Université Bordeaux Montaigne

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

THÈSE DE DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : Hydrogéologie

Fonctionnement hydrogéologique et géochimie des systèmes aquifères de la bordure Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha (Namibie)

Présentée par

Fanny SOETAERT

Soutenue publiquement le 16 septembre 2022 devant la commission d'examen :

Mme.	**Sophie LELEU**	Institut Polytechnique de Bordeaux	*Rapporteur*
M.	**Séverin PISTRE**	Université de Montpellier	*Rapporteur*
Mme.	**Heike WANKE**	University of the West of England, Bristol	*Examinateur*
M.	**Alexis GUTIERREZ**	BRGM	*Examinateur*
M.	**Eric GAUCHER**	Université de Bern	*Examinateur*
M.	**Alain DUPUY**	Institut Polytechnique de Bordeaux	*Directeur de thèse*
M.	**Michel FRANCESCHI**	Institut Polytechnique de Bordeaux	*Co-directeur de thèse*
M.	**Vincent BORDMANN**	TOTALEnergies	*Invité*

Remerciements

Résumé

Dans un contexte de changement climatique susceptible d'impacter fortement les conditions hydroclimatiques continentales (élévation des températures et modification de la distribution spatio-temporelle des précipitations), la disponibilité future des ressources en eau constitue une problématique majeure. Les systèmes aquifères localisés dans les grands bassins sédimentaires constituent des ressources importantes, dont l'exploitation reste relativement limitée voire nulle en raison de leur accessibilité réduite (profondeur) et de leur qualité (température, paramètres physico-chimiques, etc.). En Afrique, les eaux souterraines représentent par conséquent un enjeu majeur, dans des contextes de forts développements globaux économiques et démographiques, sollicitant de plus en plus les ressources en eau souterraine. C'est particulièrement le cas des pays en développement tels que la Namibie.

Au Nord de la Namibie, le Bassin du Cuvelai-Etosha, est bordé au Sud et à l'Ouest par d'épaisses séries (environ 4000 m) carbonatées et dolomitiques néoprotérozoïques (880 Ma - 550 Ma), formant la Plateforme Nord. Ces formations aquifères se retrouvent dans le bassin, enfouies à plus de 3500 m de profondeur sous d'épaisses séries cénozoïques aquifères du Kalahari. Ces travaux de thèse se focalisent sur le grand système aquifère multicouche de la Plateforme Nord-Occidentale, en bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha. Cette région, l'une des plus arides d'Afrique Sub-Saharienne, nécessite une gestion optimale des ressources en eau.

Cette région de Namibie enregistre de faibles précipitations annuelles, (50 à 350 mm en moyenne), et est également caractérisée par une évapotranspiration potentielle extrême, d'environ 3000 $mm.an^{-1}$. L'analyse des données pluviométriques a montré une tendance à la baisse des précipitations saisonnières, et des évènements pluvieux de plus en plus irréguliers et épars.

Un schéma hydrogéologique conceptuel a été généré à partir des principales unités géologiques locales. L'appréhension du fonctionnement global de ce système aquifère multicouche se fait à travers une approche multidisciplinaire ; une fois les sens d'écoulements régionaux définis, une analyse géochimique est réalisée afin d'estimer l'origine et les processus hydrochimiques engagés, et permet ensuite de contraindre les sens d'écoulement principaux. Des approches géochimique, physique et isotopique ont amené des connaissances nouvelles quant à l'origine, l'estimation et la distribution de la recharge. Elle est ainsi plus importante dans la région montagneuse karstique du Kaoko, atteignant parfois plus de 10% de la pluviométrie annuelle.

À partir de l'ensemble des résultats obtenus, une approche exploratoire par modélisations tridimensionnelles géologique et hydrodynamique est proposée. Celle-ci permet d'affiner les connaissances hydrogéologiques et hydrodynamiques localement, et d'améliorer le schéma de fonctionnement du système multicouche. Un bilan hydrique est dressé, qui permet d'évaluer les principaux flux à travers le système.

D'un point de vue sociétal, l'évaluation de la qualité des eaux souterraines pour la consommation humaine révèle globalement la bonne à très bonne qualité des eaux issues des aquifères dolomitiques Otavi et de calcrète. Une attention particulière est portée sur les nombreuses sources, qui offrent un accès simple à une ressource souterraine abordable, mais cependant vulnérable. Des résultats qualitatifs et des recommandations sont proposés à des fins utiles aux différentes institutions de l'eau de Namibie, en vue d'assurer une gestion optimale et une utilisation durable de la ressource.

Mots-clés : Aquifère, Bassin du Cuvelai-Etosha, Climat, Hydrochimie, Hydrogéologie, Modélisation 3D, Namibie, Qualité des eaux, Recharge, Ressource en eau.

Abstract

In a context of climate change that is likely to have a strong impact on continental hydroclimatic conditions (such as an increased in temperatures and a modification of the spatio-temporal rainfall distribution), the future availability of water resources is a major issue. Aquifer systems located in large sedimentary basins represent important resources, which are sometimes relatively limited or ignored because of their reduced accessibility (depth) and their quality (temperature, physico-chemical parameters, etc.). In Africa, groundwater represents therefore a major challenge in contexts of strong global economic and demographic developments, that are increasingly soliciting groundwater resources. It is especially the case in developing countries like Namibia.

In Northwestern Namibia, the Cuvelai Etosha Basin is bordered to the South and West by thick (about 4.000 m) carbonates and dolomites series of Neoproterozoic age, that form the Northern Platform. These aquifers, deformed and folded, are found in the basin, buried more than 3500 m below the thick Cenozoic aquifer series of the Kalahari. This thesis work focuses on the large multi-layered aquifer system of the North-Western Platform, at the western edge of the Cuvelai-Etosha basin.

This region of Namibia records low annual rainfall, (50 to 350 mm on average), and is also characterized by an extreme potential evapotranspiration of about 3000 $mm.y^{-1}$. The analysis of rainfall data has shown a decreasing trend in seasonal rainfall, as well as increasingly irregular and scattered rainfall events.

A conceptual hydrogeological diagram has been generated from the main local geological units. The overall functioning of this multilayer aquifer system is understood through a multidisciplinary approach; the regional flows are first defined, and then, a geochemical analysis is conducted, allowing not only to estimate their origin and the hydrochemical processes that have been involved, but also to constrain the main groundwater flow directions. Geochemical, physical, and isotopic approaches have provided new insights into the origin, the estimation, and the distribution of the recharge. It is thus more important in the karstic mountainous region of the Kaokoveld, sometimes reaching more than 10% of the annual rainfall.

Based on all the results obtained, an exploratory approach by three-dimensional geological and hydrodynamic modelling is proposed. This enables the improvement of local hydrogeological and hydrodynamic knowledge, and improves the functioning of the multilayer system. A water balance is established, and allows to evaluate the main flux toward the system.

From a societal point of view, the evaluation of the quality of groundwater for human consumption reveals globally the good to very good quality of the waters from the Otavi dolomitic and the calcrete aquifers. Particular attention is paid to the numerous springs, which offer easy access to an affordable, yet vulnerable groundwater resource. Qualitative results and recommendations are proposed for use by the various water institutions in Namibia to ensure an optimal management and a sustainable use of the resource.

Keywords: Aquifer, Cuvelai-Etosha Basin, Climate, Hydrochemistry, Hydrogeology, 3D modeling, Namibia, Recharge, Water quality, Water resource.

Sommaire

Résumé **5**

Abstract **7**

Introduction **25**

PARTIE 1. CADRE GÉOLOGIQUE, HYDROGÉOLOGIQUE ET HYDROCLIMATIQUE **29**

1. Localisation, topographie et paysages **33**

2. Cadre géologique régional **37**

2.1. L'Orogénèse Damara : contexte structural et unités tectono-stratigraphiques 37

2.2. Unités stratigraphiques et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'Owambo 41

3. La végétation **61**

4. Contexte hydro-climatique **63**

4.1. Hydrologie 63

4.2. Précipitations, températures et évapotranspiration 65

4.3. Évolution des précipitations 69

5. Contexte hydrogéologique **74**

5.1. Caractéristiques des séries aquifères - aquitards 74

5.2. Caractérisation hydrodynamique 81

5.3. Potentialités aquifères 93

5.4. La distribution spatiale des aquifères de l'Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha 95

5.5. Des régions hydrologiques vers les bassins hydrogéologiques 96

6. Contexte démographique et socio-économique **98**

6.1. Population et infrastructures de distribution d'eau potable 98

6.2. Activités minières 100

En résumé… **103**

In brief… 105

PARTIE 2. CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DE LA RESSOURCE 109

Chapitre 1. Écoulements et géochimie des eaux 115

1. Matériel et Méthodes 115

1.1. Volet Hydrogéologie 115

1.2. Volet Géochimie 120

2. Résultats et interprétations 127

2.1. Piézométrie générale et principaux sens d'écoulement 127

2.2. Caractérisation hydrochimique des eaux et processus géochimiques impliqués 130

Chapitre 2. La recharge en contexte semi-aride à travers des approches physique, géochimique et isotopique 151

1. Méthodologie 151

1.1. Méthode des fluctuations piézométriques (*Water Table Fluctuation*) 151

1.2. Méthode du bilan massique des chlorures (*Chloride Mass Balance*) 153

1.3. Isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène 154

2. Évaluation de la recharge 156

2.1. Interprétation des variations piézométriques pour évaluer la recharge 156

2.2. Estimation de la recharge par la méthode du bilan massique des chlorures 164

2.3. Utilisation des isotopes stables pour la caractérisation des processus de recharge . 165

3. Discussion 173

3.1. Zones préférentielles d'alimentation et analogies avec des études existantes 173

3.2. Conditions particulières de recharge 175

3.3. Les limites de la méthode des fluctuations piézométriques 176

3.4. Les limites de la méthode du bilan massique des chlorures 177

En résumé… 179

In brief… 181

PARTIE 3. MODÉLISATION GÉOLOGIQUE ET HYDRODYNAMIQUE 183

1. Préambule 187

2. Géomodèle du système hydrogéologique en bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha 188

3. Le modèle hydrodynamique 194

3.1. Paramètres du modèle 194

3.2. Simulation en régime permanent 199

4. Perspectives et limites des modèles 207

En résumé… 209

In brief… 211

PARTIE 4. USAGES, EXPLOITATION ET DURABILITÉ 213

1. Vers une exploitation durable des sources : le cas d'étude de la Namibie. 218

2. Qualité des eaux souterraines sur l'ensemble de la région d'étude 237

3. Simulations prévisionnelles 240

3.1. Prévisions en vue d'une sollicitation croissante de la ressource 240

3.2. Prévisions en vue d'une diminution potentielle de la recharge 240

En résumé… 243

In brief… 245

Conclusion générale et perspectives 247

General conclusion and outlook 253

Références 257

Annexes 271

Liste des figures

Figure 1 : Distribution des régions arides à travers le globe (modifié d'après FAO.org, PNUE 2007). 25

Figure 2: A) Localisation de la zone d'étude à cheval entre les régions Kunene à l'Est et Omusati à l'Ouest. B) Profils topographiques et élévation de la zone d'étude. 35

Figure 3: Principaux domaines de paysages et de reliefs du Nord-Ouest de la Namibie (ACACIA Project, 2002; Mendelsohn *et al.*, 2002) : 36

Figure 4 : Zones tectono-stratigraphiques de l'Orogénèse Damara (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). La zone d'étude, au Nord-Ouest, est encadrée de pointillés rouges. 39

Figure 5 : Coupe régionale schématique Ouest-Est à travers la Chaîne du Kaoko et la Plateforme Nord-occidentale (modifié d'après source inconnue). Localisation de la coupe AB sur la Figure 4. 40

Figure 6 : Carte géologique régionale simplifiée, et principaux domaines tectoniques (source des données : Geological Survey of Namibia). NP, Northern Platform (voir *Abréviations et traductions*). 42

Figure 7 : Chronostratigraphie simplifiée de la zone Ouest du Bassin Owambo (modifié d'après (Miller, 1983b; Hoffmann, 1989, 1994; Hoffmann *et al.*, 2004; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008b; Hoak *et al.*, 2014)). 44

Figure 8: Localisation des directions d'écoulements glaciaires de la Formation Dwyka au NW de la Namibie. (modifié d'après (Martin, 1973, p. 197; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008a). 50

Figure 9: Carte d'épaisseur du Groupe Kalahari dans le bassin d'Owambo. La Formation des Calcrètes d'Etosha couvre la majeure partie de la zone d'étude (en pointillés rouges sur la carte), d'après Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). 52

Figure 10: À gauche, argiles à la surface du Pan d'Etosha (en arrière-plan). À droite, fentes de dessication à la surface du Membre des Argiles du Pan Etosha. 53

Figure 11: À gauche, calcrète d'eau souterraine épaisse et karstique au niveau d'une ancienne source asséchée, probablement « recouverte » par sa calcrète de formation. À droite, calcrète pédogénique noduleuse à sa base et plus épaisse au sommet. 55

Figure 12 : Géologie détaillée de la zone d'étude, voir stratigraphie en Table 1 (d'après Geological Survey of Namibia, cartes au 1 : 250 000). 57

Figure 13 : Occurrences minérales dans la région Est du Kaokoveld (d'après Geological Survey of Namibia). 60

Figure 14 : Principaux paysages et végétation associée sur la région étudiée. A : Prairie sur substratum sableux du Kalahari après la saison des pluies. Région d'Omusati. Localisation

n°1 sur la Figure 15. B : Sol dénudé de végétation à la surface des sols karstiques du Kaokoveld. En second plan, forêt de mopanes et d'acacias faiblement boisée. Localisation n°2 sur la Figure 15. 61

Figure 15: Végétation caractéristique de la zone d'étude. (d'après ACACIA Atlas of Namibia Project (2002) *Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism*). 62

Figure 16: Réseau hydrologique du Cuvelai, au niveau du Bassin du Cuvelai-Etosha (d'après Mendelsohn et al., 2000). Zone d'étude en pointillées. 64

Figure 17 : Moyenne annuelle des précipitations et localisation des stations météorologiques utilisées pour cette étude. (d'après projet ACACIA, Atlas of Namibia Project (2002) *Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism*). 66

Figure 18 : En haut : moyenne annuelle des températures. En bas : moyenne annuelle de l'évapotranspiration potentielle (d'après projet ACACIA, Atlas of Namibia Project (2002) *Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism).* 67

Figure 19 : Moyennes mensuelles des précipitations enregistrées sur les 6 stations Otjovasandu, Opuwo, Okaukuejo et Tshandi (MeteoNam) et Kaoko Otavi et Oshaambelo (SASSCAL). Localisation des stations en Figure 17. 69

Figure 20 : Séries chronologiques des précipitations annuelles et coures de tendances interpolées pour les stations (i) d'Okaukuejo (en haut), pour la période de 1901 à 2017, et (ii) d'Otjovazandu (en bas), pour la période 1966 à 1989 (MeteoNam). 71

Figure 21 : Pluviométrie moyenne mensuelle par décennie pour les stations Otjovasandu, Opuwo, Tshandi et Okaukuejo (graphiques réalisés d'après la compilation des données SASSCAL et MeteoNam). 72

Figure 22 : Schéma hydrogéologique conceptuel interprété à partir de la coupe lithostratigraphique. 80

Figure 23: Faible nombre de pompages d'essais réalisés et disponibles dans la zone d'étude. Les points gris correspondent à l'ensemble des données du sous-sol sur la zone d'étude. 82

Figure 24: Chronique de rabattement théorique et analytique pour 5 paliers enchaînés. 85

Figure 25 : Classification des débits moyens d'exploitation (en $m^3.h^{-1}$), des profondeurs des ouvrages et potentiel hydrogéologique des roches (d'après Christelis and Struckmeier 2001). La zone d'étude est délimitée en pointillés. 93

Figure 26 : Distribution spatiale des principaux aquifères du bassin Cuvelai-Etosha (modifié d'après (Bittner and Kleczar, 2006). 95

Figure 27: Délimitations des bassins hydrologiques (modifié d'après Bittner. 2006). 97

Figure 28 : Densité de population au km² d'après le recensement 2011. 99

Figure 29: Localisation des principales mines dans la région du Kaokoveld (d'après Bowell et al., 2013). 100

Figure 30 : Schéma hydrogéologique conceptuel du système aquifère multicouche de la bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha. 108

Figure 31 : Points d'observation utilisés pour la génération de la carte piézométrique. (WL = Water Level, BH = Borehole). 117

Figure 32 : Chroniques pluviométriques journalières enregistrées à la station Kaoko-Otavi (localisation en Figure 31) durant deux saisons hydrologiques, de 2018 à 2020, et missions réalisées durant cette période. 118

Figure 33 : Photo de gauche, mesure du niveau d'eau à l'aide d'une sonde piézométrique. Cette mesure est possible grâce à un regard prévu à cet effet. Photo de droite, installation non équipée pour l'insertion d'une sonde piézométrique. La mesure est impossible. 119

Figure 34 : Localisation et sources des données géochimiques utilisées. Les triangles verts correspondent aux analyses réalisées pendant ce travail de thèse. 121

Figure 35 : Mesures de gaz dissous réalisées dans les eaux souterraines des aquifères carbonatés et dolomitiques du Groupe Otavi, dans la région des massifs d'Otavi. 125

Figure 36 : En haut, illustration du fonctionnement du dégazeur d'eau d'aquifère (brevet en cours, E.C. Gaucher). À gauche, appareil de mesure de gaz, le GA5000 de Geotech©. 126

Figure 37 : Piézométrie du système aquifère de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha, modification du tracé du bassin hydrogéologique existant et principaux sens d'écoulement des eaux. Variogramme expérimental associé. 129

Figure 38: Principaux faciès des eaux souterraines de la région d'étude, classés par aquifère dans le diagramme de Piper. 133

Figure 39 : Concentrations en ions majeurs par aquifère. La valeur médiane est la plus représentative du faciès géochimique de l'aquifère. 134

Figure 40: Diagramme de Gibbs illustrant les principaux mécanismes contrôlant la géochimie des eaux 135

Figure 41: Diagrammes de dispersions (a) Cl^- vs Na^+, (b) Ca^{2+} vs Mg^{2+}, (c) HCO_3- vs (Ca^{2+} + Mg^{2+}), (d) HCO_3- + SO_4^{2-} vs (Ca^{2+} + Mg^{2+}). 137

Figure 42 : Mise en évidence d'une zone avec des eaux souterraines à l'équilibre avec le gypse. 140

Figure 43: Localisation des profils géochimiques selon les principaux axes d'écoulement, représentés par des flèches au centre et aux extrémités du profil, et localisation des principaux aquifères (en magenta, aquifère du socle ; en orange, aquifère du Nosib ; en bleu, aquifère d'Otavi ; en vert, aquifère des Calcrètes d'Etosha ; en rose, aquifère multicouche d'Omusati). 141

Figure 44: Profils géochimiques des teneurs (à gauche) et des ratios (à droite) en ions majeurs au niveau du bassin hydrogéologique Cuvelai-Etosha. Localisation en Figure 42. 143

Figure 45: Profils géochimiques des teneurs (à gauche) et des ratios (à droite) en ions majeurs au niveau du bassin hydrogéologique Cuvelai-Etosha. Localisation en Figure 42. 145

Figure 46 : Répartition géographique des principaux faciès rencontrés, et des évolutions géochimiques le long des principaux axes d'écoulement 147

Figure 47 : $\delta^{13}C$ des carbonates marins entre 900 et 485 Ma. En turquoise, périodes de glaciation, en vert, âge des carbonates du Groupe Otavi, en bande grise, intervalle moderne ^{13}C du carbonate inorganique dissous dans l'eau de mer (modifié d'après Hoffman and Lamothe, 2019). 150

Figure 48 : Extrapolation de la courbe de récession du niveau piézométrique. Δh correspond à l'augmentation du niveau d'eau, due à la recharge directe. 152

Figure 49 : Fluctuations du niveau d'eau dans le piézomètre Dolomite Point (données : MAWF, BIWAC) et précipitations journalières enregistrées à la station Otjovasandu (données : MeteoNam). Seules les fluctuations saisonnières du niveau d'eau sont visibles. L'augmentation du niveau d'eau Δh engendrée par la recharge épisodique est considérée comme étant la différence entre le pic d'élévation de la nappe libre et la récession extrapolée au moment du pic. 153

Figure 50 : Localisation des données utilisées pour l'étude de la recharge. 155

Figure 51 : Fluctuations du niveau piézométrique au niveau du puits d'observation Dolomite Point et précipitations journalières enregistrées à la station d'Otjovasandu (données : MeteoNam). Localisation en Figure 49. 157

Figure 52 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Omakanga et précipitations journalières enregistrées aux stations d'Otjovasandu, d'Opuwo et de Kaoko Otavi (données : MeteoNam, SASSCAL) Localisation en Figure 49. 158

Figure 53 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Okarondo et précipitations journalières enregistrées aux stations d'Otjovasandu et de Tshandi (données : MeteoNam, SASSCAL) Localisation en Figure 49. 159

Figure 54 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Ondambo et précipitations journalières enregistrées à la station d'Otjovasandu (données : MeteoNam) Localisation en Figure 49. 160

Figure 55 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Opuwo et précipitations journalières enregistrées à la station d'Otjovasandu (données : MeteoNam) Localisation en Figure 50. 161

Figure 56 : **A.** Localisation des points de mesures des isotopes stables des eaux météoriques dans les régions de Tsumeb, Waterbeg et Kuzikus et gradients de précipitations moyennes annuelles (ACACIA Project, 2002; Uugulu and Wanke, 2020) **B.** Localisation des points d'analyses des isotopes stables sur les eaux souterraines d'après cette étude et une compilation d'autres sources de données (Interconsult, 1997; Riddell *et al.*, 2016; Hamutoko, 2018a; Li *et al.*, 2018). 166

Figure 57 : Isotopes stables des eaux souterraines dans la zone d'étude, classés par aquifère (Figure 26). 168

Figure 58 : Corrélations entre (A) la longitude, (B) la latitude et (C) l'altitude et les valeurs en $\delta^{18}O$ des eaux souterraines, sur la bordure Ouest du Bassin du Cuvelai-Etosha. Une coupe topographique est également ajoutée sur le graphique B. 170

Figure 59 : Estimation de la recharge en pourcentage des précipitations annuelles, par la méthode CMB et WTF. 175

Figure 60 : Méthodologie et étapes de la construction du géomodèle. 189

Figure 61 : À gauche, charte lithostratigraphique de la bordure occidentale du bassin du Cuvelai. À droite, agencement schématique des différentes couches prises en comptes pour le modèle (en bleu clair, les horizons aquifères, en bleu foncé les horizons aquifères à faible potentiel ou potentiellement aquitards, en jaune les horizons aquitards, en marron, l'aquiclude du socle). 190

Figure 62 : Géomodèle 3D des principales formations géologiques de la bordure occidentale du bassin de Cuvelai-Etosha 193

Figure 63 : Représentation 3D et topographie du domaine du modèle hydrogéologique. Exagération verticale x5. 195

Figure 64 : Données d'entrées du modèle (conditions aux limites et conditions internes) et points d'observations de la hauteur piézométrique. 197

Figure 65 : Paramètres hydrodynamiques du modèle 198

Figure 66 : Résultats de la modélisation en 3D de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai Etosha. A : comparaison entre la piézométrie mesurée (isopièzes noirs) et la piézométrie modélisée (plages et isopièzes colorés). Les zones grisées correspondent aux zones avec peu de données de calibration. B : Résultats de la piézométrie modélisée sur une coupe transversale OSO-ENE. 200

Figure 67 : Charges hydrauliques observées et simulées par le modèle FEFLOW©. 201

Figure 68 : Coupe interprétative d'une zone de « ralentissement » hydraulique. 203

Figure 69 : Bilan numérique global des flux à l'échelle du système (en $Mm^3.j^{-1}$). BC, Boundary Condition (condition limite). 204

Figure 70 : Interprétation des flux du modèle en régime permanent (en $Mm^3.j^{-1}$) 206

Figure 71 : Indice de Qualité des Eaux (WQI) de l'ensemble des ouvrages localisés sur la bordure Ouest du Basin de Cuvelai-Etosha (bleu = excellente qualité ; vert = bonne qualité ; jaune = mauvaise qualité ; orange = très mauvaise qualité ; rouge = impropre à la consommation humaine) 239

Figure 72 : Différence de charge hydraulique pour des scénarios de diminution de la recharge de 10 %, de 30 % et de 50 %. 242

Figure 73: Bloc 3D représentant le fonctionnement hydrogéologique du système (sens d'écoulement, zones de recharge, flux inter-aquifères) 249
Figure 74 : Paramètres du variogramme. 283

Liste des tables

Table 1 : Légende et stratigraphie de la zone étudiée (Figure 12), modifié d'après Geological Survey of Namibia. 58

Table 2 : Données pluviométriques utilisées dans cette étude (données SASSCAL, Namibia Meoteorological Service). 68

Table 3 : Définition des principaux aquifères présents sur la bordure Ouest du Bassin Cuvelai Etosha et épaisseurs approximatives sur l'ensemble de la zone d'étude (d'après Bäumle, 2004; A. Bittner, 2006; Margane, 2006) 76

Table 4: Paramètres hydrodynamiques calculés dans cette étude dans la Zone Est du Kaokovelt et comparaison avec ceux obtenus dans la région de Tsumeb (Otavi Mountainland, (d'après Bäumle, 2003). 90

Table 5 : Caractéristiques hydrogéologiques des principaux systèmes aquifères et des ouvrages souterrains. Nb. = : nombre d'ouvrages utilisés (forages, puits et sources confondues). RWL, Rest Water Level 92

Table 6 : Récapitulatif des données acquises lors du recensement 2019 - 2020. 118

Table 7: Récapitulatif des méthodes d'analyses physico-chimiques des eaux souterraines échantillonnées sur la zone d'étude (2019 - 2020). 123

Table 8 : Paramètres physico-chimiques des systèmes aquifères sur la zone d'étude. 131

Table 9 : Indices de saturation des eaux souterraines par rapport aux principaux minéraux calcite, dolomie, quartz, calcédoine, chrysolite et magnésite. 139

Table 10: Concentrations en gaz dissous enregistrées dans les eaux souterraines de la région montagneuse d'Otavi, mesurées au GA5000 ainsi qu'un isotube envoyé au laboratoire du CSTJF (Pau, France). Localisation en Figure 35. 148

Table 11 : Composition isotopique en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de CO_2 de l'échantillon Hoba farm (localisation en Figure 35) 149

Table 12 : Caractéristiques des puits d'observation et de l'aquifère associé (source : MAWF of Namibia). RWL, Rest Water Level (Niveau piézométrique) 152

Table 13: Recharge estimée par la méthode d'interprétation des fluctuations du niveau piézométrique pour chaque saison hydrologique entre 2008 et 2018, sur les cinq puits d'observation 163

Table 14 : Valeurs moyennes et médianes de la recharge calculées par la méthode du bilan massique des chlorures, selon un gradient de précipitations moyennes annuelles. La concentration moyenne en chlorure dans les eaux de pluies de la région d'étude retenue est de 1,24 $mg.l^{-1}$ 165

Table 15 : Nombre d'échantillons d'eau souterraine (en pourcentage) pour chaque classe d'Indice de Qualité des Eaux. 238

Table 16 : Valeurs de recharge pour différents scénarios, dans le cas d'une diminution de la recharge de 10 %, 30 % et 50 %. 241

Abréviations et traductions

Dans ce mémoire, les termes et principaux noms anglais sont conservés pour les figures ainsi que les tableaux. Il est indispensable de se référer à cette liste :

Abréviation	Terme anglais	Traduction française
ASL	*Above Sea Level*	Au-dessus du niveau marin rmoyen
DB	*Damara Belt*	Chaîne du Damara
CEB	*Cuvelai-Etosha Basin*	Bassin de Cuvelai-Etosha
CKZ	*Central Kaoko Zone*	Zone Centrale du Kaoko
CMB	*Chloride Mass Balance*	Bilan massique des chlorures
CZ	*Central Zone*	Zone Centrale
DWA	*Department of Water Affairs*	
EC	*Electric conductivity*	Conductivité électrique
EKZ	*Eastern Kaoko Zone*	Zone Orientale du Kaoko
E-NP	*Eastern-Northern Platform*	Plateforme Nord-Orientale
GB	*Gariep Belt*	Chaîne de Gariep
GMWL	*Global Meteoric Water Line*	Droite Mondiale des Eaux Météoriques
GSN	*Geological Survey of Namibia*	
	Joubertberge	Massif de Joubert
	Kaoko Belt	Chaîne du Kaoko
LMWL	*Local Meteorical Water Line*	Droite Locale des Eaux Météoriques
MAWF	*Ministry of Agriculture Water and Forestry*	Ministère de l'Agriculture, de l'Eau et des Forêts
MeteoNam	*Namibia Meteorological Service*	Service Météorologique de Namibie
NMZ	*Northern Margin Zone*	Marge Septentrionale
NP	*Northern Platform*	Plateforme Nord
NZ	*Northern Zone*	Zone Septentrionale
OML	*Otavi Mountain Land*	Zone montagneuse d'Otavi
	Owambo Basin	Bassin d'Owambo

RWL	*Rest Water Level*	Niveau piézométrique
SI	*Saturation Index*	Indices de Saturation
	Schwarze Kuppen	Montagnes noires
SF	*Southern Foreland*	Avant-Pays Méridional
SKZ	*Southern Kaoko Zone*	Zone Méridionale du Kaoko
SMZ	*Southern Margin Zone*	Marge Méridionale
SZ	*Southern Zone*	Zone Méridionale
	Stellranoberge	Massif de Stellrano
TDS	*Total Dissolved Solids*	Total des Solides Dissous
UNAM	*University of NAMibia*	Université de Namibie
WHO	*World Health Organisation*	Organisation Mondiale pour la Santé (OMS)
WKZ	*Western Kaoko Zone*	Zone Occidentale du Kaoko
WMZ	*Western Margin Zone*	Marge Septentrionale
W-NP	*Western-Northern Platform*	Plateforme Nord-Occidentale
WQI	*Water Quality Index*	Indice de Qualité des Eaux (IQE)
WTF	*Water Table Fluctuation*	Fluctuation du niveau piézométrique

Avant-Propos

Cette thèse a vocation d'être traduite en anglais afin d'être transmise par la suite aux différentes autorités Namibiennes. Toutes les figures et tableaux présentés dans ce manuscrit sont en anglais. Pour la correspondance français / anglais et la définition des acronymes, se référer à la liste des traductions et abréviations en *page 21.*

Pour le contexte géographique général, se reporter à la carte jointe.

Introduction

La ressource en eau constitue un enjeu mondial majeur, en particulier dans les régions arides à semi arides du globe. Par définition, ces régions manquent naturellement d'eau, et les eaux souterraines représentent généralement la principale ressource disponible.

En raison de la croissance démographique, la demande en eau augmente fortement, et la ressource se retrouve souvent impactée par des prélèvements importants, par une baisse des niveaux des nappes superficielles, ou par une dégradation de la qualité des eaux. De plus, le changement climatique menace certaines régions arides du monde, avec notamment une accentuation des périodes de sécheresse (Sarr, 2012). La disponibilité de l'eau tend ainsi à se raréfier localement et temporellement.

La Namibie, pays le plus aride d'Afrique Sub-Saharienne (Figure 1), n'est pas épargnée par ces phénomènes. L'année 2019 a été particulièrement dramatique en termes de pénurie d'eau et de pertes agricoles et de bétail (Matas, 2013; Essa, 2019a; Kahiurika, 2019; Xinhua, 2019; Shikangalah, 2020a). L'absence d'eau de surface pérenne dans le Nord-Ouest du pays (Mendelsohn *et al.*, 2002) fait des eaux souterraines la principale source de consommation humaine et animale, et d'irrigation.

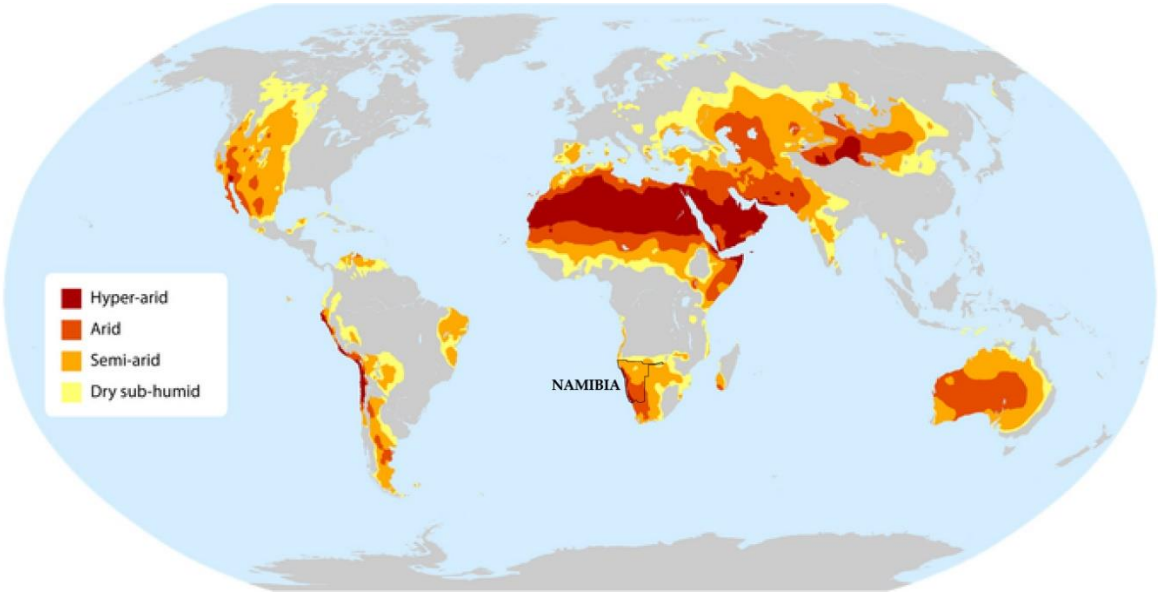


Figure 1 : Distribution des régions arides à travers le globe (modifié d'après FAO.org, PNUE 2007).

Les connaissances des aquifères du Nord-Ouest de la Namibie sont encore très limitées et partielles, du fait de la faible densité d'ouvrages souterrains, et également du faible nombre d'études réalisées dans cette zone. En effet, les précédents travaux réalisés dans le Bassin du Cuvelai-Etosha se focalisent essentiellement (i) sur la bordure Sud du bassin, dans la région montagneuse d'Otavi (Marchant, 1980; Geohydrology Division, 1982; Seeger, 1990; Ploethner *et al.*, 1997; Heyns, 2008; Mukendwa, 2009), (ii) dans différents aquifères au centre du bassin (Katharina Dierkes, 1996; Roland Bäumle, 2003; Hamutoko, 2018; Uugulu and Wanke, 2020) et plus récemment, (iii) dans le bassin d'Ohengwena dans le Nord du Pays (van Wyk, 2009; Beukes *et al.*, 2012; Schaller, 2012). Peu d'études ont en revanche été réalisées dans la région Est du Kaoko, la dernière datant des années 1990 (Interconsult - SRK Joint Venture, 1994). L'extrémité Est de cette région fait partie du bassin hydrogéologique du Cuvelai-Etosha, mais n'est pourtant pas considérée dans la délimitation des entités de gestion de ce dernier (Bittner, 2006).

Bien que cette province soit l'une des moins densément peuplées du pays, les secteurs Est-Kunene et Ouest-Omusati connaissent également une croissance démographique importante (Namibia Statistics Agency, 2014). Compte tenu de la pression anthropique toujours plus forte, la gestion durable de cette ressource souterraine constitue l'un des principaux défis de ces zones arides.

Avec la forte dépendance en eau souterraine de cette province de Namibie, la compréhension du fonctionnement du système hydrogéologique de la bordure Ouest du Bassin est donc primordiale, et cette zone nécessite d'être intégrée aux futurs plans de gestion des eaux du bassin.

À mesure que la demande augmente et que le changement climatique impacte la variabilité et la disponibilité des ressources en eau, il est également important d'appréhender le caractère renouvelable (et notamment la recharge) des eaux souterraines. La quantification de la recharge est un défi majeur dans le monde entier, mais reste une difficulté dans les régions arides et semi-arides, où les taux de recharge sont généralement faibles et très variables.

Dans les régions arides et semi-arides, où les précipitations sont limitées et l'évaporation maximisée, les eaux souterraines constituent un stockage naturel d'eau souvent préservé de l'évapotranspiration (Mathias and Weather, 2010). Cependant, cette ressource est souvent menacée par la surexploitation et la pollution. La gestion optimale des aquifères nécessite d'exploiter au mieux l'ensemble des informations disponibles du sous-sol, souvent limitées.

Les modèles numériques sont utilisés comme un outil d'aide à l'intégration des donnés souterraines. La complexité géologique et structurale de la zone d'étude nécessite dans un

premier temps une représentation réaliste et une compréhension de l'architecture régionale, grâce à la modélisation géologique.

La modélisation hydrodynamique sert à la compréhension de l'hydrodynamisme régional et à l'estimation des échanges inter-aquifères, et constitue un outil pour la gestion des aquifères du Bassin de Cuvelai-Etosha.

Même dans les régions à fort potentiel hydrogéologique, les eaux souterraines, parfois vulnérables, peuvent être impropres à la consommation humaine en raison de leur qualité. C'est principalement le cas des régions fortement peuplées. La zone étudiée présente cependant une densité de population relativement faible. Toutefois, pour la majorité des puits d'exploitations de cette région, il n'existe pas de mesures de gestion de l'utilisation de ces ressources en eau. La qualité de l'eau est également peu (voire jamais) contrôlée. Par conséquent, pour la consommation humaine, la qualité de l'eau de doit être évaluée, avec la mise en place conjointe d'un suivi et de mesures de protections des eaux souterraines, dans le but de garantir durabilité et qualité de la ressource.

Cette thèse porte sur l'**évaluation du potentiel hydrogéologique** de la zone d'étude. Cette évaluation s'appuie notamment sur :

- La définition du (ou des) système(s) aquifère(s) de la bordure Ouest du bassin, à travers le développement d'un **modèle conceptuel hydrogéologique** ;
- La **caractérisation du système aquifère et de son fonctionnement**, décrivant les écoulements souterrains, la composition géochimique, l'évolution et les processus géochimiques des eaux, et les mécanismes de recharge ;
- La **quantification des principaux flux souterrains** à l'aide d'un modèle hydrodynamique ;
- L'**évaluation qualitative** des eaux souterraines pour la consommation humaine.

Diverses campagnes d'investigations ont été menées : suivi du niveau des nappes, mesures physico-chimiques, prélèvements pour analyses géochimiques, et intégration de données existantes aboutissent à la mise en place et la gestion de bases de données solides. L'approche pluridisciplinaire réalisée dans cette étude s'appuie sur l'analyse individuelle, puis croisée, des différents domaines des géosciences tels que la sédimentologie, la stratigraphie, l'hydrogéologie, la géochimie et la modélisation géologique et hydrodynamique.

Afin de répondre aux objectifs fixés précédemment, ce manuscrit s'articule selon quatre parties.

La **première partie** présente une étude géologique et hydrogéologique globale du système de la bordure Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha, ainsi qu'une analyse des données climatiques. Cela aboutit à l'établissement d'un schéma hydrogéologique conceptuel de la zone d'étude.

La **seconde partie**, divisée en deux chapitres, vise à caractériser le fonctionnement hydrogéologique et géochimique du système :

- Le premier chapitre est dédié à la caractérisation des écoulements et à la géochimie des eaux, ce qui a permis de (i) réaliser une carte piézométrique de la bordure Ouest du Bassin du Cuvelai-Etosha et ainsi définir les sens d'écoulement principaux, (ii) définir et délimiter les principaux faciès géochimiques des eaux des aquifères, (iii) déterminer les mécanismes géochimiques impliqués et (iv) de contraindre les sens d'écoulements déjà définis, grâce à la géochimie.
- Le second chapitre présente une étude multidisciplinaire sur la recharge, grâce à l'utilisation de méthodes physiques, géochimiques et isotopiques. Cette étude a permis de (i) déterminer l'origine de la recharge, (ii) définir des zones préférentielles d'alimentation du système et (iii) d'estimer le taux de recharge annuel.

La **troisième partie** s'appuie sur la réalisation du modèle géologique 3D ainsi que du modèle hydrodynamique de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai Etosha, qui permettent de proposer un bilan hydrique du système et les principaux flux souterrains associés.

Enfin, la **dernière partie** du manuscrit s'intéresse aux usages et à l'exploitation des eaux souterraines pour la consommation humaine, avec notamment une réflexion sur l'optimisation des usages des points d'émergence. L'étude qualitative est élargie à l'ensemble des eaux souterraines captées par les puits d'exploitation sur la région d'étude, et des prédictions sont faites dans le cas de sollicitations croissantes de la ressource.

PARTIE 1. CADRE GÉOLOGIQUE, HYDROGÉOLOGIQUE ET HYDROCLIMATIQUE

SOMMAIRE

1. Localisation, topographie et paysages 33

2. Cadre géologique régional 37

2.1. L'Orogénèse Damara : contexte structural et unités tectono-stratigraphiques 37

2.2. Unités stratigraphiques et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'Owambo 41

2.2.1. Les Unités Pre-Damara 43

2.2.2. La Séquence Damara 45

2.2.2.1. Le Groupe Nosib 45

2.2.2.2. Le Groupe Otavi 45

2.2.2.3. Le Groupe Mulden 49

2.2.3. Les Unités Post-Damara 50

2.2.3.1. La Séquence de Karoo 50

2.2.3.2. Le Groupe du Kalahari 51

2.2.4. Différentes phases de karstification 55

2.2.5. Cartographie géologique de la zone d'étude 56

2.2.6. Phases de minéralisation 59

3. La végétation 61

4. Contexte hydro-climatique 63

4.1. Hydrologie 63

4.2. Précipitations, températures et évapotranspiration 65

4.3. Évolution des précipitations 69

4.3.1. Tendances d'évolution annuelle 70

4.3.2. Tendance d'évolution interannuelle par décennie 71

4.3.3. Pluviométrie journalière et intensité 73

5. Contexte hydrogéologique 74

5.1. Caractéristiques des séries aquifères - aquitards 74

5.1.1. Le socle 75

5.1.2. La Séquence Damara 75

5.1.2.1. Les séries du Groupe Nosib 75

5.1.2.2. Les dolomites du Groupe Otavi 77
5.1.2.3. Les roches du Groupe Mulden 78
5.1.3. La Séquence de Karoo 78
5.1.4. Les séries du Kalahari 78
5.2. Caractérisation hydrodynamique 81
5.2.1. Aperçu des essais de pompages disponibles dans la région d'étude 81
5.2.2. Interprétation des essais de pompages et caractérisation des principaux aquifères 82
5.2.2.1. Rappels théoriques et méthodes utilisées 82
5.2.2.2. Résultats des paramètres hydrodynamiques calculés 85
5.2.3. Distribution des débits et profondeur de forages 91
5.2.3.1. Les données disponibles 91
5.2.3.2. Résultats 91
5.3. Potentialités aquifères 93
5.4. La distribution spatiale des aquifères de l'Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha 95
5.5. Des régions hydrologiques vers les bassins hydrogéologiques 96
6. Contexte démographique et socio-économique 98
6.1. Population et infrastructures de distribution d'eau potable 98
6.1.1. Population 98
6.1.2. Infrastructures 98
6.2. Activités minières 100

En résumé… 103

In brief… 105

L'essentiel de cette partie est une synthèse bibliographique, mais il en ressort un travail original avec de nouvelles données compilées. Une étude détaillée des données hydro-climatiques a permis de définir de grandes tendances d'évolution pluviométriques, et d'observer l'impact du changement climatique à long terme. De plus, les calculs et les interprétations des paramètres hydrodynamiques sur la zone d'étude ont permis une caractérisation précise des principaux aquifères, encore peu étudiés sur la bordure ouest du bassin de Cuvelai-Etosha. Un schéma hydrogéologique conceptuel de la zone d'étude a été établi.

1. Localisation, topographie et paysages

La zone d'étude est située dans le Sud-Ouest du continent Africain, au Nord-Ouest de la Namibie, à cheval sur les régions Kunene et Omusati (Figure 2). Elle est localisée entre 14,5 et 15 degrés de longitude Est, et 17,5 et 19 degrés de latitude Sud (système de projection GCS WGS 1984). D'une superficie d'environ 100 000 km², elle couvre la partie Ouest du bassin d'Owambo, dont le relief est relativement plat, et l'Est des montagnes dolomitiques de la région Kaokoveld (Figure 2), représentant une zone montagneuse plus accidentée, avec de plus hauts reliefs (jusqu'à 1400 m) et des pentes plus abruptes. Le Pan d'Etosha représente le point le plus bas du Bassin d'Owambo, à une altitude d'environ 1000 m.

Plusieurs domaines paysagers peuvent être définis en fonction de (i) la nature du relief, (ii) de la géologique et (iii) du drainage. Ces domaines, décrits par Mendelsohn et al. (2002) sont présentés en Figure 3 et détaillés ci-dessous :

- Le Kalahari sandveld sur la partie Est, est une zone relativement plate composée de sable éolien (cf. §2) ayant formé localement des dunes de 0,5 à 3 m de hauteur. Il correspond au bassin d'Owambo (Figure 3).
- Les reliefs du *Karstveld* sont localisés sur la partie Ouest et Sud de la zone d'étude. Ils s'étendent sous la forme d'une marge étroite et surélevée bordant le bassin d'Owambo au Sud et à l'Ouest. Ils représentent la partie Est de la chaîne de montagne du Kaoko, et le domaine montagneux d'Otavi (Figure 2 et Figure 3). Des calcrètes recouvrent la majeure partie de ces domaines dans la plupart des zones à plus bas-reliefs (cf. §2).

- Le plateau du Kamanjab (Figure 3), au Sud, est composé des plus anciennes roches cratoniques affleurant dans la région (cf. §2). Cette zone est relativement plate à légèrement vallonnée.
- L'escarpement délimitant la bordure Ouest de la zone d'étude (Figure 3). Il est relativement abrupt et sépare les plaines costales de l'Ouest du pays des plus hauts plateaux continentaux à l'Est.

Appelé « Bassin d'Owambo » par les géologues (Hedberg, 1979; Miller, 1992, 1997), cette entité géologique a, par le passé, également été identifiée comme : le « Bassin d'Etosha » (Momper, 1982; Katharina Dierkes, 1996), le « Bassin de Cuvelai » ainsi que le « Bassin de Cuvelai-Estosha » (Katharina Dierkes, 1996; Mendelsohn, Jarvis and Robertson, 2013). Plus exactement, le bassin de Cuvelai-Etosha représente une sous-partie du plus large bassin intracontinental d'Owambo (Miller, 1997; Bittner and Kleczar, 2006). Dans cette étude, la dénomination de Bassin de Cuvelai-Etosha est plus largement utilisée. Pour cette partie du contexte géologique, le terme de Bassin Owambo sera employé.

Le bassin d'Owambo est délimité par la chaîne de montagnes du Kaoko (*Kaoko Belt*, Figure 2) à l'Ouest et la ceinture du Damara (*Damara Belt*, Figure 2) au Sud (cf. 2.Cadre géologique régional). Ces deux chaînes montagneuses se sont mises en place pendant l'orogénèse du Damara, pendant l'ère Néoprotérozoïque.

Les ouvrages souterrains (forages d'eau, puits, sources) visités sont accessibles via : (i) une route principale goudronnée reliant Opuwo à la capitale Windhoek et passant par les villes d'Otjiwarongo et de Kamanjab (Figure 2), et (ii) des pistes de graviers secondaires plus ou moins bien entretenues, parfois inaccessibles lors des saisons humides.

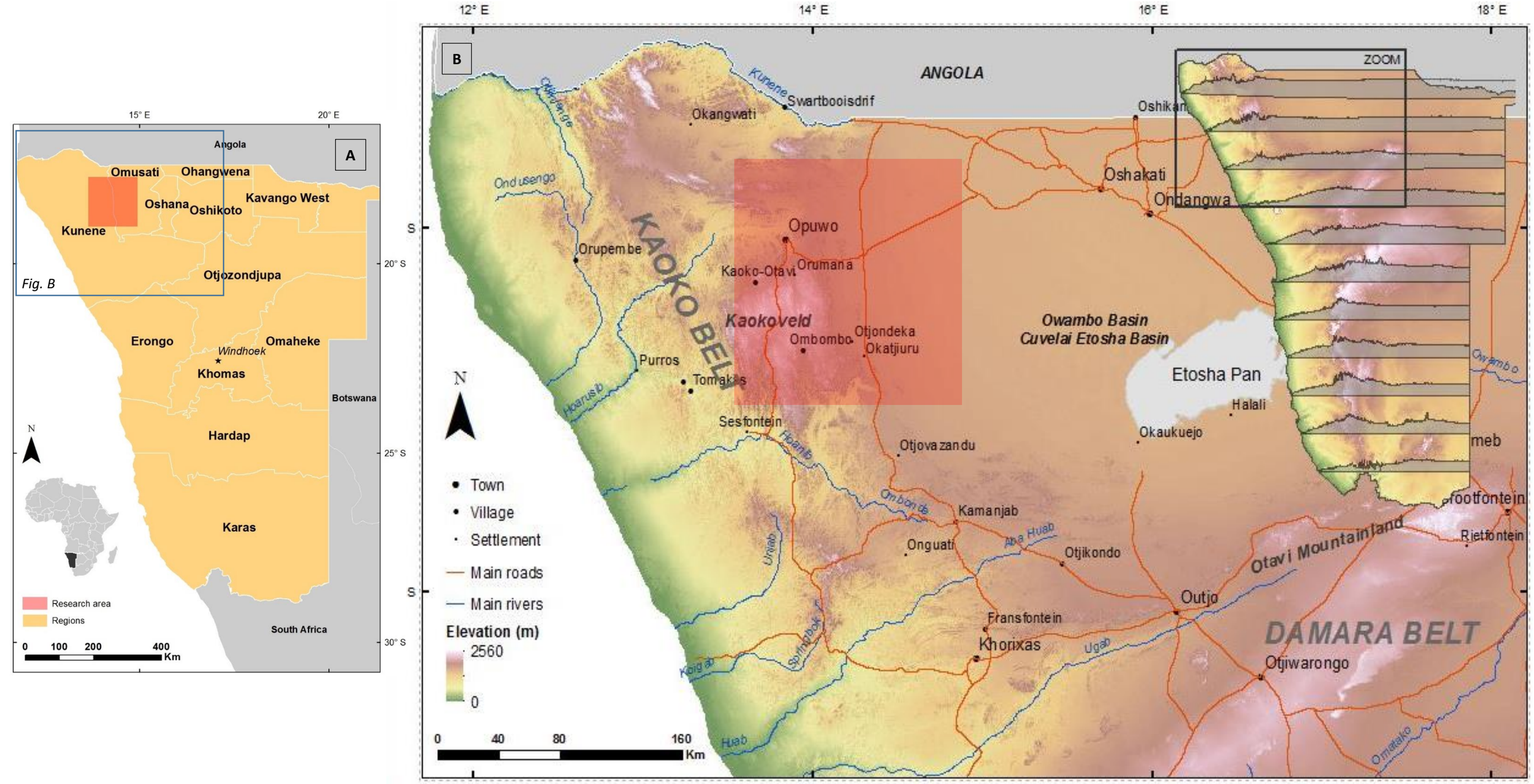


Figure 2: A) Localisation de la zone d'étude à cheval entre les régions Kunene à l'Est et Omusati à l'Ouest. B) Profils topographiques et élévation de la zone d'étude.

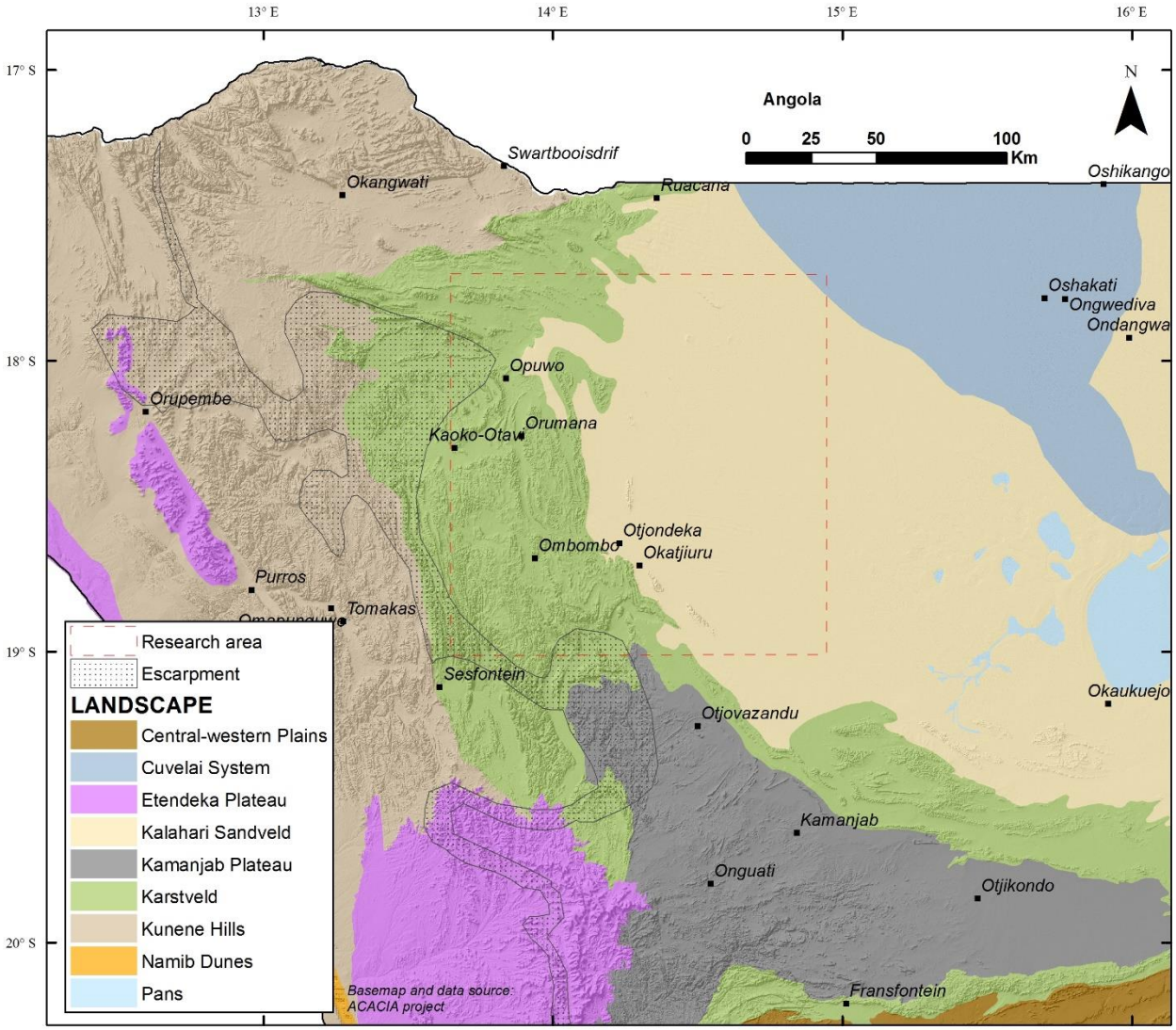


Figure 3: Principaux domaines de paysages et de reliefs du Nord-Ouest de la Namibie (ACACIA Project, 2002; Mendelsohn *et al.*, 2002) : .

2. Cadre géologique régional

2.1. L'Orogénèse Damara : contexte structural et unités tectono-stratigraphiques

L'orogène Damara est composé de trois ceintures orogéniques mises en place pendant l'ère Néoprotérozoique, et visibles dans la partie Sud-Ouest africaine (Figure 4) :

- La chaîne du Kaoko (*Kaoko Belt*) à l'Ouest, d'orientation NNO-SSE et qui s'étend jusqu'au Nord de l'Angola,
- La chaîne du Damara (*Damara Belt*) orientée NNE-SSO, qui s'étend sur toute la partie centrale de la Namibie et se prolonge jusqu'au Nord du Botswana,
- La chaîne de Gariep (*Gariep Belt*), prolongement Sud de la ceinture Damara, d'orientation N-S, localisée au Sud-Ouest de la Namibie, s'étend jusqu'en Afrique du Sud.

Celles-ci ont évolué au cours de différentes phases de **(i) rifting intracontinental** lors de la rupture du Super-continent Rodinia (Miller, 1983a; Porada *et al.*, 1983; Henry *et al.*, 1990), **(ii) d'expansion océanique** (Porada, 1983), **(iii) de subduction** et **(iv) de collision continentale** entre les cratons du Congo et du Kalahari (Goscombe *et al.*, 2005), ainsi que du Congo et du craton Sud-américain (Porada, 1979, 1989). L'orogénèse Damara se développe sur une période relativement longue entre 800-900 Ma et 460 Ma (Davies and Coward, 1982; Frimmel, 1995; Goscombe, Hand and Gray, 2003; Goscombe *et al.*, 2005; Gray *et al.*, 2008; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c).

Les deux chaînes côtières du Kaoko et de Gariep résultent d'un mouvement de transpression à cinématique sénestre (Frimmel, 1995; Passchier *et al.*, 2002; Goscombe, Hand and Gray, 2003; Gray *et al.*, 2008), tandis que la chaîne Damara résulte d'une convergence orthogonale de direction Nord-Sud (Miller, 1983b; Porada *et al.*, 1983).

Les deux principales ceintures orogéniques du Kaoko et du Damara sont divisées en différentes zones tectono-stratigraphiques (Figure 4) décrites par Miller. (1979, 1983b), Hoffmann. (1987), Goscombe, Hand and Gray. (2003). La chaîne du Kaoko est divisée en Zone Occidentale du Kaoko (WKZ, Figure 4), Zone Centrale du Kaoko (CKZ Figure 4), Zone Orientale du Kaoko (EKZ) et Zone Méridionale du Kaoko (SKZ). La chaîne du Damara est quant à elle divisée, du Nord au Sud, en sept zones (Figure 4) : la Plateforme Nord (NP), la Marge Septentrionale (NMZ), les Zones Septentrionale, Centrale et Méridionale (NZ, CZ et SZ), la Marge Sud (SMZ) ainsi que l'Avant

pays Méridional (SF). La Plateforme Nord, appelée également Plateforme d'Otavi, se prolonge de la Zone Orientale du Kaoko à la Marge Septentrionale (Figure 4).

Le degré de métamorphisme augmente depuis les bordures des ceintures orogéniques jusqu'aux zones centrales fortement entrecoupées d'intrusions granitiques (Guj, 1970; Miller, 1983b).

La coupe schématique présentée en Figure 5 recoupe d'Ouest en Est la chaîne du Kaoko. Celle-ci est divisée en trois domaines structuraux présentant un métamorphisme et une cinétique de déformation qui lui sont propres et qui découlent des phases de collision puis de transpression liées à la mise en place de la Chaîne du Kaoko (Passchier *et al.*, 2002; Goscombe, Hand and Gray, 2003; Goscombe *et al.*, 2005). Le degré d'intensité des déformations diminue en direction de l'Est :

- La Zone Occidentale du Kaoko, qui s'étend de la côte jusqu'au Linéament de Purros (Figure 4) présente une zone de cisaillements intenses et profonds liés à un métamorphisme HT-BP (Miller, 1979). Les roches, composant ce domaine, sont fortement plissées (Figure 5). Elles sont soit sub-verticales soit faiblement inclinées vers l'Ouest, en direction de la Zone Mylonitique de Purros (PML, Figure 5). Ce linéament correspond à une zone de cisaillement sub-vertical liée à un mouvement sénestre transpressif dans la partie centrale de la Chaîne du Kaoko (Passchier *et al.*, 2002). Il s'étend sur toute la longueur de la chaîne montagneuse du Kaoko (Miller, 1983b), délimitant la Zone Occidentale du Kaoko de la Zone Centrale du Kaoko.
- La Zone Centrale du Kaoko quant à elle, présente un métamorphisme de haute-pression-basse-température HP-BT (Miller, 1979). Elle est caractérisée par une succession de nappes tectoniques et de plis d'échelle pluri-kilométrique à vergence Est. Elle est séparée de la Zone Orientale du Kaoko à l'Est par un accident majeur à pendage Ouest, la *Sesfontein Thrust* (ST, Figure 4 et Figure 5).
- La Zone Orientale du Kaoko correspond à l'avant-pays Est, et comprend une succession de plis verticaux et de rares chevauchements de faible amplitude (environ 5 km) impactant principalement des formations carbonatées de la Séquence Damara (cf. 2.2.).

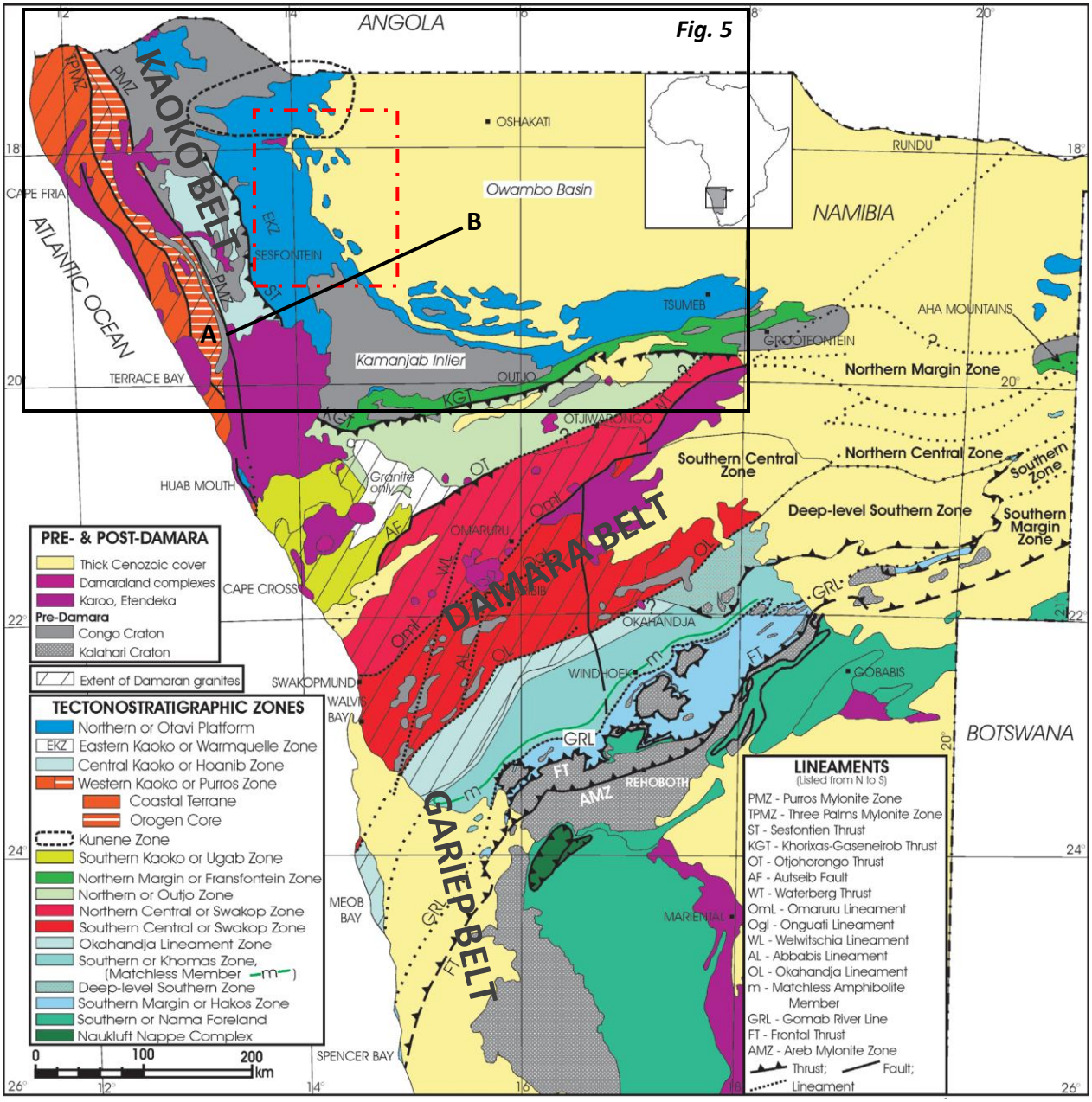


Figure 4 : Zones tectono-stratigraphiques de l'Orogénèse Damara (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). La zone d'étude, au Nord-Ouest, est encadrée de pointillés rouges.

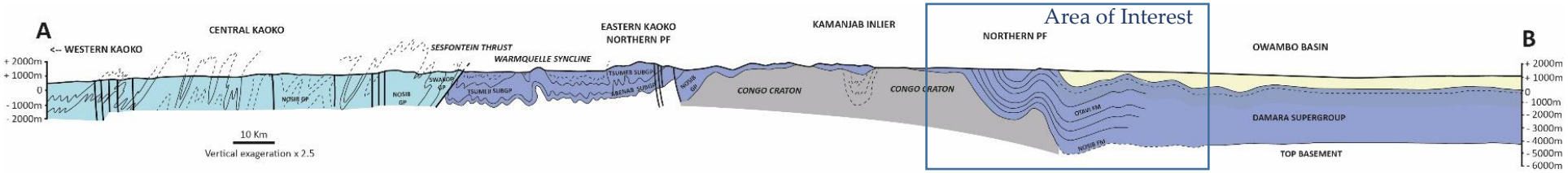


Figure 5 : Coupe régionale schématique Ouest-Est à travers la Chaîne du Kaoko et la Plateforme Nord-occidentale (modifié d'après source inconnue). Localisation de la coupe AB sur la Figure 4.

2.2. Unités stratigraphiques et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'Owambo

Le Kaokoveld et une partie du bassin d'Owambo couvrent la partie Nord de la zone stratigraphique de la Plateforme Otavi -appelée également la Plateforme Nord- et du microcraton Angolais (Figure 4 et Figure 5). Ils se composent de roches de la Séquence Damara, composée des Groupes Nosib, Otavi et Mulden (Figure 7). Le Bassin d'Owambo est également couvert d'épaisses séries sédimentaires cénozoïques du Kalahari. Ces dernières recouvrent une partie de l'Angola, de la Namibie, de la Zambie, du Botswana et de l'Afrique du Sud. Les séries du Kalahari reposent sur les strates du Groupe Karoo dans le Nord de la Namibie (R. Bäumle, 2003; Beukes *et al.*, 2012).

La description détaillée des unités stratigraphiques, leur épaisseur, leur caractéristiques, etc. sont largement développées dans les trois tomes de « The Geology of Namibia », d'après Miller, Becker, and Geological Survey Namibia. (2008c). La description du Groupe Otavi de la Plateforme Nord et de la Zone Orientale du Kaoko provient principalement de l'étude d'Hoffman and Halverson. (2008). Cette partie propose un bref résumé des principales unités stratigraphiques du bassin d'Owambo, et plus spécifiquement du Groupe Otavi présent sur de la zone d'étude. La Figure 6 montre la carte géologique régionale simplifiée. La carte géologique plus détaillée de la zone d'étude est présentée en Figure 12.

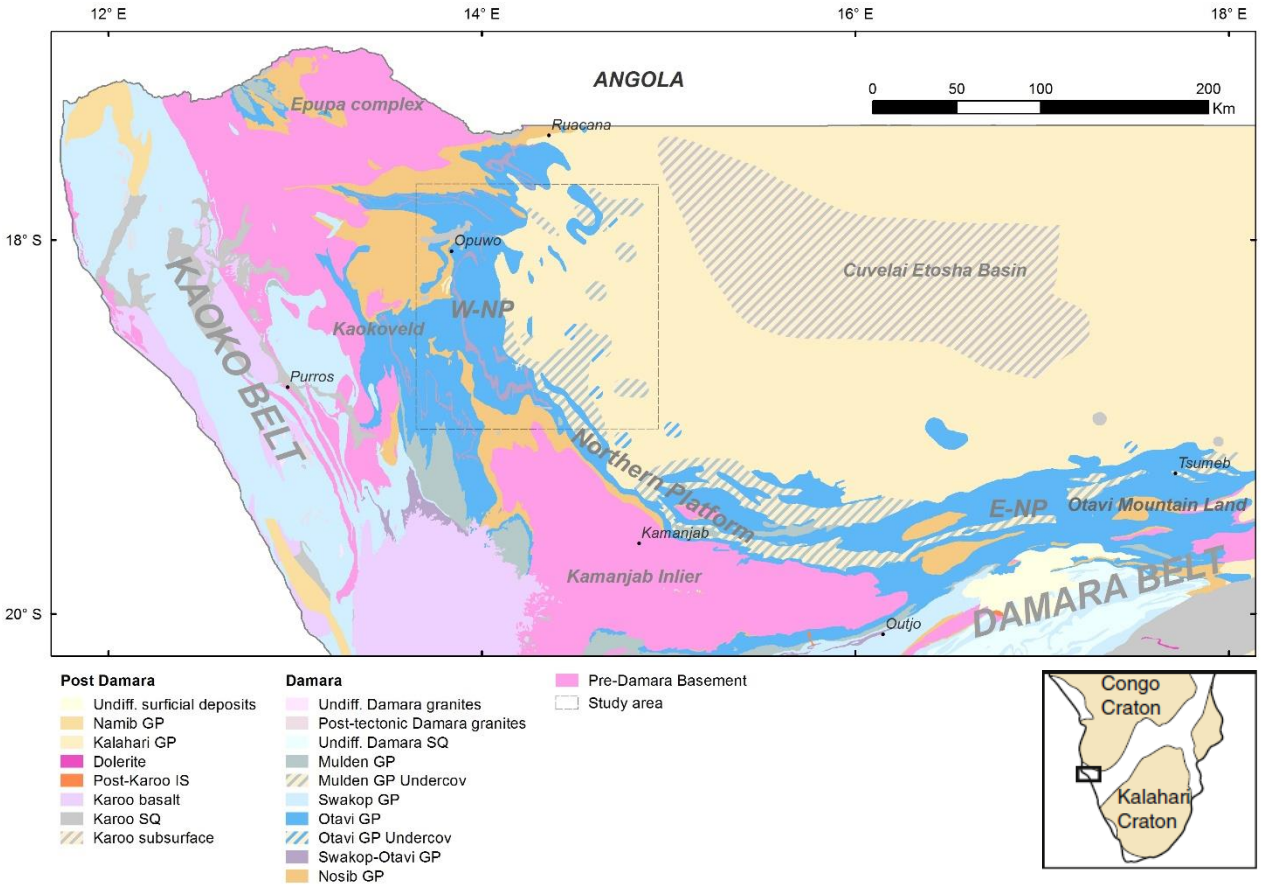


Figure 6 : Carte géologique régionale simplifiée, et principaux domaines tectoniques (source des données : Geological Survey of Namibia). NP, Northern Platform (voir *Abréviations et traductions*).

2.2.1. Les Unités Pre-Damara

Les roches les plus anciennes de la région sont les roches intrusives métamorphiques archéennes et mésoprotérozoïques d'environ 2.4 - 1.7 Ga (Figure 7). Elles affleurent principalement au niveau du complexe métamorphique d'Epupa au Nord-Ouest, ainsi qu'au niveau du Kamanjab Inlier (Figure 6 et Figure 12). Il s'agit essentiellement de granites et de gneiss formant le substratum.

Le complexe métamorphique d'Epupa est une association d'orthogneiss granitiques, de paragneiss et de roches mafiques mineures. Il s'étend de la rivière Hoanib, à l'Ouest de Sesfontein, jusqu'à la rivière Kunene, à la frontière Nord du pays. Ce complexe comprend des roches très déformées de l'Archéen, du Paléoprotérozoïque et du Mésoprotérozoïques, difficiles à cartographier en raison de l'intensité des déformations pré et post-Damaran (Goscombe, 1999).

Légèrement plus récentes, les roches du Groupe Khoabendus et de la formation granitique de Fransfontein, visibles dans la région de Kamanjab Inlier, constituent des intrusions subvolcaniques de gabbros, granodiorites, granites et quartz porphyriques (Miller, 2008a).

D'après Corner. (2008) l'analyse des cartes magnétiques et gravimétriques suggère que le Bassin d'Owambo repose sur un substratum Archéen.

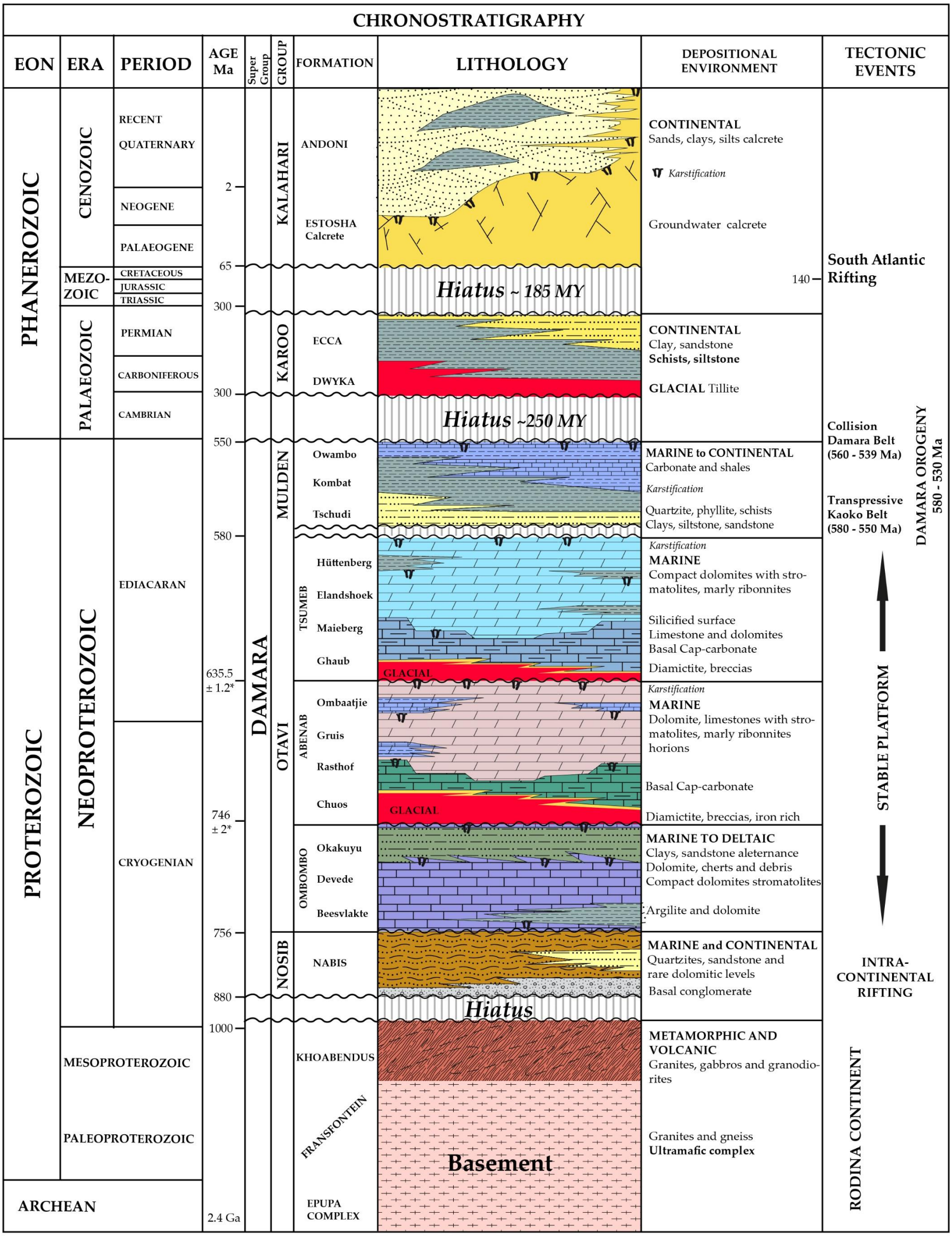


Figure 7 : Chronostratigraphie simplifiée de la zone Ouest du Bassin Owambo (modifié d'après (Miller, 1983b; Hoffmann, 1989, 1994; Hoffmann *et al.*, 2004; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008b; Hoak *et al.*, 2014)).

2.2.2. La Séquence Damara

2.2.2.1. Le Groupe Nosib

Le Groupe Nosib représente l'unité stratigraphique néoprotérozoïque la plus développée en Namibie. Ce groupe représente les séries sédimentaires syn-rifts de la phase de rifting responsable de l'individualisation des bassins intracontinentaux Damara et Adamaster. La majeure partie des dépôts syn-rift s'accumule au niveau des grabens et demi-grabens, et à proximité de la Plateforme Nord et de la Zone Orientale du Kaoko entre 880 Ma et 765 Ma environ (Figure 7), (Hedberg, 1979; Hoffmann and Prave, 1996; Miller, 2019). L'épaisseur des séries sédimentaires peut atteindre environ 6 000 m au niveau de demi-grabens sur les marges du rift. Ces sédiments sont essentiellement constitués de dépôts silico-clastiques (Figure 7).

Les plus vieux dépôts de la Séquence Damara affleurant dans le Nord-Ouest de la Namibie sont les méta-sédiments de la Formation Nabis. Ils constituent l'unique unité du Groupe Nosib dans la région. Les grands affleurements se prolongent depuis l'Ouest d'Opuwo jusqu'au Nord du Kamanjab Inlier (Figure 12). Ces séries sont constituées de quelques conglomérats à la base, et principalement de quartzites feldspathiques, avec de rares niveaux de dolomites et de calcaires d'épaisseur variable (Hedberg, 1979).

Les séries sédimentaires du Groupe Nosib varient significativement en épaisseur le long de la zone d'étude. En effet elles sont caractérisées par une épaisseur de l'ordre de : (i) 2000 m au Nord de la zone d'étude, (ii) 1200 m entre le Sud et l'Ouest de la zone, et (iii) 200 m en direction de l'Est (Schneider, 2004; Schneider and Schreiber, 2012, 2013; Schneider, Schreiber and Nguno, 2014). L'interprétation sismique réalisée par Etosha Petroleum suggère que la Formation de Nabis s'étend sous le Groupe Otavi dans le Bassin Owambo (Hedberg, 1979).

2.2.2.2. Le Groupe Otavi

Pendant la phase d'expansion océanique, deux océans se forment (Henry *et al.*, 1990) : (i) l'Océan Adamaster d'orientation N-S, situé au niveau des actuelles chaînes du Kaoko et de Gariep, et l'Océan Damara NE-SW, lui-même séparé en deux mers distinctes parallèles ; la Mer d'Outjo au Nord, et la Mer de Khomas au niveau de l'actuelle Zone Méridionale.

Une épaisse plateforme carbonatée d'environ 4000 m d'épaisseur se développe sur les bordures des futures chaînes du Kaoko et du Damara, formant la Plateforme Nord. Ces dépôts s'étendent

à la Marge Septentrionale et la Zone Orientale du Kaoko (Figure 6 et Figure 12). La succession stratigraphique de la Plateforme Nord est constituée de carbonates du Groupe Otavi (Figure 7) (Hedberg, 1979; Hoffmann and Prave, 1996; Miller, 1997), lui-même divisé en trois sous-groupes : (i) Ombombo, (ii) Abenab et (iii) Tsumeb. Ces sous-groupes sont séparés par deux évènements glaciaires majeurs datés du Cryogénien (entre 800 à 570 Ma). Certains auteurs ont émis l'hypothèse qu'à cette époque la Terre était entièrement glacée conduisant à la théorie de la « Snowball-earth » (Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman and Schrag, 2002). Ces évènements glaciaires sont responsables du dépôt de deux formations glaciaires : (i) la Formation de Chuos, considérée plus ancienne que 746 ± 2 Ma (Hoffman *et al.*, 1996; Hoffmann and Prave, 1996). Cette formation se développe pendant le Sturtien. Elle se retrouve à la base du Sous-Groupe Abenab. (ii) La Formation de Ghaub d'âge Marinoen, à la base du Sous-Groupe Tsumeb, est datée précisément grâce aux zircons à 635.5 ± 1.2 Ma (Hoffmann *et al.*, 2004) (Figure 7).

Ces deux intervalles sont systématiquement suivis du dépôt de carbonates de couvertures (cap-carbonates, Figure 7), relativement bien continus sur toute la partie orientale de la Plateforme Nord (Hoffmann and Prave, 1996; Hoffman *et al.*, 1998).

Il est à noter que seules ces formations glaciaires ont permis une datation précise. La datation des groupes et sous-groupes est donc relative, basée sur l'empilement stratigraphique.

Le Sous-Groupe Ombombo

Le Sous-Groupe mixte carbonaté-clastique Ombombo (Hoffmann and Prave, 1996) n'existe qu'au niveau de la Chaîne du Kaoko. Autrefois cartographiée comme le Sous-groupe Abenab (Miller and Schalk, 1980) cette unité affleure principalement à l'Ouest de la zone d'étude. La plus importante épaisseur de dépôts du Sous-Groupe Ombombo a été décrite au niveau du village Kaoko-Otavi à l'Ouest de la zone d'étude. Le sous-groupe y atteint une épaisseur moyenne de 1000 m (Schneider, 2004; Schneider and Schreiber, 2012, 2013; Schneider, Schreiber and Nguno, 2014) tandis qu'il n'excède pas 300 m d'épaisseur au Sud et à l'Est de la zone d'étude (Schneider and Schreiber, 2012). Il est composé des formations suivantes (de la base au sommet, Figure 7) :

- La **Formation Beesvlakte**, composée principalement d'argilite rose et d'une série intermédiaire dolomitique fortement tectonisée (Hoffman and Halverson, 2008),

- La **Formation intermédiaire de Devede,** unité dolomitique compacte avec de rares sédiments clastiques grossiers sur sa moitié inférieure, et des biostromes stromatolitiques de couleur rose sur la moitié supérieure,
- L'unité clastique fluvio-deltaïque de la **Formation Okakuyu** est composée de dolomite, cherts et de débris de socle (Hoffman and Halverson, 2008).

Dans la partie Est du Kaokoveld, l'intervalle diamictique inférieur peut atteindre plusieurs centaines de mètres (Hoffmann and Prave, 1996). Il était cartographié comme La Formation de Chuos (Guj, 1970; Hedberg, 1979). Récemment, Prave and Hoffmann. (1995) ont mis en évidence la présence de deux intervalles glaciaires bien distincts. Ils ont proposé de les corréler à deux intervalles diamictiques cartographiés au niveau de la zone montagneuse d'Otavi.

Le Sous-Groupe Abenab

Le Sous-groupe Abenab a été défini et décrit par Hoffmann and Prave. (1996). Ces auteurs ont subdivisé ce dernier en quatre formations géologiques. Sur la base de leurs travaux, ces formations sont présentées ci-dessous de la plus ancienne à la plus récente :

- La **Formation glaciaire de Chuos** affleure sur une grande partie de la Plateforme Nord. Son épaisseur peut atteindre jusqu'à 700 m au Nord et sur la partie centrale de la zone d'étude. En revanche, elle est relativement peu épaisse au Sud, à l'Est et à l'Ouest, où elle n'excède pas 100 m d'épaisseur (Schneider, 2004; Schneider and Schreiber, 2012, 2013; Schneider, Schreiber and Nguno, 2014). Cette formation est composée d'une épaisse série de diamictites légèrement stratifiées à clastes anguleux. Les clastes proviennent du remaniement des unités sous-jacentes de Nosib ou du socle. La matrice de ces brèches glaciaires est généralement ferrugineuse et présente localement des lentilles et lamines de fer siliceux et de magnétites. Ces dernières lui confèrent sa couleur rougeâtre. La magnétite présente dans cette formation permet de l'identifier et de la cartographier. En effet, celle-ci induit une anomalie magnétique positive significative de sa présence (Hutchins and Wackerle, 2007; Corner and Durrheim, 2018). La base de la Formation Chuos correspond à une surface d'érosion pouvant être très fracturée et localement silicifiée.
- La **Formation post-glaciaire de Rasthof** est composée d'une série dolomitique de couleur grisâtre, macrokarstifiée, avec une évolution vers un lithofaciès sublittoral microbien stromatolitique très caractéristique (Hedberg, 1979; Pruss, 2010).

- La **Formation de Gruis** est principalement composée de calcaires et de dolomies. Elle présente une teinte légèrement rose ainsi que des horizons de ribbonites (micrite carbonatée à laminations en « ruban »), de grainstones et de cherts.
- La **Formation Ombaatjie** consiste en une formation calcaire sur sa partie inférieure, de couleur gris foncé et formant les principales falaises de la zone d'étude, passant à un faciès plus dolomitique à ribbonites sur sa partie supérieure.

En tenant compte de la Formation glaciaire de Chuos, l'épaisseur du sous-groupe Abenab est relativement constante sur toute la zone d'étude, i.e. 400 m à 500 m. Ce sous-groupe peut atteindre plus de 600 m d'épaisseur à l'Est de la zone d'étude (cartes géologiques au 1:250 000, Schneider, 2004; Schneider et al., 2014; Schneider and Schreiber, 2012, 2013).

Le Sous-Groupe Tsumeb

Le Sous-Groupe Tsumeb est composé à sa base de la Formation glaciaire de Ghaub et est délimité au sommet par une surface d'érosion matérialisant la base du Groupe Mulden (Figure 7).

Le Sous-Groupe Tsumeb possède une épaisseur remarquablement uniforme d'environ 1000 m sur la zone d'étude (Schneider, Schreiber and Nguno, 2014). Il s'épaissit en direction du bassin d'Owambo à l'Est, où il peut atteindre 1400 m d'épaisseur (Schneider and Schreiber, 2012). Dans ce même secteur, il se compose des Formations de Maieberg, Hüttenberg et Elandshoek (Hoffmann and Prave, 1996; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). La formation de Ghaub n'est présente qu'à de rares endroits, notamment dans la partie Ouest de la Plateforme Nord (Hoffmann et Prave, 1996) :

- La **Formation glaciaire de Ghaub** déposée pendant la période glaciaire Marinoenne est composée de diamictites, dont des brèches s'apparentent à des « débris flows ». Les clastes de dolomies et de calcaire proviennent principalement de la Formation sous-jacente Ombaatjie.
- La base de la **Formation de Maieberg** correspond aux « cap-carbonates » -ou carbonates de couverture- du Membre Keilberg (Prave and Hoffmann, 1995; Hoffmann and Prave, 1996; Hoffman, 2002). Cette formation de couleur rose pâle s'est déposée suite à une phase transgressive majeure synchrone de la période de déglaciation de Ghaub. Le Membre Maieberg moyen présente une épaisseur de l'ordre de 10 à 15 m. Il est constitué de calcaires roses à gris et de rythmites dolomitiques. Le Membre Maieberg supérieur est

composé, quant à lui, de grainstones dolomitiques. La surface supérieure de ce membre est fortement silicifiée (Hoffman and Halverson, 2008).

- La **Formation Elandshoek** correspond à une unité dolomitique compacte. Elle se compose de séquences « monotones » à dominance de cherts et de grainstones délimitées par plusieurs surfaces d'érosions. Sa partie supérieure présente des surfaces d'inondations riches en microbialaminites. Des stromatolithes « en colonne » sont visibles sur la moitié supérieure de la Formation Elandshoek. Ces dernières sont fortement silicifiées (Hoffman and Halverson, 2008).
- La **Formation Hüttenberg** présente à sa base une surface d'inondation majeure, suivie d'un intervalle dolomitique dominé par des ribonnites marneuses fortement altérées. La lithologie de cette formation est très similaire à celle d'Elandshoek (Hoffman and Halverson, 2008).

2.2.2.3. Le Groupe Mulden

L'unité molassique de Mulden se dépose lors de la phase de compression de l'orogénèse du Damara. Les dépôts sédimentaires proviennent de l'érosion des Zones Centrale et Occidentale du Kaoko surélevées. Les sédiments clastiques terrigènes du Groupe Mulden sont essentiellement confinés dans la partie Nord de l'orogène Damara (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). Ceux-ci se déposent en discordance sur les carbonates du Groupe Otavi de la Plateforme Nord (Figure 7) (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c; Miller, 2019).

Les **Formations de Tschudi et de Kombat**, composées principalement d'argiles, de silts et de grès n'affleurent qu'au Nord du Plateau de Kamanjab. La Formation de Kombat est recouverte par la formation supérieure d'**Owambo** constituée de phyllite, de quartzite et de schistes noirs. Cette formation n'est connue, dans la zone d'étude, que d'après les rapports de forage (Hedberg, 1979; Miller, 1997).

Ces dépôts en éventail sur la bordure Est de la Plateforme Nord s'épaississent très fortement en direction du bassin, atteignant plus de 1600 m dans les forages d'exploration 5-1A, 1-1 et 2-1 (voir Figure 9 pour leur localisation) au Sud-Ouest du bassin d'Owambo (Hugo, 1969).

2.2.3. Les Unités Post-Damara

2.2.3.1. La Séquence de Karoo

La Séquence de Karoo témoigne d'un changement climatique majeur au cours de l'ère paléozoïque, il y a environ 300 Ma (Johnson *et al.*, 1996). Cette séquence est composée des schistes, des silts et des grès intercalés de couches charbonneuses d'âge permien du **Groupe Ecca** (Figure 7). Ceux-ci recouvrent les dépôts glaciaires du **Groupe Dwyka**, qui se composent de tillite, de grès et de schistes (Figure 7). Le Groupe Dwyka affleure dans les vallées glaciaires du Kaokoveld, notamment dans la région d'Opuwo Figure 8). L'épaisseur de cette formation n'est pas connue dans la zone d'étude, mais elle peut atteindre jusqu'à 100 m dans certaines vallées glaciaires (i.e. en aval de la rivière Hoarrusib).

La séquence de Karoo a également été interceptée dans certains forages du bassin Owambo, plus à l'Est de la zone d'étude. Ces dépôts sont recouverts par les sables et graviers de la Formation du Kalahari.

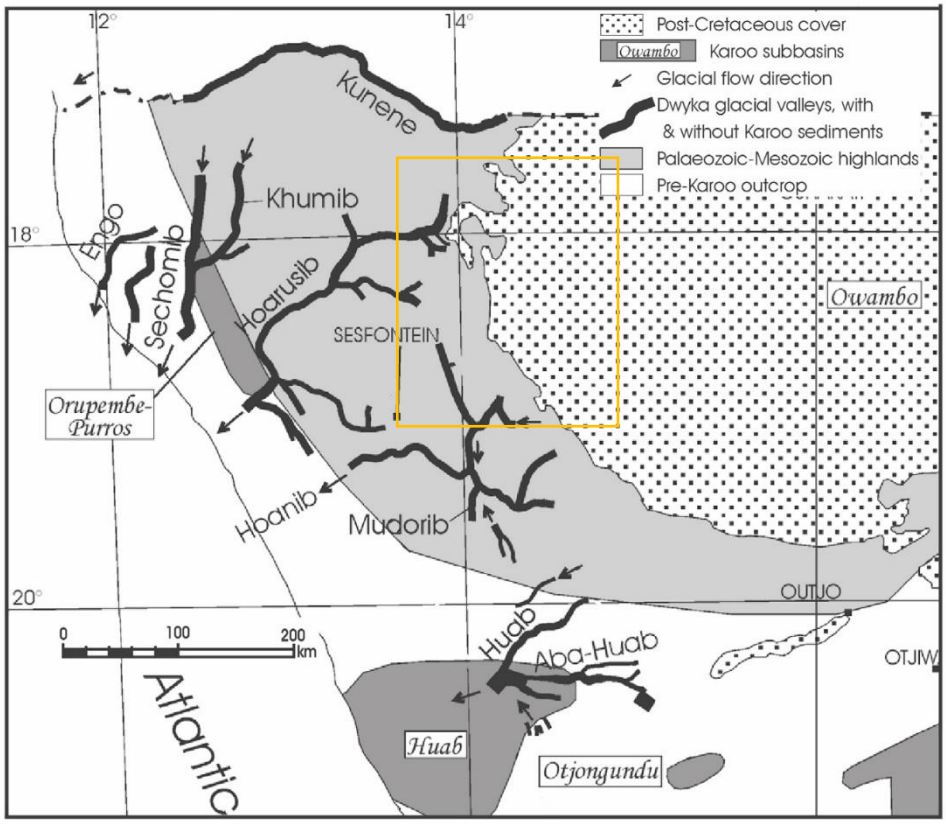


Figure 8: Localisation des directions d'écoulements glaciaires de la Formation Dwyka au NW de la Namibie. (modifié d'après (Martin, 1973, p. 197; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008a).

2.2.3.2. Le Groupe du Kalahari

Les sédiments silico-clastiques du Kalahari couvrent une majeure partie de l'Afrique centrale et australe. Ces dépôts peuvent atteindre une épaisseur de l'ordre de 600 m au Nord de la zone d'étude (Hedberg, 1979), à proximité de la frontière Angolaise. À cheval sur le Nord de la Namibie et le Botswana, ces dépôts constituent l'essentiel du remplissage sédimentaire du méga-bassin du Kalahari. Le bassin d'Owambo représente un sous-bassin du bassin du Kalahari (Miller, 1992, 1997; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). Dans le bassin d'Owambo, le Groupe du Kalahari repose en discordance sur les dépôts de la Séquence Karoo (Figure 7). Le Groupe Kalahari a été divisé en cinq unités déposées au Crétacé supérieur. Il se compose de la base au sommet de la (1) **Formation basale d'Ombalantu**, (2) de la **Formation conglomératique de Beiseb**, (3) de la **Formation d'Olukonda**, (4) de la **Formation supérieure d'Andoni** et (5) de la **Formation des Calcrètes d'Etosha**. Cette dernière représente un équivalent latéral des quatre autres formations silico-clastiques complètes du Kalahari. Les Formations 1 à 3 ne sont pas présentes dans la zone d'étude, c'est pourquoi les paragraphes suivants s'attardent à présenter uniquement la Formation d'Andoni et la Formation des Calcrètes d'Etosha. L'absence des formations sous-jacentes dans la zone d'étude, peut s'expliquer par un non-dépôt de ces dernières en raison de l'éloignement de la source principale des sédiments provenant (i) du mégafan de Cubango à l'Est (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c), et (ii) du plus petit système fluvial du Kunene à l'Est. Ces éléments se sont principalement déposés au niveau du point le plus bas du bassin d'Owambo, correspondant au Pan d'Etosha.

La Formation Andoni

Les sédiments de la Formation Andoni recouvrent toutes les séries sous-jacentes du Groupe du Kalahari dans tout le bassin Owambo. Ils se composent de sable blanc à grains moyens, de sable argileux intercalés d'argiles vertes (Figure 7). Sur la partie Ouest de la zone d'étude, où le Groupe Kalahari ne dépasse pas 200 m d'épaisseur, les sables riches en quartz (jusqu'à 90%) sont non consolidés, légèrement pyritiques ou hématitiques. Les couches d'argiles sont d'épaisseur très variable, allant de quelques centimètres à plus de 100 m dans certains forages. Ces argiles sont généralement pyriteuses, sableuses ou silteuses. Il est possible d'observer au toit de la formation, des nodules irréguliers de calcrètes et dolocrètes (Hedberg, 1979; Miller, 1992, 1997). La majorité de ces dépôts proviennent du Mégafan Cubango à l'Est, dominé par des sables, et par le plus petit système fluvial du Kunene à l'Est, dominé par des argiles.

Du gypse est présent au sommet de la Formation Andoni. Ces dépôts évaporitiques provenant d'anciens lac asséchés (*playas lakes)*, ont été observés dans plusieurs forages réalisés dans la partie Ouest de la zone d'étude (Figure 9). Ils s'agencent sous forme de couches solides ou de cristaux abondants dans les argiles, les sables ou les calcrètes (Miller, 1992, 1997). Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer leur genèse (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c) ; ces évaporites proviendraient soit : (i) de l'assèchement progressif des premiers stades de capture de la rivière Kunene, (ii) de l'assèchement progressif de méandres éphémères formées lors d'inondations occasionnelles sur la partie Sud de la rivière Kunene, (iii) alternativement, du fleuve Okavango au Nord-Est et de ses méandres. Les pans étant situés sur la partie distale de la marge occidentale du Megafan du Cubango, ceux-ci ont pu recevoir moins régulièrement d'eau lors des crues et sont donc plus sujets à l'évaporation complète.

Le faible nombre de données de lithologie dû à la faible densité de forage dans la zone d'étude ne permet pas de réaliser avec précision des cartes de litho-faciès du Groupe Kalahari sur la partie Ouest du bassin d'Owambo. Ceux-ci sont très hétérogènes et varient fortement latéralement.

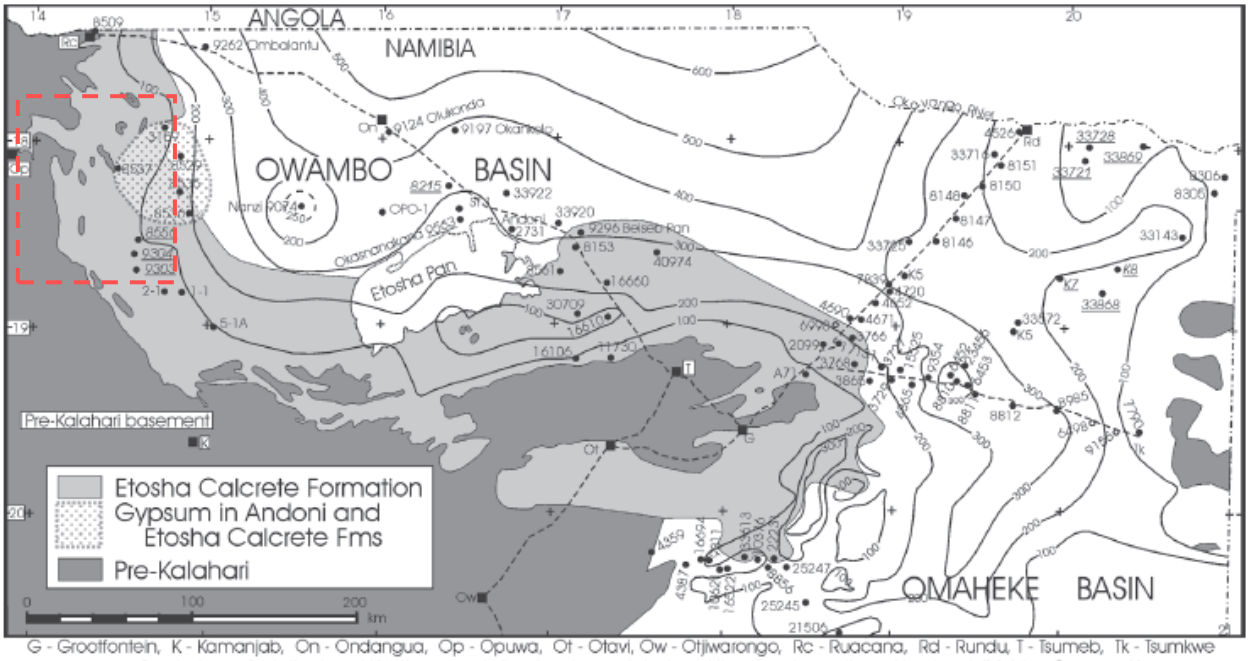


Figure 9: Carte d'épaisseur du Groupe Kalahari dans le bassin d'Owambo. La Formation des Calcrètes d'Etosha couvre la majeure partie de la zone d'étude (en pointillés rouges sur la carte), d'après Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c).

Le Membre des Argiles du Pan Etosha fait partie de la Formation Andoni. Il constitue la surface du Pan Etosha, et d'autres pans de plus petite taille présents dans la zone d'étude (Figure 10). Il est composé de (1) 80% d'argiles gris clair légèrement verdâtre contenant de la halite évaporitique, (2) 10% de silts et (3) 10% de grès fin à moyen fin (Buch and Rose, 1996; Miller, Pickford and Senut, 2010). Il est commun d'observer des fentes de dessiccation en période sèche à la surface des pans (Figure 10).

Ces surfaces très peu perméables en forme de « cuves » peuvent atteindre 50 m d'épaisseur. Elles forment des bassins naturels lors des pluies. Les eaux météoriques s'infiltrent difficilement dans le sol. Ceci favorise l'accumulation de minéraux, à la surface des pans, lors de l'évaporation de ces eaux. Ce processus confère à ces domaines l'appellation de « pan salins », riches en halite et/ou en gypse.

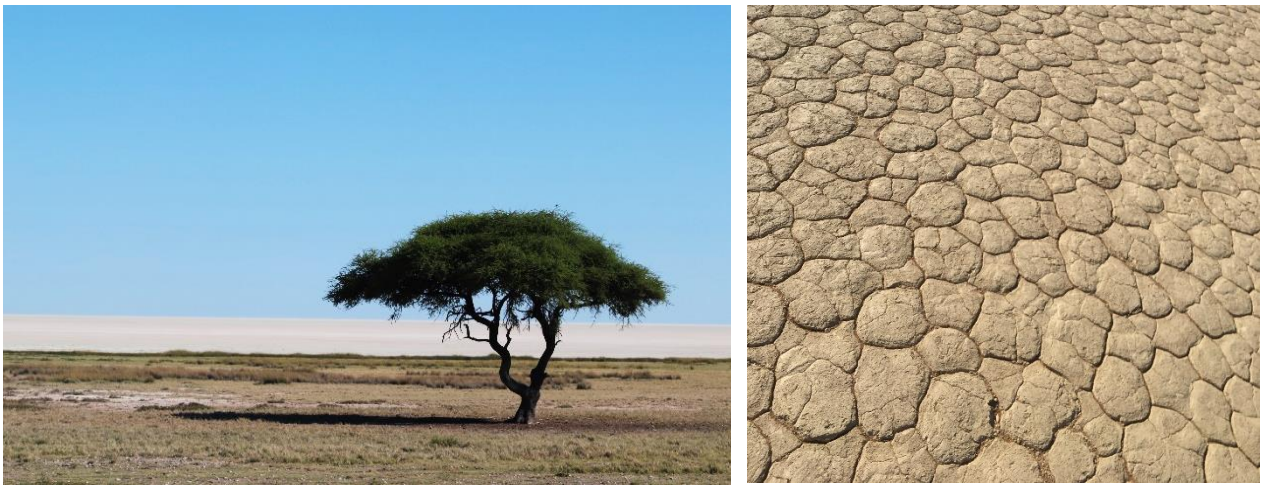


Figure 10: À gauche, argiles à la surface du Pan d'Etosha (en arrière-plan). À droite, fentes de dessication à la surface du Membre des Argiles du Pan Etosha.

La Formation des Calcrètes d'Etosha

Initialement appelée Formation des Calcaires d'Etosha par Buch and Zöller. (1992), cette dernière se voit renommée Formation des Calcrètes d'Etosha par Miller, Becker, and Geological Survey Namibia. (2008c). Cette formation se compose d'une épaisse couverture calcaire non pédogénique située en bordure des reliefs carbonatés de la Plateforme Nord, dans le bassin Owambo (Figure 9). Cette formation peut atteindre près de 100 m d'épaisseur sur les bordures Ouest et Sud du bassin d'Owambo (Miller, Pickford and Senut, 2010; Miller, 2011). Bien que l'essentiel de cette formation soit composé de calcrète, celle-ci présente également une proportion plus faible de dolocrète (plus dolomitique). Le terme de calcrète est donc également employé pour définir la dolocrète.

Les calcrètes non pédogéniques dites « souterraines » se forment par un phénomène de calcification dans des zones semi-arides, par l'action fluviale ou par des écoulements souterrains. Elles se forment principalement au niveau de la zone non-saturée, mais peuvent également se développer sous l'aquifère de surface lorsque l'évaporation est extrême.

Depuis le début du Crétacé, de nombreuses sources émergent du contact entre les formations dolomitiques du Groupe Otavi et les formations imperméables à peu perméables sous-jacentes. Ces dernières correspondent, pour l'essentiel, aux roches imperméables du Groupe Mulden. Ces sources sont accompagnées de la formation d'une épaisse série de calcrètes. L'eau s'évaporant, l'épaisseur des calcrètes augmente, engendrant l'enfouissement progressif de la source primaire. Celle-ci ne s'écoule plus en surface, mais continue de circuler en profondeur dans les formations de calcrètes (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c).

En s'éloignant des reliefs dolomitiques de la Plateforme Nord vers le centre du bassin d'Owambo à l'Est, la Formation des Calcrètes d'Etosha s'amincie progressivement. Ces dépôts atteignent une épaisseur de quelques mètres à décimètres, et s'entrecroisent avec les sédiments silico-clastiques du Kalahari du même âge (Miller, 2011).

Les calcrètes sont composées principalement de carbonate de calcium (calcite pure) à proximité imminente des reliefs carbonatés dolomitiques. La composition des calcrètes change et devient plus dolomitique en s'éloignant en direction du bassin en raison de la plus faible solubilité de la dolomite (Miller, 2011).

Les formations calcrètes peuvent être très compactes et massives, ou plus meubles et plus poreuses localement. De nombreuses figures karstiques sont observées dans ces formations.

Sur la zone d'étude, il existe également la formation de calcrètes pédogéniques. Celle-ci se développe sur des terrains plats ou très faiblement inclinés en surface du sol. Les calcrètes pédogéniques se forment généralement au contact entre la roche de couverture le plus souvent imperméable et une fine couche de couverture de sol. Les calcrètes pédogéniques se distinguent des calcrètes dites « d'eau souterraine » par leur forme plus nodulaire (Figure 11).

Ce type de formation calcrète n'atteint généralement que quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, à moins d'1 m (Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c).



Figure 11: À gauche, calcrète d'eau souterraine épaisse et karstique au niveau d'une ancienne source asséchée, probablement « recouverte » par sa calcrète de formation. À droite, calcrète pédogénique noduleuse à sa base et plus épaisse au sommet.

2.2.4. Différentes phases de karstification

La karstification peut jouer un rôle essentiel sur la conductivité hydraulique et la porosité efficace d'un aquifère ainsi que sur le schéma régional d'écoulement des eaux souterraines. Les reliefs dolomitiques de la Plateforme Nord, et notamment la région Kaokoveld révèlent la présence de nombreuses figures karstiques, qui ont été étudiées par les spéléologues et paléontologues (Geohydrology Division, 1982; Martini, Marais and Irish, 1999; Pickford and Senut, 2010). Plusieurs périodes de karstification ont été relevées dans les formations carbonatées et dolomitiques (Van der Westhuizen, 1984).

Les plus anciennes formes karstiques datent du Néoprotérozoïque et du Paléozoïque. La mise en place de ces dernières est relative à la surrection et l'érosion engendrées par l'orogenèse du Damara (Lombaard *et al.*, 1986; Ploethner *et al.*, 1997).

Une autre phase d'activité karstique est observée comme datant du Miocène moyen, voire du Cénozoïque (Pickford and Senut, 2010), avec un pic de karstification enregistré au Tertiaire / Pléistocène dans toute la région Sud-Africaine (Van der Westhuizen, 1984). La dernière phase de karsification majeure est datée de plus de 34 000 à 14 000 ans d'après une datation U/Th et ^{14}C au niveau de la zone montagneuse d'Otavi (Geyh, 1994).

Les formes karstiques les plus caractéristiques de la région de Kaokoveld se trouvent près de la surface, dues à : (i) la dissolution de dolomites et de calcaires dans la zone vadose et (ii) le ruissellement de surface. Ce processus de karstification est aujourd'hui toujours actif malgré le climat semi-aride de la région. Ce processus est entretenu par les eaux souterraines qui jouent un rôle prépondérant dans la dissolution actuelle des carbonates (Bäumle, 2003; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c; Pickford and Senut, 2010).

2.2.5. Cartographie géologique de la zone d'étude

La Figure 12 représente une cartographie géologique de la bordure occidentale du bassin Owambo. La partie Ouest, montagneuse, est la plus fracturée, fissurée et karstifiée. Elle est dominée par les roches néoprotérozoïques du Groupe Otavi (Supergroupe Darama).

Le socle pré-Damara affleure à l'extrême Sud de la zone d'étude, où il est recouvert en discordance par les sédiments du Supergroupe Damara. Celles-ci n'affleurent que le long de la bordure Ouest de la Plateforme Nord, mais se prolongent en profondeur dans le bassin, sous la couverture du Karoo et du Kalahari. Toutes ces unités ont été déformées en plis d'orientation N-S et NNW à WNW le long de la bordure occidentale du bassin. Les plis sont étroits au niveau du relief du Kaoko plus à l'Est, mais progressivement plus larges en direction du bassin. Le degré de métamorphisme est généralement faible sur la zone d'étude.

L'Est de la zone est caractérisé par le remplissage du bassin par les sédiments volcaniques et sédimentaires plus récents du Karoo et du Kalahari, déposés en discordance sur les roches du Damara.

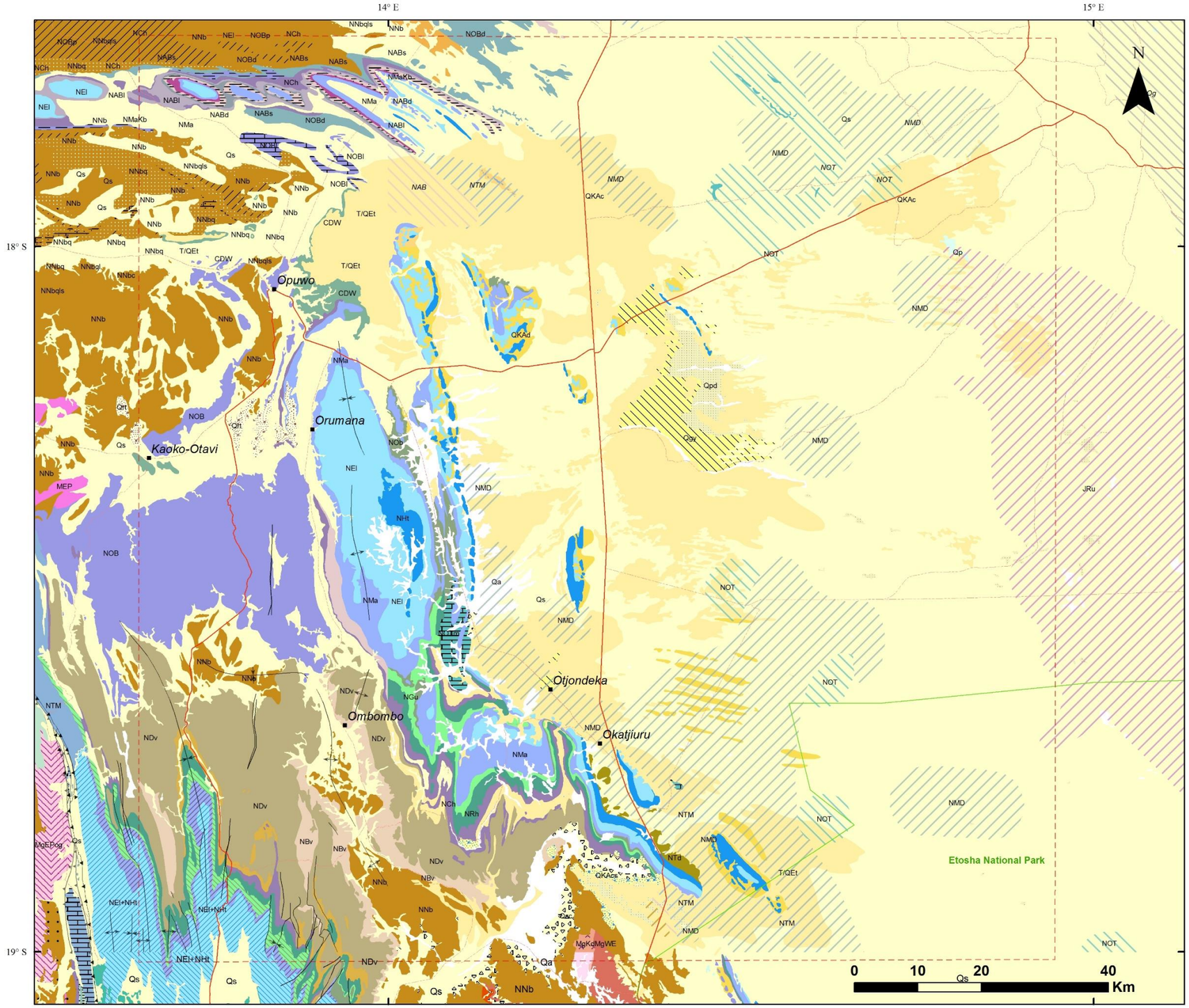
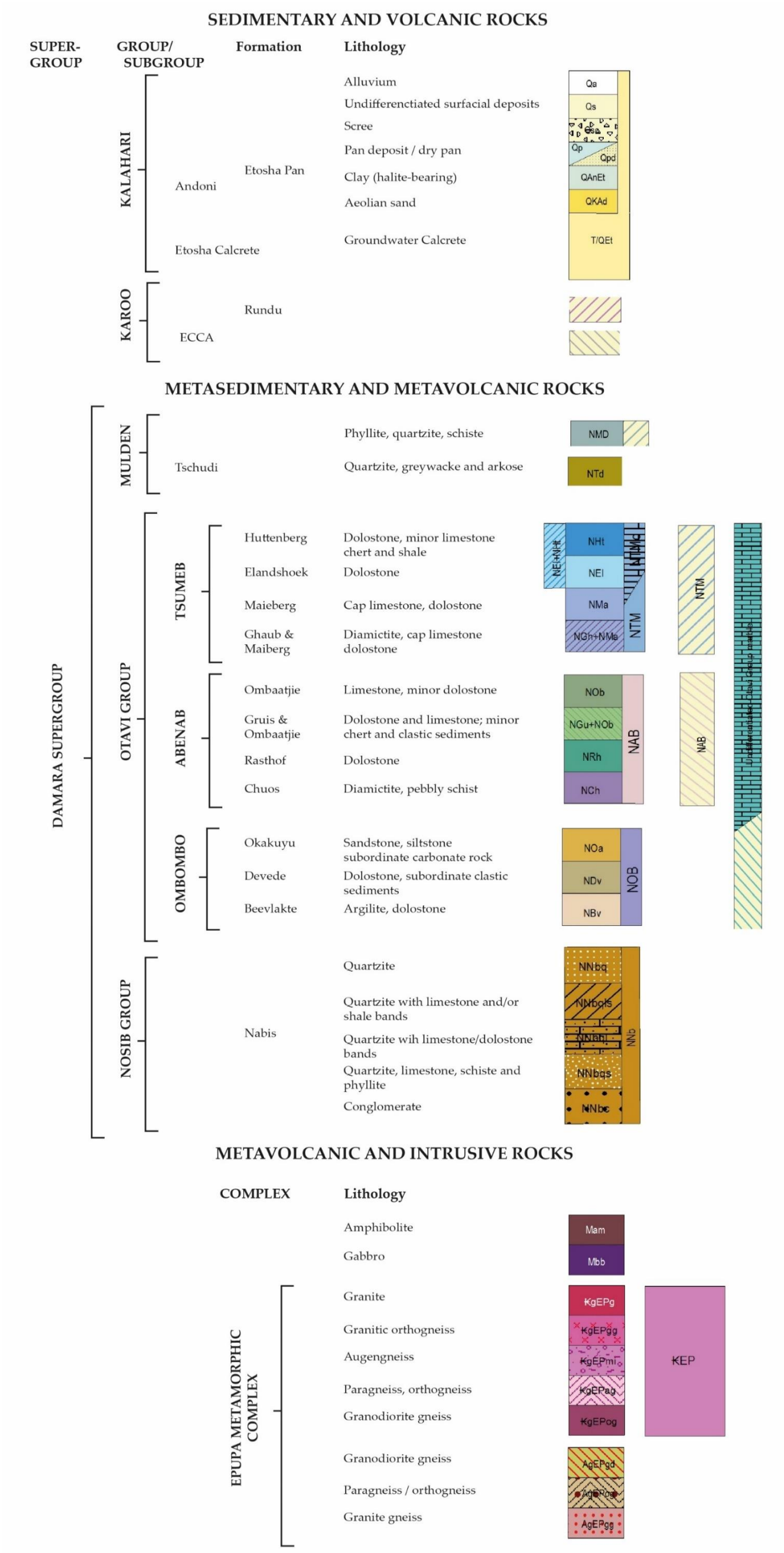


Figure 12 : Géologie détaillée de la zone d'étude, voir stratigraphie en Table 1 (d'après Geological Survey of Namibia, cartes au 1 : 250 000).

Table 1 : Légende et stratigraphie de la zone étudiée (Figure 12), modifié d'après Geological Survey of Namibia.



2.2.6. Phases de minéralisation

Différents styles de minéralisation ont affecté les roches néoprotérozoïques du Sud-Ouest de l'Afrique aux cours des différents stades de leur évolution tectonique (Frimmel and Miller, 2009). Les occurrences minérales du Nord-Ouest de la Namibie apparaissent principalement dans les roches carbonatées du groupe Otavi et les dépôts silico-clastiques du groupe Nosib. Celles-ci se retrouvent intensément plissées et faillées avec des chevauchements d'orientation O-SO. La karstification de ces roches a débuté rapidement après le dépôt sédimentaire carbonaté. Les dépôts clastiques du Groupe Mulden ont rempli certains conduits karstiques (Lombaard *et al.*, 1986; Melcher, 2003; Miller, Becker, and Geological Survey (Namibia), 2008c). Le karst ensablé a été fortement hydrothermalisé, accompagné de minéralisations sulfureuses, suivit de plusieurs phases d'oxydation (Palfi, 2005; Niedermayr, Schnaitmann and Brandstätter, 2008; Schnaitmann and Jahn, 2010; Brandstätter, 2012). Ces minéralisations sont très variées (Cu, Pb, Zn, As, Ag Ge, Mo), et les auteurs estiment la minéralisation hydrothermale après le pic de l'orogénèse Damara (530 Ma ± 40). Les failles correspondent généralement aux zones d'argilisation, de silicification et de minéralisation de métaux de base Fe, Pb, Zn et Cu. Les roches piégées dans les zones des failles chevauchantes présentent des minéralisations d'oxyde de fer, i.e. hématite (Bowell et al., 2013).

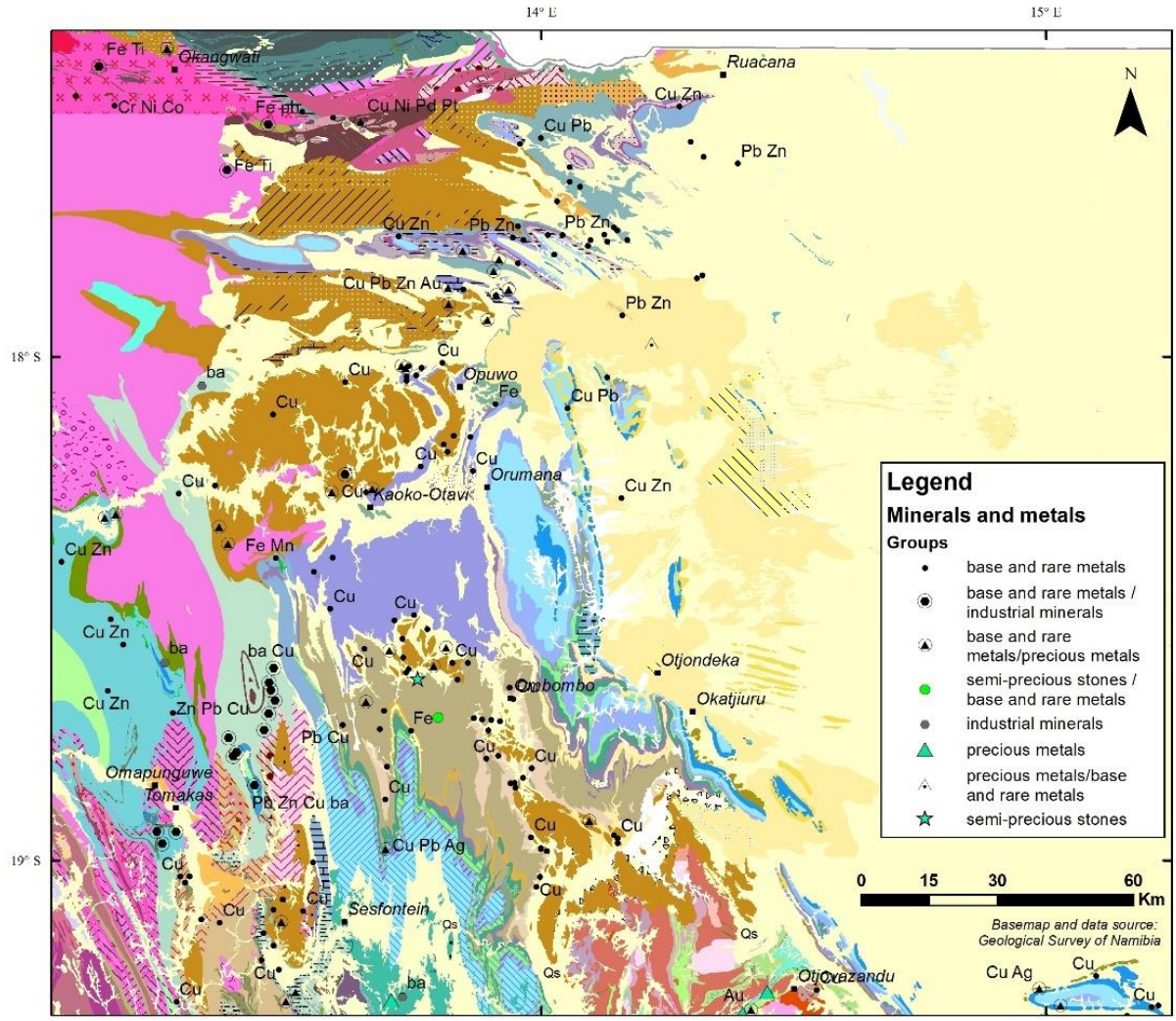


Figure 13 : Occurrences minérales dans la région Est du Kaokoveld (d'après Geological Survey of Namibia).

3. La végétation

Les principaux types de végétation présents dans la zone d'étude sont présentés en Figure 15. Leur distribution est principalement influencée par la disponibilité en eau (Craven, 2002), la géologie du substratum et la topographie (Becker and Jürgens, 2000). La végétation est relativement bien documentée dans la région Nord-Ouest de la Namibie, en raison du grand nombre d'espèces endémiques qui y sont présentes (Maggs, Craven and Kolberg, 1998; Craven, 2002; Craven and Vorster, 2006). La région du Kaokoveld est reconnue comme un « hot-spot » (zone contenant une proportion d'espèces endémiques élevée) d'importance mondiale (Davis, Heywood and Hamilton, 1994). Des forêts faiblement boisées de mopanes et d'acacias se concentrent au niveau de zones plus humides du Nord du Pays, et à proximité des plus hauts reliefs dolomitiques et karstiques de la région Kaokoveld (Figure 14, B). Des zones d'arbustes plus clairsemées et des savanes dominent les plaines sableuses de l'Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha (Figure 14, A) ainsi que les régions plus sèches de l'Ouest de la zone d'étude (Mendelsohn *et al.*, 2002; Christelis and Struckmeier, 2011; Mendelsohn, Jarvis and Robertson, 2013).



Figure 14 : Principaux paysages et végétation associée sur la région étudiée. A : Prairie sur substratum sableux du Kalahari après la saison des pluies. Région d'Omusati. Localisation n°1 sur la Figure 15. B : Sol dénudé de végétation à la surface des sols karstiques du Kaokoveld. En second plan, forêt de mopanes et d'acacias faiblement boisée. Localisation n°2 sur la Figure 15.

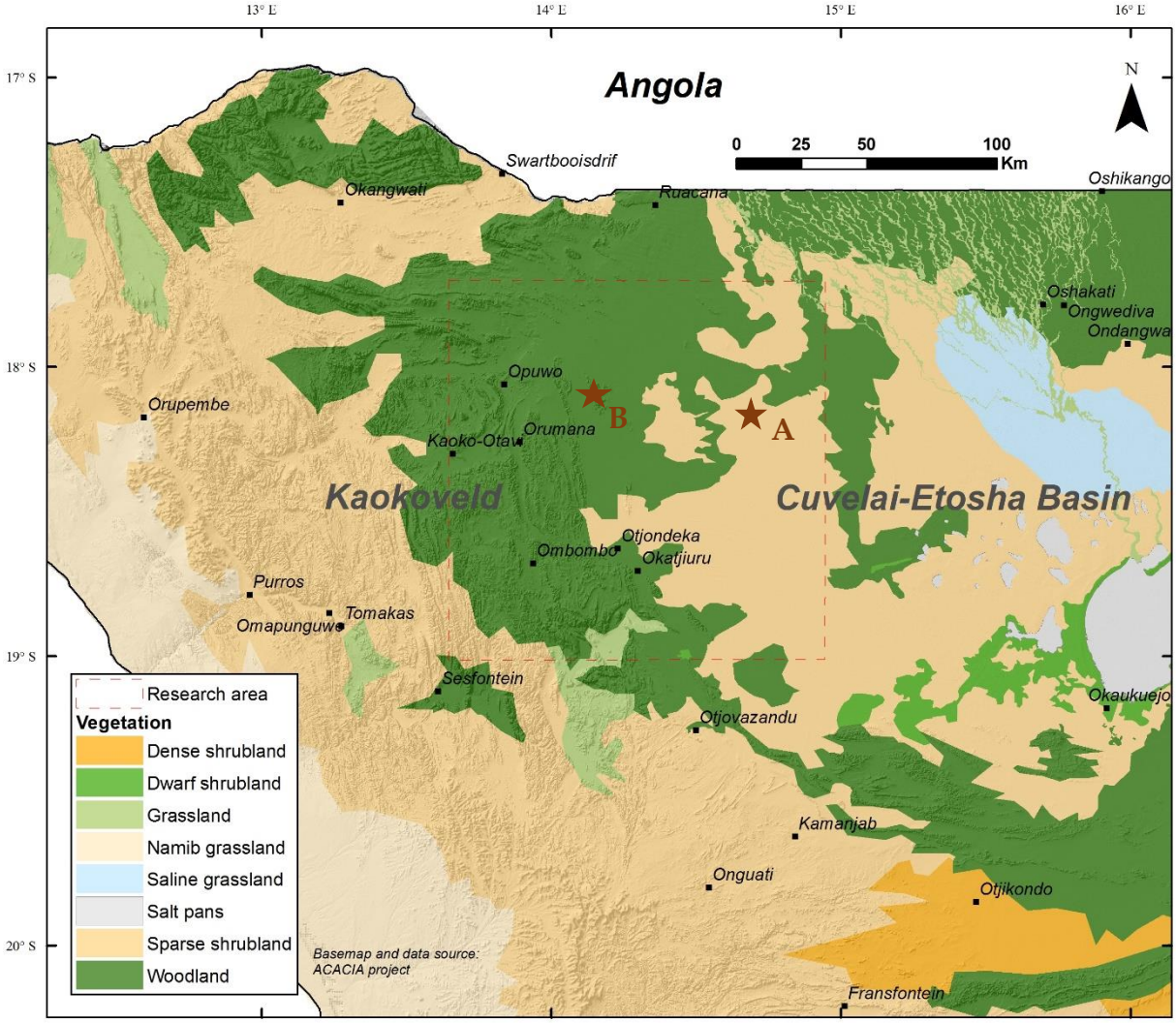


Figure 15: Végétation caractéristique de la zone d'étude. (d'après ACACIA Atlas of Namibia Project (2002) *Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism*).

4. Contexte hydro-climatique

4.1. Hydrologie

À l'exception des fleuves limitant ses frontières, aucun autre cours d'eau n'est pérenne en Namibie : les rivières Kunene et Okavango prennent leur source en Angola et l'Orange River en l'Afrique du Sud (Figure 16).

A l'Est de la zone d'étude, où la topographie est relativement plate (Figure 16), le réseau hydrographique du Cuvelai ainsi que les Pans sont éphémères et épars (Mendelson et al., 2013). Les rares eaux de surface s'évaporent ou s'écoulent rapidement, en quelques semaines ou mois, en fonction de la conductivité hydraulique des sols. Sur la partie Ouest de la région Kaokoveld, les reliefs dolomitiques et karstiques présentent de bonnes zones d'infiltration et de recharge (Steffen, Robertson, and Kirsten, 1997; Bäumle, 2003; Christelis and Struckmeier, 2011). Vers l'Est, la majeure partie des eaux de surface du bassin du Cuvelai-Etosha se concentre dans des chenaux appelés *iishana* (Figure 16). La majeure partie des eaux remplissant ces chenaux provient des fortes précipitations angolaises.

Il existe peu d'écoulement d'eau de surface dans le paysage de la région Karstveld (Mendelsohn *et al.*, 2002). Le Pan Etosha, point le plus bas du bassin-versant, reçoit toutes les eaux de ruissellement provenant de ces plus hauts reliefs, où les précipitations sont les plus importantes : d'Angola au Nord, du massif Otavi au Sud, ainsi que la région Kaokoveld, à l'Ouest.

L'occurrence, la distribution et l'étendue des eaux de surface sont très saisonnières, et dépendent des précipitations.

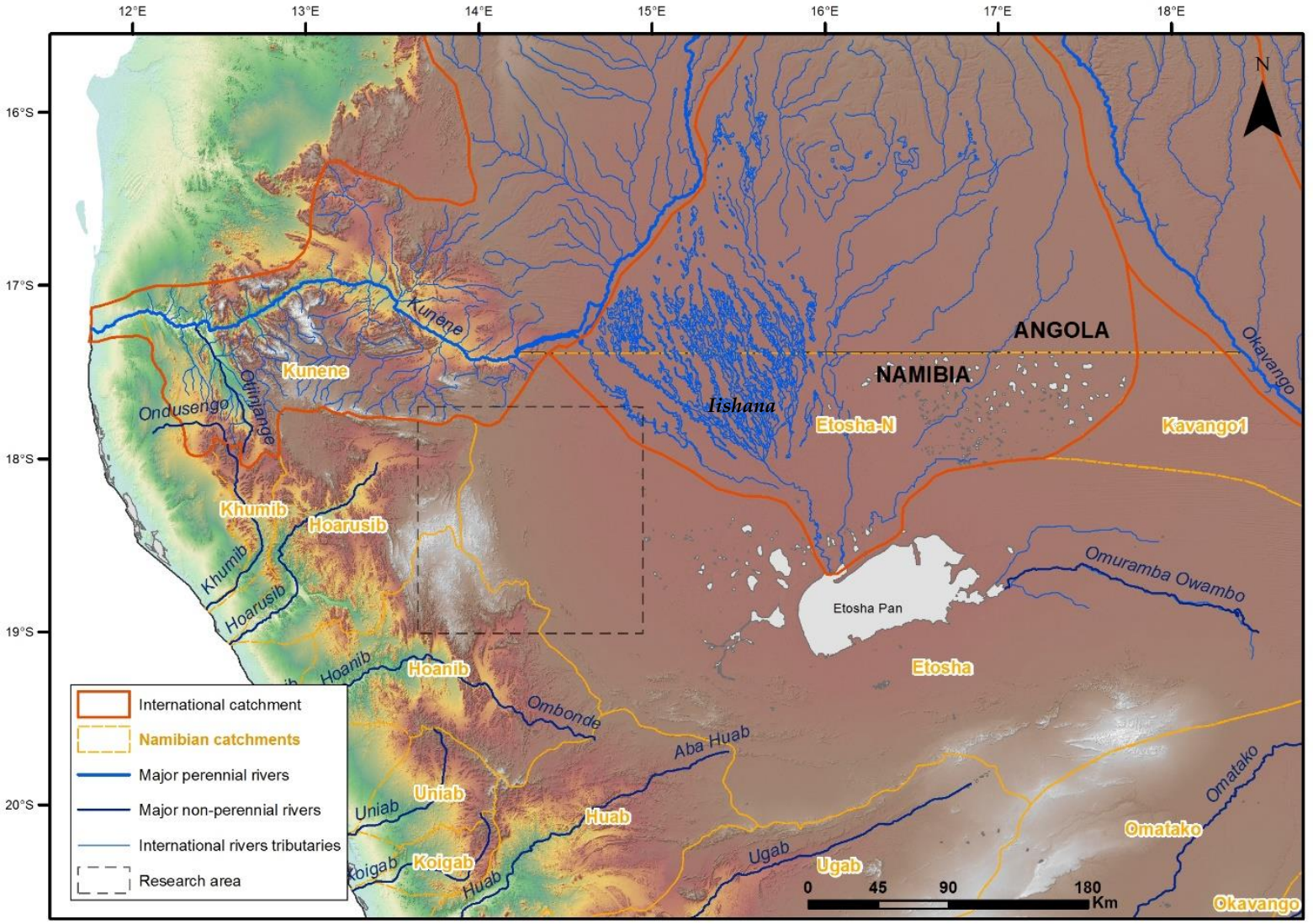


Figure 16: Réseau hydrologique du Cuvelai, au niveau du Bassin du Cuvelai-Etosha (d'après Mendelsohn et al., 2000). Zone d'étude en pointillées.

4.2. Précipitations, températures et évapotranspiration

Le climat namibien est aride à semi-aride. Celui-ci est dominé par une forte saisonnalité des pluies, de hautes températures, notamment en été, d'octobre à avril, et des épisodes de sécheresse.

Les données de précipitation sont relativement faibles en raison du peu de stations météorologiques réparties sur le Nord-Ouest de la Namibie, et des périodes sans enregistrement ou de maintenance récurrentes des stations. Les données ont été obtenues via le site SASSCAL pour les stations Kaoko Otavi et Oshambelo, et par le service météorologique de Namibie pour les stations Opuwo, Otjovasandu, Okaukuejo et Tshudi (Figure 17). Les cartes présentées en Figure 17 et Figure 18 représentent les moyennes annuelles des précipitations, de l'évaporation ainsi que des températures (ACACIA Project, 2002).

Les précipitations se concentrent essentiellement pendant la saison des pluies, de Novembre à Avril (Figure 19). La moyenne annuelle des précipitations varie graduellement entre 400 et 200 mm d'Est en Ouest de la zone d'étude (Figure 17). À proximité, ou dans cette zone, les six stations météorologiques étudiées indiquent une moyenne annuelle des précipitations variant de 210 mm à 400 mm (Figure 17, Table 2). Bien que la station météorologique Okaukuejo soit plus éloignée du secteur d'étude, celle-ci se situe sur la même « bande » de précipitation, entre 300 et 350 mm par an (Figure 17), ce qui justifie son utilisation pour cette étude.

La température moyenne varie légèrement d'Est en Ouest sur la région étudiée. Elle est en moyenne supérieure à 20°C (Figure 18), et peut atteindre jusqu'à 40°C en été, entre octobre et avril. En hiver, de mai à septembre, la température peut descendre à 0°C la nuit. L'Est de la zone présente l'une des températures des plus importantes du pays.

L'évapotranspiration potentielle moyenne peut atteindre plus de 3000 mm par an, excédant les précipitations moyennes annuelles d'un facteur de 7 à plus de 10.

Les pans et les zones d'*Iishana* (Figure 16) présentent les plus forts taux d'évaporation (Mendelsohn, Jarvis and Robertson, 2013). Les larges zones d'eaux stagnantes disparaissent rapidement par infiltration et évaporation, laissant une concentration importante en sels et minéraux à la surface.

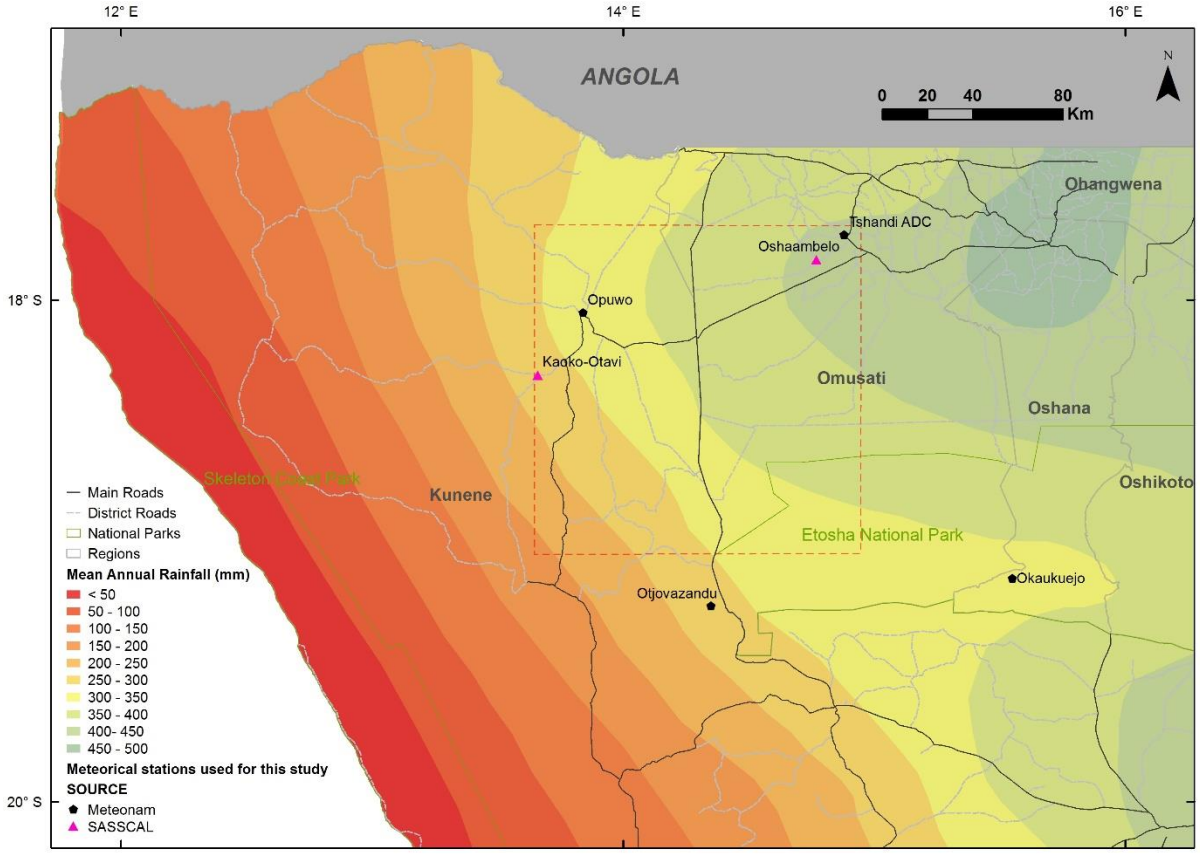


Figure 17 : Moyenne annuelle des précipitations et localisation des stations météorologiques utilisées pour cette étude. (d'après projet ACACIA, Atlas of Namibia Project (2002) *Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism*).

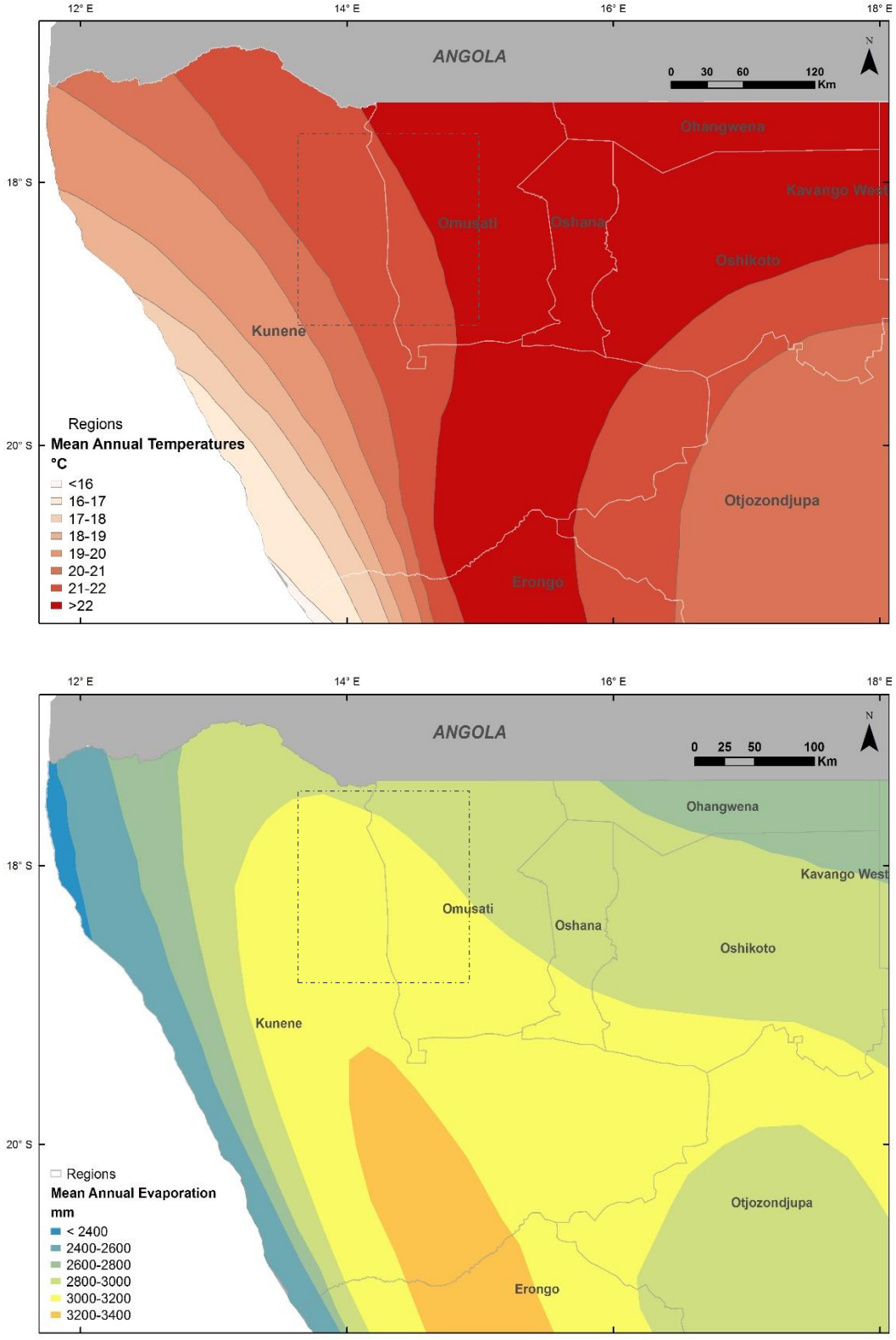


Figure 18 : En haut : moyenne annuelle des températures. En bas : moyenne annuelle de l'évapotranspiration potentielle (d'après projet ACACIA, Atlas of Namibia Project (2002) *Directorate of Environmental Affairs, Ministry of Environment and Tourism).*

En général, les données mensuelles des précipitations sont exploitées pour une approche et une caractérisation régionale. Les données de pluviométrie journalières sont essentielles pour une analyse des intensités de pluies, qui ont un fort impact sur le volume de la recharge. La Table 2 présente les données disponibles et utilisées au niveau des six stations proches de la zone d'étude, localisées en Figure 17.

Dans l'ensemble, le taux de données mensuelles manquantes est relativement élevé, avec un minimum de 5 % au niveau de la station Kaoko-Otavi, et un maximum de 11 % pour la station Opuwo. La station Kaoko-Otavi, qui n'enregistre des données que depuis 2016, présente la moyenne annuelle des précipitations la plus basse de la zone d'étude, avec 212,2 mm/a. La station Tshandi présente quant à elle la pluviométrie annuelle la plus élevée de la zone d'étude, avec environ 400 mm/a.

Table 2 : Données pluviométriques utilisées dans cette étude (données SASSCAL, Namibia Meoteorological Service).

Station Name	Frequency	Period	Gap rate (%)	Mean annual rainfall (mm)	Data source
Kaoko Otavi	Monthly and daily	2016 – 2020	5	212.2	SASSCAL
Opuwo	Monthly	1939 – 2015	11.2	259.4	MeteoNam
	Daily	2010 - 2020	4		
Otjovasandu	Monthly	1966 – 2017	9.1	317.2	MeteoNam
	Daily	2000 – 2017	20		
Tshandi	Monthly	1914 - 1943 1952 – 1990 2011 - 2020	6.9	406.1	MeteoNam
	Daily	2014 - 2018	10		
Oshaambelo	Monthly and daily	2012 - 2019	10.4	305.7	SASSCAL
Okaukuejo	Monthly	1901 – 1915 1934 - 2018	4.1	389.8	MeteoNam

En Namibie, une année hydrologique débute en octobre, et se termine en septembre de l'année suivante. La Figure 19 présente les moyennes mensuelles des précipitations sur les six stations d'étude. En moyenne, 96,2 % des précipitations annuelles se concentrent sur la période des pluies, de novembre à avril.

Les mois de février et de mars enregistrent les plus fortes moyennes de précipitation ; entre 30 et 95 mm d'Ouest en Est au mois de février, et entre 60 et 95 mm au mois de mars. Les mois de mai à septembre sont les plus secs, et les précipitations ne dépassent généralement pas 1.5 mm par mois, au maximum.

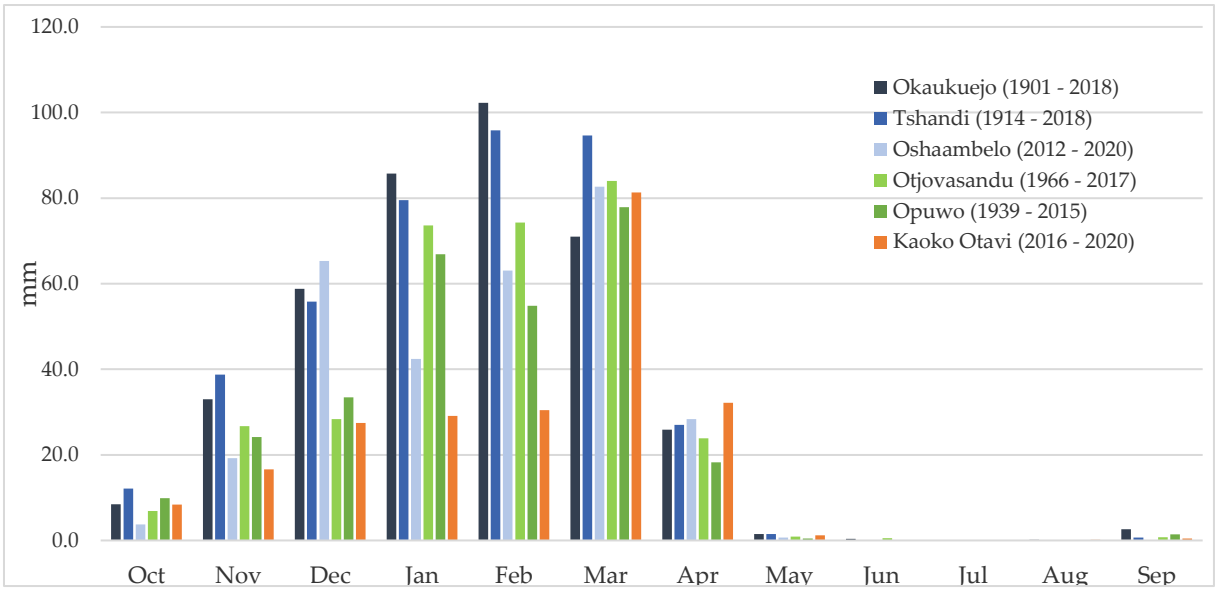


Figure 19 : Moyennes mensuelles des précipitations enregistrées sur les 6 stations Otjovasandu, Opuwo, Okaukuejo et Tshandi (MeteoNam) et Kaoko Otavi et Oshaambelo (SASSCAL). Localisation des stations en Figure 17.

4.3. Évolution des précipitations

L'analyse des tendances des séries historiques de précipitations permet de définir de potentielles variabilités climatiques, annuelle et interannuelle, et d'évaluer la tendance des changements climatiques.

De nombreuses études réalisées dans des régions semi-arides du monde montrent que la pluviométrie annuelle des précipitations est globalement la même au fil des ans. Cependant, la distribution, la fréquence et l'intensité des évènements pluvieux deviennent plus irrégulières du fait du changement climatique global (Kharin *et al.*, 2013; Sillmann *et al.*, 2013; Pendergrass and Hartmann, 2014; Myhre *et al.*, 2019). Il en est de même de l'augmentation du nombre de jours « secs » consécutifs ; ces observations indiquent que ces domaines seront de plus en plus sujet à une intensification des conditions de sécheresse (Sillmann *et al.*, 2013)..

Les données pluviométriques mensuelles et journalières des six stations d'étude sont présentées en Annexe 1.

4.3.1. Tendances d'évolution annuelle

L'étude des chroniques de précipitations annuelles et leur régression linéaire associée est présentée en Figure 20 pour les stations d'Okaukuejo et d'Otjovazandu. Celles-ci enregistrent le plus important nombre de données historiques.

Globalement, les précipitations annuelles varient fortement d'une année sur l'autre, avec des années plus humides, et d'autres plus sèches.

Sur ces trois stations, deux d'entre elles révèlent une tendance à la diminution, comme en témoigne la droite de régression linéaire (Figure 20).

La Namibie a souvent connu des périodes de sécheresse, en particulier au cours des dernières décennies (Cheney, 1994; Matas, 2013; Kapolo, 2014) ; l'année 2019 étant l'un des pires épisodes que le pays ait connu (Essa, 2019; FEWS NET, 2019; Kahiurika, 2019; Xinhua, 2019; Shikangalah, 2020). Malheureusement, la majorité des stations météorologiques utilisées pour cette étude étaient hors-service durant cette période. Seule la station Kaoko-Otavi enregistre les données mensuelles et quotidiennes lors de cet épisode de sécheresse intense (Annexe 1).

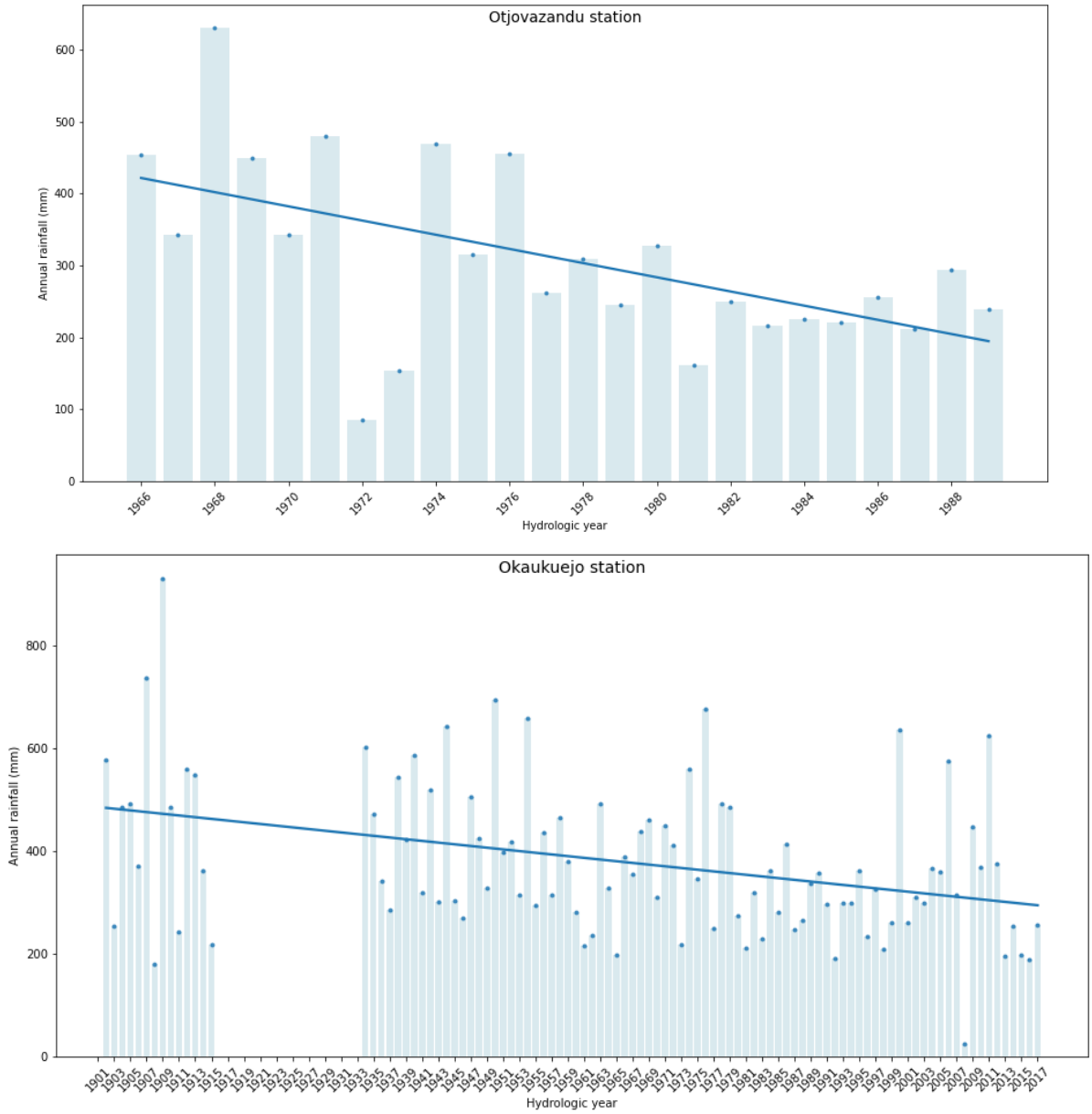


Figure 20 : Séries chronologiques des précipitations annuelles et coures de tendances interpolées pour les stations (i) d'Okaukuejo (en haut), pour la période de 1901 à 2017, et (ii) d'Otjovazandu (en bas), pour la période 1966 à 1989 (MeteoNam).

4.3.2. Tendance d'évolution interannuelle par décennie

Les graphes présentés en Figure 21 montrent la pluviométrie moyenne mensuelle par décennie pour les quatre stations météorologiques Otjovasandu (de 1966 à 2017), Opuwo (1952 – 2019), Tshandi (2021 - 2020) et Okaukejo (1901 – 2018). Une nette tendance à la diminution de la pluviométrie mensuelle est observable sur chacune des stations. Généralement, la saison sèche a tendance à devenir plus longue, d'avril à novembre plutôt que de mai à septembre. Les précipitations semblent concentrées sur une période plus courte, et sont souvent plus importantes au mois de février et mars.

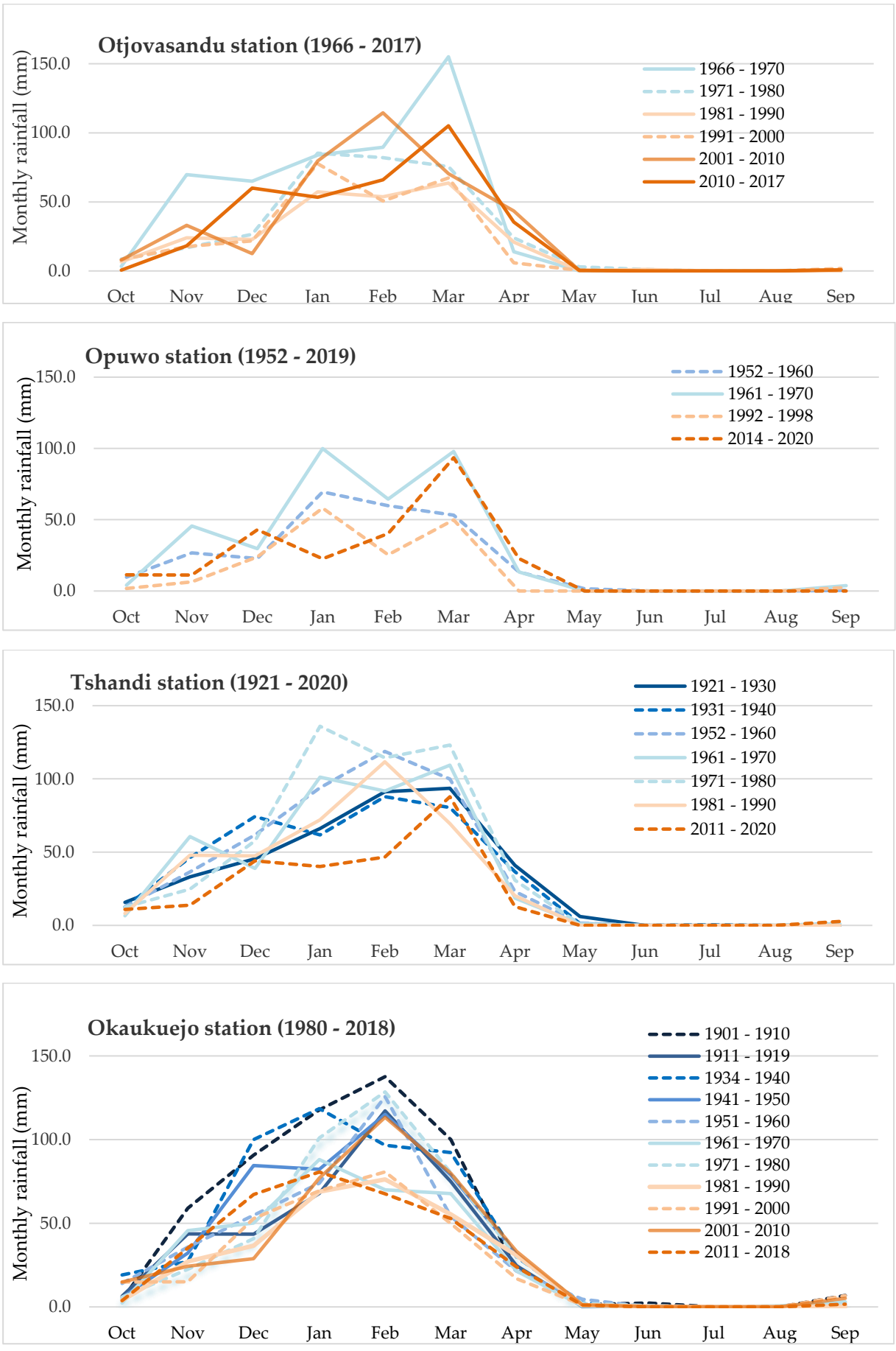


Figure 21 : Pluviométrie moyenne mensuelle par décennie pour les stations Otjovasandu, Opuwo, Tshandi et Okaukuejo (graphiques réalisés d'après la compilation des données SASSCAL et MeteoNam).

4.3.3. Pluviométrie journalière et intensité

Les données pluviométriques journalières sont essentielles dans l'étude des intensités de pluie. Celles-ci ont un fort impact sur le ruissellement, l'infiltration et la recharge des nappes souterraines.

Les données pluviométriques journalières présentées en Annexe 1 permettent de mettre en évidence certains évènements pluviométriques intenses. Les évènements pluvieux de plus fortes intensités se produisent la plupart du temps au mois de mars. Cependant, le faible nombre de données journalières ne permet pas de réaliser une étude précise quant à l'intensité et la fréquence de ces évènements pluvieux. De plus, dans la zone d'étude, l'intensité de pluie maximale ne dépasse que très rarement 50 mm par jour, ce qui reste relativement faible.

Il devient légitime de se questionner sur l'efficacité de la recharge lors d'évènements pluviométriques plus intenses. Ces événements donnent souvent un indicateur trompeur sur une moyenne globale équivalente, puisqu'il s'agit la plupart du temps, d'évènements concentrés dans le temps.

Lors d'événements pluvieux intenses, et en fonction des types de substratum, cela peut entraîner une sursaturation des eaux à la surface du sol, rendant l'infiltration plus difficile et moins efficace. Une fraction plus importante des eaux météoriques est alors évaporée dans l'atmosphère et ne participe pas à la recharge. Les histogrammes de pluie sont présentés en Partie 2, et servent à l'étude de la caractérisation de la recharge (*Chapitre 2. La recharge en contexte semi-aride*).

Les données disponibles ne permettent pas de quantifier précisément les précipitations et leurs évolutions au cours du temps. Cependant, la synthèse des données disponibles permet une caractérisation globale du système hydrologique qui contribue à l'amélioration de la gestion de la ressource en eau.

5. Contexte hydrogéologique

Les eaux souterraines proviennent de l'infiltration des eaux météoriques qui, selon l'aquifère, se sont accumulées durant des années voire des milliers d'années. Au Nord-Ouest de la Namibie, les eaux souterraines sont captées par (1) des forages, (2) des puits d'eau de faible profondeur creusés à la main ou (3) des sources naturelles.

Plusieurs études hydrogéologiques ont été menées dans le bassin du Cuvelai-Etosha et notamment grâce à la récente découverte de l'aquifère Ohangwena, au Nord du pays, à la frontière avec l'Angola (Lindenmaier *et al.*, 2011; Beukes *et al.*, 2012). De plus, en raison du potentiel économique de la région montagneuse d'Otavi, l'hydrogéologie et l'hydrodynamique ont été fortement étudiées (Marchant, 1980; Geohydrology Division, 1982; Hoad, 1993; Hedlund and Lagerqvist, 1996; GKW Consult, 2003a; R. Bäumle, 2003). Malheureusement, ces études sont souvent limitées à la frontière entre les régions Omusati et Kunene, et ne tiennent pas compte des reliefs dolomitiques plus à l'Ouest du bassin. La région du Kaokovelt reste encore peu connue et très peu étudiée. Dans ces régions plus arides, les populations et leur bétail dépendent essentiellement des eaux souterraines.

5.1. Caractéristiques des séries aquifères - aquitards

Grâce à l'étude géologique et aux informations stratigraphiques et lithologiques, plusieurs unités à potentiel aquifère peuvent être définies, parfois séparées par des séries aquitards.

Sur une vaste zone où les données sont limitées comme dans la région Nord-Ouest de la Namibie, il est difficile de distinguer les aquifères. Dans une approche régionale, la différenciation des aquifères est basée principalement sur les grandes unités et formations géologiques. Bien qu'il existe en effet des variations de faciès au sein de chaque formation géologique, entrainant des variations des paramètres hydrodynamiques aquifères, pour des raisons pratiques, chaque grande unité lithostratigraphique est considérée comme une seule grande unité aquifère (Table 5) multicouche.

Cette segmentation et différentiation des aquifères est basée sur celle initialement proposée par Christelis *et al.* (2001), et est toujours admise aujourd'hui dans le bassin du Cuvelai et sa bordure septentrionale (BIWAC, 2003; Bäumle, 2004; Bittner and Kleczar, 2006; Christelis and Struckmeier, 2011).

Elle a été étendue à la zone d'étude, plus à l'Ouest. La Table 3 récapitule l'ensemble des unités aquifères et aquitards définies selon les propriétés physiques des roches (notions de structure et de texture, dissolution, etc.), ainsi que l'analyse structurale.

5.1.1. Le socle

Les granites et gneiss constituant le socle affleurent principalement au niveau de la région de Kamanjab et au Nord de la zone d'étude Ces unités épaisses, compactes et très peu poreuses constituent le substratum de l'ensemble de la pile stratigraphique, et sont considérées comme un aquiclude. Cependant, les roches du socle sont fortement fracturées dans la région du Kaoko. Une porosité de fissures peut être plus ou moins développée, et améliorer les propriétés hydrodynamiques des unités du socle.

5.1.2. La Séquence Damara

Les roches consolidées peuvent présenter une porosité par des espaces intergranulaires et/ou des surfaces de stratification, selon leur degré de compaction et de cimentation, ou leur degré de métamorphisme.

Au sein de la Séquence de Damara, la porosité primaire a tendance à être peu développée (Seeger, 1990; Interconsult, 1997). Cependant, dans la zone d'étude, ces séries sont fortement fracturées et/ou karstifiées, conduisant à des porosités secondaires parfois bien développées (Christelis and Struckmeier, 2011).

5.1.2.1. Les séries du Groupe Nosib

Les quartzites et les schistes composant le Groupe Nosib sont des roches à très faible porosité considérées comme des séries aquitards. Tout comme pour les roches du socle, une porosité et une perméabilité de fractures bien développées peuvent améliorer sensiblement le potentiel aquifère de ces unités.

Table 3 : Définition des principaux aquifères présents sur la bordure Ouest du Bassin Cuvelai Etosha et épaisseurs approximatives sur l'ensemble de la zone d'étude (d'après Bäumle, 2004; A. Bittner, 2006; Margane, 2006).

SEQUENCE	GROUP	SUBGROUP	FORMATION	NAME OF AQUIFER / AQUITARD	ABBREV.	DESCRIPTION	THICKNESS approx. (m) in the area of interest			
							N	S	W	E
Kalahari			Andoni, Olukonda, Beisev, Ombalontu	**Kalahari Sequence Aquifer (undifferenciated)**	**K**	Sand, alluvium, clay, calcrete	< 700	10		< 700
				Omusati Multilayered Aquifer	**KOM**					
			Etosha Calcrete	Etosha Limestone Aquifer	**KEL**	Calcrete	Max 100	50	50	Max 100
Karoo	Ecca, Dwyka			**Karoo Sequence Aquifer / Aquitard** (undifferenciated)	**KR**	Diamictite, silstone	50	0	0	0
Damara	Mulden	Etoshafontein	Owambo, Kombat, Tshudi	**Mulden Group Aquifer / Aquitard** (undifferenciated)	**DM**	Fractured sandstone, silstone and shale and phyllite	<2000	0	0	<2000
	Otavi	**Otavi Dolomite Aquifer (undifferenciated)**			**DO**	Fractured and karstified dolostone, limestone				
		Tsumeb	**Tsumeb Subroup Aquifer (undifferenciated)**		DOT		1000	1000	1000	1400
			Huttenberg	Huttenberg Formation Aquifer	DOT_{Ht}					
			Elandshoek	Elandshoek Formation Aquifer	DOT_{El}					
			Maieberg	Maieberg Formation Aquifer	DOT_{mA}	Limestone, dolostone cap dolostone	150	400	400	400
		Abenab	**Abenab Subgroup Aquifer (undifferenciated)**		DOA	Fractured and karstified dolostone, limestone	400	500	400	> 500
			Ombaatjie	Ombaatjie Formation Aquifer	DOA_{Ob}					
			Gruis	Gruis Formation Aquifer	DOA_{Gr}					
			Rasthof	Rasthof Formation Aquifer	DOA_{r}					
			Chuos	Chuos Formation Aquitard	DCh	Fractured, diamictite	500	50	50	100
		Ombombo	**Ombombo Formation Aquifer (undifferenciated)**		DOB	Fractured and karstified dolomite	< 1000	300	2500	300
			Okakuyu	Okakuyu Formation Aquifer	DOB_{Ok}					
			Devede	Devede Formation Aquifer	DOB_{Dv}					
			Beevlakte	Beevlakte Formation Aquifer	DOB_{BV}					
	Nosib		Nabis	**Nosib Group Aquifer / Aquitard**	**DN**	Fractured quartzite, limestone and shale	2000	1200	1200	200
Basement				**Basement Aquifer / Aquiclude** (undifferencated)	**B**	Fractured gneiss, granites				

5.1.2.2. Les dolomites du Groupe Otavi

L'épais système aquifère dolomitique libre d'Otavi est situé sur la majeure partie de la zone d'étude. Il constitue le principal aquifère bordant le Sud et l'Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha (Bittner and Kleczar, 2006).

Les séries principalement dolomitiques d'Otavi affleurent au niveau des reliefs du Kaokoveld et plongent en profondeur en direction du bassin à l'Est. Les roches carbonatées présentent généralement une porosité primaire intergranulaire ayant pu être impactée au cours de l'orogénèse. Le degré de métamorphisme des roches dolomitiques a altéré la porosité primaire de la roche. Cependant, la forte karstification et le réseau de fractures bien développé dans ces aquifères améliore grandement leurs potentialités aquifères. Celles-ci jouent donc un rôle essentiel dans la potentialité des aquifères de l'ensemble du Groupe Otavi.

Malgré la présence de figures karstiques dans les reliefs de la Plateforme Nord, certains auteurs indiquent que la karstification profonde est d'une importance mineure dans les dolomites et carbonates du groupe Otavi (Van der Westhuizen, 1984; Ploethner *et al.*, 1997), et celle-ci ne contribue que très faiblement à l'augmentation des potentialités de ces aquifères.

De la base au toit, l'aquifère dolomitique d'Otavi est composé des aquifères dolomitiques fracturés et karstifiés des Sous-Groupes (1) d'Ombombo (DOB), (2) d'Abenab (DOA) et (3) de Tsumeb (DOT).

Le sous-groupe Ombombo

Les Formations de (i) Beesvlakle (DOB_{DV}), (i) Devede (DOB_{DV}) et (iii) Okakuyu (DOB_{OK}) composent le Sous-Groupe inférieur Ombombo (DOB). Les calcaires et dolomies stromatolitiques de ces deux premières formations présentent des potentialités aquifères, tandis que la Formation d'Okakuyu, aurait un potentiel aquifère moins élevé en raison de son faciès plus argilo-gréseux, et moins perméable. Il peut être considéré comme un aquitard. Le Sous-Groupe Ombombo est considéré comme un aquifère indifférencié.

Le sous-groupe Abenab

Dans le Sous-Groupe Abenab, la formation basale et glaciaire de Chuos (DCh), qui sépare le Sous-Groupe Abenab du Sous-Groupe Ombombo, est considérée comme un aquitard. En effet, les diamictites et les brèches, très peu poreuses et faiblement perméables constituent des séries épontes.

Les formations de Rasthof, Gruis et Ombatjie ont un faciès calcaire et dolomitique très similaire, fracturé et karstifié. À l'exception de la partie basale de la Formation Rasthof, ces formations présentent de bonne potentialité aquifères, grâce à leur porosité de fracture. En

revanche, les carbonates de couvertures très compacts à la base de la Formation Rasthof ont un potentiel aquifère plus faible.

Le sous-groupe Tsumeb

Les Formations de (i) Ghaub (ii), Maieberg (DOT_{Ma}), (iii) Hüttenberg (DOT_{Ht}) et (iv) Elandshoek (DOT_{El}) composent le Sous-Groupe Tsumeb. Cette unité possède un empilement stratigraphique similaire à celui du sous-groupe Abenab ; la Formation glaciaire de Ghaub se définie comme une unité éponte. Cette unité basale n'est cependant pas continue sur la zone d'étude, et n'est observée que localement, au Sud-Est. Les carbonates de couverture compacts de la Formation Maieberg inférieure sont considérés comme une série à faible potentiel aquitard, à faible porosité primaire, tandis que les formations calcaires et dolomitiques supérieures, fortement karstifiées, constituent des aquifères à bon potentiel.

5.1.2.3. Les roches du Groupe Mulden

Les méta-sédiments du groupe de Mulden (DM), de types schistes et quartzites se définissent comme des séries peu poreuses et peu perméables, pouvant constituer des épontes. Cependant, des variations de faciès existent dans ces unités, et les faciès plus carbonatés et gréseux pourraient révéler un potentiel aquifère accru.

5.1.3. La Séquence de Karoo

Les tillites et les schistes de la Formation glaciaire du Dwyka font partie de la Séquence de Karoo (KR), et affleurent uniquement dans les vallées glaciaires du Kaokoveld. Ces roches présentent de faibles porosités et perméabilités, et peuvent constituer des séries aquitards.

Cet aquitard ne se retrouve qu'en subsurface, à l'extrémité Est de la zone d'étude, et n'est pas déposé de façon continue sur l'ensemble de la région étudiée.

5.1.4. Les séries du Kalahari

Les aquifères du Kalahari sont subdivisés en cinq unités principales décrites par Bittner and Kleczar. (2006a). Seuls l'aquifère des Calcrètes d'Etosha (KEL) et l'aquifère multicouche d'Omusati (KOM) sont présents dans la zone d'étude, en bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha (Figure 26). En voici leurs principales caractéristiques hydrogéologiques :

- L'aquifère des Calcrètes d'Etosha (KEL) est présent sur les marges Sud et Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha, avec une épaisseur pouvant atteindre localement 100 m (*2.2.3.2 La Formation des Calcrètes d'Etosha*). Cette unité très karstique constitue un aquifère, grâce à sa porosité plus ou moins développée par dissolution.

- L'aquifère multicouche d'Omusati (KOM) comprend des sédiments non consolidés à semi-consolidés de la séquence du Kalahari, principalement des sables, des argiles et des niveaux de calcrètes. Les fortes variations de faciès au sein même de cette unité, doivent engendrer une hétérogénéité des potentialités aquifères. Ces unités peuvent présenter des aquifères à très bon potentiel grâce à la grande porosité des roches meubles. Les lentilles argileuses très peu perméables déposées localement peuvent constituer des lentilles aquitards, qui sont cependant spatialement discontinues.

La Figure 22 présente une coupe hydrogéologique conceptuelle, réalisée et interprétée d'après les caractéristiques lithostratigraphiques des unités géologiques, et les propriétés physiques des roches.

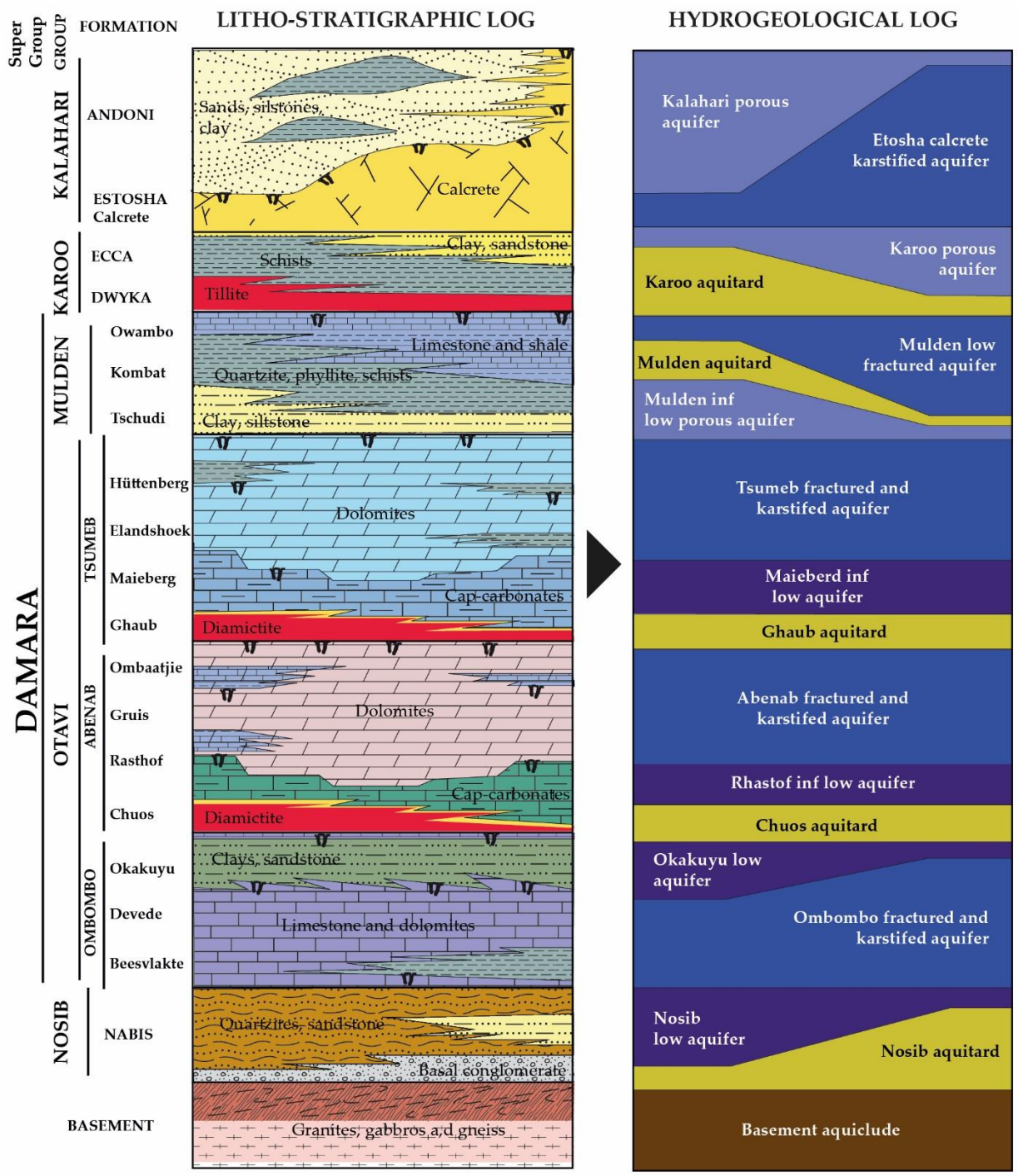


Figure 22 : Schéma hydrogéologique conceptuel interprété à partir de la coupe lithostratigraphique.

5.2. Caractérisation hydrodynamique

La porosité primaire est présente dans le sédiment initial, et n'a pas été comblée lors de la diagenèse. La porosité secondaire est quant à elle, générée au cours de la diagénèse, et causée par la foliation ou la fracture des roches, ou par un phénomène chimique de karstification.

Sur la base de la géologie régionale, la partie Ouest de la zone d'étude est plus susceptible de présenter des zones de fractures ouvertes développées suite à la phase de compression lors de l'orogénèse du Damara. Cela a permis la flexure des séries présentes, et la mise en place d'une succession de plis et de zones de fractures. Les roches ainsi fracturées voient leurs fractures s'élargir par un phénomène chimique de dissolution, générant des aquifères karstiques. La densité de fractures et la karstification diminuent avec la profondeur dans les roches, la conductivité hydraulique des aquifères aura donc également tendance à diminuer avec la profondeur (Mangin, 1975).

Cependant, le degré de métamorphisme augmente depuis les marges des ceintures orogéniques jusqu'aux zones centrales fortement entrecoupées d'intrusions granitiques (Miller, 1983b). Cela engendre une diminution des propriétés hydrodynamiques et donc des potentialités aquifères des roches en direction de la Zone Occidentale du Kaoko, à l'Ouest de la zone d'étude.

5.2.1. Aperçu des essais de pompages disponibles dans la région d'étude

Les pompages d'essais sont effectués afin de déterminer les propriétés physiques de l'aquifère, la capacité de l'ouvrage de production et son efficacité. On distingue les essais de puits et les essais de nappe. L'essai de puits permet la détermination de l'efficacité d'un puits de pompage et de ses paramètres, et l'essai de nappe permet de déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Ces derniers sont essentiellement conditionnés par la géologie (faciès, structurale, etc.).

Sur la zone d'étude, un très faible nombre d'essais de pompage a été réalisé entre les années 1979 et 2010 (base de données du DWA). Cependant, certains de ces rapports ont été égarés, ou sont parfois inexploitables (aucune valeur de débit de pompage d'essai, problème lors du pompage, équilibre non atteint, etc.), et les paramètres physiques de l'aquifère n'ont pu être déterminés. Les données de pompage disponibles ont été récupérées dans les archives du département de l'eau (DWA) auprès Ministère de l'agriculture, de l'eau et des forêts (MAWF). Les ouvrages pour lesquels des pompages d'essais ont été réalisés et interprétés pour cette étude sont localisés en Figure 23.

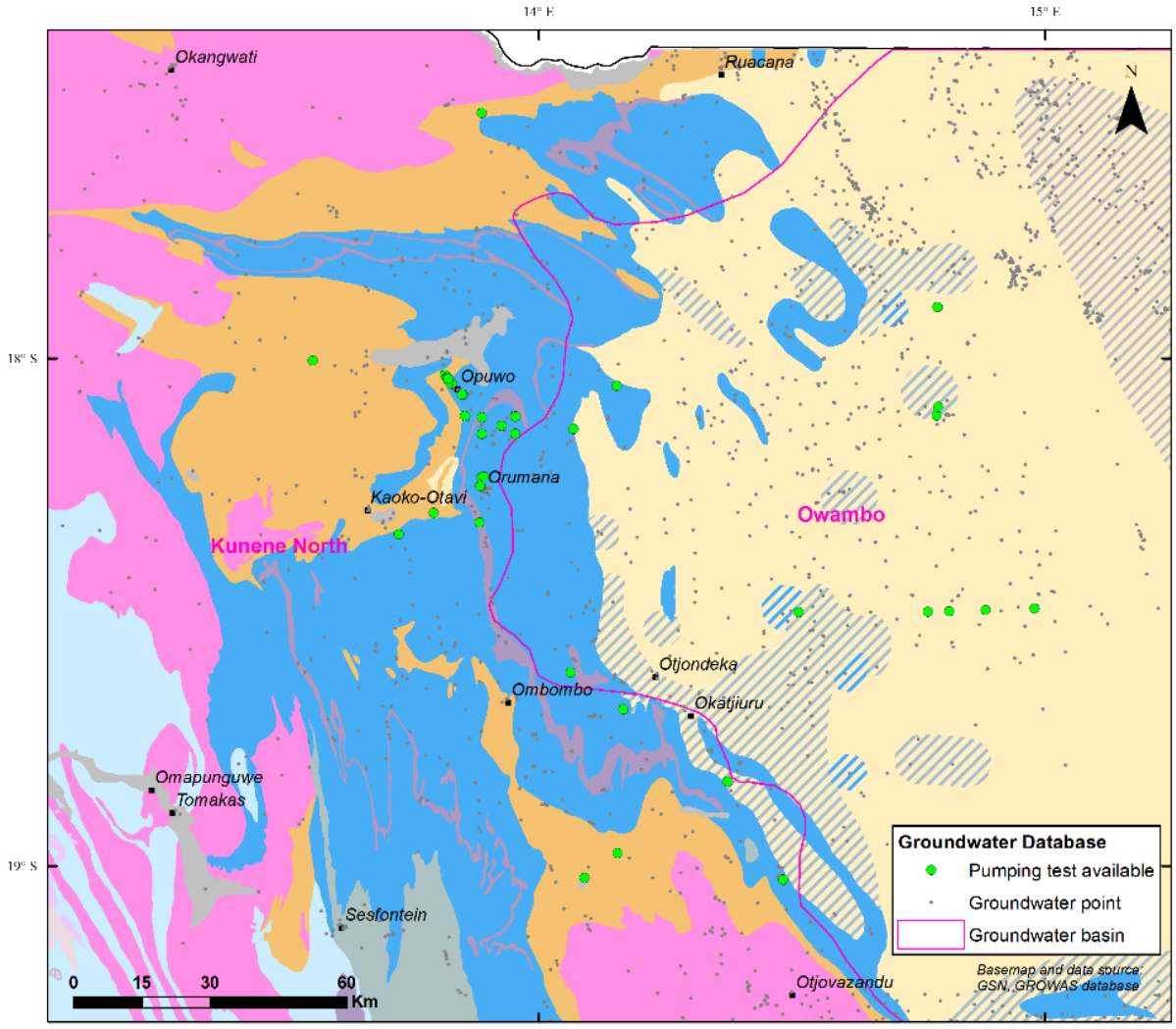


Figure 23: Faible nombre de pompages d'essais réalisés et disponibles dans la zone d'étude. Les points gris correspondent à l'ensemble des données du sous-sol sur la zone d'étude.

5.2.2. Interprétation des essais de pompages et caractérisation des principaux aquifères

5.2.2.1. Rappels théoriques et méthodes utilisées

Un **essai de puits** (ou essai par paliers) consiste à réaliser un premier pompage à débit constant Q_1 jusqu'à obtenir un rabattement stabilisé s_1 au puits ; le débit de pompage est alors augmenté à une valeur constante Q_2 pour lequel un rabattement stabilisé s_2 est obtenu, puis à de nouveaux débits constants Q_3, Q_4…Q_i (Chapuis, 2007). Le rabattement spécifique s_{Qn} associé à chaque palier est alors calculé d'après l'équation suivante :

$$s_{Q_n} = \frac{s_n}{Q_n} \quad (1)$$

Avec s_n le rabattement stabilisé en fin de palier et Q_n le débit pour différents paliers de valeurs croissantes.

Un **essai de nappe**, aussi appelé pompage longue durée est une technique qui consiste à pomper dans un aquifère libre ou captif à débit constant durant une période prolongée (au moins 24h) et de mesurer en parallèle le rabattement de nappe dans le temps afin d'en extraire des propriétés hydrodynamiques du sol (Kruseman and Ridder, 1994; Chapuis, 2007), tels que :

- La transmissivité hydraulique se définie comme la capacité d'un aquifère à permettre l'écoulement d'un fluide ($m^2.s^{-1}$).

$$T = K \times b \tag{2}$$

Avec T la transmissivité hydraulique ($m^2.s^{-1}$), K la conductivité hydraulique (m/s) et b l'épaisseur de la zone saturée (m).

- Le coefficient d'emmagasinement correspond au volume d'eau libéré par unité de surface aquifère sous l'effet d'une baisse unitaire de hauteur piézométrique (= effet conjugué de la compressibilité de la matrice poreuse de l'aquifère et de l'expansion de l'eau). Dans une nappe libre, le coefficient d'emmagasinement est égal à la porosité efficace.

$$S = b\left[\rho_w g\left((1-\omega)\beta_m + \omega\beta\right)\right] \tag{3}$$

Avec ρ_w masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$) , b épaisseur de la zone saturée (m), ω la porosité (-), β compressibilité de l'eau (Pa^{-1}), β_m compressibilité de la matrice rocheuse (Pa^{-1}), S le coefficient d'emmagasinement (-).

Dans le cas des essais réalisés au Nord-Ouest de la Namibie, les solutions utilisées afin d'interpréter les essais sont les suivants :

- La solution de (Theis, 1935) simule un aquifère à nappe captive, homogène, isotrope de dimension infinie et d'épaisseur considérée comme constante. Le puits est supposé parfait et l'écoulement est horizontal ; C'est la solution la plus utilisée pour l'interprétation des pompages d'essais, et peut-être exprimée :

$$\boldsymbol{s = \frac{Q}{4\pi T}\, W(u)} \qquad (4) \qquad\qquad \boldsymbol{u = \frac{r^2 S}{4Tt}} \qquad (5)$$

Avec Q débit de pompage constant ($m^3.s^{-1}$), T transmissivité ($m^2.s^{-1}$), S coefficient d'emmagasinement (-), t temps écoulé depuis le début du pompage (s), s rabattement au puit (m), r distance à laquelle se produit le rabattement (m), $W(u)$ la fonction de Theis.

- L'approximation de Copper-Jacob (Cooper Jr and Jacob, 1946) reprend les principes formulés pas Theis, 1935 en considérant que u diminue lorsque la distance du point d'observation *r* diminue et le temps d'observation *t* augmente. Pour un piézomètre assez proche du puits et pour des temps de pompage assez long, la formulation de Theis peut être tronquée, la solution devient :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{2.25Tt}{r^2 S}\right) \quad (6)$$

Cette dernière solution est acceptable à condition que la valeur seuil u soit inférieur à 0,01.

- La solution de Hantush (Hantush, 1960) simule une nappe semi-captive alimentée par une nappe sus-jacente à travers une éponte semi-perméable. La pénétration partielle du puits ou du piézomètre peut être prise en compte ; le coefficient d'emmagasinement de l'éponte est supposé négligeable, la charge dans la nappe sus-jacente reste constante ;

Le principe de superposition est également utilisé comme un élément de résolution mathématique, appliqué en plus de la méthode de Cooper-Jacob. En effet, lorsque seuls des essais de puits (ou essais paliers) ont été réalisés au niveau de l'ouvrage de production, le principe de superposition permet de résoudre un problème inverse ; à partir de variations de charge observées pour des variations de débits, les paramètres hydrodynamiques du milieu sont estimés (Figure 24).

Les débits de pompages *Qn* pour différents paliers de valeurs croissantes et les valeurs de rabattement étant connus, les paramètres transmissivité T et coefficient d'emmagasinement S sont entrés manuellement afin que la courbe théorique calculée soit callée au mieux à la courbe analytique (Figure 24).

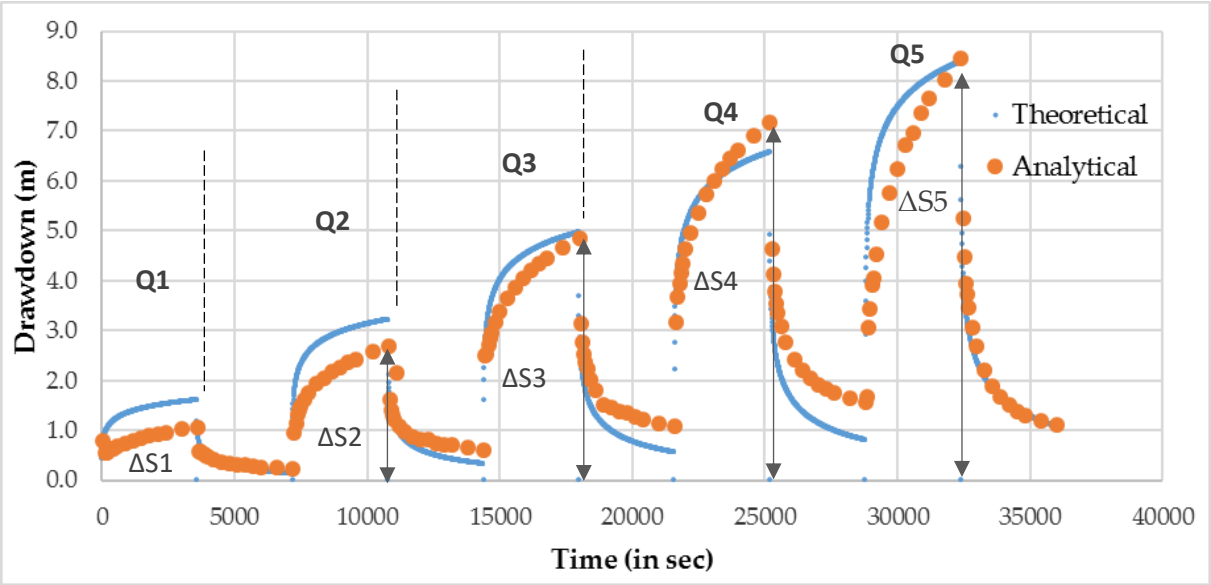


Figure 24: Chronique de rabattement théorique et analytique pour 5 paliers enchaînés.

5.2.2.2. Résultats des paramètres hydrodynamiques calculés

Les moyennes calculées pour chacun des paramètres hydrodynamiques par unité aquifère sont présentés en Table 4, en comparaison des résultats obtenus par Bäumle (2003) dans la région de Tsumeb.

Le faible nombre de données en profondeur ne permet pas d'estimer les valeurs des paramètres hydrodynamiques plus en profondeur dans la zone d'étude. Cependant, il est constaté que les paramètres hydrodynamiques ont généralement tendance à diminuer avec la profondeur (Seeger, 1990; Ploethner *et al.*, 1997, p. 199; Bäumle, 2003; Bardenhagen, 2007).

La karstification et la présence de failles sur la zone d'étude jouent probablement un rôle prédominant sur l'hétérogénéité des valeurs de conductivité hydraulique.

Les coefficients d'emmagasinement moyens calculés pour chaque aquifère sur la zone d'étude sont souvent difficiles à estimer, notamment en raison du manque de données pertinentes. Les résultats des tests de pompage réalisés dans la région montagneuse d'Otavi, au Sud du Bassin de Cuvelai-Etosha, montrent globalement des coefficients d'emmagasinement plus faibles (Seeger, 1990a; Bäumle, 2003) que ceux obtenus dans cette étude (Table 4). La gamme de coefficient d'emmagasinement estimée sur les aquifères de la zone d'étude est comprise entre $4{,}5.10^{-2}$ et 10^{-3}, ce qui semble proche des valeurs moyennes de porosité efficace en nappe libre.

Le socle

La transmissivité moyenne calculée dans les roches granitiques et gneissiques sur la zone d'étude est d'environ $2{,}6.10^{-4}$ $m^2.s^{-1}$ (B, Table 4). Les forages sont pour la plupart, implantés au niveau de zones fracturées et faillées, ce qui a pour effet d'augmenter la conductivité hydraulique du milieu. Cette valeur semble surestimée en comparaison à la région de Tsumeb, où la transmissivité moyenne calculée est de $5{,}8.10^{-8}$ $m^2.s^{-1}$. Les roches du socle constituent généralement l'aquiclude.

Le Groupe Nosib

Les valeurs de transmissivités calculées dans cette étude au niveau des séries du Groupe Nosib varient de $2{,}9.10^{-6}$ $m^2.s^{-1}$ à $1{,}4.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ au niveau des zones les plus fracturées (DN, Table 4). La transmissivité moyenne calculée est d'environ $4{,}8.10^{-4}$ $m^2.s^{-1}$.

Avec une épaisseur variant de 1000 à 2000 m, la conductivité hydraulique de l'aquifère du Nosib est estimée entre $2{,}0.10^{-6}$ et $3{,}0.10^{-9}$ $m.s^{-1}$, soit une moyenne de $5{,}0.10^{-8}$ $m.s^{-1}$.

Dans la région de Tsumeb, la transmissivité moyenne obtenue par Bäumle (2006) correspond aux plus faibles valeurs calculées dans cette étude. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques peuvent parfois être surestimées, car la majorité des forages sont volontairement implantés au contact plus karstique entre les séries du Groupe Nosib et les roches du Groupe Otavi, ou le long de failles. Le Groupe Nosib constitue principalement un aquitard, mais peut se révéler localement comme un aquifère à faible potentiel transmissif.

Le Groupe Otavi

- <u>Le sous-groupe Ombombo</u>

Le sous-groupe d'Ombombo indifférencié enregistre une valeur de transmissivité moyenne de $2{,}6.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$, calculée sur un ensemble de 8 forages. Avec une épaisseur variant de 300 à près de 2500 m, la conductivité hydraulique est estimée entre $1{,}5.10^{-5}$ et $1{,}2.10^{-6}$ $m.s^{-1}$. L'aquifère Ombombo (DOB) représente un bon potentiel transmissif. Cette unité géologique étant absente de la bordure Sud du bassin, il n'est pas possible d'établir de comparaison.

- <u>La Formation de Chuos</u>

Dans la zone d'étude, aucun pompage d'essai n'a été réalisé dans la Formation de Chuos (D_{Ch}). En appliquant une valeur de transmissivité moyenne de $2{,}8.10^{-5}$ $m^2.s^{-1}$ estimée par (Bäumle, 2003) aux alentours de Tsumeb, la conductivité hydraulique moyenne calculée est d'environ $1{,}4.10^{-7}$ $m.s^{-1}$, pour une épaisseur moyenne d'aquifère de 200 m.

Cette formation, séparant le Sous-Groupe Abenab du Sous-Groupe Ombombo, est souvent considérée comme un aquitard (Bäumle, 2003; Bittner and Kleczar, 2006; Christelis and Struckmeier, 2011) dans la région montagneuse d'Otavi.

- Le sous-groupe Abenab

Le sous-groupe d'Abenab indifférencié présente les valeurs de transmissivités les plus élevées dans la région d'étude, avec une valeur maximale de $2{,}6.10^{-2}$ $m^2.s^{-1}$ enregistrée. Cette valeur est probablement surestimée et n'est pas représentative de l'aquifère, car ce puits est localisé sur un contact fortement karstique avec la Formation de Maieberg.

En moyenne, la transmissivité moyenne calculée sur 8 forages localisés dans cet aquifère est de $6{,}7.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ (Table 4). L'épaisseur de cet aquifère varie peu, entre 400 et 500 m. La conductivité hydraulique moyenne de cet aquifère est alors de $1{,}2.10^{-5}$ $m.s^{-1}$, témoignant d'un bon potentiel transmissif de l'aquifère. L'aquifère Abenab reflète de plus hautes valeurs de transmissivité aquifère en bordure Ouest du bassin que dans la région de Tsumeb, en bordure Sud du bassin. Dans cette région, la transmissivité obtenue par Bäumle. (2003) varie de $1{,}5.10^{-3}$ à $5{,}4.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$, et n'atteint que $9.3.10^{-7}$ $m^2.s^{-1}$ en profondeur ; Les potentialités aquifères de l'unité d'Abenab diminuent fortement avec la profondeur. De plus, le coefficient d'emmagasinement calculé dans la région du Kaoko ($2{,}6.10^{-3}$) est légèrement supérieur à celui calculé dans la région d'Otavi ($6{,}0.10^{-4}$).

- Le sous-groupe Tsumeb

Le faible nombre de données dans la zone d'étude ne permet pas une estimation des paramètres hydrodynamiques pour chacune des formations du sous-groupe Tsumeb.

Les valeurs de transmissivité calculées pour l'aquifère de Tsumeb indifférencié varient de $1{,}4.10^{-4}$ à $6{,}3.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$. En bordure Ouest du bassin, cette unité aquifère révèle une bonne potentialité transmissive globale, mais présente cependant de fortes hétérogénéités. Pour une épaisseur moyenne de 1000 m sur la région d'étude, la conductivité hydraulique de l'aquifère de Tsumeb est estimée entre $4{,}9.10^{-7}$ et $6{,}3.10^{-6}$ $m.s^{-1}$.

Une majorité des essais de pompages réalisés dans les séries d'Otavi est localisée dans l'aquifère de la Formation Maieberg. La transmissivité moyenne calculée en bordure Ouest du bassin est de $2{,}38.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$. Cette valeur est relativement proche des valeurs obtenues dans la région d'Otavi (entre $1{,}01.10^{-3}$ et $1{,}42.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$). Cependant, elle peut atteindre seulement $4{,}63.10^{-6}$ $m^2.s^{-1}$ localement, et cette unité est parfois considérée comme une unité aquitard dans la littérature (GKW Consult, 2003a; Bäumle, 2003; Bardenhagen, 2007).

En revanche, le coefficient d'emmagasinement obtenu dans cette région d'étude ($6{,}3.10^{-3}$) est bien supérieur à ceux obtenus par Bäumle. (2003a) (entre $3{,}0.10^{-5}$ et $8{,}0.10^{-4}$). Avec une épaisseur

aquifère de 400 m, la conductivité hydraulique de l'aquifère Maieberg dans la région Est du Kaoko est estimée à $6{,}5.10^{-6}$ m.s^{-1}.

À Tsumeb, les Formations d'Elandshoek et d'Hüttenberg possèdent les valeurs de transmissivités moyennes les plus élevées du sous-groupe Tsumeb, respectivement $1{,}4.10^{-3}$ et $6{,}4.10^{-2}$ m².s^{-1} (Bäumle, 2003a, Table 4), et constituent les aquifères les plus importants de la bordure septentrionale du bassin du Cuvelai-Etosha (Bittner and Kleczar, 2006).

Le Groupe Mulden

La transmissivité moyenne obtenue d'après les rares essais de pompages réalisés dans les roches du Groupe Mulden est d'environ $4{,}9.10^{-4}$ m².s^{-1} sur la zone Ouest du bassin du Cuvelai. Cette valeur est plus haute que celle de $3{,}7.10^{-5}$ m².s^{-1} obtenue au Sud du bassin. Le coefficient d'emmagasinement n'a pas pu être estimé sur la zone d'étude en raison du manque d'information disponible pour ce paramètre. Une valeur moyenne de $3{,}0.10^{-4}$ a été estimée dans la région de Tsumeb.

Dans la littérature, les roches du Groupe Mulden sont principalement considérées comme des séries aquitards (Bäumle, 2003; Bittner and Kleczar, 2006a). Cependant, dans l'Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha, les potentialités transmissives des aquifères de la série Mulden semblent plus élevées. Ces dernières peuvent présenter localement des transmissivité de l'ordre de $8{,}3.10^{-2}$ m².s^{-1}, comme dans la région Ouest d'Omusati (Katharina Dierkes, 1996), au Nord du Bassin.

Les quelques séries du Mulden pouvant jouer le rôle d'épontes ne sont pas réparties sur l'ensemble de la zone étudiée, et ne se localisent qu'en subsurface, sous les sédiments du Kalahari, essentiellement sur la partie Est de la zone d'étude.

La Séquence de Karoo

Dans la zone étudiée, aucun pompage d'essai n'a été réalisé dans les rares forages localisés dans les roches de la Séquence de Karoo, à l'extrémité Ouest de la zone d'étude. Dans le cadre de l'étude hydrogéologique dans la région de Tsumeb (GKW Consult, 2003a, 2003b, 2003c), certains forages ont été réalisés dans les sédiments peu perméables appartenant à la séquence du Karoo (i.e. les schistes, les argilites ainsi que les basaltes). Cette séquence présente des valeurs de transmissivités comprises entre $1{,}3.10^{-5}$ et $1{,}3.10^{-4}$ m².s^{-1}. Elle est essentiellement décrite comme un aquitard (Bittner and Kleczar, 2006). Dans ces régions, l'aquitard du Karoo (Figure 22) sépare hydrauliquement les aquifères du Groupe Otavi des aquifères du Kalahari. Cependant, dans la zone d'étude, cette formation est quasi-absente, et affleure seulement dans la vallée d'Opuwo.

Les sédiments du Kalahari

Une transmissivité moyenne d'environ $2{,}3.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ est estimée pour l'aquifère des Calcrètes d'Etosha (KEL), ce qui le qualifie de bon potentiel transmissif, voire modéré. Cependant, les valeurs de transmissivité varient fortement sur différentes localisations, et peut atteindre localement des valeurs maximales de $4{,}4.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$.

Les sédiments silico-clastiques de la séquence du Kalahari sont principalement non consolidés à semi-consolidés (de types sables, argiles et quelques niveaux de calcrètes). En raison des fortes variations de faciès au sein même de cette unité, les valeurs de transmissivité varient également entre $4{,}8.10^{-5}$ et $6{,}1.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$. Une transmissivité moyenne de $1{,}9.10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ et un coefficient d'emmagasinement de $4{,}8.10^{-3}$ sont retenus pour l'aquifère du Kalahari, ce qui représente un potentiel transmissif modéré à bon.

L'étude réalisée par Bäumle. (2003a) ne différencie pas les aquifères des calcrètes d'Etosha des autres aquifères silico-clastiques du Kalahari. Les valeurs de transmissivité au sein du système aquifère du Kalahari indifférencié varient drastiquement entre $5{,}0.10^{-3}$ à près de $1{,}2.10^{-1}$ $m^2.s^{-1}$, témoins d'un bon à très bon potentiel transmissif de cet aquifère.

Table 4: Paramètres hydrodynamiques calculés dans cette étude dans la Zone Est du Kaokovelt et comparaison avec ceux obtenus dans la région de Tsumeb (Otavi Mountainland, (d'après Bäumle, 2003).

		Tsumeb Area *From Baumle, 2003*					Eastern Kaokoland						
Stratigraphic Unit	**Aquif system**		**T ($m^2.s^{-1}$)**	**T ($m^2.d^{-1}$)**	**Sy (-)**	**K ($m.s^{-1}$)**	**Aquif system**		**T ($m^2.s^{-1}$)**	**T ($m^2.d^{-1}$)**	**Sy (-)**	**K ($m.s^{-1}$)**	**Characteristic**
Kalahari Group	K (undif)	>	$5.02x10^{-3}$	434.0		$1.00x10^{-4}$	K (undif)	>	$4.80x10^{-5}$	4.1			Aquifer
								<	$6.12x10^{-3}$	528.8	$4.80x10^{-3}$		
								Average	$1.86x10^{-3}$	160.7		$3.72x10^{-5}$	
							KEL	Average	$2.31x10^{-3}$*	199.6		$4.62x10^{-5}$	
		<	$1.20x10^{-1}$	10367.0		$2.40x10^{-3}$	KOM	Average	$1.49x10^{-3}$	128.7		$2.98x10^{-5}$	
Karoo Group		>	$1.27x10^{-5}$	1.1	$7.00x10^{-5}$	$2.55x10^{-7}$	No data						Aquitard
		<	$1.27x10^{-4}$	11.0	$3.00x10^{-3}$	$2.55x10^{-6}$							
Mulden Group	DM		$3.70x10^{-5}$	3.2	$3.00x10^{-4}$	$3.70x10^{-7}$	DM	Average	$4.91x10^{-4}$	42.4		$4.91x10^{-6}$	Aquitard / Low aquifer
Hüttenberg Fm	DOT(Ht)	>	$1.40x10^{-3}$	121.0	$4.00x10^{-4}$		DOT (Undiff)	>	$1.39x10^{-4}$	12.0			Aquifer
		<	$6.44x10^{-2}$	5565.0	$1.60x10^{-2}$			<	$6.31x10^{-3}$	545.2			
		average	$2.00x10^{-2}$	1725.0		$3.99x10^{-5}$		average	$2.36x10^{-3}$	203.9	$2.40x10^{-2}$	$2.36x10^{-6}$	
		at depth >300m	$4.63x10^{-5}$	4.0	$2.00x10^{-4}$		DOT (Ht)		$2.16x10^{-3}$	186.6	$2.71x10^{-4}$		
Elandshoek Fm	DOT(El)	>	$1.74x10^{-4}$	15.0									
		<	$1.46x10^{-2}$	1260.0									
		average	$3.58x10^{-3}$	309.0	$7.00x10^{-4}$	$7.15x10^{-6}$							
Maieberg Fm	DOT(Ma)	>	$1.01x10^{-3}$	87.0	$3.00x10^{-5}$	$2.52x10^{-6}$	DOT(Ma)	>	$1.39x10^{-4}$	12.0			Aquifer
		<	$1.42x10^{-3}$	123.0	$8.00x10^{-4}$	$3.56x10^{-6}$		<	$6.31x10^{-3}$	545.2	$6.30x10^{-3}$		
		South	$4.63x10^{-6}$	0.4				Average	$2.38x10^{-3}$	205.6		$5.95x10^{-6}$	
Abenab	DOA	>	$1.62x10^{-4}$	14.0		$3.24x10^{-7}$	DOA	>	$3.43x10^{-5}$	3.0			Aquifer
		<	$5.39x10^{-3}$	466.0		$1.08x10^{-5}$		<	$2.58x10^{-2}$	2229.1			
		at depth >200m	$9.26x10^{-7}$	0.1	$6.00x10^{-4}$	$1.85x10^{-9}$		Average	$6.74x10^{-3}$	582.3	$2.60x10^{-3}$	$1.35x10^{-5}$	
Chuos Fm	DCh		$2.78x10^{-5}$	2.4	$6.00x10^{-6}$	$2.78x10^{-7}$							Aquitard
Ombombo	DOB	Does not exist in Otavi Mountain Land					DOB	>	$5.90x10^{-4}$	51.0			Aquifer
								<	$1.12x10^{-2}$	967.7			
							Average	Average	$2.61x10^{-3}$	225.5	$2.00x10^{-2}$	$3.73x10^{-6}$	
Nosib Group	DN	Along faults	$3.47x10^{-5}$	3.0	$>1.0x10^{-3}$ $<1.3x10^{-3}$	$2.89x10^{-8}$	DN	>	$2.86x10^{-6}$	0.2			Aquitard / Low aquifer
								<	$1.44x10^{-3}$	124.4			
			$2.31x10^{-6}$	0.2		$1.93x10^{-9}$		Average	$4.38x10^{-4}$	37.8	$4.50x10^{-2}$	$3.65x10^{-7}$	
Basement	B						B	>	$1.21x10^{-5}$	1.0			Aquiclude
								<	$1.64x10^{-3}$	141.7	$1.00x10^{-3}$		
		average	$5.79x10^{-8}$	0.005		$5.79x10^{-11}$		Average	$2.61x10^{-4}$	22.6		$1.74x10^{-7}$	

5.2.3. Distribution des débits et profondeur de forages

5.2.3.1. Les données disponibles

Les valeurs de débits d'exploitation, du niveau piézométrique et les profondeurs des ouvrages souterrains ont été obtenus d'après la base de données GROWAS appartenant au Département de l'Eau du Ministère de l'Eau, de l'Agriculture et des Forêts (MAWF) namibien. Un total de 2725 ouvrages souterrains de la base de données est utilisé pour cette caractérisation, dans la région Nord-Ouest de la Namibie. 55% d'entre eux possèdent des valeurs de profondeur, 45% d'entre eux enregistrent des valeurs de débits, et seulement 37% d'entre eux possèdent des valeurs piézométriques. Les valeurs minimales, maximales et moyennes de chacun de ces paramètres sont récapitulées dans la Table 5, et classées selon les aquifères. Une classification des débits et des profondeurs de forage est également présentée en Figure 25.

5.2.3.2. Résultats

Les profondeurs et les débits d'exploitation des forages localisés dans les granites et gneiss composant le socle (B) varient fortement (Table 5). En moyenne, la profondeur d'eau dans ces aquifères fracturés est de 21,5 m par rapport à la surface du sol, est le niveau piézométrique moyenne est de 1124,3 m. Localement, le socle peut présenter un aquifère fracturé avec de bonnes productivités (débits d'exploitation pouvant atteindre 30 $m^3.h^{-1}$) lorsque les ouvrages sont localisés sur des zones de fractures (Figure 25). Cependant, d'après les rapports de forage disponibles, une grande majorité d'entre eux se sont avérés « secs ».

Un faible nombre de forages est réalisé dans les roches du Groupe Nosib. La majorité d'entre eux sont en réalité situés au contact avec les roches dolomitiques du Groupe Otavi. Les caractéristiques principales des ouvrages situés dans ces aquifères (Table 5) sont proches de celles de l'aquifère d'Otavi. Ce contact très karstifié entre ces deux unités révèle des débits d'exploitation plus importants, avec une moyenne de 14,0 $m^3.h^{-1}$ (Figure 25). La profondeur d'eau moyenne dans ces unités est de 30,9 m par rapport à la surface du sol, et le niveau piézométrique moyen est de 1093,5 m.

Les plus hauts débits d'exploitation sont observés au niveau des reliefs dolomitiques du Groupe Otavi (DO). Les ouvrages localisés dans ces aquifères révèlent une profondeur moyenne de 81 m et un débit d'exploitation moyen de 8,1 $m^3.h^{-1}$. Les plus forts débits d'exploitation dans ces aquifères se trouvent principalement au niveau des forages les moins profonds, témoignant (i) d'une diminution des potentialités aquifères avec la profondeur, ou (ii) des propriétés hydrauliques différentes des puits (hauteur manométrique de pompe, etc.).

La profondeur d'eau moyenne est de 32,9 m par rapport à la surface du sol et le niveau piézométrique moyen est de 1269,8 m dans ces aquifères.

L'aquifère des calcrètes d'Etosha (KEL) est un aquifère de faible profondeur, avec un niveau piézométrique moyen de 1160,8 m, et une profondeur d'eau moyenne est de 16 m par rapport à la surface du sol. Les forages localisés dans cet aquifère présentent globalement des débits d'exploitation variables (6,6 $m^3.h^{-1}$ en moyenne, et un écart-type de 6,8 $m^3.h^{-1}$), démontrant une hétérogénéité relativement complexe du potentiel aquifère de cette unité.

En direction de l'Est, dans les sédiments du Kalahari, les plus fortes valeurs de débits d'exploitation sont observées au niveau des ouvrages à plus forte profondeur (Figure 25). Ceux-ci pourraient atteindre, en profondeur, les séries du Damara qui présentent de meilleurs potentiels aquifères. Les forages localisés dans l'aquifère du Kalahari atteignent en moyenne 50 m de profondeur. Leur débit d'exploitation est très variable, mais ils présentent en moyenne de bonnes productivités (7,1 $m^3.h^{-1}$ en moyenne). Le niveau piézométrique moyen de 1115,6 m est l'un des plus faibles de la zone, pour une profondeur d'eau d'environ 12,8 m par rapport à la surface du sol.

Table 5 : Caractéristiques hydrogéologiques des principaux systèmes aquifères et des ouvrages souterrains. Nb. = : nombre d'ouvrages utilisés (forages, puits et sources confondues). RWL, Rest Water Level.

	Sequence	**KALAHARI**		DAMARA		BASEMENT
	Group			**Otavi**	**Nosib**	
	Aquif system	**KEL**	**KOM**	**DO**	**DN**	**B**
Depth (m)	Min	8.9	5.0	2.5	27.0	6.0
	Max	267.0	204.0	210.0	358.1	255.0
	Stand.Dev.	46.6	45.9	34.9	47.8	35.9
	Aver.	84.5	50.0	80.9	100.3	70.5
Yield (m3/h)	Min	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
	Max	50.0	100.0	150.0	125.0	260.0
	Stand.Dev.	6.8	11.3	14.2	21.8	22.0
	Aver.	6.6	7.1	8.1	14.0	9.6
RWL (m)	Min	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0
	Max	106.7	93.3	177.0	112.2	120.0
	Stand.Dev.	12.0	12.5	25.1	21.9	16.3
	Aver.	16.0	12.8	32.9	30.9	21.5
Piezometric level (m)	Min	1054.3	1040.7	556.0	817.8	272.5
	Max	1297.0	1151.0	1674.0	1465.0	1483.0
	Stand.Dev.	34.7	11.3	173.8	145.1	204.3
	Aver.	1160.8	1115.6	1269.8	1093.5	1124.3

5.3. Potentialités aquifères

Une étude hydrogéologique sur tout le pays a été réalisée entre les années 2001 et 2010 par le Département de l'Eau et de l'Agriculture namibien, en collaboration avec le BGR, et détaillée par Christelis and Struckmeier. (2011). L'étude des potentialités aquifères des roches de cette zone d'étude présente une synthèse des précédentes observations. Elle est réalisée sur la base la lithologie et les propriétés hydrogéologiques des unités rocheuses. La carte hydrogéologique, présentée en Figure 25, présente la distribution de ces types d'aquifères ainsi que leurs potentialités, sur la région Nord-Ouest de la Namibie.

Les types d'aquifères ont été classés selon (1) la consolidation des sédiments ; (2) le type de porosité et de conductivité hydraulique qu'ils présentent (poreux / intergranulaires ou fracturés, fissurés, karstifiés, etc.) ; et (3) leur potentiel de ressources en eau souterraine, lorsque celui-ci est connu dans la littérature.

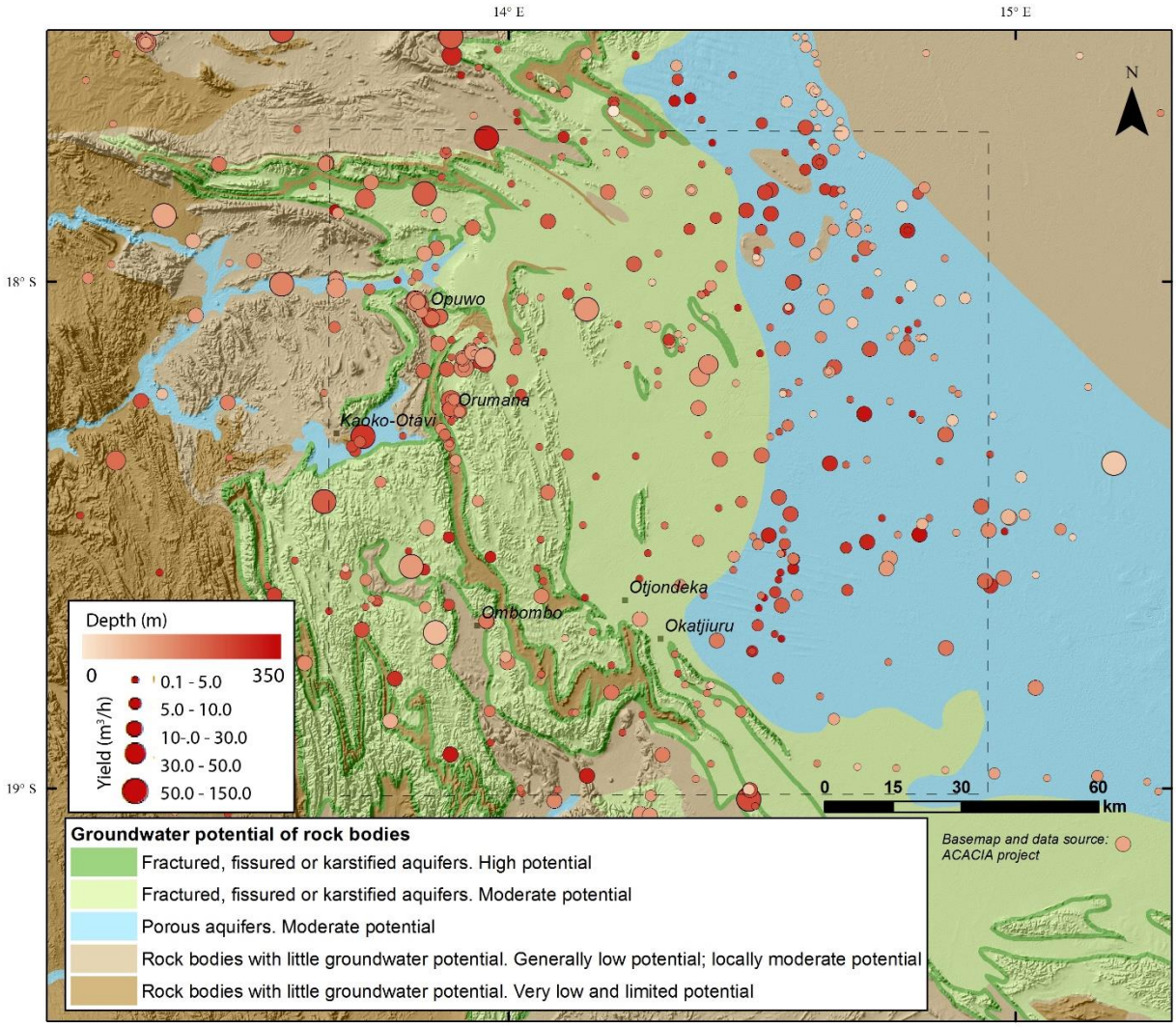


Figure 25 : Classification des débits moyens d'exploitation (en $m^3.h^{-1}$), des profondeurs des ouvrages et potentiel hydrogéologique des roches (d'après Christelis and Struckmeier 2001). La zone d'étude est délimitée en pointillés.

Globalement, dans la zone d'étude, les formations géologiques présentent un potentiel aquifère modéré à bon. Il s'agit d'aquifères fissurés, fracturés ou karstiques (en vert) ou d'aquifères poreux (en bleu).

Les roches dolomitiques du Groupe Otavi, fracturées et karstiques, constituent des aquifères à potentiel modéré. Au pied des massifs dolomitiques, la Formation des Calcrètes d'Etosha est également définie comme étant une unité karstique à potentiel modéré. Ces deux unités correspondent globalement aux unités en vert clair sur la Figure 25.

Les séries du Groupe Nosib ainsi que les roches du socle constituent respectivement des unités à faible voire très faible potentiel hydrogéologique (en marron clair et marron foncé). Au contact entre ces deux types de roches la karstification est plus intense, et le potentiel aquifère s'accroît (en vert foncé).

A l'Est de la zone d'étude, le remplissage sédimentaire du Kalahari constitue des aquifères poreux à potentiel modéré et variable, représenté en bleu clair sur la Figure 25.

La karstification et la présence de failles jouent probablement un rôle prédominant sur l'hétérogénéité des valeurs de conductivité hydraulique de ces aquifères.

Les débits de production et les valeurs de transmissivités sont nettement plus élevés aux contacts des roches plus perméables (e.g. du Groupe Nosib ou du Groupe Mulden). Ces contacts sont caractérisés par une altération et une karstification plus intense, et sont présentés comme des zones à fort potentiel aquifère par Christelis and Struckmeier. (2011), en vert foncé sur la Figure 25.

5.4. La distribution spatiale des aquifères de l'Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha

La distribution spatiale des principaux aquifères initialement réalisée par Bäumle. (2004); Bittner and Kleczar. (2006) dans le bassin du Cuvelai-Etosha et sur sa bordure Sud, a été étendue à la zone d'étude, plus à l'Ouest. La Figure 26 représente la distribution approximative des aquifères sur la zone d'étude, qui comprend : (1) l'aquifère dolomitique d'Otavi (DO), (2) l'aquifère des calcrètes d'Etosha (KEL), (3) l'aquifère multicouche d'Omusati (KOM), l'aquifère du Nosib (DN) ainsi que l'aquifère fracturé du socle (B).

L'aquifère multicouche d'Omusati (KOM) est un système aquifère semi-captif de surface, qui peut être localement captif (Bittner and Kleczar, 2006). Au Nord-Est de la zone d'étude, l'aquifère multicouche d'Oshana (KOS) est un aquifère libre, en proche surface, et qui est atteint principalement par des puits de faible profondeur creusés à la main. Celui-ci se recharge principalement en Angola par le réseau hydrographique du Cuvelai (Bittner and Kleczar, 2006).

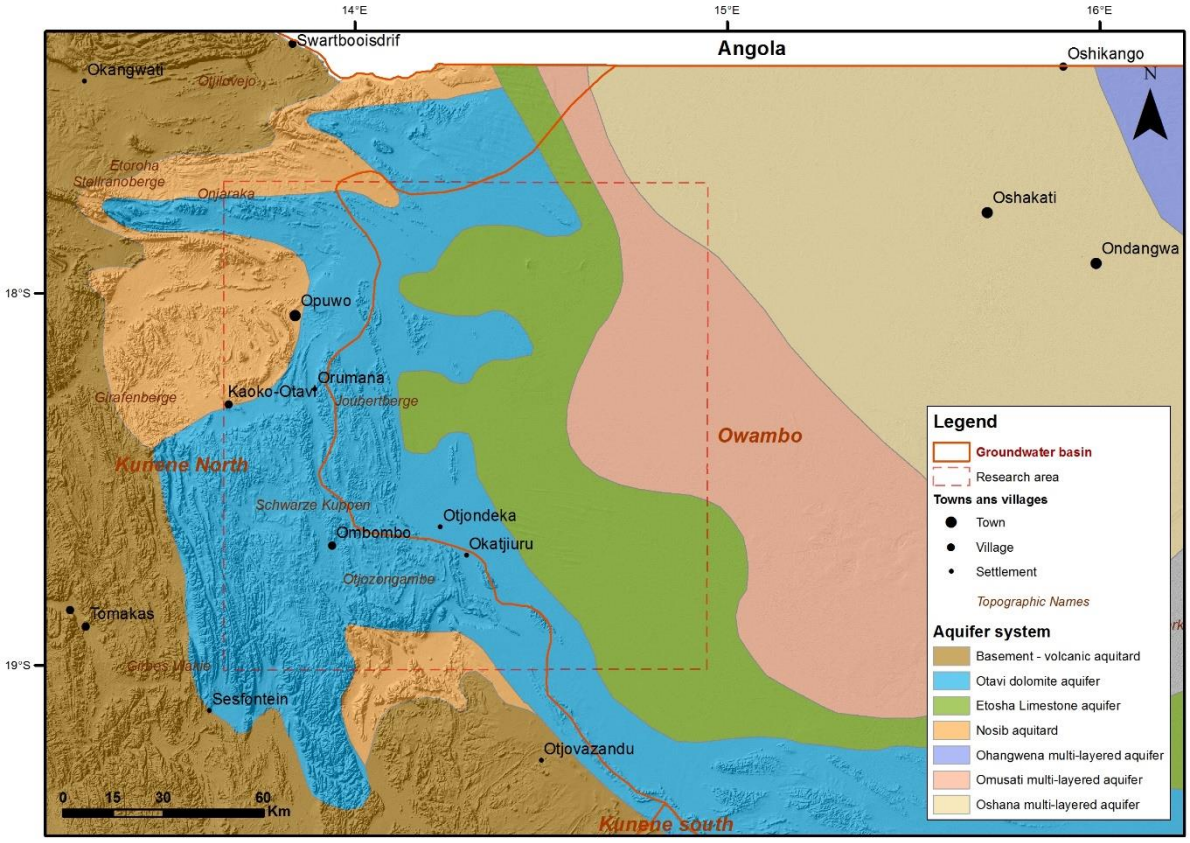


Figure 26 : Distribution spatiale des principaux aquifères du bassin Cuvelai-Etosha (modifié d'après (Bittner and Kleczar, 2006).

Il est à noter que l'étendue de ces aquifères n'est pas précisément définie, et certains aquifères sont en connexion ou sont sous-jacents à d'autres. Par exemple, les aquifères KEL et KOM peuvent localement « s'entremêler », et KEL est localisé juste au-dessus de DO.

Pour l'interprétation des données géochimiques et isotopiques notamment, ce système de répartition et de classification simplifiée des aquifères sera utilisé.

5.5. Des régions hydrologiques vers les bassins hydrogéologiques

Les bassins hydrologiques namibiens et les sous-bassins de Cuvelai-Etosha ont été délimités par Bittner. (2006), par ordre d'importance, en fonction des paramètres (i) physiographiques (hydrologiques, géologiques et hydrogéologiques), (ii) de l'approvisionnement et de la consommation en eau, (iii) de la densité de population, des régions politiques / administratives, (iv) des infrastructures, des unités socio-économiques et culturelles et (v) d'autres aspects environnementaux, financiers, internationaux, etc.

La délimitation de ces régions hydrologiques a pour but d'améliorer la gestion des eaux souterraines sur tout le territoire Namibien. La zone d'étude se situe à cheval entre les bassins du Kunene et du Cuvelai-Etosha, lui-même subdivisé en sous bassins (Bittner, 2006) : (1) d'Olushanda, (2) d'Iishana, (3) de Tsumeb et (4) de Niipele (Figure 27).

La limite Ouest du Bassin du Cuvelai-Etosha correspond clairement à une limite politique entre les régions de Kunene à l'Ouest, et d'Omusati à l'Est. La zone montagneuse dolomitiques en bordure Ouest du bassin n'est donc pas considérée.

La limite Sud du bassin correspond quant à elle à la limite du bassin versant. Les roches de la Séquence Damara (les quartzites du Groupe Nosib et les dolomites du Groupe Otavi) représentent la bordure Sud du bassin, et la principale zone de recharge (Bittner, 2006; Bittner and Kleczar, 2006).

Le Nord du bassin du Cuvelai-Etosha est limité par la frontière entre l'Angola et la Namibie.

Afin d'éviter toute confusion avec ces régions administratives présentées précédemment, la présente étude se consacre essentiellement aux bassins hydrogéologiques, délimités dans la Figure 26. Celle-ci semble plus adaptée, car elle tient compte des reliefs dolomitiques en bordure Ouest du bassin, tout comme les reliefs montagneux d'Otavi, en bordure Sud.

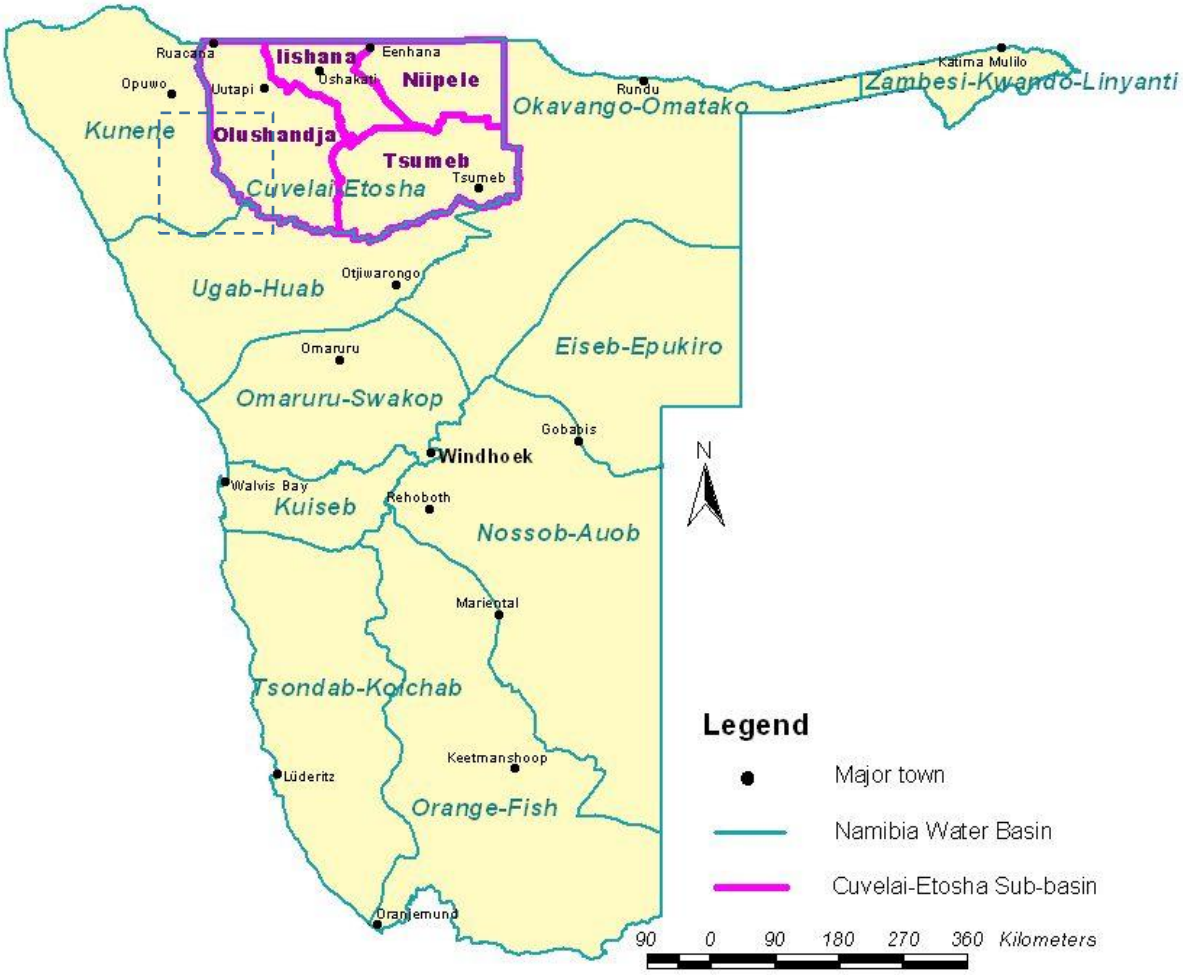


Figure 27: Délimitations des bassins hydrologiques (modifié d'après Bittner. 2006).

6. Contexte démographique et socio-économique

6.1. Population et infrastructures de distribution d'eau potable

6.1.1. Population

Les communautés Owambo vivent majoritairement dans la région d'Omusati, et les communautés Herero et Himba occupent principalement la région Nord du Kunene. La densité de population moyenne est d'environ 0,8 personne / km² dans la région du Kunene, et 9,2 personnes / km² dans la région d'Omusati (Namibia Statistics Agency., 2011). Dans ces deux régions, la majorité de la population se concentre dans les villes de Kamanjab, avec une densité de population d'environ 500 personnes / km², de Ruacana (près de 500 personnes / km²) et d'Opuwo (près de 1000 personnes / km²), (Figure 28).

Les plus fortes densités de population dépendent principalement de la fertilité des sols pour les cultures agricoles et l'accès à l'eau douce et potable. Ces facteurs limitants justifient les vastes zones très faiblement peuplées dans ces régions (Mendelsohn *et al.*, 2002), notamment dans la région Ouest d'Omusati et le grand Ouest de la région Kunene (Figure 28).

La Namibie n'a pas un taux de croissance démographique aussi élevé que certains pays voisins, mais elle connaît une croissance régulière de 2 % par an. Cette tendance devrait se poursuivre au cours des prochaines années.

6.1.2. Infrastructures

Dans la zone d'étude, seule la ville d'Opuwo possède des infrastructures pour la distribution en eau (Figure 28), ainsi qu'un schéma AEP. Les plus petits villages et les communautés se regroupent à proximité des sources, des forages ou des puits peu profonds creusés à la main grâce auxquels ils s'approvisionnent en eau douce.

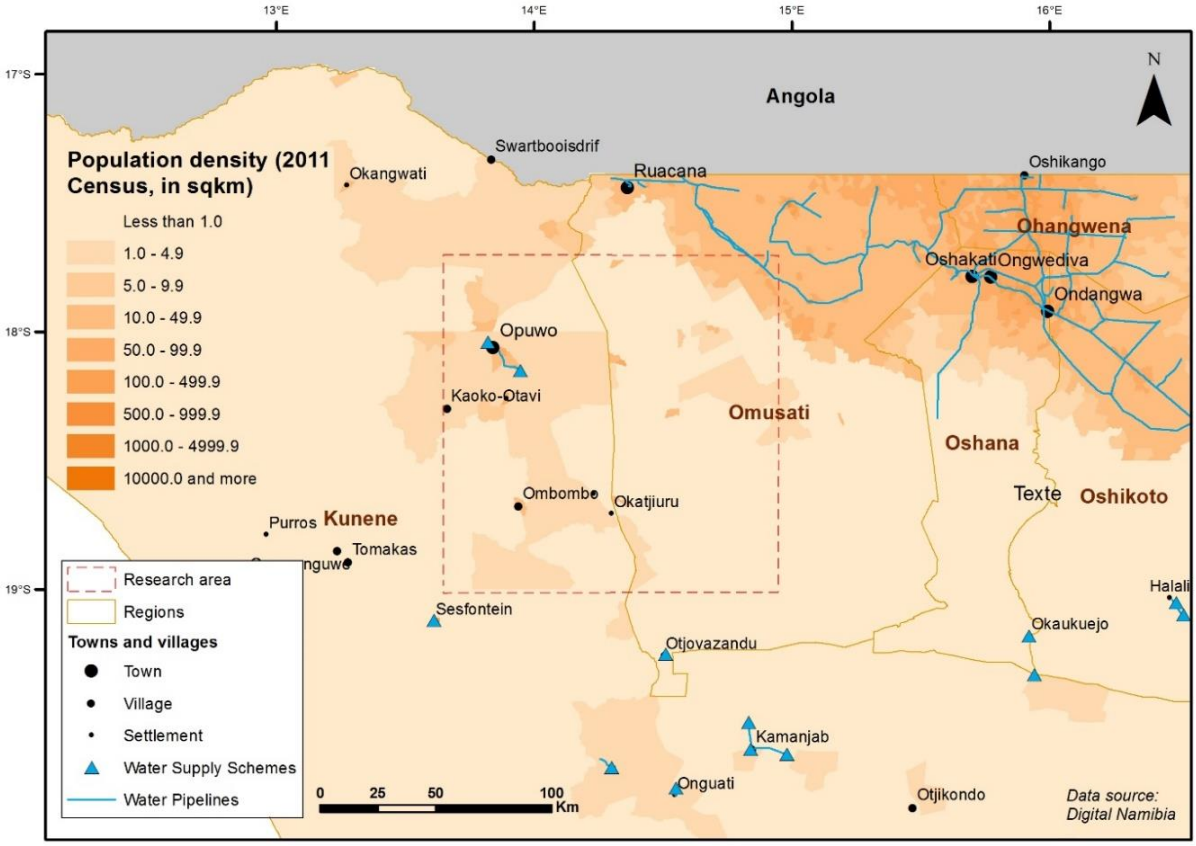


Figure 28 : Densité de population au km² d'après le recensement 2011.

6.2. Activités minières

L'exploitation minière est un élément important de l'économie du pays depuis de nombreuses années (Mendelsohn *et al.*, 2002). La Namibie est depuis longtemps une source importante de spécimens minéraux pour les collectionneurs, en particulier les minéraux de métaux communs secondaires (i.e. Pb, Zn, Cu) provenant des mines les plus connues de Tsumeb, Kombat et Otavi (GSN, 1992; Pirajno and Joubert, 1993; Bowell and Ermolina, 2013; Bowell *et al.*, 2013). Les principales régions minières du Nord-Ouest de la Namibie sont situées au niveau des reliefs du Kaokoveld, entre Opuwo et Sesfontein (Figure 29). Ces mines sont à présent fermées, cependant, la prospection minière reste active dans cette région de la Namibie.

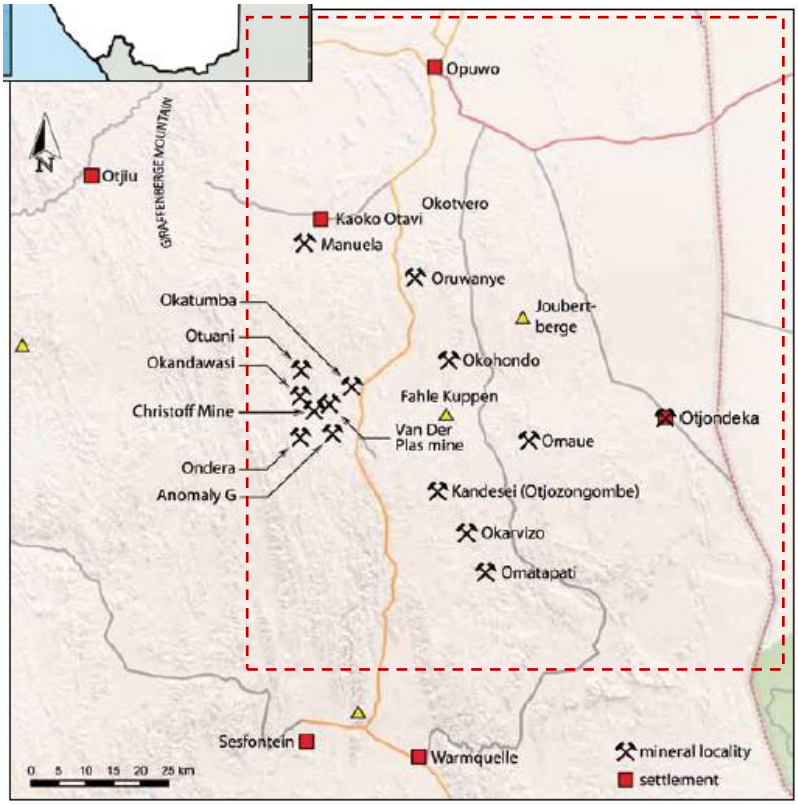


Figure 29: Localisation des principales mines dans la région du Kaokoveld (d'après Bowell et al., 2013).

L'exploitation minière présente un risque de contamination de la ressource en eau, comme par exemple la pollution par les métaux lourds tels que le Plomb, le Zinc, le Cuivre, etc. rencontrés dans les roches carbonatées de la région minière des Montagnes Otavi (Mapani *et al.*, 2010; Mileusnić *et al.*, 2014; Sracek *et al.*, 2014). Ces métaux, présents dans la roche excavée, sont lessivés par les eaux météoriques qui s'infiltrent dans le sol et contaminent les eaux souterraines. De plus, la pollution chimique peut provenir des agents chimiques utilisés par

les compagnies minières afin de séparer le minéral du minerai (i.e. l'acide sulfurique, le cyanure, etc.), (Ravenscroft, Brammer and Richards, 2011; Sracek *et al.*, 2014; Jemwa and Mosweu, 2020). Une activité minière extensive peut également présenter, à terme, un risque de surexploitation de la ressource en eau, et donc une diminution voire un épuisement du stock.

En résumé…

Le contexte géologique

La compilation de données géologiques et structurales sur la région Orientale du Kaoko, met en avant les principales caractéristiques suivantes :

- Les unités néoprotérozoïques du Damara épaisses (près de 4000 m), affleurent sur la partie Est de la zone d'étude. Ces unités sont principalement dolomitiques,
- Ces unités s'ennoient vers l'Est en direction du bassin, et se retrouvent en limite Ouest recouvertes par près de 1000 m de sédiments silico-clastiques du Kalahari ;
- Les roches du Groupe Damara sont plissées et agencées selon une succession d'anticlinaux et de synclinaux de grande longueur d'ondes (x10 km), souvent impactées par des failles d'orientation N-S ;
- Un gradient métamorphique croissant des séries néoprotérozoïques d'Est en Ouest, en direction de la Chaîne du Kaoko ;
- De fortes épaisseurs de calcrètes non pédogéniques (calcrètes d'eau souterraine) au pied des reliefs dolomitiques.

Le contexte climatique

Le climat namibien est l'un des plus arides d'Afrique Sub-Saharienne, en particulier au Nord-Ouest du pays. Basée sur l'interprétation des près de 100 ans de données climatiques, ce travail de synthèse révèle :

- Une tendance générale à la baisse des précipitations saisonnières depuis près de 100 ans, dans la région Nord-Ouest de la Namibie ;
- Des périodes de sécheresses plus fréquentes et prolongées dans ces régions arides du pays ;
- Des évènements pluvieux de plus en plus irréguliers, parfois plus intenses mais de faible fréquence pendant la saison humide ;
- Des pluies éparses sur la zone d'étude, et un gradient pluviométrique décroissant d'Est en Ouest.

Ces phénomènes, liés aux changements climatiques, génèrent d'importants effets sur le cycle de l'eau, et complexifient la compréhension du fonctionnement du système, en vue d'une gestion optimale et durable de la ressource en eau, notamment souterraine.

Le contexte hydrogéologique

Les interprétations des données géologiques et hydrogéologiques réalisées d'après les rapports de forages existants (coupes lithologiques, essais de pompages, etc.) ont permis la réalisation d'un premier **schéma hydrogéologique conceptuel** de la bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha. Ce dernier est présenté en Figure 30, et est caractérisé par :

- Un découpage hydrogéologique s'appuyant sur les grandes unités géologiques ;
- La définition d'un grand système aquifère multicouche, fondé sur les observations suivantes :
  - ✓ Des unités aquitards spatialement discontinues sur la zone d'étude ;
  - ✓ L'interconnexion des principaux horizons aquifères, et pouvant être séparés localement, par des « lentilles » d'aquitards ;
  - ✓ Un type de séquençage adopté par le passé dans le bassin de Cuvelai-Etosha, et dans la région montagneuse d'Otavi (Bäumle, 2004; Bittner and Kleczar, 2006; Margane, 2006) ;
  - ✓ Des classes de paramètres hydrodynamiques permettant le regroupement d'unités ;
  - ✓ De potentielles hétérogénéités liées à une double porosité (porosité de pores et de fractures), et à un réseau karstique localement bien développé.
- Ce système hydrogéologique multicouche de la bordure Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha s'individualise plus à l'Est, dans le bassin.

In brief…

Geological context

The compilation of geological and structural data on the eastern Kaokoveld highlights the following main features:

- The thick (about 4.000 m) Neoproterozoic units of the Damara Group outcrop in the eastern part of the study area (Figure 6). These units are mainly dolomitic;
- These units are dipping eastward towards the basin, and are covered by nearly 1.000 m of silico-clastic Kalahari sediments at the western boundary of the study area (Figure 5);
- Rocks of the Damara Group are folded and organized in a succession of long wavelength (x10 km) anticlines and synclines (Figure 5), often impacted by N-S trending faults;
- A metamorphic gradient of the Neoproterozoic series increasing from East to West, towards the Kaokoveld (Figure 5);
- Thick layers (up to 100 m) of non-pedogenic calcretes (groundwater calcretes) at the foot of the dolomitic reliefs (Figure 11, Figure 12).

Climatic context

The Namibian climate is one of the driest in Sub-Saharan Africa, especially in the northwest of the country. Based on the interpretation of nearly 100 years of climate data, this study reveals:

- A decreasing general trend of seasonal rainfall for the past 100 years in the northwestern region of Namibia (Figure 20);
- Periods of drought being more frequent and prolonged in these arid regions of the country (Figure 21);
- An increase of irregular rainfall events, sometimes more intense but with low frequency during the rainy season (Annexe 1);
- Scattered rainfall over the study area, and a general decreasing rainfall gradient from East to West (Figure 17).

These phenomena, related to climate change, cause important effects on the water cycle, and complexify the understanding of the system functioning, for an optimal and a sustainable groundwater management.

Hydrogeological context

Interpretations of geological and hydrogeological data from existing drilling reports (lithological sections, pumping tests, etc.) enabled the development of the first conceptual hydrogeological scheme of the Western rim of the Cuvelai-Etosha Basin. This scheme is presented in Figure 30, and is characterized by:

- A hydrogeological partitioning based on the main geological units (Table 3, Figure 22);
- The definition of a major multi-layered aquifer system, based on the following observations:
  - ✓ The aquitard units spatially discontinuous in the study area;
  - ✓ The interconnexion of the main aquifer horizons, which can be locally isolated by aquitard "lenses";
  - ✓ A sequencing already adopted in the Cuvelai-Etosha Basin, and in the Otavi Mountainlands (Bäumle, 2004; Bittner and Kleczar, 2006; Margane, 2006);
  - ✓ Classes of hydrodynamic parameters values allowing the clustering of certain units (Table 4);
  - ✓ Heterogeneities due to a double porosity (pore and fracture porosity), and to a well-developed karstic system locally;
- This multi-layered system of the Western rim of the Cuvelai-Etosha Basin is getting individualized further East in the basin.

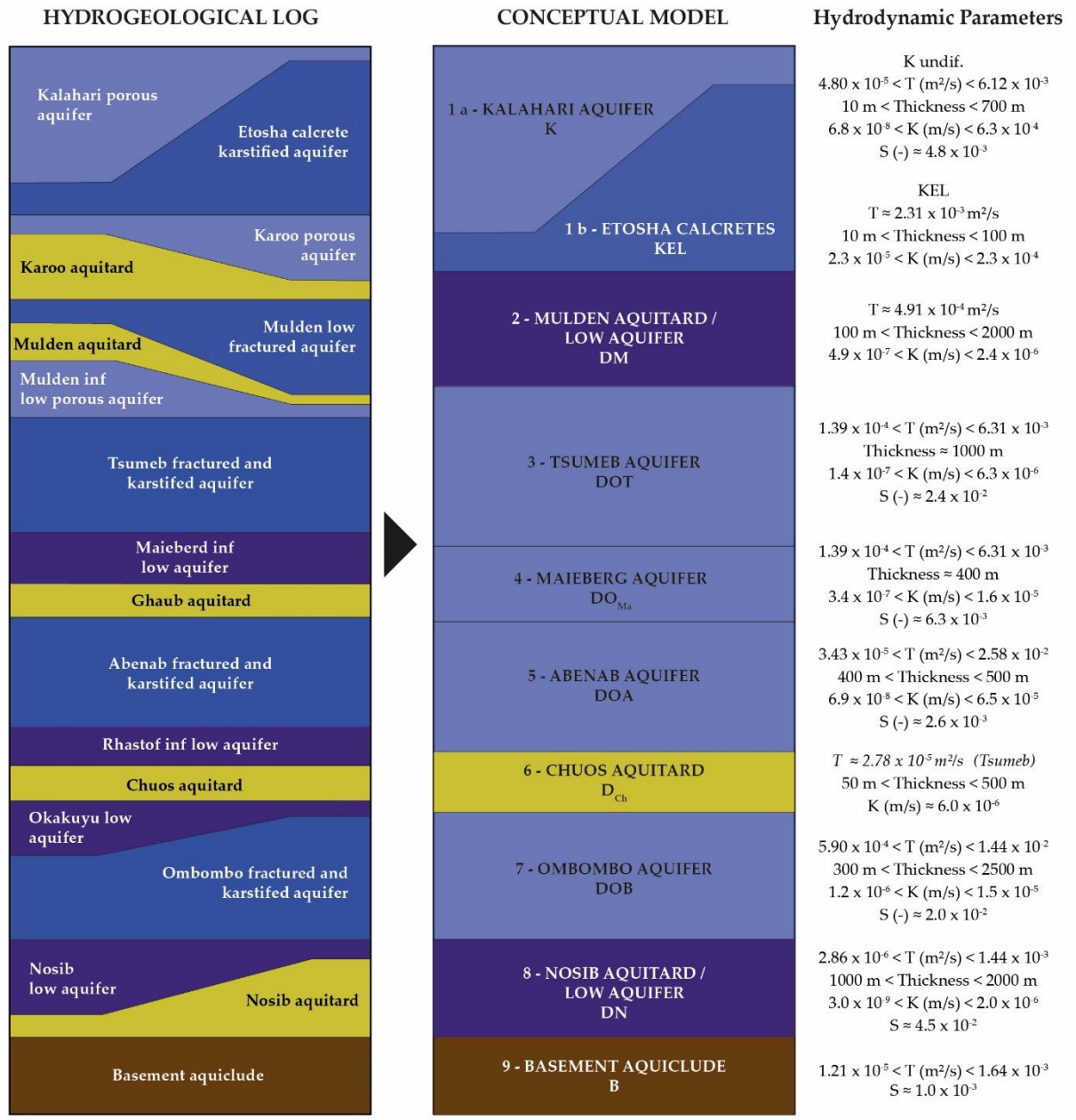


Figure 30 : Schéma hydrogéologique conceptuel du système aquifère multicouche de la bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha.

PARTIE 2. CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DE LA RESSOURCE

SOMMAIRE

Chapitre 1. Écoulements et géochimie des eaux 115

1. Matériel et Méthodes 115

1.1. Volet Hydrogéologie 115

1.1.1. Données disponibles 115

1.1.1.1. Base de données du sous-sol GROWAS 115

1.1.1.2. Chroniques piézométriques 115

1.1.2. Campagnes de mesures du niveau piézométrique 116

1.1.3. Compilation des données et utilisation 116

1.2. Volet Géochimie 120

1.2.1. Méthode de prélèvement et échantillonnage 120

1.2.2. Analyses physico-chimiques 121

1.2.3. Calcul des indices de saturation 123

1.2.4. Analyse des gaz dissous 124

2. Résultats et interprétations 127

2.1. Piézométrie générale et principaux sens d'écoulement 127

2.1.1. Le bassin du Kunene Nord 128

2.1.2. Le bassin du Cuvelai-Etosha 130

2.2. Caractérisation hydrochimique des eaux et processus géochimiques impliqués 130

2.2.1. Hydrochimie des eaux souterraines 130

2.2.1.1. Paramètres physico-chimiques 130

2.2.1.2. Faciès géochimiques 131

2.2.1.3. Processus géochimiques impliqués 134

2.2.2. Indices de saturation 138

2.2.3. Évolution géochimique le long des principaux axes d'écoulement des eaux souterraines 141

2.2.4. Carte synthétique 146

2.2.5. Gaz dissous dans les eaux 148

Chapitre 2. La recharge en contexte semi-aride à travers des approches physique, géochimique et isotopique 151

1. Méthodologie 151

1.1. Méthode des fluctuations piézométriques (*Water Table Fluctuation*) 151

1.2. Méthode du bilan massique des chlorures (*Chloride Mass Balance*) 153

1.3. Isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène 154

2. Évaluation de la recharge 156

2.1. Interprétation des variations piézométriques pour évaluer la recharge 156

2.1.1. Analyse qualitative des fluctuations 156

2.1.2. Estimation quantitative de la recharge par la méthode graphique 157

2.1.3. Conditions pluviométriques pour une recharge efficace 162

2.2. Estimation de la recharge par la méthode du bilan massique des chlorures 164

2.3. Utilisation des isotopes stables pour la caractérisation des processus de recharge 165

2.3.1. Résultats 165

2.3.2. Interprétation 171

3. Discussion 173

3.1. Zones préférentielles d'alimentation et analogies avec des études existantes 173

3.2. Conditions particulières de recharge 175

3.2.1. La végétation 175

3.2.2. La pluviométrie 176

3.3. Les limites de la méthode des fluctuations piézométriques 176

3.4. Les limites de la méthode du bilan massique des chlorures 177

En résumé… 179

In brief… 181

Cette partie du manuscrit vise à appréhender le comportement hydrodynamique et géochimique du système hydrogéologique défini dans la section précédente. Elle est divisée selon deux chapitres :

- Le premier correspond à la caractérisation des écoulements, et la caractérisation géochimique de la ressource. Après présentation des données et méthodes utilisées, la partie résultats présente les écoulements souterrains principaux, la définition et la mise en évidence des processus hydrochimiques impliqués dans les systèmes aquifères.
- Le second chapitre est axé sur la caractérisation et les mécanismes de recharge de la ressource souterraine dans un contexte aride à semi-aride, par l'utilisation de différentes approches : une approche (i) physique, (ii) géochimique et (iii) isotopique.

Note :

Un système aquifère régional sera considéré pour la réalisation de la carte piézométrique. Pour l'analyse géochimique cependant, les données sont traitées et classées selon les principales unités lithologiques. La zone d'étude est facilement subdivisée en unités lithostratigraphiques définies précédemment.

Chapitre 1. Écoulements et géochimie des eaux

1. Matériel et Méthodes

1.1. Volet Hydrogéologie

1.1.1. Données disponibles

1.1.1.1. Base de données du sous-sol GROWAS

La plupart des données relatives aux études hydrogéologiques en Namibie sont regroupées au sein de la base de données GROWAS (*Groundwater Survey*). Historiquement, la saisie et la bancarisation des données de terrain (notamment les données de forage et de conception des puits) a débuté dans les années 1970, sans réelle politique de sauvegarde. Souffrant de pannes et de pertes de données récurrentes (entre 1998 et 2004), la base de données GROWAS a évolué au profit de GROWAS II, plus complète et plus hiérarchisée (Quinger *et al.*, s.d.). Depuis 2011, cette base de données regroupe un ensemble de données relatives aux travaux de forage (coupes lithologiques, caractéristiques et équipement des forages) ainsi que des données de monitoring comportant des suivis des paramètres physico-chimiques, et du suivi piézométrique des différentes nappes. Il est à noter que cette nouvelle version de la base de données est en constante évolution, par l'ajout - encore aujourd'hui - de données issues d'anciens rapports sous format papier. Ces documents sont uniquement consultables aux archives du Ministère de l'Agriculture et de l'Eau de Namibie.

1.1.1.2. Chroniques piézométriques

Entre 2007 et 2010, cinq piézomètres ont été équipés de sondes de niveau (de type LEVEL TROLL 300, précision ± 1 cm), permettant de suivre les évolutions des hauteurs piézométriques en fonction des saisonnalités hydrologiques (périodes de hautes eaux et basses eaux) et des sollicitations des nappes (pompages, etc.), à un pas de temps journalier. Malgré quelques périodes non enregistrées (défaut d'enregistrements, et/ou d'importation des données), ces données ont été intégrées aux analyses développées dans la présente partie du manuscrit, pour les aspects qualitatifs (écoulements souterrains) mais également quantitatifs (estimation de la recharge, etc.).

Les chroniques de hauteurs piézométriques de chaque piézomètre seront présentées et interprétées en détail au second chapitre (*Interprétation des variations piézométriques pour évaluer la recharge*).

1.1.2. Campagnes de mesures du niveau piézométrique

Entre janvier 2019 et janvier 2020, dans le cadre de cette thèse, sept missions de terrains ont été réalisées dans la région d'étude, au Nord-Ouest de la Namibie. Le but de ces missions était de recenser les ouvrages souterrains (forages, puits, sources) et de mesurer le potentiel piézométrique (Figure 31). Initialement, six autres campagnes de recensement, de mesures piézométriques et d'échantillonnages étaient planifiées sur l'année 2020. Compte tenu de la situation sanitaire liée au COVID-19, celles-ci ont dû être déprogrammées, privant ainsi le projet d'une importante quantité de données nouvelles et également d'une série de données de validation.

La Figure 32 présente la pluviométrie journalière enregistrée à la station météorologique de Kaoko Otavi, sur les saisons hydrologiques en 2018-2019 et 2019-2020. Le calendrier des missions de terrain réalisées est également reporté sur cette figure. Les campagnes de mesures ont été réalisées en périodes sèches et humides, toutefois, l'année 2019 a enregistré l'une des plus fortes sécheresses en Namibie (Essa, 2019; Kahiurika, 2019; Xinhua, 2019; Shikangalah, 2020).

1.1.3. Compilation des données et utilisation

L'ensemble des données piézométriques disponibles est localisé sur la Figure 31. Au total, les données piézométriques collectées et utilisées dans ce travail consistent en :

- 67 mesures du niveau piézométrique prises lors des campagnes de recensement, dans 67 ouvrages souterrains différents : (i) point d'émergence (source), (ii) forage ou (iii) puits, grâce à une sonde piézométrique manuelle. Les ouvrages visités lors de ce projet sont représentés par des triangles bleus (Figure 31),
- 563 valeurs piézométriques obtenues à partir de la banque de données du sous-sol GROWAS II (Figure 31), et des rapports de forages collectés aux archives du MAWF. Elles sont représentées par des croix violettes (Figure 31).

Dans certains cas, l'absence de log de forage précis et la non connaissance de la complétion et de l'équipement de ceux-ci ne permettent pas d'explicitement définir le ou les aquifères ciblés

par ces ouvrages. Néanmoins, grâce à la connaissance géologique régionale (connaissance de l'empilement stratigraphique et de l'épaisseur des principales unités) et connaissant la profondeur des ouvrages, il est possible d'estimer l'aquifère capté par l'ouvrage.

Certains forages peuvent également exploiter plus d'un aquifère, lorsque ces derniers sont interconnectés. Il est donc nécessaire de souligner que des ambiguïtés ne peuvent être exclues, mais sont néanmoins minimes à l'échelle régionale.

Toutes ces données piézométriques sont le socle de la réalisation d'une carte piézométrique régionale, générée grâce à une interpolation par la méthode de krigeage (Annexe 2). Idéalement, différentes cartes piézométriques devraient-être réalisées en fonction des principaux cycles hydrologiques (périodes de hautes eaux et basses eaux).

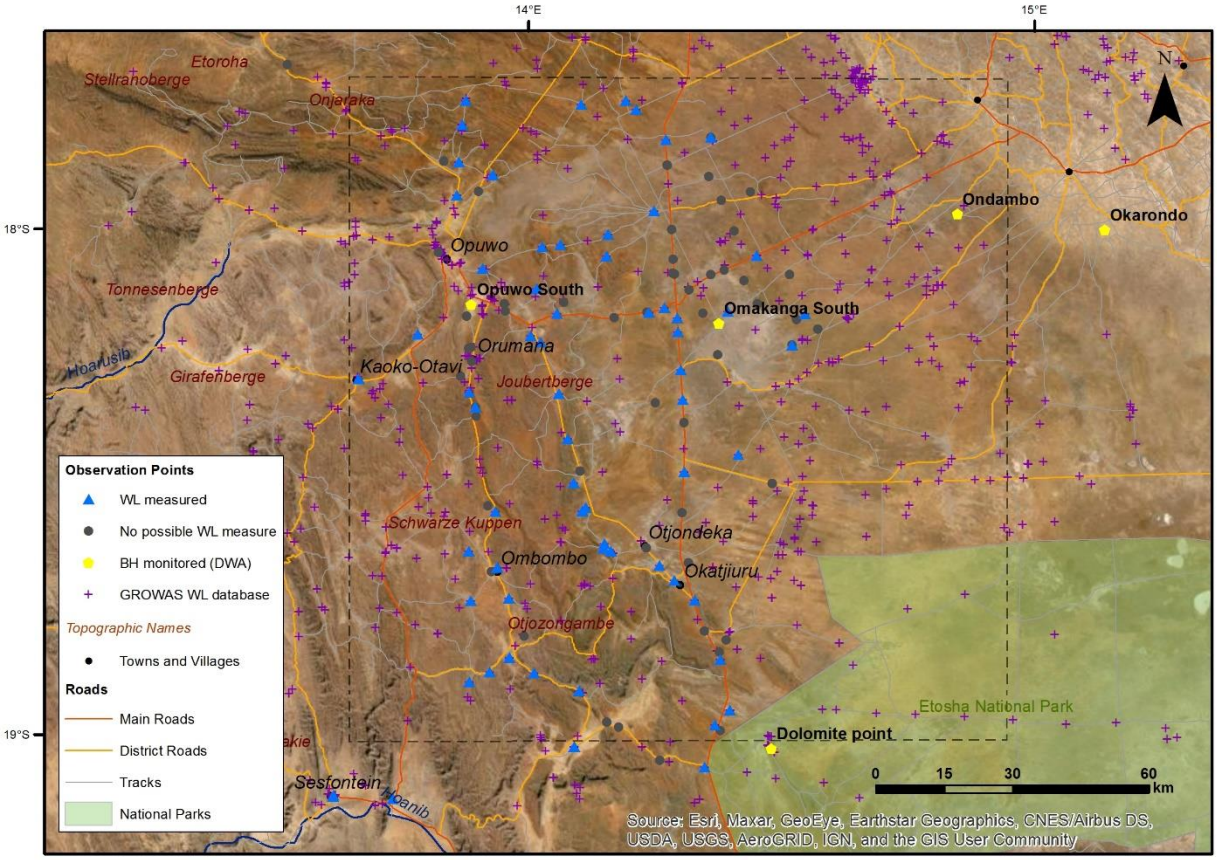


Figure 31 : Points d'observation utilisés pour la génération de la carte piézométrique. (WL = Water Level, BH = Borehole).

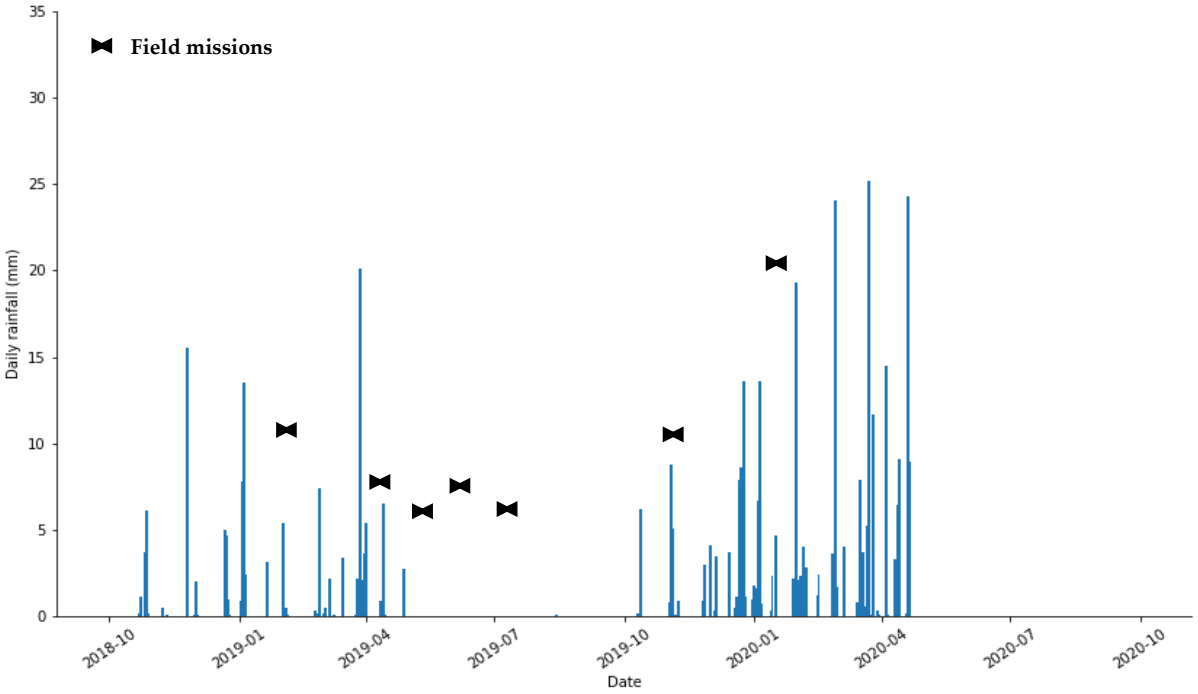


Figure 32 : Chroniques pluviométriques journalières enregistrées à la station Kaoko-Otavi (localisation en Figure 31) durant deux saisons hydrologiques, de 2018 à 2020, et missions réalisées durant cette période.

Lors de ces campagnes de recensement, de mesures et de prélèvements, réalisées de 2019 à 2020, environ 120 ouvrages ont été identifiés visités sur le terrain. Presque 10 % d'entre eux étaient abandonnés, et une mesure du niveau d'eau n'a pu être effectué que dans 55 % des cas seulement. Ceci vient du fait que la plupart des installations ne sont pas équipées pour l'insertion d'une sonde piézométrique (Figure 33), ou que le forage est scellé. La Table 6 récapitule les données disponibles et acquises durant les investigations de terrain.

Table 6 : Récapitulatif des données acquises lors du recensement 2019 - 2020.

	Visited	**Abandoned**	**Piezometric level**	**Chemical analyses**
Nb	120	11	67	37
%		9 %	55 %	21 %



Figure 33 : Photo de gauche, mesure du niveau d'eau à l'aide d'une sonde piézométrique. Cette mesure est possible grâce à un regard prévu à cet effet. Photo de droite, installation non équipée pour l'insertion d'une sonde piézométrique. La mesure est impossible.

1.2. Volet Géochimie

1.2.1. Méthode de prélèvement et échantillonnage

Un échantillonnage d'eaux souterraines a été réalisé sur un total de 37 ouvrages répartis sur la zone d'étude (Table 6). Le protocole de prélèvement se fait de la façon suivante, en fonction du type d'ouvrage :

Sources

Deux types de prélèvements sont possibles au niveau des sources :

- Dans le cas d'une source avec émergence identifiable, le prélèvement a été effectué directement à l'émergence ;
- Dans le cas d'une émergence diffuse et/ou non identifiable, le prélèvement est réalisé le plus en amont hydraulique possible.

Puits d'exploitation temporaires

Dans le cas de puits dont les données de conception étaient référencées, l'échantillonnage des eaux a été réalisé après le renouvellement complet de la colonne d'eau (volume calculé d'après les caractéristiques du puits), et après stabilisation des paramètres physico-chimiques (pH, température, et conductivité électrique).

Dans les cas où la conception de l'ouvrage n'était pas connue (et donc où le calcul du volume de renouvellement de la colonne d'eau était impossible), et par principe de précaution, un pompage d'une heure a été effectué avant le prélèvement. L'échantillonnage des eaux souterraines a été réalisé essentiellement au regard de la stabilisation des paramètres physico-chimiques. La stabilisation des paramètres physico-chimiques s'entend comme l'absence de variation des trois dernières mesures de pH, de conductivité hydraulique et de température :

- ± 0,1 unité pour le pH ;
- ± 5 % pour la conductivité électrique ;
- ± 1 °C pour la température.

Puits peu profonds

Ces puits, creusés à la main, sont équipés de pompes manuelles. Le prélèvement d'eau se fait après une vingtaine de minutes de purge (correspondant à environ 0,4 m^3), en sortie de l'ouvrage, à stabilisation des paramètres physico-chimiques.

La Figure 34 présente les points d'eaux souterraines prélevés, localisés par des triangles verts.

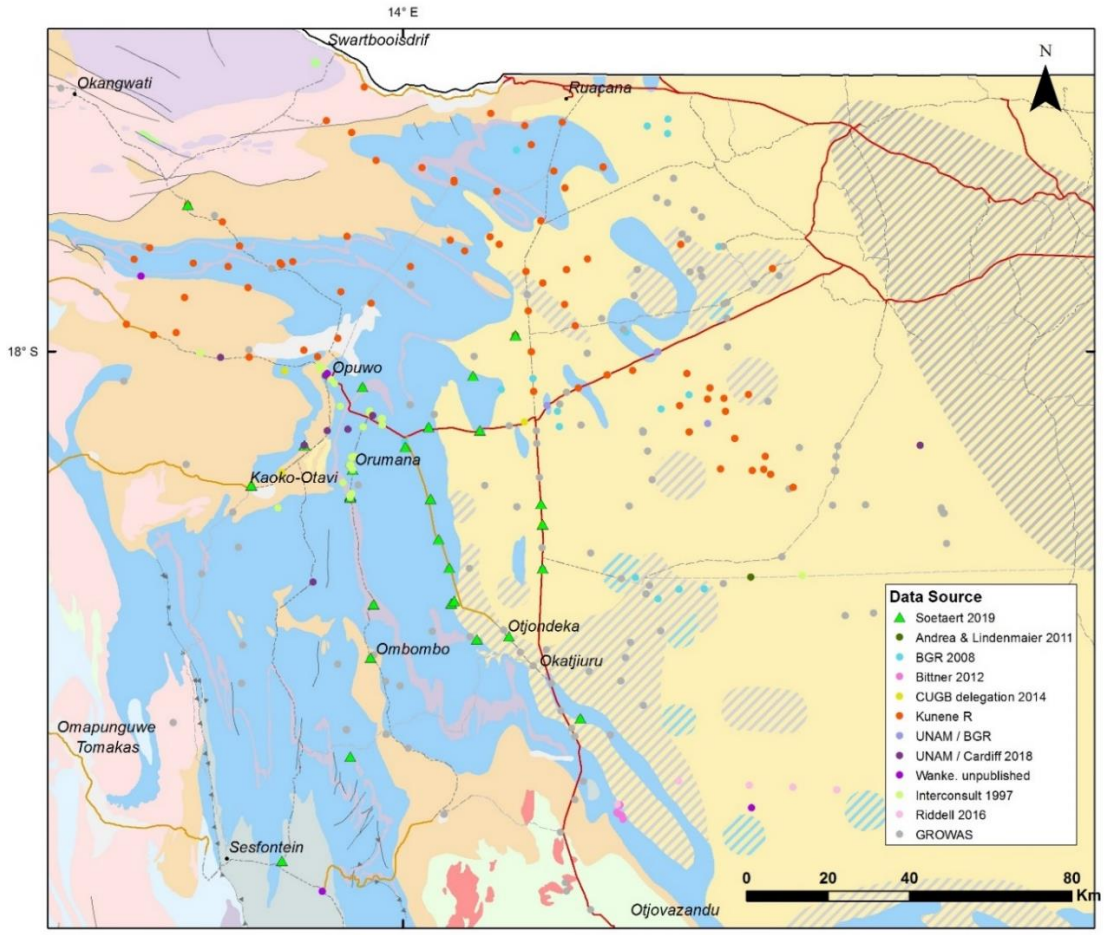


Figure 34 : Localisation et sources des données géochimiques utilisées. Les triangles verts correspondent aux analyses réalisées pendant ce travail de thèse.

1.2.2. Analyses physico-chimiques

Les paramètres température (T), pH, conductivité électrique (EC) et oxygène dissous (O_2), ont été mesurés *in situ* à l'aide d'un multimètre portable (HQ 40D, HACH). Ce dernier a été calibré deux fois par jour. L'alcalinité a été mesurée et calculée *in-situ* par la méthode de titrage acidimétrique.

Pour l'analyse des paramètres inorganiques, les prélèvements des échantillons sur chaque site sont réalisés comme suit :

- 200 mL d'échantillon d'eau non filtrée et non acidifiée, prélevée dans une bouteille en polyéthylène PEHD, pour l'analyse des anions (Cl^-, F^-, NO_3^-, NO_2^-, SO_4^{2-}) et de la turbidité ;
- 200 mL d'échantillon d'eau filtrée à 0,1 µm à l'aide d'une pompe à vide et acidifiée sur place, recueillie dans une bouteille en polyéthylène PEHD, pour l'analyse des cations majeurs (Na^+, K^+, NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) et en élément Fe, Mn et Si ;

Ces échantillons sont conditionnés à une température de moins de 10 °C pour les analyses inorganiques réalisées ultérieurement en laboratoire. Les ions majeurs (Cl^-, F^-, NO_3^-, NO_2^-, SO_4^{2-}, Na^+, K^+, NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}), l'alcalinité, Fe, Mn, Si et la turbidité ont été analysés au laboratoire *Analytical Laboratory Services Company* (ANALab) de Windhoek. Les concentrations en cations, Na^+, K^+, NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, et en éléments Fe et Mn ont été analysées à l'aide d'un spectromètre d'émission optique à plasma à couplage inductif (ICP-OES). L'alcalinité est analysée par la méthode acidimétrique, NO_3^- et NO_2^- sont déterminés par méthode colorimétrique, et la turbidité, SO_4^{2-}, F^- et Cl^- sont mesurés respectivement par les méthodes néphélométrique, turbidimétrique, électrométrique et argentométrique.

Les mesures en sulfites, en Fer (II), en ammonium et en sulfates sont également réalisées *in-situ* sur une eau filtrée à 0,1 µm à l'aide d'une pompe à vide, grâce à des kits de dosage HACH. L'analyse de ces teneurs est faite par colorimétrie grâce à un spectrophotomètre portable (DR1900, HACH), de précision des mesures de 1,0 $g.L^{-1}$.

Quelques analyses des teneurs en métaux Bore, en Lithium et en Strontium ont été réalisées par le laboratoire du BRGM par méthode de spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS).

La Table 7 récapitule l'ensemble des méthodes utilisées pour les analyses physico-chimiques réalisées sur la zone d'étude, entre 2019 et 2020. Il n'a pas été possible, lors des différentes campagnes, de prélever plusieurs fois chacun des ouvrages. Les variations temporelles des paramètres géochimiques ne seront donc pas mises en évidence dans cette étude.

De plus, 462 données hydrogéochimiques et/ou isotopiques existantes sur la région Nord-Ouest de la Namibie ont été collectées à partir de plusieurs bases de données, principalement (1) la base de données GROWAS (Quinger *et al.*, s.d.) du Ministère de l'Agriculture, de l'Eau et des Forêts (MAWF), (2) l'UNAM et (3) Kunene Ressources Ltd (Figure 34). Cette collecte a permis la reconstruction d'une base de données géochimiques de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha.

Table 7: Récapitulatif des méthodes d'analyses physico-chimiques des eaux souterraines échantillonnées sur la zone d'étude (2019 - 2020).

Physico-chemical parameter	Unit	Method type	Precision
pH		Electrometric, Hach multimeter	0.01
Electrical Conductivity	mS/cm	Electrometric, Hach multimeter	0.001
Turbidity	NTU	Nephelometric	0.01
Alkalinity	mg/L as $CaCO_3$	Manual, acidimetric	0.1
Chloride	mg/L	Argentometric	0.01
Fluoride	mg/L	Electrometric	0.01
Sulphate	mg/L	Turbidimetric	0.01
Nitrate	mg/L	Colorimetric	0.01
Nitrite	mg/L	Colorimetric	0.01
Sodium, Potassium, Magnesium, Calcium Manganese, Iron, Ammonium	mg/L	ICP-OES	0.01
TDS	mg/L		0.01
Boron	µg/L	ICP-MS	0.1
Lithium	µg/L	ICP-MS	0.01
Strontium	µg/L	ICP-MS	0.01
$\delta^{18}O$ / $\delta^{2}H$	‰	LGR DLT 100	0.01
Sulfites	mg/L	Spectrophotometry	0.001
Fer (II)	mg/L	Spectrophotometry	0.001
Ammonium	mg/L	Spectrophotometry	0.001
Sulphates	mg/L	Spectrophotometry	0.001

La validité des analyses chimiques réalisées en laboratoire est nécessaire avant la caractérisation géochimique des eaux. Pour cela, l'erreur de balance ionique doit être calculée pour chacune des analyses, d'après la formule suivante :

$$\% \, Erreur = \left| \frac{\sum cations \, (meq.l^{-1}) - \sum anions \, (meq.l^{-1})}{\sum cations \, (meq.l^{-1}) + \sum anions \, (meq.l^{-1})} \right| \times 100 \qquad (7)$$

Si le pourcentage d'erreur de la balance ionique est supérieur à 5 %, la mesure est jugée invalide et donc non considérée (Louvrier, 1971). Sur l'ensemble des données géochimiques - toutes sources de données confondues - seulement 9 % des résultats présentent une erreur de la balance ionique supérieure à 5 %, reflétant ainsi la bonne qualité générale des données géochimiques.

L'ensemble des résultats géochimiques est donné en Annexe 3.

1.2.3. Calcul des indices de saturation

L'indice de saturation (IS) correspond à un indicateur du degré d'équilibre de l'échantillon d'eau par rapport à un minéral, un solide, ou un gaz. Dans le cas d'une interaction liquide-

solide, cette mesure peut être interprétée comme un indicateur du processus de dissolution ou de précipitation.

D'après la loi d'équilibre d'action de masse, pour une solution aqueuse en équilibre avec un minéral, le produit de l'activité ionique (IAP) du minéral est égal à la constante d'équilibre (K) de la réaction de dissolution. Le degré de saturation d'une eau peut être représenté par l'équation suivante :

$$IS = log \frac{IAP}{K} \quad (8)$$

Un indice de saturation positif indique une sursaturation de l'eau avec le minéral. Un indice de saturation négatif indique quant à lui une sous-saturation. Un indice de saturation égal à 0 ± 0,15 est considéré comme représentatif d'un état d'équilibre.

Dans ce travail, les indices de saturation des minéraux (IS) ont été calculés grâce au logiciel PHREEQC interactive V3.4 (DL Parkhurst and Appelo, 1999).

1.2.4. Analyse des gaz dissous

Les gaz dissous dans les eaux souterraines sont des traceurs utilisés pour l'étude des processus géochimiques et biochimiques des eaux souterraines.

L'analyse des gaz dissous (principalement O_2, CO_2, CH_4, H_2S, H_2, et CO) de cinq eaux souterraines a été réalisée en dehors de la zone d'étude, dans la région des massifs d'Otavi (Figure 35). Cette région présente un contexte géologique similaire, dans les aquifères carbonatés du Groupe Otavi.

Une analyse plus poussée des teneurs en O_2, CO_2, CH_4, H_2S, H_2, N_2, He, et Ar dissous, ainsi que des isotopes $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ du CO_2 a également été réalisée dans l'une de ces eaux souterraines, afin de déterminer la nature de ces gaz, et l'origine du CO_2.

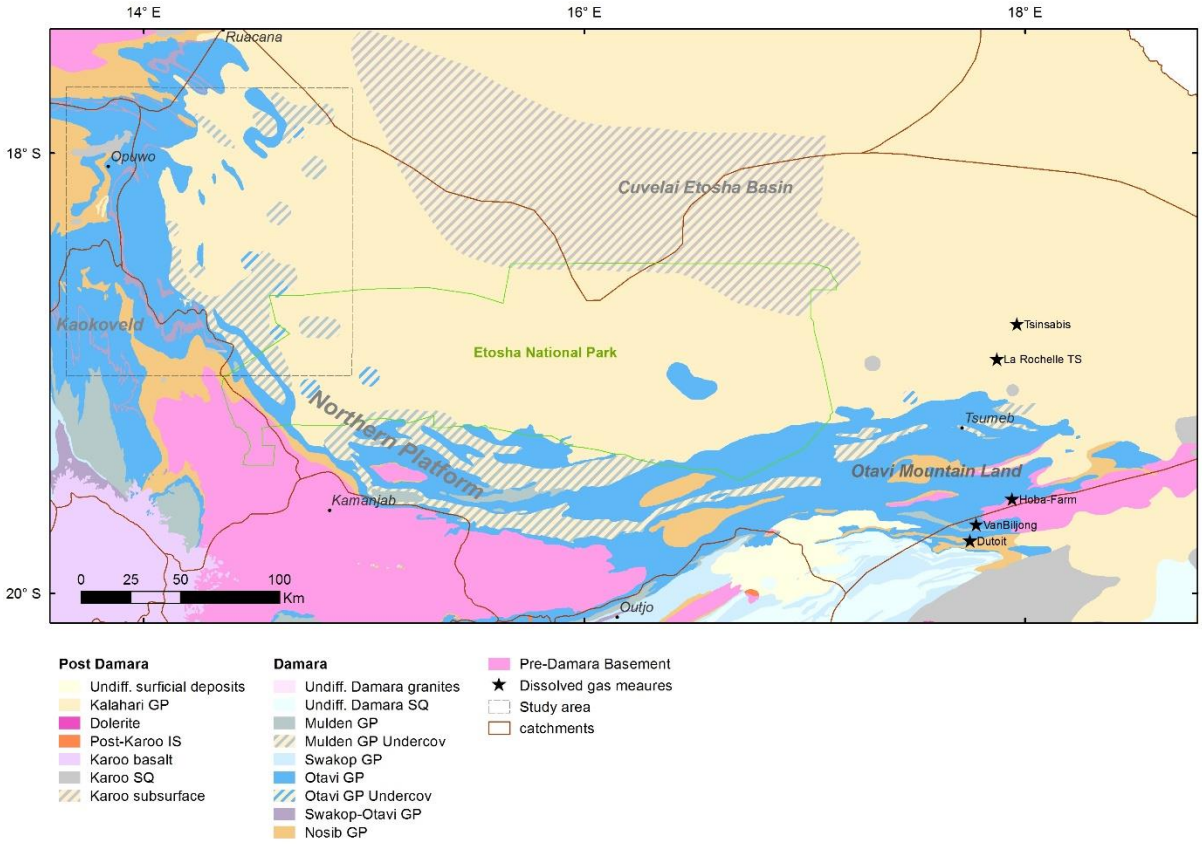


Figure 35 : Mesures de gaz dissous réalisées dans les eaux souterraines des aquifères carbonatés et dolomitiques du Groupe Otavi, dans la région des massifs d'Otavi.

Les gaz dissous dans l'eau des aquifères sont récupérés à partir d'un dégazeur (Figure 36). Cet appareil a été développé dans le cadre d'un projet de recherche par TotalEnergies. Un brevet est en cours de dépôt pour ce matériel (E.C. Gaucher).

Le dégazeur est installé au plus près d'une sortie d'eau d'un forage. La mesure est facilitée et plus représentative si le dégazeur est directement connecté sur l'exhaure d'une pompe installée dans le forage (ce qui n'a été possible qu'exceptionnellement lors des missions). Dans le cas d'une source, le dégazeur a été connecté au flux par un flexible permettant son alimentation en eau le plus directement possible.

Le dégazeur permet d'accumuler les gaz libérés par l'eau dans un cylindre en verre (Figure 36). Ces derniers peuvent-être mesurés directement à l'aide d'un analyseur de gaz portatif (GA5000, Geotech©) branché à la sortie du cylindre (Figure 36). L'appareil permet de mesurer les concentrations en O_2, CO_2, CH_4, H_2S, H_2, et CO. Le dispositif est équipé d'un débitmètre afin de connaitre le volume d'eau traité.

Les gaz peuvent également être prélevés dans des isotubes afin de réaliser en laboratoire leurs analyses chimiques et isotopiques.







Figure 36 : En haut, illustration du fonctionnement du dégazeur d'eau d'aquifère (brevet en cours, E.C. Gaucher). À gauche, appareil de mesure de gaz, le GA5000 de Geotech©.

Ces mesures ont été réalisées sur cinq points d'eaux souterraines prélevés dans la région montagneuse d'Otavi (Figure 35). Parmi ces eaux souterraines, l'une d'entre elles est une source géothermale située au Nord de Tsumeb (La Rochelle TS, Figure 35).

Un échantillonnage de gaz provenant de la ferme Hoba (Hoba Farm, Figure 35) a été fait dans un isotube et envoyé au laboratoire du CSTJF (Pau, France) pour analyse des gaz O_2, CO_2, CH_4, H_2S, H_2, N_2, He, et Ar, ainsi que des isotopes $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ du CO_2.

2. Résultats et interprétations

2.1. Piézométrie générale et principaux sens d'écoulement

Une carte piézométrique du système aquifère a été générée grâce à un total de 630 points de mesures, correspondant à l'ensemble des horizons aquifères qui composent le système de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha. Celle-ci est présentée en Figure 37.

Il a été démontré en première partie de ce présent manuscrit que les aquifères sont principalement interconnectés, et que les séries aquitards sont souvent discontinues. En tenant compte de toutes ces observations et de ces réserves, un grand système aquifère régional multicouche est considéré sur la zone d'étude. L'interpolation est effectuée selon le modèle variographique présenté avec la carte piézométrique. Le variogramme expérimental obtenu se défini selon une équation exponentielle, de palier 36 000 m et de portée 89 000 m.

Une carte piézométrique présentée en Annexe 4 fait la distinction entre les aquifères dolomitiques d'Otavi et les aquifères du Kalahari. Les fortes similitudes de la piézométrie et des sens d'écoulement démontrent une continuité hydraulique entre ces deux aquifères, en bordure du bassin.

La base de données du sous-sol GROWAS (Quinger *et al.*, s.d.) a été utilisée pour cette étude afin de couvrir une plus large zone et pour affiner et densifier le réseau d'observation. Cette base de données couvre une longue période de mesures (les plus anciennes données datant des années 1940, à aujourd'hui). Ces données ne tiennent donc pas compte des potentielles évolutions temporelles. Pour le tracé de la carte piézométrique, les variations saisonnières et interannuelles se superposent donc aux variations spatiales.

La Figure 37 est également annotée des principales crêtes piézométriques et des lignes d'écoulement préférentiels. À première vue, la carte piézométrique ressemble à un effet atténué de la topographie ; les écoulements semblent donc être influencés par cette dernière. Les charges hydrauliques les plus élevées se situent dans les zones topographiquement plus hautes, alors que les plus faibles valeurs piézométriques sont localisées au niveau des zones topographiques les plus basses.

Les principaux sens d'écoulement des eaux souterraines et les schémas généraux d'écoulement, qui sont d'une importance primordiale pour le modèle régional d'écoulement, sont décrits dans les paragraphes suivants.

Grâce à cette cartographie piézométrique (Figure 37), le tracé existant du bassin hydrogéologique (en pointillés orange) est corrigé, et un nouveau tracé a pu être généré (en

vert). Un dôme piézométrique est observé entre les massifs de Joubert (*Joubertberge)* et des Crêtes Noires (*Schwarze Kuppen)*, atteignant un maximum de 1600 m. Ce dôme piézométrique constitue la limite entre le bassin hydrogéologique du Kunene Nord (le plus à l'Ouest), et le bassin du Cuvelai-Etosha (à l'Est) (Figure 37), selon un axe globalement Nord-Sud.

Au Nord, la ligne de partage des eaux passe à l'Est des villages de Ruacana, d'Etoto et d'Omabzu (Figure 37). Au Sud, la limite de bassins passe approximativement par les villages d'Okatjangee et d'Otjovandu, au pied des principaux reliefs.

Afin de faciliter la compréhension des écoulements sur l'ensemble du système, la carte piézométrique peut-être analysée séparément selon les grands bassins hydrogéologiques, Kunene Nord et Cuvelai-Etosha.

2.1.1. Le bassin du Kunene Nord

Les sens d'écoulement sont globalement orientés de l'Est vers l'Ouest, en direction des vallées incisées d'Opuwo et d'Omarumba (Figure 37). Ces dernières rejoignent respectivement, en aval, les vallées de la rivière Hoarusib, la plus au Nord, et de la rivière Hoanib, plus au Sud, qui passe par le village de Sesfontein. Régionalement, les niveaux piézométriques sont les plus bas au niveau de ces vallées alluviales. Les gradients hydrauliques sont les plus importants et atteignent environ $2{,}5.10^{-2}$ $m.m^{-1}$ aux abords de ces vallées, qui représentent des axes de drainages principaux.

Au Nord de la carte, une ligne de crête piézométrique suit la succession des massifs de Stellrano (*Stellranoberge)* et d'*Onjaraka* (Figure 37). Cette dernière sépare par ailleurs les bassins versants de Kunene et de l'Hoarusib.

Les extrémités Ouest et Sud-Ouest de la carte offrent une faible densité de points de mesures ; cette zone structuralement et géologiquement complexe doit être interprétée avec précaution.

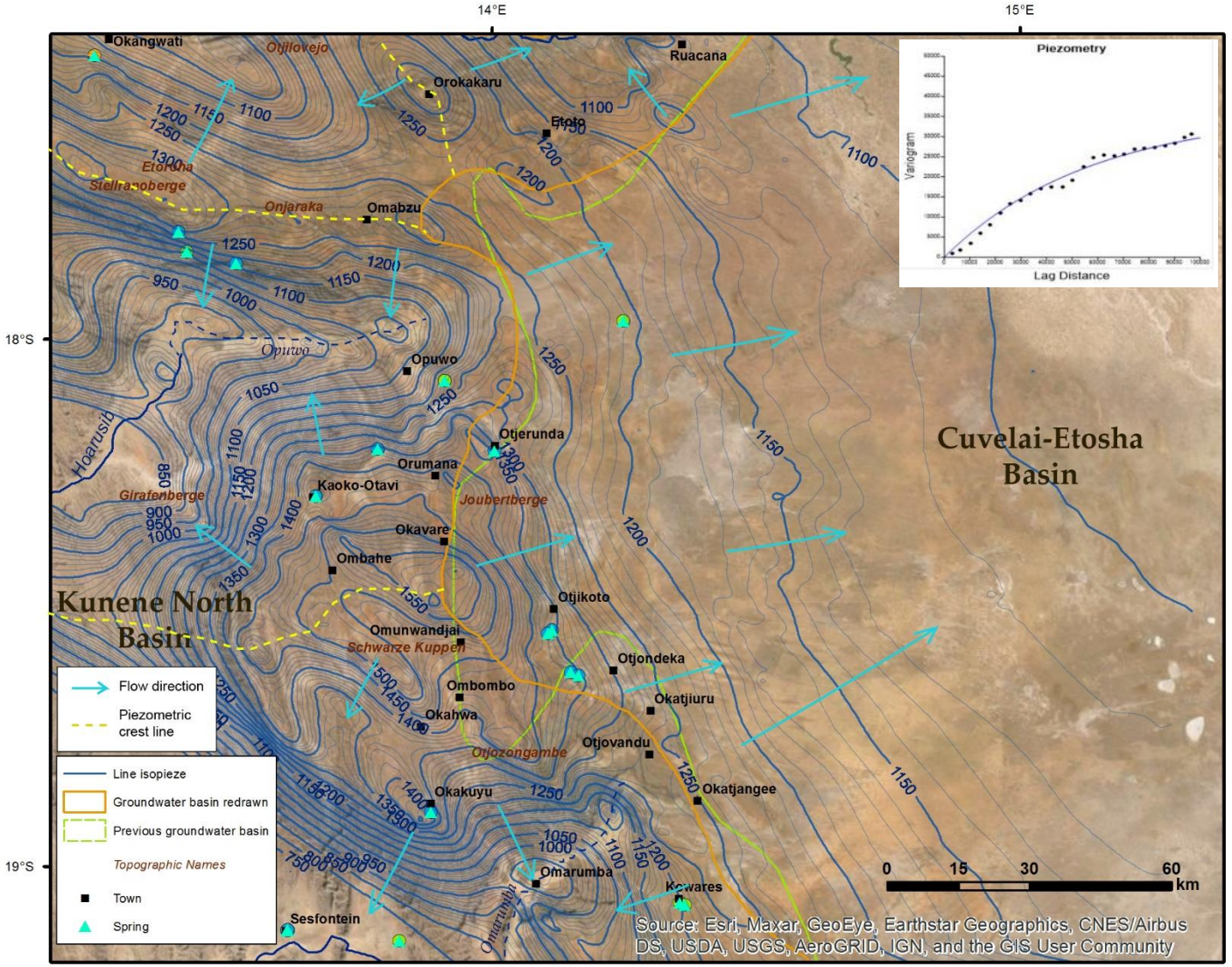


Figure 37 : Piézométrie du système aquifère de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha, modification du tracé du bassin hydrogéologique existant et principaux sens d'écoulement des eaux. Variogramme expérimental associé.

2.1.2. Le bassin du Cuvelai-Etosha

La piézométrie la plus haute est observée à l'Est du massif de Joubert, entre les villages d'Okavare et d'Omunuwandjai (Figure 37), atteignant 1600 m au maximum relevé. La piézométrie atteint au minimum 1100 m sur certains ouvrages situés à l'extrémité Est de la zone d'étude, zone aval du secteur et topographiquement plus basse.

A l'Ouest du massif de Joubert, le sens d'écoulement principal est orienté du Sud-Ouest vers le Nord-Est, en direction du bassin, point topographique le plus bas de la région.

Les gradients hydrauliques sont plus importants en bordure Est des reliefs, où ils atteignent $1{,}7.10^{-2}$ $m.m^{-1}$. Des zones de décharge sont visibles sur le versant Est de ces reliefs, et correspondent à des sources à faibles débits (< 3 $L.s^{-1}$ mesuré). Au pied des reliefs, les gradients hydrauliques diminuent progressivement de $8{,}3.10^{-3}$ à $8{,}9.10^{-4}$ $m.m^{-1}$ en direction de l'Est, comme la topographie qui s'aplatie au niveau de la région d'Omusati.

L'écoulement local des eaux souterraines (comme par exemple autour des unités rocheuses moins perméables telles que les schistes du Groupe Mulden) ne peut être appréhendé à l'échelle régionale choisie. Cependant, un « resserrement » des isopièzes est visible au droit de ces roches moins perméables (exemple de la Formation du Chuos), pouvant traduire localement (i) une diminution de la conductivité hydraulique, ou (ii) une diminution de l'épaisseur de l'aquifère. Les points de décharge sont souvent localisés sur ces niveaux à transmissivité plus faible, au contact probable entre les aquifères d'Otavi et les roches moins perméables du Mulden en pieds des reliefs.

2.2. Caractérisation hydrochimique des eaux et processus géochimiques impliqués

2.2.1. Hydrochimie des eaux souterraines

2.2.1.1. Paramètres physico-chimiques

Les valeurs des paramètres physico-chimiques -pH, température, conductivité électrique, oxygène dissous et potentiel redox- sont données dans la Table 8, et classifiées par aquifère. La température des eaux souterraines sur la zone d'étude varie de 11,5 à 34,2 °C, avec une moyenne de 26,8 °C. Les températures moyennes sont toutes proches de la température climatique moyenne de l'air dans cette région. Le pH varie de 6,2 à 9,0, avec une moyenne et une médiane de 7,6. Les pH les plus basiques sont enregistrés dans les aquifères du socle, avec un pH médian de 8,0. Les valeurs de conductivité électrique sont très hétérogènes et varient

de 158 à 22300 µS/cm, avec une moyenne de 1907 µS/cm sur l'ensemble des aquifères. Les valeurs de conductivité électrique les plus élevées sont observées dans l'aquifère multicouche d'Omusati, avec une moyenne de 4812 µS/cm ; les eaux souterraines sont plus fortement minéralisées dans ces aquifères. Les médianes en oxygène dissous varient de 67 à 79 %. Le potentiel d'oxydo-réduction Eh varie fortement entre -155 et 226 mV, avec une moyenne de 78 mV sur l'ensemble des aquifères.

Table 8 : Paramètres physico-chimiques des systèmes aquifères sur la zone d'étude.

Aquifer system		Etosha Calcrete	Omusati Multilayered	Otavi Dolomite	Nosib	Basement
		KEL	KOM	DO	DN	B
pH	Min	6.6	6.9	6.2	6.7	6.9
	Max	8.7	8.6	8.8	9.0	8.4
	Aver.	7.7	7.7	7.5	7.6	7.8
	Med.	7.7	7.8	7.6	7.5	8.0
EC (µS/cm)	Min	158.0	222.0	650.0	637.0	408.0
	Max	9670.0	22300.0	7610.0	2950.0	4470.0
	Aver.	1964.2	4812.5	1258.1	1671.8	1594.0
	Med.	1441.0	3846.0	1030.0	1695.0	992.5
Temperature (°C)	Min	11.5	11.5	11.5	11.5	23.1
	Max	33.7	33.0	34.2	34.0	32.8
	Aver.	26.5	26.8	26.8	27.4	27.9
	Med.	27.0	27.5	27.5	27.8	27.9
DO %	Med.	69.2	77.0	67.6	78.7	
Eh (mV)	Min	40.2	-155.7	-8.4	-149.6	184.1
	Max	189.8	96.6	226.1	213.6	221.9
	Aver.	115.0	37.3	93.8	34.5	203.0
	Med.	113.1	70.0	95.6	58.0	203.0

2.2.1.2. Faciès géochimiques

La distribution spatiale des ions majeurs est analysée à partir de variogrammes. Ceux-ci sont présentés en Annexe 5. La variabilité spatiale de l'ensemble des éléments géochimiques se définit selon des modèles de variogrammes linéaires. Ces données peuvent donc être examinées régionalement, et classifiées selon la distribution spatiale des principaux aquifères (cf. *La distribution spatiale des aquifères de l'Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha*).

Pour la caractérisation des principaux faciès géochimiques, le diagramme de Piper est utilisé (Figure 38). La plupart des faciès géochimiques sont représentés, comme en témoigne la répartition des résultats d'analyses sur l'ensemble du diagramme de Piper. Trois faciès dominants peuvent être identifiés ; un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, un faciès mixte et un faciès plus sulfaté, calcique et magnésien. Peu d'échantillons présentent en

revanche de faciès chloruré. Le diagramme de Piper révèle une forte dominance des éléments alcalino-terreux (Ca^{2+} + Mg^{2+}), comparés aux éléments alcalins (Na^{+} + K^{+}).

La Figure 39 présente la synthèse des concentrations mesurées en ions majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, HCO_3^{-}, Cl^{-}, SO_4^{2-}) pour les quatre principaux aquifères : Otavi (bleu), Calcrètes Etosha (vert), Nosib (orange), Omusati (rose), sous forme d'un diagramme de type « boite à moustache ».

Une visualisation plus détaillée des faciès géochimiques des eaux des principaux aquifères est observable grâce aux diagrammes de Piper et de Schoeller, distingués par aquifère. Ces derniers sont présentés en Annexe 6 et Annexe 7.

Otavi (DO)

Plus en détail, la composition chimique des aquifères d'Otavi est bicarbonaté, calcique et magnésien. Ce faciès est typique de ces aquifères, en raison de l'abondance de dolomite et de calcaire dans les séries du Groupe Otavi, déjà bien décrit dans la littérature (Hoad, 1989; IWACO, 1992; Rahm and Buch, 1997). En contexte géologique et hydrogéologique similaire, ces mêmes faciès sont observables, notamment au niveau de la région montagneuse d'Otavi, très étudiée en raison du fort potentiel économique de la région (Marchant, 1980; Buch and Trippner, 1997; Ploethner *et al.*, 1997; Rahm and Buch, 1997; Bäumle, 2003).

Etosha (KEL)

Les eaux issues de l'aquifère des Calcrètes d'Etosha possèdent un faciès très similaire à celles issues de l'aquifère d'Otavi (HCO3-CaMg), et qui peut être localement plus magnésien, voire bicarbonaté, sodique et magnésien. En raison des écoulements souterrains depuis les montagnes dolomitiques Otavi, vers l'aquifère libre d'Etosha, il n'est pas surprenant d'observer une composition ionique semblable Il n'est donc pas surprenant d'observer une composition ionique semblable. Comme décrit en première partie (*Le Groupe du Kalahari*), la principale lithologie de cet aquifère est composée de calcrètes et dolocrètes, de même composition chimique que les roches d'Otavi.

Nosib (DN)

Les eaux issues de l'aquifère du Nosib présentent un faciès mixte HCO_3-CaMgNa, principalement bicarbonaté, pouvant-être localement sodique et magnésien, voire sulfaté sodique.

Omusati (KOM)

La composition ionique des eaux issues de l'aquifère multicouche d'Omusati est assez complexe car hétérogène, mais différente de celle des autres aquifères. Son faciès est

principalement sulfaté, calcique et magnésien (SO_4-CaMg), mais peut-être également sulfaté sodique et magnésien (SO_4-NaMg), avec une tendance chloruré-sodique.

Très localement, certaines eaux provenant de ce même aquifère peuvent présenter de fortes concentrations en calcium et magnésium, possiblement en raison de couches de calcrètes intercalées dans les sédiments du Kalahari.

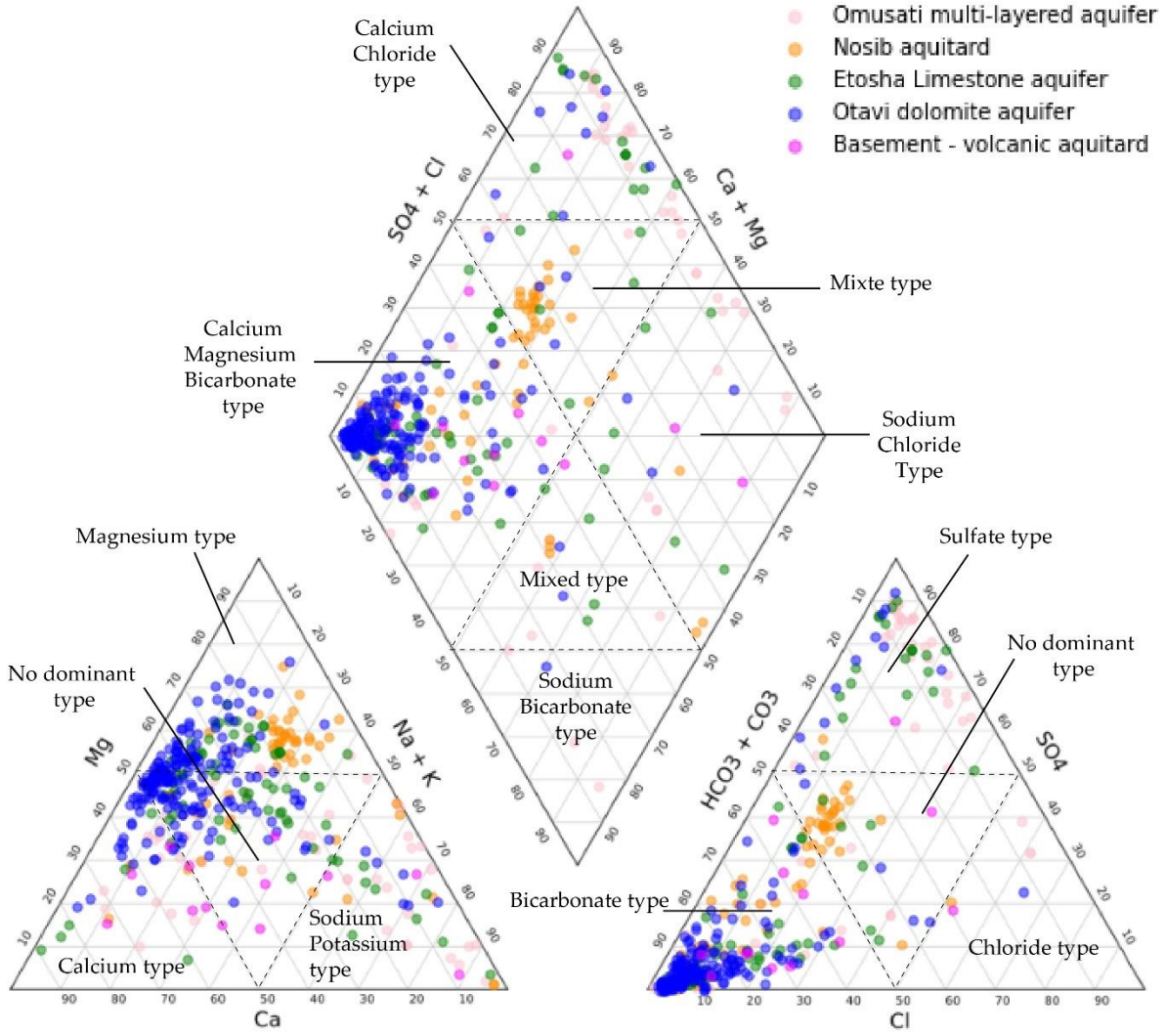


Figure 38: Principaux faciès des eaux souterraines de la région d'étude, classés par aquifère dans le diagramme de Piper.

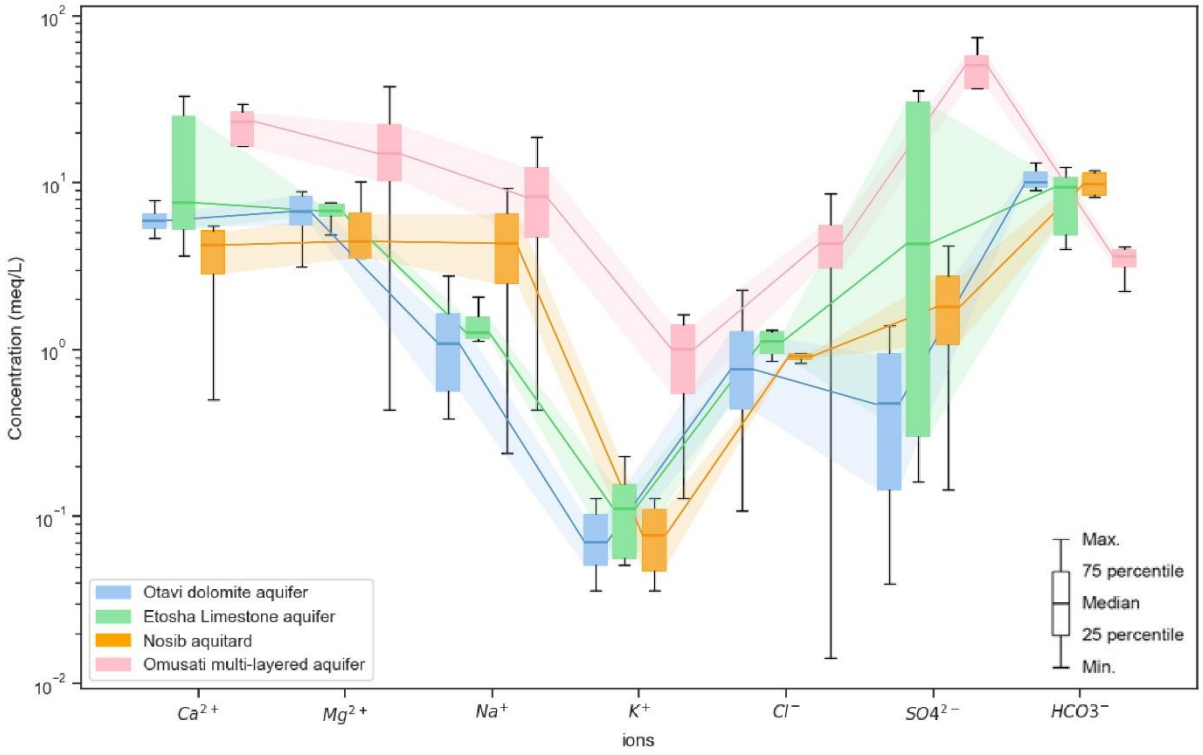


Figure 39 : Concentrations en ions majeurs par aquifère. La valeur médiane est la plus représentative du faciès géochimique de l'aquifère.

2.2.1.3. Processus géochimiques impliqués

Dans les systèmes souterrains, les principaux mécanismes géochimiques contrôlant la minéralisation des eaux souterraines sont l'évaporation, la dissolution et/ou la précipitation des différentes phases minérales. La représentation des données analytiques sous forme de diagramme de Gibbs (Figure 40) permet de définir le ou les mécanismes principaux contrôlant la géochimie des eaux souterraines (Gibbs, 1970).

Ces diagrammes mettent en avant une signature géochimique des eaux principalement dominée par l'interaction eau-roche, dans la majorité des aquifères. En effet, la majorité des échantillons sont localisés dans la zone de dominance des interactions eau-roche (Figure 40). En revanche, l'évaporation joue également un rôle majeur dans le contrôle de la minéralisation des eaux. C'est le cas des eaux de l'aquifère multicouche d'Omusati, qui sont fortement minéralisées, et qui présentent une signature géochimique principalement influencée par l'évaporation (Figure 40). Le calcul des indices de saturation permettra de confirmer l'hypothèse des interactions eaux-roches. En effet, les eaux devraient donc être à l'équilibre ou sursaturées vis-à-vis de certains minéraux.

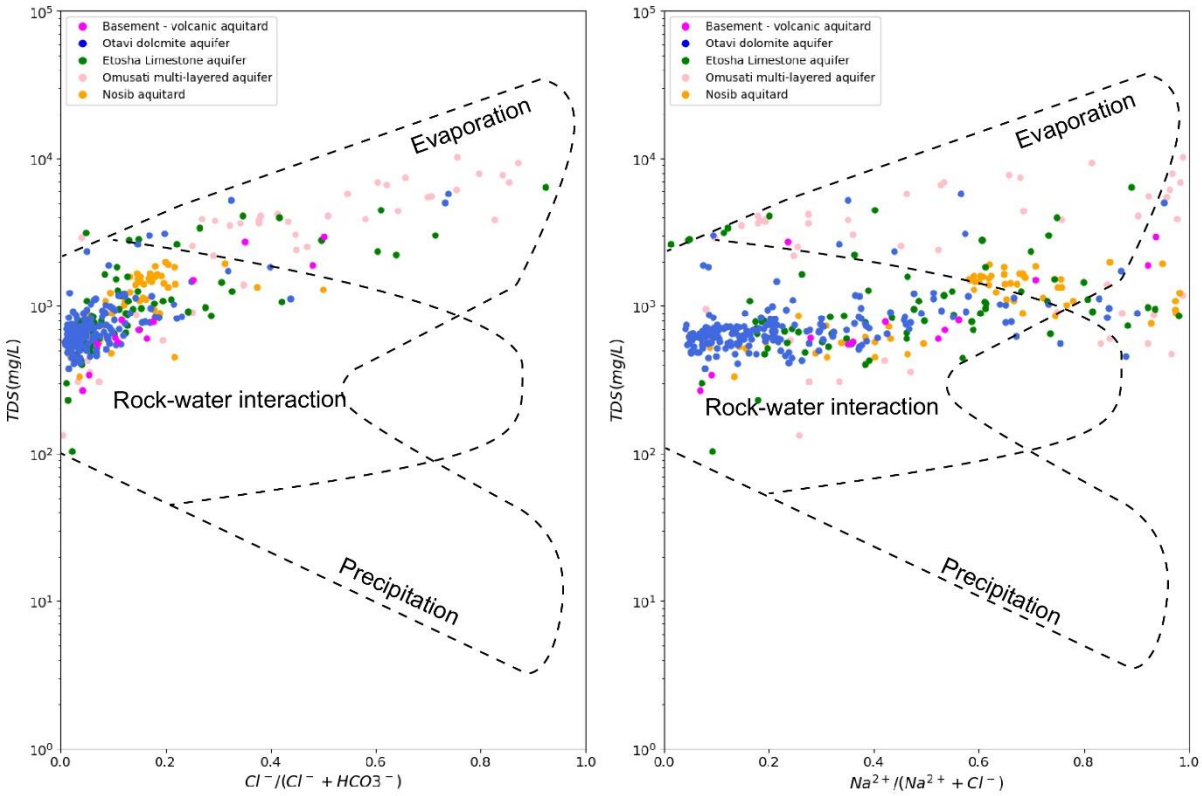


Figure 40: Diagramme de Gibbs illustrant les principaux mécanismes contrôlant la géochimie des eaux

Les diagrammes de dispersion permettent d'analyser les potentielles corrélations entre plusieurs paramètres (ici, géochimiques). Les différents diagrammes, présentés en Figure 41, aident à comprendre les principaux processus géochimiques impliqués dans le système aquifère.

Les graphiques des teneurs en Cl^- en fonction de Na^+ (Figure 41, a), montrent une bonne corrélation de ces deux éléments, proche 1:1. Les ions Na^+ proviendraient de la dissolution de halite, et/ou de l'altération de silicates. Les échantillons montrent cependant un excédent d'ions Na^+ en comparaison aux ions Cl^-, ce qui indique que la dissolution de minéraux silicatés est le principal processus géochimique (Matthess, 1982; Li *et al.*, 2018).

La dissolution et la précipitation de minéraux carbonatés jouent un rôle essentiel dans la signature hydrochimique des eaux souterraines. Les taux de dissolution de la calcite (Sjöberg and Rickard, 1984) et de la dolomite (Pokrovsky and Schott, 2001) sont relativement élevés en comparaison à ceux des silicates (Cygan *et al.*, 1989). Le CO_2 produit par (i) la décomposition de la matière organique par les micro-organismes du sol et par (ii) la respiration racinaire dans la zone non-saturée, ainsi que le CO_2 dissous dans l'eau de recharge (météorique), sont à l'origine de cette dissolution (André *et al.*, 2005).

Le rapport Ca^{2+}/Mg^{2+} est un bon indicateur géochimique des carbonates de la roche encaissante. Plus ce rapport sera élevé, plus la dissolution de la calcite sera importante.

Théoriquement, la dissolution de la dolomite entraîne un rapport stœchiométrique équivalent à 1. En pratique, lorsque la calcite et la dolomie coexistent dans un aquifère, le rapport Ca^{2+}/Mg^{2+} aura tendance à se rapprocher de la valeur 1,3 si les eaux sont à l'équilibre avec ces minéraux. La réaction d'équilibre est la suivante (Morse and Mackenzie, 1990) :

$$Ca^{2+} + CaMg(CO_3)_2 \leftrightarrow 2CaCO_3 + Mg^{2+} \quad (8)$$

Le graphe Ca^{2+} en fonction de Mg^{2+} présenté en Figure 41 (b) reflète un ratio proche de 1 pour les aquifères Otavi, tandis que les eaux de l'aquifère des Calcrètes d'Etosha ont un ratio d'environ 0,7. Cette augmentation progressive en Mg s'expliquerait par des écoulements des eaux depuis les aquifères Otavi vers les aquifères des Calcrètes, en accord avec la piézométrie.

De plus, en raison des cinétiques de dissolution plus faibles de la dolomite (Pokrovsky and Schott, 2001) par rapport à celles de la calcite (Sjöberg and Rickard, 1984), les zones de recharge sont souvent identifiées par un rapport Ca^{2+}/Mg^{2+} plus élevé (Külls, 2000). Les ratios Ca^{2+}/Mg^{2+} les plus élevés sont identifiés au niveau des aquifères dolomitiques d'Otavi, potentielles zones de recharge.

Les régions qui enregistrent le plus d'évaporation montrent, quant à elles, de plus faibles ratios Ca^{2+}/Mg^{2+} ; c'est le cas des échantillons d'eau provenant de l'aquifère du Nosib (en orange, Figure 41,b) et d'une partie des eaux de l'aquifère d'Omusati (en rose, Figure 41, b).

Les diagrammes de dispersion HCO_3^- et ($HCO_3^- + SO_4^{2-}$) versus les éléments alcalino-terreux ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) (Figure 41, c et d) permettent de définir si l'apport de HCO_3^-, Ca^{2+} et Mg^{2+} provient de la dissolution de carbonates et/ou de sulfates (tels que le gypse). Tous les échantillons sont situés sur la droite 1:1, à l'exception des eaux provenant de l'aquifère du Nosib (en orange, Figure 41, c). Ces eaux se situent en revanche sur la droite 1:1 uniquement sur le diagramme ($HCO_3^- + SO_4^{2-}$) vs ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$), et sont localisées sous la droite 1 :1 sur le diagramme HCO_3^- vs $Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Cela indique que, à l'exception des échantillons situés dans l'aquifère du Nosib, ces éléments proviennent uniquement de la dissolution de carbonates.

Les minéraux sulfatés les plus communs, comme le gypse $CaSO_4.2H_2O$ et l'anhydrite $CaSO_4$ sont considérablement plus solubles que la calcite et la dolomite (Matthess, 1982). Leur dissolution a pour effet d'augmenter la concentration en SO_4^{2-} et en Ca^{2+}. La dissolution du gypse se définit selon la formule :

$$CaSO_4.2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + SO_4{}^{2-} + 2H_2O \quad (9)$$

Lorsque du gypse, de la calcite et de la dolomite sont en contact dans un même aquifère, un phénomène de dédolomitisation peut se produire (Bischoff *et al.*, 1994). L'augmentation en Ca^{2+} due à la dissolution du gypse entraîne une précipitation de la calcite. La précipitation de

calcite induit une diminution de la concentration en CO_3^{2-} dans le milieu. La dolomie devient alors sous-saturée, et peut-être dissoute à son tour. La dissolution de gypse provoque alors une augmentation de la dissolution de la dolomie et une précipitation de la calcite ; les concentrations en Ca^{2+}, Mg^{2+} et SO_4^{2-} auront donc tendance à augmenter.

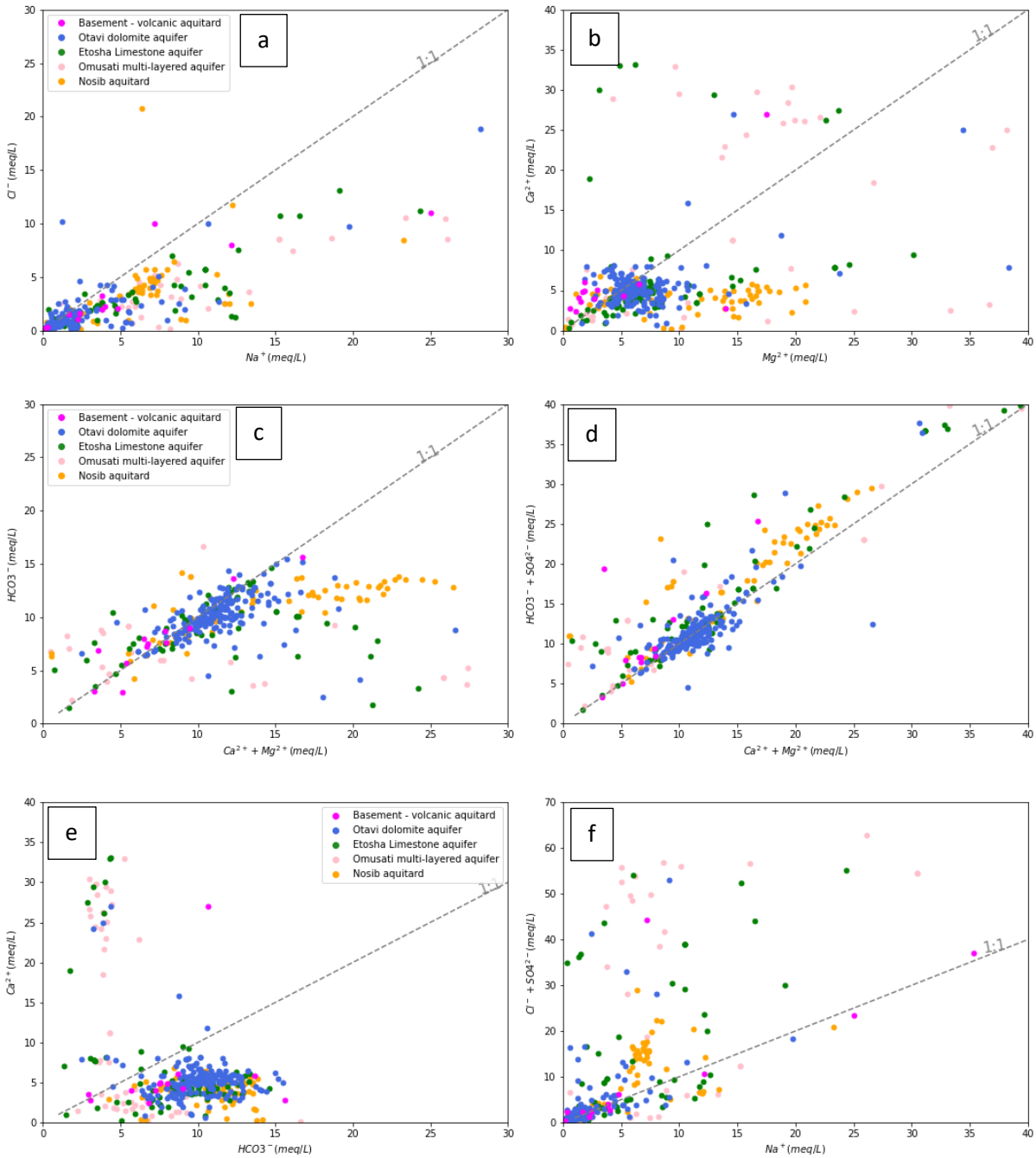


Figure 41: Diagrammes de dispersions (a) Cl^- vs Na^+, (b) Ca^{2+} vs Mg^{2+}, (c) HCO_3- vs (Ca^{2+} + Mg^{2+}), (d) HCO_3- + SO_4^{2-} vs (Ca^{2+} + Mg^{2+}).

2.2.2. Indices de saturation

Les indices de saturation des eaux souterraines avec les minéraux sont renseignés dans l'Annexe 8. La table présente les statistiques des indices de saturation par système aquifère.

La plus grande majorité des eaux souterraines, quel que soit l'aquifère, montre une sursaturation ou un état d'équilibre ($SI \geq 0$) avec la calcite, la dolomie, la magnésite et le quartz. Ces minéraux sont tous présents dans les formations du Groupe Otavi, dans les sédiments du Kalahari mais également ceux du Groupe Nosib.

La majorité des eaux souterraines sont clairement sous-saturées en gypse ($SI < 0$Figure 42). Cependant, la Figure 42 révèle que certains échantillons localisés dans les sédiments du Kalahari montrent localement un équilibre des eaux avec ce minéral évaporitique. La dissolution du gypse n'est évidemment possible que lorsque ce dernier est disponible dans le milieu. De plus, la précipitation du gypse nécessite des facteurs de concentration beaucoup plus élevés que la précipitation de la calcite (Külls, 2000).

L'équilibre des eaux avec le gypse indiquerait donc la présence de roches évaporitiques isolées. Cette zone évaporitique révèle des teneurs élevées en TDS (> 1100 mg/L), et est corrélée aux plus fortes concentrations en sulfate et calcium observées sur cette même région. Cette zone est identifiée comme un « lac de gypse » par Stoltze *et al.* (2016). Ce minéral provient essentiellement des lits évaporitiques, observés dans la Formation Andoni dans ce même secteur (*cf. Le Groupe du Kalahari*).

Trois échantillons ont

Table 9 : Indices de saturation des eaux souterraines par rapport aux principaux minéraux calcite, dolomie, quartz, calcédoine, chrysolite et magnésite.

		Aquifer				
Saturation Index		**Basement**	**Nosib**	**Otavi dolomite**	**Etosha Limestone**	**Omusati multi-layered**
Calcite	min	-0.42	-0.57	-0.53	-1.42	-0.46
	median	0.85	0.47	0.75	0.71	0.50
	mean	0.83	0.51	0.72	0.71	0.52
	max	1.46	1.39	1.64	1.56	2.00
Dolomite	min	-1.01	-0.97	-0.28	-1.72	-1.09
	median	1.44	1.61	1.72	1.89	1.38
	mean	1.52	1.54	1.68	1.73	1.33
	max	2.85	3.37	3.68	3.45	3.65
Quartz	min	0.24	0.00	-1.80	-0.02	0.47
	median	0.81	0.68	0.67	0.94	1.14
	mean	0.77	0.65	0.67	0.98	1.13
	max	1.16	1.24	1.44	1.55	1.57
Chalcedony	min	-0.19	-0.15	-2.23	-0.45	0.04
	median	0.38	0.26	0.24	0.51	0.72
	mean	0.34	0.23	0.26	0.55	0.71
	max	0.73	0.81	1.01	1.12	1.14
Chrysotile	min	-6.94	-8.37	-9.31	-6.13	-5.94
	median	-1.54	-1.14	-1.37	0.16	0.38
	mean	-1.25	-1.52	-1.53	-0.19	0.19
	max	2.86	3.45	5.75	5.03	3.81
Magnesite	min	-1.18	-1.21	-0.65	-1.39	-1.33
	median	-0.04	0.59	0.36	0.54	0.23
	mean	0.11	0.46	0.38	0.43	0.22
	max	1.25	1.39	1.51	1.33	1.20

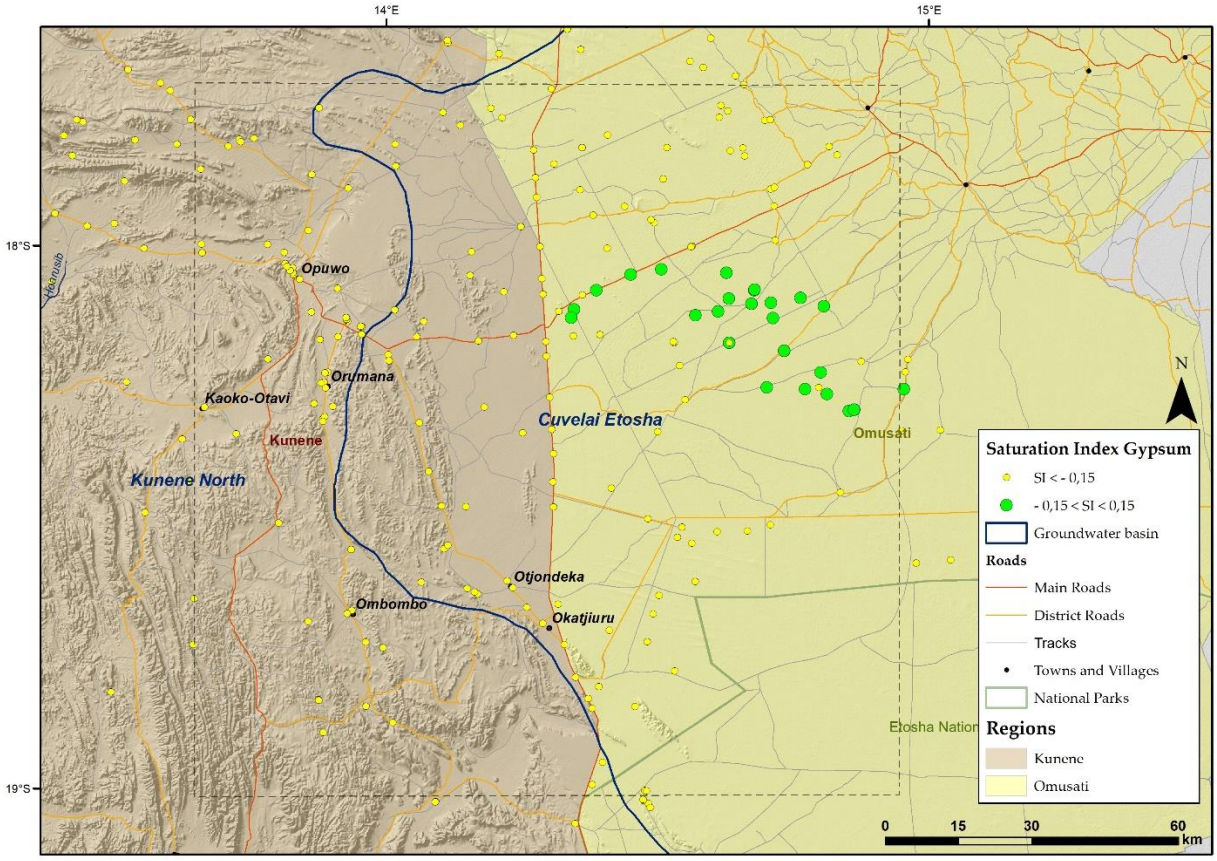


Figure 42 : Mise en évidence d'une zone avec des eaux souterraines à l'équilibre avec le gypse.

2.2.3. Évolution géochimique le long des principaux axes d'écoulement des eaux souterraines

Quatre profils géochimiques ont été réalisés selon les principaux axes d'écoulement des eaux souterraines définis par la carte piézométrique présentée précédemment (*cf. Piézométrie générale et principaux sens d'écoulement*). Ces profils sont localisés sur la Figure 43. Ces derniers présentent l'évolution des teneurs et des ratios entre les principaux anions et cations (Figure 44 et Figure 45). L'échelle de concentrations utilisée est identique pour chaque profil. En revanche, l'échelle des distances diffère selon les profils. Cette méthode, également utilisée par Klock. (2001), montre les tendances d'évolution géochimiques et les potentiels mélanges des eaux, selon des profils d'écoulement.

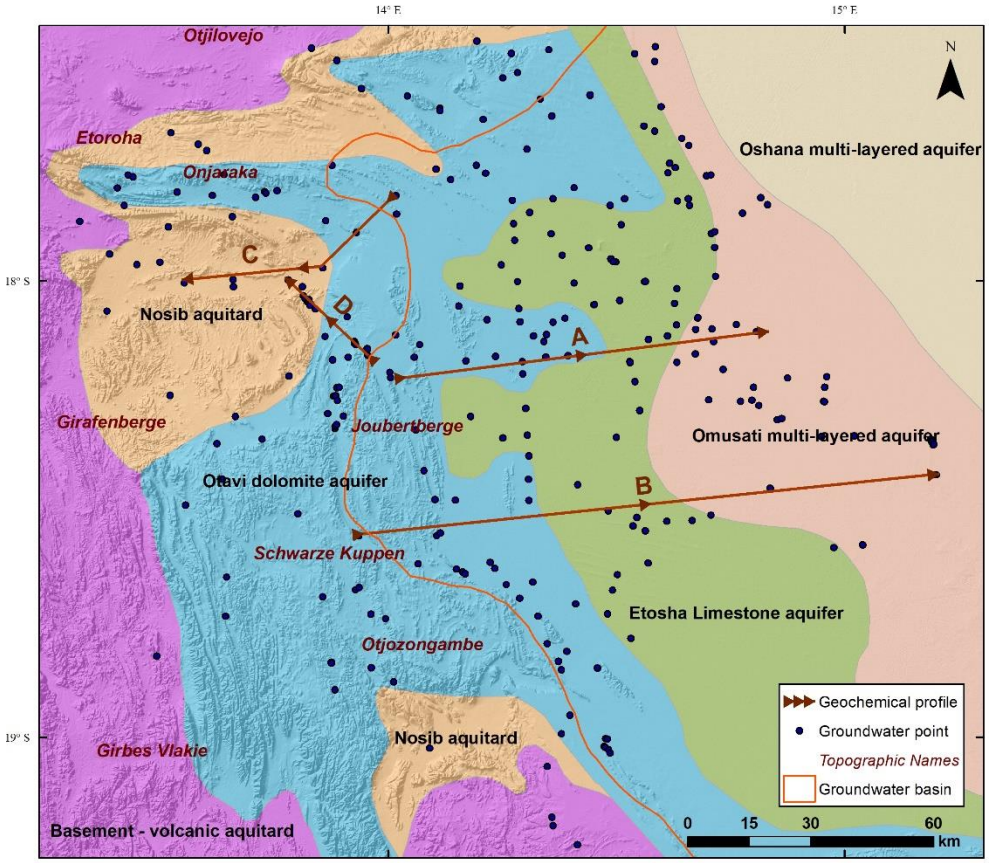


Figure 43: Localisation des profils géochimiques selon les principaux axes d'écoulement, représentés par des flèches au centre et aux extrémités du profil, et localisation des principaux aquifères (en magenta, aquifère du socle ; en orange, aquifère du Nosib ; en bleu, aquifère d'Otavi ; en vert, aquifère des Calcrètes d'Etosha ; en rose, aquifère multicouche d'Omusati).

Le profil A (Figure 44) correspond à un écoulement d'Ouest en Est, depuis les aquifères dolomitiques d'Otavi, vers les aquifères du Kalahari (à travers les Calcrètes d'Etosha, jusqu'à l'aquifère multicouche d'Omusati). Ce profil A reflète une augmentation des teneurs en Mg^{2+}, Na^{+} ainsi qu'en ions Cl^{-} et SO_4^{2-} d'Ouest en Est, tandis que les teneurs en Ca^{2+} et en HCO_3^{-}

diminuent. L'enrichissement significatif en Mg^{2+}, couplé à la diminution des teneurs en Ca^{2+} et HCO_3^- résulte d'un processus de dissolution dolomitique. La forte augmentation de SO_4^{2-} ne semble pas provenir essentiellement d'un échange cationique, mais serait le résultat de la dissolution du gypse provenant de minéraux évaporitiques dans la zone précédemment définie comme un « lac de gypse ». De plus, une légère ré-augmentation en Ca^{2+} et SO_4^2 semble être visible à partir du puits n°86981. Comme défini précédemment, la dissolution de gypse a pour effet d'augmenter la concentration en SO_4^{2+} et en Ca^{2+}, ce qui expliquerait ce phénomène.

Vers la fin du profil, à partir du puits HYD0066, une légère ré-augmentation des concentrations en HCO_3^- et Mg^{2+} pourrait s'expliquer par un phénomène de dédolomitisation lié à la coprésence de gypse et de dolomite en contact dans ce même aquifère (*cf Processus géochimiques impliqués*).

Le profil B (Figure 44) est également réparti selon un écoulement Ouest-Est, plus au Sud de la zone d'étude. Celui-ci traverse, de la même façon que le profil précédent, les formations du Groupe Otavi, les Calcrètes d'Etosha ainsi les sédiments du Kalahari.

Le profil B reflète de très faibles variations des concentrations sur tout le début du profil, jusqu'au puits n°33933. Les concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} évoluent parallèlement, selon un ratio proche de 1:1. Celles-ci diminuent progressivement vers l'Est, en même temps que diminuent les concentrations en HCO_3^-, et localement Cl^-. Cette légère diminution des concentrations enregistrées entre les puits Otuzemba-02 et n°9520 témoignent d'un « rafraîchissement » des eaux souterraines lié à une zone de recharge au niveau du massif de Joubert (Figure 43). À l'inverse, les concentrations en Na^+ et en SO_4^{2-} tendent à augmenter progressivement.

Les concentrations en Na^+, Cl^- et SO_4^{2-} augmentent de manière abrupte en fin de profil, entre les puits n°33933 et n°92838, au profit des concentrations en Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^-, qui diminuent fortement. Bien que la profondeur de ce puits soit inconnue, les teneurs élevées en éléments géochimiques proviennent probablement des minéraux évaporitiques (de type gypse) identifiés et localisés dans cette région. La différence de faciès géochimique en fin de profil (notamment entre les deux derniers forages) s'expliquerait par une discontinuité hydraulique locale, et potentiellement deux aquifères distincts au sein du Kalahari. La discontinuité de certains secteurs est possible, étant donné les fortes variations de faciès lithologiques dans ces aquifères. Le système multicouche de la bordure Ouest du bassin s'individualise localement vers l'Est.

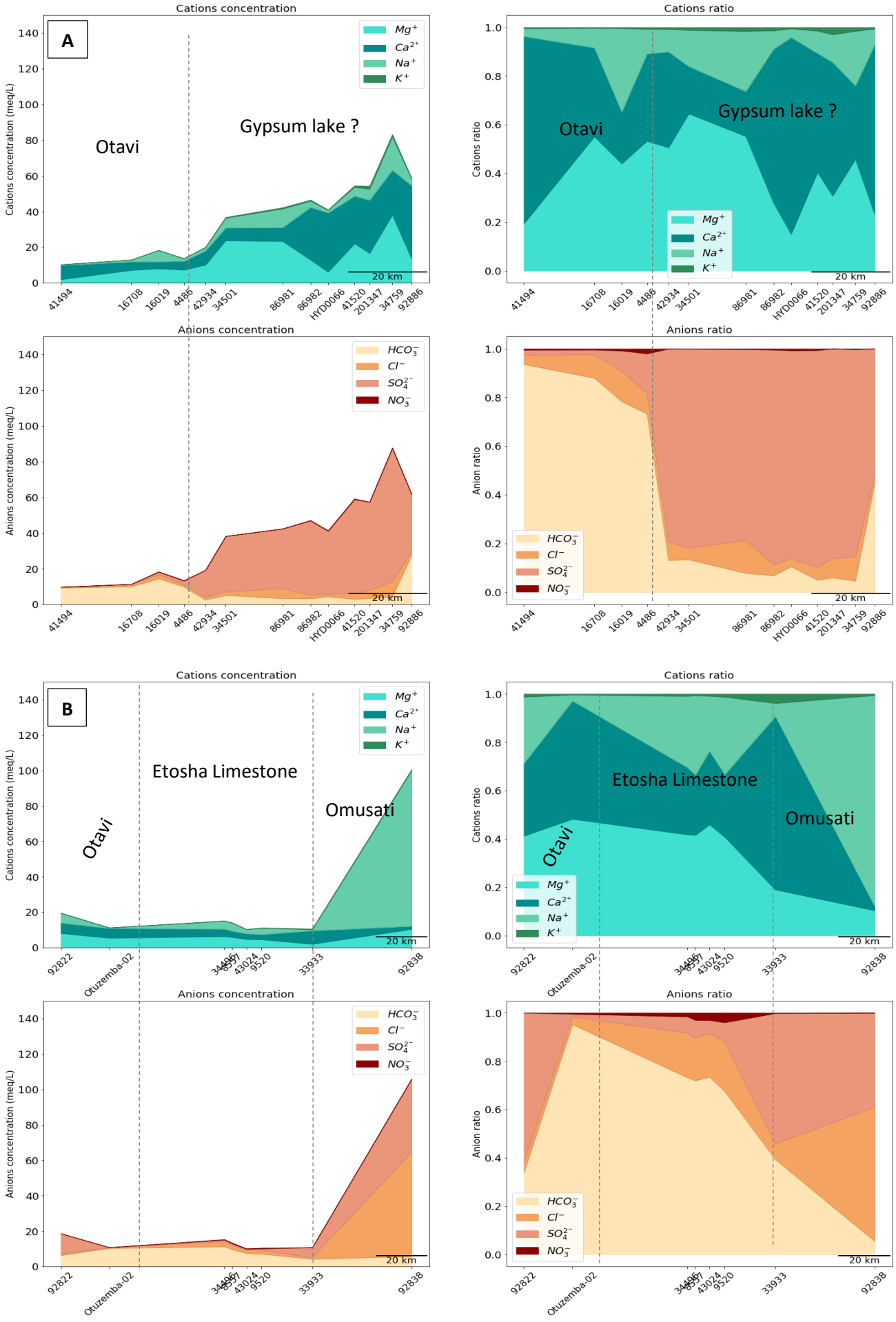


Figure 44: Profils géochimiques des teneurs (à gauche) et des ratios (à droite) en ions majeurs au niveau du bassin hydrogéologique Cuvelai-Etosha. Localisation en Figure 42.

Le profil C (Figure 45), d'Est en Ouest, est situé au niveau du bassin hydrogéologique Kunene Nord. Ce profil est situé le long de la vallée alluvionnaire d'Opuwo, et débute dans les aquifères dolomitiques d'Otavi. Ce profil ne présente pas de fortes variations des concentrations. Le faciès Ca-Mg-HCO_3 type des aquifères Otavi évolue globalement vers une légère augmentation des concentrations en SO_4^{2+} et Cl^- et en Na^+, tandis que la teneur en HCO_3^- diminue faiblement dans le sens de l'écoulement. Les teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} tendent également à diminuer progressivement également en direction de l'Ouest. Ces variations de concentrations sont dues aux circulations des eaux dans les sédiments alluvionnaires, contenant probablement des minéraux évaporitiques.

Enfin, le profil D (Figure 45) représente un transect Est-Ouest au niveau du bassin hydrogéologique du Nord Kunene, et débute dans les aquifères d'Otavi, à travers la vallée d'Opuwo, en direction de l'aquifère du Nosib. Ce dernier profil (D), montre comme précédemment, que les concentrations en $SO4^{2+}$, Cl^- et Na^+ augmentent tandis que les teneurs en HCO_3^- , Ca^{2+} et Mg^{2+} diminuent dans le sens des écoulements.

Les roches peu perméables du Nosib limitant l'infiltration, les minéraux évaporitiques se concentrent potentiellement dans ces aquifères, ce qui justifie cette évolution du faciès géochimique des eaux.

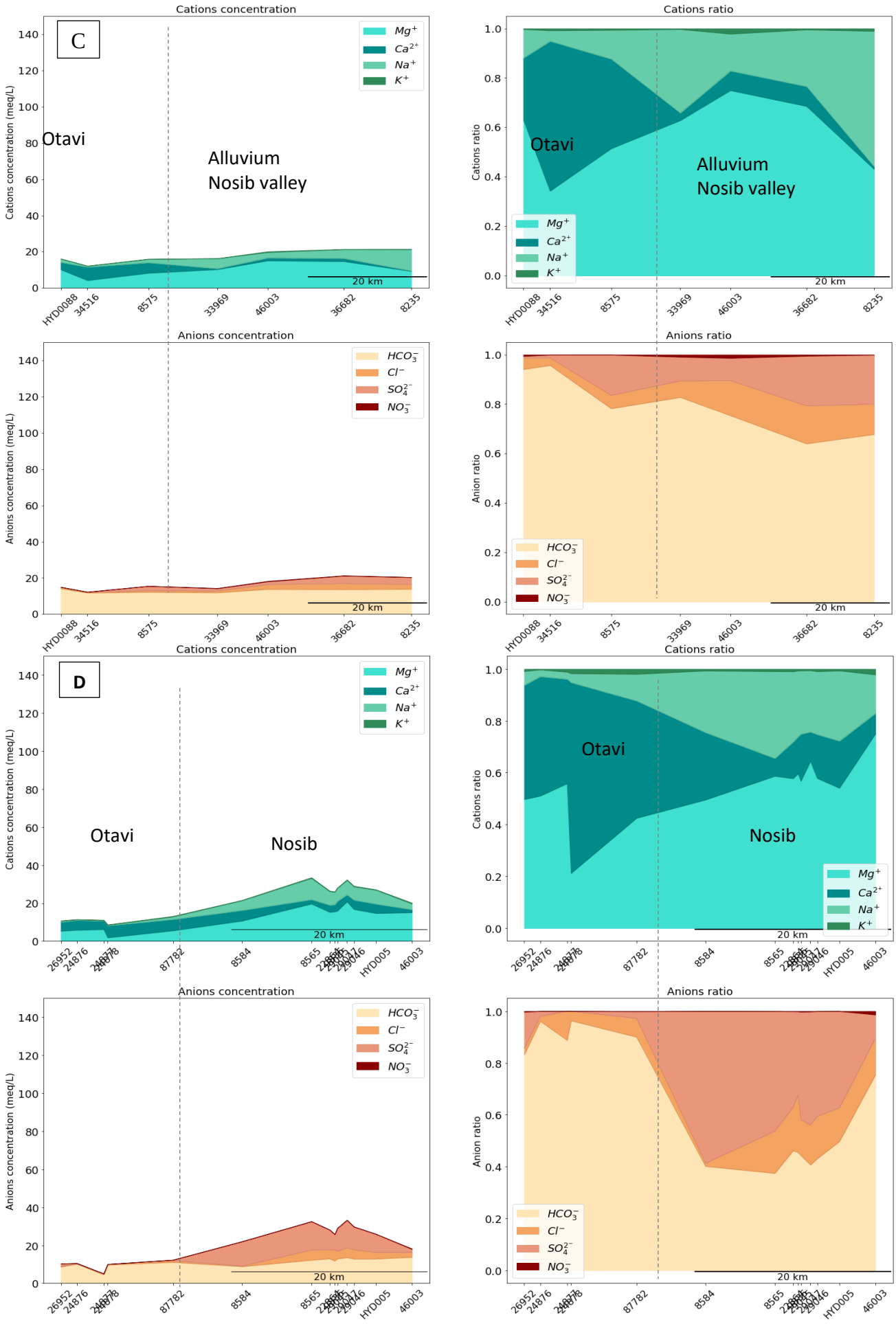


Figure 45: Profils géochimiques des teneurs (à gauche) et des ratios (à droite) en ions majeurs au niveau du bassin hydrogéologique Cuvelai-Etosha. Localisation en Figure 42.

2.2.4. Carte synthétique

La carte présentée en Figure 46 est une synthèse interprétative de la répartition spatiale des principaux faciès de la zone d'étude et des tendances d'évolution géochimiques des eaux. Pour une meilleure visibilité, toutes les eaux ne sont pas représentées. Il en ressort les principaux résultats :

- La répartition des principaux faciès des eaux souterraines est relativement équilibrée selon la distribution spatiale des principaux aquifères ; les aquifères dolomitiques Otavi ainsi que l'aquifère des calcrètes d'Etosha ;
- Différents faciès au sein même des aquifères du Kalahari vers l'Est : un faciès SO_4-Ca-Mg, un faciès HCO_3-Na et un faciès SO_4-Na ;
- Les aquifères peu profonds du Kalahari, plus influencés par l'évaporation, révèlent les teneurs en chlorures, sodium et sulfates les plus élevés de la zone d'étude ;
- Les tendances d'évolutions géochimiques, et notamment l'augmentation des concentrations en ions chlorures, sodium et/ou sulfates, se font selon les principaux sens d'écoulement, en direction du centre du Bassin de Cuvelai-Etosha ;
- Certaines régions présentent un faciès relativement différent. Au sein même du Kalahari, certaines zones pourraient-être localement « déconnectées » des autres aquifères. C'est le cas, par exemple, de la région gypseuse, qui possède un faciès sulfaté calcique et magnésien.
- Des faciès plus mixtes sont observables à la transition entre les différents faciès (un faciès chloruré sodique au Sud et un faciès plus sulfaté au centre, Figure 46), témoignant de zones de mélanges des eaux provenant de différents horizons et/ou de variations latérales de faciès géologique.

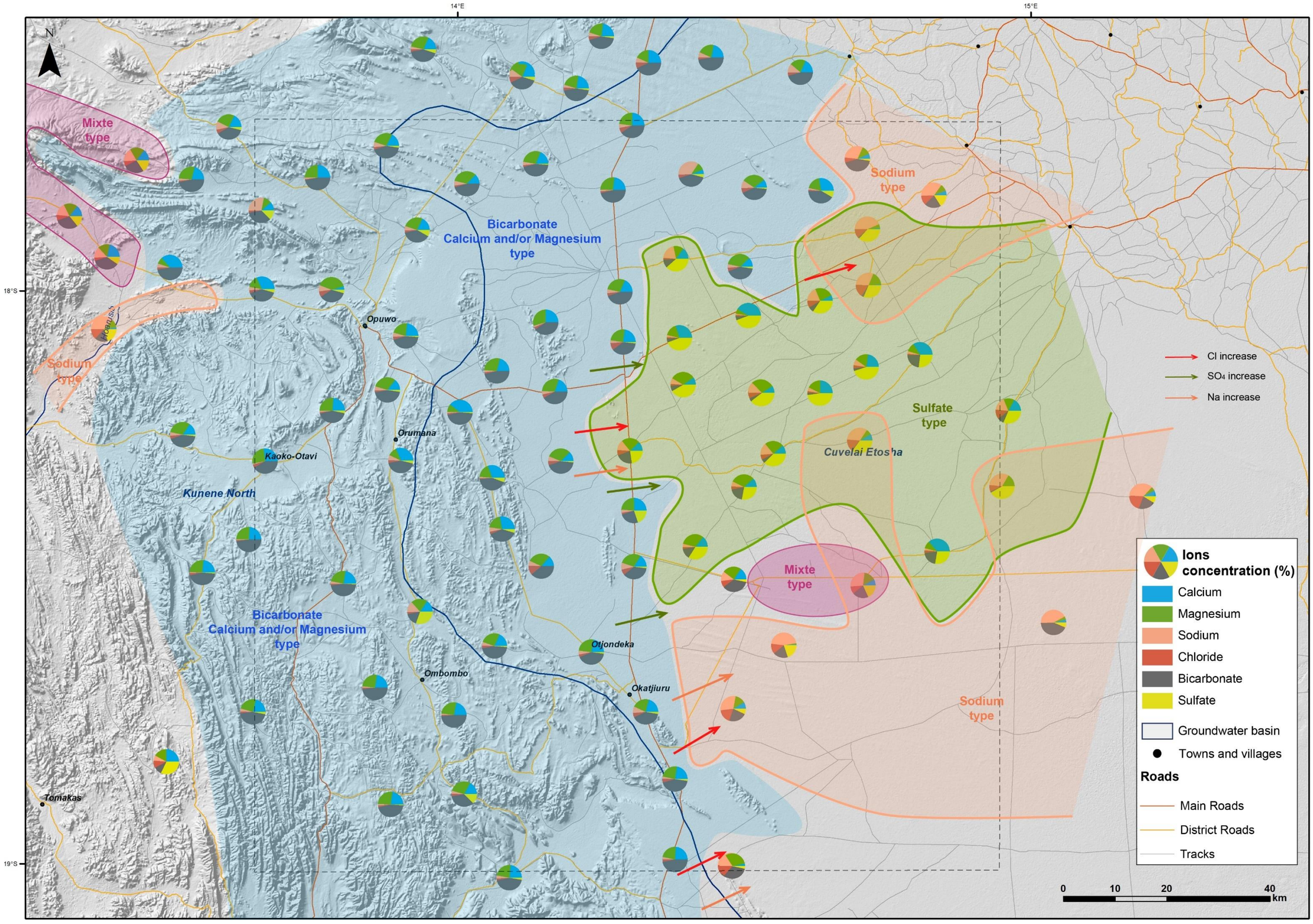


Figure 46 : Répartition géographique des principaux faciès rencontrés, et des évolutions géochimiques le long des principaux axes d'écoulement

2.2.5. Gaz dissous dans les eaux

Les eaux souterraines prélevées au niveau des reliefs des massifs d'Otavi (Figure 35) sont issues d'aquifères karstiques dolomitiques, prélevées sur des forages de profondeurs comprises entre 30 et 100 m, ainsi que sur une source géothermale (La Rochelle TS, Figure 35).

Les mesures de concentration en gaz dissous faites au GA5000© sur les cinq eaux souterraines sont renseignées dans la Table 10. Les mesures de concentration en Hélium réalisées sur l'isotube ne sont pas renseignées car elles se situent sous la limite de détection de 50 ppm.

Résultats

La source géothermale La Rochelle est la seule eau présentant une forte teneur en H_2S, avec plus de 500 ppm mesurée au GA5000 sur un grand volume de gaz accumulé dans le dégazeur.

Toutes les eaux souterraines montrent de fortes teneurs en CO_2, comprises entre 2,2 et 16,5 %. Les concentrations en gaz CH_4, CO et H_2 sont inférieures à la limite de détection de l'analyseur de gaz.

Table 10: Concentrations en gaz dissous enregistrées dans les eaux souterraines de la région montagneuse d'Otavi, mesurées au GA5000 ainsi qu'un isotube envoyé au laboratoire du CSTJF (Pau, France). Localisation en Figure 35.

	CH_4 ppm	**CO_2 %**	**O_2 %**	**H_2 ppm**	**CO ppm**	**H_2S ppm**	**Ar %**	**N_2 %**
Atmosphere	1.74	0.04	20.95				0.93	78.09
La Rochelle Thermal spring	< 500 ppm	7.6	16.6	19	6	506		
Tsinsabis	< 500	4.5	1.7	4	4	1		
Hoba farm *(in-situ)*	< 500	2.2	18.5	6	1	1		
(isotube, CSTJF laboratory)	10	3	17.5	< 50%		< 50	0,.96	77.9
Nehlen	< 500	8.5	11.5	7	3	1		
Dutoit	< 500	16.2	13.1	6	6	0		

La signature isotopique en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ du CO_2 réalisée sur l'échantillon Hoba farm à partir de l'isotube donne les résultats suivants (Table 11) :

Table 11 : Composition isotopique en $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de CO_2 de l'échantillon Hoba farm (localisation en Figure 35).

Sample	$\delta^{13}C(CO_2)$ ‰ vs VPDB (± 0.5 ‰)	$\delta^{18}O(CO_2)$ ‰ vs VSMOW (±0.8 ‰)
Hoba farm	-18.7	39.1

Interprétation

La concentration en dioxygène montre une légère hypoxie, avec des concentrations comprises entre 1,7 et 18,5 %, soit une déplétion de 12 à 1,14 par rapport à l'atmosphère. Compte tenu des difficultés d'installation et de connexion de l'appareil dégazeur au plus près du point d'émergence, et de la proximité de l'aquifère avec la surface, il est probable que certaines de ces mesures aient été contaminées par l'oxygène atmosphérique.

Compte tenu de sa température d'émergence à 44 °C, l'eau hydrothermale *La Rochelle* révèle une circulation profonde des eaux. De plus, les fortes teneurs en sulfure d'hydrogène H_2S indiqueraient une double origine des sulfates :

- Des circulations en profondeur, et des réactions avec des minéraux sulfurés présents dans les roches cratoniques du socle ;
- Un processus de réduction biologique des sulfates.

Seule une mesure isotopique du soufre aurait permis de distinguer l'origine du H_2S.

Les teneurs en CO_2 dans les échantillons de gaz sont 55 à 400 fois plus importantes que dans l'atmosphère ; la contamination par le CO_2 atmosphérique est donc négligeable. Cet enrichissement en CO_2 peut s'expliquer par différents processus :

(i) un processus de dissolution des carbonates (décarbonisation) d'après la formule suivante :

$$CaCO_3 + SiO_2 \leftrightarrow CaSiO_3 + CO_2 \quad (10)$$

(ii) une activité microbiologique toujours active dans les aquifères (Chapelle *et al.*, 1987; Lafolie *et al.*, 2004).

La première hypothèse nécessite, pour la décomposition des carbonates, des réactions à haute température, en profondeur. Or, au vu de la température de ces eaux souterraines, comprise entre 23,9 et 26,6 °C, ce processus semble peu probable dans ces conditions.

La valeur isotopique $\delta^{13}C$ du CO_2 (g) obtenue dans l'échantillon de *Hoba farm* semble faible pour provenir uniquement de la dissolution des carbonates. Pour une température de stockage

de 25 °C, un facteur de fractionnement de + 8 ‰ est appliqué (Mook, Bommerson and Staverman, 1974), afin de comparer la valeur de $\delta^{13}C$ du CO_2 (g) obtenue dans l'échantillon, aux valeurs de carbonates solides. La nouvelle valeur de - 10,7 ‰ obtenue est plus faible que les valeurs limites des carbonates marins de l'Ère néoprotérozoïque (Saltzman, Thomas and Gradstein, 2012; Hoffman and Lamothe, 2019), qui est d'environ -6 à +8 ‰ (Figure 47).

La signature isotopique du ^{13}C de la végétation C3 et C4 d'Afrique australe (et plus précisément sur certains spécimens de Namibie) est comprise entre -23.2 et -28.0‰ pour le C3 et entre -13.7 et -14.0‰ pour le C4 (Swap *et al.*, 2004).

Au vu de ces résultats, les signatures isotopiques $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ du CO_2 (g) obtenues sur le site de Hoba farm proviendraient principalement de la dégradation de la matière organique, mais pourraient également dépendre également de la dissolution des carbonates du Groupe Otavi.

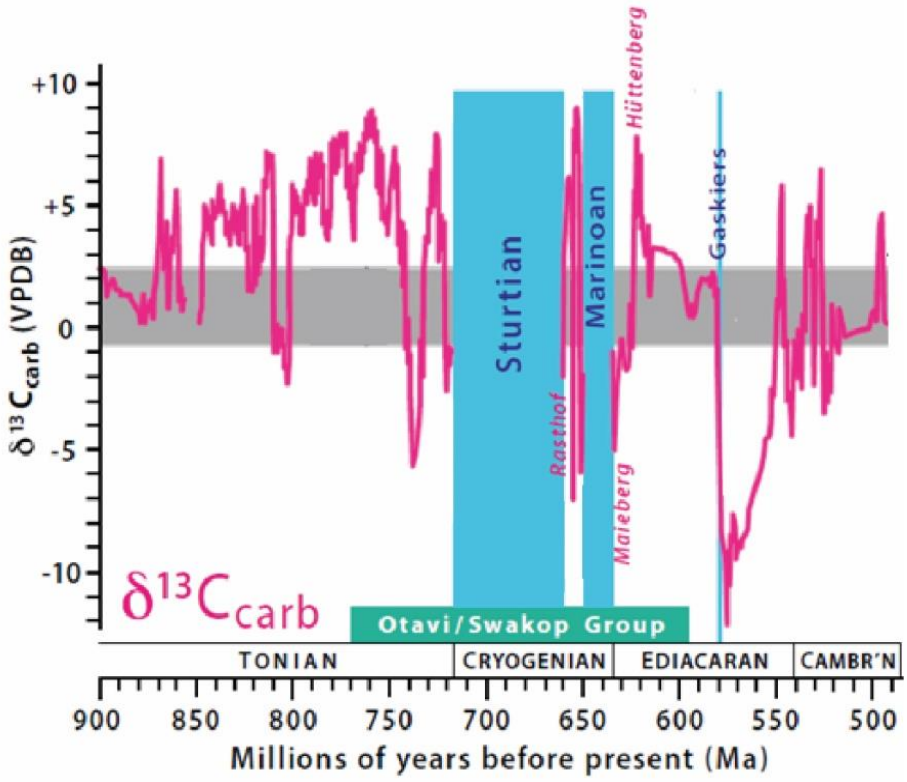


Figure 47 : $\delta^{13}C$ des carbonates marins entre 900 et 485 Ma. En turquoise, périodes de glaciation, en vert, âge des carbonates du Groupe Otavi, en bande grise, intervalle moderne ^{13}C du carbonate inorganique dissous dans l'eau de mer (modifié d'après Hoffman and Lamothe, 2019).

Chapitre 2. La recharge en contexte semi-aride à travers des approches physique, géochimique et isotopique

Dans ce chapitre, une première présentation des méthodes utilisées pour l'étude de la recharge est proposée, avant de présenter les études sur la recharge menées dans d'autres région d'Afrique australe, en contexte géologique et climatique similaires.

Le taux de recharge est ensuite estimé (i) par la méthode des fluctuations du niveau piézométrique et (ii) par la méthode du bilan massique des chlorures.

Une dernière partie présente une synthèse et une discussion sur les résultats obtenus, en comparaison aux études existantes, ainsi que les limites des méthodes utilisées.

1. Méthodologie

1.1. Méthode des fluctuations piézométriques (*Water Table Fluctuation*)

L'utilisation de la méthode d'analyse des fluctuations piézométriques « *Water Table fluctuation method* » (WTF) pour estimer la recharge est l'une des méthodes les plus répandues et plus simple d'utilisation (Healy and Cook, 2002; Crosbie, Binning and Kalma, 2005). Cette méthode est basée sur la relation entre la recharge induite par les précipitations, et la variation du niveau piézométrique de la nappe libre considérée, dans un intervalle de temps Δt (Seguin, 2015).

L'utilisation de cette méthode suppose que la hausse du niveau piézométrique d'une nappe libre est uniquement induite par la recharge en eau météorique à la surface de celle-ci (Crosbie, Binning and Kalma, 2005). La recharge est estimée par l'expression suivante (Bredenkamp *et al.*, 1995; Healy and Cook, 2002) :

$$R = S \times \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Avec :

- R le flux de recharge des eaux souterraines (mm.an^{-1}) ;
- S le coefficient d'emmagasinement (-) ;
- Δh la variation de la hauteur piézométrique (mm) sur l'intervalle de temps Δt (an).

Il existe plusieurs méthodes de fluctuation piézométrique permettant d'estimer la recharge (Nimmo, Horowitz and Mitchell, 2015). L'extrapolation par la méthode graphique, utilisée dans ce travail, fonctionne à partir d'un épisode hydrologique saisonnier (Delin *et al.*, 2007).

À la suite à un épisode de recharge, une diminution progressive de la hauteur piézométrique s'opère dans l'aquifère, correspondant à une courbe de tarissement. Cette courbe est prolongée jusqu'au pic de recharge suivant. L'augmentation du niveau d'eau engendré par un épisode de recharge est considérée comme étant la différence entre le pic d'élévation de la nappe libre et la récession (ou le tarissement) extrapolée au moment du pic (Figure 48). Les courbes de récessions sont extrapolées manuellement.

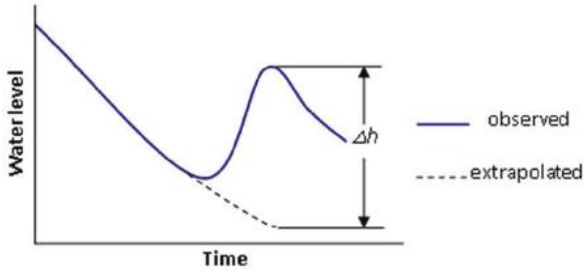


Figure 48 : Extrapolation de la courbe de récession du niveau piézométrique. Δh correspond à l'augmentation du niveau d'eau, due à la recharge directe.

Afin d'estimer une recharge moyenne, une interprétation des données a été réalisée sur plusieurs phases de recharge observées sur les plus longues périodes possibles.

Dans la zone d'intérêt, les cinq chroniques piézométriques présentées dans le précédent chapitre (*cf. Chroniques piézométriques*) sont utilisées pour cette phase. Ces dernières proviennent de piézomètres monitorés et localisés dans différents aquifères. La Table 12 présente les principales caractéristiques de ces piézomètres, et leur aquifère associé. Leur localisation est donnée en Figure 50.

Table 12 : Caractéristiques des puits d'observation et de l'aquifère associé (source : MAWF of Namibia). RWL, Rest Water Level (Niveau piézométrique).

Borehole name	**Depth**	**RWL (m)**	**Aquifer**	**Storage coefficient S_y**
Dolomite point	150	34	Otavi Dolomite (DO)	$2.6 \times 10^{-3} < Sy < 2.4 \times 10^{-2}$
Okarondo		5.8	Kalahari (KOM)	4.8×10^{-3}
Ondambo	83	8.2	Kalahari (KOM)	4.8×10^{-3}
Opuwo-South	91	28.6	Otavi Dolomite (DO)	$2.6 \times 10^{-3} < Sy < 2.4 \times 10^{-2}$
Omakanga-South	54	5.1	Etosha Calcrete (KEL)	4.8×10^{-3}

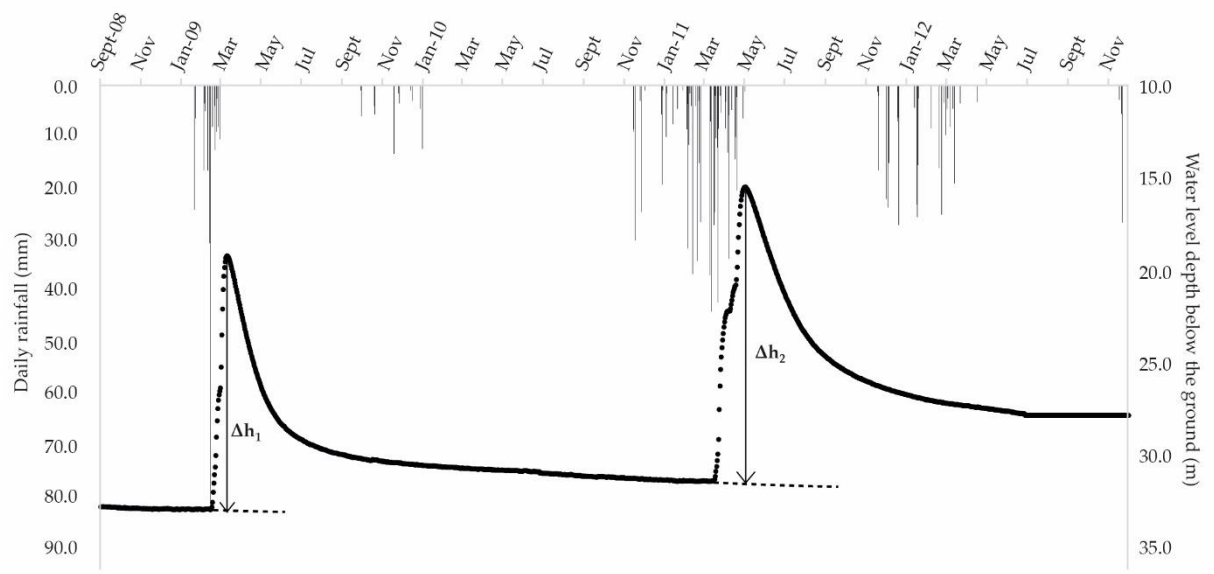


Figure 49 : Fluctuations du niveau d'eau dans le piézomètre Dolomite Point (données : MAWF, BIWAC) et précipitations journalières enregistrées à la station Otjovasandu (données : MeteoNam). Seules les fluctuations saisonnières du niveau d'eau sont visibles. L'augmentation du niveau d'eau Δh engendrée par la recharge épisodique est considérée comme étant la différence entre le pic d'élévation de la nappe libre et la récession extrapolée au moment du pic.

1.2. Méthode du bilan massique des chlorures (*Chloride Mass Balance*)

La méthode du bilan massique des chlorures est basée sur l'hypothèse de la conservation de la masse entre l'apport de chlorure atmosphérique et le chlorure dans la subsurface (Gieske, 1992). Cette méthode est très souvent utilisée afin d'estimer la recharge annuelle moyenne dans les régions arides et semi-arides (Gieske, 1992; Bredenkamp *et al.*, 1995; Beekman, Gieske and Selaolo, 1996; Selaolo, 1998; Van Wyk, Van Tonder and Vermeulen, 2011), en supposant qu'il n'y ait pas d'autres sources de chlorure que les eaux météoriques, telles que les activités humaines, l'altération de la formation aquifère, ou les intrusions salines (fonction de la distance à l'océan). La recharge est alors calculée par l'équation suivante :

$$R = P \times \frac{Cl_p}{Cl_{gw}}$$

Où R est le flux de recharge des eaux souterraines ($mm.an^{-1}$) ;

P est la précipitation annuelle moyenne ($mm.an^{-1}$) ;

Cl_p est la concentration en chlorure dans les précipitations ($mg.l^{-1}$) ;

Cl_{gw} est la concentration en chlorure dans les eaux souterraines ($mg.l^{-1}$).

Le calcul de la recharge par la méthode du bilan massique des chlorures tient compte des données collectées pour l'analyse géochimique (480 concentrations en ions chlorures dans les

eaux souterraines, localisation en Figure 50). En revanche, les teneurs en chlorures contenues dans les précipitations n'ont pas été mesurées dans ce travail, et proviennent des mesures obtenues par Hamutoko. (2018) sur un total de 22 échantillons de pluies, sur la région Nord-Ouest de la Namibie. Pour cette étude, la concentration moyenne en chlorures retenue dans les précipitations est de 1,24 $mg.l^{-1}$.

1.3. Isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène

Les isotopes environnementaux sont très étudiés en hydrogéologie comme traceurs naturels de l'origine de l'eau. La composition isotopique de l'eau étant modifiée par des phénomènes météoriques et atmosphériques, l'eau de recharge aura une signature isotopique particulière en fonction de son environnement et de son histoire (Clark and Fritz, 2013).

Le prélèvement d'échantillon d'eau pour l'analyse des isotopes stables $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ est réalisé avec 50 mL d'échantillon d'eau brute (non filtrée et non acidifiée), prélevé dans une bouteille en verre borosilicatée. Celle-ci est ensuite conditionnée à moins de 10 °C avant analyse.

Les isotopes stables des eaux souterraines ont été mesurés en utilisant les mesures de spectrométrie d'absorption laser LGR DLT 100 (Los Gatos Research, Inc, Mountain View, CA, USA), à l'Université de Namibie (UNAM). Les résultats sont rapportés en ‰ par rapport au standard VSMOW (Vienna-Standard Mean Oceanic Water). L'incertitude analytique classique des valeurs isotopiques est d'environ ± 0,2 ‰ pour $\delta^{18}O$ et ± 0,14 ‰ pour $\delta^{2}H$.

La figure suivante présente l'ensemble des données piézométriques, géochimiques et isotopiques utilisées pour l'étude de la recharge (Figure 50).

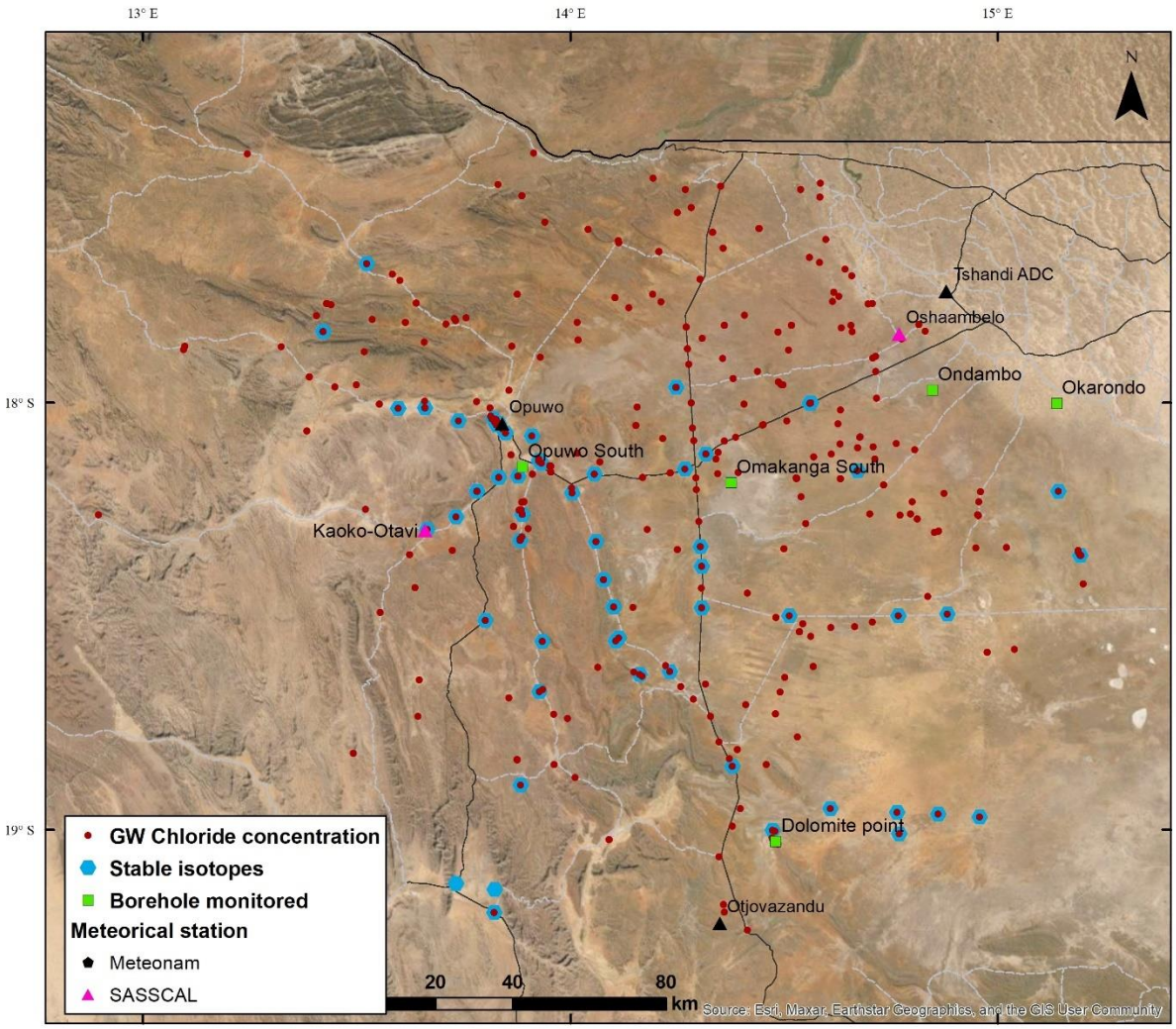


Figure 50 : Localisation des données utilisées pour l'étude de la recharge.

2. Évaluation de la recharge

2.1. Interprétation des variations piézométriques pour évaluer la recharge

La hauteur piézométrique d'une nappe libre fluctue en fonction de différentes variables : (i) l'épaisseur et la lithologie de la zone vadose, (ii) la géologie du substratum rocheux, (iii) les propriétés hydrauliques de l'aquifère, ainsi que (iv) les variables liées aux précipitations (quantité, durée, intensité).

2.1.1. Analyse qualitative des fluctuations

Les chroniques du niveau d'eau de chacun des hydrographes ayant servi dans les calculs d'estimation de la recharge sont présentées de la Figure 51 à la Figure 55. La Table 13 synthétise les résultats de cette étude, pour chaque évènement de recharge.

Les épisodes de recharge par les précipitations sont visibles sur les six chroniques piézométriques, mais la réponse des aquifères et les amplitudes variation de la charge hydraulique sont différentes. La recharge ne semble toutefois se produire que lors de certains événements pluvieux exceptionnels. Les fluctuations à court terme en réponse aux évènements pluvieux journaliers ne sont pas clairement identifiables, et une période de récession (correspondant à une baisse de charge hydraulique) est observable sur presque chacune des chroniques piézométriques durant la saison sèche, de mai à septembre.

L'épisode de recharge le plus important enregistré sur chacun des hydrographes (Figure 51 à Figure 55) s'est produit durant la saison hydrologique 2010-2011. Les cumuls pluviométriques de 630 et 650 mm, enregistrés respectivement aux stations d'Okaukuejo et d'Otjovasandu, témoignent d'une pluviométrie annuelle exceptionnelle.

Malgré une lacune des données pluviométriques sur la saison hydrologique 2008-2009, un minimum de 450 mm de pluie annuelle est enregistré à la station d'Okaukuejo (située plus au Sud-Est de la région, localisation en Figure 50). Tout comme pour la saison 2010-2011, une importante recharge est observée sur les hydrographes des puits Ondambo et Dolomite Point durant la saison 2008-2009, ce qui révèle une année exceptionnelle en termes de cumul pluviométrique.

Globalement, malgré des évènements de recharge ponctuels observés sur l'ensemble des hydrographes, les hauteurs piézométriques suivent une tendance à « long-terme » orientée à la baisse depuis 2012.

2.1.2. Estimation quantitative de la recharge par la méthode graphique

Dolomite Point

Le piézomètre Dolomite Point enregistre les plus fortes amplitudes piézométriques (une dizaine de mètres) lors d'épisodes pluvieux importants (cumul pluviométrique journalier > 100 mm). La réponse piézométrique à la précipitation révèle une bonne réactivité de l'aquifère (augmentation piézométrique rapide après l'évènement pluvieux, puis diminution rapide à la fin de l'épisode de pluies). Lors d'évènements pluvieux importants, la recharge directe maximale calculée dépasse localement 300 mm.an^{-1}, correspondant à près de 50 % de la lame d'eau précipitée annuelle. À l'exception des deux importants évènements de recharge lors des saisons hydrologiques 2008-2009 et 2010-2011, d'autres variations piézométriques sont observables au cours des autres saisons hydrologiques, mais leur amplitude est bien plus limitée. Il semblerait en effet que la recharge soit bien plus faible (inférieure à 10 mm.an^{-1}), voire quasi inexistante lorsque le cumul pluviométrique saisonnier est inférieur à 300 mm. La recharge moyenne annuelle calculée sur une période d'observation de 10 ans (entre 2008 et 2017) est estimée entre 11,8 et 16 % de la pluviométrie annuelle.

Ce puits est localisé dans l'aquifère dolomitique du Groupe Otavi, au contact entre deux formations géologiques (ici, entre les formations d'Abenab et de Maieberg). Le degré de karstification étant plus élevé au contact entre les deux formations, la réponse de l'aquifère à la recharge est alors rapide, typique d'un système karstique. De plus, la végétation arbustive étant peu dense dans ces régions, l'infiltration des eaux météoriques n'est que peu limitée par l'absorption racinaire.

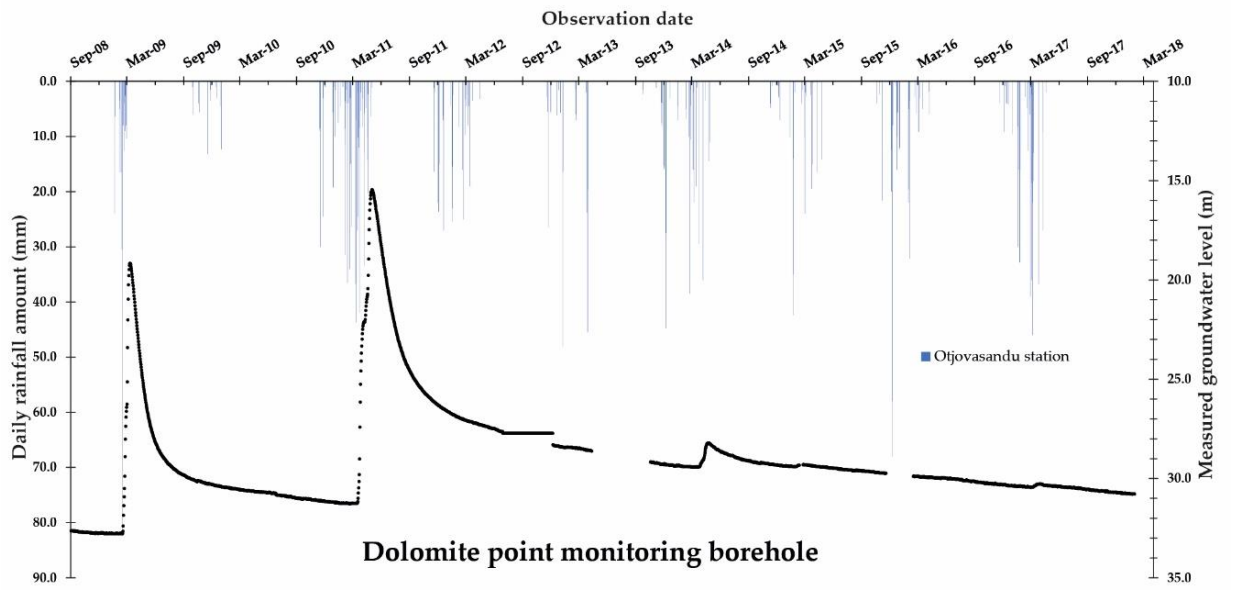


Figure 51 : Fluctuations du niveau piézométrique au niveau du puits d'observation Dolomite Point et précipitations journalières enregistrées à la station d'Otjovasandu (données : MeteoNam). Localisation en Figure 49.

Omakanga

Le puits d'observation d'Omakanga est situé dans l'aquifère dolomitique du Groupe Otavi (localisation en Figure 50). La chronique piézométrique de ce puits montre des amplitudes du niveau d'eau moins importantes (de l'ordre du décimètre) que celles du piézomètre précédent (pourtant implanté dans le même aquifère). La hausse maximale de la piézométrie enregistrée pendant la saison 2010-2011 est de 1,3 m, ce qui correspond à une recharge d'environ 31 mm.an^{-1}, soit 6.5% de la pluie annuelle.

La recharge moyenne annuelle calculée sur la période d'observation de 2010 à 2018 représente environ 0,4 à 3,4 % de la pluviométrie annuelle. Le rapport de forage de ce piézomètre (Annexe 9) révèle une forte épaisseur de calcrètes (50 m) recouvrant les roches dolomitiques sous-jacentes. Cet horizon pourrait -de par ses caractéristiques hydrauliques - limiter l'infiltration verticale des eaux météoriques, et la recharge de l'aquifère. En effet, Christelis *et al.* (2001) ont démontré que les séries calcrètes possèdent des caractéristiques hydrauliques très hétérogènes.

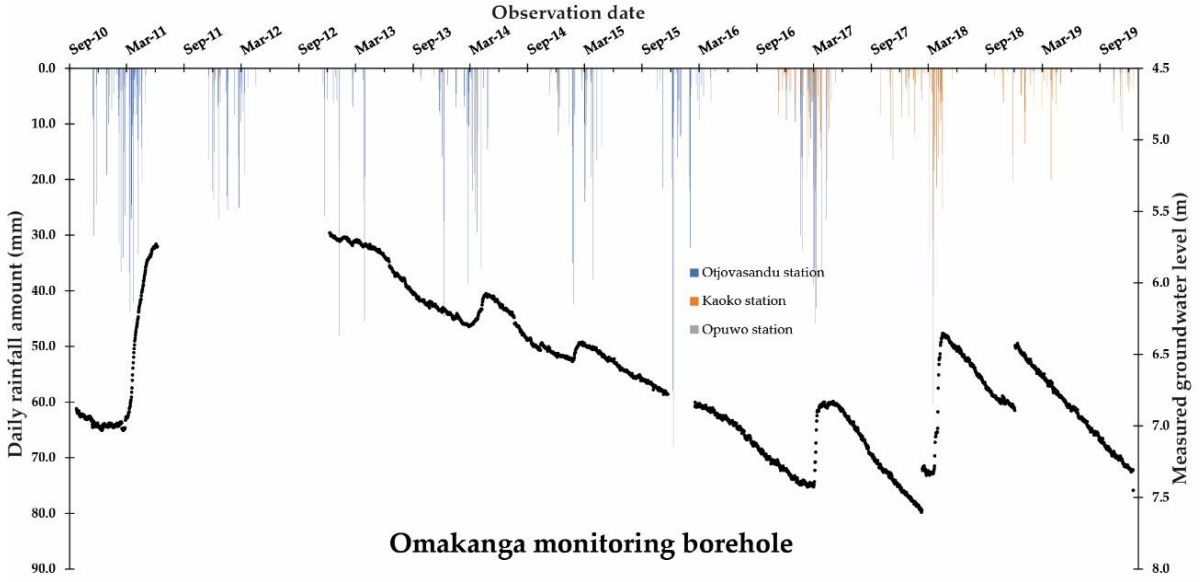


Figure 52 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Omakanga et précipitations journalières enregistrées aux stations d'Otjovasandu, d'Opuwo et de Kaoko Otavi (données : MeteoNam, SASSCAL) Localisation en Figure 49.

Okarondo

Le piézomètre d'Okarondo, localisé au niveau des aquifères du Kalahari, révèle des amplitudes piézométriques de l'ordre du décimètre. La hausse maximale du niveau piézométrique enregistrée lors de la saison 2010-2011 est de 1,6 m, ce qui correspond à une recharge de 7,8 mm.an^{-1}, soit environ 1,2 % de la pluviométrie annuelle. La réponse de l'aquifère à l'évènement pluvieux et relativement tardive, avec un délai de 2 à 3 mois entre le début des précipitations et le début de la remontée piézométrique, témoignant d'un aquifère plus inertiel.

La recharge calculée sur la période d'observation de 2010 à 2016 varie entre 7,8 et 0,05 mm.an^{-1}, soit en moyenne 0,44 % de la pluviométrie annuelle, ce qui est relativement faible. Aucune donnée de forage n'est disponible pour cet ouvrage (ni profondeur, ni lithologie), il n'est donc pas possible de connaître plus précisément l'aquifère rencontré.

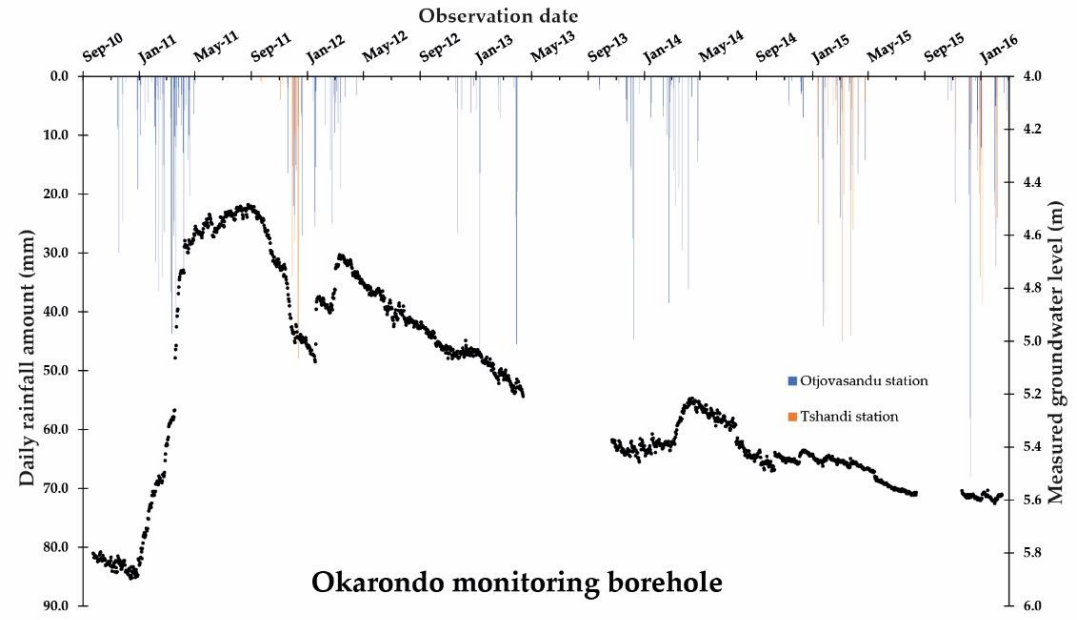


Figure 53 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Okarondo et précipitations journalières enregistrées aux stations d'Otjovasandu et de Tshandi (données : MeteoNam, SASSCAL) Localisation en Figure 49.

Ondambo

Le puits d'observation d'Ondambo est également situé dans l'aquifère multicouche d'Omusati, dans les sédiments du Kalahari. L'analyse de la recharge est plus complexe. En effet, la variation de la piézométrie est beaucoup plus lente que sur les précédents puits d'observations, et cette augmentation de charge hydraulique semble se prolonger sur une période supérieure à 6 mois après la saison des pluies. Cela indique une certaine inertie des aquifères du Kalahari, et une possible recharge. L'augmentation du niveau piézométrique est de l'ordre du mètre, et la recharge est estimée entre 6,3 et 3,9 mm.an^{-1}, soit une moyenne de 1,7 % de la pluviométrie annuelle. Aucune donnée lithologique n'est disponible pour cet ouvrage.

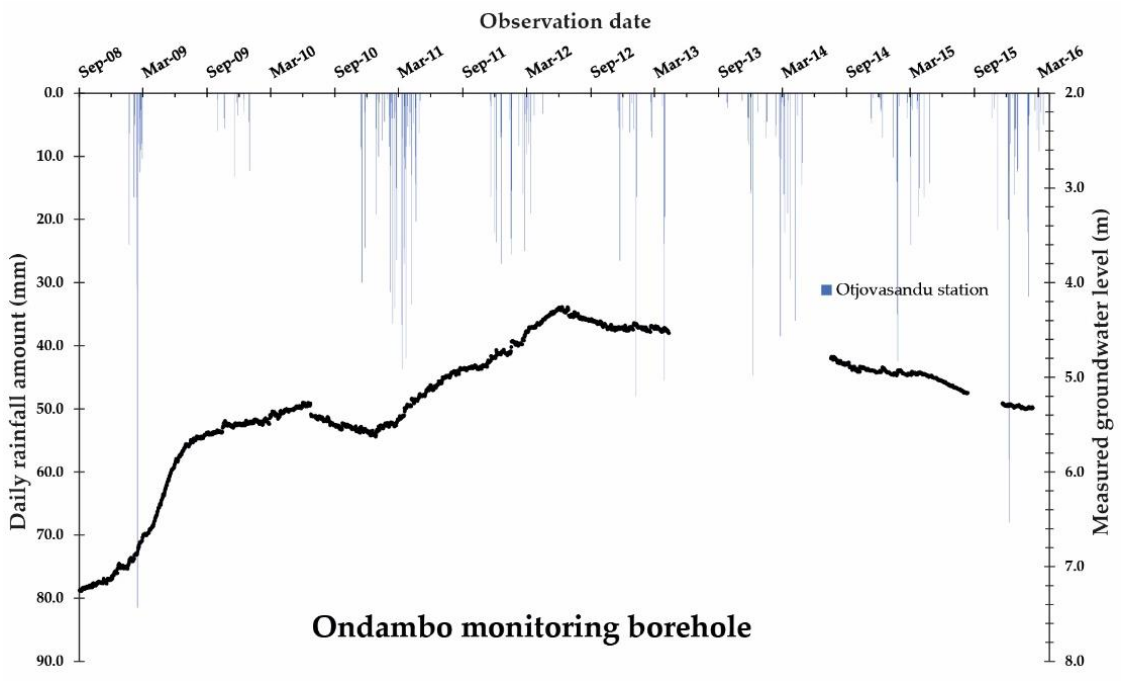


Figure 54 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Ondambo et précipitations journalières enregistrées à la station d'Otjovasandu (données : MeteoNam) Localisation en Figure 49.

South Opuwo

L'analyse de la recharge du piézomètre localisé dans la région calcaire au Sud d'Opuwo est semblable à celle de Dolomite Point, situé dans les même aquifères dolomitiques. En effet, l'amplitude piézométrique induite par un évènement pluvieux est relativement forte, parfois de l'ordre du mètre, et la baisse piézométrique est également rapide. La réactivité de ces aquifères est relativement forte, comme en témoignent les fortes amplitudes de variations des profondeurs d'eau, sur un laps de temps limité (maximum 2 mois).

Étonnamment, les deux saisons hydrologiques 2013-2014 et 2014-2015, dont la pluviométrie saisonnière est supérieure à la pluviométrie moyenne annuelle, enregistrent une recharge moins importante que les précédentes années, moins pluvieuses au global. Ceci pourrait s'expliquer par (i) une variabilité spatiale de la pluviométrie, qui pourrait être moins importante localement, ou (ii) un nombre de jours de pluie consécutifs insuffisants. En effet, malgré des évènements pluvieux importants (> 40 mm), ces derniers restent sporadiques, et participeraient peu à la recharge.

La recharge calculée sur une période d'observation de 5 ans (de 2010 à 2015) est estimée entre 20 et 5 mm.an^{-1}, soit une moyenne de 1.5 à 6.4 % de la pluviométrie annuelle. D'après le rapport de forage, ce piézomètre n'atteint pas les formations calcaires, et serait implanté dans des sédiments plus limoneux peu favorables à la recharge.

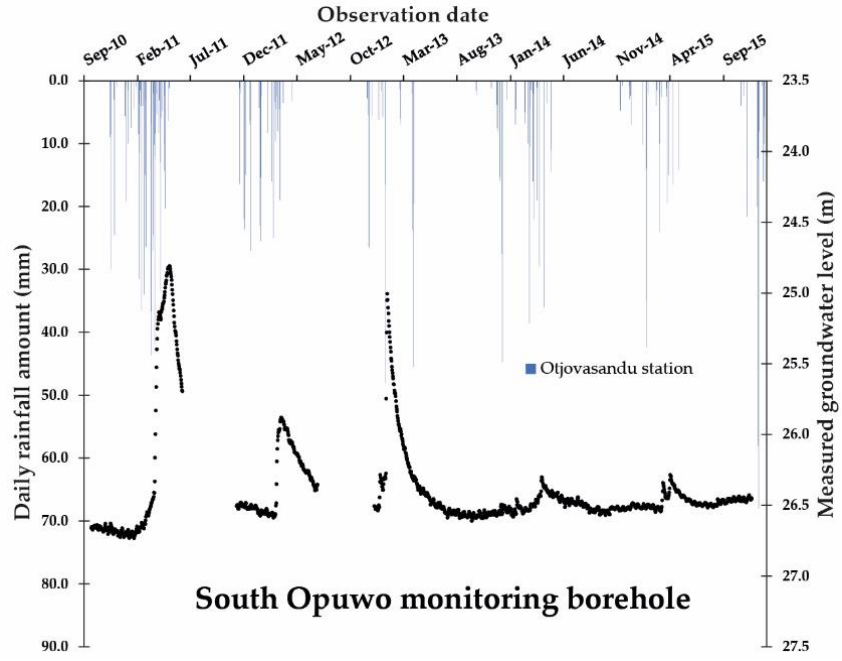


Figure 55 : Fluctuations du niveau piézométrique du puits d'observation d'Opuwo et précipitations journalières enregistrées à la station d'Otjovasandu (données : MeteoNam) Localisation en Figure 50.

2.1.3. Conditions pluviométriques pour une recharge efficace

L'analyse des chroniques pluviométriques des graphes précédents permet de mettre en avant que les taux de recharge les plus importants sont observables lors des années plus "humides" (lorsque la pluviométrie annuelle dépasse la pluviométrie moyenne annuelle de la région). La recharge efficace et rapide de l'aquifère nécessite des conditions pluviométriques particulières :

- Un nombre suffisamment important de jours de pluie consécutifs. Des évènements pluvieux sporadiques et inférieurs à 20 mm ne semblent pas (ou très peu) participer à la recharge,
- Des évènements pluvieux journaliers exceptionnels. C'est le cas de la saison hydrologique 2008/2009, avec une lame d'eau précipitée de plus de 110 mm sur deux jours consécutifs.

Table 13: Recharge estimée par la méthode d'interprétation des fluctuations du niveau piézométrique pour chaque saison hydrologique entre 2008 et 2018, sur les cinq puits d'observation.

	Dolomite Point		**Omakanga**		**Okarondo**		**Ondambo**		**South Opuwo**	
Rainy season	Recharge (mm)	% of Precip.	Recharge (mm)	% of Precip.	Rech. (mm)	% of Precip.	Rech. (mm)	% of Precip.	Recharge (mm)	% of Precip.
2008 - 2009	35.1 - 270.0	5.9 - 45	-	-	-	-	6.3	1.6	-	-
2009 - 2010	1.3 - 10.0	0.7 - 5.6	-	-	-	-	-	-	-	-
2010 - 2011	41.1 - 316.0	6.3 - 48.7	3.4 - 31.2	0.7 - 6.2	7.8	1.30	5.8	0.9	9.2 - 38.0	1.4 - 5.9
2011 - 2012	1.3 - 10.0	0.4 - 3.4	-	-	2.0	0.68	3.9	1	7.3 - 30.0	3.3 - 13.4
2012 - 2013	-	-	0	0	0.2	0.11	-	-	1.5 - 6.0	0.4 - 1.5
2013 - 2014	3.1 - 24.0	0.8 - 6.4	0.52 - 4.8	0.1 - 1.0	1.1	0.23	-	-	1.0 - 4.0	0.2 - 1.0
2014 - 2015	0.3 - 2.0	0.1 - 0.8	0.3 - 2.4	< 0.7	0.0	0.00	0	0	-	-
2015 - 2016	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2016 - 2017	0.5 - 4.0	0.2 - 1.47	1.5 - 13.9	0.01 - 2.9	-	-	-	-	-	-
2017 - 2018	-	-	3.1 - 28.6	0.8 - 7.3	-	-	-	-	-	-
Mean	**11.8 - 90.9**	**11.8 - 15.9**	**1.8 - 16.2**	**0.4 - 3.6**	**2.2**	**0.44**	**3.3**	**0.72**	**1.7 - 16.8**	**0.4 - 3.6**

2.2. Estimation de la recharge par la méthode du bilan massique des chlorures

La recharge est ici estimée par aquifère sur l'ensemble de la région, en tenant compte des gradients pluviométriques annuels moyens (*cf. Précipitations, températures et évapotranspiration*). La Table 14 récapitule l'ensemble des résultats par aquifères.

Les plus faibles valeurs de recharge sont observées dans les aquifères du Kalahari, du Nosib et du socle. Il a en effet été constaté dans le précédent chapitre (*cf. Faciès géochimiques)* que globalement, les teneurs en chlorures des eaux de l'aquifère du Kalahari sont nettement supérieures à celles des aquifères dolomitiques et de calcrètes d'Etosha (Figure 39), ce qui expliquerait ces résultats. La recharge médiane calculée dans ces aquifères (notamment l'aquifère multicouche d'Omusati) se situe entre 3.0 et 3.4 $mm.an^{-1}$, représentant moins d'1 % des précipitations seulement. Localement, la recharge peut être plus importante, avec une moyenne de 24 à 27 $mm.an^{-1}$ (3 % des précipitations).

La recharge des aquifères du Nosib est quant à elle estimée entre 3 à 3,6 $mm.an^{-1}$ (valeur médiane), représentant seulement 1 à 3 % des précipitations saisonnières.

Ces estimations sont cohérentes considérant les faibles perméabilités et conductivités hydrauliques de ces aquifères, qui ne favorisent pas l'infiltration des eaux pluviales.

Les valeurs médianes et moyennes de la recharge des aquifères des calcrètes d'Etosha sont plus importantes mais restent faibles, avec une moyenne de 4,2 % et une médiane de 2 % des précipitations annuelles. Cela équivaut à une recharge de 4 à 15 $mm.an^{-1}$ en moyenne.

Les taux de recharge les plus importants sont relevés dans les aquifères d'Otavi. Avec une recharge moyenne de 16 à plus 19 $mm.an^{-1}$, cela correspond à 6,5 % des précipitations annuelles.

L'infiltration des eaux météoriques est facilitée par les nombreuses fractures, les modelés karstiques et les réseaux de failles des aquifères dolomitiques, et également par les réseaux karstiques parfois bien développés dans les aquifères de calcrètes (Miller, 2011). Les résultats du taux de recharge plus élevés au niveau de ces zones sont donc cohérents.

Table 14 : Valeurs moyennes et médianes de la recharge calculées par la méthode du bilan massique des chlorures, selon un gradient de précipitations moyennes annuelles. La concentration moyenne en chlorure dans les eaux de pluies de la région d'étude retenue est de 1,24 mg.l^{-1}

Aquifer	Recharge (mm.y^{-1})		R (% of precipitation)	
	Mean	Median	Mean	Median
Basement - volcanic	7.2 - 8.9	2.7 - 3.6	3.2	1.8
Etosha Limestone	4.2 - 14.6	6.8 - 7.8	4.2	2.0
Nosib	8.8 - 6.8	3.0 - 3.6	3.3	1.1
Omusati multi-layered	23.9 - 27.0	3.0 - 3.4	6.2	0.9
Otavi dolomite	19.6 - 22.9	15.5 - 19.4	6.5	5.6

2.3. Utilisation des isotopes stables pour la caractérisation des processus de recharge

2.3.1. Résultats

Afin d'interpréter les résultats isotopiques des eaux souterraines, il est important de les comparer aux isotopes stables des eaux météoriques. Dans ce travail, aucune mesure isotopique sur les eaux météoriques n'a été faite dans la zone d'étude, cependant, les résultats pourront être comparés à ceux obtenus par Uugulu and Wanke. (2020) dans les régions de Tsumeb, de Waterberg et de Kuzikus (Figure 56, A). Les régions de Tsumeb et de Waterberg sont les plus proches de la zone d'étude, mais la pluviométrie moyenne annuelle de ces régions est plus élevée que celle de la zone d'étude (> 400 mm/an). La région de Kuzikus est quant à elle localisée sur un même « domaine » pluviométrique (entre 200 et 350 mm.an^{-1}). La localisation des échantillons pour analyse des isotopes stables est présentée en Figure 56. L'ensemble des résultats isotopiques est présenté en Annexe 10.

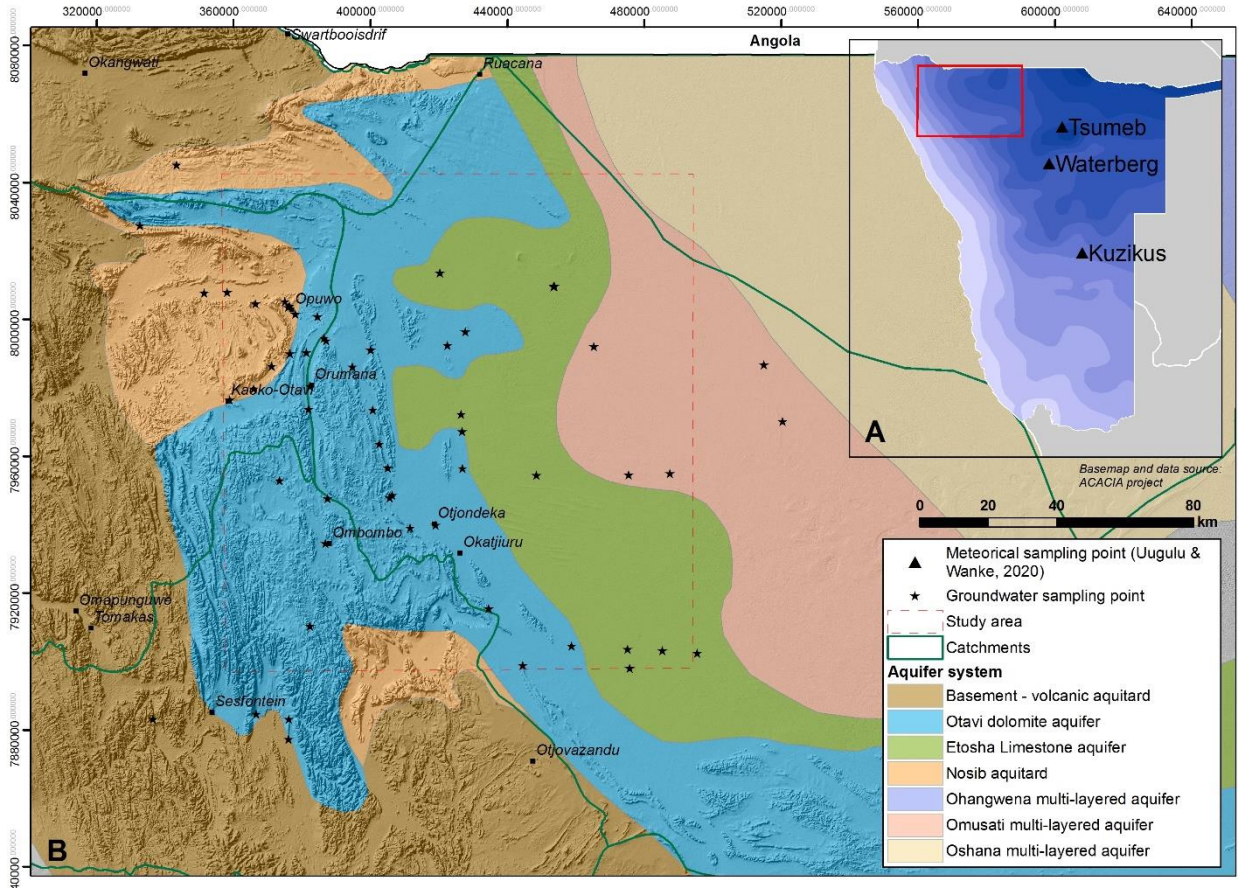


Figure 56 : **A.** Localisation des points de mesures des isotopes stables des eaux météoriques dans les régions de Tsumeb, Waterbeg et Kuzikus et gradients de précipitations moyennes annuelles (ACACIA Project, 2002; Uugulu and Wanke, 2020) **B.** Localisation des points d'analyses des isotopes stables sur les eaux souterraines d'après cette étude et une compilation d'autres sources de données (Interconsult, 1997; Riddell *et al.*, 2016; Hamutoko, 2018a; Li *et al.*, 2018).

Les isotopes stables $\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$ réalisés sur 71 eaux souterraines sont renseignés en Annexe 10, et tracés sur la Figure 57.

Les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des échantillons collectés sur la bordure Ouest du bassin se situent le long de la droite météorique mondiale (GMWL, en gris sur la Figure 57), définie par la droite de régression (Craig, 1961) :

$$\delta^{2}H = 8{,}0 \times \delta^{18}O + 10$$

ainsi que la droite météorique locale (LMWL, en noir sur la Figure 57) établie dans le Bassin du Cuvelai Etosha par (Wanke *et al.*, 2018). Celle-ci est définie par la droite de régression :

$$\delta^{2}H = 7{,}20 \times \delta^{18}O + 4.49$$

Les échantillons révèlent des valeurs de $\delta^{2}H$ allant de -61.00 ‰ à -38.39 ‰, avec une valeur moyenne de -52.34 ‰. Les valeurs de $\delta^{18}O$ varient de -13.06 ‰ à -4.99 ‰, avec une moyenne de -7.46 ‰.

Les résultats isotopiques des eaux souterraines sont majoritairement situés sur la droite météorique mondiale (GMWL, Figure 57) et la droite météorique locale (LMWL, Figure 57), principalement celles des eaux provenant des aquifères dolomitiques d'Otavi et des Calcrètes d'Etosha. Quelques points sont cependant situés légèrement en dessous de la droite météorique mondiale et de la droite météorique locale (Figure 57) ; comme les points issus des aquifères du Nosib, et de du multicouche d'Omusati.

Dans l'étude réalisée par Uugulu and Wanke. (2020), les échantillons d'eaux météoriques montrent une saisonnalité des valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$, observée par Vogel and Van Urk. (1975) et Külls. (2000) dans la région de Windhoek. Pendant la saison sèche d'avril à décembre, les échantillons sont plus enrichis en isotopes lourds, et varient entre -11 et -5‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -73 et -22‰ pour $\delta^{2}H$. Entre janvier et mars, en saison plus humide, les échantillons sont appauvris en isotopes lourds, variant entre -4 et 6‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -18 et 42‰ pour $\delta^{2}H$ (Figure 57).

De manière générale, les compositions en isotopes stables des eaux souterraines révèlent des valeurs très proches de celles des eaux météoriques observées par Uugulu and Wanke. (2020) sur la période humide, de janvier à mars. Les teneurs en isotopes lourds sont plus faibles que celles mesurées sur la période sèche, d'avril à décembre.

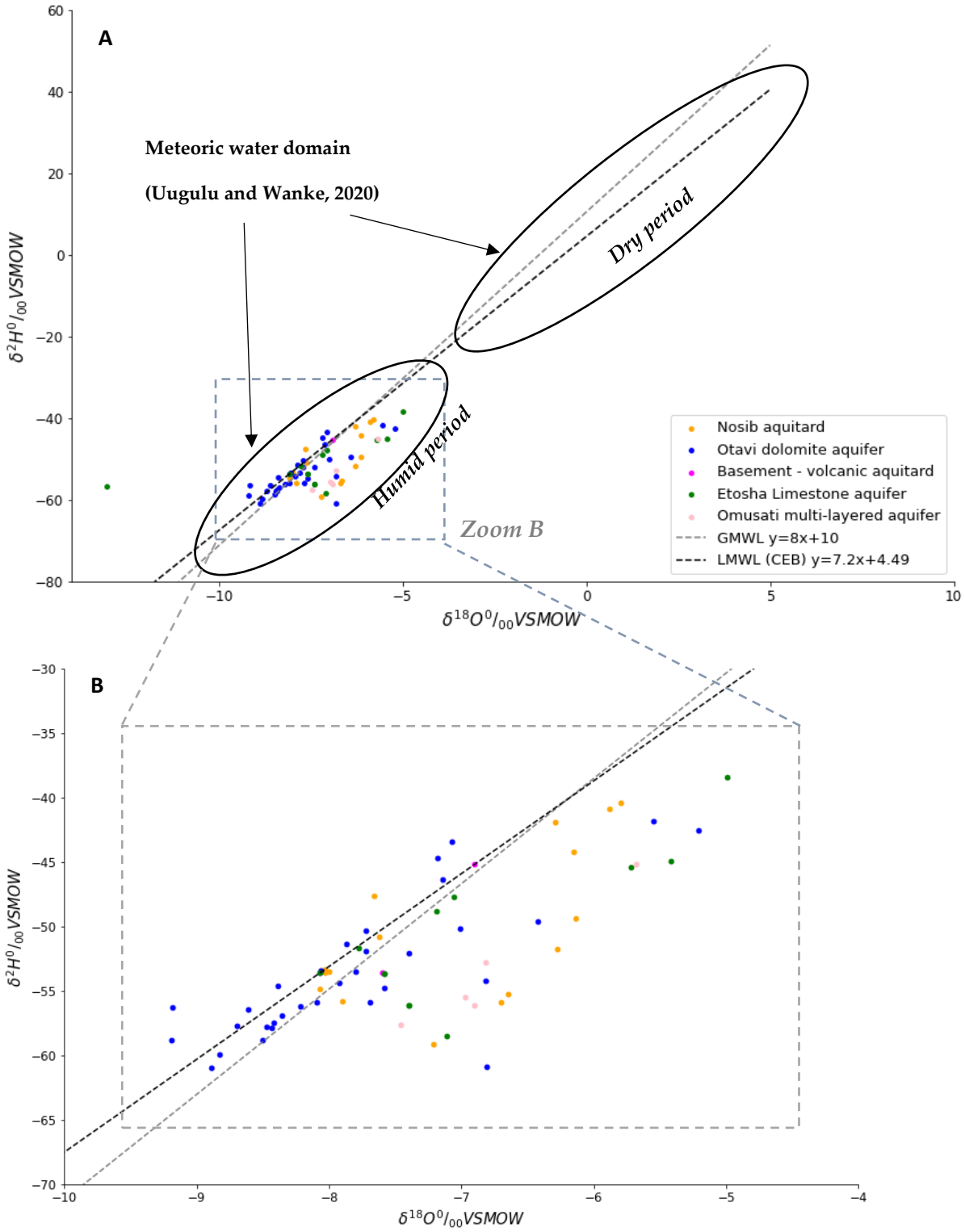


Figure 57 : Isotopes stables des eaux souterraines dans la zone d'étude, classés par aquifère (Figure 26).

Il ne semble pas y avoir de corrélation significative entre la latitude et le $\delta^{18}O$ des échantillons d'eau souterraine de la zone étude (Graphe A, Figure 58). En revanche, une corrélation entre la longitude et le $\delta^{18}O$ des échantillons est observable entre les longitudes 325 000 et 410 000 m (WGS84 / UTM 33S) (Graphe B, Figure 58), avec un appauvrissement en isotopes lourds, de -

5.8‰ à -9.2‰. Au-delà de la longitude 410 000 m, la tendance est inversée, avec un enrichissement progressif en isotopes lourds.

Il existe une faible corrélation entre l'altitude et le $\delta^{18}O$, selon une régression de pente R^2=-0.25 (Graphe C, Figure 58). Les eaux souterraines s'appauvrissent en isotopes lourds avec l'augmentation de l'altitude.

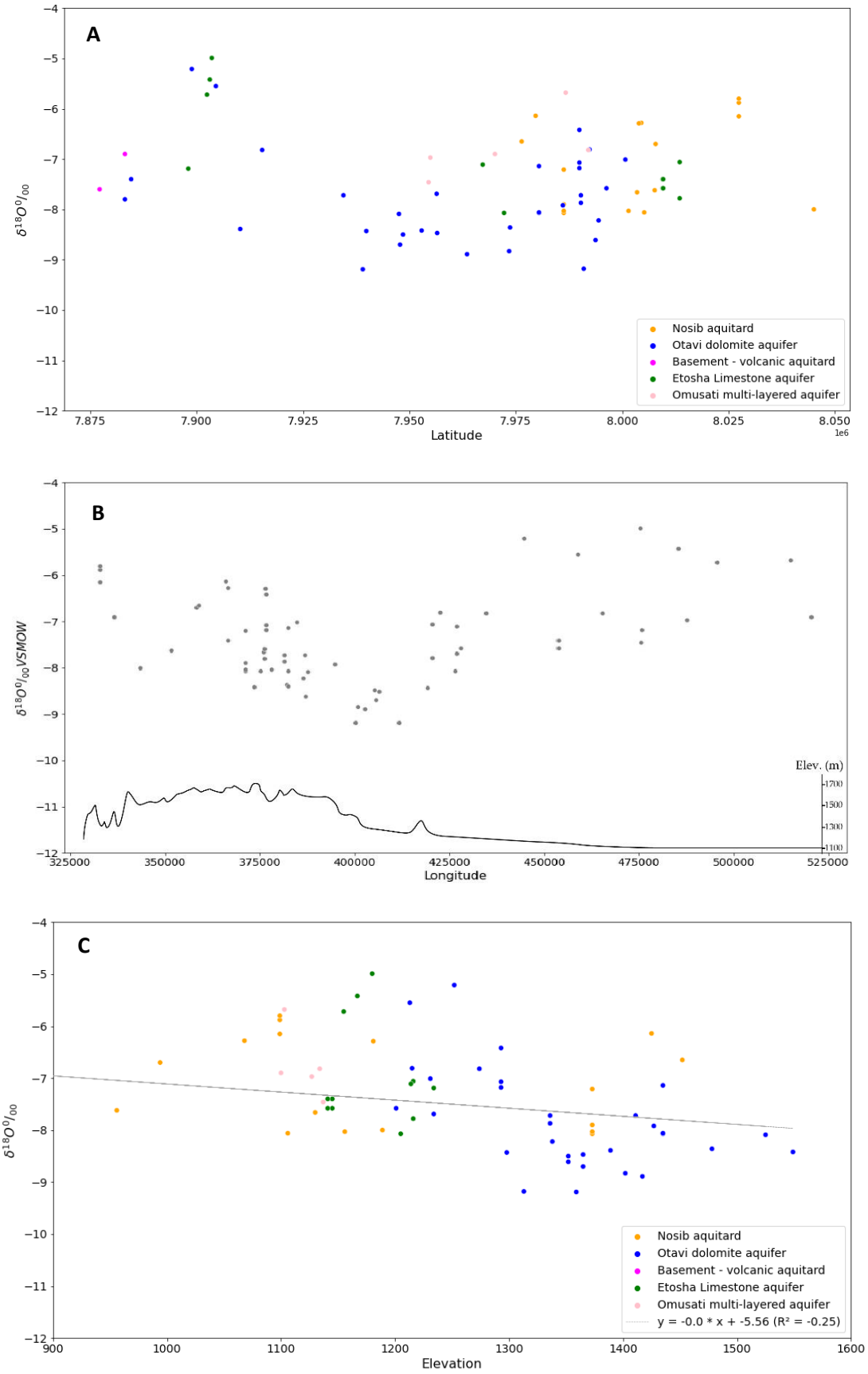


Figure 58 : Corrélations entre (A) la longitude, (B) la latitude et (C) l'altitude et les valeurs en $\delta^{18}O$ des eaux souterraines, sur la bordure Ouest du Bassin du Cuvelai-Etosha. Une coupe topographique est également ajoutée sur le graphique B.

2.3.2. Interprétation

La composition isotopique en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ (Figure 57) des eaux souterraines analysées dans ce travail se situe à proximité de la droite météorique mondiale, indiquant que les eaux souterraines sont essentiellement rechargées par les précipitations. Ce même diagramme révèle un enrichissement en isotopes lourds par évapotranspiration pour certains échantillons d'eau souterraine (mesures localisées légèrement en dessous de la droite météorique mondiale), notamment dans l'aquifère multicouche d'Omusati et dans l'aquifère du Nosib. Ce même résultat est observé pour certains points situés dans l'aquifère des Calcrètes d'Etosha.

Les eaux prélevées dans les aquifères dolomitiques d'Otavi ne sont pour la plupart pas exposées à l'évapotranspiration, et sont donc situées principalement sur la droite météorique mondiale. Au niveau de ces reliefs karstiques à l'Ouest, la couverture pédologique est généralement plus fine, voire absente. La plupart des évènements pluvieux sont donc susceptibles de contribuer à la recharge directe. Cela pourrait suggérer une infiltration locale et rapide des eaux météoriques au droit de ces aquifères, probablement par le biais d'écoulements préférentiels. Les réseaux denses de fractures et de modelés karstiques développés dans cette région (dolines, fontis, etc.) peuvent former ces chemins préférentiels.

Concernant l'aquifère du Nosib, compte tenu de sa lithologie peu favorable aux modelés karstiques et des faibles valeurs de conductivité hydraulique locales, une infiltration plus lente des eaux météoriques dans le sol est envisagée, accompagnée d'une évapotranspiration plus importante. Ce modèle de fonctionnement expliquerait que les eaux de l'aquifère du Nosib se trouvent enrichies en isotopes lourds par évaporation et soient ainsi sous la droite météorique mondiale.

Dans les plaines recouvertes par les sédiments du Kalahari vers le bassin, le sol non saturé possède une faible conductivité hydraulique verticale (GKW Consult, 2003d). Dans ces zones de plaines, il a été observé que lors des premiers évènements pluvieux, des « mares » superficielles se créent à la surface du sol, principalement au niveau des zones plus planes ou des dépressions, souvent plus argileuses, qui jouent un rôle de rétention des eaux. Du fait de l'évaporation, ces eaux situées en proche surface s'enrichissent alors en isotopes lourds (Mook, 2001). Le taux d'infiltration augmente ensuite au fur et à mesure de l'humidification de la partie supérieure du sol (GKW Consult, 2003d).

De plus, dans les régions arides comme la Namibie, il est commun d'observer une influence de l'évapotranspiration à des profondeurs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres (Beyer *et al.*, 2016). Sur la partie Ouest de la zone d'étude, la nappe phréatique, en position proximale avec de la surface topographique, et donc soumise au prélèvement racinaire par la

végétation, est alors marquée par un important flux d'évapotranspiration, pouvant ainsi expliquer les valeurs plus enrichies en isotopes lourds dans cette région.

Les signatures isotopiques des eaux souterraines étant similaires à celles des eaux météoriques sur la période humide pourraient justifier que la recharge se produit essentiellement durant cette période, lorsqu'un évènement pluvieux ou une série cumulative d'évènements dépasse un seuil minimum de lame d'eau précipitée. Dans la région Nord-Ouest de la Namibie, ces observations sont souvent reportées dans la littérature (Vogel and Van Urk, 1975; Külls, 2000; GKW Consult, 2003d; Uugulu and Wanke, 2020).

En isotopie des eaux, l'effet continental correspond à l'effet de la distance à partir de la côte. Celui-ci est caractérisé par un appauvrissement progressif en $\delta^{18}O$ dans les précipitations en s'éloignant de l'Océan (Mook, 2001). L'évolution de $\delta^{18}O$ des eaux souterraines d'Est en Ouest présentée sur le graphique B, (Figure 58) montre un effet continental observable dans les eaux souterraines, entre les longitudes 325 000 et 410 000 m (Graphe B, Figure 58), qui correspondent à la zone de reliefs (Figure 56). Au-delà des reliefs vers l'Est, à la longitude 410 000 m (environ 180 km de la côte), cet effet n'est plus observable et le gradient devient positif. La zone de reliefs de plus haute altitude semble jouer un rôle de « barrière » à l'effet continental ; les eaux se réenrichissant progressivement en isotopes lourds selon le gradient de précipitation positif, vers l'Est.

La corrélation entre l'altitude et $\delta^{18}O$, est facilement explicable par le fait que la composition isotopique des précipitations s'appauvrie systématiquement en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$, lorsque l'altitude s'élève (Mook, 2001).

3. Discussion

3.1. Zones préférentielles d'alimentation et analogies avec des études existantes

Une carte des résultats des taux de recharge estimés par la méthode de fluctuation du niveau piézométrique ainsi que la méthode du bilan massique des chlorures est présentée en Figure 59.

Diverses études sur la recharge souterraine ont également été menées dans les pays arides et semi-arides d'Afrique australe. Les valeurs estimées de la recharge et les méthodes les plus communément utilisées pour son estimation sont présentées en Annexe 11. Elles ont servi de comparaison pour un contexte climatique similaire.

Une seule étude a été réalisée sur le sous bassin-versant d'Opuwo (Steffen, Robertson, and Kirsten, 1997), dans la région Est du Kaoko. Elle révèle un large spectre de valeurs de la recharge.

Les résultats obtenus dans ce travail de thèse révèlent des zones préférentielles d'alimentation au niveau des reliefs dolomitiques et dans la région Nord, où sub-affleurent ces mêmes aquifères. La recharge y est estimée entre 19 et 22 $mm.an^{-1}$, correspondant à 5 à 6 % de la pluviométrie moyenne annuelle. Les plus fortes valeurs de recharge atteignent localement en moyenne 16 % des précipitations, sur les régions plus karstiques.

Tout comme dans la région montagneuse d'Otavi, l'exposition à la surface du sol des dolomies fracturées et karstifiées facilite l'infiltration des eaux météoriques, et donc la recharge souterraine. Dans cette région, la recharge est estimée entre 2 % et 10 % des précipitations annuelles (Seeger, 1990; Hoad, 1992; Katharina Dierkes, 1996; Mainardy, 1999; Uugulu and Wanke, 2020), et peut localement atteindre près de 22 % au droit des zones les plus karstifiées (Klock, 2001). Cependant, dans la région d'Otavi, les précipitations moyennes annuelles (> 550 $mm.an^{-1}$) sont supérieures à celles de la région plus aride du Kaoko, entraînant une quantité de recharge plus importante dans ces régions.

Les plus faibles valeurs de recharge (< 0,2 %) ont été enregistrées par Mainardy. (1999) sur les roches calcaires les plus massives de la région d'Otavi. Ces dernières présentent un degré métamorphique plus important, diminuant ainsi les propriétés hydrauliques de l'aquifère, et la recharge.

Au pieds des reliefs du Kaoko, les aquifères des calcrètes d'Etosha présentent une recharge plus faible, mais néanmoins importante (entre 3 et 5 % de la pluviométrie), en raison d'un phénomène de karstification (plus ou moins récente, *cf. Partie 1*) en surface. Les analyses des

fluctuations du niveau piézométrique réalisées dans deux puits localisés dans les aquifères dolomitiques et dans les calcrètes d'Etosha révèlent des fluctuations piézométriques typiques de voies d'infiltration rapides et préférentielles (de type karst). Néanmoins, l'hétérogénéité des formations calcrètes (karstification, fissures, dureté, porosité, etc. *cf. Le Groupe du Kalahari*) induit une infiltration également très hétérogène, pouvant être limitée localement, comme souligné par Klock. (2001).

Le taux de recharge est plus faible dans les sédiments du Kalahari (≤ 2 % des précipitations). Certaines séries peu perméables de type limons et argiles peuvent être localement plus épaisses, et empêcher l'infiltration rapide des eaux météoriques. Ces eaux s'accumulent à la surface du sol, et sont majoritairement reprises par évapotranspiration et évaporation directe. Ces eaux s'enrichissent alors fortement en minéraux et en isotopes lourds, comme le souligne leurs signatures géochimique et isotopique.

Les nombreuses investigations sur la recharge des aquifères du Kalahari, révèlent une recharge moyenne variable, avec des flux moyens à faibles, entre 0,2 et 6 % de la pluviométrie annuelle (Katharina Dierkes, 1996; Klock, 2001; Klock, Külls and Udluft, 2001; David, 2013; Wanke, Nakwafila and Hamutoko, 2014). La recharge peut néanmoins atteindre localement 12 % au droit des substratums plus sablonneux du bassin d'Ohengwena (Fry, 1986; David, 2013).

Dans certains puits plus profonds, localisés dans les formations calcrètes, l'analyse des évolutions piézométriques indique de faibles taux de recharge. Ces ouvrages pourraient atteindre plus en profondeur les roches moins perméables du Mulden, de type argiles, quartzites et schistes. Tout comme les sédiments du Kalahari, l'infiltration est plus diffuse et ralentie par l'épaisseur sédimentaire peu perméable sus-jacente.

Dans les aquifères du Nosib et du socle, la recharge est également très limitée. Cela s'explique par une faible conductivité hydraulique de ces unités rocheuses, qui limite alors l'infiltration verticale des eaux météoriques. En revanche, le taux de recharge est nettement plus élevé au contact avec les roches dolomitiques ou au niveau de zones faillées, ce qui favorisent l'infiltration verticale (Figure 59). Dans d'autres régions de la Namibie, et du Botswana, les substratums rocheux peu poreux comme les roches du socle présentent des valeurs faibles de recharge, comprises entre 0,4 et 2 % de la pluviométrie annuelle (Bredenkamp and Vogel, 1970; Bredenkamp *et al.*, 1995; Steffen, Robertson, and Kirsten, 1997; Selaolo, 1998; Klock, 2001).

Les résultats obtenus par les deux méthodes sont cohérents avec les plages d'estimations existantes dans la littérature en région d'Afrique australe, pour un contexte climatique similaire.

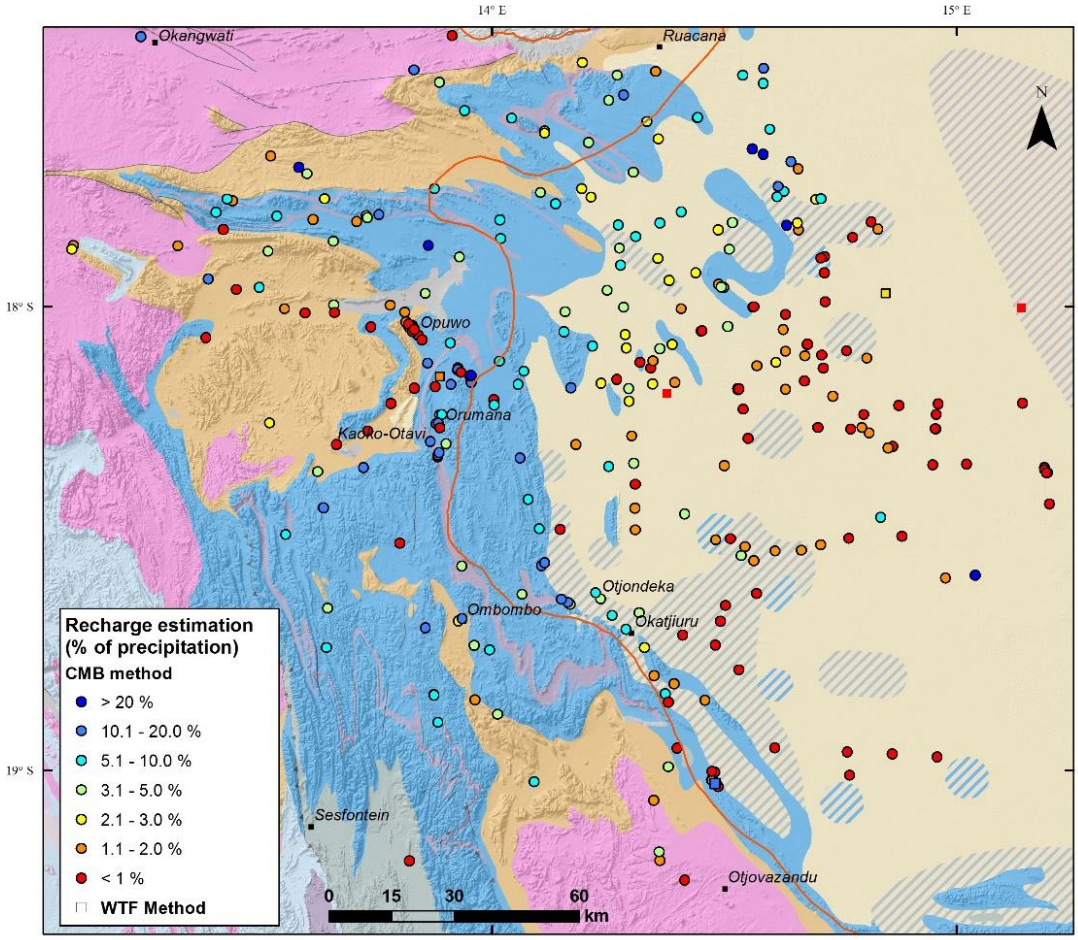


Figure 59 : Estimation de la recharge en pourcentage des précipitations annuelles, par la méthode CMB et WTF.

3.2. Conditions particulières de recharge

3.2.1. La végétation

La végétation joue un rôle majeur dans l'infiltration des eaux météoriques contrôlant ainsi de manière drastique la recharge de l'aquifère. En effet, le degré d'infiltration ou de ruissellement des eaux de pluie dépend de la conductivité hydraulique du sol en surface, de la présence de végétation et de la topographie environnante.

Lors d'évènements pluvieux de forte intensité, la présence de végétation influe de manière importante sur l'infiltration. Dans la région d'Omusati (vers l'Est), la végétation de type savane

est plus dense, le potentiel de recharge direct est considéré comme moins important car une partie de la lame d'eau précipitée est absorbée par les racines, et vaporisée par évapotranspiration. La région des reliefs dans l'Est du Kaoko, peu densément végétalisée, boisée et arbustive, favorise la recharge directe via des réseaux de karsts et de fractures, limitant ainsi la part du ruissellement de surface.

3.2.2. La pluviométrie

L'analyse des chroniques pluviométriques a permis de définir des conditions pluviométriques particulières favorisant la recharge rapide et efficace des aquifères.

Globalement, les années les plus pluvieuses (lorsque la pluviométrie annuelle est supérieure à la pluviométrie interannuelle moyenne) permettent un taux de recharge souvent bien supérieur à ceux des années plus « sèches ».

3.3. Les limites de la méthode des fluctuations piézométriques

Bien que la méthode d'analyse des fluctuations piézométriques soit l'une des plus simples d'utilisation, celle-ci reste néanmoins approximative et subjective. Dans le cadre de cette étude, elle constitue une méthode efficace pour l'estimation d'un ordre de grandeur de la recharge, celle-ci étant par ailleurs difficile à quantifier directement. Les fluctuations de la charge hydraulique sont relativement bien marquées dans chacun des piézomètres, en raison de la faible profondeur relative des nappes libres.

L'incertitude sur les valeurs des coefficients d'emmagasinement est questionnable. Dans cette étude, en l'absence d'essai de pompage dans les puits d'observations, le coefficient d'emmagasinement est fixé à une valeur constante par aquifère (et dans l'hypothèse où celui-ci est homogène). Or, en contextes hétérogènes, le coefficient d'emmagasinement peut être très variable selon l'emplacement du puits. La valeur de ce paramètre présente une forte influence sur le calcul de la recharge.

Cette méthode ne permet pas une représentation spatiale de la recharge. La recharge n'est estimée qu'en un seul point, et n'est pas forcément représentative de tout l'aquifère à l'échelle du bassin versant. L'idéal serait d'obtenir des chroniques piézométriques en plusieurs points, au sein d'un même aquifère.

L'application de la méthode des fluctuations aux aquifères fracturés constitue un challenge particulier. Le signal des fluctuations piézométriques peut-être différent en plusieurs points,

dans un même aquifère. Cependant, ce signal présente une bonne indication du type de recharge, par voies préférentielles ou par diffusivité dans le milieu.

L'analyse des fluctuations du niveau piézométrique sur du long terme pourrait s'avérer très utile afin d'évaluer l'évolution de la recharge pouvant être causée, par exemple, par les changements climatiques. Dans cette étude, une tendance à la baisse du niveau piézométrique global a pu être observée pour chacune des chroniques piézométriques entre 2012 et 2018.

3.4. Les limites de la méthode du bilan massique des chlorures

Cette méthode ne peut être utilisée lorsque le substratum rocheux contient des évaporites. C'est le cas de la zone identifiée précédemment comme un « lac de gypse » (*cf. Indices de saturation*). Cette région, avait été mise en évidence dans le précédent chapitre, notamment soulignée par les fortes concentrations en ions Na^+ et Cl^- dans les eaux souterraines, et leur équilibre avec le gypse (cf. *Indices de saturation*) de cette même région. Cette zone devrait donc être considérée avec précaution.

Les évaporites constituent généralement des niveaux peu perméables, facteur limitant la recharge verticale. Il est donc possible d'observer, dans cette zone, de faibles quantités de recharge. En revanche, une karstification/dissolution parfois intense peut se produire lorsque le gypse et la dolomie sont en contact dans un même aquifère (Bischoff *et al.*, 1994), par un phénomène de dédolomitisation induite par la présence de gypse. La karstification plus ou moins dense favorise alors la recharge souterraine. Il est donc difficile d'estimer, dans ces formations, le taux de recharge.

En résumé…

Faisant suite à la définition du système hydrogéologique idéel envisagé en première partie, la seconde partie s'attache à caractériser et à appréhender le fonctionnement de ce système aquifère multicouche de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha.

D'après la carte piézométrique établie sur la région d'étude grâce aux relevés piézométriques issus (i) des campagnes de mesures et (ii) d'une compilation de données piézométriques existantes, il en ressort les principales caractéristiques suivantes :

- la continuité hydraulique des aquifères Otavi et du Kalahari sur la bordure Ouest du bassin, qui s'individualisent plus à l'Est dans le bassin, séparés par l'aquitard du Mulden ;
- les écoulements « régionaux » du système aquifère multicouche peuvent être identifiés ;
- un dôme piézométrique est présent au droit du massif de Joubert qui figure la ligne de partage des eaux souterraines. Depuis les reliefs dolomitiques d'Otavi, les écoulements se produisent en direction :
    - de l'E-NE vers la région d'Omusati, au niveau du bassin hydrogéologique du Cuvelai-Etosha ;
    - des vallées alluviales incisées du bassin du Nord Kunene vers l'Ouest, qui représentent des axes de drainage ;
- une incertitude existe sur les écoulements locaux compte tenu du jeu de données d'observation utilisé, étalé sur une longue période (plusieurs années), pour l'établissement de la carte piézométrique. Néanmoins, les sens d'écoulements régionaux généraux sont représentatifs.

La géochimie des eaux est appréhendée afin d'estimer l'origine et les mécanismes de recharge des aquifères, et de contraindre les hypothèses formulées sur les sens d'écoulement principaux. L'analyse physico-chimique réalisée dans cette étude révèle :

- une caractérisation des principaux faciès géochimiques des eaux définis selon les principales unités lithostratigraphiques, et avec la mise en évidence des principaux processus géochimiques engagés ;

- une répartition et une évolution géochimiques marquées par la mise en évidence des processus géochimiques soutenant les sens d'écoulements principaux ;
- des zones potentielles de recharge révélées par un faciès des eaux de type HCO3-CaMg, typiquement caractéristique d'aquifères des massifs carbonatés et dolomitiques à l'Ouest ;
- une cohérence des résultats à partir des méthodes de fluctuations piézométriques et du bilan massique des chlorures pour l'ensemble de la zone d'étude.

L'étude de la recharge, grâce à l'analyse des chroniques temporelles, et aux analyses géochimique et isotopique, a permis de mettre en avant les spécificités suivantes :

- une importante variabilité de la recharge, inférieure à 1 % de la pluviométrie annuelle, jusqu'à 40 % de la pluviométrie annuelle sur certaines périodes de fortes précipitations ;
- une meilleure définition des zones préférentielles d'alimentation, notamment au niveau les reliefs de la région Kaokoveld :
  - l'infiltration et la recharge sont estimées être plus rapides et facilitées par le relief fracturé karstique où affleurent les roches dolomitiques du Groupe Otavi ;
  - la recharge se fait principalement via des zones préférentielles (de type karst, failles, fractures) ;
- une évaluation des conditions climatiques favorables à la recharge utile :
  - une efficacité de la recharge observée sur les années plus humides (généralement lorsque la pluviométrie annuelle est supérieure à la pluviométrie annuelle moyenne) ;
  - un cumul de jours de pluie consécutifs minimal, contrairement à un évènement pluviométrique sporadique.

In brief…

Following the definition of the conceptual hydrogeological system in the first part, the second part focuses on characterizing and understanding how this multilayered aquifer system of the western rim of the Cuvelai-Etosha Basin works.

According to the piezometric map generated on the study area (Figure 37) based on piezometric measures from (i) monitoring campaigns and (ii) a compilation of existing piezometric data, the following main characteristics appear:

- The hydraulic continuity between the Otavi and Kalahari aquifers on the western rim of the basin, that get individualized further east in the basin by the Mulden aquitard;
- Regional flows of the multilayer aquifer system can be defined;
- A piezometric dome is evident at the *Joubertberge* appears on the watershed's line (Figure 37). Regional flows from the Otavi dolomitic highlands arise to the following directions:
    - to the E-NE toward the Omusati region, in the Cuvelai-Etosha hydrogeological basin;
    - to the incised alluvial valleys of the North Kunene basin to the west that represent drainage pathways.
- There is some uncertainty on the local flows due to the long period (several years) of monitoring data used for the construction of the piezometric map. Nevertheless, the regional flow directions are representative.

Geochemistry is considered in order to estimate the origin and the mechanisms of aquifers recharge, and to constrain the hypotheses made about the main flow directions. The physico-chemical analysis carried out in this study reveals:

- The characterization of the main geochemical facies of groundwaters defined according to the main lithostratigraphic units (Figure 38), with the identification of the main geochemical processes involved;
- A geochemical distribution and evolution influenced by those geochemical processes which confirms the main flow directions;
- The potential recharge areas are identified by a HCO3-CaMg water facies, typically characteristic of carbonate and dolomitic aquifers located in the Western mountains;

- Similar results obtained with the water table fluctuation method and the chloride mass balance method (Table 13, Table 14).

The recharge study, through the analysis of time series, and the geochemical and isotopic analyses, enable to highlight the following specificities:

- A significant recharge variability, from less than 1 % of the annual rainfall, up to 40 % of the annual rainfall on certain periods of heavy rainfall;
- A better definition of the preferential recharge areas, especially in the relief of the Kaokoveld region:
  - The infiltration and the groundwater recharge are estimated to be faster and facilitated by the karstic and fractured mountainous area, where the dolomitic rocks of the Otavi Group outcrop;
  - The recharge is made through preferential pathways (such as karsts, faults, fractures);
- An evaluation of the favorable climatic conditions for the efficient recharge:
  - A recharge efficiency observed on rainier years (generally when the annual rainfall is higher than the average annual rainfall);
  - A minimum number of consecutive rainy days (3 to 5 days), contrasted to a sporadic rainfall event.

PARTIE 3. MODÉLISATION GÉOLOGIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

SOMMAIRE

1. Préambule 187

2. Géomodèle du système hydrogéologique en bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha 188

3. Le modèle hydrodynamique 194

3.1. Paramètres du modèle 194

3.1.1. Discrétisation spatiale 194

3.1.2. Conditions aux limites et conditions internes 195

3.1.3. Distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques 198

3.2. Simulation en régime permanent 199

3.2.1. Résultat et interprétation de la simulation de la charge hydraulique..... 199

3.2.2. Fonctionnement du système aquifère multicouche de la bordure Ouest du bassin de Culevai-Etosha..... 202

3.2.2.1. Rôle des structures géologiques 202

3.2.2.2. Fonctionnement quantitatif : bilan de flux du modèle..... 203

4. Perspectives et limites des modèles 207

En résumé…..... 209

In brief… 211

Cette partie vise à appréhender l'architecture géologique régionale grâce à un modèle géologique 3D réalisé sur l'emprise de la zone d'étude. Elle s'attache également à investiguer le fonctionnement du système hydrogéologique multicouche, avec la conception d'un modèle régional d'écoulement 3D réalisé en utilisant le logiciel FEFLOW©.

En outre, cette étape vise à transcrire le modèle conceptuel du système aquifère multicouche établi à partir de l'ensemble des données géologiques en modèle géologique 3D numérique en vue de son intégration dans un modèle d'écoulement hydrodynamique.

1. Préambule

Afin de comprendre les modalités d'écoulements et les échanges dans un système aquifère complexe multicouche, une représentation conceptuelle des structures géologiques et de l'architecture sédimentaire a été établie. Toutefois, afin d'avoir une vision quantitative des phénomènes, une phase de modélisation géométrique est nécessaire pour préciser la structure des corps géologiques afin de les intégrer dans le modèle d'écoulement.

Précédemment, un modèle géologique régional tridimensionnel a été réalisé à grande échelle sur la zone d'étude. Le modèle géologique structural correspond à une représentation schématique cohérente de la géométrie des structures géologiques présentes en profondeur.

La transcription du modèle géologique en modèle géométrique a pu être réalisée. Toutefois, les données hydrodynamiques disponibles sont insuffisantes pour une modélisation hydrodynamique détaillée. Par conséquent, le modèle d'écoulement proposé dans ce chapitre est principalement utilisé comme un outil de validation à l'étude de la recharge, et d'estimation des principaux flux transitant entre les différentes unités du système pour aboutir à une étude de la ressource disponible.

2. Géomodèle du système hydrogéologique en bordure Ouest du bassin du Cuvelai-Etosha

Le modèle géologique et géométrique généré permet d'appréhender la structure globale et régionale du système complexe multicouche, en bordure Ouest du Bassin du Cuvelai-Etosha. Celui-ci constitue une représentation schématique mais cohérente du système géologique proposé à partir de l'ensemble des données disponibles, et actualisable avec l'apport de nouvelles données souterraines (forages d'exploration, géophysique, etc.).

À des fins de compréhension hydrogéologique et de gestion de la ressource en eau, ce modèle permet plus largement de fournir un cadre architectural des unités aquifères et aquitards. La distribution des unités réservoirs et des unités épontes permet ensuite : (i) d'évaluer la grandeur des unités aquifères à fort potentiel, c'est-à-dire potentiellement les plus productrices d'eau et (ii) définir les unités épontes qui sont les plus susceptibles de limiter les échanges entre les différents niveaux réservoirs. Cela permet également d'identifier les surfaces de contact entre les unités réservoirs et les unités épontes, et de déterminer des zones de potentielles connexions inter-aquifères.

Plusieurs étapes sont nécessaires pour la construction du modèle géologique 3D (Figure 60) :

- La transcription et la synthèse de données géologiques de surface et de subsurface (lithologiques, stratigraphiques, structurales, etc.) ;
- L'intégration des données à l'espace de modélisation via l'outil Leapfrog Geothermal© version 5.0 ;
- La construction des surfaces 3D, la validation et l'harmonisation des données.

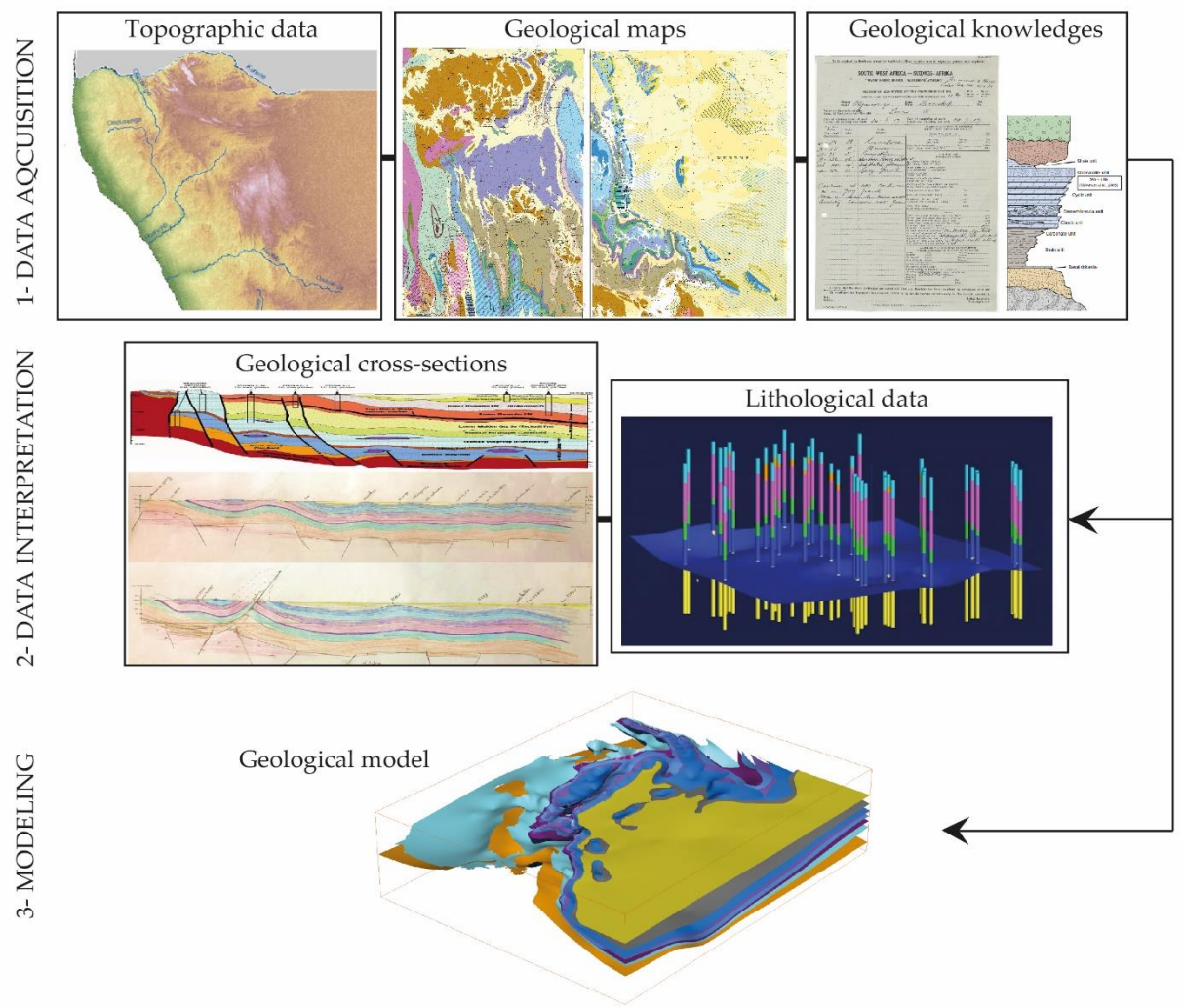


Figure 60 : Méthodologie et étapes de la construction du géomodèle.

Les toits et les murs des formations aquifères choisis pour le modèle ont été préalablement définis dans la première partie de ce manuscrit. Il s'agit ici d'un modèle comportant un total de 9 unités aquifères et aquitards (Figure 61), décrites ci-dessous :

1. L'aquifère silico-clastique du Kalahari / 1bis. L'aquifère des Calcrètes d'Etosha (correspondant au passage latéral de la pile sédimentaire du Kalahari) ;
2. L'aquitard des schistes et quartzites du Mulden ;
3. L'aquifère dolomitique de Tsumeb ;
4. L'aquifère des carbonates de couverture de Maieberg ;
5. L'aquifère dolomitique d'Abenab ;
6. L'aquitard diamictique du Chuos ;
7. L'aquifère carbonaté et dolomitique d'Ombombo ;

8. L'aquitard des quartzites à sables du Nosib ;
9. L'aquiclude des formations ultramafiques du socle.

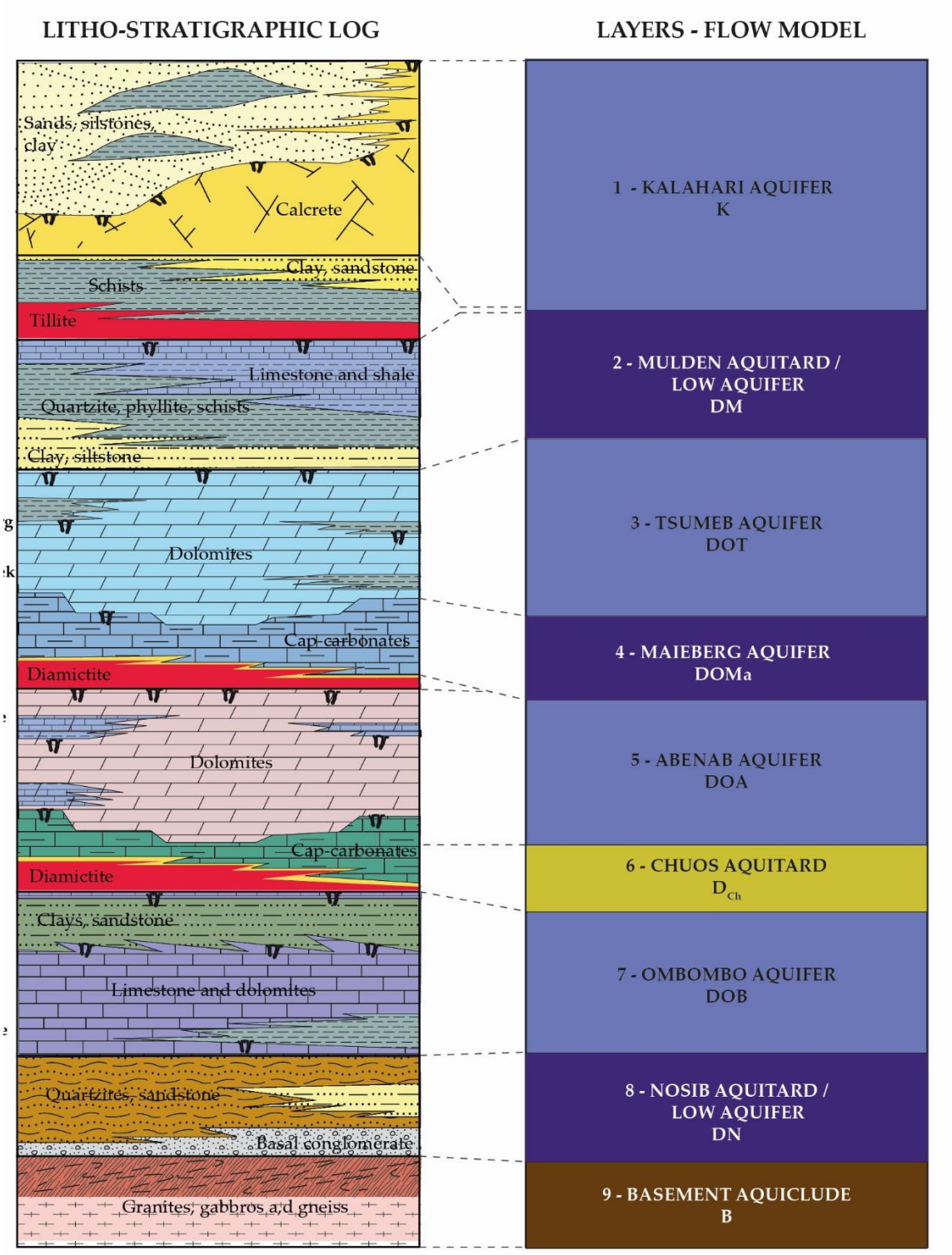


Figure 61 : À gauche, charte lithostratigraphique de la bordure occidentale du bassin du Cuvelai. À droite, agencement schématique des différentes couches prises en comptes pour le modèle (en bleu clair, les horizons aquifères, en bleu foncé les horizons aquifères à faible potentiel ou potentiellement aquitards, en jaune les horizons aquitards, en marron, l'aquiclude du socle).

Le cadre structural global du géomodèle a été construit à partir des données suivantes (Figure 60) :

(1) Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) correspond à la surface topographique numérisée. Les différents MNT utilisés pour agrémenter le MNT global ont une résolution de 5 m ;

(2) Les cartes géologiques au 1 :250 000 intégrant les pendages et les épaisseurs connues des formations, ainsi que les limites affleurantes de ces formations ;

(3) Les coupes lithostratigraphiques issues des rapports de forage ;

(4) Une coupe régionale synthétique issue des coupes sismiques dans le bassin, permettant de contraindre les géométries en profondeur (Annexe 12).

(5) De nouvelles coupes géologiques, réalisées à partir de l'interprétation des cartes géologiques au 1 : 250.000, et des épaisseurs des unités géologiques connues.

La construction des horizons stratigraphiques a été réalisée via le géo-modeleur Leapfrog Geothermal©. L'outil a permis de mettre en cohérence l'ensemble des données dans un même référentiel géométrique.

Les surfaces de dépôts sont générées en spatialisant les informations ponctuelles déduites de l'ensemble des données par interpolation linéaire. La méthode est efficace pour les données lithologiques irrégulières issues de données éparses. La fonction d'interpolation linéaire par pondération inverse à la distance (IDW) suppose que les valeurs connues les plus proches du point à estimer ont une influence proportionnellement plus grande que les points éloignés ('Leapfrog Geo User Manual', 2014).

L'extension du géomodèle couvre une superficie totale d'environ 19 000 km², permettant de tenir compte au mieux de l'extension des différents aquifères en profondeur dans le bassin. Ce modèle s'étend du Nord au Sud depuis les massifs d'*Onjaraka*, à environ 40 km de Ruacana, jusqu'à la limite Ouest du Parc National d'Etosha, à 20 km du village d'Otjovasandu. D'Est en Ouest, le modèle s'étend depuis le centre de la région d'Omusati, jusqu'au village de Kaoko-Otavi (cf. carte générale).

Le modèle géométrique 3D obtenu (Figure 62) permet une bonne compréhension du cadre géologique régional et une solide base pour de futures applications hydrogéologiques, notamment dans l'appréhension du fonctionnement global du système aquifère multicouche.

Ce dernier propose une représentation la plus réaliste possible du remplissage sédimentaire, et des géométries aquifères (Figure 62), et tient compte des singularités suivantes :

- Des successions de synclinaux et d'anticlinaux à l'affleurement à l'Ouest, qui s'atténuent progressivement en profondeur dans le bassin ;
- Des structures complexes plissées surtout sur la zone Sud et Nord du modèle du modèle ;
- De l'approfondissement progressif de l'ensemble des unités du Damara affleurantes dans la partie orientale du Kaoko, en direction du bassin vers l'Est.

La pile géométrique ainsi construite a été intégrée au logiciel de modélisation hydrodynamique FEFLOW©. Le modèle hydrodynamique tridimensionnel peut ainsi être développé.

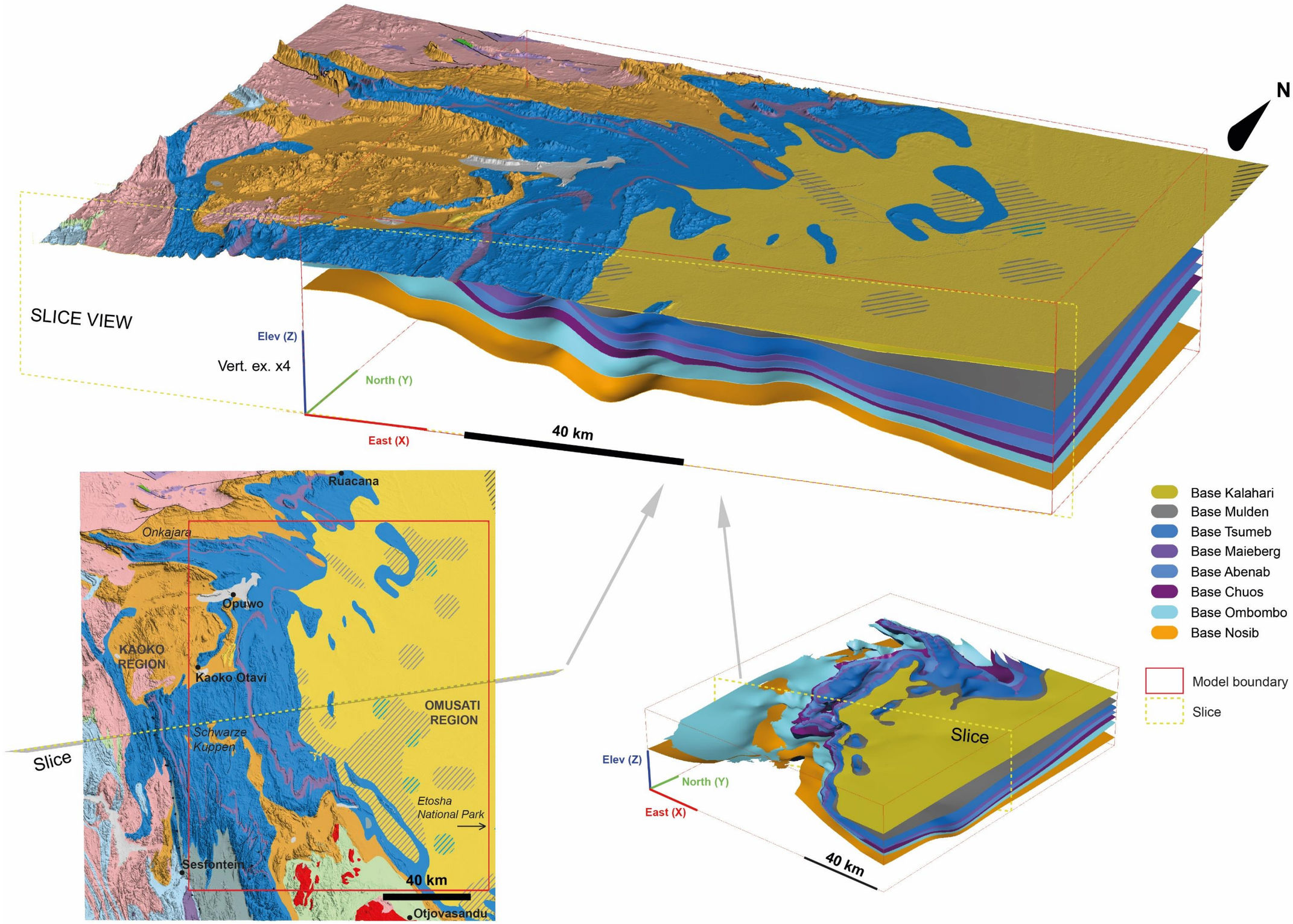


Figure 62 : Géomodèle 3D des principales formations géologiques de la bordure occidentale du bassin de Cuvelai-Etosha

3. Le modèle hydrodynamique

La modélisation hydrogéologique est utilisée ici comme une approche alternative, pour une première estimation du bilan hydrique et des échanges inter-aquifères, sur la bordure Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha.

Le logiciel de modélisation FEFLOW© (Diersch, 2014) est utilisé pour cette étude. Il s'agit d'un logiciel de modélisation hydrogéologique utilisant une méthode de résolution de l'équation de diffusivité, basée sur la technique numérique des éléments finis. Celui-ci permet de simuler les processus d'écoulement dans des milieux complexes, poreux et fracturés, en 2D ou en 3D.

Le géomodèle constitue la base du modèle hydrogéologique et est directement intégré au logiciel de modélisation 3D FEFLOW© version 7.5. Le modèle hydrogéologique reprend l'architecture aquifère/aquitard précédemment définie (Figure 61).

3.1. Paramètres du modèle

3.1.1. Discrétisation spatiale

Le maillage a une superficie totale de 18 100 km², et comprend au total 130 000 éléments triangulaires de 1500 m de côté environ, répartis sur un ensemble de 8 couches. L'agencement schématique des différentes couches a été défini lors de la conception du modèle géologique (Figure 61). Certaines unités lithostratigraphiques ont été subdivisées afin de représenter :

(i) Les hétérogénéités verticales potentielles intra-aquifères, dues notamment à l'altération superficielle de la tranche supérieure (karstification plus intense) ;

(ii) Les formations épontes, semi-perméables, définies comme des aquifères de faible perméabilité.

La conception du mailleur d'éléments finis utilisé par le logiciel FEFLOW© implique une stricte continuité des éléments sur l'ensemble du domaine (aucun « trou » dans le maillage ne peut exister). Si la formation présente une lacune dans les limites du modèle, une épaisseur minimale de 0,10 m est imposée afin de satisfaire cette contrainte numérique, et se verra attribuer les paramètres de la couche sus-jacente.

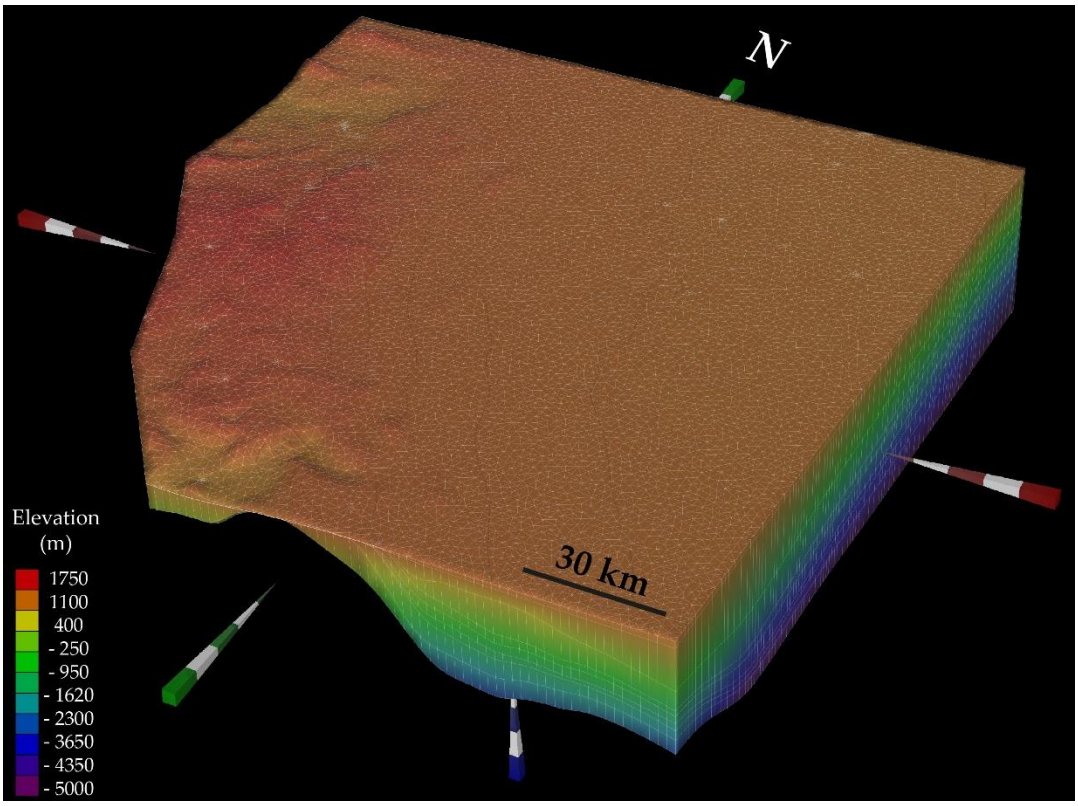


Figure 63 : Représentation 3D et topographie du domaine du modèle hydrogéologique. Exagération verticale x5.

3.1.2. Conditions aux limites et conditions internes

Les conditions aux limites correspondent aux conditions hydrauliques en limite du modèle. Il s'agit de flux et/ou de potentiels hydrauliques imposés au système aquifère. Ces conditions ont été déterminées grâce aux charges hydrauliques issues de la carte piézométrique (*cf. Partie 2*, Figure 37).

Conditions limites à potentiels imposés (conditions de Dirichlet)

Aucun cours d'eau ou plan d'eau pérenne n'est présent sur la région d'étude. Aucun potentiel imposé « de cours d'eau » ne peut donc être défini sur les limites du modèle. Quelques points d'émergence permettent toutefois de définir localement des valeurs de charges imposées au sein du modèle (sources pérennes).

La carte piézométrique montre des isopièzes subparallèles à la bordure Est du modèle. Une charge hydraulique de 1100 m est donc assignée sur toute la limite Est afin de correspondre au gradient hydraulique local.

Conditions limites de flux nul (conditions de Neuman)

Une partie de la bordure occidentale du modèle représente la ligne de partage des eaux souterraines. Aucun flux d'échange n'est considéré sur cette limite Ouest, qui est donc représentée comme une limite à flux nul (Figure 64).

Aux abords des vallées alluviales de l'Hoarusib et de la Hoanib, à l'Ouest et au Sud-Ouest du modèle, les isopièzes sont perpendiculaires à la limite, alors considérée comme à flux nul.

Conditions internes à flux imposés : recharge (conditions de Neuman)

Les taux de recharge par les eaux météoriques sont introduits comme condition à flux imposé sur la première couche du modèle. Les valeurs proviennent de l'étude sur la recharge (cf. *La recharge en contexte semi-aride à travers des approches physique, géochimique et isotopique*). Une recharge moyenne de 7 % des précipitations moyennes annuelles (soit 15 $mm.an^{-1}$) est appliquée au niveau des reliefs dolomitiques d'Otavi, et de 3 % environ (soit 8 $mm.an^{-1}$) sur tout le secteur Est du modèle (zone de remplissage du Kalahari). Sur le reste du modèle, où affleurent les roches granitiques du socle, un taux de recharge de 1,5 % est appliqué, ce qui correspond à environ 3 $mm.an^{-1}$ (Figure 64).

Conditions internes à flux imposés : prélèvements par pompage (conditions de Neuman)

Les prélèvements d'eau souterraine dans la région sont effectués via des pompages en forage. Les forages d'eau sont à peu près uniformément répartis sur l'ensemble de la zone d'étude, mais avec une faible densité. Les débits de prélèvement sont en moyenne de l'ordre de 3 à 4 $m^3.h^{-1}$. En outre les pompages ne sont actifs que quelques heures dans la journée (*cf. Partie 1*). Les prélèvements quotidiens (Q_i) intégrés au modèle correspondent au débit d'exploitation (q_i), pour un temps de pompage de 4h ($Q_i = q_i \times 4$).

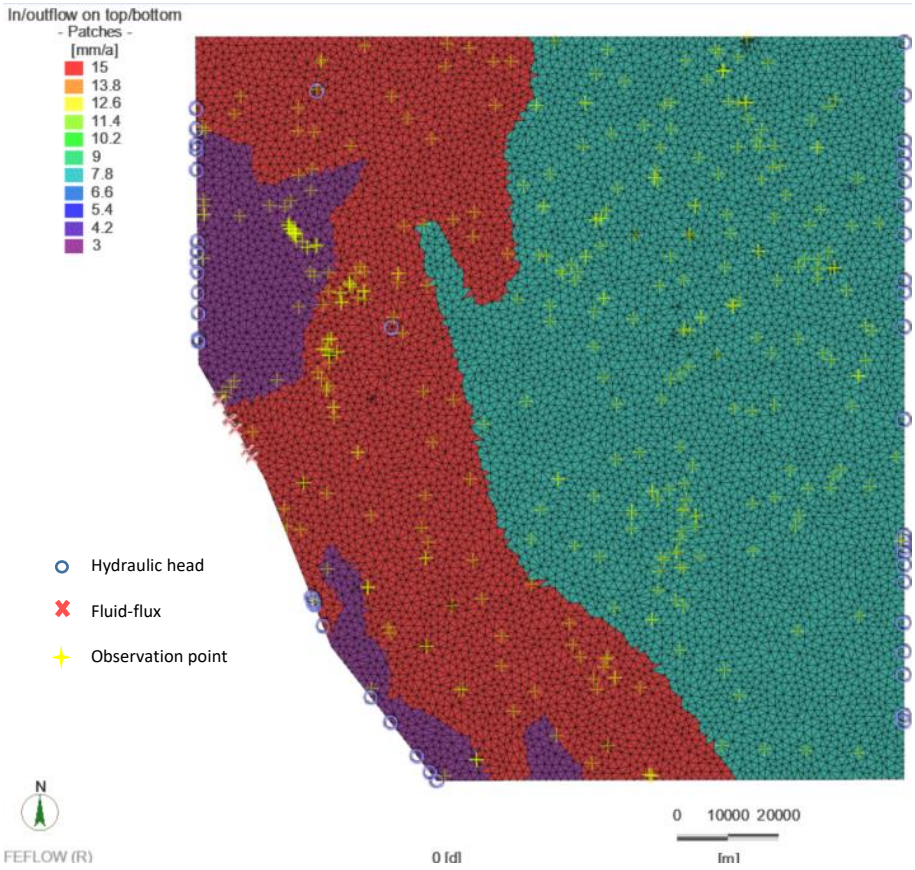


Figure 64 : Données d'entrées du modèle (conditions aux limites et conditions internes) et points d'observations de la hauteur piézométrique.

3.1.3. Distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques



Figure 65 : Paramètres hydrodynamiques du modèle.

Les résultats issus de l'analyse des paramètres hydrauliques en première partie de ce manuscrit fournissent une gamme de valeurs potentielles. Ces valeurs sont utilisées et intégrées pour la modélisation hydrodynamique des eaux souterraines (cf. *Résultats des paramètres hydrodynamiques calculés)*. Lorsque les paramètres hydrodynamiques ne sont pas déterminés, les valeurs utilisées dans le modèle se réfèrent à celles obtenues par Bäumle, (2003) dans la région de Tsumeb. La Figure 65 renseigne les propriétés hydrodynamiques utilisées dans le modèle.

Lorsque l'épaisseur de la couche est minimale (0,10 m imposée par le modèle), cette couche se voit attribuer les paramètres de la couche sous-jacente.

3.2. Simulation en régime permanent

3.2.1. Résultat et interprétation de la simulation de la charge hydraulique

Les isopièzes simulées (plages et isopièzes colorées, Figure 66) sont cohérentes avec la piézométrie mesurée (isopièzes noires).

La comparaison des hauteurs piézométriques observées/simulées sur près de 450 points d'observations souligne la cohérence globale des choix de modélisation (Figure 67). Les valeurs surestimées par rapport à celles observées correspondent majoritairement à des points localisés dans la région d'Opuwo. Ce secteur est plus influencé par les prélèvements souterrains plus nombreux et plus importants que sur le reste de la zone d'étude. Les valeurs de ces prélèvements sont relativement incertaines dans cette région. Une surestimation de la charge hydraulique calculée par le modèle est également rencontrée au niveau des vallées alluviales, notamment au Sud-Ouest de la zone d'étude. Ces zones, où la densité des points de calage est plus faible, présentent également de forts gradients de charges hydrauliques, rendant plus complexe la calibration locale.

Les figures régionales d'écoulement sont bien restituées avec un écoulement général des eaux souterraines de l'Ouest vers l'Est, en direction du bassin hydrogéologique de Cuvelai-Etosha. La charge hydraulique dépasse 1400 m dans la région montagneuse du Kaoko et diminue jusqu'à atteindre 1100 m en limite Est du modèle.

Les gradients hydrauliques sont les plus élevés (environ 0,01) en bordure Est du Kaoko. Dans le bassin du Cuvelai, vers l'Est, les écoulements au sein des aquifères du Kalahari sont définis par des gradients hydrauliques généralement faibles (≤ 0,002).

L'écoulement vers l'Est est légèrement « entravé » par les sédiments moins perméables des formations de Chuos et du Mulden. Toutefois, ces derniers n'empêchent pas les flux souterrains (Figure 66, B).

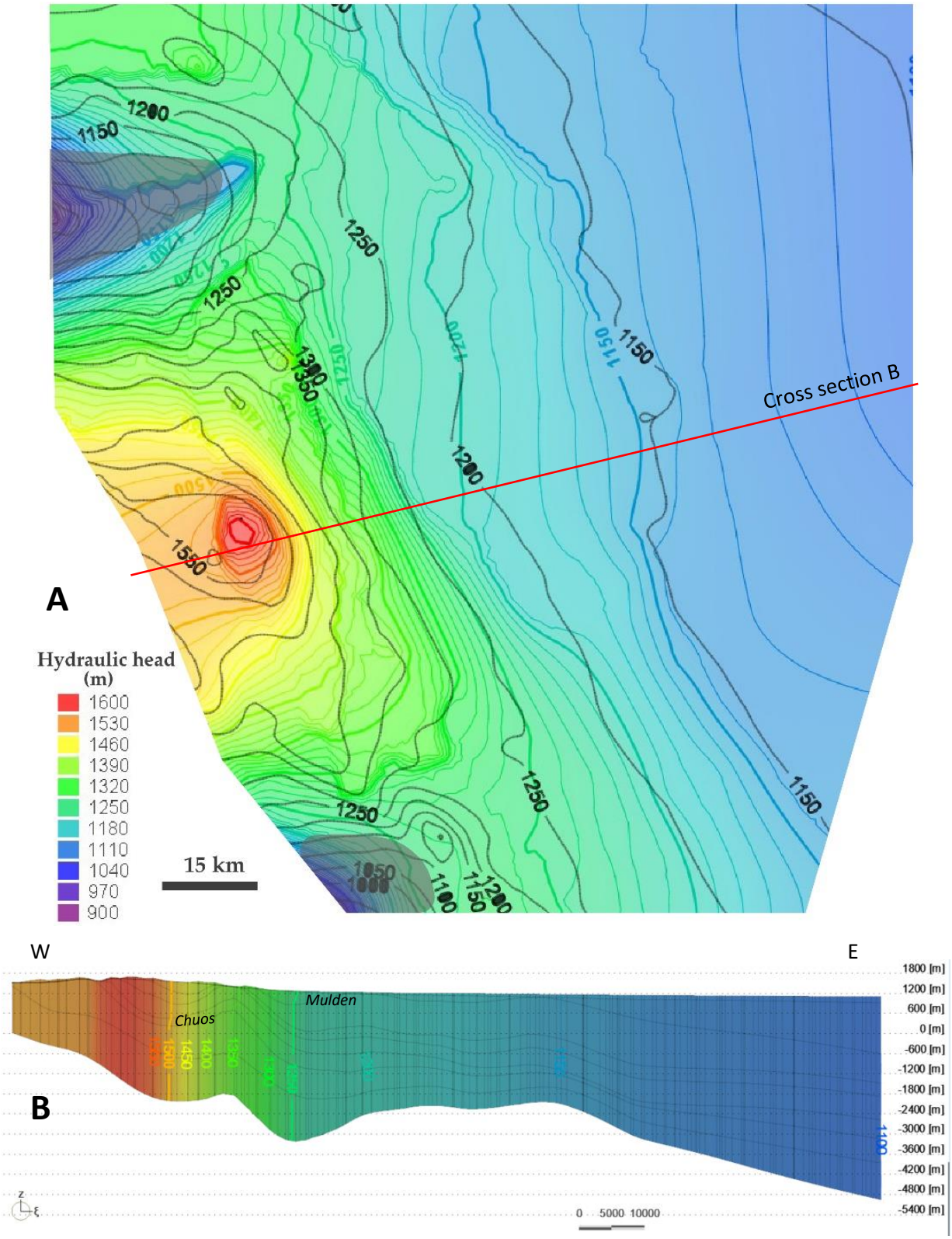


Figure 66 : Résultats de la modélisation en 3D de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai Etosha. A : comparaison entre la piézométrie mesurée (isopièzes noirs) et la piézométrie modélisée (plages et isopièzes colorés). Les zones grisées correspondent aux zones avec peu de données de calibration. B : Résultats de la piézométrie modélisée sur une coupe transversale OSO-ENE.

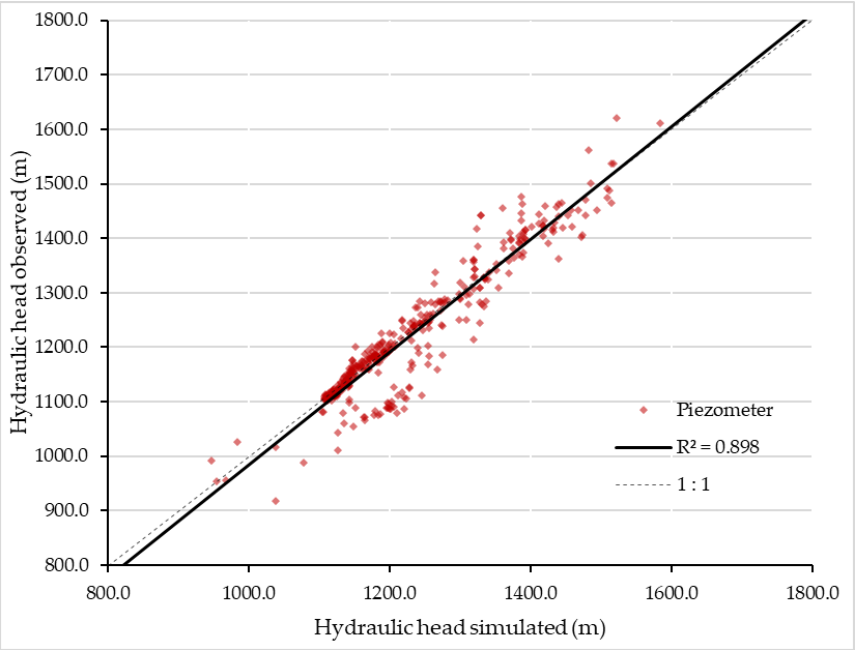


Figure 67 : Charges hydrauliques observées et simulées par le modèle FEFLOW©.

3.2.2. Fonctionnement du système aquifère multicouche de la bordure Ouest du bassin de Culevai-Etosha

3.2.2.1. Rôle des structures géologiques

La forme du profil piézométrique et notamment les variations du gradient hydraulique donnent un indice sur le comportement hydrogéologique des structures géologiques (faille, fracture, etc.). La variation brutale de gradients hydrauliques localement observable sur le flanc Est de l'anticlinal de Joubert est interprétée comme une zone de ralentissement, voire de barrière hydraulique aux écoulements ; la conductivité hydraulique doit être localement diminuée au pied des reliefs. Sur la carte géologique, ce secteur correspond aux roches du Groupe Otavi indifférenciées et plus métamorphisées, et donc potentiellement prises dans une déformation par fractures et par failles plus ou moins profondes.

Les failles et les fractures conduisent à une hétérogénéité et une anisotropie de la perméabilité (Caine, Evans and Forster, 1996), et influencent donc l'écoulement régional des eaux souterraines. Certaines de ces failles présentent une importance hydrogéologique, car elles peuvent favoriser les écoulements et l'infiltration (Bense *et al.*, 2013). Au niveau des reliefs d'Otavi, la majorité des forages implantés au niveau de ces structures révèle des rendements plus importants (Ploethner *et al.*, 1997; Bittner and Kleczar, 2006; Zingelmann, 2018). En contexte dolomitique, ces zones se retrouvent parfois fortement karstifiées, et constituent des voies d'écoulement préférentielles.

Certaines failles peuvent en revanche être comblées par des matériaux argileux non consolidés ou par de la calcite (Seeger, 1990), et ont un effet inverse sur la conductivité hydraulique de l'aquifère, limitant les écoulements (Caine, Evans and Forster, 1996).

Dans la région Est du Kaoko, en contexte compressif et transpressif (*cf. L'Orogénèse Damara : contexte structural et unités tectono-stratigraphiques*), cette zone constitue des structures de type fractures, voire cisaillements, qui jouent un rôle d'éponte structurale, ou de structure-barrière de perméabilité (Caine, Evans and Forster, 1996). Certaines sources émergeant au niveau du flanc Est de l'anticlinal sont un indice du rôle de barrière hydraulique que jouent ces structures.

Une coupe interprétative est réalisée (Figure 68), schématisant cette éponte ou barrière structurale, et semblant limiter les écoulements en direction du bassin.

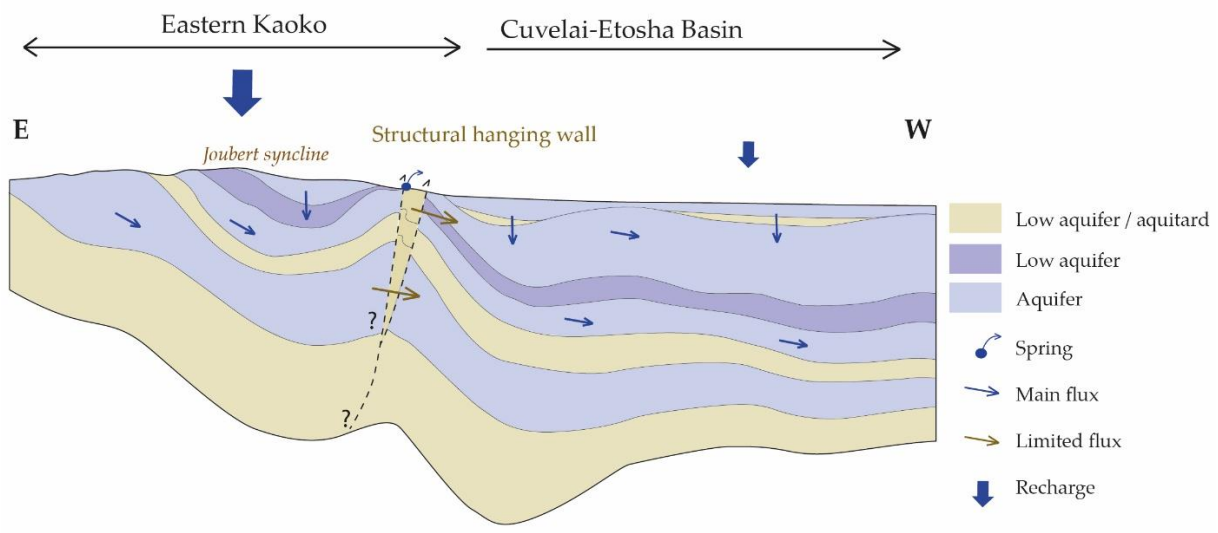


Figure 68 : Coupe interprétative d'une zone de « ralentissement » hydraulique.

3.2.2.2. Fonctionnement quantitatif : bilan de flux du modèle

L'estimation des flux entre les compartiments hydrologiques et hydrogéologiques est essentielle à la gestion des ressources en eau, et à l'exploitation durable de ces dernières. Pour cela, le bilan entre les flux entrant et sortant des aquifères, appelé bilan hydrique, doit-être évalué. Il permet également de vérifier la cohérence du modèle.

Le bilan de flux du système (*Water budget*) est calculé par le modèle en régime permanent. Celui-ci intègre l'ensemble des données d'entrées et de sorties du modèle, et présente le bilan des flux entrants et/ou sortants à travers chacune de ses couches. Le schéma présenté en Figure 69 constitue un premier bilan numérique synthétique des flux, calculés sur l'ensemble du modèle, exprimés en $Mm^3.j^{-1}$. L'Annexe 13 précise le détail des bilans de flux calculés pour chaque couche.

À l'échelle du système en régime permanent, un total d'environ 183×10^5 $Mm^3.j^{-1}$ entre dans le modèle, et la même quantité en sort. En climat aride, la recharge appliquée à la première couche du modèle représente seulement 3 % des flux entrants, soit 496 $Mm^3.j^{-1}$.

Compte tenu de l'espacement entre les forages dans la zone d'intérêt, de leur faible débit d'exploitation et des courts temps de pompage, les prélèvements n'ont peu, voire pas d'influence sur la piézométrie simulée. Ces derniers représentent seulement 0,02 % des flux entrants du modèle, et représentent également 3 % des flux entrant par recharge. Ils sont considérés comme négligeables. En se fondant sur ce bilan de flux, la ressource semble être préservée, car l'exploitation de la ressource est actuellement durable pour des conditions

d'entrées par ailleurs constantes. Le passage en régime transitoire permettrait d'évaluer le stock disponible.

Les flux descendants, en transitant à travers les séries épontes, diminuent progressivement avec la profondeur. Les flux ascendants sont également plus faibles en profondeur, et augmentent progressivement jusqu'à l'aquifère dolomitique supérieur de Tsumeb.

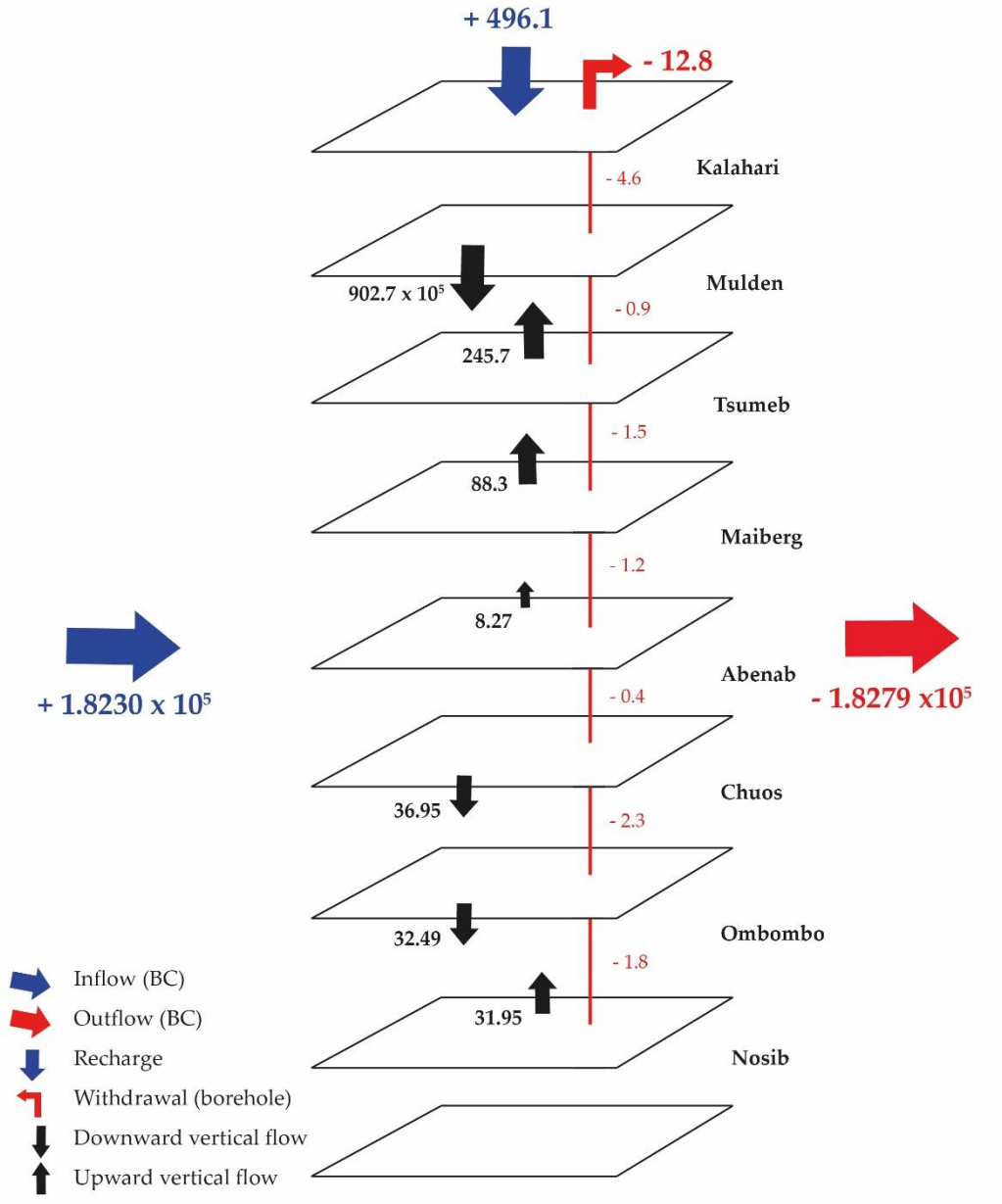


Figure 69 : Bilan numérique global des flux à l'échelle du système (en $Mm^3.j^{-1}$). BC, Boundary Condition (condition limite).

Une proposition de fonctionnement hydraulique inter-aquifères est avancée, aux vues des connaissances hydrogéologiques actuelles (Figure 70). Sur l'Ouest du modèle affleurent la majorité des aquifères. Ceux-ci se définissent comme des aquifères libres dans la région Est du Kaoko. Sur ce secteur montagneux, où la recharge est la plus importante, les flux sont potentiellement tous descendants. Plus vers l'Est, certains de ces aquifères se retrouvent en pression en profondeur dans le bassin, et deviennent captifs à semi-captifs.

L'aquifère de surface du Kalahari est globalement constitué d'une nappe libre, et la majorité des flux reçus par recharge transitent vers les couches sous-jacentes. Les aquifères dolomitiques de Tsumeb et d'Abenab sont confinés entres les deux couches aquitards du Mulden et de Chuos (Figure 70). Ces derniers sont interconnectés, et semblent avoir un comportement productif, puisqu'ils fournissent de l'eau aux horizons sous-jacents et sus-jacents.

D'après les résultats numériques (Figure 69), l'aquifère Ombombo, quant à lui, semble fonctionner comme un drain à l'échelle du système, car celui-ci reçoit des flux ascendants et descendants par les séries sus-jacentes et sous-jacentes. Sur le même principe que les précédents aquifères du Groupes Otavi, celui-ci devrait être captif en profondeur, confiné entre les aquitards du Chuos et du Nosib (Figure 70).

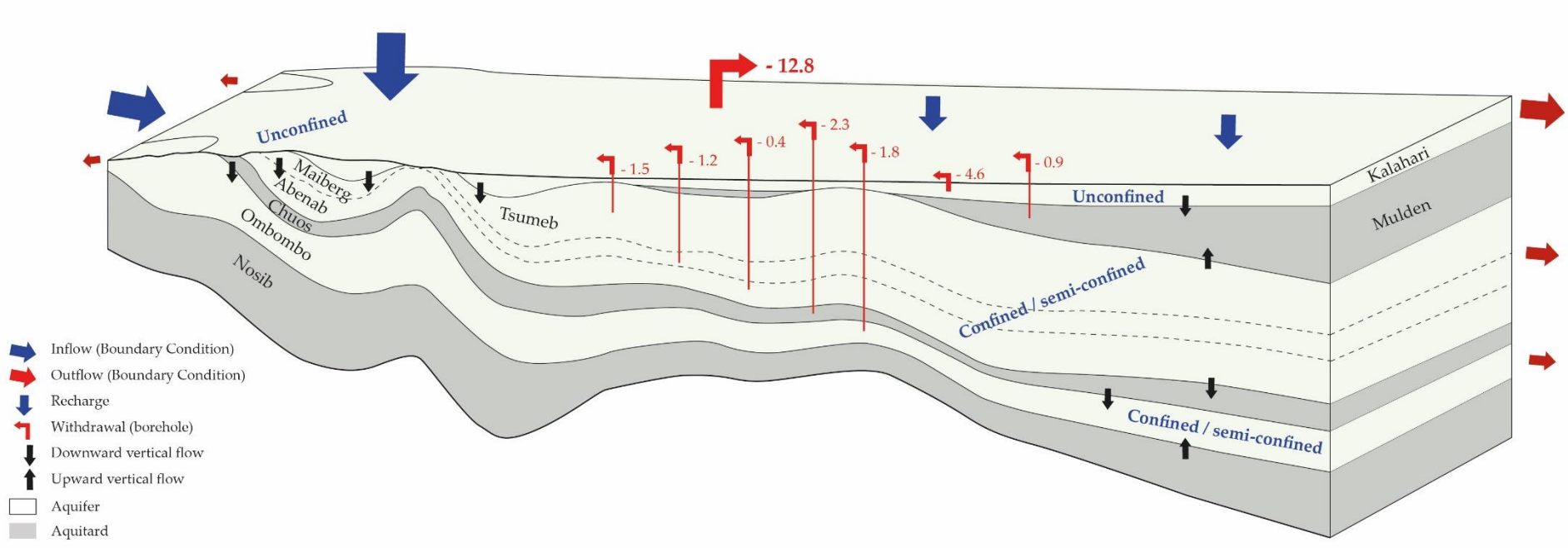


Figure 70 : Interprétation des flux du modèle en régime permanent (en $Mm^3.j^{-1}$).

4. Perspectives et limites des modèles

Concernant les étapes de construction du géomodèle, l'élaboration des coupes lithologiques est essentiellement fondée sur les cartes géologiques, sur les données de forages, et en intégrant des connaissances géologiques de la région étudiée. Il existe donc des incertitudes quant aux variations régionales d'épaisseurs des séries, qui s'accentuent à mesure que la densité de données diminue.

Néanmoins, lors de l'interpolation, ces incertitudes peuvent être considérées comme minimes à l'échelle régionale choisie, notamment en raison des fortes épaisseurs des couches aquifères et aquitards (de l'ordre de la centaine de mètres). La précision du géomodèle semble plus dépendante de la précision des données d'entrée que de l'interpolation elle-même. La représentation architecturale du système étudié pourrait donc être améliorée avec des connaissances géologiques nouvelles, et plus de données lithologiques en profondeur.

Concernant le modèle d'écoulement, des incertitudes et des voies d'amélioration apparaissent. Le faible nombre d'informations hydrogéologiques, hydrodynamiques et climatiques ne permet pas une calibration précise et plus robuste du modèle. L'erreur sur la charge hydraulique modélisée doit pouvoir être réduite par une meilleure estimation des paramètres d'entrée du modèle.

Les valeurs de paramètres hydrodynamiques disponibles sont très peu denses, et inégalement réparties sur la région étudiée. Des données supplémentaires obtenues par essais de pompage permettraient d'obtenir une approche plus précise des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères sur l'étendue de la zone d'étude. Les nouvelles données pourront être intégrées au modèle hydrodynamique mis à jour.

Toutefois, les paramètres hydrodynamiques peuvent être surestimés car les forages sont principalement implantés au niveau des zones de contacts entre des séries aquifères et aquitards. Ces contacts sont plus fortement karstifiés, et les valeurs de paramètres hydrodynamiques sont donc potentiellement plus importantes (*cf. Partie 1*).

La comparaison des hauteurs piézométriques simulées est faite avec des hauteurs piézométriques observées sur une longue période de collecte (d'environ 30 ans). De plus, la saisonnalité climatique (les périodes de hautes de basses eaux) n'a pu être prise en compte. Au vu des résultats de la simulation en régime permanent, cela ne semble pas poser de problème à l'échelle régionale choisie. En revanche, si le modèle devait-être affiné sur certains secteurs en régime permanent, cela nécessiterait de n'utiliser qu'un seul jeu de données

piézométriques, sur une période de calibration et d'observation courte, et de différencier les périodes hautes eaux et basses eaux.

Le passage en régime transitoire nécessiterait davantage de séries temporelles des données observées (recharge, prélèvements, etc.), et des valeurs plus précises de coefficient d'emmagasinement. Le régime transitoire permet d'avoir une idée plus précise sur le fonctionnement à long terme du système.

En résumé…

La conception des modèles géologiques et hydrodynamiques 3D a été réalisée grâce à l'acquisition, à la compilation et à l'interprétation de données du sol et du sous-sol (topographiques, géologiques, hydrogéologiques, etc.). Cette conception a permis :

- Une représentation architecturale réaliste du cadre géologique et structural complexe de la région Est du Kaoko, matérialisant les séries déformées et plissées selon une succession d'anticlinaux et de synclinaux ;
- Une compréhension améliorée du système multicouche de la bordure Ouest du bassin de Cuvelai-Etosha, et l'appréhension de son fonctionnement hydrodynamique.

La simulation du modèle d'écoulement en régime permanent a conduit aux principaux résultats :

- La validation des écoulements régionaux sur la bordure occidentale du Bassin de Cuvelai-Etosha ;
- Une meilleure compréhension et une interprétation des variations de gradients hydrauliques locaux (épontes structurales, lithologiques) notamment une zone faillée sur le piémont oriental de la chaîne du Kaoko qui constitue une limite hydraulique, freinant les écoulements latéraux en direction du bassin ; Le calage piézométrique a permis de vérifier la cohérence des estimations faites sur la recharge des nappes (*cf. La recharge en contexte semi-aride à travers des approches physique, géochimique et isotopique*).
- Les prélèvements sont nettement inférieurs à la recharge météorique actuelle. À l'échelle du système, la ressource semble actuellement préservée, car celle-ci est peu sollicitée.
- L'étude du bilan de flux du modèle révèle l'importance des échanges inter-aquifères, et l'importance de considérer le système dans sa globalité.

Le modèle montre cependant localement des divergences entre les charges hydrauliques simulées et observées, qui seraient le résultat d'incertitudes cumulées. **Des voies d'amélioration du calage** sont évidemment envisageables, grâce notamment à :

- L'apport de nouvelles données du sous-sol (forages, lithologie, géophysique, etc.) ;

- Une augmentation du nombre d'essais de pompage afin d'affiner l'estimation des paramètres hydrodynamiques ;
- Des données d'observation piézométriques récentes pour l'ensemble de la zone d'étude, et tenant compte des saisonnalités ;

Cet outil peut toutefois être utilisé comme outil de gestion de la ressource en eau souterraine.

In brief…

The conception of 3D geological and hydrodynamic models was achieved through the acquisition, computation and interpretation of surface and subsurface data (topographic, geological, hydrogeological, etc.). This conception resulted in:

- A realistic architectural representation of the geological and structural context of the eastern Kaoko region, representing the deformed and folded series in a succession of anticlines and synclines (Figure 62);
- An advanced understanding of the multilayered system of the western edge of the Cuvelai-Etosha basin, and the appreciation of its hydrodynamic functioning.

The simulation of the steady-state flow model resulted in the following main outcomes:

- Validation of the regional flows on the western rim of the Cuvelai-Etosha Basin (Figure 66);
- A better understanding and interpretation of the local hydraulic gradients (structural and lithological walls), in particular a faulted zone on the eastern foothills of the Kaokoveld which constitutes a hydraulic limit, restraining the lateral flows towards the basin (Figure 68). The piezometric calibration allowed us to verify the consistency of the estimations made on the aquifers' recharge (*cf. La recharge en contexte semi-aride à travers des approches physique, géochimique et isotopique*).
- Abstractions are significantly lower than the current meteoric recharge (Figure 69). At the all system scale, the resource appears to be actually preserved, as it is slightly solicited.
- The study of the model's rate budget reveals the importance of inter-aquifer exchanges, and the necessity of considering the system as a whole (Figure 69, Figure 70).

However, the model shows local discrepancies between the simulated and observed hydraulic heads, which would be the result of cumulative uncertainties. Ways of improving the calibration can obviously be considered, in particular through:

- The contribution of new subsoil data (drilling, lithology, geophysics, etc.);

- An increase in the number of pumping tests in order to refine the estimation of hydrodynamic parameters;
- Recent piezometric observation data for the entire study area, taking into account seasonal variations.

This tool can however be used as a groundwater resource management tool.

PARTIE 4. USAGES, EXPLOITATION ET DURABILITÉ

SOMMAIRE

1. Vers une exploitation durable des sources : le cas d'étude de la Namibie.....218

2. Qualité des eaux souterraines sur l'ensemble de la région d'étude 237

Indice de Qualité des Eaux (IQE) 237

3. Simulations prévisionnelles.....240

3.1. Prévisions en vue d'une sollicitation croissante de la ressource 240

3.2. Prévisions en vue d'une diminution potentielle de la recharge 240

En résumé…..... 243

In brief… 245

Cette section propose une approche sociétale des ressources en eau dans la zone d'étude, en tenant compte des usages et de l'exploitation de la ressource en eau souterraine à travers divers aspects (qualitatifs et quantitatifs). L'eau souterraine étant la principale ressource du secteur Nord-Ouest de Namibie, sa qualité et sa durabilité sont des enjeux majeurs pour ses populations.

La première section porte sur l'exploitabilité des sources localisées au Nord-Ouest de la Namibie. Celle-ci a fait l'objet d'une publication intitulée : « Toward the Sustainable Use of Groundwater Springs : A Case Study from Namibia », parue dans la revue « Sustainability Journal », et d'une communication orale à la conférence internationale « WaterNet ».

L'étude qualitative réalisée sur les points d'émergence au premier chapitre est développée à l'ensemble des eaux souterraines de la zone d'étude (forages et puits confondus) dans une seconde section. La qualité des eaux est ici uniquement évaluée d'un point de vue physique et inorganique, et ne tient pas compte des aspects microbiologiques et bactériologiques. Ces aspects ont déjà été investigués dans le bassin du Cuvelai-Etosha, et les eaux des nappes présentent un risque pour la consommation humaine (Wanke, Nakwafila and Hamutoko, 2014; McBenedict *et al.*, 2017).

Divers scénarios sont ensuite envisagés dans la dernière partie, et des prédictions sont faites, dans des cas d'augmentation des prélèvements, et de diminution de la recharge.

1. Vers une exploitation durable des sources : le cas d'étude de la Namibie.

Dans cette région aride du pays, un nombre important de sources émerge des reliefs du Kaoko. Les sources constituent des accès à une ressource durable et économique, mais sont cependant vulnérables à la pollution et peuvent-être affectées par les effets indirects du changement climatique, et de la croissance démographique.

Le but de cette étude est d'évaluer la qualité et les modes d'exploitation de cette ressource. L'évaluation de la qualité des eaux pour la consommation humaine se base sur les normes et les standards de qualité développés par l'OMS (WHO, 2011) et par le Département des Affaires de l'Eau Namibien (DWA, 1988).

Des recommandations sont ensuite faites dans le but d'améliorer la qualité des eaux, de préserver cette ressource, et de l'exploiter de façon durable.

Toward the Sustainable Use of Groundwater Springs: A Case Study from Namibia.

To cite:

Soetaert, F., Wanke, H., Dupuy, A., Lusuekikio, V., Gaucher, E. C., Bordmann, V., ... & Franceschi, M. (2022). Toward the Sustainable Use of Groundwater Springs: A Case Study from Namibia. Sustainability, 14(7), 3995.

sustainability

MDPI

Article

Toward the Sustainable Use of Groundwater Springs: A Case Study from Namibia

Fanny Soetaert [1,*], Heike Wanke [2], Alain Dupuy [1], Vanessa Lusuekikio [3], Eric C. Gaucher [4], Vincent Bordmann [5], Jean-Marc Fleury [5] and Michel Franceschi [1]

1 Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Institut National Polytechnique de Bordeaux, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), UMR 5805, University of Bordeaux, 33600 Pessac, France; alain.dupuy@bordeaux-inp.fr (A.D.); michel.franceschi@bordeaux-inp.fr (M.F.)
2 Faculty of Environment and Technology, University of the West of England, Bristol BS16 1QY, UK; heike.wanke@uwe.ac.uk
3 Department of Geology, Faculty of Science, University of Namibia, Windhoek 13301, Namibia; vanessalusuekikio@hotmail.com
4 Institute of Geological Sciences, Faculty of Science, University of Bern, 3012 Bern, Switzerland; eric.gaucher@geo.unibe.ch
5 TotalEnergies, 75015 Paris, France; vincent.bordmann@totalenergies.com (V.B.); jean-marc.fleury@totalenergies.com (J.-M.F.)
* Correspondence: fanny.soetaert@bordeaux-inp.fr

Abstract: The water supply in drylands mainly relies on groundwater, making it a crucial resource. Springs in southern Africa are often underutilized, and are neither protected nor monitored. Thus, the aim of this study was to evaluate their quality in a sample area in northwestern Namibia and to propose solutions for the sustainable use of springs. In total, 35 springs and hot springs were evaluated in the study area located in the drier part of Namibia (P_{mean} = 150–400 mm/year), an area highly impacted by ongoing climate change with longer and more frequent drought seasons. The springs there are mostly uncaptured and the discharge is in the form of surface runoff, which is mainly lost to the atmosphere by evaporation. Most of the studied springs were perennial, despite a severe drought period. Local communities rely on the springs mainly for livestock and human consumption, as well as for irrigation. However, 71% of the springs do not have any protective measures. The temperature, pH, conductivity and alkalinity were tested in situ. In total, 20 samples were collected and analyzed for major ions (boron, fluoride, silica and strontium) and total dissolved solids (TDS). The physical and inorganic results mostly indicated good and excellent quality water for human consumption, while the hot springs tended to have poor water quality in terms of Namibian standards, indicating that the water was not fit for human consumption.

Keywords: climate change; Namibia; springs; sustainable resource; water quality; water supply

check for updates

Citation: Soetaert, F.; Wanke, H.; Dupuy, A.; Lusuekikio, V.; Gaucher, E.C.; Bordmann, V.; Fleury, J.-M.; Franceschi, M. Toward the Sustainable Use of Groundwater Springs: A Case Study from Namibia. *Sustainability* **2022**, *14*, 3995. https://doi.org/10.3390/su14073995

Academic Editors: Joerg Helmschrot, Gabriel Miguel and Willem Petrus de Clercq

Received: 2 February 2022
Accepted: 11 March 2022
Published: 28 March 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

In the majority of sub-Saharan African countries, access to water, especially affordable, safe drinking water, is a major challenge. In semi-arid to arid rural areas, such as the Kaokoland in northwestern Namibia, groundwater is the main source of freshwater and is used for domestic and agricultural purposes. Unfortunately, the quality and sustainability of this resource are still uncertain and may be affected by seasonal effects, global climate change and population growth.

In this part of the country, most of the water is abstracted from shallow boreholes (<50 m) and wells. However, a surprisingly high number of springs are emerging at the surface. Some of these springs dry up during the dry season, but the majority remain perennial, sustaining wildlife, livestock and humans.

However, over the past few decades, drought, climate change and/or high groundwater abstraction in the spring catchments have disturbed the balance between recharge and spring discharge. Some perennial springs have become seasonal springs, and some seasonal springs have turned into dry springs [1]. Groundwater is becoming increasingly exploited, and this resource is becoming vulnerable [2–4]. The springs are essential for small local communities, and they represent a simple and affordable resource. However, this resource is replenished by shallow groundwater, making it more vulnerable to contamination, which may have an important impact on human health [5]. Most of the springs are not captured and do not have any protective measures, e.g., a protection zone, against contamination. Few studies have reported on the contamination of shallow aquifers in these areas. Researchers have outlined that these contaminations could either be bacteriological [6,7] or inorganic [7–11].

The aim of this study was thus to assess groundwater use and the quality of spring waters used by local communities in northwestern Namibia. To ensure the safety of drinking-water supplies, the World Health Organization (WHO) developed guidelines for drinking water [12]. The WHO values and recommendations can be adapted in each country, depending on the health and economic conditions, to create national standards. In Namibia, for water to be considered "suitable" for human consumption, it must satisfy certain quality standards developed by the Department of Water Affairs [13].

Based on these guidelines and standard values, the specific parameters of pH, electrical conductivity, total dissolved solids (TDS), and the major ions calcium, magnesium, potassium, chloride, sulfate, nitrate and fluoride are evaluated to determine if the water is fit for human consumption. These are standard parameters that have been used in several studies from other countries to evaluate groundwater quality [14–16].

The Water Quality Index (*WQI*) is also used in this work as an alternative way to determine the water quality and determine if it is fit for human consumption. This method, first developed by Horton (1965) [17], has been commonly used [15,16,18,19].

Unfortunately, due to the travel restrictions caused by the COVID-19 pandemic, some of the initially scheduled field investigations were canceled. This study does not consider the potential effects of the seasonality on the hydrochemistry of the springs, which could have an impact on the value of the parameters [7,15] and the spring discharge flow.

Based on this case study, recommendations have been developed for the sustainable exploitation and protection of springs in Namibia and in other regions that are similar in terms of climate, hydrogeology and land use.

The first section of this manuscript briefly presents the geological and hydro-climatic regional context. It also describes the hydrogeological control of the springs' occurrence in the study area: northwestern Namibia. The next section develops the materials and methods used for this work. One section is dedicated to a brief overview of the springs' uses and protection based on field observations. The following section is dedicated to the presentation of the geochemical results, which are based on physico-chemical characteristics. The next section contains the interpretation and discussion of the evaluation of the water quality of the springs in Namibia, with a focus on Kaokoland, northwestern Namibia, to determine potential sources of pollution. The last section is dedicated to recommendations, based on the WHO guidelines for drinking water, to maintain and improve groundwater quality and quantity, and to use this resource sustainably.

2. Study Area

This study was carried out in northwestern Namibia, mostly in the western Kunene and Omusati regions, in the western part of Kaokoland, and also in the Otavi Mountain Land (Figure 1). The majority of the springs in Namibia are located in the mountain zones of the Damara Belt and the Kaoko Belt (Figure 1), emerging at altitudes between 600 and 1450 m.

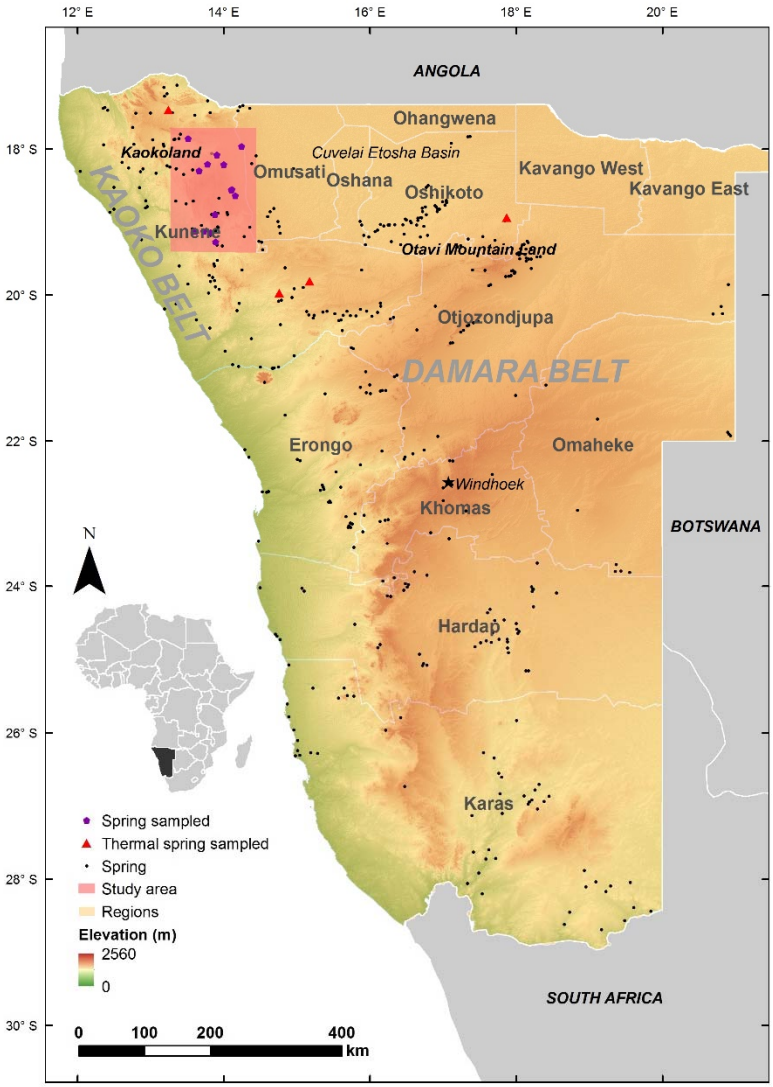


Figure 1. Topographic map showing spring occurrences and the location of the studied area, which includes the eastern Kunene and western Omusati areas, and the locations of the studied thermal springs in northwestern Namibia.

2.1. Hydro-Climatic Context

In the arid and semi-arid country of Namibia, precipitation is scarce and highly variable, both temporally and locally. In the northwestern region, rainfall events mainly occur between October and April, and the mean annual precipitation ranges between 150 mm/year in the west to 400 mm/year in the east, while the potential evapotranspiration can exceed 3000 mm/year. The average annual temperature is 20 to 25 °C and can reach 35 °C between September and January [20].

Except for the Namibian border rivers, no surface water is perennial in the country. The occurrence, distribution, and extension of surface runoff are seasonal and depend on precipitation [1,3,21,22].

Namibia has often experienced drought periods, especially over the past few decades [23–25], but one of the worst drought episodes in the country occurred in 2019 [26–30].

2.2. Regional Geology

The study area, situated on the western rim of the Cuvelai-Etosha Basin (CEB, Figure 1), is bounded by two orogenic belts resulting from the collision between (i) the Congo Craton and the Kalahari Craton, and (ii) the Congo Craton and the Rio de la Plata Craton, during

the Neoproterozoic Pan-African Orogeny [31,32], which formed the Kaoko Belt to the west and the Damara Belt to the south (Figure 1).

The oldest (Pre-Damaran) rocks present in the area are Paleoproterozoic metamorphic complexes of volcanic, granite and gneiss rocks (Figure 2), which characterize the basement of the CEB. Largely outcropping on the western rim of the basin, eastern Kaokoland, the Neoproterozoic Damara Supergroup [32] constitutes the main succession of the Northern Otavi Platform (Figure 2). The oldest deposits of the Damara Supergroup are the synrift fluvio-clastic metasediments of the Nosib Group, followed by an important carbonate platform with deposits of the Otavi Group, and the syn-tectonic clastic deposits of the Mulden Group, which rest on the Otavi dolomites. The Karoo succession reflects climate change during the Paleozoic, with glacial tillite deposits of the Dwyka Formation along the valleys. Resting in a disconformable manner on the Karoo Formation, the Kalahari group consists of Tertiary to recent sands, gravel, calcrete, and clay formations, which can reach a thickness of 600 m toward the basin [32]. The Etosha Calcrete Formation is a groundwater calcrete cover formed by springs emerging at the base of the karstic Otavi carbonate ridges that form the western and southern margins of the basin [33,34] (Figure 2).

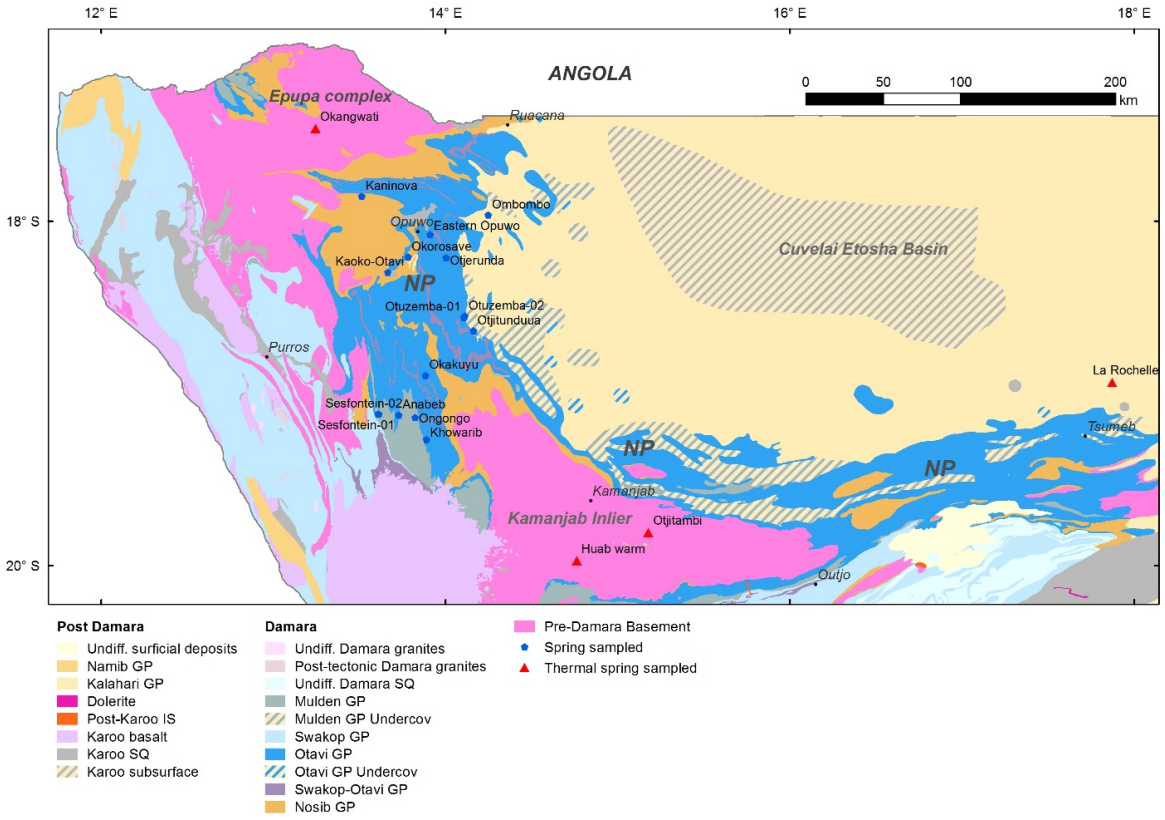


Figure 2. Simplified geological map and locations of the sampled springs in northwestern Namibia (map from the Geological Survey of Namibia).

2.3. Spring Occurrence and Control in a Hydrogeological Context

A spring corresponds to an emergence point where groundwater flows out to the surface [35]. In Namibia, most of the springs are located in or at the base of the carbonate and dolomitic rocks of the Otavi Group (Figure 2) [1,33]. This group is characterized by fractured aquifers of moderate hydrogeological potential. However, the contact between the non-porous rocks of the Nosib or Mulden groups (aquitards) shows a much larger karstification phenomenon, and springs were mainly identified at these stratigraphic contacts, especially in the Sesfontein area [1]. The emergence of the springs can be structurally controlled at a fracture contact (Figure 3).

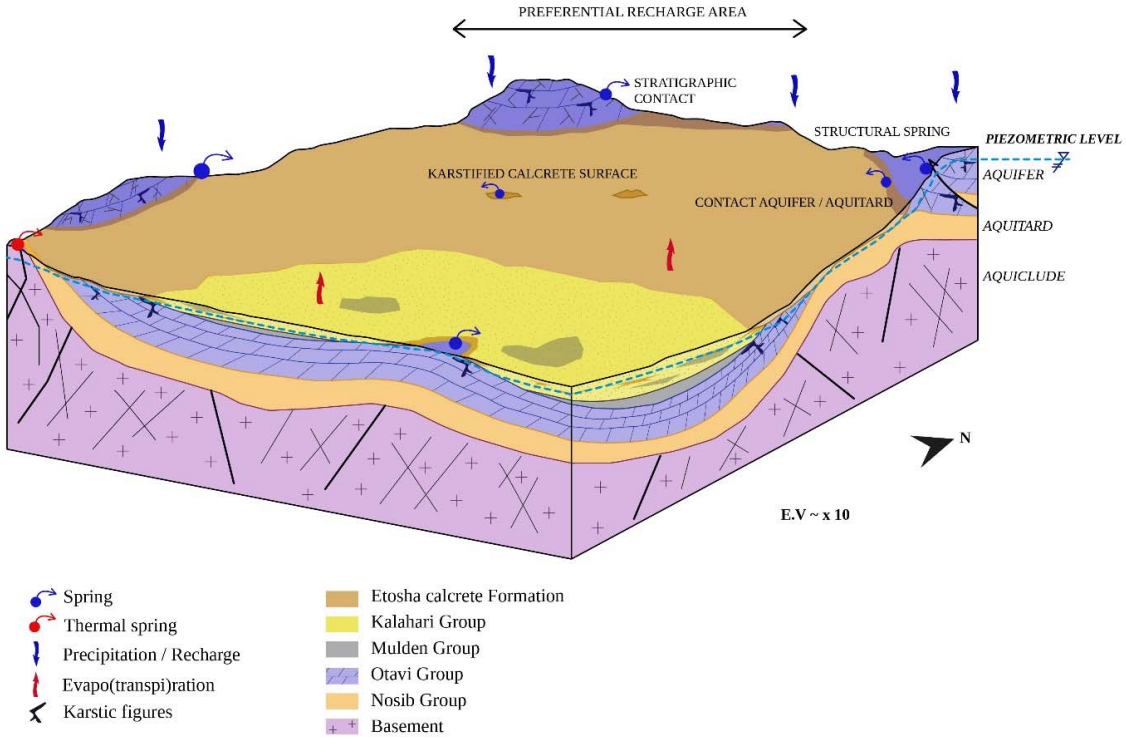


Figure 3. 3D sketch illustrating spring control and occurrence in northwestern Namibia.

At the foot of the karstic dolomitic Otavi Group reliefs of Kaokoland, mostly at the bottom of valleys [36], some springs seep from the thick karstic calcrete deposits of the Etosha Calcrete Formation (Figure 3). In the context of very high potential evaporation, these springs have built-up a calcrete deposit [37] which locally can exceed 100 m in thickness [33,38].

Most of the geothermal springs visited emerge from deep fractures (Figure 3) localized in one of the oldest rocks outcropping in Namibia [39,40], i.e., in the granite and/or para- to ortho-gneiss rocks from the Archaean that define the basement.

3. Material and Methods

Groundwater from sixteen springs and four thermal springs (Figure 2) was sampled as close to the point of emergence as possible. These springs were sampled from 5 February to 10 February 2019. Very low amounts of precipitation were measured 3 days before the sampling took place (6 mm, Appendix A).

The following parameters were measured in situ using a portable Hach multimeter that was calibrated twice per day: temperature (T); pH; electrical conductivity (EC); and dissolved oxygen (O_2). The alkalinity was measured and calculated in situ by titration. Then, 200 mL of water was sampled and filtered through a 0.1 µm filter on-site and kept in cold storage until chemical analyses were performed in the laboratory. The major ion concentrations (Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, NO_2^-, F^-, K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}), the alkalinity (as $CaCO_3$), the concentrations in Fe and Mn, and turbidity were analyzed at Analytical Laboratory Services in Windhoek, Namibia. The concentrations of the cations K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe and Mn were analyzed using an inductively coupled plasma optical emission spectrometer (ICP-OES). The alkalinity was analyzed using the acidimetric method. NO_3^- and NO_2^- were determined using the colorimetric method, and the turbidity, SO_4^{2-}, F^- and Cl^- were measured using the nephelometric, turbidimetric, electrometric and argentometric methods, respectively.

One hundred and sixteen existing hydrogeochemical results for springs throughout Namibia were collected from the GROWAS II Database (DWA, Department of Water and Agriculture) of the Ministry of Agriculture, Water and Forestry (MAWF).

The Water Quality Index (*WQI*) was used to assess water quality in this study. The *WQI* is widely used and essential to evaluating the quality of surface water and groundwater to determine if it is safe for human consumption. The *WQI* was calculated using the weighted arithmetic water quality index, which was originally proposed by Horton (1965) [17] and developed by Brown et al. (1972) [41].

The *WQI* is calculated by assigning a weight (w_i) to each parameter (pH, TDS, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, $SO_4{}^{2-}$, Cl^{-}, $NO_3{}^{-}$ and F^{-}) according to its relative importance to the quality of water for drinking purposes [42]. A weight between 1 and 5 was assigned to each of the parameters according to their effects on water quality [18]. Total dissolved solids, nitrate and fluoride were assigned the highest weight because of the impact they have on water quality. Chloride and potassium were given the minimum weight [18]. The computed relative weight (W_i) values for the geochemical parameters are presented in Table 1; they were calculated according to the following equation:

$$Wi = \frac{w_i}{\sum_{i=1}^{n} w_i}, \quad (1)$$

where W_i is the relative weight, w_i is the weight of each parameter and n is the number of parameters.

The quality rating q_i was computed using the concentration of each parameter in groundwater (C_i) and the Namibian Drinking Water Standard (S_i) for each parameter [13]:

$$q_i = \frac{C_i}{S_i} \times 100, \quad (2)$$

where C_i is the concentration of each chemical parameter for each groundwater sample (in mg/L), and S_i is the Namibian Drinking Water Standard for each chemical parameter (in mg/L) according to the guidelines given by the DWA [13].

The quality rating for pH is calculated using the following equation:

$$q_{i(pH\ only)} = 0.129 \times \mathrm{ABS}(100 \times (pH_i - 7.5)\Big), \quad (3)$$

where pH_i is the observed pH value.

The *WQI* is finally calculated using the following equation:

$$WQI = \sum W_i \times q_i, \quad (4)$$

where q_i is the rating for each parameter and W_i is the relative weight of each parameter.

The computed *WQI* values are classified into five water quality categories (Table 2).

Table 1. Relative weights of chemical parameters, Namibian Standards for class A drinking water and World Health Organization (WHO) guidelines.

	Namibian Standards for Class A Drinking Water [13]	**WHO (2011) Recommended Values**	**Weight (w_i)**	**Relative Weight $W_i = \frac{w_i}{\sum_{i=1}^{n} wi}$**
pH	6.5–8.5	6.5–8.5	4	0.1290
Electrical conductivity (EC; µS/cm)	1500	1000	4	
Total dissolved solids (TDS; mg/L)		1000	5	0.1613
Calcium (mg/L)	150	75	2	0.0645
Magnesium (mg/L)	70	50	2	0.0645
Sodium (mg/L)	100	200	3	0.0968
Potassium (mg/L)	200	12	1	0.0323
Chloride (mg/L)	250	250	1	0.0323
Sulfate (mg/L)	200	250	3	0.0968
Nitrate (mg/L)	10	50	5	0.1613
Fluoride (mg/L)	1.5	1.5	5	0.1613
			$\sum w_i = 31$	$\sum W_i = 1.0000$

In addition, all single parameters from the GROWAS database were used to evaluate and characterize the groundwater quality with respect to permissible values for human consumption, based on the guidelines for drinking water quality of the World Health Organization [12] and the Namibian Standards for the Evaluation of Drinking Water Quality for Human Consumption [13]. The Namibian Standards classify the water quality into four groups: A—excellent; B—acceptable; C—low risk; D—high risk or unsuitable for human consumption. Table 2 presents the permissible standards for class A water together with the WHO recommended values.

Table 2. Water quality according to the *WQI* [42].

WQI		Water Quality
<50		Excellent
50–100		Good
100–200		Poor
200–300		Very poor
>300		Unsuitable

This study is only based on the inorganic composition of groundwater, and it does not take into account organic or bacteriological components, which have already been analyzed in the Cuvelai Etosha Basin, notably, in hand-dug wells [43].

4. Field Observations

Despite a severe drought period in Namibia in 2019 and 2020 [24,28], some of the springs visited still showed flowing water, and only a few of them were dry. Of the thirty-five springs visited, only three were dry, and they were potentially seasonally dry. Sixteen of the springs were not captured or were captured in a very basic way using only a small trench dug around the emergence point (9). Twenty-five springs had some protective measures around the emergence point (Table 3). All of these springs are mostly used for livestock watering, the irrigation of small community gardens and, when there is no borehole substitution, human consumption. Livestock usually drinks directly from the spring without any separation from the collection point for human consumption. Despite the fact that these groundwater resources are used by all the communities in the area, none of these emergence points are monitored, nor are they controlled to guarantee groundwater quality. Table 3 contains the spring capture methods observed as well as the protective measures taken for springs in northwestern Namibia, and Figure 4 provides some photos of field observations.

Table 3. Spring capture methods and protective measures observed during the study.

		Number of Springs
Uncaptured		16
Captured	Small trench/ditch dug	9
	Pipe	4
	Hand pump	3
	Pump	2
	Other (pool, etc.)	1
No protection		25
Protective measures	Deepened hole and concrete	7
	Low wall around the spring	3



Figure 4. Photos of some example springs in the study area. Upper left: Open-air Otjitunduwa Spring on a calcrete surface with no protective measures. Upper right: Dried-up spring. Lower center: Otjerunda Spring, which is captured with a hand pump.

At locations with unprotected springs, where the emergence is open air and easily accessible, the water is turbid and presents suspended matter. Some springs distinctly show the flowing of clear water, but some of them present lower flow rates or low seep. Three of the thermal springs visited were used for human consumption, livestock watering and irrigation, and two of them were used as hot pools for tourism.

5. Results

5.1. Physico-Chemical Parameters

The temperature of the studied springs in northwestern Namibia varied from 20.1 to 32.0 °C, while the temperature of the thermal springs varied from 41 to 44.1 °C. The electrical conductivity of the samples was variable; the electrical conductivity must be between 701 and 1271 µS/cm for class A springs (water with excellent quality). Two of the springs were above the limit of 1000 µS/cm given by the guidelines of the World Health Organization. The EC varied from 1124 to 2740 µS/cm in geothermal springs, and many were not in class A but were still in class B (water with acceptable quality). The pH of all the springs sampled varied between 6.75 and 7.89. The limits, medians and averages of the physico-chemical field parameters are given in Table 4.

Table 4. Physico-chemical parameters of the springs and thermal springs.

		Cold Springs	Thermal Springs
Temperature (°C)	Minimum	20.1	41.0
	Maximum	32	44.1
	Average	27.8	43.0
	Median	27.8	43.5
pH	Minimum	6.80	6.75
	Maximum	7.62	7.89
	Average	7.09	7.48
	Median	6.99	7.64
Electrical conductivity (µS/cm)	Minimum	701	1124
	Maximum	1271	2740
	Average	916	1938
	Median	912	1943

5.2. Major Ions

Figures 5 and 6 present the chemistry of the springs in the form of a Piper diagram and Schoeller diagram, which were used to identify the different water facies observed in the study area (in black, Figure 5) and those from the GROWAS database (in grey, Figure 5).

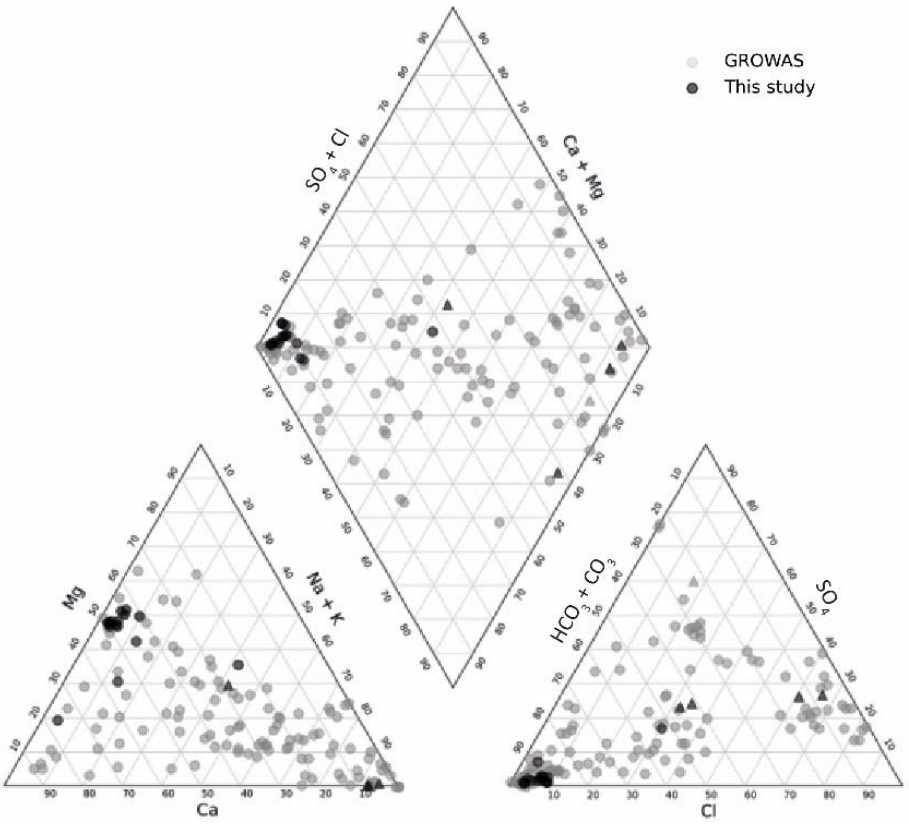


Figure 5. Piper diagram of water springs (dots) and thermal springs (triangles) from the GROWAS database (light grey) and from samples from northwestern Namibia from 2019 to 2020 (black).

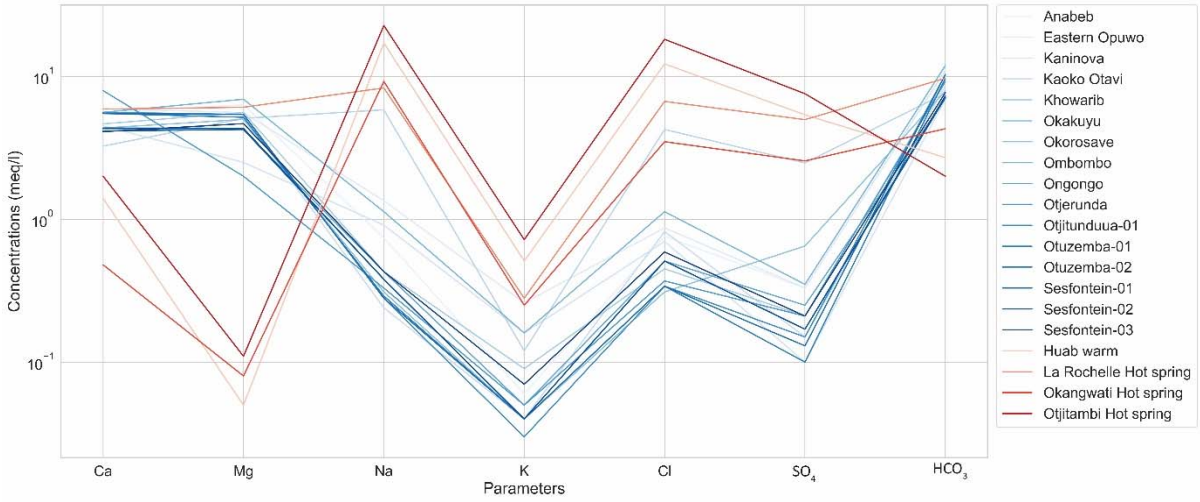


Figure 6. Schoeller diagram of groundwater from springs (blue) and thermal springs (orange and red) sampled in this study.

The twenty sources sampled for this study covered similar geochemical facies, as shown by the springs from the Namibia-wide GROWAS dataset. The dominant water facies of the springs in northwestern Namibia (black dots in Figure 5 and blue lines in Figure 6) and all Namibian springs (GROWAS) was principally Ca-Mg-HCO_3. Some springs did not show dominant ions and presented a mixed water type. Potassium and sulfate were the major ions that had the lowest concentrations in the springs (Figure 6).

The majority of the thermal springs (black triangles in Figure 5 and orange and red lines in Figure 6) were located in the Na-Cl-HCO_3 area, except for the La Rochelle Hot Spring, which had no dominant ions. Magnesium, potassium and calcium were the major ions that had the lowest concentrations in hot springs.

The Schoeller diagram in Figure 6 clearly distinguishes the Ca-Mg-HCO_3 water facies of the springs from the Na-Cl water facies of the thermal springs, except for the La Rochelle Hot Spring, which presented mixed facies. The thermal springs also generally had a much higher SO_4 content.

Table 5 presents the concentrations of major ions in the springs and thermal springs sampled in the area of interest (see Figure 1 for locations) compared to the Namibian Standards for the Evaluation of Drinking Water for Human Consumption [13]. Almost all the springs visited in northwestern Namibia showed ion concentrations that fell into class A (excellent quality). Three of these springs had sodium, magnesium or calcium concentrations slightly above the class A threshold (134 mg/L, 83 mg/L and 159 mg/L), but they did fall within class B, indicating water with an acceptable quality (in yellow, Table 5).

All the thermal springs (TSs) had at least two ion concentrations higher than the class A limits. Sodium and fluoride concentrations ranged between 191 and 522 mg/L and between 1.6 to 8.7 mg/L, respectively; all of these values exceeded the class A limits. Some of these hot springs fell into class B, water with an acceptable quality (in yellow, Table 5), and some of them into class C (water with a low health risk, in orange). The majority of the fluoride concentrations fell into class D, water with a high health risk (in red). The sulfate and chloride concentrations were also above the class A limits for three and two, respectively, of the thermal springs analyzed.

The turbidity measured in the springs was extremely variable; one spring was classified as class D (water with a high health risk) with regard to turbidity (in red, Table 5), one was in class C (water with a low health risk, in orange) and four samples were in class B (acceptable quality, in yellow). Only seven springs showed turbidity values that fell in class A (excellent water quality). The turbidity values measured in the thermal springs were below the class A limit.

The TDS concentrations were below the WHO limit of 1000 mg/L in all the springs sampled, but they were above this limit in the majority of the thermal springs, with the exception of Okangwati Hot Spring.

Table 5. Conductivity and concentrations of major ions of visited springs and thermal springs. Cells without color indicate ion concentrations in class A—excellent water quality according to the Namibian Standards. Yellow indicates ion concentrations in class B—acceptable quality. Orange indicates ion concentrations in class C—low health risk; red indicates ion concentrations in class D—high health risk. TS = thermal spring. See Figure 2 for spring locations.

Name	SO_4^{2-}	NO_3^-	F^-	Cl^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	TDS	Turbidity
					mg/L						NTU
Eastern Opuwo	16	0.8	0.3	31	31.0	10.0	119	67	677.0	750.4	17.0
Anabeb	16	4.5	0.2	27	17	2.2	110	76	665	732.0	0.8
Kaninova	5	5.2	0.1	25	21.0	6.4	90	30	423.5	437.5	
Kaoko Otavi	7	1.8	0.1	29	5.5	1.4	111	64	525.0	628.5	
Khowarib	119	1.1	0.7	151	134.0	4.7	65	61	463.6	902.5	5.3
Okakuyu	10	3.1	0.2	16	10.0	3.6	93	67	573.0	625.8	0.2
Okorosave	31	4.5	0.2	11	7.2	1.7	87	60	482.0	560.8	0.4
Ombombo	17	1.0	0.7	40	26.0	6.4	112	83	726.0	796.0	1.5
Ongongo	12	7.4	0.2	18	10.0	1.8	86	51	427.0	535.3	0.3
Otjerunda	10	2.8	0.1	13	7.7	1.8	159	24	561.0	617.1	0.8
Otjitunduua-01	7	3.9	0.2	12	6.5	1.3	112	65	628.0	653.3	1.6
Otuzemba-01	5	3.6	0.2	12	6.6	1.4	110	62	592.0	635.2	0.6
Otuzemba-02	6	2.8	0.2	12	6.4	1.4	110	65	628.0	653.3	1.5
Sesfontein-01	8	7.9	0.1	18	8.8	1.4	83	51	433.1	530.0	0.4
Sesfontein-02	8	7.7	0.1	18	8.8	1.4	87	52	445.3	529.3	1.6
Sesfontein-03	10	3.6	0.1	21	9.8	2.6	82	56	469.7	542.7	0.85
Huab Warm TS	258	0.9	8.7	434	394.0	20.0	28	0.6	164.7	1399.0	0.2
La Rochelle TS	239	<0.5	1.6	237	191.0	11.0	118	73	588.8	1204.7	
Okangwati TS	123	1.9	13.0	124	212.0	9.9	9.6	1.0	262.3	753.1	0.5
Otjitambi TS	363	0.5	7.6	645	522.0	28.0	40	1.3	119.6	1835.8	0.1

5.3. Water Quality Index

The *WQIs* calculated for each of the springs and thermal springs in Namibia are shown in Figure 7. The majority of the springs (66%) showed excellent to good water quality (in blue and green, Figure 7), 17% had poor water quality (in yellow), 7% had very poor water quality (in orange) and 10% had water unsuitable for human consumption (in red).

Table 6 shows the *WQIs* calculated for each of the "cold" springs (Sp) in the study area as well as those calculated for the thermal springs. In the area of interest, every cold spring (non-thermal) showed excellent or good water quality for drinking purposes. However, the majority of thermal springs (TS) had poor water quality, except for one (La Rochelle) that had good water quality.

Table 6. Computed *WQI* for each studied spring. Sp = "cold" spring; TS = thermal spring.

Spring Name	Type	*WQI*	Water Quality
Anabeb	Sp	44.6	Excellent
Eastern Opuwo	Sp	44.9	Excellent
Kaninova	Sp	29.1	Excellent
Kaoko Otavi	Sp	31.4	Excellent
Khowarib	Sp	58.2	Good
Okakuyu	Sp	40.4	Excellent

Table 6. *Cont.*

Spring Name	Type	*WQI*	Water Quality
Okorosave	Sp	40.6	Excellent
Ombombo	Sp	45.3	Excellent
Ongongo	Sp	38.1	Excellent
Otjerunda	Sp	38.3	Excellent
Otjitunduua-01	Sp	42.6	Excellent
Otuzemba-01	Sp	40.9	Excellent
Otuzemba-02	Sp	38.2	Excellent
Sesfontein-01	Sp	38.0	Excellent
Sesfontein-02	Sp	41.0	Excellent
Sesfontein-03	Sp	25.7	Excellent
Huab Warm Hot Spring	TS	156.9	Poor
La Rochelle Hot Spring	TS	78.8	Good
Okangwati Hot Spring	TS	168.6	Poor
Otjitambi Hot Spring	TS	171.8	Poor

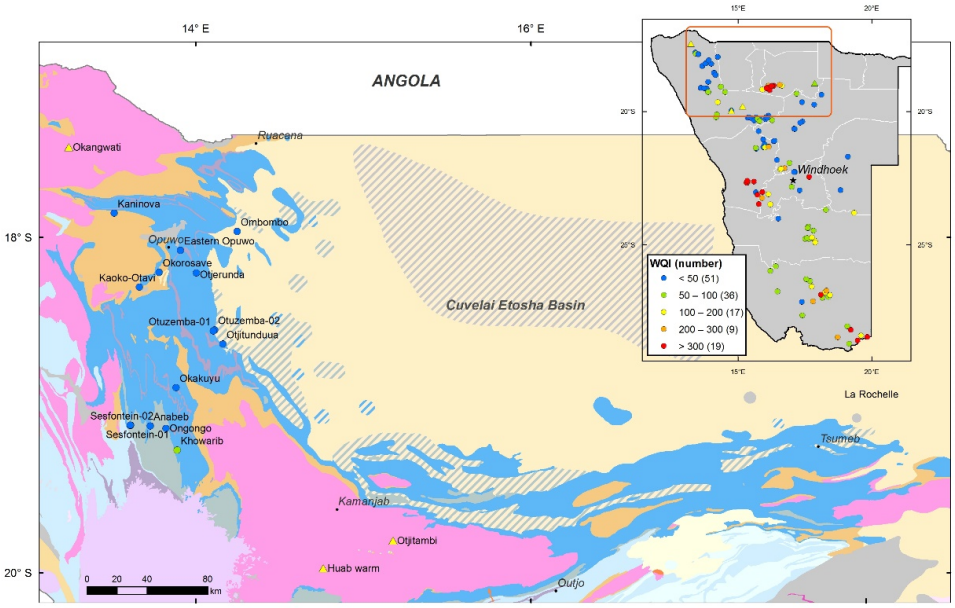


Figure 7. Map showing *WQI* for springs and thermal springs in Namibia that focuses on springs sampled in this study (blue = excellent water quality; green = good water quality; yellow = poor water quality; orange = very poor water quality; red = water unsuitable for human consumption).

6. Interpretation and Discussion

In northwestern Namibia, communities essentially rely on groundwater due to the lack of perennial surface water. However, a high percentage of perennial springs potentially reflect moderate-to-good groundwater potential in this arid area. The springs also present the cheapest water resource, as water from a spring can be captured at the direct emergence point without any cost.

6.1. Water Facies

Assuming that groundwater is in equilibrium with the minerals within the aquifer, as assumed in the calculation of the saturation index (SI) using the PHREEQC package [13], water facies mainly originate from water–rock reactions but could be influenced by human activities. The water facie Ca-Mg-HCO_3 is the most representative of springs in the study area, and it is very typical of carbonate and dolomitic rocks [1,44–47]. Most of the springs have water that is in equilibrium with calcite and disordered dolomite (Appendix B); calcium and magnesium derive from the geological formations from which the majority of

the springs emerge. Bicarbonate (HCO_3) is formed by the interaction of dissolved carbon dioxide and limestone and dolomite.

The Na-Cl water type is only recorded in the thermal springs and represents the main facies of this groundwater type in northwestern Namibia; it is strongly correlated to the high electrical conductivity values measured. Sodium and chloride are the common constituents of many minerals that are highly soluble [48], and they may be related to evaporitic rocks or prolonged water–rock reactions occurring at high temperatures at depth, resulting in highly mineralized waters; this would explain the high concentrations of dissolved salts [49].

The main source of fluoride in thermal springs is probably the magmatic granite and gneisses forming the bedrock complex [10,50]. As shown in Appendix B, the majority of the thermal springs show an equilibrium with fluoride, which is a common element widely distributed throughout the Earth's crust. High concentrations of SO_4^{2-} are also observed in this bedrock context, and could have originated from the deep circulation and oxidation of sulfide minerals from the Earth's crust [8,10,48].

6.2. Water Quality

Regarding the water quality, the high turbidity values of the majority of springs indicate a large amount of particulate matter, which can originate from microorganisms and/or fine inorganic material, and is unfit for human consumption. Every spring that has a turbidity higher than the class A limit does not have any protective measures at its emergence, with immediate access for communities, livestock and wild animals. Livestock breeding might be the main cause of these high turbidity values. Apart from these high turbidity values, all the inorganic constituents measured in spring waters are within the limits set by the Namibian drinking water standards, with the groundwater classified as having excellent and good water quality.

In all thermal waters that have poor and very poor water quality in terms of the *WQI* range, fluoride and sodium concentrations are above the class A limits (1.5 mg/L and 100 mg/L, respectively), and chloride and sulfate concentrations also fall into classes B and C in some thermal springs. At these levels, these ions do not really present a threat for human consumption, but they could affect the taste, odor or appearance of the water [12].

No elevated concentrations are found for parameters typically influenced by human activities (e.g., nitrate or potassium). Due to the very low population density in the study regions [20,22], the impact of anthropogenic activities is low; this is consistent with the observed low nitrate concentrations. In other parts of Namibia, over the past few decades, nitrate contamination due to the use of fertilizers and/or feces contamination from livestock has been documented [7,11,51–53].

7. Recommendations for Yield and Quality Improvement, and Sustainability of the Resource

As they do not require the installation of any equipment, the springs certainly represent the cheapest groundwater resource, but their yield and durability remain uncertain. A water governance and management plan is then essential for the sustainable, equitable and affordable governance of this resource; recommendations to support these resources are given below.

Protection plan and capture improvement. The springs indicate the presence of near-surface groundwater that is more vulnerable to contamination from the surface. Pollution may be a threat to human consumption. Emergence points with some protective and extraction measures (for example, a hand pump) allow easier water extraction and have better physical and chemical quality according to our study. Covering the direct discharge area and, when possible, deepening the pond and/or lining it will improve both water extraction and water quality. When the springs are the only resource for local communities, especially close to urban zones, an upstream borehole is an alternative in case of a decrease in the groundwater level or the seasonal dry-up of the spring. This would require some

investment and operational costs, but it is also a safer option for drinking water, avoiding most common sources of contamination.

Basic treatment and water valorization. For safe human consumption, water should generally be disinfected, using either chlorination or UV treatment. Appropriate filtration methods should be employed to reduce the turbidity. The filtration of particulate matter will reduce the turbidity, reduce the number of microorganisms and improve the effectiveness of disinfection [12]. In this study, bacteriological components were not measured, but other studies [43] have revealed contamination problems that could be solved using these methods.

The thermal springs do not meet the potability requirements for human consumption, as they are highly mineralized and unfit for human consumption according to the guidelines from the WHO. However, the geothermal springs are often valued for other benefits, e.g., the health aspects of certain minerals, and they are used in medicine or for recreational purposes due to their high mineralization. Further studies are recommended from the point of view of thermalism, as mineral or medicinal water could add value to these springs and could provide a source of income for local communities.

Monitoring and surveillance. Surveillance is an important element in the improvement of the quality and quantity of the drinking water supply [12]. Water quality monitoring of both geochemistry and bacteriology (E. coli, Enterococcus, etc.) should be performed annually. The monitoring of the water level and discharge will also help to prevent a decrease in the groundwater level and the drying up of the spring.

Promoting public awareness. To inform local communities about the vulnerability of groundwater resources and the risks of human consumption, it is essential to inform them about the impact of their practices on water resources to allow them to control water abstractions and protect them from contamination, especially bacteriological contamination, to ensure safe consumption.

8. Conclusions

This study focused on the springs in northwestern Namibia. One of our first observations was the perennial nature of the springs, even during the dry season and during one of the most severe drought episodes recorded in Namibia in the last 90 years. This could indicate a potential permanent resource.

The major Ca-Mg-HCO_3 facies defining the majority of the springs were characteristic of the main dolomitic aquifers of the Otavi Group and the groundwater calcrete. The thermal springs showed Na-Cl facies, which may be the result of water–rock reactions at high temperatures at depth.

The groundwater quality of these springs was evaluated using the *WQI* method; the measured values were compared with the Namibian Standards for the Evaluation of Drinking Water for Human Consumption and the guidelines from the World Health Organization (WHO). The majority of the springs visited in Kaokoland had excellent and good groundwater quality for drinking purposes. Nevertheless, the majority of the thermal springs had a poor water quality with respect to the Namibian Standards, but they should be considered for alternative activities (thermalism, balneotherapy). The turbidity parameter represents the main element with values above the potability threshold, due to particulate matter and potentially the presence of microorganisms. In general, fluoride, sulphate, chloride and sodium concentrations in thermal springs are higher than the reference values from the Namibian Standards for drinking water. The saturation index table presented in Appendix B reveals that geogenic processes are the main factor affecting the groundwater quality in the study area. The very low population density can explain the low concentrations of chemicals typically related to human activities, such as nitrate and potassium. Proper filtration and treatment methods should be developed to decrease these physico-chemical parameters and to limit the products of pollution to acceptable concentrations for human consumption.

Due to climate change, more meteorological extremes are predicted, including increases in the duration and frequency of drought events; this may lead to the scarcity of water resources, especially in semi-arid countries such as Namibia. Thus, the use of groundwater, which is more resilient to hydrological extremes over longer time periods than surface water resources, will become more important, and if properly managed, monitored and protected, the springs in northwestern Namibia could become a true lifeline for local communities.

Some other basic recommendations, such as deepening the springs, installing concrete enclosures and covers and installing hand pumps, would considerably help to improve spring capture and to limit the direct pollution of the emergence point at a low cost. Monitoring and public awareness are essential to preserving both the quality and sustainability of the resource.

Due to sanitary conditions, the data were only collected during one mission. This study did not take into consideration the temporal variations of the inorganic parameters of groundwater. Even for arid countries such as Namibia that only experience two seasons (a dry season and a rainy season), it has been proven in the literature that some parameters can vary seasonally [7,15]. Despite the fact that this mission was undertaken during severe drought episodes, the study does not show evidence of temporal changes in the discharge flow. It would be interesting to further investigate the temporal variations of the dewatering flow rate, as well as the chemical parameters, to highlight a potential seasonal effect.

Author Contributions: Conceptualization, F.S., H.W.; methodology, H.W., F.S.; validation, H.W., E.C.G.; investigation, F.S., V.L., V.B, J.-M.F., E.C.G., H.W.; data curation, F.S.; writing—original draft preparation, F.S., H.W.; writing—review and editing, H.W.; supervision, H.W, A.D., M.F., V.B., J.-M.F., E.C.G.; funding acquisition, V.B., J.-M.F. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This project was sponsored by TotalEnergies.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: Not applicable.

Acknowledgments: The authors would like to thank the Department of Water Affairs of the Ministry of Agriculture, Water and Forestry for sharing their data. The authors would like to thank the reviewers for all their constructive and helpful comments on this manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

Appendix A

PHREEQC interactive V3.4 [54] was used to determine the saturation indices (SIs) and the equilibrium with different minerals in the groundwater. The results are shown in the following table. A positive SI indicates over-saturation of the mineral and a negative SI indicates under-saturation. An SI of 0 ± 0.15 is considered to indicate equilibrium conditions (in green).

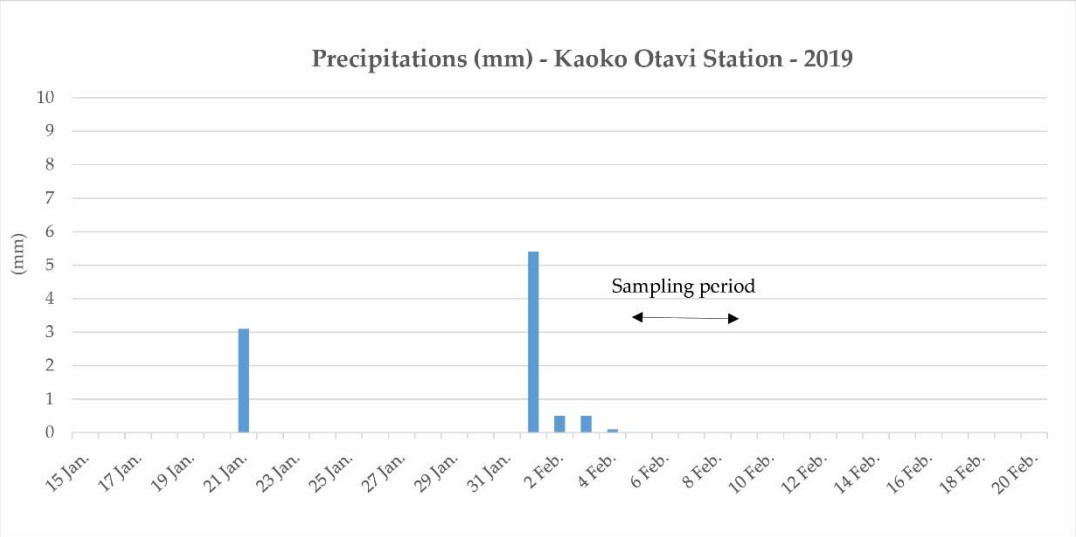


Figure A1. Samples were taken from 5 February to 10 February 2019. Very low precipitation values were registered at Kaoko Otavi Station (see Figure 2 for its location) three days before.

Appendix B

Table A1. Saturation indices for minerals calculated with PHREEQC [54].

	Saturation Indices of Minerals								
Name	**Calcite**	**Gypsum**	**Dolomite**	**Dolomite (d)**	**Quartz**	**Chalcedony**	**Fluorite**	**Barite**	**Rhodochrosite**
Anabeb	0.35	−2.45	1.00	0.49			−2.52		−1.39
Eastern Opuwo	0.28	−2.34	0.60	0.03			−1.93		−0.14
Kaninova	0.29	−2.84	0.46	−0.09	0.35	−0.08			−2.30
Kaoko Otavi	0.55	−1.74	1.45	0.91			−1.57		0.09
Khowarib	0.10	−1.29	0.48	0.00	0.33	−0.05	−0.85		−1.65
Okakuyu	−0.08	−2.63	0.07	−0.48			−2.44		−2.70
Okorosave	0.06	−2.15	0.33	−0.21	0.08	−0.34	−2.48	−0.20	−2.54
Ombombo	0.86	−2.39	1.97	1.43	0.51	0.09	−1.35	0.14	−0.70
Ongongo	−0.06	−2.55	0.07	−0.45			−2.50		−2.64
Otjerunda	0.47	−2.39	0.55	0.03	0.10	−0.31	−2.84	−0.67	−2.42
Otjitunduua-01	0.25	−2.73	0.68	0.15	0.11	−0.30	−2.44	−0.55	−2.50
Otuzemba-01	0.17	−2.86	0.44	−0.11			−2.36		−2.55
Otuzemba-02	0.29	−2.79	0.70	0.15			−2.37		−2.45
Sesfontein-01	0.35	−2.74	0.90	0.38			−3.12		−2.27
Sesfontein-02	0.14	−2.72	0.48	−0.05			−3.11		−2.47
Sesfontein-03	0.38	−2.65	0.95	0.41			−3.07		−2.24
Huab Warm TS	0.09	−1.75	−1.02	−1.50	0.50	0.13	0.10	0.02	−0.59
La Rochelle TS	0.09	−2.71	0.28	−0.27	0.12	−0.31			−2.61
Okangwati TS	−0.03	−2.40	−0.57	−1.05	0.36	−0.02	0.09	−0.34	−0.84
Otjitambi TS	−0.34	−1.53	−1.71	−2.20	0.64	0.26	0.11	0.02	−1.55

References

1. Christelis, G.; Struckmeier, W. *Groundwater in Namibia—An Explanation to the Hydrogeological Map*; Ministry of Agriculture, Water and Rural Development: Windhoek, Namibia, 2011; 132p.
2. Aslam, R.A.; Shretha, S.; Pandey, V.P. Groundwater Vulnerability to Climate Change: A Review of the Assessment Methodology. *Sci. Total Environ.* **2018**, *612*, 853–875. [CrossRef]

3. Dirkx, E.; Hager, C.; Tadross, M.; Bethune, S.; Curtis, B. *Climate Change Vulnerability and Adaptation Assessment Namibia*; Final Report; UNDP: New York, NY, USA, 2008.
4. Ouedraogo, I.; Defourny, P.; Vanclooster, M. Mapping the Groundwater Vulnerability for Pollution at the Pan African Scale. *Sci. Total Environ.* **2016**, *544*, 939–953. [CrossRef]
5. Li, P.; Karunanidhi, D.; Subramani, T.; Srinivasamoorthy, K. Sources and Consequences of Groundwater Contamination. *Arch. Environ. Contam Toxicol.* **2021**, *80*, 1–10. [CrossRef]
6. McBenedict, B.; Wanke, H.; Hang'ombe, B.M.; Chimwamurombe, P.M. Bacteriological Analysis of Household Water from Hand-Dug Wells in The Cuvelai-Etosha Basin of Namibia. *Int. Sci. Technol. J. Namib.* **2018**, *10*, 23–32.
7. Wanke, H.; Nakwafila, A.; Hamutoko, J.T. Hand Dug Wells in Namibia: An Underestimated Water Source or a Threat to Human Health? *Phys. Chem. Earth* **2014**, *76*, 104–113. [CrossRef]
8. Eckardt, F.D.; Spiro, B. The Origin of Sulphur in Gypsum and Dissolved Sulphate in the Central Namib Desert, Namibia. *Sediment. Geol.* **1999**, *123*, 255–273. [CrossRef]
9. Li, Z.; Wang, G.; Wang, X.; Wan, L.; Shi, Z.; Wanke, H.; Uugulu, S.; Uahengo, C.-I. Groundwater Quality and Associated Hydrogeochemical Processes in Northwest Namibia. *J. Geochem. Explor.* **2018**, *186*, 202–214. [CrossRef]
10. Sracek, O.; Wanke, H.; Ndakunda, N.N.; Mihaljevič, M.; Buzek, F. Geochemistry and Fluoride Levels of Geothermal Springs in Namibia. *J. Geochem. Explor.* **2015**, *148*, 96–104. [CrossRef]
11. Tredoux, G.; Talma, A. Nitrate Pollution of Groundwater in Southern Africa. In *Groundwater Pollution in Africa*; Taylor & Francis: Oxfordshire, UK, 2006; pp. 13–35. ISBN 978-0-415-41167-7.
12. *WHO Guidelines for Drinking-Water Quality*, 4th ed.; Incorporating the 1st Addendum; WHO: Geneva, Switzerland, 2011. Available online: https://www.who.int/publications-detail-redirect/9789241549950 (accessed on 3 September 2021).
13. *DWA Guidelines for the Evaluation of Drinking-Water for Human Consumption with Regard to Chemical, Physical and Bacteriological Quality*; Department of Water Affairs: Windhoek, Namibia, 1988; 5p.
14. Ober, J.; Karwot, J.; Rusakov, S. Tap Water Quality and Habits of Its Use: A Comparative Analysis in Poland and Ukraine. *Energies* **2022**, *15*, 981. [CrossRef]
15. Rabeiy, R.E. Assessment and Modeling of Groundwater Quality Using WQI and GIS in Upper Egypt Area. *Environ. Sci. Pollut Res.* **2018**, *25*, 30808–30817. [CrossRef]
16. Howladar, M.F.; Al Numanbakth, M.A.; Faruque, M.O. An Application of Water Quality Index (WQI) and Multivariate Statistics to Evaluate the Water Quality around Maddhapara Granite Mining Industrial Area, Dinajpur, Bangladesh. *Environ. Syst. Res.* **2017**, *6*, 13. [CrossRef]
17. Horton, R.K. An Index Number System for Rating Water Quality. *J. Water Pollut. Control. Fed.* **1965**, *37*, 300–306.
18. Kawo, N.S.; Karuppannan, S. Groundwater Quality Assessment Using Water Quality Index and GIS Technique in Modjo River Basin, Central Ethiopia. *J. Afr. Earth Sci.* **2018**, *147*, 300–311. [CrossRef]
19. Lachhab, A. Water Quality Index of Natural Streams: A Case Study of Five Headwater Streams in Bald Eagle State Forest, Pennsylvania. *Am. J. Water Res.* **2019**, *7*, 128–135. [CrossRef]
20. Ober, J.; Karwot, J. Tap Water Quality: Seasonal User Surveys in Poland. *Energies* **2021**, *14*, 3841. [CrossRef]
21. Mendelsohn, J.; Jarvis, A.; Robertson, T. *A Profile and Atlas of the Cuvelai-Etosha Basin*; Raison and Gondwana Collection: Windhoek, Namibia, 2013; 172p.
22. Mendelsohn, J. Chapter 4: Surface Waters. In *A Profile and Atlas of the Cuvelai-Etosha Basin*; Raison and Gondwana Collection: Windhoek, Namibia, 2009; p. 25.
23. Mendelsohn, J.; Jarvis, A.; Roberts, C.; Robertson, T. *Atlas of Namibia: A Portrait of the Land and Its People. Cape Town*; David Philip Publishers: Cape Town, South Africa, 2002.
24. Cheney, C.S. *Feasibility Study for Drought Relief Drilling in SE Owambo, Namibia*; British Geological Survey: Keyworth, UK, 1994; p. 53.
25. Kapolo, I.N. *Drought Conditions and Management Strategies in Namibia*; Namibia Meteorical Services: Windhoek, Namibia, 2014; 9p.
26. Matas, J. In Pictures: Namibia's Worst Drought for 30 Years. Available online: https://www.bbc.com/news/in-pictures-23614244 (accessed on 21 September 2021).
27. Essa, A. *Namibia Battles Worst Drought in Decades*; Al Jazeera: Doha, Qatar, 2019. Available online: https://www.aljazeera.com/features/2013/10/9/namibia-battles-worst-drought-in-decades (accessed on 21 September 2021).
28. FEWS NET. Poor Rainfall since Late January Strengthens Dryness across Southern Africa. Available online: https://fews.net/fr/global/global-weather-hazards/march-1-2019 (accessed on 21 September 2021).
29. Shikangalah, R.N. The 2019 Drought in Namibia: An Overview. *J. Namibian Stud.* **2020**, *27*, 37–58.
30. Kahiurika, N. *State of Drought Emergency Extended*; The Namibian: Windhoek, Namibia, 2019.
31. Xinhua Namibia Experiencing Worst Drought in 90 Years, Says Official—Xinhua | English.News.Cn. Available online: http://www.xinhuanet.com/english/2019-10/02/c_138444404.htm (accessed on 21 September 2021).
32. Hoffmann, K.H.; Prave, A.R. A Preliminary Note on a Revised Subdivision and Regional Correlation of the Otavi Group Based on Glaciogenic Diamictites and Associated Cap Dolostones. *Commun. Geol. Surv. Namib.* **1996**, *11*, 77–82.
33. Miller, R.M. The Owambo Basin of Northern Namibia. In *Sedimentary Basins of the World*; Selley, R.C., Ed.; African Basins; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 1997; Volume 3, pp. 237–268.
34. Miller, R.M. (Ed.) *The Geology of Namibia*; Geological Survey of Namibia: Windhoek, Namibia, 2008; ISBN 978-0-86976-734-4.

35. Miller, R.M.; Pickford, M.; Senut, B. The Geology, Paleontology and Evolution of the Etosha Pan, Namibia: Implications for Terminal Kalahari Deposition. *S. Afr. J. Geol.* **2010**, *113*, 307–334. [CrossRef]
36. Encyclopedia Britannica Spring | Water. Available online: https://www.britannica.com/science/spring-water (accessed on 4 October 2021).
37. Martini, J.; Marais, J.C.E.; Irish, J. Contribution à l'étude du karst et des grottes du Kaokoland (Namibie). *Karstologia* **1999**, *34*, 1–8. [CrossRef]
38. Jacobson, G.; Arakel, A.V.; Yijian, C. The Central Australian Groundwater Discharge Zone: Evolution of Associated Calcrete and Gypcrete Deposits. *Aust. J. Earth Sci.* **1988**, *35*, 549–565. [CrossRef]
39. Miller, R.M. Calcrete. In *Groundwater in Namibia*; Ministry of Agriculture, Water and Rural Development: Windhoek, Namibia, 2011; pp. 20–21.
40. Goudie, A.; Viles, H. Geology. In *Landscapes and Landforms of Namibia*; Goudie, A., Viles, H., Eds.; World Geomorphological Landscapes; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2015; pp. 27–35. ISBN 978-94-017-8020-9.
41. Schneider, G. The Roadside Geology of Namibia. *Nat. Rundsch.* **2004**, *57*, 294.
42. Brown, R.M.; McClelland, N.I.; Deininger, R.A.; O'Connor, M.F. A Water Quality Index—Crossing the Psychological Barrier. In Proceedings of the International Conference on Water Pollution Research, Jerusalem, Israel, 19–24 June 1972; pp. 787–797.
43. Sahu, P.; Sikdar, P.K. Hydrochemical Framework of the Aquifer in and around East Kolkata Wetlands, West Bengal, India. *Environ. Geol.* **2008**, *55*, 823–835. [CrossRef]
44. Parkhurst, D.; Appelo, T. *User's Guide to PHREEQC Version 3—A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations*; U.S. Department of the Interior: Washington, DC, USA, 1999; Volume 99.
45. Bäumle, R. *Groundwater Investigation Oshivelo Artesian Aquifer: Results of the 2002 Drilling and Pump Test Campaign*; DWA/Geohydrology: Windhoek, Namibia, 2003.
46. Klock, H. *Hydrogeology of the Kalahari in North-Eastern Namibia with Special Emphasis on Groundwater Recharge, Flow Modelling and Hydrochemistry*; Julius-Maximilians Universität: Würzburg, Germany, 2001.
47. Marchant, J.W. *Hydrogeochemical Exploration at Tsumeb*; University of Cape Town: Cape Town, South Africa, 1980.
48. Ploethner, D.; Schmidt, G.A.; Kehrberg, S.; Geyh, M.A. *German-Namibian Groundwater Exploration Project: Reports on Hydrogeologiccal and Isotope Hydrological Investigations—Vol. D-III: Hydrogeology and Isotope Hydrology of the Otavi Mountain Land and Its Surroundings (Karst_01 and Karst_02)*; DWA & BGR: Windhoek, Namibia, 1997; p. 65.
49. Waring, G.A.; Blankenship, R.R.; Bentall, R. *Thermal Springs of the United States and Other Countries: A Summary*; U.S. Government Printing Office: Washington, DC, USA, 1965.
50. Lahlou Mimi, A.; Ben Dhia, H.; Bouri, S.; Lahrach, A.; Ben Abidate, L.; Bouchareb-Haouchim, F.-Z. Application of Chemical Geothermometers to Thermal Springs of the Maghreb, North Africa. *Geothermics* **1998**, *27*, 211–233. [CrossRef]
51. Raju, N.J. Prevalence of Fluorosis in the Fluoride Enriched Groundwater in Semi-Arid Parts of Eastern India: Geochemistry and Health Implications. *Quat. Int.* **2017**, *443*, 265–278. [CrossRef]
52. Kirchner, J.; Tredoux, G. The Stampriet Artesian Basin, with Special Reference to the Salt-Block: The Chemical Composition of the Groundwater with Respect to Geological Formations. In *Proceedings of the Hardap, Stampriet Artesian Basin (SAB), Salt Block, May 1975*; Hard Copy Report; Geological Survey: Reston, VA, USA; p. 16.
53. Stadler, S.; Talma, A.S.; Tredoux, G.; Wrabel, J. Identification of Sources and Infiltration Regimes of Nitrate in the Semi-Arid Kalahari: Regional Differences and Implications for Groundwater Management. *Water SA* **2012**, *38*, 213–224. [CrossRef]
54. Wrabel, J. Investigation of the Processes Leading to Nitrate Enrichment in the Kamtsas Quartzite Aquifer, Namibia. In *Environmental Geology in Semi-arid Environments*; DGS: Lobatse, Botswana, 2005; pp. 134–139.

2. Qualité des eaux souterraines sur l'ensemble de la région d'étude

Les eaux des sources du secteur Nord-Ouest Namibie sont d'une bonne qualité générale en rapport avec une utilisation pour la consommation humaine. Cette analyse qualitative est alors élargie aux eaux captées par les forages et les puits d'exploitations, afin d'acquérir une vision régionale de la qualité des eaux. Les méthodes utilisées sont identiques à celles présentées dans la section précédente (*cf. Vers une exploitation durable des sources : le cas d'étude de la Namibie*.).

Indice de Qualité des Eaux (IQE)

L'Indice de Qualité des Eaux est calculé sur l'ensemble des points de prélèvements souterrains, de type forage et puits. La Table 15 présente une évaluation de la qualité globale des eaux de chaque aquifère de la zone d'étude, pour la consommation humaine. Les résultats sont retranscrits sur la carte présentée en Figure 71.

50 % des eaux de l'aquifère multicouche d'Omusati sont impropres à la consommation humaine au regard des standards de potabilité Namibiens (DWA, 1988). Ces eaux peu profondes et très minéralisées sont souvent saumâtres (> 2000 $\mu S.cm^{-1}$), et révèlent parfois de fortes concentrations en nitrates, sulfates et Solides Dissous Totaux (TDS), supérieures aux standards de potabilité.

Les eaux provenant des aquifères dolomitiques d'Otavi présentent les meilleurs résultats en termes de qualité, avec des eaux de très bonne, voire d'excellente qualité pour la consommation humaine.

La majorité des eaux provenant de l'aquifère des Calcrètes d'Etosha (environ 45 %), en aval des reliefs dolomitiques (en hachuré vert, Figure 71), présente une eau de bonne qualité et d'excellente qualité mais plus de 35% des sources et captages donnent une eau de mauvaise, voire même de très mauvaise qualité pour la consommation humaine.

Les eaux de l'aquifère du Nosib sont globalement de mauvaise qualité pour la consommation humaine. Elles sont souvent fortement minéralisées (conductivité électrique > 2000 $\mu S.cm^{-1}$), et peuvent présenter localement des concentrations élevées en TDS (notamment dans le secteur d'Opuwo, Figure 71), en raison de concentrations élevées en sulfates. En revanche, certaines eaux de bonne, voire même de très bonne qualité sont rencontrées en aval hydraulique des aquifères d'Otavi.

Il est à noter que certains seuils représentent des seuils d'acceptabilité attribués par l'OMS et non pas de potabilité, c'est-à-dire que leur consommation n'a pas d'effet néfaste direct sur la santé. Cependant, certains éléments inorganiques ont un effet sur le goût de l'eau. C'est le cas des chlorures, des sulfates, du calcium, du sodium, du magnésium et du potassium.

Les eaux de plus mauvaise qualité (Figure 71) sont localisées dans la région gypseuse (*cf. Hydrochimie des eaux souterraines*). Elles sont en effet très riches en certains éléments, notamment en chlorure et sodium, et sont impropres à la consommation humaine. Toutes ces eaux, facilement identifiables par leur conductivité très élevée (>> 2000 $\mu S.cm^{-1}$), sont malgré tout utilisées pour la consommation des populations rurales.

L'évolution de la qualité des eaux peut être brusque dans le bassin, comme pour les forages implantés dans l'aquifère des Calcrètes d'Etosha se trouvant à quelques kilomètres seulement des forages captant l'eau saline de l'aquifère d'Omusati. L'augmentation de la salinité est causée par les épais dépôts évaporitiques de *playas lakes (cf. Cadre géologique régional*). La salinité des sédiments de subsurface est très élevée, ce qui entraîne la détérioration de la qualité des eaux souterraines dans la direction de l'écoulement vers le centre du bassin. Sur ce secteur plus à l'Est, aucun forage n'atteint en profondeur les aquifères d'Otavi, qui pourraient révéler des eaux de meilleure qualité.

Table 15 : Nombre d'échantillons d'eau souterraine (en pourcentage) pour chaque classe d'Indice de Qualité des Eaux.

			WQI (%)				
Sequence	Group	Aquif system	< 50 Excellent	50 – 100 Good	100 – 200 Poor	200 – 300 Very poor	> 300 Unsuitable
KALAHARI		KEL	17.1	38.2	23.7	14.5	6.6
		KOM	12.0	14.0	12.0	12.0	50.0
DAMARA	Otavi	DO	54.8	36.4	4.6	2.8	1.4
	Nosib	DN	22.6	19.4	51.6	6.5	0
BASEMENT		B	46.2	23.1	7.7	23.1	0

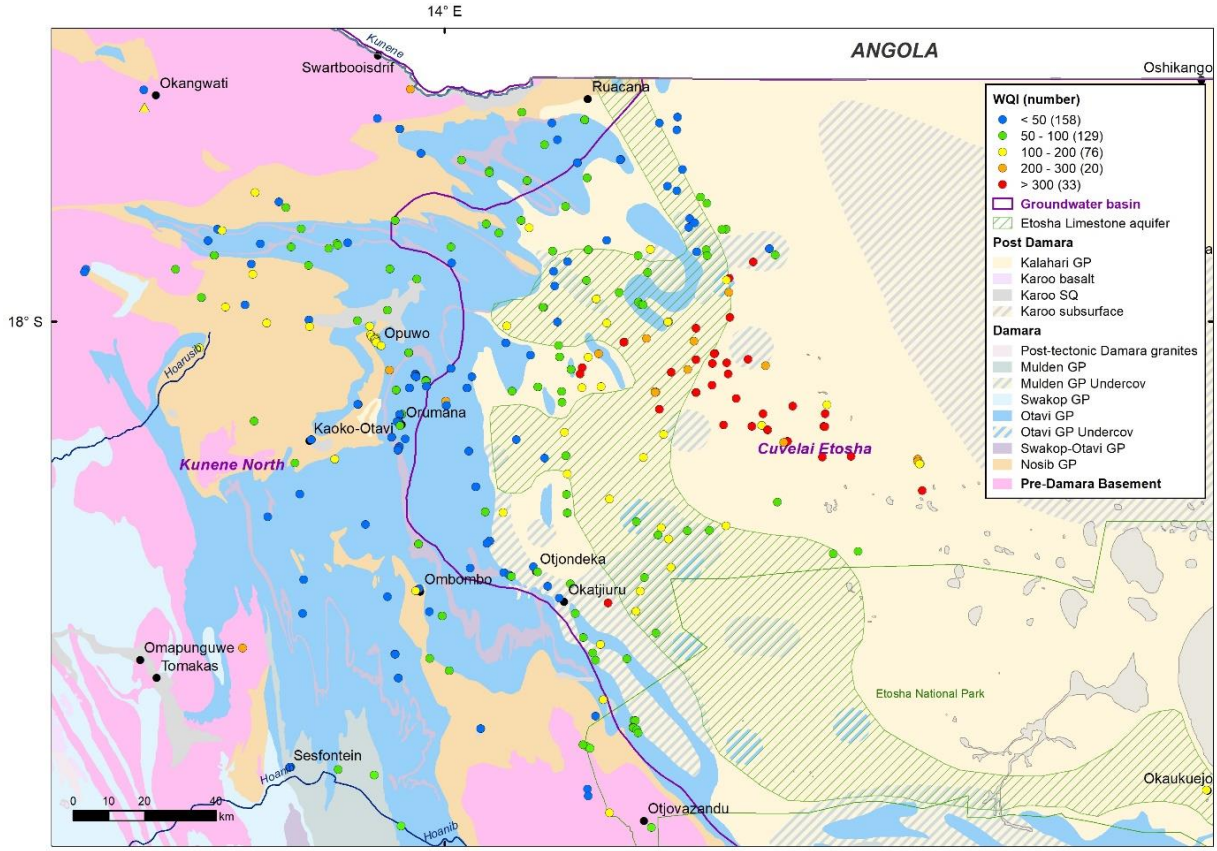


Figure 71 : Indice de Qualité des Eaux (WQI) de l'ensemble des ouvrages localisés sur la bordure Ouest du Basin de Cuvelai-Etosha (bleu = excellente qualité ; vert = bonne qualité ; jaune = mauvaise qualité ; orange = très mauvaise qualité ; rouge = impropre à la consommation humaine).

3. Simulations prévisionnelles

Bien que le modèle numérique simule adéquatement les écoulements régionaux, et que celui-ci présente un calage satisfaisant à l'échelle choisie, des incertitudes demeurent dans ce modèle (géométrie des couches en profondeur, paramètres hydrodynamiques, valeurs de recharge, etc.). Les simulations réalisées dans cette partie sont donc établies dans une optique prévisionnelle provisoire, dans le but de prédire si la ressource peut soutenir une exploitation augmentée, et une recharge diminuée.

3.1. Prévisions en vue d'une sollicitation croissante de la ressource

Les débits de pompage des forages existants sur la région d'étude sont augmentés de 30, 50 et 100 %, dans le but d'observer l'impact piézométrique d'une sollicitation croissante de la ressource.

Les rabattements induits par une augmentation des pompages existants sur la région, même de 100 %, ne sont pas visibles à l'échelle régionale, et ce essentiellement du fait des très faibles valeurs de débits. Localement cependant, autour de zones plus peuplées tel que le village d'Opuwo, où la densité de forages est plus élevée (notamment avec la présence de champs captants), les prélèvements par pompage induisent une aire d'influence accrue à proximité directe des ouvrages d'exploitation.

La résolution du maillage de ce modèle régional, de l'ordre du kilomètre, n'est pas adaptée pour une estimation des rabattements induits par pompage. En effet, les débits d'exploitation des forages déjà existants sont faibles, et les conductivités hydrauliques des aquifères relativement élevées ; Les rabattements et les aires d'influences induites ne sont pas visibles à la résolution choisie.

3.2. Prévisions en vue d'une diminution potentielle de la recharge

Afin de prendre en compte les facteurs climatiques, des conditions de recharge dites « pessimistes » sont ajoutées au modèle, en vue d'étudier leurs impacts sur la piézométrie régionale. Les valeurs de recharges actuelles (*cf. Conditions aux limites et conditions internes*) sont diminuées de 10 %, de 30 % et de 50 %. La Table 16 présente les valeurs absolues de recharge appliquées au modèle, du scénario de base (actuel), et des différents scénarios de diminution de la recharge. Les différences de charges hydrauliques obtenues sont présentées en Figure 72.

Table 16 : Valeurs de recharge pour différents scénarios, dans le cas d'une diminution de la recharge de 10 %, 30 % et 50 %.

	Recharge value (mm)			
Zone	Actual	- 10 %	- 30 %	- 50%
Otavi dolomitic mountains	15.0	13.5	11	8.0
Kalahari	7.5	6.8	5.5	4.0
Basement / Nosib	3.0	2.7	2.2	1.6

La piézométrie régionale est sensible aux valeurs de recharge et aux variations spatiales de cette dernière. En appliquant ces conditions, l'impact d'une diminution de la recharge sur la piézométrie est inhomogène ; les abaissements du niveau piézométriques sont les plus importants (plusieurs dizaines de mètres dans le cas le plus pessimiste) au niveau des montagnes dolomitiques. L'impact piézométrique est également visible dans les aquifères à proximité, et en aval hydraulique avec les unités aquifères dolomitiques. La recharge, plus conséquente dans la région des reliefs karstiques, a une forte influence sur les aquifères périphériques, dont la recharge provient pour une grande partie de ces reliefs.

Dans le bassin, la piézométrie est également impactée au Sud de la zone d'étude (Sud d'Otjondeka, Figure 72). Dans ce secteur, les affleurements du Groupe Otavi sont plus limités et moins étendus, et la recharge est moins importante. De plus, la formation aquitard du Mulden est plus épaisse dans ce secteur. La recharge des aquifères du Kalahari à l'Est en provenance des aquifères domitiques est directement impactée.

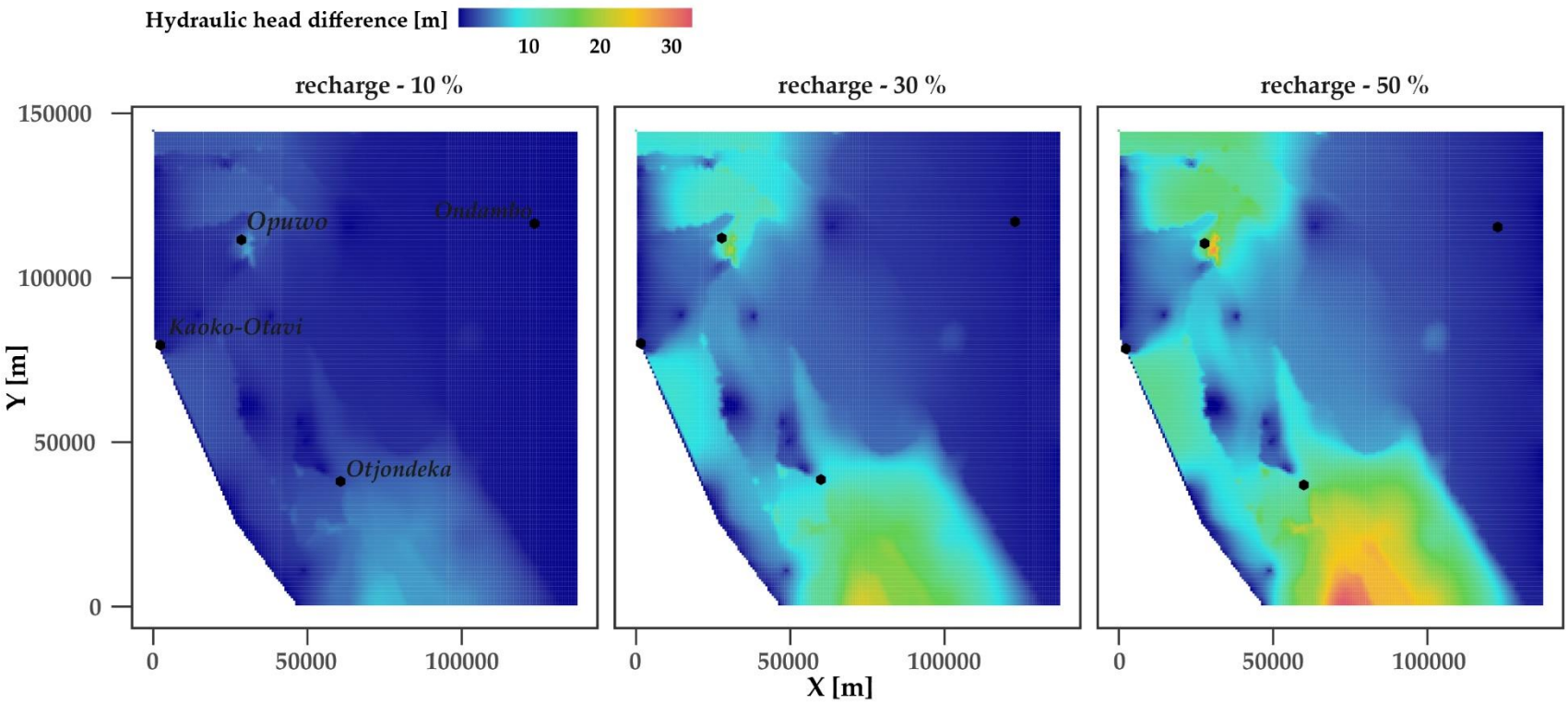


Figure 72 : Différence de charge hydraulique pour des scénarios de diminution de la recharge de 10 %, de 30 % et de 50 %.

En résumé…

Dans le Nord-Ouest de la Namibie, la plupart des sources restent pérennes malgré des périodes de sécheresse parfois sévères. Elles constituent une ressource durable, et leur exploitation est peu coûteuse.

Cependant, 70% d'entre elles ne sont ni équipées ni captées, et n'ont aucune mesure de protection. Il en est de même pour la plus grande majorité des forages et des puits de cette région, qui ne possèdent également aucune mesure de protection.

Malgré la faible densité de population du secteur Nord-Ouest du pays, les eaux souterraines sont vulnérables à la pollution.

L'analyse qualitative des eaux réalisée dans ce travail révèle les résultats suivants :

- La plus grande majorité des sources présente une bonne, voire une excellente qualité pour la consommation humaine ;
- Les eaux provenant des aquifères dolomitiques Otavi, ainsi que celles des aquifères des Calcrètes d'Etosha sont de très bonne, voire d'excellente qualité ;
- Les nappes du Kalahari situées plus à l'Est dans le bassin, sont plus sujettes à la pollution anthropique et à l'évaporation. Une trop forte concentration en minéraux dégrade la qualité des eaux, qui sont impropres à la consommation humaine au regard des normes de potabilité namibiennes ;

L'exploitation de la ressource est actuellement durable, car les prélèvements restent limités. Le modèle hydrogéologique est utilisé afin d'estimer les impacts potentiels d'une sollicitation accrue de la ressource et d'une diminution de la recharge. Les simulations donnent les résultats suivants, dans les limites d'application de l'outil numérique :

- La ressource, encore peu sollicitée, pourrait soutenir des prélèvements croissants sur les ouvrages existants dans les régions rurales.
- Une diminution de la recharge engendre une nette diminution de la piézométrie, principalement au niveau des reliefs, dans les aquifères dolomitiques karstifiés. Les aquifères localisés à proximité des reliefs, et au contact avec les aquifères d'Otavi (l'aquifère du Nosib et l'aquifère des Calcrètes d'Etosha) sont principalement rechargés par ces derniers ; leur piézométrie est également influencée.

Des préconisations sont faites afin de garantir la durabilité et la qualité de la ressource en eau :

- La mise en place d'un plan de protection des ouvrages tels que des périmètres de protection immédiats (PPI) afin d'assurer leur sécurité sanitaire ;
- Un traitement approprié des eaux avant consommation (par chloration ou traitement UV, filtration) afin de réduire la concentration en microorganismes, en bactéries, etc. ;
- Un suivi et une surveillance qualitative (géochimie, bactériologie) et quantitative (débit, niveau piézométrique, etc.) des eaux ;
- La pérennisation des pratiques d'exploitation raisonnées actuelles (prélèvements à faibles débits, sur une durée limitée, etc.).

In brief…

In Northwestern Namibia, most of the springs remain perennial despite periods of severe drought. They provide a sustainable resource, and their exploitation is affordable.

However, 70% of them are not captured, and do not have any protection measures. The same goes for the vast majority of boreholes and wells in this region, which also do not have any protection measures.

Despite the low population density of the northwestern part of the country, groundwater is vulnerable to pollution.

The qualitative analysis of the water carried out in this work reveals the following results:

- The vast majority of springs are of good to excellent quality for human consumption;
- Water from the Otavi dolomitic aquifers and the Etosha Calcrete aquifers are of very good to excellent quality (Table 15, Figure 71);
- The Kalahari aquifers located further east in the basin are more subject to anthropogenic pollution and evaporation. An excessive concentration of minerals degrades the water quality, which is unfit for human consumption according to Namibian drinking water standards;

The resource exploitation is currently sustainable, because the withdrawals remain limited. The hydrogeological model is used to estimate the potential impacts of increased demand on the resource and a decrease in recharge. The simulations give the following results, within the limits of application of the numerical tool:

- The resource, which is not yet heavily stressed, could support increasing withdrawals from existing structures in rural areas;
- A decrease in recharge leads to a clear decrease in piezometry, mainly at the level of the reliefs, in the dolomitic karstified aquifers (Figure 72). The aquifers located near the mountains and in contact with the Otavi aquifers (Nosib aquifer and Etosha Calcrete aquifer) are mainly recharged by the latter; their piezometry is also influenced.

Recommendations are made to ensure the sustainability and quality of the water resource:

- The implementation of a protection plan such as immediate protection perimeters (PPI) in order to ensure their sanitary safety;
- Appropriate treatment of water before consumption (by chlorination or UV treatment, filtration) in order to reduce the concentration of microorganisms, bacteria, etc.;
- Qualitative (geochemistry, bacteriology) and quantitative (flow rate, piezometric level, etc.) monitoring and surveillance of water;
- The perpetuation of current reasoned exploitation practices (low yields, limited duration pumping, etc.).

Conclusion générale et perspectives

La bordure occidentale du Bassin du Cuvelai-Etosha, à cheval entre les régions de Kunene et d'Omusati, est encore très peu étudiée et n'est souvent pas prise en compte dans les travaux hydrogéologiques centrés sur le bassin situé plus à l'Est. Les résultats des travaux présentés ci-avant révèlent que cette région contribue pourtant fortement au fonctionnement hydrogéologique général du bassin, et pourrait-être, à l'avenir, une ressource importante pour l'alimentation en eau des populations. Ce travail de thèse apporte de nouvelles données géologiques et précise le fonctionnement hydrogéologique et géochimique du système aquifère multicouche.

L'étude géologique est une étape essentielle à la caractérisation et à l'appréhension du système hydrogéologique. La zone d'étude est principalement couverte par les unités de la Séquence Damara datant du Néoprotérozoïque qui ont subi d'importantes déformations lors de l'Orogénèse du Damara (580 – 530 Ma). Les géométries complexes héritées de la déformation compressive ont conduit à des hétérogénéités de porosité (par failles, fractures, etc.) et des modifications des paramètres hydrodynamiques des roches aquifères, pouvant être diminuées par métamorphisme. Le bassin est rempli par les séries du Damara en profondeur, puis comblé par les séries silico-clastiques du Kalahari plus récentes (datant du Cénozoïque au quaternaire), dont la lithologie est très hétérogène. Ces dernières se composent principalement de calcrètes, de sables et limons, et de séries argileuses.

L'interprétation des données de pompages d'essais existants, même en nombre insuffisant et répartis de manière très inégale, permettent d'obtenir des valeurs de conductivité hydraulique des principales unités géologiques aquifères, et d'en révéler leur potentialité hydrogéologique. De l'ensemble de ces analyses résulte un schéma hydrogéologique conceptuel du système multicouche de la bordure occidentale du bassin. Les unités dolomitiques du Groupe Otavi constituent des aquifères de moyen à bon potentiels à porosité secondaire, karstifiés et plus ou moins fracturés. Les zones de contacts entre les unités dolomitiques aquifères et les unités épontes sont les plus karstifiées, les rendements des forages y sont plus importants, et de nombreuses sources émergent également de ces contacts dans la région étudiée.

Dans un contexte climatique déjà aride, une légère tendance à la baisse des précipitations est observable depuis près de 100 ans, associée à une extension des périodes de sécheresse. Cette analyse climatologique locale a également permis de mettre en avant des évènements pluvieux de plus faible durée, et à plus faible fréquence pendant la saison humide.

En bordure Ouest du Bassin du Cuvelai-Etosha, les directions d'écoulement des eaux, fortement influencées par la topographie, se font principalement d'Ouest en Est, vers les régions plates du centre du bassin du Cuvelai, qui représentent le point topographique le plus bas. Dans le bassin hydrogéologique du Nord Kunene, à l'Ouest, les écoulements suivent principalement les vallées alluviales d'Opuwo et de Sesfontein, rejoignant les grandes vallées de l'Hoarusib et de la Hoanib vers l'Ouest.

L'étude géochimique permet de valider les hypothèses formulées sur les contraintes d'écoulement des eaux. L'évolution hydrochimique des eaux le long des axes d'écoulements principaux est dominée par la dissolution des carbonates et de minéraux évaporitiques, l'évaporation et les échanges ioniques. Globalement, les teneurs en chlorures, en sodium et en sulfates ont tendance à augmenter, alors que celles en calcium et magnésium diminuent. Les zones de recharges sont mises en évidence par les ratios Ca/Mg qui sont les plus élevés au droit des massifs dolomitiques. Les principales séquences d'évolution des eaux sont définies par un faciès dolomitique HCO_3-Ca-Mg évoluant vers un faciès HCO_3-Na-Cl vers l'Est et dans la vallée d'Opuwo. Plus localement, ce faciès évolue vers un faciès SO_4-Ca-Mg puis SO_4-Na-Cl, révélant une région riche en dépôts évaporitiques, appelée « Lac de Gypse » dans la région d'Omusati.

L'étude sur la recharge a été réalisée grâce aux méthodes de bilan massique des chlorures et des fluctuations piézométriques. Les chroniques piézométriques établies sur cinq puits d'observations répartis sur la zone d'étude montrent des réponses piézométriques différentes aux précipitations. Les amplitudes piézométriques les plus importantes sont observées dans les aquifères dolomitiques, notamment aux contacts fortement karstifiés avec des séries aquitards du Mulden ou du Chuos. Ces contacts constituent des voies d'écoulement et d'infiltration préférentielles. La recharge est plus diffuse au niveau des aquifères du Kalahari, témoignant d'une inertie plus importante de ces aquifères. L'analyse isotopique $\delta^{18}O - \delta^{2}H$ des eaux montre une recharge météorique plus directe dans les aquifères dolomitiques, sans signe d'évaporation par enrichissement en isotopes lourds, comme observé dans l'aquifère multicouche d'Omusati et l'aquifère du Nosib. La recharge souterraine se fait essentiellement pendant la saison humide, lors d'évènements pluvieux suffisamment importants.

Les taux de recharge les plus importants ont été estimés dans les reliefs dolomitiques (entre 5 et 15 %de la pluviométrie totale) et les séries de calcrètes (de 2 à 5 %), atteignant parfois plus de 20 % de la pluviométrie annuelle dans les dolomies plus fortement karstifiées. La recharge des aquifères du Kalahari et du Nosib n'atteint en moyenne que 1 à 3 % de la pluviométrie annuelle. Ces valeurs estimées sont cohérentes avec celles des études existantes dans d'autres régions Sud-Africaines, dans un même contexte climatique et géologique.

La construction d'un modèle d'écoulement d'échelle régionale sous-tend l'élaboration d'un outil permettant d'appréhender les écoulements et le fonctionnement du complexe aquifère Ouest Cuvelai. La géométrie des unités réservoirs et des séries épontes a été construite dans un premier temps grâce à un géomodèle, permettant une restitution détaillée de l'architecture régionale complexe de la zone d'étude. Après calibration et validation sur les cartes piézométriques disponibles, le modèle d'écoulement a conduit à l'estimation des bilans de flux, notamment des échanges entre les différents horizons. Un schéma hydrogéologique affiné a pu être proposé.

La mise en charge des aquifères s'effectue au droit des reliefs dolomitiques fracturés et karstifiés d'Otavi, au droit des massifs de Joubert et d'Otjozongambe, et des montagnes noires « *Schwarze Kuppen* » (Figure 73). Ces reliefs constituent la bordure occidentale du Bassin de Cuvelai-Etosha. Les aquifères libres d'Otavi, dans ce secteur, contribuent fortement à la recharge latérale et en profondeur des aquifères non confinés et semi-confinés du Kalahari à l'Est (l'aquifère des Calcrètes d'Etosha, et l'aquifère multicouche d'Omusati), et des aquifères profonds dans le bassin. Les écoulements s'effectuent principalement par des réseaux de failles et de karsts qui représentent des voies d'écoulement et d'infiltrations préférentielles.

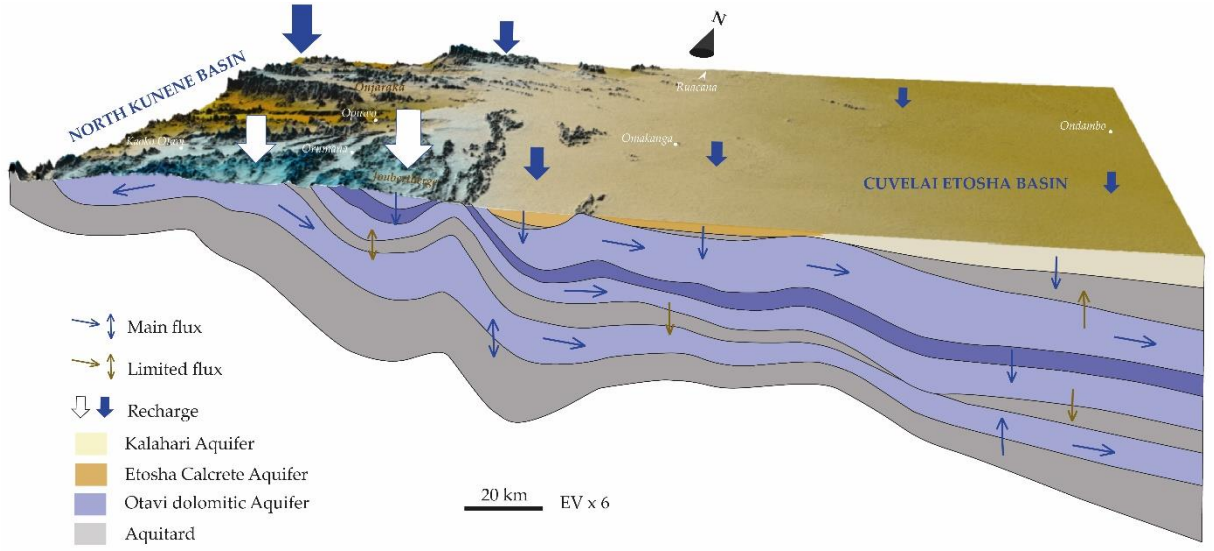


Figure 73: Bloc 3D représentant le fonctionnement hydrogéologique du système (sens d'écoulement, zones de recharge, flux inter-aquifères)

La proximité des nappes à la surface, et les bons potentiels hydrogéologiques et hydrodynamiques des unités affleurantes rendent ces aquifères vulnérables à la pollution. L'étude qualitative réalisée met en avant des eaux de bonne à très bonne qualité pour la consommation humaine dans les aquifères d'Otavi, et de bonne qualité dans les aquifères

d'Etosha. La qualité des eaux est en revanche plus mauvaise dans l'aquifère multicouche d'Omusati, voire impropre à la consommation humaine, car les eaux sont principalement saumâtres, en raison de la présence d'évaporites dans les sédiments en surface. Les teneurs en nitrates sont également relativement élevées dans cet aquifère.

Des scénarios d'exploitation ont été établis grâce au modèle d'écoulement en régime permanent, faisant l'hypothèse d'une sollicitation accrue de la ressource, et d'une diminution tendancielle de la recharge. Les prélèvements actuels étant négligeables en raison de leur spatialisation et de leur utilisation à faible débit, une augmentation des prélèvements sur les forages existants n'a pas d'impact notable sur la piézométrie à l'échelle régionale choisie. En revanche, les scénarios d'une diminution de la recharge révèlent un fort impact sur la piézométrie régionale, principalement sur les reliefs d'Otavi, et les aquifères périphériques (du Nosib et des Calcrètes d'Etosha), dont la recharge provient principalement des reliefs dolomitiques.

L'exploitation actuelle est très diffuse (la distance entre les puits est importante) et les débits associés aux modes de prélèvement actuels sont faibles (les pompages se font à faible débit). Les prélèvements sont donc minimes à l'échelle du système. Ce mode de prélèvement doit être pérennisé afin de garantir la préservation de la ressource en eau souterraine.

Au vu de l'ensemble des résultats, l'unité dolomitique d'Otavi constitue un puissant réservoir avec un bon potentiel aquifère, qui présente un intérêt pour de futures investigations. Directement au pied des reliefs, les aquifères des Calcrètes d'Etosha sont rechargés en partie par des écoulements latéraux provenant des aquifères dolomitiques. Ceux-ci présentent également de bonnes potentialités aquifères. Bien que les aquifères proches de la surface situés dans la région d'Omusati à l'Est révèlent des eaux principalement saumâtres, et sont vulnérables à la pollution, des investigations plus poussées devraient être envisagées dans cette région, plus en profondeur. Les aquifères dolomitiques d'Otavi se retrouvent en subsurface au Nord de la zone d'étude (au Sud de Ruacana), et sur l'Ouest de la région d'Omusati. Ces derniers pourraient révéler des eaux douces dans les normes de potabilité.

Les données de paramètres hydrodynamiques étant inégalement réparties et peu denses sur la région d'étude, des essais de pompage supplémentaires permettraient d'améliorer la caractérisation hydrodynamique des principales unités aquifères, et de déterminer les potentielles variations de paramètres hydrodynamiques au sein même de ces aquifères. Ces données pourront-être intégrées au modèle proposé dans cette étude.

Afin de mieux définir les processus d'acquisition de la composition chimique des eaux, il serait intéressant de compléter les campagnes d'analyses isotopiques réalisées dans ce travail. La datation des eaux souterraines permettrait également de préciser les temps de résidence des eaux et de mieux contraindre le modèle hydrogéologique à terme.

L'évaluation du stock d'eau souterraine à long terme est réalisable à partir du modèle hydrogéologique en régime transitoire, mais nécessite des données temporelles plus développées sur la région d'étude. Cela requiert davantage de chroniques piézométriques bien réparties sur chaque aquifère, ainsi qu'une meilleure estimation des coefficients d'emmagasinement.

Au vu de l'ensemble des résultats obtenus dans cette étude, la ressource en eau souterraine des régions d'Omusati et de l'Ouest du Kunene présente un potentiel intéressant et une ressource stratégique pour de potentiels développements AEP sur la région. Elle doit donc d'ores et déjà faire l'objet d'une attention accrue afin d'en assurer la pérennité tant qualitative que quantitative.

General conclusion and outlook

The western edge of the Cuvelai-Etosha Basin, located between the Kunene and Omusati regions, is still poorly studied and is often not considered in hydrogeological studies focused on the basin located further east. The results presented here reveal that this region contributes strongly to the general hydrogeological functioning of the basin, and could be, in the future, an important resource for the water supply. This thesis provides new geological insights and clarifies the hydrogeological and geochemical functioning of the multilayered aquifer system.

The geological study is an essential step in the characterization and understanding of the hydrogeological system. the Neoproterozoic units of the Damara Sequence form the essential of the outcropping rocks in the study area. These rocks underwent significant deformation during the Damara Orogenesis (580 - 530 Ma). The complex geometries inherited from the compressive deformation led to reservoir heterogeneities (linked with e.g., faults, fractures) and changes in the hydrodynamic parameters of the water-bearing rocks, which can be affected by metamorphism. The Cenozoic to Quaternary siliciclastic Kalahari series, which are very heterogeneous in lithology (e.g. calcrete, sand and silt, and clay series), forms the younger infill of the Cuvelai-Etosha Basin.

The interpretation of the available pumping test data, even if in low number and unequally distributed, allows us to obtain the hydraulic conductivity of the main geological aquifer units, and to evaluate their hydrogeological potential. Based on these results, a conceptual hydrogeological scheme of the multilayer system of the western edge of the basin is proposed. The dolomitic units of the Otavi Group show secondary porosity, karstification and local fracturation, constituting an aquifer with a medium to good potential. The contact zones between the dolomitic aquifers and the aquitards units are the most karstified, the borehole yields are higher there, and many springs also emerge from these contacts in the study area.

A gentle decrease of precipitations associated with an extension of drought period has been observed for the past 100 years in the already arid climatic context of the Northwestern region of Namibia. A local climatological analysis highlighted rainfall events of shorter duration and lower frequency during the wet season.

Along the western edge of the Cuvelai-Etosha Basin, water flow directions, strongly influenced by topography, are mainly from west to east, towards the flat regions of the central Cuvelai Basin, which represent the lowest topographic zone. In the North Kunene hydrogeological basin, to the West, the flows mainly follow the alluvial valleys of Opuwo and Sesfontein, joining the major valleys of the Hoarusib and Hoanib to the West.

The geochemical study of the major ions validates the hypotheses formulated about water flow directions. The hydrochemical evolution of the waters along the main flow axes is dominated by the dissolution of carbonates and evaporitic minerals of the Andoni Formation, evaporation and ionic exchanges. Overall, the chloride, sodium and sulfate contents tend to increase, while calcium and magnesium contents decrease. The recharge zones are evidenced by higher Ca/Mg ratios found in the dolomitic massifs. The main sequences of water evolution are defined by a dolomitic HCO_3-Ca-Mg facies evolving towards a HCO_3-Na-Cl facies towards the east and toward the Opuwo valley. Locally, this facies evolves to a SO_4-Ca-Mg and then to a SO_4-Na-Cl facies, revealing an area rich in evaporitic deposits, called the "Gypsum Lake" in the Omusati area.

The recharge study was carried out using the chloride mass balance and water table fluctuation methods. The piezometric chronicles of five observation wells distributed over the study area show different piezometric responses to rainfall. The largest piezometric amplitudes are observed in the dolomitic aquifers, particularly at the strongly karstified contacts with the Mulden or Chuos aquitard series. These contacts constitute preferential flow and infiltration paths. Recharge is more diffuse at the Kalahari aquifers, reflecting greater inertia of these aquifers. The $\delta^{18}O$ - $\delta^{2}H$ isotope analysis of the waters shows a more direct meteoric recharge in the dolomitic aquifers, with no evidence of evaporation, that would be marked by heavy isotope enrichment, as observed in the Omusati Multilayer Aquifer and the Nosib Aquifer. Subsurface recharge occurs mainly during the wet season, during significant rainfall events.

The highest recharge rates have been estimated in the dolomitic reliefs (between 5 and 15% of total rainfall) and the calcrete series (2 to 5%), sometimes reaching more than 20% of annual rainfall in the more strongly karstified dolomites. Recharge of the Kalahari and Nosib aquifers represents only 1-3% of the annual rainfall. These estimated values are consistent with existing studies in other regions of South Africa, in similar climatic and geological context.

The elaboration of a regional flow model allows the development of a tool enabling the understanding of the main flows and the functioning of the Western Cuvelai aquifer complex. The geometry of the reservoir units and the aquitards series was first built with a geomodel, allowing a detailed restitution of the complex regional architecture of the study area. After calibration and validation of the available piezometric maps, the flow model led to the estimation of the water budget, especially exchanges between the different units. A refined hydrogeological scheme could be proposed.

The aquifers are being charged in the fractured and karstified dolomitic reliefs of Otavi, in the Joubert and Otjozongambe massifs, and in the Black Mountains « *SchwarzeKuppen* » (Figure

73). These features form the western margin of the Cuvelai-Etosha Basin. The unconfined Otavi aquifers strongly contribute to the lateral and downward recharge of the unconfined and semi-confined Kalahari aquifers to the East (Etosha Calcrete aquifer, Omusati multi-layered aquifer), and the deep aquifers in the basin. Flow mainly occurs through fault and karst complexes that represent preferential flow and infiltration pathways.

The proximity of the water table to the surface, and the good hydrogeological and hydrodynamic potential of the outcropping units make these aquifers vulnerable to pollution. The qualitative study carried out shows good to very good quality water for human consumption in the Otavi aquifers, and good quality in the Etosha Calcrete aquifers. The quality of the water in the Omusati multi-layer aquifer, on the other hand, is very poor, and unfit for human consumption, as the water is mainly brackish, due to the presence of evaporites in the surficial sediments. Nitrate levels are also relatively high in this aquifer.

Exploitation scenarios have been established thanks to the steady-state flow model, assuming an increased solicitation of the resource and a decrease in the recharge trend. As current withdrawals are negligible due to their spatial distribution and low yields, an increase in withdrawals from existing boreholes has no significant impact on piezometry at the proposed regional scale. On the other hand, the scenarios of a decrease in recharge reveal a strong impact on the regional piezometry, mainly on the Otavi highlands, and the surrounding aquifers (Nosib and Etosha Calcretes), whose recharge mainly comes from the dolomitic highlands.

Current exploitation is very diffuse (the distance between boreholes is significant) and the yields associated with current withdrawal practices are low (pumping is done at low yields). Therefore, withdrawals are minimal on a system-wide basis. This method must be perpetuated in order to ensure the preservation of the groundwater resource.

Based on all the results, the Otavi dolomitic unit constitutes an excellent reservoir with a good aquifer potential, which is of interest for future investigations. Directly at the foot of the mountains, the Etosha Calcrete aquifers are recharged in part by lateral flows from the dolomitic aquifers. The latter also have a good aquifer potential. Although the near-surface aquifers in the Omusati area to the East are predominantly brackish and vulnerable to pollution, further investigations should be considered at greater depth in this area. The Otavi dolomitic aquifers are found in the subsurface to the North of the study area (South of Ruacana), and to the West of the Omusati area. These zones could host significant fresh resources water within the standards of drinkability.

As hydrodynamic data are unequally distributed and sparse over the study area, additional pumping tests would improve the hydrodynamic characterization of the main aquifer units,

and help to determine potential variations in hydrodynamic parameters within these aquifers. These data could be integrated to the model proposed in this study.

In order to better define the processes of acquisition of their chemical composition by the waters, it would be interesting to complete the isotopic analysis campaigns carried out in this work. Groundwater dating would also allow to specify the residence time of the water and to better constrain the hydrogeological model in the future.

Long-term groundwater stock assessment is possible from the transient hydrogeologic model, but requires a higher frequency of temporal data over the study area. This would require a better distribution of piezometric records for each aquifer, as well as better estimates of storativity coefficients.

Based on all the results obtained in this study, the groundwater resource of the Omusati and Western Kunene regions has an interesting potential and is a strategic resource for potential development of water supply in the region. It should therefore be the subject of greater attention in order to ensure its sustainability in terms of both quality and quantity.

Références

ACACIA Project (2002) 'Digital Atlas of Namibia, 'ACACIA'subproject E1'. University of Cologne, Köln. Available at: https://www.uni-koeln.de/sfb389/e/e1/download/atlas_namibia/main_namibia_atlas.html.

André, L. *et al.* (2005) 'Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, south-west of France', *Journal of Hydrology*, 305(1–4), pp. 40–62. Available at: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.027.

Arnaud, M. and Emery, X. (2000) *Estimation et interpolation spatiale : méthodes déterministes et méthodes géostatistiques*. Paris: Hermes. Available at: http://publications.cirad.fr/une_notice.php?dk=487412.

Bardenhagen, I. (2007) *Platveld Aquifer Study. Volume 10: Conceptional Groundwater Modelling Report*. Conceptional Groundwater Modelling Report. Stuttgart: Smotczyk & Partner, p. 32 pp.

Bäumle, R. (2003) *Geohydraulic Characterisation of Fractured Rock Flow Regimes Regional Studies in Granite (Lindau, Black Forest, Germany) and Dolomite (Tsumeb Aquifers, Northern Namibia)*. Dr. rer. nat. Universität Karlsruhe.

Bäumle, Roland (2003) *Groundwater investigation Oshivelo Artesian Aquifer: Results of the 2002 drilling and pump test campaign*. Windhoek, Namibia: DWA/Geohydrology, p. 3 pp.

Bäumle, R. (2004) *Groundwater investigations of the Oshivelo Artesian - isotope sampling campaign for the investigation of the recharge, groundwater quality and flow mechanisms*. Interim report. Windhoek, Namibia: DWA/Geohydrology, p. 47 pp.

Becker, T. and Jürgens, N. (2000) 'Vegetation along climate gradients in Kaokoland, North-West Namibia.', *Phytocoenologia*, 30(3/4), pp. 543–565.

Beekman, H.E., Gieske, A. and Selaolo, E.T. (1996) 'GRES: Groundwater recharge studies in Botswana 1987-1996', *Botswana J. Earth Sci*, 3, pp. 1–17.

Bense, V.F. *et al.* (2013) 'Fault zone hydrogeology', *Earth-Science Reviews*, 127, pp. 171–192. Available at: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008.

Beukes, H. *et al.* (2012) *Groundwater for the North of Namibia. Volume 1a: Summary report of activities of Phase I: Exploration of Ohangwena II Aquifer and preliminary isotope study*. Windhoek: DWA and BGR (Report edited by Lindenmaier & Christelis), p. 57 pp.

Beyer, M. *et al.* (2016) 'A deuterium-based labeling technique for the investigation of rooting depths, water uptake dynamics and unsaturated zone water transport in semiarid environments', *Journal of Hydrology*, 533, pp. 627–643. Available at: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.037.

BICON Namibia (2002) *Tsumeb groundwater study* (10 vol). Windhoek: GKW Consult and BICON Namibia for DWA, NamWater and KfW.

Bischoff, J. *et al.* (1994) 'Karstification without carbonic acid: Bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization', *Geology*, 22, p. 995. Available at: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0995:KWCABD>2.3.CO;2.

Bittner, A. (2006) 'Demarcation of Namibian water basins', in. *HAN Conference 2006*, ppt file, p. 27 pp. Available at: 2950, 2950, 2960, 2970, 3040.

Bittner, A. and Kleczar, M. (2006) *Cuvelai-Etosha Groundwater Investigation (Version 1.1)*. Desk study report. Ministry of Agriculture, Water and Forestry, Windhoek: BIWAC, p. 74 pp.

BIWAC (2003) *Groundwater investigations of the Oshivelo Arteian Aquifer: Isotope sampling programme for the investigation of the recharge mechanism of the Oshivelo Artesian Aquifer within the Kalahari Basin of northern Namibia*. Interim report. Windhoek, Namibia: DWA/Gehydrology, p. 47 pp.

Bowell, R. *et al.* (2013) 'Minerals of the Kaokoveld district Kunene region, Namibia', *Mineralogical Record*, 44, pp. 485–504.

Bowell, R.J. and Ermolina, O. (2013) 'The Kaokoveld copper district is currently an excellent source of fine minerals, particularly dioptase, wulfenite, malachite, the world's best shattuckite, and other secondary copper and lead species. Ongoing exploration and mining activity in the area will likely continue to provide specimens for some time to come.', 44, p. 21.

Brandstätter, R. (2012) 'Dioptas aus Namibia: Sensationelle Neufunde aus der Christoph Mine im Kaokoland.', *Lapis*, 37(2), pp. 13–15.

Bredenkamp, D.B. (1988) 'Quantitative Estimation of Ground-Water Recharge in Dolomite', in I. Simmers (ed.) *Estimation of Natural Groundwater Recharge*. Dordrecht: Springer Netherlands (NATO ASI Series), pp. 449–460. Available at: https://doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_29.

Bredenkamp, D.B. *et al.* (1995) *Manual on quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity: based on practical hydro-logical methods*. Water Research Commission.

Bredenkamp, D.B., Schutte, J.M. and Du Toit, G.J. (1974) *Recharge of a dolomitic aquifer as determined from tritium profiles*. International Atomic Energy Agency, Vienna. Available at: https://www.osti.gov/biblio/4262156-recharge-dolomitic-aquifer-determined-from-tritium-profiles (Accessed: 16 August 2021).

Bredenkamp, D.B. and Vogel, J.C. (1970) 'Study of a dolomitic aquifer with carbon-14 and tritium', in *Isotope hydrology 1970. Proceedings of a symposium*.

BRGM (1988) 'Kanye Dolomite Groundwater Basin, Hydrogeological Investigation, Resources Assessment and Development project; phase II, main report, volume 1, TB 10/1/85-86', *Unpublished report, Geological Survey of Botswana, Ministry of Mineral Resources and Water Affairs* [Preprint].

Buch, M.W. and Rose, D. (1996) 'Mineralogy and geochemistry of the sediments of the Etosha Pan Region in northern Namibia: a reconstruction of the depositional environment', *Journal of African Earth Sciences*, 22(3), pp. 355–378. Available at: https://doi.org/10.1016/0899-5362(96)00020-6.

Buch, M.W. and Trippner, C. (1997) 'Overview of the geological and geomorphological evolution of the Etosha region, northern Namibia', *Madoqua*, 1997(1), pp. 65–74. Available at: https://doi.org/10.10520/AJA10115498_457.

Buch, M.W. and Zöller, L. (1992) 'Pedostratigraphy and thermoluminescence-chronology of the western margin-(Lunette-) dunes of Etosha Pan, Northern Namibia', *Wurzburger Geographische Arbeit*, 84, pp. 361–84.

Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B. (1996) 'Fault zone architecture and permeability structure', *Geology*, 24(11), pp. 1025–1028. Available at: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2.

Chapelle, F.H. *et al.* (1987) 'Bacteria in deep coastal plain sediments of Maryland: a possible source of CO2 to groundwater', *Water Resources Research*, 23(8), pp. 1625–1632.

Chapuis, R.P. (2007) 'Guide des essais de pompage et leurs interprétations [Guide to pumping tests and their interpretation]', *Canada: Bibliotheque et archives nationales du Québec* [Preprint].

Cheney, C.S. (1994) *Feasibility study for drought relief drilling in SE Owambo, Namibia*. Keyworth, Nottinghamshire: British Geological Survey, p. 53 pp.

Christelis, G. *et al.* (2001) *Groundwater in Namibia - An explanation to the Hydrogeological Map*. 1st edn. Windhoek: DWA of MAWRD, BGR, GSN, NamWater.

Christelis, G. and Struckmeier, W. (2011) 'Groundwater in Namibia - an Explanation to the Hydrogeological Map', *Ministry of Agriculture, Water and Rural Development, Namibia. (First edition December 2001; unrevised second edition January 2011).*, p. 132.

Clark, I.D. and Fritz, P. (2013) *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.

Cooper Jr, H.H. and Jacob, C.E. (1946) 'A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history', *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(4), pp. 526–534.

Corner, B. (2008) 'Crustal framework of Namibia derived from an integrated interpretation of geophysical and geological data', *The Geology of Namibia*, 1, pp. 1–19.

Corner, B. and Durrheim, R.J. (2018) 'An Integrated Geophysical and Geological Interpretation of the Southern African Lithosphere', in *Geology of Southwest Gondwana*. Cham: Springer International Publishing (Regional Geology Reviews), pp. 19–61. Available at: https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_2.

Craig, H. (1961) 'Isotopic Variations in Meteoric Waters', *Science*, 133(3465), pp. 1702–1703. Available at: https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702.

Craven, P. (2002) 'Plant species diversity in the Kaokoveld, Namibia', in, pp. 75–80.

Craven, P. and Vorster, P. (2006) 'Patterns of plant diversity and endemism in Namibia'. Available at: https://doi.org/10.4102/abc.v36i2.360.

Crosbie, R.S., Binning, P. and Kalma, J.D. (2005) 'A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method: INFERRING GROUNDWATER RECHARGE', *Water Resources Research*, 41(1). Available at: https://doi.org/10.1029/2004WR003077.

Cygan, R.T. *et al.* (1989) 'Dissolution kinetics of experimentally shocked silicate minerals', *Chemical Geology*, 78(3), pp. 229–244. Available at: https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90060-0.

David, A. (2013) 'Groundwater recharge estimation for perched aquifers in Ohangwena region based on soil water balance modelling and chloride mass balance [bachelor thesis]', *Windhoek: University of Namibia* [Preprint].

Davies, C.J. and Coward, M.P. (1982) 'The structural evolution of the Gariep arc in southern Namibia (South-west Africa)', *Precambrian Research*, 17(3–4), pp. 173–198.

Davis, S.D., Heywood, V.H. and Hamilton, A.C. (1994) 'Centres of plant diversity', *Natural History*, 111(1), p. 1.

Delin, G.N. *et al.* (2007) 'Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA', *Journal of Hydrology*, 334(1–2), pp. 231–249. Available at: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.010.

Dierkes, Katharina (1996) *Hydrogeographical and Hydrogeological Investigations at the Southern Margin of the Etosha-Kalahari Basin/Namibia - PART I & PART II*. Diplomarbeit, Institut für Geographie, Lehrstuhl für Physische Geographie, Regensburg. Regensburg.

Dierkes, K. (1996) *Hydrological Investigation at the Southern Margin of the Etosha-Kalahari Basin Namibia - Part 1 Text, Tables and Figures (Diplomarbeit)*. Diplomarbeit. Regensburg.

Diersch, H.-J.G., , (2014) *FEFLOW : finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media*. Available at: http://site.ebrary.com/id/10811581.

DWA (1988) 'Guidelines for the evaluation of drinking-water for human consumption with regard to chemical, physical and bacteriological quality', *Namibia, Department of Water Affairs*, p. 5.

Essa, A. (2019) 'Namibia battles worst drought in decades', *Al Jazeera*, 9 October. Available at: https://www.aljazeera.com/features/2013/10/9/namibia-battles-worst-drought-in-decades (Accessed: 21 September 2021).

FEWS NET (2019) *Poor rainfall since late January strengthens dryness across southern Africa*, *FEWS NET Global Weather Hazards Summary*. Available at: https://fews.net/fr/global/global-weather-hazards/march-1-2019 (Accessed: 21 September 2021).

Frimmel, H.E. (1995) 'Metamorphic evolution of the Gariep Belt', *South African Journal of Geology*, 98(2), pp. 176–190.

Frimmel, H.E. and Miller, R.McG. (2009) 'Mineral Deposits. Neoproterozoic to Earl yPalaeozoic evolution of Southwestern Africa', in C. Gaucher et al. (eds) *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier (Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change And Evolution: A Focus On South Western Gondwana), pp. 227–229. Available at: https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01616-8.

Fry, R.G. (1986) *Geohydrological Evaluation of the Northwest and Southeast Wellfields Supplying Opuwo*. DWA Geohydrology, p. 39 pp.

Geohydrology Division (1982) *Interim report on the Investigation of the Groundwater Resources of the Karst area between Otavi, Grootfontein, Tsumeb*.

Geyh, M.A. (1994) *German-Namibian groundwater exploration project: Isotope hydrological study*. 89.2034.0. Hannover: BGR, p. 66 pp.

Gibbs, R.J. (1970) 'Mechanisms Controlling World Water Chemistry', *Science*, 170(3962), pp. 1088–1090. Available at: https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088.

Gieske, A.S.M. (1992) 'Dynamics of groundwater recharge: a case study in semi-arid eastern Botswana'.

GKW Consult (2003a) *Tsumeb Groundwater Study: Final Report - Volume 1*. KfW.

GKW Consult (2003b) *Tsumeb Groundwater Study: Final Report - Volume 2: Report of the Geological/Geophysical Surveys and Borehole Siring*. KfW.

GKW Consult (2003c) *Tsumeb Groundwater Study: Final Report - Volume 3: Exploration Drilling and Testing*. Hard copy report x2. GKW Consult.

GKW Consult (2003d) *Tsumeb Groundwater Study: Final Report - Volume 6: Report on the Groundwater Quality and the Isotope Hydrology/Recharge*. GKW Consult.

Goscombe, B. *et al.* (2005) 'Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia', *Precambrian Research*, 140(3–4), p. 103.e1-103.e41. Available at: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.07.003.

Goscombe, B., Hand, M. and Gray, D. (2003) 'Structure of the Kaoko Belt, Namibia: progressive evolution of a classic transpressional orogen', *Journal of Structural Geology*, 25(7), pp. 1049–1081. Available at: https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00150-5.

Goscombe, B.D. (1999) 'Preliminary report on mapping sheet Opuwo - 1812', *Unpubl. Rep. geol Surv. Namibia*, p. 111.

Gray, D.R. *et al.* (2008) 'A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana', *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), pp. 257–278.

GSN (1992) *The mineral resources of Namibia*. Windhoek: Geological Survey of Namibia.

Guj, P. (1970) 'The Damara Mobile Belt in the south-western Kaokoveld, South West Africa', *Bull. Precambr. Res. Unit, Univ. Cape Town*, p. 168.

Hamutoko, J.T. (2018) *Groundwater recharge of perched aquifers in the Cuvelai-Etosha Basin, Namibia*. University of Namibia, UNAM.

Hantush, M.S. (1960) 'Modification of the theory of leaky aquifers', *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 65(11), pp. 3713–3725. Available at: https://doi.org/10.1029/JZ065i011p03713.

Healy, R.W. and Cook, P.G. (2002) 'Using groundwater levels to estimate recharge', *Hydrogeology Journal*, p. 19.

Hedberg, R.M. (1979) 'Stratigraphy of the Owamboland Basin, South West Africa Bulletin', *Bull. Precambrian Research Unit, Univ. Cape Town*, 24, p. 325.

Hedlund, J. and Lagerqvist, R. (1996) *A study of hydrogeological condition and groundwater vulnerability in Tsumeb, Namibia*. Göteborg: Chalmers University.

Henry, G. *et al.* (1990) 'Multiple detachment model for the early rifting stage of the Late Proterozoic Damara orogen in Namibia', *Geology*, 18(1), pp. 67–71.

Heyns, P. (2008) 'Application of a basin management approach to groundwater utilization in the Otavi Mountain Land, Namibia', *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 33(8–13), pp. 913–918. Available at: https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.06.028.

Hoad, N. (1989) *Preliminary Memorandum on the groundwater potential of the Oshivelo area*. Memorandum. Geohydrology/DWA.

Hoad, N. (1992) *Resource Assessment and Development Potential of Contrasting Aquifers in Central Northern Namibia*. Submitted as Partial Fulfillment of MSc Hydrogeology Course University College of London. University College London.

Hoad, N. (1993) *An overview of groundwater investigations in the Tsumeb and Oshivelo areas*. DWA/Geohydrology, p. 65 pp.

Hoak, T.E. *et al.* (2014) 'Integrated exploration of the Owambo Basin, onshore Namibia: hydrocarbon exploration and implications for a modern frontier basin', *Search and Discovery article*, 10609, pp. 6–9.

Hoffman, P.F. *et al.* (1996) 'Precise U–Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia', *Communications of the geological survey of Namibia*, 11, pp. 47–52.

Hoffman, P.F. *et al.* (1998) 'A Neoproterozoic snowball earth', *science*, 281(5381), pp. 1342–1346.

Hoffman, P.F. (2002) 'Carbonates bounding glacial deposits: Evidence for Snowball Earth episodes and greenhouse aftermaths in the Neoproterozoic Otavi Group of northern Namibia', in *Excursion Guide, 16th Int. Sedimentological Conf.(International Association of Sedimentologists, 2002)*.

Hoffman, P.F. and Halverson, G. (2008) 'Otavi Group of the western Northern Platform, the Eastern Kaoko Zone and the western Northern Margin Zone', *The Geology of Namibia*, 2, pp. 69–136.

Hoffman, P.F. and Lamothe, K.G. (2019) 'Seawater-buffered diagenesis, destruction of carbon isotope excursions, and the composition of DIC in Neoproterozoic oceans', *PNAS*, 116(38), p. 6.

Hoffman, P.F. and Schrag, D.P. (2002) 'The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change', *Terra Nova*, 14(3), pp. 129–155. Available at: https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x.

Hoffmann, K.H. (1987) 'Application of tectonostratigraphic terrane analysis in the Damara Province of central and northern Namibia', in *AL du Toit Golden Jubilee Conference on Tectonostratigraphic Terrane Analysis, Abstract Volume: Royal Society and Geological Society of South Africa, Cape Town*, pp. 25–27.

Hoffmann, K.H. (1989) 'New aspects of lithostratigraphic subdivision and correlation of late Proter- ozoic to early Cambrian rocks of the southern Damara Belt and their corre- lation with the central and northern Damara Belt and the Gariep Belt', p. 11.

Hoffmann, K.H. (1994) 'New constraints on the timing of continental breakup and collision in the Damara Belt', in *Proterozoic Crustal and Metallogenic Evolution, Abstracts of Geological Society and Geological Survey of Namibia Conference*. GSN Windhoek, p. 30.

Hoffmann, K.-H. *et al.* (2004) 'U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation Namibia: Constraints on Marinoan glaciation', *Geology*, 32(9), pp. 817–820. Available at: https://doi.org/10.1130/G20519.1.

Hoffmann, K.H. and Prave, A.R. (1996) 'A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostones', *Communications of the geological survey of Namibia*, 11, pp. 77–82.

Hugo, P.J. (1969) *Report on the core-drilling programme in Owamboland 1967-1968*, p. 46.

Hutchins, D.G. and Wackerle, R. (2007) *The High Resolution Airborne Geophysical Survey Programme of Namibia : A Success Story in Promoting Mineral Exploration*. Available at: https://www.semanticscholar.org/paper/The-High-Resolution-Airborne-Geophysical-Survey-of-Hutchins/e6b9bb22310e733cf546d110e35b3f6e75600c76 (Accessed: 13 December 2021).

Interconsult - SRK Joint Venture (1994) *Groundwater Investigation Study in Northwestern Namibia - Results of Phase 1 Hydrocensus Volume 1 : Pages 1 - 326*. Interconsult.

Interconsult, S.R.K.J.V. (1997) *Groundwater Investigation Study in Northwestern Namibia - Technical Report No. 4 Recharge Study*. Interconsult.

IWACO (1992) *Groundwater Investigation study in Western Owambo and Kaokoland*. Prequalification report.

Jemwa, G. and Mosweu, M.M. (2020) 'The Mineral Sector of Namibia: a nuanced overview of selected key aspects', *Southern Africa Resource Watch, Johannesburg, South Africa*, (20), p. 25p.

Johnson, M.R. *et al.* (1996) 'Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: an overview', *Journal of African Earth Sciences*, 23(1), pp. 3–15. Available at: https://doi.org/10.1016/S0899-5362(96)00048-6.

Kahiurika, N. (2019) 'State of drought emergency extended', *The Namibian*, 3 October. Available at: https://www.namibian.com.na/index.php?page=archive-read&id=193796 (Accessed: 21 September 2021).

Kapolo, I.N. (2014) 'Drought conditions and management strategies in Namibia.', p. 9.

Kharin, V.V. *et al.* (2013) 'Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble', *Climatic Change*, 119(2), pp. 345–357. Available at: https://doi.org/10.1007/s10584-013-0705-8.

Klock, H. (2001) *Hydrogeology of the Kalahari in north-eastern Namibia with special emphasis on groundwater recharge, flow modelling and hydrochemistry*. Dr. rer. nat. Julius-Maximilians Universität.

Klock, H., Külls, C. and Udluft, P. (2001) 'Estimating recharge values using hydrochemical and geological data: a case study from the semiarid Kalahari catchment of northern Namibia', in *Otjozondjupa; Omaheke*. *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics*, pdf file: Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht, The Netherlands, July 2001). IAHS Publ. no. 269, 2001., pp. 25–31.

Kruseman, G.P. and Ridder, N.A. de (1994) *Analysis and evaluation of pumping test data*. 2. ed. (completely rev.), reprint. Wageningen: Internat. Inst. for Land Reclamation and Improvement (ILRI publication, 47).

Külls, C. (2000) *Groundwater of the North-Western Kalahari, Namibia: Estimation of Recharge and Quantification of the Flow Systems*. Dr. rer. nat. Julius-Maximilian University of Würzburg.

Lafolie, F. *et al.* (2004) 'Composition de l'eau et du sol : effet des activités microbiennes et des déplacements des micro-organismes', *Journées de l'hydraulique*, 28(1), pp. 3–14.

'Leapfrog Geo User Manual' (2014), p. 388.

Li, Z. *et al.* (2018) 'Groundwater quality and associated hydrogeochemical processes in Northwest Namibia', *Journal of Geochemical Exploration*, 186, pp. 202–214. Available at: https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.12.015.

Lindenmaier, F. *et al.* (2011) *Exploration of Ohangwena II Aquifer in Northern Namibia: Summary report Phase I*. Draft concept. BGR, p. 23 pp. Available at: 2700.

Lombaard, A.F. *et al.* (1986) 'The Tsumeb Lead-Copper-Zinc-Silver deposit, South West Africa/Namibia'.

Louvrier, M. (1971) 'Applications des méthodes de traitement automatique', *Bureau de Recherche Géologiques et Minières*, p. 36.

Maggs, G.L., Craven, P. and Kolberg, H.H. (1998) 'Plant species richness, endemism, and genetic resources in Namibia', *Biodiversity & Conservation*, 7(4), pp. 435–446.

Mainardy, H. (1999) *Grundwasserneubildung in der Übergansgzone zwischen Festgesteinsrücken und Kalahari-Lockersedimentüberdeckung in Namibia, Forschungsergebnisse aus dem Bereich Hydrologie und Umwelt*. PhD (Teil einer Dissertation). Würzburg.

Mangin, A. (1975) *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Institut des sciences de la terre, Université de Dijon.

Mapani, B. *et al.* (2010) 'Potential human health risks associated with historic ore processing at Berg Aukas, Grootfontein area, Namibia', *Journal of African Earth Sciences*, 58(4), pp. 634–647. Available at: https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.07.007.

Marchant, J.W. (1980) *Hydrogeochemical exploration at Tsumeb*. University of Cape Town.

Margane, A. (2006) 'Results of Groundwater Resources Investigations in the Oshivelo Region', p. 18.

Martin, H. (1973) 'The Atlantic margin of southern Africa between latitude 17 south and the Cape of Good Hope', in *The South Atlantic*. Springer, pp. 277–300.

Martin, J.C. *et al.* (1989) 'Quelques applications de la géostatistique à l'hydrogéologie', *Bureau de Recherches géologiques et Minières*, p. 90.

Martini, J., Marais, J.C.E. and Irish, J. (1999) 'Contribution à l'étude du karst et des grottes du Kaokoland (Namibie)', *Karstologia*, 34(1), pp. 1–8. Available at: https://doi.org/10.3406/karst.1999.2443.

Matas, J. (2013) *In pictures: Namibia's worst drought for 30 years*, *BBC News*. Available at: https://www.bbc.com/news/in-pictures-23614244 (Accessed: 21 September 2021).

Mathias, S.A. and Weather, H.S. (2010) 'Groundwater modelling in arid and semi-arid areas: an introduction', *Groundwater modelling in arid and semi-arid areas. Cambridge University Press, Cambridge*, pp. 1–4.

Matthess, G. (1982) *The Properties of Groundwater*. Wiley.

McBenedict, B. *et al.* (2017) 'Bacteriological Analysis of Household Water from Hand-Dug Wells in The Cuvelai-Etosha Basin of Namibia', *Int. Sci. Technol. J. Namibia*, (10), pp. 24–32.

Melcher, F. (2003) 'The Otavi Mountain Land in Namibia: Tsumeb, Germanium and Snowball Earth', *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 148, pp. 413–435.

Mendelsohn, J. *et al.* (2002) *Atlas of Namibia: A portrait of the land and its people. Cape Town*. David Philip Publishers.

Mendelsohn, J., Jarvis, A. and Robertson, T. (2013) *A profile and atlas of the Cuvelai-Etosha basin*. RAISON.

Mileusnić, M. *et al.* (2014) 'Assessment of agricultural soil contamination by potentially toxic metals dispersed from improperly disposed tailings, Kombat mine, Namibia', *Journal of Geochemical Exploration*, 144, pp. 409–420. Available at: https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.01.009.

Miller, R.G. (1992) 'The Etjo and Kalahari sediments of the Owambo Basin', *Abstracts volume, Kalahariiymposium, November*, 7992, pp. 42–51.

Miller, R.M. (1979) 'The Okahandja lineament, a fundamental tectonic boundary in the Damara Orogen of South West Africa/Namibia', *South African Journal of Geology*, 82(3), pp. 349–362.

Miller, R.M. (1983a) 'Tectonic implications of the contrasting geochemistry of Damaran mafic volcanic rocks, South West Africa', in *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*.

Miller, R.M. (1983b) 'The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia', in *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*.

Miller, R.M., Becker, T., and Geological Survey (Namibia) (2008a) 'Chap. 3 Karoo Supergroup', in *The geology of Namibia*. Windhoek, Namibia: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey.

Miller, R.M., Becker, T., and Geological Survey (Namibia) (2008b) 'Chap. 13 Neoproterozoic and early Palaeozoic rocks of the Damara Orogen', in *The geology of Namibia*. Windhoek, Namibia: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey.

Miller, R.M., Becker, T., and Geological Survey (Namibia) (2008c) *The geology of Namibia*. Windhoek, Namibia: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey.

Miller, R.McG. (1997) 'Chapter 11 The owambo basin of northern namibia', in R.C. Selley (ed.) *Sedimentary Basins of the World*. Elsevier (African Basins), pp. 237–268. Available at: https://doi.org/10.1016/S1874-5997(97)80014-7.

Miller, R.McG. (2011) 'Calcrete', *Groundwater in Namibia*, pp. 20–21.

Miller, R.McG. (2019) 'Field Guide, Excursion through the Damara Orogen', p. 106.

Miller, R.McG., Pickford, M. and Senut, B. (2010) 'The geology, paleontology and evolution of the Etosha Pan, Namibia: Implications for terminal Kalahari deposition', *S.A. Journal of Geology*, 113(307–334). Available at: 2700.

Miller, R.McG. and Schalk, K.E.L. (1980) *Geological Map of Namibia, 1:1 million.* Geol. Surv. Namibia.

Momper, J.A. (1982) *The Etosha basin re-examined*.

Mook, W.G. (2001) 'Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique', *Volume I, Chapitre*, 8.

Morse, J.W. and Mackenzie, F.T. (1990) *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier.

Mukendwa, H. (2009) *The Groundwater Flow Regime of the Kombat Aquifer, Namibia.* MSc. Institute for Groundwater Studies/University of the Orange Free State.

Myhre, G. *et al.* (2019) 'Frequency of extreme precipitation increases extensively with event rareness under global warming', *Scientific Reports*, 9(1), p. 16063. Available at: https://doi.org/10.1038/s41598-019-52277-4.

Namibia Statistics Agency. (2011) *Namibia 2011 : population & housing census main report*.

Niedermayr, G., Schnaitmann, E.A. and Brandstätter, F. (2008) 'Das Dioptas-Shattuckit-Vorkommen Kandesei im Kakokoland', *Mineralien-Welt*, 19, pp. 76–93.

Nimmo, J.R., Horowitz, C. and Mitchell, L. (2015) 'Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge', *Ground Water*, 53(2), pp. 282–292. Available at: https://doi.org/10.1111/gwat.12177.

Palfi, A. (2005) 'Spessartin-und Dioptas- Mineralisationen im Kaokoland, Namibia.', *Mineralien-Welt*, (16), pp. 49–61.

Parkhurst, DL and Appelo, C. (1999) *Description of input and examples for PHREEQC version 3: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*, *Water Resources Research Investigations Report*. Denver, CO: U.S. Geological Survey, p. 497. Available at: https://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/.

Parkhurst, David and Appelo, T. (1999) *User's guide to PHREEQC version 3 - a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*, *Water Resources Research Investigations Report*.

Passchier, C.W. *et al.* (2002) 'Tectonic evolution of the southern Kaoko belt, Namibia', *Journal of African Earth Sciences*, 35(1), pp. 61–75. Available at: https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00030-1.

Pendergrass, A.G. and Hartmann, D.L. (2014) 'Changes in the Distribution of Rain Frequency and Intensity in Response to Global Warming', *Journal of Climate*, 27(22), pp. 8372–8383. Available at: https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00183.1.

Pickford, M. and Senut, B. (2010) *Karst geology and palaeobiology of northern Namibia*. Windhoek, Namibia: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey of Namibia (Memoir, 21).

Pirajno, E. and Joubert, B.D. (1993) 'An overview of carbonate-hosted mineral deposits in the Otavi Mountain Land, Namibia: implications for ore genesis', p. 8.

Ploethner, D. *et al.* (1997) *German-Namibian Groundwater Exploration Project: Reports on Hydrogeologiccal and Isotope Hydrological Investigations - Vol. D-III: Hydrogeology and Isotope Hydrology of the Otavi Mountain Land and its Surroundings (Karst_01 and Karst_02)*. Windhoek & Hannover: DWA & BGR, p. 65 pp.

Pokrovsky, O.S. and Schott, J. (2001) 'Kinetics and Mechanism of Dolomite Dissolution in Neutral to Alkaline Solutions Revisited', *American Journal of Science*, 301(7), pp. 597–626. Available at: https://doi.org/10.2475/ajs.301.7.597.

Porada, H. (1979) 'The damara-ribeira orogen of the Pan-Africanbrasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision', *Tectonophysics*, 57(2–4), pp. 237–265.

Porada, H. (1983) 'Geodynamic Model for the Geosynclinal Development of the Damara Orogen, Namibia, South West Africa1', in H. Martin and F.W. Eder (eds) *Intracontinental Fold Belts*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 503–541.

Porada, H. *et al.* (1983) 'The join of the coastal and intracontinental branches of the Damara Orogen, Namibia, South West Africa', in *Intracontinental fold belts*. Springer, pp. 901–912.

Porada, H. (1989) 'Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil', *Precambrian Research*, 44(2), pp. 103–136.

Prave, A.R. and Hoffmann, K.H. (1995) 'Unequivocal evidence for two Neoproterozoic glaciations in the Damara sequence of Namibia', in *Abstr. Programs-Geol. Soc. Am*, p. 380.

Pruss, S.B. (2010) 'Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia', *Precambrian Research*, p. 12.

Quinger, M. *et al.* (no date) 'Advanced Groundwater Management in Namibia: Introducing the new National Groundwater Database GROWAS II', p. 9.

Rahm, L. and Buch, M.W. (1997) 'Groundwater flow in the southern part of the Etosha basin indicated by the chemical composition of water', *Madoqua*, 1997(1), pp. 129–135.

Ravenscroft, P., Brammer, H. and Richards, K. (2011) *Arsenic pollution: a global synthesis*. John Wiley & Sons.

Saltel, M. (2008) *Impact de structures géologiques sur l'alimentation de systèmes aquifères profonds - Fonctionnement hydrogéologique des antiformes du sud de Bordeaux*.

Saltzman, M.R., Thomas, E. and Gradstein, F.M. (2012) 'Carbon isotope stratigraphy', *The geologic time scale*, 1, pp. 207–232.

Sami, K. and Hughes, D.A. (1996) 'A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model', *Journal of Hydrology*, 179(1–4), pp. 111–136. Available at: https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02843-9.

Sarr, B. (2012) 'Present and future climate change in the semi-arid region of West Africa: a crucial input for practical adaptation in agriculture', *Atmospheric Science Letters*, 13(2), pp. 108–112.

Schaller, T. (2012) *Hydrogeochemical study of the multi-layered Ohangwena aquifer in North Central Namibia*. MSc. Leipzig, Faculty of Physics and Geosciences, Institute for Geophysics and Geology. Available at: 2710.

Schnaitmann, E.A. and Jahn, S. (2010) 'Mineralien aus Schürfen im Kaokoveld, Namibia', *Mineralien-Welt*, 21(2), pp. 78–90.

Schneider, G. (2004) 'The roadside geology of Namibia', *Naturwissenschaftliche Rundschau*, 57(9).

Schneider, G.I.C. and Schreiber, U.M. (2012) 'The Geology of Area 1814 Etosha West - Explanations of sheet 1814', *MINISTRY OF MINES AND ENERGY, GEOLOGICAL SURVEY OF NAMIBIA*, p. 26.

Schneider, G.I.C. and Schreiber, U.M. (2013) 'The Geology of Area 1912 Sesfontein - Explanations of sheet 1912', *MINISTRY OF MINES AND ENERGY, GEOLOGICAL SURVEY OF NAMIBIA*, p. 39.

Schneider, G.I.C., Schreiber, U.M. and Nguno, A. (2014) 'The Geology of Area 1714 Oshakati - Explanations of sheet 1714', *MINISTRY OF MINES AND ENERGY, GEOLOGICAL SURVEY OF NAMIBIA*, p. 21.

Seeger, K.G. (1990) *An Evaluation of the Groundwater Resources of the Grootfontein Karst Area*. Draft report. DWA/Geohydrology.

Seguin, J.-J. (2015) *Méthode d'évaluation de la recharge des nappes. Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines*. Rapport final BRGM/RP-65635-FR. BRGM.

Selaolo, E.T. (1998) 'Tracer studies and groundwater recharge assessment in the eastern fringe of the Botswana Kalahari', *Unpublished PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands* [Preprint].

Shikangalah, R.N. (2020) 'The 2019 drought in Namibia: An overview', 27, pp. 37–58.

Sillmann, J. *et al.* (2013) 'Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections', *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(6), pp. 2473–2493. Available at: https://doi.org/10.1002/jgrd.50188.

Sjöberg, E.L. and Rickard, D.T. (1984) 'Calcite dissolution kinetics: Surface speciation and the origin of the variable pH dependence', *Chemical Geology*, 42(1), pp. 119–136. Available at: https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90009-3.

Sracek, O. *et al.* (2014) 'Geochemistry of mine tailings and behavior of arsenic at Kombat, northeastern Namibia', *Environmental Monitoring and Assessment*, 186(8), pp. 4891–4903. Available at: https://doi.org/10.1007/s10661-014-3746-1.

Steffen, Robertson, and Kirsten (1997) *Groundwater Investigation Study in Northwestern Namibia - Technical Report No. 4 Recharge Study*. DWA Windhoek: Interconsult, S. R. K. Joint Venture, p. 88.

Stoltze, A.M. *et al.* (2016) 'Using hydrogeochemistry to test mineral potential under transported cover in the Kunene Region of Namibia', in. *35th International Geological Congress*, Cape Town, South Africa: American Geosciences Institute, p. 2.

Swap, R. *et al.* (2004) 'Natural abundance of 13C and 15N in C3 and C4 vegetation of southern Africa: Patterns and implications', *Global Change Biology*, 10, pp. 350–358. Available at: https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2003.00702.x.

Theis, C.V. (1935) 'The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage', *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 16(2), pp. 519–524.

Uugulu, S. and Wanke, H. (2020) 'Estimation of groundwater recharge in savannah aquifers along a precipitation gradient using chloride mass balance method and environmental isotopes, Namibia', *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 116, p. 102844. Available at: https://doi.org/10.1016/j.pce.2020.102844.

Van der Westhuizen, W.A. (1984) *The Nature, Genesis and Geochemistry of the Supergene Vanadium Ores of the Otavi Mountain Land*. University of the Orange Free State.

Van Tonder, G.J. and Kirchner, J. (1990) 'Estimation of natural groundwater recharge in the Karoo aquifers of South Africa', *Journal of Hydrology*, 121(1–4), pp. 395–419. Available at: https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90243-Q.

Van Wyk, E., Van Tonder, G. and Vermeulen, D. (2011) 'Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains – rainwater input', *Water SA*, 37(2). Available at: https://doi.org/10.4314/wsa.v37i2.65860.

Vogel, J.C. and Van Urk, H. (1975) 'Isotopic composition of groundwater in semi-arid regions of southern Africa', *Journal of Hydrology*, 25(1–2), pp. 23–36. Available at: https://doi.org/10.1016/0022-1694(75)90036-0.

Wanke, H. *et al.* (2018) 'Stable isotope signatures of meteoric water in the Cuvelai-Etosha Basin, Namibia: Seasonal characteristics, trends and relations to southern African patterns', *Isotopes in*

Environmental and Health Studies, 54(6), pp. 588–607. Available at: https://doi.org/10.1080/10256016.2018.1505724.

Wanke, H., Nakwafila, A. and Hamutoko, J.T. (2014) 'Hand dug wells in Namibia: An underestimated water source or a threat to human health?', *Physics and Chemistry of the Earth*, p. 10.

WHO (2011) *Guidelines for drinking-water quality, 4th edition, incorporating the 1st addendum*. Available at: https://www.who.int/publications-detail-redirect/9789241549950 (Accessed: 3 September 2021).

van Wyk, A. (2009) *Groundwater investigation in the Cuvelai-Etosha Basin - Report on the drilling and test pumping of three deep boreholes in the Ohangwena Region*. Windhoek: BGR, p. 75 pp. Available at: 2700.

Xinhua (2019) *Namibia experiencing worst drought in 90 years, says official - Xinhua | English.news.cn*, *Xinhuanet*. Available at: http://www.xinhuanet.com/english/2019-10/02/c_138444404.htm (Accessed: 21 September 2021).

Ypma, P.J.M. (1978) 'Fluid inclusions and ore genesis in the Otavi Mountainland, South West Africa, Part 1: Geothermometry and barometry', *Unpublished report, Adelaide, Australia, University of Adelaide Department of Econ. Geology* [Preprint].

Zingelmann, M. (2018) 'Dundee Precious Metals - Tsumeb Smelter: 3D Groundwater Flow and Contaminant Transport', (733), p. 44.

Annexes

Annexe 1 : Données pluviométriques mensuelles et quotidiennes des stations météorologiques d'Okaukuejo, de Tshandi, d'Oshaambelo, d'Otjovasandu, d'Opuwo et de Kaoko-Otavi (source des données : MeteoNam et SASSCAL). 273

Annexe 2 : Méthode d'interpolation par krigeage. 283

Annexe 3 : Base de données géochimiques des eaux souterraines de la zone d'étude. 285

Annexe 4 : Carte piézométrique de l'aquifère dolomitique d'Otavi (en bleu), et de l'aquifère du Kalahari indifférencié (en rouge)..... 295

Annexe 5 : Variogrammes des principaux éléments chimiques. 297

Annexe 6 : Diagrammes de Piper des eaux provenant des principaux aquifères d'Etosha (en vert), d'Otavi (en bleu), de Nosib (en orange) et d'Omusati (en magenta). 299

Annexe 7 : Diagrammes de Schoeller des eaux provenant des principaux aquifères d'Etosha (en vert), d'Otavi (en bleu), d'Omusati (en magenta) et du Nosib (en orange). 301

Annexe 8 : Tables des indices de saturation calculés sur la zone d'étude. 303

Annexe 9 : Rapport de forage du piézomètre Omakanga, n°201414 (source : DWA). 311

Annexe 10 : Résultats des isotopes stables δ18O et δ 2H des eaux souterraines réalisées dans cette étude, et données déjà publiées dans la région de Kaoko – Omusati. 313

Annexe 11 : Précédentes études d'estimation de la recharge et méthodes appliquées en climat semi-aride à aride en Afrique Australe. 315

Annexe 12 : Coupe stratigraphique interprétée, localisée au Sud-Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha (Ypma, 1978; Hoak *et al.*, 2014). Localisation sur la carte générale. 317

Annexe 13 : Bilan des flux (*rate budget*) calculé pour chaque slice. 319

Annexe 1 : Données pluviométriques mensuelles et quotidiennes des stations météorologiques d'Okaukuejo, de Tshandi, d'Oshaambelo, d'Otjovasandu, d'Opuwo et de Kaoko-Otavi (source des données : MeteoNam et SASSCAL).

Station : **Kaoko-Otavi** *SASSCAL*

Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
2016				0.7	0	0	0	0.2	0	0.3	16.5	24.5
2017	22.2	56.1	84.8	22.4	2.6	0	0	0.2	0.2	15.5	14	27.1
2018	34.5	5.6	140.7	89.5	2.2	0	0	0	1.7	11.3	16.2	12.9
2019	27.7	14.6	34.5	16.1	0	0	0	0.1	0	6.5	19.7	45.4
2020	32.1	45.5	65.4	1	2.1	2.5	2.4	1.6	0.8	0.2	2.2	2.6

Station : **Oshaambelo** *SASSCAL*

Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
2012		29.2	28.2	1.6	0	0	0	0	0	1.2	40.8	2.4
2013			1.6	0	0	0	0	0	0	0.2	43	139.4
2014	52.4	84.6	100.8	42.2	4.8	0	0	0	0.6	1.2	38.2	141.4
2015	57.2	20	76	10.2	0	0	0	0	0	0.2	2.6	108
2016	24.4	143.4	40.4	0.2	0	0	0	0	0	0	5.6	83.6
2017	84	81.4	139	84	0	0	0	0	0	1.2	17.2	32.4
2018	40	44.8	192.8	60.4	0.2	0	0	0	0	22.2	2	11
2019	35.6	38.2						0			4.4	4.4
2020	3.6											

Station : **Otjovasandu** *MeteoNam*

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1966	101.2	20.7	317.4	14.5	0	0	0	0	3.2		0	30.9
1967	56.3	181.5	74.5	0	0	0	0	0	0	0.2	203.1	176.8
1968	50	56.4	136.4	8	0	0	0	0	0	4.7	72.5	20.2
1969	39	143.1	129	39.5	0	0	0	1	0	1		
1970	172.7	45.7	118	7.5	0	0	0	0	0	7.5	3.5	32
1971	149	254.6	0	19.9	6.5	6.7	0	0	0	0	6.9	27
1972	36.9	16.6			0	0	0	0	0	0	12.5	23.5
1973	0	0	47.2	70.5	0	0	0	0	0	21	10.5	15
1974	156.9	152	35.5	73.5	0	5	0	0	0	37.5	34	25
1975	91.5	15	97	16	0	0	0	0	0	0	41	14
1976	195.4	71.3	120.7	13.5	0	0	0	0	0	1.1	0	5.7
1977	32	47	160	0	16	0	0	0	0	26	0	30.5
1978	43.5	122.5	63.5	23	0	0	0	0	0	0	3.5	14.5
1979	142.4	78	0	0	7.2	0	0	0	0	1	53.5	49.4
1980	4.9	63.4	155.2	0	0	0	0	0	0	0	6	61
1981	6.5	9	68	11.5	0	0	0	0	0	0	10	22
1982	51	113	53.5	0	0	0	0	0	0	0	0	18
1983	65	52.5	49.5	20.5	0	10.5	0	0	1	2	17.5	2.5
1984	35.7	29.8	95.9	38.6	2.1	1.4	0	0	0	1	22.5	
1985	106.5	33.7	51.2	7.5	0	0	0	0	0	14.5	74	0
1986	81	32.8	38.1	16.1	0	0	0	0	0	0	19.7	16.5
1987	0	91.2	13.5	71.5	0	0	0	0	0	27.8	41.4	38.5
1988	142.9	17	25.2	1.1	0	0	0	0	0	0	42.5	91.9
1989	17.9	43.4	17.4	25.5	0	0	0	0	0	20	4	4.2

1990	66.7	114.9	224.1	17.2	0	0	0	0	0	0	7.7	11.3
1991	81.9	91	62.4	2	0	0	0	0	9.5	9.8	24.7	41.1
1992	107.3	12.3	7.5	2.8	0	0	0	0	0	0.9	6.5	0
1993	47.6	87.5	206.1	20.6	0	0	0	0	0	40.8	36.5	39
1994	1.2	100.6	0	6.9	0	0	0	0	0	5.9	22.3	17
1995	0	94.1	75.3	0	0	0	0	0	8.8	0	29.4	0
1996	196.6	13.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0.6	12
1997	103.1	68.9	154.9	0	0	0	0	0	0	15	0	82.2
1998	57.5	2.8	2.6		0	0	0	0	0	0	9.9	0.5
1999	80.5	29.9	30.9	8.1	0	0	0	0	0		47.1	
2000	100.6	5	133.6	13	5	0	0	0	0	0	0.2	4.1
2001	17.5	129.9	114.5	36.6	0	0	0	0	1.5	3.5	0	0
2002	11.4	233.6	98.8	55.3	0	0	0	0	0	0.3	23.4	23.4
2003	78.9	105.9	34.2	83.9	0	0	0	0	0	9.5	49	19
2004	112.3	8.1	61.5	8	0	0	0	0	0	20.9	46.1	0
2005	143.5	136.6	140.3	31.5	0	0	0	0	0	6.1	0	20
2006	193	74.7	73.9	81.8	0	0	0	0	0	19	74	2.4
2007	50	19	39.9	7.2	0	0	0	0	0	2.8	12	1.1
2008			0		3.8				0			
2009	30.4	208							7	9.6	18.2	20.8
2010										0	75	26.8
2011	24.5	179.5	220.8	121.8	1.2				0	0	19.6	100.8
2012	70.7	62.2	142.9	3.2	0				0	0	40.4	13.5
2013	64.4	14.4	90.9	0	0	0	0	0	3.8	0	24.8	106.4
2014	11.5	76.7	89.6	65		0	0	0	0		9.6	16.1
2015	103.6	5.5	77.1	30.7						3.3	10.8	100.8
2016	42	49.3	17.2	7.8					0	0	4	22.2
2017	56.3	73.7	97.1	19.1								

Station : **Opuwo** *MeteoNam*

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1939												196.3
1940	57.4	53.3	31.2	0	0	0	0	0	0	34	2	20.1
1941	1.8	76.2	41.1	41.1	0	0	0	0	0	20.8	6.9	63.8
1942	41.7	85.1	99.6	23.9	0	0	0	0	0	0	0	0
1943	0	0	222	15.2	0	0	0	0	0	1	1.3	85.6
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22.3	29.2	17.8
1953	95.2	64.1	15.3	1.8	0	0	0	0	0	0	0	124.4
1954	41.8	130.4	76.8	41.9	0	0	0	0	4	0	16.5	5
1955	92	1.2	109.1	20.2	0	0	0	0	0	4.5	0.5	33.7
1956	47	39	71.2	3	0	0	0	0	0	0.7	61.8	4
1957	143.8	42.3	89.6	11	5.5	0	0	0	0	12	50	0
1958	93	38.3	78.6	0	3	0	0	0	0	19.5	35.6	19.5
1959	20.5	46.8	16.9	40.8	0	0	0	0	0	0.4	4	0
1960	92	175.6	21.5	1.7	6.4	0	0	0	0	28.5	43.5	0
1961	13.1	80.5	154.7	32	0	0	0	0	0	3.5	31.5	16.5
1962	50.5	84	37.5	18.5	0	0	0	0	0	16.2	23.5	4.7
1963	270.3	45	276.2	49.2	0	0	0	0	1.8	0	166.7	27.9
1964	0	106.5	34	0	0	0	0	0	0	0	18.2	0
1965	111	71	97	13.5	0	0	0	0	0	0	12	0
1966	105	11.5	119.4	0	0	0	0	0	36	0	37	44
1967	152	66	51.3	20.5	0	0	0	0	0	0	73.1	143
1968	78.5	53	117.2	0	0	0	0	0	0	0	66	0
1969	29	59	0	0	0	0	0	0	0	0	26	50
1970	189.6	68.5	91.7	0	0	0	0	0	0	20.7	2.5	10.5
1971	158.5	175	17	49	0	0	0	0	0	0	6	12.7
1972	100	2.3	146.9	105.5	0	0	0	0	0	0	0	0
1974	2.2	0	0	0	0	0	0	0	0	84.6	49.8	13.6
1975		37.3										
1992	1	28.6	14.6	0	0	0	0	0	1.5	3.5	3.5	19.8
1995					0	0	0	0			6	5.8
1996	135.9	22.1	50.4	0	0	0	0	0	0	0	3	66.2
1998	37.5		84.5						6		12.9	4
2014			94	0	0	0	0	0	0		0	37.8
2015	15.9	0.4	81.1									
2016												
2017	46.3	63.5	117.1	65.4	0	0	0	0	0	0	16.4	23.9
2018	0	5.6	123.5	20.8	0	0	0	0	0	0	20.3	0
2019					0	0	0	0	0	45.1	19.5	153.4
2020	31	110.4	30.5	28	0	0	0	0	0	0	0	0

Station : **Okaukuejo** *MeteoNam*

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1901	38.1	87.6	112.7	0.7	1.8	0	0	0	0	1.8	1.6	171.9
1902	141.5	108.8	108.9	27.8	0	0	0	0	17	0	5.5	59.7
1903	0.9	118.7	59.1	0	0	0	0	0	9.8	1	0	93
1904	157.8		241								498	
1905				0	0	0	0	0	0	4.4	7.9	11.3
1906	172.4	133.6	41.8	0.8	0	0	0	0	0.1	1.2	20.2	87.5
1907	124.2	139.6	174.8	135.2	0.0	21.2	0.0	0.0	35.2	26.4	0.0	95.1
1908	5.1	47.9	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.0	134.4
1909	272.6	346.5	135.6	0.6	10.2	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	22.8	142.0
1910	147.5	118.1	20.5	30.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	21.0
1911	33.5	137.2	42.4	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	74.8	81.2
1912	179.5	111.9	79.7	32.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.1	36.1
1913	39.4	109.4	249.4	101.0	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	10.2	87.8	34.4
1914	98.3	70.0	58.6	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0	22.3
1915	34.3	157.3	0.0	4.7	0.0	0.0						
1919	22.3		19.7	0.1	0	0.0	0.0	0.1	0.1	19.5		
1934	241	191	98.3	56.3	0	0	0	0	0	0	42.2	198.3
1935	91	65.8	51.4	22.9	0	0	0	0	0	0	21.3	52.8
1936	39.1	23	194.4	0.8	10.1	0	0	0	0	0.6	0	48
1937	85.9	101.2	0	50	0	0	0	0	0	1.3	12.5	98.3
1938	174.9	154.1	56.3	40.8	6.3	0	0	0	0	33.3	60.5	61.8
1939	125.8	0	126.4	13.9	0	0	0	1	0	18.2	41.2	172
1940	71.6	141.2	118.7	23.6	0	0	0	0	0	80	11.7	68.8
1941	37.2	75.4	14.2	32.8	0	0	0	0	0	24.9	0	36.2
1942	91.2	187.1	82.5	97.5	0	0	0	0	0	19	23.1	103.5
1943	17.3	36.8	68.7	34	0	0	0	0	0	0	0	138.2
1944	272	186.1	48.2	0	0	0	0	0	0	0	17	71.7
1945	13	104.2	94.5	3.3	0	0	0	0	0	1.5	97.8	139.2
1946	1	11	8.4	11.9	0	0	0	0	0	6	23.4	122.6
1947	123.4	68.1	132.8	30.2	0	0	0	0	0	0	52.1	116.8
1948	32.5	208.4	0	16	0	0	0	0	0	4.8	39.5	1.6
1949	66.1	42.9	115.7	56.9	0	0	0	0	1.8	0	27.2	2
1950	168.5	230.1	223.3	31.3	6.6	0	0	2.3	3.3	0	42.5	113.7
1951	23.6	133.2	35.9	21.4	27.3	0	0	0	0	37.9	50.6	130.9
1952	48.1	137.7	1.4	12.4	0	0	0	0	0	58.7	30.7	3.3
1953	59.4	120.2	22.6	20.5	0	0	0	0	0	18	7.9	141
1954	109.9	246.3	115.6	19.7	0	0	0	0	1	4.3	45.5	0
1955	33.6	43.7	121.4	45.2	0	0	0	0	0	3	36.5	13
1956	158.3	156.1	62.5	7	0	0	0	0	0.2	0	21.5	32.5
1957	77.8	104.3	65.1	10.9	3.5	0	0	0	0	9.5	91.8	115.7
1958	101.9	70.9	65.3	9	0.9	0	0	0	0	0	61.7	83
1959	94.5	31	48	60.1	1	0	0	0	0	0	1.8	12.3
1960	31.8	213.4	2.5	7.7	12.8	0	0	0	0	9.1	9	15.5
1961	24.6	55.8	41.5	60.5	0.4	0	0	0	0	1.9	43.7	42
1962	32.9	102	6.5	0	0	0	0	6.5	0	6.1	58.6	32.1
1963	163.2	34.6	153	46.2	0	0	0	0	0	1.4	67.4	59.7
1964	84.3	78.4	28.4	8.5	0	0	0	0	0	0	0	14.2
1965	46.1	51.8	65.7	17	0	0	0	0	3.5	0	32.3	49.3
1966	127.5	47.5	86.7	22	0	0	0	0	23.8	14	15.4	32.4
1967	91.8	88.8	89.5	23	0	0	0	0	0	0	129.5	89.8

1968	39	28.4	123.8	23.1	4.5	0	0	0	0	0	86.5	52
1969	128.3	129.5	61	3	0	0	0	0	0	0	3.8	48.1
1970	142.9	82.6	20.4	12.1	0	0	0	0	0	0	19.2	81.3
1971	131.6	161.7	27.6	26.6	1.2	0.9	0	0	0	1.5	11.2	49.7
1972	90.8	29.2	195.9	34	0	0	0	0	0	1.1	7.9	26.5
1973	18.4	18.9	107.3	37.8	0	0	0.1	0	0	16.2	10.6	10.2
1974	214.2	202.2	43	57.5	0	6	0	0	1	20.1	51.4	42
1975	89.3	41.1	64.4	33.4	4.1	0	0	0	0	1.4	30.4	42.7
1976	171.7	169.9	211.5	50	0	0.2	0	0	0	6.3	10.4	12.6
1977	43.8	104.9	44.1	14.7	13.2	0	0	0	0.5	1.4	1.6	111.9
1978	109.4	221.6	27.9	19.5	0	0	0	0	0	0.5	15.1	23.8
1979	125.5	273.7	3.8	21.4	2.1	0.7	0	1.6	18.3	9.9	71.9	23.5
1980	15.3	61.9	76	4.7	0	0	0	0	11	0	14.2	65.4
1981	39.2	32	45.8	15	0	0	0	0	0	0.5	3	34.9
1982	23.9	115.2	101.5	39	0	0	0	0	1.6	0.5	41.1	10.6
1983	117.6	23.4	30.4	6.9	0	0	0	0	0	0.8	30	63.7
1984	24.4	51.4	72	110.9	5.3	2.7	0	0	0	3.9	37.4	8.8
1985	77.3	84.1	62.7	1.5	5.8	0	0	0	0	4.5	58.1	40.8
1986	69.1	134.9	102.9	4.2	0.1	0	0	0	0.1	8.8	35.3	27
1987	9.5	154.8	8.6	4.5	0	0	0	0	0	4.3	18.5	33.6
1988	102.6	34.4	13.9	57.2	0	0	0	0	0.4	1.4	34.9	115.5
1989	60.8	71.3	17.2	35.4	0	0	0	0	0	0.3	0.3	1.8
1990	164	60.5	97.5	33.6	0	0	0	0	0	14.2	12.5	29.1
1991	78.9	102.1	41	0	0	0	0	0	18.3	7.7	16.9	82.4
1992	11.6	19.4	45	6.5	0	0	0	0	2.4	0.7	5.1	5.3
1993	32.3	145.6	63.9	46.6	0	0	0	0.7	0	40.3	54.4	33.4
1994	67	60.4	40.7	2.1	0	0	0	0	0	3.5	20.4	49.5
1995	2.4	209.7	25.7	10.4	0	0	0	0	41.2	27.8	2.7	1
1996	93.1	94.5	7.7	7.3	0	0	0	0	0	0.4	0.1	32.5
1997	129.9	96.3	60.4	0	0	0	0	0	5.6	46.3	3.7	74.2
1998	51.7	6	4.8	23.4	0	0	0	0	0	0.2	7.3	77.7
1999	110.7	11.8	45.6	7.4	0	0	0	0	0	21.7	39.1	158.8
2000	116	61	164	64.7	11.8	0	0	0	0	0	0	13.4
2001	22.9	85	70.2	63.1	0	0	0	0	5.8	0	18.6	33.1
2002	20.6	141	89.3	8.9	0	0	0	0	0	9.1	18.7	7.4
2003	58.1	92	54	57.7	0	0	0	0	3.2	0	6.1	70.5
2004	66	74	116.8	34	0	0	0	0	0	12.3	53.5	16.4
2005	126	52.9	63.8	35.7	0	0	0	0	0	20.3	31.9	25.7
2006	183.8	127.4	128.9	34.1	0	0	0	0	23.2	44	34.3	16.5
2007	97.1	39.8	65.7	17.8	0	0	0	0	0	7.4	15.4	5.4
2008					2.3		0	0	0			
2009	91.3	271.5	59.4	5.7	1.8	1.1	0	0	19.1	26.1	4.5	55.2
2010	27.9	136.3	71	41.8	8.3		0	0	0		35.8	
2011	174.4	123.7	172.8	122.6			0	0	0	0.8	63.8	80.1
2012	106.2	84.3	39.9	3.1			0	0	0	3.6	97.2	55.6
2013		24.3	16.6	0	0.5		0	0	0	0.5	34.1	61.2
2014	52.2	92	0	0	0	0	0	0	13.4	0	19.8	111.3
2015		10.4	48.2	10.5		0	0	0	0	0.7	10.5	72.5
2016	28	32.1	39.3	7	0	0	0	0	0	3	21	81.7
2017	42.3	106.1			3.9	0	0	0	0			
2018						0	0	0	0	17.3	0	7.2

Station : **Tshandi** *MeteoNam*

Year	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1939												196.3
1940	57.4	53.3	31.2	0	0	0	0	0	0	34	2	20.1
1941	1.8	76.2	41.1	41.1	0	0	0	0	0	20.8	6.9	63.8
1942	41.7	85.1	99.6	23.9	0	0	0	0	0	0	0	0
1943	0	0	222	15.2	0	0	0	0	0	1	1.3	85.6
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22.3	29.2	17.8
1953	95.2	64.1	15.3	1.8	0	0	0	0	0	0	0	124.4
1954	41.8	130.4	76.8	41.9	0	0	0	0	4	0	16.5	5
1955	92	1.2	109.1	20.2	0	0	0	0	0	4.5	0.5	33.7
1956	47	39	71.2	3	0	0	0	0	0	0.7	61.8	4
1957	143.8	42.3	89.6	11	5.5	0	0	0	0	12	50	0
1958	93	38.3	78.6	0	3	0	0	0	0	19.5	35.6	19.5
1959	20.5	46.8	16.9	40.8	0	0	0	0	0	0.4	4	0
1960	92	175.6	21.5	1.7	6.4	0	0	0	0	28.5	43.5	0
1961	13.1	80.5	154.7	32	0	0	0	0	0	3.5	31.5	16.5
1962	50.5	84	37.5	18.5	0	0	0	0	0	16.2	23.5	4.7
1963	270.3	45	276.2	49.2	0	0	0	0	1.8	0	166.7	27.9
1964	0	106.5	34	0	0	0	0	0	0	0	18.2	0
1965	111	71	97	13.5	0	0	0	0	0	0	12	0
1966	105	11.5	119.4	0	0	0	0	0	36	0	37	44
1967	152	66	51.3	20.5	0	0	0	0	0	0	73.1	143
1968	78.5	53	117.2	0	0	0	0	0	0	0	66	0
1969	29	59	0	0	0	0	0	0	0	0	26	50
1970	189.6	68.5	91.7	0	0	0	0	0	0	20.7	2.5	10.5
1971	158.5	175	17	49	0	0	0	0	0	0	6	12.7
1972	100	2.3	146.9	105.5	0	0	0	0	0	0	0	0
1974	2.2	0	0	0	0	0	0	0	0	84.6	49.8	13.6
1975		37.3										
1992	1	28.6	14.6	0	0	0	0	0	1.5	3.5	3.5	19.8
1995					0	0	0	0			6	5.8
1996	135.9	22.1	50.4	0	0	0	0	0	0	0	3	66.2
1998	37.5		84.5						6		12.9	4
2014			94	0	0	0	0	0	0		0	37.8
2015	15.9	0.4	81.1									
2016												
2017	46.3	63.5	117.1	65.4	0	0	0	0	0	0	16.4	23.9
2018	0	5.6	123.5	20.8	0	0	0	0	0	0	20.3	0
2019					0	0	0	0	0	45.1	19.5	153.4
2020	31	110.4	30.5	28	0	0	0	0	0	0	0	0

Station: **Otjovasandu** *MeteoNam*

YEAR	Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
2006	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2006	10	0	0	0	0	0	0	0	0	7.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	11	0	0
2006	11	0	0	0	0	0	0.2	0	20.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13.8	0	0	0	9.1	18	12	0	0	
2006	12	0	1.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2007	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	35	3	0	0
2007	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7.8	0	0	0	0.9	0	1.3	4.5	4.5	0	0			
2007	3	0	0	3.5	0	0	0	0	18.5	2	0.8	0	2.5	1.8	0	0	0	0	0	0	1	0	3.4	5	0	0	0	0	1.4	0	0	0
2007	4	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.3	0	0	0	3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	
2007	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2007	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2007	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2007	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2007	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2007	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.4	0	0	0	0	0	0	1.4	0	0
2007	11	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	
2007	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.1	0
2008	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2008	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2008	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2009	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	6.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2009	2	0	0	0	16.5	3.5	5	0	0	0	16.5	0	0	30.5	81.5	0	0	8	0	0	4	12.5	0	9	2.6	0	8	0	10.4			
2009	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	6	
2009	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	5.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2009	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13.2	0	0	0	0	0	0	1.5	3.5	0	0	0	0	
2009	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4.5	0	0	12.3
2010	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2010	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	8.5	0	30	0	0	0	0	0	0	0	3	24.5	0	0	0	0	
2010	12	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5.6	19.2	1	0	0
2011	1	0	0	10	1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	7.5	0	0	0	0	0	0	4.5	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
2011	2	0	0	8.5	3.6	31.5	11.5	0	1.5	0	4	0	36.5	0	0	0	4	0	0	34	0	3	15	0	26.4	0	0	0	0			
2011	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36.7	7	43.7	0	0	0	27	24.5	2	10.2	0	12	42	8.4	0	0	2	5.3	0	0	0	0
2011	4	0	8.3	3.1	0	0	13	33.5	5.8	0	0	0	4.8	0	0	0	0	14.3	10	2.3	20.3	0	0	0	0	0	0	0	0	6.4	0	
2011	5	0	1.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2011	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.2	16.4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2011	12	22	0	0	23.6	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	6.2	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2012	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4.3	0	0	23	25.5	15.4	2.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2012	2	0	0	0	0	0	0	8.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	25	0	0	3.3	0	0	9.6		
2012	3	0	4.5	2.5	0	0	0	8	0	0	0	4.5	0	19	0	0	0	0	0	0	0	0	3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2012	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2012	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2012	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2012	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2012	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.8	0	0	5.5	0	26.5	0	0	0	0	0	0	0	5.6	
2012	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.2	0	0	0	0	0	1.6	0	0	0	0	5.7
2013	1	0	0	0	0	0	0	0	48	16.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2013	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.4	6	0	7	0	0	0	0	0	0	0			
2013	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	23.8	0	45.5	19.6	0
2013	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2013	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2013	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2013	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2013	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2013	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.5	2.3	0	0	0	0	0	
2013	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2013	11	0	0	0	0	0	1.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.8	7.6	8.2	4	0	0	0	0	0	
2013	12	15.3	15.9	0	0	0	0	27.5	44.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	4.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.8	5	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	38.5	4.4	10.5	0	1.5	0			
2014	3	0	0	0	0	16	2	0	22	0	0	0	0	0	0	0	19	1.1	0	0	0	0	0	29.5	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	4	0	0	0	0	0	36	0	0	0	0	0	0	3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14.5	0	11	0	0	0	
2014	5		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	11	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4.8	0	0	0	0	0	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	12	0	0	0	0	0.9	2.8	3	2.4	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2015	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	35	42.4	0	0	0	2	0	0	0
2015	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	1.5	0	0	0	0	0	0			
2015	3	10	24	2	0	0	2.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.5	1.2	19.5	0	0	0	15	0.3	0	0	0
2015	4	0	0	0	0	0	0	0	0	16.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14.2	0	0	0	0	0	0	
2015	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	2.4	0.2	0	0
2015	11	0	0	0	0	0	21.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2015	12	0	0	0	0	0	20	12.4	58	68	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0.8	0	0	0	16	5.8	10	0	5.6	0	0	0	0
2016	1	12.4	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	19.6
2016	2	5	32.2	3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.8	0	0	0	0	0	5.8	0	0	0		
2016	3	0	0	9.2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

2016	4	0	0	0	0	1.8	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	12	0	0	0	9.2	0	0	0	0.8	0	0	0	4	4	0	0	0	0	4.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	1	9.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8.2	30	0	0	16	0	0	32.8	16	0	0	0	0	0
2017	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.8	0	0	0	4.9	0	0	0	12.6	5	0.4	0	0	0	6	3	39		
2017	3	1	18.4	36	0.6	2.4	46	22	13	0	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36.8	0	0	0	0
2017	4	0	0	0	0	0	0	0	0	27	9.2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Station: **Opuwo** *MeteoNam*

Year	**Month**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**16**	**17**	**18**	**19**	**20**	**21**	**22**	**23**	**24**	**25**	**26**	**27**	**28**	**29**	**30**	**31**
2010	11																11.3	9											2.4	1.1		
2010	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	1	0	0	9.6	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5.6
2011	2	0	0	0	0	0	0	5.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.2	0	3.1	2.1	0	0	0	0	0	0	3.5			
2011	3	0	0	1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	2.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.8	0	0	0	1	0	1	1.4	0
2011	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.3	0
2011	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0															0.7			0	
2011	11			0.3						1.5		0	0						1.8	1.4	0.3	0	0	0								0
2011	12	3.3			3.9	4.6	2.1	2.3	2	1.3	0.3	0	0				0		1.4	2.5	4	2.7	1.7	1.1	0.5		6	1	0	0		
2012	1							0.8			0	0	0.3		0	0	0.3	0.8	1.1	1.1	0.8	0.6	0.4	0.2								
2012	2							0.7							0	0	0	0.1			0.1								0	0	0	0
2012	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2012	10																												0.7	7.7		
2013	11																							0.6					2.7		0.1	
2013	12	5	1.2	0.1																												
2014	2																2.2			3.2				40.2	12.1	4.1	0.3	1.9				
2014	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16	26	0	4.5	0	0	14.5	21.5	0	0	11.5	0	0	0	0	0
2014	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	10		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	12	0	4.1	0	0	4.5	12	0	11.2	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2015	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8.4	7.5	0	0
2015	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0	0	0			
2015	3	0	0	0	0	21.5	10.4	2.7	6.5	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38	0	0	0
2017	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4.2	5.5	4.6	3.6	0	4	19.4	0	5	0	0	0	0	0
2017	2	0	0	0	0	0	0	0	0	20	4	4	0	3	3	0	9	0	0	0	6.5	0	6	0	0	3	0	5	0			
2017	3	21.1	0	0	32	0	3	16	43	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	7.4	20	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	
2017	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	11	0	0	0	0	0	0	0	16.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	12	0	0	0	0	0	0	0	4.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.1	4	0	0	0	0	0	0	3.5	0	8.7	0	0
2018	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	2	0	0	0	0	0	0	0	0	5.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
2018	3	0	0	0	0	32.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30.5	60.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	4	0	0	4.1	0	0	0	10	4	0	2.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20.3	0	0	0	0	
2018	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2019	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2019	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22.8	2.8	1.9	17.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	11	0	0.4	0.7	2.3	0.8	0	0	0	0	11.3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	
2019	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32.8	0	0	0	49	36.4	0	0	0	0	35.2	0
2020	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	29
2020	2	0	0	0	11	55.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	43.5	0		

2020	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4.2	0	0	9.5	0	6.9	0	0	0	0	0	0	0	9.9
2020	4	0	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Station: **Tshandi** *MeteoNam*

Year	Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
2011	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
2011	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2011	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2011	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.8	0	1.4	0	0	0	0	0	0	0	
2011	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011	11	0	4	0	0	0	1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.2	0	0	0	0	0	0	0	0	34	15.2	0	
2011	12	0	0	28	10	0	0	0	16	0	42	8.5	48	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2014	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0										
2015	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	0	0	0	0	0
2015	2	0	8.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	11.5	0	0	0	0	0			
2015	3	0	0	0	0	6	45	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	44	0	5.5	0	0	26	0	0
2015	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4.5	0	0	0	0	0	0	
2015	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2015	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2015	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2015	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2015	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2015	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2015	11	0	0	0	0	0	9.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2015	12	0	0	0	0	0	0	12	2.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	34	15
2016	1	0	0	0	38.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	2	0	10	25	0	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
2016	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	
2016	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	1	0	20	0	0	0	25	0	0	0	0	5.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10.5	0	8.5	0	2.5	0	0	0	0
2017	2	9	6	0	0	0	0	0	0	0	30	3.5	2	0	0	20	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5.5	28	5.5			
2017	3	0.5	0	11	0	0	30	6	8	0	10	0	0	0	0	0	35	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	124
2017	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0	0	0	0	0	0	1	0	20	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	11	0.1	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	12	0	0	0	0	3	0	2	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	5.5	0	0	0	0
2018	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	1.5	4	3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0
2018	2	0	0	15	1.8	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
2018	3	0	0	15	35	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

2018	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	65	0	0	0	0	0	0	0
2018	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5.5	0	0	0	
2018	12	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	9	0	0	0	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Station: **Kaoko-Otavi** *SASSCAL*

Year	Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
2016	4																	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	
2016	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2016	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0
2016	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2016	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0
2016	11	0	0	0	0	0.5	0	0	8.2	0	4.1	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	1.4	0	0	0	0.7	1.5	0	0	0	
2016	12	4.3	0	0	1.1	3.7	0	0	1.2	0	0	0	5.3	0.1	0.3	0	0	0	1.8	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.6
2017	1	6.5	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	3.7	1.6	0.1	0	0	0.2	4	4.3	1.2	0.3	0.1	0	0	0
2017	2	0	0	0	0	0	0	0	0	11.5	0.2	1.1	0	7.7	15.9	1	0.6	0.6	0	9.1	2.8	0	0	0	0	0	0	3.3	2.3			
2017	3	6.2	5.5	5.2	1.2	0.8	4.5	0.2	19.7	0.2	0	0	0	0	5.1	0	0	8	0	0	0	0	0.1	14.5	11.2	2.4	0	0	0	0	0	0
2017	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0	0	4.1	7	0	10.9	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.5	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2017	9	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	
2017	10	8.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0	0	2.9	3.9
2017	11	12.2	1.5	0.2	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2017	12	0	0	0	0	0	8.8	6.5	1	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.5	0.5	3.3	0	0	0	0.1	0	2.1	0.5	1.6	0
2018	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.1	2.1	0.2	1.5	0	12.6	11.5	2.9	0.2	0	0	0	0	0	0	1.1	0.3	0	0	0
2018	2	0	0	0	0	3.8	0	0	0	0.2	0	0	0	0.7	0	0	0	0	0.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
2018	3	0	0	0.1	0	1.8	3.5	0	0	0	0	0	0	0	4.4	0	5.9	1	41.1	18.3	14.8	0.8	12.2	0.1	0	0	0	15.2	21.4	0	0	0.1
2018	4	3	16	3.5	0	0	0	0	6.6	0	0	4.4	9.1	5.9	0.2	25.3	15.4	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2018	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2018	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.7	0	
2018	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	1.1	0	0	3.7	6.1	0.2	0	0	0
2018	11	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15.5	0	0	0	0	0.1	
2018	12	2	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	4.7	1	0.1	0	0	0	0	0	0
2019	1	0	0.9	7.8	13.5	2.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	2	5.4	0.5	0.5	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	0.2	0.2	7.4	0			
2019	3	0	0.2	0.5	0	0	2.2	0	0	0.1	0	0	0	0	0	3.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	2.2	0	20.1	2.1	0	3.6
2019	4	5.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.9	0.5	6.5	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.7	0	0	
2019	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2019	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2019	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0.1	6.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2019	11	0	0.8	8.8	5.1	0.1	0	0	0.1	0.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.9	3	0	0	0	
2019	12	4.1	0	0	0.3	3.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.7	0	0	0	0.5	1.1	0	7.9	8.6	0	13.6	1.1	0	0	0	0	1
2020	1	1.8	1.6	0.4	6.7	13.6	0.7	0	0	0	0	0	0	0.3	2.3	0	0	4.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.2	0.5	19.3
2020	2	0.5	2.1	2.3	0	4	0.1	2.8	0	0	0	0	0	0	0	1.2	2.4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.6	0.7	24.1	1.7		
2020	3	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	-	0	0	0.8	0	7.9	1.3	3.7	0.6	0	5.2	4.5	25.2	0.1	0	11.7	0	0	0.3	0.1	0
2020	4	0	0	0	14.5	0.1	0	0	0	0	3.3	0	6.4	9.1	0	0	0	0	0.2	24.3	8.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-	0	-	0	0	0	-	0	-	-	-	-	-	-	-
2020	8	-	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2020	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	2.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2020	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Annexe 2 : Méthode d'interpolation par krigeage.

L'interpolation consiste à la modélisation d'une surface continue à partir d'un jeu de données spatiales (x, y, z). Pour la réalisation de la carte piézométrique, l'interpolation entre chacun des points de mesures est faite par la méthode de krigeage. Celle-ci est réalisée grâce au logiciel Surfer©. L'altitude des ouvrages est à une précision de ± 5 m, relevée d'après le Modèle Numérique de Terrain (MNT 10 m).

Le krigeage est une méthode d'interpolation géostatistique qui consiste à estimer une valeur d'une variable régionalisée en un point, à partir d'un ensemble de données disponibles. Cette méthode est basée sur la variance et la distance entre les points, et est conçue pour étudier des variables spatialement corrélées (Martin *et al.*, 1989; Arnaud and Emery, 2000).

La technique d'interpolation par krigeage ordinaire semble être la plus adaptée dans ce travail, car elle permet l'interpolation de données irrégulières, dans les secteurs à forte densité de point, et d'autres secteurs avec des données plus éparses (Saltel, 2008). Le krigeage tient compte de la distribution spatiale de la variable (ici, la hauteur piézométrique). Elle est établie à l'aide d'une fonction appelée variogramme.

Le modèle de variogramme représente mathématiquement la variabilité spatiale de l'ensemble des données. Les principales composantes du variogramme sont le palier, la portée et l'effet pépite (Figure 74). Un variogramme expérimental obtenu sur les données piézométriques est également présenté avec la carte piézométrique générée dans la partie résultats (*Piézométrie générale et principaux sens d'écoulement*).

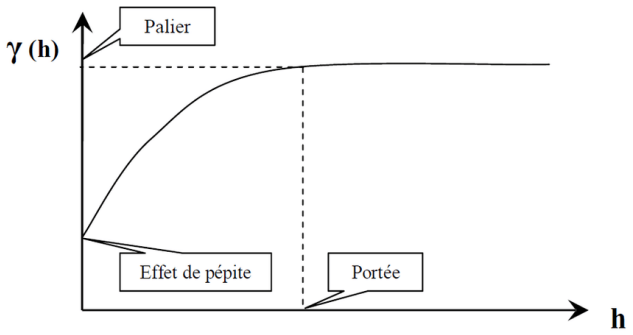


Figure 74 : Paramètres du variogramme.

Annexe 3 : Base de données géochimiques des eaux souterraines de la zone d'étude.

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
3159	14.7079	-17.8962	1124	40.8	3.81		7.2	3380	1200	3	0.3	190	216	19	379.6	27.0	107.4		62	2231	DWA
3705	14.1565	-18.0113	1258	61.6	7.62		8.1	4800	16	0.5	0.1	40	15	3	116.8	90.2	795.4		38	3168	DWA
3848	14.0604	-18.3264	1402	95.7	42.67		7.8	1037	60	1.5	0.1	8	11	3	136	48.1	581		31	684	DWA
3848	14.0604	-18.3264	1402	95.7	42.67	25.5	7.4	882	43	1.6	0.2	16	13	1.5	157	50	567	0.01		688	Soetaert 2019
3897	14.4145	-18.4469	1200	106.7	18.29		7.2	2500	750	1	0.3	35	47	12	132.8	174.2	385.5		69	1650	DWA
4486	14.2940	-18.1767	1210	77.2	18.1		8.1	1663	105	16.5	0.3	40	32	4	98.8	88.0	602.7		89	1098	DWA
5277	14.1042	-17.7548	1251	69.8	43.59	34	7.5	1456	13.2	6.01	0.97	26.7	47	6	75.8	90	662.5	0.005		623	Kunene R
5277	14.1042	-17.7548	1251	69.8	43.59		8.20	997	23.0	3.0	1.1	29.0	42.0	8.1	43.0	89.0	602.7	0.1		563.0	BGR 2008
5826	14.4519	-18.0522	1161	163.7			8.2	3560	1600	5.4	0.3	375	380	17	164	295.2	246.4		52	2350	DWA
6235	14.0904	-19.0243	953	61	12.19		8.2	785	23	5.5	0.1	15	15	7	82	49.1	463.6		23	518	DWA
6287	14.3792	-18.8522	1274	61.3	24.99		8	1082	24	9	0.2	42	13	4	106	67.1	617.3		39	714	DWA
6291	14.3912	-18.8125	1256			27.3	8	1198	61	14	1.3	87	202	1.3	22	44	580	0.04		893.11	Soetaert 2019
6291	14.3912	-18.8125	1256	67.06	13.72		7.9	1733	41	10.8	0.2	142	163	6	82	103.0	854		85	1144	DWA
6312	14.3722	-18.8341	1276	59.8	22.9		8.2	1036	15	3.4	0.1	20	24	5	112	65.1	678.3		29	684	DWA
6314	14.3481	-18.7953	1274	55.1	13.7		7.8	1292	33	18	0.5	102	100	5	118	32.1	466.0		71	853	DWA
6463	13.8559	-18.6926	1506	30.5	5.1		7.9	951	7	3.5	0.1	12	10	6	98.8	67.1	641.7		23	628	DWA
8235	13.5529	-18.0047	921	63	16		7.9	1450	138	3	2.3	120	275	8	7.2	103.3	863		30	1080	Study 1998
8238	14.0418	-17.5945	1226	91	47.24		8	1147	31	9	0.4	20	49	6	78.8	96.0	739.3		40	757	DWA
8238	14.0418	-17.5945	1226	91	47.24	26.4	7.06	1461	63.7	6.11	1.53	45.7	64	4	100	99.5	752.7	0.007		718	Kunene R
8240	14.1126	-17.6218	1181	70.7	48.16	31.8	6.62	1484	42.2	4.86	0.21	67.2	43	3	162	52.5	619.8	0.025		664	Kunene R
8241	14.1128	-17.6264	1186	62	32.6		7.8	829	40	5.5	0.1	49	41	4	68	45.9	419.7		21	547	DWA
8241	14.1128	-17.6264	1186	62	32.6	31.8	6.62	1484	42.2	4.86	0.21	67.2	43	3	162	52.5	619.8	0.025		664	Kunene R
8251	13.7233	-18.3469	1511	108	39.93		8.1	811	5	1	0.3	7	5	4	84.8	52.0	490		13	535	DWA
8253	13.9405	-17.5783	1324	90	59.65	27.05	6.88	1094	55.2	1.09	0.17	20	17	4	102	72	600.2	0.004		534	Kunene R
8253	13.9405	-17.5783	1324	90	59.65		8	858	51	2	0.1	21	18	6	74.8	67.1	512.4		20	566	DWA
8257	13.8866	-17.5169	1357	92.3	28.96		8.1	727	23	1.5	0.1	41	26	10	64	42.0	390.4		28	480	DWA
8257	13.8866	-17.5169	1357	92.3	28.96	28.37	6.7	844	47.9	3.45	0.19	71.9	39	8	58.2	35.8	259.9	0.006		451	Kunene R
8263	13.8758	-17.7467	1317	82.6	28.96		8	1108	42	14	0.2	16	52	6	82.8	87.0	668.6		22	731	DWA
8263	13.8758	-17.7467	1317	82.6	28.96	27.45	7.28	1283	29.8	5.47	0.52	26.2	39	4	90.2	83.5	664.9	0.024		599	Kunene R
8282	14.4996	-18.3426	1181	78	16.6		8	1948	630	3.5	0.1	67	70	9	110	175.2	553.9		66	1286	DWA
8290	15.1890	-18.3469	1105	31.4	9.1		8	5870	900	1	0.2	1250	700	19	224.8	175.2	263.5		72	3874	DWA
8501	14.4417	-17.5934	1160	109	39.3		7.8	650	5	3	0.1	14	22	6	62	36.0	412.4		50	429	DWA
8502	14.3331	-17.6018	1168	107	19.8		7.7	911	8	6.5	0.1	50	28	14	98	43.0	514.8		56	601	DWA
8524	14.5630	-18.0011	1141	94.5	8.2		8.2	1806	305	3.5	0.1	82	81	7	70.8	138.0	641.7		78	1192	DWA
8524	14.5630	-18.0011	1141	94.5	8.2	33.7	7.51	1761	333	6.86	1.22	89.9	87	5	92.2	141	614.9	0.01		1080	Kunene R
8527	14.7124	-18.1330	1128	96	5.8	28.95	7.06	4738	2500	42.9	3.38	167	199	29	525	239	237.9	0.02		4200	Kunene R
8535	14.7965	-18.2614	1123	172	14.9		8.1	1867	194	1.5	0.6	88	270	9	4.8	111.1	841.8		31	1232	DWA
8535	14.7965	-18.2614	1123	172	14.9	27.02	7.61	2223	118	0.05	1.77	127	306	10	3.56	122	1013.8	0.01		1180	Kunene R
8543	14.6269	-18.0500	1132	43.9	12.2	25.33	6.99	2793	1580	4.73	2.66	69	8	5	600	37.1	242.8	0.02		2650	Kunene R
8557	14.5628	-18.5481	1174	127	21.3		7.50	1301	48.0	25.0	1.2	82.0	106.0	3.7	70.0	70.0	584.4	0.1		902.0	BGR 2008
8560	14.4913	-18.6782	1208	99.4	16		7.8	1918	96	19	0.6	245	191	8	90	77.0	507.5		55	1266	DWA
8565	13.8400	-18.0619	1149	131.4	31.09		7.7	2550	723	0.4	1.7	185	258	12	46	235.71	744		15	2000	Study 1998
8570	13.8778	-18.1731	1336	91.4	12.19		7.8	1138	26	0.5	0.2	14	26	6	78.8	104.0	786		30	751	DWA
8570	13.8778	-18.1731	1336	91.4	12.19		7	1158	34	0.5	0.1	16	24	1	56.8	120.0	773		32	764	Study 1998
8570	13.8778	-18.1731	1149	131.4	31.09		7.3	1150	40	0	0.1	30	43	1	100.8	128.3	945		20	835	Study 1998
8571	13.8625	-17.8687	1195	36.6	12.2	26.77	7	1133	66.4	8.36	0.81	3.8	41	4	73.2	83.8	581.9	0.004		578	Kunene R
8571	13.8625	-17.8687	1195	36.6	12.2		7.6	1402	270	11.3	0.2	15	100	6	74	101.1	629.5		19	925	DWA
8575	13.9297	-17.8939	1203	79.2	34.75	25.93	7.16	1401	122	0.445	0.43	28.9	43	4	116	98.8	739.3	0.005		682	Kunene R

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
8577	13.7287	-17.8043	1305	61	21.34	25.47	6.77	1374	27.4	0.03	0.17	26.9	25	2	129	98.3	806.4	0.005		643	Kunene R
8578	13.6391	-17.7677	1340	61	19.81	30.2	7.94	1280	79.6	5.78	0.24	55.6	53	4	96	90.9	434.3	0.121		551	Kunene R
8579	13.4291	-17.7685	1383	73.2	39.62		8.1	833	44	1	0.1	21	15	6	92.8	52.0	517.3		24	550	DWA
8581	13.6139	-17.8129	1309	85.3	39.62	27.12	7.04	1371	28.1	17.8	0.41	62.9	55	2	143	59.9	595.4	0.007		693	Kunene R
8583	13.8830	-18.3199	1475	64	18.29		7.7	863	5	2	0.1	9	9	7	96.8	66.1	642		24	570	DWA
8584	13.8614	-18.1225	1222	65.2	35.66		7.7	1870	620	0	0	9	118	6	112	128.1	539		34	1235	Study 1998
8584	13.8614	-18.1225	1222	65.2	35.66		7.1	3200	1300	0	2.3	33	185	6	236.8	225.5	647		20	2360	Study 1998
8588	13.4985	-17.9591	910	61	15.24	29.67	6.74	749	0.8	0.01	0.15	12.9	14	4	91.3	12.7	359.9	0.001		332	Kunene R
9300	14.4806	-18.7294	1214	138	13.7		8.2	2210	135	12.8	0.4	265	290	7	72.8	66.1	600.2		50	1459	DWA
9302	14.5688	-18.6187	1186	62.5	18.6		8.60	1377	256.0	0.5	2.5	124.0	277.0	2.9	5.4	5.8	308.7	0.1		861.0	BGR 2008
9302	14.5688	-18.6187	1186	62.5	18.6		8.4	1490	193	6	0.9	138	270	6	22.8	19.9	363.6		46	983	DWA
9520	14.6655	-18.5257	1149	122	24.4		7.30	1080	40.0	26.0	1.1	76.0	83.0	5.4	58.0	55.0	433.1	0.1		697.0	BGR 2008
9522	14.5444	-18.5184	1174	94.5	24.9		7.70	1486	71.0	19.0	1.0	118.0	126.0	5.3	80.0	75.0	651.5	0.1		962.0	BGR 2008
9522	14.5444	-18.5184	1174	94.5	24.9		8.2	1590	74	15	0.5	126	133	7	84	77.0	583.2		62	1049	DWA
9834	13.8280	-18.0535	1130	109.4	39.62		7.5	1350	228	4	0.7	125	141	28	40	138.5	713.7		30	1090	Study 1998
9834	13.8280	-18.0535	1130	109.4	39.62		8.2	1806	528	7.5	0.2	155	165	4	85	167.2	637		22	1425	Study 1998
9835	13.8250	-18.0460	1116	107.3	19.8		6.9	1400	237	4	0.7	130	147	5	56.8	129.5	702		30	1144	Study 1998
9835	13.8250	-18.0460	1116	107.3	19.8		7.6	1660	311		0.2	135	147	16	78.4	143.1	702		15	1112	Study 1998
9835	13.8250	-18.0460	1116	107.3	19.8		7.2	2090	400	2	0.3	200	152	7	74	186.4	716		34	1413	Study 1998
9836	13.8258	-18.0436	1126	96.9	27.5		7.8	1894	570	2	0.3	130	170	6	55	175.203	754		21	1527	Study 1998
9836	13.8258	-18.0436	1126	96.9	27.5		8	1830	399	6	0.2	726	147	11	102	151.875	726		13	1299	Study 1998
10615	13.8668	-18.2911	1474	54.9	30.48		7.4	881	29	0.5	0.1	8	47	10	74.8	56.1	605		31	581	DWA
10615	13.8668	-18.2911	1474	54.9	30.48		7.5	926	38	0.5	0.3	9	50	6.5	73.2	56.62	559		26	611	Study 1998
10615	13.8668	-18.2911	1474	54.9	30.48		7.1	760	24	0	0.3	10	4	11	73.6	65.85	539.24		24	495	Study 1998
16019	14.2344	-18.1653	1229	75	20.3		8.2	947	58	3.5	0.2	60	128	3	62.8	83.1	752		79	625	DWA
16019	14.2344	-18.1653	1229	75	20.3		7.60	1351	73.0	9.1	1.6	81.0	145.0	3.1	78.0	97.0	878.4	0.1		1014.0	BGR 2008
16377	13.8010	-18.5108	1549	102			7.9	937	11	4	0.1	16	16	8	96	64.2	610.0		26	618	DWA
16708	14.1694	-18.1756	1256	72	Dry		8.4	1281	7	1	0.1	9	9	4	88	64.2	569		39	845	DWA
16708	14.1694	-18.1756	1256	72		21.1	7.2	976	11	2.8	0.8	38	24	2	95	86	610	0.01		749.73	Soetaert 2019
16723	13.8862	-18.3152	1472	103.11	43		7.7	863	5	2	0.1	9	9	7	96.8	66.1	642		24	570	Study 1998
16723	13.8862	-18.3152	1472	103.11	43		7.3	920	34	2	0.4	40	25	4	148.4	42.3	603.9		20	625	Study 1998
16858	14.1462	-18.4807	1315	88	36.5		8	4000	12	0.5	0.1	160	55	4	110	135.1	927.2		46	2640	DWA
16860	14.3981	-18.9514	1273	70	13		7.5	1766	58	35	0.2	148	95	4	160	86.0	705.2		44	1166	DWA
20016	14.3565	-17.8971	1186	106	15	27.15	8.33	1235	19	1.47	1.13	50.3	51	3	59.3	98	645.4	0.024		602	Kunene R
22582	14.3607	-17.8198	1187	50	11.8		8.2	1069	20	0.5	0.3	21	29	4	90	87.0	724.7		67	706	DWA
22582	14.3607	-17.8198	1187	50	11.8	30.09	7.13	1426	22.2	0.16	0.67	32.5	35	3	102	97.8	811.3	0.005		667	Kunene R
22589	14.1539	-18.0547	1266	53	17	22	7.4	945	7	0.6	0.2	22	13	1.4	118	82	580	0.01		695.46	Soetaert 2019
22589	14.1539	-18.0547	1266	53	17		7.8	1067	9	1	0.1	22	14	4	94	79.9	644		44	704	DWA
22590	14.0686	-18.1396	1309	95	24		7.9	818	6	2	0.1	15	12	4	82	65.1	544.1		29	540	DWA
22591	14.0778	-18.4159	1417	70	25	24.3	7.4	920	51	1.4	0.4	24	30	3.5	129	55	549	0.01		702	Soetaert 2019
22591	14.0778	-18.4159	1417	70	25		8	822	52	3.5	0.1	25	27	4	140.8	52.0	654		36	543	DWA
22625	14.5978	-17.6184	1111	30	10.3		8.1	653	4	3	0.1	22	39	4	54	36.0	407.5		71	431	DWA
22627	14.1925	-17.7469	1224	48	22.4		8.60	871	32.0	3.7	0.7	44.0	23.0	2.8	39.0	89.0	467.3	0.1		514.0	BGR 2008
22627	14.1925	-17.7469	1224	48	22.4	29.51	6.9	1539	25.2	14.9	0.81	44.6	30	3	120	102	746.6	0.005		766	Kunene R
22669	13.6456	-18.6499	1461	130	96.7		7.6	1016	22	3.3	0.1	28	42	10	100.8	53.0	607.6		26	671	DWA
22779	14.2712	-17.8240	1213	32	16		7.8	1067	9	0.5	0.1	14	15	4	118	79.0	768.6		43	704	DWA
22779	14.2712	-17.8240	1213	32	16	26.23	6.88	1257	8.6	2.8	0.44	19.3	14	2	118	79.6	713.7	0.005		577	Kunene R
22780	14.5506	-18.2842	1161	70	4		7.8	4050	1200	19	0.4	149	240	35	152.8	199.0	205.0		20	1073	DWA
22781	14.6321	-18.1787	1137	44	14.4		7.6	3910	1250	23.5	0.3	75	127	20	154.8	235.2	224.5		39	2581	DWA

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
22781	14.6321	-18.1787	1137	44	14.4		7.20	3810	2221.0	26.0	2.7	78.0	137.0	18.0	569.0	232.0	212.3	0.1		3928.0	BGR 2008
22781	14.6321	-18.1787	1137	44	14.4	30.52	7.46	4217	2420	30.9	2.88	78	116	16	517	227	187.9	0.02		3830	Kunene R
22859	14.0645	-18.6201	1431	61	7		7.5	1106	15	3	0.1	31	29	3	100	83.1	758.8		50	730	DWA
22860	14.4583	-18.8486	1248	73	15		7.6	1380	44	5	0.2	71	80	4	106	79.0	778.4		60	911	DWA
22861	14.4106	-18.7082	1235	71	7.4		8	7610	870	12.9	0.4	1800	1320	22	66	189.1	658.8		56	5023	DWA
22862	14.4806	-18.7294	1214	110	10.7		8.2	2210	135	12.8	0.4	265	290	7	72.8	66.1	600.2		50	1459	DWA
22863	14.5312	-18.7834	1204	91	12		8	1642	84	6.5	0.6	150	194	6	72	64.2	619.8		47	1084	DWA
22864	13.8279	-18.0497	1123	81	30.2		7.3	2370	393	1.3	0.4	137	137	5	74	165.0	737		35	1422	Study 1998
22864	13.8279	-18.0497	1123	81	30.2		7.3	2240	516	0	0.3	142	142	3	98	202.4	795		25	1478	Study 1998
22864	13.8279	-18.0497	1123	81	30.2		7.2	2220	560	6	0.2	160	160	4	87.2	198.5	710		35	1655	Study 1998
22864	13.8279	-18.0497	1123	81	30.2		8.2	1695	460	0	0.3	165	165	8	55	167.2	645		22	1352	Study 1998
22864	13.8279	-18.0497	1123	81	30.2		7.6	2360	500	1.5	0.1	165	165	10	74.8	183.2	793		30	1558	Study 1998
23137	13.8268	-18.0409	1120	90	32		7.3	2220	468	6	0.2	142	142	3	88	192.5	710		36	1557	Study 1998
23137	13.8268	-18.0409	1120	90	32		8	1822	519	4	0.3	150	150	5	100	167.2	721		22	1478	Study 1998
23346	13.6361	-18.4341	1542	91	52.8		7.4	896	5	1	0.3	7	5	5	90	57.1	544.1		17	591	DWA
24874	13.9523	-18.1501	1372	42	11.32		7.2	980	6	1.5	0.1	6	6	2	130	66.8	692		19	549	Study 1998
24874	13.9523	-18.1501	1372	42	11.32		7.1	1160	6	2.5	0.2	7	7	2	160	74.8	573		21	753	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		7.1	1090	8	2.5	0.2	6	6	2	140	70.0	573		23	702	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		7.3	910	10	3	0.2	6	6	1	123.2	71.9	639		20	561	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		7.5	977	37	1.5	0.1	7	7	0.5	98	66.8	597		14	645	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		7.1	920	4	2	0.1	8	8	1	103.2	61.7	598		20	547	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		6.5	988	6	2	0.2	8	8	4	112	67.1	630		20	652	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		7.7	977	5	0.9	0.2	9	9	3	120	70.0	666		19	641	Study 1998
24875	13.9543	-18.1492	1370	56	10.15		8.1	941	24	2.5	0.1	55	11	3	108	75.1	566		30	621	DWA
24876	13.9527	-18.1486	1367	60.5	10.25		7.5	970	10	0	0.4	7	7	1	105.2	69.984	619		21	486	Study 1998
24876	13.9527	-18.1486	1366	60.5	10.25		7.4	930	0	2.5	0.1	8	9	1	102	62.694	601		21	558	Study 1998
24877	13.9285	-18.1398	1354	50	11.32		8.8	750	5	0	0.2	15	7	3	63.2	64.9	512		15	455	Study 1998
24877	13.9285	-18.1398	1354	50	11.32		7.1	800	0	0	0.1	20	7	5	89.6	74.4	275		0.1	522	Study 1998
24878	13.9258	-18.1372	1340	90	10.49		7.2	800	0	0	0.1	13	7	6	127.6	22.1	592		20	479	Study 1998
24878	13.9258	-18.1372	1340	90	10.49		7.3	900	113	0	0.2	15	7	3	109.2	83.1	610		5	621	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.6	992	82	1	0.1	9	15	1.5	101	66.8	591		14	655	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.2	950	0	1.5	0.1	12	10	2	101.2	64.4	610		25	567	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		8.2	650	11	0.2	0.1	12	10	1.5	62	67.8	488		15	410	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.8	952	27	1	0.2	13	11	3	108.8	66.1	632		19	628	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.2	994	9	1	0.2	15	9	1	120	68.8	656		17	656	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.1	1037	10	1	0.2	15	13	4	114	71.9	671		26	684	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.6	900	36	0	0.2	15	8	4	107.2	69.7	634		5	601	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.2	1102	15	1.5	0.1	24	11	3	128	67.1	720		23	727	Study 1998
24879	13.9265	-18.1357	1338	60.5	10.72		7.7	783	10	2	0.2	25	10	3	76	67.1	508		50	517	DWA
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.7	920	31	1	0.3	10	11	3	94.8	62.9	605		18	607	Study 1998
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.3	978	16	0	0.2	13	6	1	116	71.0	658		15	645	Study 1998
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.9	866	50	1.5	0.1	13	14	4	98	67.1	559		33	572	DWA
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.5	1030	36	0	0.1	16	26	41	100	74.8	712		22	680	Study 1998
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.9	891	24	0.5	0.2	18	24	1	98	79.9	659		21	611	Study 1998
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.5	1078	14	0.5	0.1	19	22	5	100	81.2	742		29	711	Study 1998
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.1	857	21	2	0.2	19	12	4	72	75.1	534		25	566	Study 1998
25042	13.9260	-18.1326	1329	60	22.3		7.7	1080	18	0	0.2	25	28	2	104.4	74.8	692		33	680	Study 1998
25812	13.9113	-18.1677	1361	66	33.5		8	1030	9	1.3	0.1	7	17	1	85.2	71.0	656		22	598	Study 1998
25812	13.9113	-18.1677	1361	66	33.5		7.7	820	36	0	0.2	16	20	10	62	49.6	427		22	445	Study 1998

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
25963	14.4143	-19.2358	1204				7.5	2300	131	1	0.4	280	280	6	116	78.0	832.0		28	1518	DWA
26952	13.9543	-18.1633	1404	107	18		7.9	850	70	2	0.1	9	13	4	94.8	64.2	527		27	561	DWA
26952	13.9543	-18.1633	1404	107	18		7.3		32	1.5	0.2	10	9	3	122	62.937	620		18	626	Study 1998
26952	13.9543	-18.1633	1404	107	18		7.6		65	1	0.2	10	11	1	115.2	67.797	610		14	636	Study 1998
26952	13.9543	-18.1633	1404	107	18		7.7		16	0.3	0.3	11	12	1	130	53.46	623		21	559	Study 1998
26952	13.9543	-18.1633	1404	107	18		7.6		18	0	0.3	11	14	4	66	55.647	498		18	475	Study 1998
27496	14.2332	-18.6305	1298	25	2.31	24.8	7.3	1056	25	4.2	0.3	31	31	19	116	81	665	0.01		819	Soetaert 2019
28599	13.9357	-18.6721	1424	112	61		8	952	8	3.5	0.1	12	8	5	100	68.0	641.7		22	628	DWA
29045	13.8224	-18.0457	1117	96	29		7.6	2270	377	2.4	0.3	122	131	3	81.2	157.0	736		37	1400	Study 1998
29045	13.8224	-18.0457	1117	96	29			2390	580	5	0.1	140	158	7	102	191.2	786		21	1577	Study 1998
29045	13.8224	-18.0457	1117	96	29		7.9	2540	535	0.5	0.1	165	170	11	78.8	195.1	810		32	1676	Study 1998
29045	13.8224	-18.0457	1117	96	29		7.8	2310	543	0	0.4	170	139	9	100	212.6	825		26	1525	Study 1998
29045	13.8224	-18.0457	1117	96	29		7	2450	600	3	0.3	170	158	6	110	200.2	776		34	1617	Study 1998
29045	13.8224	-18.0457	1117	96	29		7.6	2810	750	2.5	0.4	225	195	6	106	240.1	813		35	1855	Study 1998
29046	13.8138	-18.0330	1101	100	30		7.3	2400	490	0.3	0.4	116	160	6	73.2	174.2	766		43	1580	Study 1998
29046	13.8138	-18.0330	1101	100	30		6.9	2440	580	0.5	0.5	170	162	11	98	201.2	783		36	1610	Study 1998
29046	13.8138	-18.0330	1101	100	30		7.3	2390	546	0	0.5	180	137	10	96	222.8	824		27	1577	Study 1998
29046	13.8138	-18.0330	1101	100	30		7.7	2440	570	0.5	0.6	200	165	12	108.8	210.2	844		35	1610	Study 1998
29047	13.8170	-18.0385	1103	110	28		7.5	2530	588	3.3	0.4	122	147	5	70	202.4	722		41	1670	Study 1998
29047	13.8170	-18.0385	1103	110	28		8.2	2300	530	2.5	0.4	164	160	6	114.8	195.1	813		33	1518	Study 1998
29047	13.8170	-18.0385	1103	110	28		7.6	2830	700	3.5	0.1	180	176	7	72.92	250.0	827		34	1867.8	Study 1998
29047	13.8170	-18.0385	1103	110	28		7.1	2910	800	4	0.3	200	184	7	112.8	250.3	783		36	1921	Study 1998
31511	13.8821	-18.2523	1427	150	29.1		7.9	891	5	1	0.1	21	21	5	48	80.9	536		21	588	Study 1998
31511	13.8821	-18.2523	1427	150	29.1		7.9	918	20	0.2	0.2	23	15	6	54	86.0	537		19	606	Study 1998
31517	13.8846	-18.2514	1433	85	40		7.6	1012	4	0.5	0.2	11	12	4	114.8	61.0	712		21	668	Study 1998
31517	13.8846	-18.2514	1433	85	40		7.7	1015	4	1	0.2	11	12	4	115.2	64.9	714		20	670	Study 1998
31517	13.8846	-18.2514	1433	85	40		7.6	1021	4	1.5	0.2	13	10	5	112	70.0	721		20	674	Study 1998
31517	13.8846	-18.2514	1433	85	40		7.6	1010	4	1	0.1	13	10	5	111.2	73.9	719		20	667	Study 1998
31517	13.8846	-18.2514	1433	85	40		7.5	1024	45	0.7	0.2	13	12	4	113.2	65.9	711		21	676	Study 1998
31525	13.8919	-18.2333	1419	66	24		6.9	1104	2	1	0.3	20	20	3	112	96.228	781		24	729	Study 1998
31525	13.8919	-18.2333	1419	66	24		7	1092	2	1	0.3	22	15	3	113.2	96.228	781		24	721	Study 1998
31525	13.8919	-18.2333	1419	66	24		7	1114	2	1	0.3	22	15	3	112	95.256	767		24	735	Study 1998
31529	13.8865	-18.2342	1415	75	24		6.9	1114	18	0.1	0.1	22	13	2	90	100.4	783		26	735	Study 1998
31529	13.8865	-18.2342	1415	75	24		6.9	1090	10	0.1	0.1	24	10	2	74	101.3	694		26	719	Study 1998
31529	13.8865	-18.2342	1415	75	24		6.8	1082	17	0.1	0.1	27	10	2	97.2	98.2	705		26	714	Study 1998
33549	14.3178	-18.1208	1201	48	22		7.9	1047	65	2.5	0.3	25	21	4	112.8	75.1	653.9		46	691	DWA
33549	14.3178	-18.1208	1201	48	22		7.50	1113	82.0	2.8	1.0	38.0	32.0	3.1	118.0	76.0	702.7	0.1		755.0	BGR 2008
33549	14.3178	-18.1208	1201	48	22	25.7	7.39	1296	133	3.66	0.88	43.9	35	2	133	81.5	619.8	0.002		635	Kunene R
33561	14.2586	-18.6661	1296	45	6		7.4	1006	10	4.5	0.1	16	12	6	122.8	69.0	693.0		98	664	DWA
33688	13.8879	-18.2621	1435	61	36	23.5	7.3	1231	34	5.9	0.3	79	36	1.9	119	103	683	0.01		938	Soetaert 2019
33933	14.8364	-18.4548	1120	14.5	8.8		8	1454	280	1.4	0.7	24	13	16	152	24.1	258.6		106	960	DWA
33935	14.4873	-17.9521	1147	9.5			7.8	1270	45	3	0.3	120	62	24	80.8	70.0	519.7		90	838	DWA
33937	14.3459	-18.1172	1196	30			7.7	4690	2450	0.5	0.7	70	210	20	156	460.2	285.5		97	3095	DWA
33937	14.3459	-18.1172	1196	30			7.50	4960	3397.0	0.5	3.2	95.0	261.0	20.0	484.0	512.0	197.6	0.1		5251.0	BGR 2008
33940	15.0395	-18.5788	1120	15	6.8		8.2	853	59	0.5	1.3	4	188	6	16	9.0	505.1		86	563	DWA
33941	14.5402	-18.2212	1164	16	2.5		6.6	9670	5290	0.5	0.2	1000	1150	147	142	880.6	83.0		17	6382	DWA
33943	14.9554	-18.2648	1113	15	5.2		7.7	6690	2920	11	0.8	420	800	57	369.6	320.3	234.2		114	4415	DWA
33944	14.7168	-17.9904	1118	14	6.7		7.7	9390	2840	0.5	0.7	1060	1300	32	50	400.2	346.5		87	6197	DWA
33948	14.4417	-17.5934	1160	137	42.1		7.8	650	5	3	0.1	14	22	6	62	36.0	412.4		50	429	DWA

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
33948	14.4417	-17.5934	1160	137	42.1	25.95	7.72	737	1.9	3.48	0.47	15.2	22	5	70.8	37.8	395.3	0.001		415	Kunene R
33953	14.6570	-17.8199	1122	90	11.6		7.9	984	48	4.2	0.4	56	108	6	38.8	51.0	492.9		72	649	DWA
33956	14.8752	-18.2131	1117	60	6.5		7.5	6260	2600	35	0.9	300	600	55	64.8	440.3	290.4		121	4132	DWA
33957	14.9492	-18.3411	1119	108	7.8		8.2	15570	8100	0.5	0.3	1200	2950	113	38	800.4	390.4		34	10276	DWA
33960	13.6237	-18.3565	1441	54			7.8	1356	55	1	0.4	35	93	7	96.8	81.2	778.4		44	895	DWA
33969	13.8558	-17.9720	1096	70	16.4	26.5	7.5	1391	66.7	8.16	2.55	33.3	127	2	9.97	123	722.2	0.005		769	Kunene R
34204	14.2072	-17.6466	1213	121	13.6		7.9	994	26	11.5	0.1	25	11	41	100	57.1	575.8		28	656	DWA
34204	14.2072	-17.6466	1213	121	13.6	34.18	7.63	1292	24.5	6.89	0.29	26.6	12	43	115	55.2	568.5	0.006		610	Kunene R
34204	14.2072	-17.6466	1213	121	13.6		8.30	952	23.0	4.0	0.5	29.0	14.0	38.0	87.0	53.0	525.8	0.1		560.0	BGR 2008
34205	14.3331	-17.6018	1168	109.5	56.4		8.30	727	1.0	6.4	0.4	28.0	24.0	8.5	80.0	31.0	390.4	0.1		464.0	BGR 2008
34205	14.3331	-17.6018	1168	109.5	56.4	29.32	7.5	900	2.8	6.4	0.27	30.3	27	8	87.2	33.4	416.0	0.033		489	Kunene R
34205	14.3331	-17.6018	1168	109.5	56.4		7.7	911	8	6.5	0.1	50	28	14	98	43.0	514.8		56	601	DWA
34212	14.7072	-18.5141	1151	150	24		8.5	1680	295	9.5	0.9	112	220	13	52.8	61.0	422.1		36	1109	DWA
34496	14.5363	-18.5369	1182	62	16.9		8.2	1033	127	2.5	0.1	32	31	6	104	60.0	507.5		42	682	DWA
34496	14.5363	-18.5369	1182	62	16.9		7.70	1386	50.0	15.0	1.0	99.0	103.0	5.4	84.0	76.0	684.4	0.1		871.0	BGR 2008
34499	14.2510	-18.3445	1227	110	28.3		7.7	1082	9	1.4	0.1	21	20	4	94	92.1	768.6		51	714	DWA
34501	14.3934	-18.1639	1188	59	6.5		8.1	1177	1500	2.5	0.3	64	126	17	142.8	285.3	312.3		54	777	DWA
34503	14.2163	-18.0850	1240	95			7.60	963	16.0	0.5	0.3	22.0	18.0	1.7	101.0	70.0	710.0	0.1		599.0	BGR 2008
34504	14.2476	-17.9651	1216			22.72	7.04	1214	12.9	0.732	0.6	32.6	27	2	126	83.6	760.1	0.005		656	Kunene R
34504	14.2476	-17.9651	1216			24.65	6.81	1350	13.8	0.178	0.38	34.3	27	2	73.6	81.6	572.2	0.003		489	Kunene R
34504	14.2476	-17.9651	1216			29.3	6.9	1159	14	1.4	0.6	36	24	2	114	81	714	0.05		786.58	Soetaert 2019
34510	14.8120	-18.2730	1120	70	9.8		7.9	1376	74	25	0.7	121	127	11	42.8	65.1	363.6		98	908	DWA
34510	14.8120	-18.2730	1120	70	9.8	26.83	7.14	4366	2490	13.9	2.92	145	233	27	433	164	239.1	0.02		3880	Kunene R
34512	14.6133	-17.7637	1125	112	14.5	29.43	7.59	888	5.4	0.552	1.01	13.9	19	2	80.9	51.1	433.1	0.005		473	Kunene R
34516	14.0176	-17.8537	1289				7.8	1010	7	0.9	0.4	13	12	4	148	50.1	714.9		52	667	DWA
34559	14.2692	-17.5017	1077	60	12.5	30.23	7.07	1178	68.4	0.051	0.09	27.8	17	2	152	45.6	531.9	0.002		522	Kunene R
34590	13.5833	-17.7000	1279	90	30		8.4	723	85	0.5	0.2	6	56	8	64.8	27.0	400.2		33	477	DWA
34591	13.3833	-18.0667	827	48	9.2		8.5	2950	600	0.5	0.8	295	535	14	28.8	83.1	651.5		23	1947	DWA
34597	13.9623	-18.8480	1270	73	28.3		7.5	1794	225	5.5	0.1	102	52	13	90.8	171.1	836.9		35	1184	DWA
34598	13.9938	-18.7405	1422	34	12.1		8.2	958	8	5	0.1	13	8	7	98.8	69.0	661.2		21	632	DWA
34600	14.0157	-18.1186	1332	82	47.5		8.5	806	8	0.5	0.1	21	38	5	64	98.2	783.2		36	532	DWA
34603	14.3589	-19.1756	1239	87			7.3	836	14	0.5	0.4	36	52	5	96.8	19.9	488.0		68	552	DWA
34759	14.7630	-18.0960	1114	25.5		26.03	7.21	6112	3590	15.9	2.3	301	429	52	501	458	250.1	0.05		5820	Kunene R
34770	14.5850	-17.4870	1113	32.6			8.10	451	1.0	0.5	0.7	9.0	18.0	2.3	36.0	30.0	278.2	0.1		310.0	BGR 2008
34778	14.4930	-17.9580	1146	30.2			7.50	791	20.0	7.5	2.6	28.0	20.0	3.0	44.0	74.0	461.2	0.1		532.0	BGR 2008
34786	14.5840	-17.5190	1115	31.3			8.00	511	1.0	1.4	0.8	17.0	31.0	3.2	35.0	30.0	287.9	0.1		361.0	BGR 2008
34893	13.6578	-17.8594	1291	204	80	26.38	6.95	1565	201	0.03	1.46	32.7	212	4	72.6	42.2	674.7	0.005		868	Kunene R
35822	14.4749	-19.0226	1276	120	13.7				158	5	0.2	350	245	10	50.8	77.0	449.0			1120.0	Bittner 2012
35823	14.4761	-19.0032	1253	100	13.48				76	0.5	0.6	135	210	8	38	56.1	653.9			966.0	Bittner 2012
35824	14.4795	-19.0041	1251	100	14.8				44	5.8	0.1	134	102	6	18.8	106.2	583.2			844.0	Bittner 2012
35825	14.4826	-19.0271	1263	150	34				23	7.6	0.1	69	34	5	38.8	95.0	549.0			704.0	Bittner 2012
35826	14.4860	-19.0350	1262	100	28.5				85	3.4	0.4	177	172	9	62.8	70.0	646.6			1029.0	Bittner 2012
35827	14.4734	-19.0215	1258	101	12.72				43	5.4	0.5	100	117	8	60	50.1	524.6			790.0	Bittner 2012
35856	14.4727	-19.0203	1254	120	12.5				47	3	0.5	100	119	10	64	50.1	546.6			777.0	Bittner 2012
36682	13.6601	-18.0130	994	97	41	27.96	6.9	1947	206	6.99	0.94	114	113	4	34.4	176	829.6	0.023		1020	Kunene R
37062	14.8620	-18.3016	1116	81	10		7.7	3830	1700	14.9	1	220	200	20	589.2	120.0	248.9		118	2528	DWA
37062	14.8620	-18.3016	1116	81	10	28.39	7.38	10110	3760	51.9	2.9	1440	1040	54	544	503	269.6	0.05		7750	Kunene R
37347	14.9764	-18.5848	1126	65	10		8.2	1128	69	13	0.8	67	196	14	26	24.1	463.6		103	744	DWA
38803	14.6779	-18.0818	1126	22	7	27.17	7.81		4410	14.8	2.5	370	538	29	483	613	227	0.05		6680	Kunene R

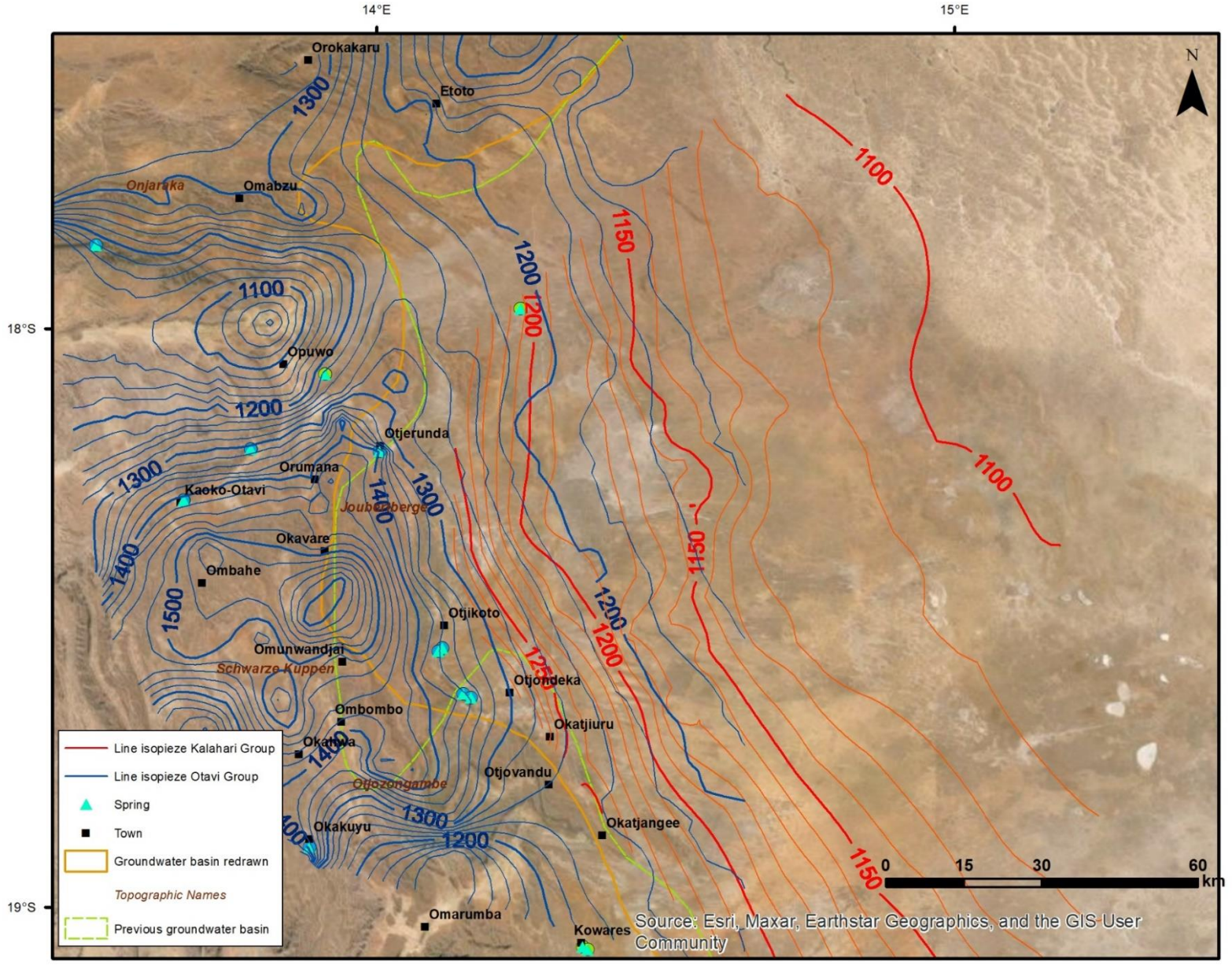
WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
39873	14.6789	-18.0807	1126	132			7.40	6870	4217.0	14.0	2.3	367.0	597.0	30.0	522.0	641.0	241.6	0.1		6947.0	BGR 2008
40022	14.7761	-17.8513	1120		11.1		7.9	5900	1600	0.5	0.4	780	1000	13	24	211.2	566.1		63	3894	DWA
40558	14.7014	-18.2611	1134	180	19.74	33.01	7.21	13800	5000	21.8	2.9	1590	2290	38	522	249	235.5	0.05		9370	Kunene R
40559	14.3406	-18.1328	1198	80	13.83		7.40	6380	3105.0	18.0	2.4	660.0	649.0	20.0	500.0	413.0	234.2	0.1		5793.0	BGR 2008
40631	14.3577	-17.6390	1187	170	86.9	26.3	6.85	1261	37	2.82	0.42	54.5	52	2	109	65.9	612.4	0.005		668	Kunene R
40631	14.3577	-17.6390	1187	170	86.9		8.00	1127	41.0	2.2	0.6	58.0	49.0	3.1	104.0	62.0	602.7	0.1		631.0	BGR 2008
41464	14.5394	-17.5019	1126				8.10	451	1.0	2.0	0.4	19.0	16.0	3.4	42.0	24.0	244.0	0.1		310.0	BGR 2008
41487	13.8744	-18.8364	1389				7.4	948	8	1.4	0.1	16	11	11	98.8	65.1	627		22	626	DWA
41492	13.8832	-18.8965	1389	0	0	25.8	6.8	734	10	3.1	0.2	16	10	3.6	93	67	573	0.05		625.78	Soetaert 2019
41494	14.0043	-18.2120	1427	0	0	32	6.9	989	10	2.8	0.1	13	7.7	1.8	159	24	561	0.22		617.07	Soetaert 2019
41497	14.0560	-18.1680	1313	72		27.3	6.8	959	16	2.6	0.2	17	20	1.2	108	60	592	0.03		646.55	Soetaert 2019
41497	14.0560	-18.1680	1313	72			7.70	767	19.0	0.8	0.2	27.0	30.0	2.4	72.0	51.0	527.0	0.1		502.0	BGR 2008
41524	13.8753	-18.8365	1385				7.4	948	8	1.4	0.1	16	11	11	98.8	65.1	627		22	626	DWA
41551	14.4817	-18.5035	1192	60	11.7		8.5	1449	46	10.5	0.6	76	78	8	86	79.9	610.0		61	956	DWA
41556	14.0115	-18.8786	1242				8.1	1437	205	2	0.1	39	29	9	118.8	118.1	744.2		29	948	DWA
41586	13.4054	-17.7971	1307	0	0	24.45	6.95	1084	5.5	0.437	0.08	13.3	12	4	130	60.7	660.0	0.017		448	Kunene R
41587	13.6012	-17.7142	1286			31.7	7.3	1063	39.3	5.95	0.55	39	53	5	79.3	63.6	500.2	0.011		576	Kunene R
41588	14.2476	-17.9651	1216	0	0		8.1	1201	17	0.5	0.4	31	28	8	122	89.2	815.0		47	793	DWA
41588	14.2476	-17.9651	1216	0	0	27	7.3	1145	17	1	0.7	40	26	6.4	112	83	726	0.04		795.96	Soetaert 2019
41608	13.6646	-18.2974	1452	0	0	24.2	7.4	925	7	1.8	0.1	29	5.5	1.4	111	64	525	0.01		628.46	Soetaert 2019
41701	14.6729	-18.1066	1129			32.36	7.53	4654	2530	23.6	3.23	111	115	32	532	265	180.6	0.02		4090	Kunene R
41740	13.4489	-17.9639	887			30.02	7.46	2695	127	10	1.52	410	281	2	89.8	108	684.4	0.025		1350	Kunene R
41760	14.4385	-17.9277	1160				8	1184	15	1.5	0.1	50	45	6	72.8	101.1	751.5		49	781	DWA
42925	14.2128	-17.7645	1226			27.82	7.09	1544	23.3	26.1	0.65	43.3	27	3	107	115	721.0	0.031		822	Kunene R
42933	14.2831	-18.0017	1206	23	12	25.33	7.27	1190	7.8	3.29	0.68	32.7	27	2	88.7	81.8	651.5	0.005		571	Kunene R
42934	14.3448	-18.1668	1194				7.30	1646	732.0	0.5	2.1	51.0	43.0	6.0	158.0	122.0	153.7	0.1		1473.0	BGR 2008
43024	14.6097	-18.5270	1154				7.20	996	27.0	19.0	1.2	64.0	54.0	3.5	63.0	57.0	456.3	0.6		664.0	BGR 2008
43027	14.8006	-18.2330	1121		9.3	30.53	7.3	4372	2190	28.1	2.81	150	174	27	459	167	247.7	0.02		3670	Kunene R
43100	14.4982	-17.9588	1150				7.60	1225	82.0	2.6	0.9	65.0	69.0	4.1	70.0	102.0	783.2	0.1		800.0	BGR 2008
43111	14.4861	-17.8349	1150				7.60	1067	21.0	13.0	1.1	48.0	50.0	3.8	68.0	83.0	673.4	0.1		651.0	BGR 2008
43114	14.2767	-17.9111	1207			27.76	7.03	1005	15.4	0.01	0.36	21.8	50	2	78.2	48.2	547.8	0.002		427	Kunene R
43115	14.2864	-18.0606	1211				7.60	986	22.0	6.0	1.2	45.0	30.0	1.1	70.0	94.0	710.0	0.1		572.0	BGR 2008
43116	-18.1603	14.6722	1134				7.30	3690	2250.0	21.0	3.2	95.0	132.0	24.0	608.0	236.0	183.0	0.1		3650.0	BGR 2008
43118	-18.0176	14.6321	1128				7.50	4790	2111.0	3.3	2.2	391.0	560.0	10.0	189.0	362.0	549.0	0.1		4005.0	BGR 2008
46003	13.7805	-17.9979	1050	150		30.9	7.14	1873	79.7	15.3	0.81	90.2	69	17	32	181	838.1	0.01		896	Kunene R
46010	13.7317	-17.8087	1293			25.47	6.77	1374	27.4	0.03	0.17	26.9	25	2	129	98.3	806.4	0.005		643	Kunene R
72342	13.7559	-17.8022	1330			28.3	6.93	948	10.3	0.961	0.14	9.5	9	2	106	66.2	616.1	0.002		377	Kunene R
72343	14.4073	-17.7962	1169			27.2	7.75	858	32.2	0.062	0.97	23.8	131	4	17.9	19.5	402.6	0.03		458	Kunene R
72348	13.4403	-17.7721	1368			26.27	6.93	1920	337	9.65	0.33	96	175	5	127	98.1	696.6	0.134		1170	Kunene R
72351	14.7074	-17.7683	1118				8.4	852	20	1	0.5	24	132	5	26.8	30.1	522.2		105	562	DWA
72353	14.6971	-17.7694	1121				7.90	910	28.0	2.9	2.4	45.0	145.0	4.1	26.0	29.0	534.4	0.1		604.0	BGR 2008
72355	14.6285	-17.7522	1124				8	612	21	5	0.5	14	31	17	50	31.1	336.7		68	404	DWA
72639	14.6602	-17.8349	1127				8.7	1441	116	1	0.6	102	260	8	18	43.0	639.3		86	951	DWA
72640	14.8309	-17.8331	1120				7.9	1366	195	1	0.3	105	204	11	30	27.9	324.5		87	902	DWA
72641	14.6340	-17.8253	1125				7.5	158	15	1	0.3	2	2	8	20	8.0	90.3		30	104	DWA
72643	14.3607	-17.8198	1187	32	11.5		8.2	1069	20	0.5	0.3	21	29	4	90	87.0	724.7		67	706	DWA
72643	14.3607	-17.8198	1187	32	11.5	30.09	7.13	1426	22.2	0.16	0.67	32.5	35	3	102	97.8	811.3	0.005		667	Kunene R
72646	13.7086	-17.8169	1272				8.6	1234	181	0.5	0.1	65	79	7	94	73.1	573.4		32	814	DWA
72647	14.8160	-17.8177	1118			24.6	7.45	222	0.5	0.005	0.18	0.5	10	5	28.9	5.2	136.6	0.001		134	Kunene R

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
72647	14.8160	-17.8177	1118				7.5	889	37	0.5	0.3	88	26	5	82	44.0	363.6		90	587	DWA
86981	14.5296	-18.1794	1159				7.6	4280	1600	7	0.3	200	240	27	156	280.2	202.5		35	2825	DWA
86982	14.5695	-18.1283	1147				7.20	3330	1999.0	13.0	2.9	71.0	81.0	25.0	588.0	156.0	197.6	0.2		3413.0	BGR 2008
86983	14.6315	-18.0970	1138				7.30	4000	2464.0	13.0	2.7	93.0	138.0	33.0	550.0	284.0	175.7	0.1		4124.0	BGR 2008
86985	14.4502	-18.0530	1161	164		28.8	7.71	4400	2000	7.72	2.64	376	352	15	524	271	240.3	0.02		4520	Kunene R
86986	14.3871	-18.0821	1190			25.5	7.05	3182	1910	8.73	3.67	54	55	9	539	176	267.2	0.02		3050	Kunene R
86988	14.3609	-18.0908	1195	54	9.32		7.7	2860	750	8	0.5	25	13	13	162.8	147.7	251.3		42	1888	DWA
87014	14.2743	-17.8745	1215				8.2	996	9	0.5	0.1	32	37	7	78.8	76.1	666.1		24	657	DWA
87027	14.5172	-17.8196	1143	110			8.1	1146	17	11	0.4	34	57	5	66.8	92.1	688.1		105	756	DWA
87027	14.5172	-17.8196	1143	110			7.80	1204	26.0	25.0	1.2	61.0	67.0	3.1	60.0	103.0	717.4	0.3		927.0	BGR 2008
87353	14.5306	-18.1781	1157				7.6	4280	1600	7	0.3	200	240	27	156	280.2	202.5		35	2825	DWA
87364	14.7331	-18.1936	1128			28.8	7.31	3852	2140	31.9	2.8	97	84	23	488	189	205.0	0.02		3520	Kunene R
87782	13.9098	-18.0788	1231	0	0		7.7	871	9	1	0.1	15	23	9	82.8	59.0	576		15	575	DWA
87782	13.9098	-18.0788	1231	0	0	20.1	6.8	955	16	0.8	0.3	31	31	10	119	67	677	0.14		750.4	Soetaert 2019
87784	13.7816	-18.2088	1373	0	0		7.9	792	38	4	0.1	8	8	5	84.8	58.1	519		12	523	DWA
87784	13.7816	-18.2088	1373	0	0	27.7	6.9	817	31	4.5	0.2	11	7.2	1.7	87	60	482	0.04		560.79	Soetaert 2019
89953	14.3517	-17.4939	1165				8.20	1326	81.0	11.0	0.4	66.0	66.0	5.3	116.0	57.0	474.6	0.1		766.0	BGR 2008
89953	14.3517	-17.4939	1165				7.8	1291	92	7	0.1	145	105	5	86	58.1	485.6		32	852	DWA
89953	14.3517	-17.4939	1165			27.16	7	1607	89.7	7.91	0.29	148	85	5	142	59	523.4	0.005		831	Kunene R
91040	14.6589	-17.7037	1114				7.8	1253	185	1	0.2	72	245	4	18	9.0	429.4		74	874	DWA
91042	14.6431	-17.6877	1118				8.6	721	34	0.5	3	12	171	2	6	1.9	412.4		77	476	DWA
91043	14.5838	-17.6722	1125				7.8	352	5	1.5	0.1	3	8	4	36.8	18.0	214.7		57	232	DWA
91045	14.5596	-17.6607	1131				7.4	456	4	4.5	0.1	3	4	8	52	25.0	287.9		61	301	DWA
91061	14.1938	-17.4748	968			30.53	7.17	1522	112	0.03	0.54	56.9	58	2	130	75.5	640.5	0.005		737	Kunene R
91067	13.2432	-17.4184	1092				8.1	408	14	1	0.1	8	4	10	54.8	7.0	185.4		11	269	DWA
91509	14.6164	-17.7417	1125	13.6			8.5	676	15	1.5	0.3	11	50	4	38	44.0	429.4		87	446	DWA
92758	14.3610	-19.1937	1226				7.6	1195	34	0.5	0.2	113	88	14	120.8	22.1	531.9		60	789	DWA
92771	13.7321	-19.1271	658	0	0		7.13	1070	16	4.5	0.2	27	17	2.2	110	76.0	665.0	0.01		732	2019
92776	14.3475	-19.0643	1197				7.7	1055	25	14.9	0.3	77	92	6	80	32.1	441.6		72	696	DWA
92792	13.8753	-18.8374	1387				7.4	948	8	1.4	0.1	16	11	11	98.8	65.1	627		22	626	DWA
92793	13.4921	-18.8219	851				7.6	4160	1650	0.5	0.2	350	166	24	539.2	210.2	649.0		49	2746	DWA
92805	13.6433	-18.7350	1403				7.4	1057	35	2	0.1	20	21	8	102.8	71.0	668.6		26	698	DWA
92806	13.9614	-18.7303	1372				7.8	1113	47	2.5	0.1	26	16	9	100	83.1	693.0		25	735	DWA
92808	14.2878	-18.6956	1285	2.5	2.5		8.3	972	13	2	0.3	14	10	7	110	61.0	597.8		28	642	DWA
92809	13.9274	-18.6776	1411				7.9	1275	14	16.5	0.1	44	24	5	106	98.2	737		35	842	DWA
92809	13.9274	-18.6776	1411			20.8	7.4	1311	34	35	0.3	94	32	2.6	123	107	913	0.01		996	Soetaert 2019
92811	14.3161	-18.6601	1267				8.1	1043	19	1.5	0.6	31	37	6	88	60.0	561.2		44	688	DWA
92812	14.5021	-18.6444	1197				8.2	1392	67	17	0.1	147	205	8	46	42.0	458.7		38	919	DWA
92813	14.1679	-18.6416	1350				7.7	1144	18	22.5	0.1	49	13	12	116.8	83.1	619.8		28	755	DWA
92814	14.1486	-18.6315	1382	0	0		7.5	932	4	3	0.1	9	8	5	112	62.9	646.6		25	615	DWA
92816	14.2227	-18.6171	1300				7.8	1006	11	1	0.1	16	18	5	114	75.1	722.2		34	664	DWA
92822	13.9346	-18.5597	1525	96			7.3	1568	410	0.5	0.1	27	122	14	68.8	91.1	449		36	1035	DWA
92822	13.9346	-18.5597	1525	96		24.7	7.5	1458	555	0.2	0.5	27	124	9.3	118	97	384	0.01		1121	Soetaert 2019
92829	13.5551	-18.4918	1455				8.2	943	12	1	0.1	23	6	19	96.8	62.9	566.1		19	622	DWA
92831	14.1017	-18.4795	1365				7.7	1325	11	3	0.1	16	9	4	96.8	60.0	542		31	875	DWA
92831	14.1017	-18.4795	1365			25	7.3	928	10	5.7	0.2	19	12	1.4	135	67	610	0.01		716	Soetaert 2019
92834	14.3067	-18.4350	1227				7.5	1851	350	0.5	0.4	102	108	10	118.8	128.1	751.5		51	1222	DWA
92838	15.2004	-18.4254	1107				8	10470	1980	1.5	0.3	2060	2020	23	34	125.1	351.4		58	6910	DWA
92843	15.1957	-18.3584	1104				8.4	2120	180	3	0.2	300	350	16	64.8	27.0	561.2		106	1399	DWA

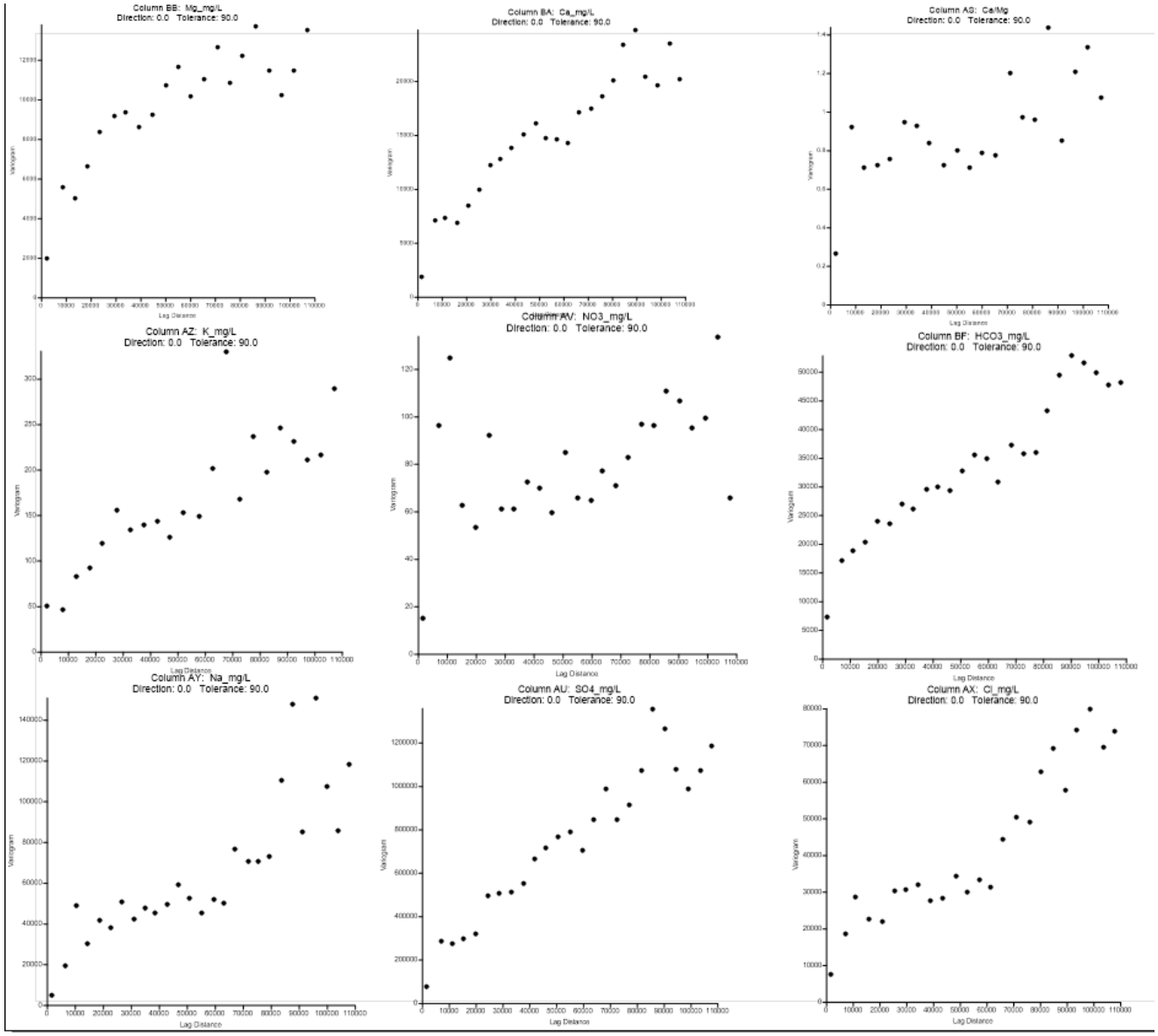
WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
92847	15.1894	-18.3516	1104				8	5870	900	1	0.2	1250	700	19	224.8	175.2	263.5		72	3874	DWA
92851	15.0212	-18.3399	1115				8	8300	2500	8.2	0.6	740	1060	85	48	300.1	317.2		96	5478	DWA
92855	14.8524	-18.3046	1117				7.4	3340	1700	13	0.9	110	190	18	579.2	51.0	268.4		111	2204	DWA
92860	14.3007	-18.2793	1205				7.7	1911	495	2	0.3	105	137	8	112.8	130.0	612.4		50	1261	DWA
92864	14.9535	-18.2638	1113				7.8	4660	2360	3.6	0.7	260	370	34	659.2	115.2	322.1		86	3076	DWA
92865	12.8952	-18.2630	815				8.2	930	41	6	0.1	53	39	17	100.8	35.0	463.6		41	614	DWA
92867	13.8796	-18.2528	1430				8.1	734	9	2.5	0.1	12	9	6	46.8	82.1	541.7		25	484	DWA
92868	13.5209	-18.2510	1153				8	1310	28	1	0.3	42	32	5	92.8	109.1	766.2		36	865	DWA
92869	12.6944	-18.2508	789		0.3		8.2	2890	600	0.5	1.2	385	575	17	48.8	13.1	417.2		41	1907	DWA
92870	14.9565	-18.2329	1111				8.1	8430	2920	15.5	0.9	780	900	87	74.8	520.3	324.5		84	5564	DWA
92874	14.9606	-18.2097	1105				7.2	3650	650	0.5	0.3	180	166	17	152	71.0	222.0		77	2409	DWA
92876	14.2948	-18.2040	1210	64	18.8		8	1354	380	10.5	0.3	42	29	7	160	90.2	451.4		73	894	DWA
92877	14.0031	-18.2006	1392				7.20	2364	177.0	92.0	0.2	355.0	29.0	3.0	317.0	129.0	534.4	0.1		1856.0	BGR 2008
92881	14.5287	-18.1765	1160				7.6	4280	1600	7	0.3	200	240	27	156	280.2	202.5		35	2825	DWA
92885	14.0157	-18.1186	1332	90	47.75		8.10	849	7.0	0.5	0.3	14.0	40.0	4.6	13.0	96.0	636.8	0.1		558.0	BGR 2008
92886	14.8065	-18.1115	1112				7.8	4420	1540	0.5	0.7	70	87	14	819.2	163.1	1683.6		119	2917	DWA
92888	14.2887	-18.0896	1209	35	18.45		7.7	1094	20	7.5	0.2	61	18	5	108	82.1	597.8		49	722	DWA
92888	14.2887	-18.0896	1209	35	18.45	24.65	6.81	1350	21	6.3	0.34	89.5	23	2	130	83.8	662.5	0.005		636	Kunene R
92900	14.4069	-18.0047	1179				8	2390	800	0.5	0.1	69	109	9	126	183.2	475.8		36	1577	DWA
92905	13.6591	-17.9969	979				7.8	984	47	1.5	0.1	28	21	4	136	37.9	517.3		27	649	DWA
92916	14.3808	-17.9439	1182				8	2310	900	0.5	0.1	45	285	11	98	90.2	383.1		18	1525	DWA
92916	14.3808	-17.9439	1182			25.06	7.14	2458	1070	0.37	0.4	46	280	9	178	90.3	385.5	0.02		1850	Kunene R
92917	13.3887	-17.9406	902			27.89	7.06	870	19.4	0.016	0.42	9.8	41	5	91.1	30.5	478.2	0.002		453	Kunene R
92917	13.3887	-17.9406	902				8.2	864	85	0.5	0.1	22	47	8	92	35.0	463.6		24	570	DWA
92917	13.3887	-17.9406	902			26.99	7.04	1122	108	0.102	0.66	31.2	75	5	98.9	43	500.2	0.007		604	Kunene R
92919	14.7148	-17.9272	1122				7.1	4610	810	1	0.6	460	440	17	160.8	49.1	185.4		63	3043	DWA
92923	14.7150	-17.8924	1122				8	12000	3840	1	0.4	900	2140	35	70.8	129.0	229.4		40	7920	DWA
92924	14.5103	-17.8773	1143				8.2	1195	37	6.5	0.4	33	80	8	56.8	94.0	734.4		76	789	DWA
92925	13.0948	-17.8767	1124				8.4	876	40	1	0.2	55	55	16	98	22.1	456.3		42	578	DWA
92927	13.3231	-17.8697	966				8.3	1230	198	1	0.3	72	110	12	86	62.0	549.0		36	812	DWA
93348	14.5611	-18.0021	1145	94.5	8.2		8.2	1806	305	3.5	0.1	82	81	7	70.8	138.0	641.7		78	1192	DWA
93348	14.5611	-18.0021	1145	94.5	8.2	33.7	7.51	1761	333	6.86	1.22	89.9	87	5	92.2	141	614.9	0.01		1080	Kunene R
93690	13.0978	-17.8689	1114	50	10.4		8	919	106	0.5	0.2	68	88	7	80.8	16.0	348.9		18	607	DWA
200113	14.4422	-17.5928	1159	126	41.6		7.8	650	5	3	0.1	14	22	6	62	36.0	412.4		50	429	DWA
200113	14.4422	-17.5928	1159	126	41.6	25.95	7.72	737	1.9	3.48	0.47	15.2	22	5	70.8	37.8	395.3	0.001		415	Kunene R
200114	14.3041	-17.7114	1198	110	21	24.03	7.16	1092	4.1	9.3	0.93	38.3	28	2	118	62.7	553.9	0.005		581	Kunene R
200114	14.3041	-17.7114	1198	110	21		7.8	1133	10	22.5	0.1	55	28	3	116	67.1	585.6		39	748	DWA
200142	14.2508	-17.5558	1200	150	102.6		8.40	996	25.0	3.4	0.3	36.0	27.0	3.0	103.0	58.0	583.2	0.1		591.0	BGR 2008
200231	15.1938	-18.3588	1100	51.4	9		8.4	2120	180	3	0.2	300	350	16	64.8	27.0	561		106	1399	DWA
201347	14.7091	-18.1048	1126	180		23.37	7.92	3840	2370	0.1	1.74	159	142	63	596	200	208.6	0.02		3740	Kunene R
201577	13.8829	-18.3235	1478	66	15.51		7.7	863	5	2	0.1	9	9	7	96.8	66.1	642		24	570	DWA
201577	13.8829	-18.3235	1478	66	15.51		7.6	946	0	1	0.1	10	8	0	96	68.8	602		19	624	Study 1998
201577	13.8829	-18.3235	1478	66	15.51	24.1	7.5	783	7	0.6	0.2	12	8.9	2.7	113	73	610	0.01		667	Soetaert 2019
201577	13.8829	-18.3235	1478	66	15.51	24.1	7.5	783	7	0.6	0.2	12	8.9	2.7	113	73	610	0.01		667	Soetaert 2019
201577	13.8829	-18.3235	1478	66	15.51		7.7	670	31	1.9	0.1	20	21	4	73.6	65.9	549		10	500	Study 1998
201579	14.0902	-19.0244	953	90	55.11		8.2	785	23	5.5	0.1	15	15	7	82	49.1	463.6		23	518	DWA
3747_new	14.3078	-18.4815	1234	76.4	26.8		7.7	1283	23	4	0.2	66	53	6	90	99.1	783		73	847	DWA
3747_new	14.3078	-18.4815	1234	76.4	26.8	25.9	7.3	1273	29	10	0.6	77	61	2.7	102	105	702	0.01		969	Soetaert 2019
8568_new	14.3281	-18.7350	1278	78	18		8.3	1109	29	0.5	0.6	47	45	4	102.8	64.2	607.6		25	732	DWA

WW number	X	Y	Elev (m)	Depth (m)	RWL (m)	Temp (°C)	pH	Cond (uS/cm)	SO4 (mg/L)	NO3 (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO3 (mg/L)	NO2 (mg/L)	SiO2 (mg/L)	TDS	Data source
FID-300_1994	13.9011	-18.2961	1478		44.57		7.4	953	41	1.5	0.1	29	33	7	140	31.1	585.6		32	629	DWA
FID-401_1994	14.1802	-18.2974	1252				7.9	912	27	0.5	0.2	62	45	5	84.8	126.1	890.6		56	602	DWA
HYD0005	13.8115	-18.0127	1088			28.8	7.59	2248	464	0.05	0.45	118	169	7	98.5	176	785.7	0.01		1250	Kunene R
HYD0010	13.8310	-17.4902	1109			32.8	6.86	533	100	0.866	0.1	10.1	7	12	71.4	18.5	178.1	0.001		340	Kunene R
HYD0012	13.9138	-17.4162	771			23.1	8.13	4470	469	0.1	3.93	958	812	2	55.2	168	951.6	0.02		2940	Kunene R
HYD0015	13.5236	-17.6759	1189			28.4	7.9	1354	211	0.5	4.4	87	277	20	7.3	1.9	403	0.05		948.05	Soetaert 2019
HYD0015	13.5236	-17.6759	1189			28.1	8.19	1464	225	0.03	4.71	89.1	309	21	7.71	2.2	384.3	0.005		899	Kunene R
HYD0026	14.5070	-18.0431	1156			25	7.28	2708	1680	5.81	3.42	39	31	5	660	58.8	261.1	0.109		2800	Kunene R
HYD0045	14.7719	-18.2641	1127			27.54	6.97	8699	4270	71	2.5	720	965	75	457	443	377.0	0.05		7500	Kunene R
HYD0057	14.3089	-17.8498	1207			27.82	7.09	1277	11.9	0.09	0.35	24.5	26	2	106	87.2	550.2	0.002		522	Kunene R
HYD0066	14.6112	-18.1208	1141			25.4	7.08	2992	1700	18.3	2.29	46	34	9	663	74.2	266.0	0.048		2850	Kunene R
HYD0071	14.1363	-17.7784	1254			30.68	6.87	1319	15.1	3.05	0.63	19.4	27	4	96.2	86.1	697.8	0.005		590	Kunene R
HYD0083	14.2831	-17.5439	1226			29.78	6.68	1109	5.8	2.05	0.07	11.8	9	2	127	61.7	619.8	0.002		485	Kunene R
HYD0088	14.0163	-17.8131	1284			28.05	6.79	1485	5.2	5.82	0.7	24.3	43	2	80.9	122	860.1	0.006		695	Kunene R
HYD0093	13.5363	-17.8055	1372			26.22	7.41	1108	3.7	0.01	0.08	15.5	16	2	103	82.1	699.1	0.002		477	Kunene R
HYD0097	13.4209	-17.8345	1099	0	0	27.23	7.22	1341	159	0.03	0.42	25.1	80	3	107	70	586.8	0.005		728	Kunene R
HYD117	13.5175	-17.8812	1057			27.62	7	1792	510	0.05	0.48	37.2	205	4	103	49.7	403.8	0.01		1090	Kunene R
Okanguma-01	14.3077	-18.3836	1214	83.1	16.75	24.5	7.4	1439	365	0.5	2.9	30	36	3.7	186	108	573	0.01		1079.37	Soetaert 2019
Orokambuku-01	14.3047	-18.3383	1205			22.3	7.4	1062	49	2.8	2.9	41	48	2.7	104	91	634	0.01		846.88	Soetaert 2019
Orokambuku-01	14.3047	-18.3383	1205				8	970	67			42	49	2.4	94	82	670			860	2017
Oromaua-01	14.3792	-18.9924	1272				7.8	1081	8	2.5	0.2	26	19	5	118.8	68.0	710.0		52	713	DWA
Otjitunduua-sp	14.1625	-18.6377	1359	0	0	30.6	6.9	975	7	3.9	0.2	12	6.5	1.3	112	65	628	0.03		653.25	Soetaert 2019
Otuzemba-01	14.1060	-18.5583	1365	0	0		6.9	948	5	3.6	0.2	12	6.6	1.4	110	62	592	0.03		635.16	Soetaert 2019
Otuzemba-02	14.1131	-18.5520	1352	0	0		7	975	6	2.8	0.2	12	6.4	1.4	110	65	628	0.05		653.25	Soetaert 2019

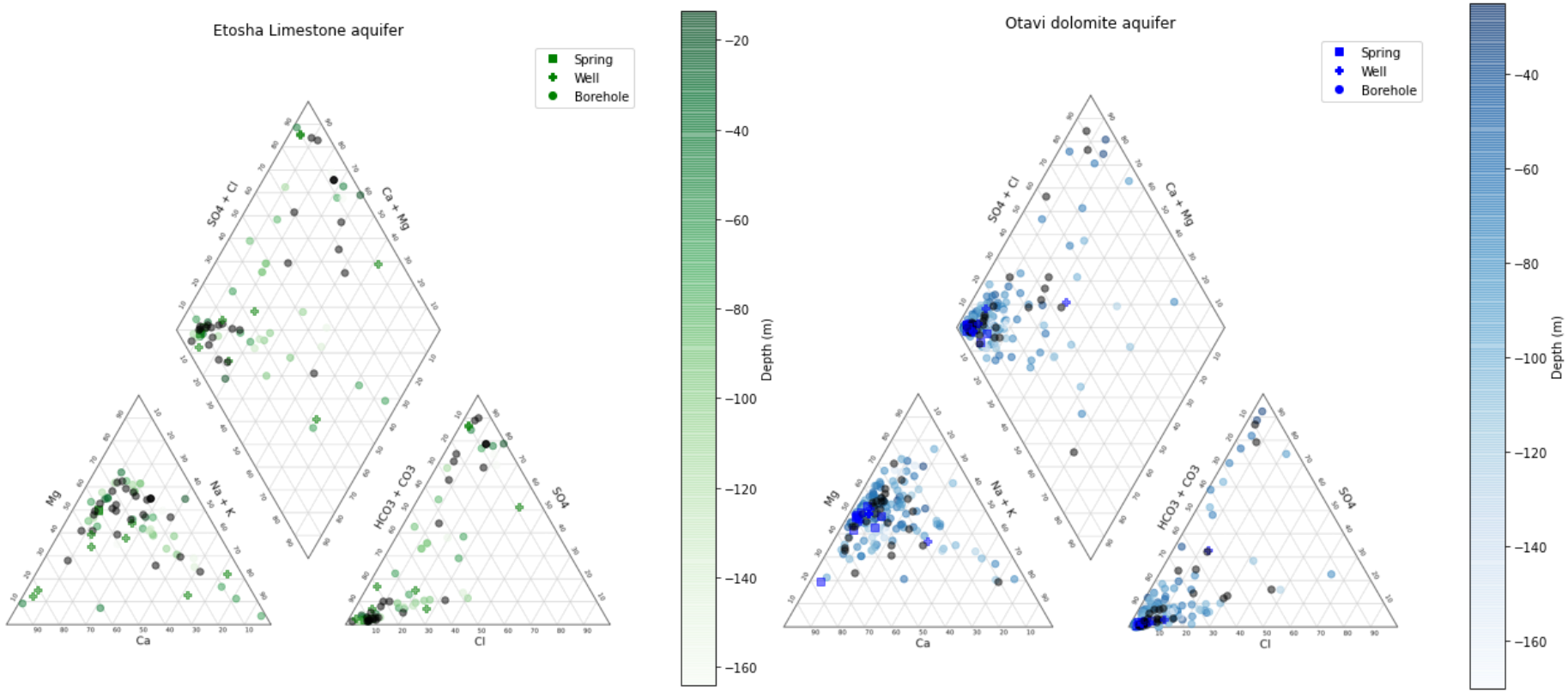
Annexe 4 : Carte piézométrique de l'aquifère dolomitique d'Otavi (en bleu), et de l'aquifère du Kalahari indifférencié (en rouge).

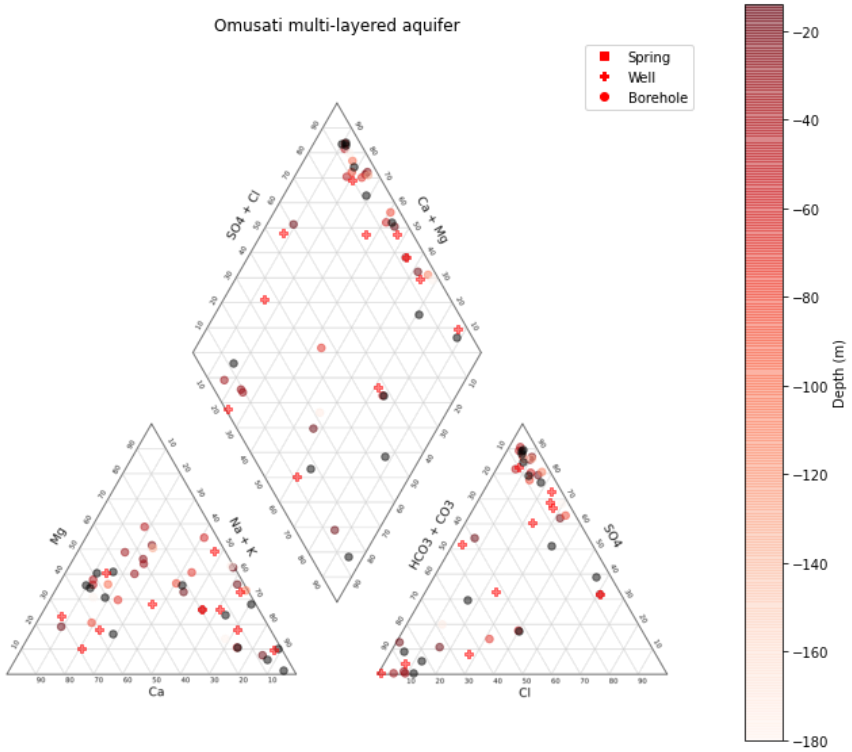


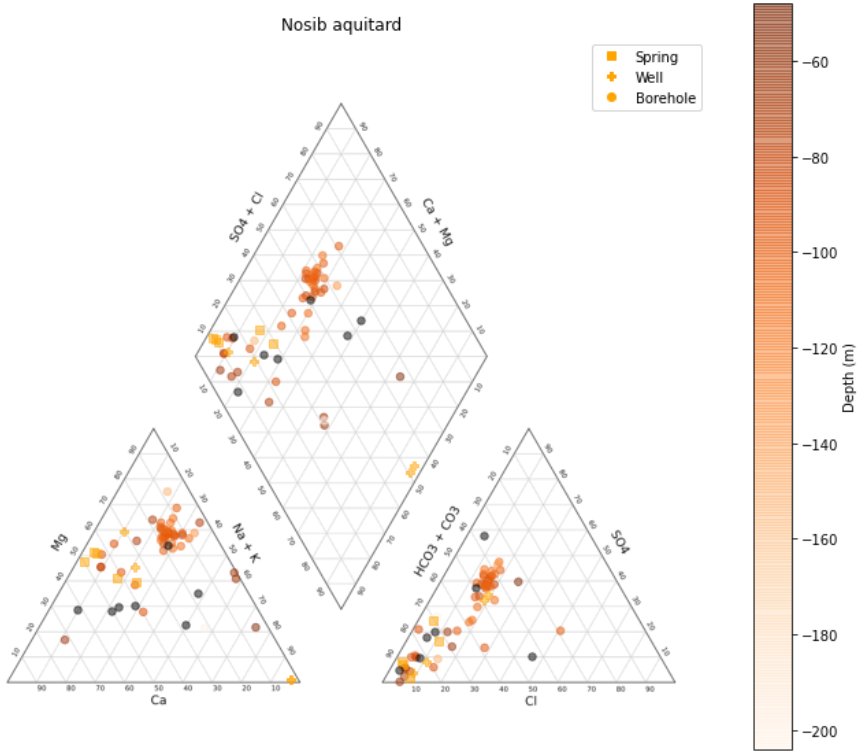
Annexe 5 : Variogrammes des principaux éléments chimiques.



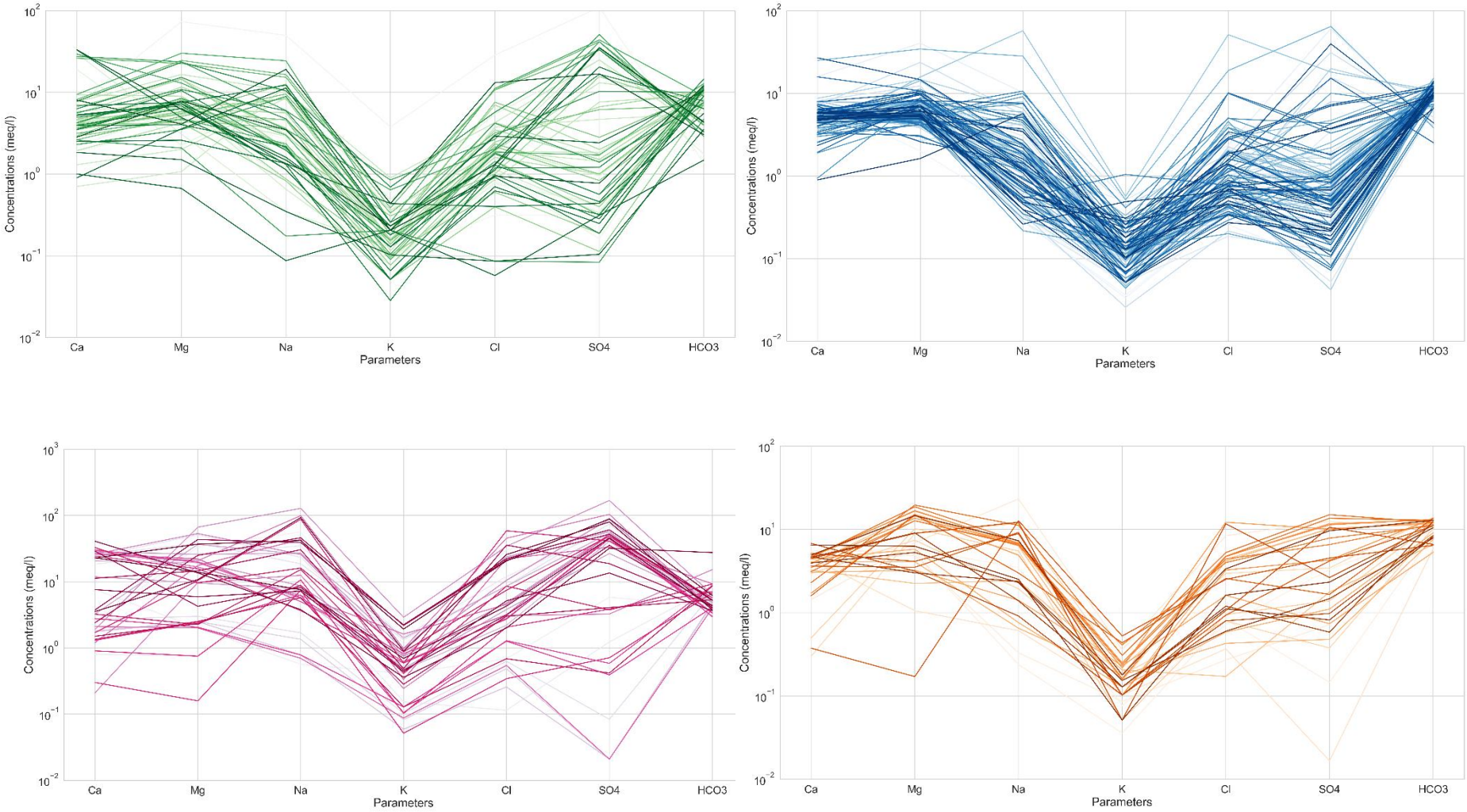
Annexe 6 : Diagrammes de Piper des eaux provenant des principaux aquifères d'Etosha (en vert), d'Otavi (en bleu), de Nosib (en orange) et d'Omusati (en magenta).




Omusati multi-layered aquifer
Spring
Well
Borehole
SO4 + Cl
Ca + Mg
Mg
Na + K
Ca
HCO3 + CO3
SO4
Cl
Depth (m)
−20
−40
−60
−80
−100
−120
−140
−160
−180


Nosib aquitard
Spring
Well
Borehole
SO4 + Cl
Ca + Mg
Mg
Na + K
Ca
HCO3 + CO3
SO4
Cl
Depth (m)
−60
−80
−100
−120
−140
−160
−180
−200

Annexe 7 : Diagrammes de Schoeller des eaux provenant des principaux aquifères d'Etosha (en vert), d'Otavi (en bleu), d'Omusati (en magenta) et du Nosib (en orange).



Annexe 8 : Tables des indices de saturation calculés sur la zone d'étude.

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
3159	0.0088	-0.2611	-0.799	0.9985	-0.2702	-1.7035	0.5694	-5.2672	-1.389	-1.349		
3705	1.4404	-2.4143	3.1321	0.775	-0.4937	-3.0201	0.3459	1.8736	1.1105	2.5821		
3848	1.119	-1.7078	2.1413	0.6906	-0.578	-2.8727	0.2616	-0.8533	0.4412	1.5913		
3848	0.786	-1.8049	1.4342	0.5664	-0.699	-2.2187	0.1389	-3.3657	0.0659	0.8863	-1.3658	-1.1432
3897	0.1814	-0.855	0.818	1.0435	-0.2252	-2.1837	0.6144	-2.5333	0.0555	0.268		
4331	0.4208	-2.0529	0.8419	0.7383	-0.5167	-1.6819	0.3158	-4.7244	-0.1648	0.3004	-1.2876	
4486	1.2477	-1.6596	2.8022	1.1445	-0.1241	-2.1343	0.7155	2.5543	0.9734	2.2522		
5277	1.0187	-2.6223	2.7149	1.2388	-0.0299	-1.3337	0.8097	3.4513	1.115	2.1649		
5277	0.7411	-2.6655	2.0051	0.9033	-0.3083	-1.326	0.5015	-0.0791	0.6689	1.4907	-1.906	
5826	0.905	-0.6331	2.4008	0.9132	-0.3554	-2.2899	0.4842	3.5501	0.9146	1.8508		
6235	1.2181	-2.2844	2.5729	0.5538	-0.7148	-3.0595	0.1248	1.3806	0.7736	2.0229		
6287	1.2271	-2.2232	2.6146	0.7878	-0.4809	-2.4036	0.3587	0.9793	0.8063	2.0646		
6291	1.1024	-2.192	2.6641	1.1287	-0.1399	-2.6123	0.6997	1.4818	0.9805	2.1141		
6291	0.5537	-2.4492	1.7911	0	0	-1.4654	0	0	0.6513	1.2504	-2.9381	-0.7552
6312	1.4707	-2.4131	3.0696	0.6549	-0.6137	-2.9893	0.2259	1.8572	1.0177	2.5196		
6314	0.9721	-2.0033	1.7335	1.0507	-0.2179	-1.5115	0.6216	-0.6347	0.1802	1.1835		
6463	1.1284	-2.7747	2.4474	0.5598	-0.7088	-3.0253	0.1307	-0.0497	0.7379	1.8974		
8235	0.0294	-2.7561	1.781	0.6873	-0.5813	-2.9212	0.2583	1.781	1.1704	1.231		
8235	0.0396	-2.7085	1.5915	0.6765	-0.5921	-1.5572	0.2474	0.5075	0.9708	1.0415		
8238	1.1536	-2.2802	2.7532	0.7991	-0.4696	-1.9834	0.37	1.4129	1.0184	2.2032		
8238	0.3523	-1.8909	1.0712	0.953	-0.3066	-0.7473	0.5283	-3.6946	0.1346	0.5268	-1.2163	
8240	0.1316	-1.835	0.1984	0.6843	-0.5411	-2.2646	0.276	-6.8473	-0.5263	-0.3246	-0.7269	
8241	1.3235	-2.1067	2.6501	1.014	-0.2547	-2.0322	0.5849	2.1171	0.7455	2.1001		
8241	0.7186	-2.1083	1.6199	0.5211	-0.7475	-3.129	0.092	-1.1672	0.3201	1.0699		
8241	0.1316	-1.835	0.1984	0.6843	-0.5411	-2.2646	0.276	-6.8473	-0.5263	-0.3246	-0.7269	
8251	1.1679	-2.9313	2.4824	0.3083	-0.9603	-2.0883	-0.1207	0.3838	0.7333	1.9324		
8251	1.1462	-1.3552	2.6723	0.6719	-0.5967	-1.2033	0.2428	1.6115	0.9449	2.1223		
8253	0.1292	-1.8818	0.4826	0.7442	-0.5112	-2.5895	0.3215	-5.4296	-0.2323	-0.0591	-1.3601	
8253	1.0137	-2.0127	2.3364	0.4975	-0.7712	-3.1375	0.0684	0.4255	0.7415	1.7864		
8257	0.9637	-2.3526	2.1009	0.6414	-0.6272	-3.1369	0.2124	0.7938	0.556	1.5509		
8257	-0.5731	-2.054	-0.9711	0.9088	-0.3381	-2.6391	0.4902	-6.7511	-0.9862	-1.5076	-1.1531	
8263	0.5156	-2.2197	1.3801	0.7352	-0.5177	-1.6985	0.3137	-2.8039	0.2781	0.84	-1.2831	
8263	1.1383	-2.114	2.6571	0.5393	-0.7293	-2.5484	0.1102	0.7772	0.9376	2.1071		
8282	1.0403	-1.008	2.6266	1.0179	-0.2507	-3.2209	0.5888	2.2449	1.0052	2.0766		
8290	0.9295	-0.7011	2.0965	1.0606	-0.208	-2.4199	0.6315	2.1407	0.5858	1.5465		
8501	0.673	-3.3763	1.4389	1.0634	-0.1991	-1.7397	0.6373	-0.5927	0.1825	0.8927	-1.9888	
8501	0.7018	-3.0008	1.5223	0.8976	-0.371	-3.124	0.4685	-0.6509	0.2393	0.9723		
8502	0.6042	-3.1399	1.1938	1.056	-0.185	-2.1793	0.6402	-1.6055	-0.0001	0.6611	-1.8012	
8502	0.859	-2.6729	1.7156	0.9482	-0.3204	-2.9776	0.5191	-1.0035	0.2755	1.1656		
8524	1.1591	-1.4311	2.9618	1.0855	-0.1831	-3.3369	0.6564	3.4376	1.2216	2.4118		
8524	0.7043	-1.311	2.0208	0.8936	-0.3201	-1.1694	0.4908	0.1983	0.7216	1.5051	-1.9511	
8527	0.2689	-0.0407	0.5559	1.1441	-0.0991	0.2283	0.7272	-2.7656	-0.3021	0.0218	-1.8645	
8535	0.0294	-2.7561	1.7808	0.6873	-0.5813	-2.9212	0.2583	1.7811	1.1703	1.2308		
8535	-0.4647	-3.1165	0.9842	0.71	-0.5456	-2.1476	0.2872	-0.663	0.8633	0.4424	-0.2956	
8543	0.3115	-0.0297	-0.2533	1.2167	-0.0498	0.3295	0.7886	-5.7411	-1.1468	-0.802	-1.8128	
8557	0.5324	-2.1001	1.4179	1.4131	0.1445	-1.0364	0.9841	-0.7427	0.3043	0.8679		
8560	0.8375	-1.7497	1.9611	0.9407	-0.3279	-1.5767	0.5116	0.1517	0.5424	1.4111		
8565	0.4627	-1.3893	1.9785	0.3795	-0.8891	-1.2179	-0.0495	-0.5379	0.9346	1.4285		
8570	0.0568	-2.3856	0.7925	0.7088	-0.5599	-3.3454	0.2797	-4.4631	0.1545	0.2425		
8570	0.9896	-2.3604	2.4582	0.6768	-0.5918	-2.591	0.2477	0.0786	0.8874	1.9082		
8570	0.6556	-2.1253	1.772	0.5045	-0.7641	-3.1392	0.0754	-3.0609	0.5353	1.222		
8571	0.0856	-1.9454	0.6014	0.7724	-0.4848	-1.3874	0.3488	-4.5076	-0.0693	0.0586	-1.3015	
8571	0.6238	-1.4105	1.7307	0.4805	-0.7881	-2.6553	0.0515	-1.7205	0.5257	1.1807		
8575	0.4909	-1.5557	1.2744	0.7966	-0.466	-1.7869	0.3705	-3.5217	0.2002	0.7282	-1.1993	
8577	0.196	-2.1498	0.6341	0.6889	-0.5766	-2.5286	0.2613	-6.093	-0.1442	0.086	-1.0285	
8578	1.0298	-1.7889	2.4462	0.6418	-0.5935	-2.3947	0.2287	1.4669	0.8254	1.917	-2.6865	
8579	1.2086	-1.9737	2.5235	0.5748	-0.6939	-3.025	0.1457	0.855	0.7337	1.9735		
8581	0.4208	-2.0529	0.8419	0.7383	-0.5167	-1.6819	0.3158	-4.7244	-0.1648	0.3004	-1.2876	
8583	0.8079	0	1.8272	0.4796	-0.789	-3.0282	0.0505	-1.949	0.4381	1.2772		
8583	0.7632	-2.7264	1.6807	0.5229	-0.7515	-2.3587	0.0911	-2.546	0.3386	1.127	-1.254	-1.0614
8583	0.7632	-2.7264	1.6807	0.5229	-0.7515	-2.3587	0.0911	-2.546	0.3386	1.127	-1.254	-1.0614
8583	0.9313	-2.9224	2.0538	0.5804	-0.6883	-3.0273	0.1513	-1.2165	0.5413	1.5038		
8583	0.7533	-2.2278	1.8134	0.2	-1.0686	-3.1363	-0.2291	-1.9725	0.4789	1.2634		
8584	0.76	-0.9688	1.9189	0.7333	-0.5354	0	0.3042	-0.5231	0.5778	1.3689		
8584	0.4554	-0.5111	1.2244	0.5083	-0.7603	-0.2902	0.0792	-4.1329	0.1878	0.6744		
8588	-0.1698	-3.6131	-0.7928	0.5296	-0.7092	-2.6157	0.1148	-8.3657	-1.2132	-1.3241	1.3006	
9300	1.1752	-1.7096	2.6666	0.8926	-0.376	-2.0382	0.4635	2.1799	0.9103	2.1166		
9302	0.6896	-1.9386	1.6724	0.8489	-0.4197	-1.7444	0.4199	1.7701	0.4016	1.1224		
9302	0.1728	-2.4308	0.7268	-0.0167	-1.2853	-1.4825	-0.4458	-0.4346	-0.0271	0.1768	-3.3409	
9520	0.1562	-2.2027	0.6406	1.3652	0.0966	-1.1422	0.9361	-2.2779	-0.0968	0.0906		
9522	0.8107	-1.906	1.9476	1.4005	0.1319	-1.1655	0.9714	0.466	0.5558	1.3976		

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
9522	1.2561	-1.8772	2.8342	0.9854	-0.2832	-1.7562	0.5563	2.6607	0.9969	2.2842		
9834	0.3015	-1.7852	1.4922	0.6801	-0.5886	-1.8814	0.251	-1.5218	0.6095	0.9422		
9834	1.1782	-1.1933	2.9999	0.5366	-0.732	-2.7299	0.1076	2.4344	1.2405	2.4499		
9835	-0.1474	-1.6137	0.411	0.6819	-0.5868	-1.7203	0.2528	-5.2049	-0.0227	-0.139		
9835	0	0	0	0.3784	-0.8903	0	-0.0507	-1.5329	0.7024	0		
9835	0.2231	-1.3626	1.1942	0.7365	-0.5321	-2.4336	0.3075	-2.9457	0.3899	0.6442		
9836	1.1233	-1.2459	2.7719	0.3136	-0.955	-2.6506	-0.1155	0.6795	1.0674	2.2219		
9836	0.6787	-1.3479	2.206	0.5237	-0.7449	-2.5735	0.0946	0.0447	0.9461	1.656		
10615	0.1628	-2.3281	0.6298	0.5829	-0.6858	-2.1714	0.1538	-4.7837	-0.1142	0.0798		
10615	0.5071	-2.2419	1.2428	0.6933	-0.5754	-3.1185	0.2642	-3.0005	0.1546	0.6928		
10615	0.5634	-2.1318	1.3685	0.6163	-0.6523	-2.1727	0.1873	-2.5414	0.2239	0.8185		
16019	1.2378	-2.1066	2.9604	1.0906	-0.1781	-2.6862	0.6615	2.9617	1.1415	2.4104		
16019	0.8067	-1.948	2.0634	1.3898	0.1211	-0.814	0.9607	0.1222	0.6755	1.5134		
16377	1.0976	-2.5835	2.3785	0.613	-0.6556	-3.0311	0.1839	0.0053	0.6998	1.8285		
16708	1.4938	-2.8148	3.2175	0.7768	-0.4918	-3.0725	0.3478	3.33	1.1426	2.6675		
16708	0.3455	-2.6054	0.9507	0.7676	-0.5267	-1.2045	0.3262	-4.1213	0.0347	0.3846	-1.6692	-1.3319
16723	0.9313	-2.9224	2.0538	0.5804	-0.6883	-3.0273	0.1513	-1.2165	0.5413	1.5038		
16723	0.6862	-1.9174	1.1806	0.5036	-0.7651	-1.6231	0.0745	-4.3821	-0.0868	0.6306		
16858	1.3479	-2.6386	3.1487	0.8606	-0.408	-3.1274	0.4315	1.8919	1.2196	2.5987		
16860	0.9233	-1.7617	1.9324	0.8463	-0.4223	-2.3036	0.4173	-1.7028	0.428	1.3824		
20016	1.3099	-2.6127	3.2297	0.9145	-0.3402	-1.2344	0.4921	3.9886	1.3339	2.6884	-3.1282	
22582	1.3934	-2.4045	3.1363	1.0187	-0.2499	-2.1633	0.5897	2.9367	1.1617	2.5863		
22582	0.5207	-2.3403	1.4345	0.9238	-0.3123	-1.497	0.5103	-2.7722	0.323	0.9049	-1.2267	
22589	0.6286	-2.7167	1.4153	0.7533	-0.535	-2.324	0.3148	-2.864	0.2135	0.8529	-1.7104	-1.172
22589	1.006	-2.7034	2.2991	0.8428	-0.4258	-3.0665	0.4137	0.1329	0.7119	1.7491		
22590	0.9946	-2.8937	2.2465	0.6603	-0.6084	-3.0852	0.2312	0.1528	0.6707	1.6965		
22591	1.3611	-1.7786	2.6479	0.7531	-0.5155	-2.8798	0.324	0.5404	0.7056	2.0979		
22591	0.6741	-1.802	1.322	0.7188	-0.5544	-1.6867	0.2876	-3.1175	0.0685	0.7692	-1.5043	-1.1611
22625	0.9224	-3.1577	2.0264	1.0455	-0.2231	-3.1888	0.6164	1.4357	0.5228	1.4764		
22627	1.2259	-2.5163	3.1785	1.1872	-0.0814	-1.7682	0.7582	5.7538	1.3714	2.6285		
22627	0.3145	-2.2296	0.9631	0.9082	-0.3316	-1.2643	0.4929	-4.2205	0.0586	0.4312	-1.2955	
22669	0.8263	-2.2528	1.7286	0.6159	-0.6527	-2.9963	0.1869	-2.043	0.3211	1.1786		
22779	0.2494	-2.6481	0.6969	0.9901	-0.2706	-1.7072	0.5649	-4.9313	-0.1365	0.1518	-1.3192	
22779	1.1622	-2.6331	2.5091	0.8331	-0.4356	-2.9859	0.404	0.0563	0.7657	1.9591		
22780	0.4818	-0.6858	1.4123	0.5037	-0.7649	-1.959	0.0746	-0.0456	0.3493	0.8623		
22781	0.5837	-0.0443	1.1795	1.0548	-0.1786	0.0818	0.6426	-0.3759	0.0043	0.6516	-2.2498	
22781	0.3309	-0.6727	1.1768	0.7953	-0.4733	-2.2229	0.3662	-0.4458	0.2647	0.6268		
22781	0.3683	-0.0252	0.6767	1.4741	0.2055	0.1494	1.0451	-1.7683	-0.2728	0.1267		
22859	0.7953	-2.4769	1.8665	0.9009	-0.3677	-3.0586	0.4719	-1.5397	0.49	1.3165		
22860	0.911	-2.0046	2.0505	0.9798	-0.2888	-2.4465	0.5508	-0.8992	0.5583	1.5005		
22861	0.7622	-1.2909	2.3335	0.9545	-0.3141	-2.4037	0.5255	1.9374	0.9901	1.7835		
22862	1.1752	-1.7096	2.6666	0.8926	-0.376	-2.0382	0.4635	2.1799	0.9103	2.1166		
22863	1.0288	-1.8752	2.3645	0.8694	-0.3992	-1.6513	0.4404	0.9823	0.7545	1.8145		
22864	0.3428	-1.3473	1.3802	0.7485	-0.5201	-2.1581	0.3194	-2.4702	0.4563	0.8302		
22864	0.464	-1.1661	1.5886	0.603	-0.6656	-2.3435	0.1739	-2.5757	0.5434	1.0386		
22864	0.2632	-1.1783	1.2277	0.7495	-0.5192	-2.7444	0.3204	-2.9214	0.3834	0.6777		
22864	1.0104	-1.4206	2.8545	0.5364	-0.7322	-2.554	0.1074	2.4714	1.2629	2.3045		
22864	0.645	-1.2779	2.0255	0.6805	-0.5881	-3.3973	0.2515	-0.7493	0.7993	1.4755		
23137	0.3828	-1.2343	1.4513	0.7611	-0.5075	-2.723	0.332	-2.2869	0.4874	0.9013		
23137	1.1138	-1.1343	2.7992	0.5411	-0.7275	-2.3074	0.112	1.2449	1.1042	2.2492		
23278	1.1752	-1.7096	2.6666	0.8926	-0.376	-2.0382	0.4635	2.1799	0.9103	2.1166		
23346	0.5551	-2.9183	1.2668	0.4322	-0.8365	-2.0715	0.0031	-3.4553	0.1305	0.7168		
24874	0.5869	-2.7444	1.2396	0.4816	-0.787	-2.9136	0.0526	-4.4253	0.0715	0.6896		
24874	0.4917	-2.6803	1.0074	0.5254	-0.7432	-2.2364	0.0964	-4.7891	-0.0654	0.4574		
24875	0.6306	-2.5449	1.3821	0.5035	-0.7651	-2.3377	0.0745	-3.679	0.1703	0.8321		
24875	0.4429	-2.5906	0.9388	0.5648	-0.7038	-2.2787	0.1357	-4.781	-0.0853	0.3888		
24875	0.7069	-2.0496	1.6011	0.3476	-0.921	-3.0237	-0.0815	-2.8823	0.3131	1.0511		
24875	0.3458	-2.9808	0.8221	0.5038	-0.7648	-2.9851	0.0748	-5.0371	-0.1048	0.2721		
24875	-0.2033	-2.7889	-0.2755	0.5048	-0.7639	-2.3637	0.0757	-8.5468	-0.6534	-0.8255		
24875	1.0278	-2.8565	2.1786	0.4791	-0.7896	-2.3496	0.05	-1.3679	0.5696	1.6286		
24875	1.2907	-2.2248	2.7833	0.6719	-0.5967	-3.0077	0.2429	1.4969	0.9114	2.2333		
24876	0.7542	-2.5941	1.6865	0.5237	-0.7449	-1.7927	0.0947	-2.4575	0.3511	1.1365		
24876	0.6393	0	1.4223	0.5241	-0.7445	-2.9923	0.0951	-3.176	0.2018	0.8723		
24877	-0.023	0	0.2256	-1.7976	-3.0662	-3.0324	-2.2267	-9.3141	-0.3326	-0.3244		
24877	1.6431	-3.0994	3.6784	0.3363	-0.9323	-2.6244	-0.0927	4.8441	1.4541	3.1284		
24878	0.5499	0	0.6924	0.5034	-0.7652	-2.8279	0.0743	-5.7412	-0.4387	0.1424		
24878	0.5337	-1.5681	1.2994	-0.0984	-1.367	-2.4224	-0.5274	-4.7787	0.1846	0.7494		
24879	0.8604	-2.0401	1.8887	-0.1	-1.3687	-2.3963	-0.5291	-3.1424	0.4471	1.3387		
24879	0.5328	-2.5966	1.1785	0.4333	-0.8354	-2.3443	0.0042	-4.476	0.0646	0.6285		
24879	0.7434	-2.6979	1.7879	0.8989	-0.3697	-2.5122	0.4699	-0.5189	0.4634	1.2379		
24879	1.1187	-2.7367	2.6366	0.3682	-0.9004	-3.2032	-0.0609	1.4335	0.9368	2.0866		
24879	0.4433	0	1.0448	0.6006	-0.6681	-2.9988	0.1715	-4.1908	0.0203	0.4948		
24879	1.0618	-2.1548	2.2637	0.478	-0.7906	-2.385	0.049	-0.8495	0.6208	1.7137		

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
24879	0.591	-2.3591	1.2563	0.5647	-0.7039	-2.927	0.1356	-4.2719	0.0841	0.7063		
24879	0.4194	-2.5753	0.993	0.6181	-0.6505	-2.3716	0.189	-4.654	-0.0076	0.443		
24879	0.7992	-1.7058	1.7714	0.3471	-0.9215	-3.0243	-0.082	-2.3297	0.391	1.2214		
25042	0.617	-2.3625	1.3753	0.3786	-0.89	-2.3624	-0.0505	-3.9499	0.1771	0.8253		
25042	0.8959	-2.1342	1.9688	0.4554	-0.8132	-2.0782	0.0263	-1.5419	0.4917	1.4188		
25042	0.1434	-2.4114	0.658	0.6007	-0.6679	-2.55	0.1716	-4.5859	-0.0666	0.108		
25042	1.0622	-1.9251	2.3158	0.7165	-0.5521	-3.0303	0.2875	0.2459	0.6724	1.7658		
25042	0.7906	-2.4996	1.8468	0.6642	-0.6044	-3.0514	0.2352	-2.0317	0.4751	1.2968		
25042	1.1217	-2.2697	2.513	0.5204	-0.7482	-2.455	0.0914	0.0637	0.8101	1.963		
25042	0.7706	-2.0866	1.7701	0.5443	-0.7244	-3.0463	0.1152	-2.3911	0.4183	1.2201		
25042	0.9775	-2.3652	2.167	0.7189	-0.5497	-2.4215	0.2899	-0.8235	0.6083	1.617		
25812	1.1687	-2.728	2.6182	0.539	-0.7296	-3.0948	0.1099	0.5774	0.8684	2.0682		
25812	0.5976	-2.1827	1.4511	0.5421	-0.7265	-2.5604	0.113	-1.6021	0.2723	0.9011		
25963	0.8255	-1.5634	1.8327	0.6507	-0.6179	-1.8643	0.2217	-2.3195	0.4261	1.2827		
26952	0.6142	-2.033	1.2945	0.4577	-0.8109	-2.3302	0.0287	-3.9509	0.0992	0.7445		
26952	0.868	-1.7599	1.8592	0.3472	-0.9215	-2.3692	-0.0819	-2.3067	0.4101	1.3092		
26952	1.0405	-2.2978	2.0512	0.5224	-0.7462	-1.937	0.0934	-1.6217	0.4295	1.5012		
26952	1.0234	-1.7869	2.232	0.6293	-0.6393	-3.0397	0.2003	0.0087	0.6275	1.682		
26952	0.5883	-2.4717	1.4564	0.4558	-0.8128	-2.1941	0.0267	-2.2293	0.2869	0.9064		
27496	0.6039	-2.1948	1.4039	0.7665	-0.5034	-2.0341	0.3368	-3.0674	0.2193	0.8531	-1.6972	-1.1968
28599	1.2265	-2.7155	2.6454	0.539	-0.7296	-3.024	0.1099	0.5203	0.8378	2.0954		
29045	0.6808	-1.3194	1.9956	0.771	-0.4976	-2.3592	0.3419	-0.6816	0.7337	1.4456		
29045	0.9655	-1.1531	2.6067	0.6169	-0.6517	-2.1035	0.1878	0.4872	1.06	2.0567		
29045	0.1706	-1.1003	0.9577	0.5282	-0.7405	-3.2784	0.0991	-4.6315	0.206	0.4077		
29045	0.1923	-1.0651	0.9884	0.7376	-0.531	-2.3032	0.3085	-4.1633	0.2149	0.4384		
29045	0.955	-1.2455	2.6523	0.7057	-0.5629	-3.3948	0.2766	1.154	1.1161	2.1023		
29045	0.7553	-1.0347	2.21	0.7486	-0.52	-2.125	0.3196	-0.3892	0.8735	1.66		
29046	0.46	-1.1709	1.6313	0.6367	-0.6319	-1.9327	0.2077	-2.4061	0.5902	1.0813		
29046	0.3345	-1.2798	1.3904	0.8382	-0.4305	-2.1863	0.4091	-2.2811	0.4747	0.8404		
29046	0.0502	-1.1245	0.7566	0.7625	-0.5061	-1.9071	0.3335	-4.6979	0.1252	0.2066		
29046	0.9079	-1.1044	2.449	0.7473	-0.5214	-1.7198	0.3182	0.1136	0.9599	1.899		
29047	0.4691	-1.25	1.7432	0.8168	-0.4518	-2.2405	0.3878	-0.9751	0.693	1.1932		
29047	1.3912	-1.1045	3.3656	0.7132	-0.5555	-2.0375	0.2841	2.957	1.3933	2.8156		
29047	0.6105	-1.214	2.1009	0.7357	-0.5329	-3.4886	0.3067	-0.3368	0.9092	1.5509		
29047	0.27	-0.9873	1.2283	0.763	-0.5056	-2.356	0.334	-3.3155	0.3772	0.6783		
31511	0.8016	-2.5662	2.162	0.4767	-0.792	-2.6935	0.0476	0.1292	0.7793	1.612		
31511	0.759	-3.2026	2.1021	0.5201	-0.7486	-3.3326	0.091	0.1597	0.762	1.5521		
31517	0.927	-2.9897	2.0334	0.5022	-0.7665	-2.9921	0.0731	-1.8611	0.5252	1.4834		
31517	0.9329	-2.9816	2.0185	0.5021	-0.7665	-2.3811	0.0731	-1.9294	0.5044	1.4685		
31517	0.9433	-2.9582	1.9687	0.5233	-0.7454	-2.3551	0.0942	-2.0564	0.4442	1.4187		
31517	1.04	-2.9645	2.1882	0.5014	-0.7673	-2.3619	0.0723	-1.4266	0.5671	1.6382		
31517	0.8264	-1.9277	1.7723	0.524	-0.7447	-2.3775	0.0949	-2.5936	0.3647	1.2223		
31525	0.3623	-3.32	1.0092	0.5839	-0.6847	-2.0693	0.1548	-4.9854	0.0658	0.4592		
31525	0.3518	-3.3213	0.9884	0.5838	-0.6848	-2.071	0.1548	-4.9941	0.0555	0.4384		
31525	0.2583	-3.3242	0.8058	0.584	-0.6846	-2.0739	0.155	-5.585	-0.0337	0.2558		
31529	0.0604	-2.4431	0.4792	0.6188	-0.6499	-3.0831	0.1897	-6.075	-0.1623	-0.0708		
31529	0.0433	-2.776	0.5773	0.6185	-0.6501	-3.1958	0.1894	-5.416	-0.0472	0.0273		
31529	0.1663	-2.4559	0.7346	0.6187	-0.6499	-3.1238	0.1897	-5.4629	-0.0129	0.1846		
33549	1.1664	-1.7893	2.5125	0.8611	-0.4075	-2.0484	0.432	0.6245	0.765	1.9625		
33549	0.8195	-1.6807	1.8007	1.1758	-0.0928	-0.9918	0.7467	-1.1565	0.4001	1.2507		
33549	0.7063	-1.4423	1.5585	0.8448	-0.4193	-1.0774	0.4179	-2.315	0.2694	1.0113	-1.3419	
33561	0.7572	-2.5498	1.6194	1.1935	-0.0751	-2.944	0.7645	-1.7686	0.2811	1.0694		
33688	0.591	-2.084	1.4552	0.6696	-0.6088	-2.0451	0.2359	-3.1849	0.2868	0.899	-1.6676	-1.2151
33933	0.9792	-0.9957	1.5017	1.2219	-0.0468	-1.1325	0.7928	0.381	-0.0587	0.9517		
33935	0.8438	-2.0625	1.9803	1.1538	-0.1148	-2.1716	0.7247	0.5603	0.5553	1.4303		
33937	0.4099	-0.5622	1.6187	1.1935	-0.0751	-1.6935	0.7645	1.5015	0.6277	1.0687		
33937	0.4799	-0.0384	1.3119	0.3865	-0.8821	0.0403	-0.0425	-1.3186	0.2508	0.7619		-0.1161
33940	0.5574	-2.4983	1.2221	1.1267	-0.1419	-1.4894	0.6977	0.2768	0.0835	0.6721		
33941	-1.4214	-0.529	-1.7212	0.4531	-0.8155	-3.1046	0.024	-6.1266	-0.881	-2.2712		
33943	0.6444	-0.176	1.557	1.2674	-0.0012	-1.2026	0.8383	1.0549	0.3314	1.007		
33944	-0.0599	-1.0676	1.117	1.1524	-0.1162	-2.2343	0.7233	1.0966	0.5957	0.567		
33948	0.673	-3.3763	1.4389	1.0634	-0.1991	-1.7397	0.6373	-0.5927	0.1825	0.8927	-1.9888	
33948	0.7018	-3.0008	1.5223	0.8976	-0.371	-3.124	0.4685	-0.6509	0.2393	0.9723		
33953	0.6267	-2.2832	1.7268	1.0553	-0.2133	-2.1912	0.6262	0.5935	0.5189	1.1768		
33956	-0.1828	-0.9401	0.7963	1.2931	0.0245	-1.8742	0.864	0.3769	0.398	0.2463		
33957	0.1246	-1.0427	1.9016	0.7514	-0.5172	-3.3932	0.3223	3.6357	1.1958	1.3516		
33960	1.0646	-1.9466	2.41	0.8433	-0.4253	-1.8875	0.4143	0.0551	0.7643	1.86		
33969	-0.222	-2.8501	1.0176	0.5634	-0.6955	-1.3207	0.139	-1.5353	0.6551	0.4737	-1.4368	
34204	1.0882	-2.1906	2.29	0.6452	-0.6234	-3.0078	0.2162	-0.0937	0.6207	1.74		
34204	0.997	-2.1817	2.1239	0.7826	-0.4281	-2.1401	0.3813	-0.1298	0.5318	1.6101	-2.2167	
34204	1.3697	-2.2872	2.8866	1.1632	-0.1055	-1.6607	0.7341	3.2558	0.9357	2.3366		
34205	1.2473	-3.6084	2.4433	1.4386	0.1699	-1.8182	1.0095	3.2129	0.6148	1.8933		
34205	0.6042	-3.1399	1.1938	1.056	-0.185	-2.1793	0.6402	-1.6055	-0.0001	0.6611	-1.8012	

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
34205	0.859	-2.6729	1.7156	0.9482	-0.3204	-2.9776	0.5191	-1.0035	0.2755	1.1656		
34212	1.153	-1.4941	2.7222	0.7381	-0.5305	-1.4708	0.3091	3.4966	0.988	2.1722		
34496	1.3067	-1.5129	2.7304	0.8157	-0.4529	-3.0201	0.3867	2.0214	0.8425	2.1804		
34496	0.8585	-2.0331	2.0288	1.412	0.1434	-1.1399	0.9829	0.5244	0.5892	1.4788		
34499	0.9677	-2.7327	2.2844	0.9081	-0.3605	-3.0969	0.4791	-0.1928	0.7356	1.7344		
34501	0.8825	-0.6758	2.399	0.9306	-0.3381	-2.314	0.5015	2.9809	0.9353	1.849		
34503	0.8817	-2.4188	1.9603	0.7075	-0.5612	-2.0728	0.2784	-1.5238	0.4975	1.4103		
34504	0.2914	-2.4633	0.8369	0.7725	-0.4686	-1.4999	0.3566	-4.7759	-0.0442	0.3041	-0.627	-1.4711
34504	0.4057	-2.452	0.9587	0.937	-0.3466	-1.3751	0.5008	-4.5768	-0.0222	0.3994	-1.2189	
34504	-0.1191	-2.6011	0.1553	0.8949	-0.376	-1.9948	0.4647	-5.6998	-0.3059	-0.3961	-1.4377	
34510	0.5199	-2.0921	1.5742	1.1895	-0.0791	-1.6968	0.7604	1.143	0.4731	1.0242		
34510	0.2377	-0.0865	0.3943	1.1546	-0.1022	0.0854	0.7312	-3.0951	-0.4287	-0.1483	-1.8203	
34512	0.6703	-2.9143	1.5442	1.0842	-0.1561	-1.0991	0.6687	-0.4573	0.284	1.012	-1.946	
34516	1.2404	-2.6189	2.3686	0.9155	-0.3532	-1.6411	0.4864	-0.3466	0.547	1.8186		
34559	0.4798	-1.6195	0.8443	0.6307	-0.6045	-2.9819	0.2176	-4.6441	-0.2266	0.3152	-1.3511	
34590	1.238	-1.7848	2.4539	0.7041	-0.5645	-2.5358	0.2751	2.0596	0.6348	1.9039		
34591	0.9665	-1.6009	2.7467	0.545	-0.7236	-1.9755	0.116	3.2141	1.199	2.1967		
34597	0.7082	-1.4876	2.0434	0.7473	-0.5213	-3.2604	0.3182	-1.134	0.7541	1.4934		
34598	1.4141	-2.7293	3.0361	0.5147	-0.754	-3.0392	0.0856	1.6721	1.0409	2.4861		
34600	1.5333	-2.9681	3.6281	0.7378	-0.5308	-3.296	0.3088	4.2937	1.5136	3.0781		
34603	0.4558	-2.3863	0.5772	1.0345	-0.2341	-1.729	0.6054	-4.2001	-0.4597	0.0272		
34759	0.3068	-0.0178	0.9113	1.1852	-0.0768	-0.2448	0.7593	-1.518	0.021	0.3655	-1.535	
34770	0.621	-3.8622	1.5174	1.5413	0.2727	-1.6182	1.1123	2.288	0.3153	0.9674		
34778	0.2758	-2.6159	1.1289	1.4506	0.182	-0.5197	1.0216	-0.4813	0.272	0.5789		
34786	0.5247	-3.8804	1.3363	1.5129	0.2443	-1.5196	1.0838	1.6199	0.2305	0.7863		
34893	0.0421	-1.4825	0.2101	0.7181	-0.5416	-0.878	0.2933	-6.0339	-0.4163	-0.3343	0.5471	
35822	-0.2595	-1.7741	0.0107	0	0	-2.7841	0	0	-0.3109	-0.5393		
35823	-0.1875	-2.15	0.1454	0	0	-1.8966	0	0	-0.2482	-0.4046		
35824	-0.5333	-2.7181	0.0381	0	0	-3.8012	0	0	-0.0097	-0.5119		
35825	-0.2229	-2.6571	0.2961	0	0	-3.453	0	0	-0.0622	-0.2539		
35826	0.0121	-1.9223	0.4229	0	0	-2.0602	0	0	-0.1703	-0.1271		
35827	-0.0532	-2.1642	0.1669	0	0	-1.8168	0	0	-0.3611	-0.3831		
35856	-0.0119	-2.1046	0.2214	0	0	-1.7936	0	0	-0.3478	-0.3286		
36682	-0.2629	-1.9368	0.5658	0.8741	-0.3755	-1.7739	0.4541	-3.9872	0.2413	0.0277	0.63	
37062	0.9805	-0.0654	1.6032	1.2776	0.009	-0.6051	0.8486	0.0958	0.0416	1.0532		
37062	0.5439	-0.032	1.4159	1.167	-0.0798	-0.1015	0.7484	-0.1008	0.2839	0.8795	-1.6501	
37297	0.2914	-2.4633	0.8369	0.7725	-0.4686	-1.4999	0.3566	-4.7759	-0.0442	0.3041	-0.627	-1.4711
37297	0.4057	-2.452	0.9587	0.937	-0.3466	-1.3751	0.5008	-4.5768	-0.0222	0.3994	-1.2189	
37297	-0.1191	-2.6011	0.1553	0.8949	-0.376	-1.9948	0.4647	-5.6998	-0.3059	-0.3961	-1.4377	
37347	0.708	-2.2758	1.7395	1.2053	-0.0633	-1.7427	0.7762	1.6788	0.4504	1.1895		
38803	0.8011	-0.0129	2.0506	1.1387	-0.1159	-0.2923	0.7163	2.4218	0.6637	1.5094	-2.292	
39873	0.4484	0.0054	1.3152	1.4906	0.222	-0.3066	1.0615	0.4689	0.2856	0.7652		
40022	0.1247	-1.4759	1.5318	1.0052	-0.2634	-2.8688	0.5762	1.3994	0.8259	0.9818		
40558	0.2873	0.0144	0.6375	0.8309	-0.387	-0.1559	0.4262	-2.3269	-0.2441	0.1192	-0.4006	
40559	0.4715	-0.0608	1.1917	1.3503	0.0816	-0.1686	0.9212	-0.2456	0.139	0.6417		
40631	1.2036	-1.9987	2.5403	1.3052	0.0366	-1.4564	0.8762	1.8943	0.7555	1.9903		
40631	0.1238	-2.0289	0.397	0.9847	-0.2755	-1.7632	0.5596	-5.3587	-0.3109	-0.1478	-1.3832	
41464	0.6368	-3.7832	1.3848	1.5329	0.2643	-2.0221	1.1038	1.9966	0.1668	0.8348		
41487	0.6373	-2.708	1.4483	0.5444	-0.7242	-3.0153	0.1153	-3.1049	0.2298	0.8983		
41492	-0.0055	-2.6305	0.2094	0	0	-2.4448	0	0	-0.3682	-0.3374	-1.9074	-1.638
41494	0.4019	-2.3925	0.4105	0.4325	-0.7916	-2.8395	0.0248	-6.5631	-0.5847	-0.1117	-1.5341	-1.487
41497	0.0874	-2.3721	0.2994	0.5414	-0.7124	-2.3989	0.1194	-6.4684	-0.3742	-0.2413	-1.4118	-1.6165
41497	0.7403	-2.4185	1.6857	0.9104	-0.3582	-2.5121	0.4813	-0.8534	0.3642	1.1357		
41520	0.6607	-0.0371	1.3997	1.1086	-0.1133	0.1433	0.7019	0.5902	0.1454	0.8789	-2.4895	
41524	0.6373	-2.708	1.4483	0.5444	-0.7242	-3.0153	0.1153	-3.1049	0.2298	0.8983		
41551	1.5563	-2.0721	3.4493	0.9669	-0.3017	-1.5899	0.5379	4.4834	1.3118	2.8993		
41556	1.3707	-1.3639	3.0953	0.658	-0.6107	-3.0808	0.2289	1.8425	1.1434	2.5453		
41586	0.3164	-2.7698	0.6494	0.5503	-0.7219	-3.0872	0.1196	-5.9838	-0.2468	0.0972	-0.7725	
41587	0.4355	-2.1151	1.1982	0.6763	-0.5497	-1.7136	0.2676	-2.4829	0.1697	0.6748	-1.5778	
41588	0.6536	-2.3855	1.5556	0.8462	-0.4095	-1.3483	0.4233	-2.5493	0.3164	1.0137	-1.1284	-0.8546
41588	1.4653	-2.3752	3.158	0.8673	-0.4013	-1.8006	0.4383	2.0334	1.1116	2.608		
41602	-0.2629	-1.9368	0.5658	0.8741	-0.3755	-1.7739	0.4541	-3.9872	0.2413	0.0277	0.63	
41608	0.6067	-2.7113	1.3186	0.4525	-0.8213	-2.9463	0.021	-3.412	0.1327	0.7654	-1.8132	-1.163
41610	0.6067	-2.7113	1.3186	0.4525	-0.8213	-2.9463	0.021	-3.412	0.1327	0.7654	-1.8132	-1.163
41701	0.6607	-0.0371	1.3997	1.1086	-0.1133	0.1433	0.7019	0.5902	0.1454	0.8789	-2.4895	
41740	0.6538	-1.7184	1.7951	0.8323	-0.4043	-0.9155	0.4186	-1.0251	0.5505	1.2652	-1.6117	
41744	1.0298	-1.7889	2.4462	0.6418	-0.5935	-2.3947	0.2287	1.4669	0.8254	1.917	-2.6865	
41754	0.1316	-1.835	0.1984	0.6843	-0.5411	-2.2646	0.276	-6.8473	-0.5263	-0.3246	-0.7269	
41760	1.1279	-2.6309	2.7595	0.8872	-0.3814	-3.2261	0.4581	1.6654	1.0505	2.2095		
41761	0.6838	-2.4753	1.8094	1.4008	0.1322	-1.1332	0.9717	0.0732	0.5445	1.2594		
41763	0.2494	-2.6481	0.6969	0.9901	-0.2706	-1.7072	0.5649	-4.9313	-0.1365	0.1518	-1.3192	
41763	1.1622	-2.6331	2.5091	0.8331	-0.4356	-2.9859	0.404	0.0563	0.7657	1.9591		
42925	0.4146	-2.3166	1.2478	0.9728	-0.2776	-1.4971	0.5525	-3.0464	0.246	0.7092	-1.2322	

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
42932	0.4717	-2.7909	1.2666	0.9083	-0.3582	-1.4318	0.4803	-2.8344	0.213	0.718	-1.2219	
42933	0.4717	-2.7909	1.2666	0.9083	-0.3582	-1.4318	0.4803	-2.8344	0.213	0.718	-1.2219	
42934	-0.024	-0.7463	0.1737	0.9811	-0.2875	-0.3596	0.5521	-2.4897	-0.3834	-0.3763		
43024	0.1217	-2.334	0.5515	1.311	0.0424	-1.0264	0.882	-2.9211	-0.1514	0.0015		
43027	0.5098	-0.1033	0.9506	1.096	-0.1373	0.0516	0.6839	-1.6287	-0.1506	0.4227	-1.9341	
43100	0.726	-1.9241	1.9699	1.3581	0.0895	-1.3477	0.929	0.161	0.6627	1.4199		
43111	0.6838	-2.4753	1.8094	1.4008	0.1322	-1.1332	0.9717	0.0732	0.5445	1.2594		
43114	0.1667	-2.483	0.5079	0.7981	-0.4527	-2.0004	0.3776	-4.7572	-0.2459	-0.031	-1.2936	
43115	0.7136	-2.4579	1.9108	1.324	0.0554	-1.0617	0.8949	0.0706	0.616	1.3608		
43116	0.4285	0.0003	0.7758	1.4637	0.1951	0.3206	1.0347	-1.1653	-0.2338	0.2258		
43118	0.5866	-0.536	1.7892	1.5529	0.2842	-0.5816	1.1238	0.7388	0.6214	1.2392		
46003	0.0108	-2.3754	1.1918	0.7651	-0.4659	-1.966	0.354	-2.2112	0.589	0.6653	-1.256	
46010	0.196	-2.1498	0.6341	0.6889	-0.5766	-2.5286	0.2613	-6.093	-0.1442	0.086	-1.0285	
72342	0.2379	-2.5804	0.6629	0.4357	-0.8117	-2.7388	0.0168	-5.6227	-0.163	0.1261	-1.31	
72343	0.1361	-2.6844	0.6866	0.6075	-0.6469	-1.694	0.1853	-2.023	-0.0354	0.1455	-2.1062	
72348	0.2206	-1.141	0.6888	0.7572	-0.5032	-2.0385	0.332	-5.1201	-0.1158	0.1439	-0.4858	
72351	0.9754	-2.783	2.3667	1.207	-0.0616	-2.1271	0.7779	3.229	0.8101	1.8167		
72352	1.2086	-1.9737	2.5235	0.5748	-0.6939	-3.025	0.1457	0.855	0.7337	1.9735		
72353	0.5032	-2.641	1.4083	1.5657	0.2971	-0.7664	1.1366	0.9057	0.3239	0.8583		
72355	0.7221	-2.448	1.592	1.0285	-0.2402	-1.8047	0.5994	0.6277	0.2887	1.042		
72357	1.1435	-2.7583	2.7164	1.1207	-0.1479	-2.4194	0.6916	4.1959	0.9917	2.1664		
72635	1.2404	-2.6189	2.3686	0.9155	-0.3532	-1.6411	0.4864	-0.3466	0.547	1.8186		
72636	0.1247	-1.4759	1.5318	1.0052	-0.2634	-2.8688	0.5762	1.3994	0.8259	0.9818		
72639	1.0609	-2.3256	2.8749	1.1036	-0.1651	-2.2646	0.6745	5.0344	1.2329	2.3249		
72640	0.2994	-1.7965	0.9133	1.1377	-0.1309	-2.562	0.7087	-0.1619	0.0327	0.3633		
72641	-0.6268	-2.787	-1.3038	0.677	-0.5916	-2.4883	0.248	-4.5989	-1.2582	-1.8538		
72643	1.3934	-2.4045	3.1363	1.0187	-0.2499	-2.1633	0.5897	2.9367	1.1617	2.5863		
72643	0.5207	-2.3403	1.4345	0.9238	-0.3123	-1.497	0.5103	-2.7722	0.323	0.9049	-1.2267	
72645	1.1545	-2.5962	2.8103	1.2163	-0.0524	-2.043	0.7872	2.8168	1.0746	2.2603		
72646	1.6268	-1.4613	3.5097	0.6811	-0.5876	-3.1275	0.252	4.2889	1.3017	2.9597		
72647	-0.3471	-4.1173	-1.0944	0.4679	-0.8034	-2.7698	0.0376	-5.9421	-1.3275	-1.646	-1.8912	
72647	0.4474	-2.0619	0.976	1.1554	-0.1132	-2.0866	0.7264	-1.7384	-0.0526	0.426		
72648	0.4208	-2.0529	0.8419	0.7383	-0.5167	-1.6819	0.3158	-4.7244	-0.1648	0.3004	-1.2876	
74712	0.9805	-0.0654	1.6032	1.2776	0.009	-0.6051	0.8486	0.0958	0.0416	1.0532		
74712	0.5439	-0.032	1.4159	1.167	-0.0798	-0.1015	0.7484	-0.1008	0.2839	0.8795	-1.6501	
86968	0.8438	-2.0625	1.9803	1.1538	-0.1148	-2.1716	0.7247	0.5603	0.5553	1.4303		
86973	0.4521	-0.0823	0.8511	1.1274	-0.1168	0.0962	0.71	-1.5444	-0.1899	0.3164	-1.9535	
86981	0.2424	-0.6276	1.071	0.7497	-0.5189	-2.2865	0.3206	-0.4319	0.2474	0.521		
86982	0.3729	-0.0158	0.4987	1.5515	0.2829	0.2864	1.1225	-2.085	-0.4554	-0.0513		
86983	0.3517	-0.0211	0.7451	1.4692	0.2006	0.0953	1.0402	-0.9629	-0.1878	0.1951		
86985	0.9378	-0.1281	1.9565	0.7741	-0.4702	0.0181	0.3567	0.6839	0.4298	1.4218	-2.4673	
86986	0.3334	-0.0652	0.5148	0.8514	-0.4139	0.4445	0.4239	-4.1362	-0.401	-0.0332	-1.7665	
86988	0.5846	-0.7493	1.4634	0.8249	-0.4437	-1.6233	0.3958	-0.168	0.2977	0.9134		
87014	1.3175	-2.7786	2.9837	0.5727	-0.6959	-3.1481	0.1436	1.9072	1.0851	2.4337		
87027	1.1545	-2.5962	2.8103	1.2163	-0.0524	-2.043	0.7872	2.8168	1.0746	2.2603		
87027	0.8309	-2.4745	2.2539	1.4052	0.1366	-1.1538	0.9762	1.5178	0.8418	1.7039		
87353	0.2424	-0.6276	1.071	0.7497	-0.5189	-2.2865	0.3206	-0.4319	0.2474	0.521		
87356	0.4521	-0.0823	0.8511	1.1274	-0.1168	0.0962	0.71	-1.5444	-0.1899	0.3164	-1.9535	
87364	0.4521	-0.0823	0.8511	1.1274	-0.1168	0.0962	0.71	-1.5444	-0.1899	0.3164	-1.9535	
87782	0.8296	-2.708	1.8679	0.3761	-0.8925	-3.0738	-0.053	-1.748	0.4572	1.3179		
87782	0.0723	-2.341	0.1835	0	0	-1.9291	0	0	-0.456	-0.3868	-0.511	-0.3325
87784	0.0254	-2.1503	0.2721	0.4076	-0.8436	-2.4797	-0.0131	-6.0452	-0.3403	-0.2671	-1.8706	-1.5686
87784	0.9863	-2.0722	2.1641	0.277	-0.9916	-3.0641	-0.1521	-0.78	0.5966	1.6141		
89953	1.3282	-1.6641	2.7049	1.0669	-0.2017	-1.7636	0.6379	2.485	0.7956	2.1549		
89953	0.3065	-1.5674	0.6072	0.772	-0.4827	-2.0011	0.3496	-4.9644	-0.2852	0.0659	-1.3542	
89953	0.8302	-1.7286	1.8429	0.7048	-0.5639	-3.0979	0.2757	-0.6231	0.4316	1.2929		
89954	1.3175	-2.7786	2.9837	0.5727	-0.6959	-3.1481	0.1436	1.9072	1.0851	2.4337		
90638	0.9754	-2.783	2.3667	1.207	-0.0616	-2.1271	0.7779	3.229	0.8101	1.8167		
91040	0.1028	-2.0137	0.2509	1.0686	-0.2	-3.1149	0.6395	-2.3842	-0.4331	-0.2991		
91042	0.4379	-3.123	0.7422	1.0623	-0.2063	-1.1643	0.6332	0.5607	-0.2769	0.1922		
91043	0.2604	-3.1001	0.5619	0.954	-0.3147	-3.2504	0.5249	-1.2912	-0.2797	0.0119		
91045	0.1158	-3.1046	0.2651	0.9863	-0.2823	-3.1413	0.5572	-3.2586	-0.4319	-0.2849		
91061	0.5603	-1.5298	1.2942	0.7757	-0.4576	-1.5669	0.3636	-3.1468	0.1424	0.7663	-1.339	
91067	0.6587	-2.4793	0.7759	0.2351	-1.0335	-3.0652	-0.1939	-2.1697	-0.464	0.2259		
91509	1.1435	-2.7583	2.7164	1.1207	-0.1479	-2.4194	0.6916	4.1959	0.9917	2.1664		
92758	0.8481	-1.9661	1.3124	0.9792	-0.2894	-2.2809	0.5502	-2.461	-0.1168	0.7624		
92763	0.4558	-2.3863	0.5772	1.0345	-0.2341	-1.729	0.6054	-4.2001	-0.4597	0.0272		
92776	0.7073	-2.2448	1.3719	1.0574	-0.2112	-2.0963	0.6283	-1.1711	0.0834	0.8219		
92778	1.2181	-2.2844	2.5729	0.5538	-0.7148	-3.0595	0.1248	1.3806	0.7736	2.0229		
92791	0.7082	-1.4876	2.0434	0.7473	-0.5213	-3.2604	0.3182	-1.134	0.7541	1.4934		
92792	0.6373	-2.708	1.4483	0.5444	-0.7242	-3.0153	0.1153	-3.1049	0.2298	0.8983		
92793	1.2502	-0.1504	2.4291	0.8976	-0.371	-2.1053	0.4686	-0.5438	0.5978	1.8791		
92805	0.6649	-2.0746	1.5233	0.6172	-0.6515	-3.0217	0.1881	-2.8934	0.2772	0.9733		

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
92806	1.0456	-1.9823	2.3675	0.5975	-0.6711	-3.0609	0.1684	-0.3612	0.7407	1.8175		
92808	1.512	-2.4652	3.1324	0.6366	-0.632	-2.0262	0.2076	2.3641	1.0392	2.5824		
92809	1.1815	-2.5133	2.6895	0.7427	-0.5259	-3.0653	0.3136	0.7335	0.9269	2.1395		
92809	0.7681	-2.0903	1.7767	0.7427	-0.5537	-2.0188	0.3003	-2.8721	0.439	1.2093	-1.2482	-1.1148
92811	1.2153	-2.3757	2.6237	0.8381	-0.4305	-1.5075	0.4091	1.5645	0.8272	2.0737		
92812	0.9277	-2.1015	2.1734	0.7725	-0.4961	-3.3471	0.3434	1.5021	0.6646	1.6234		
92813	0.9713	-2.3381	2.1513	0.6477	-0.6209	-2.992	0.2187	-0.8379	0.5988	1.6013		
92814	0.7998	-2.9624	1.7046	0.5995	-0.6691	-2.9628	0.1704	-2.4455	0.3237	1.1546		
92816	1.1269	-2.5494	2.431	0.731	-0.5376	-2.9902	0.3019	-0.2	0.7229	1.881		
92820	0.708	-2.2758	1.7395	1.2053	-0.0633	-1.7427	0.7762	1.6788	0.4504	1.1895		
92822	0.1348	-1.2623	0.7328	0.7595	-0.5091	-3.2903	0.3305	-3.1655	0.0168	0.1828		
92822	0.4589	-0.9508	1.1684	0.8385	-0.4321	-1.6921	0.4085	-1.8591	0.1291	0.6172	0.1545	0.6251
92823	1.3067	-1.5129	2.7304	0.8157	-0.4529	-3.0201	0.3867	2.0214	0.8425	2.1804		
92823	0.8585	-2.0331	2.0288	1.412	0.1434	-1.1399	0.9829	0.5244	0.5892	1.4788		
92826	1.5563	-2.0721	3.4493	0.9669	-0.3017	-1.5899	0.5379	4.4834	1.3118	2.8993		
92829	1.3519	-2.5418	2.8786	0.4711	-0.7976	-3.0276	0.042	1.4942	0.9455	2.3286		
92831	0.8696	-2.5616	1.887	0.6914	-0.5773	-3.0084	0.2623	-1.0944	0.4363	1.337		
92831	0.6489	-2.5081	1.3482	0.612	-0.6566	-2.2947	0.183	-3.5551	0.1181	0.7982	-1.1258	-1.2078
92834	0.7647	-1.1714	1.9096	0.9108	-0.3578	-1.9139	0.4818	-1.247	0.5638	1.3596		
92838	0.1078	-1.32	1.1219	0.9737	-0.2949	-3.0012	0.5446	1.1302	0.4329	0.5719		
92843	1.2761	-1.6092	2.5316	1.2122	-0.0564	-2.6613	0.7832	2.8113	0.6743	1.9816		
92845	1.0646	-1.9466	2.41	0.8433	-0.4253	-1.8875	0.4143	0.0551	0.7643	1.86		
92847	0.9295	-0.7011	2.0965	1.0606	-0.208	-2.4199	0.6315	2.1407	0.5858	1.5465		
92848	0.9677	-2.7327	2.2844	0.9081	-0.3605	-3.0969	0.4791	-0.1928	0.7356	1.7344		
92849	1.0403	-1.008	2.6266	1.0179	-0.2507	-3.2209	0.5888	2.2449	1.0052	2.0766		
92851	0.2004	-1.0802	1.529	1.1886	-0.0801	-2.3151	0.7595	2.6376	0.7475	0.979		
92855	0.719	-0.0413	0.7134	1.2524	-0.0162	-0.6574	0.8234	-2.8909	-0.5867	0.1634		
92856	0.9805	-0.0654	1.6032	1.2776	0.009	-0.6051	0.8486	0.0958	0.0416	1.0532		
92856	0.5439	-0.032	1.4159	1.167	-0.0798	-0.1015	0.7484	-0.1008	0.2839	0.8795	-1.6501	
92860	0.8291	-1.0602	2.0643	0.901	-0.3677	-2.2041	0.4719	-0.1186	0.654	1.5143		
92864	1.1716	0.052	1.9164	1.1412	-0.1274	-0.9315	0.7122	0.1782	0.1636	1.3664		
92865	1.2945	-1.9538	2.4881	0.8051	-0.4636	-2.9676	0.376	1.4063	0.6124	1.9381		
92867	0.9401	-2.9619	2.4843	0.5924	-0.6762	-3.3486	0.1634	1.5138	0.963	1.9343		
92868	1.229	-2.2798	2.889	0.7534	-0.5152	-2.1856	0.3244	1.4719	1.0788	2.339		
92869	0.7529	-1.3074	1.277	0.8076	-0.461	-1.3135	0.3785	-0.4319	-0.0571	0.727		
92870	0.4677	-0.8938	2.1114	1.1297	-0.1389	-1.8802	0.7006	3.8124	1.0626	1.5614		
92874	0.0217	-0.7895	0.0493	1.0909	-0.1777	-2.0293	0.6618	-3.5714	-0.5536	-0.5007		
92875	0.0254	-2.1503	0.2721	0.4076	-0.8436	-2.4797	-0.0131	-6.0452	-0.3403	-0.2671	-1.8706	-1.5686
92875	0.9863	-2.0722	2.1641	0.277	-0.9916	-3.0641	-0.1521	-0.78	0.5966	1.6141		
92876	1.1785	-0.9658	2.4542	1.0607	-0.2079	-1.9782	0.6317	1.6394	0.6945	1.9042		
92877	0.7369	-1.1189	1.4368	0.8977	-0.3709	-2.1163	0.4686	-3.0073	0.1187	0.8868		
92879	0.5837	-0.0443	1.1795	1.0548	-0.1786	0.0818	0.6426	-0.3759	0.0043	0.6516	-2.2498	
92879	0.3309	-0.6727	1.1768	0.7953	-0.4733	-2.2229	0.3662	-0.4458	0.2647	0.6268		
92881	0.2424	-0.6276	1.071	0.7497	-0.5189	-2.2865	0.3206	-0.4319	0.2474	0.521		
92882	0.0568	-2.3856	0.7925	0.7088	-0.5599	-3.3454	0.2797	-4.4631	0.1545	0.2425		
92882	0.9896	-2.3604	2.4582	0.6768	-0.5918	-2.591	0.2477	0.0786	0.8874	1.9082		
92882	0.6556	-2.1253	1.772	0.5045	-0.7641	-3.1392	0.0754	-3.0609	0.5353	1.222		
92883	0.8825	-0.6758	2.399	0.9306	-0.3381	-2.314	0.5015	2.9809	0.9353	1.849		
92885	1.5333	-2.9681	3.6281	0.7378	-0.5308	-3.296	0.3088	4.2937	1.5136	3.0781		
92885	0.4438	-3.6378	2.1175	1.0021	-0.2666	-2.9764	0.573	2.5064	1.0925	1.5675		
92886	2.0016	-0.0505	3.6485	1.2822	0.0136	-0.8459	0.8531	1.0457	1.0658	3.0985		
92888	0.9284	-2.3142	2.0938	0.8907	-0.378	-2.4156	0.4616	-0.3541	0.5842	1.5438		
92888	0.157	-2.2355	0.4729	0.8361	-0.4348	-1.8838	0.406	-5.8569	-0.2644	-0.0785	-1.4182	
92889	0.5846	-0.7493	1.4634	0.8249	-0.4437	-1.6233	0.3958	-0.168	0.2977	0.9134		
92892	0.9665	-1.6009	2.7467	0.545	-0.7236	-1.9755	0.116	3.2141	1.199	2.1967		
92898	-0.2629	-1.9368	0.5658	0.8741	-0.3755	-1.7739	0.4541	-3.9872	0.2413	0.0277	0.63	
92900	1.0077	-0.8775	2.5185	0.755	-0.5137	-3.1893	0.3259	1.7004	0.9297	1.9685		
92905	1.0812	-1.7925	1.962	0.6305	-0.6381	-2.8489	0.2015	-1.253	0.2996	1.412		
92916	0.1888	-0.6088	0.416	0.7807	-0.4875	-1.8084	0.3519	-4.4641	-0.3541	-0.1337	-1.5157	
92916	0.7962	-0.8944	1.892	0.4539	-0.8147	-3.2441	0.0249	0.0922	0.5146	1.342		
92917	0.2205	-2.2851	0.3507	0.6273	-0.6227	-1.7634	0.2072	-5.464	-0.457	-0.1877	-0.8488	
92917	1.2489	-1.6766	2.4344	0.5724	-0.6962	-3.0129	0.1434	0.907	0.6043	1.8844		
92917	0.1959	-1.5716	0.401	0.7295	-0.5263	-1.3887	0.3066	-5.2032	-0.3804	-0.1409	-1.2085	
92919	-0.1821	-0.7316	-0.5433	1.0057	-0.2629	-1.4467	0.5766	-4.9518	-0.9423	-1.0933		
92923	0.1338	-0.8299	0.8565	0.814	-0.4546	-2.5344	0.3849	0.5047	0.1415	0.3065		
92924	1.1939	-2.3398	2.9703	1.0736	-0.195	-2.1278	0.6445	3.12	1.1952	2.4203		
92925	1.463	-1.958	2.6413	0.809	-0.4596	-2.3608	0.3799	2.016	0.5972	2.0913		
92926	1.3175	-2.7786	2.9837	0.5727	-0.6959	-3.1481	0.1436	1.9072	1.0851	2.4337		
92927	1.3183	-1.4365	2.8504	0.7462	-0.5224	-2.1866	0.3171	2.4226	0.9509	2.3004		
92928	0.895	-1.5961	1.4371	0.4516	-0.8171	-2.4297	0.0225	-1.5387	-0.039	0.8871		
93348	1.1591	-1.4311	2.9618	1.0855	-0.1831	-3.3369	0.6564	3.4376	1.2216	2.4118		
93348	0.7043	-1.311	2.0208	0.8936	-0.3201	-1.1694	0.4908	0.1983	0.7216	1.5051	-1.9511	
93688	0.6538	-1.7184	1.7951	0.8323	-0.4043	-0.9155	0.4186	-1.0251	0.5505	1.2652	-1.6117	

WW	SI Calcite	SI Gyps	SI Dolom	SI Qz	SI SiO2	SI Fluorit	SI Chalced	SI Chrysot	SI Magnesi	SI Dolom des	SI Siderit	SI Rhodoch
93690	0.895	-1.5961	1.4371	0.4516	-0.8171	-2.4297	0.0225	-1.5387	-0.039	0.8871		
200113	0.673	-3.3763	1.4389	1.0634	-0.1991	-1.7397	0.6373	-0.5927	0.1825	0.8927	-1.9888	
200113	0.7018	-3.0008	1.5223	0.8976	-0.371	-3.124	0.4685	-0.6509	0.2393	0.9723		
200114	0.4076	-2.93	0.8822	1.0554	-0.2195	-0.9889	0.6233	-3.7204	-0.1042	0.3283	-1.2456	
200114	1.0519	-2.5709	2.2233	0.7906	-0.4781	-2.9672	0.3615	-0.2064	0.5902	1.6733		
200142	1.5568	-2.2098	3.2303	1.1394	-0.1292	-2.0576	0.7104	3.8857	1.0923	2.6803		
200231	1.276	-1.6092	2.5313	1.2122	-0.0564	-2.6612	0.7832	2.8113	0.6742	1.9813		
201347	1.0427	0.0183	1.9252	1.049	-0.2303	-0.1862	0.6148	1.2282	0.3055	1.3686	-2.5589	
201577	0.8079	0	1.8272	0.4796	-0.789	-3.0282	0.0505	-1.949	0.4381	1.2772		
201577	0.7632	-2.7264	1.6807	0.5229	-0.7515	-2.3587	0.0911	-2.546	0.3386	1.127	-1.254	-1.0614
201577	0.7632	-2.7264	1.6807	0.5229	-0.7515	-2.3587	0.0911	-2.546	0.3386	1.127	-1.254	-1.0614
201577	0.9313	-2.9224	2.0538	0.5804	-0.6883	-3.0273	0.1513	-1.2165	0.5413	1.5038		
201577	0.7533	-2.2278	1.8134	0.2	-1.0686	-3.1363	-0.2291	-1.9725	0.4789	1.2634		
201579	1.2181	-2.2844	2.5729	0.5538	-0.7148	-3.0595	0.1248	1.3806	0.7736	2.0229		
202251	1.2086	-1.9737	2.5235	0.5748	-0.6939	-3.025	0.1457	0.855	0.7337	1.9735		

Annexe 9 : Rapport de forage du piézomètre Omakanga, n°201414 (source : DWA).

BOREHOLE COMPLETION REPORT

Please indicate at reverse side the position of the borehole and draw a casing plan. 4

APPLICANT: B.G.R.
FARM: Omaganga NUMBER:
DISTRICT: Outapi / Omusati
DATE COMMENCED: 19-7-10
DATE COMPLETED: 20-7-10

BOREHOLE NUMBER: WW 201414
TOPO & WELL NUMBER:
LATITUDE: S18.17256°
LONGITUDE: E14.37210°
COLLAR HEIGHT: 0,50 m

TOTAL DEPTH FROM SURFACE: 54 m

DIAMETER OF BOREHOLE
206 mm from 0 to 54m
.....mm from..... to.....
.....mm from..... to.....

FIRST WATER STRIKE 12 m
SECOND WATER STRIKE 50 m
THIRD WATER STRIKE .....m
WATER LEVEL 5,10 m
YIELD m³/h ± 50 m3/h
APPARENT QUALITY OF WATER: Fresh
TDS WHEN DRILLED:.....

GEOLOGY

from - to in (m)	DESCRIPTION
0 - 50m.	Calcrete
50 - 54m	Dolomite.

INITIAL CAPACITY TEST

AIRLIFT YIELD * ☐
PUMP YIELD * ☐
YIELD IN m³/h:.....
DATE:.....
DURATION .....

DRILLING COSTS

ITEM	N$
m drilled N$ per m	
testing of borehole:	
CASING	
plain length m N$ per m	
perforated length m N$ per m	
TOTAL COST	

State whether the borehole is:*

☒ successful
☐ unsuccessful
☒ Casing left in borehole
☐ Casing recovered

DECLARATION BY DRILLER AND DRILLING INSPECTOR

I, the driller, declare that the information supplied above is true and correct

Signature: D. Quoseb

Rank: Driller
Place: Opuwo. Date: 22-7-10

I, the drilling inspector, declare that the information supplied above is true and correct

Signature: Ad Beer.

Rank: C.D.I.
Place: Opuwo. Date: 22-7-10

* mark applicable block

Annexe 10 : Résultats des isotopes stables δ18O et δ 2H des eaux souterraines réalisées dans cette étude, et données déjà publiées dans la région de Kaoko – Omusati.

ID	Longitude (m)	Latitude (m)	Elevation (m)	Type	Depth (m)	Aquif. System	^{18}O (‰)	^{2}H (‰)	Source
HYD0097	332659.8	8027418.2	1099	SP		Nosib	-6.15	-44.2	Wanke, unpublished
HYD0097	332659.8	8027418.2	1099	SP	0	Nosib	-5.88	-40.92	Wanke, unpublished
HYD0097	332659.8	8027418.2	1099	SP		Nosib	-5.8	-40.43	Wanke, unpublished
UNAM_CH-53	351453.6	8007647.6	956	BH		Nosib	-7.62	-50.78	UNAM Cardiff 2018
36682	358154.5	8007863.2	994	BH	97	Nosib	-6.7	-55.89	Li et al., 2014
41610	358859.6	7976394.3	1452	SP		Nosib	-6.65	-55.29	Li et al., 2014
92862	365961.8	7979665.4	1425	BH	100	Nosib	-6.14	-49.37	Li et al., 2014
UNAM_NW13	366499.8	8004502.3	1068	BH	50	Nosib	-6.28	-51.8	Li et al., 2014
87784	371161.8	7986285.3	1373	SP	0	Nosib	-8.07	-54.85	UNAM Cardiff 2018
87784	371161.8	7986285.3	1373	SP	0	Nosib	-8.03	-53.34	This study
87784	371161.8	7986285.3	1373	SP	0	Nosib	-7.9	-55.84	UNAM Cardiff 2018
87784	371161.8	7986285.3	1373	SP	0	Nosib	-7.21	-59.16	UNAM Cardiff 2018
16377	373433.8	7952879.5	1549	BH	102	Otavi dolomite	-8.42	-57.46	This study
35463	375101.9	8005178.8	1106	BH	77	Nosib	-8.06	-53.4	Interconsult 1998
9834	375959.4	8003502.2	1130	BH	109.4	Nosib	-7.66	-47.66	UNAM Cardiff 2018
41730	376111.5	7877221.4	659	BH		BST	-7.6	-53.59	Wanke, unpublished
UNAM_Opuwo-lodge	376433.0	8003936.8	1181	BH		Nosib	-6.29	-41.89	Wanke, unpublished
37300	376511.1	7989949.8	1293	BH	82	Otavi dolomite	-7.18	-44.67	UNAM Cardiff 2018
37300	376511.1	7989949.8	1293	BH	82	Otavi dolomite	-7.07	-43.4	Li et al., 2014
37300	376511.1	7989949.8	1293	BH	82	Otavi dolomite	-6.42	-49.58	Li et al., 2014
35466	378120.7	8001501.8	1156	BH	145	Nosib	-8.03	-53.6	Interconsult 1998
8570	381311.3	7990300.6	1336	BH	91.4	Otavi dolomite	-7.87	-51.38	UNAM Cardiff 2018
8570	381311.3	7990300.6	1336	BH	91.4	Otavi dolomite	-7.72	-50.3	1998
201577	381952.3	7973661.3	1478	BH	66	Otavi dolomite	-8.36	-56.9	This study
41492	382378.5	7910253.2	1389	SP	0	Otavi dolomite	-8.39	-54.6	This study
33688	382439.4	7980458.8	1435	BH	61	Otavi dolomite	-8.07	-53.6	This study
33688	382439.4	7980458.8	1435	BH	61	Otavi dolomite	-8.06	-53.4	Interconsult 1997
33688	382439.4	7980458.8	1435	BH	61	Otavi dolomite	-7.14	-46.4	1998
87782	384634.3	8000755.7	1231	Sp	0	Otavi dolomite	-7.01	-50.19	This study
24879	386438.3	7994469.9	1338	BH	60.5	Otavi dolomite	-8.22	-56.2	1998
92809	386888.0	7934505.7	1411	BH		Otavi dolomite	-7.72	-51.89	This study
87785	387098.5	7993743.4	1352	HP	10	Otavi dolomite	-8.61	-56.46	UNAM Cardiff 2018
92822	387569.9	7947556.9	1525	BH	96	Otavi dolomite	-8.09	-55.9	This study
41494	394715.0	7986073.4	1427	SP	0	Otavi dolomite	-7.92	-54.35	This study
41497	400157.1	7990971.0	1313	BH	72	Otavi dolomite	-9.18	-56.32	This study

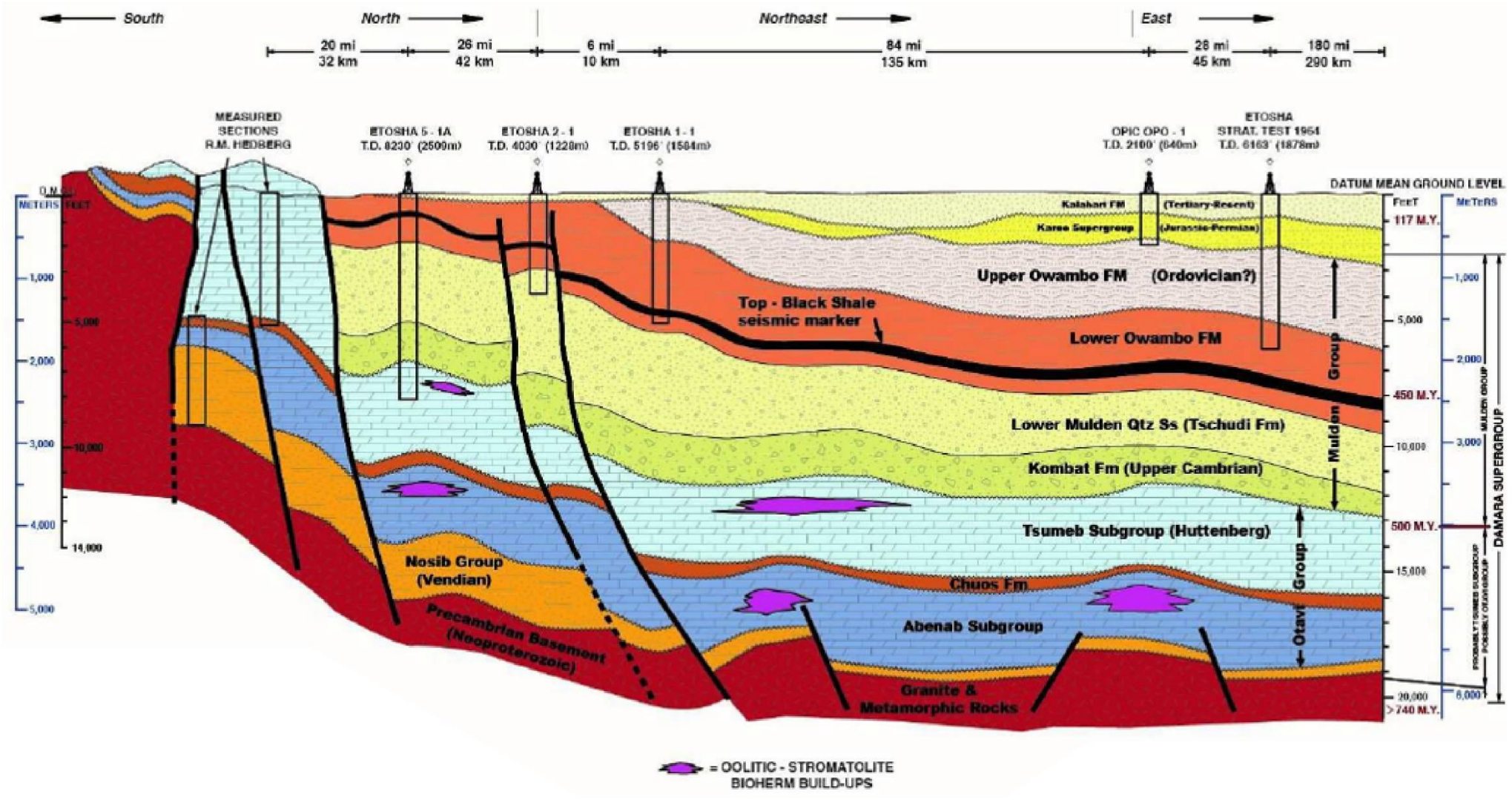
ID	Longitude (m)	Latitude (m)	Elevation (m)	Type	Depth	Aquif. System	18O (‰)	2H (‰)	Source
3848	400712.5	7973446.2	1402	BH	95.7	Otavi dolomite	-8.83	-59.9	This study
22591	402601.5	7963552.3	1417	BH	70	Otavi dolomite	-8.89	-61	This study
92831	405160.8	7956527.5	1365	BH		Otavi dolomite	-8.47	-57.8	This study
Otjitunduua-spring-01	411661.7	7939053.1	1359	SP	0	Otavi dolomite	-9.19	-58.85	This study
27496	419116.0	7939883.2	1298	BH	25	Otavi dolomite	-8.43	-57.9	This study
34504	420331.4	8013514.3	1216	BH		Etosha Limestone	-7.78	-51.65	This study
41588	420331.4	8013514.3	1216	Sp	0	Etosha Limestone	-7.06	-47.7	This study
Okamugondo-01	422596.7	7992323.6	1215	BH	50	Otavi dolomite	-6.81	-60.85	This study
Orokambuku-01	426533.9	7972245.3	1205	BH		Etosha Limestone	-8.07	-53.6	This study
Okanguma-01_NW4	426870.0	7967234.3	1214	BH	83.1	Etosha Limestone	-7.11	-58.48	Li et al., 2014
3747_new	426921.9	7956401.9	1234	BH	76.4	Otavi dolomite	-7.69	-55.9	This study
33549	427828.5	7996315.9	1201	BH	48	Otavi dolomite	-7.58	-54.8	UNAM BGR
6287	434602.4	7915411.7	1274	BH	61.3	Otavi dolomite	-6.82	-54.24	Li et al., 2014
74501	444564.9	7898868.3	1252	BH	24	Otavi dolomite	-5.21	-42.54	Ridell, 2016
35502	448591.7	7954392.4	1181	BH	150	Etosha Limestone	-13.06	-56.6	Andrea & Lindenmaier, 2011
93348	453537.1	8009527.1	1145	BH	94.5	Etosha Limestone	-7.58	-53.7	Li et al., 2014
93348	453537.1	8009527.1	1145	BH	94.5	Etosha Limestone	-7.4	-56.1	UNAM BGR
8524	453738.0	8009638.2	1141	BH	94.5	Etosha Limestone	-7.58	-53.7	Li et al., 2014
8524	453738.0	8009638.2	1141	BH	94.5	Etosha Limestone	-7.4	-56.1	UNAM BGR
6316	458782.4	7904537.5	1213	BH	64	Otavi dolomite	-5.55	-41.82	Ridell, 2016
SASSCAL_1540	465350.7	7992037.4	1134	BH		Omusati multi-layered	-6.82	-52.8	UNAM BGR
5245	475228.7	7903570.9	1180	BH	43.9	Etosha Limestone	-4.99	-38.39	Ridell, 2016
200705	475520.5	7954512.4	1137	BH	60	Omusati multi-layered	-7.46	-57.6	Andrea & Lindenmaier, 2011
UNAM_Porcupin	475793.9	7898050.2	1234	BH		Etosha Limestone	-7.19	-48.86	Wanke, unpublished
8227	485388.2	7903105.9	1167	BH	34.5	Etosha Limestone	-5.42	-44.97	Ridell, 2016
35500	487585.8	7954922.4	1127	BH	42	Omusati multi-layered	-6.97	-55.5	Andrea & Lindenmaier, 2011
5244	495568.2	7902436.1	1155	BH	43.9	Etosha Limestone	-5.72	-45.4	Ridell, 2016
8291	515067.6	7986729.7	1103	WL	30.8	Omusati multi-layered	-5.68	-45.15	Li et al., 2014
200231	520474.3	7970106.6	1100	BH	51.4	Omusati multi-layered	-6.9	-56.1	Andrea & Lindenmaier, 2011
40025	336464.0	7883168.0	563	BH	42	BST	-6.9	-45.2	This study
HYD0015_KuneneR	343407.2	8045058.3	1189	WL		Nosib	-8	-53.5	This study
92771	366646.7	7884625.6	658	SP		Otavi dolomite	-7.4	-52.1	This study
Ongongo-spring	376193.0	7883168.0	747	SP	0	Otavi dolomite	-7.8	-53.5	This study
Otuzemba-01	405658.0	7947810.3	1365	SP	0	Otavi dolomite	-8.7	-57.7	This study
Otuzemba-02	406403.9	7948511.1	1352	SP	0	Otavi dolomite	-8.5	-58.8	This study

Annexe 11 : Précédentes études d'estimation de la recharge et méthodes appliquées en climat semi-aride à aride en Afrique Australe.

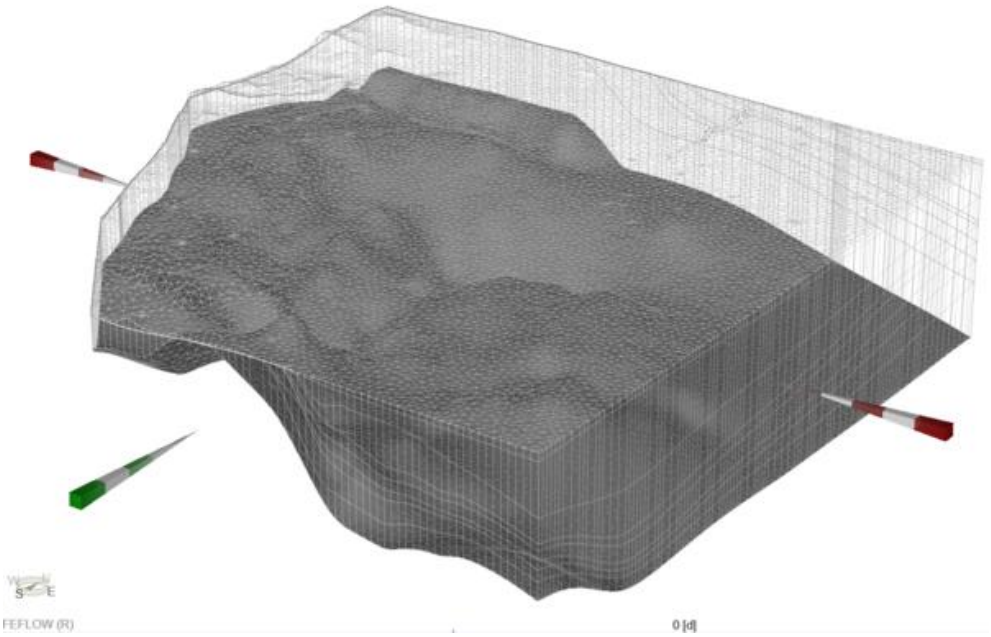
Country	Area / Region	Aquifer	Method	Recharge (mm/a)	Recharge (% of Mean Annual Rainfall)	Ref.
Namibia	OML Grootfontein	GKA Dolomite	CMB		4.8% to 9.5%	1
	OML	Dolomite	?	11 mm/a	2%	2
	OML Kombat	Fractured dolomite Massive dolomite Schisty marlstone	GM	60.9 mm/a 0.2 mm/a < 0.05 mm/a	10.1% 0.03% <0.01%	3
	OML Kalahari (CEB)	Dolomite Confined kalahari Unconfined kalahari	DARCY SVF SVF		0.47 to 3.3% (mean 1.7%) 0.31 to 2.96% (mean 1.3%) 1.4% (mean)	4
	OML	Dolomite	^{13}C / ^{14}C	0.4 to 9 mm/a	0.1 to 1.7%	5
	OML	GKA and TKA Dolomite	CMB & Environmental isotopes	21.1 to 48.5 mm/a	3.5 to 8.1%	6
	CEB Ohangwena	Kalahari (perched aquif.)	CMB MODBIL	46.8 to 53.6 mm/a 19 to 29.1 mm/a	4.8 to 12% 4%	7
	CEB - NE Omatako basin	Fractured sandstone aquifer			2 to 3.3%	8
	North-eastern Kalahari	Kalahari		1 mm/a	0.2%	9
	Kalahari - North-eastern Namibia	Kalahari Dolomite Hard rocks / Basement	CML	0.1 to 30 mm/a 50 to 100 mm/a 2 to 8 mm/a	0.02 to 6.7 % 10 to 22 % 0.4 to 2 %	10
	CEB Omusati/Oshana CEB Okongwati Kunene	Kalahari multilayered and perched aquif. Kalahari multilayered and perched aquif.	CMB CMB	1 to 18 mm/a 5 to 18 mm/a	0.25 to 4.2% 2 to 7.2%	11
	CEB Ohangwena	Niipele sub-basin, Ohangwena basin and perched aquifer	CMB	22.95 to 162 mm/a	5.5 to 19.4 %	12
	Opuwo sub-catchment	Northwest wellfied	WTF	13.2 mm/a	3.8% (mean)	13
		Northwest wellfied Eastern valley Eastern valley	WTF Radioactive isotopes WTF CMB	4.1 to 19.8 mm/a 4 mm/a 0.02 to 0.4 mm/a 147 to 292 mm/a	<2.5 to 13% (mean 6.7%) 1.10% 0 to 0.18% 42 to 84%	14
Botswana	Kalahari fringe	Kanye Dolomite?	CMB	20.1 mm/a	3.8%	15
		Kanye Dolomite or volcanic?	CMB & WTF	24.9 to 30.2 mm/a 9.8 mm/a 11.2 to 16.3 mm/a	4.7 to 5.7% 2% 2 to 2.9%	16
		?	CMB	18 mm/a	3.6%	16
		Letlhakeng - Botlhapatlou	CMB GM Isotopes ^{4}He		0.9 to 3.1% 0.9 to 1.6% 0.30% 0.6 to 0.7%	17
South Africa		Dolomite	14C, Tritium	17 mm/a		18
		Dolomite	Tritium	30 mm/a		29
		Dolomite	WTF		3.2 to 32 %	20
		Karoo	GM, isotopes		3 to 5%	21
		Fractured aquifer	CMB	4.5 mm/a	0.6 to 1.7%	22
		Dolomite Dolomite Karoo	RIB CRD RIB		5.71% 11% 1.45%	23

REF.		ABBREVIATION.
1	(Seeger, 1990)	CRD cumulative rainfall departure
2	(Hoad, 1992)	RIB Rainfall Infiltration Breakthrough model
3	(Mainardy, 1999)	WTF Water Table Fluctuation
4	(K. Dierkes, 1996)	CMB Chloride Mass Balance
5	(BICON Namibia, 2002)	SVF Saturated Volume Fluctuation
6	(Uugulu and Wanke, 2020)	GM Groundwater Model
7	(David, 2013)	MODBIL (Soil water balance recharge model)
8	(Külls, 2000)	RIB Rainfall Infiltration Breakthrough model
9	(Klock, Külls and Udluft, 2001)	
10	(Klock, 2001)	
11	(Wanke, Nakwafila and Hamutoko, 2014)	
12	(Hamutoko, 2018)	
13	(Fry, 1986)	OML Otavi Mountain Land
14	(Steffen, Robertson, and Kirsten, 1997)	CEB Cuvelai Etosha Basin
15	(BRGM, 1988)	GKA Grootfontein Karst Area
16	(Gieske, 1992)	TKA Tsumeb Karst Area
17	(Selaolo, 1998)	
18	(Bredenkamp and Vogel, 1970)	
19	(Bredenkamp, Schutte and Du Toit, 1974)	
20	(Bredenkamp, 1988)	
21	(Van Tonder and Kirchner, 1990)	
22	(Sami and Hughes, 1996)	
23	(Bredenkamp *et al.*, 1995)	

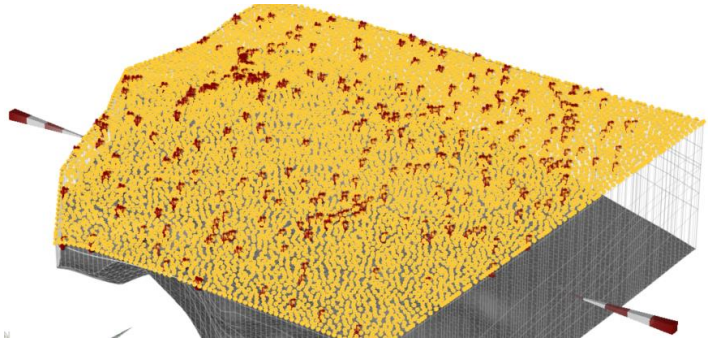
Annexe 12 : Coupe stratigraphique interprétée, localisée au Sud-Ouest du Bassin de Cuvelai-Etosha (Ypma, 1978; Hoak *et al.*, 2014). Localisation sur la carte générale.



Annexe 13 : Bilan des flux (*rate budget*) calculé pour chaque slice.



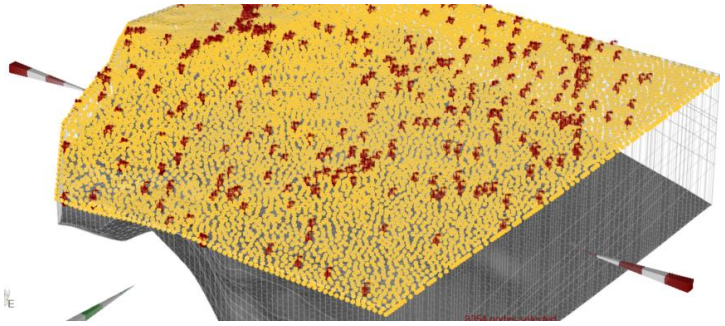
Slice 1



Active [m³/d]

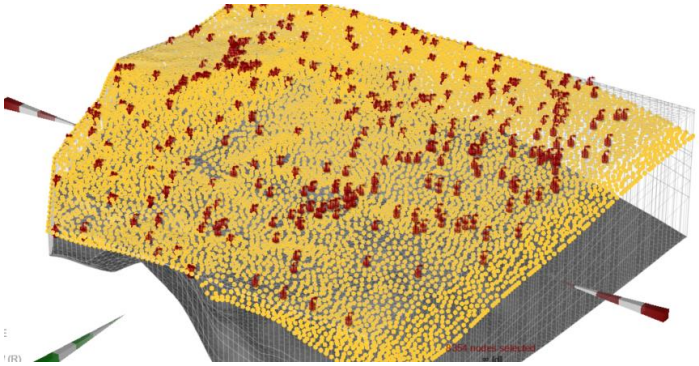
Dirichlet BCs
-181402036.343 +14454.9076579
Neumann BCs
-0.000114556431494 +2.04772252725e-05
Cauchy BCs
Wells
Distributed Sink(-)/Source(+)
+496122.404088
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
-180891459.031

Slice 2



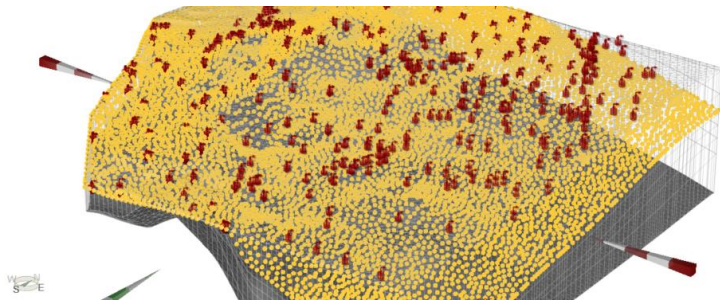
Dirichlet BCs
-141476.078389 +181390422.903
Neumann BCs
-4.60285227746e-05 +9.7338721389e-05
Cauchy BCs
Wells
-4629.2
Distributed Sink(-)/Source(+)
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
+181244317.624

Slice 3



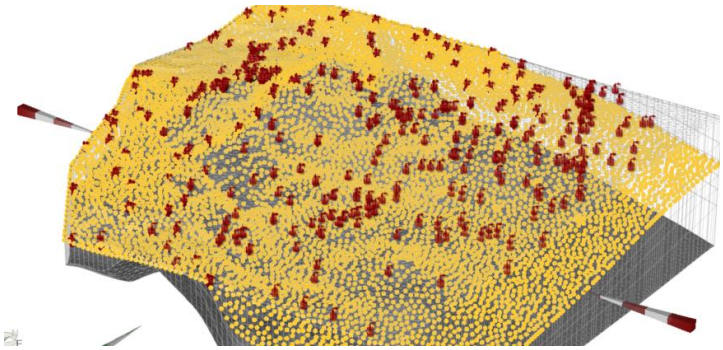
Dirichlet BCs
-241869.803723 +29270.1769757
Neumann BCs
-2.56492057815e-07 +1.08313543024e-07
Cauchy BCs
Wells
-904.4
Distributed Sink(-)/Source(+)
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
-213504.026747

Slice 4



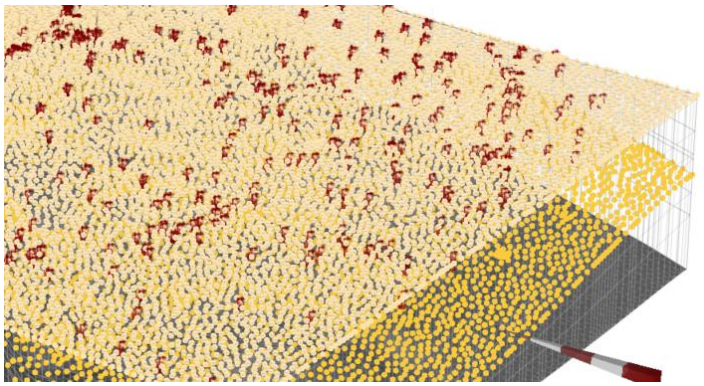
Dirichlet BCs
-142292.156103 +43101.9644497
Neumann BCs
-8.80099833012e-08 +1.88127160072e-07
Cauchy BCs
Wells
-1504.8
Distributed Sink(-)/Source(+)
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
-100694.991653

Slice 4



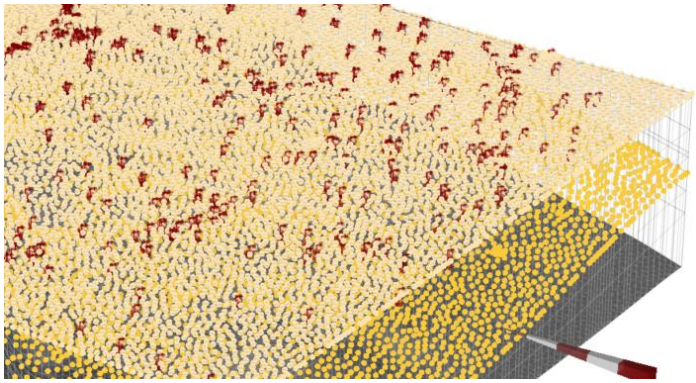
Dirichlet BCs
-115533.180979 +57096.6722099
Neumann BCs
-8.28877091408e-08 +3.65078449249e-07
Cauchy BCs
Wells
-1164.4
Distributed Sink(-)/Source(+)
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
-59600.9087685

Slice 5



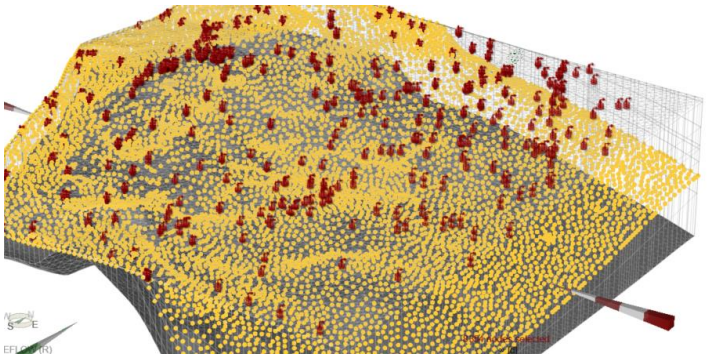
Dirichlet BCs
-122414.496078 +90819.9379057
Neumann BCs
-4.17523551732e-07 +2.9749571695e-07
Cauchy BCs
Wells
-411.9
Distributed Sink(-)/Source(+)
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
-32006.4581726

Slice 6



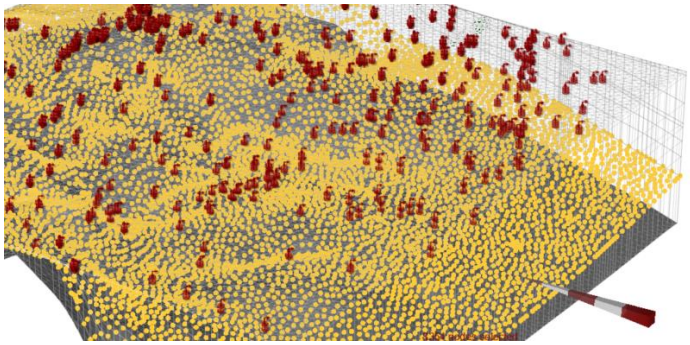
Dirichlet BCs
-122414.496078 +90819.9379057
Neumann BCs
-4.17523551732e-07 +2.9749571695e-07
Cauchy BCs
Wells
-411.9
Distributed Sink(-)/Source(+)
Storage Capture(-)/Release(+)
Imbalance Ignoring Internal Transfer
-32006.4581726

Slice 7



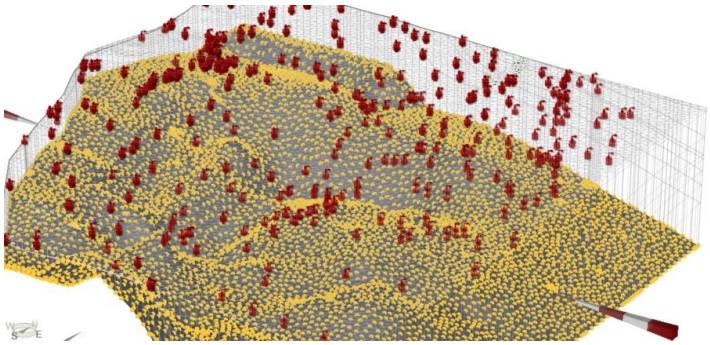
Dirichlet BCs	
-114726.383684	+159507.40129
Neumann BCs	
-3.15962097375e-07	+4.06143954024e-08
Cauchy BCs	
Wells	
-2332	
Distributed Sink(-)/Source(+)	
Storage Capture(-)/Release(+)	
Imbalance Ignoring Internal Transfer	
	+42449.0176053

Slice 8



Dirichlet BCs	
-231070.054164	+318808.624499
Neumann BCs	
-1.56575424626e-07	+3.53517953045e-06
Cauchy BCs	
Wells	
-1818	
Distributed Sink(-)/Source(+)	
Storage Capture(-)/Release(+)	
Imbalance Ignoring Internal Transfer	
	+85920.5703384

Slice 9



Dirichlet BCs	
-276265.360647	+200843.543018
Neumann BCs	
-1.22308847494e-08	+4.55541146493e-06
Cauchy BCs	
Wells	
Distributed Sink(-)/Source(+)	
Storage Capture(-)/Release(+)	
Imbalance Ignoring Internal Transfer	
-75421.8176237	