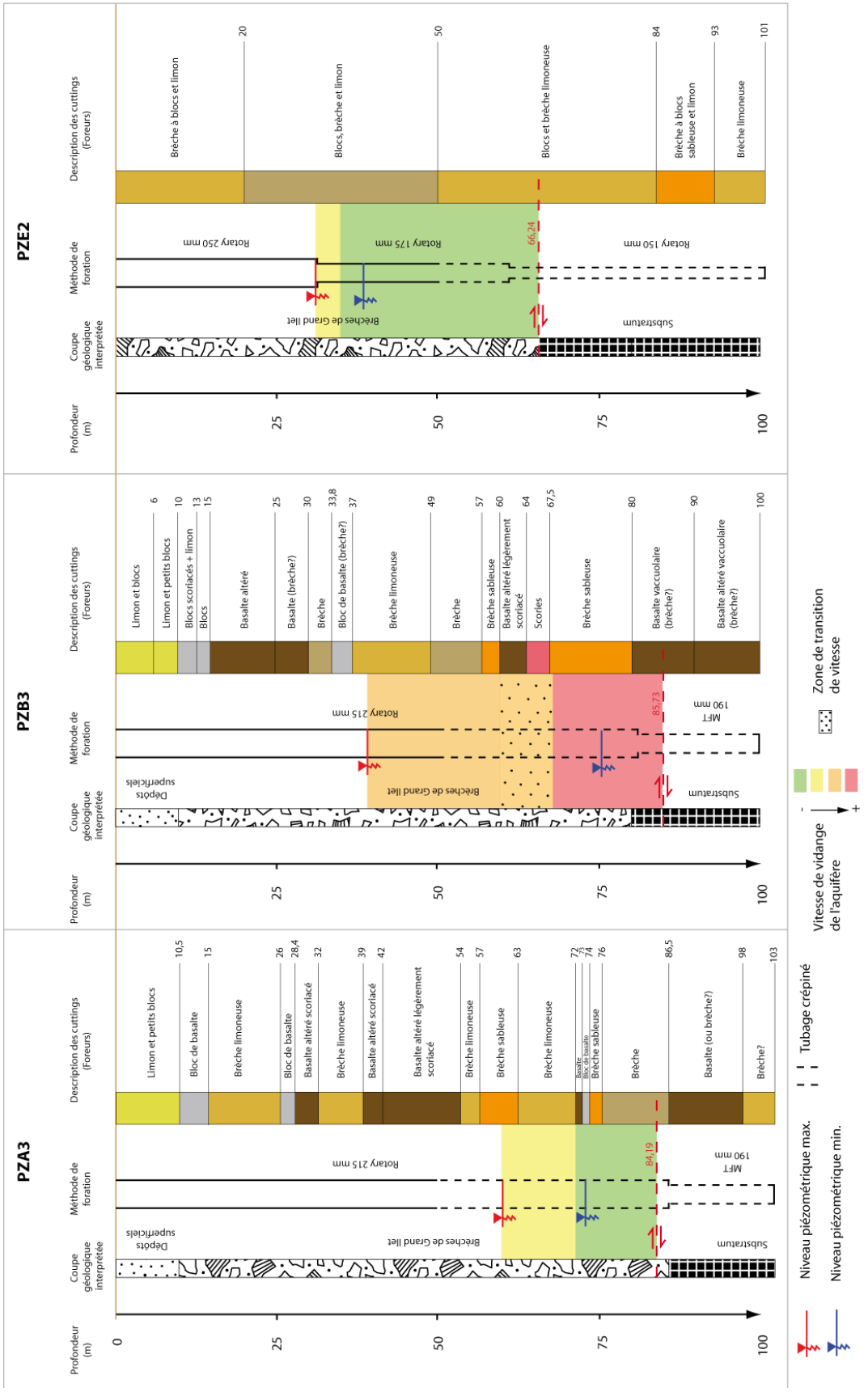


Figure 4.16 : Représentation des niveaux piézométriques et des zones de vitesses de vidange identiques sur les coupes géologiques des piézomètres. Les tubages crépinés sont également représentés.

b. Interprétations

La double pente observée dans le cas du piézomètre PZA3 traduit l'existence d'un milieu supérieur à vidange plus rapide et d'un milieu inférieur à vidange plus lente. La constance de ce phénomène entre les deux cycles hydrologiques suivis, en particulier pour l'altitude de changement de pente, confirme que ce fonctionnement est lié aux propriétés de l'aquifère. Il est donc probable que le milieu supérieur ait une porosité plus faible et une perméabilité plus élevée que le milieu inférieur, dans l'environnement proche du piézomètre PZA3.

La dynamique de décroissance de la piézométrie dans PZE2 confirme pour partie cette interprétation. Le changement de pente mis en évidence indique en effet une évolution verticale des propriétés hydrodynamiques du milieu aquifère, avec un milieu supérieur à vidange plus rapide que le milieu inférieur. L'absence de changement lithologique sur la coupe descriptive, au niveau des changements de pente décrits, est probablement en lien avec la qualité des descriptions des foreurs pour cet ouvrage, déjà soulignée lors de l'approche géologique.

En outre, les singularités mises en évidence indiquent que :

- Les propriétés hydrodynamiques sont variables entre PZE2 et PZA3, puisque les valeurs de α varient significativement entre les deux ouvrages ;
- L'épaisseur du milieu inférieur à vidange plus lente varie spatialement, car elle est plus grande dans PZE2 que dans PZA3 ;
- Le milieu inférieur à vidange lente est également le siège de variations locales de propriétés hydrodynamiques, en raison de l'augmentation des vitesses de vidange caractérisées en fin d'étiage dans PZE2.

Pour PZE2, la variabilité des valeurs de α entre 2011 et 2012 pourrait témoigner d'une évolution temporelle des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. De telles variations sont en effet caractéristiques des aquifères de glissements, soumis à une déformation active.

Par ailleurs, la vidange rapide observée dans PZB3 démontre que le piézomètre est implanté dans un milieu dont les propriétés hydrodynamiques sont très différentes de celles du milieu caractérisé dans PZE2 et PZA3. Les vitesses de vidanges généralement plus rapides sont le témoin d'une plus forte perméabilité et d'une plus faible porosité. De surcroît, puisque la vidange est plus rapide à l'étiage, la stratification du milieu est inverse à celle décrite dans les deux piézomètres précédents. Ces interprétations sont cohérentes avec les fortes amplitudes des hausses piézométriques observées dans ce piézomètre lors des épisodes de recharge de la nappe des brèches.

D'une manière générale, l'analyse des courbes de décroissance de la piézométrie de la nappe des brèches indique que les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère sont hétérogènes. Les dynamiques de décroissances mises en évidence traduisent notamment l'existence d'hétérogénéités verticales, en lien avec une stratification du milieu aquifère.

4.3. Sources

a. Résultats

Pour rappel, nous utilisons deux solutions pour ajuster les tarissements des sources : (i) la solution exponentielle et (ii) la solution quadratique. Cette méthode est appliquée aux sources CL, BIE2, BE et PDC. L'absence d'enregistrement en basses eaux pour la source NR empêche l'application de la méthode.

			CL		**PDC**		**BE**	**BIE2**
Solution		Paramètre	2011	2012	2011	2012	2012	2012
Exponentielle	Expo. HE	Q0 (l/s)	82	188.4	14.8	7.68	21.67	-
		a	-0.009	-0.014	-0.068	-0.043	-0.0257	-
	Expo. BE	Q0 (l/s)	35.5	48.5	-	-	6.72	14.68
		a	-0.0023	-0.0035	-	-	-0.0118	-0.0128
Quadratique 1 réservoir		K (m/s)	**0.0005**	**0.0009**	**0.00018**	**0.00013**	**0.0008**	**0.0006**
		hm (m)	17	20	14	12	8.5	7
		φ	**0.06**	**0.07**	**0.32**	**0.2**	**0.18**	**0.15**
		L (m)	1400	1400	100	100	400	450
		l (m)	1000	1000	70	70	200	300
Quadratique 2 réservoirs	Réservoir supérieur	K (m/s)	**0.0035**	**0.0035**	-	-	-	-
		hm (m)	6	10	-	-	-	-
		P	**0.09**	**0.09**	-	-	-	-
		L (m)	1500	1500	-	-	-	-
		l (m)	1000	1000	-	-	-	-
	Réservoir inférieur	K (m/s)	**0.0001**	**0.0001**	-	-	-	-
		hm (m)	17	17	-	-	-	-
		P	**0.16**	**0.15**	-	-	-	-
		L (m)	1500	1500	-	-	-	-
		l (m)	1000	1000	-	-	-	-

Tableau 4.6 : Paramètres de calage des solutions utilisées pour ajuster les tarissements des sources des brèches. Les solutions utilisées sont (i) de forme exponentielle et (ii) de forme quadratique. Pour la forme quadratique, un modèle à 2 réservoirs est utilisé lorsque que le modèle à réservoir unique ne permet pas un ajustement satisfaisant.

Clain (CL)

Pour la solution exponentielle, deux courbes exponentielles doivent nécessairement être utilisées pour ajuster les tarissements 2011 et 2012. Dans les deux cas, la première phase de tarissement apparait plus rapide que la seconde. En outre, le changement de pente se fait à 115 jours après le début du tarissement en 2011 et 140 jours en 2012 (Figure 4.17). Ces changements de pentes sont identiques à ceux quantifiés pour le piézomètre PZA3.

L'utilisation de la solution quadratique de Boussinesq à 1 réservoir permet d'ajuster le début de la courbe de tarissement. Les débits d'étiage sont alors sous-estimés de près de 50%. Ce constat indique que les paramètres utilisés ne sont pas représentatifs de l'ensemble du milieu aquifère alimentant cette émergence.

La solution quadratique à 2 réservoirs est par conséquent mise en œuvre. Les paramètres permettant un ajustement optimal sont cohérents entre les tarissements 2011 et 2012. Ils mettent en évidence que le milieu supérieur doit nécessairement être moins poreux (φ=9%) et plus perméable (K=3,5.10^{-3} m/s) que le milieu inférieur (φ=16% et et K=1.10^{-4} m/s) pour permettre la reproduction des tarissements observés (Tableau 4.6).

L'utilisation de cette solution montre cependant un décalage avec le tarissement observé en 2012, entre 20 et 80 jours.

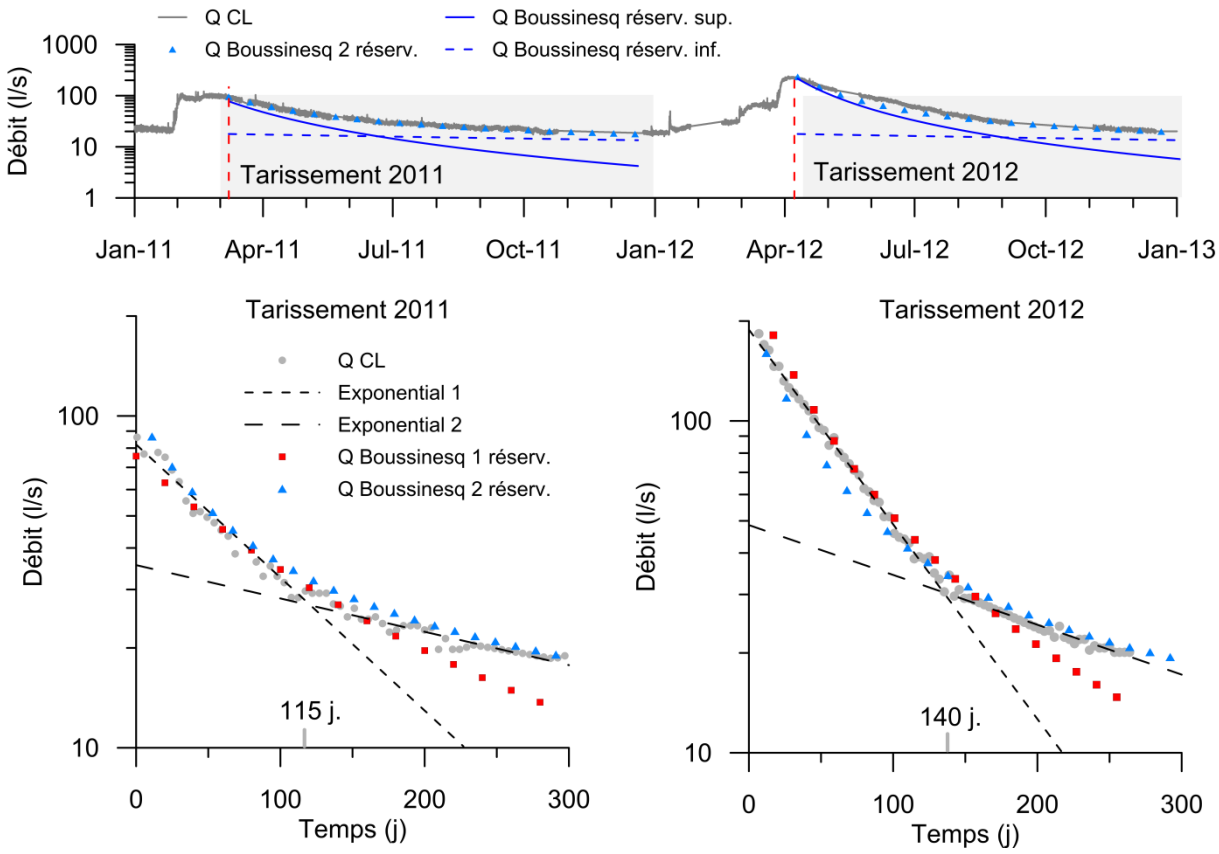


Figure 4.17 : Ajustement des tarissements observés à la source CL en 2011 et 2012. Trois solutions sont envisagées pour cet ajustement : la solution exponentielle, la solution quadratique à 1 réservoir et la solution quadratique à deux réservoirs (1 réservoir inférieur et 1 réservoir supérieur).

Pont-de-Chien (PDC)

Pour la source PDC, la solution exponentielle n'ajuste pas la totalité du tarissement, pour 2011 et 2012 (Figure 4.18). En outre, l'utilisation de la solution quadratique de Boussinesq à réservoir unique permet d'ajuster de manière satisfaisante le tarissement 2011, et ce jusqu'à la fin de l'étiage. Les valeurs de conductivité hydraulique (2.10^{-4} m/s) et de porosité (32 %) renseignés divergent significativement des valeurs obtenues lors des ajustements du tarissement 2012 (Tableau 4.6). Ces valeurs sont également très supérieures à celles obtenues pour le réservoir inférieur de la source CL.

Toutefois, l'ajustement du tarissement 2012 de PDC surestime des débits d'étiage de 0,2 l/s à l'étiage (≈ 100%). Ce biais peut être associé aux crues régulières et aux faibles débits d'étiage multipliant les perturbations de mesures dans ce seuil et complexifiant l'identification des débits non-influencés par les écoulements de surface.

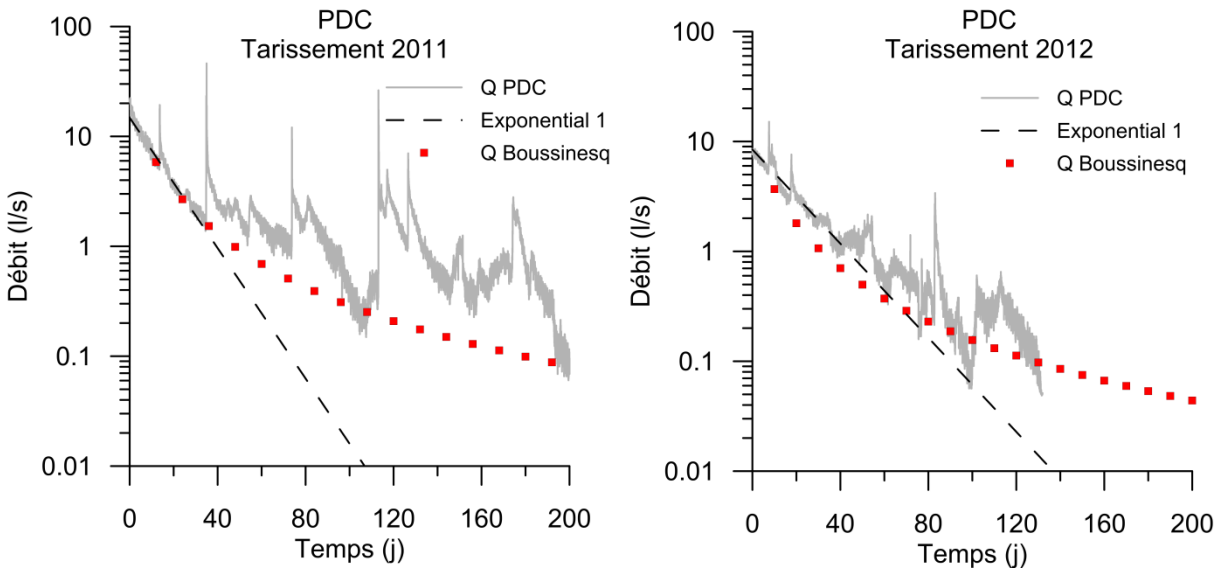


Figure 4.18 : Ajustement des tarissements observés à la source PDC en 2011 et 2012 par la solution exponentielle et la solution quadratique à 1 réservoir.

Source Bélier (BE)

Pour la source BE, la solution exponentielle ne permet pas d'ajuster la totalité du tarissement observé. L'utilisation de la solution quadratique de Boussinesq à réservoir unique est une alternative performante pour ajuster la totalité du tarissement. Les débits d'étiage entre 150 et 250 jours sont toutefois surestimés de 0,2 l/s (≈ 20%) malgré l'optimisation des paramètres de porosité et de conductivité hydraulique (Figure 4.19). Les valeurs de porosité et de conductivité hydraulique obtenues pour la solution quadratique sont respectivement de 18% et 8.10^{-4} m/s (Tableau 4.6).

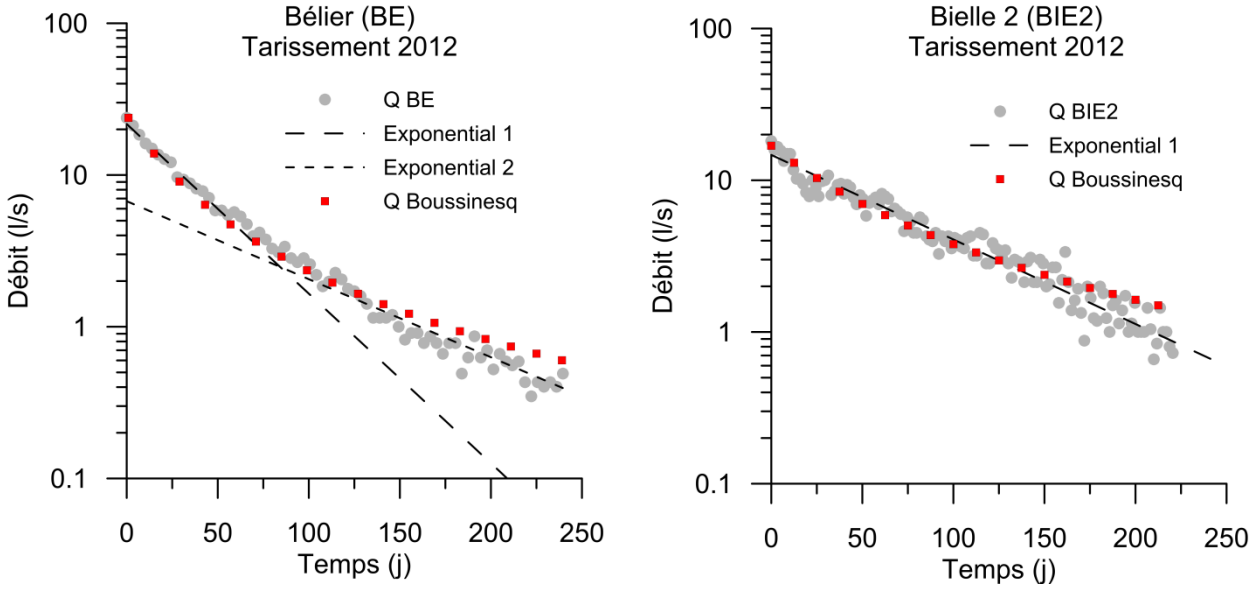


Figure 4.19 : Ajustement des tarissements observés à la source BE et BIE2 en 2012 par la solution exponentielle et la solution quadratique à 1 réservoir.

Source Bielle 2 (BIE2)

Le régime non-influencé de la source BIE2 débute plus tardivement au cours du cycle hydrologique que celui des autres sources, en raison d'un épisode de recharge modifiant significativement le débit souterrain en février 2012 (Figure 4.8). De ce fait, le tarissement est ajusté à partir du 4 avril 2012. Contrairement aux autres sources, la solution exponentielle permet d'ajuster la totalité du tarissement observé. L'utilisation de la solution quadratique de Boussinesq à réservoir unique permet également d'ajuster le tarissement de manière satisfaisante (Figure 4.19). Les valeurs de porosité et de conductivité hydraulique obtenue pour la solution quadratique sont proches de celles déterminées pour la source BE ($K=6.10^{-4}$ m/s, $\varphi=15\%$) (Tableau 4.6).

b. Interprétations

La dynamique de tarissement à double pente de la source CL peut clairement être associée à celle caractérisée dans le piézomètre PZA3 et probablement à celle identifiée dans PZE2. Le caractère synchrone des changements de pentes entre la source et PZA3 appuie cette interprétation. Cette analyse des tarissements met donc en évidence une stratification du milieu aquifère à l'échelle du bassin versant hydrogéologique de la source CL, dont la surface est estimée à 1,4 km², soit 71% de la surface de l'unité instable de Grand Ilet (en page 123) : le milieu aquifère supérieur des brèches de Grand Ilet est caractérisé par une porosité efficace plus petite et une conductivité hydraulique plus grande que le milieu aquifère inférieur.

Les propriétés hydrodynamiques du milieu inférieur, caractérisé pour la source CL, sont également identifiées pour les sources BE et BIE2, ce qui montre que les propriétés hydrodynamiques de ce milieu peuvent être étendues à l'échelle de la zone instable. En revanche, le milieu supérieur plus perméable n'influence pas les tarissements pour ces sources, ce qui indique qu'il est absent ou situé au-dessus de la zone de battement de la nappe sur ces secteurs.

Enfin, les valeurs de porosité efficace élevées, identifiées à la source PDC, pourraient être expliquées par le remaniement des formations dans ce secteur (en page 114), favorisant la déconsolidation des matériaux et l'augmentation de leur porosité.

Concernant les limites de cette approche, l'analyse des tarissements permet de caractériser les milieux contribuant significativement au débit des émergences. Par conséquent, les milieux à faible contribution sont difficilement identifiables. En outre, l'étude géologique a montré que les teneurs en argiles dans les brèches étaient plus importantes à la base du glissement, suggérant de faibles perméabilités des terrains à ce niveau. Ces brèches argileuses basales, moins perméables que celles du milieu inférieur, pourraient ne contribuer que faiblement au débit total des émergences, et ne pas être identifiées par l'analyse des tarissements.

5. Investigations hydrodynamiques

5.1. Méthodologie

Des essais d'injections ont été réalisés le 13 octobre 2010 sur l'ensemble des piézomètres du plateau de Grand Ilet afin de quantifier les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère des brèches.

Une tonne à eau a été utilisée pour permettre l'injection d'eau dans les piézomètres. Les durées d'injections sont en moyenne de 90 secondes Elles permettent de considérer comme négligeable la diminution du débit au cours du temps. La mesure du niveau d'eau à l'intérieur du piézomètre est effectuée à l'aide d'une sonde de pression au pas de temps de 1 seconde.

Les débits d'injection sont d'environ 1 l/s, soit 3,6 m^3/h, pour des hausses de niveau maximales de 0,8 mètre. L'interprétation des essais est réalisé à l'aide du logiciel « WinIsape » développé par le Brgm pour les tests hydrauliques en forage. Les courbes de remontées sont interprétées en utilisant la solution analytique de Theis (De Marsily, 1981). Les conductivités hydrauliques sont calculées en divisant les transmissivités par la hauteur crépinée de l'ouvrage jusqu'à la profondeur cisaillée.

5.2. Résultats

Sur l'ensemble des tests effectués, seuls les essais réalisés sur le piézomètre PZE2 peuvent être interprétés (Tableau 4.7). En effet, les résultats des injections dans les autres piézomètres montrent des retards à l'injection importants, probablement liés à l'infiltration à travers les crépines au-dessus de la zone saturée. Dans ces configurations, la qualité des chroniques de niveau au cours de l'essai ne permet pas d'effectuer d'interprétation fiable.

Les transmissivités obtenues suite à l'interprétation des 2 essais d'injections pour PZE2 (Figure 4.20) sont identiques, avec une valeur de $1{,}3.10^{-3}$ m²/s (Tableau 4.7). La hauteur de tubage crépinée au-dessus de la profondeur cisaillée étant de 16,24 mètres, la conductivité hydraulique correspondante est de 8.10^{-5} m/s.

Par conséquent, la valeur de conductivité hydraulique mesurée par les essais d'injection est du même ordre de grandeur que celle calculée pour le milieu inférieur des brèches à la source CL ($K = 1.10^{-4}$ m/s), lors de l'analyse des tarissements.

Piézomètre	Prof.	Zone productrice	Formations géologiques	Volume injecté	Durée injection	Interprétable	Hausse de niveau	T	K
(-)	m	m		l	s	(-)	m	m²/s	m/s
PZD	30.16	-	Détritique récent	100	90	non	0.7	-	-
PZB	30.24	-	Brèches de GI	100	90	non	1	-	-
PZA	30.05	-	Brèches de GI	100	90	non	0.9	-	-
PZA3	103	-	Brèches de GI	100	90	non	0	-	-
PZB3	100	-	Brèches de GI	100	90	non	0.53	-	-
PZE2	101	16.24	Brèches de GI	100	90	oui	0.89	1.30E-03	8.00E-05

Tableau 4.7 : Résultats des tests d'injections réalisés le 13/10/2010 sur les piézomètres de Grand Ilet.

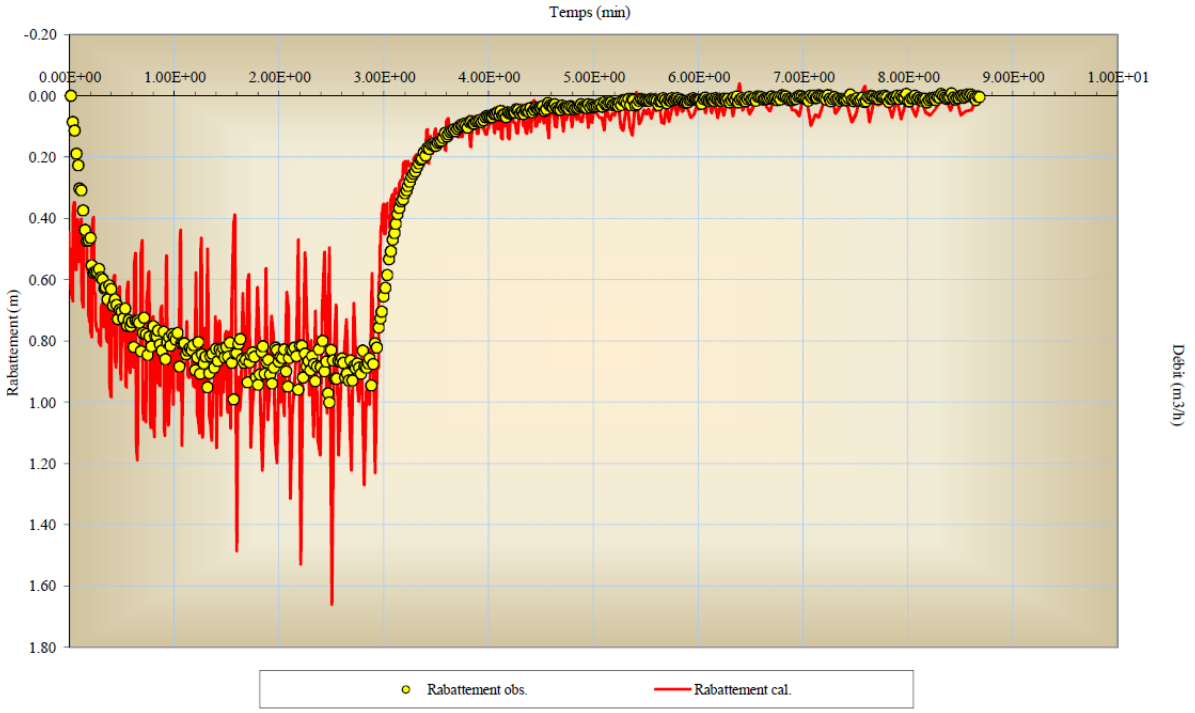


Figure 4.20 : Interprétation d'un essai d'injection sur le piézomètre PZE2 à l'aide du logiciel WinIsape (essai réalisé le 13/10/2010).

5.3. Interprétations

La cohérence des valeurs de conductivité hydraulique déterminées à l'échelle du secteur de Grand Ilet, que cela soit par les tests d'injections ou par l'analyse des tarissements, témoigne de l'homogénéité à petite échelle du milieu aquifère. Toute méthode confondue, les valeurs varient entre 8.10^{-5} et 8.10^{-4} m/s pour le milieu inférieur des brèches. En outre, il est important de souligner que ces valeurs sont du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique mesurée dans le forage de Cilaos, également implanté dans des brèches basiques déconsolidées ($K=3,8.10^{-4}$ m/s). Au regard du nombre d'essais disponibles, des tests hydrauliques complémentaires seraient toutefois nécessaires pour confirmer cette homogénéité des conductivités hydrauliques à l'échelle des brèches.

6. Conclusion

6.1. La nappe des brèches

Les résultats des investigations de terrain montrent que les zones d'émergence se localisent dans les ravines incisant les brèches, ainsi qu'à la base des dépôts bréchiques dans les grandes ravines. Cette nappe apparait soutenue au toit d'un substratum peu perméable constitué par des brèches basiques indurées et des coulées zéolitisées (Figure 4.21). Les zones d'émergence correspondent généralement à des surfaces de suintement, avec une augmentation du débit de l'amont vers l'aval. La côte supérieure de la surface de suintement est par ailleurs plus élevée en hautes eaux qu'en basses eaux. Une forte variabilité spatiale des débits est observée, avec 55% des débits souterrains sortant dans le secteur nord-est du glissement. Néanmoins, des hétérogénéités locales de perméabilités peuvent influencer dans certains cas la position du griffon (NR2, EG).

En terme d'interprétation, les investigations réalisées caractérisent l'aquifère des brèches comme un milieu poreux à l'échelle du secteur d'étude. Cet aquifère montre une saturation sur une épaisseur variable (entre 10 et 30 mètres à l'étiage) à l'échelle des dépôts bréchiques déconsolidés sur le secteur instable de Grand Ilet (Figure 4.21). Les écoulements de la nappe des brèches apparaissent contraints par la géométrie de la base du glissement, puisque la direction de la pente générale de la piézométrie est cohérente avec celle de la base du glissement (Figure 4.21).

L'approche de terrain permet d'élaborer un modèle conceptuel précis des contextes d'émergence des sources du secteur. Elle apporte également de nouveaux éléments pour discuter de la répartition spatiale des débits, auparavant expliquée par les hétérogénéités des propriétés hydrodynamiques au sein des brèches.

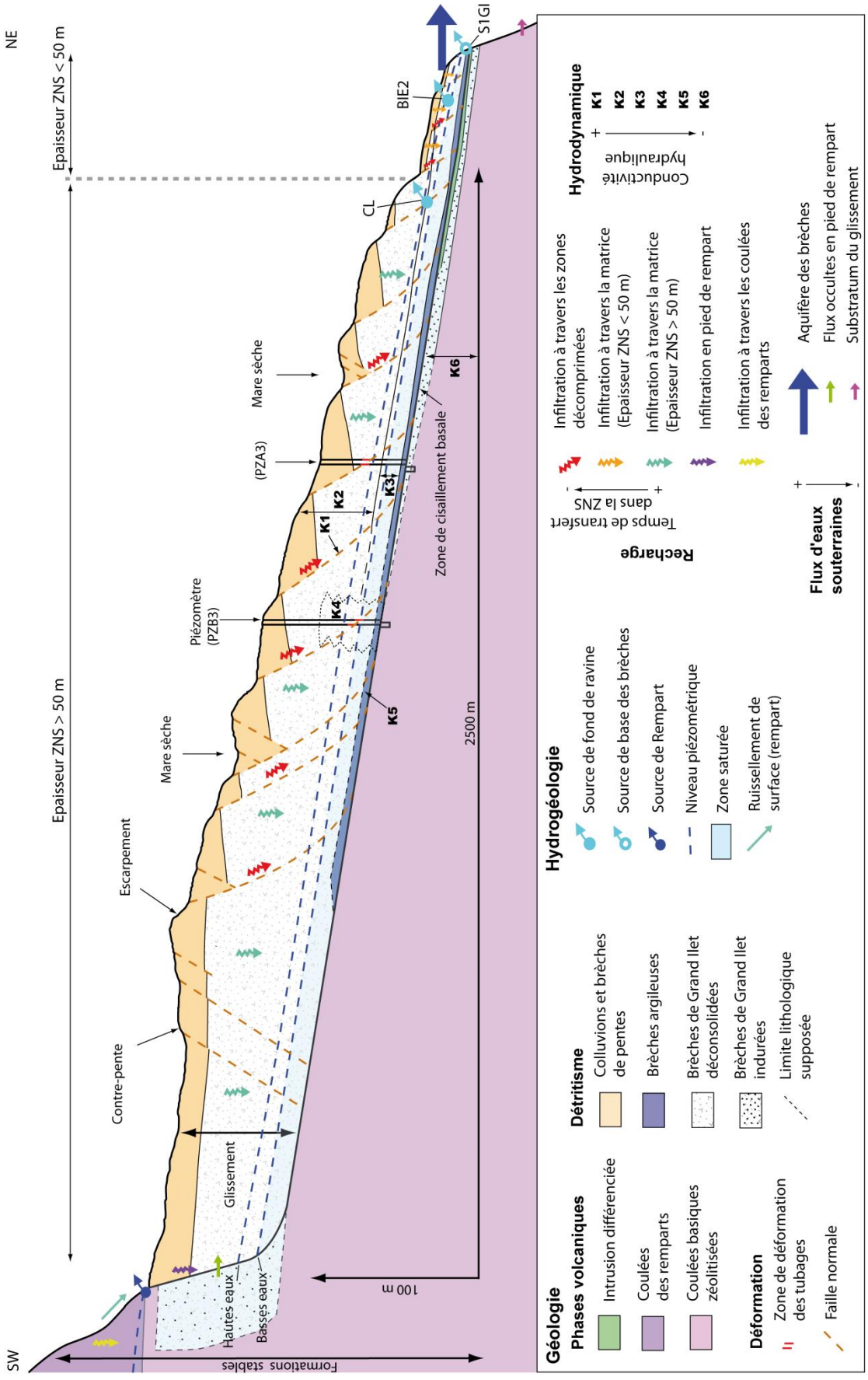


Figure 4.21 : Schéma conceptuel hydrogéologique du glissement de Grand Ilet, établi à partir des résultats de l'approche hydrodynamique

6.2. Répartition spatiale des perméabilités dans l'aquifère des brèches

Le suivi hydrologique mené sur le secteur d'étude met en évidence que les mises en charge de l'aquifère des brèches sont observées environ 24 heures suivant le début de l'épisode pluvieux. Une hausse progressive de la piézométrie est ensuite observée sur une durée pouvant atteindre 33 jours. Au-delà, le tarissement de l'aquifère domine l'influence de la recharge.

L'analyse des tarissements des sources et des piézomètres indique par ailleurs que les formations de la base des brèches possèdent des conductivités hydrauliques plus faibles ($1.10^{-4} < K < 8.10^{-4}$ m/s) et des porosités efficaces plus élevées ($15 < \varphi < 20\%$) que les brèches sus-jacentes ($K \approx 3{,}5.10^{-3}$ m/s ; $\varphi \approx 9\%$) (Figure 4.21).

Deux types d'hétérogénéités sont donc mis en évidence au sein de l'aquifères des brèches :

- Des hétérogénéités verticales avec l'existence de zones à conductivité hydraulique plus élevée (brèches décomprimées par la déformation du massif), permettant un transfert rapide (≈24h) à travers la zone non-saturée lors des épisodes de recharge. Une infiltration plus lente transite à travers un milieu « matriciel » moins perméable (Figure 4.21) ;
- Une stratification horizontale des conductivités hydrauliques et des porosités efficaces, contrôlant la dynamique de la piézométrie. La stratification peut être étendue à une grande partie (70%) de l'unité du glissement de Grand Ilet, puisqu'elle est reconnue dans 2 piézomètres et qu'elle contrôle la récession de la source principale des brèches (CL) (Figure 4.21).

Les faibles perméabilités et l'emmagasinement élevé des formations de la base des brèches contribuent à ralentir la vitesse de tarissement de l'aquifère en fin de récession et permettent par conséquent le maintien d'un niveau piézométrique relativement haut à l'étiage (entre 10 et 30 mètres d'épaisseur de zone saturée dans les brèches).

Ces nouvelles connaissances permettent d'aborder les paramètres contrôlant la dynamique du glissement de Grand Ilet : les charges hydrauliques hautes à l'étiage, maintenues par les formations moins perméables, pourraient favoriser l'entretien de l'instabilité continue du glissement (seuil de rupture constamment dépassé).

6.3. Rôle de la zone non-saturée dans les processus de recharge

Concernant la recharge, seuls les épisodes pluvieux de saison des pluies génèrent une hausse de la piézométrie détectable. Aucun évènement pluvieux de saison sèche ne permet une recharge détectable de la nappe des brèches, au moins sur la période de suivi. En revanche, les épisodes pluvieux d'intensité moyenne de fin de saison des pluies génèrent des recharges hétérogènes spatialement. Elles sont bien identifiées pour les secteurs où la zone non-saturée en amont des griffons est peu épaisse (< 40 m) (sources BE, BIE2, NR et S1GI). Par ailleurs, elles sont peu ou pas détectées, pour les secteurs à zone non-saturée plus épaisse (source CL, piézomètres PZE2, PZA3 et PZB3).

L'aquifère des brèches est par conséquent caractérisé par un important effet tampon, en lien avec une épaisseur de zone non-saturée pouvant dépasser localement 140 mètres (Figure 4.21). En outre, les secteurs périphériques présentent une sensibilité accrue à la recharge, en raison d'épaisseurs réduites de zone non-saturée (Figure 4.21).

Cette dynamique à faible inertie est donc très probablement restreinte géographiquement et ne représente pas le comportement moyen de l'aquifère au sein du glissement.
Ces considérations amènent à souligner les particularités liées au suivi des exutoires d'un aquifère, intégrateur d'un fonctionnement global de l'aquifère, mais généralement sensibles aux phénomènes proximaux du griffon (en particulier pour les sources à faibles débits). Pour le cas de Grand Ilet, le suivi de sources supplémentaires à débit plus important (comme la source JA, 16% du débit total sortant) permettrait de préciser les modalités de recharge du secteur de Camp Pierrot.

6.4. La nappe des remparts

Les sources de rempart émergent à une altitude d'environ 1300 m NGR, en amont de l'aquifère des brèches. Elles possèdent de faibles débits d'étiage (< 0,5 l/s), et leur débit varie peu au cours des cycles hydrologiques. En revanche, la source RB montre un débit élevé (20 l/s) pour une source de rempart dans ce secteur.
Sous le rempart du Cimendef, les écoulements issus des sources CA, SO, FE et CR, à faibles débits, s'infiltrent dans les brèches après avoir ruisselé sur la base des remparts.

A l'exception de la source RB, excentrée par rapport au glissement de Grand Ilet, les faibles débits des sources localisées sous le rempart du Cimendef témoignent d'aires de recharge de surface de faible extension (Figure 4.21). Malgré cette surface d'alimentation limitée, la ré-infiltration des sources de pied de rempart à travers les formations superficielles des brèches amène à élargir le bassin versant hydrogéologique de l'aquifère du glissement au rempart du Cimendef (Figure 4.21).
Par ailleurs, la discontinuité de perméabilité, mise en évidence à environ 1300 m NGR, indique que les lithologies de la base des remparts possèdent des perméabilités plus faibles que les coulées supérieures (Figure 4.21). En raison de ces faibles perméabilités, les apports par l'intermédiaire de flux occultes en pied de rempart (Figure 4.21) sont très probablement négligeables en comparaison du flux total sortant de l'aquifère des brèches.

6.5. Rôle de la ravine Casabois

La position latérale de la ravine Casabois par rapport au glissement amène à discuter d'une possible alimentation de la nappe des brèches par infiltration dans le lit de cours d'eau, lors des épisodes de crues. Dans le cadre de cette problématique, la source NR, émergeant dans le lit de cette ravine en aval du glissement, a été équipée d'un dispositif de suivi du débit.
Les résultats obtenus sur la période de suivi mettent en évidence que cette émergence possède une dynamique identique aux autres sources des brèches, avec une réaction à la recharge caractéristique des bassins versants à faible épaisseur de zone non-saturée. En revanche, ils ne permettent pas de quantifier d'éventuels apports de la ravine Casabois à la nappe des brèches. Ces échanges seront considérés plus en détails lors de l'approche de bilan hydrologique.

Chapitre 5. CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LES FORMATIONS VOLCANO-DETRITIQUES DE FOND DE CIRQUE

1. Introduction

L'hydrochimie est un outil particulièrement performant pour reconstituer les écoulements des eaux souterraines dans les versants instables. Son efficacité a été démontrée pour de nombreux glissements (Guglielmi et al., 2000; Tullen, 2002; Binet, 2006; Montety et al., 2007; Charlier et al., 2010; Debieche et al., 2012). Dans certains cas, la chimie des eaux souterraines constitue même un marqueur des crises de déformations des glissements de terrain (Binet, 2006).

Pour le glissement de Grand Ilet, les approches géologiques et hydrodynamiques menées dans la première partie de ce travail ont permis d'établir un schéma conceptuel dont certains points nécessitent d'être validés :

- L'extension des brèches basiques et des brèches de démantèlement récentes dans la zone centrale du glissement ;

Concernant le modèle géologique, les connaissances au centre du glissement sont peu nombreuses. De fait, l'extension régionale des dépôts de brèches est essentiellement basée sur des affleurements. Il est nécessaire de tester l'hypothèse que les brèches basiques constituent bien le réservoir aquifère du glissement et que les brèches à éléments différenciées sont essentiellement pelliculaire à l'échelle de l'aquifère.

- L'existence de plusieurs composantes de la recharge, et d'une stratification des perméabilités.

L'étude hydrochimique pourra permettre de confronter les différentes hypothèses de fonctionnement proposées, en étudiant le transfert de masse dans l'aquifère du glissement.

Plus généralement, l'objectif est d'apporter des éléments complémentaires pour enrichir le schéma conceptuel établi sur la base des approches précédentes.

L'approche hydrochimique proposée est basée sur un réseau de suivi spatial déployé dans le cirque de Salazie et sur un réseau de suivi temporel de la chimie des eaux souterraines sur le secteur du glissement de Grand Ilet.

2. Approche méthodologique

La stratégie de caractérisation hydrochimique des eaux souterraines est axée sur deux types de suivis spatio-temporels (campagnes spatiales et campagnes temporelles). Pour rappel, les protocoles de prélèvements et les méthodes d'analyses sont présentés dans le chapitre 2 (en page 89).

2.1. Campagnes spatiales

Dans le but d'évaluer le rôle des formations lithologiques sur les faciès chimiques des eaux souterraines du glissement de Grand Ilet, plusieurs sources du cirque de Salazie situées dans différents contextes d'émergence ont été échantillonnées, dans le cadre de campagnes spatiales de prélèvements. Ces caractérisations ont pour objectif de préciser la nature géologique des aquifères des glissements du cirque de Salazie et de caractériser d'éventuelles variabilités spatiales. Les éléments analysés dans le cadre de ces campagnes d'échantillonnage sont (i) les éléments majeurs[4] et (ii) les éléments traces[5]. Les isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) ont été également analysés.

Afin de prendre en compte l'éventuelle variabilité temporelle des informations collectées, deux campagnes de prélèvement ont été réalisées, en période de basses eaux, et en période de hautes eaux (Figure 5.1). Les zones de prélèvements sont principalement concentrées dans les secteurs de Grand Ilet et de Mare à Poule d'Eau en raison (i) de leur contexte de glissement de terrain de grande ampleur et (ii) des différences de lithologies de brèches entre ces deux glissements.

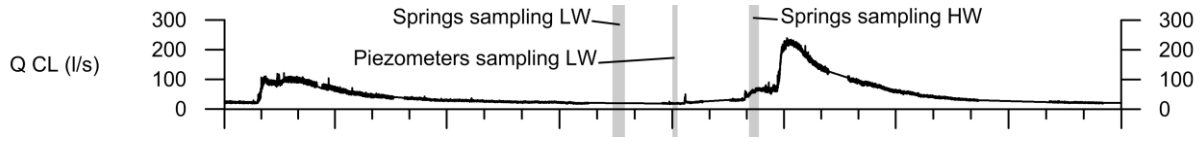


Figure 5.1 : Hydrogramme de la source Clain (CL) avec représentation des périodes d'échantillonnage en basses eaux (LW) et en hautes eaux (HW).

Les prélèvements sont réalisés sur 24 sources et 3 piézomètres dans le cirque de Salazie. Ces points sont localisés dans la partie est et sud du cirque (Figure 5.2). Les analyses complètes sont disponibles en annexe (Annexe 7, Annexe 8, et Annexe 9).

Afin de faciliter la représentation des résultats, un classement des points d'eau a été réalisé en fonction de leur nature (source, piézomètre, mare) et du contexte géologique de l'émergence (nature des brèches, des coulées…). Les classes suivantes ont donc été utilisées :

- Les sources des remparts ;
- Les sources des brèches basiques ;
- Les sources des brèches différenciées (brèches de Mare à Poule d'Eau) ;
- Les sources des brèches « indéterminées » dont les contextes d'émergence sont non-contraints;
- Les sources hydrothermales ;
- Les piézomètres de Grand Ilet ;
- Les mares.

[4] Ca^{2+} ,Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} ,HCO_3^{-}, Cl^{-} , SO_4^{2-} , NO_3^{-} , SiO_2
[5] Mn, Fe, Sr, Al, B

Certains points de prélèvement (RA, TI2, MP, PZB3, PZA3, PZE2) n'ont pas pu être échantillonnés pour les deux campagnes (hautes eaux et basses eaux) (Tableau 5.1).

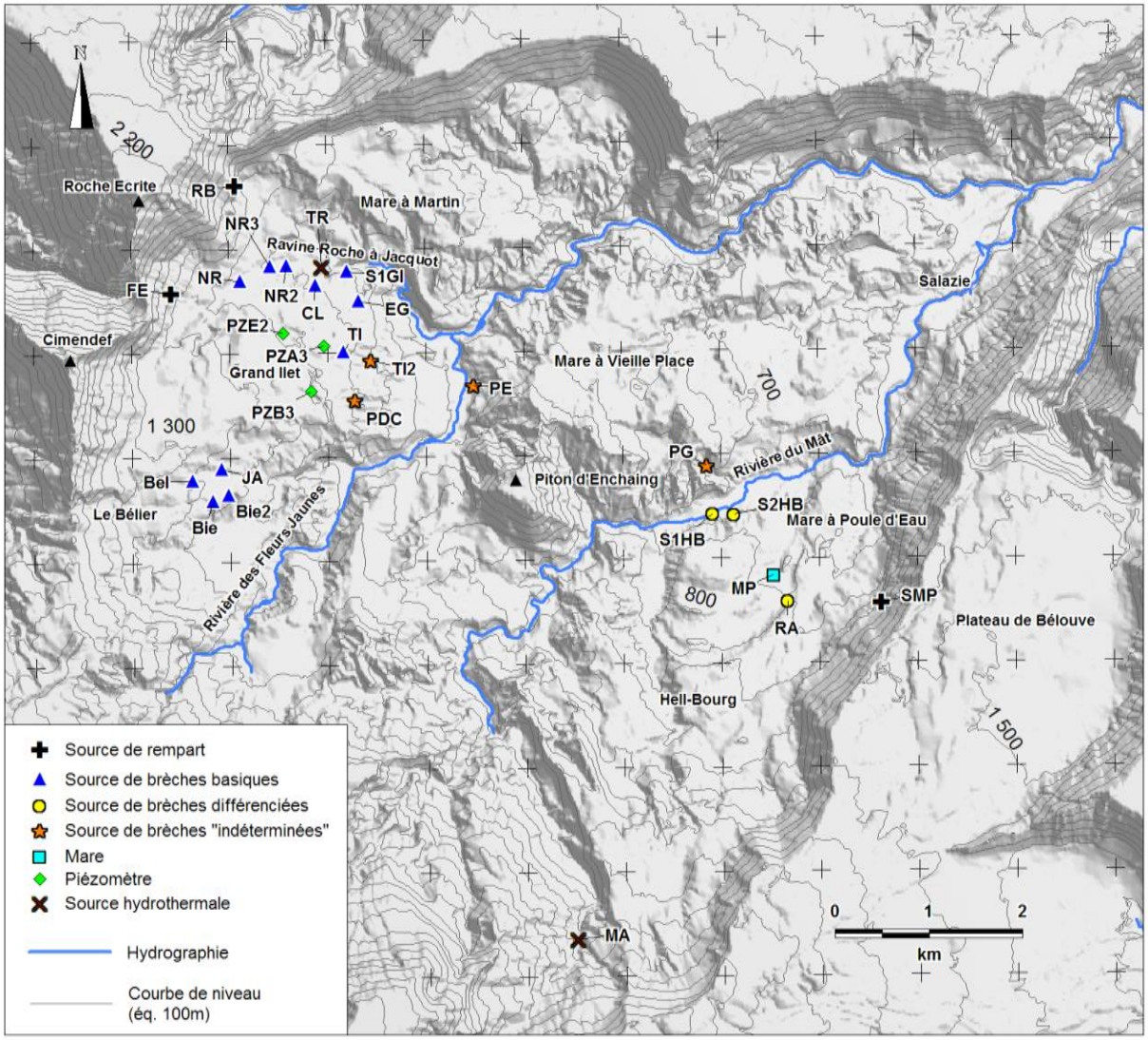


Figure 5.2 : Localisation des échantillons d'eaux souterraines prélevés dans le cadre des campagnes spatiales hydrochimiques.

Libellé	Indice BSS	Contexte d'émergence	Date de prélèvement BE	Date de prélèvement HE
NR	12268X0129	Brèches basiques	24/11/2011	08/03/2012
NR3	12268X0171	Brèches basiques	24/11/2011	08/03/2012
NR2	12268X0130	Brèches basiques	22/11/2011	08/03/2012
CL	12268X0131	Brèches basiques	22/11/2011	08/03/2012
S1GI	12268X0170	Brèches basiques	22/11/2011	08/03/2012
EG	12268X0132	Brèches basiques	28/11/2011	08/03/2012
TI	12268X0135	Brèches basiques	29/11/2011	08/03/2012
JA	12268X0004	Brèches basiques	23/11/2011	05/03/2012
Bel	12268X0133	Brèches basiques	23/11/2011	05/03/2012
Bie	12268X0137	Brèches basiques	23/11/2011	07/03/2012
Bie2	12268X0169	Brèches basiques	23/11/2011	05/03/2012
S2HB	12275X0114	Brèches différenciées	01/12/2011	06/03/2012
S1HB	12275X0113	Brèches différenciées	01/12/2011	06/03/2012
RA	12275X0117	Brèches différenciées	-	07/03/2012
TI2	12268X0172	Brèches indéterminées	-	09/03/2012
PDC	12268X0134	Brèches indéterminées	29/11/2011	09/03/2012
PE	12275X0065	Brèches indéterminées	28/11/2011	09/03/2012
PG	12275X0115	Brèches indéterminées	29/11/2011	06/03/2012
TR	12268X0136	Hydrothermale	22/11/2011	08/03/2012
MA	12275X0014	Hydrothermale	01/12/2011	06/03/2012
MP	12275X0116	Mare	-	07/03/2012
PZB3	12268X0127	Piézomètre	04/01/2012	-
PZA3	12268X0126	Piézomètre	04/01/2012	-
PZE2	12268X0128	Piézomètre	10/12/2011	-
SMP	12275X0112	Rempart	01/12/2011	07/03/2012
FE	12268X0029	Rempart	28/11/2011	09/03/2012
RB	12268X0001	Rempart	28/11/2011	09/03/2012

Tableau 5.1 : Date de prélèvements des échantillons d'eaux souterraines pour les campagnes spatiales en basses eaux 2011 (BE) et en hautes eaux 2012 (HE).

2.2. Campagnes temporelles

Deux sources localisées en pied de glissement (S1GI et Clain (CL)) font l'objet d'un suivi temporel des teneurs en éléments majeurs des eaux des aquifères des brèches. Le pas de temps d'échantillonnage est adapté en fonction de la période : il varie de 1 jour lors des épisodes de recharge à 1 mois en saison sèche.

Pour rappel, la source CL est une source de fond de ravine, qui constitue le principal exutoire de l'aquifère du glissement de Grand Ilet. La source S1GI est une source de base de brèche. La dynamique de ces deux sources a été précisément caractérisée au cours de l'étude hydrodynamique.

L'objectif de ces suivis temporels est de collecter des données complémentaires aux campagnes spatiales, afin de préciser les processus de recharge et les modalités du transfert de masse.

3. Caractérisation de la variabilité spatiale des signatures géochimiques

3.1. Informations apportées par la conductivité électrique des eaux

a. Résultats des campagnes spatiales de prélèvement

La conductivité électrique à 25°C des eaux des sources de remparts varie entre 65 et 87 µS/cm. En comparaison, les conductivités des sources des brèches sont comprises entre 160 et 574 µS/cm à l'échelle du cirque de Salazie. Un contraste de minéralisation important est donc mis en évidence entre les sources de rempart et les sources des brèches (Figure 5.3).

Au sein des brèches sur le secteur de Grand Ilet, les conductivités montrent une variabilité importante entre 160 et 574 µS/cm. Les piézomètres implantés dans le glissement de Grand Ilet (entre 216 et 430 µS/cm) montrent des conductivités comprises dans la gamme de celles des brèches.

Sur le secteur d'Hell-Bourg, les conductivités mesurées sont relativement homogènes à l'échelle des sources investiguées (entre 341 et 389 µS/cm). Elles sont en moyenne plus élevées que celles du secteur de Grand Ilet.

La conductivité de la source hydrothermale MA est, en outre, beaucoup plus élevée que celles des sources des brèches (1590 µS/cm).

En termes de variabilité temporelle, la conductivité électrique varie peu entre les basses eaux et les hautes eaux pour la majorité des sources. Seule la source TR montre une augmentation exceptionnelle de conductivité entre les deux campagnes de prélèvement, passant de 312 µS/cm en basses eaux à 1453 µS/cm en hautes eaux.

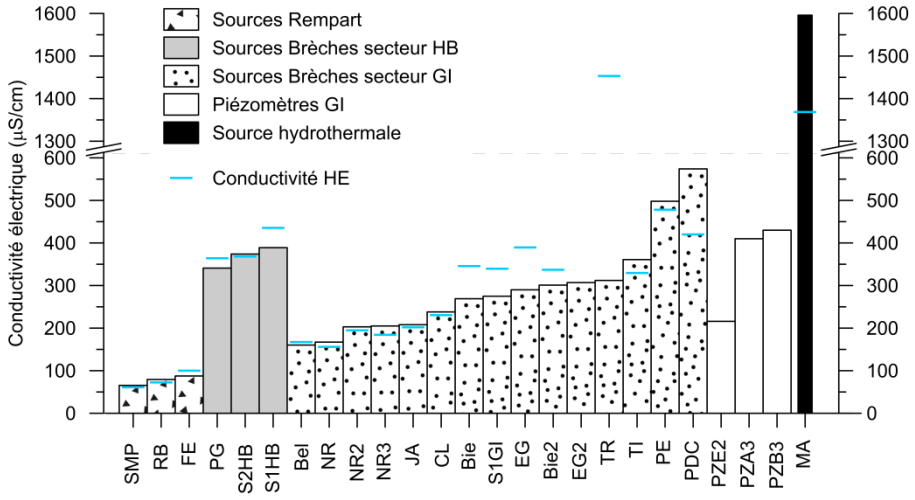


Figure 5.3 : Conductivité électrique à 25°C des sources et des piézomètres dans le cirque de Salazie à l'étiage 2011. Les conductivités des sources RA, TI2 et MP, mesurées uniquement en hautes eaux, ne sont pas reportées.

b. Interprétations

La forte minéralisation des eaux souterraines des aquifères de brèches par rapport à celles des aquifères de rempart peut être expliquée par la porosité différente entre les deux types de milieux. En effet, les formations bréchiques sont essentiellement constituées de sable et de gravier. Cette porosité matricielle facilite les interactions eau / roche, en opposition à celle des aquifères de coulées (aquifères de fissures).

L'analyse des éléments majeurs permettra de mieux comprendre cette forte variabilité spatiale des conductivités mesurées au sein des aquifères des brèches.

En outre, la variabilité temporelle de conductivité électrique enregistrée entre les deux campagnes est difficilement discutable en l'absence d'un suivi continu. Elle sera abordée par l'intermédiaire du suivi temporel des sources CL et S1GI, dont les résultats sont présentés dans la suite de ce chapitre. Pour le cas exceptionnel de la source TR, les causes de la variabilité enregistrée seront précisées sur la base des résultats des analyses d'ions majeurs.

3.2. Caractérisation des faciès chimiques des eaux souterraines

Les diagrammes de Schöeller-Berkaloff et les diagrammes de Stiff sont utilisés pour qualifier les faciès hydrochimiques. En outre, les diagrammes de Stiff permettent une visualisation rapide de l'hétérogénéité spatiale de ces faciès.

a. Informations apportées par les diagrammes de Schöeller-Berkaloff

Seules les analyses en basses eaux sont utilisées pour la réalisation des diagrammes de Schöeller-Berkaloff (sauf pour RA, TI2 et MP non analysées en hautes eaux (Tableau 5.1)). Ces diagrammes permettent de distinguer plusieurs faciès d'eaux souterraines sur le secteur de Salazie.

Pour le secteur de Grand Ilet, une relative homogénéité des faciès chimiques des eaux souterraines est mise en évidence pour les sources émergeant des brèches basiques de Grand Ilet, malgré une gamme de minéralisation importante. Deux groupes peuvent toutefois être distingués (Tableau 5.2), à partir des teneurs en cations majeurs. Les sources NR, NR2, S1GI et NR3 (groupe 1) se distinguent des sources Ti, Bie2, EG, Bel et Bie (groupe 2) par des concentrations en Mg plus faibles, proportionnellement aux concentrations en Ca et Na. Les eaux des piézomètres PZB3 et PZA3 montrent des signatures en cations proches de celles du groupe 1. En revanche, les eaux échantillonnées dans le piézomètre PZE2 possèdent une signature singulière, en comparaison à celles des sources et des piézomètres du secteur de Grand Ilet.

Sur le versant est de Grand Ilet, les sources PDC et TI2 montrent des signatures singulières en comparaison aux autres sources du cirque. Ces signatures sont plus riches en Ca et en Na, et d'une manière générale plus minéralisées. En outre, elles diffèrent nettement des sources des brèches de Grand Ilet et de celles des sources des brèches de Mare à Poule d'Eau. La source PG émergeant au sud du village de Mare-à-Vieille-Place montre une signature particulière, très proche de celle de PDC et TI2 pour les cations.

Sur le secteur de Mare à Poule d'Eau (glissement de Mare à Poule d'Eau), les faciès chimiques des sources émergeant des brèches de Mare à Poule d'Eau (S1HB, S2HB, RA et MP) apparaissent similaires entre eux, et leur allure diffère significativement de celles des sources de Grand Ilet (Tableau 5.2), avec des concentrations plus importantes en Mg qu'en Ca et Na.

Pour les remparts, les faciès des sources de Bélouve (SMP) et de la Roche-Ecrite (FE et RB) possèdent des faciès chimiques identiques. Leur faible minéralisation totale leur confère par ailleurs des signatures singulières par rapport aux eaux souterraines des brèches.

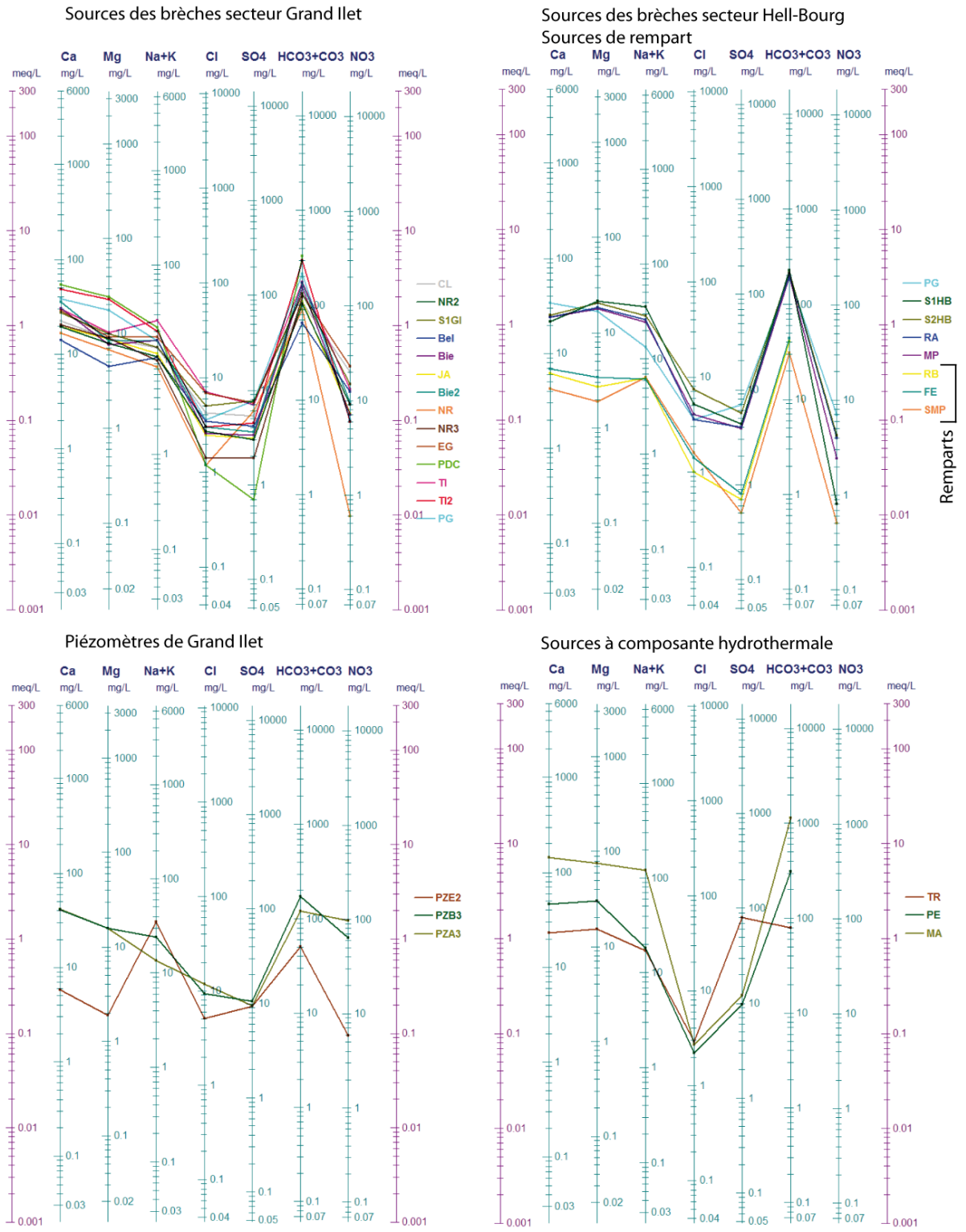


Figure 5.4 : Diagrammes de Schöeller Berkaloff des analyses de la campagne en BE (les sources RA, TI2 et l'analyse de la Mare à Poule d'Eau MP prélevées en HE sont également représentées)

b. Informations apportées par les diagrammes de Stiff

Les diagrammes de Stiff ont été réalisés pour chacune des deux campagnes spatiales de prélèvement (basses eaux et hautes eaux).

D'un point de vue spatial, les diagrammes de Stiff montrent que les faciès chimiques évoluent selon des directions radiales depuis la zone amont du glissement sur le secteur de Grand Ilet (Figure 5.5). La direction de minéralisation est orientée vers le nord-est au nord du glissement (source NR vers NR3, source CL vers S1GI), vers l'est sur le versant est (piézomètre PZB3 vers PDC) et vers le SSE au sud du glissement (source BE vers Bie et source JA vers Bie2). Ces gradients de minéralisations, organisés de manière radiale depuis le milieu du glissement de Grand Ilet, sont cohérents avec les directions d'écoulement de la nappe. Ils suggèrent que la minéralisation est liée au temps d'interaction eau-roche et/ou au temps de résidence moyen de l'eau dans l'aquifère.

L'évolution apparait plus limitée sur le secteur d'Hell-Bourg puisque les eaux échantillonnées en amont (source RA) possèdent déjà une minéralisation proche des sources aval (S1HB et S2HB).

La faible minéralisation des sources des remparts (FE, RB, SMP) est également bien identifiée par les diagrammes de Stiff (Figure 5.5).

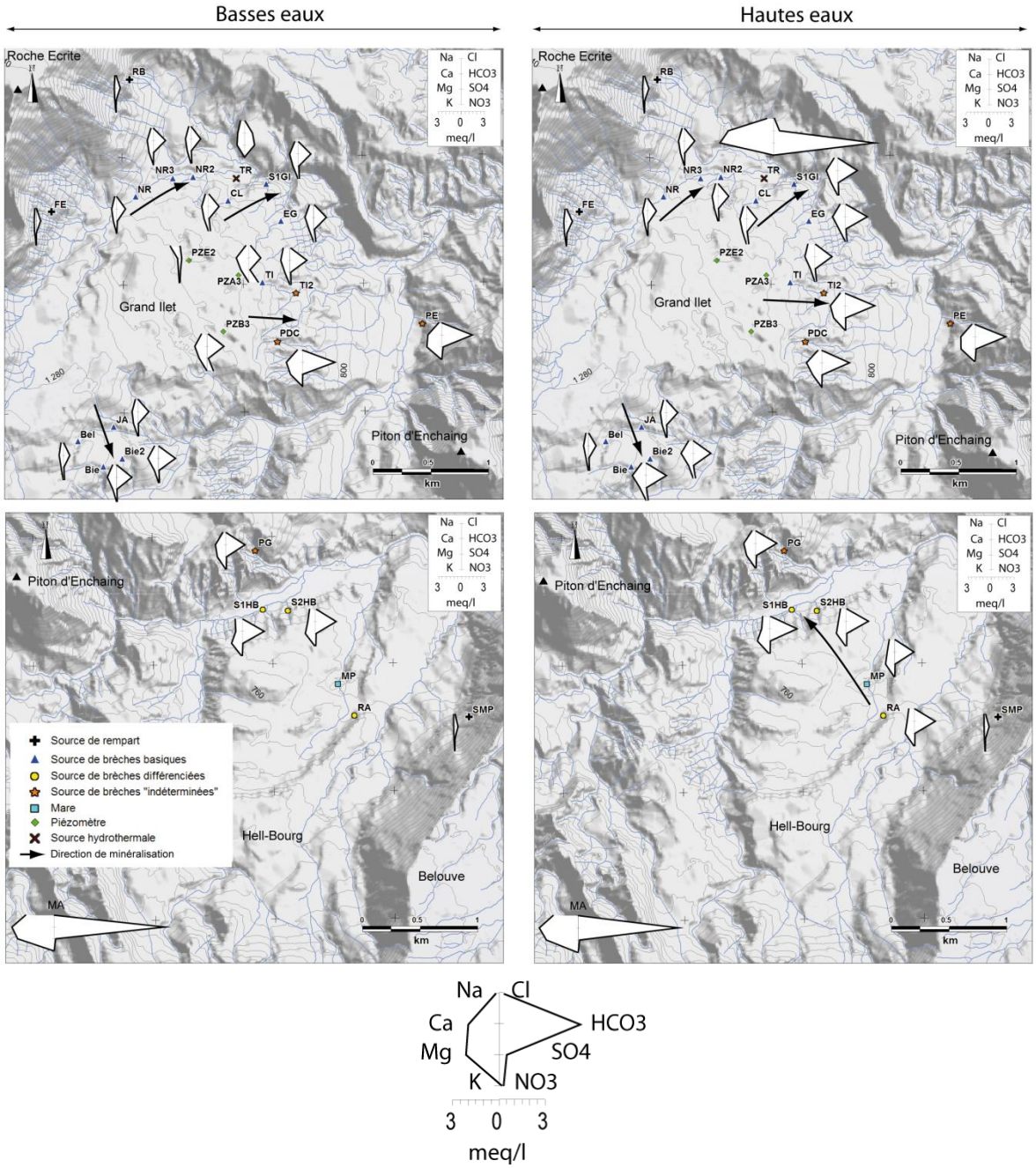


Figure 5.5 : Diagrammes de Stiff des analyses réalisées dans le cadre des campagnes spatiales. Les analyses en basses eaux sont représentées à gauche et les analyses en hautes eaux à droite.

c. Interprétations

La cohérence entre les faciès chimiques des eaux souterraines et leur classification selon le critère géologique indique que les lithologies aquifères marquent significativement la chimie des eaux des brèches pour les cations majeurs. Cette première approche permet par ailleurs de préciser la classification précédemment établie pour la suite de l'étude hydrochimique, en divisant la classe des brèches de Grand Ilet en deux sous-ensembles. Cette différenciation se fait principalement sur les teneurs en cations tels que Ca, Mg et Na (Tableau 5.2).

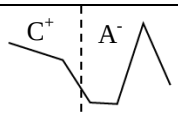
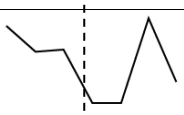
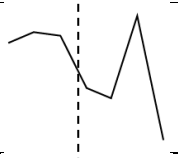
Famille	Sources	Schöeller-Berkaloff
Brèches basiques (Brèches de Grand Ilet)	Groupe1 CL, NR2, S1GI, JA, NR, NR3	
	Groupe 2 Bel, Biel2, TI, Bie, EG	
Brèches différenciées	S2HB, S1HB, MP, RA	
Brèches "indéterminées"	PG, TI2, PDC, PE	

Tableau 5.2 : Classification des faciès hydrochimiques des sources des brèches à partir des diagrammes de Schöeller-Berkaloff. L'allure des diagrammes pour les cations (partie gauche des diagrammes) est utilisée pour discriminer ces familles.

Les faciès chimiques observés présentent une continuité spatiale indiquant que les lithologies sont relativement homogènes au sein des brèches, que ce soit à Grand Ilet ou à Hell-Bourg, ce qui est cohérent avec l'hypothèse d'une nappe continue au sein de ces formations géologiques.

Pour le cas de Grand Ilet, les directions communes entre la direction du gradient de minéralisation et la direction d'écoulement de la nappe implique que la minéralisation totale est étroitement liée à la distance parcourue entre l'amont hydrogéologique de l'aquifère des brèches et les exutoires. Les temps de séjour semblent donc contrôler la minéralisation totale pour la majorité des sources sur ce secteur.

Pour le secteur de Mare à Poule d'Eau, la minéralisation des sources semble être en revanche acquise en amont des points prélevés, puisque l'évolution observée de l'amont (RA) vers l'aval (S1HB et S2HB) est relativement faible. Cette rapidité d'acquisition de la minéralisation dans ces brèches différenciées est cohérente avec les résultats de Hoareau (Hoareau, 2001). Il a en effet démontré que l'hydrolyse est d'autant plus importante que les roches sont différenciées.

A ce stade de l'étude, deux facteurs sont donc identifiés pour expliquer la minéralisation des eaux souterraines dans les brèches : (i) les temps de séjour et (ii) la lithologie du réservoir aquifère.

3.3. Informations apportées par l'étude des diagrammes binaires

En hydrochimie, ce mode de représentation est souvent utilisé pour décrire les hydrosystèmes. Il permet de caractériser les pôles géochimiques, de mettre en évidence des phénomènes de mélanges, d'identifier les processus d'interaction eau-roche, ou encore mettre en évidence des pollutions anthropiques (Tableau 5.3).

	Informations obtenues par les traceurs			
Traceur	Interactions eau-roche	Hydrothermalisme	Apport anthropique	Processus redox (dénitrification)
Ca	x	x		
Mg	x	x		
Na	x	x		
K		x	x	
NO_3			x	
Cl		x	x	
SO_4		x	x	
Fe				x
Mn				x
B		x	x	
Sr	x			

Tableau 5.3 : Principales informations apportées par les traceurs géochimiques pour décrire les hydrosystèmes.

Les diagrammes binaires présentés par la suite sont réalisés à partir des analyses en basses eaux des campagnes spatiales. Les analyses en hautes eaux sont intégrées aux représentations graphiques sous forme de symboles grisés.

a. Mise en évidence des impacts anthropiques et des apports hydrothermaux

Observations

Les signatures hydrochimiques des **sources de « brèches basiques »** à Grand Ilet (Groupe 1 et Groupe 2) montrent une relation généralement linéaire entre les teneurs en NO_3, SO_4, K et B (Figure 5.6 A, C et D). Ces sources sont caractérisées par une forte variabilité des teneurs en NO_3 (entre 0 et 23 mg/l), une variabilité moyenne des teneurs en SO_4 (entre 2 et 7 mg/l) et en Cl (entre 1 et 7 mg/l), et une variabilité faible en K (entre 0 et 1,5 mg/l) et en B (entre 0 et 5 µg/l). En revanche, la relation linéaire entre Cl et NO_3 n'est pas respectée pour la source TI (Figure 5.6 B), qui montre des teneurs élevées en Cl par rapport au NO_3, en comparaison aux autres sources des brèches basiques. De même la source NR se distingue par une teneur en SO_4 élevée, associée à une très faible concentration en NO_3 (Figure 5.6 A).

Les **piézomètres** PZB3 et PZA3 implantés dans l'aquifère des brèches basiques de Grand Ilet montrent des concentrations en NO_3 (64 et 96 mg/l), SO_4 (11 et 9 mg/l), K (2,2 et 1,6 mg/l) et B (8 et 16 µg/l) plus élevées que les sources des brèches basiques (Figure 5.6 A, C et D). Le piézomètre PZE2 présente par ailleurs une signature

sensiblement différente de celle de PZA3 et PZB3, avec de faibles teneurs en NO_3 (6 mg/l) et en K (0,6 mg/l), et des teneurs relativement élevées en SO_4 (9 mg/l) et en Cl (5 mg/l) (Figure 5.6 A, B et C).

Les **sources des « brèches différenciées »** sur le secteur d'Hell-Bourg montrent des signatures homogènes. Elles sont caractérisées par des teneurs en NO_3 relativement faibles (< 5 mg/l), en comparaison aux sources du secteur de Grand Ilet (Figure 5.6 A). Les teneurs en Cl (entre 3,5 et 7,5 mg/l) et en SO_4 (entre 4 et 6 mg/l) sont proches de celles des sources à fortes teneurs en NO_3 de Grand Ilet (Figure 5.6 A et B). En revanche, les sources du secteur d'Hell-Bourg sont marquées par des teneurs élevées en K (entre 4 et 8 mg/l) et en B (entre 14 et 25µg/l) (Figure 5.6 C et D) en comparaison aux autres sources des brèches. La mare présente une signature hydrochimique identique à celle des sources des brèches différenciées.

Les **sources des « brèches indéterminées »** présentent des signatures hydrochimiques hétérogènes. La source PDC, localisée sur le versant est de Grand Ilet, ne contient pas de NO_3 (teneurs sous le seuil de détection) (Figure 5.6 A). Par ailleurs, les teneurs en SO_4, Cl, K et B pour cette source sont très proches de celles de l'eau de pluie, échantillonnée en HE (Figure 5.6 A, B, C et D).
La source PG, émergeant au sud de Mare à Vieille Place, possède des teneurs en NO_3 (7 mg/l), SO_4 (7 mg/l), Cl (3,6 mg/l), K (1,8 mg/l) et B (8,5 µg/l) intermédiaires entre les sources de brèches basiques (secteur Grand Ilet) et les sources de brèches différenciées (secteur Hell-Bourg) (Figure 5.6 A, B, C et D).
Enfin, la source PE, localisée au pied du Piton d'Enchaing, est caractérisée par de faibles teneurs en NO_3 (inférieures à la limite de détection) et en Cl (2,2 mg/l) (Figure 5.6 B). Les teneurs en SO_4 (9,8 mg/l), en K (5,7 mg/l) et en B (8,8 mg/l) sont par ailleurs sensiblement plus élevées que celles des autres sources des brèches (Figure 5.6 A, C et D).

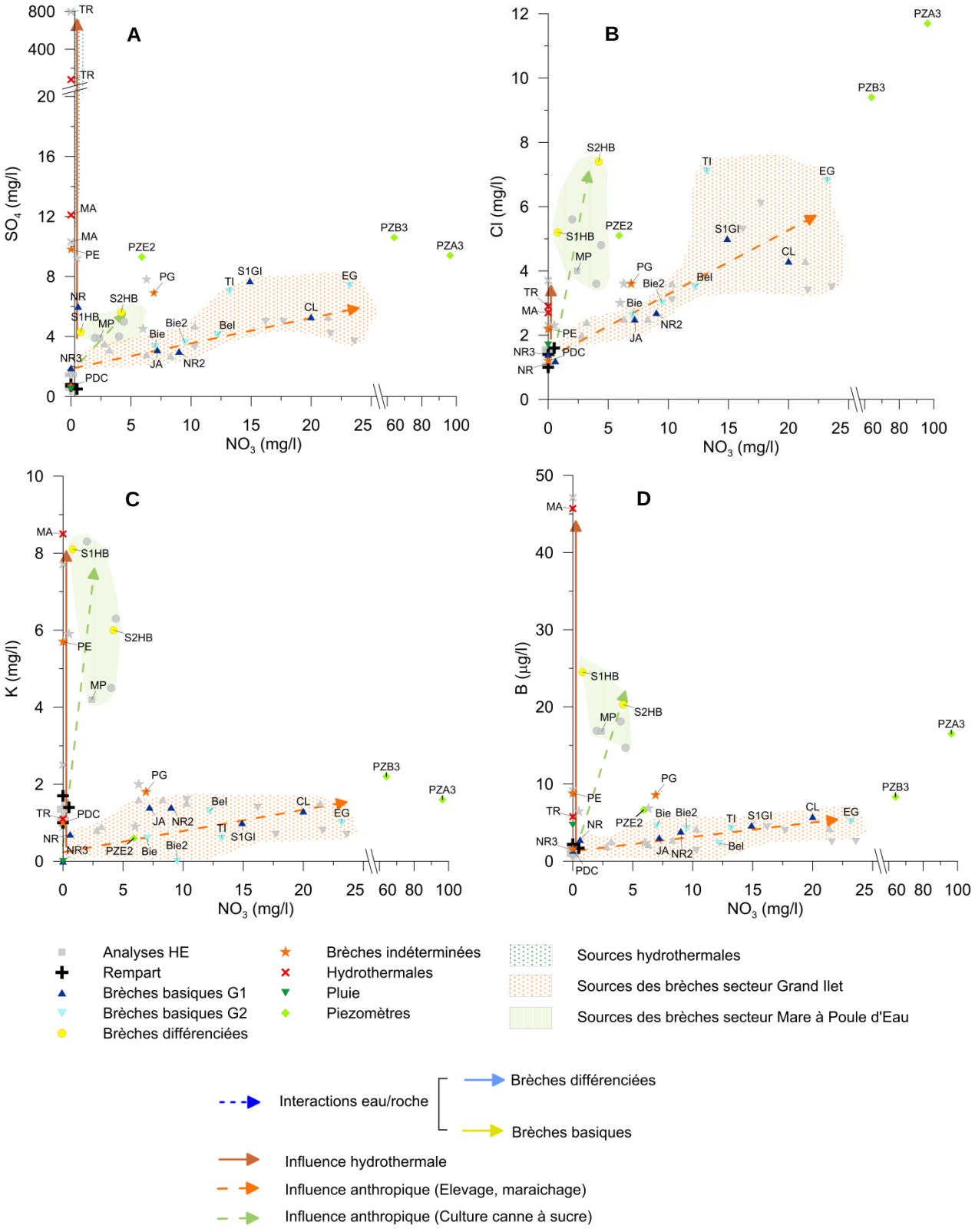


Figure 5.6 : Diagrammes binaires réalisés pour les éléments majeurs et traces analysés lors des campagnes spatiales en basses eaux (anions). Les analyses en hautes eaux sont représentées sous formes de symboles grisés.

Les **sources hydrothermales** (MA et TR) montrent des signatures singulières, en comparaison de celles des autres sources des brèches. Pour rappel, la source TR est la seule source hydrothermale connue sur le secteur de Grand Ilet. Afin d'appuyer sa description, elle est comparée à la source MA qui est l'une des principales sources hydrothermales du secteur d'Hell-Bourg. Pour ces deux sources, les teneurs en NO_3 sont inférieures au seuil de détection. Elles sont principalement marquées par des teneurs en SO_4 élevées (12 mg/l) pour MA, à très élevées (800 mg/l en hautes eaux) pour TR (Figure 5.6 A). Les teneurs en Cl sont faibles (3 mg/l) en comparaison à celles des sources des brèches (Figure 5.6 B). La source MA se distingue de TR par des teneurs élevés en K (8,5 mg/l) et en B (42 µg/l) (Figure 5.6 C et D). Enfin, les sources MA et TR sont les seules sources analysées dans le cadre des campagnes spatiales dont les teneurs en Mn et Fe sont significatives (Figure 5.7).

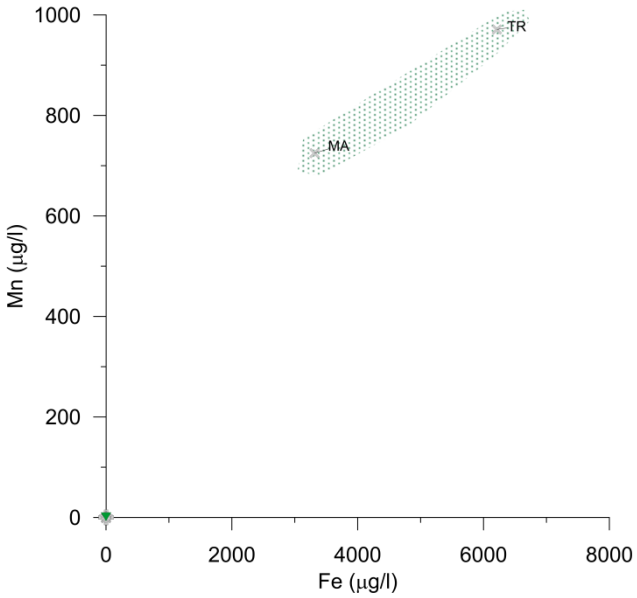


Figure 5.7 : Diagramme binaire Mn-Fe pour les analyses des campagnes spatiales.

Interprétations

Sur **le secteur de Grand Ilet**, la signature des sources des brèches basiques témoigne d'apports anthropiques significatifs influençant la chimie de la nappe à l'échelle de l'ensemble du secteur instable. Les teneurs en NO_3 sont en effet très supérieures aux teneurs considérées comme naturelle (≈5 mg/l) à La Réunion (Hoareau, 2001), et plus généralement dans les eaux souterraines. Une origine commune des éléments tels que NO_3, SO_4, Cl, K et B peut être envisagée sur la base les relations linéaires observées. Ces résultats sont en accord avec les pratiques agricoles sur le secteur de Grand Ilet, qui sont l'élevage (porcs et volailles) et le maraichage. Pour le maraichage, le fumier issu des élevages du plateau est par ailleurs utilisé comme fertilisant. L'homogénéité spatiale des intrants associés au maraichage et à l'élevage peuvent de fait expliquer l'homogénéité de la signature des contaminations anthropiques. Localement, les teneurs exceptionnellement élevées en Cl de la source TI peuvent être expliquées par l'infiltration en amont du griffon des eaux usées issues de l'abattoir de Grand Ilet, contenant très probablement des désinfectants chlorés de type javel (NaClO).

Les signatures des piézomètres témoignent par ailleurs d'une influence exceptionnellement importante des activités anthropiques de surface sur les eaux souterraines à la verticale des secteurs « urbanisées » du plateau. Ces eaux fortement concentrées en éléments en Cl et NO_3 au centre du glissement sont ensuite « diluées » en

aval hydrogéologique des secteurs habités. Ce phénomène peut être rattaché à la dilution par la recharge à travers des surfaces moins anthropisées en périphérie des zones habitées.
Par ailleurs, les analyses indiquent que la source PDC n'est pas influencée par les activités anthropiques. Ce résultat confirme ceux de l'étude hydrodynamique, suite à laquelle a été proposée une extension de la zone de recharge limitée au bassin versant topographique pour cette source. Il illustre bien l'existence d'une infiltration périphérique, avec une recharge se faisant uniquement sur le bassin versant proche du griffon (bassin versant en forêt).

Sur le **secteur d'Hell-Bourg**, les teneurs élevées en Cl témoignent également d'une influence anthropique. Aucun indice de dénitrification n'ayant été identifié, les faibles teneurs en NO_3 comparées au secteur de Grand Ilet, peuvent être expliqués par des pratiques agricoles différentes. En effet, l'absence de Fe et de Mn en solution permet d'écarter l'hypothèse de phénomène de dénitrification, tout du moins à proximité des griffons, pour expliquer les faibles teneurs en NO_3. Dans le secteur d'Hell-Bourg, la culture de cannes à sucre constitue une hypothèse possible pour expliquer les concentrations observées en anions majeurs. Ce type de culture est généralement reconnu comme étant fortement consommateur de l'azote des fertilisants (Ng Kee Kwong et Deville, 1984). Les teneurs plus élevées en K pourraient en partie être expliquées par l'apport d'engrais de type NPK, généralement plus riche en K pour les cultures de canne à sucre que pour le maraichage (Lions et al., 2011). Toutefois, les informations apportées par les teneurs en bore suggèrent également que la participation d'eau hydrothermale profonde (de type MA), chargées en potassium (K= 8.5 mg/l), contribue au fonctionnement des sources du secteur d'Hell-Bourg. Dans ce contexte, une origine mixte (anthropique et hydrothermale) est à envisager pour décrire les évolutions géochimiques des sources.
Par ailleurs, l'homogénéité des signatures hydrochimiques entre les eaux de sources de pied de glissement, les eaux des sources amont et les eaux de la Mare à Poule d'eau indiquent soit (i) que les apports anthropiques sont relativement homogènes à la surface des brèches sur ce secteur, soit (ii) que les signatures des eaux souterraines évoluent peu au cours de leur circulation dans le glissement.
Au centre du cirque sur le secteur de Mare à Vieille Place, la coexistence de pratiques culturales mixtes associant maraichage et canne à sucre pourraient expliquer les teneurs intermédiaires observées de la source PG.

Concernant les **circulations hydrothermales**, les teneurs en SO_4 des sources PE et NR, plus élevées que les sources des autres sources des brèches, témoignent de mélanges très localisés entre la nappe superficielle des brèches et des circulations profondes hydrothermales. D'une manière générale, les flux hydrothermaux semblent pouvoir être négligés pour l'élaboration du bilan hydrologique, car ces apports sont localisées et n'impactent pas les aquifères de brèches de manière significative, en particulier à l'échelle du glissement de Grand Ilet. Dans le cas du glissement de Mare à Poule d'Eau, la contamination significative des eaux souterraines en B et K est cohérente avec la densité des sources hydrothermales identifiées sur ce secteur (Sanjuan et al., 2001).
Pour la source TR, la forte variabilité de la minéralisation observée entre les basses et les hautes eaux témoignent de la variabilité temporelle de ces interactions locales entre la nappe des brèches et les circulations hydrothermales. Cette variabilité semble associée aux variations de charge des aquifères de surface (i.e. aquifères des brèches).

b. Caractérisation des interactions eaux / roches à l'aide des diagrammes binaires

Observations

Dans la représentation Ca vs Na (Figure 5.8 A), les eaux du secteur d'Hell-Bourg se distinguent nettement des eaux de Grand Ilet. De même, les eaux des remparts et du pôle hydrothermal du secteur d'étude (source MA) se distinguent des eaux des glissements.
Les diagrammes Ca vs Mg, et Ca vs HCO3 (Figure 5.8 E et F) apportent des informations comparables au diagramme Ca vs Na. Les eaux du secteur d'Hell-Bourg forment un nuage de point individualisé par rapport aux eaux de Grand Ilet.

Les **sources de brèches basiques** (groupe 1 et 2, Tableau 5.2) présentent des teneurs en Ca entre 13 et 45 mg/l, et des teneurs en Na comprises entre 7 et 22 mg/l. La source TI se distingue des autres sources des brèches basiques, avec des teneurs Na de 25 mg/l (Figure 5.8 A). Un alignement identique est par ailleurs observé sur les diagrammes Ca vs Mg, et Ca vs HCO_3 (Figure 5.8 E et F). Sur le diagramme binaire Ca vs HCO_3 (Figure 5.8 F) la droite molaire de dissolution de la calcite ne permet pas d'ajuster l'alignement observé : la pente de la droite molaire est en effet plus importante que celle de l'alignement des sources des brèches basiques.
Comparativement, les sources des brèches basiques tendent à devenir plus riches en Ca et plus pauvre en Na que les sources des brèches différenciées (S1HB, S2HB et RA) avec l'augmentation de la minéralisation totale (Figure 5.8 A). En revanche, les teneurs en Mg des brèches basiques (entre 4 et 12,5 mg/l) sont relativement faibles en comparaison aux autres sources du cirque (Figure 5.8 C).
Les **piézomètres** PZB3 et PZA3 possèdent des teneurs en Ca et Na proches de celles des sources de brèches basiques les plus minéralisées, et une teneur en Mg légèrement supérieure. En revanche, la signature hydrochimique du piézomètre PZE2 apparait singulière, avec des teneurs faibles en Ca, Mg, SiO2 et Sr (Figure 5.8 A, B, et D), proches de celles des eaux de sources de rempart. Au contraire, la concentration en Na apparait exceptionnellement élevée.
Les **sources des brèches différenciées** (glissement de Mare à Poule d'Eau) apparaissent de fait plus riches en Mg (entre 17 et 25 mg/l) et en Na (entre 17 et 27 mg/l) que les sources de brèches basiques (Figure 5.8 C). Les signatures sont par ailleurs proches entre les différentes sources de ce groupe (nuage de points faiblement dispersé). La variabilité importante de minéralisation identifiée pour les sources des brèches basiques n'est donc pas remarquée pour celles des brèches différenciées.
Les **sources des brèches « indéterminées »** PE et PDC montrent quant à elles des teneurs en Ca et Mg significativement plus grande que les autres sources des brèches, qu'elles soient basiques ou différenciées. En revanche, la source PG présente une signature singulière en Ca et Mg (Figure 5.8 E).
Les **sources hydrothermales** TR et MA montrent une minéralisation beaucoup plus élevée en Na, Mg, Ca, HCO_3 et SIO_2 que les sources des brèches.
Enfin, la teneur en SiO_2 ne permet pas de distinguer les différents groupes d'eau en fonction des lithologies aquifères (Figure 5.8 B). La teneur en silice apparait linéairement reliée aux teneurs en Ca (Ca vs Si, Figure 5.8 B).

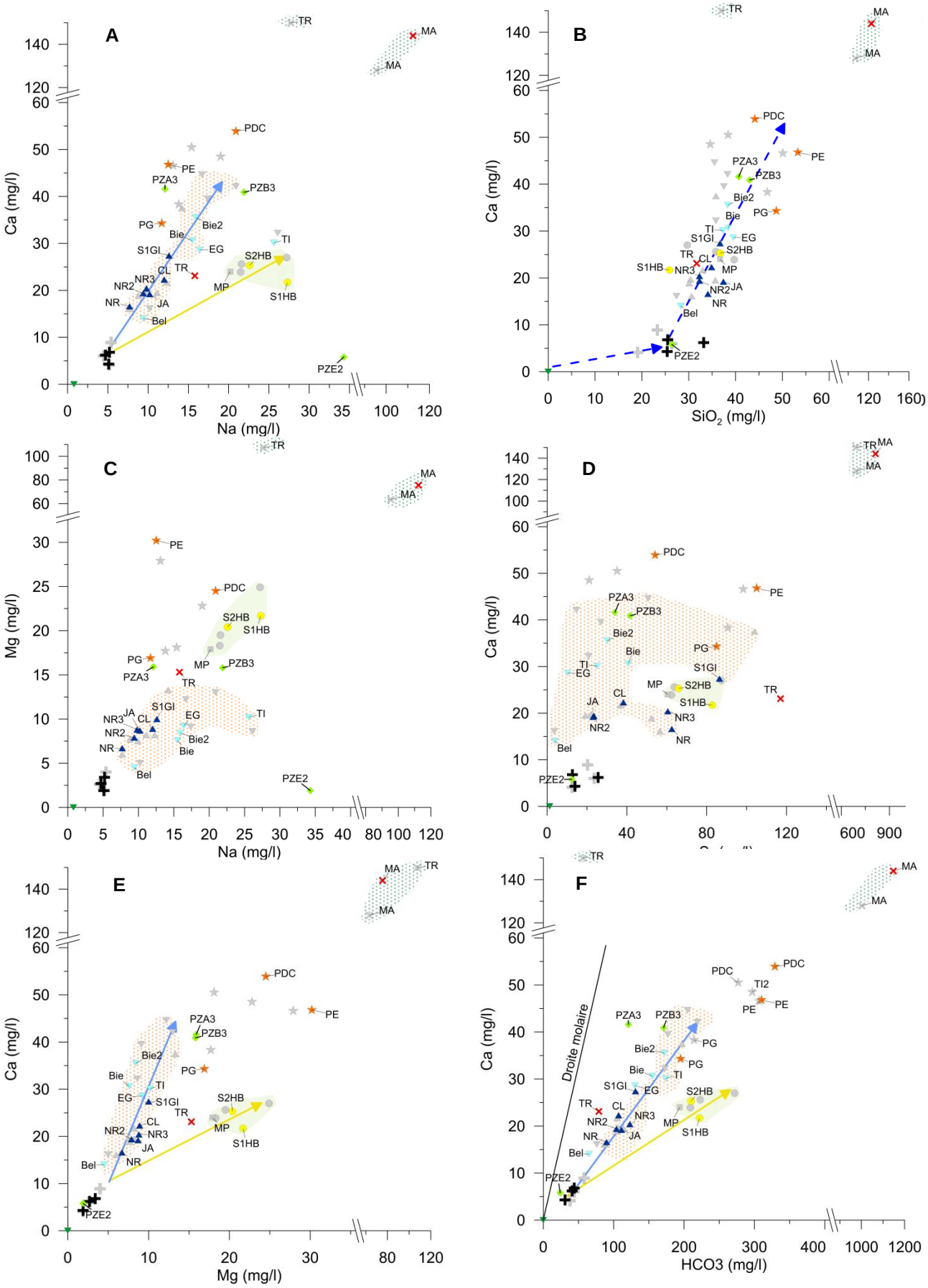


Figure 5.8 : Diagrammes binaires réalisés pour les éléments majeurs et traces analysés lors des campagnes spatiales en basses eaux (cations). Les analyses en hautes eaux sont représentées sous forme de symboles grisés.

Interprétations

Les deux aquifères (brèches basiques / brèches différenciées) sont bien individualisés d'un point de vue hydrochimique. Les faciès conférés aux eaux souterraines par les deux lithologies de brèches sont en effet très différents entre les deux groupes de sources.

Par ailleurs, la similitude de faciès chimiques identifiée à l'échelle du **secteur de grand Ilet** conforte l'idée d'un aquifère unique d'un point de vue lithologique, ce qui est cohérent avec les conclusions de l'étude géologique de terrain. Il permet également d'extrapoler l'extension des dépôts de brèches basiques (brèches de Grand Ilet) dans les secteurs moins bien contraint géologiquement du Bélier et de Camp Pierrot (sources Bie, Bie2, BE et JA). Cette extension à l'échelle du plateau est par ailleurs cohérente avec l'homogénéité des paramètres hydrodynamiques estimés par l'analyse des courbes de tarissement. Elle va également dans le sens d'une continuité hydraulique de la nappe des brèches sur ce secteur, caractérisée par un gradient de concentration amont-aval au sein de la nappe. De surcroit, elle permet d'écarter l'hypothèse d'un milieu aquifère localement constitué par des brèches à éléments différenciés et saturées à l'étiage. Cependant, elle ne permet pas de discuter de la présence de matériaux différenciés dans les brèches au niveau de la zone de battement de la nappe. En d'autres termes, elle n'exclut pas le fait que les brèches superficielles à éléments différenciées puissent être saturées localement en période de hautes eaux.

Sur le **secteur d'Hell-Bourg**, l'homogénéité des signatures hydrochimiques des sources de l'amont vers l'aval, et la différence notable par rapport aux sources des brèches basiques de Grand Ilet, indique que les eaux souterraines interagissent peu avec les brèches basiques sous-jacentes, identifiées à l'affleurement en pied de glissement.

Les teneurs élevées en Ca identifiées à Grand Ilet sont par ailleurs singulières en comparaison des résultats obtenues par Hoareau (2001), qui caractérise dans son travail de thèse des teneurs en Ca faibles pour les eaux en interaction avec les séries basiques anciennes (phase I). Ces singularités peuvent être rattachées aux nombreuses phases minérales secondaires, fréquemment décrites dans les dépôts bréchiques basiques telles les chlorites, la calcite et les zéolites, (Bret, 2002; Arnaud, 2005; Famin et Michon, 2010; Chaput, 2013). La dissolution de ces minéraux secondaires, comme la calcite et les zéolites, pourrait constituer une source de Ca importante (Hoareau, 2001).

L'anomalie en Na mise en évidence pour la source TI peut, en outre, être attribuée à l'infiltration des eaux usées issues de l'abattoir (produit de type javel NaClO), précédemment évoqué pour expliquer l'excès de Cl.

La minéralisation des eaux des piézomètres PZB3 et PZA3, proche de celles des sources de brèches basiques de Grand Ilet, témoigne de lithologies captées probablement identiques. Par ailleurs, la signature singulière du piézomètre PZE2, prélevé par pompage, pourrait indiquer la mobilisation d'eaux particulières au sein de l'aquifère des brèches. L'interprétation des logs de conductivité pourra permettre de le discuter (en page 197).

La signature hydrochimique mise en évidence pour la source PDC confirme que les lithologies aquifères sur le versant est sont singulières. Ce résultat permet d'apporter un nouvel argument pour étayer l'existence de dépôts bréchiques remaniés sur ce versant. De manière singulière, il apparait que la minéralisation en cations (Na, Ca, Mg) n'est pas toujours en lien direct avec le temps de séjour des eaux souterraines dans le milieu aquifère. En effet, la source PDC, connue pour constituer l'exutoire d'un bassin versant de dimensions limitées (c.f. analyse

des tarissements en page 162, et analyses des anions en page 184), est la source la plus minéralisée des brèches. La déstructuration des dépôts bréchiques lors d'évènements de remaniement post-dépôts pourrait faciliter les interactions eau / roche, par exemple en augmentant la porosité au sein des formations par réduction de la taille des grains ou par déconsolidation de la matrice. Les valeurs de porosité efficace élevées (> 20%) calculées pour le bassin d'alimentation de cette source (en page 162) appuient cette hypothèse.

Par conséquent, la minéralisation élevée des sources des brèches différenciées (secteur Hell Bourg) pourraient aussi être expliquée par leur faible consolidation favorisant les interactions eau/roche (cette caractéristique est en effet en lien direct avec leur mise en place récente, à l'inverse des brèches basiques de Grand Ilet), en plus de l'important phénomène d'hydrolyse connu pour les laves différenciées (Hoareau, 2001).

c. Caractérisation des interactions eaux / roches : apports des isotopes du strontium

Rappels méthodologiques

Les isotopes du strontium (^{87}Sr et ^{86}Sr) ont été utilisés dans le contexte réunionnais pour l'étude de l'altération des îles volcaniques (Louvat et Allègre, 1997; Rad et al., 2013), ou pour la caractérisation hydrogéologique de certains aquifères (Frissant et al., 2005). D'une manière générale, les variations de la composition isotopique du strontium et sa concentration dans les eaux de rivières ou dans les eaux souterraines dépendent principalement des interactions eau / roche, et donc de la géochimie des lithologies encaissantes. En revanche, la température et / ou les temps de résidence peuvent constituer des facteurs perturbateurs des compositions isotopiques du strontium, le plus souvent dans le cas de systèmes hydrothermaux.
Dans le cadre d'aquifères faiblement perturbés par des apports hydrothermaux, l'utilisation du strontium et de ses isotopes est une méthode pertinente pour caractériser les interactions eau / roche et préciser le modèle conceptuel hydrogéologique.

Concernant le contexte local, la variabilité des signatures isotopique du Sr au sein des basaltes du Piton des Neiges est décrite par plusieurs auteurs (Hamilton, 1965; Ludden, 1978; Deniel, 1988). Il est avéré qu'il n'existe pas de fractionnement isotopique clairement identifié en lien avec le processus de différenciation magmatique. Sur la figure suivante (Figure 5.9), les signatures isotopiques des basaltes du Piton des Neiges varient entre 0.70397±0.00005 et 0.7044±0.00004. Le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ n'apparait pas fonction du degré de différenciation des roches analysées. Il est par conséquent difficile d'envisager l'utilisation les isotopes du strontium pour identifier les lithologies aquifères à l'échelle du massif de Piton des Neiges.
Au regard de la forte dispersion observées, les variations du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ peuvent en revanche être rattachées à des hétérogénéités au sein des différentes phases volcaniques du Piton des Neiges. De fait, les analyses du strontium peuvent être porteuses d'informations sur les lithologies aquifères à des échelles plus locales, par exemple à l'échelle du cirque de Salazie.

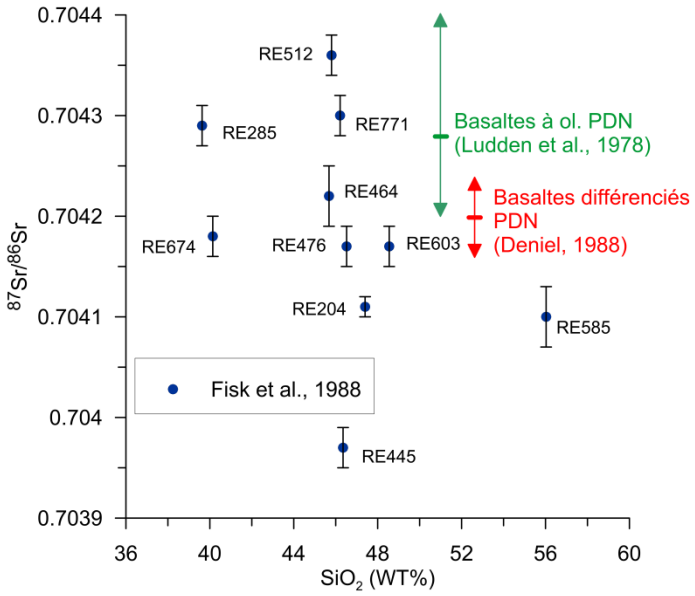


Figure 5.9 : Rapport isotopique du Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$) en fonction de la teneur en SiO_2 (en % de la masse totale) dans les lithologies du Piton des Neiges (Fisk et al., 1988). La moyenne, le minimum et le maximum de 20 analyses de Deniel (1988) de basaltes différenciées, et de 4 analyses de Ludden (1978) de basaltes à olivine, sont également représentés (sans l'analyse de SiO_2). Les analyses plus anciennes (Hamilton, 1965) n'ont pas été intégrées en raison d'incertitudes analytiques trop importantes.

Observations

La majorité des sources des brèches basiques (NR2, CL, S1GI, NR) montre des signatures isotopiques en Sr relativement proches comprises entre 0,7043 et 0,70434 (Groupe 1, Figure 5.10). La source de rempart RB présente une signature comprise dans cet intervalle. En revanche la source FE (rempart de la Roche Ecrite) est significativement plus radiogénique avec un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70437. Par ailleurs, les eaux des sources de brèches tendent à être plus riches en Sr que les sources des remparts.

Les eaux des sources NR, RB, CL, S1GI présentent des signatures isotopiques en strontium globalement homogènes de l'amont vers l'aval, ce qui suggère que l'eau est en contact avec un seul et même réservoir présentant une signature isotopique homogène.

Les eaux des sources TI, TI2 et EG présentent de très faibles rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ en comparaison aux autres eaux échantillonnées au sein des glissements de Grand Ilet et de Mare à Poule d'Eau. Là encore, on peut considérer que ces points d'eau sont en interaction avec un réservoir présentant une signature isotopique différente des eaux évoquées précédemment (NR2, CL, S1GI, NR).

Les eaux des piézomètres PZE2, PZB3 et PZA3 et des sources JA et PDC présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ très comparables (voisin de 0.70422, Groupe 2), relativement faible par rapport à celles des eaux du groupe 1. Sur la base des signatures isotopiques en strontium, on peut supposer que ces eaux ont été en interaction avec des lithologies réservoirs identiques. De la même façon, les eaux des sources TI, TI2 et EG se distinguent par des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ faibles (de l'ordre de 0.70415, Groupe 3) ce qui dénote l'existence d'un réservoir particulièrement appauvri en isotopes lourds (^{87}Sr).

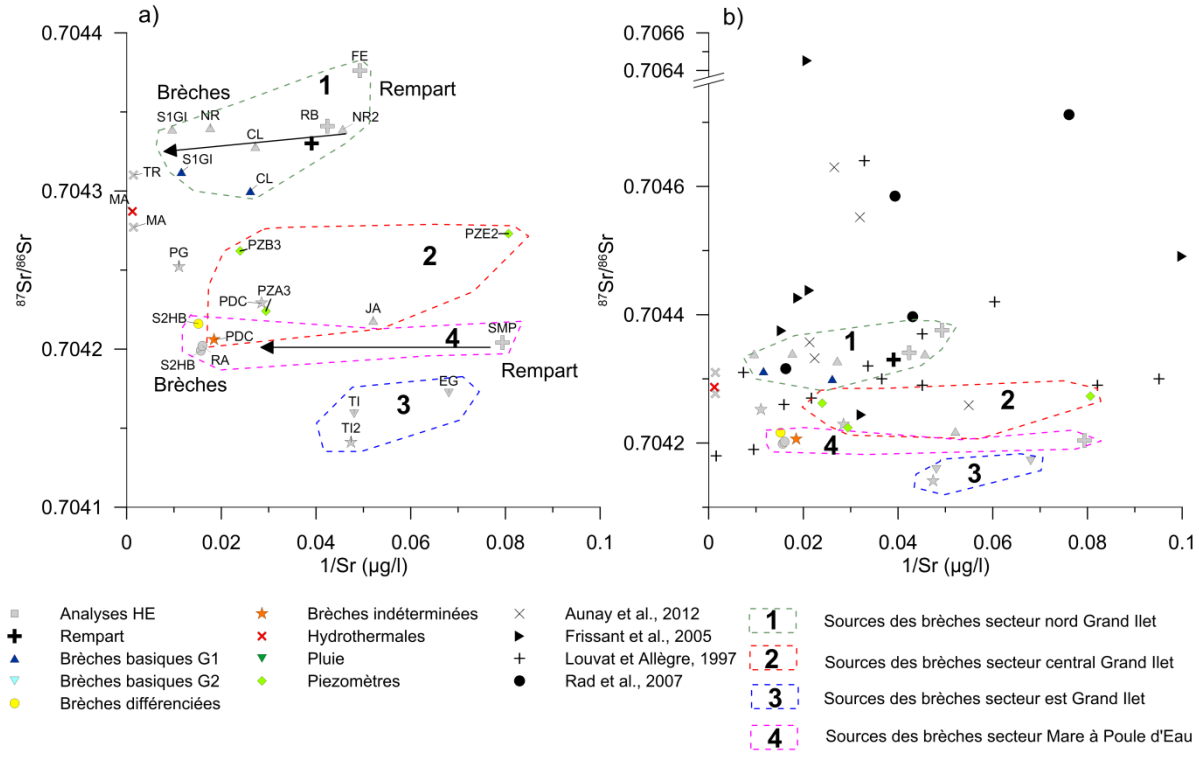


Figure 5.10 : a) Isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) dans les eaux souterraines sur le secteur du cirque de Salazie en fonction de 1/Sr. b) Isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) dans les eaux souterraines sur le secteur du cirque de Salazie, et analyses réalisées à La Réunion sur les eaux de surface et les eaux souterraines issues de bibliographie, en fonction de 1/Sr (les incertitudes analytiques des analyses du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ ne sont pas représentées, car elles sont systématiquement inférieures à 1.10^{-6}).

Les sources des brèches différenciées RA et S2HB sont caractérisées par des signatures isotopiques plus appauvries en ^{87}Sr que celles des sources de brèches basiques (NR2, CL, S1GI et NR), avec des valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ comprises entre 0,7040 et 0,70422 (Groupe 4). La source de rempart SMP du secteur de Hell-Bourg, moins riche en Sr, présentent également un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ comparable aux valeurs des sources RA et S2HB des brèches différenciées. Cette homogénéité des signatures suggère une homogénéité des lithologies du réservoir aquifère dans ce glissement.

A l'échelle des secteurs investigués, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des eaux échantillonnées permettent donc de différentier d'un point de vue spatial plusieurs réservoirs au sein du glissement de Grand Ilet (Figure 5.11).

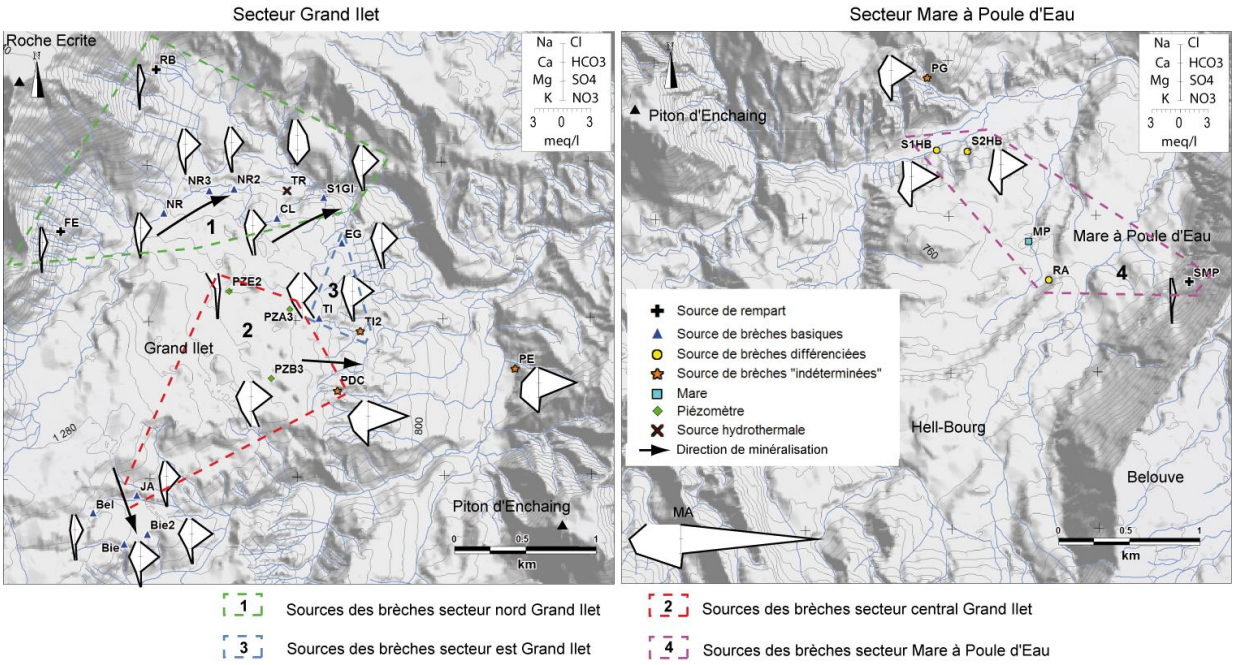


Figure 5.11 : Répartition géographique des groupes d'eaux identifiés à partir des analyses des rapports isotopiques du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Comparativement aux analyses de la bibliographie (eaux de surface et eaux souterraines) (Louvat et Allègre, 1997; Frissant et al., 2005; Rad et al., 2007; Aunay et al., 2012b), les analyses des eaux souterraines dans le cirque de Salazie montrent une faible dispersion et des signatures relativement appauvries, en particulier pour les sources des brèches différenciées et la source de rempart SMP. Par ailleurs, les signatures de certaines eaux analysées à La Réunion apparaissent plus enrichies que les lithologies analysées sur le massif du Piton des Neiges.

Interprétations

L'homogénéité des signatures isotopiques des sources de brèches de Grand Ilet et des sources de remparts de la Roche-Ecrite sous-entend que les brèches sont composées de matériaux ayant la même signature isotopique que ceux des aquifères de remparts.

En se basant sur l'hypothèse que la signature isotopique en Sr de l'eau marque précisément l'origine du matériau avec lequel l'eau a interagi, la similitude des signatures des sources de brèches (CL, NR, NR2, SIGI) et des sources de rempart (FE et RB) pourrait indiquer que les brèches sont issues du démantèlement des matériaux du rempart à proximité. La même interprétation peut être faite pour le secteur de Mare à Poule d'Eau. Cette

interprétation serait cohérente avec les modèles de mise en place locaux proposés pour les avalanches de débris du cirque de Salazie (Arnaud, 2005; Chaput, 2013).
La variabilité mise en évidence pour le secteur de Grand Ilet, avec l'identification de plusieurs groupes de sources, et donc de plusieurs lithologies réservoir, témoigne de l'hétérogénéité des dépôts au sein des brèches de Grand Ilet (non identifiée par l'étude géologique). Une telle hétérogénéité est très probablement en lien avec la variabilité des signatures isotopiques des matériaux volcaniques initiaux pris dans l'avalanche de débris.

L'utilisation des isotopes du strontium apporte donc des éléments pertinents pour l'étude géologique et hydrogéologique à l'échelle du cirque de Salazie. En revanche, la forte dispersion des analyses issues de la bibliographie illustre les limites de son application pour des secteurs géographiques plus étendu, par exemple à l'échelle de La Réunion.

3.4. Evolution verticale de la conductivité dans la nappe des brèches

a. Méthodologie

Plusieurs logs de conductivité électrique (normalisées à 25°C) ont été réalisés dans les piézomètres de Grand Ilet recoupant la zone saturée, au cours de la période de suivi (Figure 5.12). Ces logs ont été effectués à l'aide d'une sonde de conductivité électrique et de température, avec une fréquence d'acquisition d'une mesure par seconde, sur toute la hauteur de la colonne d'eau.
Pour les trois piézomètres de Grand Ilet (PZB3, PZA3 et PZE2), les logs ont été réalisés en l'absence de sollicitation par pompage (diagraphie dite « statique ») le 7 juin 2013.
Pour le piézomètre PZE2, plusieurs logs ont été effectués au cours des opérations de prélèvement par pompage (diagraphie dite « en production ») le 10 décembre 2011. Le débit de pompage moyen était d'environ 6 l/min (soit 0,36 m^3/h), sur une durée de 3 heures. Quatre logs successifs ont été réalisés au bout d'une durée de pompage de 30 min, 1h, 1h45 et 2h30. La pompe a été installée au-dessus des crépines.

b. Logs de conductivité électrique sans pompage (diagraphies statiques du 07/06/2013)

Observations

Dans le **piézomètre PZA3** (crépiné entre 49 m et 84 m de profondeur, piézométrie à 70 m de profondeur), la conductivité électrique de l'eau souterraine augmente avec la profondeur entre 70 et 79 m de profondeur, passant de 268 à 281µS/cm (Figure 5.12). Elle se stabilise ensuite jusqu'à 82,5 m de profondeur entre 278 et 282 µS/cm, puis décroit de 82,5 à 84 m de profondeur où elle atteint 276 µS/cm. La température augmente régulièrement entre la surface piézométrique (20,32°C) et le fond du piézomètre (20,38°C). Les zones de transition de conductivité caractérisées ne correspondent pas aux profondeurs de changement de pente du tarissement et donc aux limites de perméabilités identifiées dans l'approche hydrodynamique (72 m de profondeur).

Dans le **piézomètre PZE2** (crépiné entre 46 m et 65 m de profondeur, piézométrie à 35,8 m de profondeur), la conductivité augmente entre la surface piézométrique (35,8 m/sol) et le début des crépines (46 m de profondeur), passant de 150 µS/cm à 200 µS/cm. Cette variabilité n'est pas représentative de l'aquifère puisque l'on se trouve

dans un tubage plein. Entre 46 et 65 m de profondeur, la conductivité de l'eau dans le piézomètre varie entre 202 et 208 µS/cm. La température de l'eau augmente entre la surface piézométrique et le début des crépines, passant de 20,4 à 21,1°C. Elle se stabilise ensuite jusqu'au fond du piézomètre autour d'une valeur de 20,15°C. Aucun pic de conductivité n'est observé, contrairement à PZA3. Dans le cas de ce piézomètre, la zone de changement de pente du tarissement (diminution de la pente) se situe en vis-à-vis du tube plein. La relation entre la conductivité de l'eau de l'aquifère et la stratification des perméabilités ne peut donc pas être discutée.

Dans le **piézomètre PZB3** (crépiné entre 44 m et 85 m de profondeur, piézométrie à 35,8 m de profondeur), la conductivité électrique de l'eau souterraine augmente avec la profondeur entre la surface piézométrique (48,4 m/sol) et 62 m de profondeur, passant de 398 à 417 µS/cm. Une limite franche semble être identifiée à 62 m de profondeur. Ensuite, la conductivité apparait relativement stable jusqu'au fond du piézomètre, avec des valeurs maximales de 422 µS/cm. La température ne montre pas d'évolution remarquable, avec une valeur moyenne de 19,6 °C. La profondeur de l'augmentation de la conductivité dans ce piézomètre est corrélée avec le changement de pente de tarissement identifié à 62 m de profondeur (augmentation de la pente du tarissement).

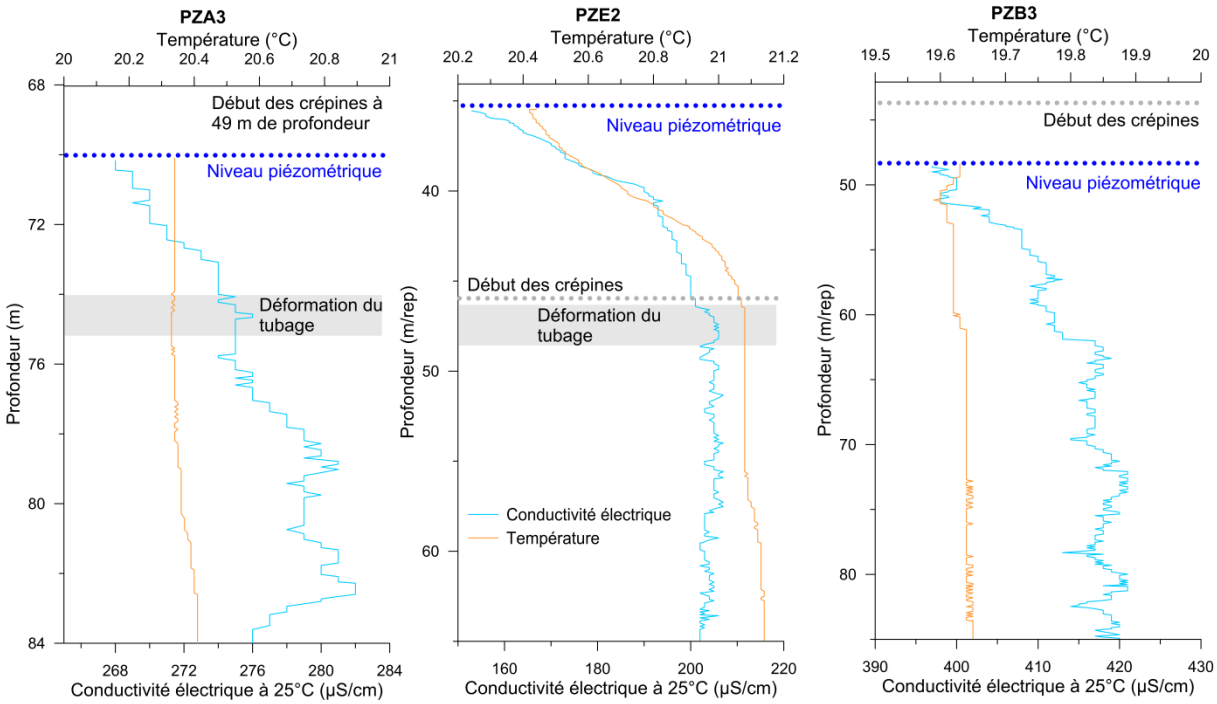


Figure 5.12 : Logs de conductivité électrique effectués dans les trois piézomètres de Grand Ilet recoupant la zone saturée le 7 juin 2013 (diagraphie « statique »). Les niveaux piézométriques, la profondeur des crépines et les zones de tubages déformés identifiés lors des inspections caméras sont représentés.

Interprétations

Le piézomètre PZE2 illustre parfaitement l'existence d'un mélange homogène des eaux au sein de la nappe des brèches, en dehors de la période de recharge.

Les augmentations remarquées de conductivité électrique (de 20 µS/cm dans PZB3 et de 13 µS/cm dans PZA3) témoignent cependant de la présence d'eaux légèrement moins minéralisées dans la partie supérieure de la zone saturée de la nappe des brèches. Il est par conséquent possible que l'homogénéité du mélange entre l'eau de recharge et le stock d'eau à l'étiage soit variable à l'échelle de l'aquifère des brèches.

Il parait donc raisonnable de conclure à l'existence d'une stratification des eaux dans l'aquifère des brèches, plus ou moins marquée selon les secteurs. Les pics de conductivité localisés témoigneraient quant à eux de zones hétérogènes d'écoulement. En première hypothèse, les zones à plus faibles conductivités pourraient correspondre à des zones plus perméables (circulations plus rapides donc moins d'interactions eau – roche). De tels contrastes sont cohérents avec l'hétérogénéité identifiée des dépôts de brèches d'avalanche (alternance de faciès blocs et de faciès matrice à une échelle décamétrique).

Les zones de transition de conductivité sont identifiées sous l'interface de perméabilité identifiée par l'analyse des tarissements. Cette configuration pourrait être expliquée par des phénomènes de mélange entre les deux milieux, avec une contamination des eaux du milieu inférieur, moins perméable, par celles du milieu supérieur.

c. Logs de conductivité électrique en pompage (PZE2)

Observations

Le log de conductivité électrique effectué avant pompage montre une conductivité constante sur la colonne d'eau au droit des crépines, comprise entre 208 et 210 µS/cm. La température ne varie pas significativement (entre 21,2 et 21,3°C).

Au cours du pompage (localisation de la pompe au-dessus des crépines), le profil de conductivité électrique évolue dans la partie supérieure de la colonne d'eau : une valeur de conductivité entre 215 et 218 µS/cm est identifiée sur l'ensemble des logs effectués en pompage vers 48 m de profondeur. Une légère baisse de température (entre 20,8 et 20,9°C) est également observée à cette profondeur. Cette anomalie est détectée dans la zone où le tubage est déformé par une zone de cisaillement intermédiaire du glissement.

En revanche, la conductivité électrique de la colonne d'eau sous cette zone de déformation reste comprise en 208 et 210 µS/cm, et ne varie pas significativement au cours de la durée du pompage. En effet, après une 1 heure de sollicitation, seule une légère baisse de conductivité est observée entre 57 et 60 m de profondeur, sans évolution remarquable de la température.

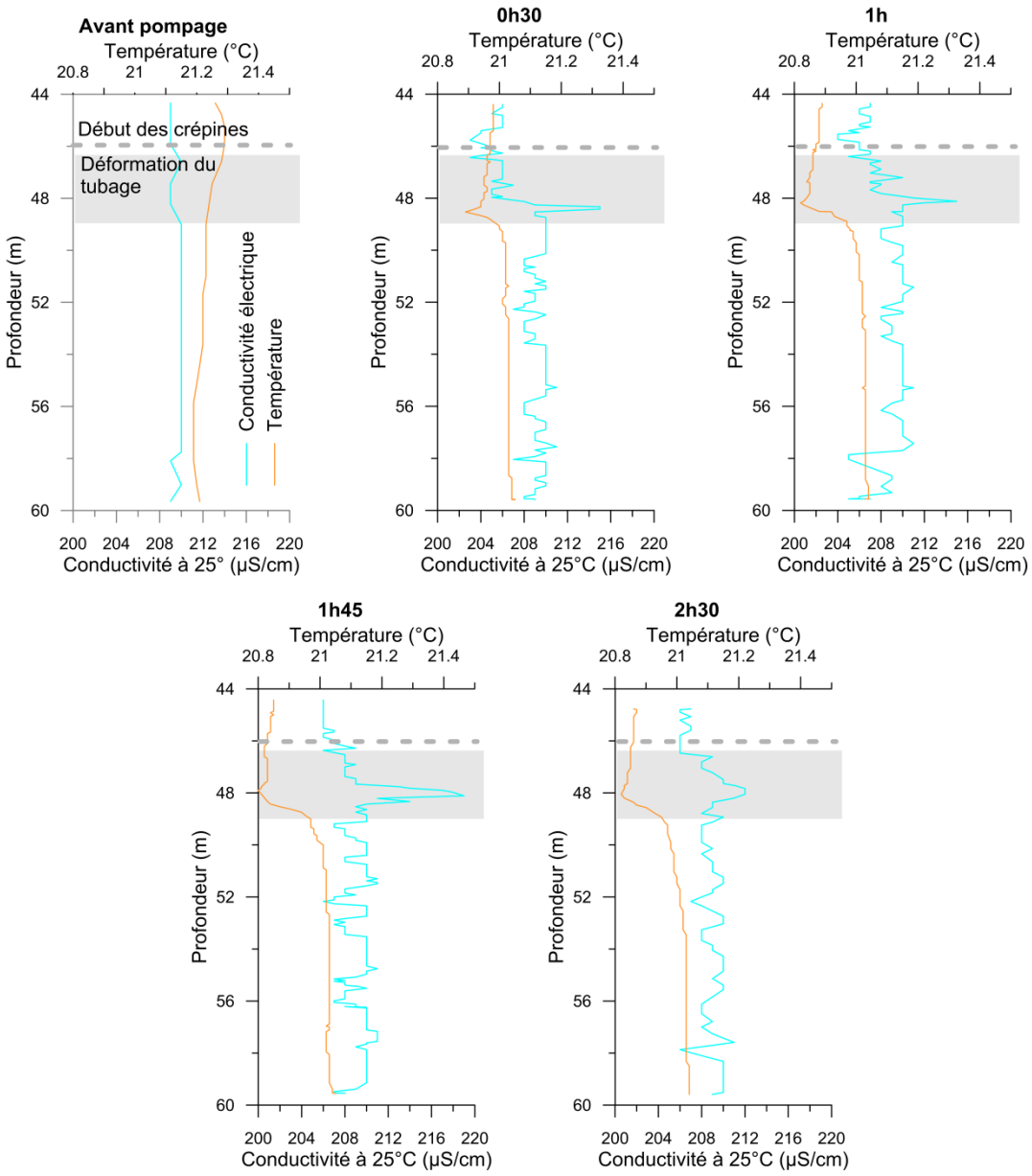


Figure 5.13 : Logs de conductivité électrique (bleu) et de température (orange) réalisés dans le piézomètre PZE2 au cours du pompage réalisé le 10 décembre 2011. La position des crépines et la localisation des zones de déformation des tubages sont représentées sur les graphiques. Le niveau piézométrique est par ailleurs situé à 37,85 m de profondeur.

Interprétations

L'anomalie de température et de conductivité détectée à environ 48 m de profondeur témoigne clairement de la sollicitation d'une zone localisée de l'aquifère des brèches par le pompage. L'eau mobilisée apparait différente (en minéralisation et en température) de celle du reste de la colonne d'eau, ce qui témoigne de la présence d'une venue d'eau particulière à cette profondeur. De plus, la présence d'une déformation marquée du tubage à ce niveau implique que cette venue d'eau circule très probablement à proximité d'une zone de cisaillement.

La plus faible température de cette venue d'eau témoigne d'une circulation plus rapide dans la zone de cisaillement que dans le milieu aquifère au toit et au mur de celle-ci. La plus forte conductivité mesurée peut être reliée soit aux interactions eau-roche, soit à la mobilisation d'eaux plus impactées par les activités anthropiques de surface.

En rattachant ce résultat à ceux de l'étude géologique et hydrodynamique ayant montré que (i) le régime de déformation extensif à l'échelle du glissement de Grand Ilet favorise la formation de fractures ouvertes et (ii) la réactivité de la piézométrie aux épisodes de recharges est rapide (24h), il ressort que les failles actives du glissement de Grand Ilet constituent probablement des zones de circulation préférentielles. Elles jouent un rôle dans la zone non-saturée (pour le transfert rapide de la recharge) et aussi dans la zone saturée sur les écoulements souterrains. L'épaisseur de la zone de circulation mise en évidence apparait métrique, d'après les observations dans le piézomètre PZE2.

La contribution de cette venue d'eau au débit total peut difficilement être évaluée en l'absence de mesure de flux. Son identification permet toutefois de démontrer la circulation dans les réseaux de failles normales affectant les brèches, ce qui n'avait pas été observé jusqu'alors.

4. Etude du transfert de masse par le suivi temporel hydrochimique

L'approche spatiale a permis d'identifier les signatures hydrochimiques des sources des brèches, et de déterminer les processus d'acquisition de cette minéralisation sur les secteurs instables du cirque de Salazie. Elle a permis notamment de préciser la part de la minéralisation apportée par les activités anthropiques de surface. Sur le secteur de Grand Ilet, les teneurs en NO_3 sont identifiées comme le principal marqueur de l'influence anthropique. Elles peuvent donc constituer un marqueur évènementiel pertinent, pour décrire les modalités du transfert de masse au cours des épisodes de recharge de la nappe des brèches.

Par conséquent, les résultats du suivi hydrochimique temporel sont décrits et interprétés en vue de préciser ces processus de transfert.

4.1. Observations

a. Source Clain (CL)

Le suivi temporel de la conductivité électrique à la source CL met en évidence deux types de baisse de conductivité électrique suite aux épisodes pluvieux : (i) les baisses de conductivités dont la durée est de l'ordre de quelques heures, liées aux épisodes de crue, et (ii) les baisses de conductivités dont la durée est comprises entre quelques jours à quelques semaines (Figure 5.14). Ces baisses de conductivités de plus longue durée sont observées uniquement après les épisodes pluvieux ayant généré une recharge de la nappe des brèches.

Suite à ces épisodes de recharge, trois phases d'évolution de la conductivité électrique peuvent être distinguées (Figure 5.14) :

- La première phase est une baisse rapide de la conductivité électrique, avec une valeur minimum atteinte quelques heures après le début de l'épisode pluvieux. La valeur minimale de conductivité survient au cours de l'augmentation du débit. Par ailleurs, le maximum de débit est observé environ 2 jours après cette valeur minimale ;
- La deuxième phase correspond à une hausse (d'abord rapide puis plus lente) de la conductivité électrique depuis le 3 avril 2012 (soit 9 jours après le début de l'épisode pluvieux) jusqu'à 60 jours suivant le maximum de débit à la source CL (le pic de minéralisation est atteint le 15 juin). A cette date la valeur de conductivité atteinte suite à cette augmentation est plus élevée qu'à l'étiage précédent ;
- La troisième phase correspond à une baisse lente et régulière, observée jusqu'à l'épisode de recharge de début du cycle hydrologique suivant.

Le suivi temporel des éléments majeurs à la source CL permet d'identifier les variations en ions dissous, à l'origine de la variabilité de conductivité électrique enregistrée (Figure 5.14).

La première phase (baisse rapide) est expliquée par une baisse significative des teneurs en Na et Mg, puis des teneurs en Ca. Une légère baisse en NO_3, SO_4 et Cl semble également être détectée, mais la variabilité observée reste dans l'intervalle de l'incertitude analytique. Les variations en K sont non-significatives.

La deuxième phase d'évolution de la conductivité électrique est caractérisée par une hausse régulière de l'ensemble des teneurs en ions majeurs (Ca, Mg, Na mais aussi NO_3, SO_4 et Cl). Les concentrations dépassent

celles de l'étiage précédant dès le 3 avril 2012, pour la majorité des éléments. La fréquence des prélèvements ne permet pas d'identifier précisément la date du pic des teneurs en NO_3 (entre le 10/05/2012 et le 11/07/2012). Cependant, au regard de l'évolution conjointe de la conductivité électrique et des teneurs en NO_3, la valeur maximale de NO_3 est très probablement atteinte vers le 15 juin, de manière synchrone au pic de conductivité.

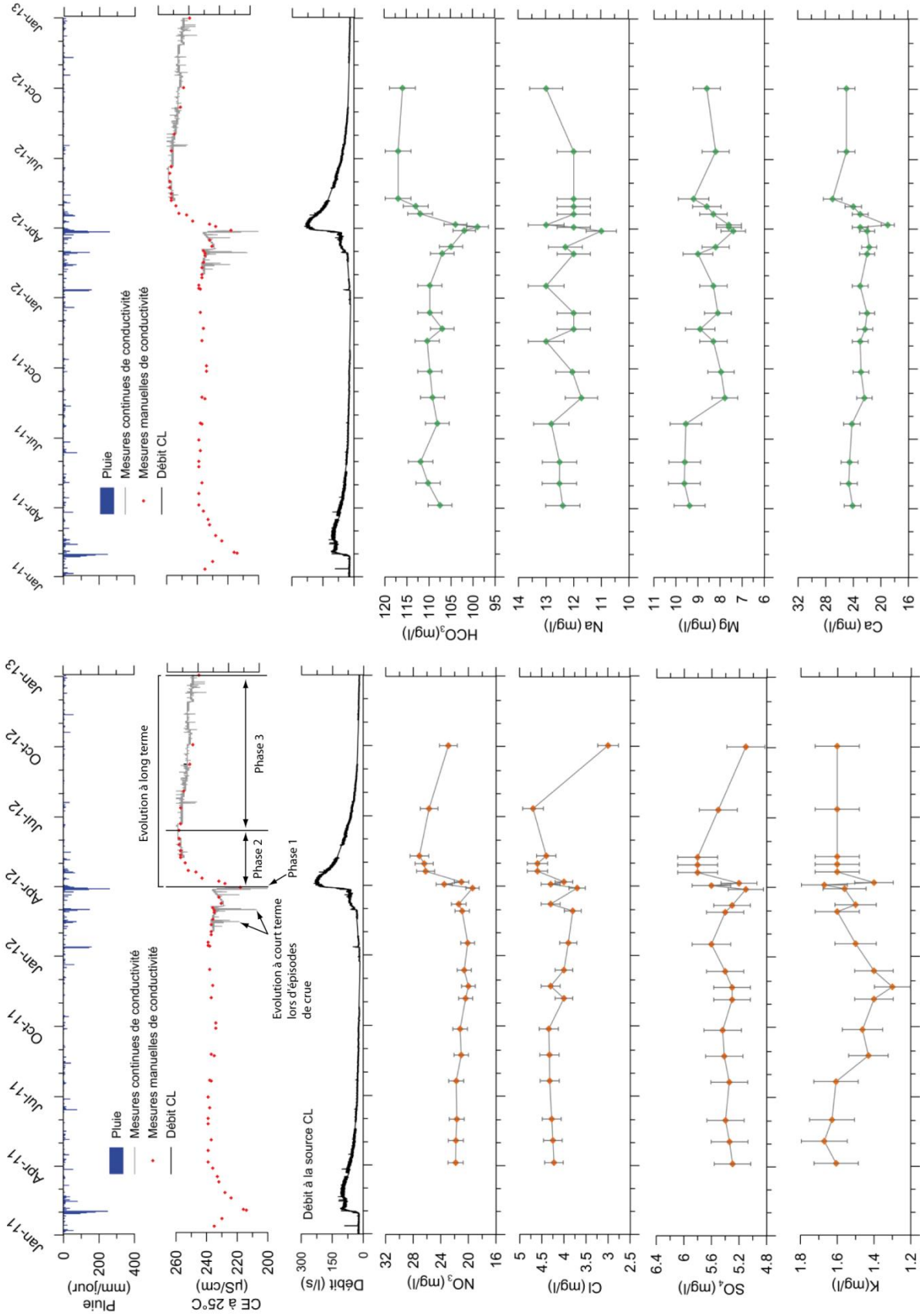


Figure 5.14 : Evolution temporelle des teneurs en éléments majeurs à la source CL entre mars 2011 et octobre 2012 (Annexe 12), et pluie enregistrée au pluviomètre de Grand Ilet.

b. Source S1GI

Au cours du tarissement 2011, les teneurs en NO_3 dans les eaux de la source S1GI diminuent significativement entre 24 mg/l en avril et 15 mg/l en décembre. Le K montre sur la même période une tendance à la baisse. Les Cl ne montrent pas d'évolution significative. A l'inverse, les teneurs en SO4 montrent une légère augmentation, avec 6,5 mg/l en avril et 8 mg/l en décembre. Les concentrations en Mg, Na et Ca ne montrent pas d'évolution significative, au regard des incertitudes analytiques.

Lors du premier épisode de recharge de crue de janvier 2012, une baisse des concentrations en NO_3, Cl et SO_4 est enregistrée (phase 1, Figure 5.15). Dans le même temps, une légère augmentation des teneurs en Na, Mg et Ca est détectée. Suivant cet épisode, les concentrations en NO_3, Cl et SO_4 restent plus basses qu'à l'étiage (entre 4,7 et 10,3 mg/l en NO_3). A l'inverse, les teneurs en Na, Ca et Mg sont plus élevées qu'à l'étiage. Les teneurs commencent visiblement à augmenter suite au second épisode pluvieux intense de la saison des pluies, selon les échantillons du 8 et du 16 mars 2012 (respectivement 10,3 et 18,6 mg/l en NO_3).

Faisant suite au dernier épisode de crue de la saison des pluies 2012, une hausse importante des concentrations en NO_3, Cl et SO_4 est enregistrée jusqu'en mai 2012 (28 mg/l en NO_3) (phase 2, Figure 5.15). La fréquence des points de prélèvement permet d'identifier le pic entre le 10/05/2012 et le 11/07/2012. Comme pour la source CL, le suivi de la conductivité suggère que le maximum en NO_3 est atteint au début du mois de juin 2012. Dans le même temps les teneurs en Ca, Mg et Na restent relativement stables, à des valeurs identiques à celles de l'étiage 2011 (donc plus basses qu'en hautes eaux 2012). Lors de la phase de tarissement, les concentrations en NO_3 diminuent au cours du temps, alors que les teneurs en SO_4 montrent une tendance à la hausse (phase 3, Figure 5.15). Les autres éléments majeurs ne montrent pas d'évolution significative.

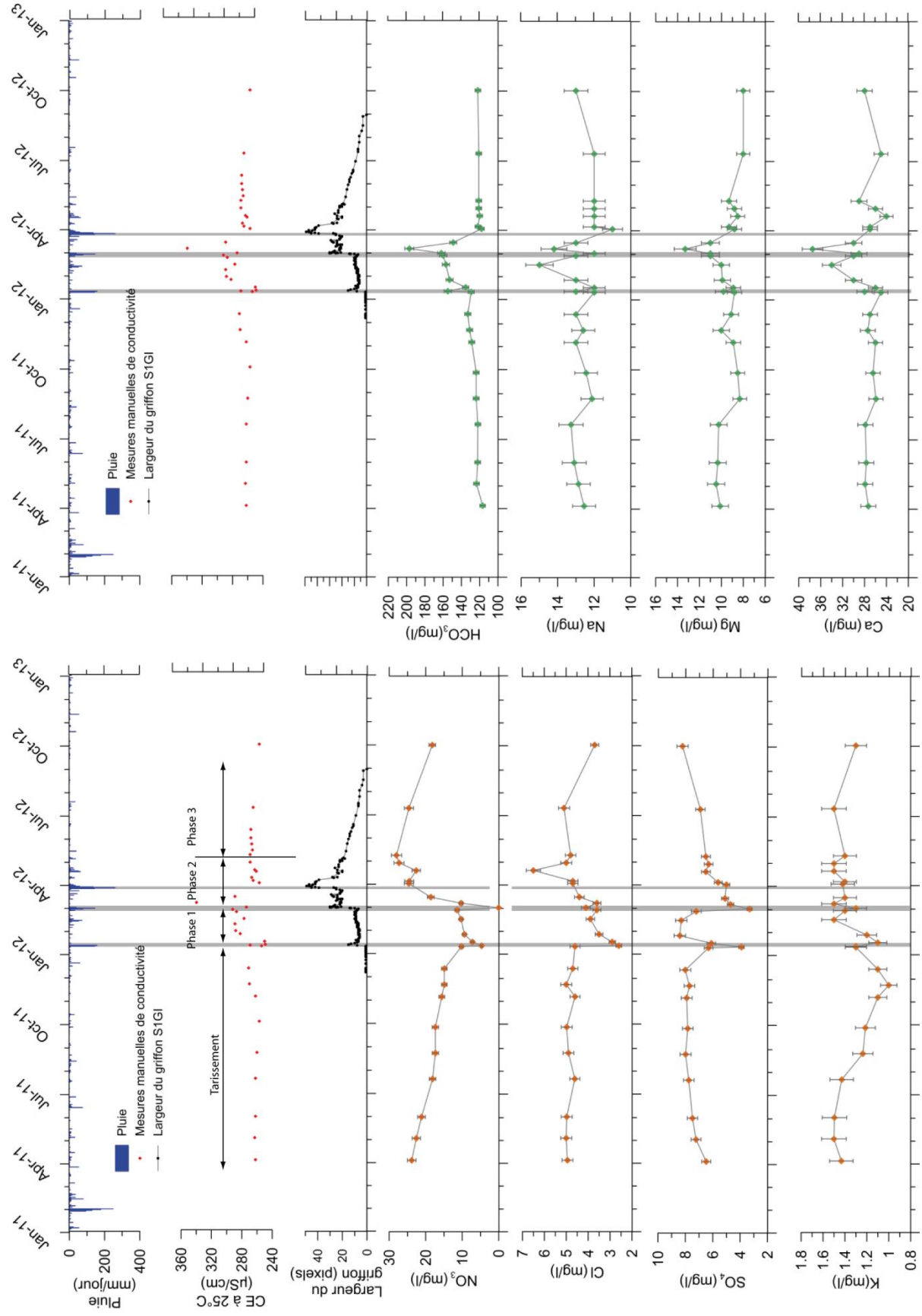


Figure 5.15 : Evolution temporelle des teneurs en éléments majeurs à la source S1GI entre mars 2011 et octobre 2012 (Annexe 13), et pluie enregistrée au pluviomètre de Grand Ilet.

4.2. Interprétations

a. Interprétations des évolutions à la source Clain (CL)

Les baisses temporaires de conductivité électrique (quelques heures) observées lors des épisodes de pluies peuvent être expliquées par le ruissellement des eaux de pluie qui se produit entre la source et le point de mesure de la conductivité, situé environ 150 mètres en aval.

De fait, les baisses de conductivité de plus longue durée (observées uniquement après les épisodes pluvieux qui génèrent une hausse durable du débit de la source) indiquent l'existence d'un transfert de masse rapide (environ 1 jour) au sein de l'aquifère des brèches, clairement dissocié de l'épisode de crue liée au ruissellement de surface. Les résultats indiquent que ce transfert de masse rapide correspond à un apport d'eau moins minéralisée à l'eau du réservoir à l'étiage. De manière relative, la composante à l'origine du phénomène de dilution est moins marquée par les interactions eau roche, et moins impactée par les activités anthropiques de surface que l'eau de l'aquifère à l'étiage. En termes d'interprétation, il semble donc raisonnable d'associer cette composante à l'infiltration d'une eau de type « eau de pluie » sur les versants situés à proximité du griffon, où les activités anthropiques sont absentes en surface. L'infiltration pourrait par ailleurs y être facilitée puisque cette zone correspond au secteur le plus actif du glissement de Grand Ilet : l'hypothèse d'un nombre élevé de fissures ouvertes peut raisonnablement être émise. La surface d'infiltration de ce secteur non-anthropisé est limitée en amont de la source CL (distance moyenne de 300 m entre le griffon et les premiers champs cultivés). A l'échelle de l'aquifère des brèches, ceci implique que la contribution de cette composante au débit total est relativement faible en comparaison de la recharge totale à travers la surface des brèches, ce qui est cohérent avec la faible diminution de conductivité électrique observée.

La seconde phase d'évolution témoigne d'un transfert de masse plus lent et plus minéralisé, que ce soit en éléments marqueurs des interactions eau/roche qu'en éléments marqueurs de l'impact anthropique. Comme le maximum de débit à la source est enregistré environ 60 jours avant le pic de minéralisation, ce transfert de masse apparait déphasé par rapport au transfert de pression.

Les teneurs en NO_3, SO_4 et Cl observées impliquent que l'eau associée à ce transfert de masse provient de l'infiltration à travers des surfaces cultivées, ou occupées par les activités anthropiques (élevage). La minéralisation élevée en Na, Ca et Mg indique par ailleurs que ces eaux ont interagi avec le milieu aquifère. En termes d'hypothèse, cette composante plus minéralisée en Ca, Na et Mg de la recharge pourrait correspondre à la mobilisation des eaux stockées dans le sol et/ou dans la zone non-saturée suite au dernier épisode de recharge de l'année précédente, et potentiellement chargée en NO_3 suite aux pratiques agricoles mises en œuvre au cours de la saison sèche. En effet, les vitesses d'écoulement en zone non-saturée diminuent généralement lorsque le degré de saturation décroit suite à un épisode de recharge, ce qui implique généralement un stockage d'un certain volume d'eau peu mobile dans la zone non-saturée (fonction des propriétés hydrodynamique du milieu), notamment lorsque son épaisseur est importante. Le cas de la zone non saturée des brèches, qui est un milieu poreux, est particulièrement favorable à ce type de stockage. Il est important de noter que le volume associé à ce stockage n'est généralement pas comptabilisé dans un bilan hydrologique, étant donné qu'il est renouvelé d'un cycle hydrologique à l'autre (chasse du volume stocké dans la zone non-saturée lors de la recharge, puis reconstitution du stock à l'identique en fin de recharge).

Par ailleurs, les vitesses effectives[6] sont calculées selon la formule proposée par de Marsilly (1981), en utilisant les valeurs de porosité et de conductivité hydraulique obtenues pour les différents horizons de brèches lors de l'analyse des tarissements. Si l'on considère l'aquifère des brèches comme stratifié en terme de perméabilité (en page 165), le transfert de masse serait favorisé dans les horizons supérieurs de l'aquifère des brèches, dont les propriétés permettent des circulations rapides (vitesse réelle effective $v_e \approx 300$ m/jour), contrairement aux horizons inférieurs moins perméables et plus poreux ($v_e \approx 5$ m/jour). Dans les deux milieux, les gradients forts (0,095) calculés à partir des trois piézomètres favorisent des vitesses réelles effectives très élevées par rapport aux valeurs classiquement reconnues pour les milieux poreux (Castany, 1963).

La phase d'augmentation de la minéralisation à la source CL correspond à l'arrivée de l'eau de recharge infiltrée à travers les surfaces anthropisées (Figure 5.16). Il est nécessaire de faire intervenir un milieu à plus forte conductivité hydraulique que le milieu à 1.10^{-4} m/s pour assurer le transfert de masse « lent » apportant des eaux chargées en NO_3 à partir de 9 jours après le début de l'épisode pluvieux, étant donné que les zones cultivées les plus proches sont situées à 300 m des exutoires (si v_e=5m/jour, t=60 jours). En revanche, la vitesse réelle effective de 300 m/jour calculée pour le milieu supérieur apparait surestimée, même si l'on ajoute le temps de transfert à travers la zone non-saturée de l'ordre de 1 jour (si v_e=300 m/jour, t=1 jour + 1 jour de temps de transfert dans ZNS). Une sous-estimation de porosité efficace et une surestimation de la conductivité hydraulique du milieu supérieur des brèches pourraient expliquer cette différence.

Enfin, les pluies de fin d'épisode de recharge provoquent une baisse de la minéralisation de l'eau de l'aquifère car la pollution préexistante dans le milieu a été précédemment évacuée par les premières pluies de l'épisode recharge (effet piston). De fait, la diminution de la minéralisation à l'exutoire peut être expliquée par l'effet combiné (i) d'une eau de fin de recharge moins impactée par les activités anthropiques, et (ii) des phénomènes de mélange entre le réservoir supérieur et le réservoir inférieur (lui aussi moins impacté en NO_3).

Au cours du tarissement, la baisse de la charge hydraulique dans l'aquifère induit une diminution de la contribution relative du réservoir supérieur, au profit du réservoir inférieur (Figure 5.16).

Ce modèle conceptuel permet d'expliquer de manière réaliste les variations enregistrées en cohérence avec l'hydrodynamique du glissement. Les informations géochimiques permettent de fait de renforcer les informations hydrodynamiques et de les discuter. Elles apportent des informations complémentaires à celles des études géologiques et hydrodynamiques, essentielles à la compréhension du fonctionnement de ce glissement de grande ampleur. En terme de perspectives, l'instauration d'un suivi temporel par log de conductivité dans les piézomètres au cours des épisodes des recharge pourrait permettre de confronter l'hypothèse d'une stratification plus marquée des eaux de l'aquifère suite aux épisodes de recharge que durant la phase de tarissement.

b. Interprétations des évolutions à la source S1GI

Les résultats du suivi temporel à la source S1GI indiquent que le transfert de masse rapide est différent de celui identifié pour CL. Les augmentations de conductivité (eaux plus minéralisées par les interactions eau / roche et moins impactées par les activités anthropiques) peuvent raisonnablement être associées à l'expulsion d'eaux

[6] Vitesse effective v_e : $v_e = \frac{k.i}{\varphi}$ avec k la conductivité hydraulique, i le gradient et φ la porosité efficace. Dans le cas présent i est égal à 0,095. Pour le milieu supérieur, $k=3{,}5.10^{-3}$ m/s et m_e= 9% ; pour le milieu inférieur $k=1.10^{-4}$ m/s et m_e= 15%.

ayant circulé lentement dans les brèches au cours de l'étiage. Les faibles flux alimentant les sources de base de brèches lors de cette période, identifiées lors de l'étude hydrodynamique, sont cohérents avec cette interprétation (forte intensité des interactions eau-roche liées à de faibles vitesses d'écoulement).

En hautes eaux, le transfert de masse lent, observé de manière synchrone aux deux sources (CL et S1GI), indique que la source S1GI est alimentée par des eaux identiques à celles alimentant la source CL. Ce résultat confirme une nouvelle fois la continuité hydraulique de la nappe des brèches.

Par ailleurs, la tendance à la hausse en SO_4 au cours des étiages 2011 et 2012 alors que les teneurs en NO_3 sont à la baisse témoignent d'un comportement particulier qui n'est probablement pas en lien avec la nature des apports anthropiques. Des échanges ioniques entre l'eau de l'aquifère et les formations argileuses de la base du glissement (relargage de SO_4) peuvent être évoqués. La supposition de tels phénomènes implique des processus de minéralisation complexes qui ne seront pas détaillés ici. Toutefois, l'identification de ce processus est cohérente avec l'identification de brèches fortement argileuses dans ce secteur lors de l'étude géologique.

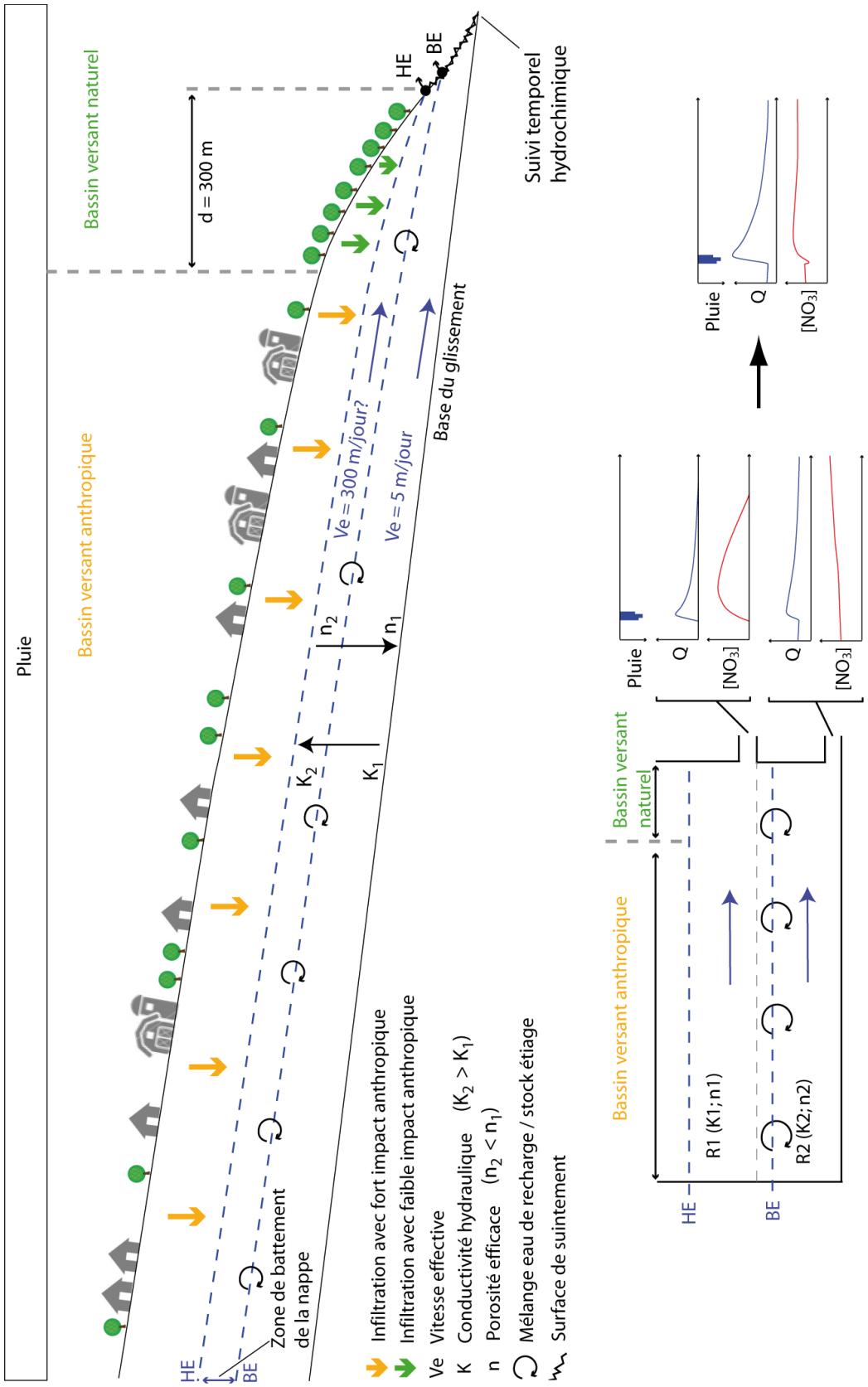


Figure 5.16 : Schéma conceptuel hydrochimique, établi à partir des résultats du suivi des sources CL et S1GI.

5. Conclusion

5.1. Impact anthropique

Sur le secteur de Grand Ilet, les eaux souterraines dans les brèches de Grand Ilet contiennent des teneurs en NO_3 élevées, variant selon les sources entre 0 et 96,4 mg/l (exceptionnellement élevées dans les piézomètres). Les teneurs en Cl (entre 1 et 7 mg/l), SO_4 (entre 2 et 7 mg/l), K (entre 0 et 1,5 mg/l) et B (entre 0 et 5 µg/l) apparaissent corrélées aux teneurs en NO_3. Sur le secteur d'Hell-Bourg, les teneurs en NO_3 (<5 mg/l) apparaissent plus faibles que celles de la majorité des sources de Grand Ilet. Les concentrations des eaux de ces sources en Cl (entre 3,5 et 7,5 mg/l), SO_4 (entre 4 et 6 mg/l), K (entre 4 et 8 mg/l) et B (entre 8 et 16 µg/l) sont égales voire supérieures à celles de Grand Ilet.

Les teneurs en NO_3, SO_4, Cl, K et B identifiées pour les sources des brèches de Grand Ilet identifient clairement que les activités anthropiques de surface (élevage et maraichage) ont une influence sur la minéralisation des eaux souterraines (Figure 5.17). Sur le secteur d'Hell-Bourg, les différences mises en évidence peuvent pour partie être rattachées à la culture de canne à sucre sur le bassin versant, au regard de la forte consommation azotée de la canne et des pratiques agricoles pour cette activité à La Réunion (apports notables en K et en B) (Figure 5.17). En revanche, la contribution d'une composante hydrothermale (de type MA), également chargée en K et en B, marque probablement l'hydrochimie des sources du secteur d'Hell-Bourg (Figure 5.17).

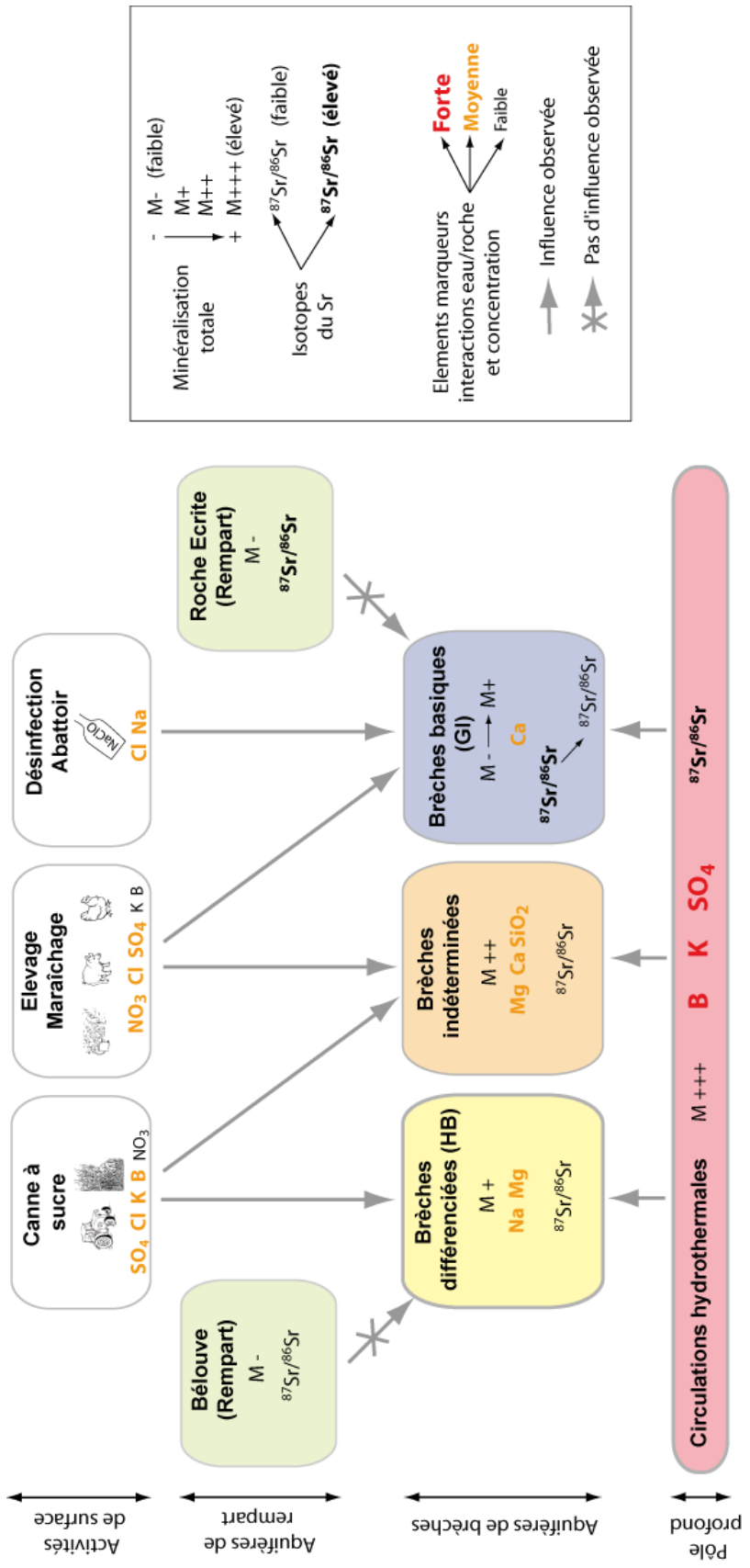


Figure 5.17 : Schéma conceptuel hydrochimique du cirque de Salazie, à partir de l'interprétation des résultats des campagnes spatiales.

5.2. Nature des brèches aquifères sur les secteurs instables

Les sources de brèches basiques (secteur de Grand Ilet) sont caractérisées par des concentrations en Ca comprises entre 13 et 45 mg/l, des teneurs en Na entre 7 et 22 mg/l et en Mg entre 4 et 12,5 mg/l. Les eaux issues des brèches différenciées sont plus minéralisées que les sources des brèches basiques en Mg (entre 17 et 25 mg/l) et en Na (entre 17 et 27 mg/l). La teneur en Ca des brèches différenciées, comprise entre 20 et 28mg/l, n'atteint pas les valeurs maximales des sources de brèches basiques (45 mg/l). L'analyse des isotopes du strontium souligne par ailleurs l'existence de quatre signatures significativement distinctes sur les différents secteurs investigués.

Les faciès hydrochimiques identifiés pour les deux glissements montrent que les lithologies de brèches marquent nettement les eaux souterraines (Figure 5.17). A l'échelle du glissement de Grand Ilet, les lithologies aquifères apparaissent homogènes, et essentiellement constituées de brèches basiques. Ces résultats confirment l'extension des dépôts de brèches basiques à l'échelle du versant instable, démontrée par l'étude géologique, et souligne l'implication de ces formations dans les mécanismes de glissement. Ils démontrent à nouveau le caractère superficiel des brèches plus récentes à éléments différenciées.
Sur le secteur d'Hell-Bourg, l'homogénéité des signatures hydrochimiques indique l'unicité des lithologies aquifères au sein du glissement. Elle témoigne également de faibles interactions des eaux souterraines avec les brèches basiques (appelées « brèches noires ») de la base cisaillante.
D'un point de vue méthodologique, les isotopes du strontium montrent un potentiel important pour l'identification des lithologies aquifères dans les formations volcano-détritiques (Figure 5.17). Ils permettent d'identifier une certaine hétérogénéité des signatures du réservoir au sein de l'aquifère de Grand Ilet et de caractériser plusieurs sous-ensembles au sein de la masse instable. L'origine de cette variabilité est rattachée aux lithologies contenues dans les brèches.

5.3. Stratification des eaux dans le milieu aquifère

Les logs de conductivité statiques réalisés dans les piézomètres montrent l'existence d'une stratification des eaux dans 2 des 3 ouvrages testés (PZA3 et PZB3), avec des eaux légèrement moins minéralisées au sommet de la colonne d'eau qu'à sa base. Le mélange apparait en revanche homogène dans le piézomètre PZE2 (entre 202 et 208 µS/cm).
Les logs réalisés en pompage dans le piézomètre PZE2 permettent par ailleurs d'identifier une valeur de conductivité entre 215 et 218 µS/cm sur l'ensemble des logs effectués en pompage à 48 m de profondeur. Une légère baisse de température (entre 20,8 et 20,9°C) est également observée à cette profondeur. Cette anomalie est détectée dans la zone où le tubage est déformé par une zone de cisaillement intermédiaire du glissement.

Ces résultats permettent de caractériser un milieu aquifère hétérogène, dans lequel les eaux apparaissent légèrement stratifiées (mélange incomplet). Au sein du milieu aquifère des brèches, les zones de cisaillement liées à l'activité du glissement y constituent des zones de circulation préférentielle.

5.4. Transfert de masse dans l'aquifère des brèches de Grand Ilet

Une variabilité temporelle de la minéralisation des eaux souterraines à l'exutoire du glissement de Grand Ilet est mise en évidence. Un transfert de masse rapide est caractérisé par l'évolution des teneurs en NO_3, avec une légère baisse d'environ 2 mg/l quelques jours après l'épisode de recharge, passant de 22 à 20 mg/l. Cette phase est suivie d'une augmentation en NO_3, atteignant un maximum de 27 mg/l environ 60 jours après la recharge, qui est associé à un transfert de masse plus lent. Une tendance régulière à la baisse est ensuite observée au cours de la phase de tarissement de la source CL, avec un minimum mesuré en octobre 2012 de 23 mg/l. Cette évolution liée au transfert de masse lent est également identifiée pour la source S1GI.
Une tendance à la hausse des concentrations en NO_3 sur plusieurs cycles hydrologiques est par ailleurs mise en évidence.

Le transfert de masse rapide et peu minéralisé peut être expliqué par le mélange au griffon de l'eau d'infiltration à proximité de la zone d'émergence (bassin versant naturel). Le transfert de masse plus lent provient de l'infiltration en amont (bassin versant anthropique), circulant dans l'horizon supérieur perméable des brèches basiques. Au regard de la distance au griffon des premiers champs cultivés, le temps d'arrivée est cohérent avec les vitesses effectives calculées pour ce réservoir.
De fait, les résultats du suivi hydrochimique temporel confortent le modèle conceptuel hydrodynamique concernant l'évolution verticale de perméabilité au sein des brèches, ainsi que l'influence de la recharge à proximité des zones d'émergences où l'épaisseur des brèches est plus faible. Dans tous les cas, les horizons de brèches plus perméables supérieurs semblent jouer un rôle notable sur les transferts de masse dans le glissement.

En revanche, l'approche hydrochimique ne permet pas de discuter (i) de la contribution des eaux des remparts à l'alimentation de la nappe des brèches et (ii) de la contribution de l'infiltration rapide par les zones à fortes perméabilités sur le glissement à la recharge de la nappe des brèches.

Chapitre 6. IMPACT DU CLIMAT ET DES PROPRIETES DES SOLS SUR LA DYNAMIQUE DES GLISSEMENTS DE GRANDE AMPLEUR

(Article en instance de soumission dans la revue Journal of Hydrology ; traduction en cours)

Pierre Belle, Bertrand Aunay, Bernard Ladouche, Patrick Lachassagne, Jean-Lambert Join

Highlights :

- Nouvelles avancées sur l'hydrogéologie des grands glissements de terrain ;
- Quantification inédite de la fonction de recharge dans un glissement de terrain de très grande ampleur en milieu tropical ;
- Impact de l'occupation du sol et du climat sur la dynamique des glissements de terrain.

Mots clés :
Glissement de terrain, hydrogéologie, processus de recharge, bilan hydrologique, isotopes stables de l'eau, climat tropical

Résumé

La dynamique des glissements est généralement liée à la dynamique des eaux souterraines. En effet, les variations de charge hydraulique, dépendantes de la recharge des aquifères de glissement, contrôlent leurs vitesses de déplacement. L'étude de cette fonction de recharge est donc une étape incontournable pour mieux prédire leur déplacement.

Sous l'influence d'un climat tropical humide, les importants cumuls pluviométriques et les taux d'érosion associés favorisent le déclenchement et l'entretien de ces grandes instabilités. Cependant, les études hydrogéologiques des glissements en milieu tropical sont principalement focalisées sur les instabilités superficielles.

Le glissement de Grand Ilet (370 Mm^3) (île de La Réunion, France) permet de mettre en œuvre une approche inédite pour quantifier la recharge d'un glissement de très grande ampleur en climat tropical humide. Pour ce faire, nous déployons un dispositif de suivi des eaux de surface et des eaux souterraines (sources et piézomètres) sur le glissement, couplé au suivi des isotopes stables de l'eau de pluie et des eaux souterraines. Ces données permettent une quantification des flux hydriques entrants et sortants, et l'établissement d'un bilan hydrologique.

Sur le site d'étude, les sols sont fortement perméables, pour partie en raison de l'ouverture de macroporosité par la déformation active du glissement. Ces propriétés limitent le ruissellement (coefficients inférieurs à 5%). Par ailleurs, les paramètres du bilan hydrique fixés pour la reproduction d'une recharge comparable aux observations démontrent plusieurs particularités. Tout d'abord, les réserves en eau du sol développé sur le glissement sont particulièrement importantes (250 mm). Ensuite, une forte reprise évapotranspiratoire (≈ 1500 mm/an), doit nécessairement être utilisée. Cette reprise est argumentée par la végétation pérenne et le

climat (tropical) du secteur d'étude. Par conséquent, seuls les évènements pluvieux supérieurs à 80 mm génèrent en général une recharge de l'aquifère du glissement et des mouvements.

Ces résultats montrent l'importance des paramètres de surface (climat, occupation du sol, propriétés hydrodynamiques des sols superficiels) dans le contrôle du volume de recharge, et donc de l'amplitude des variations des charges hydrauliques au sein du glissement. Ces paramètres pilotent donc majoritairement la dynamique des glissements profonds. Par ailleurs, il ressort que le même type de glissement soumis aux conditions de climats tempérés (sols, couvert végétal, températures et précipitations) aurait une dynamique beaucoup moins active.

En termes d'application, le drainage des eaux souterraines constituerait probablement la solution la plus efficace pour ralentir le glissement. Cependant cette solution s'avère couteuse et difficile techniquement à mettre en œuvre. Au contraire, la collecte de ruissellement présente peu d'intérêt au regard des faibles coefficients de ruissellement quantifiés. En revanche, le maintien d'un couvert végétal à forte capacité évapotranspiratoire apparait comme une méthode alternative pertinente pour limiter partiellement l'activité du glissement.

1. Introduction

La protection des personnes et des biens face aux glissements de terrain est une problématique mondiale (Gutiérrez et al., 2010). De nombreux travaux de recherche visent à prédire les crises de déformation afin de mieux appréhender les risques associés. La difficulté de l'étude des glissements de terrain réside notamment dans le fait que (i) les glissements de terrain se forment dans des contextes variés et (ii) les processus contrôlant leur activité sont multiples (Terzaghi, 1950; Nemčok et al., 1972; Varnes, 1978; Cruden et Varnes, 1996; Popescu, 2002). Parmi les différents processus de contrôle, l'eau exerce généralement un rôle prépondérant.

Plus précisément, la dynamique de ces glissements apparait étroitement liée à l'hydrogéologie (Iverson et Major, 1987; Baum et Reid, 1992; van Asch et al., 1999; Coe et al., 2003; Cappa et al., 2004) par l'intermédiaire du couplage hydromécanique (Terzaghi, 1950; van Asch et al., 1999; Iverson, 2000; Rutqvist et Stephansson, 2003) : l'augmentation de la charge hydraulique dans un glissement de terrain, par exemple suite à un épisode de recharge, provoque l'accélération des déplacements. Pour cause, l'augmentation de la pression hydrostatique entraine une modification de l'état de contrainte granulaire (translation du cercle de Mohr). Par conséquent, l'étude hydrogéologique d'un glissement permet de mieux comprendre sa dynamique, de mieux prédire son comportement et, généralement, d'améliorer le choix et l'efficacité des mesures de remédiation pour le ralentir (Malet et al., 2005; Matsuura et al., 2008; Berti et Simoni, 2012). L'hydrogéologie fait donc aujourd'hui partie intégrante des programmes de recherche visant à améliorer la prédiction des déplacements (Tacher et al., 2005; François et al., 2007; Schulz et al., 2009; Brocca et al., 2012; Ponziani et al., 2012; Belle et al., 2013).

Cependant, les aquifères qui se développent au sein des glissements sont généralement complexes en raison (i) de l'hétérogénéité du milieu aquifère (double porosité), (ii) de l'évolution spatiale et temporelle des paramètres hydrodynamiques en lien avec la déformation du versant et (iii) des modalités multiples d'alimentation des nappes (pertes, flux occultes) (Cappa et al., 2004; Corominas et al., 2005; Malet et al., 2005; Tacher et al., 2005; François et al., 2007; Ponziani et al., 2012; Belle et al., 2013; Padilla et al., 2014). Cette complexité est d'autant plus difficile à appréhender pour les glissements de grande ampleur. La réalisation d'investigations hydrogéologiques est en effet rendue difficile par les volumes de matériaux mobilisés (van Asch et al., 2007). D'une manière générale, les études pluridisciplinaires doivent être privilégiées pour caractériser ces hydrosystèmes (Tullen, 2002; Parriaux et al., 2010; Maréchal et al., 2014). Des approches plus indirectes, comme l'hydrochimie, sont alors utilisées pour comprendre les circulations d'eaux souterraines dans le massif (Guglielmi et al., 2000; Guglielmi et al., 2002; Binet et al., 2007a; Binet et al., 2007b; Charlier et al., 2010). En parallèle, les isotopes stables de l'eau peuvent être utilisés pour localiser les zones de recharge et estimer les temps de transit et de renouvellement (Guglielmi et al., 2002; Tullen et al., 2006).

En outre, la quantification de la recharge (I) est une étape clef de l'étude hydrogéologique d'un glissement. Pour rappel, la recharge I correspond à la pluie efficace (P_{eff}) à laquelle est soustraite la part ruisselée (R). Il a été montré que la corrélation entre les pluies et les vitesses de déplacement peut en effet être améliorée en utilisant la pluie efficace (P_{eff}) en particulier pour les glissements de grande ampleur (Vallet et al., 2015). Seulement, le calcul de cette composante reste généralement basé sur les paramètres météorologiques mesurés en surface notamment pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Ce paramètre clef dépend du bilan hydrique qui dépend (i) de la réserve en eau des sols, (ii) du climat et (iii) de la végétation (reprise évapotranspiratoire). Il est très difficile à appréhender par des mesures directes (fortes incertitudes). Le calage de cette fonction n'est

jamais réalisé sur les flux aquifères sortant, ceux-ci étant rarement quantifiables à l'échelle d'un glissement (flux occultes entre autres).

En climat tropical, les forts cumuls pluviométriques et l'intensité des épisodes pluvieux constituent des conditions environnementales favorables au déclenchement de glissement de terrain (Terlien, 1997; Larsen et Torres-Sánchez, 1998; Nagarajan et al., 2000; Belle et al., 2013), en particulier dans la zone intertropicale. Le déclenchement de nombreux grands glissements y est en effet régulièrement observé. Malgré ce constat, les études hydrogéologiques des glissements en milieu tropical sont principalement focalisées sur les instabilités superficielles (Anderson et Kemp, 1991; Anderson et al., 1996; Collison et Anderson, 1996; Terlien, 1997; Fernandes et al., 2004) qui présentent une menace plus directe et plus fréquente pour les populations. Par conséquent, la recharge des grands glissements en milieu tropicaux est très peu documentée. L'apport de nouveaux résultats sur cette thématique permet de mieux appréhender leur fonctionnement. Elles servent de plus à aiguiller les choix de solutions pour la stabilisation de ces versants.

Le glissement de Grand Ilet est situé dans le cirque de Salazie sur l'île de La Réunion (Océan Indien) (Figure 6.1). Habité par 1000 habitants malgré l'activité continue de glissement, son volume de 370 Mm^3 et ses vitesses moyennes de déplacement, de 2 à 55 cm/an, illustrent parfaitement le contexte et les problématiques des glissements de très grande ampleur. Le contrôle important des eaux souterraines sur les vitesses de déplacement mis en évidence pour ce glissement (Belle et al., 2013) souligne la nécessité de quantifier la recharge de la nappe du glissement, en vue de préciser les mécanismes d'instabilité. Du fait du climat de type « tropical humide » de l'île, les pluies précipitées sur la zone du glissement sont en moyenne de 3000 mm/an. La morphologie particulière du glissement de Grand Ilet favorise l'identification et la quantification de la majorité des flux souterrains sortants, ainsi que la mesure du ruissellement. Par conséquent, il permet l'application d'une approche inédite et pertinente pour établir le bilan hydrologique d'un glissement de très grande ampleur en climat tropical. En s'appuyant sur cet objet d'étude exceptionnel et sur les connaissances sur l'hydrogéologie des milieux volcaniques (Join et al., 1997; Join et al., 2005; Charlier et al., 2011; Rouquet et al., 2012; Lachassagne et al., 2014), l'objectif est de quantifier la recharge du glissement de Grand Ilet, dans le contexte spécifique (i) de glissement de terrain de grande ampleur et (ii) de climat tropical humide.

Dans ce cadre, nous réalisons un bilan hydrologique basé sur l'estimation des flux sortants au niveau des principales sources du glissement de Grand Ilet et sur une caractérisation isotopique ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) de l'eau des pluies et des eaux souterraines (sources et piézomètres). Cet article est composé de 4 parties : (i) la présentation du site d'étude du glissement de terrain de Grand Ilet, (ii) les méthodes utilisées pour l'acquisition de données hydrologiques et isotopiques, (iii) l'évaluation des flux entrants et sortants et le traitement des données isotopiques et (iv) la quantification et l'interprétation des termes du bilan hydrologique sur les secteurs du glissement de terrain de Grand Ilet.

2. Matériel et méthodes : mesures hydrologiques et analyses isotopiques

2.1. Description du site d'étude

a. Localisation

Le site d'étude se localise sur l'île de La Réunion dans l'Océan Indien. C'est une île volcanique de type « point chaud » dont le volcanisme récent a généré des reliefs particulièrement escarpés. Malgré un diamètre moyen de 60 km au niveau de la mer, son sommet, le Piton des Neiges, culmine à 3069 m ASL. Trois dépressions coalescentes appelées « cirques » se développent autour de ce sommet (Figure 6.1).

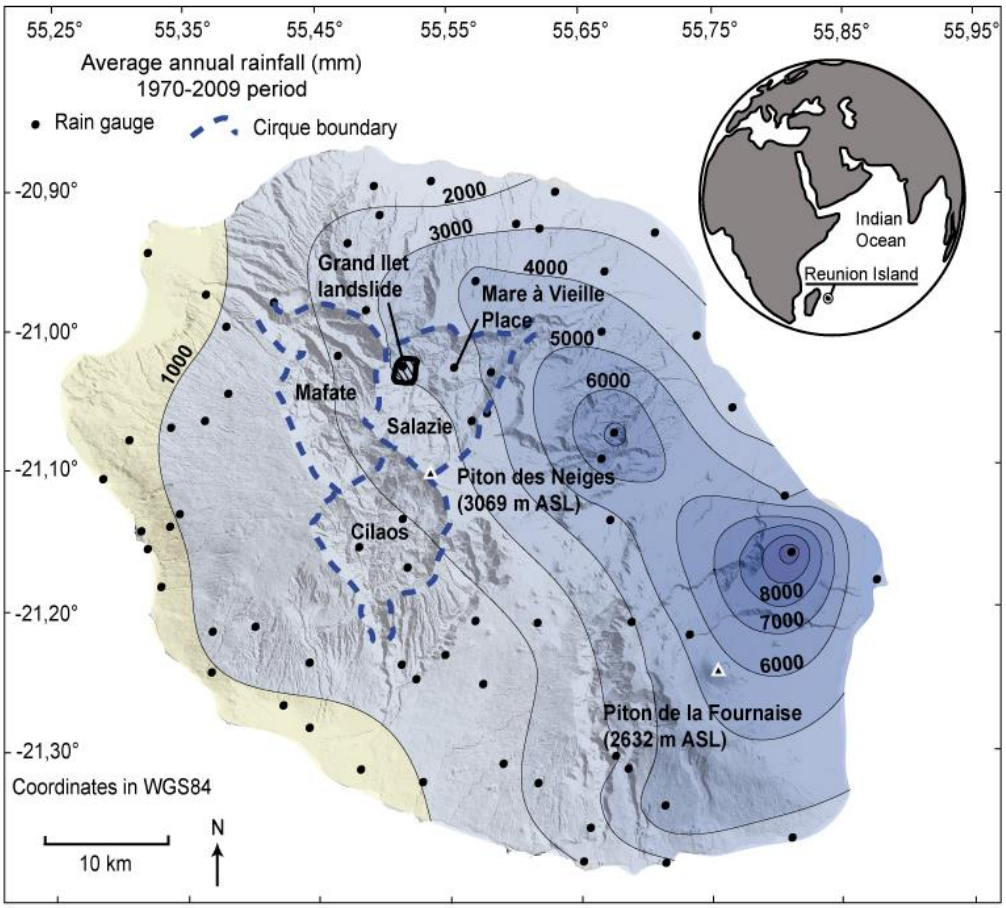


Figure 6.1 : Morphologie et pluviométrie de l'île de La Réunion (Météo-France, 2011), et localisation du site d'étude de Grand Ilet dans le cirque de Salazie.

C'est dans le cirque de Salazie, situé le plus à l'est, que se localise le glissement de Grand Ilet. Avec une altitude moyenne de 1100 m ASL et une surface d'environ 5,5 km². Le long de ses limite nord et ouest, le glissement est surmonté par des versants subverticaux appelés « remparts », dont la pente moyenne excède 60° (Figure 6.2). Au sud et à l'est, il est limité par deux cours d'eau : la ravine Camp Pierrot au sud et la rivière des Fleurs Jaunes à l'est.

b. Pluviométrie

Le contexte climatique de La Réunion est de type tropical humide. Une saisonnalité marquée y est observée, avec une saison des pluies (chaude et humide) de décembre à avril se distinguant d'une saison hivernale (fraîche et relativement sèche) de mai à novembre. Sur Grand Ilet, les pluies annuelles précipitées au cours de la saison des pluies constituent 83% des précipitations annuelles (moyenne 1970-2009). Des événements pluvieux intenses sont régulièrement observés durant cette période, en particulier lors du passage de systèmes dépressionnaires tropicaux. La Réunion détient en effet tous les records mondiaux d'intensité de pluie entre 12 h (1144 mm) et 15 jours (6083 mm). Le cumul moyen annuel précipité sur le secteur d'étude est de 3000 mm (Météo-France, 2011) (Figure 6.1).

c. Activité du glissement de Grand ilet

Le glissement est composé de trois compartiments principaux (Garnier, 2008). Les vitesses de déplacement moyennes sont croissantes de la tête du glissement vers son pied, variant entre 5 cm/an pour le panneau amont, à 52 cm/an pour le panneau aval (vitesse planimétrique moyenne annuelle calculée sur la période 2005-2011). Le mouvement général est orienté vers le nord-est. Depuis 2001 (début du suivi géodésique), l'activité du glissement n'a pas montré de phase d'arrêt. Les vitesses mesurées présentent une forte variabilité saisonnière, avec des accélérations brutales observées suite aux épisodes pluvieux intenses de saison des pluies. Ce fonctionnement est associé à l'important contrôle des eaux souterraines sur les vitesses de déplacement (Belle et al., 2013). La mise en charge rapide (<1 jour) de la nappe du glissement par des infiltrations à travers des zones de circulation préférentielle induit des accélérations brutales. Le ralentissement lent du glissement est en lien étroit avec le tarissement de la nappe du glissement (Belle et al., 2013). Cette relation étroite entre eaux souterraines et activité du glissement justifie le besoin de quantifier la recharge du glissement, en vue de préciser les mécanismes d'instabilité.

d. Contexte géologique et hydrogéologique

Le cirque de Salazie est incisé dans les formations du massif du Piton des Neiges, volcan endormi depuis 12 000 ans (Deniel et al., 1992). Les remparts bordant ce cirque sont constitués d'empilements de coulées de lave (Figure 6.2 et Figure 6.3). Les formations géologiques présentes en fond de cirque sont principalement des brèches d'avalanche de débris. Ces dépôts de brèches se sont formés lors d'épisodes de déstabilisation des flancs du volcan bouclier (Oehler et al., 2004; Arnaud, 2005; Oehler et al., 2008; Famin et Michon, 2010).

Le substratum du glissement de Grand Ilet est constitué d'anciennes coulées de lave, altérées et injectées d'intrusions (sills et dykes). L'interface entre les brèches de Grand Ilet et le substratum est considérée dans la littérature existante comme la base du glissement (Pinchinot, 1984; Garnier, 2008) (Figure 6.3).

Les matériaux bréchiques se trouvant en fond de cirque et reposent sur le substratum. Ils constituent l'essentiel de la masse glissée du glissement de Grand Ilet. Deux unités sont distinguées avec, de bas en haut :

- Les brèches de Grand Ilet constituent l'unité inférieure du glissement. Elles sont formées d'éléments anguleux de basaltes aphyriques ou à phénocristaux d'olivine. La taille de ces éléments varie du centimètre à plusieurs mètres. Ils sont contenus dans une matrice sableuse souvent déconsolidée. L'épaisseur de cette unité varie entre 30 et 100 m. Un niveau argileux d'épaisseur métrique est présent à la base de ces formations bréchiques (Pinchinot, 1984) ;

- Des brèches de démantèlement récentes (superficial deposits) remanient majoritairement des basaltes différenciés. Elles sont constituées de blocs de taille décimétrique à métrique contenus dans une matrice sableuse déconsolidée. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Elles sont présentes en recouvrement sur une épaisseur plurimétrique au toit des brèches de Grand Ilet.

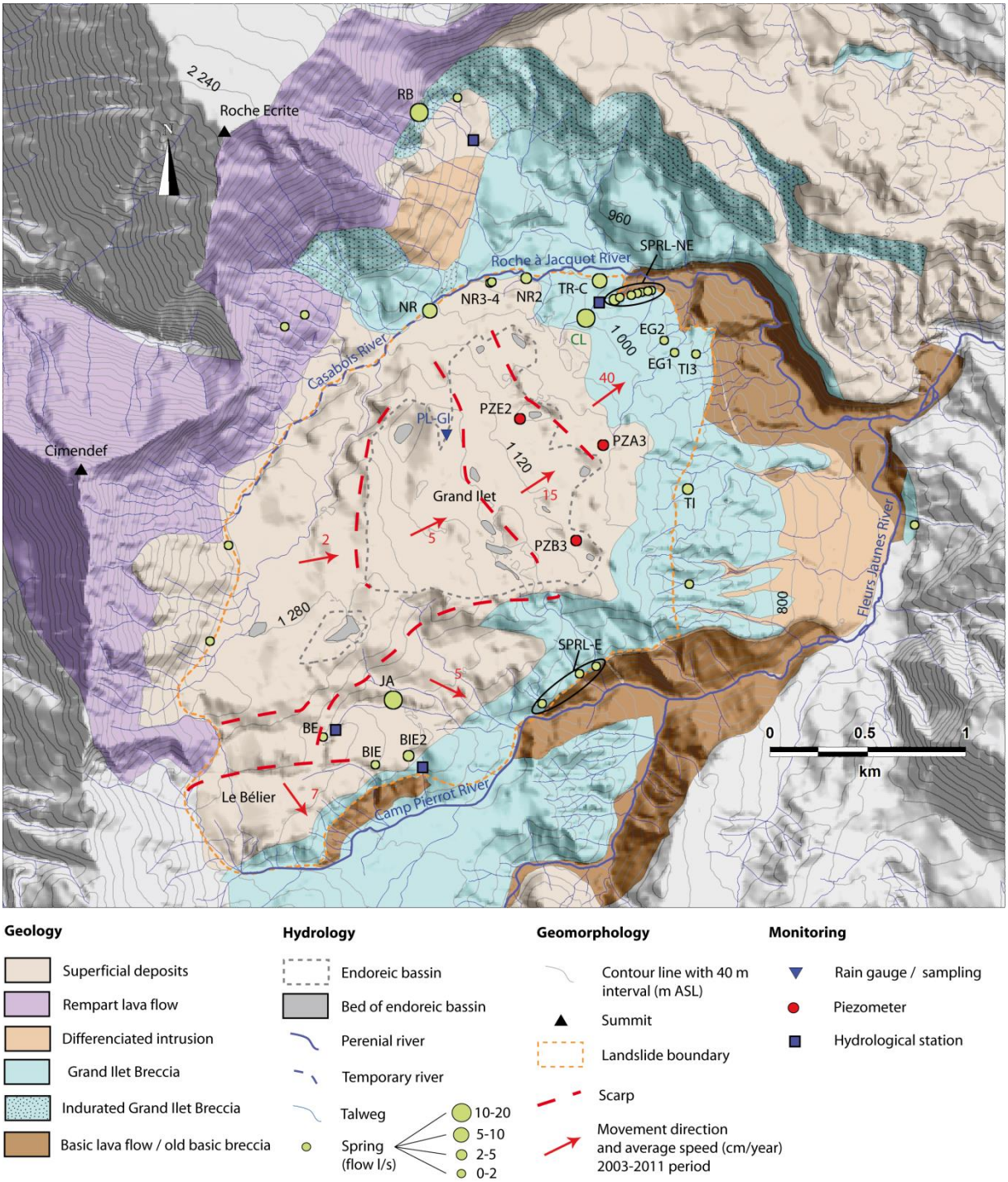


Figure 6.2 : Carte géologique et hydrogéologique du secteur de Grand Ilet. Les dispositifs de suivi des eaux de surface et des eaux souterraines sont également représentés. Les classes de débit sont établies à partir des mesures effectuées à l'étiage 2011.

Les brèches de Grand Ilet sont le siège d'un aquifère libre, dont le mur est le substratum volcanique ancien. Chaque ravine incisant les brèches permet l'émergence de sources pérennes en fond de talweg (Figure 6.2 et

Figure 6.3). La surface piézométrique de la nappe des brèches a pu être construite à partir des côtes d'émergence des sources et des 3 piézomètres recoupant la zone saturée (Figure 6.4).

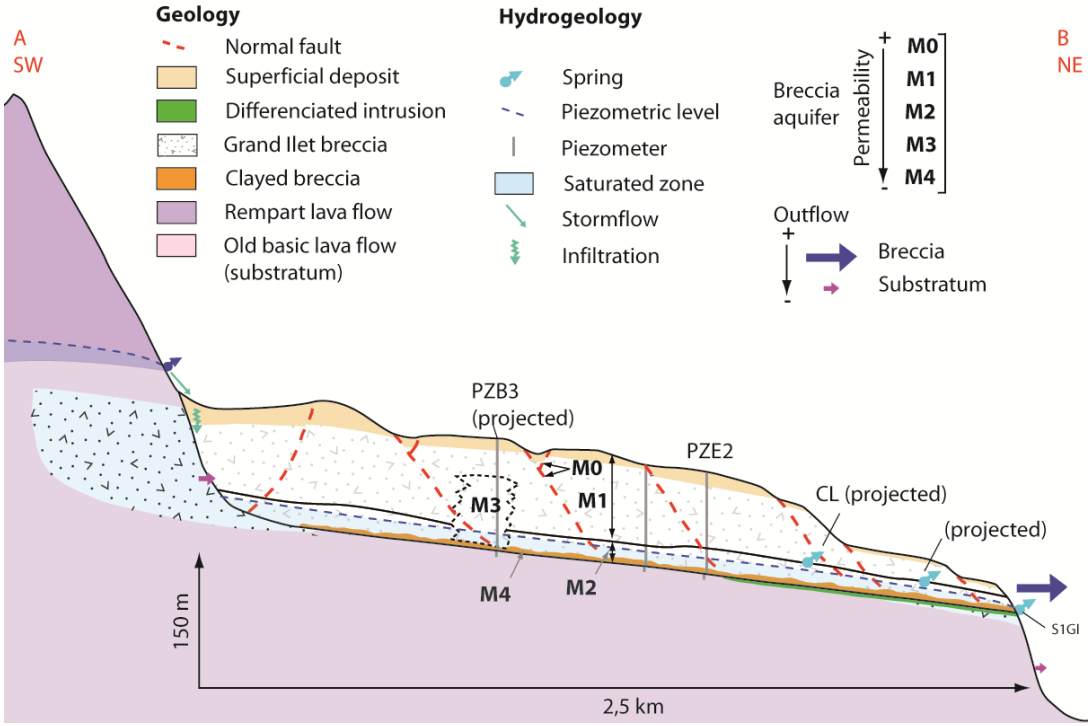


Figure 6.3 : Coupe schématique géologique et hydrogéologique du secteur de Grand Ilet.

Les observations réalisées dans les zones d'affleurement du substratum (ravine Roche-à-Jacquot, ravine Camp Pierrot et rivière des Fleurs Jaunes) ont révélé l'absence de venues d'eau significatives (>0,1 l/min), notamment au niveau des discontinuités affectant les coulées zéolitisées, comme les dykes ou les zones de failles. Elles indiquent la part négligeable des flux transitant par les formations du substratum qui peut donc être considéré comme un imperméable relatif vis-à-vis de l'aquifère sus-jacent que constitue les brèches. Par ailleurs la faible perméabilité de ce substratum est communément admise dans le contexte hydrogéologique de La Réunion (Join et al., 2005).

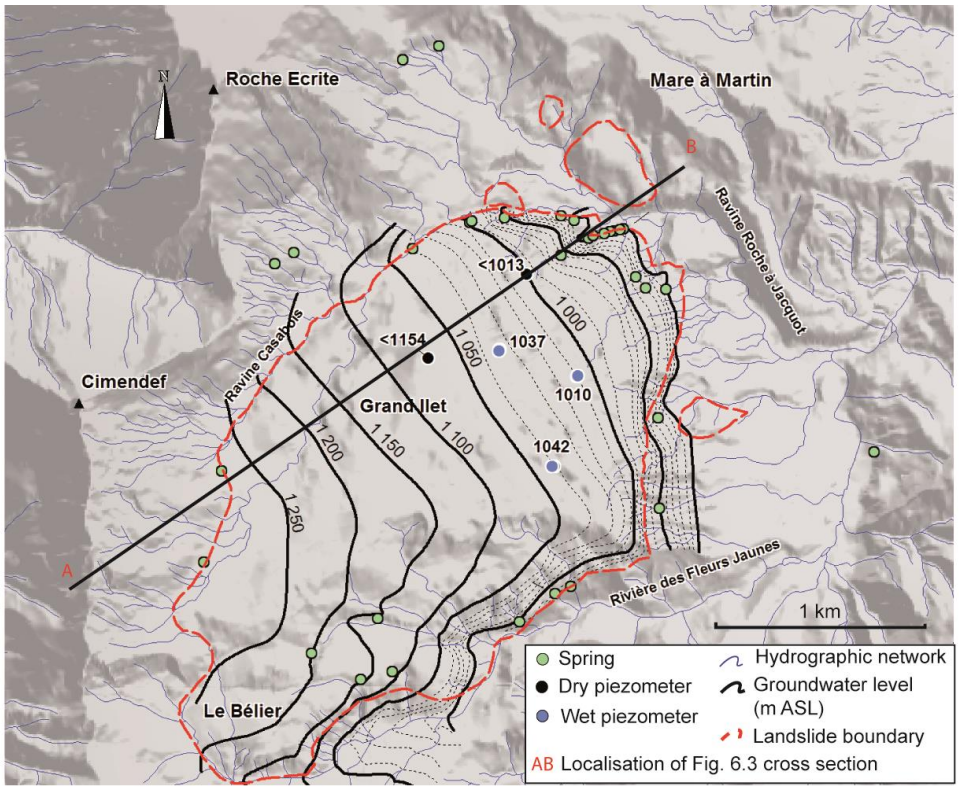


Figure 6.4 : Carte piézométrique à l'étiage 2011 du secteur de Grand Ilet.

D'une manière générale, le réseau hydrographique est faiblement développé à la surface des brèches (Figure 6.2). Au pied du rempart de la Roche-Ecrite, les écoulements de surface sont majoritairement évacués par la ravine Casabois. Au pied du Cimendef, les eaux de ruissellement s'infiltrent à travers les brèches du fait de l'absence de réseau de drainage développé en pied de rempart. Par ailleurs, la surface topographique des brèches sur les zones en mouvement présentent une morphologie particulière : plusieurs dépressions sans exutoires ont été répertoriées (Endoreic bassin). Ces dépressions (Mares sèches) constituent une surface significative de 1,2 km², soit environ 27% de la surface totale du bassin versant des brèches (4,5 km²).

2.2. Réseau de suivi hydrologique

a. Précipitations

Les précipitations sont suivies au pas de temps journalier par un pluviomètre à auget basculeur (pluviomètre MétéoFrance, n° de station 97421220). Le dispositif est installé au centre du glissement de Grand Ilet (Figure 6.1). De part cette position centrale, il permet d'assurer la représentativité des données collectées sur la surface du secteur d'étude.

b. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est caractérisée à La Réunion à l'échelle régionale (Bargeas, 1984; Chopart et al., 2003) et plus localement sur le secteur du Piton de La Fournaise (Figure 6.1) (Barcelo, 1996). Parmi les nombreuses formules existantes, la formule de Penman-Monteith est la plus communément utilisée. Le nombre de postes enregistrant les paramètres climatologiques nécessaires au calcul de cette formule sont peu nombreux et inégalement répartis géographiquement. Des gradients altitudinaux ont donc été établis pour le

secteur est de La Réunion afin de permettre l'extrapolation des données d'ETP (Chopart et al., 2003). L'évapotranspiration potentielle de type Penman-Monteith (ET_{PM}) est calculée à l'altitude moyenne de Grand Ilet (1000 m ASL) en utilisant l'ET_{PM} quantifiée à la station de la Plaine-des-Cafres (1560 m ASL) selon la formule détaillée dans les travaux de Allen (1998), à laquelle est appliqué le gradient altitudinal de Chopart (2003). La même méthode est utilisée pour calculer l'ET_{PM} moyenne des remparts à 1700 m ASL. Pour information, la valeur de gradient évolue en fonction des saisons, passant de -0.18 mm j^{-1} 100 m^{-1} entre décembre et janvier, à -0.107 mm j^{-1} 100 m^{-1} en juin (Chopart et al., 2003).

Cependant, le cirque de Salazie présente un contexte singulier par son couvert végétal dense développé sur des formations volcano-détritiques. Les espèces couramment rencontrées sont Rubus alcaefolius, Psidium cattleianum, Solanum auriculatum, Lantana camara, Hedychium gartnaerianum H. flavescens, Furcraea foetida, Casuarina equisetifolia (Raunet, 1991). L'application de la formule de Penman-Monteith qui caractérise normalement un gazon peut par conséquent y être discutée (Schellekens et al., 2000). Pour cette raison, nous avons également utilisé la formule de Blaney-Criddle (1950), largement documentée (Singh, 1989; Xu et Singh, 2001; Xu et Singh, 2002; Tabari et al., 2013), qui permet notamment la prise en compte de la densité du couvert végétal, paramètre clef dans le cadre de notre problématique. L'équation usuelle dans le système métrique est de la forme suivante (Équation 6.1):

$$ET_{BC} = k.p.(0{,}46T_a + 8{,}13) \qquad \textbf{Équation 6.1}$$

ET_{BC} correspond à l'évapotranspiration potentielle en mm sur la période durant laquelle p est exprimée, T_a est la température moyenne en °C, p est le pourcentage du total des heures de jour sur la période utilisée (ici par jour) sur le total d'heures de jour sur l'année et k est un coefficient dépendant du type de végétation, de la saison et de la localisation. k varie entre 0,5 pour une orangeraie et 1,2 pour une végétation naturelle dense en période estivale (Blaney et Criddle, 1950). Sur la base des paramètres définis (Blaney et Criddle, 1950), le coefficient utilisé est fixé pour la végétation invasive dense développée sur les brèches entre 1,2 en saison des pluies et 0,98 en saison sèche. Pour la végétation moins dense des remparts, le coefficient k est fixé entre 0,6 et 0,49, respectivement en saison des pluies et en saison sèche (Blaney et Criddle, 1950). Les données de température moyenne journalière sont mesurées sous abri à la station météorologique de Mare-à-Vieille-Place à 870 m ASL. Cette station est localisée à 2 kilomètres à l'est du site d'étude (Figure 6.1).

Le gradient altitudinal de température établi pour le secteur spécifique de Salazie (Bargeas, 1984) est de -0,6°C/100 m, Ce gradient et les températures mesurées à Mare-à-Vieille-Place sont utilisés pour calculer les températures moyennes sur les remparts de la Roche-Ecrite et du Cimendef (1700 m ASL). L'ET_{BC} des remparts à 1700 m ASL est ensuite calculée à l'aide de la formule (1). Les résultats obtenus à partir de ces deux formules de calcul de l'évapotranspiration potentielle sont comparés (Figure 6.5).

c. Suivi des débits des eaux de surface et des eaux souterraines

Quatre seuils jaugeurs permettent de suivre les débits des principales sources (Clain [CL], Bélier [BE], Bielle 2 [BIE2], et Ravine Blanche [RB], Figure 6.2) et le ruissellement de surface sur les bassins versants des remparts (station RB). Les hauteurs d'eau mesurées aux différents seuils sont enregistrées au pas de temps de 10 minutes. La source Clain (CL) est l'émergence principale de la nappe des brèches à Grand Ilet. Le suivi du débit à Clain permet de caractériser la dynamique de cette nappe (Figure 6.5). De même, trois piézomètres (PZE2, PZA3 et PZB3, Figure 6.2) recoupant la nappe des brèches permettent le suivi de l'évolution de la charge hydraulique de

la nappe au pas de temps de 30 minutes (Figure 6.5). Le suivi des sources BE et BIE2 permet de caractériser le secteur méridional du glissement de Grand Ilet (Figure 6.2).

Les autres sources (TR, EG1, EG2, TI3, JA, BIE, BIE2, SPRL-NE, SPRL-E, NR, NR2, NR3-4, TI) (Figure 6.2) ne peuvent pas être suivies en continu, en raison de conditions défavorables à la mise en place d'installation pérennes (terrain instable, captages privés pour l'eau potable). Les débits d'étiage des sources ont été ponctuellement mesurés en 2011 par jaugeage au sel ou par jaugeage capacitif. Pour 5 sources mineures inaccessibles (SPRL-NE, EG2, NR3-4, TI3 et SPRL-E, Tableau 6.2) sur les 14 recensées sur le secteur d'étude, les débits ont estimés visuellement. La bonne corrélation entre les variations de piézométrie et les débits des sources à l'échelle du glissement de Grand Ilet (Figure 6.5), ainsi que la connaissance de la géologie du glissement permettent d'assumer l'existence d'une nappe continue au sein de l'aquifère des brèches. Cette continuité hydraulique permet d'envisager la reconstitution des hydrogrammes des sources non équipées de seuil jaugeur à partir de mesures ponctuelles du débit. Pour ce faire, nous utilisons l'hydrogramme de la source Clain pour estimer les hydrogrammes des sources non-suivies en continu au cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. Le ratio entre le débit d'étiage à la source considérée (Q_i) sur le débit d'étiage de la source Clain (Q_{CL}) à la date de mesure du jaugeage ponctuel est tout d'abord calculé (Q_i/Q_{CL}). Ce ratio est ensuite appliqué à l'ensemble de l'hydrogramme de Clain pour reconstituer celui de la source considérée. Les hydrogrammes des sources Bélier et Bielle2 dont le débit est suivi en continu sont comparés aux hydrogrammes reconstitués par cette méthode afin de quantifier l'incertitude (Figure 6.10). La somme de l'ensemble des hydrogrammes reconstitués permet alors d'estimer un débit sortant annuel par les sources des brèches, avec une incertitude dont la valeur est discutée par la suite.

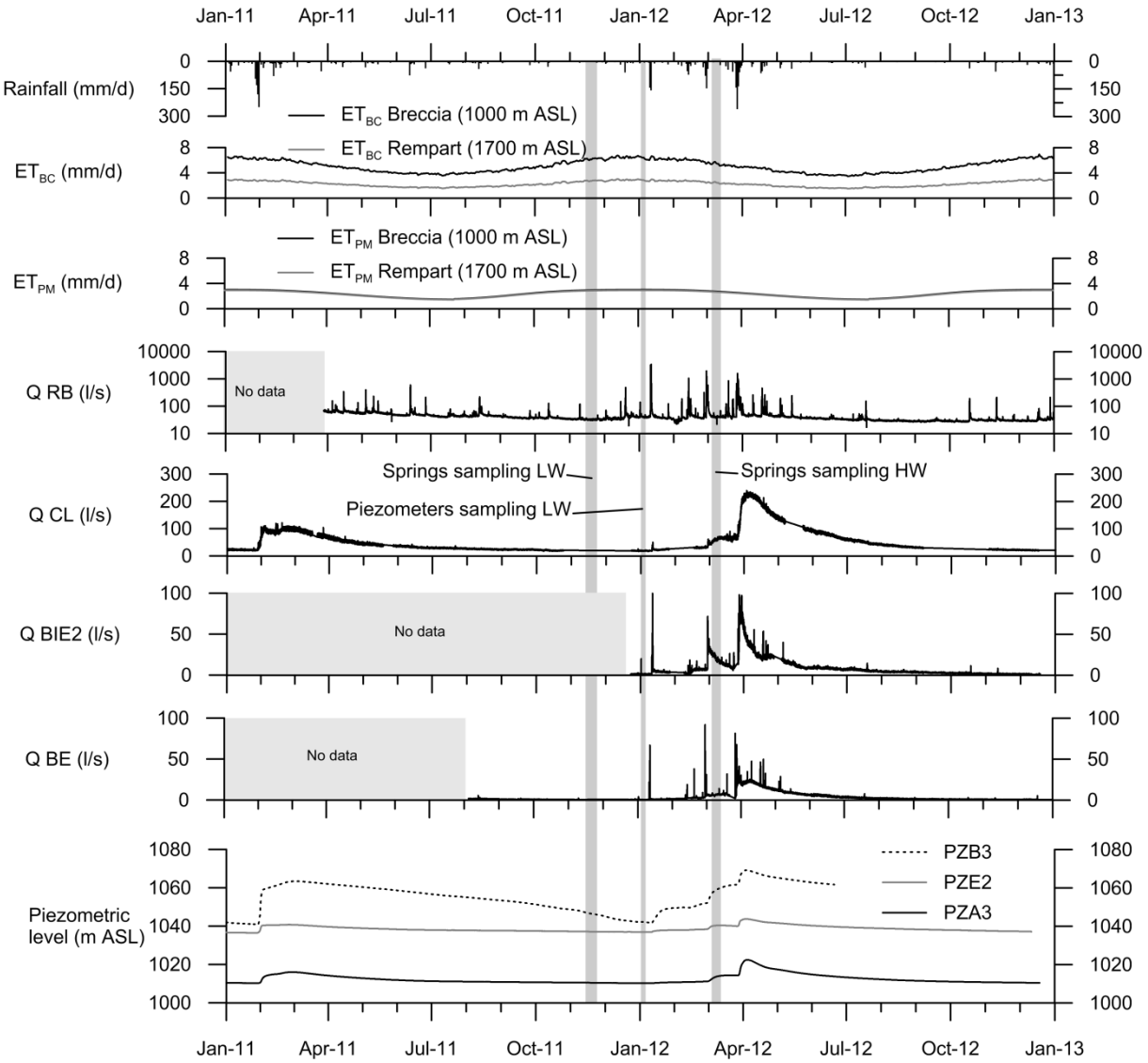


Figure 6.5 : Présentation des chroniques hydrologiques enregistrées sur le secteur de Grand Ilet, avec Q RB la station hydrologique en pied de rempart, Q CL, Q BIE2 et Q BE les sources des brèches. Les données d'ET_{BC} et ET_{PM} moyennés sont représentées pour les remparts et pour les brèches. Les barres grises verticales représentent les campagnes d'échantillonnage des eaux souterraines pour les analyses isotopiques (LW pour basses eaux, et HW pour hautes eaux).

2.3. Hydrochimie isotopique

Les eaux de pluies sont échantillonnées mensuellement au centre du bassin versant à l'aide d'un collecteur manuel, selon le protocole défini par l'IAEA.

Pour les eaux souterraines, les campagnes d'échantillonnage ont été réalisées entre mai 2011 et juin 2013. Les 3 piézomètres (PZE2, PZA3, PZB3) et 2 sources (CL, S1GI) ont été prélevés en période de basses eaux (Figure 6.6). En période de hautes eaux, 7 sources ont été prélevées (CL, S1GI, EG, NR2, JA, TI, NR). Les analyses des isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) sont réalisées par spectrométrie de masse. Les résultats sont exprimés en ‰ versus SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Les incertitudes analytiques sont de ±0,8‰ pour δ^2H et de ±0,1‰ pour $\delta^{18}O$.

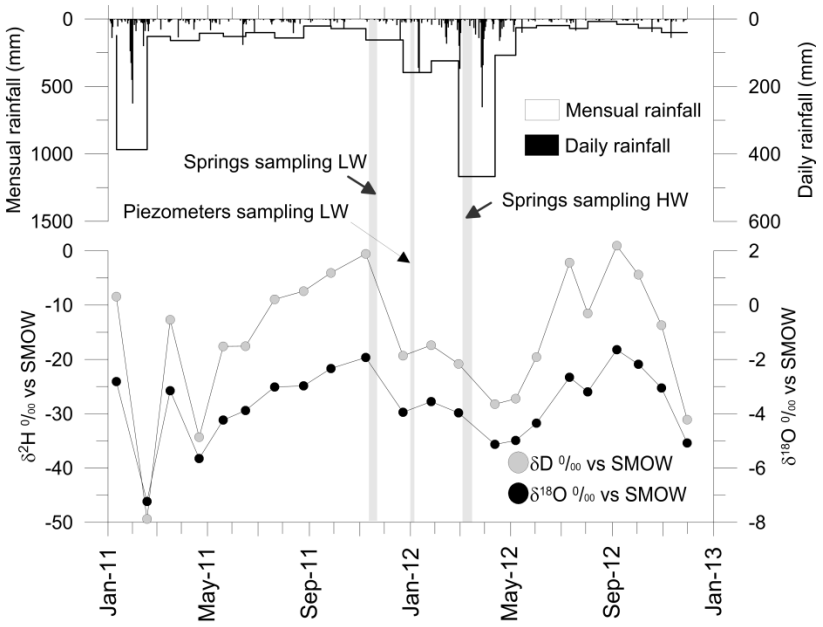


Figure 6.6 : Evolution temporelle de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et des précipitations de 2011 à 2012. Les campagnes de prélèvements des eaux souterraines sont localisées dans le temps par les traits pointillées noirs (LW pour basses eaux, et HW pour hautes eaux) (Annexe 10).

3. Evaluation des composantes du bilan hydrologique

3.1. Architecture du bilan hydrologique

Le schéma de principe du modèle conceptuel permettant le calcul du bilan hydrologique est présenté sur la figure suivante (Figure 6.7). Le dispositif de suivi mis en place permet de quantifier la pluie (P), le ruissellement de surface (S) et l'ETP. Le calcul du bilan hydrologique est réalisé au pas de temps journalier. Les cycles hydrologiques sont calqués sur l'année civile (du 1er janvier au 31 décembre) en raison de l'arrivée des premiers épisodes pluvieux intenses en janvier 2011 et 2012. Ce choix permet une bonne initialisation des réservoirs pour les calculs de bilan (initialisation à la fin l'étiage sévère).

La pluie mesurée au pluviomètre de Grand Ilet est utilisée comme fonction d'entrée (PL-GI, Figure 6.2). Pour le ruissellement de surface, le choix de la chronique utilisée est fait selon la nature du bassin versant (Figure 6.8). Lorsque le bassin versant est un rempart, le ruissellement (S) par unité de surface est calculé avec les débits de la station Ravine Blanche (RB, Figure 6.2). Lorsque le bassin versant est de nature bréchique, le ruissellement par unité de surface est calculé en considérant les débits de la station Clain (CL, Figure 6.2).

Un réservoir R_{SURF}, d'un volume fini, est utilisé pour reproduire le phénomène de stockage temporaire dans les horizons pédologiques superficiels (Figure 6.7). Ce réservoir représente physiquement la quantité d'eau totale contenue dans un sol disponible pour l'évapotranspiration et dont le dépassement permet seul une infiltration efficace vers l'aquifère. Dans notre étude, ce réservoir intègre également le stockage temporaire par la végétation au-dessus de la surface du sol (interception), qui peut constituer une part non-négligeable de la quantité d'eau totale (Klaassen et al., 1998). La valeur du coefficient R_{SURF} est par conséquent fixée en fonction de la nature du substrat du bassin versant considéré (H_{Br} pour les brèches et H_{Remp} rempart) et de la nature du couvert végétal. H_{Remp} est estimé à 50 mm pour les sols peu épais développés sur les remparts (Barcelo, 1996; Bessière et Allier, 2011). La valeur de H_{Br} de R_{SURF} pour les brèches est optimisée pour ajuster les résultats du bilan hydrologique aux observations.

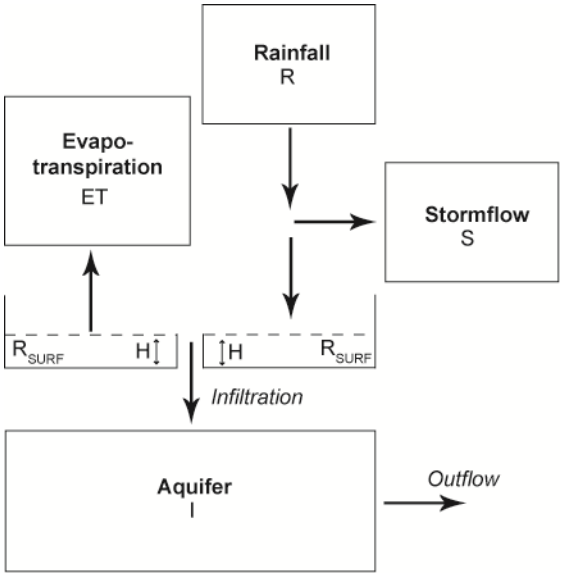


Figure 6.7 : Schéma de principe du bilan hydrologique, avec H la hauteur d'eau stockable dans le R_{SURF} en mm

Sur la base des connaissances hydrologiques et hydrogéologiques présentées précédemment, l'hydrosystème de Grand Ilet est divisé en 5 bassins versants distincts (Figure 6.8) :

- Le bassin versant bréchique du glissement de Grand Ilet ;
- Le bassin versant bréchique du Bélier ;
- Le bassin versant de la ravine Casabois ;
- Le rempart de la Roche-Ecrite ;
- Le rempart du Cimendef.

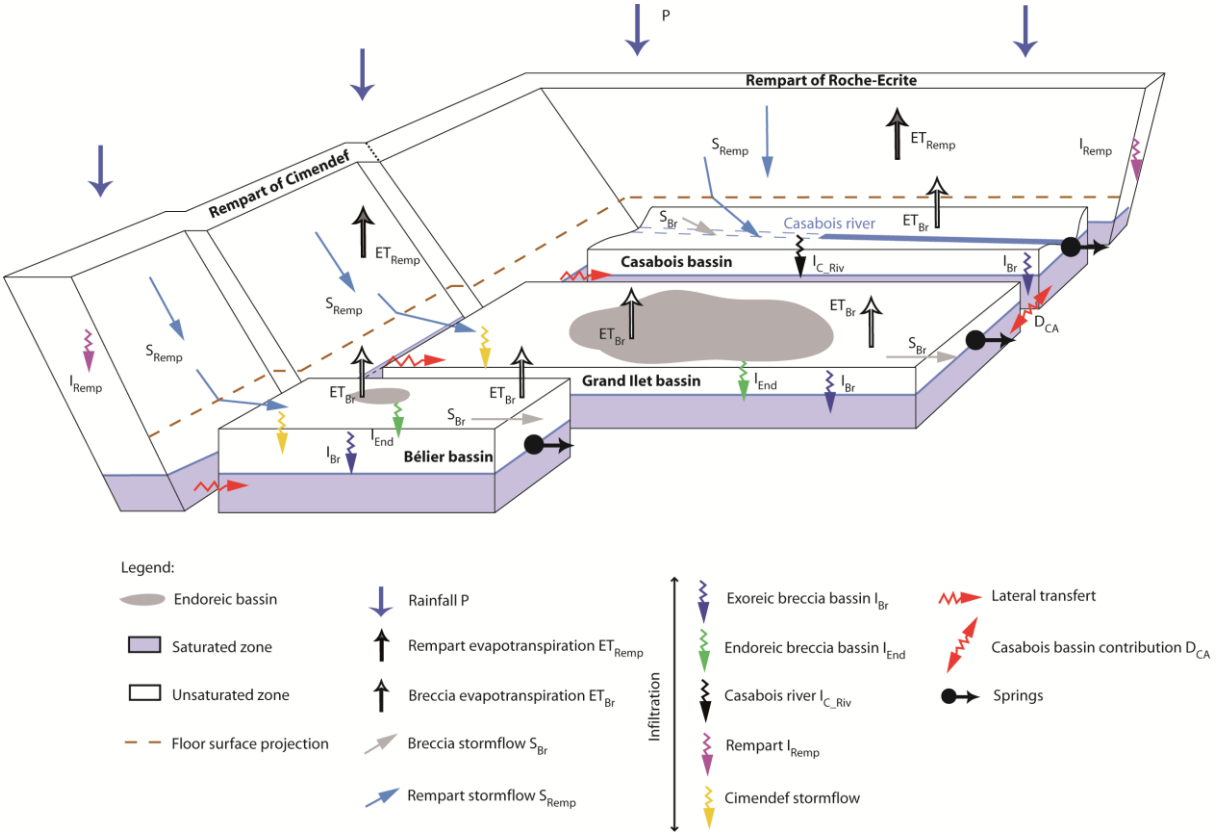


Figure 6.8 : Schéma de principe du bilan hydrologique et localisation des différentes composantes. Le découpage des 5 unités définies précédemment est représenté. Les surfaces des différents bassins versants sont proportionnelles aux surfaces réelles.

Les relations entre les compartiments individualisés sont déterminées sur la base des connaissances géologiques et hydrogéologiques, ainsi que les expressions du bilan hydrologique de chaque bassin versant. Deux types de bassins versants (Exoreic bassin / Endoreic bassin) sont distingués à la surface des brèches dans le but de quantifier la recharge associée à l'infiltration dans les dépressions endoréiques. Ces dépressions, appelées « mares sèches », sont en effet historiquement considérées comme le mode de recharge privilégié de la nappe des brèches (Lacoste et Daessle, 2003; Garnier, 2008).

Pour les bassins versants bréchiques non-endoréiques de Grand Ilet et du Bélier dont les surfaces sont estimées à 1,9 et 1 km² respectivement, l'équation du bilan (Équation 6.2) est :

$$Si\ H > H_{Br}\ alors\ I_{Br} = P - ET_{Br} - S_{Br} \qquad \textbf{Équation 6.2}$$

avec I_{Br} l'infiltration à travers les brèches pour les bassins versants non-endoréiques, P les précipitations, ET_{Br} l'évapotranspiration calculée pour la végétation des brèches et S_{Br} le ruissellement sur les brèches. H correspond à la hauteur d'eau dans le réservoir superficiel R_{SURF} définie pour les brèches et H_{Br} à la capacité du réservoir R_{SURF} des brèches.

Pour les bassins versants bréchiques endoréiques de Grand Ilet et du Bélier dont les surfaces sont estimées à 1,1 et 0.05 km² respectivement, l'équation du bilan (Équation 6.3) est :

$$Si\ H > H_{Br}\ alors\ I_{End} = P - ET_{Br} \quad \textbf{Équation 6.3}$$

avec I_{End} l'infiltration à travers les brèches pour les bassins versants endoréiques.

Pour les bassins versants des remparts du Cimendef et de la Roche-Ecrite, l'équation du bilan (Équation 6.4) est :

$$Si\ H > H_{Remp}\ alors\ I_{Remp} = P - ET_{Remp} - S_{Remp} \quad \textbf{Équation 6.4}$$

avec I_{Remp} l'infiltration dans les remparts, ET_{Remp} l'évapotranspiration calculée pour la végétation des remparts, et S_{Remp} le ruissellement sur les formations des remparts.

Pour le bassin versant de la ravine Casabois, l'équation du bilan (Équation 6.5 et Équation 6.6) est :

$$I_{CA} = I_{R_Remp} + I_{C_Br} + I_{C_Riv} \quad \textbf{Équation 6.5}$$

avec

$$I_{C_Riv} = c * (S_{R_Remp} + S_{C_Br}) \quad \textbf{Équation 6.6}$$

avec I_{RJ} la recharge du bassin versant de la ravine Casabois, I_{R_Remp} l'infiltration dans le rempart de la Roche-Ecrite, I_{C_Br} l'infiltration à travers les brèches de la ravine Casabois, S_{R_Remp} le ruissellement sur le rempart de la Roche-Ecrite, S_{C_Br} le ruissellement sur les brèches de la ravine Casabois, et c un coefficient d'échange nappe/rivière permettant, en amont de la zone d'émergence de la ravine Casabois, l'infiltration d'une part du ruissellement de surface I_{C_Riv} vers la nappe des brèches de la ravine Casabois.

Des équations précédentes, on déduit la recharge totale de l'aquifère des brèches de Grand Ilet (Équation 6.7 et Équation 6.8) :

$$I_{GI} = I_{Br} + I_{End} + I_{C_Remp} + S_{C_Remp} + D_{CA} \quad \textbf{Équation 6.7}$$

Avec

$$D_{CA} = d * I_{CA} \quad \textbf{Équation 6.8}$$

avec D_{CA} l'apport souterrain de la nappe des brèches de la ravine Casabois vers la nappe des brèches de Grand Ilet I_{GI} et d le pourcentage de la recharge du bassin versant de la ravine Casabois apporté à la nappe des brèches de Grand Ilet.

La recharge totale de l'aquifère des brèches du Bélier I_{Belier} (Équation 6.9) est exprimée par l'équation suivante :

$$I_{Belier} = I_{Br} + I_{End} + I_{C_Remp} + S_{C_Remp} \quad \textbf{Équation 6.9}$$

avec $I_{C\text{-}Remp}$ l'infiltration à travers le rempart du Cimendef, et $S_{C\text{-}Remp}$ le ruissellement sur le rempart du Cimendef.

Les trois paramètres de calage du bilan hydrologique sont la hauteur H du réservoir superficiel (R_{SURF}) des brèches, le paramètre d'échange nappe/rivière (c) et le paramètre de recharge (d) issu du bassin de Casabois.

Deux indicateurs permettront d'évaluer la qualité du calage : (i) la comparaison de la recharge annuelle avec les débits sortant calculés, et (ii) la comparaison de la signature isotopique des eaux souterraines échantillonnées avec la signature isotopique calculée de la recharge.

3.2. Estimation du coefficient de ruissellement (Cr=S/P) et de la réponse de la nappe à la recharge

Pour évaluer le coefficient de ruissellement (Cr), les hydrogrammes de crue ont été décomposés suivant l'approche proposée par Hewlett et Hibbert (1965) qui suppose que le débit souterrain de la nappe augmente linéairement entre le début et la fin de crue (Figure 6.9). La part du débit associée au ruissellement de surface (S) est dissociée des écoulements souterrains (B). La composante (S) est définie entre le début de l'épisode de crue et le début de la courbe de récession (Chow et al., 1988). Le début de la courbe de récession correspond ici au début de la portion linéaire de l'hydrogramme sur un graphique semi-logarithmique. Le coefficient de ruissellement (Cr =S/P) permet de relier la quantité d'eau précipitée par évènement pluvieux (P) à celle évacuée par ruissellement de surface (S). La décomposition de l'hydrogramme est réalisée à partir des pluies au pas de temps journalier et sur la durée totale d'un évènement, en particulier lorsqu'il dure plusieurs jours. La station Clain est utilisée pour calculer le coefficient de ruissellement des sols développés sur des matériaux bréchiques. La station Ravine Blanche est utilisée pour déterminer le coefficient de ruissellement des remparts. Cette approche permet d'établir une chronique de ruissellement par unité de surface et par type de bassin versant, sur la période de janvier 2011 à décembre 2012.

La réponse de la nappe à la recharge (Figure 6.9) est évaluée par l'amplitude des variations piézométriques dP de la nappe des brèches si une variation est mesurée (Charlier et al., 2008). dP correspond à la différence entre P_{min} la côte piézométrique avant l'épisode pluvieux et P_{max} la côte piézométrique maximale après l'épisode.

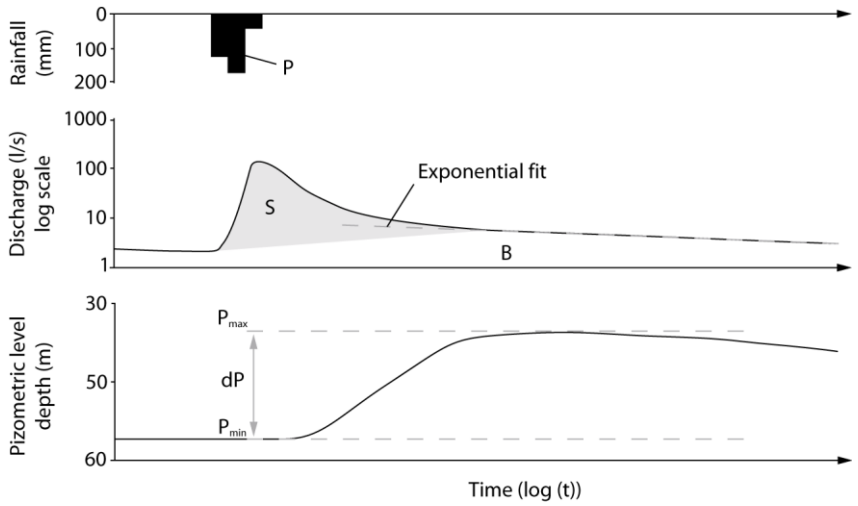


Figure 6.9 : Méthode de décomposition des hydrogrammes pour la séparation du ruissellement de surface (S) et du débit souterrain (B). Dans le même temps, l'amplitude de la variation piézométrique dP est mesuré pour chaque épisode de recharge ($dP=P_{max}-P_{min}$).

3.3. Calcul des volumes de recharge à partir des variations piézométriques

Les volumes de recharges sont également évalués à partir des amplitudes de variations (dP) du piézomètre PZA3, dont le comportement représente une dynamique moyenne de la nappe libre des brèches (Figure 6.5). Ce calcul est effectué à l'échelle temporelle de chaque épisode pluvieux.

Pour ce faire, l'amplitude de la hausse de piézométrie (dP), induite par l'épisode de recharge considéré, est multipliée par la surface de l'aquifère. Cette opération est réalisée à l'échelle restreinte de l'unité de Grand Ilet, dont la dynamique de la piézométrie et la surface du bassin versant des brèches (3 km²) sont bien contraintes. Les valeurs de porosité de l'aquifère des brèches sont fixées à partir des connaissances sur la géologie de l'aquifère (degré de consolidation, présence de matériaux argileux, granulométrie) et des valeurs de porosité des milieux poreux décrites dans la bibliographie (Castany, 1963). Plusieurs valeurs de porosité ont été testées (5%, 10% et 15%), au regard de l'hétérogénéité identifiée pour le milieu aquifère des brèches. Les volumes obtenus par cette méthode pour chaque épisode de recharge sont ensuite comparés au volume calculé par le modèle de bilan.

3.4. Calcul du volume de régulation

En parallèle, le volume de régulation (volume d'eau stocké à l'étiage dans l'aquifère des brèches) est calculé par deux méthodes.

Tout d'abord il est calculé en multipliant le volume mouillé par la porosité de 15% du milieu inférieur de l'aquifères de brèches M2 (Figure 6.3) quantifié par l'analyse des courbes de tarissement. Le volume mouillé correspond à l'épaisseur mouillée moyenne (10,7 m), déterminée à l'échelle de l'unité de Grand Ilet à partir de la géométrie du toit du substratum de l'aquifère des brèches et de la surface piézométrique connue, multipliée par la surface de cette même unité (3 km²). Pour cette unité, le volume de régulation V estimé est de 5.10^6 m^3 pour une porosité de 15%.

Ensuite, il est calculé en utilisant l'âge moyen de l'eau dans l'aquifère (datation CFC/SF6, Annexe 15) et le débit moyen annuel sortant. Le volume de régulation est alors donné par la formule Q=V/t avec Q le débit sortant annuel, V le volume de régulation et t l'âge moyen des eaux de l'aquifère.

3.5. Calcul de la signature isotopique de la recharge

Sur le secteur est de l'île de La Réunion, les gradients isotopiques altitudinaux des pluies sont de -0,09 ‰ par 100 mètres pour le $\delta^{18}O$ en saison des pluies, et de -0,16 ‰ par 100 mètres en saison sèche (Grunberger, 1989). A l'échelle du secteur d'étude, la différence d'altitude moyenne des impluviums est de 700 mètres, entre Grand Ilet et les bassins versant des remparts. En considérant les gradients isotopiques altitudinaux de Grunberger (1989), on évalue que la variation totale de la signature isotopique entre les parties basses et hautes de la zone d'étude serait de -0,63 ‰ en saison des pluies, et de 1,12 ‰ en saison sèche (pour l'oxygène 18). Les variations isotopiques des précipitations liées au gradient isotopique altitudinal peuvent donc être considérées comme assez faibles au regard de la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie à l'échelle d'un cycle hydrologique. La signature isotopique des pluies a par conséquent été considérée comme homogène dans l'espace, à l'échelle du secteur d'étude (Figure 6.8).

Un modèle de mélange isotopique de l'eau du réservoir R_{SURF} (eau du sol) a été mis en œuvre pour d'évaluer la signature isotopique de l'eau de recharge des aquifères $\delta I(R_{SURF})$ à l'échelle de l'unité de Grand Ilet dont l'exutoire principale (source CL) a fait l'objet de prélèvements. La formulation, inspirée de Viville (2006), permet de calculer l'évolution de la signature de l'eau du réservoir au cours du temps (Équation 6.10) :

$$\delta IR_{SURF} = \frac{H_{t-1}.\delta IR_{SURF\,(t-1)} \mp (1-S)P_t.\delta P_t}{H_{t-1} + (1-S)P_t} \qquad \textbf{Équation 6.10}$$

Avec $H_{(t-1)}$ la hauteur d'eau (H) dans le réservoir R_{SURF} au temps t-1 calculé par le bilan hydrologique (Figure 6.7), $\delta IR_{SURF(t-1)}$ la signature isotopique de l'eau du réservoir au temps t-1, $(1\text{-}S)P_t$ la contribution d'eau de pluie qui alimente le réservoir R_{SURF} et δP_t la signature isotopique de la pluie du mois considéré. Ce modèle de mélange isotopique de l'eau du sol prend en compte les pertes d'eau par évapotranspiration dans le calcul de H(t-1). La valeur de H(t-1) est calculée à l'aide du modèle de bilan hydrologique présenté précédemment.
La signature isotopique de l'eau du réservoir RSURF ainsi obtenue est ensuite pondérée par les volumes infiltrés de recharge (I, calculé par le modèle de bilan) pour estimer la signature isotopique pondérée de l'eau d'infiltration qui contribue à la recharge de l'aquifère. Cette signature isotopique pondérée δA (ici $\delta^{18}O$ ou $\delta^{2}H$) des eaux d'infiltration qui recharge l'aquifère est calculée grâce à la formule de pondération suivante (Équation 6.11) :

$$\delta A_r^t = \frac{\sum_{t_0}^{t}(\delta R_{SURF\,t}\,.\,I_t)}{\sum_{t_0}^{t} I_t} \qquad \textbf{Équation 6.11}$$

avec $\delta R_{SURF\,t}$ la signature isotopique de la recharge au mois t et I_t le volume infiltré durant le mois t. t_0 représente le mois de janvier 2011. Le calcul est réalisé séparément pour chaque cycle hydrologique (cycle 2011 et cycle 2012). La comparaison des signatures pondérées des eaux de recharge avec les analyses des eaux souterraines

permettra d'accéder à la notion de temps de résidence moyen des eaux souterraines dans l'aquifère des brèches. Ces résultats seront notamment mis en perspective avec les estimations des volumes déduits (i) des variations piézométriques et (ii) de l'âge moyen des eaux souterraines (datation CFC-SF6).

4. Résultats

4.1. Estimation des flux sortants du glissement de Grand Ilet

Les débits des sources CL, BE et BIE2 issues des brèches présentent globalement une évolution temporelle très comparable (Figure 6.5). La source CL présente une réponse hydrogéologique plus amortie à la recharge en comparaison de celles des sources BIE2 et BE. La variation des débits au cours des épisodes de recharge est significativement différente pour les sources BIE2 et BE. Le tarissement de ces deux sources est par ailleurs plus rapide que celui de la source CL. Pour les autres sources ayant fait l'objet de mesures ponctuelles de débit, les sources Janny (JA), Eglise 1 (EG1) et Titeuil (TI) montrent des dynamiques proches de celle de Clain entre avril et décembre 2011. L'absence de débits mesurés en hautes eaux limite cette comparaison à la seule période de tarissement (Figure 6.10).

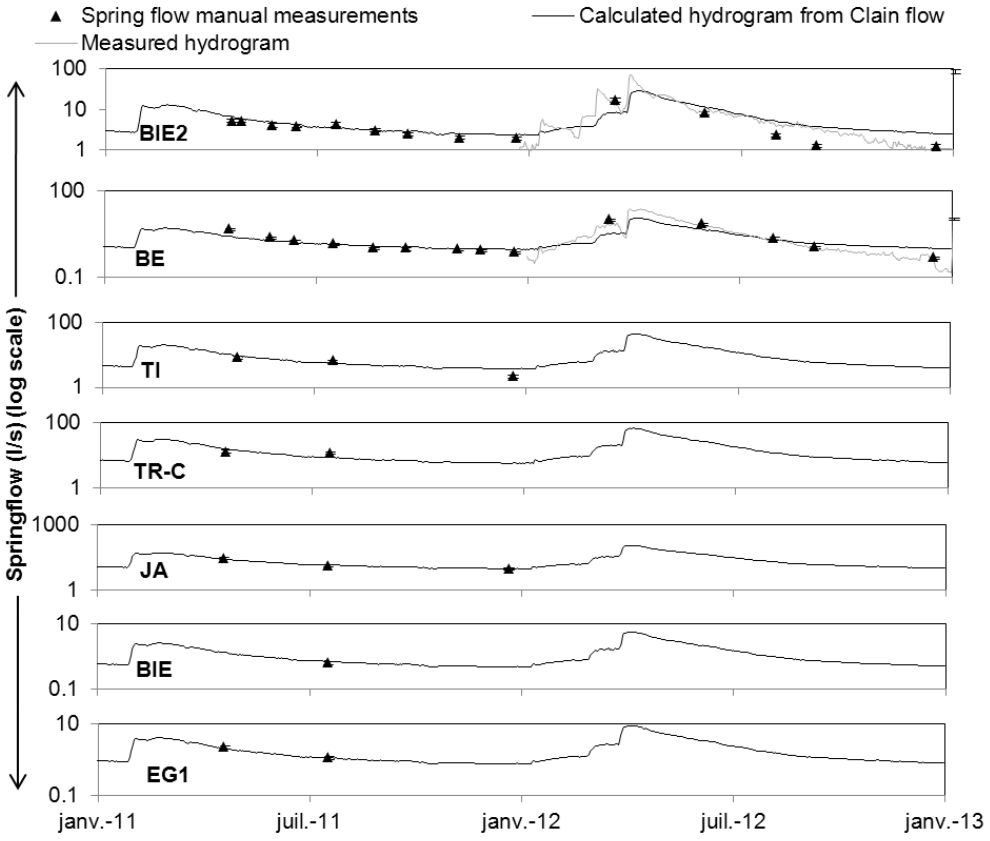


Figure 6.10 : Comparaison des mesures de débits des sources (suivi continu et mesures ponctuelles) avec les hydrogrammes reconstitués à partir du débit enregistré à la source Clain. Les sources n'ayant pas fait l'objet de mesures de débit ne sont pas représentées. Les sources non représentées n'ont pas fait l'objet de mesures de débits ponctuelles.

Le suivi continu du débit des sources Clain (cycle hydrologique 2011 et 2012), Bélier et Bielle 2 (cycle hydrologique 2012) permet de quantifier avec une précision de ±10% (égale à la précision de la mesure de débit) les débits sortants par ces émergences soit un total de 1 175 977 m^3 en 2011 et de 2 190 101 m^3 en 2012.

Afin de quantifier l'incertitude de la méthode utilisée pour estimer les débits sortant des sources non-jaugées en continu et ayant fait l'objet de mesures ponctuelles de débit (Tableau 6.2), nous comparons la chronique des débits mesurés à BE et BIE2 à la chronique des débits reconstitués calculés à partir de l'évolution temporelle de la source CL. Pour la source BE, le volume annuel d'eau souterraine mesuré après soustraction du volume de ruissellement de surface des épisodes de crues (Figure 6.9), est de 131096 m^3, contre 72 075 m^3 estimé à partir de l'hydrogramme de CL, soit une différence de -45%. Dans le cas de la source Bielle 2, le volume annuel mesuré est de 257 143 m^3, contre 171 177 m3 estimé à partir de l'hydrogramme de CL, soit une différence de -33%. En relation avec les écarts observés pour ces sources, une incertitude de ±39% est donc fixée pour l'estimation des débits des sources ne faisant pas l'objet d'un suivi continu. Pour les sources inaccessibles, l'incertitude de l'estimation des débits est fixée à ±100%.

Pour 2011, le suivi des sources BE et BIE2 n'étant pas opérationnel sur toute la période (Figure 6.5), les débits sortants sont mesurés avec une précision de ±10% entre le 01/08/2012 et le 31/12/2012. Avant cette période, les débits des sources sont donc estimés avec une incertitude de ±39%. Les zones d'émergences inaccessibles (SPRL-E, SPRL-NE, TI3 EG2, NR3-4) dont les débits ont été estimés visuellement représentent 15% des débits sortants totaux, avec une incertitude associée de ±100%. Les 42% restant correspondent aux sources ayant fait l'objet de mesures ponctuelles de débit. En conséquence, l'incertitude résultante pour le débit total sortant en 2011 est de ±24% (Tableau 6.2), calculée selon la méthode de propagation des incertitudes (Protassov, 1999).

Pour 2012, les débits des sources CL, BIE2 et BE mesurés avec une précision de ±10% permettent de contrôler 43% des débits sortants du glissement de Grand Ilet. Les zones d'émergences inaccessibles dont les débits ont été estimés visuellement représentent à priori 15% des débits sortants du glissement de Grand Ilet. Les 42% restant correspondent aux sources ayant fait l'objet de mesures ponctuelles de débit. L'incertitude globale associée au calcul du débit cumulé sortant à l'échelle du glissement de Grand Ilet est donc de ±22% (Tableau 6.2).

Les incertitudes sur les volumes d'eau souterraine exportés du glissement de terrain apparaissent globalement assez faibles (24% et 22 % respectivement pour 2011 et 2012) ce qui va permettre d'évaluer la pertinence de la calibration du bilan hydrologique proposé dans cette étude.

4.2. Réponse hydrodynamique de l'aquifère

Bien que des différences de réponse hydrodynamique soient observées dans le débit des sources à l'échelle du glissement, la dynamique de fonctionnement apparait homogène à grande échelle et très comparable à celle mesurée dans la nappe des brèches (piézomètres PZE2, PZA3 et PZB3, Figure 6.5). Ce résultat suggère l'existence d'une continuité hydraulique entre les différents points et donc une absence de compartimentation de la nappe développée au sein du glissement.

Par ailleurs, l'observation des chroniques de piézométrie de la nappe des brèches met en évidence que seuls les évènements pluvieux dont le cumul dépasse environ 80 mm/évènement génèrent une réponse piézométrique de l'aquifère (Figure 6.11). Les pluies hors saison cyclonique ne génèrent pas de recharge détectable sur les chroniques de piézométrie (Figure 6.5). Au total, seuls 6 épisodes pluvieux (Tableau 6.1) ont généré une

recharge détectable entre janvier 2011 et décembre 2012 (2 évènements au cours de la saison des pluies 2011 et 4 évènements au cours de la saison des pluies 2012).

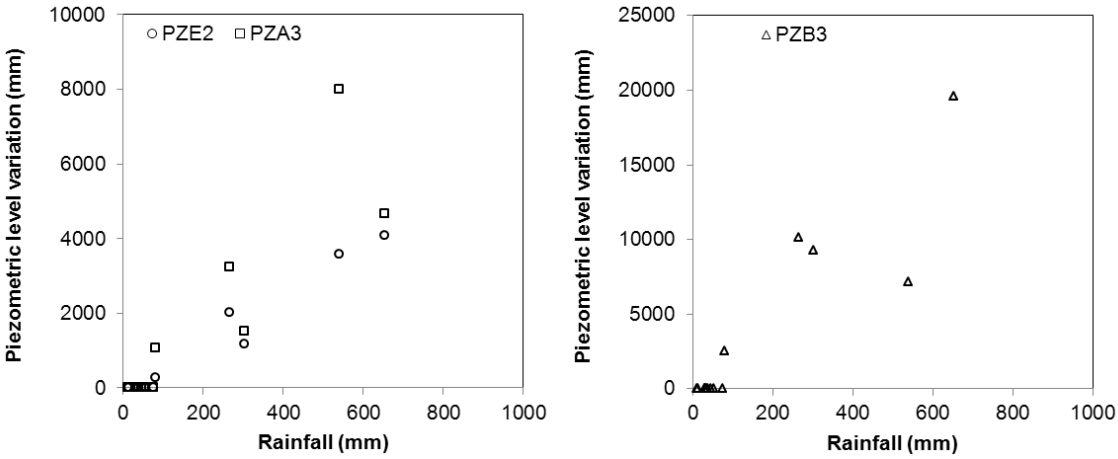


Figure 6.11 : Relation entre l'amplitude les variations piézométriques dans les piézomètres PZE2, PZA3 et PZB3 et la pluie précipitée à Grand Ilet au cours des cycles hydrologiques 2011 et 2012. D'après ces observations, seuls les épisodes pluvieux dont le cumul dépasse environ 80 mm induisent une hausse de la piézométrie au cours d'une saison des pluies.

Date	Rainfall cumul (mm)	Length (day)
29/01/2011	655	4
12/02/2011	80	1
10/01/2012	303	2
12/02/2012	164	4
29/02/2012	267	3
26/03/2012	541	3

Tableau 6.1 : Caractéristiques des épisodes pluvieux ayant généré une recharge significative de l'aquifère entre janvier 2011 et décembre 2012.

4.3. Décomposition d'hydrogramme et coefficient de ruissellement (CR)

Pour la station Clain, représentative du bassin versant des brèches, 16 évènements pluvieux ont généré des épisodes de ruissellement de surface significatifs et quantifiables sur la période 2011-2012 (Figure 6.12). Pour 14 des 16 évènements, les coefficients de ruissellement sont corrélés positivement à la hauteur d'eau précipitée. Les coefficients de ruissellement varient entre 0,5% pour un évènement pluvieux de 10 mm sur un jour, à 2,6% pour un évènement pluvieux de 650 mm sur 4 jours (CRmédian = 1,8%, sur les 16 évènements). Deux évènements pluvieux ont généré des coefficients de ruissellement significativement plus élevés de 3,1 et 3,4% pour des évènements pluvieux respectivement de 30,9 et 80 mm/évènement, probablement en raison d'intensités exceptionnellement élevées des précipitations, non caractérisées au pas de temps journalier.

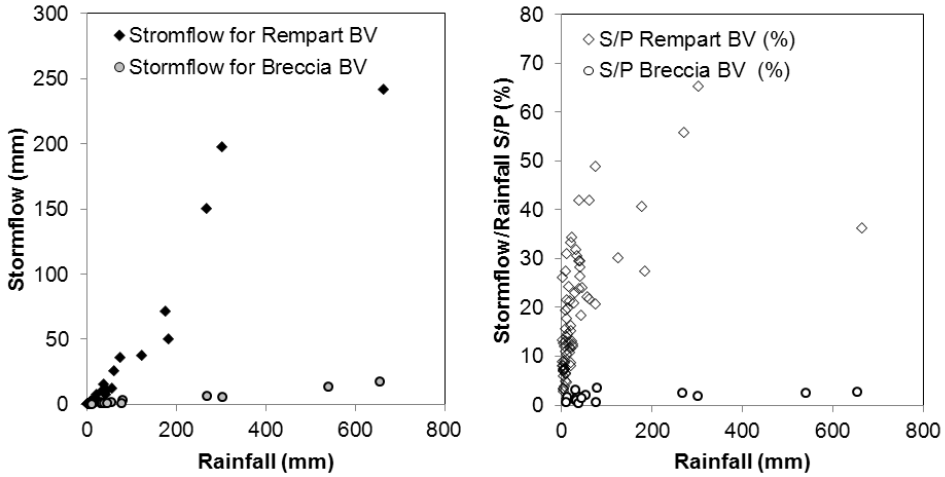


Figure 6.12 : Relation pluie/ruissellement par évènement pour le bassin versant en brèches à la station Clain (Breccia BV) et pour le bassin versant en rempart à la station Ravine Blanche (Rempart BV) sur les cycles hydrologiques 2011 et 2012. Les coefficients de ruissellement quantifiés apparaissent plus grands d'un facteur 10 sur le bassin versant de rempart que sur celui des brèches.

Pour la station Ravine Blanche (bassin versant des remparts), 75 évènements ont été considérés sur la période 2011-2012 (Figure 6.12). Les coefficients de ruissellement calculés varient entre 1,3 et 65,3% (CRmédian = 14,6%). Certains évènements pluvieux localisés sur les remparts peuvent induire un ruissellement à la station Ravine Blanche et ne pas être enregistrés au pluviomètre de Grand Ilet.

Malgré l'incertitude associée à l'hétérogénéité spatiale des cumuls de pluies entre les parties hautes (>1800 m) et basses (1100 m) de la zone d'étude, les coefficient de ruissellement calculés pour les remparts sont en accord avec les valeurs issues des études menées sur les secteur du Piton de La Fournaise (Barcelo, 1996). L'utilisation de ces données pour évaluer la part ruisselée sur les remparts apparait donc justifiée.

Le ruissellement de surface quantifié pour les deux grands types de bassin versant montre une forte variabilité en fonction de la nature du substrat. La part ruisselée des pluies est environ 10 fois plus grande sur les remparts que sur les brèches. Par ailleurs, les coefficients de ruissellement obtenus pour les brèches sont exceptionnellement faibles (maximum enregistré de 3,4%), ce qui constitue une caractéristique spécifique de ce milieu.

Spring	Q LW (l/s)	(Q LW) /(Q Clain)	2011					2012					
			Monitoring type	Measured annual flow (m3/year)	Estimated annual flow m3/year)	Uncertainty (+/-%)	Annual flow part (%)	Monitoring type	Measured annual flow (m3/year)	Estimated annual flow m3/year)	Difference (%)	Uncertainty (+/-%)	Annual flow part (%)
CL	20.0	1.00	C	**1 175 977**	-	10	37.3	C	**1 801 863**	-	-	10	36.6
SPRL-NE	3.0	0.15	VE	-	**176 397**	100	5.6	VE	-	**270 279**	-	100	5.5
EG1	0.8	0.04	PM	-	**47 039**	39	1.5	PM	-	**72 075**	-	39	1.5
EG2	0.5	0.03	VE	-	**29 399**	100	0.9	VE	-	**45 047**	-	100	0.9
TR	6.0	0.30	PM	-	**352 793**	39	11.2	PM	-	**540 559**	-	39	11.0
NR2	3.0	0.15	PM	-	**176 397**	39	5.6	PM	-	**270 279**	-	39	5.5
NR3-4	0.5	0.03	VE	-	**29 399**	100	0.9	VE	-	**45 047**	-	100	0.9
TI	2.0	0.10	PM	-	**117 598**	39	3.7	PM	-	**180 186**	-	39	3.7
TI3	1.0	0.05	VE	-	**58 799**	100	1.9	VE	-	**90 093**	-	100	1.8
BIE2	1.9	0.10	PM	-	**146 997**	39	4.7	C	**257 143**	*171 177*	-33	10	5.2
BIE	0.5	0.03	PM	-	**29 399**	39	0.9	PM	-	**45 047**	-	39	0.9
BE	0.8	0.04	PM	-	**47 039**	39	1.5	C	**131 096**	*72 075*	-45	10	2.7
JA	10.0	0.50	PM	-	**587 989**	39	18.7	PM	-	**900 932**	-	39	18.3
SPRL-E	3.0	0.15	VE	-	**176 397**	100	5.6	VE	-	**270 279**	-	100	5.5
Total measured outflow (m3/year)	-	-	-	**1 175 977**	-	-	-	-	**2 190 101**	-	-	-	-
Total estimated outflow	-	-	-	-	**1 975 642**	-	-	-	-	**2 729 823**	-	-	-
Total outflow (m3/year)	-	-	-		**3 151 619**	**24**	-	-			**4 919 924**	**22**	-

Tableau 6.2 : Calcul des débits sortant de l'aquifère des brèches de Grand Ilet (C : Continuous monitoring / PM : Ponctual Measurement / VE : Visual Estimation). L'incertitude sur le débit sortant annuel est calculée par la méthode de propagation des incertitudes. Q LW correspond au débit de la source considérée en basses eaux.

4.4. Signatures isotopiques des précipitations et des eaux souterraines

Les signatures isotopiques en oxygène 18 ($\delta^{18}O$) et deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux de pluie se répartissent globalement le long d'une droite (Figure 6.13), dont la pente diffère légèrement de celle de la droite mondiale des eaux de pluie (Craig, 1961).

Les compositions isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$) des eaux de pluie varient au cours des cycles hydrologiques (Figure 6.6), les précipitations des mois de saison des pluies étant plus appauvries en isotopes lourds par rapport aux pluies des mois de saison sèche. A cette variabilité saisonnière s'ajoute une variabilité interannuelle. En effet, les signatures isotopiques des mois de saison des pluies de 2011 (janv. 11 et avr. 11) sont plus appauvries que celles des mois de saison des pluies de 2012 (janv. 12, fev. 12, mars 12, avr. 12) (Figure 6.13). En revanche le mois de février 2011 apparait nettement plus enrichi en isotopes lourds que les autres mois de saison des pluies de 2011 et 2012.

Pour les eaux souterraines, les signatures isotopiques des sources (CL, S1G1) et des piézomètres (PZE2, PZB3, PZA3) de l'aquifère des brèches de Grand Ilet prélevés au cours de l'étiage sont spatialement homogènes (Figure 6.13), avec des valeurs comprises entre -43,5 et -45 ‰ pour le $\delta^{2}H$ (±0,8), et entre -6,8 et -6,9 ‰ en $\delta^{18}O$ (±0,1). Ces résultats isotopiques permettent de renforcer l'idée de l'existence d'une continuité hydraulique entre les différents points et donc d'une absence de compartimentation de la nappe développée au sein du glissement. Ils indiquent également l'existence d'un mélange relativement homogène à l'échelle de l'aquifère.

Par ailleurs, les points d'eaux souterraines se distribuent le long de la droite des eaux de pluie dans le diagramme $\delta^{2}H$ versus $\delta^{18}O$ (Figure 6.13), ce qui signifie que les précipitations n'ont pas subi de phénomène d'évaporation avant de s'infiltrer dans l'hydrosystème.

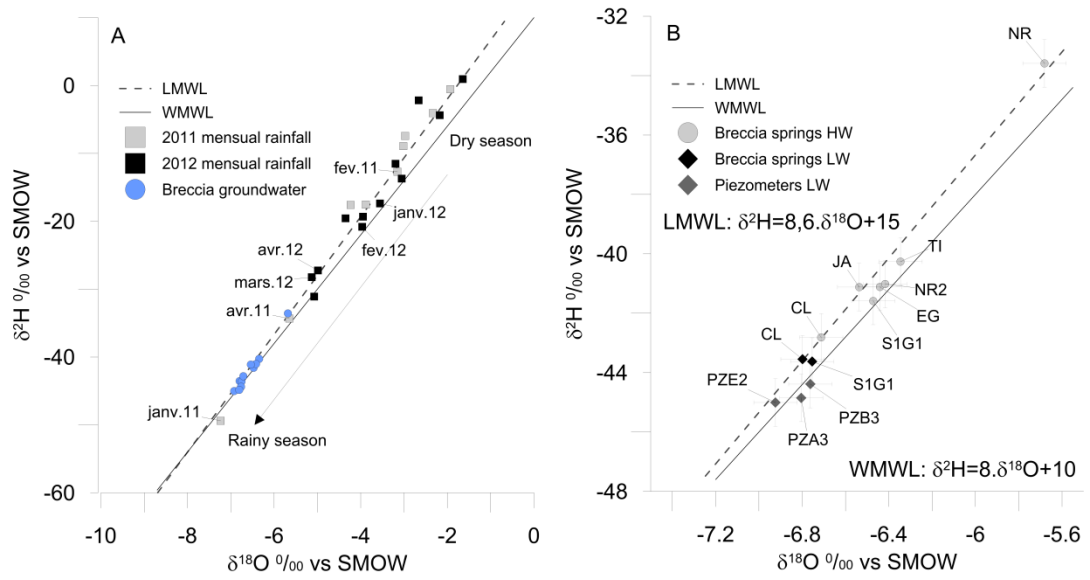


Figure 6.13 : a) World Meteoric Water Line (WMWL) et Local Meteoric Water Line (LMWL). b) Signature isotopique des eaux souterraines en basses eaux (LW) et en hautes eaux (HW). Les droites météoriques mondiales et locales sont également représentées. Les signatures isotopiques des eaux souterraines (Annexe 11) apparaissent proches de celles des précipitations de saison des pluies.

La signature isotopique des eaux des sources des brèches (CL, S1G1, NR2, TI, EG et JA) prélevées au début de la saison pluvieuse de 2012 apparait également spatialement homogène avec des valeurs comprises entre -41 et

-42,8 ‰ (±0,8) pour le deutérium et entre -6,4 et -6,7 ‰ (±0,1) pour l'oxygène 18 (Figure 6.6). Les valeurs mesurées apparaissent significativement plus enrichies que celles observées en basses eaux 2011 à l'exception notable de la source de Clain où les valeurs sont comparables entre 2011 et 2012 (Figure 6.13), compte tenu des incertitudes analytiques.

L'homogénéité observée à la source CL entre 2011 et 2012 témoigne probablement d'un volume important, qui n'est pas significativement impacté par une recharge locale à proximité du griffon. Au contraire, les variations observées pour les autres sources entre basses eaux et hautes eaux indiquent des volumes plus faibles et de contributions significatives de la recharge locale au débit de l'émergence.

La source NR émergeant à l'exutoire de la ravine Casabois présente une signature isotopique nettement plus enrichie en isotopes lourds par rapport aux autres sources des brèches, avec des valeurs de -33,6 ‰ vs SMOW (±0,8) en δ^2H, et de -5,7 ‰ vs SMOW (±0,1) en $\delta^{18}O$ (Figure 6.13). Ce cas particulier témoigne d'une forte contribution de recharge rapide à proximité de l'émergence, ce qui est cohérent avec la localisation en fond de ravine de la source NR (écoulement de surface).

4.5. Bilan hydrologique

a. Rôle de l'évapotranspiration

Le choix de la méthode de quantification de l'évapotranspiration constitue un facteur important de contrôle des volumes de recharge. L'évapotranspiration de type Blanley-Criddel permet de calculer un volume de recharge proche de celui estimé à partir des débits sortant des sources, alors qu'il est largement surestimé en utilisant la formule de Penman-Montey (Tableau 6.3 et Tableau 6.4).

Période		**2011**	**2012**	**2011**	**2012**	**2011**	**2012**
Paramètres de calage	RFU Brèches (mm)	250		150		50	
	RFU Rempart (mm)	50		50		50	
	DZA (%)	0		0		0	
	ET Rempart	ET_{BC}		ET_{BC}		ET_{BC}	
	ET Breccia	ET_{BC}		ET_{BC}		ET_{BC}	
Résultats	Flux sortants des sources (m^3/an)	3 151 619	4 919 924	3 151 619	4 919 924	3 151 619	4 919 924
	Flux sortants calculées par le modèle (m^3/an)	2 997 815	5 831 608	3 407 230	6 241 023	4 161 024	6 852 124
	Ecart (%)	**-5**	**19**	**8**	**27**	**32**	**39**

Tableau 6.3 : Calibration et validation du bilan à partir des débits sortants estimés. La valeur de la R_{SURF} varie entre 250 mm et 50 mm. D_{ZA} est considéré comme nul pour l'ensemble des tests, ce qui permet de négliger les apports du bassin versant de Casabois dans cette approche. En utilisant l'ET_{BC}, le bilan le plus équilibré est obtenu pour une valeur de R_{SURF} de 250 mm.

Période		**2011**	**2012**	**2011**	**2012**	**2011**	**2012**
Paramètres de calage	RFU Brèches (mm)	250		150		50	
	RFU Rempart (mm)	50		50		50	
	DZA (%)	0		0		0	
	ET Rempart	ET_{PM}		ET_{PM}		ET_{PM}	
	ET Breccia	ET_{PM}		ET_{PM}		ET_{PM}	
Résultats	Flux sortants des sources (m^3/an)	3 151 619	4 919 924	3 151 619	4 919 924	3 151 619	4 919 924
	Flux sortants calculées par le modèle (m^3/an)	5 122 748	8 434 001	5 532 163	8 434 001	6 082 297	8 575 931
	Ecart (%)	**63**	**71**	**76**	**71**	**93**	**74**

Tableau 6.4 : Calibration et validation du bilan à partir des débits sortants estimés. La valeur de la R_{SURF} varie entre 250 mm et 50 mm. D_{ZA} est considéré comme nul pour l'ensemble des tests, ce qui permet de négliger les apports du bassin versant de Casabois dans cette approche. En utilisant l'ET_{PM}, les volumes sortants sont très largement surestimés quelle que soit la valeur de R_{SURF} utilisée.

Qualitativement, l'utilisation de ET_{PM} produit de nombreux épisodes de recharge non-observés aux piézomètres, alors que les épisodes de recharge calculés avec ET_{BC} coïncident bien avec les observations piézométriques (Figure 6.14).

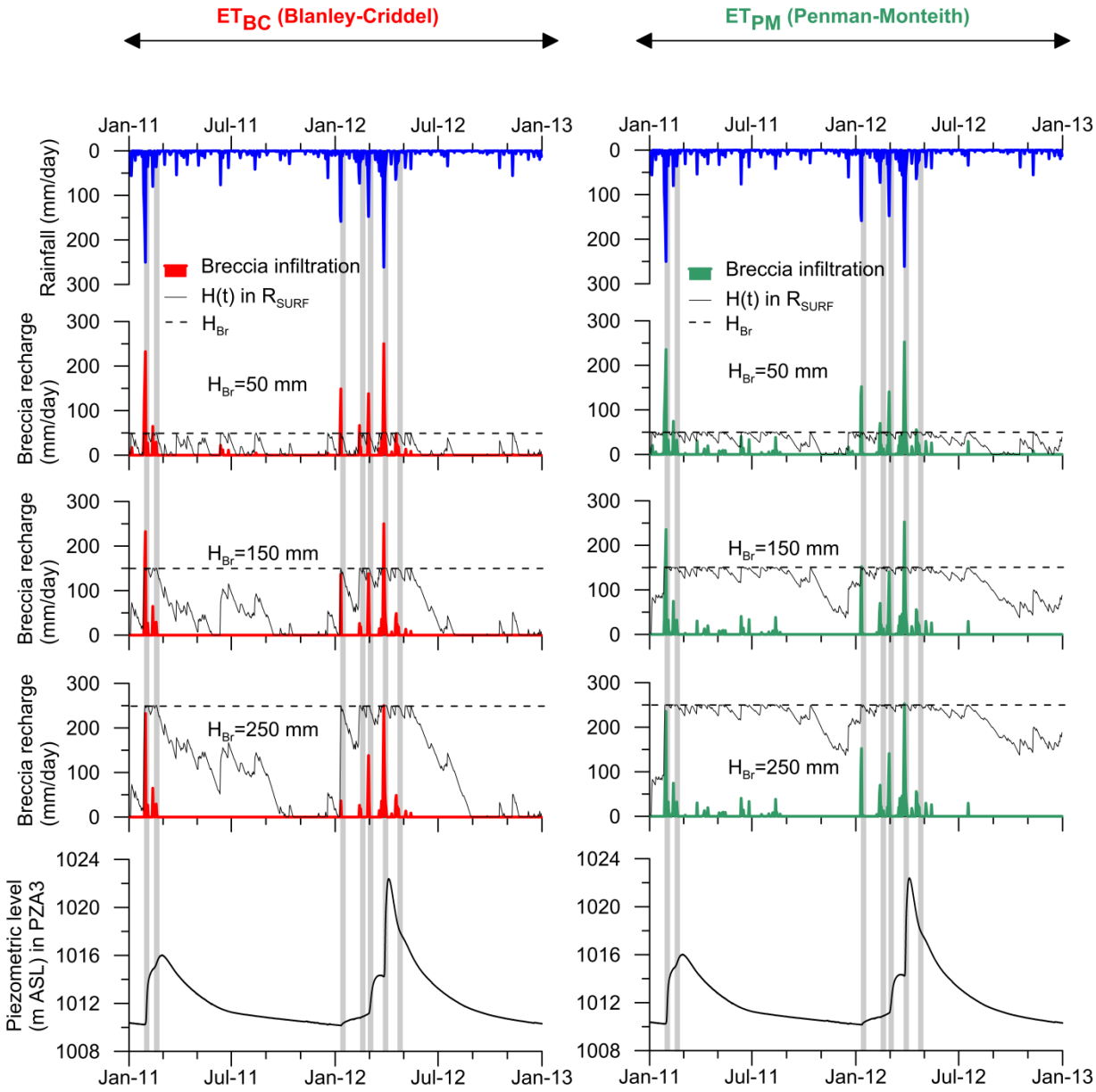


Figure 6.14 : Comparaison de la piézométrie observée avec la recharge par infiltration à travers les brèches, calculée par le bilan pour différentes valeurs de H_{Br} du réservoir superficiel et pour différentes valeurs d'ET. Les chroniques de recharge les plus réalistes sont obtenues avec l'utilisation d'ET de type ET_{BC}. En outre, les fortes valeurs de H_{Br} (H_{Br} =250 mm) permettent de mieux reproduire l'amplitude des variations piézométriques.

b. Rôle du paramètre de stockage superficiel sur la recharge

Pour une chronique d'évapotranspiration potentielle donnée (ici ET=ET_{BC}), la sensibilité du bilan aux variations du paramètre R_{SURF} a été testée. Pour ces tests, les échanges entre le bassin versant de la ravine Casabois et celui de Grand Ilet (d=0 dans l'Équation 6.8) ont été considérés comme nuls.

Plus la capacité de stockage du réservoir R_{SURF} est grande (H grand), plus le volume de pluie infiltré au cours du premier épisode pluvieux de saison des pluies doit être important avant d'observer un flux de recharge vers l'aquifère car le réservoir R_{SURF} présente un déficit en eau à la fin de la saison sèche. Les écarts (modèle-mesure) sont minimums lorsque le coefficient H_{BR} de R_{SURF} est de 250 mm (Tableau 6.3).

c. Caractérisation du flux de recharge

L'évolution temporelle des différentes composantes de la recharge, calculées à l'aide du modèle de bilan hydrogéologique, est détaillée pour chaque unité hydrogéologique précédemment définie (Figure 6.8). Les résultats présentés sont ceux obtenus en utilisant l'évapotranspiration ET_{BC} et H_{BR} égale à 250 mm. Les apports depuis l'unité de Casabois ne sont dans un premier temps pas pris en compte (d=0, pour Figure 6.15).

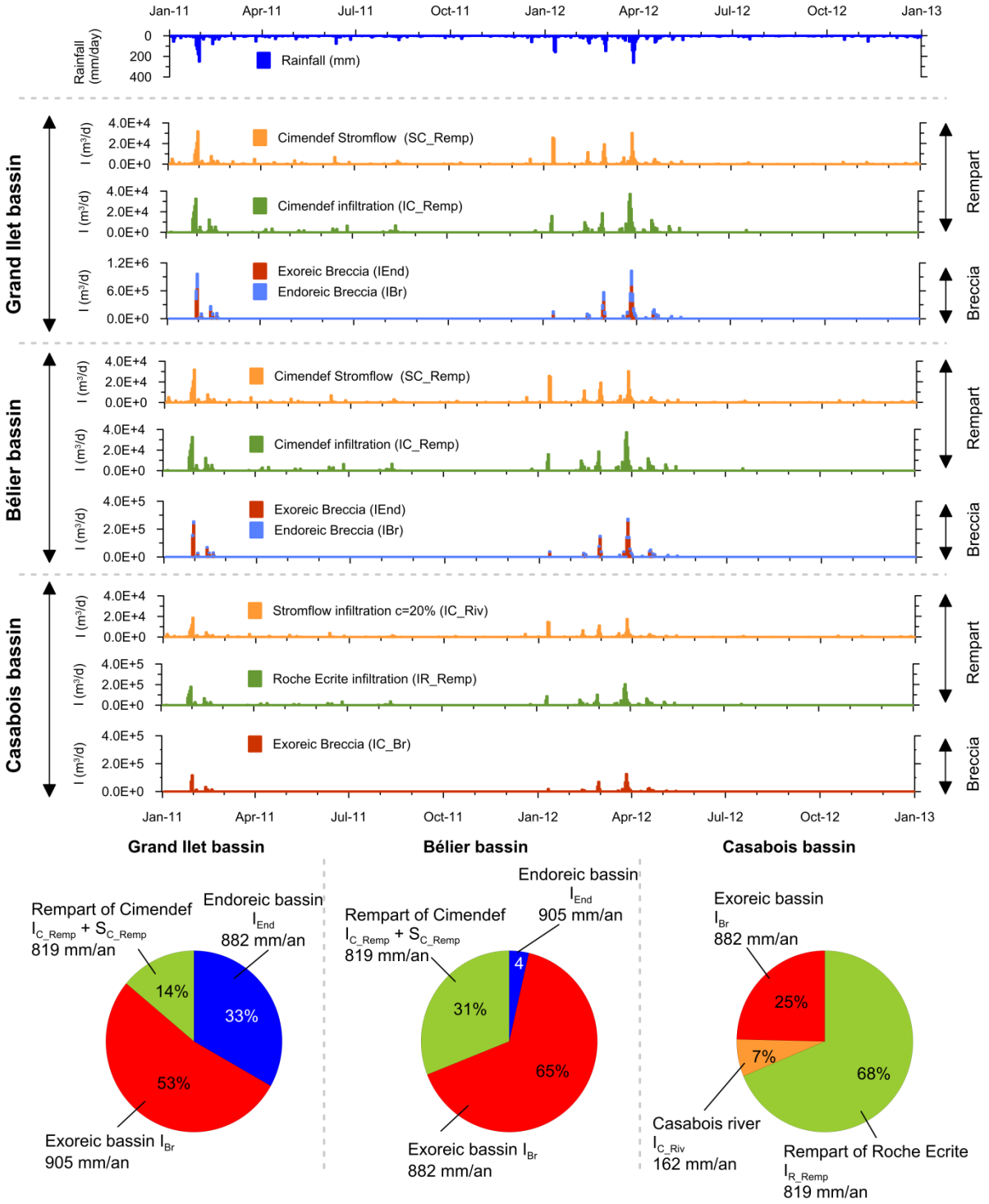


Figure 6.15 : a) Flux d'eau d'infiltration par bassin versant. Les différentes composantes de l'infiltration sont distinguées pour chaque unité. b) Composante de la recharge en % pour les bassins de Grand Ilet, Bélier et Casabois. (ET = ET_{BC}, HBr = 250 mm, c=20% et d= 0).

L'infiltration à travers les brèches constitue le mode de recharge largement majoritaire des bassins de Grand Ilet (86%) et du Bélier (69%). En revanche, le bassin de Casabois est principalement alimenté par le rempart de la Roche Ecrite (68%).

Sur les deux cycles hydrologiques étudiés (2011 -2012) à l'échelle du bassin de Grand Ilet, les résultats montrent que, malgré l'importance des précipitations (4777 mm), 63 % (2990 mm) des précipitations sont reprises par évapotranspiration, 36% (1728 mm) contribuent à recharger l'aquifère et 1% (51 mm) ruissellent (Tableau 6.5). En revanche, on constate que cette répartition évolue selon les cycles hydrologiques. Par exemple, le pourcentage d'infiltration par rapport aux précipitations (I/P) varie entre 26 % (2011 année sèche) et 45% (2012 année humide).

Pour l'unité de Grand Ilet (Figure 6.15), la recharge de la nappe est principalement assurée par la pluie précipitée sur l'impluvium du glissement car la contribution relative des apports des remparts du Cimendef ne représentent que 14% de la recharge totale. Sur ce même impluvium (Grand Ilet), les surfaces exoréiques (ruissellement de 1% de la pluie, soit 25 mm/an) contrôlent majoritairement la recharge, la contribution relative étant de 53 % de la recharge totale. La partie endoréique de l'impluvium assure 33% de la recharge totale de l'unité de Grand Ilet (Tableau 6.5).

	2011		**2012**		**2011-2012**	
Bassin versant	Brèches	Rempart	Brèches	Rempart	Brèches	Rempart
Pluie P (mm)	2 143	2 143	2 634	2 634	4 777	4 777
Nombre d'épisodes de recharge	2	10	5	9	7	19
Evapotranspiration ET (mm)	1 548	761	1 443	739	2 990	1 500
Ruissellement R (mm)	25	663	26	902	51	1 565
Infiltration I (mm)	555	682	1 174	1 008	1 728	1 690
Stock RFU restant (mm)	15	37	8	23	8	23
R/P (%)	*1*	*31*	*1*	*34*	*1*	*33*
ET/P (%)	*72*	*36*	*55*	*28*	*63*	*31*
I/P (%)	*26*	*32*	*45*	*38*	*36*	*35*

Tableau 6.5 : Bilan hydrologique à l'échelle annuel (années 2011 et 2012) pour les bassins versants en brèches (hors bassin versant endoréique) et en rempart, correspondant à l'Équation 6.2 et à l'Équation 6.4. Les valeurs de R_{SURF} utilisées pour les bassins versants en brèches et en remparts sont respectivement de 250 mm et 50 mm

Par ailleurs, la rivière Casabois ne recharge que très peu l'unité de Grand Ilet (Figure 6.8). Avec un coefficient d'échange nappe rivière réaliste de 20%, le flux I_{C_Riv} ne contribue qu'à 7% de l'alimentation de la ravine Casabois, soit 3% de la recharge totale de l'unité de Grand Ilet.

d. Quantification de la recharge à l'aide des variations piézométriques

A l'échelle de l'unité de Grand Ilet, les volumes de recharge calculés à partir de l'amplitude moyenne des variations piézométriques sont comparés, par évènement, au volume de recharge calculé à l'aide du modèle de bilan (Figure 6.16). Pour information seuls 6 évènements pluvieux ont généré une recharge significative entre janvier 2011 et décembre 2012.

L'influence de la valeur de H_{Br} et de la formule d'évapotranspiration utilisée (ET_{PM} ou ET_{BC}) est testée. On constate que l'utilisation de l'ET_{BC} couplée avec une valeur de H_{Br} de 250 mm permet de calculer systématiquement des volumes cohérents avec ceux estimés à partir des variations piézométriques.

En utilisant les valeurs de H_{Br} inférieures à 250 mm, et / ou l'ET de type ET_{PM}, les volumes de recharge sont systématiquement surestimés, en particulier pour les épisodes pluvieux à faible cumul de pluie (12 février 2011, 10 janvier 2012, 12 février 2012).

De fait, le modèle utilisant l'ET_{BC} et une H_{Br} de 250 mm est le seul permettant de reproduire les non-linéarités observées des processus de recharge, ce qui confirme ce qui a été remarqué auparavant. Par ailleurs, la porosité de l'aquifère des brèches au niveau de la zone de battement de la nappe peut être estimé à 8% environ au regard des résultats obtenus avec ET_{BC} (Figure 6.16).

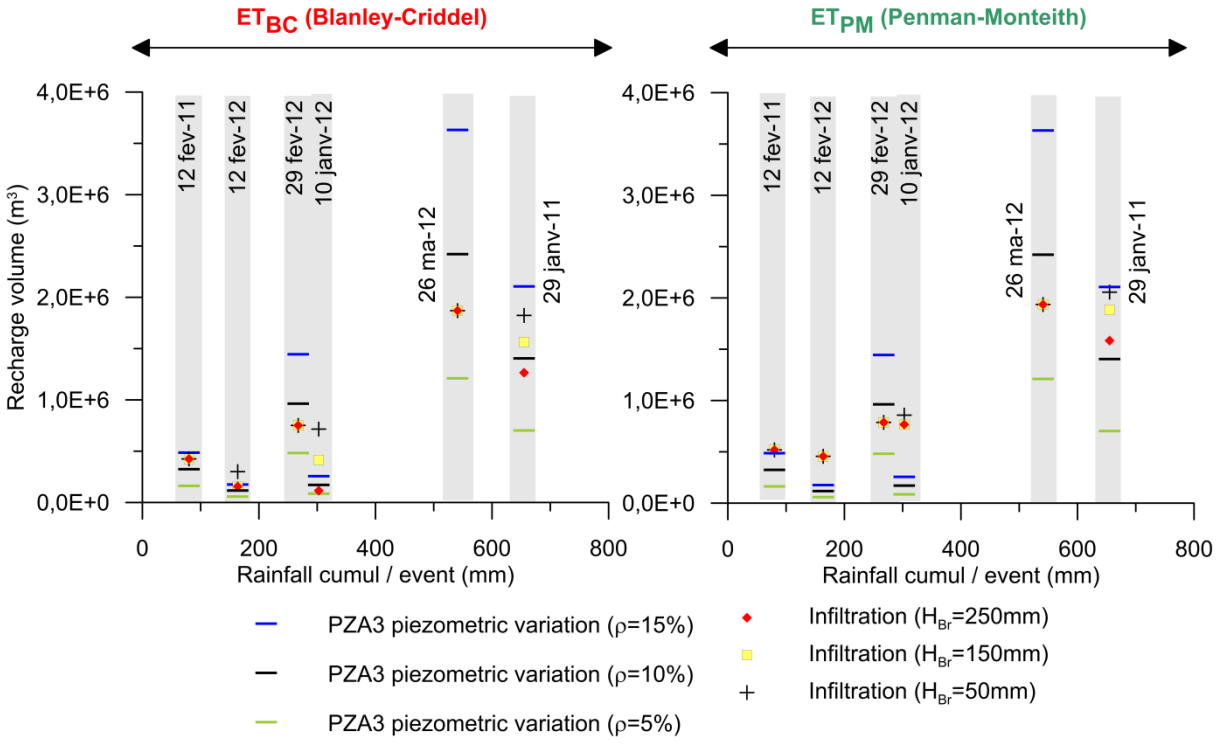


Figure 6.16 : Volumes de recharge estimés par évènement à partir de l'amplitude des variations piézométriques (pour différentes valeurs de porosité) et par le calcul du bilan, en fonction des cumuls de pluie par évènement pour l'unité de Grand Ilet.

4.6. Bilan isotopique

a. Signature isotopique dans le réservoir superficiel

La signature isotopique de l'eau du réservoir R_{SURF} (eau du sol) est calculée en considérant une initialisation du réservoir lors du premier épisode pluvieux de 2011, ce qui est pertinent puisque le réservoir R_{SURF} est généralement vide à la fin du mois de décembre (Figure 6.14). Cette signature montre une forte variabilité au cours du temps. Elle est également plus enrichie en isotope lourd que l'eau de l'aquifère.

La signature isotopique de l'eau de recharge, calculée par pondération du volume infiltré à l'échelle d'un cycle hydrologique (Équation 6.11) montre une variabilité importante d'un cycle hydrologique à l'autre. En effet la signature pondérée de la recharge 2011 apparait plus appauvrie que celle de la recharge 2012. En revanche, on

constate que la signature isotopique de l'eau de recharge apparait relativement peu sensible à la variation du paramètre H du réservoir R_{SURF} (Figure 6.17).

Enfin, les signatures isotopiques des eaux souterraines montrent de faibles variations sur la période de suivi, en comparaison à la variabilité du signal de recharge entre 2011 et 2012. De plus la signature isotopique des eaux souterraines est toujours plus appauvrie que celle de la recharge.

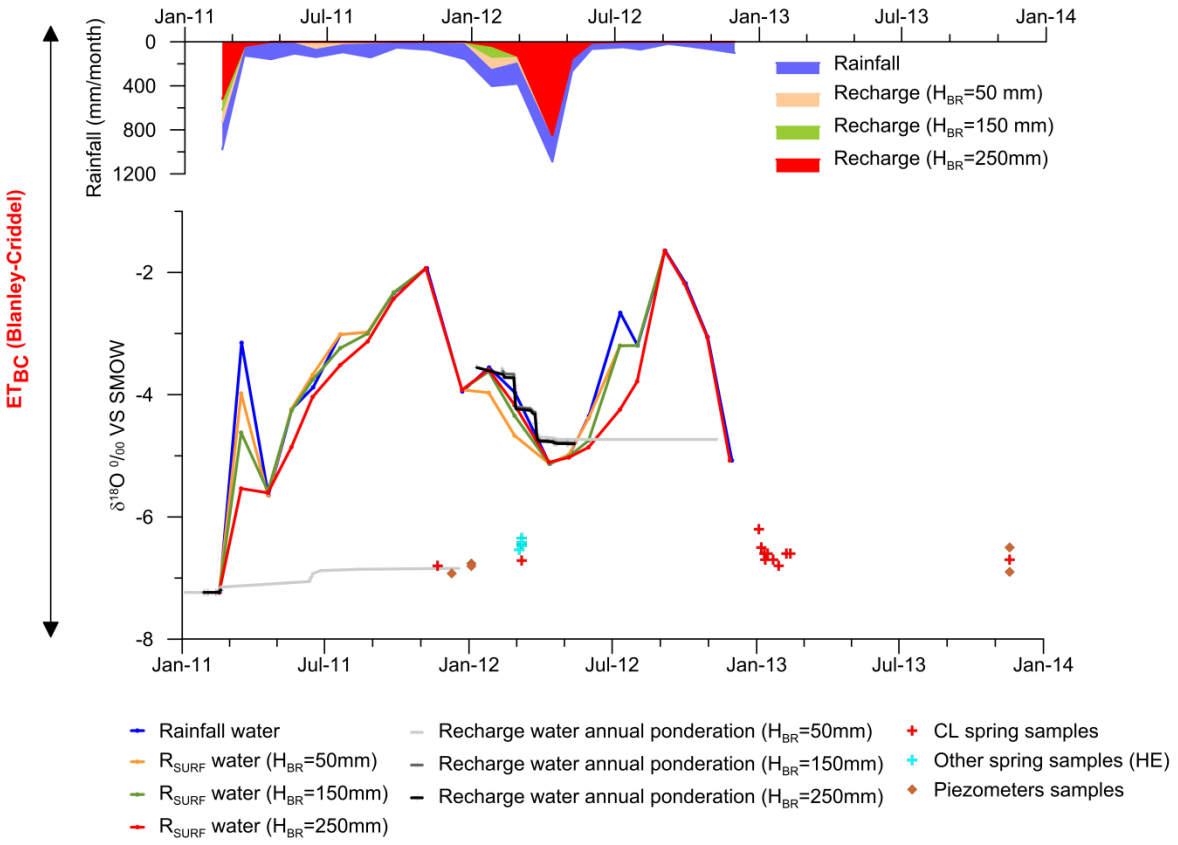


Figure 6.17 : Evolution temporelle (i) de la signature de l'eau du réservoir R_{SURF} (ii) de la signature pondérée de la recharge par cycle hydrologique (Recharge water annual ponderation) pour l'unité de GI, en fonction de la valeur de H_{Br} en utilisant l'ET_{BC}.

b. Temps de renouvellement de l'aquifère des brèches

Les signatures isotopiques très tamponnées de l'aquifère des brèches s'opposent avec le fait que les volumes de recharge annuelle à l'échelle de l'unité de GI ($2{,}04.10^6$ en 2011 et $4{,}05.10^6$ en 2012, soit un volume annuel moyen Q de 3.10^6 m^3) soient proches du volume de régulation V de l'aquifère calculé à partir de la géométrie de la base de l'aquifère et de la surface piézométrique ($V=5.10^6$ m^3 pour une porosité du milieu M2 (Figure 6.3) de 15%). Ce résultat indique que le volume de régulation de l'aquifère est probablement supérieur à celui estimé, et que le temps de renouvellement de l'aquifère des brèches est très supérieur à l'année.

En comparaison, le volume de régulation calculé à partir de l'âge moyen des eaux à la source Clain CL (4 ans ± 2ans) et du débit sortant moyen sur la période 2011-2012 par l'unité de Grand Ilet ($\approx 3.10^6$ m^3/an), est compris entre 6.10^6 m^3 et 18.10^6 m^3/an. Ce volume est donc 1,2 à 3,6 fois plus grand que celui calculé à partir du modèle géologique, de la carte piézométrique à l'étiage et d'une valeur de porosité moyenne.

5. Discussion

Sur la base de cette approche, il ressort que l'essentiel de la recharge de l'aquifère du glissement est constituée par l'infiltration à travers sa surface, soit 80% de la recharge totale (bassins versants exoréiques et endoréiques). La contribution des hydrosystèmes latéraux apparait minoritaire mais toutefois non négligeable à l'échelle de cet aquifère (20% en moyenne du flux de recharge). La nappe présente par ailleurs une dynamique très tamponnée, où seuls les épisodes pluvieux intenses de saison des pluies génèrent des hausses piézométriques détectables. Ces observations amènent à prendre en considération des processus de recharges complexes qui seront discutés plus loin.

L'approche isotopique ne permet pas de discuter des différents modèles de recharge proposés. En revanche, la stabilité des signatures isotopiques des eaux souterraines, en comparaison à la variabilité interannuelle de l'eau de recharge, indique que les temps de renouvellement sont supérieurs à l'année. La datation à 4 ans (±2 ans) confirme cette interprétation. Par ailleurs, le calcul du volume de régulation basé sur la géométrie de la base de l'aquifère et de la surface piézométrique est fortement sous-estimé. Cette sous-estimation peut avoir plusieurs origines : (i) une sous-estimation de l'épaisseur de la zone saturée (sous-estimation la profondeur de la base de l'aquifère et/ou sous-estimation de la profondeur de la surface piézométrique) et (ii) une sous-estimation de la porosité totale du milieu aquifère. Un effet combiné de l'ensemble de ces facteur constitue l'hypothèse la plus probable, en raison des nombreuses incertitudes sur (i) la construction de la géométrie de la base de l'aquifère, (ii) de la géométrie de la surface piézométrique et (iii) la quantification des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère des brèches. Dans ce cadre, les investigations géophysique H/V pourraient avoir suggérées une sous-estimation de la profondeur de la base de l'aquifère, malgré la forte incertitude associée à ces mesures (en page 125). Ce constat éprouve les limites du présent travail de recherche, et souligne la nécessité de l'acquisition de données complémentaires sur ces différents paramètres pour mieux contraindre la géométrie et les paramètres hydrodynamiques.

Par ailleurs, les résultats obtenus par le bilan permettent de préciser les modalités de recharge de la nappe du glissement. La recharge à travers l'impluvium correspond environ à 100 % des pluies efficaces, puisque le ruissellement est très faible. Cette caractéristique est expliquée par des perméabilités fortes des sols, associées en partie à la déformation active et extensive du glissement favorisant la formation de macroporosités. Ces macroporosités permettent l'infiltration rapide dans les premiers horizons du sol. En revanche ces fortes perméabilités n'influencent par la capacité de stockage qui reste particulièrement élevée (250 mm), expliquées à la fois par la capacité de stockage dans les sols et par les effets limitant liés au couvert végétal au regard du couvert végétal dense existant. La quantité d'eau interceptée par la végétation est en effet toujours intégrée au paramètre R_{SURF} (Klaassen et al., 1998) et représente une part non négligeable de la pluie en milieu tropical (Jackson, 1975). Par ailleurs, les sols développés sur les formations bréchiques localement argileuses (Arnaud, 2005) constituent des lithologies ayant un potentiel de stockage d'eau important, comparativement aux valeurs connues pour les sols à La Réunion (Payet et al., 2009; Bessière et Allier, 2011).

Par ailleurs, la recharge constitue une part importante des pluies précipitées (environ 40%). Les épisodes pluvieux à fort cumul pluviométrique sont particulièrement efficaces en termes de recharge, et ce dans deux

configurations : (i) lorsque la réserve des sols est remplie avant l'épisode pluvieux et (ii) lorsque les cumuls pluviométriques sont très importants (plus de 600 mm). En effet, ces derniers génèrent peu de stockage (au maximum 250 mm si la réserve du sol est vide avant l'épisode), peu de reprise évapotranspiratoire et donc beaucoup d'infiltration, proportionnellement à la quantité de pluie précipitée.

Cependant cette recharge se produit uniquement en saison des pluies pour plusieurs raisons :

- Tout d'abord la capacité de stockage dans les sols (R_{SURF}) est très importante (250 mm) ;
- Ensuite la reprise évapotranspiratoire est possible toute l'année du fait du climat tropical ;
- Enfin, la reprise évapotranspiratoire est particulièrement forte à cause du couvert végétal dense.

L'association de ces trois propriétés fait que la totalité des pluies de saison sèche et une partie significative des spluies de saison des pluies sont évapotranspirées. Il ressort également que l'utilisation d'une ETP de type Pennam-Monthey est très insuffisante pour équilibrer les débits sortants. La reprise évapotranspiratoire quantifiée dans ce cas d'étude est significativement supérieure aux valeurs classiquement estimées à La Réunion (Bargeas, 1984; Barcelo, 1996; Chopart et al., 2003), peu adaptées à la végétation invasive des cirques. Elle se rapproche en revanche de celles quantifiées dans d'autres milieux tropicaux humides (Charlier et al., 2008).

Par conséquent, l'hydrologie des sols développés sur le glissement, et plus généralement sur les matériaux volcano-détritiques déstructurés, reste donc singulière vis-à-vis de l'hydrologie des milieux volcaniques. Cette approche souligne la particularité inhérente à ce type de glissement en contexte tropical, et l'importance de la prise en compte des effets de la végétation dans les processus de surface. Cette configuration générale de la surface du glissement apparait favorable (i) à la limitation de la quantité de pluie arrivant jusqu'au sol par les interactions avec la végétation, (ii) à une infiltration rapide dans les sols dont les propriétés permettent ensuite un stockage important et (iii) à un prélèvement important par la végétation dans les réserves du sol tout au long du cycle hydrologique. Ces particularités constituent des différences majeures avec les glissements étudiés en milieu tempérée dont la recharge est essentiellement concentrée sur les mois d'hiver.

Sur la base de cette étude, il apparait que l'occupation du sol contrôle très fortement la fonction de recharge de ce type d'aquifère (Tableau 6.6). Dans le cas hypothétique où la totalité de la surface du glissement est en culture (faible évapotranspiration et diminution de la valeur du paramètre R_{SURF}), la recharge est presque doublée. Il est donc nécessaire de maintenir un couvert végétal naturel sur l'impluvium du glissement pour préserver cette fonction régulatrice de l'infiltration. In fine, la fonction régulatrice de la végétation apparait primordiale pour minimiser l'accélération des déplacement pour ce type de glissement, fortement contrôlés par les variations de charge hydraulique (Belle et al., 2013).

Scenario	Wet tropical climate		Dry tropical climate	Temperate climate	Temperate climate
Temperature	Tropical	Tropical	Tropical	Temperate	Temperate
Precipitation	Tropical	Tropical	Temperate	Temperate	Temperate
Landcover	Natural	Cultural	Natural	Natural	No cover
Rainfall cumul (mm)	4777	4777	1843	1843	1843
RSURF (mm)	250	150	250	250	50
ET (mm)	2990	1584	1843	1554	1285
Recharge total (mm)	1728	3012	0	43	511
Landslide speed	++	+++	-	-	+

Tableau 6.6 : Recharge de l'aquifère du glissement de Grand Ilet pour différents scénarios climatiques. Pour le climat tempéré, les données de pluie et d'évapotranspiration sont mesurées au poste 38384001 (Grenoble, 384 m NGF) sur la période 2011-2012.

Par ailleurs, l'absence de recharge significative de la nappe du glissement dans le cas de faibles cumuls pluviométriques en milieu tropical n'est pas favorable (i) à la formation de nappes pérennes dans les cirques les moins arrosés (Cilaos et Mafate, Figure 6.1) et (ii) l'entretien de grands glissements actifs contrôlés par les eaux souterraines dans ces secteurs. Ce qui est cohérent avec l'absence de détection de zones instables actives de grande ampleur dans les autres cirques de La Réunion, malgré des contextes géologiques similaires. De plus, il ressort qu'un tel glissement en milieu tempéré ne serait que très peu rechargé (Tableau 6.6), et aurait une activité très limitée en comparaison à celle observée actuellement dans le cirque de Salazie à La Réunion.

En termes d'application, le drainage des eaux souterraines constituerait certainement la solution la plus efficace pour ralentir le glissement. Cependant cette solution s'avère couteuse et difficile techniquement à mettre en œuvre. Au contraire la collecte du ruissellement présente peu d'intérêt au regard des faibles coefficients de ruissellement quantifiés. Le maintien d'un couvert végétal à forte capacité évapotranspiratoire apparait comme une méthode alternative pertinente pour limiter partiellement l'activité du glissement.

Dans le cadre de la modélisation de la dynamique des grands glissements de terrain (Belle et al., 2013), la quantification de la fonction de recharge permet d'améliorer significativement les résultats des modèles de prédiction. Les premiers tests effectués dans ce sens indiquent que la majorité des non-linéarités de la relation pluie/déplacement est mieux reproduite par les modèles en utilisant la fonction de recharge en remplacement de la chronique de pluie brute en entrée. Cette amélioration confirme l'importance de la quantification de la recharge dans l'étude de la dynamique des glissements de terrain.

Pour conclure, il convient de remarquer que les glissements en climat tropical présentent une hydrologie singulière en comparaison aux glissements en climat tempérés, propre au contexte géologique du glissement, et au contexte climatique (précipitations et type de végétation). De fait, il semble primordial de poursuivre la caractérisation des glissements en milieux tropical, tout d'abord pour mieux identifier leurs particularités en comparaison aux cas intensément étudiés des milieux tempérés, et ensuite pour une meilleure évaluation du risque.

6. Conclusion

Les modalités de recharge de l'aquifère du glissement de Grand Ilet sont caractérisées à partir d'une approche pluridisciplinaire. Des coefficients de ruissellement exceptionnellement faibles sont mis en évidence (inférieurs à 5% pour les évènements pluvieux intenses), associés à un seuil de précipitation élevé pour générer une recharge significative de l'aquifère du glissement (80 mm/évènement). Seuls les épisodes pluvieux importants (>80 mm) des saisons des pluies induisent une recharge de la nappe du glissement. Par ailleurs, il est nécessaire de stocker une grande quantité d'eau dans les horizons superficielles (250 mm), couplé avec une ETR d'environ 1500 mm/an pour équilibrer le bilan hydrologique avec les débits sortants et obtenir des signatures isotopiques des eaux souterraines en adéquation avec les analyses réalisées sur les sources et les forages. Les valeurs de ces paramètres sont parfaitement cohérentes avec la recharge fortement tamponnée, mise en évidence par le suivi hydrologique. L'infiltration à travers la surface du glissement apparait majoritaire (≈80%), et la contribution des hydrosystèmes latéraux significative (≈20%).
Au cours de la période de suivi, les signatures isotopiques des eaux souterraines apparait très tamponnées en comparaison de la variabilité temporelle de l'eau de recharge. Par conséquent, les temps de renouvellement de l'aquifère des brèches sont très supérieurs à l'année. La recharge d'une saison des pluies ne modifient pas significativement la signature du mélange dans l'aquifère. Les volumes de régulation représentent entre 2 et 6 fois le volume de recharge moyen annuel (période 2011-2012).

En termes d'interprétation, les horizons superficiels du glissement permettent de limiter le flux de la recharge de l'aquifère en raison (i) de la présence d'un couvert végétal dense, qui génère une forte reprise évapotranspiratoire durant tout le cycle hydrologique, et (ii) des capacités de stockage importantes des horizons superficiels. Ces processus de surface jouent donc un rôle majeur dans la recharge de la nappe d'un glissement de grande ampleur en climat tropical. Par ailleurs, le maintien d'un couvert végétal naturel sur la majorité de la surface du glissement apparait nécessaire pour limiter les apports à la nappe, et par conséquent les vitesses de déplacement.
Les résultats de cette étude permettent d'apporter un contexte de référence pour les futures approches hydrogéologiques appliquées aux glissements de terrain de grande ampleur en milieu tropical. La confrontation des résultats obtenus avec d'autres glissements contribuera de manière certaine à enrichir la réflexion sur la recharge des glissements de grande ampleur.

Pour Grand Ilet, le volume de régulation quantifié à partir des datations et des débits annuels sortant, couplé au bilan isotopique, caractérise un système aquifère ayant une moyenne inertie. La sous-estimation du volume de régulation par le calcul basé sur les paramètres géométriques (piézométrie et base de l'aquifère) et de la porosité confirment les incertitudes importantes existantes sur la géométrie de l'aquifère et ses propriétés hydrodynamiques.

Partie III
Approches de modélisation appliquées aux glissements

Dans cette troisième partie sont présentées deux approches de modélisation appliquées aux glissements du cirque de Salazie. Une approche de modélisation hydrodynamique déterministe est dans un premier temps abordée. Elle a pour objectif de valider le schéma conceptuel hydrogéologique établi. Les axes abordés sont (i) le contraste de perméabilité entre glissement et substratum, et (ii) le rôle de la structure géologique sur les écoulements souterrains, notamment sur la répartition spatiale des débits de sources. Dans un second temps, une approche de modélisation inverse est menée dans le but de proposer une méthode originale de prédiction des vitesses de déplacement des glissements de terrain, adaptée à l'utilisation de jeux de données limités. Ces résultats sont confortés par ceux d'une approche de traitement du signal pour démontrer le rôle des variations piézométriques sur les vitesses des glissements de grande ampleur. Cette approche innovante permet de déterminer les liens existants entre la dynamique des glissements dans le cirque de Salazie et leur fonctionnement hydrogéologique.

Chapitre 7. APPORT DE LA MODELISATION DETERMINISTE AU MODELE CONCEPTUEL HYDRODYNAMIQUE DU GLISSEMENT DE GRAND ILET

1. Introduction

L'étude pluridisciplinaire menée sur le glissement de Grand Ilet a abouti à la proposition d'un modèle conceptuel hydrodynamique, étayé sur des arguments géologique et hydrogéologique. L'étude géologique a permis de construire une géométrie de la base du glissement et d'identifier une évolution verticale des faciès de brèches dans le massif instable. En parallèle, les approches hydrodynamique et hydrochimique ont mis en évidence une stratification des perméabilités au sein des brèches dans la zone saturée, ayant une influence sur le transfert de pression et le transfert de masse.

Les processus de recharge de cet aquifère des brèches s'avèrent complexes, en lien avec (i) les processus hydrologiques à la surface du glissement (interception, stockage superficiel, faible coefficient de ruissellement) et (ii) les processus hydrodynamiques dans les horizons de la zone non-saturée avec l'existence de zones d'infiltration préférentielles. Il est également démontré que la variabilité d'épaisseur de la zone non-saturée sur le secteur de Grand Ilet est à l'origine d'une sensibilité variable de l'aquifère aux précipitations selon les secteurs géographiques.

Enfin, l'approche de bilan hydrologique (en page 215) permet de quantifier précisément la recharge de la nappe du glissement, au cours des cycles hydrologiques 2011-2012.

Sur la base de ces connaissances, il est nécessaire de construire un modèle hydrogéologique déterministe pour tester numériquement le schéma conceptuel établi. Pour le cas de Grand Ilet, deux principaux objectifs sont déterminés :

- Le premier est de tester le contraste de perméabilité entre les formations bréchiques déconsolidées et le substratum, et de valider la répartition des flux sortant proposée entre les différentes unités géologiques. Les observations de terrain indiquent en effet que la part des flux sortant par le substratum est très faible en comparaison à celle sortant par les brèches de Grand Ilet ;
- Le second est d'évaluer le rôle de la géométrie de l'interface brèches/substratum et des incisions par l'érosion sur les écoulements souterrains dans le glissement, et plus particulièrement sur la répartition spatiale des débits des émergences à sa périphérie. Deux hypothèses ont été émises lors d'études antérieures pour expliquer la répartition des flux (i) le rôle de paléorelief au toit du substratum et (ii) des paramètres hydrodynamiques hétérogènes à l'échelle du glissement.

Un modèle 2D vertical et un modèle 3D sont mis en œuvre en vue de répondre à ces objectifs. Par ailleurs, les difficultés inhérentes à la modélisation des aquifères de glissement (Tullen, 2002; Parriaux et al., 2010) amènent à proposer une démarche adaptée. Les calculs en régime transitoire ne seront par conséquent pas abordés dans cette étude.

2. Méthodologie

2.1. Outil et stratégie de modélisation

Le logiciel Feflow 6.1 (Diersch, 2002) a été utilisé pour la simulation numérique des écoulements souterrains de Grand Ilet en milieu saturé et non-saturé. Son fonctionnement est basé sur la méthode des éléments finis. Pour le cas de Grand Ilet, l'utilisation de cette méthode de calcul permet notamment d'adapter le maillage à la topographie accidentée rencontrée sur le secteur d'étude.
La modélisation s'est déroulée en deux étapes. Un modèle 2D vertical a été tout d'abord mis en œuvre, dans le but d'étudier les relations hydrodynamiques entre l'aquifère des brèches et son substratum. Ensuite, un modèle tridimensionnel a été construit afin de discuter des facteurs contrôlant la répartition spatiale des débits sortants à l'échelle de la zone instable de Grand Ilet et du Bélier.
Les caractéristiques des modèles et leurs justifications sont présentées dans la suite de ce chapitre.

Par ailleurs, il est généralement reconnu que l'application de modèles numériques maillés comporte des difficultés inhérentes à la configuration spécifique des glissements (faibles perméabilités, fortes hétérogénéités spatiales de perméabilité, coexistence de zone saturée et non-saturée) (Tullen, 2002). Dans le cas de Grand Ilet, la présence d'une couche biseautée à la périphérie de l'aquifère des brèches, les forts contrastes de perméabilité et le pendage de la base de l'aquifère, associés à l'existence de forte épaisseur de zone non-saturée, sont générateur de problèmes de convergence des calculs numériques. Les choix de modélisation présentés par la suite (géométrie, conditions aux limites) ont été faits pour faciliter cette convergence.

3. Modélisation 2D verticale en régime permanent

3.1. Choix de la modélisation 2D

La réalisation des modèles 2D verticaux a pour objectifs (i) de tester la sensibilité du contraste de conductivité hydraulique entre l'aquifère des brèches et son substratum et (ii) d'apporter des éléments de réflexion pour la construction d'un modèle 3D de l'aquifère des brèches de Grand Ilet. Les modélisations présentées sont réalisées en **nappe libre** en prenant en compte les écoulements dans la **zone non-saturée**. Cette dernière condition est une spécificité de Feflow pour les calculs en nappe libre sur des modèles 2D verticaux.

Ce modèle est utilisé pour calculer des charges et des flux avec les hypothèses du modèle conceptuel, sans processus de calage des paramètres.

Pour information, sur le plan numérique, le régime permanent est atteint par l'application en régime transitoire de conditions aux limites constantes (alimentation par les précipitations, localisation des conditions aux limites, champ de conductivité hydraulique) (Diersch, 2002). Ce régime est appelé régime « pseudo-permanent ». Ces modélisations sont réalisées sur une durée suffisamment longue pour atteindre un état stabilisé des charges hydrauliques dans l'aquifère.

Des tests de sensibilité sont réalisés en faisant varier la valeur de conductivité hydraulique des brèches et du substratum.

3.2. Construction du maillage

Le modèle 2D en coupe verticale est construit entre le plateau de Casabois et la ravine Roche-à-Jacquot en aval de la source CL, selon un axe orienté SW-NE (Figure 7.1). Le profil topographique est tracé à partir du modèle numérique de terrain.

Sur le plan hydrogéologique, la coupe traverse deux grands ensembles de conductivité hydraulique différente : les brèches et leur substratum. Les brèches sont partagées en trois sous-ensembles. Les propriétés hydrodynamiques des brèches et de leur substratum seront détaillées dans la suite de ce chapitre, en s'appuyant sur les résultats des études géologiques et hydrogéologiques.

Le pendage de l'interface entre brèches et substratum est fixé à 7°, sur la base des résultats de l'étude géologique (Figure 7.2). La base du substratum est fixée à la côte 550 m NGR (Figure 7.2), sous le lit de la ravine Roche-à-Jacquot en pied de glissement.

La discrétisation spatiale est réalisée à l'aide de l'algorithme « Triangle Mesh Generator[7] », permettant de respecter le critère de Delaunay[8].

[7] Algorithme développé par Jonathan Shewshuk de l'université de Berkley.
[8] Aucun sommet des triangles du maillage n'est à l'intérieur des cercles circonscrits aux autres triangles.

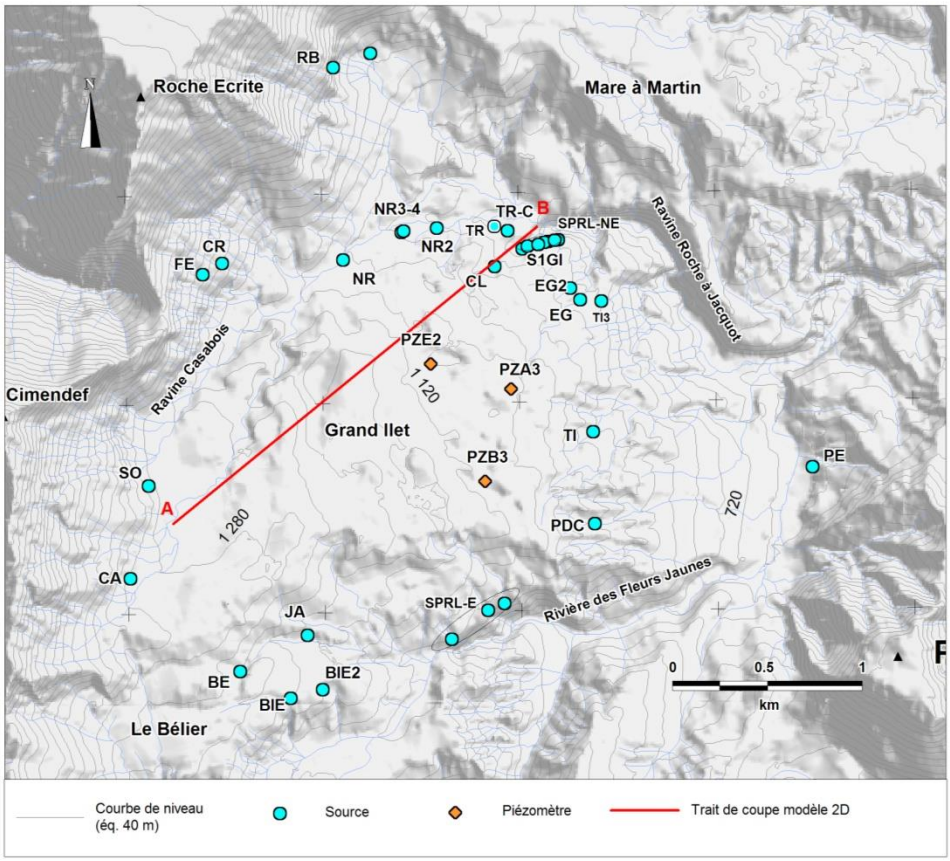


Figure 7.1 : Carte de localisation du modèle 2D coupe.

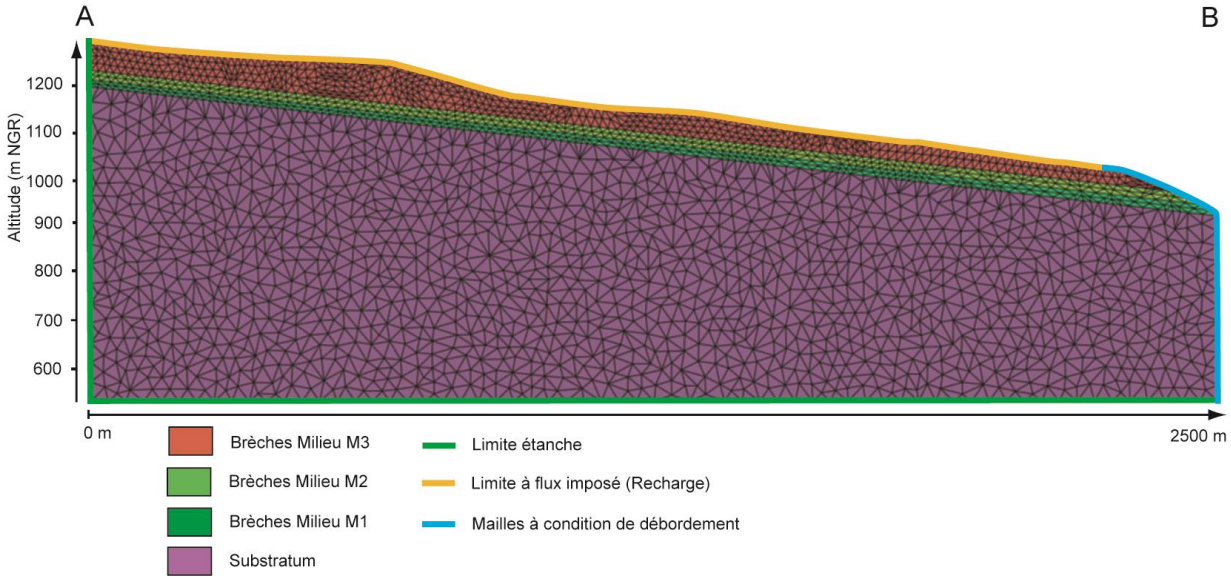


Figure 7.2 : Modèle 2D vertical selon la coupe AB, orienté SW-NE.

3.3. Paramètres hydrodynamiques

a. Aquifère des brèches

Trois sous-unités sont distinguées au sein des brèches (Tableau 7.1). L'analyse des tarissements a permis d'identifier l'unité supérieure M3, la plus transmissive. Sa conductivité hydraulique est fixée à 5.10^{-3} m/s et son emmagasinement à 9% en accord avec les analyses de tarissements. Son épaisseur est variable, car fonction de la topographie. Elle a pour base le toit du milieu M2.

L'unité médiane M2 correspond aux brèches aquifères de conductivité hydraulique de 1.10^{-4} m/s et d'emmagasinement 15%. Son épaisseur moyenne est fixée à 20 mètres.

Le milieu de base des brèches M1 correspond aux brèches argilisées à proximité de la semelle du glissement, identifiées lors de l'étude géologique. Son épaisseur est fixée à 15 mètres. Sa conductivité hydraulique n'a pas pu être mesurée : elle est estimée à 1.10^{-5} m/s. Son emmagasinement est considéré équivalent à celui du milieu M2 soit 15%.

Milieu	Epaisseur e (m)	Conductivité hydraulique (m/s)	Coefficient d'emmagasinement
Brèches M3	0< e <130	5.10^{-3}	9.10^{-2}
Brèches M2	20	1.10^{-4}	15.10^{-2}
Brèches M1	15	1.10^{-5}	15.10^{-2}
Substratum	> 200 m	1.10^{-8}	1.10^{-4}

Tableau 7.1 : Paramètres hydrodynamiques et épaisseur des unités géologiques du modèle 2D vertical

b. Substratum

Les études précédentes ayant pris en compte le substratum volcanique ancien en vue d'effectuer des simulations numériques à La Réunion considèrent généralement cette entité comme un milieu peu perméable ($K < 1.10^{-7}$ m/s) (Demange et al., 1984; Folio, 2001; Join et al., 2005). Par ailleurs les observations de terrain ont montré la faiblesse des flux transitant par ces formations. La conductivité hydraulique du substratum des brèches est par conséquent fixée à 1.10^{-8} m/s. Son emmagasinement est fixé à 1.10^{-4} en considérant que ce milieu est captif.

c. Paramètres de la zone non-saturée

Pour un modèle 2D vertical en nappe libre, il est nécessaire, avec Feflow, de modéliser les écoulements dans la zone non-saturée. Le modèle de Van Genuchten est utilisé pour représenter ces écoulements. La porosité en condition non-saturée est égale à 30%. Comme ce paramètre contrôle essentiellement le temps de transfert dans la zone non-saturée, sans influencer les charges hydrauliques, ce choix par défaut n'a pas d'influence sur les résultats des modélisations en régime permanent.

3.4. Conditions aux limites

a. Limites étanches

Les limites amont (pied du rempart du Cimendef) et la base du modèle sont considérées comme des limites étanches (Figure 7.2). Les flux en provenance du rempart ne sont pas représentés par un flux entrant latéralement. Ils sont ajoutés à la recharge par infiltration aux mailles du toit du modèle (ci-dessous).

b. Mailles à indice de débordement

Les mailles de la limite aval (pied de glissement) sont des mailles à condition de débordement (Figure 7.2). Cette condition implique qu'un flux sortant est calculé au nœud considéré lorsque la charge hydraulique calculée est supérieure à la côte du nœud. Dans le cas inverse, il n'y a pas de flux sortant. Cette condition permet de représenter numériquement les surfaces de suintement décrites pour les sources des brèches.

c. Alimentation

La recharge du modèle est représentée par des flux imposés, fixés pour l'ensemble des nœuds représentant la surface topographique (Figure 7.2). La valeur du flux de recharge est fixé à 3,2 mm/jour, établie à partir de la recharge moyenne annuelle de l'aquifère des brèches sur le cycle hydrologique 2012 (1174 mm) (en page 243). Cette valeur correspond à l'infiltration I (I = Pluie – Ruissellement - Evapotranspiration), quantifiée lors de la réalisation du bilan hydrologique.

L'apport lié au ruissellement et à l'infiltration à travers le rempart est ajouté à cette recharge sur les mailles à l'amont hydrogéologique du modèle. Cette recharge supplémentaire amène à fixer la valeur du flux entrant par les mailles amont à 10 mm/jour, sur une distance de 250 m.

3.5. Résultats

a. Surface piézométrique

Dans ces conditions de modélisation (conditions aux limites constantes), une zone saturée continue se forme dans les unités de brèches, de l'amont à l'aval du modèle. Cette zone saturée est essentiellement contenue dans le milieu M1, et pour partie dans le milieu M2 représenté sur la coupe (Figure 7.2). L'épaisseur de la zone saturée varie. Elle est plus faible en amont du modèle (10 m) que dans sa partie centrale et aval où elle atteint un maximum de 30 mètres. Enfin, à proximité de la zone proximale aux émergences la zone saturée diminue à nouveau. Les formations peu perméables du substratum sont maintenues totalement saturées (Figure 7.3).

Par ailleurs, les tests effectués montrent que la prise en compte du substratum dans le modèle n'influence pas les résultats du modèle. La géométrie de la surface piézométrique apparait sensiblement identique avec ou sans l'intégration du substratum dans le modèle, ce qui est cohérent avec le fait que seul 3,2 % des flux transitent par cette unité.

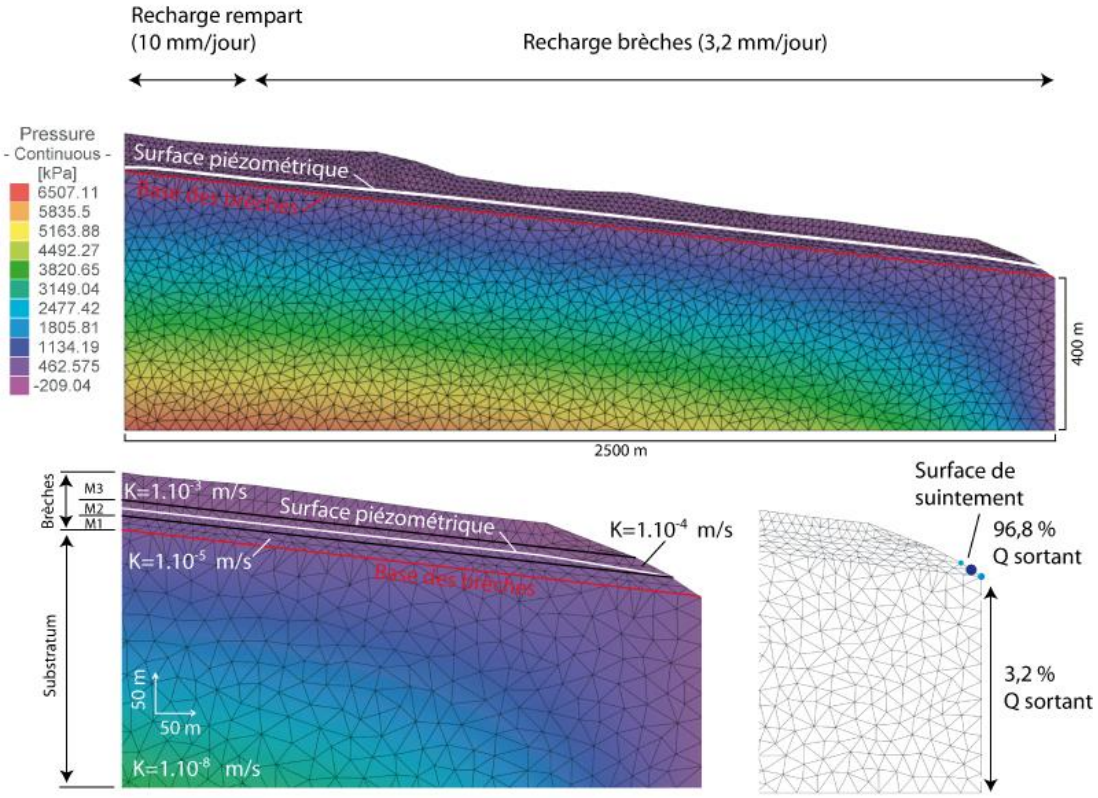


Figure 7.3 : Géométrie de la surface piézométrique dans le modèle 2D vertical.

b. Flux sortants

96,9% des flux sortent par les mailles à indice de débordement des brèches 3,2% par les mailles du substratum (Figure 7.3).

c. Hauteur de la surface de suintement

La surface de suintement possède une côte maximale d'émergence à 920 m NGR, soit une hauteur de 30 m au sein des brèches (Figure 7.3). Ces hauteurs de surfaces de suintement peuvent difficilement être comparées à celles observées sur le terrain puisque les phénomènes de drainage par les talwegs ne sont pas pris en compte dans un modèle 2D vertical.

d. Sensibilité de la fonction de recharge

Afin de tester la sensibilité de la fonction de recharge sur les résultats du modèle, la recharge correspondant aux apports du rempart (en amont du modèle) est supprimée et seule la recharge par infiltration directe à travers le versant est conservée.

Par rapport au modèle initial (Figure 7.4 A), la géométrie de la surface piézométrique modélisée apparait ainsi modifiée dans la partie amont du modèle, où les brèches deviennent non-saturées sur une longueur d'environ 200 mètres (Figure 7.4 B). Dans la zone aval, la suppression des apports du rempart a pour effet d'abaisser d'environ 6 mètres la charge hydraulique dans les unités des brèches dont l'épaisseur saturée passe de 30 m à 26 m dans la partie la plus épaisse. Le niveau piézométrique est alors localisé plus proche de l'interface entre les brèches du milieu M1 ($K=1.10^{-5}$ m/s) et celle du milieu M2 ($K=1.10^{-4}$ m/s).

En revanche, les mailles du substratum peu perméable ne sont pas affectées par cette désaturation. La recharge fixée en régime permanent permet en effet le maintien d'une interface piézométrique à l'interface entre les brèches et le substratum.

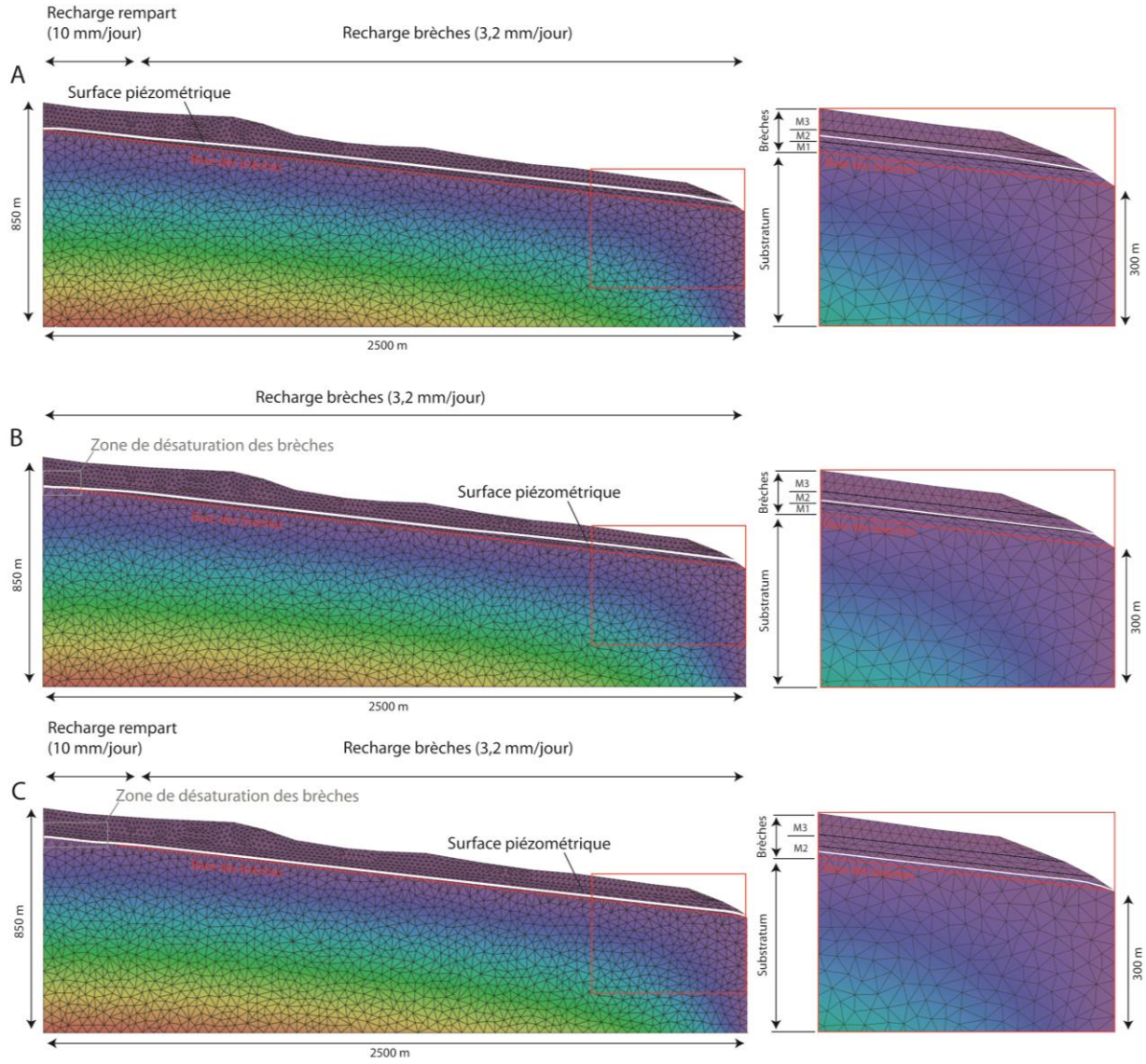


Figure 7.4 : Influence de la recharge et de la conductivité hydraulique des brèches sur la géométrie de la surface piézométrique dans le modèle 2D vertical. A) Modèle initial avec 3 milieux de brèches et la recharge des remparts ; B) Modèle sans la recharge des remparts avec 3 milieux de brèches ; C) Modèle avec la recharge des remparts, sans le milieu M1 à K = 1.10^{-5} m/s.

e. Sensibilité du contraste de conductivité hydraulique brèches / substratum

La répartition des flux sortants par les mailles à indices de débordement de l'unité des brèches et de celle du substratum est examinée en faisant varier la conductivité hydraulique des différentes unités.

Pour une valeur de K du substratum de 1.10^{-6} m/s, 100% des flux sortent par les mailles du substratum quelle que soit la valeur fixée pour la conductivité hydraulique des brèches. Dans cette configuration, la transmissivité du substratum devient en effet très supérieure à celle des brèches.

Pour une valeur de K du substratum de 1.10^{-7} m/s, 16% du flux sortant total s'écoulent par les mailles du substratum. La variation de la valeur de K des brèches du milieu M1 modifie légèrement les proportions des flux sortants (Tableau 7.2).

Lorsque la valeur de K du substratum est égale à 1.10^{-8} m/s, les flux sortant par le substratum représentent en moyenne 3% des flux totaux. Les flux sortant du substratum sont alors moins dépendants de la conductivité hydraulique des brèches que dans les cas précédents.

K en m/s		**Brèches (Milieu M1)**		
		1,00E-03	1,00E-04	1,00E-05
Substratum	1,00E-06	100,0 %	100,0 %	100,0 %
	1,00E-07	11,2 %	12,5 %	16 %
	1,00E-08	2,8 %	3 %	3,2 %

Tableau 7.2 : Pourcentage des flux sortant par les nœuds du substratum, en fonction de la valeur de conductivité hydraulique fixée pour les brèches du milieu M1 et pour le substratum.

Par ailleurs, les tests de sensibilité réalisés mettent en évidence que le milieu M1 de conductivité hydraulique 1.10^{-5} m/s à la base des brèches est indispensable pour maintenir une zone saturée à l'échelle de la totalité du massif. Lorsque la conductivité hydraulique du milieu M1 est augmentée à 1.10^{-4} m/s ($K_{M1} = K_{M2}$), (i) les brèches de la partie amont du modèle sont drainées et se désaturent, et (ii) l'épaisseur de la nappe des brèches en aval diminue significativement (Figure 7.4 C). Dans le secteur aval, l'épaisseur de la zone saturée des brèches est diminuée de 20 m par rapport au modèle initial (avec brèches $K_{M1}=1.10^{-5}$ m/s), passant de 30 m à 10 m d'épaisseur.

3.6. Discussion

Le modèle 2D vertical en nappe libre confirme plusieurs aspects hydrauliques importants du schéma conceptuel de l'aquifère des brèches. Il est toutefois important de rappeler, au regard de la simplification des hétérogénéités du milieu naturel et de la taille des mailles utilisées, que les résultats obtenus fournissent des ordres de grandeur et n'ont pas vocation à être quantitatifs.

Les modélisations conservant les hypothèses de départ (contraste de conductivité hydraulique entre les brèches (1.10^{-5} m/s < K < 5.10^{-3} m/s) et leur substratum ($K=1.10^{-8}$ m/s)) confirment l'hypothèse de l'absence de flux significatifs dans le substratum. Les résultats obtenus indiquent également la pertinence des conditions aux limites (recharge, mailles à conditions de débordement) et des conductivités hydrauliques implémentées au modèle, car la saturation de l'aquifère des brèches modélisée est relativement conforme aux observations réalisées.

Le rôle identifié des brèches à faible conductivité hydraulique (ici 1.10^{-5} m/s) dans la formation d'une nappe sur l'ensemble du modèle confirme que la conductivité hydraulique supposée des brèches à la base du glissement, non caractérisée par l'analyse des tarissements, est probablement plus faible que celle des brèches sus-jacentes. Plus largement, elle souligne la forte évolution verticale des perméabilités au sein de ce type d'aquifère bréchique.

Les résultats du modèle indiquent également que le rôle de la recharge en pied de rempart sur la géométrie de la surface piézométrique est significatif. Cette recharge génère en effet une augmentation de l'épaisseur de la zone saturée de 6 mètres sur l'ensemble du modèle. Au regard de cette influence, il sera justifié de la prendre en compte (i) pour le modèle 3D et (ii) pour de futurs études hydromécaniques du glissement, d'autant plus que le rôle de la charge hydraulique au-dessus de la surface de cisaillement est primordial dans les mécanismes de glissement.

En s'appuyant sur ce premier modèle, la réalisation d'un modèle 3D peut désormais être envisagée pour évaluer le rôle de la géométrie de la base du glissement sur les écoulements d'eaux souterraines.

4. Modélisation 3D à l'échelle de l'aquifère des brèches de Grand Ilet

4.1. Discrétisation spatiale du modèle 3D

a. Discrétisation horizontale

L'extension géographique du modèle 3D proposé intègre les secteurs du Bélier et de Grand Ilet. Elle correspond à l'unité hydrogéologique dans son ensemble. Ses limites correspondent à des limites naturelles : au nord et au nord-ouest, l'aire géographique est bordée par le contact entre le plateau des brèches et les pentes des remparts du Cimendef et de la Roche-Ecrite. A l'E, au NE et au SE, cette aire est limitée au niveau du contact entre les brèches et leur substratum.

Cette surface est discrétisée par un maillage triangulaire grâce à l'algorithme « Triangle Mesh Generator », comprenant 3044 éléments, soit 1643 nœuds. Le maillage est plus fin à proximité des mailles à potentiel imposé pour mieux représenter le régime des écoulements à proximité des émergences (Figure 7.5).

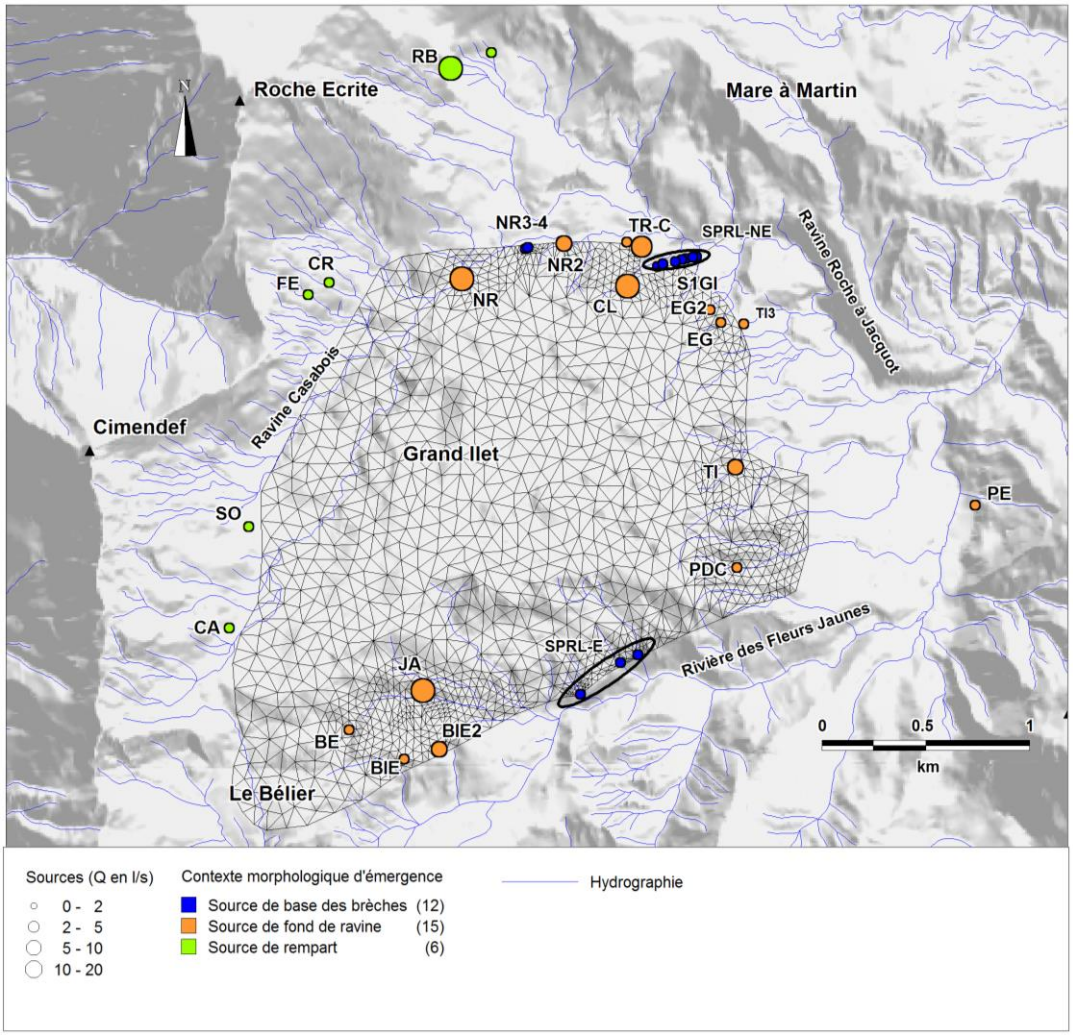


Figure 7.5 : Maillage utilisé pour la discrétisation du modèle 3D de Grand Ilet.

b. Discrétisation verticale

Les flux transitant dans le substratum (3% des flux totaux d'après le modèle 2D) sont négligeables par rapport aux écoulements dans les brèches. Pour cette raison, le substratum des brèches n'est pas modélisé (Figure 7.6 A). Cette simplification permet également de réduire le nombre de mailles et donc les temps de calcul.

L'unité des brèches est divisée en trois sous-unités, en accord avec les résultats des modèles 2D coupe verticale :

- L'épaisseur du milieu inférieur M1 est fixée à 15 mètres ;
- L'épaisseur de l'unité intermédiaire M2 est fixée à 20 m ;
- Le milieu M3 est compris en le toit du milieu M2 et la surface topographique. Son épaisseur est donc variable.

Ces trois unités sont subdivisées en 14 niveaux de mailles (Figure 7.6 B) pour améliorer la résolution verticale des calculs. Au total, le modèle est constitué de 42616 mailles.

Le MNT[9] est utilisé pour fixer l'altitude des mailles du toit de l'aquifère des brèches en dehors des zones d'affleurement du substratum. La géométrie établie suite à l'étude géologique (en page 123) est utilisée pour fixer l'altitude des mailles de l'interface entre les brèches de Grand Ilet et le substratum. Par ailleurs, la technique de calcul numérique des éléments finis nécessite que chaque couche soit définie sur l'ensemble de la surface du modèle. Dans les secteurs où une des unités des brèches n'est pas présente, celle-ci est définie sur une épaisseur de 1 m au toit de la couche sous-jacente. La conductivité hydraulique de la couche sous-jacente est ensuite attribuée à ces mailles.

[9] MNT IGN 2011 réalisé par interférométrie radar, résolution 5 m

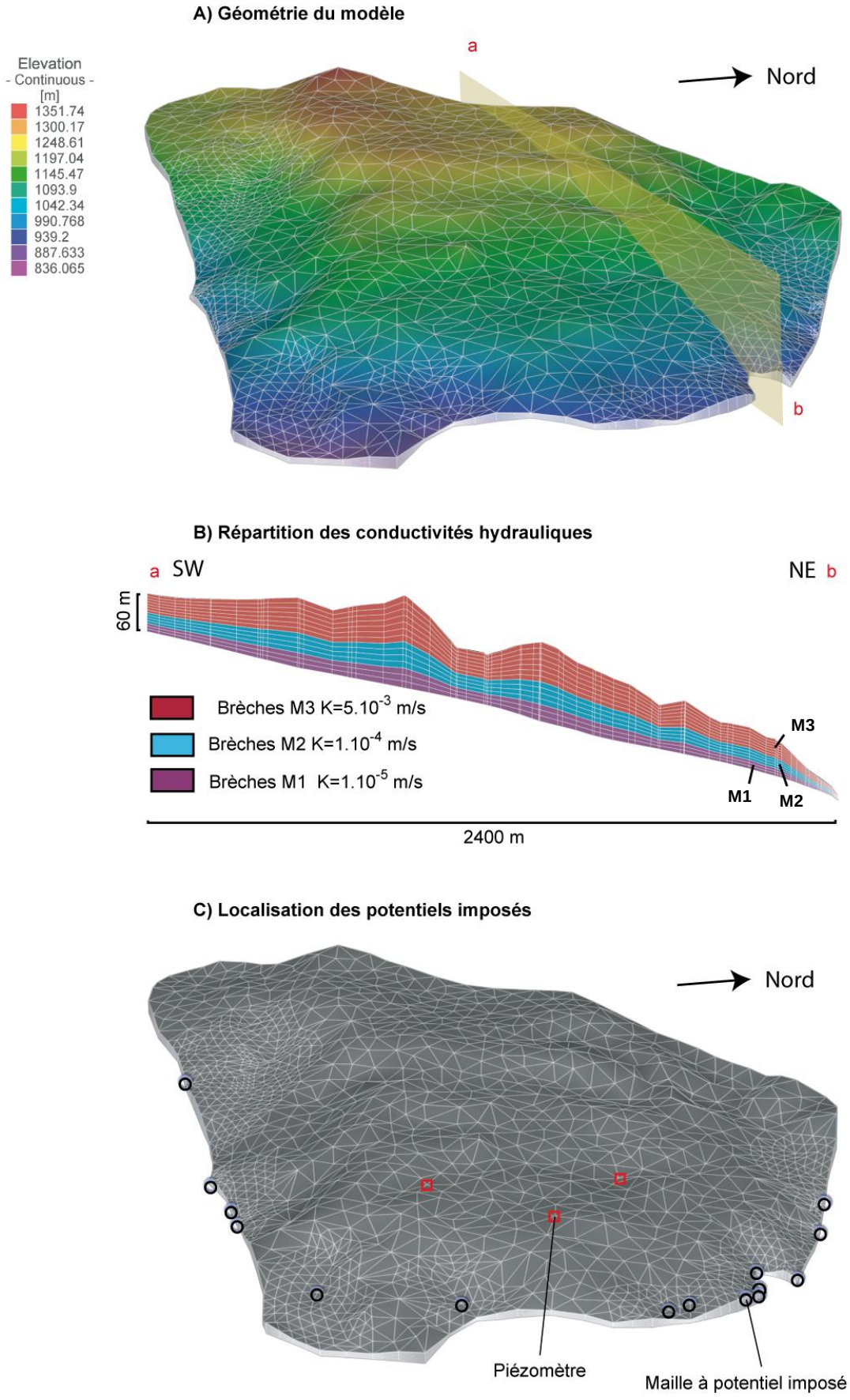


Figure 7.6 : Géométrie du modèle 3D du secteur de Grand Ilet, ensembles de perméabilités et localisation des mailles à potentiel imposé aux limites du modèle. Pour la coupe ab, l'échelle verticale est multipliée par un facteur 2.

4.2. Paramètres hydrodynamiques et conditions aux limites

a. Paramètres hydrodynamiques des unités bréchiques

La stratification des perméabilités utilisées est reprise du modèle 2D vertical, avec $K_{M1}=1.10^{-5}$ m/s, $K_{M2} = 1.10^{-4}$ m/s et $K_{M3} = 1.10^{-3}$ m/s.

Le milieu a été simplifié en le considérant comme un milieu isotrope, en raison de l'absence de données quantifiées sur les hétérogénéités au sein des brèches. De ce fait les perméabilités sont considérées comme identiques dans les trois dimensions pour chacun des milieux M1, M2 et M3 ($K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$, avec K_{xx} la perméabilité selon l'axe nord-sud, K_{yy} la perméabilité selon l'axe est-ouest, et K_{zz} la perméabilité selon l'axe vertical).

Les valeurs d'emmagasinement spécifique utilisées sont issues de l'analyse des tarissements des sources pour les unités des brèches. L'emmagasinement spécifique de l'unité supérieure (M3) est fixé à 9% et celui des deux unités sous-jacentes (M1 et M2) à 15%.

b. Conditions aux limites

Alimentation

La recharge du modèle est représentée par un flux imposé dans les mailles de la zone saturée, à l'extérieur des zones exutoires. L'utilisation d'un flux alimentant directement la zone saturée évite les calculs dans la zone non-saturée, généralement source d'instabilité numérique. Les valeurs de recharge sont régionalisées sur la base des résultats du bilan hydrologique. Les mailles de pied de rempart sont distinguées des mailles à la surface du glissement (Figure 7.7).

La recharge à la surface du glissement est de 3,2 mm/jour. L'apport lié au ruissellement et à l'infiltration à travers le rempart est ajouté à cette recharge sur les mailles à la périphérie du modèle. Cette recharge supplémentaire amène à fixer la valeur du flux entrant par les mailles amont à 10 mm/jour.

Ces conditions sont constantes au cours du temps pour représenter un régime permanent du système. Par ailleurs, aucun flux de recharge n'est imposé à la périphérie du modèle et des mailles à potentiel imposé (Figure 7.7). Après des tests préliminaires, il s'avère que cette concentration de la recharge au centre du modèle limite les instabilités numériques. Cette solution semble acceptable pour la reproduction d'un régime permanent. En revanche, elle ne serait pas adaptée pour de futures modélisations en régime transitoire, au regard de l'impact de la recharge locale mise en évidence par le suivi des sources.

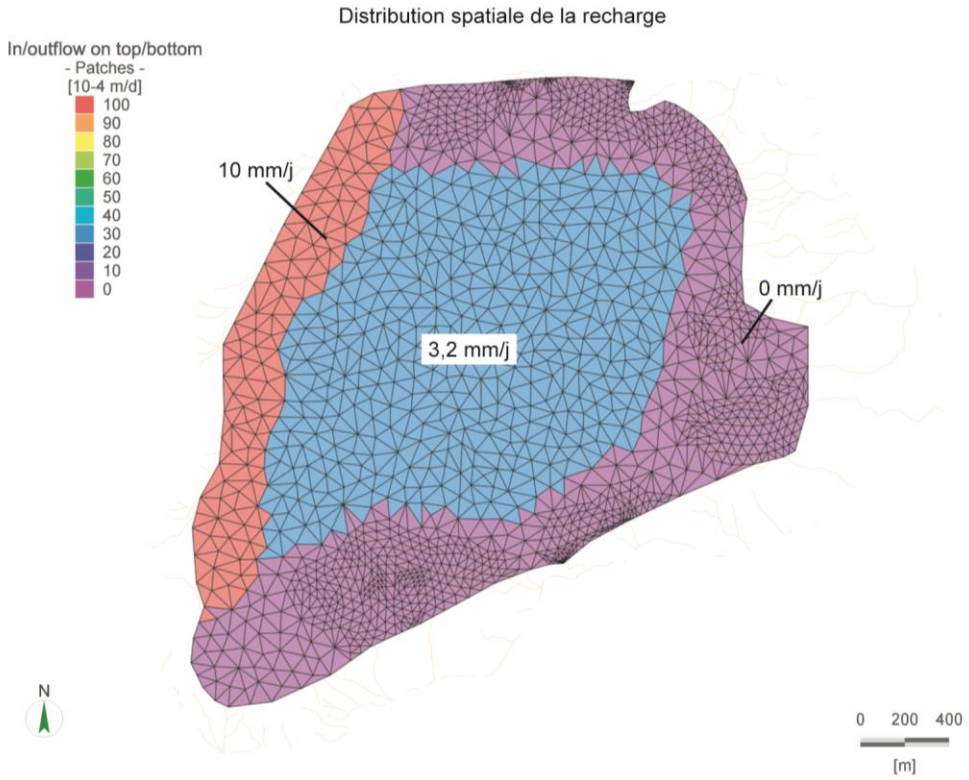


Figure 7.7 : Distribution spatiale de la recharge.

Potentiels imposés

Lors de la construction du modèle, les mailles à conditions de débordement ne sont pas apparues adaptées aux modélisations en 3D, celles-ci générant des problèmes de convergence lors des modélisations.

De fait, les zones d'émergences sont représentées par des mailles à potentiel imposé. Ces mailles sont placées dans les talwegs à l'aval des zones d'émergences réelles (Figure 7.6 C), en limite du modèle. Ce choix permet d'éviter la configuration où des flux entrant sont générés par le modèle pour maintenir la charge au niveau du potentiel imposé (potentiel positionné trop en amont).

Points d'observation

Les charges hydrauliques calculées par le modèle sont validées aux trois piézomètres PZA3, PZB3 et PZE2 et sur l'ensemble des sources des brèches pour les zones périphériques du modèle.

4.3. Résultats

a. Géométrie de la surface piézométrique

Le modèle réalisé montre une surface piézométrique continue, essentiellement contenue dans le milieu M1 des brèches (Figure 7.11). Le milieu M2 n'apparait saturé que dans les secteurs proximaux des émergences.

En l'absence de procédure de calage, la carte piézométrique modélisée (Figure 7.8 B) est comparable avec celle construite sur la base des observations de terrain (Figure 7.9). La géométrie montre des écoulements radiaux, avec une direction vers l'est au niveau du secteur est, vers le sud-est au sud du modèle, et des écoulements vers le nord-est dans sa partie nord. De fait, la crête piézométrique décrite dans l'étude hydrodynamique (ligne de partage des eaux orientée est / ouest) est reproduite par le modèle (Figure 7.8 B). On remarque également que les gradients faibles (0,076) du centre du modèle, où sont localisés les trois piézomètres d'observation, sont bien reproduits (gradient calculé à partir des trois piézomètres de 0,087 à l'étiage 2011). En revanche, les valeurs de gradient en amont du modèle sont plus faibles que ceux estimés lors de la construction de la carte piézométrique (Figure 7.8 B).

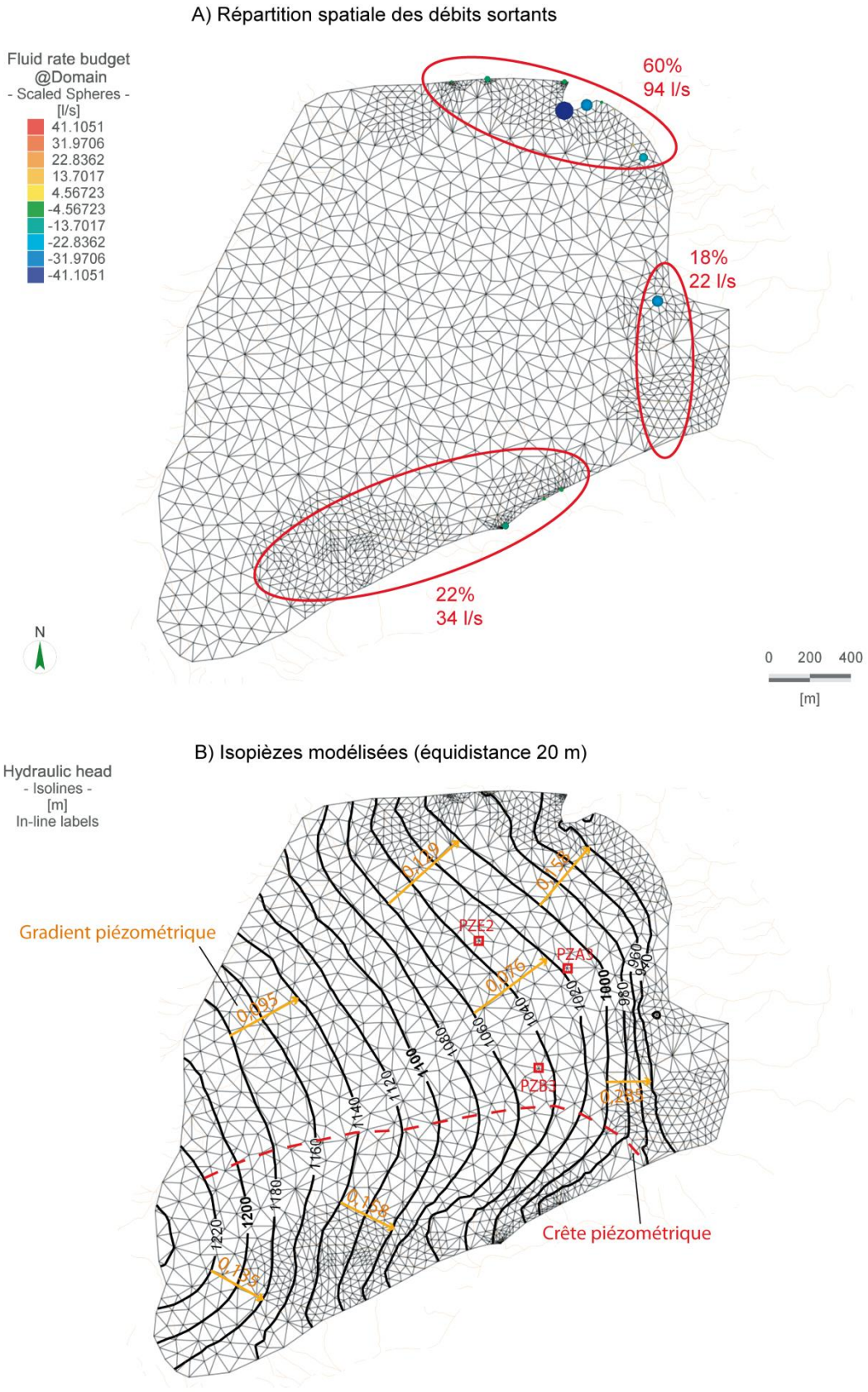


Figure 7.8 : A) Distribution des flux sortant aux niveaux des mailles à potentiel imposé du modèle. B) Carte piézométrique calculée par le modèle (valeurs en m NGR).

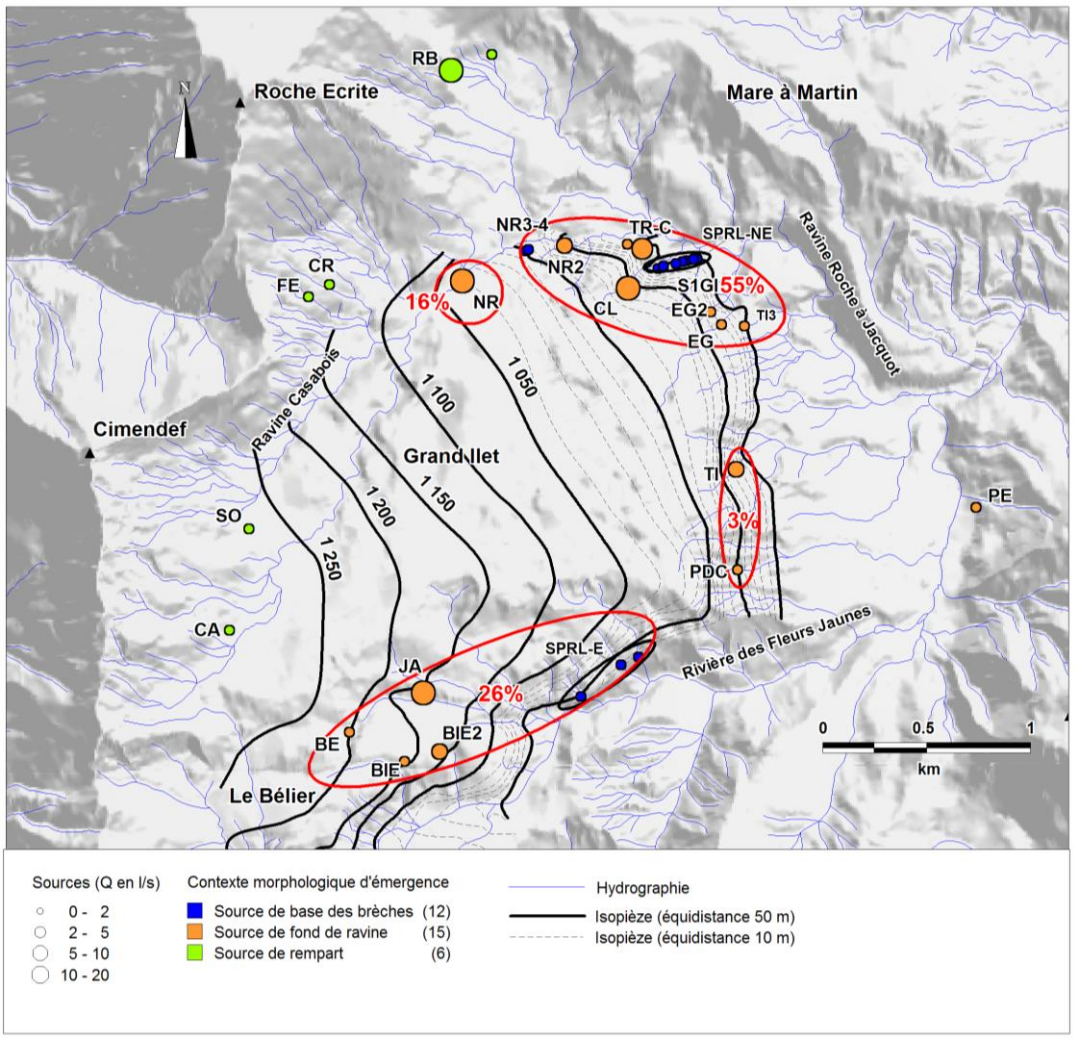


Figure 7.9 : Carte piézométrique interprétative de la nappe des brèches sur le secteur de Grand Ilet, et répartition des débits sortants à l'étiage 2011.

L'ensemble des points « charge observée / charge calculée » s'organise le long d'une droite de pente 1, avec un écart moyen de 10,98 mètres, pour des altitudes comprises en 920 et 1080 m NGR (Figure 7.10). Les charges hydrauliques calculées au niveau des trois piézomètres d'observation présentent par ailleurs un écart aux observations satisfaisant, compris entre 2 et 5 mètres selon les sites[10].

Les sources localisées à la périphérie du glissement constituent bien des exutoires de l'aquifère, ce qui implique que le modèle calcule des charges hydrauliques compatibles avec leur localisation. En revanche les charges hydrauliques du secteur du Bélier sont fortement sous-estimées par le modèle, en particulier pour les sources BIE et BE (Figure 7.10).

[10] Les côtes piézométriques de référence utilisées pour les piézomètres sont celles de l'étiage 2011.

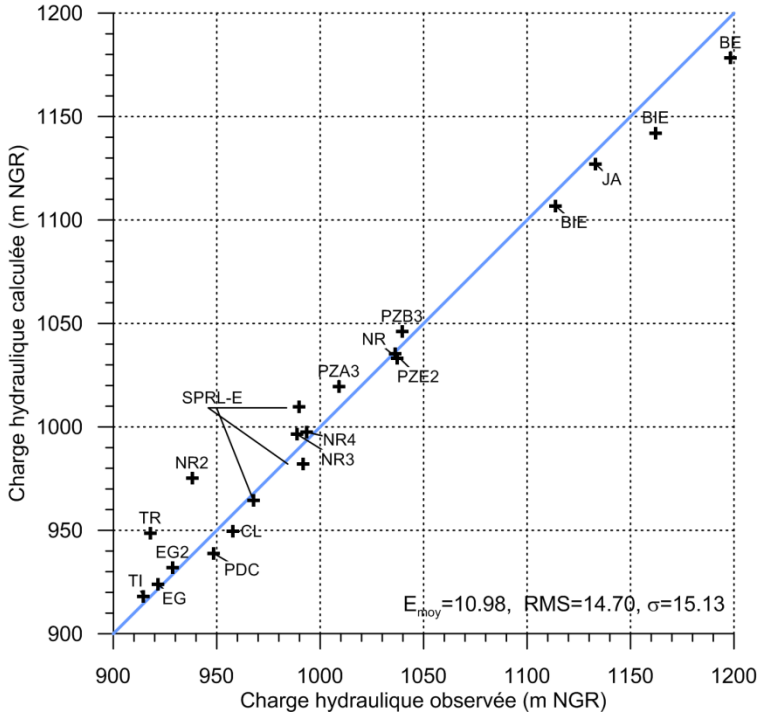


Figure 7.10 : Comparaison des charges hydrauliques calculées par le modèle aux charges hydrauliques observées à l'étiage 2011 (E moy = moyenne des écarts ; RMS = racine carré de la moyenne des carrés ; σ = écart type).

L'épaisseur de la zone saturée au sein des brèches apparait croissante de l'amont vers l'aval (Figure 7.11). Elle est généralement inférieure à 10 mètres à l'amont du modèle malgré l'ajout de la recharge des remparts.

Par ailleurs, les secteurs périphériques du glissement se caractérisent par des gradients piézométriques plus élevés qu'au centre, avec une surface piézométrique se parallélisant avec la base des brèches (Figure 7.8 B ; Figure 7.11). L'épaisseur de la zone saturée y est également plus faible qu'au centre du modèle.

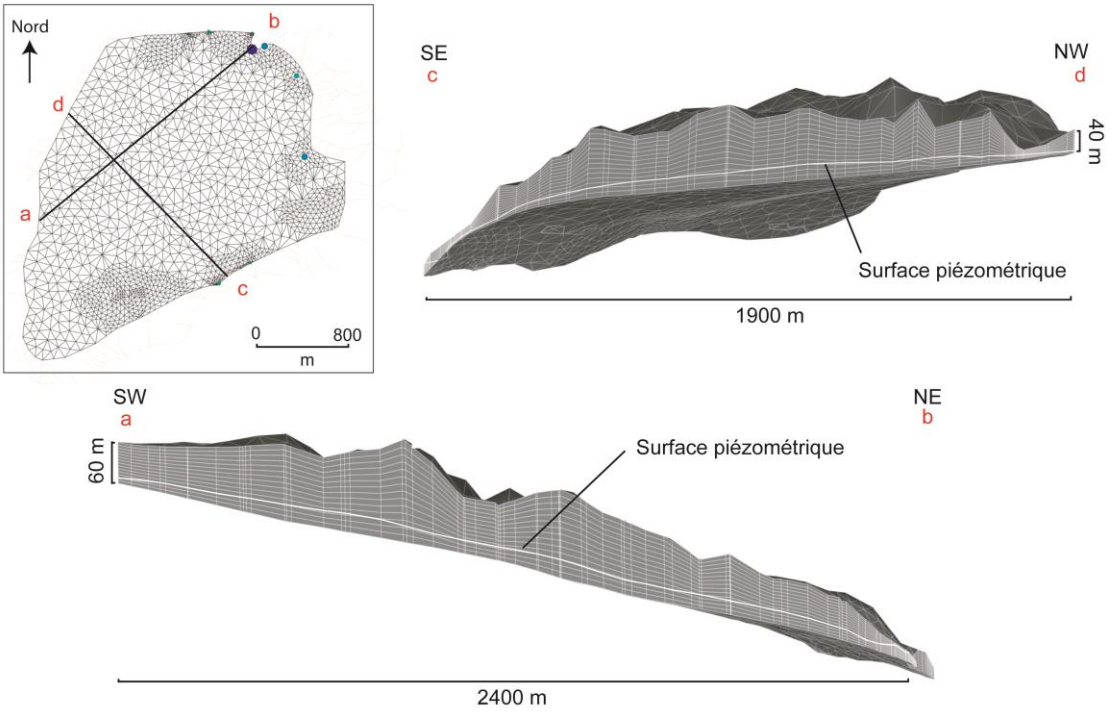


Figure 7.11 : Coupe illustrant la géométrie de la surface piézométrique selon les axes SW-NE et SE-NW. Pour les 2 coupes, l'échelle verticale est multipliée par un facteur 2.

b. Flux sortant

La répartition spatiale des flux sortants apparait d'une manière générale cohérente avec les observations de terrain (Tableau 7.3). Les flux modélisés sortent majoritairement par le secteur NE. En revanche la part des débits sortant au niveau du secteur sud est légèrement sous-estimée (sous-estimation de 4%), et celle sortant au niveau du versant E est surestimé de 20% (3% observé).

Sur le secteur sud, les charges hydrauliques sont inférieures à la surface topographique au niveau des sources JA, BE, BIE2 et BIE. Les débits sortent donc essentiellement par les mailles représentant les SPRL-E (Figure 7.9) en bordure du modèle.

	Observé	Simulé	Ecart
Secteur N	16% + 55%	60%	11%
Secteur E	3%	18%	15%
Secteur S	26%	22%	4%

Tableau 7.3 : Comparaison des flux sortants modélisés et observés en pourcentage.

4.4. Discussion

La cohérence des résultats (piézométrie et flux sortants) avec les observations de terrain permet de mieux comprendre les processus contrôlant les écoulements dans le glissement. Elle indique notamment qu'il n'est pas nécessaire de considérer des hétérogénéités hydrodynamiques dans les brèches (à l'exception de la stratification des perméabilités), ou de relief particulier de la base du glissement, pour concentrer les écoulements au nord-est.

Ce résultat démontre que c'est la géométrie de la base du glissement qui contrôle les écoulements souterrains dans le massif des brèches. En revanche, les divergences locales entre flux modélisés et observés (répartition spatiale des débits sortant), et les écarts entre les charges simulées et observées au niveau de certains points d'observation, témoignent des limites du modèle tel qu'il a été construit. Elles peuvent être expliquées soit par une géométrie localement fausse de la base du glissement (profondeur, pendage), soit par des hétérogénéités locales de paramètres hydrodynamiques.
Le modèle confirme par ailleurs les résultats du modèle 2D vertical concernant la faible épaisseur (comprise entre 5 et 30 mètres) de la zone saturée dans les brèches. Ces faibles épaisseurs sont également conformes avec celles observées dans les piézomètres. Ceci implique que les milieux de brèches supérieures les plus perméables ne sont saturés que durant les périodes de hautes eaux, comme il avait été mis en évidence lors de l'étude hydrodynamique (en page 161).
Les résultats obtenus valident également les flux de recharge implémentés au modèle en raison (i) d'une reproduction correcte des débits observés et (ii) de la saturation régionale du massif des brèches. Les résultats du bilan hydrologique apparaissent donc réalistes, en particulier pour la quantification des flux des remparts.

Enfin, la mise en évidence de gradients élevés à la périphérie du glissement démontre l'importance locale de la géométrie de la base du glissement sur les gradients de la nappe des brèches. Ces forts gradients localisés apparaissent cohérents avec le déclenchement fréquent de coulées de boue sur ces secteurs. Cette configuration peut en effet générer des érosions souterraines importantes, amenant au déclenchement de rupture à propagation régressive (Parriaux et al., 2010). Les forces de percolation élevées, proportionnelles au gradient, sont généralement étroitement impliquées dans ce type de phénomène.

Ce modèle constitue de fait une première approche exploratoire pour la modélisation des écoulements souterrains dans les formations volcano-détritiques, de type brèches, constituant le glissement de terrain de Grand Ilet. L'absence de phase de calage, de tests de sensibilité et de simulation en régime transitoire font qu'il ne constitue pas un outil de gestion ou de prévision.
Il est important de rappeler ici que les résultats de ce modèle sont fortement contraints par les conditions de type Dirichlet (mailles à potentiel imposé) appliquées au niveau des sources dans les fonds de talweg. L'application de condition de type maille à condition de débordement apporterait une représentation plus réaliste du phénomène de drainage de la nappe par les talwegs, comme pour le cas du modèle 2D vertical. Pour rappel, cette solution a été écartée dans cette étude pour permettre la convergence du modèle.
D'autres pistes d'amélioration peuvent également permettre d'aboutir à un outil plus opérationnel. Par exemple, la réalisation de modélisations en régime transitoire représentant la dynamique de recharge et de tarissement serait à court terme une piste de progrès importante. La précision du modèle géologique par des investigations directes (forage) ou indirectes (géophysiques) pourrait également constituer une amélioration substantielle.

5. Conclusion

Les modèles 2D verticaux démontrent quatre points :

- La présence d'une nappe dans les brèches : un substratum de conductivité hydraulique 1.10^{-8} m/s permet la formation d'une nappe continue dans les unités bréchiques plus conductrices (1.10^{-5} m/s < K < 5.10^{-3}m/s) ;
- La répartition des flux : la plus grande part des flux totaux (≈ 97%) transitent dans les brèches et le reste (3%) par le substratum. Cette répartition est directement fonction du rapport de perméabilité entre les deux milieux ;
- L'influence de la recharge amont : La recharge amont du modèle, associée aux apports des remparts, a une influence significative sur la géométrie de la surface piézométrique dans les brèches ;
- Des brèches à faible conductivité hydraulique (ici 1.10^{-5} m/s), non caractérisées par l'analyse des tarissements, doivent être intégrées au modèle pour reproduire une épaisseur saturée réaliste dans l'aquifère du glissement.

Les simulations 3D du glissement mettent en évidence que la géométrie de la base du glissement permet d'expliquer globalement la répartition spatiale des débits sortants, et la concentration de plus de 60 % des flux en pied de glissement. Il n'est pas nécessaire d'introduire des hétérogénéités de conductivité hydraulique à l'échelle du glissement pour concentrer les écoulements.

Malgré les limites relatives aux approximations nécessaires à la construction du modèle, la cohérence des résultats issus des modélisations, avec les observations et le modèle conceptuel hydrogéologique, précise (i) l'hydrodynamique de la nappe des brèches concernant les conductivités hydraulique et l'emmagasinement, (ii) la géométrie générale de la surface piézométrique dans l'aquifère des brèches.

Dans le contexte régional réunionnais, ces modélisations confirment numériquement que les aquifères dits « de fond cirque » sont le siège de nappes continues et relativement étendues, dont les directions d'écoulement sont essentiellement guidées par la géométrie de la base des unités bréchiques.

Elles montrent également que l'infiltration directe en surface permet une alimentation suffisante à la formation de ces nappes. Les apports supplémentaires des remparts ont toutefois une influence non négligeable sur leur extension (en particulier en amont) et sur l'épaisseur de la zone saturée.

Dans le cadre de l'étude des glissements de terrain à La Réunion, les modèles proposés constituent une première étape vers la mise en œuvre d'outils plus opérationnels, comme les outils de modélisation hydromécanique. Elle confirme également les difficultés numériques liées à la modélisation des aquifères de glissement de terrain évoquée par d'autres auteurs.

Chapitre 8. APPLICATION D'UN MODELE INVERSE INNOVANT POUR COMPRENDRE ET PREDIRE LES DEPLACEMENTS DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

(Article accepté le 17 février 2013 dans la revue Landslides : doi 10.1007/s10346-013-0393-5)

Pierre Belle, Bertrand Aunay, Séverine Bernardie, Gilles Grandjean, Bernard Ladouche, Romain Mazué, Jean-Lambert Join

Mots clés :
Glissement de terrain, prédiction des déplacements, fonction de transfert Gaussienne-Exponentielle, eaux souterraines, modélisation inverse, zones d'infiltration préférentielle, traitement du signal

Résumé

La prédiction des accélérations des glissements de terrain est un problème complexe, en particulier pour les glissements de grande ampleur, et représente une étape cruciale de l'évaluation des risques. Dans le cadre de cette problématique, l'objectif de ce chapitre est d'explorer les potentialités d'une méthode de modélisation permettant l'étude du fonctionnement des glissements et la prédiction de leurs déplacements en se basant sur des jeux limités de données. Une approche par modélisation inverse est proposée pour prédire l'évolution temporelle des mouvements des glissements, se basant sur les chroniques de pluie et vitesses de déplacement. Dans un premier temps, l'hydrogéologie du glissement est conceptualisée à partir d'analyses corrélatoires. Dans un second temps, nous appliquons un modèle inverse à fonction de transfert Gaussienne-exponentielle pour reproduire les déplacements. Cette méthode est testée sur les glissements de Grand Ilet (GI) et Mare à Poule d'Eau (HB). Nous montrons que la prédiction des déplacements des glissements peut être réalisée avec des modèles inverses utilisant des fonctions de transfert bimodales à réponses impulsionnelles Gaussienne-exponentielle. Les déplacements cumulés sur 7 ans de modélisation (période de calibration de 2 ans pour GI et 4 ans pour HB) sont reproduits avec des RMSE supérieurs à 0,9. Les caractéristiques des fonctions de transfert bimodales sont directement en lien avec le fonctionnement hydrogéologique des glissements démontré par les analyses corrélatoires : la réaction rapide des glissements peut être associée avec l'effet de la recharge par les zones d'infiltration préférentielles sur les variations de piézométrie. Par conséquent, cette étude montre que le modèle inverse à fonction de transfert Gaussienne-exponentielle est un outil performant pour la prédiction des glissements de terrain de grande ampleur ainsi que pour l'étude de leur dynamique. Au-delà de modéliser les déplacements, notre approche démontre clairement la contribution de ce type de modèle à la conceptualisation des mécanismes de déformations et du fonctionnement hydrogéologique des glissements.

1. Introduction

Landslide-control mechanisms and their displacement models have interested the scientific community for several decades with the common objectives of predicting landslides and protecting humans and infrastructure. The prediction of movement acceleration is a complex problem and represents a crucial step for risk assessment.

Several factors influence displacements, and they vary over time and by landslide. Among such factors, the general influence of groundwater is particularly significant. Increasing the hydrostatic pressure accelerates the displacement velocity by decreasing the resistance of materials to shear at the base of the landslides (Iverson and Major, 1987; Baum and Reid, 1992; van Asch et al., 1999; Coe et al., 2003; Cappa et al., 2004; Corominas et al., 2005; Schulz et al., 2009). Such pressure increases occur during periods when the aquifer is recharged, e.g., after a rainfall event or during snow melt. However, the hydrogeology of landslides is generally difficult to understand. The reason for this can be twofold: not only is the aquifer environment generally complex, characterised by highly spatially heterogeneous hydrodynamic properties (van Asch et al., 1996; Binet et al., 2007b; Debieche et al., 2012; Travelletti et al., 2012), but such properties can evolve with time, depending upon the stress conditions in the massif and the saturation of the system (Iverson, 2005; Schulz et al., 2009; Prokešová et al., 2013).

For the prediction of movement with continuous moving landslides, different physically based numerical models are used (Corominas et al., 2005; Malet et al., 2005; Tacher et al., 2005; van Asch et al., 2007; Fernández-Merodo et al., 2012). For this modelling, it is mandatory to obtain many data beyond the mere monitoring of rainfall and surface displacement; these data include geotechnical (pressure metre, rectilinear-shear tests) and hydrodynamic (hydraulic conductivity under saturated and unsaturated conditions) data and the monitoring of displacement with extensometers and inclinometers and of water levels at different depths. Moreover, it is necessary to understand the hydrological and hydrogeological functioning of a slope before any deterministic modelling is attempted (Malet et al., 2005; Shrestha et al., 2008). Such investigations are commonly used in the case of landslides in which the basal shear surface is at a shallow depth (Matsuura et al., 2008; van Asch et al., 2009; Berti and Simoni, 2012). For deep-seated landslides, the large volumes involved and the greater depth of the basal shear surface render the acquisition of standard geotechnical and hydrogeological data quite complex and expensive. Moreover, the spatial representativeness of such data becomes limited. The link between groundwater and displacement must be defined with indirect methods, such as hydrogeochemistry (Guglielmi et al., 2002; Binet et al., 2009) and geophysics (Jomard et al., 2007; Travelletti et al., 2012). However, here, as well, measuring the surface displacement and precipitation are the standard means of monitoring and analysis (Angeli et al., 2000; Gili et al., 2000), and these data are not sufficient for the prediction of temporal velocity evolution based on hydromechanical approaches.

Non-deterministic models represent an alternative approach (Du et al., 2013), and in some cases, may be used with limited data sets. The efficiency of this approach has been tested in different contexts, particularly for short-term landslide displacement predictions (Chen and Wang, 1988; Li et al., 1996). However, hydrogeological processes are not emphasised in the conception of these models, which is in opposition with the strong link known to exist between groundwater level changes and the displacement velocity for continuous moving landslides.

In this context, we propose the application of an inverse modelling tool, based on a Gaussian-exponential transfer function, for solving the difficulties related to the prediction of displacements and to studying these

landslides. The efficacy of such tools has been demonstrated in studies of complex hydrogeological systems, e.g., karst (Mangin, 1984; Pinault et al., 2001a; Pinault et al., 2001b; Mathevet et al., 2004; Pinault and Schomburgk, 2006; Bailly-Comte et al., 2011). Based on the experience gained in groundwater domains, we apply this method to understand the hydrogeological dynamics and control of two very large landslides on Reunion Island (Indian Ocean) – the Grand Ilet (GI) and Mare à Poule d'Eau (HB) slides – using rainfall and displacement data sets from 2005 to 2012. Both landslides have a volume of over 400 Mm3, and more than 1000 people live on their surfaces. The volume and thickness of these landslides make it particularly difficult to obtain the representative geotechnical data needed to establish an effective hydromechanical model, highlighting the relevance of our proposed approach.

2. The inverse modelling approach

2.1. The model architecture

The mathematical formulation of our model is based on Pinault's work (Pinault et al., 2001a; Pinault et al., 2001b; Pinault and Schomburgk, 2006). In this model, the total rainfall (R) precipitated on the landslide surface is used as the input data. The output data are the displacement velocity (V). Time t is discretised with dt being the time increment (dt=1 day in this study). The impulse response Γ of phenomenon V to a load R is the solution of Equation 8.1 (Pinault and Schomburgk, 2006):

$$\Delta V(t) = \Gamma * \mathrm{R} + \varepsilon \qquad \textbf{Equation 8.1}$$

where ΔV(t) is the displacement velocity of the landslide, Γ is the impulse response function, and the asterisk is the product of the discrete convolution between these two variables. Term ε represents the random—usually short-term—variations that are not explained by the model; these variations may, for example, be caused by measurement errors related to the instrumentation.

In our study, the impulse-response function Γ used is a Gaussian-exponential type function (Equation 8.2). Γ is defined over the time interval [0; τ]:

$$\Gamma(t_i) = \begin{cases} A e^{-\ln(2)\left(\frac{t_i - T}{D}\right)^2} * e^{\left(\frac{-t_i \ln(2)}{L}\right)}, & 0 \le t_i \le \tau \\ 0, & elsewhere \end{cases} \qquad \textbf{Equation 8.2}$$

where parameter T represents the lag in the acceleration phase after a rainfall event, D is the duration of this acceleration, L is the recession constant (deceleration of the slide), and A is the normalisation constant. The Gaussian term represents the acceleration phase, and the exponential term represents the deceleration phase. The optimal value of the end of response τ of the impulse response Γ is the manual adjustment parameter whose sensitivity is being tested.

The parameters T, D, L, and A, which characterise function Γ, are obtained by inversion through minimising the following quadratic equation (Equation 8.3):

$$\sum_{i=1,N} (\Delta V_{obs}(t_i) - \Delta V_{sim}(t_i))^2 \qquad \textbf{Equation 8.3}$$

where ΔVobs (ti) and ΔVsim (ti) correspond to the observed and simulated displacement velocities for each instant ti, respectively, with i being defined over the time interval [1; N].

Landslide aquifers are usually characterised by double porosity (van Asch et al., 1996; Binet et al., 2007b; Bièvre et al., 2012), with a dissociation between slow and rapid infiltration. Bimodal transfer functions are commonly applied for the modelling of these phenomena by an inverse method (Pinault et al., 2001b). For the present study, we have tested the efficacy of using this bimodal transfer function, dissociating the two components. A rapid impulse response Γq is dissociated from a slow impulse response Γs. Each response is a Gaussian exponential function. The relation of equation (Equation 4.2) then takes the following form:

$$\Delta V(t) = \Gamma_s * R_s + \Gamma_q * R_q + \varepsilon \qquad \textbf{Equation 8.4}$$

The rainfall R is decomposed into two components Rs and Rq (Rs + Rq = R), which contribute to the slow and fast components of the displacement velocities, respectively. Parameter α(t) (Equation 8.5) defines the part Rq of rainfall R that is involved in the rapid transfer:

$$\alpha(t) = \Gamma_\alpha * (R_s + R_q) \qquad \textbf{Equation 8.5}$$

where Γα is a trapezoid with four degrees of liberty determined during resolution of the inverse problem. The rising edge characterises the duration of the process that leads to modification of the state of the system under consideration. The rapid transfer generally results from transitional phenomena induced by a rainfall regime of high intensity or long duration (Pinault et al., 2001b).

The model quality is evaluated with the Nash criterion (Nash and Sutcliffe, 1970) using the following equation (Equation 8.6):

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{n=1,N}[S(n) - M(n)]^2}{\sum_{n=1,N}[S(n) - \bar{S}]^2} \qquad \textbf{Equation 8.6}$$

where S(n) is the observed data series, M(n) is the modelled series, S^- represents the average of the observed series, and N is the length of the series. The Nash criterion (5.6) is equal to 1 if the calculation takes place between two identical series, but as the difference between the series increases, the criterion becomes smaller.

The Tempo software (Pinault et al., 2001a; Pinault et al., 2001b; Pinault and Schomburgk, 2006) developed by the French Geological Survey (BRGM) is used for the modelling operations.

2.2. Methodology

Before implementing the inverse model, the hydrogeological functioning of the landslides must be determined by means of a signal-processing technique (simple and crossed temporal analyses) applied to the time series of rainfall, groundwater levels, spring flow, and displacement velocities. Simple and crossed analyses serve especially well for characterising the specific time series and for defining the existing relations between the rainfall, groundwater-level, and velocity time series.

Simple correlative analyses allow the linear dependence of a time series to be quantified for a given period, defining the memory effect of the system (Mangin, 1984; Larocque et al., 1998). For a random time series, such as rainfall, the autocorrelation function rapidly decreases until reaching the value 0 for a small lag, on the order of 1 or 2 days. For a time series with a strong memory effect, the autocorrelation function decreases relatively slowly, reaching the value 0 for a large lag, on the order of 20 days.

If the input of the series is random, the cross-correlation function corresponds to the impulse response of the system. The lag between lag=0 and the maximum correlation determines the transfer velocity of the system. The amplitude of maximum correlation indicates the filtration property of the system (Padilla and Pulido-Bosch,

1995). The mathematical expressions corresponding to this analysis are described in the literature (Mangin, 1984; Padilla and Pulido-Bosch, 1995).

After the correlative analyses, modelling was carried out in two main stages. Stage one corresponded to calibration of the inverse model over a given period as well as to the optimisation of the calibration parameter τ until a maximum Nash criterion was obtained. For this study, the inverse models were calibrated over the most recent years because of the temporal variability in data quality: the signal-to-noise ratio of the measured GNSS (Global Navigation Satellite System) data was maximised for the most recent years, for which data gaps are also less common and shorter. Two types of impulse response were tested, including a simple impulse response only consisting of a slow component (Equation 8.1) and a bimodal impulse response that dissociates rapid and slow components (Equation 4.2). For both types of impulse response, the Gaussian-exponential parametric form was used. The impact of the choice of calibration window was also tested by increasing the duration of the calibration period. Stage two consisted of validating the model by comparing it with historical data. The transfer functions obtained from this calibration phase were introduced into the model for generating the displacement velocities over the entire monitoring period. The observed and modelled acceleration and deceleration phases were compared to validate the obtained results.

3. Description of the application sites

3.1. The site location and climatic context

The study area is located on Reunion Island in the Indian Ocean (Figure 8.1), 700 km east of Madagascar and 170 km southwest of Mauritius, at latitude 21° S and longitude 55° E. This volcanic island, with a surface area of approximately 2500 km², has a particularly steep relief, with its summit, the Piton des Neiges, at 3069 m asl. Three great coalescing depressions, called "cirques", surround the summit (Figure 8.1), known as the Mafate cirque in the northwest, the Cilaos cirque in the southwest, and the Salazie cirque to the east. All three have very steep walls around them, whose heights are up to 1500 m, with slopes exceeding 70° in places.

The climate of Reunion Island, characterised by a very strong spatial (Figure 8.1) and temporal heterogeneity in precipitation, is of the humid-tropical type with marked seasons: the hot and humid rainy season during the summer (December to May) alternates with a relatively cool and dry winter season from June to November. During the rainy season, intense rainfall events are regularly observed, especially during the passage of tropical depressions. Reunion Island holds all world precipitation records between 12 hours (1144 mm) and 15 days (6083 mm). This young and particularly steep relief in a humid tropical setting favours the formation of large-sized landslides. The two slides selected for this study are both located in the Salazie cirque (Figure 8.1). The average annual precipitation in this area is approximately 3 m (Figure 8.1).

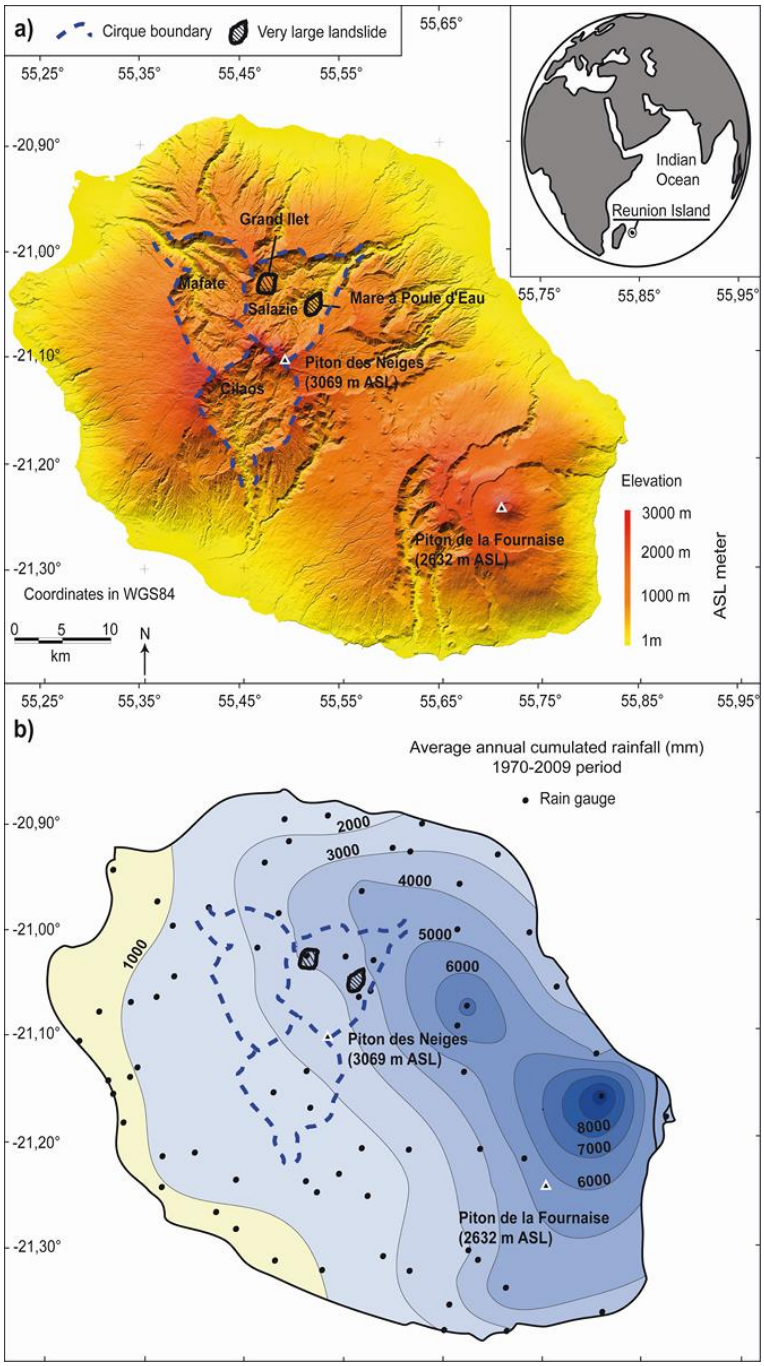


Figure 8.1 : a) Reunion Island DEM at a 25-metre resolution. In blue, the contours of the Mafate, Cilaos, and Salazie cirques. The landslide locations in the Salazie cirque. b) The rainfall spatial distribution on Reunion Island, simplified and modified from Météo-France datas (Météo-France, 2011).

3.2. The Grand Ilet landslide

The Grand Ilet (GI) landslide is located in the northern part of Salazie cirque (Figure 8.1). The top and foot of the landside are at 1300 m asl and 900 m asl, respectively. The total volume mobilised by the slide is estimated to be 450 Mm3, with a surface area of 2.5 km². Approximately 1000 people live on the landslide area.

The materials of the slide mass are breccias (Oehler et al., 2004; Oehler et al., 2008; Famin and Michon, 2010) resulting from a major destabilisation of the Piton-des-Neiges volcano. Two breccia units are distinguished, with the Grand Ilet breccias forming the lower part of the landslide (Figure 8.2). The age of these formations varies

between 580-450 ky (Arnaud, 2005) and 28 ky (Lacquement and Nehlig, 2008). They consist of angular zeolitised basalt blocks varying in size from a centimetre to several tens of metres embedded in a sandy matrix. The thickness of this unit increases from 30 to 100 m, from toe to top. A clayey level, 1 to 10 m thick, lies at the contact of this breccia with its substratum. The more recent Mare à Poule d'Eau breccia (95 ky), with a thickness varying from a metre to several tens of metres, covers the Grand Ilet breccia (Arnaud, 2005) (Figure 8.2). Thin colluvial slope deposits overlie the breccias, and numerous open fissures can be seen on the slide surface.

The basaltic substratum of the landslide consists of successive basal flows showing massive alteration (zeolitisation). The basal shear surface is located near the interface between the Grand Ilet breccia and the basaltic substratum (Figure 8.2). The geometry of this shear surface is poorly known because of the great thickness of the slide mass (a maximal thickness of 100 meters, estimated from the geological context). The deeply incised Roche-à-Jacquot ravine undermines the landslide toe during floods (Figure 8.2).

From a hydrogeological viewpoint, the breccias are an aquifer. Several perennial springs drain this groundwater in areas where the breccias are incised by ravines (Figure 8.2). The base flow from these springs varies from 0.5 to 13 l/s.

The general sliding movement is to the northeast, following the geological structure of the massif. Several bodies form the sliding mass, with planimetric displacement velocities varying from 5 cm/year for the rear-most panel to 52 cm/year for the front panel (the annual averages for the period 2005 to 2011) (Figure 8.2). The ratio between the planimetric and altimetric (compaction) velocities is between 3 and 7, depending on the observation point, with most of the movement being translational. The velocities show seasonal variation, with acceleration during the rainy season (Figure 8.3). The landslide has not come to a standstill since monitoring began in 2005.

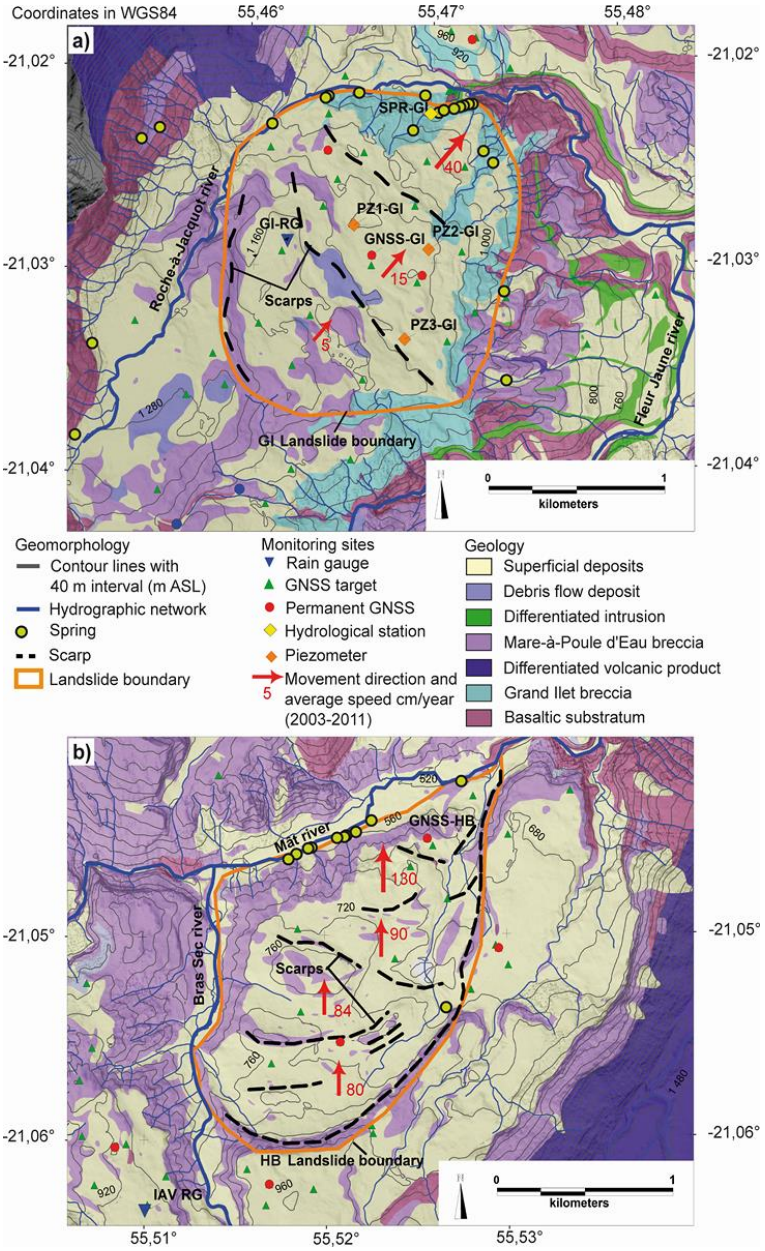


Figure 8.2 : The geological context, geomorphology, and monitoring stations a) of the Grand Ilet (GI) landslide and b) of the Mare à Poule d'Eau (HB) landslide . The geological maps were simplified from Lacquement and Nehlig (2008).

3.3. The Mare à Poule d'Eau landslide

The Mare à Poule d'Eau (HB) landslide is found in the southern part of the Salazie cirque (Figure 8.1). Today, this landslide covers a surface area of 2.5 km² with a volume of approximately 400 Mm3. Old breccia, whose age is estimated at between 950 and 580 ky (Arnaud 2005), forms the base of the moving mass; it is part of the basaltic substratum on the geological map (Figure 8.2). The roof of this breccia is characterised by an intensely deformed argillised facies, which serves as the detachment surface of the landslide. This old breccia is overlain by more recent breccias that consist exclusively of differentiated rocks, i.e., the Mare à Poule d'Eau breccia (Figure 8.2), that locally can be over 100 m thick. The whole is locally overlain by superficial deposits of a few metres in thickness (Figure 8.2), which can include debris flows, colluvium, rockfalls, or alluvium. Near the main escarpments, numerous open fractures can be seen in the surface.

To the north, the landslide is bounded by the Mât River (Figure 8.2), whose erosive action prevents the formation of a landslide toe as the materials contributed by the slide are evacuated during each flood episode. Several springs issue from the Mare à Poule d'Eau breccias (Figure 8.2) near the contact points with the clayey layer at the top of the old breccias; their base flow varies between 0.5 and 5 l/s, showing the existence of a perennial aquifer within the landslide. The Bras Sec ravine, eroding the breccia over a depth of several tens of metres, bounds the slide to the west. General displacement is to the north, with a mostly translational movement. The HB landslide is divided into three main panels, with average velocities increasing northward from 0.8 to 1.33 m/year over the period 2005 to 2011 (Figure 8.2). The ratio between the planimetric and altimetric (downward) velocities is approximately 7 for most observation points, but the velocities show seasonal variation, with acceleration during the rainy season (Figure 8.4). The landslide has seen continuous movement during the observation period.

3.4. Data used

The GI landslide has been monitored since 2005.

Three permanent differential Global Navigation Satellite System (GNSS) stations were installed on the central panel of the landslide (Figure 8.2), with daily time-step data acquisition. The data from station GNSS-GI (Figure 8.2) were used for the modelling work, in view of the 7-year length of the available time series (Figure 8.3).

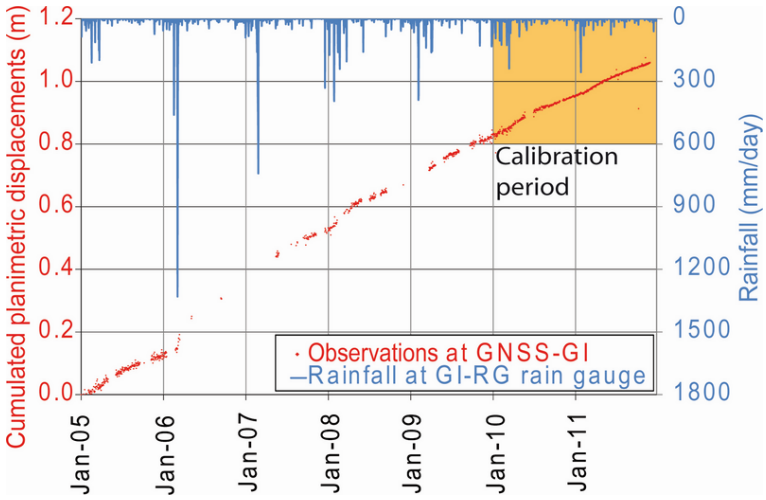


Figure 8.3 : The daily rainfall at the Grand Ilet rain gauge and the cumulative displacement at the GNSS-GI station from 2005 to 2011. In red, the observed cumulative planimetric displacements; in blue, the daily rainfall at the GI-RG rain gauge; in orange, the calibration period used for the Grand Ilet landslide models.

Three observation wells ("piezometers") of 100 m in depth were located in the breccias (Figure 8.2). These wells are screened over the entire length of the saturated zone (between 50 and 100 meters in depth). Since 2010, the water levels have been monitored at 30-minute time steps (Figure 8.5), and the flow from the main spring at the foot of the landslide is monitored every 15 minutes (Figure 8.5).

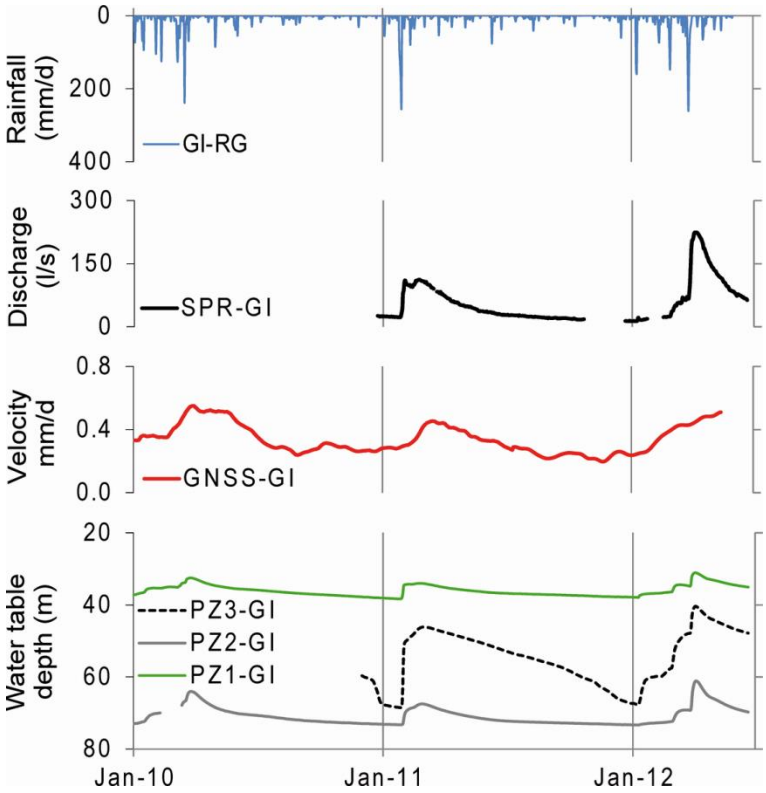


Figure 8.4 : The Grand Ilet data used for signal processing. The rainfall at GI-RG, the spring flow at the SPR-GI station, the velocity at the GNSS-GI station, and the piezometric levels in PZ1-GI PZ2-GI and PZ3-GI from 01/01/2010 to 31/05/2012.

A tipping-bucket rain gauge was installed at the centre of the landslide (station GI-RG, Figure 8.2). The rainfall time series generated by this station are used over daily time steps for inverse modelling of the GI landslide (Figure 8.5).

The HB landslide has been monitored since 2005 with a network of geodetic markers and by permanent differential GNSS stations (Figure 8.2). Data acquisition from the latter is in daily time steps. Station GNSS-HB, used in this study because of the length of its available time series (Figure 8.4), is located on the front panel of the HB area, which has the greatest displacement velocities (Figure 8.2). This location allows a strong signal-to-noise ratio to be obtained, which is necessary for calculating the velocities from the GNSS positioning data.

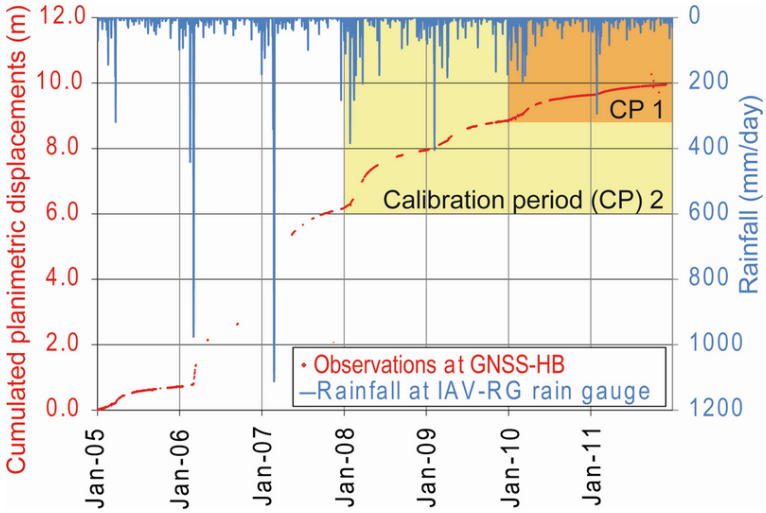


Figure 8.5 : The daily rainfall at the IAV-RG rain gauge and the cumulated displacement at the GNSS-HB station from 2005 to 2011. In red, the observed planimetric displacements; in blue, the daily rainfall. The coloured rectangles represent the two calibration periods used for modelling the HB landslide.

Only occasional hydrogeological observations are available for this landslide, and no regular monitoring of the spring flow was possible because of the terrain configuration at the foot of the landslide. The closest rain gauge is located 600 m southwest of the landslide (station IAV-RG, Figure 8.2); the velocity time series from this station were used at daily time steps for the inverse modelling of the HB area (Figure 8.6).

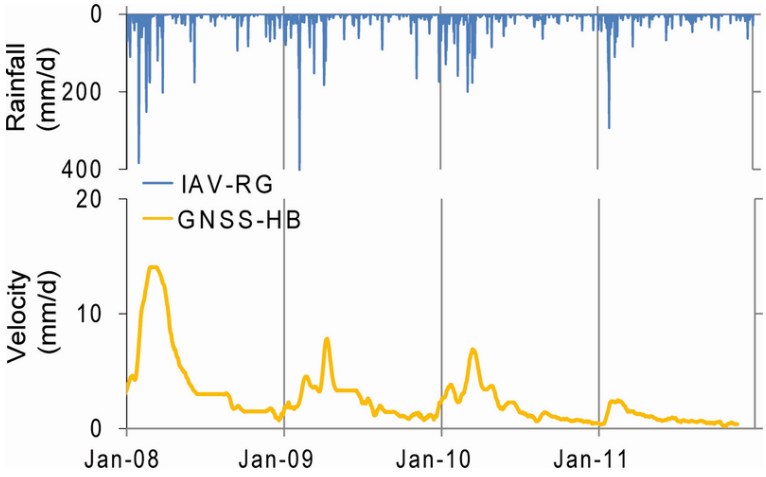


Figure 8.6 : The HB data used for signal processing. The rainfall at IAV-RG at a daily time step and the velocity at the GNSS-HB station from 01/01/2008 to 31/12/2011.

For the periods of model calibration, the displacement velocities were calculated from daily planimetric displacements. The displacement velocities used as the model-input data were calculated from the GNSS positioning data. To filter the noise related to the GNSS measurement errors, a 20-day-window moving average was applied to the planimetric coordinates before calculating the velocities. Any punctual gaps were completed by linear interpolation before moving-average processing was performed.

4. The application of inverse modelling to the Reunion landslides: results

First, we present the results from the correlative analyses. Then, the inverse modelling results of the GI (GNSS-GI station) and HB (GNSS-HB station) landslides are shown.

4.1. Signal processing

The univariate analyses were carried out in daily time-step series to characterise the individual structure of the time series over the monitoring period.

The two functions obtained for the rainfall time series of the Grand Ilet (GI-RG) and Ilet-à-Vidot (IAV-RG) stations have similar patterns. The autocorrelation functions rapidly decrease, reaching values of less than 0.05 for 4-day lags (Figure 8.7). The autocorrelation functions of the observation wells have a similar aspect (Figure 8.7), reaching a value of 0.4 for a lag of between 44 and 50 days. The autocorrelation function of the SPR-GI spring flow has the same aspect and a very similar inertia as that of the observation wells. The SPR-GI spring shows a lower inertia than PZ1-GI (52 days), PZ2-GI (48 days), and PZ3-GI (48 days), reaching a value of 0.4 for a lag of 40 days. For the displacement velocities at stations GNSS-GI and GNSS-HB, the autocorrelation-function values are 53 and 63 days, respectively. The displacement autocorrelograms decrease more slowly than those of the observation wells and springs (Figure 8.7).

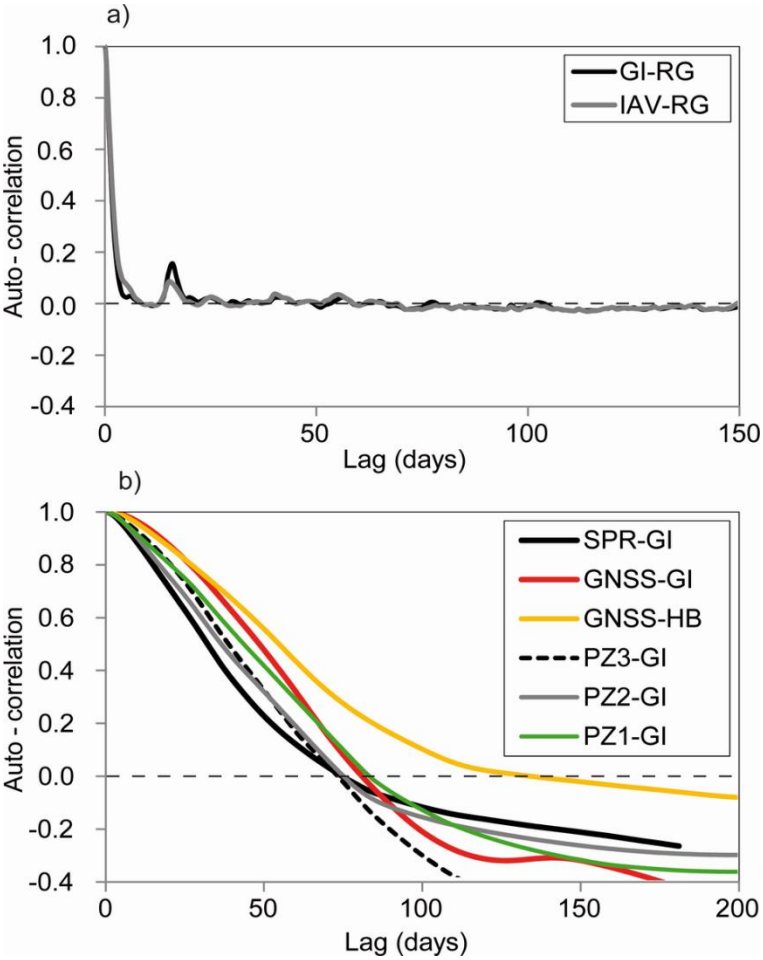


Figure 8.7 : The autocorrelation of the piezometric levels at a daily time step: a) the rainfall at the Grand Ilet and Ilet-à-Vidot rain gauges; b) the Grand Ilet observation wells, the spring flow at the SPR-GI station, the velocity at the GNSS-GI station, and the velocity at the GNSS-HB station.

The cross-correlation analyses of the daily time-step series of the groundwater levels, spring flow, and velocities allow the interdependence between the input (here, rainfall) and output variables to be characterised. The correlation maximum and the shape of the decreasing curve define the impulse response of the considered time series. The piezometric levels in PZ1-GI, PZ2-GI, and the flow from SPR-GI have the same rapid and bimodal impulse response to rainfall. The first peak is observed for an 11-day lag and the second for a 31-day lag. The PZ3-GI impulse response is unimodal and clearly different from the impulse response of the other observation wells. We show only a slow component, with a peak for a 31 day-lag. A common peak in piezometric and spring-flow time series is seen at 81 days. This peak is reliable with the temporal structure of the 2011-2012 rainy season rainfall signal and will not be considered.

The bimodal response observed for PZ1-GI, PZ2-GI, and SPR-GI allows the breccia aquifer functioning to be qualified. The first peak (lag = 11 days) identifies the rapid component of groundwater recharge, and the second peak (lag = 31 days) shows the slow component of groundwater recharge. The hydrosystem has a global inertia because of the duration of rainfall impulse response (during 140 days).

The cross-correlation between rainfall and velocity (Figure 8.8) shows that a progressive increase in the correlation coefficient occurs before the correlation peaks at station GNSS-GI. This phenomenon is caused by the smoothing techniques applied to the GNSS data before the crossed correlative analyses. Despite this artefact, the crossed correlogram between the rainfall at station GI-RG and the velocities at station GNSS-GI shows a

generally similar shape to that of the crossed correlograms between the rainfall and groundwater levels in PZ3-GI (Figure 8.8).

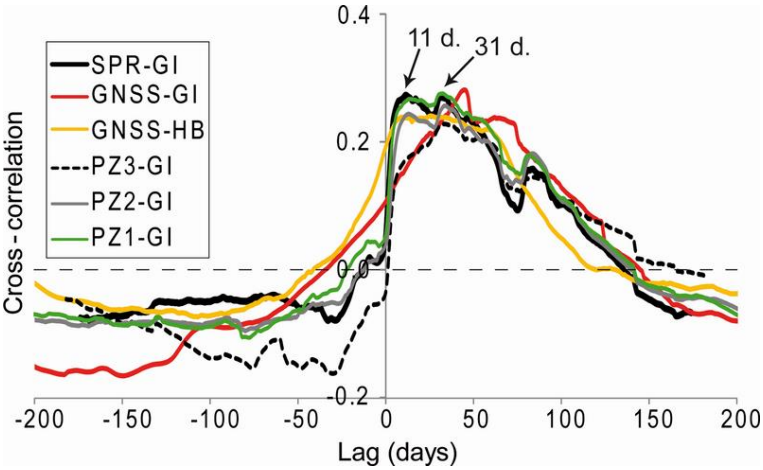


Figure 8.8 : The cross-correlation at daily time steps of rainfall at the GI-RG rain gauge (input) and the Grand Ilet observation wells, the spring flow at the SPR-GI station, the velocity at the GNSS-GI station (output) and of the rainfall at the IAV-RG rain gauge (input) and the velocity at the GNSS-HB station (output).

This correlogram is also close to that of the crossed rainfall/velocity correlogram at station GNSS-HB, whose impulse response has the same characteristics as the piezometric impulse response in PZ1-GI and PZ2-GI. The velocities at station GNSS-HB show a maximum correlation with the rainfall at IAV-RG for a lag of 7 days. The correlation function shows a plateau between 7 and 56 days (Figure 8.8), after which it decreases in a regular manner until 118 days, the same pattern observed in the other crossed correlograms. Thus, the velocity response to rainfall is rapid for this landslide. The existence of the plateau indicates a strong long-term correlation of the rainfall signal with the displacement velocities. This type of configuration is characteristic for the case of two responses of displacement velocities to rainfall (bimodal response), the effects of which are not sufficiently dissociated in time to be shown individually.

4.2. Grand Ilet landslide modelling

The results of the cross-correlation analysis show the possible contribution of a rapid component to the landslide velocity. As a result, we tested two transfer models (with and without a rapid response) for landslide velocity prediction. The objective was to test the hypothesis of a bimodal landslide response to rainfall.

For the GI landslide, calibration of the model was conducted over only two complete years (period 2010-2011) in view of the major gaps affecting the earlier time series (Figure 8.3). For these two cyclonic seasons, the cumulative maximum precipitation is 2241 mm/rainy season for an annual cumulative rainfall of 2709 mm (Tableau 8.1).

Year	IAV-RG			GI-RG		
	ACR (mm)	CR per rainy season (mm)	MDR (mm/d)	ACR (mm)	CR per rainy season (mm)	MDR (mm/d)
2005	3116	2274	319	2991	2511	205
2006	5412	4646	970	5263	4817	1325
2007	6719	6076	1111	3937	3535	725
2008	4610	3618	376	4181	3483	392
2009	3721	2746	405	3162	2538	388
2010	3530	2814	200	2709	2241	238
2011	2509	1759	290	2016	1495	250
2012	-	2355	274	-	2328	261

Tableau 8.1 : The rainfall characteristics per rainy season at the HB (IAV-RG rain gauge) and Grand Ilet (GI-RG rain gauge) sectors. The rainfall season is defined between 1 December and 31 May of the following year. The maximum daily rainfall (MDR), the annual cumulated rainfall (ACR), and the cumulated rainfall (CR) per rainy season are shown.

For both models, the end of the response of the slow Gaussian-exponential impulse response is fixed at 300 days (Tableau 8.2), which corresponds to the average time between the end of the rainy season for year t and the start of the rainy season of year t+1.

The results of model 1 with a unimodal transfer function (Figure 8.9) show that the accelerations of the landslide for the rainy seasons of the calibration period (2010 to 2011) are reproduced with a Nash criterion of 0.67 (Tableau 8.2). The use of the transfer function calibrated over 2010-2011 allows the acceleration of the landslide to be reproduced over all rainy seasons from 2005 to 2011, with an RMSE criterion of 0.96. The greatest difference between the observed and modelled cumulative annual displacements is 13.7% (Tableau 8.3), and the distance is less than 1% in total cumulative displacements, with intensities of the cyclonic seasons for the period under consideration varying between 1495 and 4817 mm/rainy season (Tableau 8.1). For the year 2006, which was marked by an extreme rainy season (Tableau 8.1), the model generates a slower acceleration in comparison to the observed acceleration, but it does not reproduce its amplitude as measured by the permanent GNSS (Figure 8.9).

Landslide	Model	Calibration period	Transfer function	Γ_q value (day)	Γ_s value (day)	Nash criteria value
GI	1	2010-2011	Unimodal	-	300	0.69
GI	2	2010-2011	Bimodal	15	300	0.79
HB	1	2010-2011	Bimodal	30	300	0.70
HB	2	2008-2011	Unimodal	-	300	0.48
HB	3	2008-2011	Bimodal	30	300	0.77

Tableau 8.2 : The calibration periods for the Grand Ilet (GI) and Mare à Poule d'Eau (HB) models, with details regarding the type of transfer functions, the Γq and Γs values, and the Nash criteria.

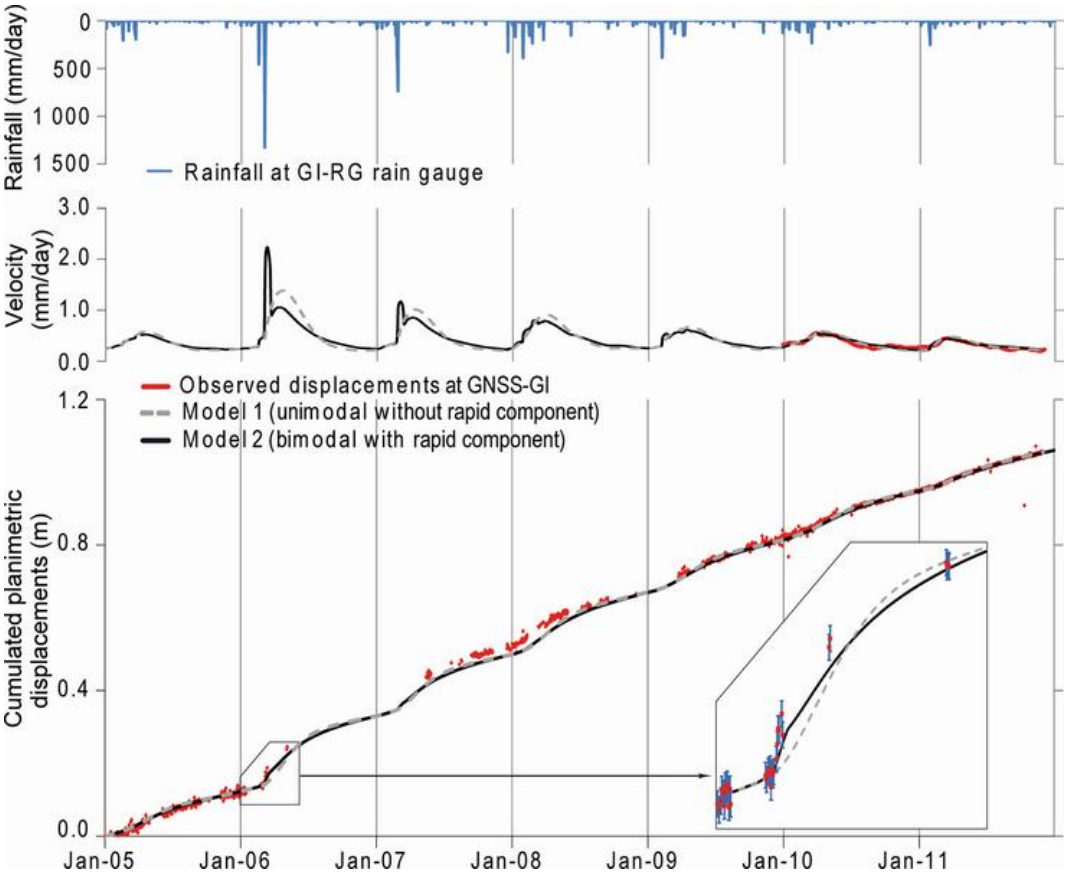


Figure 8.9 : The results for the inverse Grand Ilet landslide model. In blue, the daily rainfall at the GI-RG rain gauge; in red, the observed data at the GNSS-GI station; continuous black line, the results of model 2 with a bimodal transfer function calibrated for the 2010-2011 period; dashed grey line, the results of the model 1 based on a unimodal transfer function calibrated for the 2010-2011 period.

Model 2 is a parametric model with a bimodal transfer function composed of the association of rapid and slow impulse responses.

For this model, the end of response of the rapid impulse response is 15 days, which is optimised to obtain the greatest Nash criterion (Tableau 8.2). The peak of this component is observed for a lag of 8 days (Figure 8.10). This model allows the landslide accelerations of 2010 and 2011 to be reproduced with a Nash criterion of 0.79. The use of this transfer function allows the modelling of landslide velocities with a maximum deviation of 13.2% in annual cumulative displacements between the model and observations (Tableau 8.3) and an RMSE criterion of 0.96. The model generates a phase-less acceleration in comparison to the observed acceleration and provides a better reproduction of its amplitude, contrary to the unimodal transfer function model (Figure 8.9).

The peak of the slow impulse response is observed for a lag of 40 days in the models with the highest Nash criteria. This value is close to the lag observed for the cross-correlation between rainfall and displacement velocities (Figure 8.8).

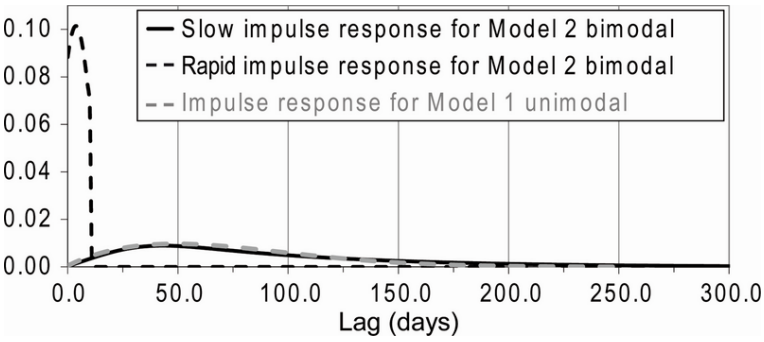


Figure 8.10 : The transfer functions of models calibrated for the period 2010-2011 for Grand Ilet. In black, the components of the bimodal transfer function: solid line, the rapid impulse response; dashed line, the slow impulse response; grey dashed line, the impulse response of the model with a unimodal transfer function.

Generally, the models reproduce the landslide behaviour very satisfactorily. For this landslide, during rainy seasons with little precipitation, variations in the velocity of the landslide are mainly controlled by the slow component. The rapid component does not significantly influence the velocities at GNSS-GI; thus, adding a rapid impulse response Γ is useless. However, following a cyclonic rainfall episode, such as in 2006, the short-term control of the displacement velocities is governed by the rapid component. Here, the influence of the slow component is less significant because its influence is greatest at the scale of an annual cycle.

4.3. Mare à Poule d'Eau landslide modelling

The bimodal behaviour of this landslide was indicated by the results of the cross-correlation analysis. Consequently, the bimodal transfer model was used for the velocity prediction. For comparison, we also tested the efficiency of a unimodal transfer model without rapid response.

We tested three calibration windows for the HB landslide (Figure 8.4), whose length increases from period 1 (2010 and 2011) to period 2 (2008 to 2011). The maximum cumulated precipitation per rainy season (December to May) increased from period 1, with 2814 mm/rainy season, to period 2, with 3618 mm/rainy season (Tableau 8.1). The objective of these tests was to evaluate the representativeness of the phenomena integrated in the calibration period to model the landslide. For all models, the end of response of the Gaussian-exponential impulse response was set at 300 days (Tableau 8.2) to represent the dynamics at the scale of an annual hydrological cycle.

For all tested calibration periods, the results of the bimodal model were evaluated with the Nash criteria that were consistently over 0.7, whereas the Nash criteria for the unimodal transfer function models never exceeded 0.66 (Tableau 8.2). The most powerful calibrations were obtained for an end of response Γq value of over 30 days (Tableau 8.2).

Period	AD (%) for GI landslide models		AD (%) for HB landslide models		
	Model 1 unimodal	Model 2 bimodal	Model 1 bimodal	Model 2 unimodal	Model 3 bimodal
2005	2.4	2.3	-34.5	-24.2	-25.8
2006	0.5	-2.7	-32.9	18.5	13.7
2007	-11.8	-9.2	-41.2	-5.6	-2.6
2008	13.7	13.2	-42.0	-10.1	-11.7
2009	-3.1	-3.1	-16.6	18.2	18.3
2010	5.8	5.8	-4.0	35.4	36.3
2011	-0.6	-0.8	15.7	17.6	16.0
TD (%)	0.1	-0.1	-32.3	3.0	2.7
RMSE	0.96	0.96	-0.19	0.93	0.94

Tableau 8.3 : The difference (%) between the modelled and observed cumulative displacements for the different models. AD corresponds to the annual difference. The total difference (TD) corresponds to the difference (%) between the total cumulated displacements observed and modelled. RMSE calculated for 2005-2011 period.

The bimodal transfer model calibrated over the period 2008-2011 (model 3) reproduces the accelerations after the cyclones of 2006, 2007, and 2008 (4646, 6076, and 3618 mm/rainy season, respectively) (Figure 8.11) with differences in the cumulative annual displacement values between the model and observations of 14%, -3%, and -12%, respectively (Tableau 8.3). The accelerations during the rainy seasons of 2009, 2010, and 2011 (2746, 2814, and 1759 mm/rainy season, respectively) were reproduced with differences between the model and observed values of 18%, 36%, and 16%, respectively (Tableau 8.3). Model 3 thus better reproduces the accelerations for rainy seasons with heavy rainfall. In terms of the total cumulative displacements, the difference is 3% over seven modelling years (Tableau 8.3), with an RMSE criterion of 0.94. The lag for the maximum influence of the rapid response is 3 days (Figure 8.13), and the slow response shows a slow decrease in its contribution between 0 and 300 days.

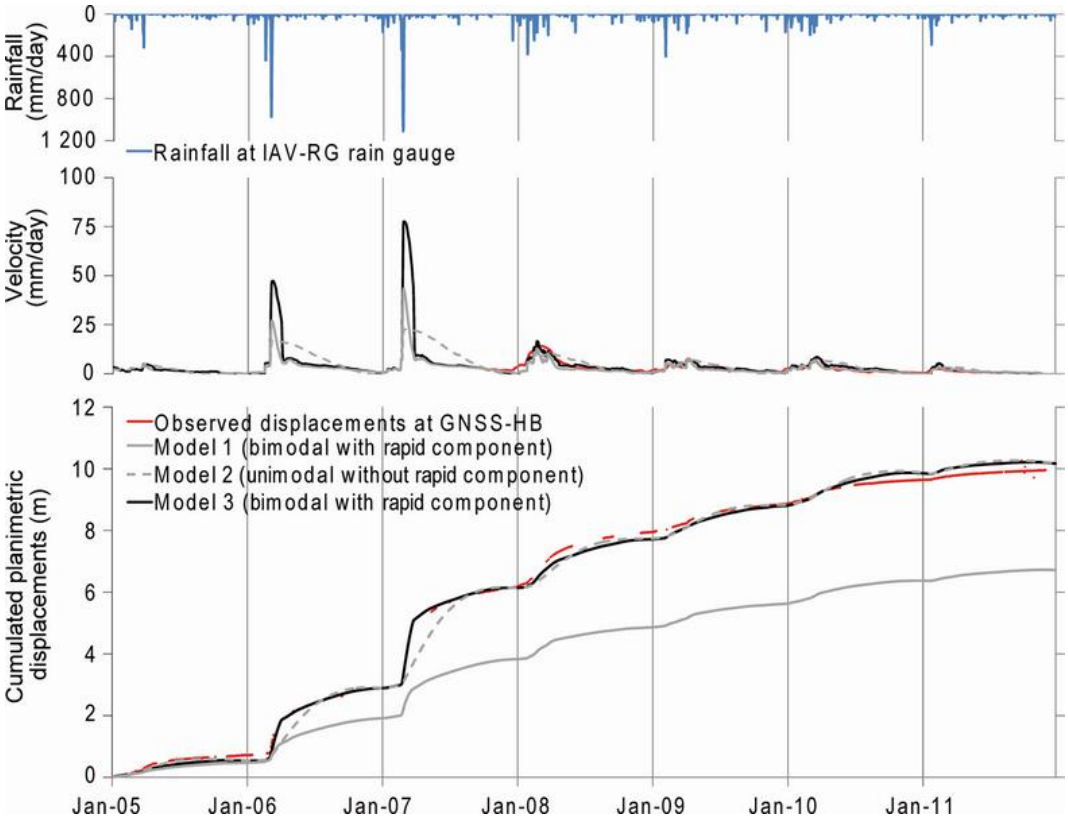


Figure 8.11 : The results for inverse HB landslide models. In blue, the daily rainfall at the IAV rain gauge; in red, the observed data; solid grey line, the results from model 1 with a bimodal transfer function calibrated over 2010-2011 (CP1); solid black line, the results of model 3 with a bimodal transfer function calibrated over 2008-2011 (CP2); dashed grey line, the results of model 2 with a unimodal transfer function calibrated over 2008-2011 (CP2).

The contribution of the rapid component thus prevails for generating the accelerations after cyclonic rainy episodes with high-frequency variations (Figure 8.12). The rapid component has a restricted action in time during the rainy seasons (Figure 8.12). The slow component generated low-frequency velocity variations, with a seasonal character at a yearly scale (Figure 8.12).

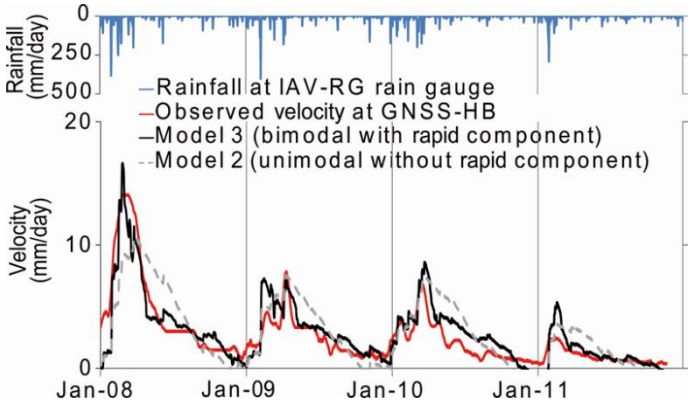


Figure 8.12 : The results for the HB landslide model. In blue, the daily rainfall at the IAV rain gauge; red line, the observed velocities at station GNSS-HB; black line, the results of the bimodal impulse model calibrated over period 2; dashed grey line, the results of the unimodal impulse model calibrated over period 2 (CP2).

The landslide velocity associated with the rapid component appears to be higher (> 10 mm/d) than that associated with the slow component (between 4 and 8 mm/d) (Figure 8.13).

The contribution of the rapid component is proportionally less for a low-intensity rainfall event than for a very intense event. The model 2 unimodal without the rapid component was unable to generate the landslide accelerations after the cyclones of 2006 and 2007 (Figure 8.11).

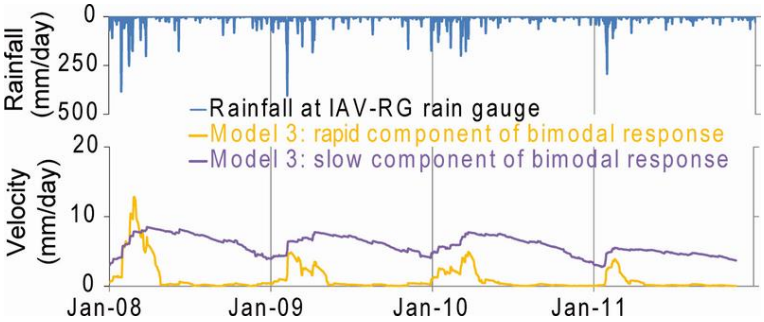


Figure 8.13 : The share of the slow and rapid components of model 3 in the Gaussian-exponential transfer function calibrated over period 2 (CP2). In purple, the share of the slow component; in yellow, the share of the rapid component.

The bimodal transfer model (model 1), calibrated over the period 2010-2011 (Figure 8.11), allows the accelerations following the cyclones of 2006, 2007, and 2008 (4646, 6076, and 3618 mm/rainy season, respectively) to be reproduced with differences between the modelled and observed values in the annual cumulative displacements of -33%, -41%, and -42%, respectively (Tableau 8.3). The accelerations during the rainy seasons of 2009, 2010, and 2011 (2746, 2814, and 1759 mm/rainy season, respectively) are reproduced with differences of 17%, -4%, and 16%, respectively (Tableau 8.3). In terms of the total cumulative displacements, the difference is -32% between the model and observations over seven years of modelling and an RMSE criterion of -0.19. Model 1 thus better reproduces the accelerations for rainy seasons with little rainfall.

Consequently, the response of the HB landslide to rainfall seems to vary according to the quantity of rain precipitated during the wet season.

5. Discussion

5.1. Hydrogeological conceptual model construction

For the results of the signal-processing analyses, the bimodal influence of rainfall on the groundwater levels indicates a probable double porosity of the aquifer (Mangin, 1984), described as open fractures linked to sliding activity for the rapid component and matrix porosity for the slow component (as in a karst system). The relation between the rainfall and displacement velocities for the GI landslide is clearly shown, but that between the hydrogeological functioning of the landslide and displacement velocities is not clearly defined. However, the quality of the velocity signal for station GNSS-HB allows the relation between the rainfall and displacement velocities to be precisely established. The bimodal character of the response of the landslide to rainfall is shown; moreover, it has similar characteristics to those for the piezometric response rainfall of the GI landslide.

Based on the results obtained for the two landslides and considering their geological and morphological similarities, it seems reasonable to construct a common hydrogeological conceptual model for both. Double porosity has a significant influence on the piezometric variations; the variations in displacement velocity appear to be influenced by the effects of this double porosity on the water-level variations. This functioning has been clearly described for different landslides in other contexts (Corominas et al., 2005).

5.2. Modelling results discussion

The displacement dynamics of the GI and HB landslides described from the inverse modelling results are comparable. For the GI landslide, the modelling shows that the inverse model with a Gaussian-exponential impulse response very efficiently reproduces the behaviour of both landslides. The modelling results are clearly optimised through the addition of a rapid-impulse response (the bimodal transfer model). This result agrees with the bimodal hydrogeological functioning (the cross-correlation results) and shows that the groundwater recharge mechanisms are strongly linked to the landslide velocity control: the rapid component of a bimodal transfer function can be associated with the effect of infiltration through a preferential flow path on the landslide velocity. Moreover, improving the global model amelioration by adding a rapid response is only appropriate for seasons of heavy rainfall. For the HB landslide, the model with a bimodal transfer function is again quite powerful for predicting the displacement velocities. The unimodal transfer function, however, is totally unsuitable for generating the observed accelerations, which was found to be true for all rainy seasons.

Based on these comparisons, the modelling results for HB confirm the bimodal functioning for the HB landslide aquifer (the double porosity). Numerous open fractures observed on the HB landslide surface after a deformation crisis support this conclusion. Furthermore, the integration of an extreme rainy event in the calibration period has a significant effect and allows the non-linearity of the rainfall-landslide velocity to be defined for HB (increasing the influence of the rapid component with increasing rainfall). This phenomenon is comparable to that demonstrated for GI (requiring a rapid impulse response to be integrated into the transfer function to reproduce the 2006 event). For both landslides, the rapid component of the transfer functions thus contributes more strongly to the displacement velocity during very wet rainy seasons than during relatively "dry" rainy seasons. This observation indicates that the part of recharge via fissures increases with increasing rainfall intensity. This phenomenon may be caused by the fact that the groundwater level is closer to the soil surface during such events. The effect can be significant, as the observed amplitude of water level variations can exceed 20 m during a rainy season without exceptional rainfall events (Figure 8.5). This proximity facilitates the recharging of the aquifer through open surface fissures by significantly reducing the thickness of the unsaturated zone. Simultaneously, extensive deformation during landslide acceleration can increase the number of preferential flow paths and the permeability. In effect, the permeability of a fractured rock-mass is sensitive to changes in stress (Rutqvist and Stephansson, 2003; Schulz et al., 2009). Furthermore, the difference between the velocities of the HB and GI landslide may have a mechanical origin (a dip in the basal shear zone, the mechanical properties of geological formation, etc.). The limit of the present inverse approach can be defined because the inverse model cannot test these hypotheses.

The proposed method allows the role of the hydrogeological functioning in controlling the accelerations to be identified and defined. Additionally, the great precision of the modelling over seven consecutive years proves the usefulness of this tool. The use of similar methods for designing warning systems that allow changes in the behaviour of landslides to be identified are further proof of its potential (Bernardie et al., 2012). It should be stressed, however, that this type of landslide deterministic modelling cannot be planned without establishing a conceptual hydrogeological scheme beforehand. In addition this step cannot be dissociated from the implementation of efficient methods for stabilising the landslide (Tacher et al., 2005), for which the present method seems to be particularly suitable.

6. Conclusion

Cross-correlation analyses have shown the existence of a rapid infiltration component, likely through open fracture networks. This rapid component is added to a slow component, corresponding to the infiltration of rainwater through the porous breccia.

The application of an inverse model with a Gaussian-exponential transfer function allowed the cumulative displacements of two landslides on Reunion Island to be reproduced with an RMSE criterion above 0.9 for the Grand Ilet (GI) and Mare à Poule d'Eau (HB) landslides over a modelling period of seven years (2 years of calibration for GI and 4 years for HB). Unimodal inverse models of the Gaussian-exponential transfer-function type do not correctly reproduce the dynamics of the studied landslides, but the bimodal version of this type of model, dissociating rapid and slow responses, significantly improves the modelling results. This improvement is very clear when modelling the ground-surface accelerations during cyclonic rain periods. The rapid component is thus needed to reproduce the landslide dynamics during such events. This component may be associated with the influence of groundwater-level variations on displacement velocities due to the infiltration of rain through preferential flow paths (i.e., open fractures). The slow component shows the influence of such variations on displacement velocities due to slow infiltration through the porous breccia.

Inverse models, little used until now when studying landslides, are a valuable tool for two reasons. First, they allow for the accurate reproduction and thus prediction of velocities for large-scale landslides based on recorded rainfall and displacement data. Second, they provide relevant data on the hydrogeological functioning of landslides and on the links between hydrodynamics and displacement.

CONCLUSIONS GENERALES

1. Synthèse des principaux résultats

1.1. Architecture et géométrie du glissement de terrain de Grand Ilet

Préalablement à la caractérisation hydrogéologique du glissement de Grand Ilet, une étude géologique a été menée, avec pour objectif principal de mieux contraindre la structure du glissement et l'extension des lithologies à l'échelle de la zone instable, et d'identifier les facteurs qui favorisent l'instabilité.

Les différents résultats obtenus ont permis de mettre en évidence que la déformation active du versant de Grand Ilet est à l'origine de la déconsolidation des matériaux bréchiques anciens initialement indurés. Plus concrètement, les mêmes formations géologiques peuvent être présentes au-dessus et en-dessous de la base cisaillante du glissement de terrain. En revanche, elles présentent des propriétés rhéologiques très différentes : perméables et peu indurées au-dessus de la base cisaillante, et peu perméables et massives sous cette dernière. Ainsi, le caractère déconsolidé des brèches basiques[11] (brèches de Grand Ilet) constitue un marqueur d'instabilité sur le secteur d'étude. Les brèches de démantèlement récentes (contenant des éléments différenciées) sont présentes en recouvrement au toit des brèches basiques. Elles constituent des dépôts superficiels de faible épaisseur sur le secteur d'étude.

A l'échelle de la zone instable, la déformation relative à l'activité du glissement apparait majoritairement extensive, avec une direction de la contrainte minimale parallèle aux directions de déplacement. Ce contexte est particulièrement favorable à l'ouverture de zones subverticales décomprimées le long de failles normales, orientées selon une direction perpendiculaire aux déplacements. Néanmoins, la déformation reste principalement localisée au niveau de la semelle du glissement. Au regard de la concentration de la déformation observée (présence de nombreux plans striés notamment) dans les lithologies argileuses (entre 1 et 10 mètres d'épaisseur) présentent au niveau de cette semelle, ces lithologies apparaissent étroitement impliquées dans les mécanismes de glissement.

Se basant sur l'ensemble des résultats obtenus, un modèle géométrique 3D de la base du glissement a pu être proposé et validé à partir de la comparaison avec (i) les directions de déplacement et (ii) les résultats des études géophysiques (sismique H / V). Ce modèle permet d'estimer un volume de 370 Mm^3 pour l'ensemble de la zone instable représentant 5,5 km^2 en surface couvrant les secteurs du Bélier, de Casabois et de Grand Ilet. Sur cette zone, l'épaisseur de la masse instable est maximale dans la zone amont du glissement où elle atteint 165 mètres. Elle est en moyenne de 67 mètres. Sur la partie la plus active du glissement (secteur de Grand Ilet), le pendage moyen de la base du glissement est de 6,5°. Pour mémoire, les déplacements moyens annuels enregistrés sur ces trois secteurs sont respectivement de 6 cm/an (Le Bélier), 2 cm/an (Casabois) et 20 cm/an (Grand Ilet). Les déplacements maximaux (55 cm/an) sont enregistrés dans les secteurs inhabités du nord-est du secteur de Grand Ilet.

[11] Dénommées dans la littérature « brèches de Grand Ilet » : elles sont constituées principalement de blocs décimétriques à métriques de nature exclusivement basique à zéolites, emballés dans une matrice sableuse à graveleuse.

1.2. Hydrodynamique d'un glissement de grande ampleur : cas d'étude de Grand Ilet

Les investigations hydrogéologiques réalisées caractérisent l'aquifère du glissement de Grand Ilet comme un milieu poreux, essentiellement constitué par les brèches de Grand Ilet (brèches d'avalanche de débris à éléments exclusivement basiques) déconsolidées, et soutenu par un substratum peu perméable. Cet aquifère, dont l'épaisseur saturée moyenne varie entre 13 et 31 mètres selon les piézomètres, est continu pour l'ensemble de la zone instable. La direction de la pente générale du glissement étant bien corrélée avec celle de la piézométrie, et les deux tiers des débits sortants (60%) émergeant au pied du glissement (nord-est), on en déduit que les écoulements des eaux souterraines sont principalement contraints par la géométrie de la base du glissement. Le principal exutoire de cet aquifère est la source Clain, dont le débit à l'étiage est de l'ordre de 20 l/s (jusqu'à 220 l/s en hautes eaux).

La dynamique de la nappe des brèches est contrôlée par deux types d'hétérogénéités :

- Des hétérogénéités verticales marquées par l'existence de zones à conductivité hydraulique plus élevée qui sont associées à l'ouverture de zones de faiblesses subverticales, permettant un transfert rapide (< 24h) à travers la zone non-saturée lors des épisodes de recharge. Par ailleurs, une infiltration plus lente (temps de transfert entre quelques jours et 30 jours) s'effectue au travers d'un milieu poreux de type « matriciel » moins perméable. Le rôle de ces discontinuités verticales dans les processus de recharge est argumenté par les observations in-situ, et renforcées par des analyses corrélatoires « pluie / charge hydraulique / débit » ;
- Une stratification horizontale des conductivités hydrauliques et des porosités efficaces, contrôlant la dynamique de la piézométrie. Cette stratification est étendue sur une partie de l'unité du glissement de Grand Ilet, puisqu'elle est reconnue dans 2 piézomètres et qu'elle contrôle la récession de l'exutoire principal de l'aquifère des brèches. La présence de cette distribution horizontale des propriétés hydrodynamiques est argumentée par l'analyse des tarissements, et dans une moindre mesure par la réalisation de logs de conductivité électrique en forage.

Il apparait en outre que l'épaisseur de la zone non saturée en amont des exutoires du glissement détermine en grande partie l'hétérogénéité des réponses du débit des sources suivies sur le pourtour du glissement. En effet, les secteurs périphériques présentent une sensibilité accrue à la recharge, en raison d'une épaisseur réduite de la zone non-saturée. Cette sensibilité est aussi probablement amplifiée par une déstructuration plus importante des terrains à proximité du pied de glissement. Cette dynamique réactive[12] est restreinte géographiquement à la périphérie du glissement, et ne représente pas le comportement moyen de l'aquifère identifié dans les piézomètres. Néanmoins, cette composante de l'infiltration génère des hausses de pression particulièrement rapides, favorables au déclenchement de déstabilisations gravitaires locales[13]. Ces secteurs périphériques à faible épaisseur de zone non saturée doivent donc être considérés avec la plus grande attention pour la gestion du risque dans les cirques de La Réunion. En effet, ces déstabilisations locales peuvent engendrer des reculs de tête de ravines de plusieurs dizaines de mètres, de manière soudaine et difficilement prévisible.

[12] Faible inertie pour la mise en charge et pour le tarissement.
[13] Coulées boueuses, aussi appelées localement « déboulés ».

1.3. Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines dans les formations volcano-détritiques de fond de cirque

Deux campagnes spatiales (basses eaux 2011 et hautes eaux 2012) ont été réalisées à l'échelle du cirque de Salazie afin de confronter les résultats des approches géologiques et hydrodynamiques. Des analyses d'ions majeurs, d'éléments traces et des isotopes stables de l'eau et du strontium ont été réalisées. Par ailleurs, différents suivis temporels ont mis en place afin de caractériser les modalisés des transferts de masse au sein de l'aquifère de Grand Ilet.

Les sources des brèches basiques sont caractérisées par des concentrations en Ca comprises entre 13 et 45 mg/l, des teneurs en Na entre 7 et 22 mg/l et en Mg entre 4 et 12,5 mg/l et s'alignent sur des droites de minéralisation avec une faible dispersion. Ces valeurs sont nettement plus élevées que les concentrations représentatives des eaux des sources de rempart. Les activités anthropiques (élevage, maraichage) sur le secteur de Grand Ilet ont par ailleurs une influence significative sur la qualité de la nappe des brèches, avec notamment des teneurs en NO_3 pouvant atteindre 100 mg/l[14] environ à la verticale des sites agricoles (dans les piézomètres). Au-delà du fait que cette valeur est une des plus fortes mesurées dans les eaux souterraines à La Réunion, cette contamination azotée constitue un traceur intéressant pour la caractérisation des circulations d'eaux souterraines.

Les résultats obtenus permettent d'identifier des signatures hydrochimiques homogènes à l'échelle du glissement de Grand Ilet, ce qui renforce l'existence d'un aquifère continu, non compartimenté. Les eaux souterraines circulant dans les brèches basiques possèdent des signatures se distinguant nettement de celles des sources de brèches à éléments différenciés (glissement de Mare à Poule d'Eau). Pour Grand Ilet, ces résultats tendent à démontrer que les dépôts de brèches basiques sont étendus à l'échelle du versant instable, supposée par l'étude géologique. En revanche, comme les brèches récentes à éléments différenciées ne marquent pas chimiquement les eaux souterraines, le caractère superficiel de ces dépôts est à nouveau souligné.

D'un point de vue méthodologique, les isotopes du strontium montrent un potentiel important pour préciser l'extension des unités lithologiques aquifères dans ce type de milieu. Les analyses réalisées mettent en évidence une sectorisation des faciès lithologiques dans l'aquifère des brèches basiques, non identifié par les analyses hydrochimiques des ions majeurs et des éléments traces, et par l'étude géologique.

Les logs de conductivité électrique (statiques et dynamiques) effectués dans les piézomètres de Grand Ilet permettent de caractériser un aquifère dans lequel les eaux sont légèrement stratifiées, témoignant d'un mélange incomplet entre les eaux de recharge et le stock de l'étiage. Au sein du milieu aquifère des brèches, les zones de cisaillement secondaire liées à l'activité du glissement y constituent des zones de circulations préférentielles.

Enfin, les résultats du suivi hydrochimique temporel confortent le modèle conceptuel hydrodynamique en mettant en évidence le rôle de la stratification de perméabilité sur le transfert de masse au sein des brèches. Ils permettent également de confirmer le rôle local de l'infiltration à proximité des griffons lors des épisodes de recharge.

[14] Seuil de potabilité en NO_3 de 50 mg/l

1.4. Impact du climat et des propriétés des sols sur la dynamique des glissements de grande ampleur

Le traitement et l'analyse des chroniques hydrologiques sur les cycles hydrologiques 2011 et 2012 mettent en exergue des coefficients de ruissellement exceptionnellement faibles à la surface du glissement[15] (inférieurs à 5% pour les évènements pluvieux les plus intenses). Par conséquent, le caractère endoréique d'une partie du bassin versant du glissement favorise peu la recharge de la nappe des brèches.

Malgré cette faible capacité de ruissellement, seuls les épisodes pluvieux importants (> 80 mm/évènement) des saisons des pluies induisent une recharge de la nappe du glissement. Le seuil de précipitation est donc nécessairement élevé pour générer une recharge significative de l'aquifère du glissement.

Ce fonctionnement paradoxal est bien représenté par l'approche du bilan hydrologique au pas de temps journalier. En effet, ce bilan met en évidence qu'il est nécessaire de stocker une grande quantité d'eau dans les horizons superficiels (250 mm), couplé avec une ETR d'environ 1 500 mm/an pour équilibrer le bilan hydrologique avec les débits sortants Ce bilan hydrologique montre l'importance des paramètres de surface (climat, occupation du sol, propriétés hydrodynamiques des sols superficiels) dans le contrôle du volume de recharge, et donc sur l'amplitude des variations des charges hydrauliques au sein de ce type de glissement. Ces paramètres de surface pilotent donc pour partie la dynamique des glissements de grande ampleur. Par ailleurs, il ressort qu'un glissement similaire soumis aux conditions de climats tempérés (précipitations moins intenses notamment) aurait une dynamique beaucoup moins active, puisque la recharge de la nappe serait plus faible. A titre d'exemple, les cirques de Cilaos et de Mafate, caractérisés par des contextes géologiques et géomorphologiques très similaires, mais marqués par des précipitations plus faibles, ne sont que peu ou pas affectés par les instabilités de versant de grande ampleur.

En outre, les résultats du suivi des isotopes stables de l'eau (^{2}H et ^{18}O) et le bilan isotopique réalisé caractérisent la stabilité des signatures isotopiques dans les eaux souterraines sur la période de suivi, malgré une forte variabilité temporelle de la signature de la recharge à l'échelle annuelle et interannuelle. Ces observations impliquent que le temps de renouvellement de la nappe des brèches est supérieur à l'année. La datation réalisée à la source Clain à l'étiage 2013, donnant un âge moyen des eaux à 4 ans (± 2ans) (modèle exponentiel), confirme ce résultat. L'aquifère des brèches pour le glissement de Grand Ilet est donc caractérisé par une inertie moyenne.

1.5. Apport de la modélisation déterministe au modèle conceptuel hydrodynamique du glissement de Grand Ilet

Afin de tester la réalité hydraulique du schéma conceptuel construit pour l'aquifère des brèches à Grand Ilet, plusieurs modèles hydrogéologiques ont été mis en œuvre à l'aide du logiciel Feflow (éléments finis). L'application de cet outil de modélisation numérique renforce l'approche conceptuelle et analytique.

En première approche, la réalisation de modèles « 2D coupe » met en évidence qu'un substratum de conductivité hydraulique 1.10^{-8} m/s permet la formation d'une nappe continue dans les unités bréchiques plus perméables (seuls 3% des flux transitent par le substratum). En revanche, une conductivité hydraulique de 1.10^{-4} m/s pour la

[15] 30% de la surface des brèches sont constitués de bassins versants endoréiques.

partie inférieure des brèches de Grand Ilet n'est pas suffisante pour reproduire une épaisseur de zone saturée équivalente à celle observée. L'utilisation d'un milieu moins conducteur à la base de l'aquifère des brèches ($K=1.10^{-5}$ m/s) est nécessaire pour reproduire la distribution des charges hydrauliques.

Ensuite, la simulation numérique en 3D des circulations des eaux souterraines met en évidence que la géométrie de la base du glissement suffit à expliquer la répartition spatiale des débits sortants, avec la concentration de plus de 60 % des flux en pied de glissement dans le secteur nord-est. Il n'est pas nécessaire d'introduire de zones plus perméables (qui ne seraient du reste pas justifiées) pour concentrer les écoulements dans ce secteur.

Dans le contexte régional réunionnais, ces modélisations confirment numériquement que les aquifères dits « de fond de cirque » peuvent être le siège de nappes continues et relativement étendues, et que les directions d'écoulement sont essentiellement guidées par la géométrie de la base des unités bréchiques. Elles montrent également que l'infiltration directe en surface permet une alimentation suffisante à la formation de ces nappes dans le cirque de Salazie. Les apports supplémentaires des remparts ont une influence sur leur extension (en particulier en amont) et sur l'épaisseur de la zone saturée. Par conséquent, ils ne doivent pas être négligés en vue d'une étude hydromécanique du glissement.

1.6. Application d'un modèle inverse innovant pour comprendre et prédire les déplacements des glissements de terrain

Les analyses corrélatoires réalisées confirment l'existence d'une composante rapide et d'une composante plus lente de l'infiltration lors de la recharge de la nappe du glissement. L'application d'un modèle inverse à fonction de transfert Gaussienne-Exponentielle bimodale aux deux grands glissements du cirque de Salazie (Grand Ilet (GI) et Mare à Poule d'Eau (HB)) permet de reproduire les déplacements cumulés avec de très bons critères d'erreur (RMSE > 0,9), sur une période de 7 ans (2 ans de calibration pour GI et 4 ans de calibration pour HB). Une composante rapide est nécessaire pour reproduire la dynamique des glissements durant cette période de 7 ans. Elle peut être associée à l'influence des variations de charges hydrauliques, relatives à l'infiltration des eaux de pluies dans les zones à plus fortes perméabilités (zones décomprimées aux limites de compartiments). Ces augmentations rapides de charges hydrauliques sont corrélées avec le début des accélérations des déplacements. La composante lente correspond au contrôle des variations de piézométries, liées à l'infiltration plus lente à travers le milieu poreux des brèches. En outre, l'utilisation d'une fonction de transfert unimodale ne permet pas de reproduire correctement la dynamique des glissements étudiés. Ce constat est particulièrement évident pour les accélérations suivant les épisodes pluvieux cycloniques. De plus pour les deux glissements étudiés, le calage des modèles sur des cycles hydrologiques relativement secs (2009 à 2011) permet de reproduire les accélérations enregistrées suite à des épisodes pluvieux cycloniques particulièrement intenses (Diwa en 2006 et Gamède en 2007). Ceci implique que ces glissements de grande ampleur ne subissent pas de phénomènes d'emballement suite aux épisodes pluvieux exceptionnels, et que la relation entre l'intensité des épisodes pluvieux et l'accélération peut être considérée comme linéaire. Ce raisonnement est limité par la durée des observations et l'intensité des évènements pluvieux sur la période 2003-2011. Il devra être confronté avec des jeux de données intégrant des épisodes pluvieux dont les cumuls pluviométriques seront supérieurs à ceux de Gamède.

Par conséquent, les modèles inverses mis en œuvre pour les glissements du cirque de Salazie sont des outils efficaces et robustes pour reproduire et prédire les vitesses de déplacements des glissements de grande ampleur en se basant sur les données mesurées de pluie et de déplacement.

Ils apportent également des éléments pertinents et indispensables pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique du glissement et pour préciser les liens existants entre l'hydrodynamique de l'aquifère et la dynamique de déplacement. Au regard des difficultés connues de l'étude des grands glissements, cette méthode s'avère novatrice est particulièrement porteuse.

Enfin, ils permettent d'étudier les phénomènes d'emballement des déplacements (Bernardie et al., 2012). Cette capacité du modèle constitue un atout majeur de la méthode proposée, en vue de son utilisation pour la gestion opérationnelle du risque.

2. Réponses aux objectifs du travail de recherche

Pour rappel, les principaux objectifs initialement définis pour ce travail de recherche étaient les suivants :

- Déterminer le poids du contexte géologique sur la formation et la géométrie des grands glissements des cirques de La Réunion ;
- Caractériser les grands processus de fonctionnement hydrogéologique des glissements de grande ampleur ;
- Mieux comprendre les liens existants entre hydrogéologie et déplacement pour ce type de glissement.

Pour répondre à ces objectifs, le fonctionnement des grands glissements de terrain du cirque de Salazie à l'île de La Réunion a été abordé par une approche pluridisciplinaire associant une étude géologique, le suivi quantitatif et qualitatif des eaux souterraines et le suivi de la déformation des versants. La configuration des exutoires de l'aquifère du glissement de Grand Ilet a notamment permis de mettre en place un dispositif de suivi des eaux de surface et des eaux souterraines complet et original, rarement mis en œuvre sur les glissements de terrain de ce type.

Concernant le premier objectif « contexte géologique / glissements de terrain », les résultats obtenus ont permis d'identifier clairement le rôle de l'héritage géologique dans les processus d'instabilité. Les avalanches de débris anciennes (stade basique) constituent un contexte favorable à la formation de glissements de grande ampleur. En revanche, l'héritage géologique ne suffit pas à expliquer le déclenchement et l'entretien de grandes instabilités. En effet, plusieurs avalanches de débris sont décrites ailleurs dans les cirques sans pour autant être sujettes à des déstabilisations continues. D'autres facteurs doivent donc être impliqués pour expliquer la formation de ce glissement. Le contexte géomorphologique lié aux processus d'érosion, qui ont localement mis à l'affleurement la base de l'avalanche, a certainement favorisé le déclenchement du glissement. Le contexte climatique et les eaux souterraines jouent également un rôle important.

Dans le cadre du second objectif, un schéma conceptuel hydrogéologique du glissement de Grand Ilet a été élaboré, étayé par les résultats des études géologiques et hydrodynamiques, des analyses hydrochimiques et des approches de modélisation. Les données recueillies ont permis de décrire pour la première fois le comportement et les particularités d'une nappe contenue dans les brèches d'avalanche de débris. De surcroit les travaux menés pour l'étude des processus de recharge ont permis de comprendre les facteurs contrôlant les volumes de recharge, et la dynamique de la nappe.

Pour répondre au troisième objectif, une méthode innovante de modélisation inverse a été mise en œuvre. Elle a permis d'identifier clairement que les variations du niveau des eaux souterraines dans le glissement contrôlent majoritairement les variations de vitesse de déplacement mesurées en surface. L'approche utilisée s'est avérée être un outil efficace pour anticiper le comportement des glissements, en plus de quantifier les liens existant entre hydrogéologie et vitesses de déplacements. Plus largement, son utilisation pourrait potentiellement être envisagée pour l'identification de phénomène d'emballement des glissements (système d'alerte).

3. Apports du travail de recherche

En raison de son caractère transverse et pluridisciplinaire, ce travail de recherche apporte des contributions aux communautés scientifiques des domaines de l'hydrogéologie et des risques naturels.

Tout d'abord, il décrit et conceptualise l'hydrogéologie d'un milieu peu décrit : les aquifères de brèches d'avalanche de débris. Il précise par ailleurs le schéma conceptuel hydrogéologique des aquifères volcaniques par la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique des matériaux volcano-détritiques. En termes d'applications à l'échelle réunionnaise, ces résultats constituent un socle solide pour reconsidérer la ressource associée aux formations de fond de cirque. En effet, les cycles hydrologiques exceptionnellement secs à La Réunion entre 2010 et 2013 ont généré des problèmes d'adduction d'eau, en particulier dans les cirques. L'exploitation des ressources des aquifères de brèches pourrait palier partiellement à ces problèmes, et entre autre à une irrigation des cultures.

Ensuite, ce travail apporte des connaissances fondamentales sur les glissements qui affectent les brèches d'avalanches de débris. Ces connaissances portent à la fois sur la géologie et la géométrie de ces glissements, et sur leur fonctionnement hydrogéologique. Elles constituent une avancée significative vers la compréhension des mécanismes de glissement, en vue de la mise en œuvre de futurs modèles déterministes hydromécaniques, de l'élaboration de systèmes d'alerte ou du dimensionnement de mesures d'assainissement du glissement.

A ce titre, la conceptualisation hydrogéologique permet d'évoquer des solutions pour limiter l'activité de ce type de glissement. Le drainage des eaux souterraines constituerait probablement la solution la plus efficace pour ralentir le glissement. Cependant, cette solution s'avère couteuse et difficile techniquement à mettre en œuvre. Selon un autre aspect, la collecte du ruissellement présente peu d'intérêt au regard des faibles coefficients de ruissellement quantifiés. Le maintien d'un couvert végétal à forte capacité évapotranspiratoire apparait comme une méthode alternative pertinente pour limiter partiellement la recharge, et donc l'activité du glissement.

Enfin, ce travail permet d'apporter une base de connaissances et des outils exportables à d'autres glissements. Dans un premier temps, la caractérisation des processus de recharge et sa quantification pour ce type de glissement pourront être utilisées pour d'autres cas d'étude, en particulier en contexte climatique tropical. Dans un second temps, les outils de modélisation des vitesses de déplacement proposés sont applicables à d'autre contexte et constituent une méthode alternative aux modélisations déterministes, complexes à mettre en œuvre. Cette méthode de modélisation est particulière pertinente pour l'étude des glissements de très grande ampleur pour lesquels les données hydrogéologiques, géométriques et mécaniques sont difficiles à acquérir.

4. Perspectives

L'avancée des connaissances sur les grands glissements des cirques a apporté des réponses aux principales interrogations du présent travail de recherche. Cependant, de nouvelles questions émergent, et la poursuite des réflexions semble inéluctable pour la caractérisation des mouvements de terrain de grande ampleur.

4.1. Perspectives générales

a. Modélisation inverse pluie / déplacement

Sous quelles conditions la méthode de modélisation inverse des vitesses de déplacement est-elle transposable à d'autres cas d'étude ?

Les résultats obtenus suite à l'application des modèles inverses aux glissements de Grand Ilet et de Mare à Poule d'Eau amènent à proposer l'application de cette méthode à d'autres cas d'études pour valider (i) son efficacité en terme de prédiction, et (ii) sa pertinence pour conceptualiser le fonctionnement des glissements de terrain de grande ampleur. Les travaux réalisés dans ce sens confirment sous certains aspects la potentialité de la méthode pour d'autres glissements (Bernardie et al., 2012).
Par ailleurs, l'utilisation des chroniques de recharge (calculées à l'aide des modèles de bilan) pour l'amélioration des modèles inverses de prédictions des déplacements serait également une perspective intéressante.

b. Hydrogéologie et recharge des glissements de grande ampleur en milieu tropical

Les particularités hydrogéologiques identifiées pour le glissement de Grand Ilet sont-elles représentatives de l'hydrogéologie des grands glissements en milieu tropical?

La réalisation du bilan hydrologique sur le site de Grand Ilet a caractérisé un effet couplé du climat, des propriétés des sols, du sous-sol et du couvert végétal sur la recharge d'un grand glissement en milieu tropical.

Il conviendrait de quantifier pour d'autres glissements et dans différents contextes, les effets des propriétés des sols et du couvert végétal sur les volumes de recharge et l'inertie des aquifères, mis en évidence pour le glissement de Grand Ilet. A terme, cet exercice pourrait permettre de mieux identifier la part de la dynamique de glissement expliquée par les processus hydrologiques et hydrogéologiques dans des cas d'étude plus complexes.

4.2. Perspectives locales

a. Modélisation hydrogéologique déterministe

Le schéma conceptuel proposé pour les processus de recharge et la dynamique de tarissement peut-il être validée par des modélisations en régime transitoire ?

Etant donné que les calculs ont été réalisés uniquement en régime permanent, les modèles construits dans ce travail n'ont permis de tester numériquement qu'une partie du schéma conceptuel hydrogéologique

Les prochaines modélisations hydrogéologiques en régime transitoire pourraient permettre de répondre à cette question. De surcroit, elles constitueraient une étape supplémentaire en vue de la mise en œuvre d'un modèle hydromécanique du glissement.

.

b. Structure géologique de la base du glissement

Précision de la géométrie de la base du glissement dans la zone amont (secteur Casabois)

Les résultats du bilan isotopique et de l'évaluation des volumes de régulation ont souligné l'incertitude concernant la géométrie de la base du glissement et de la surface piézométrique, en particulier dans les secteurs amont. Par ailleurs, le besoin d'informations géologiques et hydrogéologiques sur le secteur de Casabois a été plusieurs fois identifié au cours de ce travail.

La réalisation de forages complémentaires pourrait répondre en partie à ces besoins. Un forage carotté permettrait de lever une coupe géologique précise au centre du glissement en identifiant notamment la profondeur de la base des dépôts superficiels à éléments différenciés, et celle de la base des brèches basiques de Grand Ilet. Ce forage pourrait également permettre d'identifier la couche argileuse et de quantifier son épaisseur sous le glissement.
Par ailleurs, la réalisation de profils de sismique réflexion étendues à la zone d'étude seraient un des moyens les plus efficaces pour spatialiser les informations d'architecture, de géométrie et de propriétés mécaniques du glissement à l'échelle de la zone instable.

c. Hydrodynamique de la nappe des brèches

Comment évoluent les propriétés hydrodynamiques du milieu aquifère des brèches à proximité de la semelle du glissement ?

Les limites de l'analyse des tarissements ont été éprouvées par l'approche de modélisation numérique. Les propriétés hydrodynamiques des formations devront être précisées par la suite, notamment pour les milieux moins transmissifs de la base de l'aquifère des brèches.

Des essais d'injections complémentaires réalisés avec un débit d'injection plus important seraient un premier moyen de confirmer les résultats obtenus.
En outre, des paramètres hydrodynamiques pourraient être précisés par la réalisation d'essais par pompage si de nouveaux forages sont réalisés. Dans ce cadre, les trois piézomètres existants pourraient être utilisés comme points d'observation. La localisation du puits de pompage entre les piézomètres PZE2 et PZA3 serait un moyen d'optimiser la représentativité des essais.

d. Transfert de masse

Au sein de l'aquifère des brèches, comment évolue temporellement l'hétérogénéité du mélange entre les eaux de recharge et les eaux à l'étiage au cours d'un cycle hydrologique ?

L'approche hydrochimique a permis de mettre en évidence une stratification des eaux au sein de l'aquifère, en lien avec une évolution verticale des propriétés hydrodynamiques des brèches. En revanche, l'évolution temporelle de cette stratification n'a pas été caractérisée dans cette étude. Les connaissances relatives à ce phénomène serviraient à mieux comprendre les processus de mélange entre la recharge et les réserves à l'étiage.

La réalisation d'un suivi temporel par log de conductivité dans les piézomètres existants pourrait permettre d'aborder la problématique de la stratification des eaux souterraines et de son évolution au cours d'un cycle hydrologique.
La poursuite du suivi temporel des isotopes stables de l'eau des pluies et des eaux souterraines serait un moyen pertinent pour préciser le temps de renouvellement de l'aquifère des brèches.

e. Relations nappe / rivières

Quel est l'impact des crues dans la ravine Casabois sur la charge hydraulique des brèches au pied du rempart de la Roche Ecrite ?

Les interrogations relatives aux apports par les ravines latérales au glissement, comme la ravine Casabois, n'ont été que partiellement traitées. Le fonctionnement hydrogéologique de la limite nord du glissement est en effet peu contraint, malgré l'évaluation des flux associés lors de la réalisation du bilan hydrologique.

La réalisation de piézomètres à proximité de la ravine Casabois pourrait servir (i) à mieux contraindre la profondeur du niveau piézométrique à la vertical de ce cours d'eau, (ii) à préciser les modalités des échanges nappe / rivière dans ces secteurs, et (iii) à localiser la profondeur de la base de l'aquifère.
De manière plus qualitative, la mise en œuvre de profils électriques sur ce secteur serait une solution pour imager une éventuelle saturation des matériaux bréchiques sous le lit de la ravine Casabois.

BIBLIOGRAPHIE

Advenier, P., and Stieltjes, L., 1990, Etude du drainage du plateau de Grand Ilet: BRGM RR-32137-FR, 3 p.

Agliardi, F., Crosta, G., and Zanchi, A., 2001, Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics: Engineering Geology, v. 59, no. 1–2, p. 83–102, doi: 10.1016/S0013-7952(00)00066-1.

Allen, R.E., Pereira, L.S., Raes, D., and Smith, M., 1998, Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements: FAO Irrigation and drainage paper, v. 56.

Anderson, M.G., Collison, A.J.C., Hartshorne, J., Lloyd, D.M., and Park, A., 1996, Developments in slope hydrology—stability modelling for tropical slopes: Advances in hillslope processes, v. 2, p. 799–821.

Anderson, M.G., and Kemp, M.F., 1991, Towards an improved specification of slope hydrology in the analysis of slope instability problems in the tropics: Progress in Physical Geography, v. 15, no. 1, p. 29.

Angeli, M.G., Pasuto, A., and Silvano, S., 2000, A critical review of landslide monitoring experiences: Engineering Geology, v. 55, no. 3, p. 133–147, doi: 10.1016/S0013-7952(99)00122-2.

Antémi, E., 2007, Mission d'expertise géologique pour l'opération : "Finalisation des études préliminaires au niveau du plateau de Grand-Ilet - Travaux de correction torrentielle et de fascinage de la Ravine de la Roche à Jacquot à Grand Ilet" - Analyse géologique et hydrogéologique des sondages: ANTEA Réunion, 21 p.

Antémi, E., and Chambat, V., 2003, Mission d'expertise géologique pour l'opération: "Finalisation des études préliminaires au niveau du plateau de Grand-Ilet – Travaux de correction torrentielle et de fascinage de la Ravine de la Roche à Jacquot à Grand-Ilet" Synthèse des études réalisées: ANTEA Réunion, 21 p.

Arnaud, N., 2005, Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : le Piton des Neiges [Thèse]: Université de la Réunion, 420 p.

van Asch, T.W.J., Van Beek, L.P.., and Bogaard, T.., 2007, Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides: Engineering Geology, v. 91, p. 46–55, doi: 10.1016/j.enggeo.2006.12.012.

van Asch, T.W.J., Buma, J., and Van Beek, L.P.., 1999, A view on some hydrological triggering systems in landslides: Geomorphology, v. 30, no. 1–2, p. 25–32, doi: 10.1016/S0169-555X(99)00042-2.

van Asch, T.W.J., Hendriks, M.R., Hessel, R., and Rappange, F.E., 1996, Hydrological triggering conditions of landslides in varved clays in the French Alps: Engineering Geology, v. 42, no. 4, p. 239–251, doi: 10.1016/0013-7952(95)00082-8.

van Asch, T.W.J., Malet, J.P., and Bogaard, T.A., 2009, The effect of groundwater fluctuations on the velocity pattern of slow-moving landslides: Natural Hazards and Earth System Science, v. 9, no. 3, p. 739–749, doi: 10.5194/nhess-9-739-2009.

Aunay, B., Baltassat, J.M., and Bitri, A., 2012a, STRATAGEM (2012) – MvTerre-2 : Investigations géophysiques du secteur de Grand-Ilet (Salazie): BRGM RP- 61360-FR.

Aunay, B., Dewandel, B., Ladouche, B., Oliva, Z., and Saussol, P., 2012b, Identification des modalités d'exploitation des ressources en eaux souterraines du domaine d'altitude de l'Est de La Réunion – Phase 3 (secteur des Plaines): BRGM Rapport final RP-59245-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-59245-FR.pdf), 162 p.

Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M., and Savin, C., 2003, Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion): Société Géologique de France, v. 174, p. 125–140.

Bailly-Comte, V., Martin, J.B., and Screaton, E.J., 2011, Time variant cross correlation to assess residence time of water and implication for hydraulics of a sink-rise karst system: Water Resources Research, v. 47, no. 5, p. W05547, doi: 10.1029/2010WR009613.

Barbier, B., and Aunay, B., 2011, Etat des lieux du suivi des bornes géodésiques dans les cirques du massif du Piton des Neiges: BRGM RP-59019-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-59019-FR.pdf), 147 p.

Barcelo, A., 1996, Analyse des mécanismes hydrologiques en domaine volcanique insulaire tropical à relief jeune. Apports de la connaissance du bilan hydrique. Massif de La Fournaise (île de la Réunion) [Thèse]: Université de la Réunion, 266 p.

Bargeas, A., 1984, Evaluation globale de la ressource en eau de l'île de la Réunion; apports de la simulation par modèles hydrologiques: BRGM 84-SGN-232-EAU-REU (http://infoterre.brgm.fr/rapports/84-SGN-232-EAU-REU.pdf), 384 p.

Barthes, V., Fabriol, H., and Petiau, G., 1984, Mesures magnéto-telluriques dans l'île de La Réunion - zones de Salazie et Grand-Brûlé: BRGM 84-SGN-226-IRG (http://infoterre.brgm.fr/rapports/84-SGN-226-IRG.pdf), 30 p.

Bates, R.L., and Jackson, J.A., 1987, Glossary of Geology: Elsevier Science Pub. Co. Inc.,New York, NY.

Baum, R.L., and Reid, M.E., 1992, Geology, Hydrology and Mechanics of the Alani-Paty Landslide, Manoa Valley, Oahu, Hawaii: USGS, 87 p.

Baum, R.L., and Reid, M.E., 1995, Geology, hydrology, and mechanics of a slow-moving, clay-rich landslide, Honolulu, Hawaii: Geological Society of America, v. X, p. 79–105.

Belanger, A., and Aunay, B., 2008, Suivi des glissements de Hell-Bourg et de Grand-Ilet par les stations GPS permanentes: BRGM RP-56708-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56708-FR.pdf), 62 p.

Belle, P., Aunay, B., and Barbier, B., 2012, Elaboration des dispositifs de suivis hydrologique, hydrogéologique et hydrochimique du plateau de Grand Ilet (Salazie): BRGM RP-60756-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-60756-FR.pdf), 100 p.

Belle, P., Aunay, B., Bernardie, S., Grandjean, G., Ladouche, B., Mazué, R., and Join, J.-L., 2013, The application of an innovative inverse model for understanding and predicting landslide movements (Salazie cirque landslides, Reunion Island): Landslides,, p. 1–13, doi: 10.1007/s10346-013-0393-5.

Bernardie, S., Desramaut, N., Russo, G., and Grandjean, G., 2012, Prediction of changes in landslide movements induced by rainfalls: from the use of a black box model to a 1D mechanical model, *in* Geophys Res Abstr, Vienne.

Berthod, C., Famin, V., Bascou, J., Monié, P., Michon, L., and Ildefonse, B., in prep., Sill intrusions as a trigger of a 2,5 Ma destabilization at Piton des Neiges (La Réunion):.

Berti, M., and Simoni, A., 2012, Observation and analysis of near-surface pore-pressure measurements in clay-shales slopes: Hydrological Processes, v. 26, no. 14, p. 2187–2205, doi: 10.1002/hyp.7981.

Bessière, H., and Allier, D., 2011, Méthode de quantification spatiale des ressources en eau souterraine de lîle de La Réunion: BRGM RP-59682-FR, 178 p.

Bièvre, G., Jongmans, D., Winiarski, T., and Zumbo, V., 2012, Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps): Hydrological Processes, v. 26, no. 14, p. 2128–2142, doi: 10.1002/hyp.7986.

Billard, G., and Vincent, P.M., 1974, Cartes géologiques de la France - La Réunion 1/50000ème (4 feuilles): BRGM.

Binet, S., 2006, L'hydrogéochimie, marqueur de l'évolution à long terme des versants montagneux fracturés vers de grands mouvements de terrain. Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée

(Mercantour, France) et sur le versant de Rosone (Gran Paradiso, Italie) [Thèse]: U.F.R. des Sciences et Technologiques de l'Université de Franche-Comté, 190 p.

Binet, S., Guglielmi, Y., Bertrandet, C., and Mudry, J., 2007a, Unstable rock slope hydrogeology: insights from the large-scale study of western Argentera-Mercantour hillslopes (South-East France): Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 178, no. 2, p. 159–168, doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.159.

Binet, S., Mudry, J., Scavia, C., Campus, S., Bertrand, C., and Guglielmi, Y., 2007b, In situ characterization of flows in a fractured unstable slope: Geomorphology, v. 86, no. 1–2, p. 193–203, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.08.013.

Binet, S., Spadini, L., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., and Scavia, C., 2009, Variability of the groundwater sulfate concentration in fractured rock slopes: a tool to identify active unstable areas: Hydrology and Earth System Sciences Discussions, v. 6, no. 4, p. 5415–5444, doi: 10.5194/hessd-6-5415-2009.

Bishop, K.M., 1999, Determination of translational landslide slip surface depth using balanced cross sections: Environmental & Engineering Geoscience, v. 5, no. 2, p. 147–156.

Blaney, H.F., and Criddle, W.D., 1950, Determining water needs from climatological data: USDA Soil Conserv. Serv. SOS–TP 8–9.

Booth, A.M., Lamb, M.P., Avouac, J.-P., and Delacourt, C., 2013, Landslide velocity, thickness, and rheology from remote sensing: La Clapière landslide, France: Geophysical Research Letters, v. 40, no. 16, p. 4299–4304, doi: 10.1002/grl.50828.

Boussinesq, J., 1904, Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources: J. Math. Pure Appl., v. 10, p. 5–78.

Boussinesq, J., 1903, Sur un mode simple d'écoulement des nappes d'eau d'infiltration à lit horizontal, avec rebord vertical tout autour lorsqu'une partie de ce rebord est enlevée depuis la surface jusqu'au fond: C. R. Académie des Sciences, v. 137, p. 5–11.

Bret, L., 2002, Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges : Modélisation et implications hydrogéologiques [Thèse]: Université de la Réunion, 183 p.

Bret, L., Join, J.-L., Legal, X., Coudray, J., and Fritz, B., 2003, Argiles et zéolites dans l'altération d'un volcan bouclier en milieu tropical (Le Piton des Neiges, La Réunion): Comptes Rendus Geoscience, v. 335, no. 14, p. 1031–1038, doi: 10.1016/j.crte.2003.09.007.

Brocca, L., Ponziani, F., Moramarco, T., Melone, F., Berni, N., and Wagner, W., 2012, Improving Landslide Forecasting Using ASCAT-Derived Soil Moisture Data: A Case Study of the Torgiovannetto Landslide in Central Italy: Remote sensing, v. 4(5), p. 1232–1244, doi: 10.3390/rs4051232.

Brutsaert, W., and El-Kadi, A.I., 1984, The Relative Importance of Compressibility and Partial Saturation in Unconfined Groundwater Flow: Water Resources Research, v. 20, no. 3, p. 400–408, doi: 10.1029/WR020i003p00400.

Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V.M., Mudry, J., Bertrand, C., and Charmoille, A., 2004, Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France): Journal of Hydrology, v. 291, no. 1–2, p. 67–90, doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.013.

Carracedo, J.C., Simon, J.D., Guillou, H., and Gravestock, P., 1999, Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente: Geological Society of America Bulletin, v. 111, no. 5, p. 755–768, doi: doi:10.1130/0016-7606(1999)111<0755:LSOVEO>2.3.CO;2.

Carter, M., and Bentley, S.P., 1985, The geometry of slip surfaces beneath landslides: predictions from surface measurements: Canadian Geotechnical Journal, v. 22, no. 2, p. 234–238.

Castany, G., 1963, Traité pratique des eaux souterraines: Dunod, Paris.

Chaput, M., 2013, Déformation et activité intrusive des volcans boucliers. Du terrain à la modélisation numérique (Piton des Neiges - La Réunion) [Thèse]: Université de La Réunion, 317 p.

Chaput, M., Famin, V., and Michon, L., 2014, Deformation of basaltic shield volcanoes under cointrusive stress permutations: J. Geophys. Res. Solid Earth, v. 119, doi: DOI: 10.1002/2013JB010623.

Charlier, J.-B., Bertrand, C., Binet, S., Mudry, J., and Bouillier, N., 2010, Use of continuous measurements of dissolved organic matter fluorescence in groundwater to characterize fast infiltration through an unstable fractured hillslope (Valabres rockfall, French Alps): Hydrogeology Journal, v. 18, no. 8, p. 1963–1969, doi: 10.1007/s10040-010-0670-5.

Charlier, J.-B., Cattan, P., Moussa, R., and Voltz, M., 2008, Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment: Hydrological Processes, v. 22, no. 22, p. 4355–4370, doi: 10.1002/hyp.7040.

Charlier, J.-B., Lachassagne, P., Ladouche, B., Cattan, P., Moussa, R., and Voltz, M., 2011, Structure and hydrogeological functioning of an insular tropical humid andesitic volcanic watershed: A multi-disciplinary experimental approach: Journal of Hydrology, v. 398, no. 3–4, p. 155–170, doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.10.006.

Chen, M., and Wang, L., 1988, A prediction method by grey system for slope deformation and failure, *in* Proceedings, Lausanne, p. 577–582.

Chevalier, P., 2003, Cartographie géologique du cirque de Salazie à l'échelle 1/10 000: BRGM, 52 p.

Chevalier, L., 1979, Structures et évolution du volcan Piton des Neiges. Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes. Océan indien occidental [Thèse]: Université scientifique et médicale de Grenoble, 187 p.

Chopart, J.-L., Mézino, M., and Nativel, R., 2003, Fluctuation saisonnière de l'Evapotranspiration (ET0 Penman-Monteith) dans le Nord, l'Est et le Sud-est de l'île de la Réunion. Influence de l'altitude et comparaison avec l'Ouest et le Sud: CIRAD, 21 p.

Chow, V., Maidment, D., and Mays, L., 1988, Applied Hydrology: McGraw-Hill International Editions: New York.

Clerc, J.M., Ambrosetti, F., and Coudray, J., 1985, Complément à l'étude géologique et geophysique en vue de la détermination de la faisabilité d'un forage d'exploitation d'eau potable à Saint Gilles Les Bains. Comptes Rendu d'éxécution du forage d'étude au lieu dit "Chemin Carosse:" Université de La Réunion, 20 p.

Coe, J.., Ellis, W.., Godt, J.., Savage, W.., Savage, J.., Michael, J.., Kibler, J.., Powers, P.., Lidke, D.., and Debray, S., 2003, Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998–March 2002: Remote sensing and monitoring of landslides, v. 68, no. 1–2, p. 67–101, doi: 10.1016/S0013-7952(02)00199-0.

Collison, A.J.C., and Anderson, M.G., 1996, Using a combined slope hydrology/stability model to identify suitable conditions for landslide prevention by vegetation in the humid tropics: Earth Surface Processes and Landforms, v. 21, no. 8, p. 737–747, doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199608)21:8<737::AID-ESP674>3.0.CO;2-F.

Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., and Gili, J., 2005, Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain): Landslides, v. 2, no. 2, p. 83–96, doi: 10.1007/s10346-005-0049-1.

Craig, H., 1961, Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters: Science, v. 133, no. 3467, p. 1833–1834.

Cras, A., Marc, V., and Travi, Y., 2007, Hydrological behaviour of sub-Mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment: Journal of Hydrology, v. 339, no. 3–4, p. 130–144, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.004.

Cruchet, M., 2000, Suivi des mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques de Salazie et Cilaos. Bilans des travaux engagés de 1995 à 2000: BRGM RP-51105-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-51105-FR.pdf), 20 p.

Cruchet, M., and Auber, B., 2003, Suivi des déformations au cours de l'année 1999, route de Hell-Bourg et de Grand-Ilet. Présentation des dispositifs de mesure: BRGM, 22 p.

Cruden, D.M., and Varnes, D.J., 1996, Landslides types and processes: National Academy of Sciences, Washington, D.C., v. Transportation Research Board Special Report 247, p. 36–75.

Custodio, E., 1978, Geohidrologia de terrenos en islas volcanicas: Instituto de Hidrologia, Centro de Estudios Hidrograficos, 303 p.

Custodio, E., 1985, Low permeability volcanics in the Canary Islands, *in* International Association of Hydrogeologists, p. 562–573.

Custodio, E., 2004, Groundwater studies : an international guide for hydrogeological investigations - IHP-I, Series on Groundwater No.3, chap. Hydrogeology of volcanic rocks: UNESCO, 395–425 p.

Custodio, E., Lopez Garcia, L., and Amigo, E., 1988, Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canarie, Espagne).

Custodio, E., and Saenz de Oiza, J., 1973, Estudio geohidrologico del macizo de Famara, Lanzarotte - MOP, *in* Palermo.

Davis, S.N., 1974, Change in porosity and permeability with geologic time, *in* Lanzarote, Canary, p. 96–97.

Debieche, T.-H., Bogaard, T.A., Marc, V., Emblanch, C., Krzeminska, D.M., and Malet, J.-P., 2012, Hydrological and hydrochemical processes observed during a large-scale infiltration experiment at the Super-Sauze mudslide (France): Hydrological Processes, v. 26, no. 14, p. 2157–2170, doi: 10.1002/hyp.7843.

Delacourt, C., Raucoules, D., Le Mouélic, S., Carnec, C., Feurer, D., Allemand, P., and Cruchet, M., 2009, Observation of a large landslide on La Reunion island using Differential Sar Interferometry (JERS and Radarsat) and correlation of optical (Spot5 and Aerial) images: Sensors, v. 9, no. (1), p. 616–630, doi: 10.3390/s90100616.

Delmas, J., and Desvarreux, P., 1999, Mouvements de terrains à Grand Ilet - Etude géotechnique: Société Alpine de Géotechnique, 34 p.

Demange, J., Puvilland, P., and Rançon, J.P., 1984, Prospection géothermique de l'Ile de La Réunion - Grand Brûlé - Salazie - Rapport final d'exploration: BRGM, 51 p.

Deniel, C., 1988, 230Th- 238U radioactive disequilibrium in some differentiated lavas from piton des neiges (Reunion Island): Chemical Geology, v. 70, no. 1, p. 126.

Deniel, C., Kieffer, G., and Lecointre, J., 1992, New 230Th-238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion — A revised chronology for the Differentiated Series: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 51, no. 3, p. 253–267, doi: 10.1016/0377-0273(92)90126-X.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, P., and Al-Malki, A., 2003, Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer: Journal of Hydrology, v. 274, no. 1–4, p. 248–269, doi: 10.1016/S0022-1694(02)00418-3.

Diersch, H.J.., 2002, Reference manual for FEFLOW – finite element subsurface flow and transport simulation system:.

Du, J., Yin, K., and Lacasse, S., 2013, Displacement prediction in colluvial landslides, Three Gorges Reservoir, China: Landslides, v. 10, no. 2, p. 203–218, doi: 10.1007/s10346-012-0326-8.

Famin, V., and Michon, L., 2010, Volcano destabilization by magma injections in a detachment: Geology, v. 28, p. 219–222, doi: 10.1130/G30717.1.

Fernandes, N.F., Guimarães, R.F., Gomes, R.A.T., Vieira, B.C., Montgomery, D.R., and Greenberg, H., 2004, Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling: Geomorphic Impacts of Rapid Environmental Change, v. 55, no. 2, p. 163–181, doi: 10.1016/S0341-8162(03)00115-2.

Fernández-Merodo, J.A., García-Davalillo, J.C., Herrera, G., Mira, P., and Pastor, M., 2012, 2D viscoplastic finite element modelling of slow landslides: the Portalet case study (Spain): Landslides,, p. 1–14, doi: 10.1007/s10346-012-0370-4.

Fisk, M.R., Upton, B.G.J., Ford, C.E., and White, W.M., 1988, Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 93, no. B5, p. 4933–4950, doi: 10.1029/JB093iB05p04933.

Folio, J.-L., 2001, Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : apport à la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan-bouclier [Thèse]: Université de La Réunion, 132 p.

François, B., Tacher, L., Bonnard, C., Laloui, L., and Triguero, V., 2007, Numerical modelling of the hydrogeological and geomechanical behaviour of a large slope movement: the Triesenberg landslide (Liechtenstein): Canadian Geotechnical Journal, v. 44, no. 7, p. 840–857.

Frissant, N., Gourcy, L., and Brach, M., 2005, Recherche d'une relation entre le plateau de Dos-d'Ane et les sources Blanche et Denise: BRGM RP-54167-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-54167-FR.pdf), 59 p.

Frissant, N., Lacquement, F., and Rançon, J.P., 2003, Etude du potentiel hydrothermal de la zone amont de la rivière du Bras Rouge (Cirque de Cilaos) -Première phase d'étude-: BRGM RP-52673-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-52673-FR.pdf), 31 p.

Furuya, G., Sassa, K., Hiura, H., and Fukuoka, H., 1999, Mechanism of creep movement caused by landslide activity and underground erosion in crystalline schist, Shikoku Island, southwestern Japan: Engineering Geology, v. 53, no. 3–4, p. 311–325, doi: 10.1016/S0013-7952(98)00084-2.

Gance, J., Grandjean, G., Samyn, K., and Malet, J.-P., 2012, Quasi-Newton inversion of seismic first arrivals using source finite bandwidth assumption: Application to subsurface characterization of landslides: Journal of Applied Geophysics, v. 87, p. 94–106, doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.09.008.

Garnier, C., 2008, Etude du glissement de terrain de grande ampleur de Grand Ilet, Cirque de Salazie - Ile de la Réunion: BRGM RP-56706-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56706-FR.pdf), 74 p.

Garnier, C., and Lucas, E., 2008, Etude du glissement de terrain de grande ampleur d'Hell-Bourg, cirque de Salazie - Ile de La Réunion: BRGM RP-56725-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56725-FR.pdf), 76 p.

Gili, J.A., Corominas, J., and Rius, J., 2000, Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring: Engineering Geology, v. 55, no. 3, p. 167–192, doi: 10.1016/S0013-7952(99)00127-1.

Gillot, P.-Y., and Nativel, P., 1982, K-Ar chronology of the ultimate activity of piton des neiges volcano, reunion island, Indian ocean: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 13, no. 1–2, p. 131–146, doi: 10.1016/0377-0273(82)90024-5.

Gingerich, S.B., and Oki, D.S., 2000, Ground Water in Hawaï: USGS Tech. Rep.

Glastonbury, J., and Fell, R., 2008, Geotechnical characteristics of large slow, very slow, and extremely slow landslides: Canadian Geotechnical Journal, v. 45, no. 7, p. 984–1005, doi: 10.1139/T08-021.

Grandjean, G., Hibert, C., Mathieu, F., Garel, E., and Malet, J.-P., 2009, Monitoring water flow in a clay-shale hillslope from geophysical data fusion based on a fuzzy logic approach: Hydrogéophysique Hydrogeophysics, v. 341, no. 10–11, p. 937–948, doi: 10.1016/j.crte.2009.08.003.

Grandjean, G., Pennetier, C., Bitri, A., Meric, O., and Malet, J.-P., 2006, Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes du Sud, France): Comptes Rendus Geoscience, v. 338, no. 9, p. 587–595, doi: 10.1016/j.crte.2006.03.013.

Grunberger, O., 1989, Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté. Massif du Piton des Neiges. Ile de la Réunion [Thèse]: Université de Paris XI, 197 p.

Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.., and Mudry, J., 2000, Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France): Journal of Hydrology, v. 229, no. 3–4, p. 138–148, doi: 10.1016/S0022-1694(00)00166-9.

Guglielmi, Y., Vengeon, J., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J., and Giraud, A., 2002, Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides): Bulletin of Engineering Geology and the Environment, v. 61, no. 4, p. 311–324, doi: 10.1007/s10064-001-0144-z.

Gutiérrez, F., Soldati, M., Audemard, F., and Bălteanu, D., 2010, Recent advances in landslide investigation: Issues and perspectives: Recent advances in landslide investigation, v. 124, no. 3–4, p. 95–101, doi: 10.1016/j.geomorph.2010.10.020.

Hamilton, E.I., 1965, Isotopic Composition of Strontium in a Variety of Rocks from Reunion Island: Nature, v. 207, no. 5002, p. 1188–1188, doi: 10.1038/2071188a0.

Haurie, J.L., 1987, Géodynamique des cirques de la Réunion. Implications géotechniques et stabilité des versants [Thèse]: Université scientifique, technologique et médicale de Grenoble, 284 p.

Hewlett, J.D., and Hibbert, A.R., 1965, Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, *in* Pergamon Press-Oxford & N.Y., Penn. State Univ.

Hibert, C., Grandjean, G., Bitri, A., Travelletti, J., and Malet, J.-P., 2012, Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide (France): Integration of Technologies for Landslide Monitoring and Quantitative Hazard Assessment, v. 128, p. 23–29, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.05.001.

Hoareau, J.L., 2001, Etude de la minéralisation des eaux naturelles au contact de la série magmatique différenciée de la Réunion. Approches expérimentale et numérique [thèse]: Université de La Réunion, 212 p.

Hunt, C.D., 1996, Geohydrology of the island of Oahu, Hawaï: USGS Tech. Rep. 1412-B, 54 p.

Hutchinson, J.N., 1988, General report : Morphological and geotechnical parmeters of landslides in relation to geology and hydrogeology: Lausanne, Switzerland.

IUGS (International Union of Geological Sciences) working group on landslides, 1995, A suggested method for describing the rate of movement of a landslide: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, v. 52.

Iverson, R.M., 2000, Landslide triggering by rain infiltration: Water Resources Research, v. 36, no. 7, p. 1897–1910, doi: 10.1029/2000WR900090.

Iverson, R.M., 2005, Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback: Journal of Geophysical Research: Earth Surface, v. 110, no. F2, p. F02015, doi: 10.1029/2004JF000268.

Iverson, R.M., and Major, J.J., 1987, Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California : physical interpretation of empirical relations: Geological Society of America, v. 99, p. 579–594, doi: 10.1130/0016-7606(1987)99<579:RGFASM>2.0.CO;2.

Izuka, S.K., and Gingerich, S.B., 1998, Estimation of the depth to the fresh-water/salt-water interface from vertical head gradients in wells in coastal and island aquifers: Hydrogeology Journal, v. 6, no. 3, p. 365–373, doi: 10.1007/s100400050159.

Jackson, J.A., 1975, Relationships between rainfall parameters and interception by tropical forest: Journal of Hydrology, v. 24, no. 3-4, p. 215–238, doi: 10.1016/0022-1694(75)90082-7.

Join, J.L., 1991, Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire. Piton des Neiges. Ile de la Réunion [Thèse]: Université Montpellier II, 179 p.

Join, J.L., and Coudray, J., 1992, Exemple d'un écoulement souterrain chenalisé dans des brèches volcaniques peu perméables : la ravine Saint-Gilles, île de la Réunion: Hydrogéologie, v. 3, p. 163–172.

Join, J.-L., Coudray, J., and Longworth, K., 1997, Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion: Journal of Hydrology, v. 190, no. 1–2, p. 1–18, doi: 10.1016/S0022-1694(96)03070-3.

Join, J.-L., Folio, J.-L., and Robineau, B., 2005, Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 147, no. 1–2, p. 187–201, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.03.013.

Jomard, H., 2006, Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour [Thèse]: Université de Nice Sophia-Antipolis.

Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., and Hernandez, M., 2007, Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying: Terra Nova, v. 19, no. 1, p. 48–57, doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00712.x.

Klaassen, W., Bosveld, F., and de Water, E., 1998, Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception: Journal of Hydrology, v. 212–213, no. 0, p. 36–50, doi: 10.1016/S0022-1694(98)00200-5.

Kluska, J.M., 1997, Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500000 ans [Thèse]: Université de Paris 11, Orsay, 229 p.

Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., and Malard, A., 2014, Hydrogeological conceptual model of a complex basaltic volcanic islands. The Mayotte, Comores, case study: Terra Nova,, p. Accepted.

Lacoste, V., and Daessle, M., 2003, Etude hydrogéologique et géophysique de Grand Ilet: Hydroexpert, 44 p.

Lacquement, F., and Nehlig, P., 2008, Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (Ile de la Réunion, France): BRGM RP-56730-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56730-FR.pdf), 96 p.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., and Banton, O., 1998, Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France): Journal of Hydrology, v. 205, no. 3–4, p. 217–231, doi: 10.1016/S0022-1694(97)00155-8.

Larsen, M.C., and Torres-Sánchez, A.J., 1998, The frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico: Geomorphology, v. 24, no. 4, p. 309–331, doi: 10.1016/S0169-555X(98)00023-3.

Li, T., Chen, M., Wang, L., and Zhou, Y., 1996, Time prediction of landslide using Verhulst inverse-function model, *in* Proceedings, Trondheim, p. 1289–1293.

Lions, J., Aunay, B., and Chaboud, B., 2011, Etat qualitatif des eaux d'émergence de La Réunion Phase 1 : synthèse et analyse des données: BRGM RP-57638-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-57638-FR.pdf), 167 p.

Louvat, P., and Allègre, C.J., 1997, Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61, no. 17, p. 3645–3669, doi: 10.1016/S0016-7037(97)00180-4.

Ludden, J.N., 1978, Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 4, no. 1–2, p. 171–198, doi: 10.1016/0377-0273(78)90035-5.

Maillet, E., 1905, Essais d'hydraulique souterraine et fluviale: A. Hermann, Paris.

Malengreau, B., 1995, Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques [Thèse]: Université de Clermont-Ferrand, France, 366 p.

Malet, J.P., 2003, Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes de Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique [Thèse]: Université Louis Pasteur - Strasbourg 1, 364 p.

Malet, J.P., Van Asch, T.W.G., Van Beek, R., and Maquaire, O., 2005, Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model: Natural Hazards and Earth System Sciences, v. 5, p. 71–85, doi: 10.5194/nhess-5-71-2005.

Malet, J.P., and Maquaire, O., 2003, Black marl earthflow mobility and long-term seasonal dynamic in southastern France: CNRS, Naples.

Mangin, A., 1970, Contribution à l'étude hydrodynamique des aquières karstiques [Thèse]: Institut des Sciences de la Terre de l'université de Dijon, Moulis.

Mangin, A., 1984, Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale: Journal of Hydrology, v. 67, no. 1–4, p. 25–43, doi: 10.1016/0022-1694(84)90230-0.

Maréchal, J.C., Lachassagne, P., Ladouche, B., Dewandel, B., Lanini, S., Strat, P., and Petelet-Giraud, E., 2014, Structure and hydrogeochemical functioning of a sparkling natural mineral water system determined using a multidisciplinary approach: a case study from southern France: Hydrogeology Journal, v. 22, no. 1, p. 47–68, doi: 10.1007/s10040-013-1073-1.

De Marsily, G., 1981, Hydrogéologie quantitative: Masson Paris.

Massari, M., 1990, Etude du pouvoir épurateur de divers matériaux de l'île de La Réunion vis à vis d'effluents domestiques et industriels [Thèse]: Université de Provence, 601 p.

Mathevet, T., Lepiller, M. l., and Mangin, A., 2004, Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'Eau-Morte: Hydrology and Earth System Sciences, v. 8, no. 6, p. 1051–1064, doi: 10.5194/hess-8-1051-2004.

Matsuura, S., Asano, S., and Okamoto, T., 2008, Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of a reactivated landslide: Engineering Geology, v. 101, no. 1–2, p. 49–59, doi: 10.1016/j.enggeo.2008.03.007.

Mazué, R., Aunay, B., and Belle, P., 2012, Suivi des réseaux géodésiques dans les cirques de La Réunion: BRGM RP-61994-FR, 57 p.

Mc Donald, G., Abbot, A., and Peterson, F., 1983, Volcanoes in the sea: The geology of Hawaï (2d ed.): University of Hawaï press.

McDougall, I., 1971, The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 35, no. 3, p. 261–288, doi: 10.1016/0016-7037(71)90037-8.

Météo-France, 2011, Atlas climatique de La Réunion: Météo France, 132 p.

Montety, V. de, Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O., and Bogaard, T.A., 2007, Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey: Earth Surface Processes and Landforms, v. 32, no. 1, p. 32–48, doi: 10.1002/esp.1370.

Moulin, M., and Lebon, D., 2002, Synthèse hydrogéologique du cirque de Salazie (Ile de la Réunion): BRGM Rapport final RP-51127-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-51450-FR.pdf), 91 p.

Nagarajan, R., Roy, A., Vinod Kumar, R., Mukherjee, A., and Khire, M.V., 2000, Landslide hazard susceptibility mapping based on terrain and climatic factors for tropical monsoon regions: Bulletin of Engineering Geology and the Environment, v. 58, no. 4, p. 275–287, doi: 10.1007/s100649900032.

Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface: Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports, v. 30, no. 1, p. 25–33.

Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V., 1970, River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles: Journal of Hydrology, v. 10, no. 3, p. 282–290, doi: 10.1016/0022-1694(70)90255-6.

Nativel, P., 1978, Volcans de La Réunion: pétrologie, faciès zéolite (Piton des neiges) - sublimés (La Fournaise). Zéolites, sublimés. Vol. 2:.

Nemčok, A., Pašek, J., and Rybář, J., 1972, Classification of landslides and other mass movements: Rock mechanics, v. 4, no. 2, p. 71–78, doi: 10.1007/BF01239137.

Ng Kee Kwong, K.F., and Deville, J., 1984, Nitrogen Leaching from Soils Cropped with Sugarcane under the Humid Tropical Climate of Mauritius, Indian Ocean: Journal of Environmental Quality, v. 13, no. 3, p. 471–474, doi: doi:10.2134/jeq1984.00472425001300030028x.

Oehler, J.-F., Labazuy, P., and Lénat, J.-F., 2004, Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island: Bulletin of Volcanology, v. 66, no. 7, p. 585–598, doi: 10.1007/s00445-004-0341-2.

Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., and Labazuy, P., 2008, Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes: Bulletin of Volcanology, v. 70, no. 6, p. 717–742, doi: 10.1007/s00445-007-0163-0.

Oehler, J.-F., van Wyk de Vries, B., and Labazuy, P., 2005, Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach: The Tectonics and Physics of Volcanoes, v. 144, no. 1–4, p. 169–189, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.11.023.

Oki, D.S., 1997, Geohydrology and numerical simulation of the ground-water flow system of Molokai, Hawaï: USGS Tech. Rep. 97-4176.

Padilla, C., Onda, Y., Iida, T., Takahashi, S., and Uchida, T., 2014, Characterization of the groundwater response to rainfall on a hillslope with fractured bedrock by creep deformation and its implication for the generation of deep-seated landslides on Mt. Wanitsuka, Kyushu Island: Geomorphology, v. 204, no. 0, p. 444–458, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.08.024.

Padilla, A., and Pulido-Bosch, A., 1995, Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis: Journal of Hydrology, v. 168, no. 1–4, p. 73–89, doi: 10.1016/0022-1694(94)02648-U.

Parriaux, A., Bonnard, C., and Tacher, L., 2010, Glissements de terrain: hydrogéologie et techniques d'assainissement par drainage. Guide pratique: Office fédéral de l'environnement Connaissance de l'environnement 1023, 128 p.

Payet, N., Findeling, A., Chopart, J.-L., Feder, F., Nicolini, E., Saint Macary, H., and Vauclin, M., 2009, Modelling the fate of nitrogen following pig slurry application on a tropical cropped acid soil on the

island of Réunion (France): Agriculture, Ecosystems & Environment, v. 134, no. 3–4, p. 218–233, doi: 10.1016/j.agee.2009.07.004.

Peltier, A., Famin, V., Bachèlery, P., Cayol, V., Fukushima, Y., and Staudacher, T., 2008, Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data: Earth and Planetary Science Letters, v. 270, no. 3–4, p. 180–188, doi: 10.1016/j.epsl.2008.02.042.

Peng, T.-R., Wang, C.-H., Hsu, S.-M., Chen, N.-C., Su, T.-W., and Lee, J.-F., 2012, Use of stable water isotopes to assess sources and influences of slope groundwater on slope failure: Hydrological Processes, v. 26, no. 3, p. 345–355, doi: 10.1002/hyp.8130.

Peterson, F.L., 1972, Water development on tropical volcanic islands, type example : Hawaï Ground Water: 5, 18–23 p.

Pin, C., and Bassin, C., 1992, Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials: Analytica Chimica Acta, v. 269, no. 2, p. 249–255, doi: 10.1016/0003-2670(92)85409-Y.

Pinault, J.-L., Pauwels, H., and Cann, C., 2001a, Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: Application to nitrate transport and denitrification: Water Resources Research, v. 37, no. 8, p. 2179–2190, doi: 10.1029/2001WR900017.

Pinault, J.-L., Plagnes, V., Aquilina, L., and Bakalowicz, M., 2001b, Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: Characterization of Karst System Functioning: Water Resources Research, v. 37, no. 8, p. 2191–2204, doi: 10.1029/2001WR900018.

Pinault, J., and Schomburgk, S., 2006, Inverse modeling for chraracterizing surface water/groundwater exchanges.: Water resources research, v. 42, p. doi:10.1029/2005WR004587, doi: 10.1029/2005WR004587.

Pinchinot, H., 1984, Etude géologique des formations superficielles et du proche substratum à Grand Ilet (Cirque de Salazie, La Réunion). Application à la cartographie du risque de mouvements de versants [Thèse]: Université scientifique et médicale de Grenoble, 215 p.

Ponziani, F., Pandolfo, C., Stelluti, M., Berni, N., Brocca, L., and Moramarco, T., 2012, Assessment of rainfall thresholds and soil moisture modeling for operational hydrogeological risk prevention in the Umbria region (central Italy): Landslides, v. 9, no. 2, p. 229–237, doi: 10.1007/s10346-011-0287-3.

Popescu, M.E., 1994, A suggested method for reporting landslide causes: Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, v. 50, no. 1, p. 71–74, doi: 10.1007/BF02594958.

Popescu, M.E., 2002, Landslides causal factors and landslide remediatial options: Singapore.

Prokešová, R., Medveďová, A., Tábořík, P., and Snopková, Z., 2013, Towards hydrological triggering mechanisms of large deep-seated landslides: Landslides, v. 10, no. 3, p. 239–254, doi: 10.1007/s10346-012-0330-z.

Protassov, K., 1999, Probabilités et incertitudes dans l'analyse des données expérimentales: Presses Universitaires de Grenoble.

Quidelleur, X., Holt, J.W., Salvany, T., and Bouquerel, H., 2010, New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0 Ma: Geophysical Journal International, v. 182, no. 2, p. 699–710, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04651.x.

Rad, S.D., Allègre, C.J., and Louvat, P., 2007, Hidden erosion on volcanic islands: Earth and Planetary Science Letters, v. 262, no. 1–2, p. 109–124, doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.019.

Rad, S., Rivé, K., Vittecoq, B., Cerdan, O., and Allègre, C.J., 2013, Chemical weathering and erosion rates in the Lesser Antilles: An overview in Guadeloupe, Martinique and Dominica: Journal of South American Earth Sciences, v. 45, no. 0, p. 331–344, doi: 10.1016/j.jsames.2013.03.004.

Rançon, J.P., 1982, Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de La Réunion [Thèse]: Université de Paris Sud, Centre Orsay, 224 p.

Raunet, M., 1991, Le milieu physique et les sols d l'île de La Réunion. Conséquences pour la mise en valeur agricole: CIRAD, 515 p.

Reid, M., Christian, S., and Brien, D., 2000, Gravitational stability of three-dimensional stratovolcano edifices.: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 6043–6056.

Rouquet, S., Boivin, P., Lachassagne, P., and Ledoux, E., 2012, A 3-D genetic approach for the high resolution geological modelling of the volcanic infill of a paleovalley system. Application to the Volcanic catchment (Chaîne des Puys, France): Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 183, p. 395–407.

Rutqvist, J., and Stephansson, O., 2003, The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering: Hydrogeology Journal, v. 11, no. 1, p. 7–40, doi: 10.1007/s10040-002-0241-5.

Salvany, T., 2009, Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques : exemple des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien) [Thèse]: Université de Paris Sud, 11, 391 p.

Sanjuan, B., Genter, A., Brach, M., and Lebon, D., 2001, Compléments d'étude géothermique dans l'île de la Réunion (géologie, géochimie): BRGM RP-51189-FR (http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-51189-FR.pdf), 196 p.

Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Bink, N.J., and Holwerda, F., 2000, Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo Experimental Forest, eastern Puerto Rico: Water Resources Research, v. 36, no. 8, p. 2183–2196, doi: 10.1029/2000WR900074.

Schulz, W., McKenna, J., Kibler, J., and Biavati, G., 2009, Relations between hydrology and velocity of a continuously moving landslide—evidence of pore-pressure feedback regulating landslide motion?: Landslides, v. 6, no. 3, p. 181–190, doi: 10.1007/s10346-009-0157-4.

Shrestha, H.K., Yatabe, R., and Bhandary, N.P., 2008, Groundwater flow modeling for effective implementation of landslide stability enhancement measures: Landslides, v. 5, no. 3, p. 281–290, doi: 10.1007/s10346-008-0121-8.

Singh, V.P., 1989, Hydrologic Systems: Watershed modeling: Prentice-Hall: Englewood Cliffs, New Jersey.

Snel, M.J., 1982, Développement de l'eau souterraine dans les îles d'Hawaï: Hydrographica, v. 9, no. 1, p. 27–33.

Steenhoudt, M., 1983, Rapport d'éxécution du forage d'étude. Contribution des résultats à la connaissance des eaux souterraines: BRGM, 49 p.

Tabari, H., Hosseinzadeh Talaee, P., and Some'e, B.S., 2013, Spatial modelling of reference evapotranspiration using adjusted Blaney-Criddle equation in an arid environment: Hydrological Sciences Journal, v. 58, no. 2, p. 408–420, doi: 10.1080/02626667.2012.755265.

Tacher, L., Bonnard, C., Laloui, L., and Parriaux, A., 2005, Modelling the behaviour of a large landslide with respect to hydrogeological and geomechanical parameter heterogeneity: Landslides, v. 2, no. 1, p. 3–14, doi: 10.1007/s10346-004-0038-9.

Terlien, M.T.J., 1997, Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Columbia): Geomorphology, v. 20, no. 1–2, p. 165–175, doi: 10.1016/S0169-555X(97)00022-6.

Terzaghi, K., 1950, Mechanisms of landslides: Geological Society of America, v. Berkey volume, p. 83–123.

Travelletti, J., and Malet, J.-P., 2012, Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: A methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data: Integration of Technologies for Landslide Monitoring and Quantitative Hazard Assessment, v. 128, no. 0, p. 30–48, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003.

Travelletti, J., Sailhac, P., Malet, J.-P., Grandjean, G., and Ponton, J., 2012, Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography: Hydrological Processes, v. 26, no. 14, p. 2106–2119, doi: 10.1002/hyp.7983.

Tullen, P., 2002, Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables [Thèse]: Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, 192 p.

Tullen, P., Turberg, P., and Parriaux, A., 2006, Radiomagnetotelluric mapping, groundwater numerical modelling and 18-Oxygen isotopic data as combined tools to determine the hydrogeological system of a landslide prone area: Engineering Geology, v. 87, no. 3–4, p. 195–204, doi: 10.1016/j.enggeo.2006.07.004.

Upton, B.G.J., and Wadsworth, W.J., 1966, The basalts of Réunion Island, Indian Ocean: Bulletin Volcanologique, v. 29, no. 1, p. 7–23, doi: 10.1007/BF02597136.

Valentin, J., 1984, Etude hydrogéologique par sondages électriques sur la rivière Fleurs Jaunes à Salazie (Ile de La Réunion): BRGM, 2 p.

Vallet, A., Bertrand, C., and Mudry, J., 2015, An efficient workflow to accurately compute groundwater recharge for the study of rainfall-triggered deep-seated landslides, application to the Séchilienne unstable slope (western Alps): Hydrology and Earth System Sciences Discussions, v. 19, p. 427–449, doi:10.5194/hess-19-427-2015.

Varnes, D.J., 1978, Slope movement types and processes: Transportation research board, v. Special Report 176, p. 11–33.

Vengeon, J.M., 1998, Déformation et rupture des versants en terrain metamorphique anisotrope. Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne [Thèse]: Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 186 p.

Viville, D., Ladouche, B., and Bariac, T., 2006, Isotope hydrological study of mean transit time in the granitic Strengbach catchment (Vosges massif, France): application of the FlowPC model with modified input function: Hydrological Processes, v. 20, no. 8, p. 1737–1751, doi: 10.1002/hyp.5950.

Wen, B.P., Duzgoren-Aydin, N.S., and Aydin, A., 2004, Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments: Environmental Geology, v. 47, no. 1, p. 140–154.

Xu, C.-Y., and Singh, V.P., 2002, Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland: Water Resources Management, v. 16, no. 3, p. 197–219, doi: 10.1023/A:1020282515975.

Xu, C.-Y., and Singh, V.P., 2001, Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation: Hydrological Processes, v. 15, no. 2, p. 305–319, doi: 10.1002/hyp.119.

Zecharias, Y.B., and Brutsaert, W., 1988, Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds: Water Resources Research, v. 24, no. 10, p. 1651–1658, doi: 10.1029/WR024i010p01651.

ANNEXES

Annexe 1 : Article court accepté aux Journées « Aléa Gravitaire » (JAG) les 7 et 8 septembre 2011 (Strasbourg) (poster). 325
Annexe 2 : Résumé accepté au congrès de l'EGU 2012 à Vienne (Autriche) (présentation oral). 331
Annexe 3 : Résumé accepté au congrès de l'EGU 2014 à Vienne (Autriche). 332
Annexe 4 : Résumé accepté au congrès de l'EGU 2014 à Vienne (Autriche). 333
Annexe 5 : Courbes de tarage des seuils hydrologiques installés sur le glissement de Grand Ilet. 334
Annexe 6 : Caractéristiques des points d'eau utilisés (coordonnées en WGS84). 337
Annexe 7 : Analyses chimiques de la campagne basses eaux 2011. 338
Annexe 8 : Analyses chimiques de la campagne hautes eaux 2012. 339
Annexe 9 : Analyses des isotopes du Strontium des eaux souterraines du cirque de Salazie réalisées dans le cadre des campagnes spatiales basses eaux 2011 et hautes eaux 2012. 340
Annexe 10 : Analyses des isotopes stables de l'oxygène sur les eaux de pluie au collecteur de Grand Ilet (cirque de Salazie) (du 11/01/2011 au 30/11/2012). 341
Annexe 11 : Analyse des isotopes stables de l'oxygène sur les eaux souterraines du cirque de Salazie (du 22/11/2011 au 19/11/2013). 342
Annexe 12 : Suivi hydrochimique de la source Clain (CL) au pied du glissement de Grand Ilet (du 05/04/2011 au 01/03/2013). 343
Annexe 13 : Suivi hydrochimique de la source S1GI au pied du glissement de Grand Ilet (du 05/04/2011 au 02/10/2012). 344
Annexe 14 : Méthode des mesures géophysiques H/V et MASW (extrait du rapport BRGM-RP- 61360-FR (Aunay et al., 2012a). 345
Annexe 15 : Datation par les CFC-SF6 de l'eau à la source Clain (CL). Interprétation par le modèle exponentiel. 348

Annexe 1 : Article court accepté aux Journées « Aléa Gravitaire » (JAG) les 7 et 8 septembre 2011 (Strasbourg) (poster).

Une nouvelle approche pour l'étude de la dynamique d'un glissement de très grande ampleur par modélisation hydrogéologique inverse (Grand Ilet, La Réunion)

P. Belle[*+], B. Aunay[+], J.-L. Nédellec[+], S. Bernardie[X], N. Desramaut[X], J.-L. Join[*]
[*] *Laboratoire Géosciences Réunion UMR 7154 - Université de La Réunion – Saint-Denis*
[+] *BRGM – Service Géologique Régional de La Réunion – Saint-Denis*
[X] *BRGM – Service Risques / Unité Risques Mouvement de Terrain & érosion - Orléans*
Contact : p.belle@brgm.fr

RESUME : L'étude de l'influence des précipitations sur les mouvements de terrain induit la connaissance de processus hydrogéologiques complexes. Dans le but d'identifier le rôle de ces processus pour le glissement de Grand Ilet (île de La Réunion), un outil de modélisation inverse est utilisé. Les relations obtenues entre précipitations et vitesses de déplacement sont interprétées à l'aide des résultats des analyses corrélatoires croisées, associant piézométrie et débit des sources aux vitesses de déplacements. Les résultats des modèles inverses générés reproduisent de manière très satisfaisante la réponse du glissement aux précipitations sur la période de 2005 à 2011. L'utilisation d'une réponse impulsionnelle bimodale, associant réponse lente (43 jours) et réponse rapide (<20 jours) est nécessaire pour reproduire la dynamique du glissement. Cette caractéristique est mise en relation avec son fonctionnement hydrogéologique. Il apparait par conséquent que les résultats de ce type de modèle sont porteurs d'informations pertinentes sur le contrôle des vitesses de déplacement par la circulation des eaux souterraines. Sa mise en œuvre s'avère particulièrement adaptée pour l'étude de la dynamique des glissements de très grande ampleur.

1 INTRODUCTION

La compréhension des mécanismes régissant les mouvements de terrain est un sujet fréquemment abordé par la communauté scientifique, avec pour enjeu commun la protection des biens et des personnes. Les modèles physiques de type hydromécaniques sont couramment utilisés pour l'étude du fonctionnent des glissements de terrain et la modélisation des vitesses de déplacement (Malet, 2003 ; Guglielmi et al., 2005 ; Van Asch et al. 2009). Se basant sur des mesures in-situ pour le calage des différents paramètres, ils nécessitent généralement des acquisitions longues et coûteuses de données, préliminaires à leur mise en œuvre (Tullen, 2002). Les approches par modèles inverses ont été jusqu'alors peu utilisées pour l'étude des glissements de terrain, du fait de leur caractère intégrateur. Ils sont plus communément utilisés en hydrogéologie, dans les domaines de l'hydrodynamique et de l'hydrochimie (Pinault et al., 2001a ; Pinault et al., 2001b). A partir de l'expérience acquise dans ce domaine, son application pour l'étude des glissements de terrain est envisagée dans cette étude à l'aide d'un logiciel basé sur une approche globale (Tempo). Des analyses corrélatoires croisées portant sur les chroniques de précipitations, piézométrie, débit des sources et vitesses de déplacement, sont utilisées en parallèle pour la détermination des processus physiques impliqués dans les résultats du modèle.

2 SITE EXPÉRIMENTAL

2.1 Déformations gravitaires et géologie du glissement de Grand Ilet

Le site sélectionné pour cette étude est le glissement de terrain de très grande ampleur de Grand Ilet, d'un volume de 450 Mm^3 (Garnier, 2008) et sur lequel vivent près d'un millier d'habitant. Il se situe dans la zone nord-ouest du cirque de Salazie, sur l'île de La Réunion (Océan Indien). Lors de la saison des pluies de décembre à avril, ce glissement est soumis à des événements pluvieux intenses associés au passage de systèmes dépressionnaires tropicaux (2620 mm de précipitations sur trois jours à Grand Ilet lors du cyclone Diwa en 2006). Ce régime climatique extrême est à l'origine d'une saisonnalité des vitesses de déplacement, accentuée par des accélérations marquées lors de ces événements pluvieux exceptionnels (Garnier, 2008 ; Bellanger & Aunay, 2008).

La composante principale du déplacement est horizontale, orientée vers le nord-est. La masse en mouvement est composée de trois compartiments séparés par des escarpements, dont les vitesses de déplacement sont croissantes vers le nord-est (Fig. 1). Le corps du glissement est constitué de formations de brèches

d'avalanche de débris, accumulées au cours de plusieurs événements de déstabilisation de flanc du Piton des Neiges (Arnaud, 2005 ; Lacquement & Nehlig, 2008). Ces brèches peuvent atteindre localement plus de 100 mètres d'épaisseur. Un ensemble sous-jacent d'anciennes coulées basaltiques intrudées par de nombreux sills et dykes basaltiques et différenciés, forme un substratum cohérent (Pinchinot, 1984). Les observations de terrain ont permis de mettre en évidence une interface à pendage faible vers le nord-est (environ 10°) entre les dépôts de brèches et les coulées anciennes. Ce contact apparait marqué par la présence de formations brèchiques argileuses, fortement altérées et déformées. Des dépôts de colluvions de pentes récents de quelques mètres d'épaisseur recouvrent localement le glissement en surface.

2.2 Hydrogéologie du glissement

Les brèches d'avalanche de débris du glissement constitue un aquifère ayant pour mur le substratum de coulées anciennes (Fig. 1). A la périphérie du glissement, la nappe contenue dans les brèches est drainée par une vingtaine de sources pérennes, dont les débits à l'étiage sont compris entre 1 l/s et 20 l/s. Elles sont principalement localisées dans le secteur nord-est, où l'érosion incise les brèches jusqu'au substratum permettant leur émergence au-dessus de 900 m d'altitude. Par ailleurs, des émergences temporaires à tarissement rapide, de 2 à 3 jours, apparaissent en tête de glissement au contact brèches/substratum suites aux épisodes pluvieux exceptionnels.
En bordures ouest et nord du glissement, six sources pérennes émergent des remparts de la Roche-Ecrite au-dessus de 1200 m d'altitude, avec des débits à l'étiage de 1 l/s à 10 l/s.

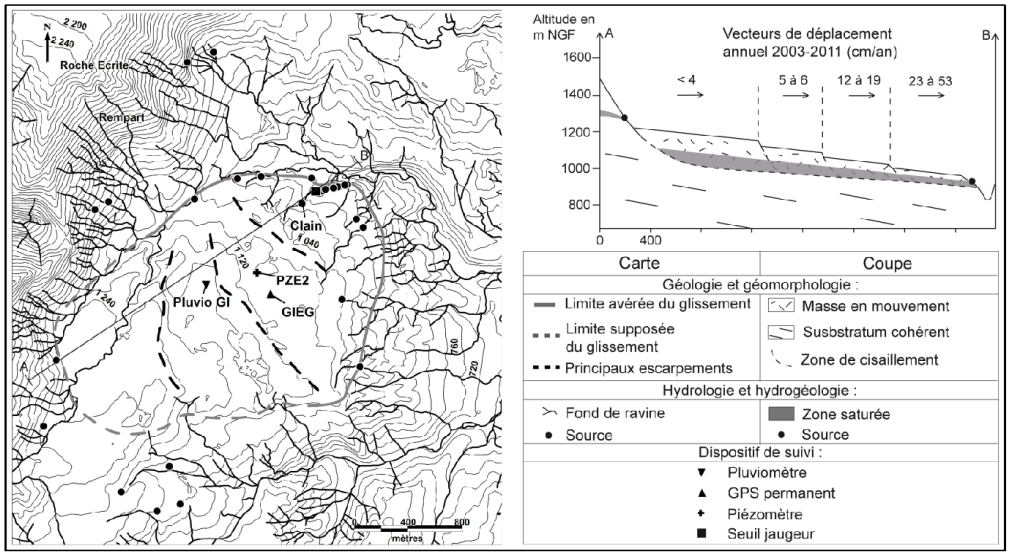


Figure 1. Présentation des contextes géostructural et hydrogéologique du glissement de Grand Ilet, ainsi que du dispositif de suivi mis en place (sur fond topographique avec courbe de niveau d'équidistance 40 mètres).

2.3 Dispositif de suivi hydrologique et des déplacements

Des stations GPS permanentes permettent un suivi journalier des déplacements sur le secteur nord-est du glissement. La station GIEG assure ce suivi depuis 2004. Depuis le premier trimestre 2010, un nouveau matériel est utilisé (station Leica 1200+). Il permet d'optimiser la précision des acquisitions et de limiter ainsi le bruit de fond des chroniques. Les précipitations sont suivies au pas de temps journalier par un pluviomètre installé au centre du glissement de Grand Ilet depuis 2004. Depuis 2010, le piézomètre PZE2, interceptant la nappe des brèches, est suivis au pas de temps 30 minutes. Un suivi du débit (seuil jaugeur) de la source Clain au pas de temps 10 minutes est opérationnel depuis décembre 2010.

3 MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE INVERSE

3.1 Données utilisées pour la modélisation inverse et méthodologie employée

3.1.1 Données

La station GIEG a été sélectionnée pour cette analyse en raison de la longueur des chroniques disponible. Les vitesses de déplacement majoritairement inférieures à 2 mm/jour et le bruit affectant les acquisitions de la station GPS rendent nécessaire un traitement préliminaire des vitesses de déplacement avant leur exploitation en modélisation. Pour ce faire, les vitesses sont calculées sur la base des déplacements planimétriques au pas de temps 3 jours, avant l'application d'une moyenne mobile de 9 jours centrée. Une interpolation au pas de temps journalier est ensuite réalisée. Le calcul des vitesses est limité aux années 2010 et 2011pour lesquelles les données de déplacements sont moins bruitées. Ce traitement permet de dégager les tendances saisonnières à l'accélération et au ralentissement du glissement (Fig. 2). Les variations sur des périodes infra-mensuelles restent cependant fortement affectées par le bruit de fond des données de déplacement. Par ailleurs, un tel traitement par moyenne mobile induit une anticipation des phases d'accélération et de décélération. Mais il présente l'intérêt de ne pas induire de déphase des pics d'accélération, d'où son utilisation pour cette étude.
En ce qui concerne l'hydrologie, la chronique piézométrique utilisée est celle de PZE2, suivi depuis 2009.La chronique de débit de la source Clain, émergence principale du glissement (débit d'étiage de 20 l/s, localisation Fig.1), a également été sélectionnée pour cette analyse.

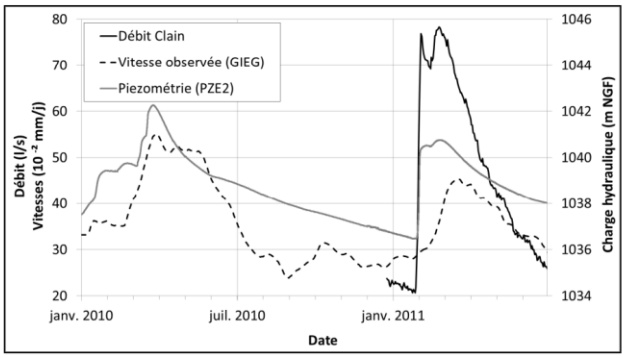


Figure 2. Evolution temporelle de la piézométrie dans PZE2, du débit à la source Clain et de la vitesse de déplacement à la station GIEG.

3.1.2 Méthodologie utilisée pour la modélisation inverse

Le logiciel de modélisation Tempo (Pinault et al., 2001b), basé sur une approche globale, est utilisé. Ce type d'approche permet de déterminer les caractéristiques de la réponse impulsionnelle permettant de reproduire un signal de sortie à partir d'un signal d'entrée. Une réponse impulsionnelle de type Gausienne-exponentielle est testée pour résoudre le problème inverse précipitations / vitesses de déplacement. Une telle réponse représente physiquement le processus classique de recharge/vidange d'un réservoir en hydrogéologie. D'un point de vue mathématique, c'est le produit de convolution d'une fonction Gaussienne par une exponentielle, avec trois degrés de liberté variant selon le problème posé. Cette réponse impulsionelle I(t) peut s'écrire sous la forme suivante (1):

$$I(t) = \left[A.\left(\frac{t-T}{D}\right)^2.e^{-ln2}\right] * \left[e^{\frac{-t.ln2}{L}}\right] \qquad (1)$$

Les trois degrés de liberté sont la position T de la Gaussienne correspondant au retard du processus par rapport à une sollicitation en entrée, sa largeur D correspondant à la durée du phénomène, et le temps de demi-tarissement L. Le paramètre A est fixée par la loi de conservation reliant l'entrée et la sortie.

La qualité de l'ajustement des séries est mesurée à l'aide du coefficient de Nash (sans dimension) avec :
Nash = 1-Z où Z est égal au rapport de la somme des carrés du résidu sur la variance de la série observée (2).

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{n=1,N}[S(n) - M(n)]^2}{\sum_{n=1,N}[S(n) - \bar{S}]^2} \qquad (2)$$

Pour cette étude, les données de vitesse de déplacement à la station GIEG et de pluviométrie à Grand Ilet sont traitées dans un premier temps sur les années 2010 et 2011. La sensibilité du modèle Gaussienne-exponentielle est testée par modification des caractéristiques de la réponse rapide (modification de la borne supérieure de la réponse rapide). Pour mémoire, le bruit des données de déplacement de 2005 à 2009 ne permet pas d'obtenir des vitesses cohérentes. Dans un deuxième temps, les réponses impulsionnelles obtenues sur la période 2010-2011 sont testées sur la période 2005 à 2011. Pour ce faire, la chronique de précipitation enregistrée à Grand Ilet est utilisée en entrée du modèle. Les déplacements calculés à partir des vitesses modélisées obtenues sont ensuite comparés aux déplacements mesurés sur l'ensemble de la période de suivi. Lors du calcul des déplacements à partir des vitesses modélisées, la valeur de déplacement initiale est prise égale au déplacement cumulé mesuré au 1 août 2005.

3.2 Résultats

3.2.1 Analyse corrélatoire croisée

L'analyse est réalisée à l'aide de Tempo (Fig. 3) sur la base des chroniques au pas de temps journalier (Fig. 2). Sur la période de suivi 2010-2011, les vitesses de déplacement apparaissent fortement corrélées (coefficient de 0,88) avec la piézométrie, pour un décalage en temps de 20 jours. Le débit à l'émergence principale du glissement montre lui aussi une forte corrélation avec la piézométrie sans décalage. Entre précipitations et piézométrie, un coefficient de corrélation significatif de 0,3 pour un décalage de 27 jours est mis en évidence. De la même façon, un coefficient de 0,3 est mis en évidence entre précipitations et vitesses de déplacement, pour un décalage cette fois de 48 jours. Par ailleurs, le décalage en temps pour le pic de corrélation entre précipitations et vitesse de déplacement (48 jours) est égale à la somme des décalages pour la relation précipitations/piézométrie (20 jours) et piézométrie/vitesse de déplacement (27 jours).

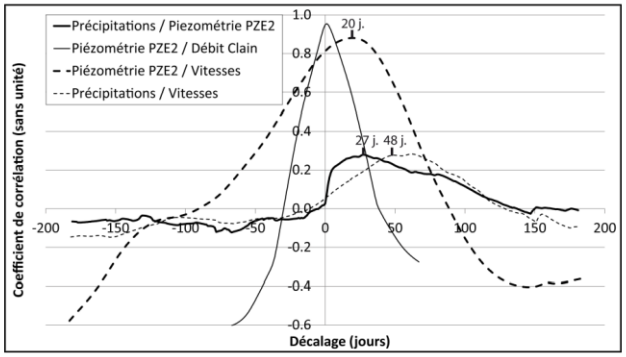


Figure 3. Corrélogrammes croisés entre les chroniques de précipitations, piézométrie, débit et vitesses de déplacement.

3.2.2 Modélisation inverse

Les simulations réalisées permettent de reproduire les variations de vitesse de déplacement avec un critère de Nash supérieur à 0,55 sur la période 2010-2011 (Fig. 4a). Les tests de sensibilité effectués sur la réponse rapide montrent que le critère de Nash est maximum pour un temps d'influence de la réponse rapide de 17 jours. Lorsque la borne supérieure de la réponse rapide est fixée au-delà de 30 jours, celle-ci ne se distingue plus de la réponse lente.

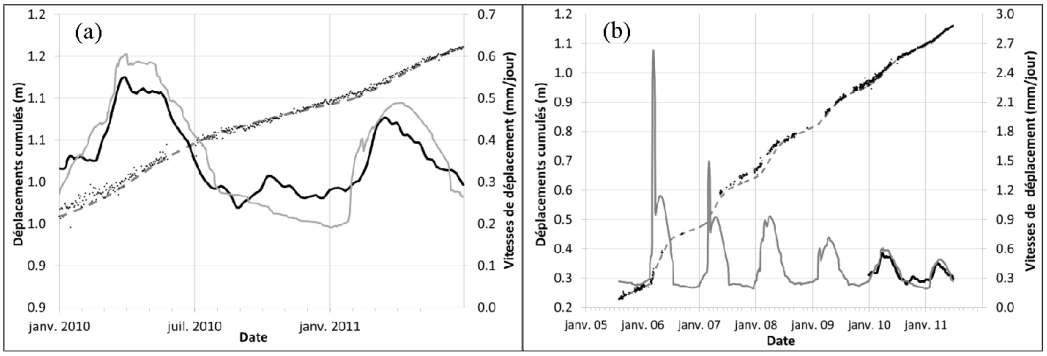


Figure 4. Comparaison des déplacements cumulés mesurés (points noirs) et des vitesses associées (trait noir épais) avec les résultats du modèle à réponse impulsionnelle bimodale (vitesses de déplacement en trait gris et déplacements cumulés en trait pointillé gris).

L'utilisation du modèle inverse obtenu sur la période 2010-2011 pour générer les vitesses à partir de la chronique pluviométrique de 2005 à 2011 permettent de reproduire les déplacements sur 6 ans avec un décalage inférieur à 1 cm pour un déplacement cumulé de 93 cm (Fig. 4b). Un décalage systématique entre déplacements calculés à partir des vitesses modélisées et déplacements observés apparait pour les années 2007 et 2008 (Fig. 4b). L'utilisation d'une réponse impulsionnelle rapide (borne supérieure comprise entre 10 et 20 jours), associée à la réponse lente, permet de générer des phases d'accélération lors des épisodes cycloniques proches de celles réellement observées, en particulier pour 2006 (Fig. 4). Au contraire, l'utilisation d'une réponse impulsionnelle lente sans composante rapide ne permet pas de reproduire les phases d'accélération en période cyclonique. Hors événement pluvieux extrême (année 2008 à 2011), la réponse rapide ne contribue pas aux phases d'accélération, et l'utilisation d'une réponse lente suffit à reproduire les variations de vitesses. Indépendamment de la valeur de la borne supérieure de la réponse rapide, la réponse impulsionnelle lente déterminée par le modèle montre un temps de réponse aux précipitations compris entre 43 et 50 jours.

3.3 Interprétation et discussion

3.3.1 Analyse corrélatoire

Les analyses corrélatoires croisées réalisées permettent de mettre en évidence l'influence de la piézométrie sur les vitesses de déplacement (coefficient de corrélation de 0,88). Suite à un épisode pluvieux intense, le pic de piézométrie est enregistré 27 jours plus tard. Le maximum de corrélation de 0,28 atteint pour un tel décalage laisse toutefois supposer que les variations piézométriques ne sont qu'en partie expliquées par les précipitations, et que des apports d'eaux supplémentaires, à l'origine des variations piézométriques dans PZE2, sont à prendre en considération. Le débit de l'émergence principale du glissement (source Clain) est par ailleurs totalement expliqué par les variations de piézométrie dans PZE 2, avec un temps de réaction de l'émergence inférieur à 24 heures suite aux variations piézométriques (distance de 600 mètres entre les deux).

3.3.2 Modélisation inverse

Les modélisations inverses réalisées permettent de reproduire les vitesses de déplacement du glissement de Grand Ilet et la saisonnalité des accélérations (Fig. 4). Il apparait que l'utilisation d'une réponse impulsionnelle bimodale est nécessaire pour la modélisation des accélérations suite aux épisodes pluvieux extrêmes. Les caractéristiques de la réponse lente, à l'origine du contrôle des déplacements hors épisodes pluvieux extrêmes, peuvent être assimilées aux relations précipitations/piézométrie et piézométrie/vitesse de déplacement établies par les analyses corrélatoires croisées. La réponse lente, dont l'influence maximale est à 43 jours, peut être mise en relation avec le pic de corrélation à 48 jours entre précipitations et vitesses de déplacement (correspondant à la somme des temps d'influence maximaux entre précipitations/piézométrie de 27 jours et piézométrie/vitesse de déplacement de 20 jours). Les résultats de la modélisation inverse permettent donc d'associer la piézométrie comme moteur des déplacements hors événements cycloniques, exprimé par la

composante lente de la réponse impulsionnelle, avec une influence à long terme supérieure à 40 jours. Suite aux événements cycloniques, une forte contribution de la réponse impulsionnelle rapide est nécessaire pour reproduire l'accélération des déplacements. Hors événement cyclonique, cette réponse rapide n'est pas utilisée par le modèle pour générer les vitesses. La composante rapide pourrait donc, dans un premier temps, être associée aux émergences temporaires observées en tête de glissement suite à de tels événements, témoignant de l'influence de circulations préférentielles dans les réseaux de fissures. Les limites de la modélisation sont mises en évidence pour les années 2007 et 2008. Les déplacements cumulés générés sont surestimés par rapport aux déplacements réels pour ces années. Un tel phénomène pourrait témoigner d'un changement dans le régime de fonctionnement du glissement, ne pouvant être pris en compte par ce type de modèle.

4 CONCLUSION

Dans le cas du glissement de Grand Ilet, l'utilisation de l'outil de modélisation inverse permet de reproduire le cumul des déplacements avec un décalage inférieur à 1% sur 6 ans d'observations. La réponse impulsionnelle de type Gaussienne-exponentielle, dissociant réponse rapide et réponse lente, apparait particulièrement adaptée pour la modélisation des vitesses de déplacement dans le cas du glissement de Grand Ilet. La réponse lente est associée à l'influence de la piézométrie sur les vitesses de déplacement. Les caractéristiques des réponses impulsionnelles générées sont porteuses d'informations hydrogéologiques, pouvant être utilisées pour la conceptualisation du fonctionnement du glissement. Bien qu'étant un outil intégrateur, le modèle inverse permet donc l'étude des processus physiques associés à la dynamique du glissement. Il est toutefois nécessaire d'associer à cet outil des analyses complémentaires, basées par exemple sur une analyse corrélatoire des chroniques, pour l'interprétation des résultats.

5 BIBLIOGRAPHIE

Arnaud N., 2005. Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : le Piton des Neiges. *Thèse, Université de La Réunion*, 420 p.

Belanger A. & Aunay B., 2008. Suivi des glissements de Hell-Bourg et de Grand-Ilet par les stations GPS permanentes. *Rapport BRGM RP-56708-FR*, 62 p.

Garnier C., 2008. Etude du glissement de terrain de grande ampleur de Grand Ilet, Cirque de Salazie - Ile de La Réunion. *Rapport BRGM RP-56706-FR*, 74 p.

Guglielmi Y., Cappa F. & Binet S., 2005. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France). *C. R. Geoscience*, 337, 1154-1163.

Lacquement F. & Nehlig P., 2008. Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (Ile de La Réunion, France). *Rapport BRGM RP-56730-FR*, 96 p.

Malet J.-P., 2003. Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes de Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. *Thèse, Université Louis Pasteur - Strasbourg I*, 364 p.

Pinault J.-L., Pauwels H. & Cann C., 2001a. Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: Application to nitrate transport and denitrification. *Water resources research, 37*, 2179-2190.

Pinault J.L, Plagnes V., Aquilina L. & Bakalowicz M., 2001b. Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: Characterization of karst system functionning. *Water resources research*, 37, 2191-2204.

Pinchinot H., 1984. Etude géologique des formations superficielles et du proche substratum à Grand Ilet (Cirque de Salazie, La Réunion). Application à la cartographie du risque de mouvements de versants. *Thèse, Université scientifique et médicale de Grenoble*, 213 p.

Tullen P., 2002. Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables. *Ecole polytechnique fédérale de Lausanne*, 192 p.

Van Asch Th. W. J., Malet J.-P. & Bogaard T. A., 2009. The effect of grounwater fluctuations on the velocity pattern of slow-moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 739-749.

Annexe 2 : Résumé accepté au congrès de l'EGU 2012 à Vienne (Autriche) (présentation oral).

Geophysical Research Abstracts
Vol. 14, EGU2012-9824, 2012
EGU General Assembly 2012
© Author(s) 2012

An innovative approach for very large landslide dynamic and hydrogeological triggering study by inverse modeling (Grand Ilet landslide, Reunion Island)

P. Belle (1,2), B. Aunay (2), J.-L. Join (1), and S. Bernardie (2)

(1) Geosciences Laboratory UMR 7154, Reunion University,Saint-Denis, Reunion Island (p.belle@brgm.fr), (2) BRGM, France

Landslide control mechanisms study and displacements modeling interest the scientific community since several decades, with a common objective: landslides prediction for humans and infrastructures protection. However many data acquisition, like pore water pressure or mechanical properties, are necessary for determinist model construction. It could be extremely complex for very large landslides in extreme climatic conditions. An innovative modeling method is proposed for very large landslide functioning characterization using the primary data rainfall and displacement.

Here we study two very large landslides (≈ 450 Mm3) in a humid tropical climate (Salazie cirque, Reunion Island). We use an inverse modeling tool basing on a global approach, with Gaussian-exponential transfer functions. Transfer functions between the rainfall input signal and the velocity output signal (permanent GPS daily data)are determinated. Because of the gap displacement data, the hydrologic cycles 2010 and 2011 is selected for the calibration of transfer functions. Afterwards, we model the landslide velocity from rainfall signal since 2004 to 2011. In the case of Grand Ilet landslide, we study relations between transfer functions characteristics and the coupling between the displacements and the hydrogeological functioning.

For cumulated displacements, final difference between simulations and observations for 7 years modeling is smaller than 5 %. Seasonal landslides velocity variations are accurately modeled during a period of 7 years. Bimodal transfer functions, with dissociation between rapid and slow impulse responses, are particularly effective for reproducing the recorded displacements. In particular, rapid response permits to model velocity increases after cyclonic events. In case of Grand Ilet landslide, transfer functions characteristics are strongly correlated with the landslide aquifer functioning. Indeed, influence times of rapid and slow responses are reliable with a double porosity effect. Rapid response is correlated with preferential flows in fractures network, whereas slow response is correlated with slow piezometric recharge of the porous medium. These results show that global approach is significant for very large landslide study, in Reunion Island context. Present method could then become a promising process for other very large landslide studies.

Annexe 3 : Résumé accepté au congrès de l'EGU 2014 à Vienne (Autriche).

Geophysical Research Abstracts
Vol. 16, EGU2014-9629, 2014
EGU General Assembly 2014
© Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.

New advances for the recharge quantification in deep-seated landslide under tropical climate

Pierre BELLE (1,2), Bertrand AUNAY (2), Bernard LADOUCHE (2), Patrick LACHASSAGNE (3), and Jean-Lambert JOIN (1)

(1) La Reunion University, Laboratory of Geosciences, Saint Denis, France (pierrebelle@hotmail.fr), (2) Brgm, France, (3) Evian Volvic World Sources, Evian-les-Bains, France

The landslide activity is commonly controlled by the variation of hydraulic head inside the instable mass. Consequently, the study of the aquifer recharge function is an essential step to predict landslide dynamic. Under tropical climate, the intense rainfall precipitated during the rainy season and the erosion rates generate large instabilities. However, hydrogeological studies of landslides in tropical environments are mainly focused on surface instabilities.

In this context, the Grand Ilet landslide (250 Mm^3) (Reunion Island) allows us to implement an innovative approach to quantify the landslide aquifer recharge in a tropical humid climate. Here, we deploy during 2 years (2011 to 2012) surface water and groundwater monitoring network (springs and piezometers) coupled with the monitoring of stable isotopes of rainwater and groundwater. These data allow the establishment of a daily water balance and the quantification of groundwater inflow and outflow at the landslide scale.

The results of daily water balance show that the recharge during 2011-2012 period (1728 mm) constitutes 35% of the total rainfall (4777 mm). Furthermore the aquifer recharge occurs mainly during the wet season (99% of annual recharge), for rainfall event greater than 80 mm/event. The monitoring of stable isotopes supports and completes these results: the isotopic signature of landslide groundwater appears comparable to the isotopic signatures of wet season rainfalls. Moreover, the hydrologic monitoring allow us to quantify exceptional low runoff coefficients (<5%) on the landslide soils, even for extreme rainfall events. Consequently, the surface processes, such as interception by forest cover and water storage in soils, strongly limit the recharge flow.

This study establishes a reference context for recharge of deep seated landslides in tropical climate. From an operational point of view, these results provide crucial elements for the selection of remedial methods to be implemented for displacement rate limitation. Drainage of groundwater appears to be the most appropriate solution. The collection of surface runoff does not act significantly, due to the low runoff coefficients. Furthermore, the using of efficient rainfall significantly improves the displacement rates prediction (inverse model) for the Salazie landslides.

Annexe 4 : Résumé accepté au congrès de l'EGU 2014 à Vienne (Autriche).

Geophysical Research Abstracts
Vol. 16, EGU2014-9822, 2014
EGU General Assembly 2014
© Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.

Evidence of flank failure deposit reactivation in a shield volcano. A favorable context for deep-seated landslide activation (La Réunion Island)

Pierre BELLE (1,2), Bertrand AUNAY (2), Vincent FAMIN (1), and Jean-Lambert JOIN (1)
(1) La Reunion University, Laboratory of Geosciences, Saint Denis, France (pierrebelle@hotmail.fr), (2) Brgm, France

Giant flank failures are recurrent features of shield volcanoes, and their deposits (i.e. breccia), constitute a significant volume in a volcanic edifice. On La Réunion Island, the growth and development of Piton des Neiges volcano has been punctuated by several flank failure episodes. One of these failures is a deep-seated landslide (>200 Mm3) occurring nowadays in Grand Ilet, a plateau inhabited by 1 000 people in the cirque of Salazie, on the northern flank of Piton des Neiges.

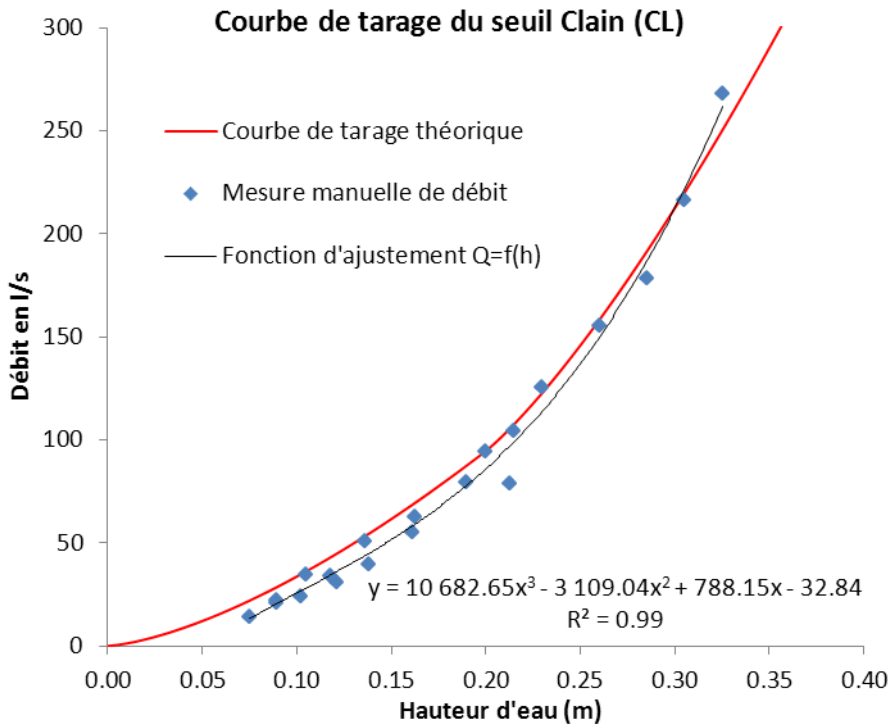
Here we present the results of a multidisciplinary study (structural geology and field mapping, GNSS monitoring, borehole logging) performed to characterize the geological structure the Grand Ilet landslide, and identify the instability factors that control this category of destabilization.

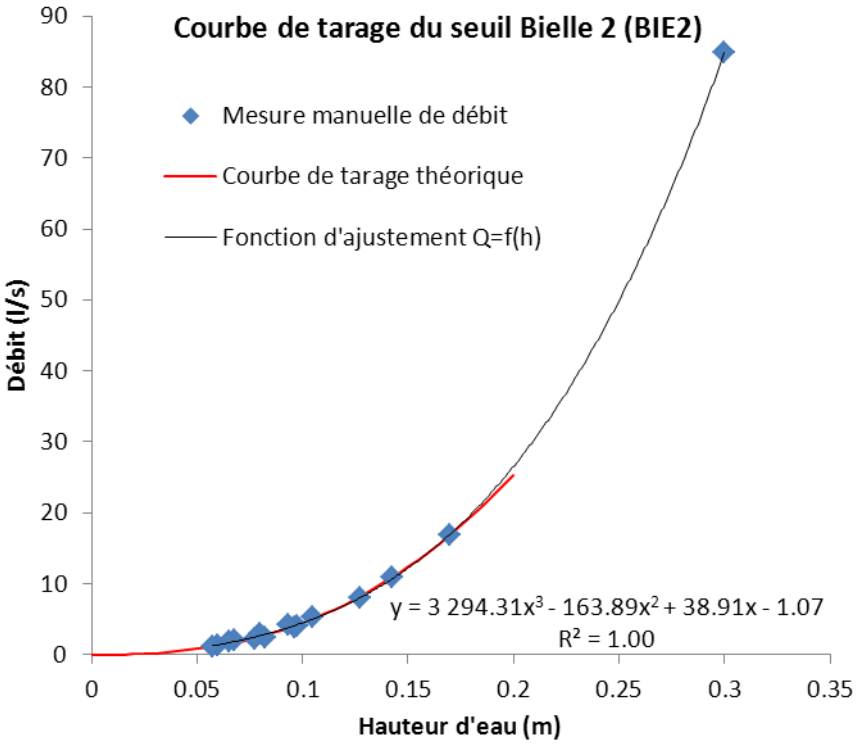
Basic breccia deposits, up to 160 meters thick, constitute the main geological formation of the unstable mass. This breccia are cut by the headwall scar of the landslide, and covered by lava flows, indicating a minimum age of 200 kyr for the destabilization that produced the deposits. The breccia is consolidated out of the landslide area. The NE toe of the landslide is evidenced by an important compressional deformation of the base of the breccia, and striated surfaces in this deformed volume indicate a NE-direction of transport. In this deformed bulge, a clay-rich layer at the base of the breccia has been identified as the main slip plane. Using a video inspection of drill casings on three exploration boreholes, we reconstructed the 3D geometry of the slip plane at the base of the breccia. This reconstruction shows that the landslide plane has an average dip of 6° toward the NE.

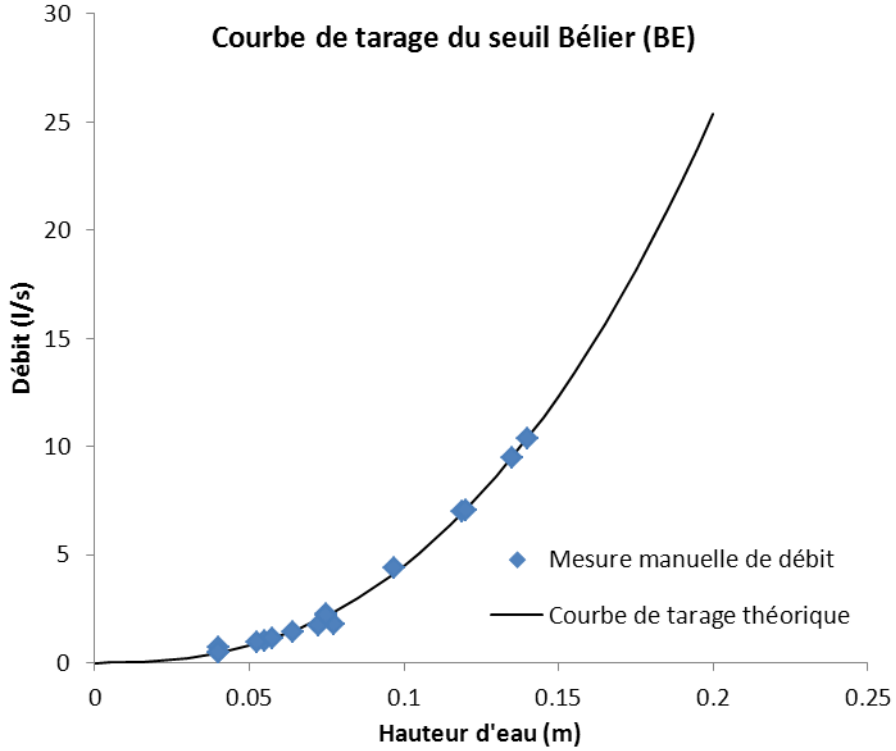
The displacement monitoring network shows that the unstable mass has a 5.5 km^2 extension, with a variable azimuth of movement direction (N140° for the SW sector, and N45° for the NE sector). The planimetric displacements velocities range between 2 cm/year in the inner part of the unstable mass to 52 cm/year at the landslide toe. The dip of displacement vectors vary from 34° ± 9 uphill to 7° ± 2 downhill near the landslide toe. This displacement field, the topography and the drill casings inspection show that secondary shear zones are located inside the landslide mass, characterized by a lower deformation rate than the basal shear zone. However heterogeneous is the deformation, it more important at the base of the breccia (locally in the clay layer).

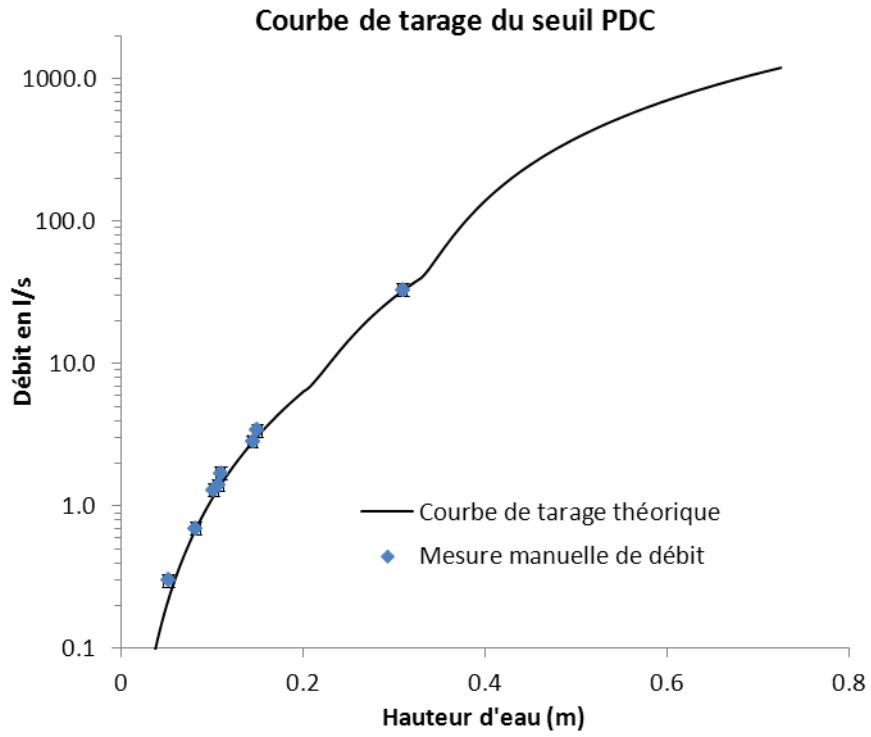
Ultimately, our study suggests that the main slip plane has localized at the base of the breccia despite its induration. Thus we conclude that the Grand Ilet landslide is in fact a present-day reactivation of an old destabilization.

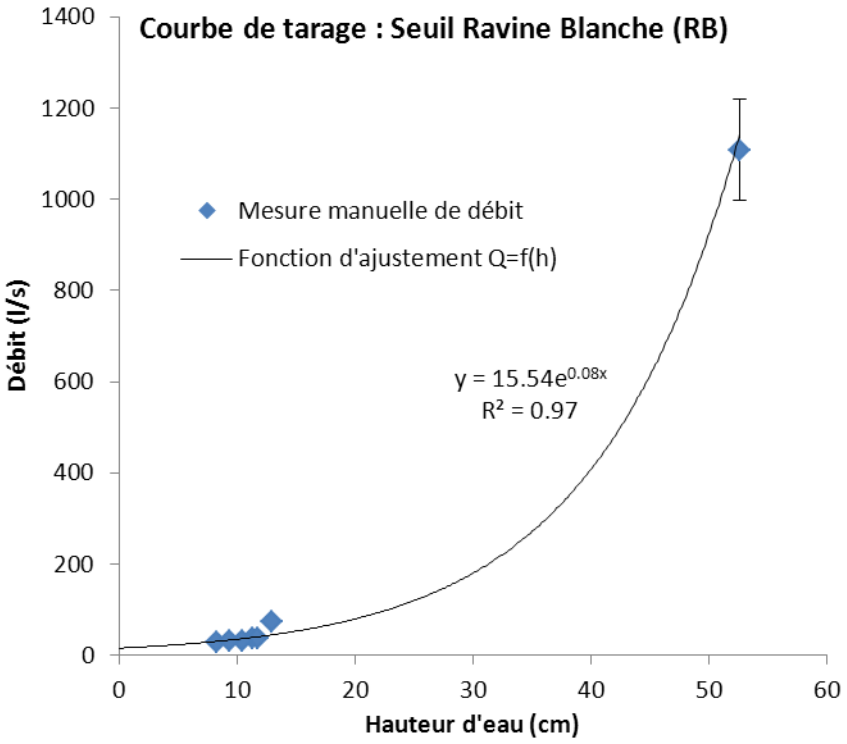
Annexe 5 : Courbes de tarage des seuils hydrologiques installés sur le glissement de Grand Ilet.

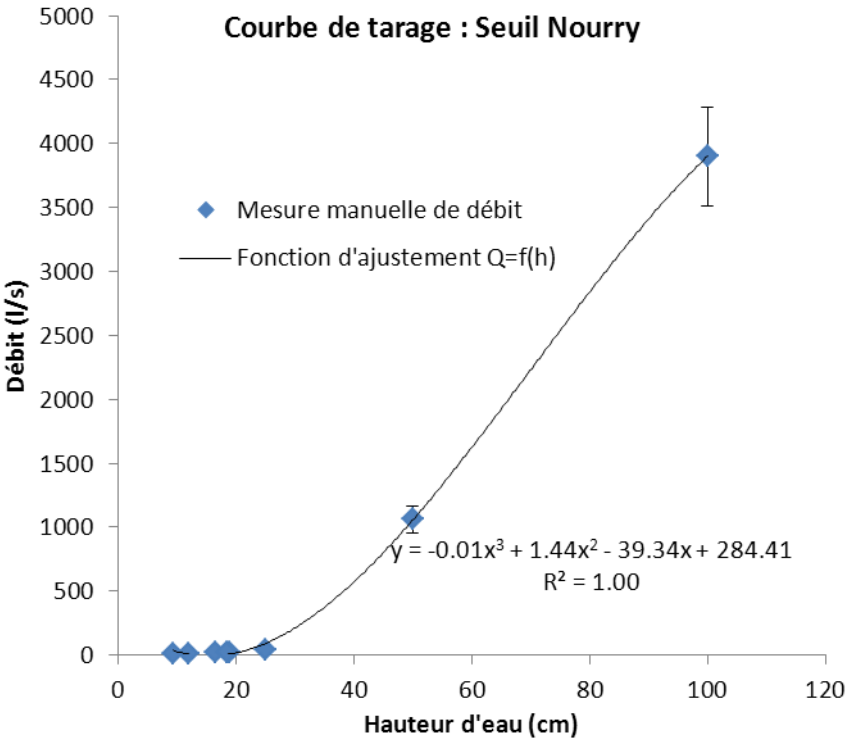





Courbe de tarage du seuil Bélier (BE)
Débit (l/s)
30
25
20
15
10
5
0
0
0.05
0.1
0.15
0.2
0.25
Hauteur d'eau (m)
Mesure manuelle de débit
Courbe de tarage théorique


Courbe de tarage du seuil PDC
Débit en l/s
1000.0
100.0
10.0
1.0
0.1
0
0.2
0.4
0.6
0.8
Hauteur d'eau (m)
Courbe de tarage théorique
Mesure manuelle de débit


Courbe de tarage : Seuil Ravine Blanche (RB)
Mesure manuelle de débit
Fonction d'ajustement Q=f(h)
y = 15.54e0.08x
R² = 0.97
Débit (l/s)
Hauteur d'eau (cm)
0
200
400
600
800
1000
1200
1400
0
10
20
30
40
50
60


Courbe de tarage : Seuil Nourry
Mesure manuelle de débit
Fonction d'ajustement Q=f(h)
y = -0.01x³ + 1.44x² - 39.34x + 284.41
R² = 1.00
Débit (l/s)
Hauteur d'eau (cm)
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500
4000
4500
5000
0
20
40
60
80
100
120

Annexe 6 : Caractéristiques des points d'eau utilisés (coordonnées en WGS84).

Ligne de source	Indice BSS	Nom	Libellé	Débit étiage 2011 (l/s)	Altitude (m NGR)	Longitude (m)	Latitude (m)	Type de point
	12268X0133	Bélier	BE	1	1200	340569	7672356	Source
	12268X0137	Bielle	BIE	0.5	1163	340836	7672216	Source
	12268X0169	Bielle 2	BIE2	1.9	1115	341006	7672260	Source
	12268X0006	Casabois	CA	*0.2*	1305	339990	7672848	Source
	12268X0131	Clain	CL	20	959	341914	7674502	Source
	12268X0007	Cresson	CR	*0.2*	1269	340474	7674518	Source
	12268X0132	Eglise	EG	0.8	922	342367	7674325	Source
	-	Eglise 2	EG2	*0.5*	929	342315	7674387	Source
	12268X0029	Ravine Fenêtre	FE	0.8	1328	340371	7674458	Source
	12268X0004	Janny	JA	10	1134	340926	7672547	Source
	12275X0014	Manouilh	MA	*0.5*	1320	344715	7667558	Source
	12268X0129	Nourry	NR	10	1038	341113	7674536	Source
	12268X0130	Petite Nourry	NR2	3	939	341608	7674705	Source
	12268X0171	Nourry 3	NR3	0.25	990	341433	7674687	Source
	-	Nourry 4	NR4	0.25	990	341422	7674680	Source
	12268X0134	Pont de Chien	PDC	*0.1*	948	342444	7673139	Source
	12275X0065	Chemin Mare d'Affouche	PE	*0.3*	670	343597	7673442	Source
	12275X0115	Piton Gabou	PG	*10*	691	346071	7672590	Source
	12275X0117	Ramin	RA	*5*	711	346915	7671187	Source
	12268X0001	Ravine Blanche	RB	20	1270	341060	7675554	Source
SPRL-NE	12268X0170	S1GI	S1GI	*0.5*	890	342250	7674643	Source
	-	S2GI	S2GI	*0.5*	890	342232	7674640	Source
	-	S3GI	S3GI	*0.5*	890	342197	7674633	Source
	-	S4GI	S4GI	*0.5*	890	342177	7674628	Source
	-	S5GI	S5GI	*0.5*	890	342147	7674619	Source
	-	S6GI	S6GI	*0.25*	890	342087	7674608	Source
	-	S7GI	S7GI	*0.25*	890	342060	7674596	Source
	12275X0113	S1HB	S1HB	*0.05*	552	346141	7672084	Source
	12275X0114	S2HB	S2HB	*2*	578	346357	7672071	Source
	12275X0112	Source Mare à Poule d'Eau	SMP	*2*	1003	347920	7671145	Source
	12268X0010	Solesse	SO	*0.2*	1281	340085	7673339	Source
SPRL-E	-	Sortie E 1	Sortie E 1	*1*	990	341689	7672528	Source
	-	Sortie E 2	Sortie E 2	*1*	990	341880	7672681	Source
	-	Sortie E 3	Sortie E 3	*1*	990	341967	7672718	Source
	12268X0135	Titeuil	TI	2	916	342437	7673625	Source
	12268X0172	TI2	TI2	0	890	342500	7673710	Source
	-	TI3	TI3	*1*	902	342478	7674318	Source
	12268X0136		TR	0.02	911	341983	7674696	Source
		Tuf Rouge Cascade	TR-C	6	918	341983	7674691	Source
	12268X0126		PZA3	-	1083.49	342001.086	7673851.877	Piézomètre
	12268X0127		PZB3	-	1109.49	341868.758	7673363.326	Piézomètre
	12268X0128		PZE2	-	1074.75	341577.652	7673988.099	Piézomètre
	12275X0014		MP	-	670	346786	7671433	Mare

Annexe 7 : Analyses chimiques de la campagne basses eaux 2011.

Nom	Date	Cond (µS/cm)	pH	T (°C)	Redox (mV)	0_2 (%)	O_2 (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	Fe (µg/l)	Fe (mg/l)	Mn (µg/l)	Sr (µg/l)	Al (µg/l)	B (µg/l)	BI (%)	Distance au griffon (m)
CL	22/11/11	236.0	8.39	19.8	428.32	78.0	6.2	107	<5	4.3	5.3	20.0	12.0	1.3	8.9	22.3	34.9	-	<0.02	<0.1	38.3	2.9	5.8	2%	150
NR2	22/11/11	203.0	8.03	18.9	436.10	68.3	5.7	104	<5	2.7	3.0	9.0	9.4	1.4	7.9	19.4	32.3	-	<0.02	<0.1	23.5	4.5	3.9	2%	0
TR	22/11/11	312.0	7.11	20.9	153.53	3.0	0.2	79	<5	2.9	79.0	<0.5	15.8	1.1	15.3	23.1	31.7	-	0.805	94	117.0	5.6	5.8	2%	0
S1GI	22/11/11	270.0	7.52	19.1		75.2	5.8	131	<5	5.0	7.7	14.9	12.6	1.0	10.0	27.4	36.7	-	<0.02	<0.1	86.4	2.0	4.7	1%	0
BE	23/11/11	160.2	8.51	18.6	379.18	65.8	5.4	65	<5	3.5	4.1	12.2	9.4	1.3	4.5	14.0	28.3	-	<0.02	<0.1	3.9	5.6	2.3	2%	0
BIE2	23/11/11	269.0	7.51	18.7	374.11	54.1	4.4	155	<5	2.6	3.3	7.0	15.5	0.6	7.6	30.6	38.4	-	<0.02	<0.1	40.7	2.2	4.6	1%	0
JA	23/11/11	208.0	7.58	18.1	455.83	65.0	5.4	111	<5	2.5	3.1	7.2	10.2	1.4	8.7	19.2	37.4	-	<0.02	<0.1	23.0	6.3	3.1	2%	0
BIE2	23/11/11	301.0	8.12	19.0	373.89	73.1	6.0	172	<5	3.0	3.6	9.5	15.9	<0.5	8.4	35.5	38.3	-	<0.02	<0.1	30.1	2.3	4.3	0%	0
NR	24/11/11	167.2	7.35	18.5	454.25	58.6	4.7	90	<5	1.2	6.0	0.6	7.7	0.7	6.7	16.6	34.1	-	<0.02	<0.1	62.5	1.5	2.8	3%	0
NR3	24/11/11	205.0	8.04	18.3	467.39	64.3	5.3	123	<5	1.4	1.9	<0.5	9.8	<0.5	8.8	20.4	32.3	-	<0.02	<0.1	60.5	1.7	1.4	2%	0
EG	28/11/11	289.0	7.82	20.7	447.88	18.0	1.4	130	<5	6.8	7.4	23.2	16.4	1.0	9.2	28.6	39.5	-	<0.02	<0.1	10.3	2.3	5.1	1%	0
PE	28/11/11	498.0	7.69	20.6	452.75	44.6	3.7	310	<5	2.2	9.8	<0.5	12.5	5.7	30.2	46.8	53.3	-	<0.02	<0.1	105.0	1.1	8.8	1%	20
RB	28/11/11	78.5	8.41	25.1	449.54	48.8	3.5	41	<5	1.0	0.7	<0.5	4.7	1.7	2.7	6.2	33.2	-	<0.02	<0.1	25.6	4.9	2.2	3%	30
FE	28/11/11	86.5	8.41	17.8	468.75	48.2	4.0	44	<5	1.4	0.8	<0.5	5.2	1.0	3.4	6.8	25.5	-	<0.02	<0.1	12.7	4.3	2.2	5%	15
PG	29/11/11	341.0	7.53	21.4	487.18	35.3	2.9	195	<5	3.6	6.9	6.9	11.7	1.8	16.9	34.3	48.7	-	<0.02	<0.1	85.0	1.1	8.6	1%	0
PDC	29/11/11	498.0	8.14	18.4	429.32	39.5	3.3	329	<5	1.2	0.7	<0.5	20.9	1.0	24.5	53.9	44.1	-	<0.02	<0.1	54.1	1.0	1.6	2%	0
TI	29/11/11	337.0	7.79	19.7	468.39	40.2	3.3	174	<5	7.1	7.0	13.2	25.6	0.6	10.2	30.1	37.3	-	<0.02	<0.1	25.1	1.6	4.2	1%	50
SMP	01/12/11	65.5	8.61	20.1	443.11	36.7	2.8	31	<5	1.6	0.5	0.5	5.1	1.4	1.9	4.3	25.4	-	<0.02	<0.1	14.0	2.2	1.7	3%	150
MA	01/12/11	1596.0	6.35	31.4	250.04	24.6	1.6	1148	<5	2.7	12.1	<0.5	112.4	8.5	75.5	144.0	122.8	-	3.845	899	813.0	1.6	45.7	-1%	0
S1HB	01/12/11	389.0	8.43	22.8	446.18	44.0	3.5	222	7	5.2	4.3	0.8	27.3	8.1	21.7	21.7	25.9	-	<0.02	<0.1	82.8	4.3	24.5	2%	0
S2HB	01/12/11	374.0	8.31	22.2	471.61	41.5	3.3	210	6	7.4	5.6	4.2	22.6	6.0	20.4	25.3	36.7	-	<0.02	<0.1	65.9	4.8	20.3	0%	50
PZE2	10/12/11	216.0	9.97	23.1	302.76	14.8	-	24	27	5.1	9.3	5.9	34.3	0.6	1.9	5.8	26.4	-	<0.02	<0.1	12.4	100.0	6.6	-3%	-
PZB3	04/01/12	430.0	7.60	20.5		-	-	171	<5	9.4	10.6	64.0	21.9	2.2	15.8	40.9	43.0	1	-	<0.1	41.7	2.7	8.3	0%	-
PZA3	04/01/12	410.0	8.05	21.9		-	-	121	<5	11.7	9.4	96.4	12.1	1.6	15.9	41.6	40.7	1	-	<0.1	34.0	3.5	16.5	-2%	-

Annexe 8 : Analyses chimiques de la campagne hautes eaux 2012.

Nom	Date	Cond (µS/cm)	pH	T (°C)	Redox (mV)	0_2 (%)	O_2 (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	Fe (µg/l)	Fe (mg/l)	Mn (µg/l)	Sr (µg/l)	Al (µg/l)	B (µg/l)	BI (%)	Distance au griffon (m)
BE	05/03/12	167.3	8.34	18.5	-	-	-	76	<5	3.1	3.3	10.3	10.2	1.6	5.0	16.1	27.4	<1	-	<0.1	3.7	5.7	1.4	4%	0
JA	05/03/12	202.0	8.34	18.5	-	-	-	114	<5	2.5	2.8	6.3	11.1	1.6	8.2	19.5	35.7	<1	-	<0.1	19.2	6.2	2.1	1%	0
BIE2	05/03/12	337.0	7.23	19.0	-	-	-	177	<5	3.5	3.7	23.6	17.4	0.7	9.1	39.5	37.5	<1	-	<0.1	26.9	2.3	2.6	1%	0
PG	06/03/12	364.1	7.29	21.1	-	-	-	214	<5	3.6	7.8	6.3	13.8	2.0	17.7	38.3	46.8	<1	-	<0.1	90.5	1.4	6.8	2%	0
MA	06/03/12	1368.6	6.20	31.3	-	-	-	1002	<5	2.3	10.3	<0.5	95.4	7.7	63.4	127.9	107.1	3314	-	725	693.0	1.6	47.1	-2%	0
S1HB	06/03/12	435.5	7.66	22.9	-	-	-	272	<5	5.6	3.9	2.0	27.2	8.3	24.9	27.0	29.7	1	-	<0.1	87.3	6.9	16.9	1%	0
S2HB	06/03/12	368.1	7.64	22.5	-	-	-	223	<5	4.8	5.0	4.4	21.6	6.3	19.5	25.6	35.8	2	-	2	63.8	4.1	14.7	0%	50
BIE	07/03/12	345.7	6.92	18.6	-	-	-	205	<5	3.4	4.2	21.6	16.7	0.8	12.2	44.6	35.5	<1	-	<0.1	50.6	2.0	2.5	1%	0
SMP	07/03/12	61.1	5.90	18.5	-	-	-	38	<5	1.6	0.5	<0.5	5.2	1.3	1.9	4.1	19.1	3	-	<0.1	12.6	2.2	1.9	-4%	150
RA	07/03/12	341.6	6.50	20.6	-	-	-	209	<5	3.6	4.0	4.0	21.5	4.5	18.3	23.9	39.7	<1	-	<0.1	62.4	1.4	18.1	1%	0
MP	07/03/12	328.4	7.52	23.7	-	-	-	194	<5	4.0	3.9	2.4	20.2	4.2	17.9	24.0	36.7	5	-	2	60.5	1.6	16.8	3%	-
EG	08/03/12	389.6	7.33	20.6	-	-	-	219	<5	5.3	5.0	16.2	20.9	1.4	13.0	42.1	38.3	<1	-	<0.1	14.7	4.5	4.4	0%	0
NR2	08/03/12	194.8	7.72	18.8	-	-	-	106	<5	2.5	2.7	8.3	9.9	1.6	7.5	19.7	30.4	<1	-	<0.1	21.9	6.2	2.7	2%	0
TI	08/03/12	329.4	7.83	21.2	-	-	-	173	<5	6.1	5.0	17.7	26.1	0.7	8.6	32.2	35.8	<1	-	<0.1	20.8	3.9	4.0	1%	50
TR	08/03/12	1453.2	6.45	21.2	-	-	-	56	<5	3.7	796.0	<0.5	27.7	2.5	107.4	149.9	36.9	6213	-	971	691.0	40.4	9.1	1%	0
NR3	08/03/12	184.3	7.60	19.5	-	-	-	105	<5	2.4	3.1	3.2	8.8	0.9	7.7	18.9	30.1	1	-	<0.1	52.4	5.2	2.5	2%	0
S1GI	08/03/12	339.6	7.12	20.0	-	-	-	197	<5	3.6	4.7	10.3	14.2	1.5	13.3	37.5	35.8	<1	-	<0.1	104.0	2.8	4.2	0%	0
CL	08/03/12	230.5	7.89	19.8	-	-	-	105	<5	4.3	5.3	21.4	12.3	1.5	8.2	21.7	33.0	<1	-	<0.1	36.8	3.9	4.2	1%	150
NR	08/03/12	155.8	7.36	18.6	-	-	-	87	<5	2.0	3.5	2.8	7.7	0.8	6.0	16.1	30.6	1	-	<0.1	56.6	5.2	1.9	2%	0
PE	09/03/12	478.3	7.27	21.6	-	-	-	307	<5	2.3	9.2	0.5	13.1	5.9	27.9	46.6	50.1	<1	-	<0.1	98.3	2.7	6.4	0%	20
PDC	09/03/12	420.2	8.02	20.6	-	-	-	277	<5	1.5	1.7	<0.5	15.4	0.9	18.1	50.5	38.4	<1	-	<0.1	35.1	5.2	1.0	1%	0
RB	09/03/12	72.4	7.82	20.1	-	-	-	44	<5	1.1	1.4	<0.5	4.5	1.4	2.6	6.0	26.4	2	-	<0.1	23.6	36.5	0.8	-2%	30
FE	09/03/12	99.9	7.60	18.4	-	-	-	58	<5	1.5	1.5	<0.5	5.4	1.1	4.0	8.9	23.3	2	-	<0.1	20.3	9.7	1.3	1%	15
TI2	09/03/12	460.9	7.84	21.4	-	-	-	297	<5	3.0	4.5	6.0	19.0	0.9	22.8	48.5	34.6	<1	-	<0.1	21.1	4.7	2.4	0%	0
Pluie GI	28/02/12	13.0	5.3	24.4	-	-	-	<5	<5	1.7	0.5	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<1	-	1.47	1.3	1.7	4.7	-18%	-

Annexe 9 : Analyses des isotopes du Strontium des eaux souterraines du cirque de Salazie réalisées dans le cadre des campagnes spatiales basses eaux 2011 et hautes eaux 2012.

Noms	Date	Sr (µg/l)	87Sr/86Sr	Incertitude
CL	22/11/11	38.3	0.704300067	0.000008
S1GI	22/11/11	86.4	0.704312067	0.000007
RB	28/11/11	25.6	0.704330067	0.000006
PDC	29/11/11	54.1	0.704206068	0.000007
S2HB	01/12/11	65.9	0.704216068	0.000005
MA	01/12/11	813	0.704287067	0.000006
PZE2	10/12/11	12.4	0.704273067	0.000006
PZB3	04/01/12	41.7	0.704262076	0.000006
PZA3	04/01/12	34	0.704224076	0.000009
PL	08/02/12	1.27	0.706890042	0.000011
JA	05/03/12	19.2	0.704218076	0.000006
S2HB	06/03/12	63.8	0.704199077	0.000008
PG	06/03/12	90.5	0.704252076	0.000007
MA	06/03/12	693	0.704277076	0.000007
SMP	07/03/12	12.6	0.704204076	0.000008
RA	07/03/12	62.4	0.704202077	0.000007
NR2	08/03/12	21.9	0.704339075	0.000006
S1GI	08/03/12	104	0.704339075	0.000009
TI	08/03/12	20.8	0.704159077	0.000008
EG	08/03/12	14.7	0.704172077	0.000006
TR	08/03/12	691	0.704310075	0.000006
CL	08/03/12	36.8	0.704328075	0.000009
NR	08/03/12	56.6	0.704340075	0.000007
RB	09/03/12	23.6	0.704341075	0.000008
FE	09/03/12	20.3	0.704376074	0.000006
TI2	09/03/12	21.1	0.704141077	0.000008
PDC	09/03/12	35.1	0.704229076	0.000007

Annexe 10 : Analyses des isotopes stables de l'oxygène sur les eaux de pluie au collecteur de Grand Ilet (cirque de Salazie) (du 11/01/2011 au 30/11/2012).

Période de collecte		Pluie Grand Ilet	Signature isotopique des pluies	
Début	Fin	mm	δ^2H (‰) ±0.8	$\delta^{18}0$ (‰) ±0.1
11/01/2011	17/02/2011	976.9	-49.4	-7.2
17/02/2011	17/03/2011	123.6	-12.7	-3.1
17/03/2011	20/04/2011	157.5	-34.3	-5.6
20/04/2011	20/05/2011	105.8	-17.6	-4.2
20/05/2011	16/06/2011	138	-17.6	-3.9
16/06/2011	21/07/2011	94.1	-8.9	-3.0
21/07/2011	25/08/2011	140.7	-7.4	-3.0
25/08/2011	27/09/2011	52.2	-4.1	-2.3
27/09/2011	08/11/2011	72.8	-0.6	-1.9
08/11/2011	23/12/2011	157.1	-19.3	-3.9
23/12/2011	26/01/2012	401.7	-17.4	-3.6
26/01/2012	28/02/2012	380.8	-20.8	-4.0
28/02/2012	12/04/2012	1087.7	-28.2	-5.1
12/04/2012	07/05/2012	267.9	-27.2	-5.0
07/05/2012	01/06/2012	64.9	-19.6	-4.4
01/06/2012	11/07/2012	48.8	-2.2	-2.7
11/07/2012	02/08/2012	70.2	-11.5	-3.2
02/08/2012	06/09/2012	18.2	0.9	-1.6
06/09/2012	02/10/2012	39.6	-4.4	-2.2
02/10/2012	30/10/2012	67.2	-13.7	-3.1
30/10/2012	30/11/2012	100.5	-31.1	-5.1

Annexe 11 : Analyse des isotopes stables de l'oxygène sur les eaux souterraines du cirque de Salazie (du 22/11/2011 au 19/11/2013).

Nom	Date	δ^2H (‰) ±0.8	$\delta^{18}0$ (‰) ±0.1
CL	22/11/2011	-43.5	-6.8
S1GI	22/11/2011	-43.6	-6.8
RB	28/11/2011	-34.5	-5.7
PDC	28/11/2011	-39.4	-6.2
S2HB	29/11/2011	-40.0	-6.2
MA	01/12/2011	-45.9	-7.3
PZE2	10/12/2011	-45.0	-6.9
PZB3	04/01/2012	-44.4	-6.8
PZA3	04/01/2012	-44.9	-6.8
JA	05/03/2012	-41.1	-6.5
MA	06/03/2012	-42.4	-6.9
PG	06/03/2012	-38.6	-6.0
S2HB	06/03/2012	-37.3	-6.0
SMP	07/03/2012	-34.2	-5.8
RA	07/03/2012	-33.0	-5.5
TR	08/03/2012	-40.0	-6.4
TI	08/03/2012	-40.3	-6.3
EG	08/03/2012	-41.1	-6.4
CL	08/03/2012	-42.8	-6.7
S1G1	08/03/2012	-41.6	-6.5
NR	08/03/2012	-33.6	-5.7
NR2	08/03/2012	-41.0	-6.4
FE	09/03/2012	-35.8	-6.1
RB	09/03/2012	-35.9	-6.1
TI2	09/03/2012	-36.9	-5.9
PDC	09/03/2012	-39.8	-6.3
CL	04/01/2013		-6.2
CL	07/01/2013		-6.5
CL	11/01/2013		-6.6
CL	12/01/2013		-6.7
CL	15/01/2013		-6.6
CL	22/01/2013		-6.7
CL	29/01/2013		-6.8
CL	08/02/2013		-6.6
CL	13/02/2013		-6.6
CL	19/11/2013		-6.7
PZE2	19/11/2013		-6.9
PZB3	19/11/2013		-6.5
PZA3	19/11/2013		-6.5

Annexe 12 : Suivi hydrochimique de la source Clain (CL) au pied du glissement de Grand Ilet (du 05/04/2011 au 01/03/2013).

Date	Cond (µS/cm)	pH	T (°C)	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	BI (%)
05/04/11	239	8.10	19.8	108	4.2	5.3	21.8	12.4	1.6	9.4	24.1	31.4	4%
04/05/11	237	8.16	19.5	110	4.2	5.3	21.8	12.5	1.7	9.6	24.6	31.2	4%
01/06/11	239	8.44	19.4	112	4.3	5.4	21.7	12.5	1.6	9.6	24.5	33.2	4%
21/07/11	238	8.42	19.4	108	4.3	5.3	21.8	12.8	1.6	9.5	24.2	30.5	5%
24/08/11	237	8.44	19.3	109	4.3	5.4	21.0	11.7	1.4	7.8	22.4	33.0	-1%
27/09/11	234	8.38	19.4	110	4.3	5.4	21.2	12.0	1.5	8.0	22.9	33.2	0%
06/11/11	237	8.35	19.7	110	4.0	5.3	20.4	13.0	1.4	8.3	23.0	29.9	1%
22/11/11	236	8.39	19.8	107	4.3	5.3	20.0	12.0	1.3	8.9	22.3	34.9	2%
13/12/11	238	8.29	19.8	110	4.0	5.4	20.6	12.0	1.4	8.1	22.0	30.5	-1%
17/01/12	239	8.30	19.6	110	3.9	5.6	20.1	13.0	1.5	8.3	23.0	30.6	2%
28/02/12	235	8.23	19.7	107	3.8	5.4	20.9	12.0	1.6	9.0	22.0	32.0	2%
08/03/12	230	7.89	19.8	105	4.3	5.3	21.4	12.3	1.5	8.2	21.7	33.0	1%
29/03/12	218	8.28	19.7	102	3.7	5.1	19.4	11.0	1.6	7.4	22.0		1%
03/04/12	228	8.24	19.6	99	4.3	5.6	23.5	12.0	1.7	7.6	23.0		2%
06/04/12	232	8.30	20.0	104	4.0	5.2	21.0	13.0	1.4	7.6	19.0	38.9	-2%
20/04/12	252	8.30	19.7	112	4.6	5.8	26.2	12.0	1.6	8.3	23.0		-2%
30/04/12	254	8.31	19.8	113	4.6	5.8	26.4	12.0	1.6	8.6	24.0		-1%
10/05/12	257	8.23	19.5	117	4.4	5.8	27.1	12.0	1.6	9.2	27.0	35.5	1%
11/07/12	257	8.29	19.3	117	4.7	5.5	25.7	12.0	1.6	8.2	25.0	32.2	-2%
02/10/12	249	8.47	19.5	116	3.0	5.1	22.9	13.0	1.6	8.6	25.0	33.5	2%
06/02/13	215	8.21	19.8	99	4.3	5.8	24.2	11.0	1.5	8.0	22.0		0%
01/03/13				116	4.6	5.8	26.4	12.0	1.6	9.3	25.0		0%

Annexe 13 : Suivi hydrochimique de la source S1GI au pied du glissement de Grand Ilet (du 05/04/2011 au 02/10/2012).

Date	Cond (µS/cm)	pH	T (°C)	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	NO_3^- (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	BI (%)
05/04/2011	262	7.35	20.4	117	4.9	6.5	23.8	12.6	1.4	10.1	27.3	32.1	4%
04/05/2011	263	7.55	20.0	124	5.0	7.2	22.6	12.9	1.5	10.5	27.9	32.4	3%
01/06/2011	262	7.90	19.7	122	5.0	7.5	21.1	13.1	1.5	10.3	27.7	30.8	4%
21/07/2011	262	7.71	19.3	122	4.6	7.7	18.1	13.3	1.4	10.2	27.8	32.4	5%
24/08/2011	260	7.90	19.8	124	4.9	8.0	17.4	12.1	1.2	8.3	25.9	32.3	-2%
27/09/2011	275	7.86	19.8	124	5.0	7.8	17.4	12.4	1.2	8.5	26.5	34.1	0%
04/10/2011	257	7.86	19.8										
06/11/2011	262	7.81	20.0	129	4.6	7.9	15.6	13.0	1.1	8.9	26.0	31.9	-1%
22/11/2011	270	7.52	19.1	131	5.0	7.7	14.9	12.6	1.0	10.0	27.4	36.7	1%
13/12/2011	271	7.76	20.1	133	4.7	8.0	14.9	13.0	1.1	9.1	27.0	38.7	-1%
11/01/2012	254	7.48	20.0	129	4.6	6.3	10.2	12.0	1.3	8.8	25.0	31.0	0%
12/01/2012	269	7.45	20.0	155	2.6	3.9	4.7	13.0	1.3	9.8	28.0	34.2	1%
13/01/2012	249	7.61	20.1										
17/01/2012	250	7.53	20.1	135	2.9	6.1	7.2	12.0	1.1	8.9	26.0	31.9	1%
27/01/2012	282	7.66	20.1	153	3.5	8.4	9.4	13.0	1.2	9.9	30.0	34.4	0%
31/01/2012	288	7.89	20.1										
09/02/2012	289	7.68	20.1										
16/02/2012	277	7.54	20.3	157	3.9	8.3	10.3	15.0	1.5	10.0	34.0	36.0	3%
25/02/2012	287	7.62	20.1										
28/02/2012	292	7.60	20.1	160	3.6	7.2	11.4	13.0	1.4	11.0	30.0	35.0	-1%
02/03/2012	274	7.34	20.1	162	4.1	3.3	0.0	12.0	1.3	11.0	29.0	36.2	1%
08/03/2012	340	7.12	20.0	197	3.6	4.7	10.3	14.2	1.5	13.3	37.5	35.8	0%
16/03/2012	289	7.31	20.1	149	4.4	5.1	18.6	13.0	1.4	11.0	30.0		1%
03/04/2012	257	7.37	19.9	118	4.7	5.0	24.6	11.0	1.4	8.8	27.0		0%
06/04/2012	265	7.73	19.9	122	4.7	5.6	24.5	12.0	1.4	9.3	27.0	40.8	0%
10/04/2012	267	7.60	20.0										
18/04/2012	261	7.36	19.9										
20/04/2012	263	7.39	19.9	120	6.5	6.5	22.6	12.0	1.5	8.5	24.0		-4%
30/04/2012	269	7.49	20.0	121	5.0	6.3	27.3	12.0	1.5	8.8	26.0		-2%
10/05/2012	269	7.42	20.0	121	4.8	6.5	28.0	12.0	1.4	9.3	29.0	45.9	1%
16/05/2012	266	7.44	20.1										
24/05/2012	267	7.39	20.0										
01/06/2012	268	7.44	20.1										
12/06/2012	268												
11/07/2012	265	7.66	19.9	121	5.1	6.9	24.6	12.0	1.5	8.0	25.0	32.6	-4%
02/10/2012				122	3.7	8.2	18.2	13.0	1.3	8.0	28.0	33.6	2%

Annexe 14 : Méthode des mesures géophysiques H/V et MASW (extrait du rapport BRGM-RP- 61360-FR (Aunay et al., 2012a).

Une analyse combinée des profils MASW et des mesures H/V à l'aide du logiciel Grilla (http://www.tromino.eu) a permis de donner des ordres de grandeur de profondeur de l'interface entre les formations meubles et le substratum sous-jacent. Les valeurs obtenues sont données à titre indicatif et doivent être corrélées aux autres données géologiques, géotechniques ou géophysiques disponibles. Les détails des acquisitions réalisées à Grand Ilet par le BRGM et la société STRATAGEM sont disponibles dans le rapport Brgm RP- 61360-FR (Aunay et al., 2012a).

Méthode H/V

La méthode H/V (Nakamura, 1989) consiste, à partir de l'enregistrement du bruit de fond ambiant, à calculer le rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale. Le dispositif expérimental est constitué d'un sismomètre trois composantes et d'une station d'acquisition.

Les principes physiques sous-tendus par cette méthode ne sont actuellement pas tous biens cernés. Cependant, de nombreuses expériences ont comparé cette méthode avec des méthodes classiques et ont montré sa capacité à évaluer la fréquence propre du site puis, en conjonction avec d'autres éléments, les effets de site proprement dits (Field and Jacob, 1995; Lachet and Bard, 1994). L'explication la plus communément admise est la suivante : soit un modèle très simple constitué d'une couche meuble (souvent sédimentaire) surmontant un demi-espace homogène. Le bruit de fond est engendré par des sources proches comme le trafic urbain et donc composé d'ondes de surface. Seules les composantes horizontales sont amplifiées par les réflexions sur les interfaces des couches sous-jacentes. La composante verticale du bruit de fond contient, elle, la signature des sources de bruit. On suppose également que la base de la couche sédimentaire n'est pas affectée par les ondes de surface.

Pour obtenir une pseudo-fonction de transfert à l'aide du bruit de fond, en s'affranchissant de l'effet de source, on divise donc le spectre d'une composante horizontale par le spectre de la composante verticale (d'où l'appellation H/V). Ce rapport donne avec une bonne précision la fréquence de résonance fondamentale du site (ou fréquence propre).

En définitive, la réalisation d'une campagne de mesures ponctuelles H/V permet, en première approche, de déterminer en chaque point de mesure la fréquence propre du sol.

Lorsque la géométrie du site peut être assimilée à un milieu mono-dimensionnel, On peut relier l'épaisseur d'une couche sédimentaire meuble (ayant un fort contraste d'impédance avec le substratum rocheux) à sa fréquence de résonance fondamentale f_0 par l'expression :

$$H = \frac{V_s}{4 f_0}$$

avec H : épaisseur moyenne de la couche meuble,

V_s : vitesse moyenne de propagation des ondes S dans la couche meuble,

f_0 : fréquence de résonance fondamentale de la couche meuble.

Cette méthode est habituellement utilisée dans le cadre d'études d'ingénierie sismologique pour la quantification des effets de site lithologiques. Dans le cas du glissement de terrain de Grand-Ilet, elle devrait permettre de

suivre les variations spatiales des fréquences de résonance sur le glissement de terrain. Couplée aux profils de vitesse sismique d'ondes S obtenus par la méthode MASW décrite ci-dessous, elle devrait permettre d'imager de façon sommaire les variations d'épaisseur de l'interface entre le glissement lui-même et les couches géologiques sous-jacentes en place.

Le traitement du bruit de fond sismique pour le calcul d'un rapport spectral H/V consiste en :

- découpage des signaux de chacune des trois composantes en fenêtres temporelles ;
- calcul et lissage des spectres de Fourier des trois composantes de chacune des fenêtres ;
- calcul de la moyenne quadratique des composantes horizontales pour chacune des fenêtres ;
- calcul du rapport H/V pour chacune des fenêtres ;
- calcul de la moyenne et de l'écart type de la courbe H/V.

Le traitement a été réalisé à l'aide du logiciel Geopsy disponible gratuitement sur le site : http://www.geopsy.org.

Méthode MASW

La méthode MASW (pour Multichannel Analysis of Surface Waves) fait partie des méthodes de prospection sismique, et permet la caractérisation des formations de la proche surface. Elle est basée sur l'analyse de la propagation des ondes de surface (ondes de Rayleigh) générées par un tir sismique et enregistrées par un réseau de géophones.

Les ondes de surface, se propage parallèlement à la surface du sol, dans sa partie superficielle. C'est l'aspect énergétique de ces ondes qui est a priori le plus marquant. Environ deux tiers de l'énergie transmise par une source sismique se propage sous forme d'ondes de surface. De plus, l'atténuation par expansion géométrique de ces ondes est proportionnelle à $1/\sqrt{r}$, r étant la distance à la source. Par conséquent, à partir d'une certaine distance de la source, le champ d'onde est essentiellement constitué d'ondes de surface.

Dans les milieux stratifiés où chaque couche de sous-sol est caractérisée par des propriétés mécaniques différentes, l'onde de surface est dispersive : la vitesse de propagation varie avec la fréquence. Chaque composante fréquentielle de l'onde se propage dans une épaisseur de terrain différente, les plus hautes fréquences se retrouvent dans les parties les plus superficielles. C'est cette propriété qui va être exploitée dans la méthode proposée.

Les principales étapes de la méthode sont les suivantes (Figure 1):

- acquisition d'un tir sismique, la source et la série de capteurs étant alignées sur une partie du profil ;
- calcul des diagrammes de dispersion et extraction des courbes de dispersion. Celle-ci représente les variations de la vitesse de phase en fonction de la fréquence ;
- inversion mathématique de la courbe de dispersion afin d'obtenir un modèle de vitesse de cisaillement Vs(z).

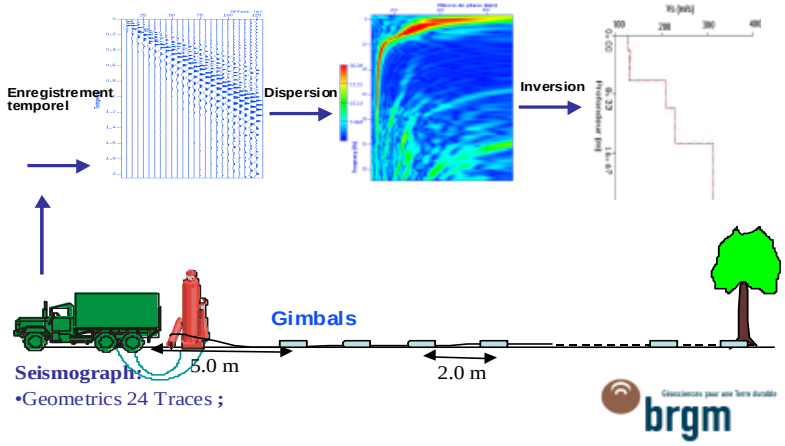


Figure 1 : Principe de la méthode des ondes de surface.

Pour chaque profil, les mesures ont été réalisées avec une distance entre trace de 5 m et le déport entre source et le premier géophone de 10m. Pour base du profil, 4 tirs (au minimum) ont été réalisés aux deux extrémités. La figure 2 montre un tir sismique du profil 4 et le traitement pour obtenir la distribution de la vitesse S en profondeur.

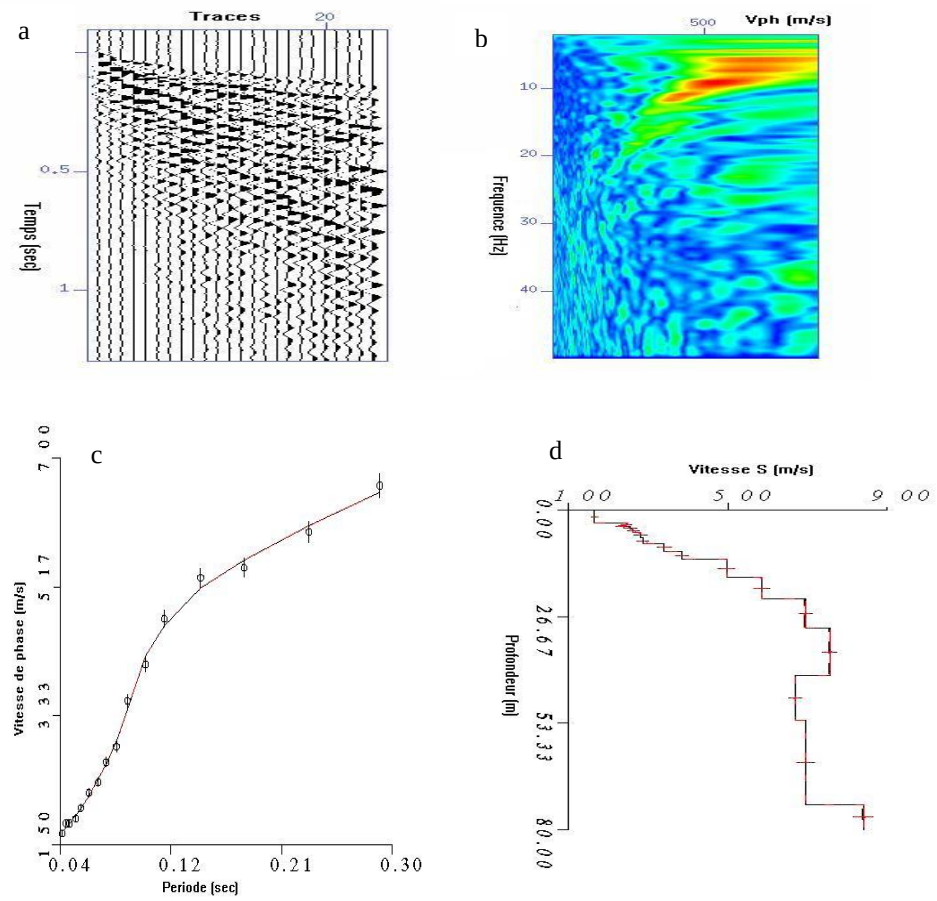


Figure 2 : Exemple de traitement d'un tir en ondes de surface : a) point de tir enregistré sur le profil 4. b) diagramme de dispersion associé au point de tir. c) courbes de dispersion réelle (cercles et barres d'erreurs associés) et obtenues par inversion (en continues). d) modèle de vitesse des ondes S obtenu par inversion de la courbe de dispersion.

Annexe 15 : Datation par les CFC-SF6 de l'eau à la source Clain (CL). Interprétation par le modèle exponentiel.

Le prélèvement a été réalisé le 11 décembre 2013 au niveau du griffon de la source Clain (CL). L'interprétation de l'analyse a été réalisée par le Brgm.

Echantillon	Date	CFC-12 (pmol/l)	CFC-11 (pmol/l)	CFC-13 (pmol/l)	SF6 (fmol/l)
CL	11/12/2013	1,8 ± 0,1	3,6 ± 0,4	0,27 ± 0,05	2,0 ± 0,2

En utilisant un modèle exponentiel, l'âge moyen de l'échantillon prélevé est de 4 ans ± 2 ans. 3 des 4 traceurs sont utilisables pour cette interprétation. Les paramètres utilisés pour l'interprétation sont les suivants :

Altitude de recharge (m NGR)	T (°C) moyenne de l'air	T (°C) de l'eau de recharge	Excès Air (cc/kg)
1100	25-26	19	3

ABSTRACT

The landslide activity is commonly controlled by the variation of hydraulic head inside the instable mass. Thus, the hydrogeological study of landslides is an essential step to predict landslide dynamic, and for the remediation choices. However, the aquifers developed in landslide are generally complexes. Actually, the comprehension of landslide hydrogeological functioning is a major problematic, especially for the deep-seated landslides.

Under humid tropical climate, the Salazie landslides (Reunion Island) allow to implement an interesting study to characterized deep-seated landslide hydrogeology and functioning. In this study, we performed a multidisciplinary approach, combining geology, hydrochemistry and numerical modeling (global and deterministic);

The geological study allows the construction of the deep seated landslide geological model (Grand Ilet sector). The Grand Ilet landslide, corresponding to 175 Mm^3, is the most active part of deep seated instability whose the total volume is estimated at 370 Mm^3. The volcano-detritic lithologies (i.e basic breccia) constitute the main geological formation of the unstable mass. This breccia is a present-day reactivation of an old destabilization (> 350 Ma). Furthermore, the extensive deformation generated by the landslide activity allows the formation of decompressed zones.

Inside breccias, a continuous aquifer is identified. Here, the groundwater flows are controlled by the geometry of the landslide base. Natural land cover, soils properties, unsaturated zone thickness and warm temperature limit the groundwater recharge. Only the intense rainfall episode (80 mm/event) can generated the recharge of landslide aquifer. During these events, rapid transfers circulating inside the decompressed zones have a significant effect on hydraulic charge variations. A slow component is infiltrated inside the porous medium of breccias.

The inverse modeling methods with bimodal Gaussian-Exponential transfer function is applied to study the Salazie landslides dynamic. The results show that landslide speed variations are directly controlled by groundwater level variations during the hydrologic cycle (recharge and recession stage). Consequently, the inverse model is a powerful tool for predicting deep-seated landslide movements and for studying how they function.

Key words: Hydrogeology, landslide, tropical climate, breccia, recharge, hydrochemistry, inverse modelling, signal processing, numerical modelling

RESUME

Les eaux souterraines constituent un des principaux facteurs de contrôle influençant l'activité des glissements de terrain. L'étude hydrogéologique constitue donc une étape incontournable dans la compréhension de leur fonctionnement, en vue de prédire leur déplacement ou d'adapter les solutions d'assainissement. Cependant, les aquifères qui se développent au sein des glissements de terrain sont généralement complexes, et la compréhension de l'hydrogéologie des grands glissements reste encore aujourd'hui une problématique majeure.

Dans un contexte climatique extrême de type tropical humide, les glissements du cirque de Salazie (île de La Réunion) constituent des cas d'étude particulièrement porteurs pour l'apport de nouvelles connaissances sur l'hydrogéologie et le fonctionnement des mouvements de terrain de grande ampleur. Pour caractériser ces glissements, une étude pluridisciplinaire associant géologie, hydrochimie, modélisation numérique (globale et déterministe), est mise en œuvre.

Sur le secteur nord du cirque de Salazie, l'étude géologique réalisée permet de reconstruire la géométrie de la base d'une instabilité de très grande ampleur, dont le volume est estimé à 370 Mm^3. Le glissement de Grand Ilet (175 Mm^3) en est la partie la plus active. Les formations volcano-détritiques (brèches) constituant le glissement sont des dépôts d'une ancienne avalanche de débris (> 350 Ma), réactivés localement. Cette étude met également en évidence un régime de déformation extensif associée à l'activité du glissement, favorisant le développement de zones décomprimées subverticales.

Au sein des brèches constituant la zone instable, un aquifère continu est identifié. Les écoulements souterrains y sont contrôlés par la géométrie de la base du glissement. Par ailleurs, la nature du couvert végétal en surface, le climat, les propriétés des sols et l'épaisseur de la zone non saturée font que seuls les épisodes pluvieux intenses dont le cumul dépasse 80 mm/ évènement génèrent une recharge de l'aquifère des brèches. Lors de cette recharge, les zones décomprimées favorisent des transferts rapides (< 1 jour) à travers la zone non-saturée, malgré des épaisseurs pouvant atteindre localement 160 mètres. Une infiltration plus lente percole à travers la matrice poreuse des brèches.

Pour l'étude de la dynamique des grands glissements dans le cirque de Salazie, l'application de l'outil de modélisation inverse met en évidence que les variations de vitesses de déplacement sont directement reliée aux processus de recharge et de tarissement de la nappe des brèches. Ces modèles s'avèrent particulièrement performants pour prédire les déplacements des grands glissements et comprendre leur fonctionnement.

Mots Clés : Hydrogéologie, glissement de terrain, brèches d'avalanche de débris, hydrochimie, modélisation inverse, climat tropical, traitement du signal, simulation numérique