# Programme d'actions pour l'exploitation et la gestion des eaux souterraines de la Polynésie française

Bilan des connaissances sur le volcanisme et l'hydrogéologie des points chauds et inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des ressources

> h1b-2 d7-h1a

en eaux souterraines.

Rapport final

BRGM/RP-66567-FR Mars 2017



Polynésie Française

Doolument public



# Programme d'actions pour l'exploitation et la gestion des eaux souterraines de la Polynésie française

Bilan des connaissances sur le volcanisme et l'hydrogéologie des points chauds et inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des ressources en eaux souterraines.

Rapport final

### BRGM/RP-66567-FR

Mars 2017

Étude réalisée dans le cadre des opérations de Service Public du BRGM AP16POL001

#### P. Corbier et S. Pasquier

| Vérificateur :               | Approbateur :                      |
|------------------------------|------------------------------------|
| Nom : Bertrand Aunay         | Nom : Jean-Marc Mompelat           |
| Fonction : Chef de projet en | Fonction : Directeur adjoint -     |
| hydrogéologie, BRGM Réunion  | Direction des Action Territoriales |
| Date : 03/04/2017            | Date : 11/04/2017                  |
| Signature :                  | Signature :                        |



Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.





**Mots-clés** : Aquifère basal, Aquifère perché, Bilan, Captage, Débits, Géophysique, Hydrogéologie, Hydrogéochimie, Géodynamique, Isotopes, Modèles, Point chaud, Volcanisme.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Corbier P. et Pasquier S.** (2017) – Programme d'actions pour l'exploitation et la gestion des eaux souterraines de la Polynésie française. Bilan des connaissances sur le volcanisme et l'hydrogéologie des points chauds et inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des ressources en eaux souterraines. Rapport final. BRGM/RP-66567-FR, 108 p., 93 ill.

© BRGM, 2017, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

### Synthèse

Le présent document correspond au travail de synthèse sur les milieux volcaniques insulaires mené dans le cadre de l'axe 1 du programme d'actions pour l'exploitation et la gestion des eaux souterraines de la Polynésie française initié le 3 mars 2016 (convention MCE n° 1366).

Il comporte 3 parties respectivement dédiées à des rappels sur la géodynamique terrestre, à l'hydrogéologie en contexte de points chauds et à un inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des eaux souterraines utilisables en domaine volcanique.

Il apparaît que la création des archipels polynésiens est liée au fonctionnement de plusieurs points chauds et que les 118 îles qui forment actuellement la Polynésie française correspondent à la partie émergée de monts sous-marins mis en place lors des 20 derniers millions d'années. Les conditions différentielles de subsidence, d'érosion et les éventuels mouvements tectoniques sont à l'origine de la variété des paysages rencontrés, depuis le volcan bouclier jusqu'à l'atoll corallien.

Les formations essentiellement basaltiques qui constituent ces édifices renferment des ressources en eau au sein d'un aquifère basal en équilibre sur la nappe d'eau salée et d'aquifères perchés plus difficiles à capter. Les investigations prévues dans le cadre du programme devraient permettre de définir un modèle de fonctionnement conceptuel à l'image de ceux qui ont été établis pour plusieurs îles volcaniques issues de points chauds (Hawaii Galápagos, Canaries, Mayotte...) et qui sont présentés dans le rapport.

Les reconnaissances de terrain, les analyses hydrochimiques et isotopiques, la réalisation de bilans hydrologiques, les méthodes de prospection géophysiques (panneaux électriques et méthodes électromagnétiques aéroportées notamment), le calcul de l'IDPR ainsi que la réalisation de tests de pompage constituent des méthodes de prospection qui peuvent être mises en œuvre pour caractériser les milieux volcaniques insulaires ; le recours à des approches combinées garantissant de meilleurs résultats.

En ce qui concerne les procédés de captage, toute méthode permettant de limiter le rabattement et la remontée ou la migration de l'interface eau douce / eau salée doit être privilégiée lorsque l'on souhaite exploiter les aquifères côtiers. Les galeries horizontales sont bien adaptées au captage des aquifères perchés mais la technique reste délicate à mettre en œuvre (risques de tarissement de la ressource lorsque la décharge n'est pas bien contrôlée). En domaine alluvial, le recours aux galeries drainantes est fréquent et permet de produire de l'eau à moindre coût.

Le présent document constitue un préalable au travail d'inventaire des données qui sera mené à court terme sur les îles de Tahiti (mise à jour du recueil déjà initié en 2011/2012), Moorea/Maiao, Huahine, Raiatea, Tahaa, Ua Pou et Makatea, l'ensemble des opérations de l'axe 1 devant aboutir à la définition des types d'aquifères présents sur le territoire polynésien.

Au terme de cette phase, 3 îles (une île haute, une île mixte et un atoll) ainsi que 2 bassins versants de Tahiti seront choisis pour faire l'objet d'études hydrogéologiques plus détaillées dans le cadre de l'axe 4 du programme.

## Sommaire

| 1. Introduction  | 11                            |
|--|-------------------------------|
| 2. Rappels concernant la géodynamique terrestre                                      | 13                            |
| 2.1. STRUCTURE DE LA TERRE   | 13                            |
| 2.2. LA TECTONIQUE DES PLAQUES   |                               |
| 2.2.1.Les limites transformantes   | 10<br>20                      |
| 2.2.2. Les limites divergentes   | 20                            |
| 2.2.4.Bilan  |                               |
| 2.3. LE VOLCANISME DE POINTS CHAUDS  | 24                            |
| 2.3.1.Définition et localisation   | 24                            |
| 2.3.2.Origine et fonctionnement  | 25                            |
| 2.3.3. Evolution   | . Erreur ! Signet non défini. |
| 2.3.4.Le cas de la Polynésie   |                               |
| 3. Hydrogéologie en contexte de points chauds  |                               |
| 3.1. LES FORMATIONS VOLCANIQUES  |                               |
| 3.1.1.Généralités  |                               |
| 3.1.2.Les différents types de formations volcaniques                                 | 40                            |
| 3.2. TYPOLOGIE DES AQUIFÈRES   | 45                            |
| 3.2.1.Aquifère basal   | 45                            |
| 3.2.2. Aquifères liés aux intrusions volcaniques (dykes)                             | 47                            |
| 3.2.3. Aquifères perchés   | 47                            |
| 3.3. MODÈLES HYDROGÉOLOGIQUES CONCEPTUELS  | 48                            |
| 3.3.1.Ile de La Réunion  |                               |
| 3.3.2.Mayotte  | 50                            |
| 3.3.3. Canaries  | 53                            |
| 3.3.4.Madère   | 54                            |
| 3.3.5. Galápagos   |                               |
| 3.3.6.Hawaii   | 57                            |
| 3.3.7. Tahiti (Polynésie française)  |                               |
| 3.3.8.Bilan  | 62                            |
| 4. Inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation de<br>domaine volcanique | s eaux souterraines en<br>65  |
| 4.1. INVENTAIRE DES MÉTHODES DE PROSPECTION  |                               |
| 4.1.1.Reconnaissances géologiques et hydrogéologiques de                             | e terrain65                   |

| 4.1.2. Hydrogéochimie et analyses isotopiques                                    | 66  |
|--|-----|
| 4.1.3.Bilan hydrologique   | 77  |
| 4.1.4. Méthodes géophysiques   | 79  |
| 4.1.5.IDPR   | 82  |
| 4.1.6.Forages de reconnaissance et pompages d'essai (paliers et longue<br>durée) |     |
|  | 83  |
| 4.2. TECHNIQUES D'EXPLOITATION   |     |
| 4.2.1. Procédés classiques   |     |
| 4.2.2. Procédés couramment utilisés en domaine volcanique insulaire              | 91  |
| 4.2.3. Synthèse  | 97  |
| 5. Conclusion  | 99  |
| 6. Bibliographie   | 103 |

### Liste des figures

| Illustration 1 :  | Structure interne de la Terre (Bourque, 1997-2004)   | .14 |
|-------------------|--|-----|
| Illustration 2 :  | Modèle convectif pénétratif (Académie de Dijon)  | .16 |
| Illustration 3 :  | Répartition spatiale des volcans dans le monde (haut – d'après Univ. Angers) et de la sismicité terrestre* (bas – d'après IRSN)  | .17 |
| Illustration 4 :  | Localisation des plaques tectoniques et mouvements relatifs ( <u>http://enseignants.villamaria.qc.ca/</u> )  | .18 |
| Illustration 5 :  | Cas de la faille de San Andréas en Californie (http://lesrisquesnaturels.weebly.com)   | .19 |
| Illustration 6 :  | Schémas de l'évolution d'une zone de divergence (Bourque, 2004)  | .20 |
| Illustration 7 :  | Cas de la dépression des Afars en Afrique de l'Est (Eugène M. MCCarthy, PHD)   | .21 |
| Illustration 8 :  | Pillow-lavas (www.geocaching.com/)   | .21 |
| Illustration 9 :  | Schémas d'une zone de subduction (Bourque, 2004)   | .22 |
| Illustration 10 : | Schémas d'une zone de collision (Bourque, 2004)  | .23 |
| Illustration 11 : | Schémas représentant de gauche à droite une éruption vulcanienne, une éruption péléenne et une éruption plinienne (https://fr.wikipedia.org/)                                | .23 |
| Illustration 12 : | Schéma synthétique des manifestations volcaniques à la surface du globe (https://fr.wikipedia.org/)  | .24 |
| Illustration 13 : | Localisation des principaux points chauds (https://fr.wikipedia.org/)  | .25 |
| Illustration 14 : | Exemple d'alignement volcanique lié au fonctionnement d'un point chaud : îles Hawaii-<br>Empereur (Université de Laval, http://www2.ggl.ulaval.ca/)                          | .26 |
| Illustration 15 : | Évolution d'une île volcanique issue d'un point chaud (Terry et Goff, 2012)  | .27 |
| Illustration 16 : | Carte de la Polynésie française  | .28 |
| Illustration 17 : | Localisation du super bombement du Pacifique et des points chauds de Polynésie (Adam, 2012)  | .29 |
| Illustration 18 : | Relation entre super-panache, panaches secondaires et points chauds (Graviou P. et al., 2013)  | .29 |
| Illustration 19 : | Carte bathymétrique de l'alignement des Marquises (Guille et al., 2002)  | .31 |
| Illustration 20 : | Localisation des îles des Marquises (Munschy et al., 1998)   | .31 |
| Illustration 21 : | Carte de l'archipel des Tuamotu  | .32 |
| Illustration 22 : | Carte morphostructurale de l'alignement Pitcairn-Gambier et situation par rapport aux alignements environnants (Munschy <i>et al.</i> , 1998)                                | .33 |
| Illustration 23 : | Îles de l'archipel de la Société (http://www.earth-of-fire.com)  | .35 |
| Illustration 24 : | Évolution morphostructurale des îles de la Société (Graviou et al., 2013)  | .35 |
| Illustration 25 : | Âge des îles de la Société (Clouard et Bonneville, 2004)   | .35 |
| Illustration 26 : | Carte des îles Australes (Clouard et Bonneville, 2004)   | .36 |
| Illustration 27 : | Localisation de l'ensemble des points chauds reconnus sur le territoire de la Polynésie française (d'après carte géologique de Moorea à 1/25000, Maury <i>et al.</i> , 2000) | .37 |
| Illustration 28 : | Variété des paysages volcaniques en Polynésie française  | .38 |
| Illustration 29 : | Schéma représentant différents types d'intrusion (http://www.earth-of-fire.com/)   | .40 |
| Illustration 30 : | Coulées de laves pahoehoe (hauche) et aa' (droite) (USGS : Izuka et al., 2016)   | .41 |
| Illustration 31 : | Exemple de lava tube à Hitiaa (côte est de Tahiti), hauteur : 20 m environ   | .41 |

| Illustration 32 : | Coupe d'une coulée « aa' » en mouvement (Lachassagne et Maréchal, 2004)   | 41 |
|-------------------|---|----|
| Illustration 33 : | Exemple de dyke exhumé par un phénomène d'érosion diffrentiel, centre de l'île de Madère  | 43 |
| Illustration 34 : | Exemple de sill, cirque de Salazie, île de La Réunion   | 43 |
| Illustration 35 : | Dépôts pyroclastiques, Sima, Comores. Les éléments grossiers de couleur sombre sont bien visibles dans la matrice cendreuse marron (Charmoille, 2013)   | 44 |
| Illustration 36 : | Représentation schématique de la lentille d'eau douce (https://fr.wikipedia.org/)   | 45 |
| Illustration 37 : | Risque d'intrusion saline lié à un pompage trop important à proximité des côtes – phénomème théorique d'upconning (Gingerich et Oki, 2000)  | 46 |
| Illustration 38 : | Ligne de sources provenant d'un aquifère perché. Cascade du Voile de la Mariée, île de La Réunion (photo de France voyage)  | 47 |
| Illustration 39 : | Île de La Réunion   | 49 |
| Illustration 40 : | Modèle de l'île de la Réunion (Frissant <i>et al.</i> , 2006 d'après l'Atlas hydrogéologique de La Réunion, 1986)   | 49 |
| Illustration 41   | : Localisation de l'île de Mayotte  | 51 |
| Illustration 42 : | Modèles conceptuels établis pour le nord-ouest de Mayotte (Vittecoq et al., 2014)   | 51 |
| Illustration 43 : | Modèle conceptuel en grand des îles volcaniques basaltiques complexes (Lachassagne <i>et al.</i> , 2014)  | 52 |
| Illustration 44 : | Les îles Canaries   | 53 |
| Illustration 45 : | Schématisation du modèle canarien (Join et al., 2005)   | 53 |
| Illustration 46 : | Madère  | 54 |
| Illustration 47 : | Modèle hydrogéologique conceptuel de l'île de Madère (Prada et al., 2003)   | 54 |
| Illustration 48 : | Les îles Galapagos (Pryet, 2011)  | 56 |
| Illustration 49 : | Modèle hydrogéologique conceptuel de l'île de San Cristobal (Pryet, 2011)   | 56 |
| Illustration 50 : | Modèles hydrogéologiques conceptuels proposés pour l'île de Santa Cruz (Pryet, 2011)  | 57 |
| Illustration 51 : | L'archipel des îles Hawaï (Gingerich, 2000)   | 58 |
| Illustration 52 : | Schématisation du modèle hawaiien (Join et al., 2005)   | 58 |
| Illustration 53 : | Modèle hydrogéologique conceptuel hawaiien (Heilweil <i>et al.</i> , 2009 modified from Macconald <i>et al.</i> , 1983)   | 58 |
| Illustration 54 : | Modèles hydrogéologiques conceptuels des îles d'Oahu (A), d'Hawaï (B) et de Kauai (C) (Izuka <i>et al.</i> , 2016)  | 59 |
| Illustration 55 : | Carte géologique simplifiée de l'île de Tahiti-Nui (Hildenbrand et al., 2007)   | 60 |
| Illustration 56 : | Schéma hydrogéologique de l'île de Tahiti (SAFEGE, 1988)  | 61 |
| Illustration 57 : | Modèle conceptuel retenu pour l'aquifère basal de plusieurs îles volcaniques<br>basaltiques et âge des îles (en vert : îles de l'Océan Atlantique, en bleu : îles de<br>l'Océan Pacifique, en rouge : îles de l'Océan Indien) (Pryet, 2011) | 63 |
| Illustration 58 : | Reconnaissances géologiques et hydrogéologiques a) Ravine Bras des Lianes, La<br>Réunion b) Coulées de laves fissurées, Mayotte (© Lachassagne)   | 66 |
| Illustration 59 : | Exemple de teneurs en ions majeurs reportées sur un diagramme de Schoeller  | 67 |
| Illustration 60 : | Teneurs moyennes en éléments majeurs dans les eaux souterraines en milieu volcanique (en mg/l) (Blum <i>et al.</i> , 2002)  | 68 |
| Illustration 61 : | Diagramme de Piper utilisé pour représenter les résultats de 2 campagnes de prélèvements en Martinique (Arnaud <i>et al.</i> , 2013)  | 69 |

| Illustration 62 : | Diagrammes Na <sup>+</sup> = f (Cl <sup>-</sup> ) et NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> = f (K <sup>+</sup> ) pour les eaux du bassin d'alimentation du Gol, La Réunion (Petit <i>et al.</i> , 2013)  | 69 |
|-------------------|---|----|
| Illustration 63 : | Compositions moyennes pour les roches ignées et sédimentaires (Lions <i>et al.</i> , 2008 d'après Selinus, 2005)  | 71 |
| Illustration 64 : | Concentrations mensuelles en tritium enregistrées dans l'eau de pluie à Ottawa et Thonon-les-Bains (in Jaunat 2012, données GNIP ; IAEA/WMO)  | 73 |
| Illustration 65 : | Concentrations atmosphériques en CFC et SF6 en Amérique du nord (IAEA, 2006 in Vittecoq <i>et al.</i> , 2007)   | 73 |
| Illustration 66 : | Droite météorique mondiale (Clark and Fritz, 1997 as compiled in Rozanski <i>et al.</i> 1993, modified by permission of American Geophysical Union)   | 75 |
| Illustration 67 : | Exemple de gradient d'appauvrissement des pluies et détermination de l'altitude moyenne de la zone de recharge d'un aquifère  | 75 |
| Illustration 68 : | Compositions isotopiques de l'azote des nitrates dans les principales étapes du cycle des nitrates (Blum <i>et al.</i> , 2002)  | 76 |
| Illustration 69 : | Eléménts d'un bilan hydrologique (Izuka <i>et al</i> ., 2016)   | 78 |
| Illustration 70 : | Exemples de bilans hydrologiques à Hawaï (Izuka et al., 2016)   | 78 |
| Illustration 71 : | Configuration des électrodes pour une acquisition de type Wenner, dipôle-dipôle et Schlumberger. AB est le dipôle d'injection et MN le dipôle de mesure ( <u>www.geophy.fr</u> ) <sup>2</sup>   | 79 |
| Illustration 72 : | Exemples de coupes de résistivité inversée sur l'ile de Mayotte (Jaouën et al., 2013)   | 79 |
| Illustration 73 : | Processus de traitement des sondages TDEM : a) acquisition des sonnées, b) signal enregistré, c) inversion des données, d) représentation 3D de la résistivité du sous-sol                      | 80 |
| Illustration 74 : | Carte de résistivité moyenne entre 5 et 10 m de profondeur à La Réunion (Martelet <i>et al.</i> , 2014)   | 81 |
| Illustration 75 : | Indice de Développement et de Persistance des Réseaux par unité fonctionnelle à La Réunion (Aunay <i>et al.</i> , 2008)   | 82 |
| Illustration 76 : | Evolution des rabattements en fonction du temps au cours d'un essai par paliers (BRGM)  | 84 |
| Illustration 77 : | Evolution des rabattements en fonction du temps lors d'un pompage de longue durée (BRGM)  | 84 |
| Illustration 78 : | Méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation des pompages d'essai, utilisation des dérivées des rabattements pour diagnostiquer l'essai (Petit et al., 2013)                                | 85 |
| Illustration 79 : | Dérivée des rabattements à la remontée en fonction du temps de pompage pour<br>l'ouvrage 1179ZZ0202 au Lamentin, La Martinique (essai réalisé en décembre 2008)<br>(Vittecoq et Dewandel, 2009) | 85 |
| Illustration 80 : | Schéma d'aménagement d'un captage de source (Myrand et al., 2007)   | 86 |
| Illustration 81 : | Coupe d'un forage captant une nappe souterraine (Geotechsol)  | 87 |
| Illustration 82 : | Technique du forage horizontal (Anfak)  | 88 |
| Illustration 83 : | Schéma d'un puits à drains rayonnants   | 89 |
| Illustration 84 : | Galerie drainante et drains (Projet INTEREG IIIA ALCOTRA, 2006 in Vaudour et Aunay, 2008)   | 90 |
| Illustration 85 : | Plan en coupe d'une galerie drainante (http://www.tahiti-infos.com/)  | 90 |
| Illustration 86 : | Schéma d'aménagement d'une pointe filtrante (Myrand et al.,2007)  | 91 |
| Illustration 87 : | Cartographie des intrusions marines à La Réunion imagées par géophysique héliportée (Bourhane <i>et al.</i> , 2016)   | 92 |

| Illustration 88 : Schéma d'un puits-galerie de type Maui (Nichols et al., 1996)   | 93  |
|---|-----|
| Illustration 89 : Captage d'eau par des galeries (Nichols <i>et al.</i> , 1996)   | 94  |
| Illustration 90 : Modes d'exploitations des eaux souterraines à Hawaï (Vaudour et Aunay, 2008)  | 95  |
| Illustration 91 : Levadas, Madère   | .95 |
| Illustration 92 : Réalisation d'une galerie drainante, rivière Nahuata, Tahiti (http://www.tahiti-infos.com/)   | .96 |
| Illustration 93 : Synthèse des principales techniques de captages des eaux souterraines en milieu volcanique, avantages et inconvénients (Vaudour et Aunay, 2008) | 97  |

## 1. Introduction

Le programme d'actions pour l'exploitation et la gestion des eaux souterraines de la Polynésie française a été initié suite à la signature le 3 mars 2016 de la convention n°1366 MCE entre le BRGM et la Polynésie française.

Ce programme d'une durée de 36 mois et d'un montant de 287 M XPF s'inscrit dans le cadre des « Opérations diverses venant en appui des axes AEP, déchets et assainissement » du volet « Environnement » du Contrat de Projets 2008-2013. Son financement est assuré à hauteur de 50 % par l'Etat français, de 30 % par le Pays et de 20 % par le BRGM (opérations d'Appui aux Politiques Publiques).

D'un point de vue réglementaire, son démarrage intervient dans un contexte où les communes doivent mettre en œuvre des moyens pour assurer la distribution d'eau potable conformément à l'article L 2573-27 du Code Général des Collectivités Territoriales. Initialement fixé au 31/12/15, le délai de mise en œuvre a été repoussé au 31/12/24.

D'un point de vue technique, il vise à doter la Polynésie française d'outils de gestion et d'exploitation des ressources en eaux souterraines performants de façon à faire face aux défis actuels (augmentation des besoins en lien avec le développement démographique et touristique, distribution d'une eau de qualité au plus grand nombre, sécurisation de l'approvisionnement en période de sécheresse, maîtrise des risques de pollution et d'intrusion du biseau salé,...) et futurs (possible évolution des conditions d'accès aux ressources en raison du changement climatique).

Le programme comporte 4 axes :

#### Axe 1 : synthèse des connaissances et typologie des aquifères polynésiens

Ce volet d'une durée prévisionnelle de 12 mois a pour objectif de fournir les éléments de base pour les études hydrogéologiques détaillées de l'Axe 4 et de donner des orientations techniques.

#### Axe 2 : élaboration d'outils de gestion de la ressource en eau sur l'île de Tahiti

Ce volet d'une durée prévisionnelle de 24 mois a pour objectif de doter les acteurs de la gestion de l'eau d'un référentiel commun, indispensable à une gestion rationnelle de la ressource.

## Axe 3 : assistance technique pour une gestion intégrée et durable de la ressource en eau souterraine

Ce volet d'une durée prévisionnelle de 36 mois a pour objectif d'améliorer l'expertise locale et de faire évoluer le contexte règlementaire.

## Axe 4 : étude hydrogéologique détaillée d'une île haute, d'une île mixte, d'un atoll et de deux bassins versants de Tahiti

Ce volet d'une durée prévisionnelle de 24 mois a pour objectif de mieux connaître la ressource en eau, de développer des aspects méthodologiques et, in fine, d'identifier les secteurs les plus favorables pour l'implantation de nouveaux forages.

Le présent document correspond au bilan des connaissances sur le volcanisme et l'hydrogéologie des points chauds dont la rédaction est prévue dans le cadre de l'axe 1 du programme.

Il comporte 3 parties respectivement dédiées à des rappels sur la géodynamique terrestre, à l'hydrogéologie en contexte de points chauds et à un inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des eaux souterraines utilisables en domaine volcanique.

Il constitue un travail préalable au bilan des données qui sera réalisé sur une sélection d'îles et à l'inventaire des types d'aquifères présents sur le territoire polynésien, autres livrables de l'axe 1 du projet.

## 2. Rappels concernant la géodynamique terrestre

Préalablement à la description des spécificités de l'hydrogéologie en contexte de points chauds et à l'inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des eaux souterraines utilisables en domaine volcanique, des rappels concernant la géodynamique terrestre ont été réalisés dans le but de faciliter la compréhension générale des mécanismes en jeu.

Pour cette partie documentaire, le cours d'introduction et de culture scientifique en Sciences de la Terre de Pierre-André Bourque (Université de Laval,1997-2004) ainsi que différentes sources documentaires disponibles sur internet ont constitué les principales sources d'informations.

#### 2.1. STRUCTURE DE LA TERRE

La structure interne de la Terre est constituée d'une succession de couches aux propriétés physiques et aux compositions chimiques différentes : la croûte terrestre, le manteau et le noyau (cf. illustration 1). Ces dernières ont été mises en évidence par l'étude de la propagation des ondes sismiques à l'intérieur de la Terre.

Ces différentes couches sont séparées par deux discontinuités majeures : la discontinuité de **Mohorovicic** (dite Moho) reflétant le contraste physico-chimique entre l'écorce terrestre et le manteau et et la discontinuité de **Gutenberg** marquant un contraste de densité important entre le manteau et le noyau.

La croûte terrestre se présente soit sous sous la forme d'une croûte continentale (30 % de la superficie de notre planète), soit sous la forme d'une croûte océanique (70 % restants).

La croûte continentale est solide et peu épaisse, sa densité moyenne est de 2,7. Son épaisseur moyenne est d'environ 30 km mais elle peut atteindre jusqu'à 80 km d'épaisseur au droit des chaînes de montagnes. Elle est essentiellement composée de roches granitiques qui peuvent être recouvertes par endroits de roches sédimentaires. La croûte continentale correspond aux continents ainsi qu'à certaines zones immergées comme les plateformes continentales. L'âge des matériaux la composant est relativement ancien (jusqu'à 4 milliards d'années).

La croûte océanique est solide et relativement fine, sa densité est de l'ordre de 2,9. Son épaisseur est d'environ 6 km. Les roches qui la composent correspondent à des basaltes et à des gabbros. Contrairement aux roches de la croûte continentale, les roches de la croûte océanique sont jeunes (180 millions d'années au maximum).

Le manteau est constitué de 2 parties : le manteau inférieur et le manteau supérieur. Il est essentiellement constitué de roches silicatées de type « péridotites ».

**Le manteau supérieur** se compose d'une couche rigide présentant une densité de 3,3 et dont la base est comprise entre 70 et 150 km de profondeur et d'une couche plastique allant jusqu'à 700 km de profondeur. La limite entre ces deux parties correspond approximativement à l'isotherme 1300°C, température où les péridotites approchent de leur point de fusion.

Bilan des connaissances volcanisme et hydrogéologie des points chauds



Illustration 1 : Structure interne de la Terre (Bourque, 1997-2004).

La couche plastique du manteau supérieur est appelée **asthénosphère**, tandis que les deux couches solides qui la surmontent (la couche solide de la partie supérieure du manteau supérieur et la croûte terrestre) forment la **lithosphère**.

Le manteau inférieur qui se situe entre 700 et 2 900 km de profondeur a les propriétés d'un solide élastique. Il est constitué en grande majorité de « bridgmanite », une évolution minérale de la péridodite liée à l'augmentation des températures et des pressions à ces profondeurs. Les effets de pression qui augmentent plus vite que les effets de température (qui induisent la fusion) maitiennent au droit de cette couche les matériaux sous forme solide.

À la base du manteau se trouve la **couche dite D**" correspondant à une zone très hétérogène et discontinue. Cette zone ne dépassant pas quelques dizaines de kilomètres d'épaisseur assure un certain couplage entre le noyau et le manteau. Les plaques océaniques qui subissent le phénomène de subduction parviendraient jusqu'à cette zone qui serait aussi la source des panaches mantelliques à l'origine des points chauds. Elle joue donc un rôle essentiel dans la dynamique de notre planète. Les mouvements de convection qui se déroulent dans l'asthénosphère seraient, quant à eux, à l'origine du déplacement de la lithosphère (cf. illustration 2).

Au centre de la Terre, **le noyau**, représente 45 % du rayon terrestre et se divise entre un noyau externe liquide et un noyau interne solide. Ces derniers sont séparés par la discontinuité de Lehmann (cf. illustration 2) où les ondes sismiques de compression (ondes P) se réfléchissent partiellement.

**Le noyau externe** présente une épaisseur de 3 250 km. Il est majoritairement constitué par du fer (85 %), du souffre (10 %) et du nickel (5 %). Sa température atteint 4 000 °C et sa densité est de l'ordre de 10. Le noyau externe est le théâtre de mouvements de convection thermique rapide. Ils sont à l'origine de courants électriques, eux-mêmes responsables du champ magnétique terrestre.

**Le noyau interne**, également appelé la graine, se caractérise par un rayon de 1 200 km. Il est essentiellement composé de fer (80 %) et de nickel (20 %) à l'état solide. La température est de l'ordre de 6 000°C et la pression de l'ordre de 3,5 millions de bars, expliquant son état solide.

Au final, on retiendra que les déplacements de la lithosphère qui sont appréhendés depuis une cinquantaine d'années par la théorie de la tectonique des plaques et le volcanisme de points chauds témoignent de l'activité interne de la terre.

Ces phénomènes sont respectivement dus aux mouvements de convection qui siègent dans l'asthénosphère et le manteau inférieur et qui permettent à la terre de dissiper sa chaleur interne vers la surface.

Ces 2 types de phénomène vont être abordés dans les 2 paragraphes suivants.



Illustration 2 : Modèle convectif pénétratif (Académie de Dijon).

#### 2.2. LA TECTONIQUE DES PLAQUES

La tectonique des plaques précédemment évoquée est un modèle construit dans les années 1960 à partir du concept de la dérive des continents de Wegener (1912) qui permet d'expliquer la plupart des phénomènes volcaniques et sismiques répertoriés à la surface du globe (cf. illustration 3), la création des chaînes de montagne ou l'existence de fosses océaniques.

Le modèle repose sur le découpage de la lithosphère en 15 plaques majeures auxquelles sont associées un nombre plus important de plaques mineures (cf. illustration 4). Ces plaques bougent les unes par rapport aux autres avec des vitesses de l'ordre de 0 à 10 cm/an.

On distingue par ailleurs 3 types de limites qui seront présentées dans paragraphes suivants :

- les limites transformantes correspondent aux zones où les plaques coulissent les unes contre les autres,
- les limites divergentes correspondent aux zones de rift continental ou de dorsales (zones où le plancher océanique se forme puis s'éloigne de part et d'autre de la ride),
- les limites convergentes correspondent aux zones de subduction ou de collision.

Il convient de noter que les 5 archipels de la Polynésie française se situent au sud de la plaque Pacifique qui se déplace, dans cette zone, à une vitesse de l'ordre de 10 cm/an en direction du nord-ouest.





Illustration 3 : Répartition spatiale des volcans dans le monde (haut – d'après Univ. Angers) et de la sismicité terrestre\* (bas – d'après IRSN) ;

\* : Chaque point représente l'épicentre d'un séisme de magnitude supérieure à 5 sur l'échelle de magnitude du moment. Les positions des épicentres sont celles du catalogue de l'United States Geological Survey pour la période 1973-2008.



Illustration 4 : Localisation des plaques tectoniques et mouvements relatifs (<u>http://enseignants.villamaria.qc.ca/</u>).

#### 2.2.1. Les limites transformantes

Les limites transformantes correspondent à des zones où les plaques coulissent les unes par rapport aux autres et où il n'y a ni création ni destruction de matière. Elles correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère. Elles affectent généralement la lithosphère océanique mais peuvent également concerner le domaine continental. Les mouvements associés à ce type de limite peuvent générer une activité sismique de forte intensité.

L'illustration 5 représente l'exemple le plus connu de limite transformante en domaine continental : celui de la faille de San Andréas en Californie qui sépare la plaque Pacifique et la plaque nordaméricaine et qui s'étire sur près de 1300 km.

En l'espace de 20 millions d'années, la plaque Pacifique a bougé de 560 km par rapport à l'Amérique du Nord, soit de près de 3 cm par an. Le schéma en haut à droite représente la situation probable d'ici 10 Ma.

D'un point de vue sismique, le jeu de la faille génère plus de 200 séismes d'intensité supérieure ou égale à III sur l'échelle MSK (c'est-à-dire pouvant être ressentis par l'homme) par an. Les sismologues craignent par ailleurs un séisme de très forte intensité (le « big one ») à court terme.





Illustration 5 : Cas de la faille de San Andréas en Californie (http://lesrisquesnaturels.weebly.com).

#### 2.2.2. Les limites divergentes

Les limites divergentes correspondent à des zones d'expansion (rifts continentaux) ou d'accrétion (dorsales océaniques) et sont marquées par d'importantes anomalies thermiques positives, témoignant d'une remontée de l'asthénosphère à leur aplomb.

En domaine continental, l'accumulation de chaleur sous la lithosphère engendre un bombement ainsi que le début de la fracturation et du volcanisme. La poursuite des tensions va induire un effondrement en escaliers et la naissance d'une vallée appelée « rift continental » (cf. illustration 6).

Avec la poursuite de l'étirement, le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée. Les 2 morceaux de lithosphère continentale s'éloignent alors progressivement avec la mise en place d'un premier plancher océanique basaltique de part et d'autre d'une dorsale embryonnaire.

L'élargissement de la mer par l'étalement des fonds océaniques va conduire à la formation d'un océan où les nouvelles laves s'écartent progressivement de part et d'autre du rift. La plaque océanique nouvellement créée, se refroidit, s'épaissit et induit alors une subsidence du fond océanique.

Au droit des rifts continentaux, le volcanisme est de type effusif (émission de laves fluides sans explosion). C'est notamment le cas des volcans du rift des Afar, large zone d'effondrement de forme triangulaire située à plus de 150 m sous le niveau de la mer, à la jonction des plaques nubienne, somalienne et arabique (cf. illustration 7).

En domaine océanique, la lave basaltique fluide refroidit rapidement au contact de l'eau pour former des pillow-lavas ou laves en coussin (cf. illustration 8).



Illustration 6 : Schémas de l'évolution d'une zone de divergence (Bourque, 2004).



Illustration 7 : Cas de la dépression des Afars en Afrique de l'Est (Eugène M. MCCarthy, PHD).



Illustration 8 : Pillow-lavas (www.geocaching.com/).

#### 2.2.3. Les limites convergentes

#### a) Description du phénomène

Les zones de subduction (plongement d'une plaque océanique sous une autre plaque de type océanique ou continentale) et les zones de collision (convergence de deux plaques continentales) représentent les 2 types de limites convergentes que l'on peut trouver à la surface de la terre (cf. illustrations 9 et 10).

La convergence de deux lithosphères de type océanique provoque l'enfoncement de la plaque lithosphérique la plus dense (la plus ancienne) sous la plaque la plus jeune : c'est la subduction. Le même phénomène se produit lorsqu'une plaque océanique et une plaque continentale convergent. Dans ce cas, c'est la plaque océanique plus dense qui plonge sous la plaque continentale.

Lors du phénomène de subduction, l'eau contenue dans la lithosphère plongeante s'en échappe, vient hydrater le manteau supérieur et provoque sa fusion partielle. Le matériau fondu remonte alors en surface et engendre des phénomènes volcaniques.

D'autres phénomènes comme des séismes ou la mise en place de fosses océaniques (dépressions allongées marquées par des anomalies isostatiques négatives importantes) ont lieu au droit des zones de subduction. La surface où se situent les foyers de ces séismes est appelée « plan de Bénioff » (profondeur limite de l'ordre de 700 km).

Suite à la fermeture d'un domaine océanique liée à la subsidence d'une plaque océanique sous une plaque continentale, il y a affrontement entre deux plaques continentales. Le moteur du déplacement (la convection mantélique) n'est plus suffisant pour provoquer l'enfoncement d'une des 2 plaques dans l'asthénosphère, cela en raison de la faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère. Les 2 plaques entrent alors en collision : la compression et le soulèvement donnent alors naissance à une chaîne de montagnes.



Illustration 9 : Schémas d'une zone de subduction (Bourque, 2004).



Illustration 10 : Schémas d'une zone de collision (Bourque, 2004).

#### b) Volcanisme associé aux limites convergentes

Au droit des zones de subduction, si la plaque chevauchante est de type océanique, le volcanisme se manifeste par la formation d'un arc insulaire (Antilles, ïles Aléoutiennes, Vanuatu...) (cf. illustration 9). Dans le cas où la plaque chevauchante est de type continental, une chaîne montagneuse volcanique se met en place (Cordillère des Andes, Rocheuses...) (cf. illustration 10).

Dans les 2 cas, les laves émises sont de type andésitique. Elles sont visqueuses et riches en silice et en gaz dissous. Cela conduit à des éruptions explosives avec émission de cendres sous forme de panaches ou de nuées ardentes. Les volcans sont dits « explosifs » ou « gris »<sup>1</sup>.

Ils sont le siège d'éruptions vulcaniennes (coulées de laves moyennement visqueuses de faible ampleur, explosions modérées), péléennes (coulées de lave relativement visqueuses, formation de dômes ou d'aiguilles qui peuvent exploser ou s'effondrer en formant des nuées ardentes) ou pliniennes (émission de laves très visqueuses formant rarement des coulées, augmentation très importante de la pression interne, explosions qui peuvent aller jusqu'à la destruction des volcans) (cf. illustration 11).



Illustration 11 : Schémas représentant de gauche à droite une éruption vulcanienne, une éruption péléenne et une éruption plinienne (https://fr.wikipedia.org/).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Par opposition aux volcans dits « rouges » qui sont le siège d'éruptions de type hawaiien ou strombolien

#### 2.2.4. Bilan

Au final, il apparaît donc que les mouvements lithosphériques engendrent séismes et volcanisme. La nature des basaltes émis varie en fonction du contexte géodynamique : MORB (Mid Oceanic Ridge Basalts) au droit des dorsales océaniques (contexte extensif) et IAB (Island Arc Basalts) au droit des zones de subduction (contexte convergent). Le volcanisme de point chaud à l'origine de la création des îles de la Polynésie française se caractérise, quant à lui, par une origine plus profonde et génère des OIB (Oceanic Island Basalts). Ce phénomène est abordé dans le chapitre suivant.

#### 2.3. LE VOLCANISME DE POINTS CHAUDS

#### 2.3.1. Définition et localisation

D'après le dictionnaire de géologie de Foucault et Raoult (2005), un point chaud correspond à « une zone de formation de magma située au sein du manteau, à partir de laquelle la matière s'élève selon une colonne ascendante nommée panache et qui se traduit en surface par des manifestations volcaniques. Les auteurs précisent par ailleurs que « les points chauds auraient une durée de vie d'au moins quelques dizaines de millions d'années et seraient à peu près immobiles par rapport au repère que forme le globe terrestre ».

L'illustration 12 permet de situer ces panaches par rapport au contexte géodynamique terrestre global. Ces derniers n'auraient pas de localisation préférentielle. On peut en effet aussi bien les trouver en position intraplaque (Hawaï, Société, La Réunion, Canaries...) qu'au droit de plaques continentales (Yellowstone...) ou à proximité des dorsales (Islande, Galapagos...) (cf. illustration 13).



Illustration 12 : Schéma synthétique des manifestations volcaniques à la surface du globe (https://fr.wikipedia.org/).



Illustration 13 : Localisation des principaux points chauds (https://fr.wikipedia.org/).

#### 2.3.2. Origine et fonctionnement

Les points chauds auraient pour origine la couche D", interface entre le noyau terrestre et le manteau (cf. illustration 2). Les panaches qui remontent à partir de cette zone, à des vitesses de l'ordre de quelques dizaines de cm par an, permettraient une évacuation rapide de l'excédent de chaleur accumulé au niveau du noyau terrestre.

La chaleur du panache provoque une augmentation locale de la température qui, additionnée à la décompression adiabatique, induit un phénomène de fusion partielle à la base de la lithosphère. Le diamètre du panache s'élargit jusqu'à atteindre 100, voire 150 km de diamètre à la base de la lithosphère.

L'évolution de la densité engendrée par le changement de température à la base de la lithosphère induit par ailleurs un soulèvement isostatique qui se matérialise en surface par une un bombement topographique.

Les volcans de points chauds sont des volcans de type effusif (aussi appelés volcans rouges) Ils se caractérisent par une morphologie particulière avec un cône aplati au sommet, des pentes faibles (de l'ordre de 10 à 15 °) et par la superposition de coulées de lave d'ordre métrique (cf. illustration 14).

Ces volcans appelés « volcans boucliers » se caractérisent par un indice d'explosivité faible (compris entre 0 et 1) et des laves très fluides et pauvres en gaz. Les basaltes qu'ils émettent se différencient des basaltes d'arc insulaires (IAB) par leur caractère alcalin et leur faible proportion en silice et des basaltes de dorsales (MORB) par leurs compositions isotopiques plus radiogéniques attestant d'une origine plus profonde.

#### 2.3.3. Évolution

Considérés comme à peu près immobiles et fonctionnant au moins pendant quelques dizaines de millions d'années, les points chauds sont à l'origine de certains alignements d'îles ou de de monts sous-marins que l'on peut observer à différents endroits de la planète.

Au final, les volcans les plus anciens se situent à l'extrémité du chaînon alors que les plus jeunes se situent à proximité du point chaud (cf. illustration 14). Par conséquent, en datant l'âge des basaltes des différentes îles, il est théoriquement possible d'évaluer la vitesse et la direction de la plaque qui a migré au-dessus du point chaud.

En s'éloignant du point chaud et de son bombement topographique, les îles volcaniques s'enfoncent progressivement par subsidence. Ainsi au cours du temps, les volcans boucliers vont progressivement disparaître sous la surface de l'océan pour n'être plus que des monts sous-marins appelés « guyots ».

Lorsque les conditions propices au développement corallien sont réunies (température, luminosité, oxygénation importante de l'eau, salinité, agitation), ce qui est souvent le cas en milieu tropical, un récif frangeant va se mettre en place autour de l'île. Si le taux de production de récif par le corail est suffisant pour contrer le taux de subsidence, il y aura formation d'une barrière insulaire séparée de l'île par un lagon. Lorsque l'île a totalement disparu par subsidence au bout de plusieurs millions d'années, il ne reste plus que la barrière corallienne qui constitue un atoll.



Illustration 14 : Exemple d'alignement volcanique lié au fonctionnement d'un point chaud : îles Hawaii-Empereur (Université de Laval, http://www2.ggl.ulaval.ca/).



Illustration 15 : Évolution d'une île volcanique issue d'un point chaud (Terry et Goff, 2012).

#### 2.3.4. Le cas de la Polynésie

Situées dans l'Océan Pacifique Sud, les 118 îles de la Polynésie française représentent une superficie de 4 000 km<sup>2</sup> de terres émergées dispersées au droit d'un domaine maritime de plus de 4 millions de km<sup>2</sup>. Elles s'étendent sur environ 2 700 km d'ouest en est et 2 300 km du nord au sud, territoire comparable à celui de de l'Europe (cf. illustration 16).

Ces îles se répartissent en cinq archipels volcaniques (la Société, les Tuamotu, les Marquises, les Gambier et les Australes) dont l'origine est attribuée au fonctionnement de points chauds (Munschy *et al.*, 1998).

À l'exception des îles Marquises qui s'alignent selon une direction N140°E, les îles des autres archipels s'alignent selon une direction N110°E.

Cette dernière direction correspond sensiblement à celle du déplacement absolu de la plaque Pacifique qui se dirige vers le nord-ouest à une vitesse d'environ 11 cm/an (soit 110 km par million d'années) avant de plonger sous la plaque eurasienne au niveau des grands fonds du Pacifique.



Illustration 16 : Carte de la Polynésie française.

La Polynésie française se situe par ailleurs au droit du super bombement du Pacifique Sud. Dans cette région, le fond marin est anormalement peu profond : il est plus élevé de 250 à 680 mètres par rapport à la moyenne des fonds océaniques du même âge (Adam & Bonneville, 2005) (cf. illustration 17). Ce bombement aurait pour origine un super panache en provenance de la limite manteau inférieur / noyau qui se diviserait en nombreux panaches secondaires au niveau de la limite manteau inférieur / manteau supérieur (cf. illustration 18).



Illustration 17 : Localisation du super bombement du Pacifique et des points chauds de Polynésie (Adam, 2012).



Illustration 18 : Relation entre super-panache, panaches secondaires et points chauds (Graviou P. et al., 2013).

#### a) L'archipel des Marquises

L'archipel des Marquises est le plus septentrional des alignements volcaniques de la Polynésie française, il se situe entre 138 et 141° de longitude ouest et entre 7 et 11° de latitude sud. Il est composé de douze îles se répartissant sur 350 km, d'Eiao au nord-ouest à Fatu Hiva au sud-est (cf. illustration 19).

Les îles s'alignent suivant une direction N140°, direction oblique par rapport au déplacement de la plaque Pacifique et à l'alignement des autres archipels polynésiens (N110°E). Les Marquises se caractérisent par des îles hautes à forts reliefs et des formations récifales très peu développées. Certaines îles, comme Nuku-Hiva, sont mêmes bordées par des falaises pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur.

Le segment de croûte supportant l'archipel des Marquises est large d'environ 800 km et est limité par deux grandes zones de fracture orientées N75 à N80°E : la Zone de Fracture des Galápagos, au Nord, et la Zone de Fracture des Marquises, au Sud (cf. illustration 20).

Les îles constituant cet archipel se sont édifiées sur une croûte océanique âgée de 50 à 58 millions d'années (Munshy *et al.*, 1998) (cf. illustration 20). L'âge des édifices volcaniques diminue graduellement du nord-ouest au sud-est, de 5,3 millions d'années pour le complexe Hatutaa-Eiao à 1,3 millions d'années pour Fatu-Hiva. La comparaison des âges des îles volcaniques et des distances qui les séparent conduit à une vitesse de dérive de la plaque Pacifique de l'ordre de 10,5 cm/an.

Contrairement aux autres archipels polynésiens, aucune observation d'une activité volcanique particulière n'a été mise en évidence à l'extrémité sud-est de l'archipel. L'alignement semble s'interrompre au niveau de la zone de fracture des Marquises, sans que la position actuelle du point chaud à l'origine de cet alignement puisse être mise en évidence.

Un important épaississement crustal a néanmoins été mis en évidence sous la partie centrale de l'archipel. Trois modèles tentent de l'expliquer.

Le premier propose que l'épaississement crustal ait été récemment acquis par un sous-placage très important de matériaux magmatiques lors du passage de la lithosphère océanique au-dessus du point chaud.

Le second, au contraire, admet l'existence d'un plateau océanique servant de substratum à l'archipel qui se serait formé près de l'axe de la ride Pacifique-Farallon il y a 50 millions d'années.

Un troisième modèle plus récent suppose que l'archipel des Marquises aurait bien été créé lors de la migration de la plaque Pacifique, selon une direction N115° et avec une vitesse de 10,5 cm/an, au-dessus d'un point chaud fixe dont la position actuelle est au niveau de la Zone de Fracture des Marquises.

La position des îles aurait ensuite été conditionnée par le fonctionnement de la dorsale Pacifique-Farallon et les directions de faiblesse N140°E qu'il a engendrées (McNutt *et al.*, 1989).



Illustration 19 : Carte bathymétrique de l'alignement des Marquises (Guille et al., 2002).



Illustration 20 : Localisation des îles des Marquises (Munschy et al., 1998).

#### b) L'archipel des Tuamotu

L'archipel des Tuamotu est le plus vaste des archipels polynésiens, il se situe entre 14 et 18° de latitude sud et entre 142 et 149° de longitude ouest. Il s'étend sur 1 500 kilomètres de Mataiva au nord-ouest à Marutea au sud-est (cf. illustration 21).

Les îles qui le composent sont réparties suivant deux alignements parallèles de direction N115° et reposent sur un vaste plateau qui s'étend entre les zones de fractures des Marquises et des Australes. La bathymétrie de ce plateau est comprise entre 1 000 et 2 000 mètres.

L'archipel est constitué de 77 îles dont 75 atolls coralliens affleurant au niveau océanique actuel et de deux îles présentant des falaises carbonatées (Niau : + 7,5 m et Makatea : + 111 m), situées au nord-ouest. L'atoll le plus vaste est celui de Rangiroa. Avec une superficie de 1 446 km<sup>2</sup>, il s'agit du deuxième plus grand atoll au monde. Les plus petits atolls ne font, quant à eux, que quelques km<sup>2</sup>.

Aucune roche volcanique n'affleure au droit des atolls. Ces derniers sont en fait constitués d'une couronne de carbonates récifaux dont l'âge varie du Miocène inférieur (environ 20 Ma) à l'Actuel. Le sous-bassement volcanique n'est identifiable qu'au moyen de la géophysique ou par sondages profonds.

L'archipel des Tuamotu présente à la fois des caractéristiques morphologiques typiques des alignements de points chauds et des plateaux océaniques, ce qui rend sa structure très complexe. Bien que la direction des alignements insulaires soit compatible avec l'hypothèse de point chaud, l'origine des Tuamotu reste controversée. Son origine pourrait être également due à une bouffée mantellique, très étalée en surface et n'émergeant que sous la forme d'une centaine d'îles de basse altitude (Demougeot).

Du fait de leur position profonde sous les atolls, les formations volcaniques des Tuamotu sont mal connues et non datées (Munschy *et al.* 1998). La géophysique a néanmoins permis de déterminer la profondeur du plancher océanique supportant chaque volcan et la hauteur des édifices. Un des plus hauts monts volcaniques sous-marins supportant un atoll est celui de Nengo Nengo (situé à 100 km au sud d'Hao). Il mesure 4 355 m depuis le plancher océanique et se serait formé entre 45,8 et 47,6 millions d'années.



Illustration 21 : Carte de l'archipel des Tuamotu.

#### c) L'archipel des Gambier

L'archipel s'étend sur environ 1 900 km depuis Hereheretue (îles du Duc de Gloucester) au nordouest (cf. illustration 16) jusqu'à la zone active localisée à environ 80 km au sud-est des îles Pitcairn (cf. illustration 22). À noter que les atolls de Mururoa et Fangataufa parfois rattachés à l'archipel des Tuamotu en raison de leur position géographique, font partie intégrante de l'alignement volcanique Pitcairn-Gambier. Les îles s'alignent selon une direction N115°E.

Cet alignement se compose du nord-ouest au sud-est : des îles du Duc de Gloucester, des atolls de Tematangi, Moruroa, Fangataufa et Morane, des îles Gambier (14 îles volcaniques hautes et de nombreux motu correspondant aux reliefs résiduels d'un seul gigantesque volcan formé par l'empilement de coulées de basaltes il y a environ six millions d'années), de l'atoll de Temoe et de l'île Pitcairn à son extrémité sud-est.

La structure des atolls de Mururoa et de Fangataufa est très bien connue en raison des études menées dans le cadre des expérimentations nucléaires réalisées de 1966 à 1996 sur ces îles. Ils possèdent une couverture récifale puissante d'environ 300 mètres datant du Miocène à l'Actuel (Guille *et al.*, 1992).

Les édifices reposent sur une croûte océanique dont l'âge est compris entre 25 Ma au niveau de Pitcairn au sud-est et 55 Ma sous Herehetue au nord-ouest. Les datations isotopiques K-Ar menées sur les formations volcaniques de l'alignement Pitcairn-Gambier indiquent une date d'édification comprise entre 0,95 et 0,45 Ma pour Pitcairn (Duncan *et al.*, 1974), entre 6,3 et 5,7 Ma pour les îles Gambier (Brousse *et al.*, 1974), entre 11,8 et 9,5 Ma pour Mururoa et entre 13,6 et 9,5 Ma pour Fangataufa (Buigues *et al.*, 1998). Bien que les complexes éruptifs plus anciens n'aient pas été datés, la direction de l'alignement et le taux de migration correspondent au déplacement de la plaque Pacifique. L'ensemble de la chaîne semble donc avoir été érigé par le point-chaud de Pitcairn situé à l'extrémité sud-est de l'alignement (cf. illustration 22).



Illustration 22 : Carte morphostructurale de l'alignement Pitcairn-Gambier et situation par rapport aux alignements environnants (Munschy et al., 1998).

#### d) L'archipel de la Société

L'archipel de la Société se situe entre 15 et 18° de latitude sud et 147 et 157° de longitude ouest. Il s'étend sur près de 750 km suivant une direction N 115°E, direction correspondant au déplacement de la plaque Pacifique. L'archipel repose sur un plancher océanique datant de 65 Ma au sud-est et de 90 Ma au nord-ouest qui se situe à une profondeur de l'ordre de 4 000 mètres.

L'archipel est constitué de quatorze îles, 9 îles hautes ou mixtes et 5 atolls qui sont répartis en 2 groupes d'îles : les îles du Vent au sud-est (Mehetia, Tahiti, Moorea, Maiao et l'atoll de Tetiaora) et les îles Sous le Vent, au nord-ouest (Huahine, Raiatea, Tahaa, Bora Bora, Maupiti et les atolls de Tupai, Mopelia, Manuae et Motu One) (cf. illustration 23).

Les îles de la Société présentent les caractéristiques majeures d'une chaîne volcanique de point chaud (cf. illustration 24). On trouve ainsi d'est en ouest :

- l'île de Mehetia qui correspond au point chaud proprement dit. Il s'agit d'une île qui culmine à 435 m d'altitude et qui correspond à la partie immergée d'un giganstesque édifice volcanique dont la base se trouve à 4 200 m de profondeur. Des coulées de lave auraient recouvert un ancien récif corallien qui s'était constitué lors d'une phase d'érosion entre deux périodes d'activité. La jeunesse du volcan est attestée par la faible érosion des pentes et du cratère, le fait que la végétation n'ait pas encore colonisé la totalité des pentes de l'île ainsi que par l'absence de récif corallien continu à sa périphérie. Les émissions de fumerolles, l'épanchement de laves fluides (laves en coussins) en profondeur ainsi que les nombreux séismes de faible ampleur qui sont enregistrés constituent d'autres témoignages de l'activité de ce volcan ;
- 3 édifices sous-marins majeurs entre Mehetia et Tahiti : le Te ahi ti'a dont le sommet se trouve à 1 600 m de profondeur, le Rocard dont le sommet se trouve à 2 000 m de profondeur et le Mou'a piha'a dont le sommet se trouve à 160 m de profondeur seulement ;
- les deux volcans boucliers peu érodés de Tahiti culminants respectivement à 2 241 mètres (Mont Orohena, Tahiti-Nui) et 1 332 mètres (Mont Ronui, Tahiti-Iti). L'île est entourée d'un lagon et d'un récif barrière peu éloigné du rivage (1 km au maximum);
- les îles de Moorea, Huahine, Raiatea, Tahaa qui ont subi une forte érosion. La forme des volcans boucliers n'est que peu reconnaissable et la barrière récifale peut se trouver jusqu'à 2 km de la côte ;
- les îles de Bora-Bora et de Maupiti qui correspondent à des édifices volcaniques résiduels entourés de vastes lagons (jusqu'à 3 km de largeur);
- des atolls culminant à quelques mètres au-dessus de l'océan et ne présentant plus de trace des édifices volcaniques sous-jacents (Mopelia, Manuae, Motu One).

L'âge des édifices volcaniques varie entre l'actuel pour Mehetia et 4,2 millions d'années pour Maupiti, ce qui permet de calculer un taux de migration de la plaque Pacifique de 110 km/Ma (cf. illustration 25).


Illustration 23 : Îles de l'archipel de la Société (http://www.earth-of-fire.com).





Illustration 24 : Évolution morphostructurale des îles de la Société (Graviou et al., 2013).

Illustration 25 : Âge des îles de la Société (Clouard et Bonneville, 2004).

# e) L'archipel des Australes

L'archipel des Australes est situé entre 19 et 29° de latitude sud et entre 140 et 160° de longitude ouest, à environ 1 000 km au sud de Tahiti. Il appartient à l'alignement volcanique des Cook-Australes qui s'étend sur 2 300 km du mont sous-marin Mc Donald au sud-est à l'île d'Aïtutaki au nord-ouest.

La partie française de cet alignement s'étend sur 1 500 km et se compose en surface de cinq îles hautes (Rapa, Raivavae, Tubuai, Rurutu et Rimatara) et de l'atoll de Maria.

Ces îles reposent sur un plancher océanique situé à environ 4 500 mètres de profondeur dont l'âge varie de 40 à 70 Ma. Leur formation a longtemps été uniquement attribuée au fonctionnement d'un point chaud situé à l'aplomb du volcan sous-marin Macdonald qui culmine à 30 m de profondeur (Johnson et Malahoff, 1971) (cf. illustration 26).

Cette hypothèse permet en effet d'expliquer l'âge des différentes îles : 19,5 Ma pour Rimatara, 12 Ma pour Rurutu, 9,3 Ma pour Tubuai, 6,5 Ma pour Raivavae et 5,2 Ma pour Rapa.

La découverte de laves beaucoup plus récentes sur l'île de Rurutu (datées de 1 Ma) a néanmoins conduit les scientifiques à supposer l'existence d'un deuxième point chaud au droit de l'archipel des Australes (le Tino Mana) (Bonneville *et al.*, 2002). Ce dernier se situerait à 130 km au sudest de l'île, à l'aplomb du Mont Arago qui s'élève à 23 mètres sous la surface de l'eau. Il permet d'expliquer l'existence des laves plus jeunes ainsi que la morphologie particulière de l'île de Rurutu (île haute entourée de grandes falaises calcaires formées de coraux exondés). C'est lors du passage sur ce deuxième point chaud que l'île aurait subi un phénomène de surrection avec mise à nu des coraux.

L'édification de l'alignement des îles Cook-Australes se distingue donc par une certaine complexité et l'existence d'au moins 2 points chauds. Un troisième pourrait même exister à proximité de Rarotonga dans l'archipel des îles Cook. Cette île a en effet été le théâtre d'une activité volcanique récente il y a 1 Ma. Dans le voisinage de l'île de Rapa, deux chaines sousmarines ont par ailleurs été cartographiées et respectivement datées de 30 et 25 Ma, ce qui pourrait laisser supposer l'existence de 2 points chauds supplémentaires.



Illustration 26 : Carte des îles Australes (Clouard et Bonneville, 2004).

# f) Synthèse

L'illustration 27 fait la synthèse des informations données dans les paragraphes précédents. Elle permet notamment de localiser les points chauds dont l'existence est reconnue en Polynésie française. On retrouve ainsi :

- le point chaud de Pitcairn, à l'origine de l'archipel des Gambier ;
- le point chaud situé à l'aplomb de l'île de Mehetia, à l'origine de l'archipel de la Société ;
- les points chauds situés à l'aplomb des monts Macdonald et Arago (le Tino Mana), à l'origine de la mise en place de l'archipel des Australes et du volcanisme secondaire observé à Rurutu.

Si l'alignement des îles observé aux Marquises et aux Tuamotu et l'augmentation de l'âge des îles observée du sud vers le nord aux Marquises laissent supposer que la mise en place de ces archipels est liée au fonctionnement d'un ou de plusieurs points chauds, ces derniers n'ont pas été bien identifiés à ce jour.

De façon plus globale, on retiendra que les 118 îles qui forment la Polynésie française à ce jour correspondent à des formes plus ou moins évoluées d'édifices volcaniques mis en place lors des 20 derniers millions d'années au droit de plusieurs points chauds.

Les conditions différentielles de subsidence, d'érosion et les éventuels mouvements tectoniques qui les ont affectées ont généré une grande variété de paysages dont l'illustration 31 donne un aperçu.



Illustration 27 : Localisation de l'ensemble des points chauds reconnus sur le territoire de la Polynésie française (d'après carte géologique de Moorea à 1/25000, Maury et al., 2000).



Illustration 28 : Variété des paysages volcaniques en Polynésie française.

# 3. Hydrogéologie en contexte de points chauds

Cette partie, dédiée aux spécificités de l'hydrogéologie en contexte de points chauds, comporte 3 parties respectivement dédiées à la description des formations volcaniques, à la typologie des aquifères et aux modèles hydrogéologiques conceptuels couramment retenus. La dernière partie se base sur une description des mécanismes identifiés au droit de 7 îles ou archipels.

# 3.1. LES FORMATIONS VOLCANIQUES

#### 3.1.1. Généralités

Les formations volcaniques présentent une extension spatiale relativement réduite par rapport aux grands ensembles hydrogéologiques tels que les bassins sédimentaires ou les formations de socle. Elles représentent néanmoins des réservoirs intéressants du fait des caractéristiques hydrodynamiques des roches qui les composent (forte capacité d'infiltration, perméabilités élevées...).

Les îles volcaniques issues de points chauds, telles que La Réunion, Hawaï, Madère ou les îles de Polynésie se caractérisent par un volcanisme peu différencié où les formations basaltiques prédominent. Ces îles ont néanmoins pu être le siège de manifestations plus explosives d'où la présence possible de laves plus acides.

Les coulées basaltiques d'épaisseur métrique, se mettent généralement en place sur des surfaces relativement planes ou peu inclinées formant des planèzes et peuvent s'empiler sur plusieurs milliers de mètres. Certains empilements présentent des paléosols intercalés. Il est aussi possible d'y déceler des formations pyroclastiques (bombes, lapillis, cendres).

À la fin des grandes phases d'activité volcanique, des produits plus différenciés peuvent aussi se mettre en place. Les dykes correspondent à des intrusions recoupant les structures de l'encaissant et les sills, à des intrusions qui leur sont parallèles. Les necks correspondent, quant à eux, à des intrusions de forme conique ou cylindrique. D'autres intrusions de plus grandes dimensions comme les laccolites peuvent aussi se mettent en place parallèlement à l'encaissant en déformant la couche supérieure (cf. illustration 29).

Par la suite, les processus de démantèlement engendrent le dépôt de formations sédimentaires (alluvions, brèches de démantèlement, coulées de boue, formations volcano-sédimentaires...) et les processus d'altération conduisent à la formation de paléosols.

Les îles les plus anciennes sont enfin affectées par des phénomènes de subsidence qui, en contexte tropical, se marquent par l'édification de ceintures coralliennes (Lachassagne et Maréchal, 2004).

L'ensemble de ces phénomènes est à l'origine de paysages très variés (hautes terres profondément entaillées, larges dépressions de type cirques ou caldeiras, remparts, planèzes, falaises côtières, plaines sableuses, récifs coralliens...) que l'on retrouve au sein des volcans boucliers.



Illustration 29 : Schéma représentant différents types d'intrusion (http://www.earth-of-fire.com/).

# 3.1.2. Les différents types de formations volcaniques

Si les volcans issus du fonctionnement des points chauds sont essentiellement constitués de laves basaltiques, il est néanmoins possible de rencontrer d'autres types de roches au sein de ces édifices comme cela a été précédemment mentionné.

# a) Les laves basaltiques

Au sein des laves basaltiques, on distingue les coulées lisses de type pahoehoe et les coulées chaotiques de type aa' (cf. illustration 30).

Les coulées pahoehoe sont issues de l'écoulement d'une lave fluide. Elles forment des coulées peu épaisses sur les pentes et des grands champs de laves dans les zones planes. Le refroidissement de la lave en surface alors que la lave sous-jacente continue à progresser est à l'origine d'un aspect « cordé » caractéristique. Dans certaines conditions, notamment lorsque le débit de la lave chute brutalement, des lava-tubes ou tunnels de lave peuvent se former (cf. illustration 31).

Le dégazage, la baisse de la température et l'augmentation de la viscosité sont des facteurs susceptibles de faire évoluer ces laves en coulées de type aa' (Peterson et Tilling, 1980).

Ces dernières correspondent en effet à l'écoulement d'une lave plus visqueuse dont le refroidissement rapide et le dégazage entraînent la formation de gratons que l'on peut retrouver à la base et en surface (cf. illustration 32). La présence de scories et de blocs rugueux donne un aspect chaotique à la coulée.



Illustration 30 : Coulées de laves pahoehoe (hauche) et aa' (droite) (USGS : Izuka et al., 2016).



Illustration 31 : Exemple de lava tube à Hitiaa (côte est de Tahiti), hauteur : 20 m environ.



Illustration 32 : Coupe d'une coulée « aa' » en mouvement (Lachassagne et Maréchal, 2004).

Les deux types de coulées présentent un cœur relativement identique avec un découpage en prismes verticaux réguliers lié aux conditions de refroidissement. Le niveau scoriacé qui se trouve à leur base est par contre beaucoup plus épais dans le cas des coulées aa' (de l'ordre du mètre alors qu'il est généralement décimétrique pour les coulées pahoehoe). Cet hozizon scoriacé constitue un niveau particulièrement favorable à l'écoulement des eaux souterraines.

De manière générale, parmi les formations volcaniques non altérées, les laves sont les roches qui présentent les perméabilités les plus élevées.

La fissuration qui intervient au moment du refroidissement ainsi que la fracturation d'origine tectonique peuvent renforcer la perméabilité qui présente néanmoins une grande variabilité selon la composante verticale. Les écoulements s'opèrent en fait d'avantage selon des plans parallèles aux coulées et le rapport de la perméabilité horizontale sur la perméabilité verticale est généralement compris entre 20 et 50 (Custodio, 1985).

L'altération climatique ou hydrothermale de la roche se traduit par une argilisation partielle ou totale de ses minéraux constitutifs et une diminution de la perméabilité. Dans un schéma type de coulée de lave relativement fluide, les faciès de bordure (brèches et scories des mur, toit et flancs de la coulée) présentent, du fait de leur porosité et perméabilité initiales, une plus forte aptitude à s'altérer rapidement que le cœur massif de la coulée. Ainsi, un même ensemble lithologique peut présenter des niveaux aquifères (parties non altérées) et un substratum et/ou un toit imperméable (parties argilisées). À noter qu'en contexte marin, les fronts d'altération sont souvent plus homogènes et réguliers.

La perméabilité des basaltes diminue ainsi avec le temps en raison des phénomènes d'altération météorique ou marine. L'argilisation et/ou la précipitation de minéraux secondaires tendent en effet à colmater les pores et à faire diminuer la perméabilité.

À Tahiti, les produits d'altération sont appelés « mamu ». Quatre stades d'altération ont été distingués par Petit en 1969, le stade 1 correspondant au degré d'altération le plus faible (mamu de couleur grise, roche mère encore bien discernable) et le stade 4, au degré d'altération le plus fort (mamu de couleur ocre ou rouge, roche mère totalement altérée et non discernable).

# b) Les roches volcaniques intrusives

Les roches volcaniques intrusives constituent un deuxième type de formations volcaniques. Elles se mettent essentiellement en place à la faveur de fractures verticales (cas des dykes, cf. illustration 33) ou entre deux couches plus anciennes (cas des sills, cf. illustration 34).

Du fait d'un refroidissement plus lent, les roches ainsi mises en place résistent souvent mieux à l'érosion que les produits volcaniques liées aux éruptions (coulées, cendres, scories).

Suivant le cas, les dykes peuvent jouer le rôle de drain ou bien constituer une barrière imperméable à la circulation des eaux souterraines. Ils contribuent ainsi à l'anisotropie des formations géologiques (Custodio et Saenz de Oiza, 1972).

Les sills, dont la mise en place suit par définition la structure de l'encaissant, créent ou renforcent l'anisotropie verticale de la formation encaissante, à moins d'être recoupés par une fissuration dense. De la même manière que les dykes, ils contribuent à compartimenter les réservoirs et peuvent notamment jouer le rôle de mur ou de toit pour un aquifère.



Illustration 33 : Exemple de dyke exhumé par un phénomène d'érosion diffrentiel, centre de l'île de Madère.



Illustration 34 : Exemple de sill, cirque de Salazie, île de La Réunion.

# c) Les pyroclastites et hyaloclastites

Les pyroclastites correspondent aux matériels éjectés lors d'une éruption volcanique (cf. illustration 35). On distingue les lapilli, les scories, les tufs et les ignimbrites en fonction de la taille des éléments. Les hyaloclastites correspondent, quant à elles, à l'accumulation de produits volcaniques fins émis en milieu aquatique.

Les caractéristiques hydrodynamiques des pyroclastites et hyaloclastites sont liées d'une part à la proportion de particules fines (poussières et cendres) dans le dépôt initial et d'autre part aux processus de transformations diagénétiques qui affectent ensuite ces dépôts (Join, 1991).

De façon générale, ces formations présentent de faibles perméabilités (ex : valeurs de l'ordre de 1.10<sup>-7</sup> à 1.10<sup>-10</sup> m/s mises en évidences par Davis en 1974) mais peuvent se caractériser par de bonnes fonctions capacitives.



Illustration 35 : Dépôts pyroclastiques, Sima, Comores. Les éléments grossiers de couleur sombre sont bien visibles dans la matrice cendreuse marron (Charmoille, 2013).

#### d) Les roches volcano-détritiques (conglomérats et lahars)

Les roches volcano-détritiques constituent le dernier type de formations volcaniques.

Les conglomérats correspondent à des formations détritiques constituées au moins pour moitié d'éléments de plus de 2 mm. Ces éléments sont liés par un ciment appelé matrice. Dans le cas où les éléments sont anguleux, le terme de brèches est utilisé.

Ces dernières se mettent en place à l'occasion des écoulements volcaniques boueux appelés lahars qui affectent les pentes raides et/ou mal consolidées des volcans ; les avalanches de débris en représentant les formes les plus extrêmes.

Les brèches étaient jusqu'à présent considérées comme imperméables mais de récents travaux menés sur l'île de La Réunion ont montré l'existence d'une zone saturée continue au droit des zones où ces formations sont bien développées.

En ce qui concerne la perméabilité, des valeurs de l'ordre de 4.10<sup>-4</sup> m/s ont été mesurées dans les brèches jeunes présentant un faible degré de consolidation et de l'ordre de 4.10<sup>-6</sup> m/s dans les formations plus anciennes et mieux consolidées. Les déformations actuelles contribueraient par ailleurs au développement d'un aquifère plus perméable (perméabilité de l'ordre de 1.10<sup>-4</sup> m/s) au sein des formations anciennes des pentes instables (Belle *et al.*, 2016).

# 3.2. TYPOLOGIE DES AQUIFÈRES

La littérature fait état de l'existence de 3 types d'aquifères au sein des îles volcaniques basaltiques : un aquifère basal, des aquifères compartimentés entre les dykes et des aquifères perchés, les 2 derniers types se caractérisant par des niveaux piézométriques plus élevés que le premier (Hunt 1996, Gingerich et Oki 2000, Prada *et al.*, 2005, Pryet 2011).

### 3.2.1. Aquifère basal

L'aquifère basal est défini comme la masse d'eau souterraine se trouvant sous un « niveau hydrostatique principal au-dessous duquel toutes les roches perméables sont saturées » (Meinzer, 1930). Du fait de sa géométrie, on le qualifie parfois de « lentille d'eau douce » (Gingerich et Oki, 2000).

En fonction de la perméabilité des formations géologiques, ces lentilles peuvent être présentes au sein des formations volcaniques des îles hautes mais aussi au niveau des atolls constitués de formations récifales.

D'un point de vue hydrodynamique, la nappe d'eau douce (dont la densité est égale à 1) « flotte » sur l'eau salée dont la densité est plus importante (1,025).

Sur la base de l'équation suivante, Ghyben et Herzberg ont montré que la profondeur théorique de l'interface eau douce / eau salée se situait à quarante fois la hauteur piézométrique (cf. illustration 36) :

$$z = \frac{\rho_f}{(\rho_s - \rho_f)}h \qquad \qquad \text{soit } z = 40 * h \text{ (pour } \rho_s = 1,025)$$

où  $\rho f$  est la masse volumique de l'eau douce,  $\rho s$  la masse volumique de l'eau salée, h la charge hydraulique et z la profondeur de l'interface eau douce / eau salée par rapport au niveau de la mer.



Illustration 36 : Représentation schématique de la lentille d'eau douce (https://fr.wikipedia.org/).

En pratique, les études expérimentales ont montré que cette limite était plutôt diffuse, moins profonde que la valeur théorique et qu'elle se déplaçait en fonction des variations du niveau piézométrique (Bear et Cheng, 1999).

L'équilibre de la lentille d'eau douce est par ailleurs fragile. Il peut notamment être perturbé par les effets de la marée, une recharge irrégulière ou des pompages comme le montre l'illustration 37.

Lors de l'exploitation d'eau souterraine à proximité des côtes, la difficulté est de connaître précisément les variations temporelle et spatiale de la charge hydraulique afin d'optimiser la position de l'ouvrage de captage et le débit de prélèvement. Il est impératif de recueillir l'eau douce en surface sans engendrer une migration significative de l'interface eau douce / eau salée vers le haut.



Illustration 37 : Risque d'intrusion saline lié à un pompage trop important à proximité des côtes – phénomème théorique d'upconning (Gingerich et Oki, 2000).

## 3.2.2. Aquifères liés aux intrusions volcaniques (dykes)

Les dykes qui se situent souvent dans les zones proches des caldeiras volcaniques, soit dans la partie centrale des îles, peuvent représenter les limites des aquifères contenus dans les laves perméables adjacentes. Ce type d'aquifère peut être détecté par le biais de sources de haute altitude (Custodio 2004, Hunt 1996).

#### 3.2.3. Aquifères perchés

Les nappes perchées apparaissent dans des zones où des roches de faible perméabilité (cendres, tufs, laves altérées, paléosols, coulées massives...) entravent suffisamment le flux vertical pour permettre à un corps d'eau de se développer au sein de roches normalement insaturées. Elles peuvent surmonter une zone non saturée de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur comprise entre la nappe de base et le niveau à faible perméabilité leur servant de substrat.

Les aquifères perchés se situent majoritairement le long des côtes au vent des îles en raison d'une pluviométrie et d'une recharge plus importantes (Pryet, 2011). Ils peuvent rester confinés ou être mis en évidence lors de l'incision des flancs de montagne dans le cas des îles évoluées.

Des sources aux débits parfois très importants témoignent de la présence de ces aquifères (Prada, 2005) (cf. illustration 38). Les écoulements ne représentent toutefois qu'une fraction de la recharge (Custodio, 2004), le reste contribuant à l'alimentation de l'aquifère basal après un nouveau transit au travers de la zone insaturée sous-jacente.

Les volumes contenus dans les nappes perchées sont nettement moins importants que celui contenu dans la nappe de base. Les nappes perchées sont également plus vulnérables aux variations climatiques mais l'eau est généralement de meilleure qualité (faibles risques de contamination, faible teneur en sel...) (Cruz, 2003).



Illustration 38 : Ligne de sources provenant d'un aquifère perché. Cascade du Voile de la Mariée, île de La Réunion (photo de France voyage).

# 3.3. MODÈLES HYDROGÉOLOGIQUES CONCEPTUELS

Il est proposé d'appréhender les modèles hydrogéologiques conceptuels au travers de la description détaillée de plusieurs îles volcaniques issues de points chauds situées dans l'Océan Indien (Réunion, Mayotte), l'Océan Atlantique (Canaries, Madère) et l'Océan Pacifique (Galápagos, Hawaii et Tahiti).

#### 3.3.1. Île de La Réunion

L'île de La Réunion se situe dans l'Océan Indien au droit de l'archipel des Mascareignes, à environ 700 km à l'est de Madagascar (cf. illustration 39). L'île est constituée de deux massifs volcaniques : le Piton de la Fournaise au sud-est et le Piton des Neiges au centre. Ce dernier qui est le plus ancien des deux volcans, présente depuis son sommet trois larges excavations subcirculaires : les cirques Mafate, Cilaos et Salazie, dont les fonds sont constitués d'une couche de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de brèches résultant d'avalanches de débris.

Du point de vue hydrogéologique, trois zones principales peuvent être distinguées :

- un domaine litoral caractérisé par la présence d'une nappe de base qui s'écoule au sein de l'empilement des coulées de faible épaisseur unitaire qui constituent le volcan bouclier (perméabilité horizontale supérieure à 10<sup>-3</sup> m/s) mais également au sein des milieux alluvionnaires associés. Cette nappe de base est en équilibre avec les eaux marines. Elle se caractérise par de faibles gradients hydrauliques et des niveaux piézométriques peu élevés (Join, 1991);
- 2) les complexes fluvio-deltaïques qui renferment une ou plusieurs nappes superposées, les plus profondes étant captives. Cette mise en captivité des nappes par des niveaux détritiques ou volcaniques peu perméables ainsi que les apports d'eau provenant de l'amont permettent de limiter les phénomènes d'intrusions salines (Frissant *et al.*, 2006). Les nappes d'accompagnement des principales rivières, constituées d'alluvions représentent aussi de bons aquifères et constituent une ressouce exploitable ;
- un domaine d'altitude comprenant la nappe de base et un ensemble de nappes perchées de faible puissance qui donnent naissance à des sources pérennes ou temporaires dont les débits sont très variables (le volume des réserves est tributaire des précipitations).

Les aquifères profonds constituant la « nappe de base d'altitude » et la « nappe de base littorale » seraient, d'après Join (1991), en continuité hydraulique et formeraient un aquifère volcanique de très grande extension à l'échelle de La Réunion. Cette hypothèse est schématisée sur l'illustration 40.

L'augmentation du gradient piézomètrique de la nappe de base vers le centre du massif s'expliquerait par ailleurs par une diminution de la perméabilité due à la présence de dykes et de sills ainsi que par l'existence de séries anciennes imperméables ayant subi des phénomènes d'altération hydrothermale (Join, 1991) (cf. illustration 40).

La forte pluviométrie qui caractérise les zones d'altitude et la compartimentation décrite précédemment expliqueraient enfin la présence de nappes à des altitudes pouvant être supérieures à 1 000 mètres.



Illustration 39 : Île de La Réunion.



Illustration 40 : Modèle de l'île de la Réunion (Frissant et al., 2006 d'après l'Atlas hydrogéologique de La Réunion, 1986).

#### 3.3.2. Mayotte

Mayotte est une île volcanique de l'archipel des Comores située dans le canal du Mozambique (cf. illustration 41). Cette île est la plus ancienne de l'archipel, elle s'est formée entre 7 et 0,8 millions d'années lors de phases volcaniques successives.

L'île qui se caractérise par une succession de coulées de laves mises en place au sein de plusieurs générations de paléovalées emboitées, elles-mêmes creusées au sein d'un volcan bouclier ancien peu perméable. Les coulées plus récentes sont par ailleurs fréquemment interstratifiées de pyroclastites peu perméables.

Le compartimentage et les hétérogénéités sont à l'origine d'une perméabilité globale médiocre. Les niveaux piézométriques sont discontinus et quasi systématiquement proches de la surface.

L'étude hydrogéologique menée dans la partie nord-ouest de l'île (Vittecoq *et al.*, 2014) a permis d'établir plusieurs modèles qui représentent respectivement les aquifères massifs, le système des nappes d'altitude et le système multi-couche des dépôts volcano-sédimentaires (cf. illustration 42).

Le premier schéma (I) montre que les aquifères massifs de la partie nord-ouest de l'île sont formés d'une partie supérieure constituée de formations volcaniques récentes qui définissent un ensemble multicouche semi-perméable et d'un soubassement volcano-détritique ancien et plus altéré qui joue le rôle d'aquiclude (= écran imperméable). Le système se caractérise par de fortes pentes plongeant directement vers la mer. La recharge ne peut donc se produire que dans les parties les plus élevées où la pente se radoucit. La majeure partie du flux s'écoule directement dans le lagon. Seules de rares résurgences sont observables sur les pentes à la faveur de talwegs incisés.

Le second schéma (II) montre que les systèmes d'altitude sont constitués d'un ensemble multicouche semi-perméable où d'épaisses structures homogènes supposées être des laves alternent avec des paléosurfaces d'altération ou des dépôts volcano-détritiques reposant sur le soubassement volcano-détritique ancien. Les formations les plus jeunes forment un large massif recevant une part importante des précipitations. À l'intérieur de cette zone, les formations les moins perméables jouent le rôle de limite étanche et donnent naissance à des sources qui alimentent des rivières pérennes.

Le troisième schéma (III) montre que le système multicouche des dépôts volcano-détritiques et des nappes d'altitude peu épaisses est composé de trois ensembles : des formations volcaniques récentes qui occupent la partie sommitale et forment les reliefs, d'épais dépôts d'origine volcano-détritique qui forment un ensemble multicouche semi-perméable très compartimenté et un soubassement volcano-détritique ancien, plus altéré, jouant le rôle d'aquiclude. Dans ce schéma, les massifs volcaniques les plus jeunes joueraient le rôle de petits aquifères et alimenteraient les rivières pérennes. Il est également possible qu'ils alimentent les dépôts volcano-sédimentaires sous-jacents. Les écoulements au sein de cet ensemble hétérogène sont encore mal appréhendés mais des aquifères ont pu être reconnus par forage. On suppose par ailleurs que cet ensemble se vidange en mer.



Illustration 41 : Localisation de l'île de Mayotte.



Illustration 42 : Modèles conceptuels établis pour le nord-ouest de Mayotte (Vittecoq et al., 2014).

En complément et pour faire suite à 10 ans d'investigations géologiques, géophysiques et hydrogéologiques, Lachassagne *et al.* ont proposé en 2014 un modèle plus global visant à représenter les écoulements au droit d'une île basaltique complexe comme Mayotte (cf. illustration 43).

On note en particulier l'absence d'un aquifère de base de faible élévation de même que l'absence d'aquifères limités par des dykes dans les zones d'altitude. Le modèle se caractérise par contre par la présence d'une série d'aquifères perchés séparés par des niveaux plus ou moins imperméables.

Les auteurs précisent que ce fonctionnement serait plus induit par la géologie complexe de l'île qui a subi plusieurs phases volcaniques, d'érosion et d'altération que par l'âge des formations.

Ils évoquent par ailleurs un fonctionnement potentiellement similaire pour l'île Maurice, Rodrigues ou les Marquises.



Illustration 43 : Modèle conceptuel en grand des îles volcaniques basaltiques complexes (Lachassagne et al., 2014).

#### 3.3.3. Canaries

L'archipel des Canaries se situe entre 100 et 1 000 km au large des côtes sud du Maroc. Il est composé de sept îles principales d'origine volcanique qui sont d'est en ouest : Lanzarote, Fuerteventura, Grande Canarie, Tenerife, La Gomera, La Palma et El Hierro (cf. illustration 44).

Des études hydrogéologiques initiées dans les années 1970 ont permis d'identifier de forts contrastes de perméabilité entre la surface et les profondeurs, notamment au droit de l'île de Tenerife (Custodio *et al.*, 1972, Custodio, 1985). Du fait de cette structure, un aquifère de grande extension a pu se former par accumulation d'eau entre les formations récentes et le cœur ancien et altéré (Gasparini *et al.*, 1990).

Le modèle « Canarien » proposé par Join en 2005 décrit un aquifère continu de la partie basale jusqu'à la partie interne de l'île (cf. illustration 45). Malgré l'hétérogénéité des formations volcaniques, les 'écoulements y seraient relativement homogènes.

À l'heure actuelle, le modèle canarien constitue encore un modèle conceptuel de référence. Il est notamment retenu pour l'île de La Réunion (Join et Coudray, 1993) mais aussi sur l'île de Kauai à Hawaii (Izuka et Gingerich, 2003).



Illustration 44 : Les îles Canaries.



Illustration 45 : Schématisation du modèle canarien (Join et al., 2005).

#### 3.3.4. Madère

Madère est un archipel volcanique situé dans l'Océan Atlantique, à l'ouest du Maroc. Il est constitué de cinq îles issues d'un point chaud (cf. illustration 46).

Le modèle conceptuel hydrogéologique retenu pour l'île de Madère est représenté sur l'illustration 47. Trois types d'aquifères y sont distingués (Prada *et al.*, 2005) :

- les aquifères perchés qui se déchargent par des sources à grands débits. Ces nappes sont localisées dans les laves situées au-dessus de matériels volcaniques peu perméables ;
- les aquifères limités par des dykes localisés dans la zone centrale de l'île ;
- la nappe de base qui se développe au sein de 2 unités volcaniques : un complexe volcanique principal assez transmissif (valeurs comprises entre 1,6.10<sup>-2</sup> à 2,89.10<sup>-1</sup> m<sup>2</sup>/s) et un complexe volcanique plus ancien qui l'est moins (valeurs de transmissivité comprises entre 2,32.10<sup>-4</sup> et 2,6.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s).



Illustration 46 : Madère.



Illustration 47 : Modèle hydrogéologique conceptuel de l'île de Madère (Prada et al., 2003).

#### 3.3.5. Galápagos

L'archipel des Galápagos est un archipel volcanique basaltique situé dans le Pacifique à 1 000 km à l'est de l'Équateur. Il est constitué de quinze îles principales dont seulement quatre sont habitées (cf. illustration 48).

Le fonctionnement hydrogéologique des îles de San Cristobal, la capitale politique, et de Santa Cruz, la capitale économique, a fait l'objet de plusieurs études lors de ces dix dernières années suite à un levé de géophysique héliportée à l'échelle de ces territoires (d'Ozouville *et al.*, 2008b).

Bien que les îles aient une origine volcanique similaire et qu'elles aient été soumises aux mêmes conditions climatiques, elles présentent des différences notables. L'île de San Cristobal (dont la mise en place date de 2,35 Ma) se caractérise en effet par la présence de nombreuses sources pérennes alimentant un réseau de drainage alors qu'on ne trouve pas d'eau de manière permanente sur l'île de Santa Cruz qui est plus jeune (0,5 Ma) (Pryet *et al.*, 2012).

Les sources de l'île de San Cristobal se trouvent essentiellement sur la côte au vent (la côte sud). Deux types de sources se distinguent : celles liées à des modifications de la topographie (rupture de pente, ravines) et celles liées à la présence de niveaux moins perméables. Dans les deux cas, leur présence témoigne de l'existence de nappes perchées au sein des formations volcaniques. Un chenal de faible résistivité situé dans la zone sommitale a par ailleurs été interprété comme un aquifère compartimenté par des dykes (Pryet *et al.*, 2012).

De façon plus globale, la configuration de l'île de San Cristobal est asymétrique. En plus des sources qui se répartissent majoritairement sur la côte sud de l'île, la nappe de base est plus épaisse et les basaltes qui la composent plus altérés sur ce versant de l'île. Le modèle hydrogéologique conceptuel de l'île, réalisé par Pryet, est représenté sur l'illustration 49.

Comme indiqué précédemment, l'île de Santa Cruz se caractérise par une absence d'eau en surface et des flux qui sont majoritairement verticaux (d'Ozouville *et al.*, 2008a). De récentes investigations électromagnétiques ont mis en évidence une zone de faible perméabilité en profondeur qui pourrait être à l'origine d'aquifères perchés. Ces derniers n'auraient pas encore été mis à l'affleurement par l'érosion du fait de l'âge récent de l'île (d'Ozouville *et al.*, 2008b). L'aquifère basal présente, quant à lui, un niveau piézométrique peu élevé ainsi qu'une grande vulnérabilité aux intrusions salines (Pryet, 2011). L'illustration 50 récapitule les configurations hydrogéologiques qu'il est possible de rencontrer sur cette île.



Illustration 48 : Les îles Galapagos (Pryet, 2011).



Illustration 49 : Modèle hydrogéologique conceptuel de l'île de San Cristobal (Pryet, 2011).



Illustration 50 : Modèles hydrogéologiques conceptuels proposés pour l'île de Santa Cruz (Pryet, 2011).

#### 3.3.6. Hawaii

L'archipel hawaiien se situe au milieu du Pacifique Nord, à environ 4 500 km au nord de Tahiti. Cet archipel, issu du fonctionnement d'un point chaud, se compose de 137 îles dont les principales sont Niihau, Kauai, Molokai, Lanai, Kahoolawe, Maui, Hawaii et Oahu (cf. illustration 51).

Les modèles conceptuels dits « Hawaiiens » proposés par Join en 2005 ou Heilweil *et al.* en 2009 (cf. illustrations 52 et 53) reposent sur l'existence d'une nappe de base en équilibre avec les eaux marines relayée à l'intérieur des terres par un système de nappes perchées et de nappes compartimentées par des dykes.

La « nappe de base » s'écoule au sein d'un empilement de coulées de faible épaisseur unitaire, très perméable et dépourvu de dykes qui constitue le volcan bouclier. Cette nappe se caractérise par des niveaux piézométriques peu élevés et de faibles gradients hydrauliques même à une distance relativement importante du littoral. Les sources qui en sont issues sont généralement pérennes et présentent de forts débits.

Les « nappes perchées » ou liées aux dykes situées dans la partie centrale de l'île sont déconnectées de la « nappe de base » et se caractérisent par des volumes nettement plus faibles. Elles donnent naissance à des sources temporaires aux débits très variables (Join et Coudray, 1993).



Illustration 51 : L'archipel des îles Hawaï (Gingerich, 2000).



Illustration 52 : Schématisation du modèle hawaiien (Join et al., 2005).



Illustration 53 : Modèle hydrogéologique conceptuel hawaiien (Heilweil et al., 2009 modified from Macconald et al., 1983).

Ces modèles peuvent être retenus pour les îles d'Oahu et d'Hawaï. La différence la plus notable entre ces deux ensembles volcaniques est la présence d'une couverture sédimentaire dont la puissance peut atteindre 350 m sur l'île d'Oahu. L'île d'Hawaï étant par ailleurs plus récente (moins d'un million d'années), les roches qui la composent sont plus perméables.

L'île de Kauai, qui est plus ancienne (environ 5 millions d'années), présente un mode de fonctionnement qui se rapproche plus du modèle conceptuel « Canarien » présenté précédemment. En effet, l'altération importante des basaltes qui la composent est à l'origine d'une faible perméabilité des roches. La nappe de base présente toutefois une épaisseur importante et alimente de nombreux cours d'eau.

Ces différences figurent sur les nouveaux schémas conceptuels établis par Izuka *et al.* en 2016 (cf. illustration 54).



Illustration 54 : Modèles hydrogéologiques conceptuels des îles d'Oahu (A), d'Hawaï (B) et de Kauai (C) (Izuka et al., 2016).

# 3.3.7. Tahiti (Polynésie française)

Une description des archipels de la Polynésie française a été réalisée dans le paragraphe 2.3.4.

Parmi les 118 îles qui la constituent, l'île de Tahiti correspond à celle qui a été la plus étudiée même si les documents géologiques ou hydrogéologiques à portée générale sont peu nombreux.

L'illustration 55 permet de visualiser l'organisation des formations géologiques avec un domaine volcanique principal (en gris foncé) correspondant à des formations dont l'âge peut atteindre 1,3 Ma. Ce domaine a été affecté par 2 gigantesques glissements de terrain de part et d'autre d'une zone de rift orientée Est/Ouest. Un second domaine volcanique s'est rapidement mis en place au niveau de la dépression Nord puis au niveau de la zone Sud.



Illustration 55 : Carte géologique simplifiée de l'île de Tahiti-Nui (Hildenbrand et al., 2007).

D'un point de vue hydrogéologique, 5 types d'aquifères ont été reconnus par le bureau d'études SAFEGE en 1988 (cf. illustration 56) :

- les aquifères contenus dans les formations fluviatiles ;
- les aquifères contenus dans les formations littorales mixtes ;
- les aquifères perchés liés aux produits d'altération des formations basaltiques ;
- les aquifères perchés situés au sein de coulées basaltiques ;
- l'aquifère basal contenu dans les formations basaltiques.

Les mécanismes hydrogéologiques en jeu sont supposés être relativement similaires sur Tahiti Nui (partie principale de l'île de Tahiti) et Tahiti Iti (presqu'île de Tahiti), exception faite du plateau de Taravao, situé au droit du deuxième secteur.

Le plateau de Taravao correspondrait en effet, selon certaines hypothèses, à un troisième volcan, beaucoup plus jeune, édifié sur les pentes du volcan de Taiarapu. Ceci impliquerait une géologie beaucoup plus complexe et le plateau de Taravao constituerait, de ce fait, une entité hydrogéologique à part entière (BESET, 2001).



Illustration 56 : Schéma hydrogéologique de l'île de Tahiti (SAFEGE, 1988).

# a) Aquifères contenus dans les formations fluviatiles

On retrouve ce type d'aquifère dans les grandes vallées de Tahiti (Papenoo, Fautaua, Punaruu, ...) et principalement en partie basse proche de l'embouchure des rivières.

Les alluvions peuvent présenter une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres mais du fait de la présence de sédiments argileux ou encore de lahars, seuls certains niveaux présentent des propriétés hydrodynamiques intéressantes.

Selon SAFEGE (1988), le cours d'eau est généralement perché par rapport à la nappe des alluvions fluviatiles. Celle-ci peut également présenter un caractère captif comme c'est le cas dans la vallée de la Punaruu.

L'aquifère alluvial (dont les dimensions sont très restreintes de par l'extension limitée des formations qui le constituent) est souvent en lien avec un ou plusieurs aquifères d'extension plus importante.

# b) Aquifères contenus dans les formations littorales mixtes

Les formations littorales sont peu développées, voire inexistantes, sur la côte est alors que sur la côte ouest leur largeur peut atteindre 4 km. Ces formations sont constituées par des sédiments fluviatiles repris par les courants marins côtiers, par des formations marines (corail, sable

corallien) et par les produits d'altération des coulées basaltiques, l'ensemble pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et formant une alternance de niveaux plus ou moins perméables.

La plupart des forages étant implantés en pied de versant montagneux, ils ne traversent les formations littorales que sur de faibles épaisseurs. Par ailleurs, la sollicitation de ces formations ne présente que peu d'intérêt compte tenu de la vulnérabilité de la nappe vis-à-vis des pollutions urbaines.

# c) Aquifères perchés liés aux produits d'altération des formations basaltiques

Ces aquifères superficiels à porosité d'interstice sont constitués par des produits d'altération. L'aquifère correspond généralement à une zone remaniée puisque les produits d'altération non remaniés sont très peu perméables. Le mur est formé soit par des produits d'altération plus compacts ou argileux soit par une coulée basaltique saine non fissurée. En général, ces formations hétérogènes sont considérées comme semi-perméables.

# d) Aquifères perchés situés au sein de coulées basaltiques

L'écoulement de l'eau se fait au sein d'un niveau perméable reposant sur un niveau très peu perméable. L'aquifère peut par ailleurs être compartimenté latéralement par la présence d'écrans également très peu perméables de type dyke ou des formations alluvionnaires. Ce type d'aquifères a été reconnu par une cinquantaine de forages, principalement dans la vallée de la Fautaua. Ils fournissent une grande partie de l'eau distribuée sur la commune de Papeete.

#### e) Aquifère basal contenu dans les formations basaltiques

Il s'agit du principal aquifère de l'île et de loin, le plus exploité. Il a été reconnu par près d'une centaine de forages et alimente également de nombreuses sources situées en pied de versant montagneux, au niveau de la zone de contact entre les formations basaltiques et les alluvions littorales moins perméables.

Cet aquifère est constitué par une alternance de niveaux aquifères (coulées saines fracturées, scories non altérées...) et de niveaux peu à très peu perméables (coulées saines, scories altérées, paléosols...).

À première vue, le schéma proposé par SAFEGE laisse supposer un fonctionnement de type « Hawaiien » avec une nappe de base déconnectée des aquifères situés plus haut dans la topographie mais cette hypothèse suppose l'existence de dykes qui maintiendraient des charges hydrauliques élevées dans le centre de l'île.

Ce schéma pourra être affiné en fonction des résultats des prochaines investigations qui porteront notamment sur l'étude de deux bassins versants de l'île de Tahiti. D'autres schémas pourront par ailleurs être établis pour les autres îles qui seront étudiées dans le cadre du programme.

#### 3.3.8. Bilan

L'examen des 7 îles ou archipels mené dans les paragraphes précédents a montré que des îles issues d'un même type de volcanisme et présentant des âges relativement similaires pouvaient se caractériser par des fonctionnements hydrogéologiques relativement variables.

En première approche, on retiendra que les îles des Canaries (Tenerife notamment), La Réunion et Kauai présenteraient un fonctionnement relativement similaire où la connexion entre la nappe de base et les eaux souterraines situées plus en altitude est bonne. (cf. illustration 57).

Les modèles conceptuels établis pour Madère, les Galapagos, Oahu et Hawaii supposent, quant à eux, des fonctionnements relativement indépendants pour les 2 entités (cf. illustration 57).



Illustration 57 : Modèle conceptuel retenu pour l'aquifère basal de plusieurs îles volcaniques basaltiques et âge des îles (en vert : îles de l'Océan Atlantique, en bleu : îles de l'Océan Pacifique, en rouge : îles de l'Océan Indien) (Pryet, 2011).

À Mayotte, il n'y aurait pas d'aquifère basal de grande extension et la plupart des écoulements souterrains s'effectueraient au sein d'une série d'aquifères perchés qui peuvent communiquer au travers de formations plus ou moins perméables (Lachassagne *et al.*, 2014).

Le modèle ancien établi par SAFEGE pour l'île de Tahiti reste, quant à lui, à valider, la principale difficulté résidant dans l'accès aux parties d'altitudes élevées de l'île. Les investigations prévues dans le cadre du présent programme devraient par ailleurs permettre d'établir d'autres schémas conceptuels pour les autres îles qui seront étudiées.

# 4. Inventaire des méthodes de prospection et d'exploitation des eaux souterraines en domaine volcanique

Il existe de nombreuses méthodes de prospection hydrogéologique. Il est proposé dans un premier temps de faire un inventaire des méthodes qui sont pertinentes en domaine volcanique afin d'améliorer la compréhension des mécanismes hydrogéologiques en jeu. Bien que ces techniques puissent être mises en œuvre séparément, le recours à plusieurs approches garantit généralement une caractérisation plus fine des milieux.

La seconde partie de ce chapitre sera consacrée aux techniques d'exploitation qui peuvent être sensiblement différentes de celles mises en œuvre dans d'autres contextes géologiques.

# 4.1. INVENTAIRE DES MÉTHODES DE PROSPECTION

De façon générale, les prospections hydrogéologiques en milieu volcanique et notamment sous les tropiques sont rendues complexes par l'hétérogénéité des formations et les difficultés d'accès liées à la végétation et aux reliefs accidentés.

# 4.1.1. Reconnaissances géologiques et hydrogéologiques de terrain

Les reconnaissances de terrain constituent les fondements de toute étude hydrogéologique.

La consultation des cartes géologiques (lorsqu'elles existent) constitue un bon préalable. Elle permet en effet d'avoir une idée des terrains déjà identifiés.

L'approche de terrain permet ensuite de mieux appréhender la géométrie des structures, de déterminer la nature des roches en place, d'évaluer leur degré de fissuration/fracturation, de prismation et d'altération et d'identifier d'éventuelles figures de flux.

Du point de vue hydrogéologique, les reconnaissances visent à identifier les indices de circulation d'eau souterraine (inventaire de sources, repérage des zones de pertes ou de venues d'eau dans le lit des cours d'eau...) et les points d'intérêt qui pourront faire l'objet d'éventuels prélèvements en vue d'analyses. Des mesures de débit ainsi que des mesures physico-chimiques peuvent aussi être réalisées à cette occasion mais le transport du matériel nécessaire peut parfois être problématique.

De manière générale, les prospections s'effectuent en remontant les ravines des bassins versants à investiguer. Cette méthode permet en effet d'observer les changements géologiques (nature, aspect des roches), morphologiques (modifications du relief et de la couverture végétale) et hydrologiques (aspect du réseau hydrographique, débits, présence de pertes ou d'émergences).

Suivant la morphologie des îles, il est parfois nécessaire de mener une approche de l'amont vers l'aval en raison de la présence de grandes cascades infranchissables dans l'autre sens. C'est notamment le cas à La Réunion. Pour les zones plus reculées et inaccessibles, il est également possible de procéder à des reconnaissances en hélicoptère afin d'observer la morphologie et la structure des formations mais cette technique est très coûteuse.



Illustration 58 : Reconnaissances géologiques et hydrogéologiques a) Ravine Bras des Lianes, La Réunion ; b) Coulées de laves fissurées, Mayotte (© Lachassagne).

La saison sèche constitue également la meilleure période pour réaliser les prospections hydrogéologiques. C'est en effet durant cette période que la contribution des eaux de ruissellement aux écoulements de surface est la plus faible (les débits sont alors essentiellement liés à la composante souterraine). La progression en rivière est par ailleurs facilitée du fait des plus faibles débits.

# 4.1.2. Hydrogéochimie et analyses isotopiques

Les mesures in-situ précédemment évoquées et les analyses d'eau plus détaillées constituent une approche à part entière pour caractériser les eaux souterraines et préciser les conditions d'écoulement.

Les dosages peuvent concerner les paramètres physico-chimiques, les éléments majeurs, les éléments traces ainsi que les isotopes. Les prélèvements doivent préférentiellement être réalisés en période de basses eaux pour les raisons invoquées précédemment. Par la suite, il peut être utile de réaliser de nouveaux prélèvements lors de la saison des pluies afin de mieux appréhender le rôle de la recharge.

# a) Paramètres physico-chimiques

En première approche, la réalisation de mesures physico-chimiques in situ (conductivité électrique, température, pH, oxygène dissous, eH) peut permettre de caractériser les eaux échantillonnées.

Ces mesures peuvent être réalisées de manière ponctuelle ou sous forme de séries (logs en forages ou profils longitudinaux le long des cours d'eau pour détecter d'éventuels flux souterrains plus ou moins minéralisés).

En domaine volcanique insulaire, les mesures de conductivité présentent enfin un intérêt majeur dans la mesure où elles peuvent mettre en évidence une intrusion saline au sein d'un réservoir (très fortes valeurs de conductivité électrique dans ce cas).

# b) Éléments majeurs

La minéralisation d'une eau dépend en grande partie de la nature du réservoir qui la contient et du temps d'échange entre ce réservoir et l'eau. De manière générale, les processus de dissolution sont plutôt rapides dans des milieux carbonatés ou évaporitiques. Ils sont au contraire beaucoup plus lents dans les réservoirs constitués de roches riches en quartz et silicates.

L'analyse des teneurs en ions majeurs, à savoir le calcium (Ca<sup>2+</sup>), le magnésium (Mg<sup>2+</sup>), le sodium (Na<sup>+</sup>), les chlorures (Cl<sup>-</sup>), les sulfates (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), les nitrates (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), les bicarbonates (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) et le potassium (K<sup>+</sup>), permet de définir le faciès géochimique d'une eau.

Après avoir traduit les différentes concentrations en méq./l, les cations et anions dominants permettent de qualifier le faciès (ex : bicarbonaté-calcique pour une eau dont les ions dominants sont les bicarbonates et le calcium) (cf. illustration 59).



Illustration 59 : Exemple de teneurs en ions majeurs reportées sur un diagramme de Schoeller.

Une analyse chimique est par ailleurs considérée comme fiable, lorsque la balance ionique ne dépasse pas 5 % en valeur absolue.

Balance ionique = 
$$\left(\frac{(\sum r \text{ cations} - \sum r \text{ anions})}{(\sum r \text{ cations} + \sum r \text{ anions})}\right)$$

où  $\sum r$  cations représente la somme des différentes teneurs en cations exprimées en méq./l et  $\sum r$  anions, la somme des différentes teneurs en anions exprimées dans la même unité.

En contexte volcanique, les interactions eau-roche peuvent conduire à un enrichissement des eaux en calcium et en sodium du fait de la déstabilisation des plagioclases présents dans les basaltes. Les pyroxènes et l'olivine sont, quant à eux, susceptibles de libérer du magnésium et du fer. Le potassium peut, quant à lui, provenir du lessivage des argiles issues de l'altération.

Le chlore ne constitue pas un élément essentiel des minéraux qui constituent les roches volcaniques. Son origine est en fait essentiellement océanique, atmosphérique ou anthropique. Les sulfates peuvent de leur côté avoir des origines diverses (océan, activités agricoles ou assainissement, ...).

Les nitrates correspondent enfin à la forme la plus oxydée de l'azote. Ils peuvent avoir une origine naturelle (pluies, interactions sol/végétation) ou anthropique (engrais minéraux ou organiques, rejets domestiques). Dans un milieu tropical se caractérisant par une végétation abondante, on admet qu'une teneur supérieure à 10 mg/l traduit un apport anthropique.

En 2002, Blum *et al.* ont établi un tableau synthétique des teneurs moyennes observées en France en contexte volcanique (cf. illustration 60). Bien qu'établies sur un nombre réduit d'échantillons, ce tableau met en évidence de très faibles minéralisations.

|            |                  |      | nb obs | Moyenne | Médiane | Minimum | Maximum | Ecart-Type |
|------------|------------------|------|--------|---------|---------|---------|---------|------------|
| volcanique | pН               |      | 8      | 6.5     | 6.4     | 6.4     | 6.6     | 0.1        |
|            | Ca               | mg/L | 8      | 4.2     | 4.0     | 3.2     | 6.2     | 1.1        |
|            | Mg               | mg/L | 8      | 1.3     | 1.4     | 0.5     | 2.6     | 0.8        |
|            | Na               | mg/L | 8      | 3.4     | 4.0     | 1.7     | 4.5     | 1.0        |
|            | К                | mg/L | 8      | 1.5     | 1.6     | 0.9     | 2.0     | 0.4        |
|            | HCO <sub>3</sub> | mg/L | 8      | 15.6    | 16.0    | 12.2    | 20.0    | 2.6        |
|            | CI               | mg/L | 8      | 2.0     | 2.0     | 1.5     | 2.2     | 0.3        |
|            | SO₄              | mg/L | 8      | 4.4     | 4.5     | 2.0     | 8.0     | 2.0        |
|            | SiOz             | mg/L | 8      | 11.0    | 11.0    | 9.0     | 13.0    | 1.5        |

Illustration 60 : Teneurs moyennes en éléments majeurs dans les eaux souterraines en milieu volcanique (en mg/l) (Blum et al., 2002).

Du point de vue des modes de représentation, les diagrammes de Schoeller (cf. illustration 59) et de Piper (cf. illustration 61) sont les plus utilisés. Ils permettent dans les deux cas de déterminer le faciès géochimique des eaux, de comparer des échantillons et de mettre en évidence d'éventuelles similitudes. Des hypothèses sur l'origine des eaux et leur mode de circulation peuvent alors être formulées.

Les diagrammes binaires constituent une alternative intéressante à l'interprétation des données. La représentation des teneurs en sodium en fonction des teneurs en chlore (élément conservatif a priori non issu de la dissolution des roches) peut par exemple mettre en évidence des interactions eau-roche et des temps de résidence plus longs (cf. illustration 61). Les points s'écartent alors plus ou moins de la droite de dilution de l'eau de mer sur laquelle s'alignent les eaux de pluie (cas des points bleus et rouges). Un excès de chlorures peut par ailleurs traduire une intrusion saline ou une pollution anthropique.

La représentation des teneurs en nitrates en fonction des teneurs en potassium peut constituer une approche complémentaire. À titre d'exemple, les eaux de l'aquifère du Gol à La Réunion présentant des teneurs inférieures à 3 mg/L de nitrates ont été considérées comme non impactées l'activité anthropique par Petit *et al.* en 2013 (cf. illustration 62). L'augmentation des teneurs en potassium a, quant à elle, été attribuée soit à des phénomènes d'interaction avec la roche (pour les teneurs en potassium modérées), soit à des phénomènes d'intrusion saline (pour les teneurs en potassium plus fortes).



Illustration 61 : Diagramme de Piper utilisé pour représenter les résultats de 2 campagnes de prélèvements en Martinique (Arnaud et al., 2013).



Illustration 62 : Diagrammes Na<sup>+</sup> = f(Ct) et NO<sub>3</sub><sup>-</sup> =  $f(K^+)$  pour les eaux du bassin d'alimentation du Gol, La Réunion (Petit et al., 2013).

# c) Éléments indésirables et toxiques

Les moyens analytiques actuels permettent de doser un grand nombre d'éléments supplémentaires comme les éléments indésirables (aluminium, baryum, bore, cuivre, fer, fluor, manganèse, zinc...) ou les éléments toxiques (antimoine, arsenic, cadmium, chrome, mercure, nickel, plomb, sélénium...) (Barbier et Chery, 1999).

L'examen des différentes teneurs peut renseigner sur la présence d'éventuelles roches au sein des réservoirs et sur les modalités de résidence et d'écoulement des eaux.

En ce qui concerne les éléments indésirables :

- l'aluminium est présent dans de nombreux minéraux volcaniques, il entre en effet dans la composition des feldspaths, des feldspathoïdes, des biotites et des amphiboles en se substituant au fer et au silicium. Cet élément reste néanmoins très peu soluble. On le retrouve donc plutôt sous forme colloïdale ou particulaire dans les eaux ;
- le baryum est également relativement abondant dans les roches magmatiques où il se présente sous forme de barytine (BaSO<sub>4</sub>). La solubilité de ce composé est également faible et le baryum peut être adsorbé sur des hydroxydes ou des oxydes métalliques ;
- le bore peut avoir une origine anthropique ou océanique ;
- le fer et le manganèse sont présents dans de nombreux minéraux qui constituent les laves et dépôts pyroclastiques (pyroxène, amphibole, biotite, magnétite et olivine). La concentration de ces deux éléments dans les eaux dépend essentiellement des conditions d'oxydoréduction du système, un milieu réducteur favorisant la mise en solution ;
- le cuivre et le zinc correspondent à deux éléments associés aux minéraux ferromagnésiens (olivine, amphibole, biotite) mais ils peuvent également avoir une origine anthropique (traitements agricoles). De manière générale, les teneurs en cuivre restent faibles dans les eaux du fait des propriétés de cet élément.

En ce qui concerne les éléments toxiques :

- le cadmium peut provenir des minerais de zinc présents dans les filons hydrothermaux ou être associé à de la pyrite mais les concentrations dans l'eau restent peu significatives lorsque cet élément a une origine naturelle ;
- le nickel est très présent dans les roches volcaniques, particulièrement dans les basaltes à olivine mais les eaux issues de ces aquifères ne présentent souvent que de faibles concentrations;
- la présence de mercure dans les eaux peut témoigner d'une activité géothermale mais les concentrations sont très rarement supérieures au seuil de détection en raison d'une faible solubilité des complexes qu'il forme;
- le chrome est présent dans de nombreux minéraux silicatés en raison de sa substitution possible avec le fer. Il est néanmoins peu mobile dans les eaux souterraines du fait de sa forte affinité avec les hydroxydes de fer ou de manganèse ;
- le plomb se substitue principalement au potassium, au strontium et au baryum et se retrouve sous forme de traces dans les minéraux potassiques tels que les feldspaths ou les micas. Des concentrations importantes en plomb d'origine naturelle restent rares en raison d'une faible solubilité des complexes qu'il forme, de l'adsorption possible sur diverses surfaces et d'une co-précipitation possible avec les oxydes de manganèse ;
- le sélénium est présent dans les roches sous forme de sulfures ou associé à des hydroxydes de fer. Il est mis en solution lors de l'oxydation de sulfures.

Dans le rapport relatif à l'identification des zones à risques de fond géochimique élevé dans les cours d'eau et les eaux souterraines de La Réunion (Lions et al., 2008), les auteurs proposent un tableau qui fait état des compositions moyennes pour les roches ignées (issues d'un magma) et sédimentaires (cf. illustration 63).

Des distinctions sont faites entre les roches ultra-mafiques (roches ultra-basiques contenant plus de 90 % de minéraux riches en fer et magnésium, ex : péridotites) et mafiques (teneur en minéraux ferro-magnésiens moins importante, ex : basaltes et gabbros). Il apparaît que les teneurs retenues pour les basaltes ne présentent pas de caractère exceptionnel par rapport aux autres valeurs mentionnées. Seules les teneurs en nickel et en cuivre sont plus élevées que celles retenues pour les formations sédimentaires.

|                      | <b>Hg</b><br>(µg.kg <sup>-1</sup> ) | Pb<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) | Cd<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) | Cr<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) | Ni<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) | As<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) | Cu<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) | Zn<br>(mg.kg <sup>-1</sup> ) |
|----------------------|-------------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| Roches ianées        |                                     |                              |                              |                              |                              |                              |                              |                              |
| Ultramafique         | 4                                   | 1                            | 0.1                          | 1600                         | 2000                         | 1                            | 10                           | 50                           |
| Mafique              | 13                                  | 6                            | 0.2                          | 170                          | 130                          | 2                            | 87                           | 105                          |
| Intermédiaire        | 21                                  | 15                           | 0.1                          | 22                           | 15                           | 2                            | 30                           | 60                           |
| Roches sédimentaires |                                     |                              |                              |                              |                              |                              |                              |                              |
| Grès                 | 57                                  | 14                           | 0.02                         | 120                          | 3                            | 1                            | 15                           | 16                           |
| Calcaire             | 46                                  | 16                           | 0.05                         | 7                            | 13                           | 2                            | 4                            | 16                           |
| Argiles              | 270                                 | 80                           | 0.2                          | 423                          | 29                           | 9                            | 45                           | 130                          |

Illustration 63 : Compositions moyennes pour les roches ignées et sédimentaires

(Lions et al., 2008 d'après Selinus, 2005).

# d) Isotopes

Le recours aux analyses isotopiques est relativement fréquent lors des études hydrogéologiques d'envergure. Elles peuvent en effet permettre d'évaluer l'âge des eaux, de préciser les modalités d'infiltration et d'écoulement ou l'origine d'une contamination

#### Datation des eaux

Le temps de résidence d'une eau dans un aquifère peut aller de quelques heures pour les systèmes les plus transmissifs à plusieurs millénaires pour des systèmes poreux multicouches profonds.

Les techniques de datation utilisées sont basées sur le dosage d'isotopes radioactifs. Les isotopes se caractérisant par de longues demi-vies (<sup>14</sup>C, <sup>36</sup>Cl, <sup>39</sup>Ar, <sup>81</sup>Kr) sont utilisés pour la datation des eaux anciennes alors que les radio-isotopes se caractérisant par une demi-vie plus courte (<sup>3</sup>H, <sup>32</sup>Si, <sup>37</sup>Ar, <sup>85</sup>Kr, <sup>222</sup>Rn) sont utilisés pour dater les eaux plus récentes (Jaunat, 2012). En contexte volcanique où la transmissivité est importante, le recours à ces derniers peut être suffisant.

Le tritium (<sup>3</sup>H) représente l'isotope probablement le plus dosé lors des dernières décennies. Il s'agit d'un isotope radioactif de l'hydrogène dont la demi-vie est de 12,43 ans et qui permet d'estimer le temps de transit des eaux dans un aquifère. Il est naturellement produit par les radiations cosmiques dans la haute atmosphère mais sa présence dans les eaux souterraines est essentiellement liée aux essais thermonucléaires aériens qui en ont libéré dans l'atmosphère durant la période 1952-1963.

L'illustration 64 permet notamment de repérer les pics de concentrations mesurés en 1963 sur les eaux de pluie d'Ottawa au Canada et de Thonon-les-Bains.

En première approche, si le taux de tritium qui caractérise une eau souterraine est supérieur à 30 Unité Tritium (une Unité Tritium correspondant à un élément <sup>3</sup>H pour 10<sup>8</sup> éléments <sup>1</sup>H), la recharge provient des années 60. Si les niveaux sont plus faibles, les eaux se sont infiltrées plus récemment. Des taux quasi-nuls laissent, quant à eux, envisager une infiltration avant l'introduction du tritium dans l'atmosphère par les essais nucléaires.

Il existe des méthodes de datations plus précises qui tiennent compte de la décroissance radioactive mais cela nécessite de disposer de la valeur de la concentration maximale de 1963 au niveau du lieu de prélèvement et d'avoir effectué un suivi régulier pendant plusieurs années (Clark et Fritz, 1997).

En raison de la baisse de la concentration en tritium dans l'atmosphère, cette méthode de datation est de moins en moins précise et donc de moins en moins utilisée, notamment dans l'hémisphère sud où le signal tritium est très estompé.

Les hydrogéologues ont désormais recours à de nouvelles méthodes de datation basées sur le dosage de certains gaz conservatifs (<u>non radioactifs</u>) dissous à l'état de traces, tels que les chlorofluorocarbones - CFC's (communément appelés fréons) ou l'hexafluorure de soufre – SF<sub>6</sub>. Les teneurs sont comparées à celles de l'atmosphère qui sont bien connues car suivies depuis de nombreuses années dans les 2 hémisphères (cf. illustration 65).

Les fréons (CFC-11, CFC-12 et CFC-113) sont principalement utilisés comme gaz réfrigérants, propulseurs, solvants ou agents d'expansion dans les mousses. L'intérêt de l'utilisation de ces composés halogénés pour la datation des eaux réside dans leur origine exclusivement anthropique, leur temps de résidence élevé et l'homogénéité des concentrations dans l'atmosphère et leur bonne stabilité chimique dans le sol et l'eau.

L'hexafluorure de soufre (SF<sub>6</sub>) est, quant à lui, principalement utilisé pour ses capacités isolantes dans le domaine de l'énergie électrique ou de la fabrication de double-vitrages. Sa production industrielle a débuté dans les années 1950 mais 1 % de ce gaz aurait une origine géogénique à l'échelle mondiale. Cette production géogénique qui peut localement être plus importante, en particulier en domaine basaltique ou de socle du fait de la présence de certains minéraux, peut biaiser les calculs et ainsi conduire à une surestimation des âges (Koh *et al.*, 2007).



Illustration 64 : Concentrations mensuelles en tritium enregistrées dans l'eau de pluie à Ottawa et Thonon-les-Bains (in Jaunat 2012, données GNIP ; IAEA/WMO).



Illustration 65 : Concentrations atmosphériques en CFC et SF6 en Amérique du nord (IAEA, 2006 in Vittecoq et al., 2007).

# Modalités d'infiltration

Les eaux de pluie sont essentiellement composées de molécules « standard » d'hydrogène et d'oxygène (<sup>1</sup>H et <sup>16</sup>O). Elles contiennent toujours une infime proportion d'autres isotopes comme le deutérium (<sup>2</sup>H) ou l'oxygène 18 (<sup>18</sup>O).

Les changements d'états (de liquide à vapeur lors de l'évaporation ou de vapeur à liquide lors de la condensation) engendrent des fractionnements isotopiques et une variation proportionnelle des rapports <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O et <sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H.

Ces rapports sont comparés à ceux qui caractérisent l'eau de mer (SMOW = Standard Mean Ocean Water) en calculant les coefficients  $\delta^{2}$ H et  $\delta^{18}$ O :

 $\delta X = (R_{\text{échantillon}}/R_{\text{SMOW}} - 1) * 1000 \text{ avec } X = {}^{18}\text{O ou } {}^{2}\text{H et } R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O ou } {}^{2}\text{H}/{}^{1}\text{H}$ 

Il apparaît qu'à l'échelle mondiale, lorsqu'on reporte  $\delta^2 H$  en fonction de  $\delta^{18}O$ , les points s'alignent et définissent une droite dite « droite météorique mondiale » (cf. illustration 66) dont l'équation est :

$$\delta^2 H = 8,13 * \delta^{18} O + 10,8$$

Différents paramètres comme la latitude, l'altitude, la température ou la continentalité peuvent influencer les compositions isotopiques des eaux. Il est notamment admis qu'une augmentation de l'altitude engendre un appauvrissement compris entre -0.15 ‰ et -0.5 ‰ pour  $\delta^{18}$ O et entre - 1 et - 4 ‰ pour  $\delta^{2}$ H par tranche de 100 m (Clark et Fritz, 1997).

On retrouve logiquement ce marquage isotopique au niveau des eaux souterraines. Dans ces conditions, l'examen des teneurs qui les caractérisent peut permettre de retracer le cheminement de l'eau depuis son infiltration jusqu'au point d'émergence (source ou forage).

En pratique, l'établissement d'une droite locale d'appauvrissement des pluies en fonction de l'altitude peut permettre de définir l'altitude moyenne de la zone de recharge d'un aquifère (cf. illustration 67).



Illustration 66 : Droite météorique mondiale (Clark and Fritz, 1997 as compiled in Rozanski et al. 1993, modified by permission of American Geophysical Union).



Illustration 67 : Exemple de gradient d'appauvrissement des pluies et détermination de l'altitude moyenne de la zone de recharge d'un aquifère.

# Origine d'une contamination nitratée

Les eaux souterraines peuvent être contaminées par des nitrates. Sachant que la proportion d'isotope <sup>15</sup>N varie en fonction de l'origine de ces derniers (cf. illustration 68), le dosage de cet élément peut permettre d'identifier la source de contamination.



Eaux souterraines profondes

Illustration 68 : Compositions isotopiques de l'azote des nitrates dans les principales étapes du cycle des nitrates (Blum et al., 2002).

#### Autres analyses isotopiques

Les sulfates retrouvés à l'état dissous dans les eaux souterraines peuvent avoir plusieurs origines. Ils peuvent en effet être issus du domaine marin, du lessivage de sels évaporitiques anciens ou de l'oxydation de sulfures éventuellement présents dans la matrice de l'aquifère. Leur origine peut être discutée à l'aide d'un diagramme  $\delta^{34}$ S (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) = f [ $\delta$ 18O (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)] dans la mesure où chaque source présente un marquage isotopique différent.

Les isotopes du bore <sup>10</sup>B et <sup>11</sup>B sont extrêmement solubles dans l'eau et peuvent donner de précieuses indications sur les modalités de cheminement de l'eau souterraine.

Les isotopes du strontium peuvent également permettre de caractériser les interactions eauxroches, liées notamment aux phénomènes d'altération et d'érosion. Les variations du rapport <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr sont en effet principalement contrôlées par le ratio Rb/Sr, le <sup>87</sup>Sr provenant de la désintégration radioactive du <sup>87</sup>Rb.

### 4.1.3. Bilan hydrologique

Un bilan hydrologique consiste à quantifier les flux entrant et sortant au sein d'un aquifère ainsi que le volume stocké (cf. illustration 69). Dans des conditions d'équilibre, les entrées sont égales aux sorties et il n'y a pas de modification des réserves en eaux souterraines.

Dans le cas d'une île volcanique, l'apport d'eau douce se fait uniquement par les précipitations. Les prélèvements effectués pour l'alimentation en eau potable ou d'autres usages, l'évapotranspiration ainsi que le débit des rivières, des sources et des exutoires sous-marins représentent les flux sortants. La principale difficulté est liée à l'estimation des différents termes.

Les précipitations sont facilement mesurables à l'aide d'un réseau pluviométrique mais les données enregistrées ne sont représentatives que de l'environnement immédiat du point de mesure. Il peut donc être difficile de quantifier avec précision la lame d'eau précipitée sur un bassin versant.

L'évapotranspiration qui correspond à la quantité d'eau rejetée dans l'atmosphère par évaporation directe ou par transpiration végétale est un terme qui dépend de plusieurs variables climatiques (température, vent, insolation). Il faut disposer de tous ces paramètres pour pouvoir la calculer.

Le débit des cours d'eau peut être suivi grâce à un réseau de stations hydrométriques. Au minimum, il convient de disposer de mesures à l'aval du bassin étudié. Ces dernières intègrent en effet l'ensemble des écoulements (débit des sources + ruissellement).

Les prélèvements d'eau qu'ils soient superficiels ou souterrains peuvent aussi être quantifiés grâce à des dispositifs de type compteur mais un grand nombre d'ouvrages de prélèvement n'en sont pas équipés.

Les sorties sous-marines océaniques restent les plus difficiles à évaluer. Il n'existe en effet à ce jour aucun dispositif permettant de les quantifier.

En milieu volcanique, une autre difficulté provient de la très forte transmissivité des roches. Les eaux peuvent transiter très rapidement des aquifères vers le domaine océanique et il existe une forte différence entre le flux souterrain annuel et le volume réellement mobilisable à différentes périodes de l'année.

Des travaux récents menés sur plusieurs îles hawaiiennes ont permis d'appréhender les différents termes du bilan (Izuka *et al.*, 2016 - cf. illustration 70). Les calculs effectués ont montré que l'infiltration qui contribue à la recharge des aquifères représenterait 38 à 46 % de la pluviométrie totale en fonction des îles. Le volume écoulé par les cours d'eau représenterait quant à lui, entre 12 et 28 % des précipitations. Par ailleurs, les phénomènes de stockage souterrain ne représenteraient pas plus de 3 % des volumes qui transitent par les aquifères.

# À noter que ces valeurs sont en cours de révision du fait d'une mauvaise prise en compte de la recharge.

Bilan des connaissances volcanisme et hydrogéologie des points chauds



Illustration 69 : Éléménts d'un bilan hydrologique (Izuka et al., 2016).



PR, Precipitation, including rain and fog

- HI, Input from human activities, including irrigation and leaks from water-supply, septic, and sewer systems
- ET, Evapotranspiration
- RO, Runoff, including runoff from natural surfaces as well as runoff from paved surfaces flowing into storm drains
- GR, Groundwater recharge
- GW, Groundwater withdrawal
- ND, Natural discharge, such as spring flow, stream base flow, and submarine groundwater discharge

Illustration 70 : Exemples de bilans hydrologiques à Hawaï (Izuka et al., 2016).

#### 4.1.4. Méthodes géophysiques

La géométrie et le fonctionnement des aquifères peuvent aussi être appréhendés par des méthodes géophysiques. Les méthodes électriques et électromagnétiques sont en effet particulièrement adaptées pour étudier les hétérogénéités structurales et les contrastes de salinité dans les aquifères volcaniques et côtiers.

#### a) Tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique (ERT pour Electrical Resistivity Tomography) est une technique de prospection géoélectrique qui utilise un courant continu et fournit une imagerie des résistivités électriques du sous-sol. Elle permet notamment d'imager les principales formations géologiques (laves, séries intercoulées, niveaux d'altération), les principales structures tectoniques (failles, couloirs de fracture) ainsi que les zones d'invasions salines en milieu côtier.

Plusieurs configurations d'électrodes sont possibles (cf. illustration 71) mais le principe de base consiste à injecter dans le sol un courant électrique d'intensité I entre deux électrodes et à mesurer la différence de potentiel induite entre une autre paire d'électrodes.

À partir de l'intensité du courant injecté, de la différence de potentiel induite et de l'écartement entre les différentes électrodes, il est possible de déterminer la résistivité électrique apparente du sous-sol. Les données sont ensuite « inversées » pour obtenir des coupes (cf. illustration 72).



Illustration 71 : Configuration des électrodes pour une acquisition de type Wenner, dipôle-dipôle et Schlumberger. AB est le dipôle d'injection et MN le dipôle de mesure (<u>www.geophy.fr</u>).



Illustration 72 : Exemples de coupes de résistivité inversée sur l'ile de Mayotte (Jaouën et al., 2013).

# b) La méthode TDEM

La méthode TDEM (Time-Domain Electro Magnetism) est une méthode géophysique permettant de sonder le sous-sol grâce à l'induction électromagnétique. Cette induction est produite par la coupure brusque d'un champ magnétique statique établi en surface grâce à une boucle éventuellement transportée par un hélicoptère dans laquelle on a fait circuler un courant électrique (cf. illustration 73, schéma a).

La différence de flux crée une induction dans le sol, sous forme de boucle de courant qui crée à son tour un champ secondaire capté par une boucle réceptrice (cf. illustration 73, schéma b). La courbe de décroissance du champ secondaire est étudiée et inversée pour reconstituer la variation de la résistivité en fonction de la profondeur (cf. illustration 73, schéma c). Un modèle 3D de résistivité est alors réalisé en mettant bout à bout les sondages le long des lignes de vol et en interpolant les données entre les lignes (cf. illustration 73, schéma d).

De même que pour les méthodes électriques, le modèle de résistivité est soumis à des règles d'équivalence et de suppression en fonction de la profondeur, ce qui fait qu'une inversion n'est jamais unique. Elle nécessite donc de bien connaître l'agencement des terrains au préalable (coupes de forage, diagraphies...). La méthode TDEM est également très sensible aux terrains conducteurs (ce qui signifie que cette méthode présente un fort intérêt pour étudier les intrusions salines).

Dans le cadre d'une prospection hydrogéologique qui nécessite une résolution élevée en surface, la profondeur maximale d'investigation est de l'ordre de 300 m. Elle permet donc d'identifier, en première approche, les secteurs les plus favorables pour la recherche de nouvelles ressources en eau. Elle semble aussi relativement bien adaptée à la cartographie de l'interface eau douce / eau salée.



Illustration 73 : Processus de traitement des sondages TDEM : a) acquisition des sonnées, b) signal enregistré, c) inversion des données, d) représentation 3D de la résistivité du sous-sol.

Enfin, le recours à un hélicoptère pour le transport de la boucle émettrice permet de couvrir de façon homogène et dans un temps restreint de vastes zones. Elle est donc adaptée aux milieux insulaires volcaniques et montagneux.

La méthode se caractérise par un coût au kilomètre linéaire très faible par rapport à une prospection au sol mais le coût des investigations reste significatif du fait des moyens à mobiliser et des grandes superficies souvent traitées.

À ce jour, tous les départements insulaires d'outre-mer français ont fait l'objet de campagnes de géophysique aéroportée. Entre 2010 et 2014, le BRGM a ainsi supervisé la réalisation de plus de 3 000 km d'enregistrement à Mayotte (Nehlig *et al.*, 2013) et en Martinique (Deparis *et al.*, 2014a), de près de 5 400 km en Guadeloupe (Deparis *et al.*, 2014b) et de 10 300 km à la Réunion (Martelet *et al.*, 2014). Ces investigations ont abouti à la production de cartes représentant la résistivité moyenne de plusieurs horizons comme celle représentée sur l'illustration 74.

Cette méthode a également été mise en œuvre aux Galapagos sur l'île de Santa Cruz en 2008 lors des travaux universitaires de Noémi d'Ozouville avec 500 kilomètres linéaires enregistrés (Auken *et al.*, 2009).



Illustration 74 : Carte de résistivité moyenne entre 5 et 10 m de profondeur à La Réunion (Martelet et al., 2014).

### 4.1.5. IDPR

À l'origine, l'Indice de Développement et de Persistance de Réseaux (IDPR) a été créé par le BRGM pour réaliser des cartes nationales ou régionales de vulnérabilité intrinsèque des nappes aux pollutions diffuses.

Basé sur l'analyse du modèle numérique de terrain et des réseaux hydrographiques naturels, c'est un indice qui traduit l'aptitude des formations du sous-sol à laisser ruisseler ou s'infiltrer les eaux de surface.

La densité de drainage est un indicateur révélateur des propriétés des formations géologiques. De façon générale, un bassin formé de matériaux très perméables aura une densité de drainage faible. À l'inverse, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, comme des marnes ou des argiles, va souvent présenter une densité de drainage élevée.

L'IDPR permet de quantifier ce rôle en comparant un réseau théorique établi selon l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène au réseau naturel mis en place sous le contrôle d'un contexte géologique hétérogène (cf. illustration 75).

En première approche, il peut permettre d'identifier les zones potentielles de recharge des aquifères et de fait, les zones les plus favorables à la réalisation de forages.



Illustration 75 : Indice de Développement et de Persistance des Réseaux par unité fonctionnelle à La Réunion (Aunay et al., 2008).

#### 4.1.6. Forages de reconnaissance et pompages d'essai (paliers et longue durée)

La réalisation de forages de reconnaissance représente l'ultime étape des méthodes de prospection. Ces derniers sont destinés à identifier les terrains situés à l'aplomb du secteur étudié et à évaluer leur potentiel aquifère en vue d'une éventuelle exploitation.

Une fois le forage réalisé, il convient de mener 2 types de pompages différents.

La première opération consiste à effectuer un pompage par paliers (succession d'au moins 4 périodes de pompage de même durée où le débit augmente régulièrement) (cf. illustration 76). Cette opération est destinée à caractériser les pertes de charge de même que le débit critique qu'il conviendra de ne pas dépasser lors de la phase d'exploitation.

La seconde opération consiste à réaliser un pompage à débit constant (proche de celui envisagé pour la phase d'exploitation) pendant une longue durée (généralement 72 h). L'évolution des niveaux est mesurée dans le forage de pompage ainsi que dans un piézomètre de contrôle situé dans l'environnement proche du forage. Les mesures de niveau doivent être poursuivies après l'arrêt du pompage jusqu'au retour au niveau d'origine (cf. illustration 77).

L'analyse des données mesurées sur l'ouvrage de pompage et le piézomètre permettent de calculer la transmissivité T (la capacité de transfert d'une nappe) et le coefficient d'emmagasinement S (volume d'eau libéré par unité de surface pour un abaissement piézométrique donné) des formations sollicitées.

En domaine volcanique, l'interprétation des essais de pompage de longue durée est complexe du fait de la nature hétérogène des formations et des éventuels effets de marée. L'ouvrage de pompage peut en effet être implanté au sein d'une série constituée d'une alternance de niveaux plus ou moins perméables ou d'une coulée à géométrie complexe. Il est par ailleurs possible que des dépôts d'alluvions s'intercalent entre les coulées.

Il existe de nombreuses méthodes d'interprétation pour calculer la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement. La méthode dite « des dérivées » (Bourdet *et al.*, 1989) qui repose sur l'interprétation de la courbe de dérivée logarithmique des rabattements présente l'avantage de fournir par ailleurs des informations sur les modalités d'écoulement (cf. illustration 78).

Le calcul de la dérivée nécessite souvent un traitement par lissage afin d'augmenter le rapport signal sur bruit, le bruit étant engendré soit par des micro-variations du débit ou par la sensibilité de l'outil de mesure des niveaux d'eau. Lorsque le débit varie de façon plus significative durant l'essai, il est nécessaire de prendre en compte ces variations dans le calcul. Le calcul de la dérivée est alors réalisé à partir des rabattements spécifiques (normalisation par rapport aux variations de débit) et du temps de superposition.

L'interprétation de la courbe des dérivées consiste à identifier les différents régimes d'écoulement (cf. illustration 79). Il est alors possible d'émettre des hypothèses sur la géométrie de l'aquifère, sur des connexions possibles entre l'aquifère capté et les aquifères de subsurface ou d'éventuels écoulements spécifiques au travers de zones à forte perméabilité (ex : lava tubes).

Une fois le diagnostic établi, les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) sont calculés à partir d'un modèle mathématique. Ils préjugent des capacités de l'aquifère à satisfaire les besoins identifiés.



Illustration 76 : Évolution des rabattements en fonction du temps au cours d'un essai par paliers (BRGM).



Illustration 77 : Évolution des rabattements en fonction du temps lors d'un pompage de longue durée (BRGM).



Illustration 78 : Méthodologie mise en œuvre pour l'interprétation des pompages d'essai, utilisation des dérivées des rabattements pour diagnostiquer l'essai (Petit et al., 2013).



Illustration 79 : Dérivée des rabattements à la remontée en fonction du temps de pompage pour l'ouvrage 1179ZZ0202 au Lamentin, La Martinique (essai réalisé en décembre 2008) (Vittecoq et Dewandel, 2009).

# 4.2. TECHNIQUES D'EXPLOITATION

Les techniques d'exploitation des eaux souterraines sont nombreuses. Elles dépendent de la nature, de la géométrie et du potentiel de l'aquifère mais également de contraintes externes telles que la topographie, les risques d'intrusion saline ou de pollution anthropique. Il est proposé de passer en revue les procédés classiques et ceux plus couramment utilisés en domaine volcanique insulaire.

# 4.2.1. Procédés classiques

### a) Captages de sources

Une source correspond à une émergence naturelle d'eau souterraine à la surface du sol. Le schéma proposé ci-dessous (cf. illustration 80) représente un exemple de captage constitué d'un drain horizontal qui permet de capter l'eau avant qu'elle ne rejoigne la surface et d'un réservoir. L'eau s'écoule par gravité dans la ligne de distribution (4) mais peut aussi s'écouler en surface en cas de trop-plein (2).



- 1- Couvercle étanche.
- 2- Trop-plein.
- 3- Drain de nettoyage.
- 4- Ligne de distribution.
- 5- Grillage.
- 6- Réservoir fait de béton, de plastique, de maconnerie de pierres ou de béton poreux.

Illustration 80 : Schéma d'aménagement d'un captage de source (Myrand et al., 2007).

#### b) Puits et forages verticaux

Un puits est un trou vertical peu profond de large diamètre qui permet de capter l'eau des premiers niveaux aquifères.

Le forage correspond, quant à lui, à un ouvrage plus profond et de diamètre plus réduit creusé par un procédé mécanique (marteau fond de trou, rotary, tarière mécanique...).

Une fois réalisé, le forage est équipé de tubes crépinés au droit des parties de l'aquifère que l'on souhaite capter et de tubes pleins au droit des parties que l'on souhaite isoler. La partie située entre le terrain naturel et les tubes est comblée par du gravier qui constitue un massif filtrant. Un bouchon argileux (ex : sobranite) est enfin mis en place pour éviter les infiltrations de surface (cf. illustration 81).



Illustration 81 : Coupe d'un forage captant une nappe souterraine (Geotechsol).

# c) Forages horizontaux ou inclinés

La réalisation d'un forage horizontal peut être motivée par la présence en surface de formations ou de structures géologiques compliquées à traverser par un forage vertical (alternance de couches de natures très différentes, présence de cavités...) ou par le souhait de limiter les coûts énergétiques liés au pompage de l'eau en profondeur (cf. illustration 82).

Ce type de forage peut être réalisé en pente. Dans ce cas et à condition qu'il ait rencontré des fissures ou des fractures productives, il peut permettre de capter de l'eau par gravité.



Illustration 82 : Technique du forage horizontal (Anfak).

# d) Puits à drains rayonnants

Un puits à drains rayonnants comporte 2 parties : un cuvelage vertical et des drains horizontaux disposés selon plusieurs directions radiales (cf. illustration 83).

Le cuvelage vertical étanche, en béton armé, de 2 à 4 m de diamètre intérieur, est foncé dans le sol à une profondeur variable (5 à 50 m) selon le contexte hydrogéologique. Son fond est constitué d'un radier de 1 à 4 m d'épaisseur qui reste immergé.

Les drains horizontaux sont, quant à eux, foncés dans l'aquifère depuis l'intérieur du cuvelage. Ils se caractérisent par un diamètre de 200 ou 300 mm et par une longueur de quelques dizaines de mètres au maximum.

De façon générale, le rendement hydraulique des puits rayonnants est considérable. Ils présentent par ailleurs d'autres avantages comme le fait de permettre le captage de niveaux peu épais sur un front de nappe étendu ou d'avoir une durée de vie très importante.



Illustration 83 : Schéma d'un puits à drains rayonnants.

#### e) Galeries drainantes

Les galeries drainantes sont des tunnels creusés dans la roche de manière à traverser et donc à drainer une nappe d'eau souterraine. Ces ouvrages généralement subhorizontaux présentent des sections de l'ordre de 2 mètres de hauteur et de 1 à 2 mètres de large (cf. illustration 84). Elles sont parfois alimentées par une série de drains complémentaires qui améliorent l'efficience des dispositifs.



Illustration 84 : Galerie drainante et drains (Projet INTEREG IIIA ALCOTRA, 2006 in Vaudour et Aunay, 2008).

Le terme de galerie drainante peut aussi faire référence à des dispositifs mis en place parallèlement aux cours d'eau. Il s'agit dans ce cas de dispositifs qui visent à capter la nappe alluviale. Un tube perforé est mis en place au sein d'un corps drainant, lui-même positionné au fond d'une tranchée et séparé des matériaux de remblaiement sus-jacents par un géotextile (cf. illustration 85).



Illustration 85 : Plan en coupe d'une galerie drainante (http://www.tahiti-infos.com/).

# f) Pointes filtrantes

Les pointes filtrantes sont des dispositifs de captage peu profonds adaptés aux sols sableux. Elles sont mises en place manuellement ou mécaniquement en enfonçant le tubage dont le diamètre n'excède pas une dizaine de centimètres dans le sol. L'extrémité inférieure constitue la crépine par laquelle s'effectue l'aspiration de l'eau.

Les pointes filtrantes, isolées ou en batteries, sont couramment employées dans le domaine des travaux publics pour le rabattement des nappes mais sont finalement peu utilisées pour l'exploitation des eaux souterraines (cf. illustration 86).



5- Niveau de la nappe d'eau souterraine.

Illustration 86 : Schéma d'aménagement d'une pointe filtrante (Myrand et al.,2007).

#### 4.2.2. Procédés couramment utilisés en domaine volcanique insulaire

L'exploitation des eaux souterraines en milieu insulaire est rendue difficile par la mobilisation possible d'eau salée à proximité de la côte. Par ailleurs, la structure des îles basaltiques est peu propice au stockage d'eau.

Les forts gradients hydrauliques et la forte perméabilité des roches (pour les îles jeunes) engendrent en effet des vitesses d'écoulement rapides vers l'océan. Le stockage d'eau reste donc limité et localisé à la faveur de quelques horizons moins perméables.

Face à ces contraintes, la production d'eau est assurée en grande partie par des prélèvements de surface mais ces ressources sont difficiles à gérer (accès limité en période sèche, augmentation de la turbidité en période pluvieuse, risques de dégradation des installations de captage lors des évènements climatiques importants, vulnérabilité aux pollutions...).

Les paragraphes suivants sont dédiés à la description des moyens qui peuvent être utilisés pour solliciter la nappe de base, les nappes d'altitude ou les aquifères alluviaux.

# a) Captage de la nappe de base

La nappe de base se caractérise par une épaisseur exploitable relativement faible. Il convient donc de limiter au maximum la profondeur de pénétration des ouvrages dans la nappe et d'adapter le débit d'exploitation aux capacités de production de l'aquifère.

En effet, si la pénétration est trop importante ou si le débit est trop élevé, des remontées d'eau salée peuvent se produire et rendre l'eau impropre à la consommation. Aujourd'hui, un grand nombre d'ouvrages exploités à La Réunion sont sujets à des intrusions salines. Le phénomène a même été cartographié à l'occasion des reconnaissances géophysiques héliportées (cf. illustration 87). De nombreux autres cas sont aussi à déplorer dans les îles canariennes et hawaïennes.



Illustration 87 : Cartographie des intrusions marines à La Réunion imagées par géophysique héliportée (Bourhane et al., 2016).

La stratification des formations géologiques recoupées par l'ouvrage de captage joue un rôle prépondérant en ce qui concerne sa vulnérabilité vis-à-vis des intrusions salines. Une formation fissurée, très perméable sera plus productive mais sera plus vulnérable aux intrusions marines tandis qu'une formation massive moins perméable favorisera le développement d'une piézométrie plus élevée, ce qui tend à repousser l'interface saline plus en profondeur.

Toute méthode permettant de limiter le rabattement et la remontée ou la migration de l'interface eau douce / eau salée doit donc être privilégiée. Pour ce faire, des puits-galeries sont parfois utilisés pour capter l'eau en grande quantité au voisinage de l'interface eau douce / eau salée. Le dispositif est constitué d'un puits incliné creusé à travers la formation basaltique et d'une galerie servant de chambre de pompage, située juste au-dessus du niveau de l'eau (cf. illustration 88). Dans ces conditions, seule, la partie le plus superficielle de la nappe est sollicitée.

Ces ouvrages sont très utilisés aux Canaries et à Hawaï et dans une moindre mesure à La Réunion. À Hawaï, ces ouvrages sont appelés « puits Maui » ; 17 d'entre eux ont pu être répertoriés sur l'île d'Oahu. Aux Canaries, la plupart des puits sont associés à des galeries qui permettent d'améliorer la productivité des ouvrages mais aussi d'éviter les intrusions salines.

La réalisation de puits ou de forages « classiques » pour exploiter la nappe de base reste possible pour un coût moindre que les puits-galeries mais le risque de solliciter la nappe salée est plus important. Dans le cadre d'une gestion durable de la ressource et afin d'éviter l'abandon des ouvrages suite à une contamination marine, les techniques dites par « écrémage » (sollicitation de la partie la plus superficielle de la nappe) doivent donc être privilégiées. De manière générale, il sera donc toujours préférable de forer 5 puits prélevant chacun 50 m<sup>3</sup>/h plutôt qu'un seul prélevant 250 m<sup>3</sup>/h.



Illustration 88 : Schéma d'un puits-galerie de type Maui (Nichols et al., 1996).

# b) Captage des nappes d'altitude

Les nappes d'altitude correspondent aux nappes compartimentées par les intrusions volcaniques et aux nappes perchées. Bien protégées par le recouvrement souvent important et éloignées des sources de contamination potentielles, elles se caractérisent généralement par une bonne qualité. Ces nappes peuvent être sollicitées par des forages, des galeries horizontales (tunnels) ou des puits-galeries.

L'exploitation par forage reste coûteuse en raison de l'épaisseur de la zone saturée à traverser (parfois plusieurs centaines de mètres) et de la consommation énergétique qu'elle engendre.

Les tunnels ou galeries horizontales sont relativement bien adaptés aux terrains hétérogènes. La technique consiste à creuser un tunnel horizontal de grande longueur (de quelques centaines de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres) traversant un ou plusieurs dykes (cf. illustration 89). L'eau contenue dans les compartiments basaltiques est alors drainée par la galerie. Le principal avantage de cette technique est la récupération de l'eau par gravité, ce qui limite les coûts d'exploitation. Cette méthode peut par contre engendrer la mise en communication de plusieurs aquifères.



Illustration 89 : Captage d'eau par des galeries (Nichols et al., 1996).

Afin d'optimiser la gestion de la ressource, ce type d'ouvrage doit être équipé de cloisons étanches et de vannes permettant le contrôle de la décharge. En effet, lorsqu'une nappe est drainée de manière incontrôlée (vidange permanente), elle a tendance à se tarir progressivement. Les débits en sortie de l'ouvrage peuvent ainsi diminuer rapidement et ne plus répondre aux besoins initiaux.

À Hawaï et aux Canaries, les premiers captages de ce type ont provoqué une diminution rapide, voire un tarissement de la ressource en raison d'un drainage non contrôlé des aquifères. De manière générale, l'expérience montre que la production des galeries décroit avec le temps en raison d'une modification des lignes de courant. Une bonne connaissance de la recharge, une gestion raisonnée de même que le recours à une entreprise très expérimentée sont donc primordiales pour l'exploitation de ce type d'ouvrages.

Lorsque le recours à une simple galerie horizontale n'est pas approprié, il est possible d'y associer un forage. À Hawaï, deux types de puits-galeries permettent de capter les aquifères piégés par les intrusions volcaniques dans les zones d'altitude.

Les puits de type « Lanai » pénètrent profondément dans les aquifères limités par des dykes. Au niveau de leurs bases, une ou plusieurs galeries drainantes horizontales permettent de capter l'eau contenue dans le réservoir.

Les puits de type « Oahu » servent, quant à eux, à solliciter les aquifères confinés par des dykes situés à un niveau proche du niveau 0 de l'aquifère de base. En raison du confinement de cet aquifère et des volumes d'eau importants situés au-dessus, de forts débits peuvent être pompés sans crainte d'intrusion saline ni tarissement de la ressource.

L'illustration 90 représente ces derniers types d'ouvrages ainsi que les dispositifs décrits précédemment (puits Maui, forages et galeries horizontales).



Illustration 90 : Modes d'exploitations des eaux souterraines à Hawaï (Vaudour et Aunay, 2008).

Lorsque les aquifères donnent naissance à des sources d'altitude, ces dernières peuvent être captées à moindre coût par gravité mais leur débit reste dépendant de la recharge annuelle.

À Madère ou au Cap-Vert, des réseaux de canaux permettent d'acheminer l'eau des sources de déversement (cf. illustration 91). L'eau ainsi acheminée est destinée aux besoins de l'agriculture.



Illustration 91 : Levadas, Madère.

# c) Captage des nappes alluviales

Les îles volcaniques se caractérisent généralement par la présence de ressources de surface abondantes du fait d'une pluviométrie importante.

Les prélèvements peuvent être directement réalisés dans la rivière mais l'eau peut devenir turbide après les forts épisodes pluvieux. Par ailleurs, il existe un risque de dégradation des installations de captage lors de l'augmentation brutale des débits (régime torrentiel). Afin de pallier à ces problèmes, le recours à des forages ou à des galeries drainantes pour capter la nappe alluviale peut être intéressant.

Les forages de faible profondeur ou les puits se caractérisent par un coût et une durée de réalisation faibles mais ils nécessitent des pompages continus pour exploiter la ressource.

Les galeries drainantes lorsqu'elles sont réalisées selon le schéma représenté sur l'illustration 85 constituent d'autres dispositifs adaptés au captage de la nappe alluviale. Le coût de leur mise en place est plus élevé que celui des forages mais elles ne demandent que peu d'entretien une fois installées et il n'y a pas de coût supplémentaire lié aux pompages (captage par gravité).

Deux dispositifs de ce type d'une longueur unitaire de 130 m ont récemment été mis en place sur la commune de Pirae afin de capter la nappe alluviale de la Nahuata (cf. illustration 92). D'un coût global de 53 M XPF, ces deux galeries permettent de produire 325 m<sup>3</sup>/h.



Illustration 92 : Réalisation d'une galerie drainante, rivière Nahuata, Tahiti (http://www.tahiti-infos.com/).

### 4.2.3. Synthèse

Le tableau suivant (cf. illustration 93) est issu du rapport BRGM/FR56787-FR relatif aux modalités de captage des eaux souterraines à La Réunion. Il fait la synthèse des techniques utilisables pour le captage des différents types de ressources rencontrées en milieux volcanique insulaire en rappelant leurs avantages et inconvénients.

Lors de l'émergence d'un projet, il conviendra donc de tenir compte de ces différents paramètres pour déterminer la solution la plus adaptée.

|                                    | Techniques           | Avantages   | Inconvénients  |  |  |
|------------------------------------|----------------------|---|--|--|--|
| Nappes de<br>base                  | Forages et puits     | Facilité et rapidité d'exécution<br>Coût  | Risques d'intrusions salines   |  |  |
|                                    | Puits-galeries       | Faible risque d'intrusion saline<br>Surface drainée importante  | Coût   |  |  |
|                                    | Tunnels / Galeries   | Distribution gravitaire<br>Adapté aux terrains hétérogènes  | Coût<br>Risque de mise en communication<br>d'aquifères<br>Risque de tarissement si drainage<br>non contrôlé          |  |  |
| Nappes<br>d'altitude               | Puits-galeries       | Exploitation des réserves d'eaux<br>piégées par des dykes<br>Débits potentiellement plus<br>important | Pompage par refoulement<br>(consommation d'énergie)<br>Connaissance précise du contexte<br>géologique                |  |  |
|                                    | Forages              | Coût  | Difficulté de mise en œuvre suivant<br>le contexte géologique<br>Pompage par refoulement<br>(consommation d'énergie) |  |  |
|                                    | Captages de sources  | Coût  | Dépend de la recharge et de la saison  |  |  |
| Rivières /<br>nappes<br>alluviales | Captages             | Coût  | Risque de détérioration du captage<br>et de turbidité importante lors des<br>crues                                   |  |  |
|                                    | Forages peu profonds | Coût  | Pompage par refoulement<br>(consommation d'énergie)  |  |  |
|                                    | Galeries drainantes  | Coût de fonctionnement<br>Qualité de l'eau (par rapport au<br>captage en rivière)                     | Coût de mise en place  |  |  |

Illustration 93 : Synthèse des principales techniques de captages des eaux souterraines en milieu volcanique, avantages et inconvénients (Vaudour et Aunay, 2008).

# 5. Conclusion

Au terme de la synthèse bibliographique sur les milieux volcaniques insulaires prévue dans le cadre de l'axe 1 du programme d'actions pour l'exploitation et la gestion des eaux souterraines de la Polynésie française, il convient de retenir les points importants suivants :

#### Sur le cadre géologique

- les points chauds correspondent à des panaches ascendants qui prennent naissance au niveau de la discontinuité entre le noyau et le manteau terrestre à environ 2 900 km de profondeur;
- la création des archipels polynésiens est liée au fonctionnement de plusieurs points chauds dont 4 sont bien identifiés : le point chaud de Pitcairn serait à l'origine de l'archipel des Gambier, le point chaud situé à l'aplomb de l'île de Mehetia, à l'origine de l'archipel de la Société et les points chauds situés à l'aplomb des monts Macdonald et Arago (le Tino Mana), à l'origine de l'archipel des Australes et du volcanisme secondaire observé à Rurutu. La mise en place des archipels des Marquises et des Tuamotu reste à ce jour moins bien comprise ;
- les 118 îles qui forment actuellement la Polynésie française correspondent à la partie émergée de monts sous-marins qui se sont mis en place lors des 20 derniers millions d'années. Les conditions différentielles de subsidence, d'érosion et les éventuels mouvements tectoniques qui les ont affectées sont à l'origine de la grande variété de paysages observée, depuis le volcan bouclier jusqu'à l'atoll corallien;
- au sein de ces édifices, les formations volcaniques les plus fréquemment rencontrées correspondent à des laves basaltiques qui se sont épanchées sous forme de coulées successives. Il est toutefois possible de rencontrer localement d'autres types de formations comme des roches intrusives qui se présentent sous forme de dykes ou de sills, des roches volcano-détritiques (conglomérats et lahars) et des pyroclastites ou des hyaloclastites ;

#### Sur les aquifères et les modèles hydrogéologiques conceptuels

- les formations volcaniques, les alluvions associées aux cours d'eau ainsi que les formations littorales mixtes constituées de sédiments fluviatiles, de formations marines et de produits d'altération du basalte renferment des aquifères de plus ou moins grande extension;
- parmi ces aquifères, l'aquifère basal qui est en équilibre sur la nappe d'eau salée et les alluvions représentent les ressources les plus sollicitées. Les aquifères perchés situés au sein de coulées basaltiques ou liés à la présence de niveaux altérés donnent souvent naissance à des sources dont le débit fluctue avec les conditions climatiques mais leur situation topographique fait qu'elles sont souvent difficiles à capter ;
- les milieux volcaniques insulaires se caractérisent par une forte anisotropie et la perméabilité des formations décroît généralement avec l'âge. Dans le cas des îles jeunes, la forte perméabilité engendre de forts débits mais aussi une évacuation rapide des eaux vers l'océan;
- plusieurs modèles hydrogéologiques conceptuels ont été établis pour les îles issues de points chauds. Certains supposent une quasi déconnexion entre les aquifères perchés et l'aquifère basal (modèle hawaiien et variantes), d'autres une bonne continuité entre ces 2 ensembles (modèle canarien et variantes). D'autres modèles, comme celui établi pour l'île de Mayotte, supposent l'absence d'un aquifère basal de grande extension ;

 le modèle conceptuel de Tahiti reste à définir sur la base des travaux qui seront menés sur 2 bassins versants de cette île dans le cadre de l'axe 4 du programme. D'autres modèles pourront aussi être définis à la faveur des recherches qui doivent être menées sur d'autres îles ;

#### Sur les techniques de prospection

- les reconnaissances de terrain destinées à déterminer la nature des roches, à appréhender la géométrie des structures, à évaluer le degré de fissuration et d'altération, à identifier les indices de circulation d'eau souterraine et les points d'intérêt pouvant faire l'objet d'éventuels prélèvements constituent un préalable à toute étude hydrogéologique d'envergure ;
- les analyses chimiques et isotopiques, la réalisation de bilans hydrologiques, les méthodes de prospection géophysiques (sondages électriques et méthodes électromagnétiques aéroportées notamment), le calcul de l'IDPR ainsi que la réalisation de pompages d'essai constituent d'autres techniques qui peuvent être mises en œuvre pour appréhender le fonctionnement des aquifères en domaine volcanique. Bien qu'elles puissent être mises en œuvre séparément, le recours à plusieurs approches garantit généralement une caractérisation plus fine des milieux ;

#### Sur les techniques d'exploitation

- en ce qui concerne les procédés de captage, toute méthode permettant de limiter le rabattement et la remontée ou la migration de l'interface eau douce / eau salée doit donc être privilégiée lorsque l'on souhaite exploiter les aquifères côtiers. Les dispositifs de type puitsgaleries qui consistent à ne solliciter que la partie la plus superficielle de la nappe sont bien adaptés pour capter de l'eau en grandes quantités mais leur mise en place est coûteuse. Le recours à des puits ou forages « classiques » reste possible mais plus risqué ;
- l'exploitation des nappes d'altitude par forage est elle aussi relativement coûteuse en raison de l'épaisseur de la zone non saturée à traverser (parfois plusieurs centaines de mètres) et de la consommation énergétique qu'elle engendre. Les tunnels ou galeries horizontales qui permettent de récupérer l'eau par gravité peuvent constituer une bonne alternative, en particulier lorsque les terrains sont hétérogènes. Ces opérations de captage restent néanmoins très délicates à mettre en œuvre et les ouvrages doivent impérativement être équipés de cloisons étanches et de vannes permettant le contrôle de la décharge. Lorsque le recours à une simple galerie horizontale n'est pas approprié, il est possible d'y associer un forage (puits de type « Lanai » ou « Oahu ») ;
- en domaine alluvial, le recours aux galeries drainantes qui sont constituées d'un tube perforé mis en place au sein d'un corps drainant, lui-même positionné au fond d'une tranchée est fréquent. Le coût de leur mise en place est plus élevé que celui des forages mais elles ne demandent que peu d'entretien une fois installées et il n'y a pas de coût supplémentaire lié aux pompages (captage par gravité);
- le choix d'une méthode de captage doit donc se faire au terme d'une analyse qui tient compte de la nature de la ressource, des risques de salinisation et du coût de mise en œuvre (réalisation + éventuels besoins énergétiques). Le débit d'exploitation optimal peut, quant à lui, être déterminé par des tests de pompage.

Le présent document constitue un préalable au travail d'inventaire des données qui sera mené à court terme sur les îles de Tahiti (mise à jour du recueil déjà initié en 2011/2012), Moorea/Maiao, Huahine, Raiatea, Tahaa, Ua Pou et Makatea, l'ensemble des opérations de l'axe 1 devant aboutir à la définition des types d'aquifères présents sur le territoire polynésien.

Au terme de cette dernière phase, 3 îles (une île haute, une île mixte et un atoll) ainsi que 2 bassins versants de Tahiti seront choisis pour faire l'objet d'études hydrogéologiques plus détaillées dans le cadre de l'axe 4 du programme.

# 6. Bibliographie

Adam C. (2012) - Hotspot Concept : The French Polynesia Complexity, Updates in Volcanology – A Comprehensive Approach to Volcanological Problems, Prof. Francesco Stoppa (Ed.) pp. 125-152, ISBN: 978-953-307-434-4.

Aunay B., Brugeron A., Vaudour K. et Wuilleumier A. (2008) – Détermination de la vulnérabilité, des pressions et des risques de pollution sur 5 Bassins d'Alimentation de Captages prioritaires à l'île de La Réunion. Rapport final BRGM/RP-59057-FR, 298 p., 171 ill., 3 ann.

**Arnaud L., Senergues M., Devau N.** (2013) - Etude détaillée du fond géochimique des eaux souterraines de Martinique. Rapport BRGM/RP-62886-FR, 109 p., 38 ill., 6 ann.

Auken E., Violette S., d'Ozouville N., Deffontaines B., Sorensen K.I., Viezzoli A., de Marsily G. (2009) – An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic : Application in the Galapagos Archipelago. C. R. Geoscience 341, 10 p.

**Barbier J., Chery L.** (1999) - Origine des éléments indésirables ou toxiques dans les eaux souterraines. Réalisation d'un inventaire national et essai d'identification de l'origine des teneurs anormales. Rapport BRGM/R-40448, 62 p., 3 fig., 2 tabl., 1 ann.

Bear J., Cheng A. H. D., Sorek S., Ouazar D. et Herrea I. (1999) – Seawater intrusions in coastal aquifers. Concepts, methods and practices.

Belle P., Lachassagne P., Aunay B., Famin V., Join J. L. (2016) – Hydrogeology of volcanic bebris avalanche deposits. IAH 2016.

**BESET** (2001) - Compte rendu du forage effectué sur le plateau de Taravao. Cote 635 m, Profondeur 120 m, Avril 2001.

**Blum A., Chery L., Barbier J., Baudry D., Petelet-Giraud E.** (2002) - Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Outils et méthodologie. Rapport final, Rapport BRGM/RP-51549-FR, 5 volumes, 519 p.

Bonneville A., Le Suavé R., Audin L., Clouard V., Dosso L., Gillot P.Y., Janney P., Jordahl K., Maamaatuaiahutapu K. (2002) - Arago Seamount : The missing hotspot found in the Austral Islands. Geology, November 20002, v. 30, no. 11, 4 fig., pp. 1023-1026.

Bourdet D., Ayoud J. A. et Prirard Y. M. (1989) - Use of pressure derivative in well-test interpretation. SPE, pp. 293–302

**Bourhane A., Dumont M. et Bonnier J.** (2016) – Mise en place d'un réseau de suivi des intrusions salines dans les aquifères côtiers de La Réunion. Rapport Office de l'eau de La Réunion.

Brousse R., Chevalier J.P., Denizot M., Salvat B. (1974) - Etude géomorphologique des îles Gambier. *Cah. Pacifique*, 18, 9-118.

**Buigues D.C.** (1998) - La couverture carbonatée d'un atoll : exemple de Morurua et Fangataufa. *Géologie de la France*, n° 3, p. 87-96. **Charmoille A.** (2013) - Ebauche du fonctionnement hydrogéologique de l'île d'Anjouan (Comores) : Typologie des ressources en eau disponibles et discussion sur l'impact de la déforestation. ECDD, 83 p.

Clark D., Fritz P. (1997) - Environmental isotopes in hydrogeology, New York, Lewis publishers.

**Clouard V., Bonneville A.** (2004) - Submarine landslides in French Polynesia. Oceanic hotspots. Ed. Springer, pp. 209-238.

**Cruz J.** (2003) - Groundwater and volcanoes : examples from the Azores archipelago. Environmental Geology, volume 44, pp. 177-189.

**Custodio E., Saenz de Oiza J.** (1972) - Estudio geohidrologico des macizo de Famara, Lanzarote. Las Palmas, Barcelona, MOP, Dir. General de Obras Hidraulicas, 263 p.

**Custodio E.** (1985) - Low permeability volcanics in the Canary Islands. International Association of Hydrogeologists Memoir 17, pp. 562-573.

**Custodio E.** (2004) - Groundwater studiers: an international guide for hydrogeological investigation. IHP VI, Series on Groundwater No 3, chap. Hydrogeology of volcanic rocks, pp. 395-425, UNESCO, Paris.

**Davis S.N.** (1974) - Change in porosity and permeability with geologic time. Int. Symp. Hydrol. Volcanic Rocks. Lanzarote, Canary. pp. 96-97.

**Deparis J., Reninger P.A., Perrin J., Martelet G., Audru J.C.** (2014a) - Acquisition géophysique héliportée de la Martinique. Rapport BRGM/RP-62428-FR, 88 p., 23 fig., 21 tab.

**Deparis J., Reninger P.A., Martelet G., Perrin J., Mompelat L.M., Legendre Y.** (2014b) - Acquisition géophysique héliportée de la Guadeloupe. Rapport BRGM/RP-62704-FR, 94 p., 25 fig., 20 tab.

**d'Ozouville N., Deffontaines B., Benveniste J., Wegmüller U., Violette S., De Marsily.** (2008a) – DEM generation using ASAR (ENVISAT) for adressing the lack of freshwater ecosystems management, Santa Cruz Island, Galapagos. Remote Sensing of Environment, 112, pp. 4131-4147.

**d'Ozouville N., Auken E., Sorensen K., Violette S., de Marsily G., Deffontaines B., Merlen G.** (2008b) – Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. Earth and Planetary Science Letters, 269, pp. 518-522.

**Duncan R.A., MacDougall I.** (1974) – Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia. Earth Planet. Sci. Lett., 21, 414-420.

Foucault A., Raoult J.F. (2005) - Dictionnaire de Géologie. Ed : Dunod Paris, 356 p., 6<sup>ème</sup> édition.

**Frissant N., Barthèlemy L., Petit V.** (2006) - Synthèse des ressources en eaux souterraines potentiellement mobilisables à la Réunion. Rapport BRGM/RP-55035-FR, 224 p., 29 ill., 52 tabl., 2 ann.

**Gasparini A., Custodio E., Fontes J.C., Jimenez J., Nunez J.A.** (1990) - Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquifères en terrain volcanique sous climat semi-aride (Amurga, Gran Canaria, Iles Canaries). Journal of Hydrology, 114, pp. 61-91.

Gingerich S., Oki D. (2000) - Ground Water in Hawaii. U.S.Geological Survey, FS 126-00, 6 p.

**Graviou P., Nowak E., Maury R., Blais S.** (2013) - Curiosités géologiques de la Polynésie française. BRGM Editions, Editions Orphie, 119 p.

**Guille G., Legendre C., Maury R.C., Caroff M., Munschy M., Blais S., Chauvel C., Cotten J., Guillou H.** (2002) – Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique. Revue Géologie de la France, 2002, n° 2, pp. 5-35.

**Heilweil V.M., Solomon D.K., Gingerich S.B., Verstraeten I.M.** (2009) - Oxygen, hydrogen, and helium isotopes for investigating groundwater systems of the Cape Verde Islands, West Africa. Hydrogeology Journal 17, pp. 1157-1174.

**Hildenbrand A., Guillot P.Y. et Marlin C.** (2007) – Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic oceanic island : Tahiti-Nui (French Polynesia).

Hunt C. (1996) – Geohydrology of the Island of Oahu, Hawaii. U.S.Geological Survey, 63 p.

**IAEA** (2006) – Use of chlorofluorocarbons in hydrogeology : a guidebook. STI/PUB 1238, IAEA Vienna, 277 p.

**Izuka S., Gingerich S.** (2003) – A thick lens of fresh groundwater in the southern Lihue Basin, Kauai, Hawaii, USA. Hydrogeology Journal 11, pp. 240-248.

**Izuka S., Engott J., Bassiouni M., Johnson A., Miller L., Rotzoll K., Mair.** (2016) - Volcanic aquifers of Hawaii, hydrogeology, water budgets, and conceptual models. U.S.Geological Survey, Scientific Investigations, Report 2015-5164, 158 p.

Jaouën T., Vittecoq B., Castillo C., Deparis J., Lions J. avec la collaboration de Gourcy L. et Pinson S. (2013) - Caractérisation hydrogéologique du potentiel en eau souterraine de Mayotte – Secteurs centre et sud. Rapport final BRGM/RP-61757-FR. 320 p., 148 ill., 8 ann.

**Jaunat J.** (2012) – Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme – Application au massif de l'Ursuya (Pays Basque, France). Thèse de doctorat : Science de la Terre. Université Michel de Montaigne – Bordeaux III.

**Johnson R.H., Malahoff A.** (1971) – Relation of Macdonald volcano to migration of volcanism along the Austral chain. J. Geophys. Res., 76, p. 3282-3290.

**Join J.L.** (1991) – Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire. Le Piton des Neiges – Ile de la Réunion. Thèse de doctorat : Science de la Terre, Hydrogéologie. Université de La Réunion, Saint-Denis. 187 p.

**Join J.L., Coudray J.** (1993) - Caractérisation géostructurale des émergences et typologie des nappes d'altitude en milieu volcanique insulaire (île de La Réunion). Geodynamica Acta, 6(4), pp. 243-254.

Join J.L., Folio J.L., 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, pp. 187-201.

Koh D.C., Plummer L., Busenberg E., Kim Y. (2007) - Evidence for terrigenic  $SF_6$  in groundwater from basaltic aquifers, Jeju Island, Korea : Implications for groundwater dating. Journal of Hydrology, pp. 93-104.

Lachassagne P., Maréchal J.C. (2004) - Synthèse des concepts et méthodes de l'hydrogéologie des milieux volcaniques appliqués à la prospection géothermique. Rapport final. BRGM/RP-53135-FR, 76 p., 14 fig., 2 tab., 2 ann.

Lachassagne P., Aunay B., Frissant N., Guilbert M. et Malard A. (2014) – High-resolution model of complex basaltic volcanic islands : a Maotte, Comoros, case study. Terra Nova, 26, 307-321, 2014..

**Lions J., Pinson S. et Aunay B.** (2008) – Identification des zones à risques de fond géochimique élevé dans les cours d'eau et les eaux souterraines de La Réunion. Rapport final. BRGM/RP-56856-FR, 126 p.

Martelet G., Reninger P.A., Perrin J., Deparis J. (2014) - Acquisition géophysique héliportée de l'île de la Réunion. Rapport final BRGM/RP-63818-FR, 90 p., 28 fig., 21 tab., 5 ann.

Maury R.C., Le Dez A. et Guillou H. (2000) – Carte géologique de Moorea à 1/25000. Editions du BRGM.

**McNutt M., Fischer K., Kruse S., Natland J.** (1989) – The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hot spots. Earth and Planetary Science Letters 91. pp. 381-393.

**Meinzer, O**. (1930) - Ground water in the hawaiian islands : Geology and water resources of the Kau district, Hawaii, vol. 616, chap. Ground water in the Hawaiian Islands, pp. 1-28, United States Dept. Interior, Geological Survey.

**Munschy M., Antoine C., Guille G., Guillou H.** (1998) - La croûte océanique et les points chauds de la Polynésie française (Océan Pacifique central). Géologie de la France, n°3, p. 5-13.

**Myrand D., Ferland J., Lacouline R., Lamontagne C., Ouellet M.** (2007) - Guide technique : Captage d'eau souterraine pour des résidences isolées. Service de l'aménagement et des eaux souterraines de la Direction des politiques de l'eau du ministère de Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Québec, 66 p.

Nehlig P., Lacquement F., Bernard J., Caroff M., Deparis J., Jaouen T., Pelleter A.A., Perrin J., Prognon C., Vittecoq B. (2013) – Notice de la carte géologique de Mayotte, BRGM/RP-61803-FR, 135 p., 45 ill., 1 ann.

**Nichols W.D., Shade P.J., Hunt C.D.** (1996) – Summary of the Oahu, Hawaii, Regional Aquifer-System Analysis, U.S.Geological Survey Professional paper, 74 p.

**Peterson D.W., Tilling R.I.** (1980) - Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors. Journal of Volcanology and Geothermal Research 7, pp. 271-293.
**Petit P.** (1969) – Etudes hydrogéologiques en Polynésie française. Service des Travaux Publics et des Mines – Centre Expérimental de Recherches et d'Etudes du Bâtiment et des Travaux Publics, Papeete, 378 p.

**Petit V., Dewandel B., Charlier J.B., Ollivier P., Lucas C., Olivia Z.** (2013) - Amélioration de la connaissance hydrogéologique de l'aquifère côtier du Gol. Rapport intermédiaire, BRGM/RP-61834-FR, 198 p., 68 fig., 4 ann.

Prada S., Gaspar M.A., Silva M.O., Cruz J.V., Portela M.M., Hora G.R. (2003) - Recursos hidricos da ilha da Madeira. Comun. Inst. Geol. Mineiro 90, pp. 125-142.

**Prada S.N., Da Silva M.O., Cruz J.V.** (2005) - Groundwater behaviour in Madeira, volcanic island (Portugal). Hydrogeology Journal 13. pp. 800-812.

**Pryet A.** (2011) – Hydrogéologie des milieux volcaniques insulaires : Apports d'une étude intégrée aux îles Galapagos. Thèse de doctorat : Science de la Terre, Hydrogéologie. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 314 p.

**Pryet A., d'Ozouville N., Violette S., Deffontaines B., Auken E.** (2012) – Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristobal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations. Hydrology and Earth System Sciences, 9 p.

**SAFEGE** (1987-1988) - Etude des ressources en eau. Syndicat central de l'hydraulique. Rapport de synthèse.

**Terry J. P., Goff J.** (2012) – One hundred and thirty years since Darwin : reshaping the theory of atoll formation. The Holocene, 23(4), 615-619.

Selinus O. (2005) – Essentials of medical geology. Academic Press, London, 812 p.

Stieltjes L., Steenhoudt M., Gourgnand B., Caessle M. et legros A. (1986) – Atlas hydrogéologique de La Réunion.

**Vaudour K., Aunay B.** (2008) - Modalités de captage des eaux souterraines à la Réunion. Analyse critique de l'existant (techniques, coûts, opérateurs) – BRGM/RP-56787-FR, 94 p., 45 ill., 5 ann.

**Vittecoq B., Gourcy L., Baran N.** (2007) - Datation des eaux souterraines de Martinique par l'analyse conjointe des CFC, SF6 et tritium et relation avec les concentrations en nitrates et produits phytosanitaires. BRGM/RP-55844-FR, 50 p., 29 ill.

**Vittecoq B. et Dewandel B. (2009)** – Pompage d'essai sur le forage 1178ZZ0202. Commune du Lamentain : évaluation du débit d'exploitation durable selon plusieurs scénarios d'exploitation. Rapport final BRGM/FR-57058-FR, 67 p., 50 ill., 6 ann.

**Vittecoq B., Deparis J., Violette S., Jaouën T., Lacquement F.** (2014) - Influence of successice phases of volcanic construction and erosion on Mayotte island's hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. Journal of Hydrology 509, pp. 519-538.

## Sites internet :

Bourque Pierre-André et Université Laval (1997-2004) : Cours d'introduction et de culture scientifique en Sciences de la Terre (illustration 1) <u>http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete\_terre.html</u>

Académie de Dijon : Modèle convectif pénétratif (illustration 2) <u>http://svt.ac-dijon.fr/schemassvt/IMG/gif/convection\_modele1.gif</u>

Répartition spatiale des volcans dans le monde (illustration 3) http://blog.univ-angers.fr/volcans/eruption-volcanique/

Sismicité terrestre : Document IRSN (illustration 3) https://sites.google.com/site/tpesmpparasismique/le-comportement-du-sol-et-des-materiaux

Carte des plaques tectoniques (illustration 4) http://enseignants.villamaria.qc.ca/usager7/Science%20et%20technologie%20I/Compl%C3%A9ment%20 au%20cours/la%20terre/Structure%20de%20la%20Terre/Cartes%20de%20plaques%20tectoniques.htm

Faille de San Andreas (illustration 5) http://lesrisguesnaturels.weebly.com/faille-de-san-andreas.html

Eugène M. MC Carthy, PHD : Cas de la dépression des Afars en Afrique de l'Est (illustration 7) <u>http://www.macroevolution.net/afar-depression.html</u>

Pillow-lavas (illustration 8) http://geocaching.com/

Université de Laval : alignement d'îles liées au fonctionnement d'un point chaud (illustration 14) <u>http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/1.49.gif</u>

Patrick Demougeot : origine des Tuamotu, page 32 http://www.saga-geol.asso.fr/Volcanisme page exposes points chauds.html)

Les différents types d'intrusion + Archipel de la Société (illustrations 23 et 29) <u>http://www.earth-of-fire.com/</u>

Configuration des électrodes (illustration 71) <u>http://www.geophy.fr/</u>

Wikipédia (Structure interne de la Terre – Points chauds – Volcans) : <u>https://fr.wikipedia.org</u>



Centre scientifique et technique 3, avenue Claude-Guillemin BP 36009 45060 – Orléans Cedex 2 – France Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr BRGM Polynésie IRD – Chemin de l'Arahiri BP 141 227 98701 ARUE - Tahiti - Polynésie française Tél. : 40 47 42 21