HAL
open science

Fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du bassin crétacé de Tsagaan Els (Dornogobi, Mongolie)

Pierre Grizard

To cite this version:

Pierre Grizard. Fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du bassin crétacé de Tsagaan Els (Dornogobi, Mongolie). Sciences de la Terre. Université Paris sciences et lettres, 2017. Français. NNT : 2017PSLEM071 . tel-02173781

HAL Id: tel-02173781

https://pastel.hal.science/tel-02173781

Submitted on 4 Jul 2019

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

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

THÈSE DE DOCTORAT

de l'Université de recherche Paris Sciences et Lettres
PSL Research University

Préparée à MINES ParisTech

Fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du bassin crétacé de Tsagaan Els (Dornogobi, Mongolie)

Ecole doctorale n°398

GÉOSCIENCES, RESSOURCES NATURELLES ET ENVIRONNEMENT

Spécialité : Géoscience et géoingénierie

COMPOSITION DU JURY :

M. Fabien MAGRI
UFZ, Rapporteur

Mme. Christine VALLET-COULOMB
CEREGE, Rapporteur

Mme. Anne JOST
UPMC, Examinatrice

M. Jean-Luc MICHELOT
Université Paris-Sud, Président du Jury

M. Patrick GOBLET
MINES ParisTech, Examinateur

M. Jean-Michel SCHMITT
AREVA Mines, Examinateur

Soutenue par PIERRE GRIZARD
le 29-11-2017

Dirigée par **Patrick GOBLET**
et par **Jean-Michel SCHMITT**

Résumé

Le bassin crétacé de Tsagaan Els est situé dans le nord-est du désert de Gobi en Mongolie. Ce bassin endoréique de climat semi-aride/aride s'étend sur environ 16 300 km². Il est traversé par la faille majeure 'Nord-Zuunbayan' qui délimite deux sous-bassins hydrogéologiques partiellement connectés : Unegt (NO) et Zuunbayan (SE). Les programmes d'exploration menés par AREVA et sa filiale mongole, COGEGOBI, ont permis d'y découvrir deux gisements d'uranium de type roll-front. Ces derniers font l'objet d'un projet d'exploitation par lixiviation in-situ et bien que les aquifères aient été étudiés depuis plusieurs années déjà, de nombreux points restent encore à élucider. Les connexions entre les deux sous-bassins ainsi qu'entre les différentes sous-unités au sein d'un même bassin ne sont pas encore bien comprises. L'hydrochimie régionale présente aussi de nombreuses singularités avec notamment des salinités très élevées dans les nappes profondes pouvant atteindre 20 g/L localement. Dans cette perspective, cette thèse a pour objectif de mieux comprendre et de modéliser le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique de ce bassin en portant une attention particulière à la salinité des eaux souterraines. Ces travaux permettront de faciliter l'implantation de futurs projets miniers, de mieux contrôler leur impact sur l'environnement et de renforcer leur acceptabilité sociétale.

À partir d'un modèle géologique préexistant, un modèle hydrogéologique régional 3D du bassin a tout d'abord été développé. Il est constitué d'une combinaison de deux sous-modèles MODFLOW portant chacun sur un sous-bassin différent. Leur calibration indépendante s'appuie sur les niveaux piézométriques mesurés sur les ouvrages présents au sein des licences et quelques puits nomades. Plusieurs solutions ont été trouvées, présentant chacune des conductivités hydrauliques en accord avec les tests de pompages, et des taux de recharge entre 0,6 et 3,1 mm/an, cohérents avec le climat actuel. Ces résultats ont permis d'étendre nos connaissances piézométriques au-delà des licences et d'effectuer un bilan hydrique régional estimant les transferts interbassins et les pertes par évaporation.

Le modèle hydrogéologique a ensuite permis d'estimer numériquement l'âge des eaux en tout point du bassin. De fortes disparités ont été mises en évidence entre les différentes solutions calibrées et ces estimations ont alors été complétées par des datations ^{14}C. Au total, 17 échantillons présentant des activités comprises entre 1,4 à 23,6 pmC ont été prélevés, majoritairement sur le sous-bassin de Zuunbayan. Divers modèles de correction géochimique ont été employés et les âges résultants sont compris entre 1 ka et 26 ka. Une comparaison des âges estimés numériquement et géochimiquement a montré que les solutions calibrées présentant des taux de recharges élevés étaient plus probables que celles en présentant de plus

faibles. Ces résultats contraignent davantage les paramètres du modèle mais reposent sur l'hypothèse forte que les écoulements n'ont pas été influencés par les fluctuations du climat durant les trente derniers milliers d'années.

En parallèle, une étude hydrochimique portant sur les ions majeurs, le brome et les isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H) a montré que l'origine de la salinité des eaux était principalement liée à la dissolution d'évaporites superficielles : certainement le gypse, la halite et éventuellement la thénardite. L'évaporation, moteur des écoulements souterrains, a étrangement peu d'influence sur les teneurs des isotopes stables de l'eau. Les 33 échantillons prélevés dans la zone centrale du bassin indiquent des teneurs entre -11,9 ‰ et -8,7 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -100,4 ‰ et -86,9 ‰ pour $\delta^{2}H$. Le coefficient directeur de la pente $\delta^{2}H=f(\delta^{18}O)$, proche de 2, suggère toutefois une évaporation lors de l'infiltration. En revanche, aux abords de la playa terminale, où ce processus s'effectue en subsurface, aucune influence n'a été observée.

En dernier lieu, un modèle 3D local, centré sur la playa terminale du bassin a permis de mieux comprendre le fonctionnement actuel et passé du bassin en s'appuyant sur l'évolution spatiotemporelle de la salinité. Les écoulements actuels combinés au processus évaporatoire et aux effets densitaires ne sont pas suffisants pour expliquer la distribution de salinité actuelle :

Premièrement, les simulations montrent une rapide salinisation des eaux de l'aquifère supérieur au-delà des salinités observées sur le terrain. Une profonde modification du régime hydrogéologique du bassin à la suite d'éventuels évènements survenus vers la fin du Pléistocène/début de l'Holocène pourrait expliquer cette différence. Les sels précipités au centre de la dépression peuvent aussi être évacués par déflation limitant ainsi la salinisation de la nappe superficielle.

Deuxièmement, le régime d'écoulement actuel ne permet pas une accumulation d'eau salée profonde sans saliniser en même temps de façon importante l'ensemble des eaux de l'aquifère supérieur. Une connexion avec un aquifère plus profond et salé mais hypothétique expliquerait la présence actuelle de cette masse d'eau salée. L'autre hypothèse plus plausible serait une période d'arrêt quasi-complet des écoulements, suffisamment longue, pour permettre aux eaux salées en surface de descendre par gravité dans le fond du bassin. L'origine de cet arrêt reste indéterminée, mais pourrait avoir pris fin avec l'événement évoqué précédemment.

Summary

The Tsagaan Els basin is a ~16,300 km^2 endorheic basin located in the North-East part of the Gobi desert, in Mongolia. The basin is filled with Cretaceous sedimentary rocks and is crossed by the major North-Zuunbayan fault that determines two partially connected hydrogeological sub-basins: Unegt (NW) and Zuunbayan (SE). AREVA's exploration programs in this area have led to the discovery of two roll-front uranium ore deposits. The In Situ Recovery method is considered to extract uranium. In the perspective of using this unconventional mining technique, the aquifers have been carefully studied for several years now but several points are still unclear. For example, the connections between the two sub-basins need to be better understood and the hydrochemistry also presents numerous singularities with deep groundwater showing high salinity—up to 20 g/L in some places. To this end, this thesis aims to understand and to model the hydrogeology and hydrochemistry of the basin with a particular attention to the groundwater salinity issue. This work is necessary to optimize the future mining projects, to control their environmental impact and to reinforce their social acceptability.

Based on a preexisting geological model a 3D groundwater flow model of the basin has first been developed. It is a combination of two MODFLOW sub-models simulating Unegt and Zuunbayan sub-basins with homogeneous parameters for each layer. The two sub-models were calibrated independently using piezometric network data and a few nomadic well's levels. Several calibrated solutions were found with hydraulic conductivity in agreement with pumping tests and recharge rates between 0.6-3.1 mm/yr in agreement with the current climate. The model helped us to extend our piezometric knowledge beyond AREVA's mining licenses and to establish a water balance model estimating water transfers between sub-basin and evaporation losses.

The model was then used to estimate groundwater age in the entire basin. The results are however quite different depending on the calibrated solutions used, therefore these estimations were completed with ^{14}C dating. In total, 17 wells were sampled, mainly in Zuunbayan sub-basin. The ^{14}C activities varied between 1.4 and 23.6 pmC which correspond to ages between 1 and 26 kyrs, depending on the geochemical model of correction chosen. A comparison of the groundwater age estimated both numerically and geochemically showed that calibrated solutions with higher recharge were more likely than those with lower recharge. These results constrained further the parameters' model but are based on the hypothesis that groundwater flow has not been influenced by the fluctuation of the paleoclimate during the last 30 kyrs.

Meanwhile, a hydrochemical study using major ions, bromines and the stable isotopes of water (^{18}O and ^{2}H) showed that groundwater salinity mainly comes from dissolution of surficial evaporites: likely gypsum, halite and possibly thenardite. Even though evaporation is the main driving force of the groundwater flow, this process, when taking place subsurface, seems to have no influence on $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values of the groundwater as noted by the isotope signature in the wells within or close to the playa. Globally, the 33 samples taken in the central part of the basin have hydrogen and oxygen isotope compositions ranging from -100.4 ‰ to -86.9 ‰ and from -11.9 ‰ to -8.7 ‰, respectively. The $\delta^{2}H$-$\delta^{18}O$ relation has a slope of 2, suggesting that evaporation does take place during infiltration.

Last a 3D local model centered on the terminal playa led to a better understanding of the past and current hydrogeological functioning of the basin based on the spatiotemporal evolution of the salinity. Groundwater flow combined with evaporation process and density effects are not sufficient to explain the current salinity distribution:

First, the simulations show a rapid salinization of the upper aquifer with salinities higher than those observed. A major event at the end of the Pleistocene/beginning of the Holocene could have deeply changed the hydrogeology of the basin and therefore explained these differences. Precipitated salts in the center of the playa can also be currently evacuated by deflation limiting the salinization of the upper aquifer.

Second, salty groundwater cannot converge toward the deepest part of the basin with the current hydrogeological system unless the upper aquifer becomes highly saline. To explain the origin of this deep saline water, a connection with a deeper salty but hypothetical aquifer is one solution. Another more likely hypothesis is a complete interruption of the groundwater flow long enough to let the upper salty groundwater to sink down the basin. The origin of this stop is still uncertain but could have ended with the aforementioned major event.

Remerciements

Commençons par le plus important, Patrick Goblet et Jean-Michel Schmitt. J'ai eu la chance d'être supervisé durant ces trois années par deux personnes remarquables tant sur le plan personnel que professionnel. Je pense sincèrement qu'un thésard ne peut pas rêver mieux comme encadrants.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude aux membres du jury pour avoir accepté d'examiner mes travaux, en particulier Christine Vallet-Coulomb et Fabien Magri qui m'ont fait l'honneur d'être rapporteurs. Un merci supplémentaire à Jean-Luc Michelot et son laboratoire qui m'a conseillé pour la datation radiocarbone.

Je remercie aussi tous les collègues AREVA notamment Élodie W., Anthony L., Thierry L., Olivier P., Tarik et son équipe hydro, Marc B., Michael D. et aussi Romain M. et sa phrase « un petit café ? » qui ponctue la journée.

Les collègues SHR, c'est à votre tour ! Merci à vous tous pour m'avoir accompagné dans cette aventure. Et les premiers remerciements s'adressent à Dominique Vassiliadis, secrétaire retraitée, actuellement globe-trotteuse, qui m'a introduit dans l'équipe et m'a aidé administrativement et moralement durant les deux premières années. Merci à Véronique Lachasse pour avoir repris le flambeau ! Merci à Fulvia pour m'avoir fait rêver à chaque retour de ces voyages ; Sophie, encore, pour sa bonne humeur, même coincée dans les bouchons de l'A6 ; Mathias et sa Panda blanche, pour tous ces midis à la piscine et toutes ces séances de dégustation de thé ; Asma, pour notre mutuel soutien durant ces trois années ; Pierre S., arrivé un peu tard dans l'équipe, pour avoir instauré la session « petit son du jour » ; Nicolas G. pour ses longues conversations lors des journées *productives* ; Agnès, Nicolas F. et Pascal; les stagiaires Edmée et Régis ; Asma, Shuaitao, Alexandra et Mathias, bon courage pour la fin de votre thèse !

Je remercie aussi tous les autres collègues de l'école, notamment ceux de géologie avec qui j'ai pu passer de bons moments sur le terrain à Castellane : Frédéric, Arezki, Jean-Louis et Isabelle Cojan. Merci aussi à Angélique, collègue HR. Merci à Christine, Nelly et Sophie (encore) pour toute l'aide apportée dans les laboratoires.

Pour terminer je remercie ma famille et mes proches pour leur soutien quotidien.

Table des matières

Résumé ..... *i*
Summary ..... *iii*
Remerciements ..... *v*
Table des matières ..... *vii*
Table des figures ..... *x*
Table des photos ..... *xvi*
Liste des tableaux ..... *xvii*
Introduction *1*
Chapitre I Cadre de l'étude *3*
I.1 Cadre géographique **4**
I.2 Cadre climatique et paléoclimatique **6**
I.2.1 Climat actuel 6
I.2.2 Paléoclimat 10
I.3 Cadre géologique et stratigraphique **12**
I.3.1 Histoire de la formation du bassin Est-Gobi 13
I.3.2 Jeu de la faille Est-Gobi 13
I.3.3 Le bassin de Tsagaan Els et ses différentes formations 14
I.4 Cadre hydrogéologique et hydrochimique **19**
I.4.1 Réseau hydrogéologique 19
I.4.2 Les différents aquifères 20
I.4.3 Hydrochimie et qualité des eaux 23
Chapitre II Fonctionnement hydrogéologique *27*
II.1 Conceptualisation **28**
II.1.1 Délimitation du bassin hydrogéologique 28
II.1.2 Observations à l'échelle régionale 30
II.1.3 Observations à l'échelle des licences 45
II.1.4 Conclusion sur le fonctionnement hydrogéologique du bassin 51
II.2 Modélisation régionale **53**
II.2.1 Méthode 53
II.2.2 Résultats et discussions 64
II.2.3 Conclusion 80
Chapitre III L'âge des eaux du bassin *83*

III.1 Qu'est-ce que l'âge de l'eau ? 84
III.2 Datation reposant sur le modèle régional 87
III.2.1 Méthode 87
III.2.2 Résultats 90
III.2.3 Analyse de sensibilité 95
III.2.4 Limitations générales du modèle 99
III.2.5 Conclusion 100
III.3 Datation géochimique 101
III.3.1 Quelle méthode de datation choisir ? 101
III.3.2 Méthode 104
III.3.3 Résultats et discussions 115
III.3.4 Conclusion 128
III.4 Conclusion sur l'âge des eaux 129
Chapitre IV Origine de la salinité 131
IV.1 Distribution de la salinité des eaux 132
IV.1.1 Sous-bassin d'Unegt 134
IV.1.2 Sous-bassin de Zuunbayan 135
IV.1.3 Conclusions 136
IV.2 Les sources de salinité envisageables 138
IV.3 Les sels rencontrés sur le bassin 141
IV.3.1 Dans les formations géologiques du Crétacé 141
IV.3.2 En surface 142
IV.3.3 Conclusion 148
IV.4 Salinité et âge des eaux 149
IV.5 Étude des éléments majeurs 151
IV.5.1 Introduction 151
IV.5.2 Faciès chimique des eaux 151
IV.5.3 Rapports molaires et diagrammes binaires 153
IV.5.4 Indices de saturation 156
IV.5.5 Conclusions 159
IV.6 Étude des concentrations en bromure 160
IV.6.1 Introduction 160
IV.6.2 Données 161
IV.6.3 Résultats et discussions 161
IV.6.4 Conclusions 167
IV.7 Étude des isotopes stables de l'eau 168
IV.7.1 Introduction 168
IV.7.2 Échantillonnage et mesures 168
IV.7.3 Présentation et analyse des résultats 170
IV.7.4 Évaporation et signature isotopique des eaux 173
IV.7.5 Conclusions 176

IV.8 Conclusion sur l'origine de la salinité des eaux 178
Chapitre V Stabilité et origine du système hydrogéologique 179
V.1 Influence du paléoclimat 180
V.1.1 Méthode 180
V.1.2 Résultats et discussions 181
V.1.3 Conclusion 184
V.2 Le modèle local d'écoulement densitaire 185
V.2.1 Maillage 186
V.2.2 Conditions aux limites 186
V.2.3 Méthode de résolution 186
V.2.4 Paramètres et calibration 187
V.3 Les scénarios de fonctionnement du système 190
V.3.1 Scénario 1 : sous le régime hydrogéologique actuel 190
V.3.2 Scénario 2 : en présence d'eau salée profonde 196
V.3.3 Scénario 3 : absence d'écoulement 200
V.3.4 Scénario 4 : Présence d'un lac 206
V.3.5 Synthèse des différents scénarios 211
V.4 Conclusion sur la stabilité et l'origine du système 213
Conclusions et perspectives 215
Principaux résultats 215
Perspectives 218
Sur le fonctionnement hydrogéologique 218
Sur le fonctionnement hydrochimique 218
Sur la datation radiocarbone 219
Applications 220
Pour la ressource en eau et l'activité agro-pastorale 220
Pour l'activité industrielle et minière 220
Pour la connaissance de la région et de son évolution environnementale 220
Bibliographie 221
Annexes 237

Table des figures

Figure I.1 : Délimitations topographiques des bassins localisés autour de la dépression de Tsagaan Els 5
Figure I.2 : Occupation des sols de la Mongolie et isohyètes 7
Figure I.3 : Données météorologique de la station de Dulaan Uul 9
Figure I.4 : Précipitation et écart de température depuis 1940 à Sainshand 9
Figure I.5 : Résumé paléoclimat 11
Figure I.6 : Principaux bassins sédimentaires cénozoïques/mésozoïques d'Asie et principaux éléments structuraux. 12
Figure I.7 : Relief et principales structures du bassin de Tsagaan Els 15
Figure I.8 : Carte géologique du bassin de Tsagaan Els 17
Figure I.9 : Modèle tectono-sédimentaire du bassin de Tsagaan Els 18
Figure I.10 : Licences d'exploration d'AREVA Mines dans le bassin de Tsagaan Els 20
Figure I.11 : Coupe sud-est/nord-ouest montrant l'organisation du système aquifère de Zoovch Ovoo 22
Figure I.12 : Diagramme de Piper 26
Figure I.13 : Valeurs des paramètres physico-chimiques sur le sous-bassin d'Unegt et de Zuunbayan 26
Figure II.1 : Délimitation topographique du bassin de Tsagaan Els en A et délimitation finale en B, prenant en compte la géologie et le contexte structural du bassin. 30
Figure II.2 : Réseaux hydrographiques superposés aux modèles numériques de terrain (A) et images satellitaires (B) 33
Figure II.3 : Traces d'évaporation près de la source de Baruun Bayan : en A) fentes de dessiccation et en B) dépôt de sels. 36
Figure II.4 : Profils d'évaporation pour un couvert végétal absent et différents types de sols 40
Figure II.5 : Cartes piézométriques corrigées de différentes unités hydrogéologiques 46
Figure II.6 : Représentation graphiques des résultats des tests de pompages 49
Figure II.7 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique du bassin de Tsagaan Els sur le secteur de Zoovch Ovoo 51
Figure II.8 : Vue aérienne/en coupe et zoom sur la taille du maillage du modèle 56
Figure II.9 : Conditions aux limites des modèles d'Unegt et de Zuunbayan 57
Figure II.10 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés sur le sous-bassin d'Unegt 65

Figure II.11 : Histogramme des résidus moyens obtenus lors de la calibration du modèle du sous-bassin d'Unegt 66
Figure II.12 : Répartition spatiale des résidus (observé – calculé) pour la calibration d'Unegt 66
Figure II.13 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés sur le modèle de Zuunbayan. 69
Figure II.14 : Histogramme des résidus moyens obtenus lors de la calibration du modèle du sous-bassin de Zuunbayan 70
Figure II.15 : Répartition spatiale des résidus (observé – calculé) pour la calibration de Zuunbayan 70
Figure II.16 : Résumé graphique des différentes valeurs prises par les paramètres ajustés lors de la calibration du modèle d'Unegt 72
Figure II.17 : Résumé graphique des différentes valeurs prises par les paramètres ajustés lors de la calibration du modèle de Zuunbayan 73
Figure II.18 : Débit total sortant du sous-bassin d'Unegt et pourcentage respectif de ce débit sortant par les différents exutoires. 74
Figure II.19 : Vue spatiale de la quantité d'eau sortant par les différentes sources et playas du bassin 75
Figure II.20 : Estimation du bilan hydrique du bassin à partir des modélisations régionales 77
Figure II.21 : Cartes piézométriques obtenues à partir du modèle du sous-bassin d'Unegt 78
Figure II.22 : Piézométrie de la coupe AA' 79
Figure II.23 : Piézométrie de la coupe BB' 79
Figure II.24 : Cartes piézométriques obtenues à partir du modèle du sous-bassin d'Unegt 80
Figure III.1 : Illustration de l'âge des eaux souterraines 86
Figure III.2 : Âges des eaux quittant le sous-bassin d'Unegt 90
Figure III.3 : Cartes des âges moyens sur le sous-bassin d'Unegt 91
Figure III.4 : Cartes des âges moyens sur l'aquifère du K2Bs pour le sous-bassin de Zuunbayan pour différents cas 93
Figure III.5 : Cartes des âges moyens sur l'aquifère du K2Ss2 pour le sous-bassin de Zuunbayan pour différents cas 94
Figure III.6 : Histogramme des âges en fonction de différentes valeurs de dispersivité ... 97
Figure III.7 : Les différentes méthodes de datation et l'intervalle de temps qui les concerne 102
Figure III.8 : Plan d'échantillonnage ^{14}C 106
Figure III.9 : L'intégration du carbone dans la nappe et les réactions géochimiques potentielles qui l'impliquent 109
Figure III.10 : $A^{14}C_{DIC}$ en fonction de $\delta^{13}C_{DIC}$ 116
Figure III.11 : Cartes des âges ^{14}C pour différents modèles 119

Figure III.12 : Comparaison directe des âges Goode et des ^{14}C 121
Figure III.13 : Mélange de même volume entre deux pôles dans le cas d'un élément radioactif comme le ^{14}C 122
Figure III.14 : Vue en coupe du profil d'écoulement de PZOV_0013 à PZOV_0024 123
Figure III.15 : Carte des activités ^{14}C normées pour la couche inférieure (K2Ss2)..... 126
Figure III.16 : Carte des activités ^{14}C normées pour la couche supérieure (K2Bs) 127
Figure IV.1 : Carte des salinités en (A) de l'unité U_4 sur le sous-bassin d'Unegt et de U_{K2Bs} sur le sous-bassin de Zuunbayan et en (B) de l'unité U_1 sur le sous-bassin d'Unegt..... 133
Figure IV.2 : Carte des salinités de l'unité U_2 sur le sous-bassin d'Unegt et de U_1/U_2 sur le sous-bassin de Zuunbayan..... 134
Figure IV.3 : Salinité et altitudes moyennes des crépines sur le sous-bassin de Zuunbayan en A) et sur le sous-bassin d'Unegt en B)..... 136
Figure IV.4 : Coupe de la salinité le long d'une ligne d'écoulement dans le sous-bassin de Zuunbayan..... 136
Figure IV.5 : localisation des échantillons analysés par DRX 143
Figure IV.6 : Précipitation des sels sur le bassin selon l'origine de l'eau..... 147
Figure IV.7 : Salinité en fonction de l'âge des eaux 150
Figure IV.8 : Diagramme de Piper sur le sous-bassin d'Unegt en A) et sur le sous-bassin de Zuunbayan en B) 152
Figure IV.9 : Concentration des éléments majeurs en fonction de la salinité totale 154
Figure IV.10 : Diagrammes binaires: A) Na^+ en fonction de Cl^-, B) SO_4^{2-} en fonction de Ca^{2+} et C) (Na^+ - Cl^-) en fonction de (SO_4^{2-} - Ca^{2+}) 156
Figure IV.11 : Indice de saturation de la halite (A), du gypse (B), de la calcite (C), de la dolomite (D), de la thénardite (E) et de la sylvite (F) en fonction de la salinité 158
Figure IV.12 : ratio Cl/Br en fonction de la concentration en chlore sur les deux sous-bassins 162
Figure IV.13 : Compilation de différents ratios molaires Cl/Br pour des échantillons d'eau prélevés en Espagne et Portugal triés en fonction de l'origine de la salinité. 163
Figure IV.14 : Br^- en fonction de Cl^- sur le sous-bassin de Zuunbayan..... 164
Figure IV.15 : Rapport Cl/Br sur le sous-bassin de Zuunbayan 165
Figure IV.16 : Br^{--} en fonction de Cl^- sur le sous-bassin d'Unegt 166
Figure IV.17 : Rapport Cl/Br sur le sous-bassin d'Unegt..... 166
Figure IV.18 : Sites d'échantillonnage ^{18}O et ^2H..... 169
Figure IV.19 : δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$..... 171
Figure IV.20 : Carte des valeurs de $\delta^{18}O$ 172
Figure IV.21 : Vue en coupe NE-SO des valeurs de $\delta^{18}O$ 173
Figure IV.22 : Processus d'évaporation supposé au centre de la playa 174

Figure IV.23 : $\delta^{18}O$ en fonction de la salinité 176
Figure V.1 : Niveau piézométrique transitoire (recharge divisée par deux) pour différents ouvrages 183
Figure V.2 : Zones d'évaporation actives sur le sous-bassin d'Unegt lorsque la recharge est multipliée par un facteur 10. 184
Figure V.3 : Présentation de l'emprise du modèle local et de son maillage 185
Figure V.4 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés 188
Figure V.5 : Carte piézométrique issue de la calibration du modèle local 189
Figure V.6 : Vue en plan de la couche superficielle – Scénario 1 192
Figure V.7 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 1 193
Figure V.8 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 1 194
Figure V.9 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 1 195
Figure V.10 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 2 197
Figure V.11 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 2 198
Figure V.12 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 2 199
Figure V.13 : Vue en plan de la couche superficielle – Scénario 3 202
Figure V.14 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 3 203
Figure V.15 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 3 204
Figure V.16 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 3 205
Figure V.17 : Bilan de masse – Scénario 4 207
Figure V.18 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 4 208
Figure V.19 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 4 209
Figure V.20 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 3 210
Figure V.21 : Récapitulatifs des scénarios implémentés et leurs principales conclusions 212
Figure A.1 : Vents dominants contrôlant le climat mongol et localisation des zones d'étude paléoclimatique 242
Figure A.2 : Synthèse bibliographique qualitative des études paléoclimatiques portant sur l'Holocène – fin Pléistocène autour du bassin de Tsagaan Els 243
Figure A.3 : Études paléoclimatiques semi-quantitatives proche de notre zone d'étude 245
Figure A.4 : Dépression de Tsagaan Els - Image satellite et topographie 249
Figure A.5 : Zone basse près de la ville de Zuunbayan - Image satellite et topographie 250
Figure A.6 : Zone basse dans le centre du bassin d'Unegt - Image satellite et topographie 251
Figure A.7 : Zone basse au sud-ouest du sous-bassin d'Unegt - Image satellite et topographie 252
Figure A.8 : Source de Baruun Bayan - Image satellite et topographie 255

Figure A.9 : Source de Dund Bayan - Image satellite et topographie 257
Figure A.10 : Sources de ZuunBayan - Image satellite et topographie 259
Figure A.11 : Présentation des différents environnements de dépôts potentiellement présents dans un système endoréique disposant d'une playa au centre 262
Figure A.12 : Principaux processus et facteurs influençant le développement et la morphologie d'une playa 263
Figure A.13 : Classification hydrologique des playas (A), fonctionnement hydrogéologique et sédimentaire associé (B) et dépôts d'évaporites associés (C) 265
Figure A.14 : Classification des playas selon Rosen (1994) 266
Figure A.15 : Évolution de la composition chimique des saumures par évaporation successive et évaporites les plus communes 270
Figure A.16 : Localisation des différents ouvrages faisant l'objet d'une analyse temporelle du niveau piézométrique 274
Figure A.17 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin d'Unegt (1/3) 275
Figure A.18 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin d'Unegt (2/3) 276
Figure A.19 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin d'Unegt (3/3) 277
Figure A.20 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin de Zuunbayan (1/2) 278
Figure A.21 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin de Zuunbayan (2/2) 279
Figure A.22 : Valeur DFR sur la licence de Zoovch Ovoo 284
Figure A.23 : Charge hydraulique observée (a) et charge-équivalente (b) 285
Figure A.24 : Faisceaux d'ouvrages sur le sous-bassin d'Unegt 287
Figure A.25 : Faisceaux d'ouvrages multiples sur le sous-bassin de Zuunbayan 291
Figure A.26 : Évolution du modèle de Zuunbayan 294
Figure A.27 : Prise en compte de la recharge par MODFLOW (option par défaut) 294
Figure A.28 : Longueur commune entre deux cellules et ajustement 297
Figure A.29 : Diagramme d'activité du script d'ajustement du maillage et détails de la procédure d'ajustement ligne par ligne du script. 298
Figure A.30 : Comparaison du maillage initial (A) avec le maillage ajusté (B) 299
Figure A.31 : Carte des conductivités hydrauliques sur le sous-bassin d'Unegt 301
Figure A.32 : Carte des conductivités hydrauliques sur le sous-bassin de Zuunbayan .. 302
Figure A.33 : Zones de recharge définies pour les modèles d'Unegt et de Zuunbayan .. 304
Figure A.34 : Zones de recharge définies pour le modèle local de Zuunbayan 306
Figure A.35 : Paramètres du solveur utilisés pour l'écoulement en régime permanent et transitoire 307
Figure A.36 : Paramètres de résolution utilisés pour le calcul de l'âge des eaux du sous-bassin de Zuunbayan 307
Figure A.37 : Paramètres de résolution en écoulement 308
Figure A.38 : Paramètres de résolution en transport 308

Figure A.39 : Paramètres du package VDF pour le calcul de la densité de l'eau 309
Figure A.40 : Paramètres du package VSC pour le calcul de la viscosité de l'eau 309
Figure A.41 : Fonctionnement d'une condition aux limites de drain 312
Figure A.42 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés sur le sous-bassin de Zuunbayan (calibration « modifiée ») 319
Figure A.43 : Histogramme des résidus moyens obtenus lors de la calibration « modifiée » du modèle du sous-bassin de Zuunbayan 319
Figure A.44 : Bilan hydrique régional si une connexion est envisagée avec un bassin adjacent 320
Figure A.45 : Énergie potentielle d'une molécule en fonction de la distance interatomique. 339
Figure A.46 : Droite des eaux météoriques locales du bassin de Tsagaan Els 340
Figure A.47 : Effet continental sur les isotopes de l'eau 342
Figure A.48 : Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ montrant les différentes compositions/évolutions isotopiques que peuvent présenter les eaux ainsi que les causes associées 343
Figure A.49 : Processus non-courant impactant la signature isotopique de l'eau 345
Figure A.50 : Influence de l'évaporation d'un lac sur la salinité (salinité initiale de 1 g/L) et sa signature isotopique 347
Figure A.51 : Évolution de la signature isotopique d'un lac à l'équilibre pour différentes valeurs d'évaporation 348
Figure A.52 : Variation du taux d'humidité 349

Table des photos

Photo I.1 : Vu depuis la montagne de Dulaan Uul (109,74°E ; 44,19°N) en direction du nord/nord-est 8
Photo IV.1 : Monocristal de gypse trouvé dans le K2Bs à l'extrême ouest du sous-bassin d'Unegt 141
Photo IV.2 . Intérieur de la carrière de gypse (109,347°E ; 44,292°N) 141
Photo IV.3 : Veine de gypse..... 141
Photo IV.4 : Cristaux de gypse dans la couche rouge du K2Bs 141
Photo IV.5 : Zone d'évaporation près de PZOV_0024 (110,053°E ; 44,260°N)..... 144
Photo IV.6 : Accumulation de sels sous forme de poudre blanche près de PZOV_0024 144
Photo IV.7 : Trou de ~60 cm creusé à une cinquantaine de mètres de PZOV_0024..... 144
Photo IV.8 : Présence de sels (traces blanches) dans les sédiments sur toute la hauteur du trou 144
Photo IV.9 : Lac temporaire près de PZOV_0010 (110,028°E ; 44,277°N)..... 145
Photo IV.10 : Sels sur les bords du lac de la Photo IV.9 145
Photo IV.11 : Second lac temporaire près de PZOV_0010..... 145
Photo IV.12 : Présence de sels sur les bords du second lac de la Photo IV.11 145
Photo IV.13 : Protubérance sableuse près de PZOV_0033..... 145
Photo IV.14 : Zone de dessiccation..... 145
Photo A.1 : Purge et analyse en continu des paramètres physico-chimiques 247
Photo A.2 : Ruisseau en aval de Baruun Bayan (17/04/2015) 253
Photo A.3 : Aval de la source de Baruun Bayan (17/04/2015) 253
Photo A.4 : Aval de la source de Baruun Bayan (04/09/2016) 253
Photo A.5 : Dépôt de sel à Baruun Bayan (17/04/2015) 254
Photo A.6 : Dépôt de sel à Baruun Bayan (04/09/2016) 254
Photo A.7 : Source de Dund Bayan..... 256
Photo A.8 : Aval de la source de Dund Bayan 256
Photo A.9 : En remontant la source de Dund Bayan..... 256
Photo A.10 : Point de résurgence temporaire de la source de Dund Bayan..... 256
Photo A.11 : Source près de Zuunbayan (X=424 893, Y=4 924 200) 258
Photo A.12 : Zone marécageuse près de Zuunbayan 258

Liste des tableaux

Tableau I.1 : Épaisseur et conductivité hydraulique moyenne des différentes unités 21
Tableau I.2 : Résumé des études sur la qualité des eaux souterraines au sud de la Mongolie 24
Tableau II.1 : Dimension des deux sous-bassins de Tsagaan Els 29
Tableau II.2 : Paramètres à calibrer sur les sous-modèles d'Unegt et de Zuunbayan 61
Tableau III.1 : Âges moyen sur le sous-bassin de Zuunbayan 92
Tableau III.2 : Influence de la porosité (n) des intercalaires argileux sur l'âge des eaux quittant le sous-bassin d'Unegt 96
Tableau III.3 : Influence de la porosité (n) des intercalaires argileux sur l'âge des eaux quittant le sous-bassin de Zuunbayan 96
Tableau III.4 : Âge moyen pour différentes simulations 99
Tableau III.5 : Résumé des différentes méthodes de correction employées pour la datation radiocarbone 111
Tableau III.6 : Liste des notations utilisées dans le Tableau III.5 112
Tableau III.7 : Valeur $\delta^{13}C_{carb(s)}$ et composition en carbonate de 7 échantillons 112
Tableau III.8 : Signature $\delta^{13}C$ pour les plantes de type C4 et C3 114
Tableau III.9 : Paramètres utilisé pour l'estimation de l'âge ^{14}C 114
Tableau III.10 : Âge ^{14}C le long d'une ligne d'écoulement pour différents modèles de correction et différentes valeurs de $\delta^{13}C_{CO2\ (g)}$ 117
Tableau III.11 : Paramètres géochimiques et âges des eaux échantillonnées lors de la campagne de datation radiocarbone 120
Tableau III.12 : Comparaison des activités observées et simulées 125
Tableau IV.1 : Liste des sources de salinité naturelles 140
Tableau IV.2 : Résultats d'analyse DRX des échantillons de sols et d'efflorescences de sels 146
Tableau V.1 : Résultat du test de l'influence d'un paléoclimat plus humide sur le régime d'écoulement actuel 182
Tableau V.2 : paramètres utilisés dans le modèle local 188
Tableau V.3 : Présentation des différents scénarios testés 212
Tableau V.4 : Taux de recharge appliqués sur les modèles des sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan 303
Tableau V.5 : Signatures isotopiques des ouvrages multiples en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ 333
Tableau V.6 : Signatures isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le sous-bassin de Zuunbayan . 334
Tableau V.7 : Signatures isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le sous-bassin d'Unegt 335

Tableau A.1 : Caractéristiques des faisceaux d'ouvrages multiples sur le sous-bassin d'Unegt 289
Tableau A.2 : Caractéristiques des ouvrages multiples sur le sous-bassin de Zuunbayan..... 292
Tableau A.3 : Taux de recharge appliqués sur le modèle local de Zuunbayan..... 305
Tableau A.4 : Valeur des paramètres de calibration pour le modèle d'Unegt (modèle v64). 313
Tableau A.5 : Valeur des résultats de calibration pour le modèle d'Unegt (modèle v64). 314
Tableau A.6 : Valeurs de débits (Q) pour chaque simulation. 314
Tableau A.7 : Valeurs des paramètres et des résultats de calibration pour le modèle du sous-bassin de Zuunbayan 315
Tableau A.8 : Valeurs de débits (Q) pour chaque simulation 316
Tableau A.9 : Comparaison des paramètres ajustés lors de la calibration modifiée et non-modifiée 318
Tableau A.10 : Valeur des paramètres de calibration « modifiée »pour le modèle de Zuunbayan..... 320
Tableau A.11 : Valeurs de l'âge « Goode » sur le sous-bassin d'Unegt pour chaque simulation..... 321
Tableau A.12 : Liste des échantillons ^{14}C 323
Tableau A.13 : Âge ^{14}C de l'eau – modèle de Vogel et de Tamers 323
Tableau A.14 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ modélisé en système ouvert..... 324
Tableau A.15 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ modélisé en système fermé..... 325
Tableau A.16 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ = -21,1 ‰..... 325
Tableau A.17 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ = -13,5 ‰..... 326
Tableau A.18 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ = -17,3 ‰ et $\delta^{13}C_{carb}$ = -6 ‰ 326
Tableau A.19 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ = -17,3 ‰ et $\delta^{13}C_{carb}$ = -5,64 ‰ 327
Tableau A.20 : Différence d'âge ^{14}C de l'eau lorsque $\delta^{13}C_{carb}$ varie entre -6 ‰ et -5,64 ‰..... 327
Tableau A.21 : Concentrations en brome et ratios molaires Cl/Br sur le sous-bassin d'Unegt 329
Tableau A.22 : Concentrations en brome et ratios molaires Cl/Br sur le sous-bassin de Zuunbayan..... 331

Introduction

À la suite de travaux d'exploration menés par AREVA Mines et sa filiale COGEGOBI en Mongolie débutés en 1997, deux gisements d'uranium de type roll-front ont été découverts dans le bassin crétacé de Tsagaan Els situé dans la région de Dornogobi (Cardon et al., 2015).

Le gisement de Dulan Uul et le gisement de Zoovch Ovoo, situés à 25 km l'un de l'autre, ont été enregistrés auprès des autorités mongoles en 2011 et 2013, respectivement. Ils font aujourd'hui l'objet d'une étude de faisabilité d'exploitation par lixiviation in situ. Cette méthode d'extraction minière consiste à injecter une solution d'attaque au sein de la couche géologique pour mettre en solution l'uranium (Benes et al., 2001). Le lixiviat est ensuite récupéré, par des puits de pompage, traité puis réinjecté. Cette méthode d'exploitation non conventionnelle est bien adaptée au type de gisement considéré, ne nécessite ni ouverture de mine, ni carrière, et ne génère pratiquement aucun déchet. Toutefois, la solution de lixiviation qui est une eau de nappe acidifiée présente un danger potentiel pour l'environnement souterrain et l'utilisation de cette méthode nécessite donc des conditions d'application particulières limitant les possibles pertes à la fois pour minimiser les coûts d'exploitation, et pour protéger le milieu d'une future contamination.

Dans le cadre des projets miniers, les aquifères du bassin ont donc été étudiés de façon approfondie, mais le fonctionnement du bassin à l'échelle régionale n'avait pas été abordé et de nombreux points relatifs à la chimie des eaux restaient encore flous dont en particulier l'origine des eaux salées souterraines présentes sur le bassin.

Cette thèse a eu pour but de résoudre une partie de ces problèmes, en présentant une vision régionale du fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du bassin crétacé de Tsagaan Els.

Il est important de souligner que contrairement à ce qu'il en est pour la géologie (ex: Graham et al., 2001, 2012 ; Johnson, 2004), peu d'études existent dans la littérature concernant l'hydrogéologie du bassin. L'isolement de ce dernier et le peu d'activités qui s'y exercent en sont probablement la cause. Néanmoins, quelques études portant sur des problèmes locaux d'approvisionnement en eau conduites par des experts russes et mongols

dans les années 80 et 90 existent (Nemer et Tuinhof, 2010). Cette thèse apporte donc les premiers résultats et interprétations hydrogéologiques et hydrochimiques à l'échelle régionale en s'appuyant, pour partie, sur les précédents rapports internes à AREVA Mines, les multiples données acquises ces dix dernières années par COGEGOBI, sa filiale d'exploration mongole, et de nouvelles données géochimiques acquises lors des différentes campagnes réalisées dans le cadre de ce travail.

Le principal objectif de cette thèse est de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du bassin crétacé de Tsagaan Els. Afin de répondre à cet objectif, ce manuscrit s'organise autour de cinq chapitres :

- Le chapitre I a pour but de présenter le contexte de la zone d'étude.
- Le chapitre II aborde la conceptualisation et la modélisation régionale du bassin de Tsagaan Els et permet de répondre pleinement à l'aspect hydrogéologique de l'objectif principal
- Le chapitre III porte sur la détermination de l'âge de l'eau. Ce paramètre est estimé à la fois à partir du modèle d'écoulement du chapitre précédent et à partir d'une méthode de datation géochimique. Il permet d'ajouter une dimension temporelle à l'hydrogéologie du bassin et d'obtenir des informations sur le paléoclimat et l'origine des salinités.
- Le chapitre IV a pour but d'élucider l'origine de la salinité des eaux souterraines saumâtres. Après avoir présenté la distribution spatiale de la salinité, diverses approches seront mises en œuvre incluant les concentrations en éléments majeurs, les concentrations en brome et les isotopes stables de l'eau pour restreindre le champ des hypothèses.
- Le chapitre V étudie la distribution spatiotemporelle de la salinité du bassin pour en tirer des informations sur l'origine et la stabilité du système hydrogéologique. Un modèle local a été réalisé, prenant en compte les écoulements densitaires et l'évaporation. Les différents scénarios implémentés via ce modèle permettront d'une part de compléter les conclusions du chapitre IV sur l'origine probable de la salinité et d'autre part d'apporter des éléments de réponses sur le fonctionnement hydrogéologique actuel et passé du bassin.

Chapitre I

Cadre de l'étude

I.1 Cadre géographique.....4
I.2 Cadre climatique et paléoclimatique.....6
I.2.1 Climat actuel.....6
I.2.2 Paléoclimat.....10
I.3 Cadre géologique et stratigraphique.....12
I.3.1 Histoire de la formation du bassin Est-Gobi.....13
I.3.2 Jeu de la faille Est-Gobi.....13
I.3.3 Le bassin de Tsagaan Els et ses différentes formations.....14
I.4 Cadre hydrogéologique et hydrochimique.....19
I.4.1 Réseau hydrogéologique.....19
I.4.2 Les différents aquifères.....20
I.4.3 Hydrochimie et qualité des eaux.....23

I.1 Cadre géographique

La Mongolie est un pays d'Asie de l'Est d'une superficie de 1 564 000 km^2 situé entre la Russie et la Chine. Elle compte environ trois millions d'habitants dont plus de 40 % vivent dans la capitale, Ulaan Bataar. L'altitude moyenne est de 1 580 m avec un maximum de 4 374 m atteint dans l'Altaï à l'ouest du pays et un minimum d'environ 560 m à l'est du pays (CIA, 2014). La Mongolie dispose d'un sous-sol riche. Depuis plusieurs années, l'activité minière s'est fortement développée avec l'apport d'investissements étrangers et est devenue le secteur industriel principal. L'agriculture reste encore néanmoins largement présente et repose traditionnellement sur l'élevage nomade de bétail.

Le bassin de Tsagaan Els, situé dans la partie est du désert de Gobi dans l'aïmag (province) de Dornogobi, s'inscrit dans ce contexte national. Cette province mongole est en effet riche en ressources minérales avec plus de cent gisements et indices minéralisés connus (fluorine, zéolithe, gypse, charbon, lignite, pétrole, or, cuivre, nickel, fer, manganèse, chrome, tungstène et étain)(« Erdes Us » S.A.R.L., 2015). Une exploitation pétrolière est déjà installée dans la partie centrale du bassin. Outres ces activités minières, quelques nomades se consacrent à l'élevage d'animaux grégaires (incluant chameaux, chevaux, moutons, chèvres et vaches) et portent la densité moyenne à ~0,2 habitants/km^2 (« Erdes Us » S.A.R.L., 2015).

Le bassin de Tsagaan Els représente une vaste dépression topographique fermée d'environ 16 300 km^2 entourée de reliefs montagneux atteignant les 1 200 m d'altitude (Figure I.1). Les eaux ne peuvent quitter ce bassin que par évaporation, ce qui permet de le qualifier d'endoréique. Les bassins adjacents délimités topographiquement (Figure I.1) sont eux aussi endoréiques et les zones basses, représentées en hachuré, constituent leurs zones d'évaporation principales. La partie centrale de la dépression de Tsagaan Els est une zone très plane dont l'élévation avoisine les 700 m. Cette cote est la plus basse parmi les bassins adjacents et plus généralement de tout le désert de Gobi et du nord-ouest de la Mongolie intérieure. La délimitation du bassin hydrogéologique de Tsagaan Els, présentée en rouge, recoupe partiellement deux bassins topographiques. Davantage d'explications seront données dans le chapitre suivant sur l'obtention de ces limites (section II.1.1).

Dans un contexte géographique plus large, la zone étudiée appartient au bassin asiatique interne qui couvre 68 % de la Mongolie (Tsogtbaatar et al., 2009). Cet endoréisme ne concerne toutefois pas l'ensemble de la Mongolie, puisqu'une partie du territoire se draine vers l'Océan Arctique (partie centrale nord couvrant 20,5 % du territoire) et une autre vers l'Océan Pacifique (partie est couvrant 11,5 % du territoire).

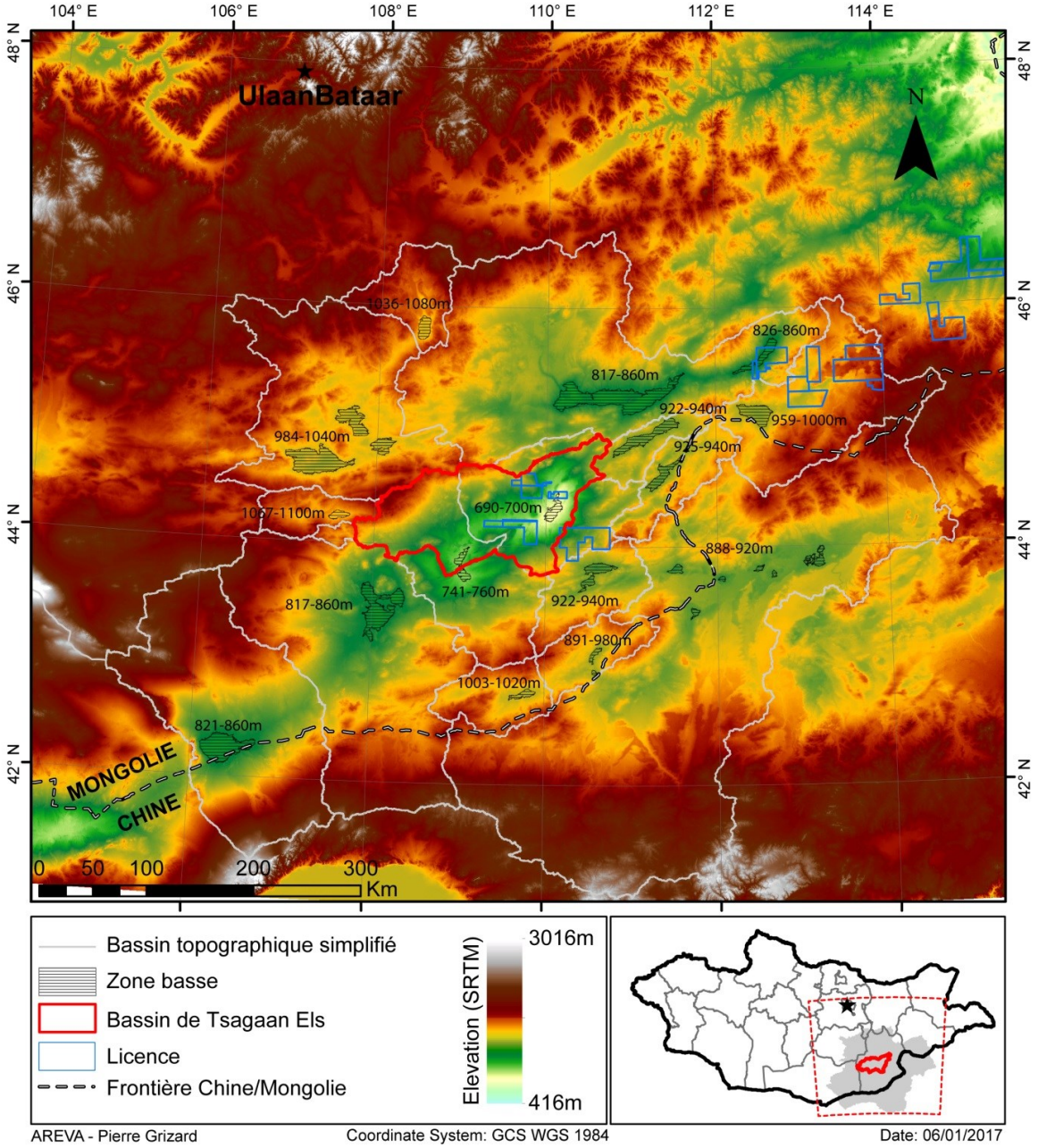

Figure I.1 : Délimitations topographiques des bassins localisés autour de la dépression de Tsagaan Els

(Certains des sous-bassins adjacents ont été agrégés pour n'observer que les grands ensembles. L'absence de cours d'eau permanent suggère que ces bassins sont endoréiques avec pour exutoire(s) potentiel(s) les zones basses présentées en hachuré. La délimitation du bassin de Tsagaan Els en rouge est expliquée section II.1.1)

I.2 Cadre climatique et paléoclimatique

I.2.1 Climat actuel

Le climat de la Mongolie est continental, caractérisé par de longs hivers et de courts étés avec des fluctuations de température journalières et saisonnières conséquentes. Les précipitations atteignent 400 mm/an au nord du pays et décroissent progressivement vers le sud pour descendre en dessous de 50 mm/an localement avec une moyenne nationale entre 200 et 220 mm/an (Davaa et al., 2006). D'après les bilans massiques réalisés à partir des débits de cours d'eau et des données météorologiques (Davaa et al., 2006) et d'après un bilan hydrique atmosphérique à l'échelle nationale (Sato et al., 2007), environ 70 à 90 % de ces précipitations seraient repris par évaporation avec pour résultat un climat aride.

Ces conditions climatiques et hydrographiques donnent lieu à un paysage désertique sur plus de la moitié du territoire, avec le désert de Gobi dans la partie centrale sud et les montagnes de l'Altaï dans la partie ouest. De vastes prairies parsemées d'arbres et d'arbustes, connues sous le nom de steppes mongoles s'étendent dans le nord du pays (Figure I.2). Le bassin étudié se situe dans une zone qualifiée de désertique à alimentation saisonnière pauvre qui est très peu voire non végétalisée (Photo I.1).

Actuellement, l'humidité apportée en Asie Centrale et donc en Mongolie, est amenée durant l'été à la fois via des vents venant de l'ouest et traversant le continent eurasien et via des vents issus de la circulation de la mousson d'été d'Asie de l'Est (EASM, Figure I.2). La mousson hivernale provenant du nord/nord-ouest de l'Asie Centrale correspond à un flux d'air froid et sec qui se propage vers le sud et qui atteint son intensité maximum en hiver (Xiao et al., 2008). Ces circulations atmosphériques sont les principaux éléments contrôlant le climat de la région. En Mongolie toutefois, l'influence de l'EASM sur le climat est négligeable (Lee et al., 2013), hormis dans la partie est (Sato et al., 2007). L'influence de la mousson d'Asie du Sud n'arrive généralement pas non plus à atteindre la Mongolie car l'altitude du plateau du Tibet limite le transport d'humidité du sud-ouest en direction de l'Asie Centrale (Caves et al., 2015 ; Xu et al., 2016).

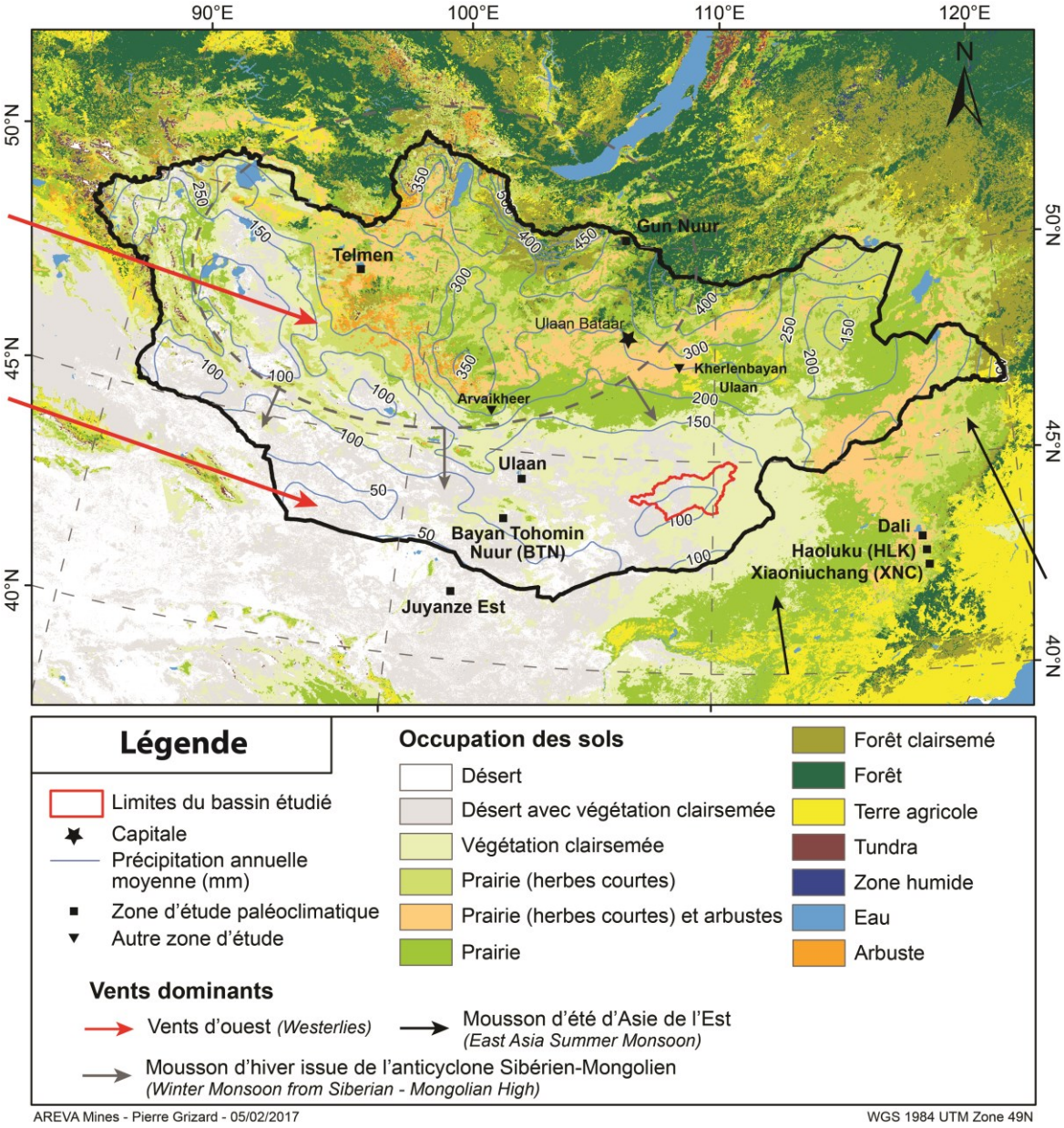

Figure I.2 : Occupation des sols de la Mongolie et isohyètes

(L'occupation des sols est issue de la base de donnée de l'USGS «Global Land Cover Characteristics 2,0», plusieurs catégories ont été fusionnées pour gagner en visibilité. Les isohyètes annuelles ont été obtenues à partir du modèle climatique de Hijmans et al. (2005))

Photo I.1 : Vu depuis la montagne de Dulaan Uul (109,74°E ; 44,19°N) en direction du nord/nord-est

(Un troupeau de chameaux est visible au loin ainsi que le camp COGEGOBI de Dulaan Uul (flèche))

D'après les données météorologiques obtenues sur la station du camp de Dulaan Uul de janvier 2008 à octobre 2012 (Figure I.3), la température moyenne annuelle se trouve entre 6 et 8°C avec de grandes amplitudes thermiques (25°C en moyenne sur juillet à -19°C en janvier). Les précipitations annuelles sont de 110 mm avec plus d'un tiers des précipitations qui ont lieu en juillet, le mois le plus chaud de l'année. Des chutes de neige ont lieu lorsque la température est propice mais restent négligeables par rapport aux précipitations d'été. Cette faible pluviosité engendre un stress hydrique qui se traduit par l'absence d'écoulements de surface pérennes et de plans d'eau permanents. Des cours d'eau temporaires de type oueds, se forment lors de fortes pluies, et l'eau s'accumulant dans les creux topographiques peut former des lacs qui s'assécheront en quelques jours voire quelques semaines (« Erdes Us » S.A.R.L., 2015). Seules quelques rares sources et zones humides, correspondant à des zones d'émergence des nappes souterraines, persistent toute l'année.

Les archives (fournies par ECOTRADE) de la station météorologique de Sainshand, située à quelques kilomètres au nord-ouest du bassin de Tsagaan Els, permettent de replacer ces données dans un contexte temporel plus large, de 1940 à 2015. Les précipitations annuelles ont varié sur cette période entre 45 et 230 mm/an avec une moyenne de 110 mm/an (Figure I.4). La température annuelle moyenne semble inscrite dans une tendance haussière. Le réchauffement climatique a rendu la Mongolie encore plus aride ces dernières décennies entrainant une fonte des glaciers, l'assèchement de certains lacs (Lee et al., 2013) et une récurrence des évènements extrêmes de sécheresses tels que les tempêtes de sable (Tsogtbaatar et al., 2009). Les conséquences futures de ce phénomène restent incertaines. Les précipitations risquent d'augmenter dans le sud du pays et de diminuer dans le nord, mais dans

les deux cas, la sécheresse augmentera car les températures plus élevées engendreront une évaporation plus intense (Sato et al., 2007).

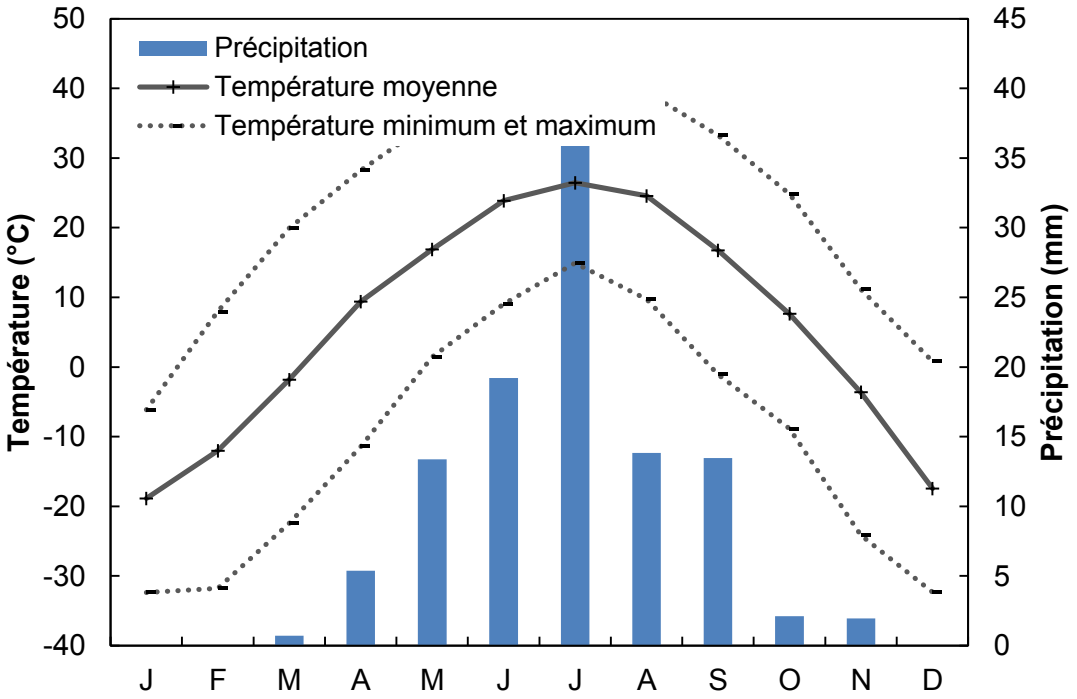

Figure I.3 : Données météorologique de la station de Dulaan Uul

(Moyenne réalisée sur un jeu de données allant de janvier 2008 à octobre 2012)

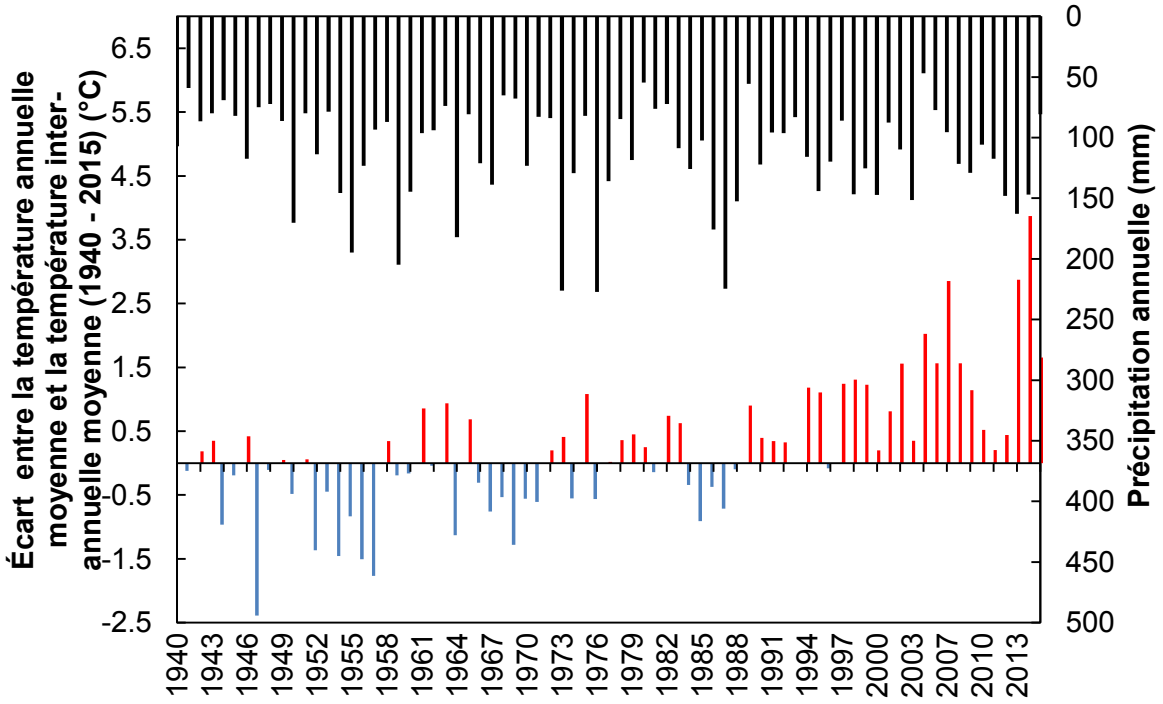

Figure I.4 : Précipitation et écart de température depuis 1940 à Sainshand

(La température annuelle est de 3,7°C en moyenne entre 1940 et 2015)

I.2.2 Paléoclimat

L'aridité et les dimensions du bassin laissent à penser que les eaux souterraines observées sur les licences se sont infiltrées il y a plusieurs milliers d'années. Cependant, cette conclusion rapide repose sur l'hypothèse que les conditions climatiques sont restées constantes. Un paléoclimat plus humide aurait pu augmenter la recharge, accélérer les écoulements ou même engendrer des lacs et des rivières changeant ainsi complétement le régime hydrologique actuel. L'étude du paléoclimat est donc une étape essentielle pour mieux comprendre l'hydrogéologie et l'hydrochimie du bassin. Une revue bibliographique présentée en annexe 1 a permis d'apporter des éléments sur le climat depuis le Cénozoïque et plus particulièrement sur la fin du Pléistocène – Holocène. Les principales conclusions de cette revue sont présentées sommairement dans cette section.

Les études sédimentologiques réalisées par AREVA ont permis de déterminer le climat sous lequel se sont déposées les formations du Crétacé Supérieur. Ces résultats indiquent que la formation du Sainshand supérieur (K2Ss2) s'est déposée sous des conditions climatiques semi-humides. Plus tard, la formation sus-jacente du Bayanshiree (K2Bs) se serait déposée vers la fin du Crétacé Supérieur sous un climat semi-aride (Parize, 2013). À une échelle plus large, l'ensemble de l'Asie Centrale a été soumis à une aridification croissante depuis le début de l'Éocène où de nombreux dépôts évaporitiques se sont formés un peu partout. Vers la fin du Pléistocène, le dernier maximum glaciaire, froid et humide, a eu lieu en Mongolie entre -22 et -15 ka. Le climat s'est ensuite aridifié à nouveau dans la région du bassin de Tsagaan Els jusque vers le début de l'Holocène, pour ensuite rebasculer vers des conditions humides qui persisteront jusque vers -9 – -7 ka, une période souvent considérée comme l'optimum de l'Holocène. Le climat est ensuite devenu globalement de moins en moins humide, ponctué par quelques événements plus arides de quelques centaines voire quelques milliers d'années, avant d'arriver à ce qu'il est aujourd'hui.

Les études conduites en Chine et en Mongolie indiquent toutefois des variations spatiales et temporelles très importantes du climat durant l'Holocène. Par ailleurs, les différentes résolutions des études ainsi que leurs interprétations, parfois divergentes, ne facilitent pas l'interpolation de ces données à notre zone d'étude. La Figure I.5 résume les résultats qui la concernent en se basant sur les diverses études paléoclimatiques présentées en annexe 1.

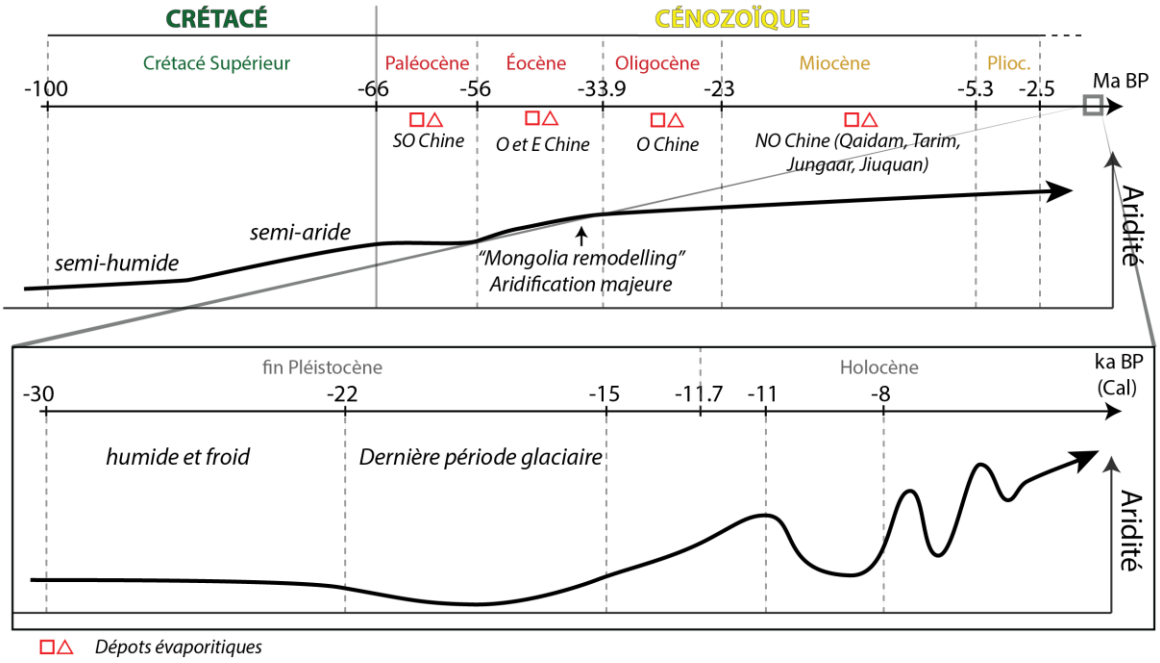

Figure I.5 : Résumé paléoclimat

(Le paléoclimat du Crétacé est issu des études sédimentologiques d'AREVA. Sur le Cénozoïque, le diagramme porte sur l'Asie Centrale en général. Pour la fin du Pléistocène et l'Holocène encadré en rouge, le graphique se base sur diverses études locales aux alentours du bassin de Tsagaan Els. On notera que l'échelle d'aridité dans les deux cadres n'est pas la même. Voir annexe 1 pour plus d'informations)

I.3 Cadre géologique et stratigraphique

Le bassin de Tsagaan Els fait partie du domaine structural Est Gobi, situé à cheval entre le sud-est de la Mongolie et le nord-ouest de la Chine (Figure I.6). Ce domaine est parcouru par un ensemble de failles parallèles qui s'étendent sur ~500 km du sud-ouest au nord-est formant ainsi un ensemble de sous-bassins sédimentaires de type graben ou demi-graben (Graham et al., 2012). Ces bassins s'étendent généralement sur une centaine de kilomètres de long avec une largeur allant de 20 à 50 km. Ils sont remplis de sédiments synrifts et postrifts dont la puissance varie entre un et trois kilomètres (Graham et al., 2001). Le socle correspond à des formations sédimentaires plus ou moins métamorphiques qui reflètent une histoire compliquée (Graham et al., 2001). L'ancienneté de ces formations, notées précambriennes sur les cartes géologiques (Figure I.8) a été déduite de leur degré de métamorphisme avancé, mais aucune datation n'a réellement été faite et il se peut que des événements plus récents, survenus durant le Trias Supérieur, en soient la cause (Graham et al., 2012 ; Webb et al., 2010).

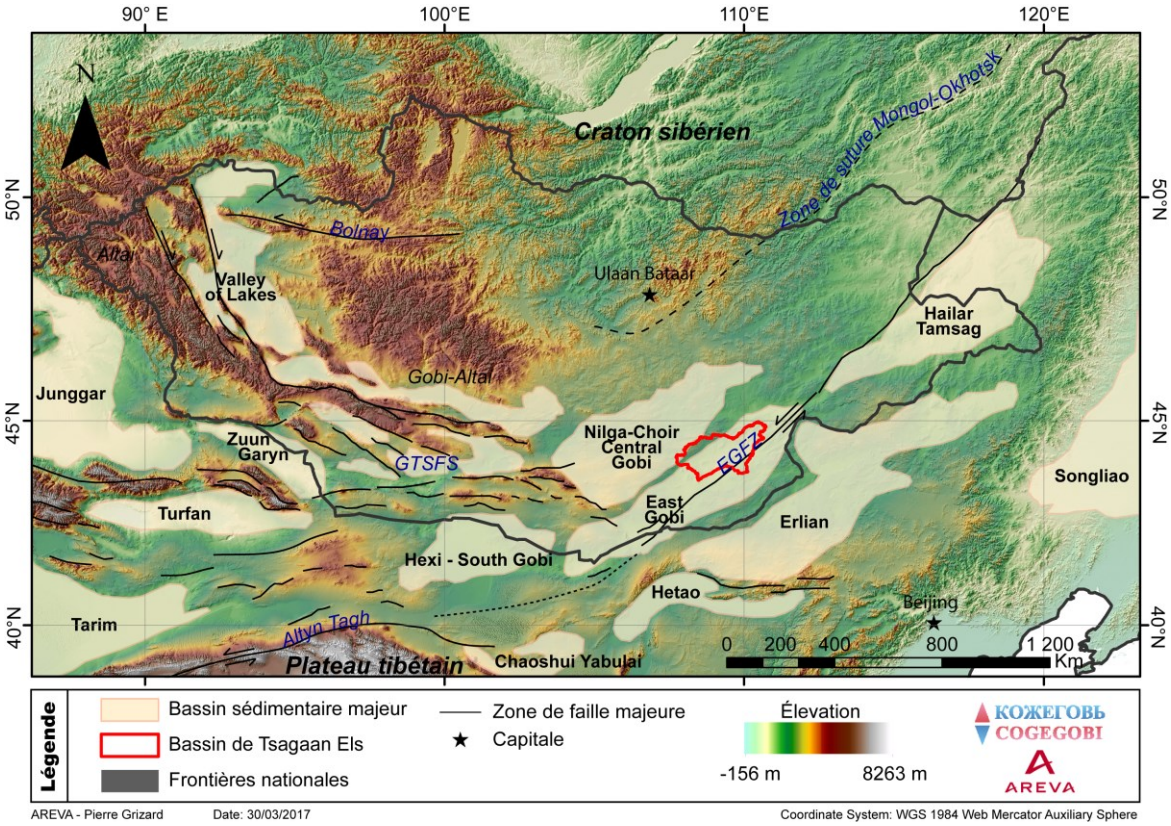

Figure I.6 : Principaux bassins sédimentaires cénozoïques/mésozoïques d'Asie et principaux éléments structuraux.

(La délimitation des bassins sédimentaires et des zones de failles s'appuie sur les travaux de Johnson et al. (2014) et Yang et al. (2015). GTSFS = Gobi Tien Shan Fault System; CAOB = Central Asian Orogenic Belt; EGFZ = East Gobi fault zone; NCB = North China Block)

I.3.1 Histoire de la formation du bassin Est-Gobi

Durant le Permien, une phase de chevauchement et de soulèvement forme la ceinture orogénique d'Asie Centrale. Au début du Trias, une chaine montagneuse est érigée et s'étend de l'Altaï jusqu'au Désert de Gobi actuel (Sladen et Traynor, 2000). Ce relief montagneux va rapidement s'éroder vers la fin du Trias et au début du Jurassique en formant très certainement un grand bassin versant asiatique dont les exutoires possibles seraient le bassin du Junggar (à l'ouest) ou celui de l'Ordos (au sud). Le matériel détritique est alors disséminé sur l'ensemble du continent (Sladen et Traynor, 2000).

Vers la fin du Jurassique, le bassin rentre dans une phase d'extension. Un rift intracontinental commence à se former. Lors de cette phase, de nombreux grabens et semi grabens se forment entre les différentes failles normales orientées sud-ouest/nord-est (Graham et al., 2012). Le remplissage sédimentaire de ces zones de subsidences va se faire en deux étapes selon Graham et al. (2001) avec des dépôts synrifts puis des dépôts post-rifts. L'étude des formations synrifts indique que ces sous-bassins étaient partiellement connectés entre eux avec des centres de sédimentation lacustre et alluviale indépendants (Sladen et Traynor, 2000). Vers la fin du Crétacé Inférieur (~-100 Ma), le bassin subit une compression et une phase d'inversion débute. Cette phase s'achève vers -94 Ma et va empêcher la formation de dépôts post-rift significatifs engendrés par la subsidence thermale (Graham et al., 2012). Du Crétacé Supérieur jusqu'au Néogène, les faibles subsidences ne permettent pas la création de lacs « permanents » qui engendreraient des dépôts lacustres importants (Sladen et Traynor, 2000). Les dépôts sont de plus faible épaisseur que les dépôts pré-Crétacé Supérieur. De plus, peu de sédiments cénozoïques sont préservés dans le sud-est de la Mongolie (Graham et al., 2001).

Les causes de ces phases d'extension et de compression ne sont pas encore comprises parfaitement mais plusieurs possibilités ont été énumérées par les mêmes auteurs.

I.3.2 Jeu de la faille Est-Gobi

La faille Est-Gobi (EGFZ) qui traverse le bassin Est-Gobi est active depuis environ 200 Ma et son passé est complexe (Heumann et al., 2014). La faille a joué de façon normale pendant la période de rift entre le Jurassique Supérieur et le Crétacé Inférieur (Graham et al., 2001) avant de s'inverser ensuite au début du Crétacé Supérieur (Graham et al., 2001). S'ajoute à ces mouvements verticaux, une composante latérale car cette faille aurait joué en décrochement à plusieurs reprises. La quantification et la temporisation de ces décrochements varient selon les auteurs :

- En se basant sur le décalage des affleurements les plus anciens, Yue et Liou (1999) ont supposé qu'un décrochement senestre de 400 ± 50 km de la faille Altyn Tagh durant l'Oligocène (voir Figure I.6) aurait engendré un décrochement similaire de la zone de faille Est Gobi, située dans son prolongement. Cette estimation diffère des autres études.

- Pour Lamb et al. (1999), le décrochement senestre serait seulement de 185-235 km et aurait eu lieu entre le Trias Supérieur et le Jurassique Supérieur sans exclure la possibilité d'un second décrochement de moindre ampleur durant le Cénozoïque.
- Par des méthodes plus avancées, Webb et al. (2010) ont par la suite estimé un déplacement latéral de 250 km durant le Trias Supérieur avec un second décrochement de moindre ampleur durant le Mésozoïque/Cénozoïque.
- La dernière étude (Heumann et al., 2014) estime un déplacement latéral de ~150-200 km durant le Trias Supérieur avec un second décrochement de ~90-100 km qui serait intervenu vers la fin de l'Oligocène.

Le premier décrochement serait lié à la fermeture de l'océan « Mongol Okhotsk » et/ou à celle de l'océan Paléotéthys provenant de la collision des plaques Nord et Sud asiatique avec le nord de la Mongolie et la Sibérie (Webb et al., 2010). Le second décrochement serait issu de la collision entre la plaque asiatique et la plaque indienne (Heumann et al., 2014).

I.3.3 Le bassin de Tsagaan Els et ses différentes formations

Le bassin de Tsagaan Els a été étudié par les entreprises pétrolières depuis la découverte des gisements de Zuunbayan et de Tsagaan Els en 1941 et 1953 respectivement (Penttila, 1992). Le bassin se divise en trois sous-bassins majeurs : les sous-bassins de Zuunbayan, d'Unegt et de Hövsgol correspondant à des demi-grabens (Figure I.7). Plusieurs failles majeures appartenant à la zone de faille Est-Gobi délimitent ces sous-bassins :

- La faille de Zuunbayan (stricto sensu) délimite la partie sud-est du sous bassin de Zuunbayan.
- La faille Nord-Zuunbayan se trouve au nord du sous-bassin de Zuunbayan et marque la limite avec la partie sud du sous-bassin d'Unegt.
- La faille Nord d'Unegt délimite le nord du sous-bassin d'Unegt

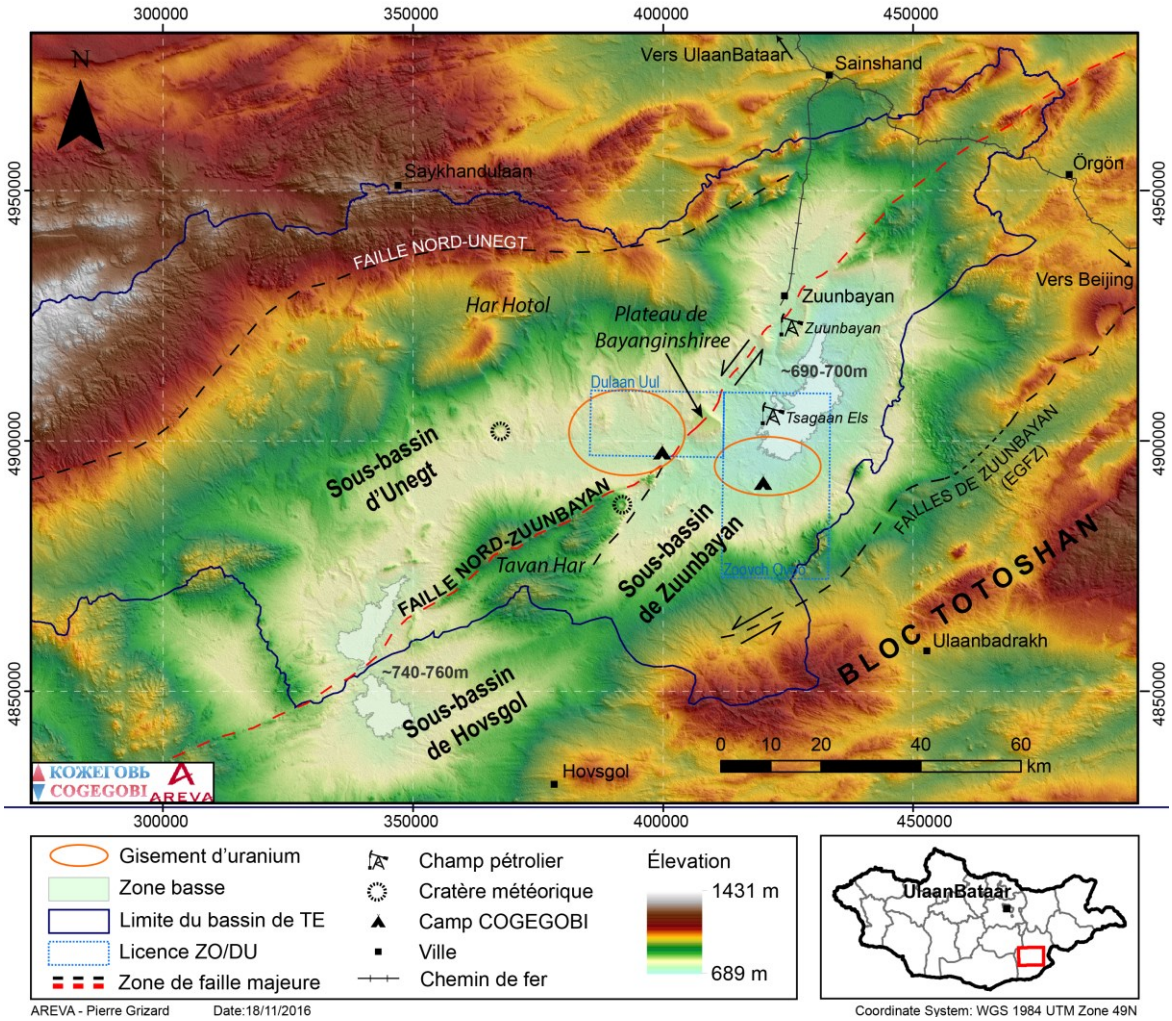

Figure I.7 : Relief et principales structures du bassin de Tsagaan Els

(Le tracé des zones de failles s'appuie sur la topographie, les cartes géologiques et quelques publications, en particulier Schmieder et al. (2013))

La stratigraphie des bassins est présentée suivant le contexte de mise en place des différentes formations :

- *Phase prérift* (du Jurassique Inférieur au Jurassique Moyen) : conditions de dépôt fluvio-lacustres dans un environnement humide. Sur Unegt, l'écoulement se faisait en direction sud-ouest vers le centre du sous-bassin. Les formations de Khamar Khovor (J1-2hh), composée principalement de sédiments silicoclastiques et de veines de charbon, et de Sharilyn (J3Sh), composée principalement de conglomérats et de grès (Schmieder et al., 2013), se déposent durant cette phase. La formation de Sharilyn est parfois interprétée comme une formation synrift (Graham et al., 2001 ; Johnson, 2004 ; Schmieder et al., 2013).
- *Phase synrift* (du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur) : Les formations de Tsagaan Tsav (K1Cc) et Dzuunbayan (K1Dz) se déposent durant cette période. Les conditions de dépôt sont fluvio-lacustres dans un environnement humide à semi-aride. Les sous-bassins du bloc Est-Gobi semblent être indépendants les uns des autres mais

des connexions fluviales ou lacustres restent possibles. Une phase vers la fin du Crétacé Inférieur entre 95 et 100 Ma marque la fin des conditions de dépôts synrifts.

- *Phase postrift* (Crétacé Supérieur) : Les formations du Sainshand (K2Ss1 et K2Ss2), de Bayanshiree (K2Bs) et de Baruungoyot (K2Bg) se déposent au Crétacé Supérieur. Elles se composent de sables peu indurés, de grès à gros éléments, de conglomérats et d'argiles. Ces dépôts sont de plus faibles puissances que les formations précédentes et présentent généralement de faibles pendages ou une stratification sub-horizontale. Toutes ces formations reposent en onlap les unes sur les autres comme le montre la coupe du modèle tectono-sédimentaire (Figure I.9). La formation du Sainshand supérieur est l'hôte des minéralisations uranifères. D'après les études sédimentologiques internes d'AREVA Mines, cette formation se serait déposée sous un climat semi-humide avec des conditions de dépôt qui correspondraient à un système lacustre dans le sous-bassin de Zuunbayan et à un système fluviatile en tresse dans le sous-bassin d'Unegt (Parize, 2013).

Ces formations sont visibles sur la carte géologique présentée Figure I.8. Les caractéristiques de ces formations sont développées plus en détails par Graham et al. (2001), Johnson (2004) et Davidson (2005). Le modèle tectono-sédimentaire (Figure I.9) résume les différentes étapes géologiques de formation du bassin.

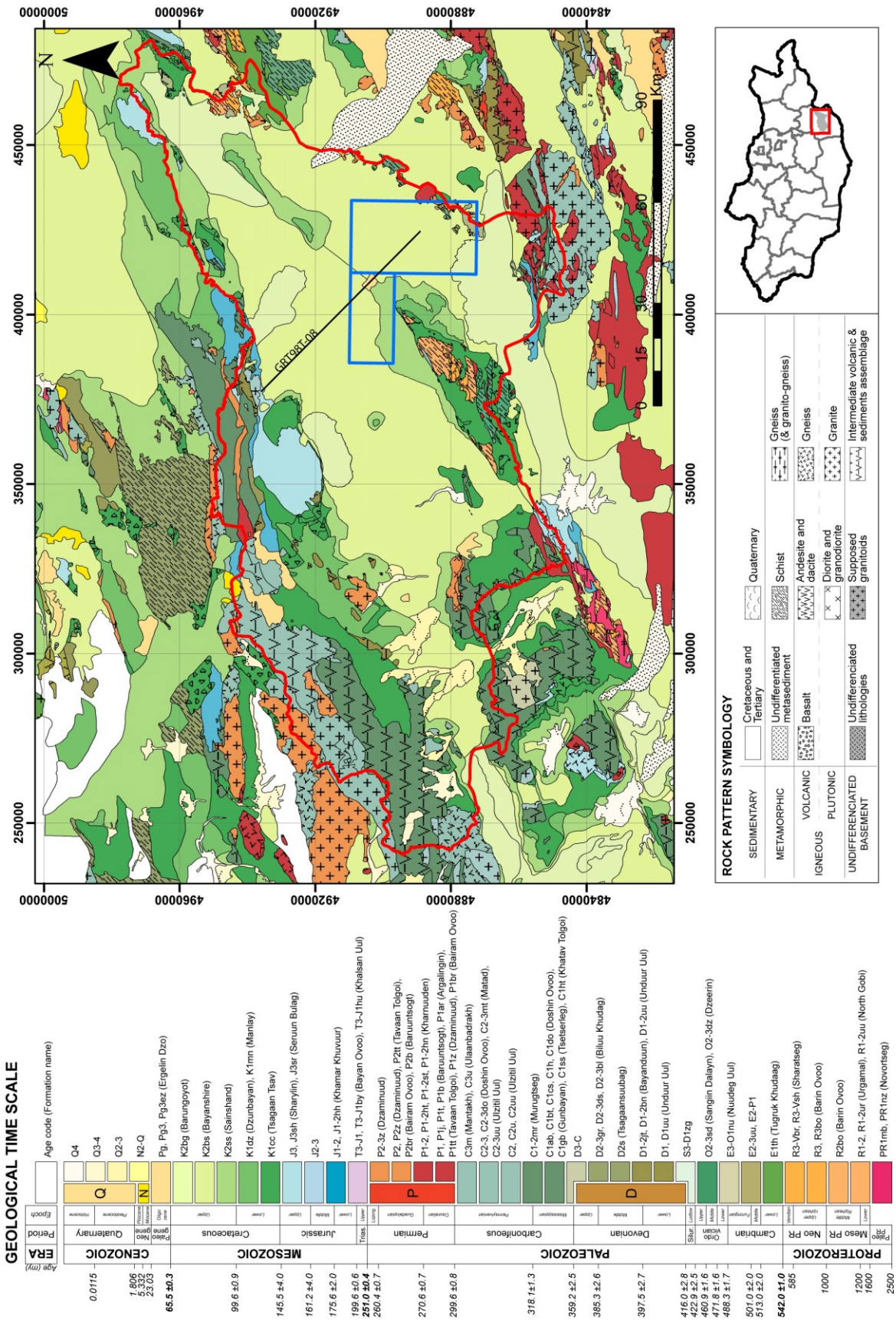

Figure I.8 : Carte géologique du bassin de Tsagaan Els

(Les licences de Zoovch Ovoo et d'Unegt sont représentées en bleu)

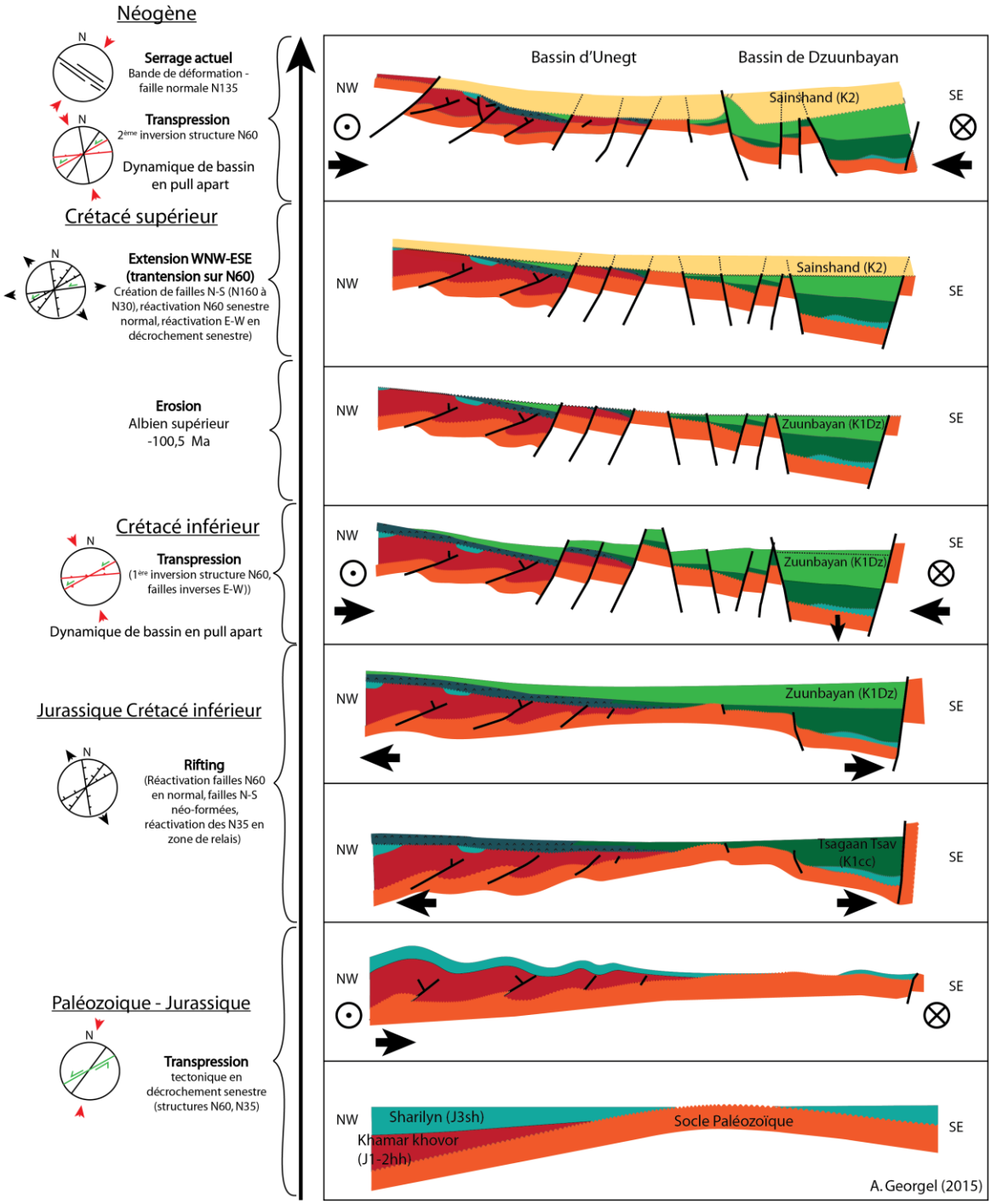

Figure I.9 : Modèle tectono-sédimentaire du bassin de Tsagaan Els

(Modèle construit par A. Georgel (AREVA Mines). La coupe est orientée nord-ouest/sud-est et est représentée sur la Figure I.8)

I.4 Cadre hydrogéologique et hydrochimique

I.4.1 Réseau hydrogéologique

À travers ses filiales en Mongolie, AREVA Mines dispose sur le bassin de plusieurs licences d'exploration qui lui ont permis de réaliser de nombreux ouvrages hydrogéologiques (piézomètres et puits) afin de caractériser ces domaines d'un point de vue hydrogéologique et hydrochimique. Ces ouvrages se concentrent principalement sur les licences de Dulaan Uul et de Zoovch Ovoo mais aussi sur les licences voisines telles qu'Ooshiin Govi, Umnut, Dulaan et Zuun Ukhaa.

Les premiers ouvrages hydrogéologiques ont été implantés en 2006 sur la licence de Dulaan Uul et en 2010 sur la licence de Zoovch Ovoo. Début 2016, 76 ouvrages étaient installés sur les licences du sous-bassin de Zuunbayan (Zoovch Ovoo et Zuun Ukhaa) et environ 80 sur celles du sous-bassin d'Unegt (Dulaan Uul, Ooshiin Govi, Umnut, Dulaan). Le réseau continue de s'étoffer d'année en année.

Tous les ouvrages ne répondent pas aux mêmes problématiques : certains sont installés pour étudier les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères, d'autres pour tester leur inter-connectivité, d'autres pour préparer les futurs tests d'exploitation et une partie enfin pour mieux comprendre les écoulements à l'échelle des licences. La formation du Sainshand supérieur (K2Ss2) est la formation hôte des minéralisations uranifères et la majorité des ouvrages a par conséquent pour objectif de mieux comprendre cet aquifère. La Figure I.10 présente les différentes licences ainsi que les différents ouvrages hydrogéologiques présents sur le bassin fin 2016. La délimitation des licences évolue avec le temps. Cependant pour ne pas perturber le lecteur et pour avoir un repère visuel rapide au sein des différentes cartes présentées par la suite, les limites initiales des licences d'exploration seront conservées dans le reste de cette étude.

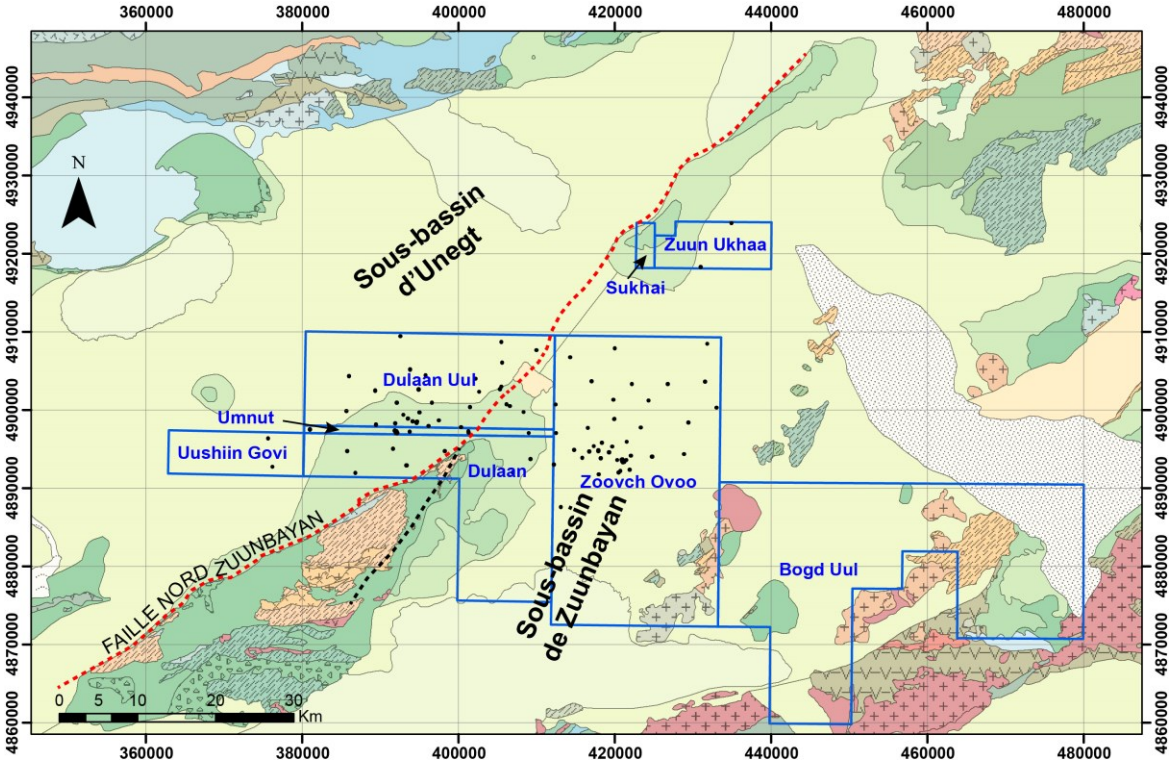

Figure I.10 : Licences d'exploration d'AREVA Mines dans le bassin de Tsagaan Els

(Les délimitations des licences présentées sont les délimitations initiales au moment de l'attribution. Les points noirs représentent les ouvrages hydrogéologiques construits depuis 2006. Les minéralisations présentes sont délimitées en rouge)

I.4.2 Les différents aquifères

Ce bassin sédimentaire crétacé présente plusieurs ensembles sablo-conglomératiques aquifères séparés par des intercalaires argileux plus ou moins continus et d'épaisseur variable jouant le rôle d'écran imperméables. Chacune des formations est discutée par la suite par sous-bassin et un récapitulatif est présenté dans le Tableau I.1. On distingue au total trois grand aquifères portés par les formations du ***Sainshand inférieur*** *(K2Ss1)*, du ***Sainshand supérieur*** *(K2Ss2),* et du ***Bayanshiree*** (K2Bs). Localement, les formations quaternaires peuvent aussi constituer des aquifères de peu d'importance, mais ces derniers ne seront pas étudiés par la suite.

La formation du ***Baruungoyot*** (*K2Bg*) n'est présente que localement sur les abords du bassin, elle est composée d'argile rouge qui la rend peu perméable. Pour comparaison, elle est plus argileuse que la formation K2Bs largement présente sur le sous-bassin d'Unegt.

Tableau I.1 : Épaisseur et conductivité hydraulique moyenne des différentes unités

(Les valeurs présentées sont des moyennes représentatives de l'ensemble des forages disponibles analysés par les géologues de COGEGOBI, mais ne tiennent pas compte de leur répartition spatiale. Les valeurs qualitatives de conductivité hydraulique ont été estimées à partir des tests de pompages (présentés II.1.3.4) ou en se basant à défaut sur la granulométrie observée. L'abréviation NA signifie Non-Applicable)

Époque	Code formation	Code Aquifère	Épaisseur moyenne (m)		Conductivité	
			Zuun.	Unegt	Zuun.	Unegt
Crétacé Supérieur	K2Bg	NA	<100m	<100m	Faible	Faible
	K2Bs	U_{K2Bs}	60	65	Élevée	Faible
	K2Ss2	U_4	NA	89	NA	Élevée
		U_3	62	70	Élevée	Moyenne
		U_2	63	64	Élevée	Élevée
		U_1	25	33	Élevée	Élevée
		U_0	20	NA	Élevée	NA
	K2Ss1	U_{K2Ss1}[a]	>130	243	Faible	Élevée

[a] : La formation K2Ss1 n'est pas un aquifère sur le sous-bassin de Zuunbayan

I.4.2.1 Sous-bassin d'Unegt (Dulaan Uul/Ooshiin Govi/Umnuut/Dulaan)

Les licences du sous-bassin d'Unegt regroupent trois grands aquifères qui sont portés, de bas en haut, par la formation du Sainshand inférieur (K2Ss1), par celle du Sainshand supérieur (K2Ss2) et du Bayanshiree (K2BS).

- L'aquifère du K2Ss1 est captif et présente, là où il a été reconnu, des conductivités hydrauliques élevées.
- L'aquifère du K2Ss2 est multicouche et regroupe plusieurs unités partiellement connectées les unes aux autres. Ces unités sont au nombre de quatre et sont énumérées $U_{1\text{-}4}$. Elles sont toutes captives sauf localement où la formation du Bayanshiree et les formations argileuses superficielles sont absentes.
- La formation du Bayanshiree K2Bs est principalement argileuse mais porte localement un aquifère dans les faciès les plus sableux.

Cet ensemble repose localement sur des formations du Crétacé Inférieur (Dzuunbayan, Tsagaan Tsav) et du Jurassique (Sharilyn, Khamar Khovor) qui n'ont pas été étudiées. Elles sont supposées imperméables et constituent la base du système aquifère Crétacé Supérieur du sous-bassin d'Unegt.

I.4.2.2 Sous-bassin de Zuunbayan (Zoovch Ovoo/Zuun Ukhaa)

Deux grands ensembles aquifères sont présents sur les licences du sous-bassin de Zuunbayan, l'un est porté par la formation du K2Ss2 et l'autre par la formation du K2Bs.

- Tout comme sur le sous-bassin d'Unegt, l'aquifère du K2Ss2 est multicouche et regroupe plusieurs unités partiellement connectées les unes aux autres. Ces unités, au

nombre de quatre, sont énumérées U_{0-3} et sont toutes captives.

- La formation du K2Bs est une formation ici à dominante sableuse et de bonne conductivité hydraulique, tout comme le K2Ss2. Elle constitue un aquifère tantôt libre tantôt captif en fonction de l'absence ou de la présence d'intercalaires argileux sus-jacents.

Le Sainshand supérieur repose sur une épaisse formation de plus de 150 m présentant quelques niveaux sableux de faible puissance et qui reste dans son ensemble imperméable. Cette formation constitue le substratum argileux du système aquifère Crétacé Supérieur du sous-bassin de Zuunbayan et correspondrait selon les géologues d'AREVA Mines, soit au Sainshand inférieur (K2Ss1), soit au Dzuunbayan (K1Dz).

La Figure I.11 présente les principaux niveaux aquifères séparés par les différents intercalaires argileux sur une coupe O/SO-E/NE. Ces derniers sont localement interrompus et permettent une connexion entre les unités de l'aquifère du K2Ss2. L'épaisseur des différentes couches, qu'elles soient argileuses ou sableuses, augmente en direction de la partie centrale du bassin.

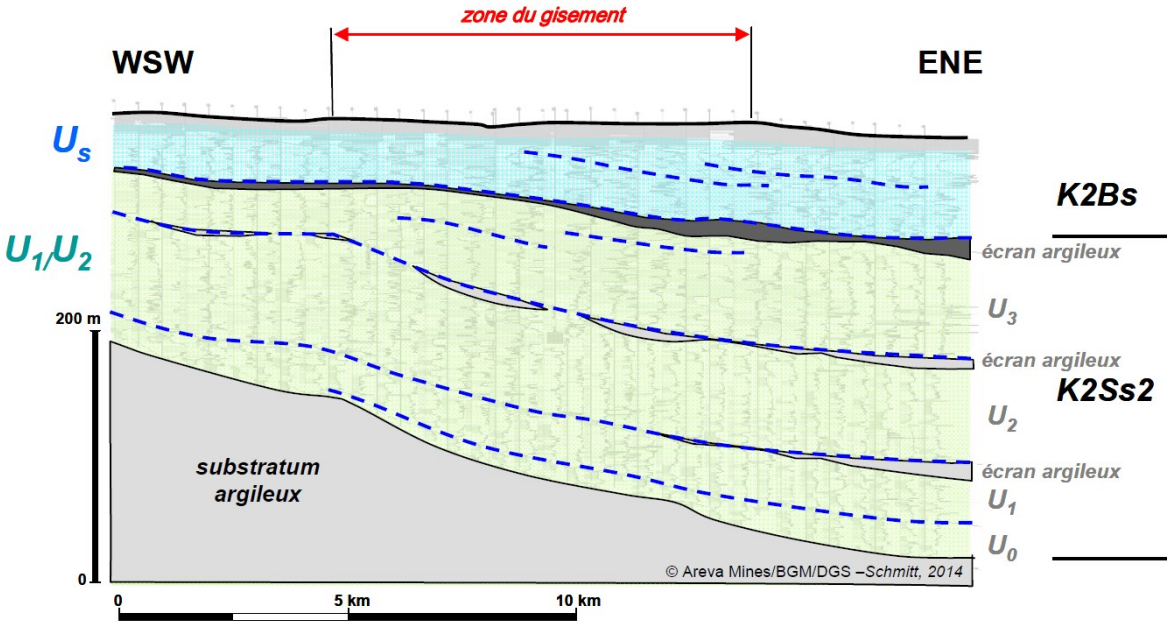

Figure I.11 : Coupe sud-est/nord-ouest montrant l'organisation du système aquifère de Zoovch Ovoo

(D'après Schmitt et Distinguin (2014). À droite : divisions stratigraphiques, d'après la diagraphie des sondages d'exploration en arrière-plan ; pointillés bleus : discontinuités sédimentaires ; en gris clair et gris sombre : principaux écrans argileux. À gauche : unités aquifères ; le substratum K1Dz est considéré comme imperméable ; U_1/U_2 est l'aquifère minéralisé, à salinité élevée ; U_{K2Bs} est l'aquifère superficiel à faible salinité)

I.4.3 Hydrochimie et qualité des eaux

I.4.3.1 La qualité des eaux souterraines en Mongolie

La qualité naturelle des eaux souterraines en Mongolie est généralement médiocre. Dans le nord du pays les eaux sont relativement peu minéralisées, mais d'après une étude menée sur 129 puits de la région d'Ulaan Bataar (Nriagu et al., 2012), les concentrations en uranium (<0,01-57 µg/L) et en plomb (<0,02-32 µg/L) de certains échantillons étaient supérieures aux valeurs recommandés par l'OMS (30 µg/L et 10 µg/L respectivement, WHO (2011)). Des concentrations en uranium élevées ont aussi été notées par Pfeiffer et al. (2014) qui ont également décelé des concentrations en arsenic au-dessus des seuils de l'OMS dans certaines rivières du Nord de la Mongolie.

Dans le sud du pays, les eaux souterraines sont très généralement de mauvaise qualité. Les différentes études présentées Tableau I.2 indiquent que de nombreux éléments tels que l'arsenic, l'uranium, le molybdène, le fer, le plomb, le fluor, le magnésium, et les nitrates et nitrites sont trouvés en concentrations supérieures aux seuils définis par l'OMS et par la norme de potabilité Mongole MNS 900:2005, généralement encore plus stricte. Les eaux des nappes superficielles sont, d'après Nemer et Tuinhof (2010), le plus souvent de meilleure qualité que les nappes profondes qui seraient davantage minéralisées du fait de leur temps de résidence plus élevé. Les résultats de Nriagu et al. (2013) spécifiques à la région du Dornogobi tempèrent cependant cette conclusion puisque les nappes superficielles paraissent plus contaminées vis-à-vis des éléments rares et mineurs. Cette contradiction apparente résulte probablement du fait que les nappes profondes, bien qu'ayant des salinités importantes par rapport aux nappes superficielles, sont d'ordinaire réductrices et que la plupart de ces éléments sont peu solubles sous ces conditions.

Tableau I.2 : Résumé des études sur la qualité des eaux souterraines au sud de la Mongolie

Source	Zone d'étude	N.E.[a]	Commentaires
J.I.C.A. (2003) cité par Nemer et Tuinhof (2010)	Dornogobi, Omnogobi et Dundgobi	1700	▪ Plus de 50% des échantillons ont une **salinité** supérieure à 1 g/L dont 8% sont supérieures à 6 g/L avec quelques échantillons dépassant 15 g/L. ▪ Concentration en **fluorure**, **arsenic** et **magnésium** au-dessus des seuils définis par l'OMS (1,5 mg/L, 10 µg/L et 30 mg/L respectivement) ▪ **Dureté** élevée
Munkbaatar et al. (2008)	Bayankhongor, Uburkhangai et Omnogovi	31	▪ Concentration en **magnésium** supérieure à 30 mg/L (seuil MNS 900:2005) pour 6 échantillons ▪ Concentration en **arsenic** supérieure au seuil de 10 µg/L pour un échantillon ▪ Présence de **nitrates** et de **nitrites** ▪ Goût, odeur et turbidité satisfaisant la norme Mongole MNS 900:200
Nriagu et al. (2013)	Dornogobi	202[b]	▪ 36% des échantillons ont une concentration au-dessus du seuil de l'OMS pour l'**uranium** (30 µg/L) et 20% pour l'**arsenic** (10 µg/L) ▪ Concentrations supérieures au seuil de l'OMS pour le **manganèse** (400 µg/L), le **molybdène** (70 µg/L), le **fer** (300 µg/L), et le **plomb** (10 µg/L)
Ning et al. (2007)	Mongolie intérieure, Chine	14866	▪ Concentration en **arsenic** très souvent supérieure à 10 µg/L ▪ Le degré de contamination est corrélé à la profondeur du puits (pic entre 20 et 40 m), à la proximité avec les massifs montagneux environnants et à la date de construction des puits (pic vers 1980-1990).

[a] : N.E. :Nombre d'Échantillons
[b] : 75 % des échantillons ont été prélevés dans des puits nomades parfois creusés à la main, les autres sont issus d'installations plus modernes appartenant à des industriels ou des communautés urbaines

I.4.3.2 La qualité des eaux sur le bassin de Tsagaan Els

Des analyses chimiques ont été réalisées régulièrement sur chaque ouvrage du réseau piézométrique d'AREVA/COGEGOBI et ont permis d'établir une base de données conséquente sur les concentrations en éléments majeurs et mineurs. Ces données sont complétées par des paramètres physico-chimiques relevés in situ lors de l'échantillonnage tels que le pH, la conductivité, l'alcalinité, le potentiel oxydo-réducteur et la concentration en oxygène dissous. Afin de s'assurer de la qualité des données acquises, l'étape d'échantillonnage est soumise à un protocole strict résumé dans l'annexe 2.

La qualité des eaux du bassin de Tsagaan Els a été étudiée de façon détaillée et n'est pas meilleure que celles des études présentées dans le Tableau I.2. Quel que soit l'aquifère étudié, les eaux sont chlorurées sodiques avec une composante sulfatée accessoire (Figure I.12) et présentent quelques singularités. Des éléments majeurs tels que le chlore, le sulfate, le sodium et le fluor, et d'autres éléments tels que l'arsenic, le bore, le manganèse, l'uranium et le sélénium sont présents en quantités supérieures aux seuils de potabilité mongols. En outre, parmi les paramètres physico-chimiques présentés Figure I.13, la salinité des eaux du bassin est élevée, généralement supérieure à 1 g/L et peut localement atteindre 19 g/L (conductivité spécifique d'environ 32 mS/cm).

Le bassin présente en outre des contrastes d'oxydo-réduction entre la zone amont (oxydée, Eh et concentration en oxygène dissous élevés) et la zone avale (réductrice, Eh faible et concentration en oxygène dissous faible, voire nulle). C'est ce contraste qui conduit à la formation d'un gisement de type roll-front, l'uranium étant plus mobile sous sa forme oxydée (DeVoto, 1976 ; Rubin, 1970 ; Schmitt, 2013).

Les valeurs de pH sont généralement proches de 8 mais peuvent s'échelonner entre 6,2 et 8,7. Les ouvrages présentant des eaux acides sont au nombre de 3 et sont situés sur la bordure est de la licence de Zoovch Ovoo. Les autres ouvrages ont des eaux basiques. La température des eaux varie entre 8°C, pour les eaux de l'unité U_{K2Bs}, jusqu'à 16°C pour les eaux les plus profondes des unités de l'aquifères du K2Ss2. Le gradient géothermique moyen est évalué à environ 1,4°C/100m sur le sous-bassin d'Unegt mais atteindrait localement 2,1°C/100m sur celui de Zuunbayan.

Tout comme les variations piézométriques, la qualité des eaux au regard des différentes concentrations en éléments dissous et des paramètres physico-chimiques est très généralement constante au fil des saisons et sur la période d'observation, seules les différences spatiales sont notables. Les données géochimiques seront exploitées et discutées plus en détails dans les chapitres III et IV.

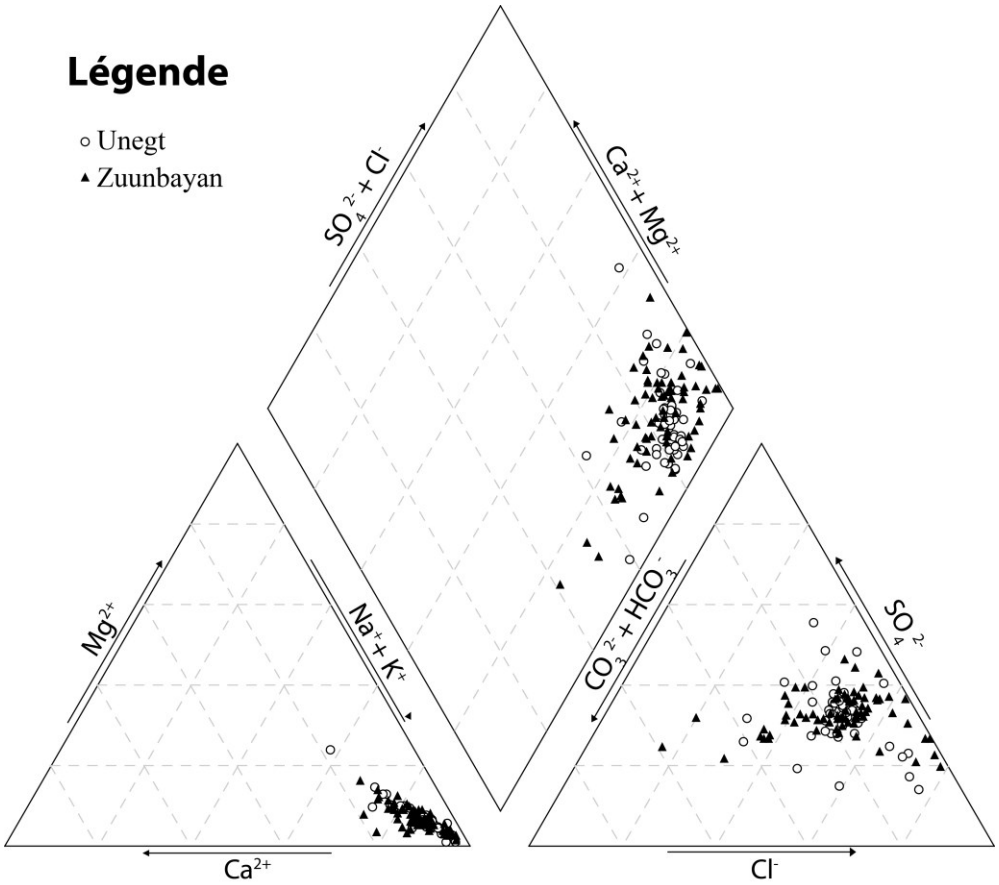

Figure I.12 : Diagramme de Piper

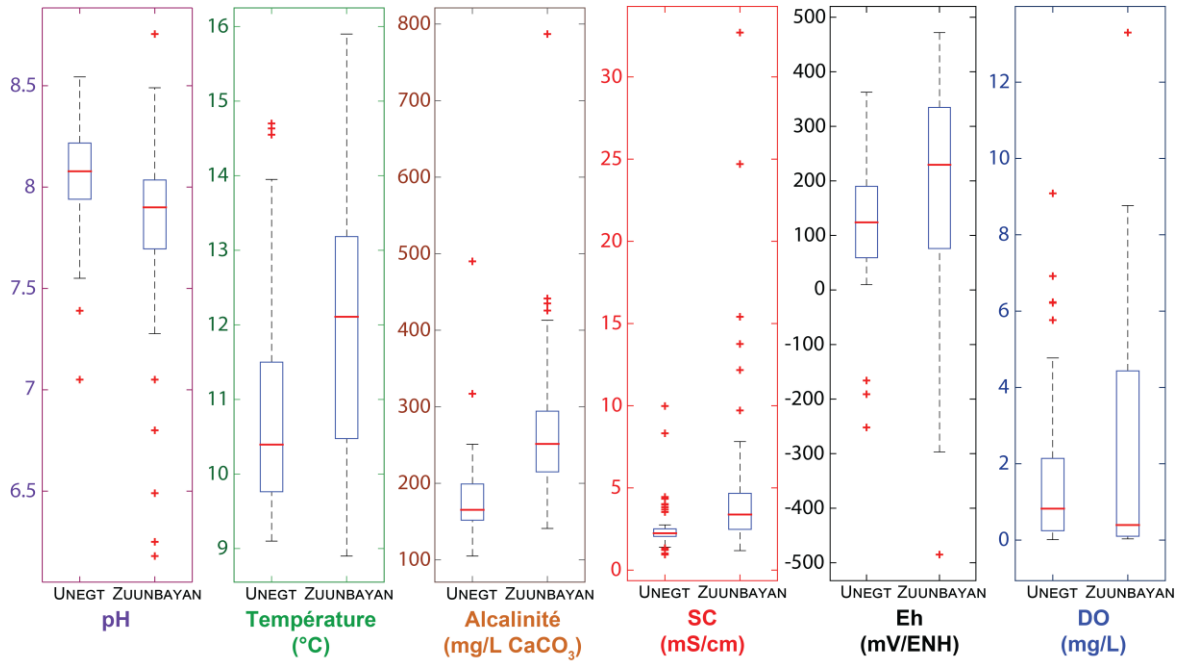

Figure I.13 : Valeurs des paramètres physico-chimiques sur le sous-bassin d'Unegt et de Zuunbayan

(Tous ces paramètres sont mesurés en in-situ lors de l'échantillonnage. Les points représentés par des croix rouge sont en dehors de l'intervalle [$Q_{25\%} - 1{,}5(Q_{75\%} - Q_{25\%})$; $Q_{75\%} + 1{,}5(Q_{75\%} - Q_{25\%})$] avec $Q_{25\%}$ et $Q_{75\%}$ le premier et troisième quartile respectivement. SC représente la conductivité spécifique, Eh le potentiel oxydo-réducteur et DO, la concentration d'oxygène dissous)

Chapitre II

Fonctionnement hydrogéologique

II.1 Conceptualisation 28
II.1.1 Délimitation du bassin hydrogéologique 28
II.1.2 Observations à l'échelle régionale 30
II.1.3 Observations à l'échelle des licences.....45
II.1.4 Conclusion sur le fonctionnement hydrogéologique du bassin 51
II.2 Modélisation régionale 53
II.2.1 Méthode 53
II.2.2 Résultats et discussions.....64
II.2.3 Conclusion 80

L'objectif de ce chapitre est de présenter le fonctionnement hydrogéologique du bassin à l'échelle régionale. Dans un premier temps, le bassin a été délimité afin de définir la zone de notre étude. Dans un second temps, le fonctionnement hydrogéologique a été analysé à l'échelle du bassin entier en déterminant ses principales caractéristiques (sources, exutoires, recharge, évaporation…). L'analyse a ensuite été raffinée en s'appuyant sur les observations faites au niveau des licences. À partir de cette conceptualisation, un modèle numérique d'écoulement régional a été construit pour établir, entre autres, un bilan hydrique à l'échelle régionale et pour étendre nos connaissances sur les niveaux piézométriques.

II.1 Conceptualisation

II.1.1 Délimitation du bassin hydrogéologique

Le bassin de Tsagaan Els est défini dans le cadre de cette étude comme l'ensemble du bassin versant de la dépression de Tsagaan Els. La délimitation de ce bassin est une étape essentielle qui permet de mieux cerner l'origine des eaux superficielles et souterraines observées sur les licences minières, et elle est aussi indispensable avant de débuter un travail de modélisation à l'échelle régionale. Les limites du bassin ont été déterminées en gardant à l'esprit qu'elles seront utilisées par la suite pour délimiter le modèle hydrogéologique, donc de telle sorte que le bassin soit indépendant des bassins adjacents, tant au niveau des écoulements de surface que des écoulements souterrains.

Dans un premier temps, les limites du bassin ont été définies en considérant uniquement la topographie. Ceci permet de délimiter un bassin topographique dont toute l'eau s'écoulerait vers le centre de la dépression de Tsagaan Els si la surface du sol était considérée comme imperméable. Cette délimitation conduit à l'obtention d'un sous-bassin qui n'inclut que le sous-bassin de Zuunbayan et la partie nord-est du sous-bassin d'Unegt. La partie sud-ouest du sous-bassin d'Unegt et le sous-bassin d'Hövsgol (Figure I.7) constitueraient alors un bassin topographique distinct avec une zone basse entre 740 et 760 m d'altitude.

Dans un second temps, la délimitation s'est appuyée sur la géologie et le contexte structural régional :

- Le modèle géologique nous permet d'affirmer que la partition topographique du sous-bassin d'Unegt présentée précédemment n'a pas de sens du point de vue hydrogéologique. En effet, les formations du Crétacé Supérieur sont continues sur l'ensemble de ce sous-bassin.
- La faille Nord-Zuunbayan se comporte comme une barrière étanche pour les eaux souterraines dans la partie centrale du bassin (voir sections II.1.2.3 et II.1.3.2). En supposant que cette caractéristique s'étende sur l'ensemble de son tracé, le sous-bassin d'Unegt peut être considéré comme indépendant et sans connexion avec le sous-bassin d'Hövsgol (zone 1, Figure II.1). Par ailleurs, les eaux de ruissellement du sous-bassin

d'Hövsgol se drainent dans la partie sud de la zone basse à 740 m défini Figure II.1A. Ce sous-bassin est donc indépendant vis-à-vis des eaux superficielles.

- La partie est du sous-bassin de Zuunbayan (zone 2, Figure II.1B) a été délimitée par une remontée du socle imperméable. En direction du nord, ces affleurements de roches pré-Crétacé Supérieur se poursuivent mais disparaissent sous un champ de dunes d'une centaine de kilomètres de long (visible en blanc sur la Figure II.1B) ce qui rend la délimitation plus difficile et incertaine.
- Une partie du nord du bassin d'Unegt a aussi été exclue du bassin hydrogéologique (zone 3, Figure II.1B). Les formations du Crétacé Supérieur de cette zone sont connectées à celle du bassin de Tsagaan Els via un couloir étroit enclavé entre des formations pré-Crétacé Supérieur (zone 3, Figure II.1B). Cette zone semble donc appartenir davantage au bassin de Sainshand, situé au nord du bassin de Tsagaan Els. Par ailleurs, plusieurs zones humides sont présentes dans ce secteur qui paraît ainsi correspondre à un ensemble de petits bassins endoréiques indépendants.
- Une petite partie au sud-ouest du sous-bassin d'Unegt a elle aussi été supprimée (zone 4, Figure II.1B). Cette zone est enclavée par des remontées de socle et ne dispose que d'une connexion étroite avec le reste du sous-bassin. Tout comme pour la zone 3, une zone humide de type playa est présente au centre de ce petit bassin qui serait donc déconnecté du reste du système hydrogéologique de Tsagaan Els

Bien que des connexions très limitées restent néanmoins possibles avec ces zones limitrophes, **on supposera dans la suite de cette étude, l'indépendance du bassin comme totale.**

La délimitation finale du bassin de Tsagaan Els présentée dans la Figure II.1B conduit à une superficie totale de ~16 300 km², dont 9 300 km² environ sont occupés par les formations du Crétacé Supérieur. Cet ensemble se divise en deux parties, le sous-bassin de Zuunbayan et le sous-bassin d'Unegt, dont les dimensions sont données Tableau II.1.

Tableau II.1 : Dimension des deux sous-bassins de Tsagaan Els

Sous-bassin	Zuunbayan	Unegt
Étendu du sous-bassin	140 km du sud-ouest au nord-est avec une largeur moyenne au centre de 35 km	250 km du sud-ouest au nord-est avec une largeur variable allant de 10 à 90 km
Superficie totale (km²)	~4 000	~12 300
Superficie Crétacé Supérieur (km²)	~2 800	~6 500

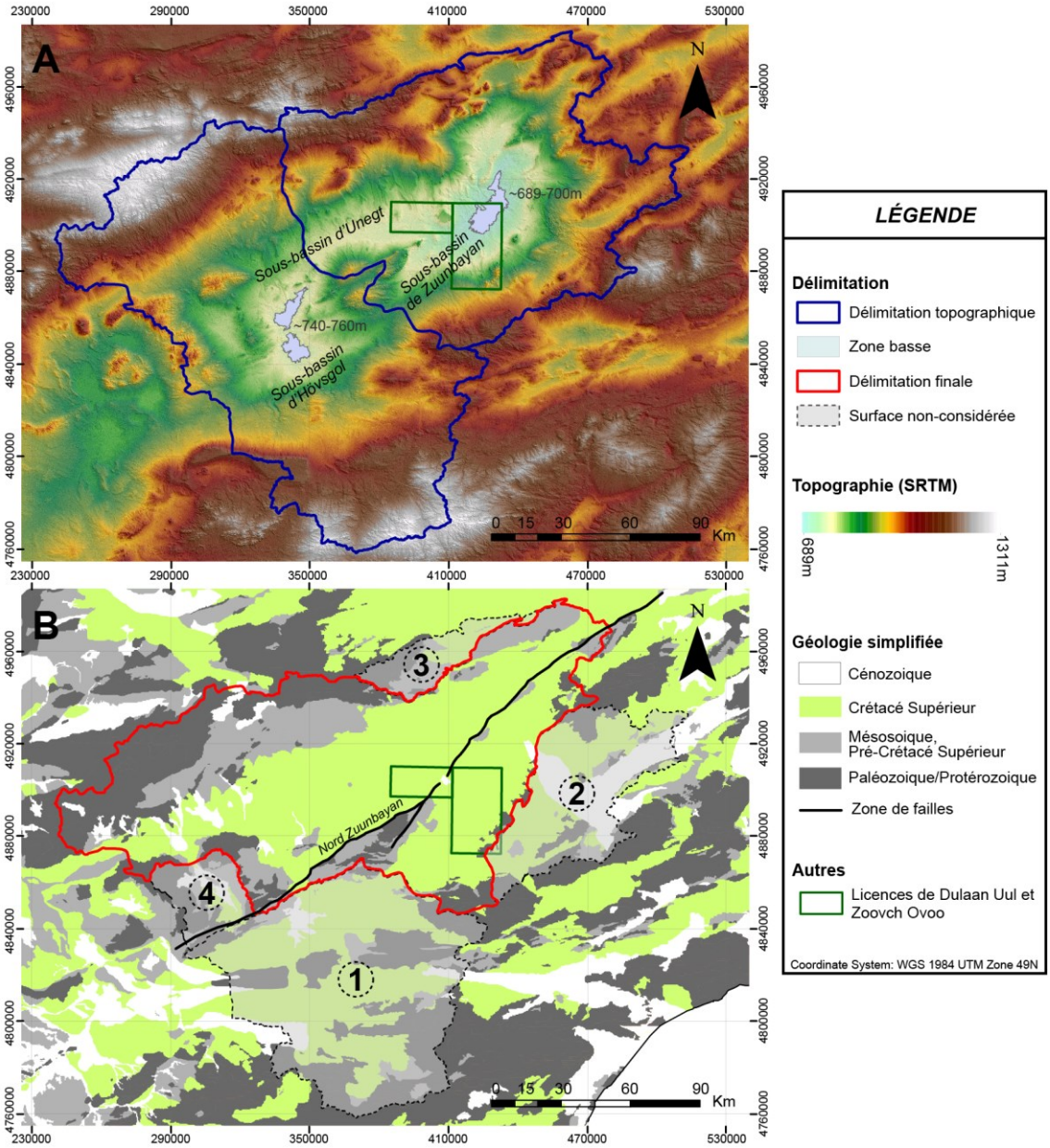

Figure II.1 : Délimitation topographique du bassin de Tsagaan Els en A et délimitation finale en B, prenant en compte la géologie et le contexte structural du bassin.

(Les numéros entourés correspondent aux zones qui n'ont pas été considérées comme faisant partie du bassin de Tsagaan Els, pour plus d'explications se référer au texte)

II.1.2 Observations à l'échelle régionale

Afin de réaliser un modèle numérique régional, une analyse à l'échelle du bassin est nécessaire. Le but de cette section est de présenter les éléments clés qui permettront la réalisation de ce modèle et qui incluent :

- la localisation des différents exutoires,
- la compréhension des transferts entre les sous-bassins,
- l'estimation de l'évaporation et
- la localisation et l'estimation de la recharge.

II.1.2.1 Les exutoires : localisation

L'exutoire d'un bassin est le lieu par lequel les eaux, souterraines et superficielles, s'échappent de ce dernier. Dans un bassin *exoréique*, les eaux sont évacuées vers la mer via l'exutoire principal représenté par l'embouchure d'un fleuve par exemple. Pour le bassin de Tsagaan Els, le contexte climatique et orographique empêche les eaux du bassin de rejoindre la mer, c'est donc un bassin dit *endoréique*. L'évaporation est alors le seul processus permettant aux eaux de quitter le bassin. La plupart des bassins endoréiques présentent une, voire plusieurs zones d'évaporation correspondant à des minimums topographiques locaux ou à un minimum absolu régional. Pour localiser ces zones, il est nécessaire d'étudier l'écoulement des eaux de surface du bassin même si elles ne sont présentes que temporairement sur ce dernier. Le réseau hydrographique du bassin présenté Figure II.2A répertorie les cours d'eau temporaires et les lacs. Ces zones humides sont visibles sur les images satellitaires qui les font ressortir en bleu vert (Figure II.2B). Quatre zones semblent susceptibles de correspondre à un exutoire :

- La dépression de Tsagaan Els (cadre 1, Figure II.2 et Figure A.4 de l'annexe 3), dans le sous-bassin de Zuunbayan, représente un minimum topographique pour l'ensemble du bassin. L'élévation reste proche de 700 m avec toutefois, une partie au nord-est qui descend jusqu'à 695 m. Sa superficie, en considérant la zone en dessous de 700 m d'altitude, est d'environ 180 km². Des lacs temporaires se forment généralement en été à la suite de fortes pluies et peuvent persister plusieurs semaines. Plusieurs oueds qui drainent la partie centrale et sud-ouest du sous-bassin de Zuunbayan, mais aussi une partie du sous-bassin d'Unegt, aboutissent dans cette dépression. Les oueds provenant du sud-ouest du sous-bassin de Zuunbayan semblent disparaître avant d'arriver dans la dépression : les bordures de l'oued ne sont plus visibles sur les images satellites. À l'inverse l'oued provenant de la ville de Zuunbayan est très bien marqué alors que le réseau hydrique associé est mineur.
- La zone humide située au nord de la ville de Zuunbayan (cadre 2, Figure II.2 et Figure A.5 de l'annexe 3) est difficile à délimiter. Sa surface diffère suivant que l'on considère la topographie (~23 km² en se basant sur l'isohypse 760 m) ou l'extension suggérée par les images satellitaires (~45 km²). La zone est alimentée depuis le nord-ouest par un unique oued qui draine environ 650 km² du nord-est du sous-bassin d'Unegt et de Zuunbayan.
- Le talweg du sous-bassin d'Unegt (cadre 3, Figure II.2 et Figure A.6 de l'annexe 3) est une zone recueillant les eaux de pluies de nombreux oueds venant à la fois du nord et du sud et qui engendrent une succession de lacs temporaires. Cette zone humide a une altitude de 790 m à l'ouest puis décroit en direction de l'est vers la source de Baruun Bayan où elle avoisine alors les 760 m.
- La zone humide située au sud-ouest du sous-bassin d'Unegt (cadre 4, Figure II.2 et

Figure A.7 de l'annexe 3), au bord de la faille Nord-Zuunbayan a une élévation allant de 754 à 760 m. Sa superficie, en considérant la zone en dessous de 760 m d'altitude, est d'environ 56 km². Plusieurs oueds, provenant de toutes les directions à l'exception du sud, se jettent dans cette dépression. Ceux provenant du nord-est drainent une majeure partie de la montagne de Dulaan Uul (~450 km²). Ceux provenant de l'ouest et du nord drainent une partie considérable du sous-bassin d'Unegt avec des oueds provenant des montagnes de Saykhandulaan (~5 000 km²). De l'autre côté de la faille se trouve une dépression similaire, qui correspond certainement à l'exutoire principal du sous-bassin d'Hövsgol, non étudié dans cette thèse.

II.1.2.2 Les exutoires : nature et fonctionnement

Les zones humides/lacs temporaires localisés dans des dépressions topographiques locales ou globales sont des zones d'évaporation dont la terminologie varie selon le contexte géographique, hydrogéologique et topographique du bassin. Elles sont en effet connues dans la littérature sous une multitude de synonymes : playa, salar, salina, lac salé, sebkha, chott, kevir, takir, etc. L'usage de ces termes varie d'un continent à un autre et leurs définitions ne sont pas toujours équivalentes ce qui introduit une confusion importante chez le lecteur (Briere, 2000 ; Joly, 2006 ; Rosen, 1994). L'historique et l'usage de ces termes est discutée plus en détails dans Rosen (1994). Une définition rigoureuse du terme playa a été donnée par Briere (2000) restreignant l'usage de ce terme uniquement aux cas où les trois conditions suivantes sont validées :

- La dépression doit être localisée dans un bassin endoréique. Cette condition permet de différencier les sebkhas, situées sur les littoraux, des playas.
- La dépression doit avoir une balance hydrique négative pendant au moins la moitié de l'année et être sèche sur environ 75 % de l'année. Cette condition permet d'assurer une période pendant laquelle le bassin s'assèche. Sachant que les pluies se concentrent en été seulement, cette condition est toujours valide sur le bassin de Tsagaan Els.
- La frange capillaire, à l'interface entre la zone saturée et non-saturée, doit se trouver proche de la surface pour permettre l'évaporation.

Dans cette section on ne parlera donc de playa que si ces trois conditions sont remplies. Dans le doute, le terme plus général de « zone d'évaporation » ou « zone humide » sera employé. Le terme « takir » est l'appellation locale pour désigner un lac temporaire mais il ne sera toutefois pas utilisé dans ce document.

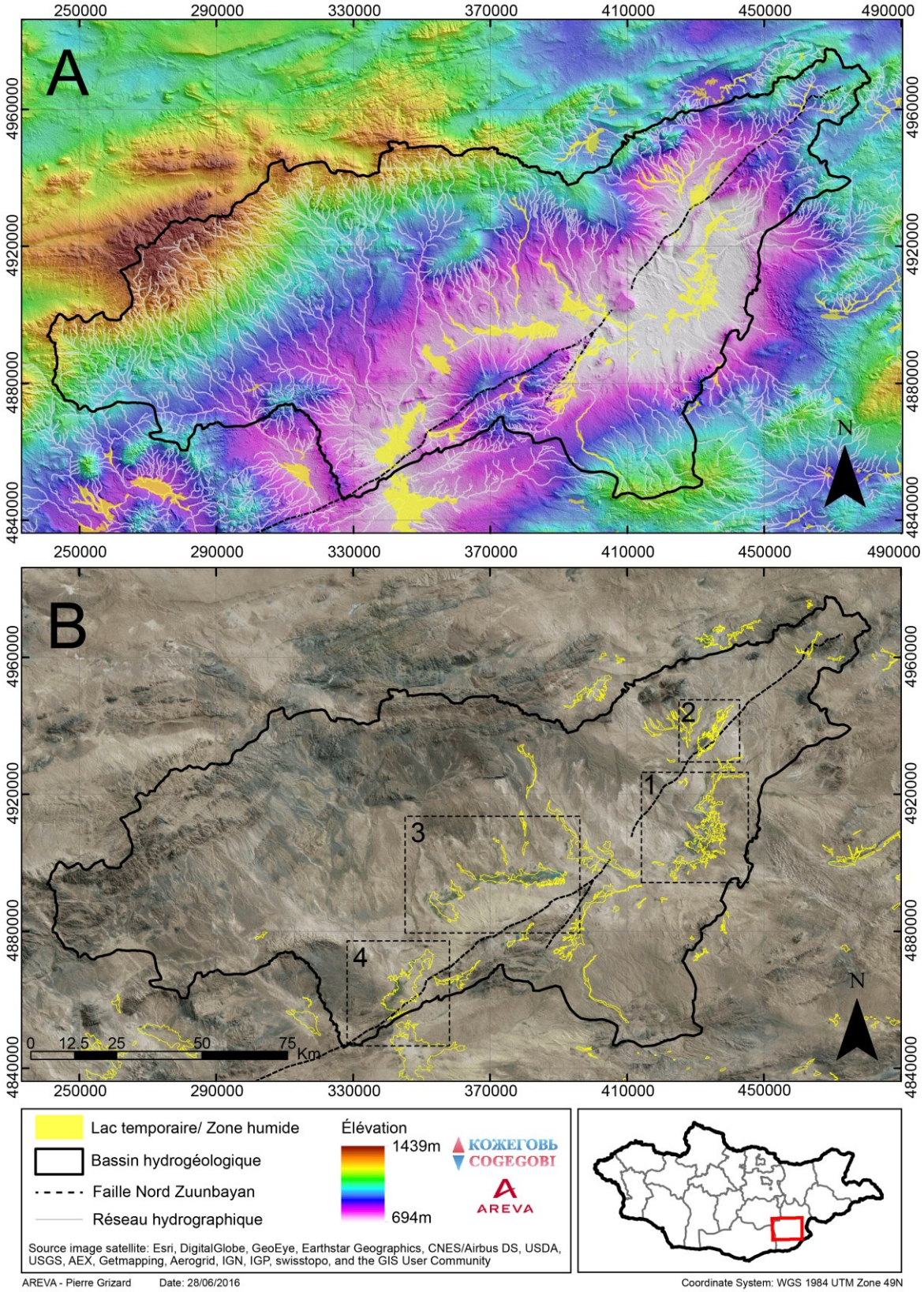

Figure II.2 : Réseaux hydrographiques superposés aux modèles numériques de terrain (A) et images satellitaires (B)

(Les emprises indiquées en B) sont les zones humides faisant l'objet d'une figure à part dans l'annexe 3 et qui sont discutées plus en détails dans cette section.)

L'annexe 4 présente le fonctionnement général et les différentes caractéristiques des playas. Celles-ci ont une géomorphologie particulière où l'hydrogéologie, combinée à la déflation[1], contraint la topographie. En effet, la nappe située sous la surface du sol va s'évaporer. Cette évaporation peut se faire en subsurface notamment si les quantités d'eau en jeu sont faibles. L'humidité présente dans la zone non-saturée va alors maintenir les sédiments en cohésion limitant alors la déflation. En surface, la topographie se cale alors sur le niveau de la nappe phréatique.

En partant de cette conclusion, il est difficilement concevable que la zone humide 3, au centre du sous-bassin d'Unegt, soit une playa active. Le niveau de la nappe actuel ne semble pas coïncider avec la topographie sauf près de la source de Baruun Bayan. Cette configuration, où les écoulements de surfaces sont prépondérants vis-à-vis des apports souterrains (dans notre cas, il est possible que des nappes superficielles locales soit en jeu), est appelé « playas de recharge » (Rosen, 1994) ou encore « playa sèche » (Reynolds et al., 2007). Le terme playa ne devrait pas être employé ici car il ne valide pas la définition donnée par Briere (2000). Ces lacs temporaires n'engendrent pas ou très peu de dépôts d'évaporites (Rosen, 1994 ; Snyder, 1962) et ne sont généralement pas impactés par la déflation (Reynolds et al., 2007). Concernant la zone humide 2, près de la ville de Zuunbayan, la pente observée est de l'ordre de 3 ‰, un ordre de grandeur supérieur au gradient hydraulique observé sur les licences. Cette zone est donc difficilement qualifiable de playa au vu de sa topographie. Néanmoins, l'altitude de la zone (<760 m) suggère la présence d'un exutoire dans les environs où plusieurs sources ont d'ailleurs été localisées. Elles feront l'objet d'une discussion plus détaillée dans la section suivante.

Compte tenu de la planéité et de l'altitude des zones humides 1 et 4, ces dernières sont vraisemblablement des playas actives. La zone 4 correspondrait alors à un exutoire du sous-bassin d'Unegt et la zone 1, à l'exutoire du sous-bassin de Zuunbayan. La zone 1 étant la plus basse du bassin de Tsagaan Els, elle peut être qualifiée, selon Rosen (1994), de playa « terminale ».

II.1.2.3 Transferts inter-sous-bassins

Le bassin de Tsagaan Els est traversé par la faille Nord-Zuunbayan qui délimite les sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan. Le caractère imperméable ou non de cette faille ne peut être déterminé avec exactitude sans observer l'hydrogéologie des deux sous-bassins. Néanmoins, il n'est pas possible de considérer ces deux sous-bassins comme indépendants pour deux raisons.

1) Si le sous-bassin de Zuunbayan dispose d'une playa suffisamment grande pour servir

[1] Processus d'érosion éolienne qui affecte les sédiments de surfaces (synonyme de vannage éolien) (Foucault et Raoult, 2010)

d'exutoire principal, ce n'est pas le cas du sous-bassin d'Unegt. En effet, la playa d'Unegt (zone 4, Figure II.2B) ne peut évaporer l'ensemble des eaux de ce sous-bassin qui est environ trois fois plus grand que le sous-bassin de Zuunbayan. Il est donc fortement probable, en se basant sur la taille de ces playas, qu'une partie des eaux du sous-bassin d'Unegt soit transférée vers le sous-bassin de Zuunbayan.

2) En examinant les images satellitaires le long du tracé de la faille Nord-Zuunbayan, plusieurs sources ont été trouvées : celle de Baruun Bayan, de Dund Bayan et celles de Zuunbayan (des informations complémentaires sur ces sources sont données en annexe 3). Elles apparaissent systématiquement dans des zones où l'altitude est inférieure à 760 m ce qui pourrait coïncider avec le niveau piézométrique du sous-bassin. Des écoulements de surface sont visibles sur les images aériennes au niveau de ces sources et indiquent un transfert de surface du sous-bassin d'Unegt vers le sous-bassin de Zuunbayan. Le débit de ces sources n'a pas été mesuré pour diverses raisons techniques (voir annexe 3). Qualitativement, il est nul en période de gel et très faible vers la fin de l'été. La période de plus grand débit semble avoir lieu aux alentours d'Avril lors de la transition vers la période hors-gel. Les sources de Zuunbayan sont situées près de la ville de Zuunbayan et s'étendent le long de la faille. Les eaux de ces sources ne peuvent se jeter directement dans le sous-bassin de Zuunbayan sans passer par la formation Dzuunbayan. Cette formation étant très imperméable, l'eau à davantage tendance à ruisseler en surface qu'à s'infiltrer. Les images satellites montrent d'ailleurs un oued d'environ 50 m de large partant de ces sources et se poursuivant sur une dizaine de kilomètres jusque dans la dépression de Tsagaan Els. Une route bitumée longeant ce dernier a récemment été construite et les travaux entrepris pour protéger cet ouvrage d'éventuelles crues des affluents confirment le fonctionnement actuel de ces torrents éphémères. Il est donc possible qu'une connexion en surface s'établisse entre les deux sous-bassins lors de forte pluie.

La taille des playas respectives ainsi que les diverses sources observés le long de la faille Nord-Zuunbayan permettent de conclure que les deux sous-bassins sont connectés entre eux. Plus précisément, d'après la direction des écoulements de surface au niveau des sources, un transfert d'eau se fait du sous-bassin d'Unegt vers celui de Zuunbayan. En revanche, il n'est pas possible d'affirmer le caractère imperméable de la faille. Les différentes sources observées le long de cette dernière pourraient provenir soit de la remontée de nappes souterraines profondes via un écoulement préférentiel le long de cette faille (cas d'une faille perméable) soit d'une remontée forcée des eaux souterraines d'Unegt face à cette barrière hydraulique (cas d'une faille imperméable). Des informations sur l'hydrogéologie à l'échelle des licences (section II.1.3) permettront d'apporter des éléments de réponse.

II.1.2.4 Évapotranspiration

Que ce soit au niveau des exutoires ou au niveau des transferts superficiels inter-sous-bassins, l'eau va s'évaporer. Comprendre ce processus est donc une étape essentielle pour la modélisation mais aussi pour déterminer l'origine de la salinité discutée par la suite dans le chapitre IV.

Par définition, l'évapotranspiration est la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère, à la fois par évaporation au niveau du sol et par transpiration des plantes. Cette dernière composante peut être négligée sur le bassin par rapport à l'évaporation au vu de la pauvreté du couvert végétal (Figure I.2). L'évaporation a lieu dans les zones humides comme en témoignent les dépôts de sels ainsi que les fentes de dessiccation omniprésentes (Figure II.3). Mesurer les pertes par évaporation est une tâche difficile (Shanafield et al., 2015) et encore plus à l'échelle d'un bassin de plusieurs milliers de km². Aucune étude spécifique n'a été engagée sur la zone d'étude pour estimer l'évaporation potentielle ni l'évaporation réelle. Ces paramètres ont donc été évalués par des méthodes simples indirectes et des études bibliographiques.

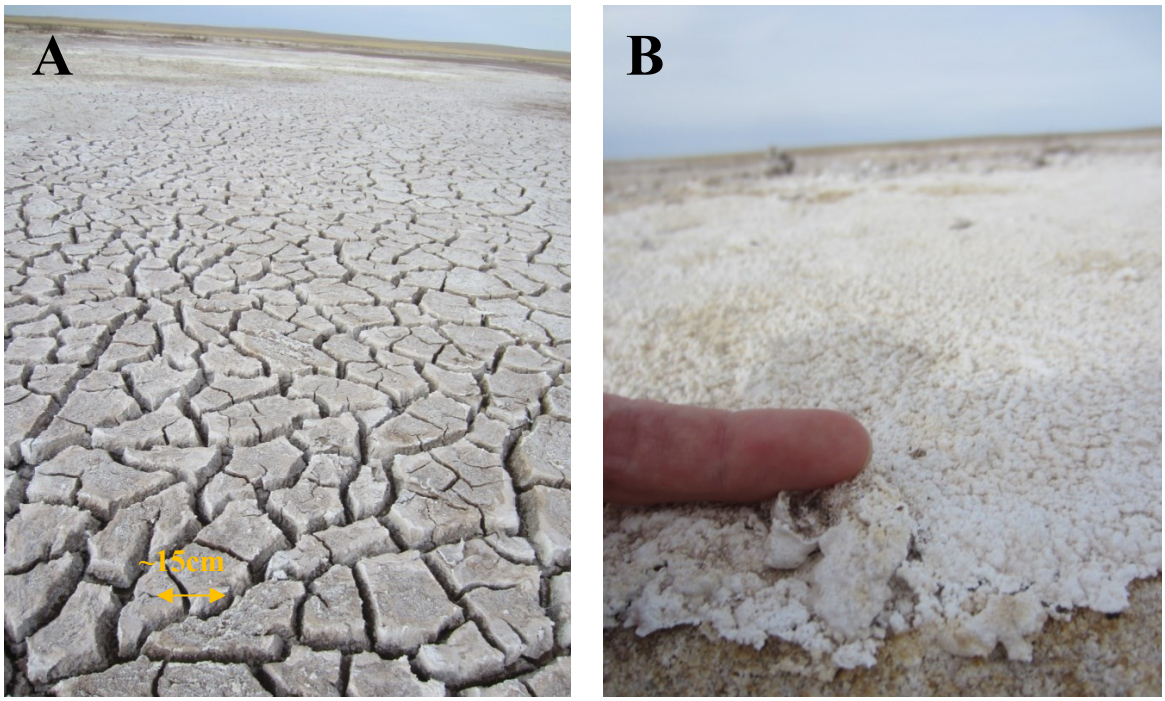

Figure II.3 : Traces d'évaporation près de la source de Baruun Bayan : en A) fentes de dessiccation et en B) dépôt de sels.

Tout d'abord, nous allons nous concentrer sur l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui se définit par la quantité d'eau qui s'échapperait par évaporation/transpiration dans le cas hypothétique où l'eau serait toujours présente. Ce paramètre dépend des conditions climatiques et de la végétation présente et de nombreux modèles permettent d'estimer l'évapotranspiration potentielle à partir de paramètres facilement mesurables (ex: Allen et al.,

1998 ; Hamon, 1963 ; Penman, 1948). Ces derniers négligent l'influence de la végétation ce qui n'est pas gênant dans le cas du bassin de Tsagaan els. En utilisant la formule de Hamon (1963) qui se base sur les températures moyennes et la durée d'ensoleillement, l'évaporation annuelle moyenne est estimée à environ 700 mm/an sur la période 2008-2012. D'après un rapport du gouvernement mongol (Ministry of Environment, 2009), les valeurs de l'évaporation sont estimées entre 800 et 1 000 mm/an dans le désert de Gobi. Plus récemment, une étude basée sur les données de la station météorologique de Sainshand entre 1980 et 2006 a estimé ce paramètre à environ 1 100 mm/an avec une tendance croissante sur cette période (Yu et al., 2016). Les taux d'évaporation relevés dans les lacs de Dali (Xiao et al., 2008) et d'Ulaan (Lee et al., 2013), proches de notre zone d'étude (Figure I.2), s'élèvent à 1 287 et 1 500 mm/an respectivement. Ces valeurs restent cependant faibles comparées aux études effectuées sur des bacs d'évaporation de classe A placés dans le désert de Tengger et de Badain Jaran, en Mongolie Intérieure, où l'ETP varie entre 2 400 et 2 800 mm/an (Gates et al., 2008 ; Liu et al., 2009 ; Wang et al., 2004). Ces dernières valeurs sont supérieures aux résultats précédents pour deux raisons. Elles ont d'abord été obtenues dans des déserts réputés plus arides que notre zone d'étude et ensuite les taux d'évaporation obtenus avec des bacs d'évaporation sont toujours supérieurs à la réalité (Alazard et al., 2015 ; Lowe et al., 2009). Les coefficients d'ajustement, qui permettent de prendre en compte cette différence entre l'ETP et l'évaporation en bacs, peuvent être inférieurs à 0,6 en milieu aride (World Meteorological Organization, 1994). Avec un tel coefficient, l'évaporation potentielle ne varierait alors qu'entre 1 400 et 1 700 mm/an. La station météorologique placée sur le camp de Zoovch Ovoo permet de mesurer l'ETP via un capteur mesurant le rayonnement solaire. Les taux annuels mesurés entre 2014 et 2016 sont d'environ 2 000 ± 100 mm/an. Cette valeur est pour l'instant la plus fiable à notre disposition.

Par définition, l'évapotranspiration réelle (ETR) est toujours inférieure ou égale à l'évapotranspiration potentielle (ETP) car la présence d'eau est un facteur limitant. Outre cette limite et indépendamment des conditions climatiques, les autres facteurs qui peuvent aussi avoir une influence sur l'évapotranspiration réelle sont notamment la salinité des eaux, la nature des sols et la profondeur de la nappe (Houston, 2006).

Influence de la salinité et de la nature des sols

Une étude basée dans le désert hyper-aride d'Atacama (Houston, 2006) a montré que l'évaporation est plus intense dans les sols argileux (~33% de l'ETP) que dans les sols carbonatés (~10%), sulfatés (~7%) et chlorurés (~2%) respectivement. Shah et al. (2007) ont simulé plusieurs profils verticaux d'évaporation pour des sols et des couverts végétaux différents. Il a ainsi été montré que la nature des sols avait une influence considérable sur l'évaporation. A l'inverse, Coudrain-Ribstein et al. (1998) avaient conclu, à partir de mesures de conductivité hydraulique en zone non-saturée et de profils isotopiques, que l'évaporation était indépendante de la nature du sol près de la surface. Ceci n'est pas en désaccord avec les

études précédentes, puisque les modélisations de Shah et al. (2007) introduisent dans le profil vertical d'évaporation une zone dite de transition allant de 16 à 158 cm (voir paramètre *d'* dans l'équation 1) où l'ETR est invariante et égale à l'ETP quel que soit le type de sols. Cette zone de transition avait aussi été notée par Philip (1957) et Ripple et al. (1970). La nature des sols est donc une considération importante pour l'estimation de l'évaporation. Dans les playas, l'ETR est généralement faible par rapport à l'ETP (Allison et Barnes, 1985 ; Jacobson et Jankowski, 1989 ; Malek et al., 1990 ; Tyler et al., 1997) voir même nulle occasionnellement (Kampf et al., 2005). Les raisons sont multiples et exposées plus en détails en annexe 4.2. Le type de sel présent en solution va aussi influer sur le taux d'évaporation réel (Langbein, 1961). Si dans le cas des playas, la salinité tend à réduire l'évaporation, Li et Wang (2014) ont conclu dans leur étude dans le nord de la Chine que la présence de sels dans les sols sableux pouvait au contraire la favoriser.

La dépression de Tsagaan Els est la plupart du temps asséchée et aucune croûte de sel épaisse n'est visible en surface, seulement des efflorescences mélangées aux sédiments. L'ETR n'est donc pas limitée par une couche d'évaporite. Quant à la salinité de l'eau, les lacs superficiels étant majoritairement constitués d'eau de pluie, cette influence reste négligeable. La salinité des nappes (maximum observé ~20 g/L) reste aussi très inférieure aux ordres de grandeur présentés dans les études précédemment citées. L'influence de la salinité de l'eau sur l'ET, en surface ou subsurface, peut donc être raisonnablement négligée sur le bassin de Tsagaan Els. Les quelques études présentées dans cette section montrent que la nature des sols joue bien un rôle sur l'ETR mais cette influence reste difficilement quantifiable sans étude spécifique sur le terrain. Néanmoins la section suivante aborde la relation existant entre l'ETR et la profondeur de la nappe, un aspect qui semble être directement lié à la nature des sols.

Évaporation et profondeur de la nappe

Il est important de pouvoir estimer la profondeur jusqu'à laquelle l'évaporation peut avoir lieu car c'est un paramètre directement pris en compte dans la modélisation hydrogéologique du bassin. Entre le Koweït et les pays du Golfe, la nappe phréatique dans les playas reste environ 0,5 à 1 m en dessous de la cote de surface indiquant que l'évaporation pourrait avoir un effet jusqu'à cette profondeur (Pike, 1970). Dans le désert hyper-aride du Sahara, l'évaporation a lieu jusqu'à une profondeur de 2 m (Fontes et al., 1986). Dans un bassin aride en Australie Centrale (Harrington et al., 2002), plusieurs profils verticaux d'isotopes stables de l'eau dans la zone non-saturée ont été relevés. La limite de la zone d'évaporation était localisée entre 2 et 4 m de profondeur. Dans cette zone, les eaux interstitielles s'enrichissent en isotopes lourds progressivement en direction de la surface. De la même manière, dans la région du Xinjiang dans l'ouest de la Chine, sous un climat hyper-aride (ETP=1 400 mm/an et P=20 mm/an), Brunner (2005) a étudié l'évaporation en fonction de la profondeur de la nappe à partir de profils d'isotope stable de l'eau. Ces résultats mettent clairement en évidence la décroissance en fonction de la profondeur du taux d'évaporation qui

devient négligeable vers 2,66 m. Dans le désert d'Atacama (Houston, 2006), le taux d'évaporation décroit exponentiellement jusqu'à devenir négligeable lorsque la nappe descend en dessous de 2 m de profondeur (évaporation inférieure à 1/100ième de ce qu'elle est en surface). La décroissance du taux d'évaporation en fonction de la profondeur semble être mieux représentée par une fonction exponentielle que par une fonction linéaire (Ripple et al., 1970 ; Shah et al., 2007 ; Thorburn et al., 1992). Cette théorie s'appuie principalement sur la conductivité hydraulique en milieux non-saturés (Thorburn et al., 1992). Shah et al. (2007) présentent une équation simple pour représenter le profil vertical d'évaporation :

$$ET = \begin{cases} ETP & si\ d \leq d' \\ ETP \cdot \left(y_0 + e^{-b\cdot(d-d')}\right) & si\ d > d' \end{cases} \qquad \textbf{\textit{Équation 1}}$$

ET Evapotranspiration subsurface
ETP Evapotranspiration potentielle
y_0 Facteur de correction
b Coefficient d'atténuation
d Profondeur de la nappe
d' Profondeur jusqu'à laquelle l'évaporation n'est pas atténuée

Quelques profils d'évaporation s'appuyant sur l'équation 1 sont présentés Figure II.4. Le sol de la zone d'évaporation de notre bassin est plutôt sableux avec une composante argileuse non-négligeable puisque des fentes de dessiccation sont présentes. La présence de végétation est négligeable. Dans ces conditions, la profondeur maximale serait alors proche de 2 m, pour un seuil au-delà duquel l'évaporation devient inférieure à 0,5 % de l'ETP ou de 1 m, pour un seuil de 10 %. Cette profondeur peut cependant s'étendre jusqu'à plus de 6 m en présence d'argile pur uniquement.

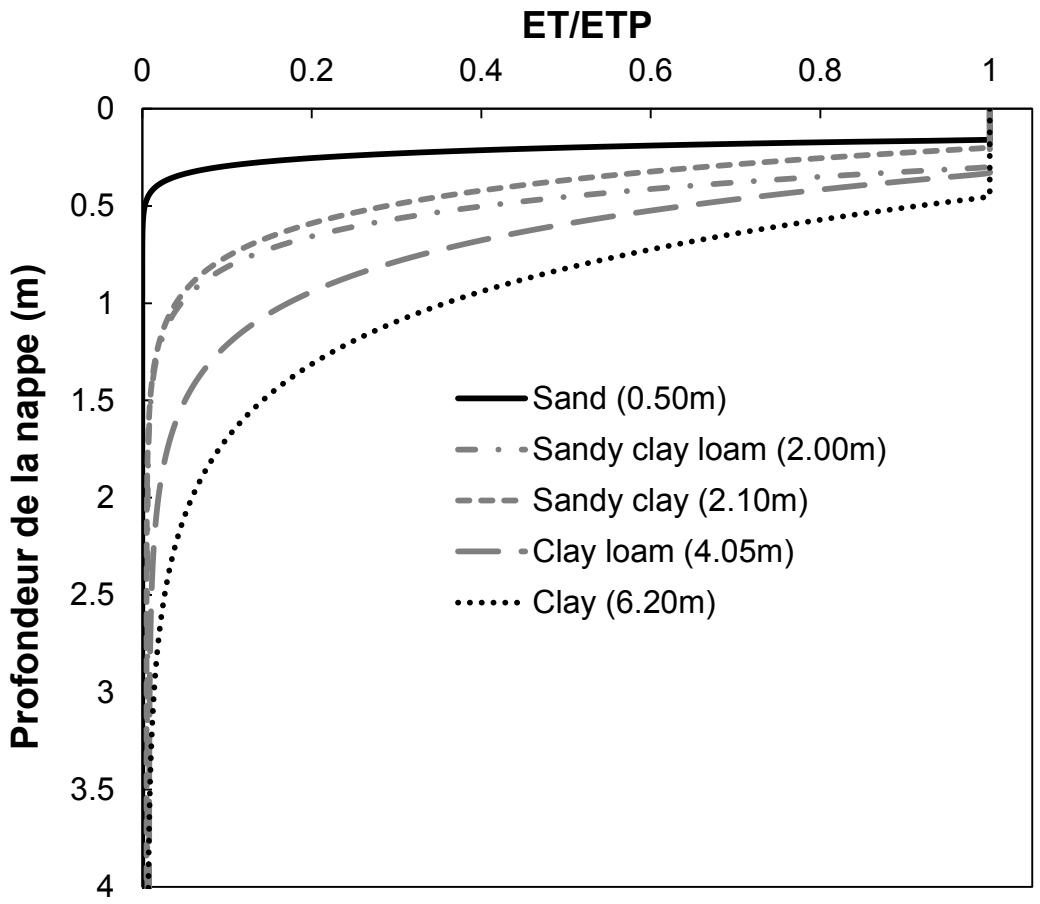

Figure II.4 : Profils d'évaporation pour un couvert végétal absent et différents types de sols

(Profils tirés de l'équation 1 (Shah et al., 2007). Les valeurs entre parenthèse représente la profondeur maximale après laquelle le ratio ET/ETP devient inférieur à 0,5 %)

II.1.2.5 Recharge

La recharge d'un bassin désigne les apports d'eaux introduits dans ce dernier. Cela inclut les infiltrations d'eaux météoriques, d'eaux de surface, ou bien les apports issus des bassins voisins, qui sont toutefois supposés nuls d'après la délimitation effectuée. La recharge est donc un paramètre d'entrée clé dans la modélisation des écoulements du bassin, paramètre qui doit être estimé spatialement et temporellement. Elle dépend de nombreux facteurs (topographie, nature des sols, intensité de la pluie, etc.) et peut être estimée à partir de méthodes physiques, chimiques, isotopiques et numériques (Gee et Hillel, 1988 ; Kinzelbach et al., 2002). Ces dernières peuvent s'appuyer sur:

- *Un bilan hydrique :* Cette technique consiste à estimer quantitativement les différents processus du cycle de l'eau (précipitation, évapotranspiration et stockage) pour en déduire la quantité d'eau parvenant à s'infiltrer dans la nappe. Bien que cette méthode soit généralement la plus commune, elle n'est pas adaptée au milieu aride où une erreur de quelques pourcents sur l'estimation des paramètres d'entrée peut conduire à un résultat différent d'un ordre de grandeur sur l'évaporation (Gee et Hillel, 1988 ; Lloyd,

1986).

- *Un hydrographe :* Il est possible à partir d'un hydrographe de séparer le débit de base d'une rivière, c'est-à-dire la contribution des nappes à l'apport d'eau dans la rivière. Cette méthode est intégrative mais ne peut s'appliquer que dans des zones humides où des rivières existent.
- *L'élévation de la nappe :* Lorsque le niveau de la nappe s'élève, il est possible de quantifier le volume d'eau arrivant connaissant le coefficient d'emmagasinement et en prenant en compte la pression atmosphérique. Cette méthode est simple à appliquer mais n'est pas précise dans la mesure où le coefficient de stockage n'est généralement connu que localement. Par ailleurs, l'application d'une telle méthode nécessite des chroniques denses (journalières). Dans le bassin de Tsagaan Els, de telles chroniques ne sont pas disponibles et les fluctuations de la nappe, observées annuellement, sont faibles, de l'ordre de quelques dizaines de centimètres maximum. L'application de cette méthode n'est donc pas possible pour cette étude.
- *Un lysimètre :* Cette méthode, une des plus fiables qui existent, consiste à installer un mécanisme sous terre pour récupérer l'eau en cours d'infiltration. Cet équipement doit cependant être installé sur les différents types de sols du basin où les taux d'infiltration peuvent différer significativement. De plus, en milieu aride, les recharges sont sporadiques et il est donc nécessaire de les installer sur plusieurs années pour obtenir un taux de recharge moyen correct.
- *Des traceurs :* Plusieurs traceurs peuvent être utilisés. Des traceurs colorimétriques peuvent être délibérément introduits pour suivre leur évolution. Les isotopes stables de l'eau ^{18}O et ^{2}H, sont des traceurs naturels qui permettent d'estimer des taux de recharge faibles dans les zones arides (Clark et Fritz, 1997). Le tritium est un traceur radioactif naturel qui peut aussi être employé pour dater les eaux modernes. Dans certains systèmes, il peut donc s'avérer utile pour quantifier la recharge. Le chlore est un élément conservatif naturellement présent dans l'eau de pluie. En étudiant les profils de concentration en chlore dans la zone non-saturée, il est alors possible d'estimer le taux de recharge connaissant la précipitation annuelle moyenne ainsi que la concentration moyenne de chlore de l'eau de pluie. Cette dernière valeur reste difficile à estimer du fait de sa grande variabilité spatiale et temporelle. De plus cette méthode ne fonctionne que si la totalité du chlore est d'origine météorique. La présence de dépôts de halite rend cette technique inexploitable. En milieu aride et semi-aride, elle reste néanmoins couramment employée (Scanlon et al., 2006).
- *La méthode de Darcy :* En estimant le gradient hydraulique vertical et la conductivité hydraulique, l'équation de Richards permet de déduire le flux d'eau en milieu insaturé. La précision de cette méthode se heurte à la connaissance précise de la conductivité hydraulique du terrain (dépendante elle-même de la saturation, généralement inconnue) qui est définie à plusieurs ordres de grandeur près en fonction de la saturation.

- *Un modèle numérique :* La création d'un modèle numérique d'écoulement est une approche intégrative dans laquelle la détermination du taux de recharge s'effectue lors du calibrage du modèle. La solution est néanmoins rarement unique et plusieurs combinaisons de paramètres présentant des taux de recharge différents seront certainement possibles. La précision des résultats dépendra de l'abondance et de la précision des informations utilisées (Sanford, 1997).

Ces techniques ne sont pas toutes applicables au bassin de Tsagaan Els. Les méthodes de traceur utilisant le chlore, le tritium et les isotopes stables de l'eau sont les plus utilisés en milieu aride mais restent, comme la plupart des autres méthodes, de portées locales et incertaines (Kinzelbach et al., 2002). L'établissement d'un modèle numérique permettra donc d'obtenir une estimation plus fiable de ce paramètre à l'échelle du bassin. Il est toutefois nécessaire de comprendre où la recharge a lieu et dans quelle gamme de valeurs elle peut varier. Faute d'études spécifiques disponibles ou réalisables, comme pour l'évaporation, la question de la recharge a été approchée via une étude bibliographique sur des bassins similaires.

Peu d'études ont été menées dans le désert de Gobi en Mongolie pour estimer ce paramètre. Le bilan hydrique de la couche supérieure du sol a été étudié en 2000-2001 sur quatre sites situés entre 100 et 200 km au Sud de la capitale (Mandalgobi, Delgertsogt, Deren et Bayantsagaan) (Yamanaka et al., 2007). Les infiltrations étaient quasiment nulles au-delà de 20 cm de profondeur avec des précipitations annuelles de 100 ± 6 mm/an. De l'autre côté de la frontière davantage d'études ont été conduites. Dans le désert de Badain Jaran en Mongolie Intérieure, à 800 km au sud-ouest de notre zone d'étude, la recharge a généralement lieu lors de chutes de pluie importantes (Gates et al., 2008 ; Ma et al., 2009). Les estimations obtenues à partir de profils de concentration en chlore dans la zone insaturée varient entre 0,81 et 3,6 mm/an (soit 1-4 % de la précipitation) pour des précipitations entre 80 et 90 mm/an (Gates et al., 2008 ; Jin et al., 2015 ; Ma et al., 2008). Même si le climat de cette région est très similaire à celui de notre zone d'étude, la géologie est différente puisque ces mesures ont été effectuées sur des dunes de sables certainement plus perméables que la plupart des sols de notre zone d'étude. À 200 km au sud-est du désert de Badain Jaran, se trouve le désert semi-aride de Tengger où les taux ont été estimés entre 0,9 et 2,5 mm/an (Ma et al., 2009). Des lysimètres ont aussi été installés cinq années consécutives pour comparer le taux de recharge d'un sol nu avec celui d'un sol recouvert d'arbustes xérophytes (Wang et al., 2004). Les équipements étaient ensevelis sous une couche de 2 m de sable provenant des dunes locales. Les plantes ont absorbé le peu d'eau s'infiltrant conduisant à une recharge nulle alors que le sol nu a quant à lui eu, en moyenne, un taux de recharge de 47,7 mm/an soulignant l'importance du couvert végétal. Près de Luanjing, au sud-ouest de la Mongolie Intérieure, dans une zone toujours aride, des taux de recharge inférieurs à 1 mm/an ont été estimés à partir de profils de concentration en chlore dans la zone insaturée (Wang et al., 2004).

Par comparaison avec d'autres déserts, des taux de recharges similaires entre 0,3 et 2 mm/an ont été trouvés dans le bassin de la rivière Murray en Australie, bien que le climat soit beaucoup plus humide (précipitation entre ~400 et 2 000 mm/an) que dans les cas précédents (Cartwright et al., 2012 ; Cartwright et al., 2006). D'après le modèle réalisé par Maxey et Eakin (1949) pour l'état du Nevada aux États-Unis, les taux de recharge était nuls pour des précipitations annuelles inférieures à 200 mm/an. Ce modèle a ensuite été modifié par Epstein (2004) qui a obtenu une recharge annuelle de 1,9 % de la précipitation lorsque cette dernière était de moins de 250 mm/an, soit une recharge entre 0 et 4,75 mm/an. Gonçalvès et al. (2013) ont obtenu des taux de recharge entre 0,5 et 2,3 mm/an en établissant un modèle hydrique régional sur une partie du nord-ouest du désert du Sahara caractérisé par un climat semi-aride et une hauteur de précipitation moyenne de 88 mm/an. En Arabie Saoudite, dans une zone où la pluviométrie annuelle se situe entre 25 et 75 mm/an, des recharges inférieures à 3 mm/an ont été déterminées en se basant sur des profils de concentration de chlore dans la zone insaturée (Bazuhair et Wood, 1996). Une revue documentaire bien plus complète a été effectuée par Scanlon et al. (2006) dans les régions arides et semi-arides. **Sur plus de 140 études, le taux de recharge moyen estimé sur des zones de plus de 40 km² était compris entre 0,2 et 35 mm/an correspondant à 0,1 % à 5 % des précipitations annuelles.**

Les taux de recharge présentés précédemment sont obtenus lorsque la couche géologique superficielle est perméable. Dans le cas contraire, l'eau va ruisseler et/ou s'évaporer avant d'arriver dans une zone basse où une infiltration vers les aquifères superficiels est possible. Cette recharge peut se faire aux abords des montagnes et est qualifiée alors de « recharge de piedmont ». Elle peut représenter une composante non-négligeable de la recharge totale (Wilson et Guan, 2004). Dans une zone test située entre l'Utah et le Nevada, cette recharge de piedmont a été estimée entre 2,1 et 5,7 % des précipitations annuelles (149 mm/an sur la période 2005-2010) en prenant en compte la surface drainante des versants associés (Carling et al., 2012). Le niveau de la nappe augmentait lors d'événements pluvieux d'à peine 2 mm indiquant que les recharges de la nappe ne sont pas restreintes aux événements pluvieux importants uniquement.

Dans une zone semi-aride/aride comme le bassin de Tsagaan Els, les études précédentes montrent que la recharge doit certainement avoir lieu lors d'épisodes pluvieux importants et que la moyenne annuelle doit être comprise entre 0,1 % et 5 % des précipitations soit entre <1 et 6 mm/an. Ce paramètre dépend du type de sol mais aussi de la présence de végétation. Des recharges de piedmont peuvent exister localement sur le bassin de Tsagaan Els mais aucune étude supplémentaire n'a été entreprise pour analyser et quantifier ce type de recharge. Les formations du Sainshand (K2Ss1 et K2Ss2) affleurent généralement sur les bordures du bassin où une recharge directe peut avoir lieu. Sinon une recharge drainante de ces aquifères à travers la formation du Bayanshiree (K2Bs) est toujours possible.

II.1.2.6 Évapotranspiration et recharge durant l'Holocène

Le taux de recharge ainsi que l'évapotranspiration varient spatialement mais aussi temporellement. En effet, les recharges seraient passées de 5 mm/an en l'an 690 à 0,8 mm/an aujourd'hui dans le désert de Badain Jaran (Ma et al., 2008). Ces valeurs laissent à penser que les nappes sont essentiellement fossiles et ont été rechargées sous des conditions climatiques différentes (Gates et al., 2008 ; Ma et al., 2009) d'où l'importance d'estimer ces paramètres dans le passé.

L'analyse du paléoclimat présentée section I.2.2 s'appuie sur des études qualitatives et semi-quantitatives. Ces résultats ne sont cependant pas suffisants pour estimer ni le taux de recharge, ni l'évapotranspiration. Ce type d'information n'est pas disponible dans la bibliographie présentée puisqu'il est nécessaire d'avoir à la fois des données paléoclimatiques précises ainsi qu'une calibration fiable (communication personnelle avec Zhao Y., 2015). D'après Ma et Edmunds (2006), dans le désert de Badain Jarain en Mongolie Intérieure, depuis 700 ans le climat est aride avec quelques épisodes plus humides vers 1340-1450, 1500-1610, et 1710-1820 où la recharge annuelle a pu atteindre 3 mm/an. Ces données ont été obtenues avec un profil de concentration en chlore dont les résultats n'apportent que des estimations sur la fin de l'Holocène. Le lac asséché de Bayan Tohomin Nuur (BTN), situé à 500 km à l'ouest de notre zone d'étude (Figure I.2), présente une végétation similaire à celle du bassin de Tsagaan Els. D'après Felauer et al. (2012), lors de la période la plus humide de l'Holocène (-7,5 - -5 ka), une prairie-steppe se serait développée sur le bassin. Ce genre de couvert végétal se retrouve aujourd'hui plus au nord dans une zone où les précipitations annuelles vont de 150 mm/an à plus de 350 mm/an (Figure I.2). Plusieurs études ont établi des bilans hydriques détaillés des steppes mongoles. Une étude sur le secteur de Kherlenbayan-Ulaan (47,43°N ; 108,74°E, précipitation annuelle moyenne de 181 mm/an, voir Figure I.2) a déterminé que les recharges étaient très limitées puisque le taux d'humidité à 70 cm de profondeur restait constant, inférieur à 5 %, sur la période analysée (Li et al., 2007). Une autre étude a été conduite plus à l'ouest, à Arvaikheer (46,23°N, 102,82°E, voir Figure I.2), sur deux années peu pluvieuses (précipitation annuelle de 150 mm/an au lieu de 240 mm/an en général) (Miyazaki et al., 2004). Le taux de recharge, estimé en soustrayant l'évapotranspiration réelle et la variation d'eau de la couche superficielle du sol aux précipitations annuelles, était égal à 9 mm/an soit environ 6 % des précipitations annuelles. L'évapotranspiration potentielle n'est pas mentionnée dans les deux publications précédentes. Néanmoins, une étude sur l'évapotranspiration de la Mongolie montre globalement une décroissance régionale de ce paramètre du sud vers le nord (Yu et al., 2016). Au niveau des prairies, ce paramètre est compris entre 750 et 850 mm/an contre 1 000 à 1 500 mm/an dans le désert de Gobi (Yu et al., 2016).

Ces études semblent montrer que même si le climat était plus humide dans notre zone au point que des prairies se développent, le taux de recharge resterait du même ordre de

grandeur voir au grand maximum, d'un ordre de grandeur supérieur. L'évapotranspiration serait quant à elle inférieure à ce qu'elle est aujourd'hui avec des valeurs qui resteraient potentiellement au-dessus de 750 mm/an.

II.1.3 Observations à l'échelle des licences

Le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Tsagaan Els a été décrit précédemment en se basant principalement sur l'hydrologie de surface à l'échelle régionale. Le but de cette section est de raffiner cette analyse en utilisant les données disponibles sur les licences d'AREVA, où la densité et la qualité de l'information est maximale. Ces observations permettront de comprendre précisément et localement l'hydrogéologie, de confirmer certaines informations mentionnées dans la section précédente et, éventuellement, d'extrapoler ces informations à l'ensemble du bassin.

II.1.3.1 Variations piézométriques

Quel que soit l'ouvrage considéré, les variations piézométriques temporelles sont de l'ordre du centimètre voire du décimètre et sont influencées davantage par la pression atmosphérique que par les précipitations (annexe 5). Spatialement en revanche, les cotes piézométriques peuvent varier de quelques mètres sur chacune des licences. Différentes cartes ont donc été établies afin de visualiser les directions d'écoulements pour chacun des différents aquifères présents sur le bassin. Ces cartes se basent sur les relevés piézométriques d'octobre 2015. Une campagne de relevé piézométrique se fait en général sur quatre jours. Les mesures étant effectuées en journée en l'absence de temps orageux, les effets des variations barométriques sont négligés mais il faut garder à l'esprit qu'ils peuvent atteindre une dizaine de centimètres. Chaque puits comporte un repère de référence (généralement la tête du tubage de protection) dont l'altitude précise a été mesurée à l'aide d'un GPS différentiel pour permettre les comparaisons entre ouvrages.

Les fortes variations de salinité qui peuvent être observées d'un ouvrage à l'autre influent sur le niveau d'eau qui est mesuré et compliquent l'interprétation de la piézométrie en termes de directions d'écoulement. La méthode présentée dans l'annexe 6 a donc été adoptée pour corriger les mesures brutes. Ces corrections sont faibles voire négligeables sur le sous-bassin d'Unegt à l'exception des piézomètres PDL_0073 et PDL_0072 où la correction atteint +28 cm et +62 cm respectivement. Sur le sous-bassin de Zuunbayan où les variations de salinité sont plus grandes, les corrections sont beaucoup plus importantes et peuvent atteindre jusqu'à +3/+2 m (PZOV_0027/PZOV_0028 dans le nord de la licence de Zoovch Ovoo).

Les différentes cartes piézométriques réalisées manuellement à partir des cotes piézométriques mesurées corrigées de la salinité (en gris clair) sont présentées Figure II.5. La Figure II.5A juxtapose les niveaux piézométriques de l'unité U_2 du sous-bassin d'Unegt avec l'unité U_1/U_2 du sous-bassin de Zuunbayan car ce sont les principales unités de l'aquifère

multicouche porté par le K2Ss2. Quant à la Figure II.5B, elle met en regard les niveaux piézométriques des unités superficielles étudiées de chaque sous-bassin. Les autres unités aquifères disposent de trop peu d'éléments pour pouvoir établir une carte. Les paragraphes qui suivent résument les interprétations tirées de ces cartes pour chacun des sous-bassins.

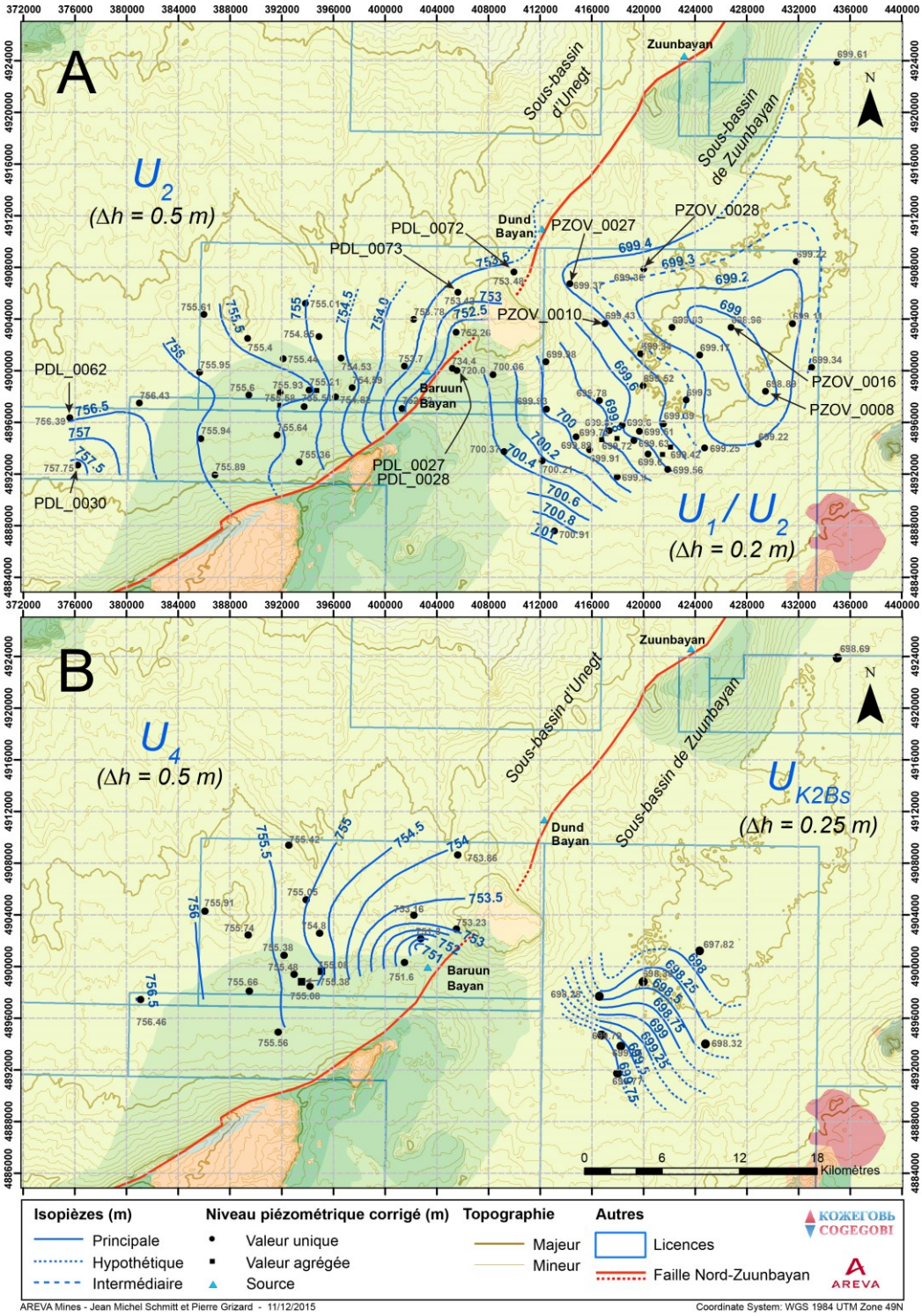

Figure II.5 : Cartes piézométriques corrigées de différentes unités hydrogéologiques

(En (A), l'unité U_2 du sous-bassin d'Unegt et l'ensemble U_1/U_2 du sous-bassin de Zuunbayan. En (B), l'unité U_4 du sous-bassin d'Unegt et l'unité U_{K2Bs} du sous-bassin de Zuunbayan

Sur le sous-bassin d'Unegt (Dulaan Uul/Ooshiin Govi/Umnuut/Dulaan) :

- Les lignes d'écoulement se dirigent globalement vers la source de Baruun Bayan qui constitue donc le principal exutoire. L'unité U_2 (Figure II.5) semble se décharger légèrement plus au nord de cette source que les eaux de l'unité U_4.
- La playa dite d'Unegt (zone 4, Figure II.2B) n'est pas la playa terminale du sous-bassin d'Unegt puisque les eaux des licences se dirigent dans la direction opposée. Elle constitue toutefois un exutoire potentiel.
- La direction générale d'écoulement suggère une recharge provenant principalement du sud-ouest du sous-bassin mais aussi du nord. Les piézomètres PDL_0030 et PDL_0062 situés à l'extrême sud-ouest dans la licence d'Ooshiin Govi montrent un écoulement rapide provenant du sud-est. Ce fort gradient pourrait indiquer une recharge potentielle au niveau du dôme topographique adossé au nord-ouest de la montagne de Dulaan Uul. Cette interprétation ne repose cependant que sur un seul piézomètre.
- La configuration du réseau piézométrique ne permet pas de confirmer que la source de Dund Bayan est un exutoire possible pour le sous-bassin d'Unegt. Les points PDL_0072 et PDL_0073, situés près de la montagne du Bayanginshiree au nord-est de la licence de Dulaan Uul, ont une différence piézométrique de seulement 6 cm et indiqueraient toujours un écoulement vers la source de Baruun Bayan. Cependant, une légère erreur pourrait inverser cette direction en faveur de celle de Dund Bayan. Cette dernière reste dans tous les cas un exutoire potentiel compte tenu de son débit et de sa localisation le long de la faille Nord-Zuunbayan.
- Le gradient hydraulique d'ensemble est relativement faible, de l'ordre de 0,2 ‰ pour chaque unité, mais a tendance à augmenter à l'approche de l'exutoire.

Sur le sous-bassin de Zuunbayan (Zoovch Ovoo/Zuun Ukhaa) :

- Le niveau moyen des nappes de ce sous-bassin est très proche de la côte topographique de la dépression de Tsagaan Els, ce qui suggère que cette zone évapore des eaux souterraines et contrôle le niveau piézométrique du sous-bassin de Zuunbayan. L'écoulement se fait d'ailleurs en direction de cette zone avec un gradient hydraulique de l'ordre de 0,1 ‰ sur U_1/U_2 et de 0,2 ‰ sur U_{K2Bs}. Les niveaux statiques des piézomètres situés au nord de cette dépression, dans la licence de Zuun Ukhaa, le confirment.
- La recharge des aquifères se ferait aux abords du bassin, principalement par le sud ou les niveaux piézométriques les plus élevés sont observés.
- Les niveaux piézométriques se calent sur les niveaux topographiques les plus bas de la dépression. Une évaporation de subsurface au sein de cette dépression apparaît donc comme le seul exutoire de ce bassin endoréique.

II.1.3.2 Rôle de la faille Nord Zuunbayan

Le caractère imperméable de la faille Nord-Zuunbayan est confirmé au niveau des licences. En effet, les isopièzes observées sur le sous-bassin d'Unegt sont le plus souvent perpendiculaires à cette limite et la différence de niveaux piézométriques entre les deux sous-bassins atteint près de 50 m. Cependant, les deux sous-bassins ne sont pas indépendants puisque des transferts d'eau, du sous-bassin d'Unegt vers le sous-bassin de Zuunbayan, ont lieu en surface (section II.1.2.3). Localement des transferts de subsurface pourraient exister. Les piézomètres PDL_0027 et PDL_0028 interceptent l'unité superficielle et sont situés à quelques centaines de mètres à l'est de la faille. Leurs niveaux statiques de 734,6 m et 720,2 m respectivement, constants dans le temps, représentent localement un gradient hydraulique de 3 % et pourraient correspondre à un transfert de subsurface ou à une réinfiltration des eaux de surface de la source en aval de la faille. Aucun autre ouvrage n'est disponible pour discriminer ces deux possibilités.

II.1.3.3 Connexions inter-aquifères

Les connexions inter-aquifères ont été étudiées par l'intermédiaire des différents ouvrages multiples présents sur les deux sous-bassins. Leurs conductivités électriques, leurs niveaux piézométriques et l'amplitude des variations piézométriques saisonnières ont été utilisés pour mettre à jour ces éventuelles connexions. Des commentaires détaillés sont donnés en annexe 7 et les résultats sont résumés ci-dessous :

Sur les licences du sous-bassin d'Unegt, les différents ouvrages multiples montrent que le contexte hydrogéologique de la partie avale du sous-bassin d'Unegt est relativement complexe. L'aquifère du K2Ss2 est constitué d'un ensemble de couches de salinités différentes et variables qui peuvent être localement interconnectées. Ces différences de conductivité électrique et de hauteur piézométrique s'accentuent en aval du système suggérant une compartimentation de plus en plus importante.

Sur les licences du sous-bassin de Zuunbayan, les unités U_1, U_2 et U_3 de l'aquifère multicouche du K2Ss2 semblent toutes partiellement connectées les unes aux autres, en particulier les unités U_1 et U_2. L'aquifère superficiel U_{K2Bs} est en revanche beaucoup mieux isolé des autres aquifères avec des conductivités électriques environ trois fois plus faibles et des niveaux piézométriques sensiblement différents notamment en aval du système. Ces conclusions rejoignent les remarques faites sur l'épaississement progressif des intercalaires argileux vers le nord de Zoovch Ovoo dans la section I.4.2.

II.1.3.4 Caractéristiques hydrodynamiques

Les estimations quantitatives des paramètres hydrodynamiques ont été obtenues par diverses techniques (Schmitt et Distinguin, 2014). Pour les ouvrages de gros diamètres, des

essais de pompage 72 h ont été généralement réalisés. Pour les piézomètres de plus faibles diamètres des tests de Lefranc sont habituellement effectués pour estimer rapidement et localement la transmissivité et la conductivité hydraulique. L'analyse de ces résultats, en partie représentés sur la Figure II.6, ont permis de conclure que :

- La porosité dynamique est estimée entre 0,15 et 0,20 sur les licences de Zoovch Ovoo et Dulaan Uul pour les différentes unités du K2Ss2.
- Sur Zoovch Ovoo, en considérant les moyennes géométriques, la conductivité hydraulique moyenne est de $6{,}5 \cdot 10^{-5}$m/s pour l'aquifère U_1/U_2 du réservoir K2Ss2 avec un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de $2 \cdot 10^{-4}$ (ou un coefficient d'emmagasinement spécifique de $7 \cdot 10^{-6}$ m^{-1} en prenant l'épaisseur de l'aquifère en compte). Pour l'aquifère superficiel U_{K2Bs}, la conductivité hydraulique est légèrement plus faible, $5{,}6 \cdot 10^{-5}$m/s.
- Sur Dulaan Uul, la conductivité hydraulique des unités U_3/U_4 est de $5{,}7 \cdot 10^{-5}$ m/s, celle des unités U_1/U_2 est de $1{,}0 \cdot 10^{-4}$ m/s et celle de l'aquifère porté par la formation K2Ss1 est de $2{,}9 \cdot 10^{-4}$ m/s (deux valeurs seulement). Ces résultats pourraient indiquer que les aquifères les plus profonds sont les plus perméables.
- Il n'y a pas d'anisotropie horizontale significative de perméabilité.

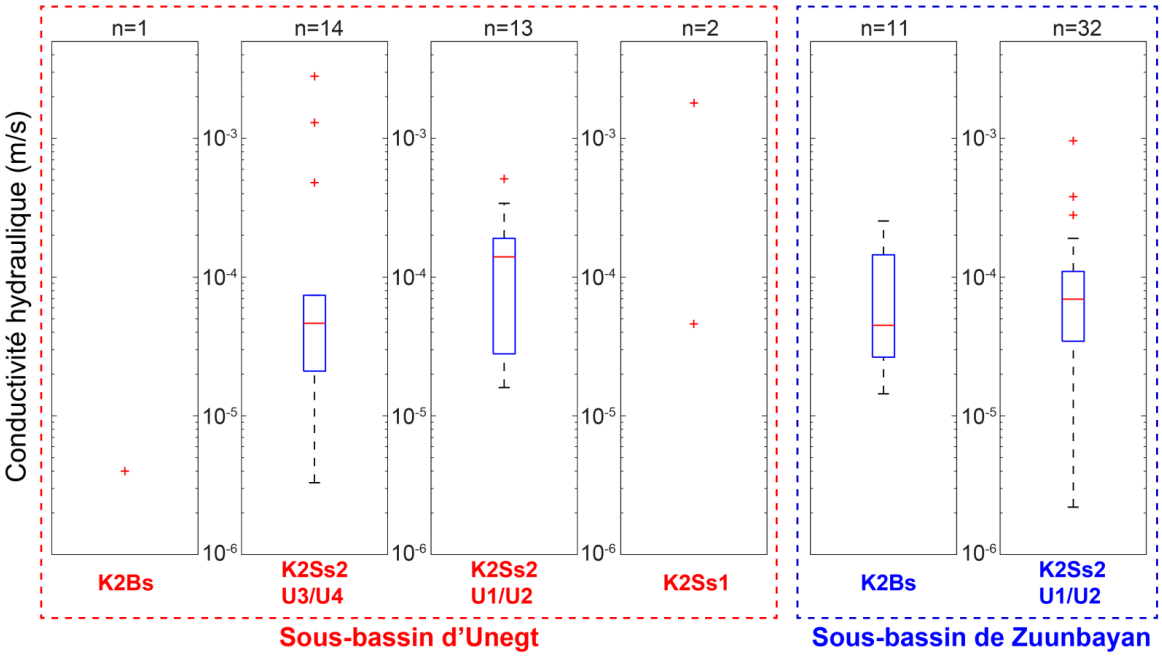

Figure II.6 : Représentation graphiques des résultats des tests de pompages

(n représente le nombre de valeurs utilisées pour réaliser le graphique)

II.1.3.5 Résumé du fonctionnement hydrogéologique au sein des licences

Le sous-bassin d'Unegt, représenté par les licences de Dulaan Uul, Ooshiin Govi, Umnuut et Dulaan (Figure I.10), comprend de bas en haut, l'aquifère du K2Ss1, l'aquifère multicouche du K2Ss2, et la formation du K2Bs qui héberge des aquifères locaux encore mal connus. L'aquifère inférieur du K2Ss1 est aussi mal caractérisé, puisque seuls deux ouvrages le captent. L'aquifère intermédiaire du K2Ss2 se divise en quatre unités U_1, U_2, U_3 et U_4 qui sont dans l'ensemble captives sauf pour l'unité U_4 qui peut localement être libre. Ces unités sont partiellement connectées et ces interconnexions semblent davantage prononcées en amont du système. L'exutoire principal de cet aquifère est la source de Baruun Bayan qui se situe le long de la faille Nord-Zuunbayan. La source de Dund Bayan est un autre exutoire possible mais le réseau piézométrique ne s'étend pas assez à l'est pour le certifier. La recharge de l'aquifère du K2Ss2 intervient soit sur les bordures du bassin où cette formation affleure, soit par drainance descendante à travers la formation sus-jacente du K2Bs.

Ce système aquifère est déconnecté dans son ensemble du sous-bassin de Zuunbayan par la faille Nord Zuunbayan qui constitue une barrière hydraulique quasi-imperméable. Des transferts de surface et possiblement de subsurface existent néanmoins entre ces deux sous-bassins.

Sur le sous-bassin de Zuunbayan, représenté par les licences de Zoovch Ovoo et de Zuun Ukhaa, deux ensembles aquifères ont été distingués. L'aquifère supérieur (U_{K2Bs}) en partie libre est porté par la formation du K2Bs et l'aquifère inférieur, captif, par la formation du K2Ss2. Quatre unités, appelées, de bas en haut, U_0, U_1, U_2 et U_3, sont séparées par des écrans argileux plus ou moins continus et épais. Cependant les différents tests de pompages réalisés, les analyses physicochimiques ainsi que les niveaux statiques relevés ne permettent pas de différencier réellement ces unités. La Figure II.7 résume le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Zoovch Ovoo. La recharge des deux ensembles aquifères intervient essentiellement sur le pourtour du bassin où les salinités et les températures sont les plus faibles. Le bassin étant endoréique, les eaux de recharge ont pour seule échappatoire l'évaporation de subsurface. Ce processus a vraisemblablement lieu dans la partie basse du bassin où l'altitude est inférieure à 700 m et où les cotes piézométriques rejoignent pratiquement l'altitude de surface. Cette hypothèse implique toutefois que les eaux du K2Ss2 remontent vers la nappe supérieure qui est la seule à être soumise à l'évaporation de subsurface. Cette remontée des eaux suppose l'existence, dans la partie centrale du bassin, d'une interconnexion entre les deux ensembles aquifères au travers des écrans argileux, une interruption de ceux-ci, ou l'existence d'accidents structuraux constituant un chemin préférentiel pour les eaux ascendantes. La carte piézométrique (Figure II.5) semblerait indiquer une remontée des eaux au niveau des piézomètres PZOV_0008 et PZOV_0016 selon une direction plus ou moins perpendiculaire à la faille Nord Zuunbayan qui pourrait correspondre à de telles structures, comme suggéré sur la Figure II.7.

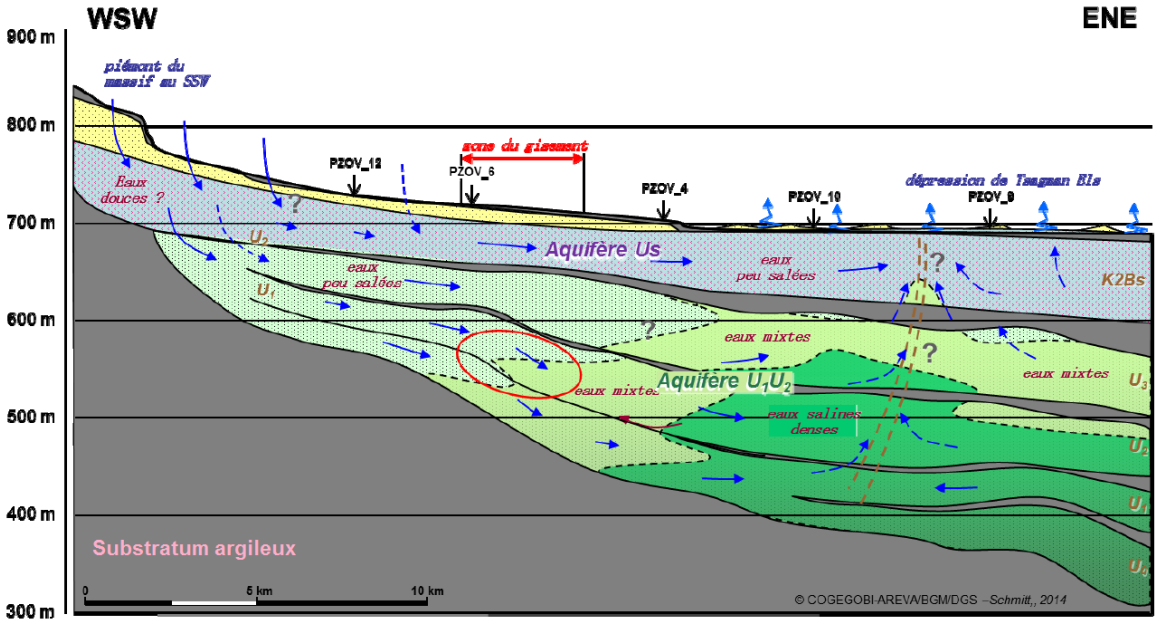

Figure II.7 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique du bassin de Tsagaan Els sur le secteur de Zoovch Ovoo

(Extrait de Schmitt et Distinguin (2014), d'après les observations et les données acquises par AREVA-COGEGOBI au 15/07/2014. L'ellipse rouge indique la zone du gisement. En bleu pâle : eaux peu salées de l'aquifère U_{K2Bs} ; en vert pâle, eaux peu salées de l'aquifère U_1/U_2, en vert moyen, eaux mixtes du même aquifère, et en vert sombre eaux très salées)

II.1.4 Conclusion sur le fonctionnement hydrogéologique du bassin

Le bassin endoréique de Tsagaan Els s'étend sur environ 16 300 km². Il est traversé du sud-ouest au nord-est par la faille Nord-Zuunbayan, une barrière quasi étanche qui délimite structurellement et hydrogéologiquement le sous-bassin d'Unegt au nord-ouest et le sous-bassin de Zuunbayan au sud-est. Le bassin hydrogéologique du Crétacé Supérieur ne couvre quant à lui qu'environ 9 300 km². La dépression de Tsagaan Els, située dans le sous-bassin de Zuunbayan constitue la playa terminale de ce système. Une autre playa de dimension inférieure a été identifiée au sud-ouest du sous-bassin d'Unegt. Cet exutoire n'évacue pas toutefois la totalité des eaux du sous-bassin puisqu'une partie s'échappe vers le sous-bassin de Zuunbayan aux niveaux des sources localisées le long de la faille Nord-Zuunbayan. Ces connexions se font en surface et éventuellement en subsurface.

L'absence de plans d'eau permanents et de cours d'eau pérennes suggère une évaporation importante et une faible recharge. L'évaporation potentielle sur le bassin se situe entre 700 et 2 800 mm/an et l'estimation la plus fiable avoisine 2 000 mm/an. L'absence de dépôts significatifs d'évaporite et la salinité modérée des eaux souterraines, permettent de négliger l'influence de ces deux éléments sur l'intensité de l'évaporation. En subsurface, le taux d'évaporation décroit exponentiellement avec la profondeur de la nappe à l'exception des 30/40 premiers centimètres où ce taux doit rester proche de son maximum. Pour les sols sableux et plus ou moins argileux présents dans le centre du bassin, l'évaporation devient

inférieure à 10 % de ce qu'elle est en surface pour une profondeur de la nappe inférieure à 1 m. Par analogie avec des bassins similaires, la recharge moyenne annuelle sur le bassin peut être estimée entre <1 et 6 mm/an. Ce paramètre dépend néanmoins du type de sol mais aussi de la présence de végétation. La recharge est certainement localisée dans des endroits spécifiques du bassin (recharges de piedmont, lacs temporaires, dunes…) mais aucune étude spécifique locale n'a été entreprise pour éclaircir ce point. Les aquifères du Sainshand peuvent évidemment se recharger sur les bordures du bassin où ils affleurent, mais aussi, au moins localement, par drainance descendante à travers la formation du Bayanshiree

Le bassin est actuellement dans une phase d'aridification et le paléoclimat était certainement plus humide dans un passé relativement récent. Lors de l'optimum de l'Holocène, la recharge a dû être du même ordre de grandeur qu'aujourd'hui voire, d'un ordre de grandeur supérieur au maximum et l'évapotranspiration potentielle est restée supérieure à 750 mm/an. L'influence de ces paramètres reste inconnue sur le fonctionnement hydrogéologique et sera testée une fois le modèle numérique réalisé (Chapitre V).

II.2 Modélisation régionale

Le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Tsagaan Els a été conceptualisé dans la section précédente. L'objectif est maintenant de présenter le modèle numérique d'écoulement régional s'appuyant sur cette conceptualisation ainsi que les différents résultats qui en découlent.

II.2.1 Méthode

II.2.1.1 Du modèle géologique au modèle hydrogéologique

Le modèle géologique a été développé par Aurélien Georgel et Thomas Oppeneau (AREVA Mines). Il se base sur l'interprétation de nombreuses lignes sismiques en combinaison avec les données des forages (carottes et diagraphies) et de la carte géologique établie par l'équipe d'exploration de COGEGOBI (Figure I.8). Ce modèle *géologique* comprend les couches présentées ci-dessous ainsi que d'autres plus anciennes qui ne seront toutefois pas considérées dans le modèle *hydrogéologique* développé dans cette étude.

- Base du K2Bs
- Toit de l'unité U_2
- Toit de l'unité U_1
- Base du K2Ss2
- Base du K2Ss1

Pour les besoins du modèle hydrogéologique, seules les formations du Crétacé Supérieur sont considérées restreignant l'emprise du modèle hydrogéologique à une surface d'environ 9 300 km². Ce choix se justifie d'une part, parce que les gisements sont situés dans les formations du Crétacé Supérieur et d'autre part, parce que de puissantes formations argileuses se trouvent en dessous de ces formations. Les couches pré-Crétacé Supérieur constituent le substratum argileux représentant la base du modèle.

D'autre part, le modèle géologique ne couvrant pas l'ensemble du bassin de Tsagaan Els, les limites du modèle hydrogéologique ont été ajustées en fonction de ce dernier. Des conditions de flux imposés spéciales ont été placées sur ces bordures (voir section II.2.1.6).

II.2.1.2 Choix des outils

Le logiciel Visual MODFLOW™ a été choisi pour réaliser le modèle hydrogéologique pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il était nécessaire, pour cette étude d'aborder différent sujets incluant, en plus du modèle d'écoulement régional de base, le calcul du temps de résidence et la prise en compte des effets densitaires. Visual MODFLOW™ incorpore de nombreux modules qui rendent possible le traitement de problématiques diverses et variées : écoulement permanent, transitoire, densitaire, transports de contaminants, etc. La

compatibilité entre ces différents 'moteurs' de calcul et l'interface graphique du logiciel permet de passer d'une problématique à une autre rapidement et constitue ainsi un atout considérable pour cette étude. Deuxièmement, les modèles créés dans cette étude pourront aisément être réutilisés par les équipes d'AREVA Mines qui utilisent majoritairement ce logiciel. La version 2009 pro (4.4.0.156) a été utilisée et reste compatible avec les versions ultérieures de Visual MODFLOW™.

II.2.1.3 Évolution du modèle

Le modèle *hydrogéologique* a évolué d'un modèle incluant l'ensemble des couches proposées par le modèle *géologique* vers un modèle de plus en plus simplifié. Les raisons de cette évolution sont principalement liées à des problèmes de convergence. La première simplification a porté sur la fusion entre U_1 et U_2 de la formation du K2Ss2. Ces deux unités ont des caractéristiques hydrodynamiques similaires et sont plus ou moins connectées. De plus l'épaisseur de l'unité U_1 est faible et généralement inférieure à l'épaisseur minimale de 20 m imposée au maillage (voir section II.2.1.4). Ces modifications ont permis d'obtenir un premier modèle régional effectif de fonctionnement du bassin. Les améliorations de la troisième version ont porté sur la fusion entre toutes les sous-couches du K2Ss2 et la fusion entre le K2Bg et le K2Bs. La formation K2Bg est une formation peu présente sur le bassin et peu documentée, il semblait donc logique de l'associer à la formation du K2Bs. La fusion des unités U_3/U_4 et U_1/U_2 s'est faite pour minimiser le nombre de couches. La version finale inclut donc seulement les formations du K2Bs, du K2Ss2 et du K2Ss1 sans faire de distinction entre les différentes sous-unités. Les caractéristiques hydrodynamiques de ces grandes unités sont assez similaires mais les ouvrages multiples montrent qu'elles sont généralement peu connectées (section II.1.3.3). Ainsi, afin de bien distinguer les aquifères portés par ces formations, des écrans intermédiaires moins perméables ont été pris en compte dans le modèle.

Ce modèle a ensuite été divisé en deux sous-modèles portant chacun sur un sous-bassin différent : Unegt et Zuunbayan. Ceci a permis de faciliter à la fois la calibration et la phase d'exploitation du modèle des deux sous-bassins. Plus d'informations sont données en annexe 8 sur l'évolution individuelle de ces deux sous-modèles.

II.2.1.4 Maillage

Le maillage a été volontairement incliné de 60° vers l'ouest de façon à minimiser le nombre de cellules inactives du modèle, et afin d'orienter l'axe principal du modèle dans le sens de l'écoulement du bassin. Cette orientation a été choisie lorsque les deux sous-bassins étaient modélisés simultanément et a été maintenue par la suite. Visual MODFLOW™ 2009 utilise un maillage dit « écossais » et ne permet pas un raffinage local parfait : si une ligne, une colonne ou une couche est rajoutée, celle-ci s'étend sur l'ensemble du modèle. Pour cette raison, un maillage uniforme a été préféré. Il est constitué de cellules parallélépipédiques

d'environ 350 m par 350 m et de hauteur variable. Considéré indépendamment, le sous-bassin d'Unegt s'étend sur 56 km par 160 km (soit environ 159x450 cellules/couche) et celui de Zuunbayan, sur 65 km par 93 km (soit environ 120x173 cellules/couche). Le nombre de couches est de 5 sur Unegt et 3 sur Zuunbayan portant le nombre de cellules actives à ~212 000 pour Unegt et ~35 000 pour Zuunbayan. Chaque couche représente un aquifère ou un aquitard. L'épaisseur minimale de chaque maille a été fixée à 20 m. Cette condition d'épaisseur permet d'améliorer la convergence du modèle mais pose cependant un problème. Si l'épaisseur de la formation considérée devient inférieure à la limite fixée, deux choix sont possibles : soit l'épaisseur de la cellule est maintenue, soit ses propriétés sont changées au profit de la formation sous-jacente ou sus-jacente. La décision se fait au cas par cas, l'important étant de maintenir une continuité conforme à l'image représentée par le modèle géologique.

D'un point de vue technique, il est préférable d'assurer une connexion entre les différentes cellules d'une même couche et ce, indépendamment de ses propriétés. Le maillage étant structuré, même si les cellules sont « visuellement » déconnectées les unes des autres, l'eau peut quand même être transférée. Cependant, une différence importante de potentiel entre deux cellules peut engendrer des instabilités numériques (Krčmář et Sracek, 2014). Dans le modèle, ces déconnexions peuvent être importantes, notamment pour les formations très pentues et/ou dont l'épaisseur est faible, comme les couches peu perméables s'intercalant entre les différents aquifères. Un script simple a été utilisé afin de toujours maintenir cette connexion en modifiant localement l'épaisseur des couches (voir annexe 9, pour plus de détails). Ces modifications locales du modèle *hydrogéologique* l'écartent du modèle *géologique* mais elles sont nécessaires pour que le modèle d'écoulement converge.

II.2.1.5 Propriétés hydrodynamiques

Les propriétés hydrodynamiques de chaque cellule sont la porosité, le coefficient d'emmagasinement et la conductivité hydraulique. Ces paramètres n'ont pu être évalués qu'en quelques points des bassins et leur variabilité n'est pas connue. Pour cette raison, ils sont considérés comme spatialement uniformes pour chacune des formations. Cette hypothèse reste vraisemblable puisque le faciès de ces formations est assez uniforme sur chaque sous-bassin. L'uniformité de ces paramètres est visible Figure II.8 et en annexe 10. Pour la conductivité hydraulique, l'anisotropie est fixée selon l'équation 2. Il avait été noté précédemment l'absence d'anisotropie horizontale (section II.1.3.4). L'anisotropie verticale permet de simuler les différents écrans argileux discontinus et éparpillés sur l'ensemble des aquifères (exemple intercalaires entre U_0-U_3, Figure I.11). Pour les couches imperméables et continues séparant les différents aquifères modélisés, cette anisotropie n'est toutefois pas appliquée. Ces couches sont considérées comme uniformes et par conséquent, des propriétés isotropes sont préférées.

$$K_x = K_y = 10 \cdot K_z \qquad \textit{Équation 2}$$

La porosité efficace et le coefficient d'emmagasinement sont également considérés comme uniformes sur l'ensemble du bassin. Ils ont été fixés à 0,2 et 7 10^{-6} m^{-1}, respectivement, en se basant sur les valeurs présentées section II.1.3.4. La porosité efficace varie généralement entre 0,15 et 0,2 et la valeur retenue est considérée comme la plus représentative.

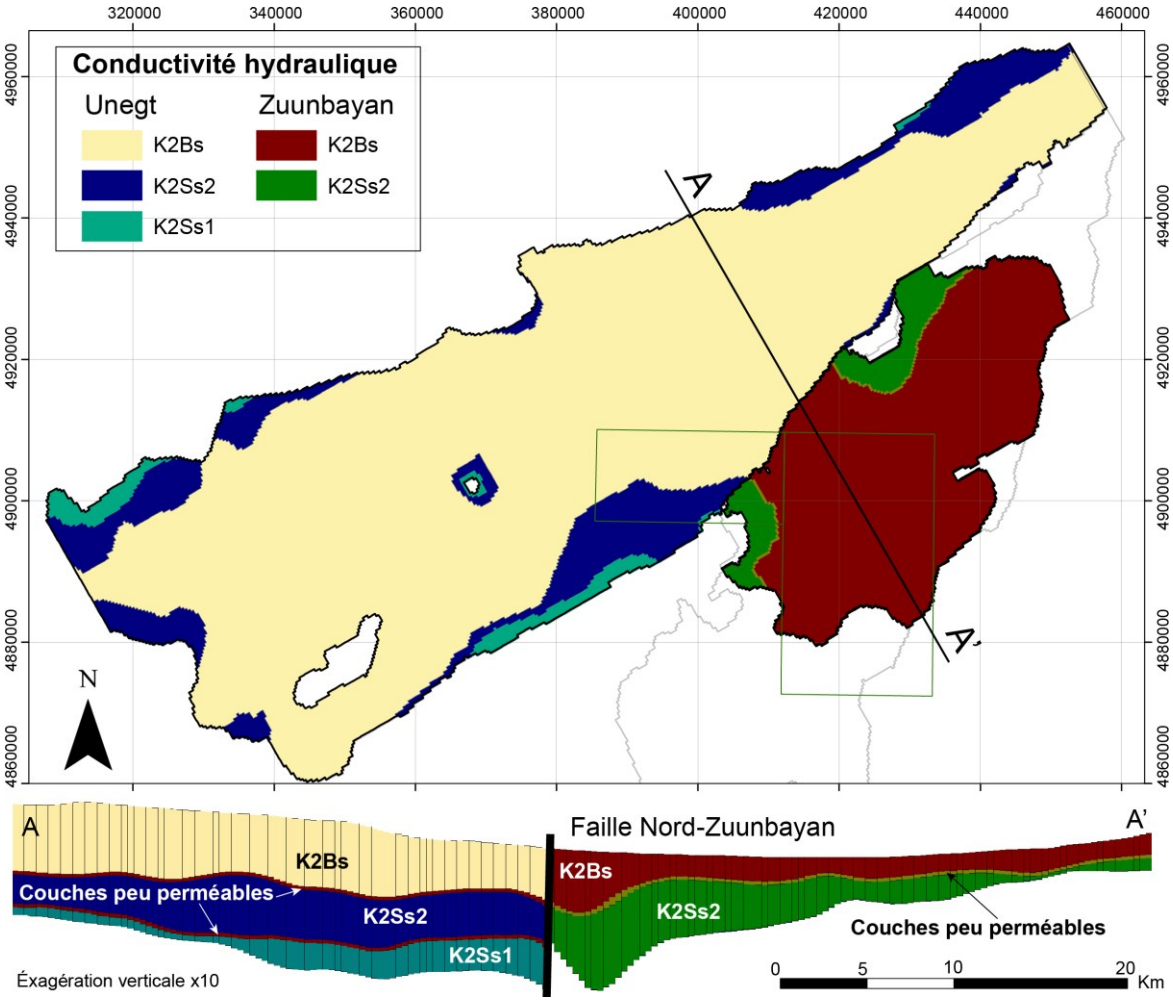

Figure II.8 : Vue aérienne/en coupe et zoom sur la taille du maillage du modèle

(La surface des cellules du maillage est identique sur les deux sous-bassins : 350 x 350 m)

II.2.1.6 Conditions aux limites

Les conditions aux limites sont présentées Figure II.9 et discutées dans les paragraphes suivants.

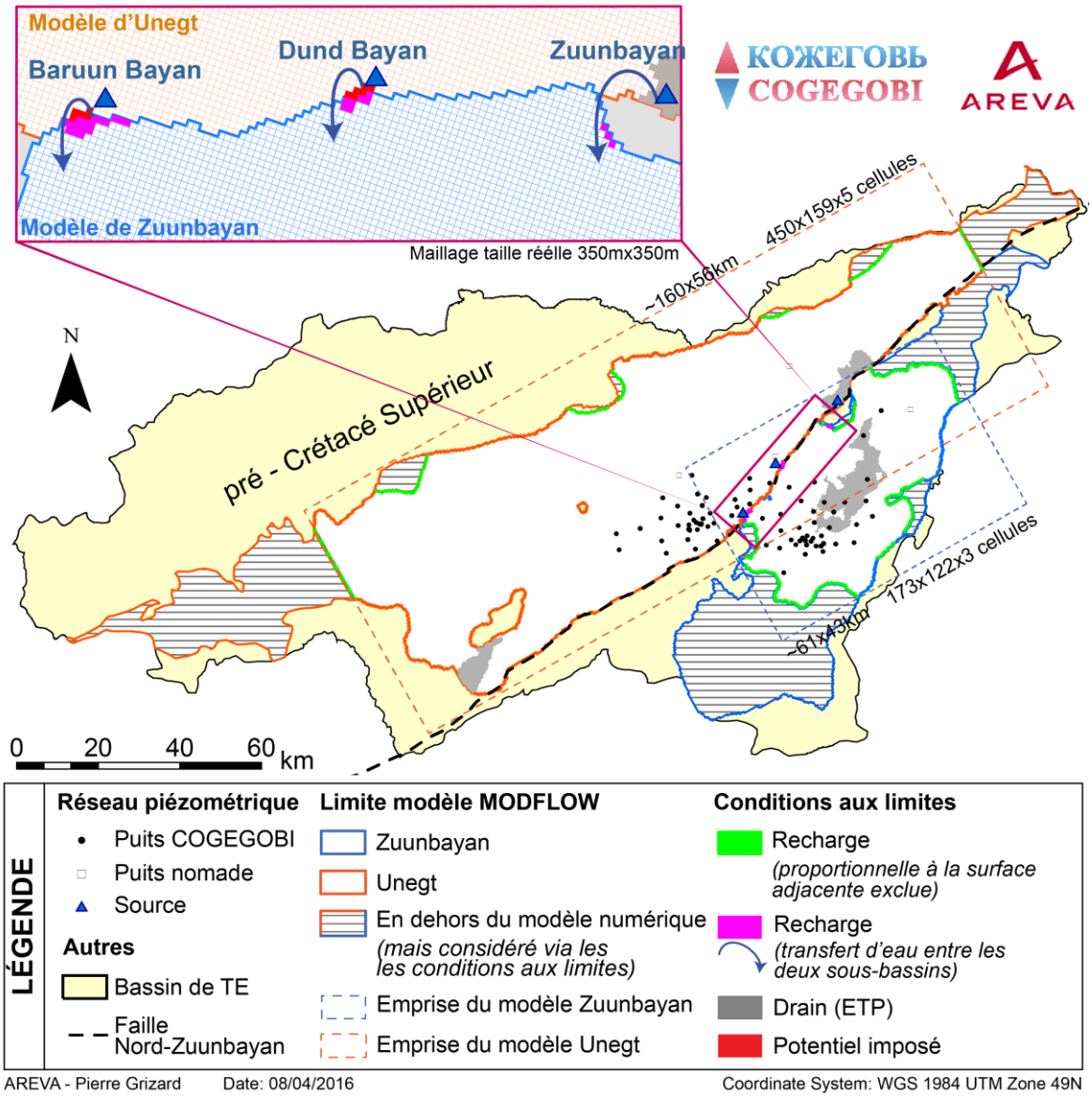

Figure II.9 : Conditions aux limites des modèles d'Unegt et de Zuunbayan

(Sur l'ensemble du bassin, la recharge est spatialement uniforme sauf aux endroits mentionnés dans cette figure.)

Bordures du modèle

La délimitation du bassin de Tsagaan Els a été déterminée afin que ce dernier soit indépendant des bassins adjacents (section II.1.1). Les limites du modèle sont donc considérées comme imperméables.

Transferts entre sous-bassins

Une connexion entre les deux sous-bassins a été considérée au niveau des sources situées le long de la faille : Baruun Bayan (BB), Dund Bayan (DB) et Zuunbayan (ZB). Le flux d'eau quittant le sous-bassin d'Unegt en ces trois zones est obtenu uniquement à la fin de la simulation du modèle d'Unegt. Une partie de ce flux est ensuite redirigé sur le modèle du sous-bassin de Zuunbayan par une condition de type recharge. Ce couplage ne peut pas se faire automatiquement via Visual MODFLOW 2009. Le transfert est donc géré en deux étapes :

- La première consiste à estimer la quantité totale d'eau sortant du sous-bassin d'Unegt en calibrant le premier sous-modèle.
- La seconde consiste à estimer la quantité d'eau entrante en aval de ces sources dans le sous-bassin de Zuunbayan en calibrant le second modèle.

Les deux modèles étant calibrés de façon indépendante, la différence des deux dernières quantités d'eau permet d'estimer les pertes par évaporation lors de ce transfert.

Recharge

À défaut de connaitre précisément les zones de recharge préférentielle, une recharge uniforme est imposée indépendamment sur chaque sous-bassin. Cette approximation semble raisonnable à l'échelle régionale. Toute l'eau tombant en dehors des formations crétacées supérieures affleurantes n'est pas prise en compte. Ces zones, représentées en jaune clair sur la Figure II.9, peuvent entrainer des recharges de piedmonts. Néanmoins, en l'absence d'étude spécifique pour vérifier l'existence de ce type de recharge, elles ne seront pas considérées dans le modèle. Pour diverses raisons énumérées précédemment, certaines zones où affleurent les formations crétacées ont néanmoins été tronquées. Un taux de recharge spécifique a alors été calculé pour compenser le flux d'eau provenant de ces zones périphériques (zones hachurées sur la Figure II.9). Leur taux de recharge associé est donné en annexe 11.1.

Des conditions de recharges supplémentaires s'ajoutent en aval des sources sur le sous-bassin de Zuunbayan pour prendre en compte le transfert d'eau entre sous-bassins.

Exutoires

Sur le modèle de Zuunbayan, l'unique exutoire est constitué par la dépression de Tsagaan Els. Sur le modèle d'Unegt, quatre exutoires sont pris en compte : la source de Baruun Bayan (BB), la source de Dund Bayan (DB), la playa d'Unegt et les sources de Zuunbayan (ZB).

- Les sources BB et DB sont représentées par des potentiels imposés de 743 m et 749 m respectivement. Ces valeurs se basent sur l'altitude moyenne de chaque source auquel 1 m est soustrait pour prendre en compte la profondeur de l'évaporation discutée section II.1.2.4.

- Pour la playa de Zuunbayan et d'Unegt, la condition aux limites idéale aurait été celle de l'évaporation. Cependant pour des raisons de convergence, une condition de drain a été préférée.
- Pour les sources de Zuunbayan, des conditions de drain ont aussi été préférées. La zone basse n'ayant pas été correctement localisée, les drains permettent de choisir une zone plus large sans impacter le reste du modèle.

Les conditions de drain sont présentées en grisé sur la Figure II.9. La hauteur de drain a été choisie à un mètre en dessous du toit de chaque cellule et le paramètre de conductance a été fixé à 10^5 m^2/an en se basant sur l'ordre de grandeur du taux d'évaporation annuelle (voir annexe 13 pour plus d'information sur cette condition aux limites).

II.2.1.7 Méthode de résolution

Compte-tenu des très faibles variations piézométriques annuelles observées (< 10 cm en moyenne, avec pour certains piézomètres des variations maximales allant jusqu'à 30 cm, voir annexe 5), le niveau piézométrique de chaque ouvrage est supposé constant dans le temps. L'écoulement est alors simulé en régime permanent et non transitoire. Par conséquent, la porosité et le coefficient d'emmagasinement n'ont aucune influence sur les résultats présentés dans cette section.

Visual MODFLOW™ 2009 est un logiciel regroupant plusieurs modèles numériques d'écoulement d'eaux souterraines. Le modèle MODFLOW 2005, développé par l'USGS, a été utilisé dans cette étude et le solveur WHS, commercialisé avec le logiciel, a été retenu pour sa rapidité et sa fiabilité. Ce dernier se base sur un gradient bi-conjugué stabilisé plus connu sous le nom de « Bi-CGSTAB ». Les paramètres utilisés sont résumés en annexe 12.

II.2.1.8 Calibration

La calibration consiste à ajuster les paramètres et conditions aux limites du modèle d'écoulement régional afin qu'il reflète les écoulements actuels observés. Cette étape s'appuie donc sur le réseau piézométrique du bassin qui est le principal élément de référence à notre disposition. Malheureusement, ce réseau se concentre principalement sur le centre du bassin et ne couvre qu'environ 10 % et 15 % des sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan respectivement. Calibrer un modèle avec des données précises mais locales est difficile et les résultats auront une marge d'erreur importante pour deux raisons :

- la géologie responsable des hétérogénéités spatiales locales de la piézométrie ne peut pas être représentée à l'échelle régionale,
- et il n'y a aucun moyen de s'assurer de la justesse des lignes d'écoulement sur le reste du bassin.

Cette dernière limitation peut être compensée en partie par la connaissance du niveau piézométrique des quelques puits nomades. Le niveau piézométrique de ces puits n'est cependant pas totalement fiable puisqu'ils sont précisément utilisés par les nomades et qu'ils ne font pas l'objet de relevés réguliers.

L'utilitaire PEST™, directement intégré dans Visual MODFLOW™ 2009, a été utilisé lors de la calibration. Cet outil ne permet cependant pas de faire varier les paramètres tels que les conditions aux limites de potentiel fixé et de drains. De plus, il ne permet pas de trouver l'ensemble des solutions possibles et peut converger vers des solutions non optimales correspondant à des minimums locaux de la fonction objectif. Afin de déterminer l'ensemble des solutions représentatives, la procédure de calibration de PEST va être répétée une quinzaine de fois avec des paramètres initiaux variant aléatoirement sur une plage de valeurs définie par l'utilisateur (Tableau II.2). Ces plages de variation se basent sur :

- les études hydrodynamiques conduites sur le bassin (section II.1.3.4),
- les observations des hydrogéologues sur le terrain,
- et une étude bibliographique pour le taux de recharge (section II.1.2.4).

Un certain nombre de niveaux piézométriques sont introduits dans le modèle hydrogéologique. Les résidus représentent la différence entre le niveau piézométrique observé (h_o) et celui simulé (h_s). La fonction objectif φ (équation 3) utilisée par PEST est calculée à partir de ces résidus. La minimisation de cette fonction permet d'optimiser au mieux la valeur des paramètres. D'autre part, la représentation des résidus sous forme d'histogramme permet aussi de déterminer si l'ensemble des résultats issus des tirages aléatoires permet une bonne représentation du système.

Cette fonction objectif ne considère aucun débit dans la mesure où ce type de données n'existe pas sur le bassin. Les seules eaux de surface présentes sur le bassin sont situées le long de la faille au niveau des sources et leur débit n'a jamais été mesuré. Le jaugeage de telle source nécessiterait des aménagements qui n'ont pas été entrepris pour cette étude.

$$\varphi = \sum_i \alpha_i \cdot (h_o^i - h_s^i)^2 \qquad \textbf{\textit{Équation 3}}$$

Aucune pondération sur les résidus n'est ajoutée (terme α unitaire), toutes les observations sont considérées d'importances égales.

Lors d'une calibration, si la sensibilité d'un paramètre est de plusieurs ordres de grandeurs inférieurs à celle des autres paramètres, ce dernier ne peut être ajusté adéquatement. Pour pallier ce problème, il est possible de modifier son type de variation. Ainsi, une variation logarithmique a été assignée au paramètre de recharge pour le modèle de Zuunbayan pour que sa sensibilité soit du même ordre de grandeur que celle des autres paramètres. Cette modification n'est parfois pas suffisante tout simplement parce que le paramètre considéré n'a pas d'influence sur le modèle. Dans ce cas, il est nécessaire de le fixer manuellement ou de le

coupler avec un autre paramètre. C'est le cas de l'apport d'eau provenant de la source de Dund Bayan (Q_{DB}). Ce dernier a été supposé proportionnel à l'apport d'eau provenant de la source de Baruun Bayan (Q_{BB}). Le rapport a été fixé en fonction des résultats de la calibration du modèle d'Unegt. Cette démarche n'a pas été appliquée à la source de Zuunbayan où le volume d'eau sortant du bassin semblait davantage soumis à l'évaporation.

La liste des différents paramètres à calibrer est présentée dans le Tableau II.2. On dénombre au total cinq paramètres sur le sous-bassin d'Unegt et six paramètres sur le sous-bassin de Zuunbayan. D'autres paramètres, tels que la hauteur des potentiels imposés ou les paramètres des drains, liés aux conditions aux limites, ont été fixés. Les valeurs choisies ont été discutées précédemment dans la section II.2.1.6. Certains paramètres tels que la conductivité hydraulique de K2Bs et de K2Ss2, ou encore le taux de recharge, ne sont pas forcément identiques sur les deux sous-bassins (exemple de la formation du K2Bs, section I.4.2) et seront calibrés indépendamment.

Calibrer le modèle à partir de données piézométriques concentrées dans la partie centrale du bassin et supposer, en parallèle, des paramètres uniformes sur chaque sous-bassin revient à extrapoler les paramètres hydrodynamiques des aquifères de la partie centrale au reste de chaque sous-bassin.

Tableau II.2 : Paramètres à calibrer sur les sous-modèles d'Unegt et de Zuunbayan

	Paramètre	Description	Variation	
			Type	Plage
Unegt	K_{K2Bs_U}	Conductivité hydraulique de K2Bs (m/s)	Log[a]	10^{-8}-10^{-4}
	K_{K2Ss2_U}	Conductivité hydraulique de K2Ss2 (m/s)	Log	10^{-5}-10^{-3}
	K_{K2Ss1}	Conductivité hydraulique de K2Ss1 (m/s)	Log	10^{-5}-10^{-3}
	K_{imp_U}	Conductivité hydraulique des couches imperméables (m/s)	Log	10^{-10}-10^{-6}
	$R_{_U}$	Taux de recharge (mm/an)	Unif[b]	0,2-5
Zuunbayan	K_{K2Bs_Z}	Conductivité hydraulique de K2Bs (m/s)	log	$5\ 10^{-5}$ -$5\ 10^{-4}$
	K_{K2Ss2_Z}	Conductivité hydraulique de K2Ss2 (m/s)	log	$5\ 10^{-5}$ -$5\ 10^{-4}$
	K_{imp_Z}	Conductivité hydraulique des couches imperméables (m/s)	Log	10^{-9}-10^{-7}
	$R_{_Z}$	Taux de recharge (mm/an)	Log	0,5-5
	Q_{BB}	Apport d'eau de la source de BB (m^3/an)	Log	$0 – 3{,}97\ 10^{-6}$
	Q_{DB}	Apport d'eau de la source de DB (m^3/an)	Fixe	$\propto Q_{BB}$
	Q_{ZB}	Apport d'eau des sources de ZB (m^3/an)	Log	$0 – 4{,}70\ 10^{-6}$

[a]: Loi logarithmique ; [b]: Loi uniforme

Le modèle simule un régime d'écoulement permanent et est calibré en se basant sur les relevés piézométriques effectués en octobre 2015. Seul les puits nomades dérogent à cette période de référence. Pour ces derniers, une moyenne des quelques relevés ponctuels disponibles est utilisée.

Les points de référence utilisés pour la calibration sont au nombre de 41 et de 49 sur les sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan respectivement. Ces valeurs sont inférieures au nombre d'ouvrages hydrogéologiques présent sur ces bassins (90/79 ouvrages sur Unegt/Zuunbayan respectivement) pour plusieurs raisons. La première est la présence d'ouvrages multiples qui captent différentes unités du K2Ss2 et la deuxième est la présence de puits de pompages à proximité de certains piézomètres installés dans le but de tester les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. Afin de ne pas affecter plusieurs points de calibration à une unique cellule du modèle, les ouvrages environnants ont été fusionnés en un point d'observation unique ayant les caractéristiques moyennes des éléments fusionnés. Certains puits n'ont pas été pris en considération dans la calibration pour d'autres raisons énumérées ci-dessous.

- Sur le sous-bassin d'Unegt, le piézomètre PDL_0014, situé au sud de Baruun Bayan, n'a pas été considéré dans la calibration du modèle d'Unegt. Ce dernier intercepte en effet la formation du K2Ss2 qui disparait progressivement aux abords de la montagne de Dulaan Uul. Dans le modèle numérique maillé, cette formation n'est plus présente à cet endroit car son épaisseur était trop faible pour être représentée. Il n'est donc pas utile d'ajuster le modèle sur une valeur non représentative, d'autant que PDL_0015, situé à 200 m au nord de ce dernier, intercepte une couche géologique qui est bien représentée localement dans le modèle (K2Ss1).
- Sur le sous-bassin de Zuunbayan, les piézomètres PDL_0027 et PDL_0028, situés directement en aval de la faille, au nord-est de la source de Baruun Bayan, ont un potentiel très élevé par rapport à la moyenne du sous-bassin : 734,5 m et 720,2 m respectivement. Respecter ce gradient en considérant une conductivité uniforme pour la formation du K2Ss2 n'est pas possible. Localement, la conductivité hydraulique de cette formation aurait pu être diminuée pour obtenir un gradient adéquat mais il est préférable de réaliser la calibration sans se préoccuper de ces deux points qui reflètent des conditions locales et non-régionales. Le comportement de quatre autres piézomètres était mal représenté par le modèle avec des résidus de l'ordre d'un mètre. Ces ouvrages n'ont pas été considérés dans la calibration pour faciliter la convergence de PEST mais leur représentation a été néanmoins maintenue dans les différentes figures de cette section. Plus d'informations seront données à ce sujet dans la section II.2.2.1.

Quelques puits nomades ont été également considérés pour caler le modèle, trois sur le sous bassin d'Unegt, et un seul sur le sous-bassin de Zuunbayan. Seules les données des puits les plus fiables ont été utilisées.

La position des crépines pour chacun des ouvrages hydrogéologiques utilisés pour la calibration ne se définit pas par un ou plusieurs intervalles comme dans la réalité mais par une valeur unique. Par défaut, l'altitude du point médian de la crépine ou des crépines est choisie. Cependant des incohérences peuvent apparaitre car le maillage du modèle n'est pas en tout point strictement conforme à la réalité. Outre quelques rares conflits locaux entre le modèle géologique et certains forages, le maillage a aussi été modifié afin de toujours garantir une connexion entre les cellules adjacentes d'une même couche (voir annexe 9). Afin de rester cohérent avec l'unité interceptée par chaque ouvrage, l'altitude de certaines crépines a donc été modifiée en conséquence.

Chaque niveau piézométrique a été corrigé pour tenir compte de la salinité de la colonne d'eau. Si cette correction est peu importante sur le sous-bassin d'Unegt, elle l'est fréquemment pour le sous-bassin de Zuunbayan. En effet, la salinité des eaux de ce sous-bassin varie entre 0,5 et 20 g/L. Ceci pose problème, puisque le modèle régional considéré n'est pas adapté pour rendre compte des écoulements densitaires. Il faut donc corriger les niveaux piézométriques aux puits d'observations de manière à assurer une calibration correcte. Prendre en compte les corrections piézométriques liées à la salinité permet d'établir un champ de potentiel optimal pour estimer la direction des écoulements. Par exemple, les deux points PZOV_0027 et PZOV_0028 qui ont une salinité de 20 et 17 g/L respectivement ont un niveau piézométrique non corrigé de 696,3 et 697,4 m. En comparant ces valeurs aux autres points d'observations et si la salinité n'était pas prise en compte, ces points correspondraient à la zone piézométrique la plus basse du bassin. Or, si la salinité est prise en compte, cette conclusion devient fausse. Adopter une correction du niveau piézométrique par la salinité pose cependant un problème au niveau des conditions aux limites de l'exutoire. En effet, si une correction est effectuée sur le niveau des piézomètres placés au centre, ce dernier va être « surélevé » et le drain, simulant l'évaporation et dont la hauteur est fixe, va alors évacuer plus d'eau qu'il ne devrait, faussant ainsi les bilans quantitatifs. Pour contourner cette difficulté, une correction de salinité modifiée a été appliquée sur l'ensemble des points d'observations du sous-bassin. Cette correction s'est faite en prenant comme concentration de référence, non pas la moyenne des salinités comme pour le sous-bassin d'Unegt, mais la moyenne des points d'observation situés au sein de la dépression. Cette valeur est légèrement supérieure à la salinité globale sur le sous-bassin de Zuunbayan, mais permet de minimiser les erreurs de calculs sur la quantité d'eau sortant par évaporation.

II.2.2 Résultats et discussions

II.2.2.1 Calibration et analyse des résidus

Sous-bassin d'Unegt

Quinze calibrations ont été lancées avec PEST. Les conditions initiales de chacune d'entre elles ont été choisies aléatoirement au sein des plages définies dans le Tableau II.2. D'après les différentes analyses statistiques effectuées sur les résidus des simulations, les solutions obtenues lors de ces calibrations sont équivalentes à l'exception de deux calibrations qui ont présenté des fonctions objectif trop importantes (105% et 62% supérieure à la moyenne des fonctions objectif sur les 15 simulations). Ces deux dernières simulations ont donc été exclues de la suite de cette étude.

Sur la Figure II.10, les valeurs modélisées s'alignent alors sur les valeurs observées selon une droite avec un coefficient de détermination de 0,94. L'histogramme présenté Figure II.11 montre que l'ensemble des résidus suit approximativement une loi normale avec une moyenne quasi nulle. Ceci indique que le modèle représente correctement le système (Hill et Tiedeman, 2007).

Parmi les points présentant les erreurs les plus importantes, on retrouve le piézomètre PDL_0069, situé à 2 km au nord-ouest de la source de Baruun Bayan. Le résidu moyen est de -0,65 m (751,95 m au lieu de 751,30 m). De même pour le triplet PDL_0025/26/34 où le résidu moyen est de 0,54 m. Cependant, le résidu est de 1,7 m (752,01 m au lieu de 753,70 m) si PDL_0034 est considéré seul. Ainsi même si les erreurs paraissent faibles à première vue avec une erreur standard de seulement 0,3 m, localement l'écart peut se creuser. Cette limitation est directement liée à l'échelle du modèle régional qui n'est pas assez fine pour prendre en compte la subdivision des aquifères en sous-couches.

Les résidus des puits nomades sont corrects avec une valeur quasi nulle pour Elst Tolgoï (0,01 m), un résidu de -0,33 m pour Gurvan Sukhai et de 0,11 m pour Tsagaan Bulsht. Autour du gisement (de Dulaan Uul), le modèle à tendance à sous-estimer le niveau piézométrique de 0,5 m pour le point nommé « Gisement » regroupant quatre piézomètres (755,07 m au lieu de 755,58 m) et de 0,58 m pour PDL_0004 (755,35 m au lieu de 755,93 m).

De manière générale, quelle que soit la simulation, les résidus varient faiblement à l'exception de Tsagaan Bulsht (Figure II.10). Ces variations, de l'ordre de 0,4 m, s'expliquent par la proximité du puits à la source de Dund Bayan dont le débit et le niveau piézométrique local varient significativement en fonction des paramètres hydrodynamiques attribués aux différentes formations.

Si l'on considère la répartition spatiale des résidus (Figure II.12), on constate une sous-estimation du niveau piézométrique à proximité du gisement puis une légère surestimation en aval de ce dernier. À l'approche de la source de Baruun Bayan, les résidus, qu'ils soient

positifs ou négatifs, voient leur amplitude augmenter en même temps que le gradient hydraulique. Le nord du bassin semble bien modélisé d'après les puits nomades d'Elst Tolgoï et Tsagaan Bulsht. Au sud-ouest en revanche, les piézomètres PDL_0062 et PDL_0030 présentent des résidus importants. Les deux ouvrages sont situés à ~4 km l'un de l'autre et sont supposés capter le même aquifère. Ils présentent un résidu de -0,82 m pour PDL_0062 (soit 757,21 m au lieu de 756,40 m) et de 0,44 m pour PDL_0030 (soit 757,32 m au lieu de757,75 m). Cette différence pourrait traduire l'existence d'une zone de recharge locale située au sud de PDL_0030, alors que le modèle considère une recharge supposée uniforme.

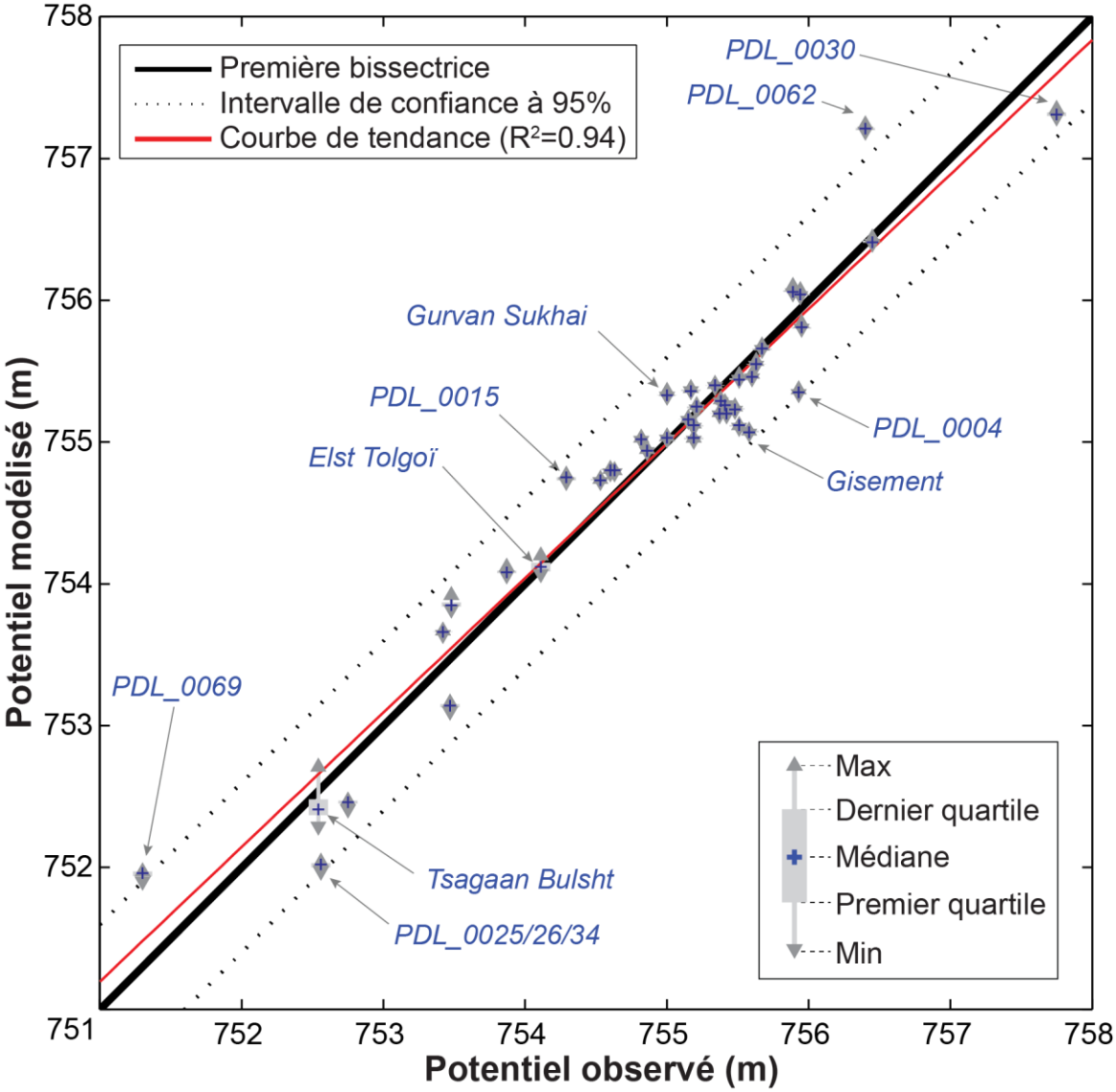

Figure II.10 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés sur le sous-bassin d'Unegt

(Les variations correspondent aux valeurs des potentiels obtenues lors de la calibration et ne dépassent que rarement 0,1 m. Les données brutes sont données en annexe 14. Le coefficient de Nash-Sutcliff est égal à 0,94 et la fonction objectif, φ, est de 3,6 m²))

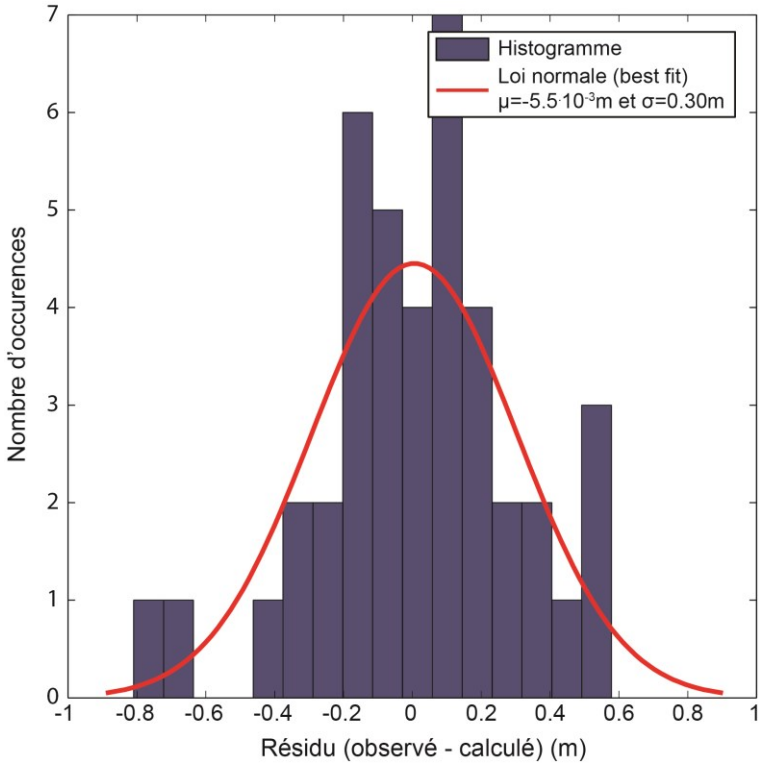

Figure II.11 : Histogramme des résidus moyens obtenus lors de la calibration du modèle du sous-bassin d'Unegt

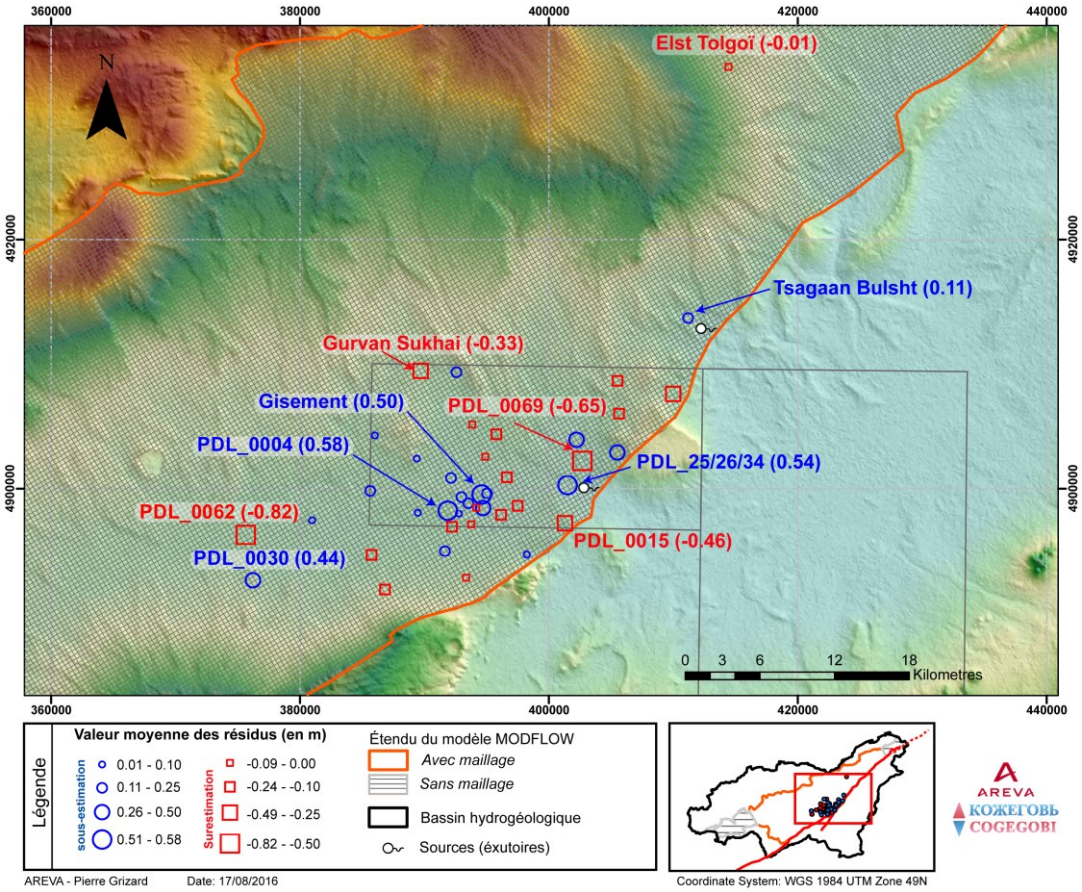

Figure II.12 : Répartition spatiale des résidus (observé – calculé) pour la calibration d'Unegt

Sous-bassin de Zuunbayan

La calibration du sous-bassin de Zuunbayan a été plus difficile. Contrairement au sous-bassin d'Unegt, l'optimisation globale du modèle convergeait unanimement vers des solutions où les conductivités hydrauliques et la recharge étaient automatiquement maximisées. Les bornes des intervalles de variations pour les paramètres K_{K2Ss2} et R_Z était donc quasiment toujours atteintes. Les solutions extrêmes obtenues avec R_Z = 5 mm/an et K_{K2Ss2} = 5 10^{-4} m/s restent plausibles mais ne reflètent pas l'ensemble des solutions possibles. Afin de remédier à ce problème, les quatre points d'observation les moins bien représentés ont été écartés lors de la phase de calibration : PZOV_0034, PZOV_0035, PZUK_0003 et le puits nomade de Nuudag. Suite à cette modification, l'utilitaire PEST converge vers une solution présentant une fonction objectif de 1,15 m² obtenue avec un jeu de paramètres toujours plus ou moins identique. Le domaine des solutions retenues a alors été élargi à l'ensemble des solutions associées à une fonction objectif inférieure à 1,2 m². Deux solutions ont été retenues par calibration : celle possédant la plus faible RMSE et celle dont la RMSE est la plus proche - mais inférieur – de 1,2 m². Au total, 30 solutions (annexe 15) ont permis d'obtenir les analyses présentées dans cette section.

En écartant les ouvrages cités ci-dessus, les résultats de la calibration sont satisfaisants. Les potentiels observés coïncident avec ceux modélisés (Figure II.13) avec un coefficient de détermination, R^2, de 0,89 et selon une droite qui se rapproche de la première bissectrice. D'une simulation à l'autre, les potentiels simulés restent très proches avec des variations maximales de 30 cm. Les aquifères du K2Bs et du K2Ss2 sont correctement représentés. L'histogramme présenté Figure II.14 suit bien une loi assimilable à une gaussienne. Spatialement, la piézométrie dans la zone du gisement reste légèrement sous-estimée alors que le reste du bassin est quant à lui légèrement surestimé (Figure II.15).

Ces résultats se dégradent si les quatre points précités sont à nouveau considérés. L'origine des erreurs sur ces ouvrages est mal comprise et voici quelques possibilités :

- *PZUK_0003/ PZUK_0002* : PZUK_0003 capte l'unité U_2 de la formation du K2Ss2, au nord du bassin. Il est situé à côté de PZUK_0002 qui lui capte l'aquifère du K2Bs. Un écart piézométrique de 2 m est observé sur ce doublet et quels que soient les paramètres envisagés le modèle ne peut pas représenter un tel écart piézométrique entre ces deux aquifères. Le puits PZUK_0001 intercepte la formation du K2Ss2 et se situe 7 km au sud-ouest de ce doublet. Il est artésien ce qui montre une fois de plus que l'aquifère supérieur est isolé de la formation du K2Ss2. Par ailleurs, la géologie est moins bien connue dans cette zone et il est possible que la formation du K2Ss1 réapparaisse à cet endroit.
- *PZOV_0034 et 35* : ces deux ouvrages captent l'aquifère superficiel du K2Bs. Les zones de recharge ne sont pas connues avec précision et peuvent entrainer localement des erreurs. De plus, le niveau piézométrique est directement lié au niveau topographique au

centre du bassin (l'évaporation pouvant avoir lieu jusqu'à un mètre en dessous de ce niveau comme nous l'avons admis dans le modèle). Cette cote topographique a toutefois été estimée à partir d'un modèle numérique de terrain et une erreur de ± 1 m est envisageable.

- *Nuudag* : Ce puits nomade est le point le plus au nord du bassin. L'écart avec le modèle est important, 2 m. De nombreuses explications sont possibles : les relevés piézométriques de cet ouvrage sont très ponctuels et il est possible que les nomades l'aient utilisé avant le relevé. Il est aussi envisageable que la conductivité hydraulique soit plus faible dans cette partie du bassin ou que la recharge y soit plus importante.

Les deux points situés au nord, PZUK_0003 et Nuudag, ont un niveau piézométrique largement sous-estimé par le modèle. Si la géologie est supposée uniforme sur le bassin, une arrivée d'eau plus importante par le nord pourrait expliquer cet écart. Le modèle a alors été recalibré en laissant le paramètre de recharge au nord-est du bassin libre d'être ajusté (voir annexe 16). Cette calibration a amélioré les niveaux piézométriques modélisés aux deux ouvrages cités précédemment. En outre, la détermination de cette recharge a permis, en supposant une recharge uniforme à l'intérieur et à l'extérieur du bassin, d'estimer une potentielle zone connectée d'environ 1 400 km². Ce basin adjacent pourrait correspondre à une partie de la zone 2 définie dans la Figure II.1B. Davantage de données hydrogéologiques et géologiques seraient nécessaires pour vérifier l'hypothèse d'une telle connexion. En l'absence de confirmation, nous avons préféré ne pas prendre en considération ces résultats pour la suite de cette étude. Plus d'informations sont disponibles en annexe 16.

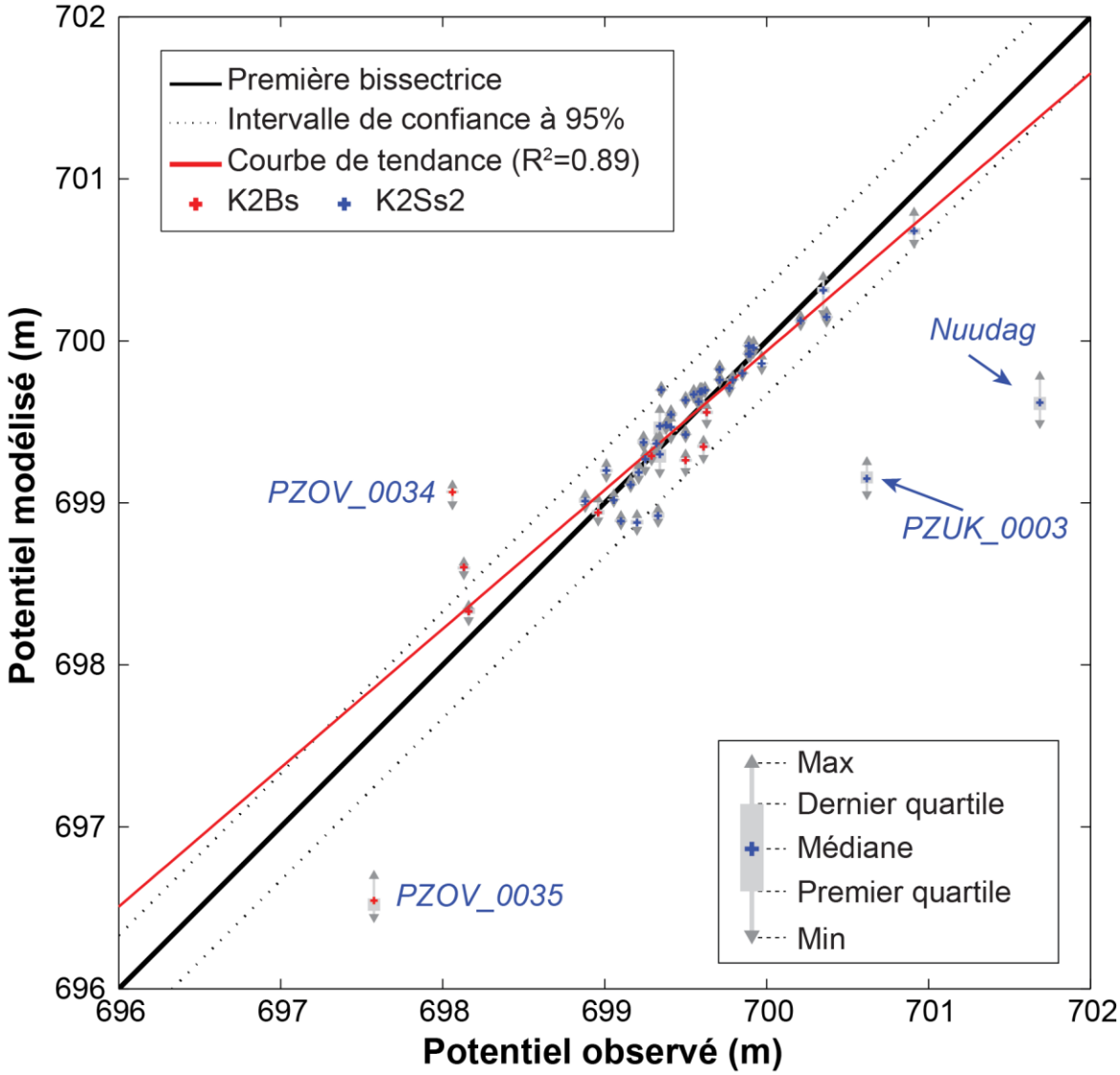

Figure II.13 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés sur le modèle de Zuunbayan.

(Les variations correspondent aux différentes valeurs des potentiels obtenus lors de la calibration. La régression linéaire et les intervalles de confiance sont obtenus sans les 4 points notés en bleu. Les données brutes sont données dans l'annexe 15. Le coefficient de Nash-Sutcliff est égal à 0,95 et la fonction objectif φ est comprise entre 1,15 et 1,21 m² sans considérer les 4 points nommés)

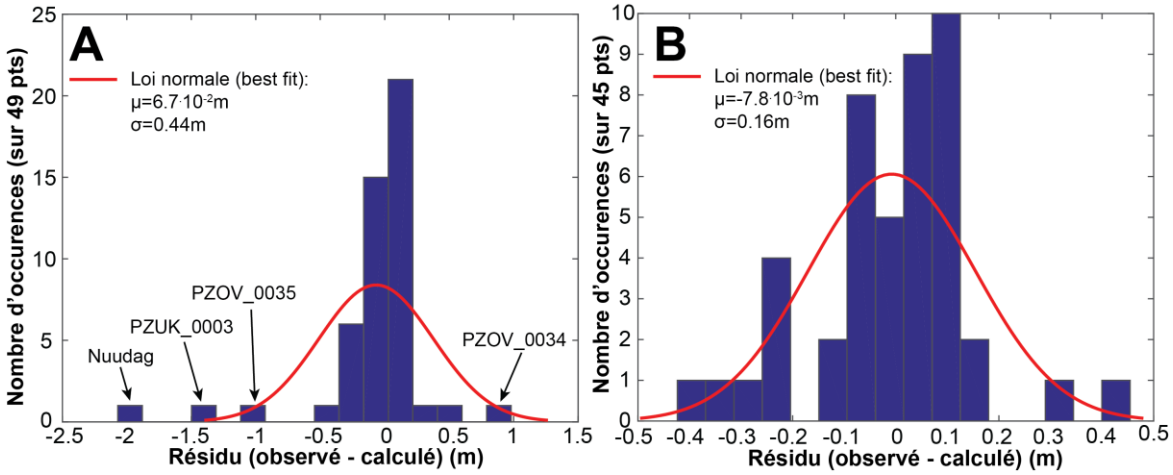

Figure II.14 : Histogramme des résidus moyens obtenus lors de la calibration du modèle du sous-bassin de Zuunbayan

(En A), lorsque PZOV_0034/35, PZUK_0003 et Nuudag sont considérés et en B) lorsqu'ils ne le sont pas. Les résidus s'alignent davantage selon une distribution normale et l'écart type de la distribution est plus faible lorsque les quatre points ne sont pas considérés.)

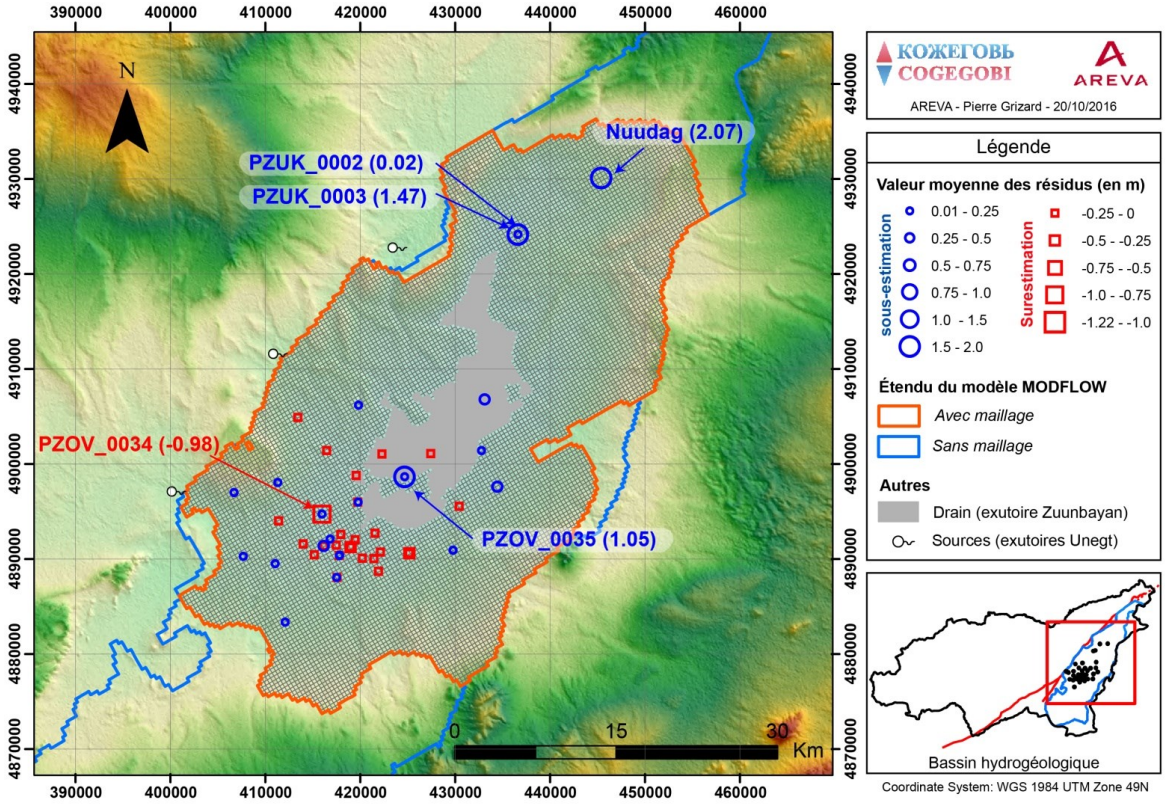

Figure II.15 : Répartition spatiale des résidus (observé – calculé) pour la calibration de Zuunbayan

II.2.2.2 Variation des paramètres du modèle

Sous-bassin d'Unegt

Les différents résultats sont présentés Figure II.16 (voir annexe 14 pour plus de détails) et commentés ci-dessous.

- *K2Bs* : sa conductivité hydraulique reste plus faible comparée aux autres formations avec une valeur moyenne de seulement $2{,}3 \cdot 10^{-5}$ m/s. Les solutions trouvées vont de $4{,}7 \cdot 10^{-6}$ à $4{,}4 \cdot 10^{-5}$ m/s.
- *K2Ss2* : sa conductivité hydraulique moyenne est de $6{,}6 \cdot 10^{-5}$ m/s, ce qui correspond aux valeurs les plus basses obtenues lors des tests de pompages. Les valeurs possibles s'échelonnent de $2{,}4 \cdot 10^{-5}$ à $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ m/s et correspondent à la partie inférieure de l'intervalle de variation initialement défini.
- *K2Ss1* : sa conductivité hydraulique moyenne est la plus élevée ($5{,}1 \cdot 10^{-4}$ m/s) et est tout de même quatre à cinq fois supérieure à l'unique estimation obtenue à partir d'un test de pompage. Les valeurs possibles s'échelonnent de $1{,}7 \cdot 10^{-4}$ à $8{,}6 \cdot 10^{-4}$ m/s et se situent dans la partie supérieure de l'intervalle de variation initialement défini.
- *Les intercalaires argileux* : Malgré une plage de variation initiale très large (de 10^{-9} à 10^{-6} m/s), les valeurs de conductivité hydraulique pour ces aquitards restent faibles entre $4{,}3 \cdot 10^{-9}$ et $2{,}4 \cdot 10^{-8}$ m/s avec une moyenne de $1{,}3 \cdot 10^{-8}$ m/s.
- *R* : La recharge est le paramètre le plus important vis-à-vis du bilan hydrologique du bassin. Sa valeur moyenne est de 1,8 mm/an et s'échelonne entre 0,6 et 3,0 mm/an recouvrant ainsi une majeure partie de l'intervalle de variation défini initialement.

De manière générale, l'aquifère du K2Bs est donc le moins perméable, celui porté par le K2Ss1 est le plus perméable et celui porté par le K2Ss2 se situe entre les deux précédents. Cette tendance confirme les observations de terrains (tests de pompage, diagraphies, granulométrie…). Bien que du même ordre de grandeur, les conductivités hydrauliques observées pour le K2Ss2 restent faibles par rapport aux tests de pompages réalisés sur les licences (essentiellement dans l'environnement des gisements) et aussi par rapport au K2Ss1.

Les jeux de solutions montrent une corrélation assez nette entre les conductivités hydrauliques et la recharge : plus la recharge est élevée et plus les conductivités hydrauliques sont élevées, de telle sorte que le gradient hydraulique soit maintenu identique.

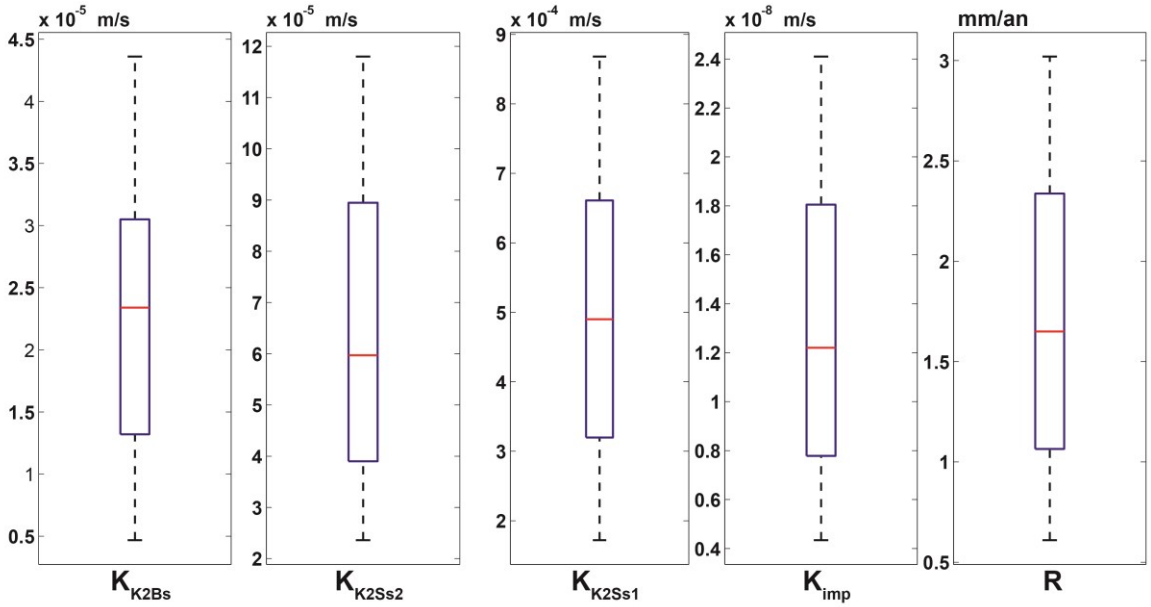

Figure II.16 : Résumé graphique des différentes valeurs prises par les paramètres ajustés lors de la calibration du modèle d'Unegt

(Le diagramme moustache présente de bas en haut : minimum, premier quartile, médiane, troisième quartile et maximum.)

Sous-bassin de Zuunbayan

Les différents résultats sont présentés Figure II.17 (voir annexe 15 pour plus de détails) et commentés ci-dessous.

- *K2Bs* : sa conductivité hydraulique moyenne est de $8{,}9 \cdot 10^{-5}$ m/s. Les solutions trouvées vont de $5{,}0 \cdot 10^{-5}$ à $1{,}8 \cdot 10^{-4}$ m/s. Ces valeurs se cantonnent à la partie inférieure de l'intervalle de variation initialement défini mais restent cohérentes avec les tests de pompage qui ont donné des valeurs maximales de $1{,}6 \cdot 10^{-4}$m/s et une valeur moyenne de $1{,}0 \cdot 10^{-4}$ m/s. Comparé à la formation K2Bs d'Unegt, la conductivité hydraulique moyenne de cette formation sur Zuunbayan semble environ cinq fois supérieure. Cela n'est pas étonnant puisque le faciès de cette formation est globalement beaucoup plus argileux sur le sous-bassin d'Unegt.
- *K2Ss2* : sa conductivité hydraulique moyenne est de $3{,}3 \cdot 10^{-4}$ m/s, ce qui correspond aux valeurs les plus hautes obtenues lors des tests de pompages. Les valeurs possibles s'échelonnent de $1{,}9 \cdot 10^{-4}$ à $5{,}0 \cdot 10^{-4}$ m/s et correspondent à la partie supérieure de l'intervalle de variation initialement défini. Là encore, par rapport à la formation K2Ss2 d'Unegt, les valeurs de conductivité hydraulique sont cinq fois supérieures sur Zuunbayan. Cet écart reste toutefois mal compris dans la mesure où les faciès observés sur les licences ne sont pas clairement différents.
- *Les intercalaires argileux* : Les valeurs de conductivité hydraulique pour ces aquitards restent faibles et varient seulement entre $2{,}5 \cdot 10^{-9}$ et $8{,}4 \cdot 10^{-9}$ m/s pour une moyenne de $4{,}6 \cdot 10^{-9}$ m/s.

- *R* : La valeur moyenne de la recharge est de 1,8 mm/an et s'échelonne entre 1,1 et 3,1 mm/an. Ces valeurs sont très proches de celles trouvées pour la calibration du sous-bassin d'Unegt et confirment ainsi sa portée régionale. Avec la zone de recharge définie dans le modèle, cela correspond à un volume d'eau entrant moyen de $5{,}2 \cdot 10^6$ m^3/an.
- Q_{BB} *et* Q_{DB} : Le rapport des quantités d'eau provenant des sources de Baruun Bayan et de Dund Bayan a été maintenu constant pour limiter le nombre de paramètres à calibrer ($Q_{DB}/Q_{BB} = 0{,}4$). Comparé aux valeurs moyennes des débits présentées Figure II.18, seulement 34 % de l'eau s'écoulant de ces sources alimenterait le sous-bassin de Zuunbayan, le reste étant perdu par évapotranspiration. Le débit moyen sur Baruun Bayan/Dund Bayan est de $1{,}34/0{,}54 \cdot 10^6$ m^3/an avec des variations allant de $0{,}54/0{,}22 \cdot 10^6$ à $2{,}08/0{,}83 \cdot 10^6$ m^3/an, respectivement.
- Q_{ZB} : De la même manière, seulement 42 % des eaux des sources de Zuunbayan contribueraient à l'alimentation du sous-bassin de Zuunbayan. Le débit moyen est de $1{,}95 \cdot 10^6$ m^3/an avec des variations entre 0,34 et $4{,}63 \cdot 10^6$ m^3/an.

Les ordres de grandeurs trouvés pour les conductivités hydrauliques sont les mêmes que ceux obtenus lors des tests de pompage avec une variation acceptable pour la formation du K2Ss2. Les paramètres du modèle reflètent une valeur moyenne sur l'ensemble du sous-bassin de Zuunbayan, à l'inverse des tests de pompage locaux qui ont été réalisés dans la zone du gisement. Il est donc normal d'avoir des différences.

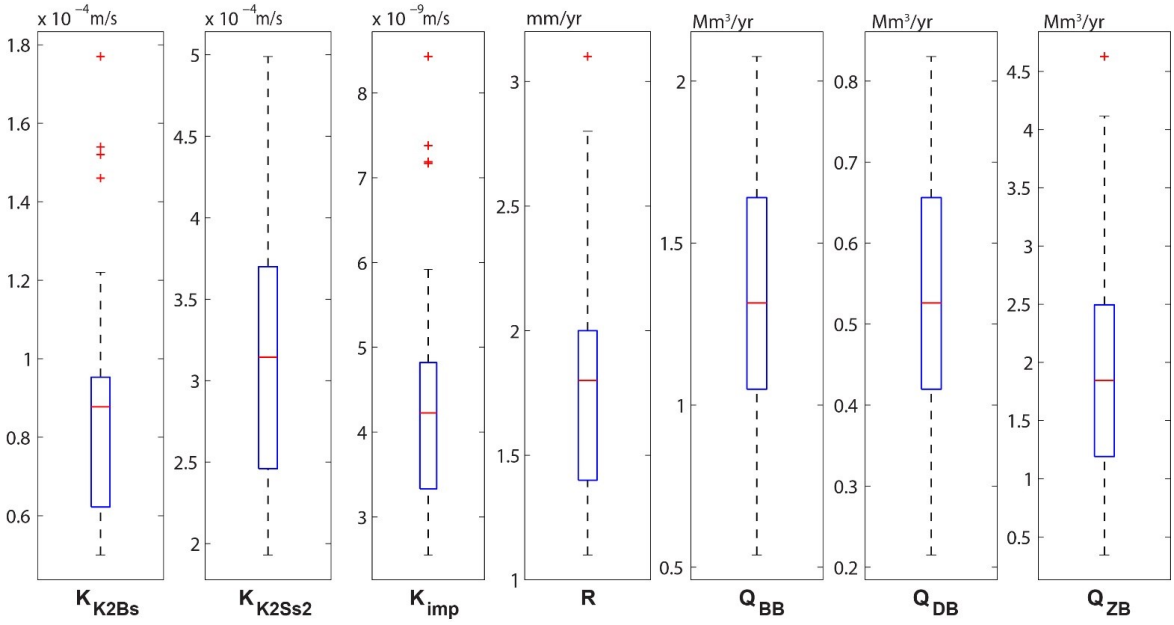

Figure II.17 : Résumé graphique des différentes valeurs prises par les paramètres ajustés lors de la calibration du modèle de Zuunbayan

(Q_{BB}, Q_{DB} et Q_{ZB} correspondent au débit annuel entrant dans le sous-bassin de Zuunbayan via les sources de Baruun Bayan, Dund Bayan et Zuunbayan respectivement. Pour comparaison, le volume d'eau issu de la recharge uniforme R s'obtient en multipliant ce paramètre par une surface de 2 800 km^2)

II.2.2.3 Bilans hydriques

Bilan hydrique du sous-bassin d'Unegt

La recharge a été estimée dans la section précédente à 1,8 mm/an avec des variations allant de 0,6 à 3,0 mm/an selon les simulations. Cette eau s'évacue ensuite du bassin via quatre exutoires. La quantité d'eau sortant de chacune de ces zones a pu être obtenue grâce à l'utilitaire 'Zone Budget' intégré à Visual MODFLOW. Les estimations obtenues sont présentées Figure II.18 et commentées ci-dessous :

- La source/playa de Zuunbayan est l'exutoire principal du sous-bassin d'Unegt et représente en moyenne 42 % des eaux totales sortant de ce sous-bassin.
- La source de Baruun Bayan est aussi un exutoire prépondérant qui représente 35 % du volume d'eau sortant.
- La source de Dund Bayan et la playa d'Unegt sont des exutoires de moindre ampleur qui ne drainent que 14 et 8 % respectivement des eaux du sous-bassin.

Afin de contrôler ces résultats, les différentes sources ont été visitées lors d'une mission fin août 2016. Il n'a pas été possible de comparer le débit des différentes sources, même de manière qualitative (voir annexe 3.2). Aucun écoulement n'a pu être observé sur les sources de Zuunbayan et de Baruun Bayan mais ces zones étaient très végétalisées et difficiles d'accès, surtout la dernière. Seule la source de Dund Bayan présentait un écoulement visible en surface avec très peu de végétation aux alentours.

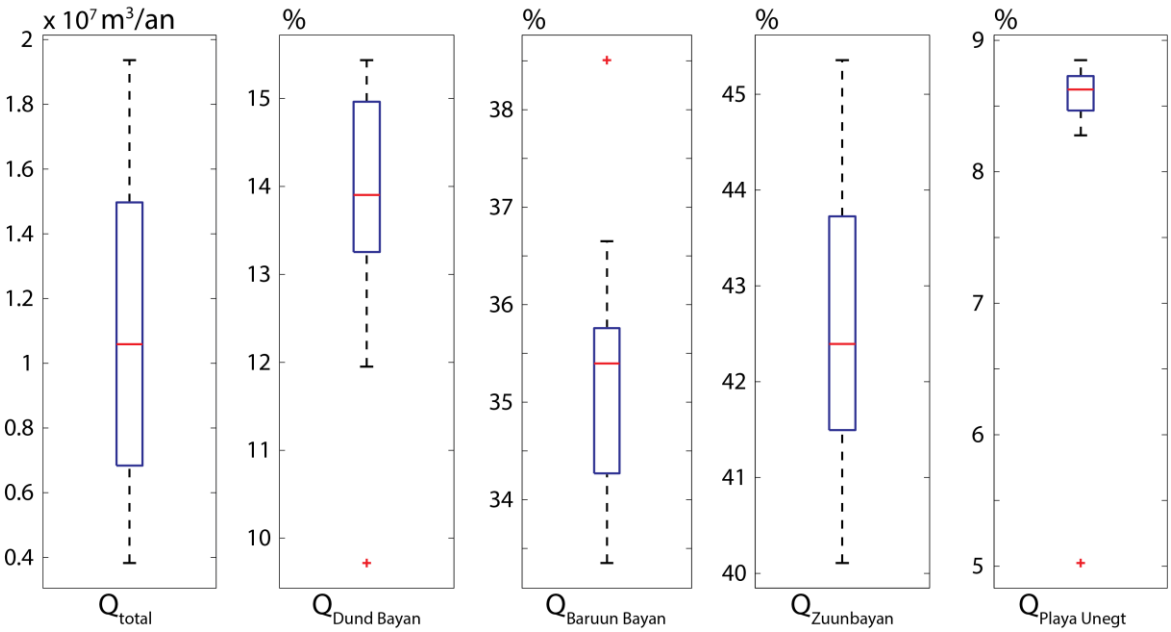

Figure II.18 : Débit total sortant du sous-bassin d'Unegt et pourcentage respectif de ce débit sortant par les différents exutoires.

(Comme les simulations ont été faites en régime permanent, les quantités d'eaux entrantes (Q_{total}) correspondent aux quantités d'eaux sortantes.)

Le budget de chaque cellule a été étudié afin de 1) s'assurer que la conductance des drains a été approximée correctement et ne permet pas une évaporation supérieure à 2 000 mm/an et 2) de visualiser la répartition de l'eau évacuée sur le sous-bassin. La quantité d'eau sortante des drains au niveau de la playa d'Unegt est toujours très inférieure au taux d'évaporation estimé dans la section II.1.2.4 et ne dépasse pas les 300 mm/an. La Figure II.19 présente ces résultats de façon spatiale. Pour les sources de Dund Bayan, Baruun Bayan et Zuunbayan, la quantité d'eau sortante des cellules est due à la fois au ruissellement et à l'évaporation expliquant pourquoi les taux affichés peuvent dépasser les 2 000 mm/an.

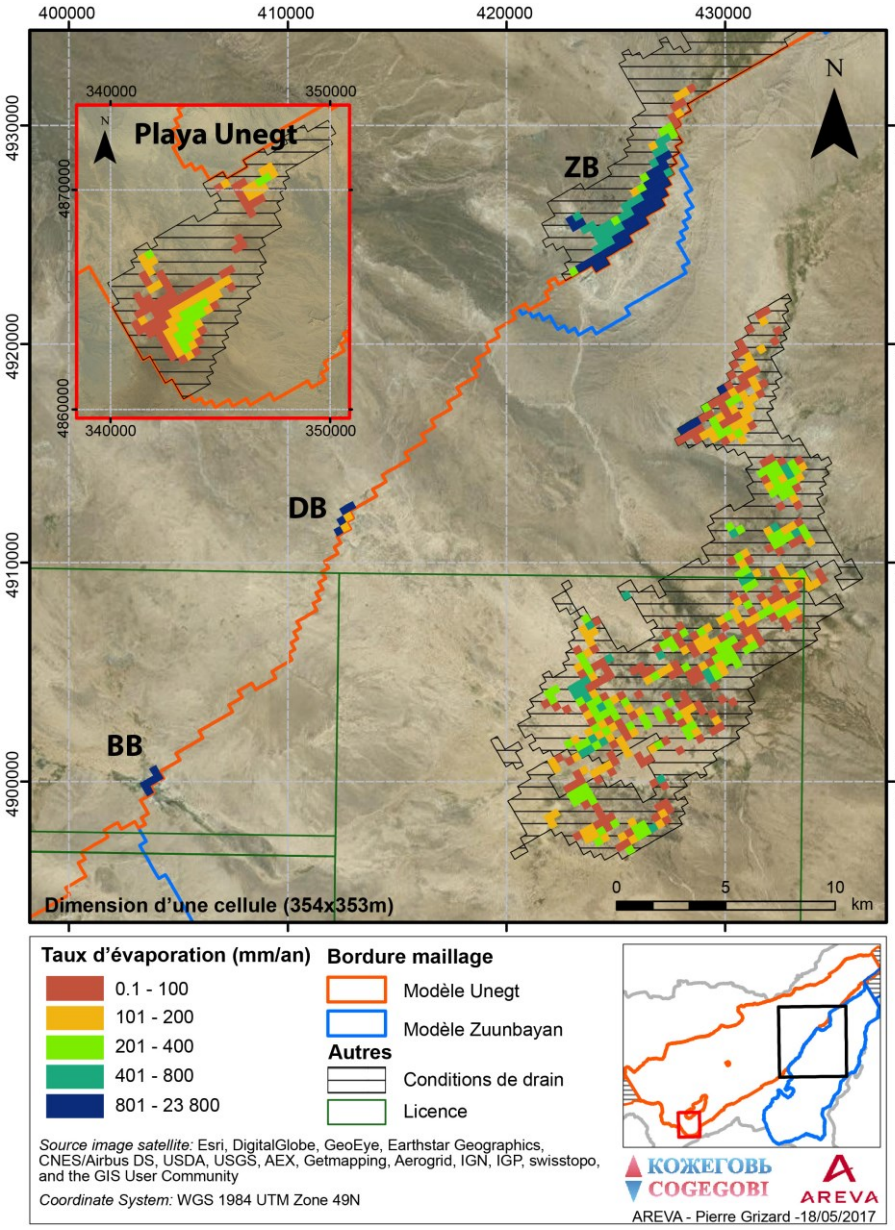

Figure II.19 : Vue spatiale de la quantité d'eau sortant par les différentes sources et playas du bassin

(Les valeurs présentées correspondent à la solution 7 pour le sous-bassin d'Unegt et à la solution 5a pour le sous-bassin de Zuunbayan)

Bilan hydrique du sous-bassin de Zuunbayan

Différents éléments du bilan hydrique de ce sous-bassin ont déjà été présentés dans la section II.2.2.2 (R, Q_{BB}, Q_{DB} et Q_{ZB} - Figure II.17). La recharge est similaire à celle du sous-bassin d'Unegt avec une moyenne de 1,8 mm/an et des variations allant de 1,1 à 3,1 mm/an. Les apports provenant du sous-bassin d'Unegt aux travers des différentes sources ne sont pas du tout négligeables par rapport à cette recharge uniforme. En moyenne, ces apports extérieurs correspondent à 42 % des entrées d'eau sur ce sous-bassin avec des variations comprises entre 34 et 49 %. La totalité des eaux s'évapore ensuite dans la dépression centrale. De la même manière que pour le modèle d'Unegt, le budget de chaque cellule de cette zone a été analysé pour estimer l'évaporation locale annuelle. Cette étude n'a porté que sur trois solutions : 5a, 10a et 10b (voir annexe 15 pour plus d'information) qui couvrent l'ensemble de la plage de recharge possible.

Le taux d'évaporation maximal observé sur une cellule est de 1 450 (solution 10b), 1 550 (solution 5a) et 1 700 mm/an (solution 10a). Ces valeurs respectent celles présentées section II.1.2.4. En moyenne, sur l'ensemble des cellules où il y a de l'évaporation, ces taux sont beaucoup plus faibles : 140, 170 et 230 mm/an pour les solutions 10b, 5a et 10a respectivement. Les conditions de drain ne sont pas sollicitées sur chaque cellule comme on peut le voir sur la Figure II.19. Seulement 27 %, 35 % et 46 % de des cellules conditionnées par des drains évacuent de l'eau pour les solutions 10b, 5a et 10a respectivement.

Bilan hydrique régional

Les résultats des deux modèles permettent d'obtenir une estimation du bilan hydrique à l'échelle régionale. Ce bilan se base sur les valeurs moyennes issues des calibrations et ne tient pas compte des variations possibles. Le taux de recharge semble être assez uniforme sur l'ensemble du bassin avec des valeurs moyennes autour de 1,8 mm/an. La majorité des eaux ($1{,}1 \cdot 10^7$ m^3/an) s'infiltre donc sur le sous-bassin d'Unegt qui est 2,3 fois plus grand que celui de Zuunbayan. Une petite partie est ensuite perdue par évaporation via la playa d'Unegt au sud du sous-bassin d'Unegt (8 %). Le reste est transféré en partie sur le sous-bassin de Zuunbayan via les trois autres exutoires. Lors de ce transfert, entre 60 et 70 % de l'eau est perdue par évaporation. L'apport d'eau provenant de ces trois exutoires n'est cependant pas négligeable puisqu'il représente plus de 40 % de toute l'eau alimentant le sous-bassin de Zuunbayan. Ces eaux se déchargent ensuite par évaporation dans la dépression centrale ($9{,}1 \cdot 10^6$ m^3/an).

Les quantités d'eau entrante dans les deux sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan sont de 11,2 et $5{,}2 \cdot 10^6$ m^3, en considérant les recharges moyennes obtenues lors de la calibration, et au minimum de 3,9 et $3{,}1 \cdot 10^6$ m^3/an. Ces valeurs permettent largement de subvenir au besoin actuel tant pour les populations locales que pour les activités minières. Les besoins en eaux

sont plutôt limités par la qualité de cette dernière, notamment par la salinité (voir chapitre IV) mais aussi par les teneurs de certains ions mineurs et rares mentionnées dans la section I.4.3.

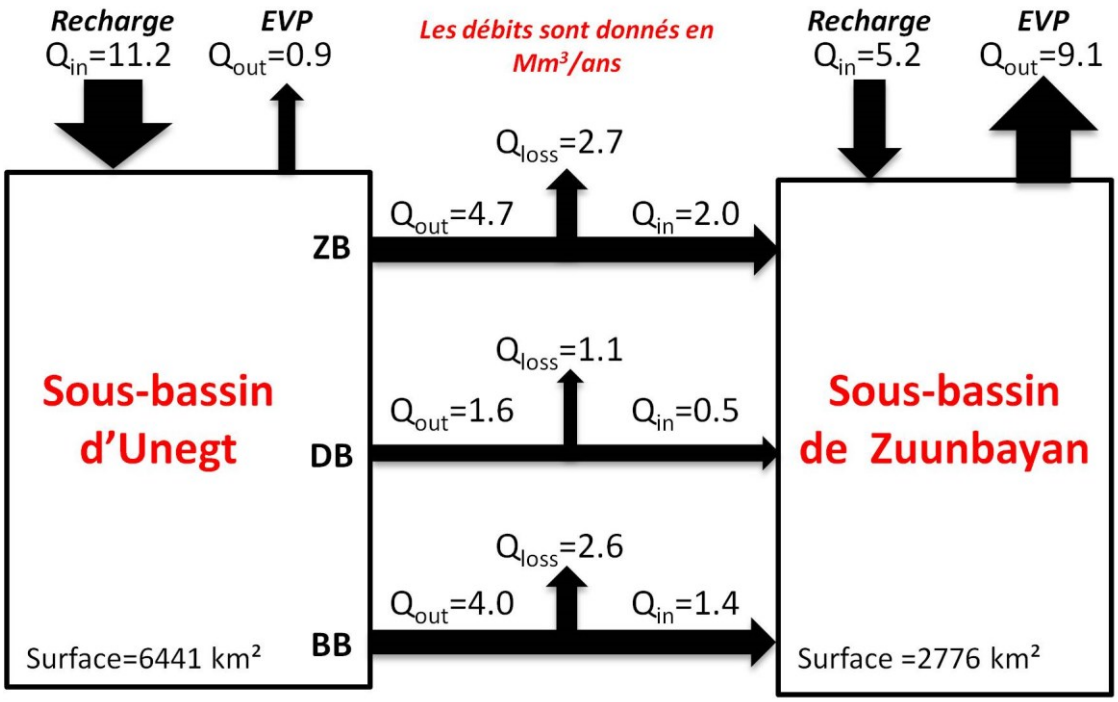

Figure II.20 : Estimation du bilan hydrique du bassin à partir des modélisations régionales

(Ces valeurs sont obtenues en moyennant l'ensemble des résultats de calibration sur le sous-bassin de Zuunbayan et d'Unegt)

II.2.2.4 Cartes piézométriques

La méthode de calibration employée utilise des données concentrées dans la partie centrale du bassin et des couches aux propriétés spatialement uniformes. Les isopièzes présentées dans cette section correspondent donc à celles obtenues en extrapolant les paramètres hydrodynamiques des aquifères de la zone centrale de chaque sous-bassin, à l'ensemble des sous-bassins respectifs.

Sous-bassin d'Unegt

Les cartes piézométriques diffèrent très légèrement d'une solution à l'autre, les variations sont illustrées sur la Figure II.21. Au sein des aquifères, le gradient hydraulique vertical est quasi nul sauf à l'approche des exutoires (Figure II.22 et Figure II.23) où les eaux remontent vers la surface. Dans ces zones, la vitesse d'écoulement s'accélère. On remarque que la source de Dund Bayan récupère majoritairement des eaux issues du K2Bs. Les eaux du K2Ss1 s'échappent majoritairement par la source de Zuunbayan et en mineure partie par la playa d'Unegt et la source de Baruun Bayan.

De manière générale, les lignes piézométriques se resserrent à l'ouest du bassin pour atteindre ~762 m en bordure alors qu'à l'est, elles sont beaucoup plus espacées et ne dépassent

qu'à peine les 755 m. Cette différence est directement liée à la puissance des formations. À l'est, le bassin est profond et peut atteindre parfois plus de 1 000 m d'épaisseur alors qu'à l'ouest l'épaisseur totale avoisine plutôt les 400 m. Il est difficile de comparer ces cartes piézométriques avec celles établies manuellement (section II.1.3.1) car le modèle régional n'est pas assez détaillé au niveau des licences. Il ne donne en effet qu'une image moyenne de l'écoulement entre les différentes unités du K2Ss2.

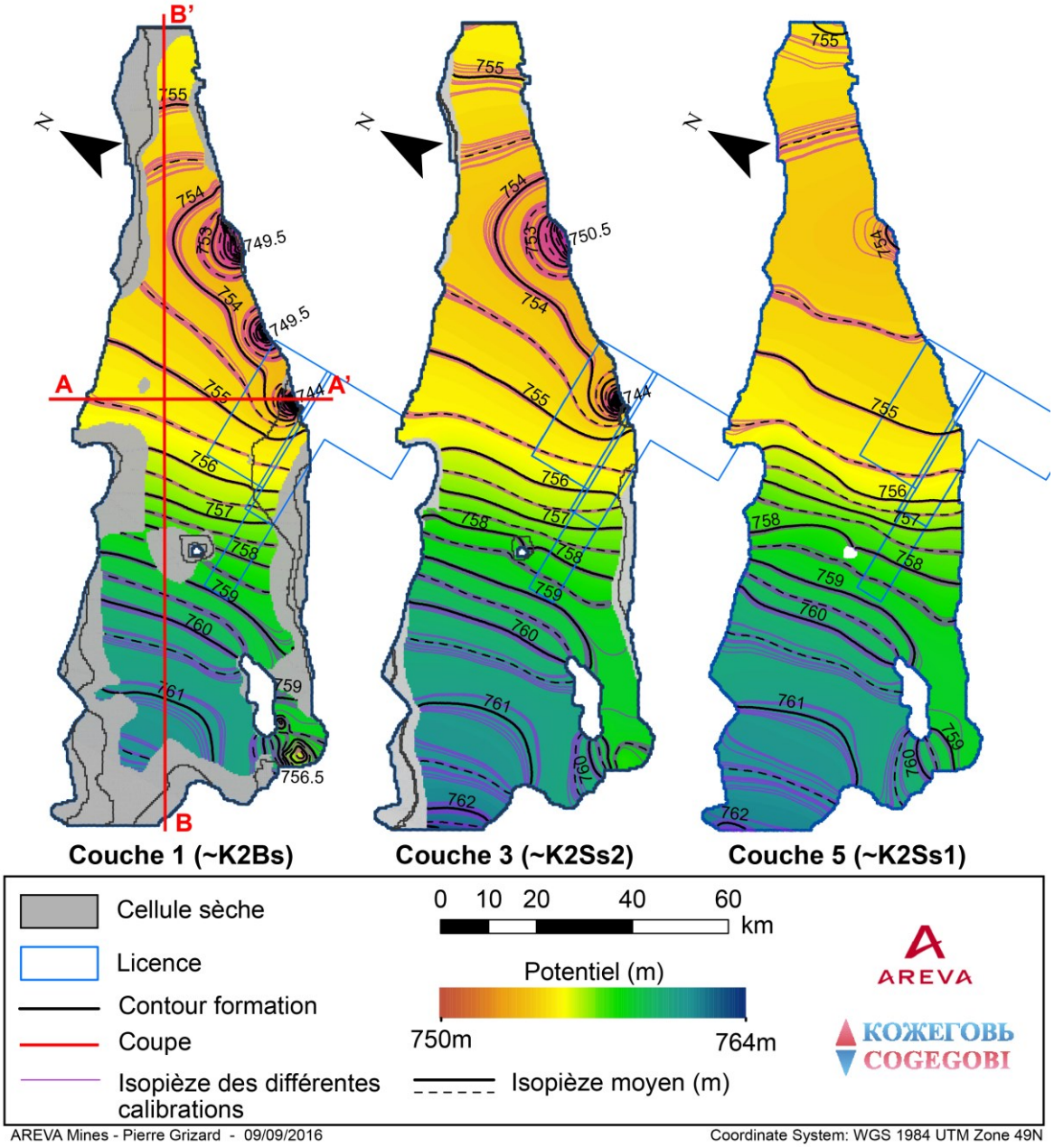

Figure II.21 : Cartes piézométriques obtenues à partir du modèle du sous-bassin d'Unegt

(Les résultats correspondent à une moyenne des différentes solutions obtenues lors de la calibration. Les différentes couches présentées correspondent plus ou moins aux différentes formations : K2BS pour la couche 1, K2Ss2 pour la couche 3 et K2Ss1 pour la couche 5. Attention toutefois aux interprétations rapides. Les eaux du K2Ss1 ne se déversent pas uniquement dans la source de Zuunbayan car le K2Ss1 affleure vers la source de Baruun Bayan et une partie se déverse aussi via cet exutoire.)

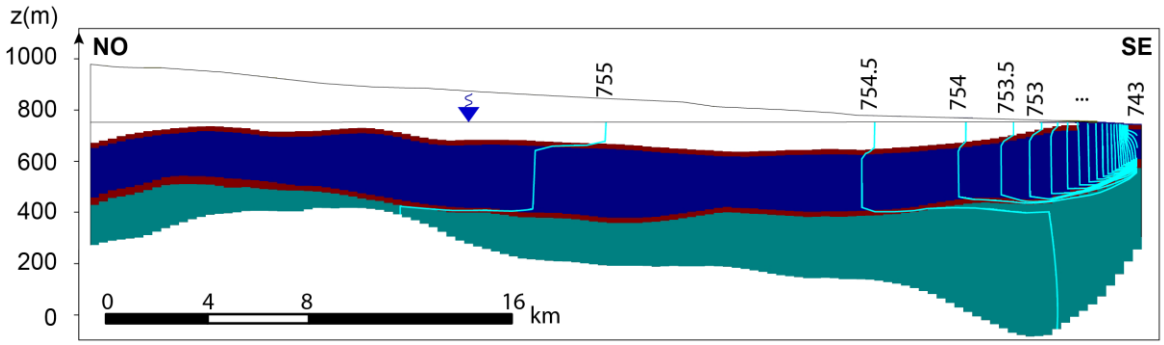

Figure II.22 : Piézométrie de la coupe AA'

(Exagération verticale de 10. Voir Figure II.21 pour localiser cette coupe. Les isopièzes sont représentées en bleu clair)

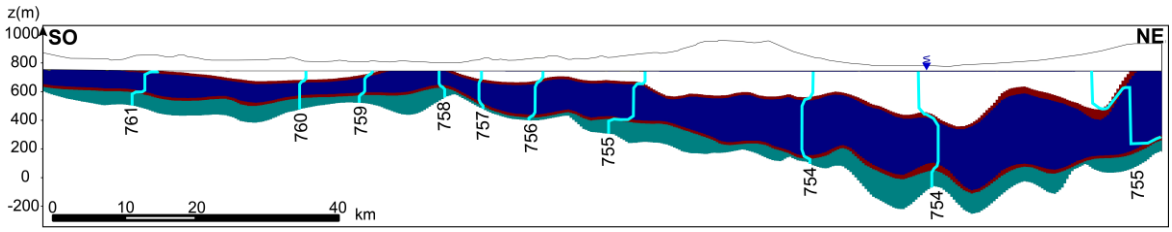

Figure II.23 : Piézométrie de la coupe BB'

(Exagération verticale de 20. Voir Figure II.21 pour localiser cette coupe. Les isopièzes sont représentées en bleu clair)

Sous-bassin de Zuunbayan

Les courbes piézométriques de la formation du K2Bs sont centrées sur la dépression de Tsagaan Els où l'évaporation a lieu (Figure II.24). Pour l'aquifère du K2Ss2, les eaux convergent vers le centre du bassin où elles remontent dans l'aquifère supérieur. Cette zone ne coïncide pas exactement avec la dépression de Tsagaan Els contrairement à ce qu'on observe d'après le réseau piézométrique. Les limites de cette zone sont sensibles aux propriétés locales géologiques et topographiques. Des simulations supplémentaires ont été réalisées afin de voir l'influence d'un passage préférentiel entre les aquifères du K2Bs et du K2Ss2 au niveau des piézomètres PZOV_0010 et PZOV_0016 (Figure II.5). L'intercalaire argileux a été rendu moins perméable à cet endroit. Les résultats de cette modification ne sont pas probants et la calibration était moins bonne que pour le modèle initial. La forme de ce creux piézométrique doit résulter, non pas seulement d'une connexion entre les deux aquifères, mais aussi des hétérogénéités de perméabilités au sein de ces derniers. Par ailleurs, la cote topographique des cellules du modèle est une moyenne sur une surface de ~350 x 350 m. L'évaporation étant un processus très localisé, une zone « relativement basse » au sein de la playa peut avoir un impact direct sur le niveau de la nappe superficielle et éventuellement de la nappe sous-jacente.

Les gradients hydrauliques de l'aquifère du K2Bs sont de l'ordre de 0,2 ‰ alors que ceux de l'aquifère du K2Ss2 sont plus faibles de l'ordre de 0,07-0,1 ‰ sur la licence de

Zoovch Ovoo ce qui est cohérent avec les gradients observés sur les cartes piézométriques (Figure II.5).

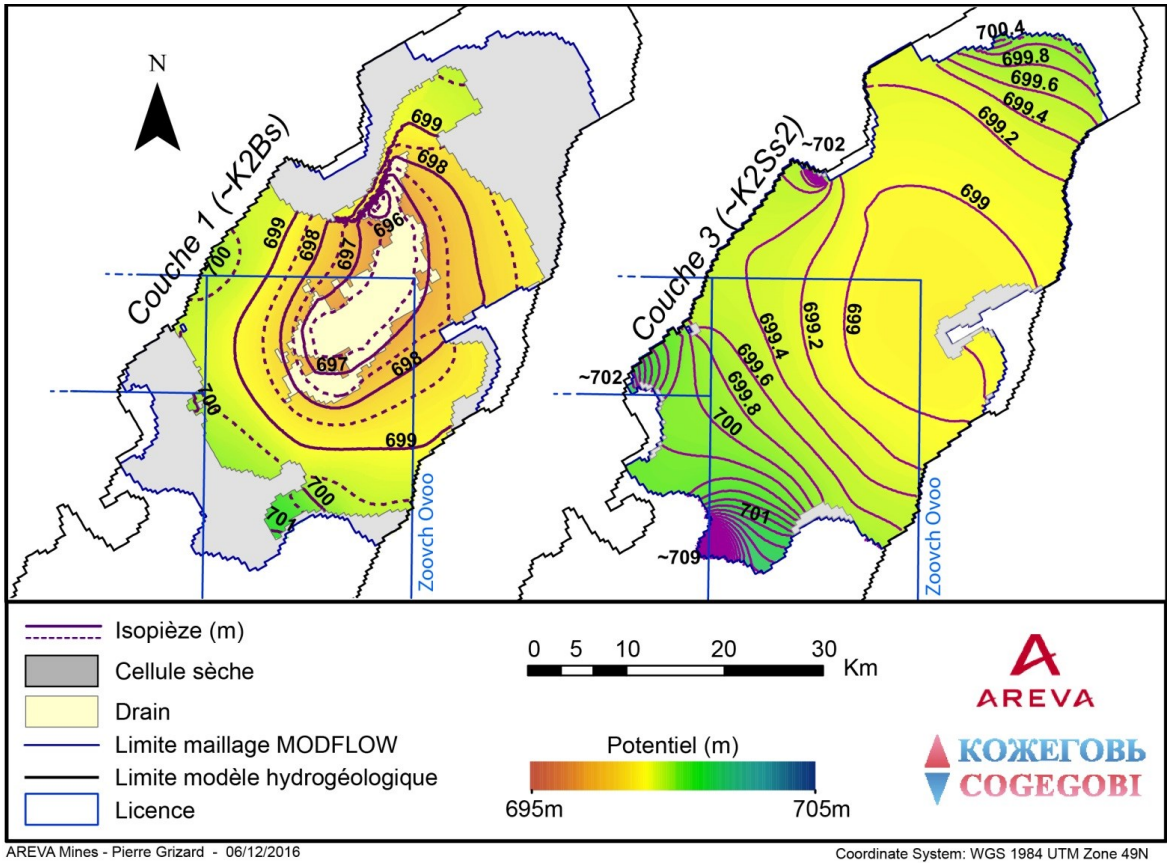

Figure II.24 : Cartes piézométriques obtenues à partir du modèle du sous-bassin d'Unegt

(Les résultats correspondent à une moyenne des différentes solutions obtenues lors de la calibration. Les différentes couches présentées correspondent plus ou moins aux différentes formations : K2BS pour la couche 1 et K2Ss2 pour la couche 3)

II.2.3 Conclusion

Le modèle numérique d'écoulement régional 3D a été développé en se basant sur un modèle conceptuel issu des observations faites à l'échelle des licences et généralisé à celle du bassin via les données géographiques et géologiques disponibles. Les faibles variations piézométriques saisonnières ont permis de négliger la temporalité des recharges et d'effectuer des simulations en régime permanent. En l'absence d'étude spécifique sur la localité des recharges, ces dernières ont été supposées spatialement uniformes sur le bassin et aucune recharge de piedmont n'a été considérée. En l'absence de mesures de débits, seules les niveaux piézométriques, majoritairement observés sur les licences, ont été utilisés pour calibrer le modèle via PEST. Malgré le travail amont réalisé pour caractériser la recharge, l'évaporation et les conductivités hydrauliques des différentes formations, les solutions de ce modèle sont multiples. En analysant les jeux de solutions, les différents éléments du bilan hydrique régional ont pu être néanmoins estimés avec une part réduite d'incertitudes :

- La recharge a été estimée entre 0,6 et 3,1 mm/an avec une moyenne de 1,8 mm/an ce qui est cohérent avec le climat actuel De telles valeurs engendrent des volumes d'eau renouvelable de plusieurs millions de m^3 disponibles annuellement sur les deux sous-bassins.
- L'évaporation annuelle ne dépasse pas les 1 700 mm/an. Cette valeur est inférieure à l'évaporation potentielle de 2 000 mm/an estimée via la station météorologique du camp et il est donc normal que la playa soit sèche la majeure partie du temps.
- Les sources de Zuunbayan et de Baruun Bayan sont les principaux exutoires du sous-bassin d'Unegt ; La source de Dund Bayan et la playa d'Unegt n'évacuent qu'un peu plus de 20 % des eaux de ce sous-bassin à elles deux.
- Lors du transfert inter-sous-bassins, environ 65 % de l'eau s'évapore, le reste s'infiltre et alimente le sous-bassin de Zuunbayan.
- Ce transfert constitue un apport d'eau considérable pour le sous-bassin de Zuunbayan, quasiment équivalent aux apports météoriques.

Ce modèle a aussi permis d'extrapoler les connaissances piézométriques des licences à l'ensemble du bassin en supposant une recharge uniforme et des propriétés hydrodynamiques uniformes pour chaque formation.

Chapitre III

L'âge des eaux du bassin

III.1 Qu'est-ce que l'âge de l'eau ? 84
III.2 Datation reposant sur le modèle régional 87
III.2.1 Méthode 87
III.2.2 Résultats.....90
III.2.3 Analyse de sensibilité 95
III.2.4 Limitations générales du modèle 99
III.2.5 Conclusion 100
III.3 Datation géochimique 101
III.3.1 Quelle méthode de datation choisir ?.....101
III.3.2 Méthode 104
III.3.3 Résultats et discussions.....115
III.3.4 Conclusion 128
III.4 Conclusion sur l'âge des eaux 129

L'âge des eaux souterraines est une information importante pour comprendre l'hydrogéologie et l'hydrochimie du bassin. L'historique de son fonctionnement et l'origine des salinités pourraient s'en trouver également mieux comprises. Dans cette thèse, l'âge des eaux a été déterminé de deux façons différentes. Tout d'abord, le modèle d'écoulement développé dans le chapitre précédent a été utilisé pour obtenir une première estimation de ce paramètre. Dans un second temps, une méthode géochimique a été employée : la datation par le radiocarbone ^{14}C. La comparaison de ces résultats est ensuite entreprise dans l'optique de contraindre le modèle régional du chapitre II.

Ce chapitre commence par une discussion du terme d'« âge de l'eau » pour définir clairement son sens. Les estimations numériques et géochimiques seront ensuite successivement présentées puis comparées.

III.1 Qu'est-ce que l'âge de l'eau ?

De manière générale, l'âge des eaux souterraines se définit comme le temps nécessaire à l'eau pour se déplacer d'un point d'entrée dans la nappe à un point d'échantillonnage (piézomètre, source, rivière…). Cependant ce terme, à la fois simple et ambigu, peut se définir de différentes manières (Suckow, 2014 ; Torgersen et al., 2013).

D'après la loi de Darcy, la vitesse d'écoulement entre deux points peut être calculée à partir de la différence de potentiel hydraulique, et de la perméabilité et la porosité du milieu poreux. Si cette vision est extrapolée à l'ensemble de l'aquifère, alors la connaissance de ces trois paramètres en tout point de la nappe permettrait de déterminer la vitesse d'écoulement sur l'ensemble du domaine. Cette conceptualisation de l'écoulement, qui n'est alors que purement advectif, permet de définir l' *« âge idéalisé »* ou encore l' *« âge advectif »* (Figure III.1a). Cette vision simplifiée est notamment adoptée dans les modèles de type « particle tracking » qui consistent à suivre le parcours d'une particule imaginaire au sein de l'aquifère (ex. MODPATH, Pollock (1994)). Cette volonté de suivre le mouvement des molécules d'eau combinée à notre connaissance imparfaite des paramètres hydrogéologiques et à la complexité des écoulements nous amènent à l'utilisation de traceurs environnementaux. Ces derniers constituent une approche expérimentale permettant d'estimer l'âge de l'eau, qui sera alors qualifié d' *« âge apparent »* (McCallum et al., 2015 ; Suckow, 2014). Il est cependant nécessaire de bien comprendre les différences qui existent entre le concept d'âge advectif, qui est par définition simplifié, et le concept d'âge apparent, qui, à l'inverse, prend en compte la totalité des processus s'opérant au sein de l'aquifère. Tout d'abord, lorsque l'on prélève un échantillon d'eau, celui-ci est constitué d'un ensemble de molécules de provenances différentes (Figure III.1b). L'âge n'est alors plus considéré comme un scalaire mais comme une distribution dont la valeur moyenne se définit comme la moyenne des âges idéaux de chacune de ces molécules. S'ajoute à cela la dispersion. Les molécules d'eau vont emprunter

des chemins différents avec des vitesses d'écoulements différentes. Certaines vont arriver plus rapidement que d'autres au point d'échantillonnage augmentant ainsi l'écart type de la distribution des âges (Figure III.1c). Cette dispersion peut aussi s'effectuer à l'interface avec les aquitards. Les molécules d'eau présentes dans ces couches peu perméables ont un âge généralement plus élevé que l'aquifère en question. La distribution des âges de l'échantillon est alors étirée unilatéralement vers des âges plus élevés. Enfin des mélanges entre les eaux de plusieurs aquifères peuvent avoir lieu : si leurs âges sont différents, la distribution devient alors multimodale (Figure III.1d).

Lorsque la concentration en traceur d'un échantillon est mesurée, tous les processus physiques mentionnés précédemment peuvent intervenir. Ces processus reflèteront ceux subis par les molécules d'eau, suivant que le comportement du traceur est plus ou moins idéal. Le concept d'âge apparent se définit alors toujours par rapport à un traceur donné mais aussi par rapport à une méthode de calcul donnée. En effet, l'âge moyen de l'échantillon est déterminé à partir de la concentration en traceur. Cette concentration étant généralement influencée par d'autres processus, une méthode de correction est nécessaire. Selon la méthode employée, différents résultats peuvent être ainsi obtenus.

L'âge d'un échantillon étant déterminé par une valeur scalaire, il faut garder à l'esprit que celle-ci ne reflète que la valeur moyenne de la distribution des âges de ses molécules d'eau. La forme de cette distribution peut en revanche être déterminée par modélisation numérique (Castro et Goblet, 2003 ; Goode, 1996).

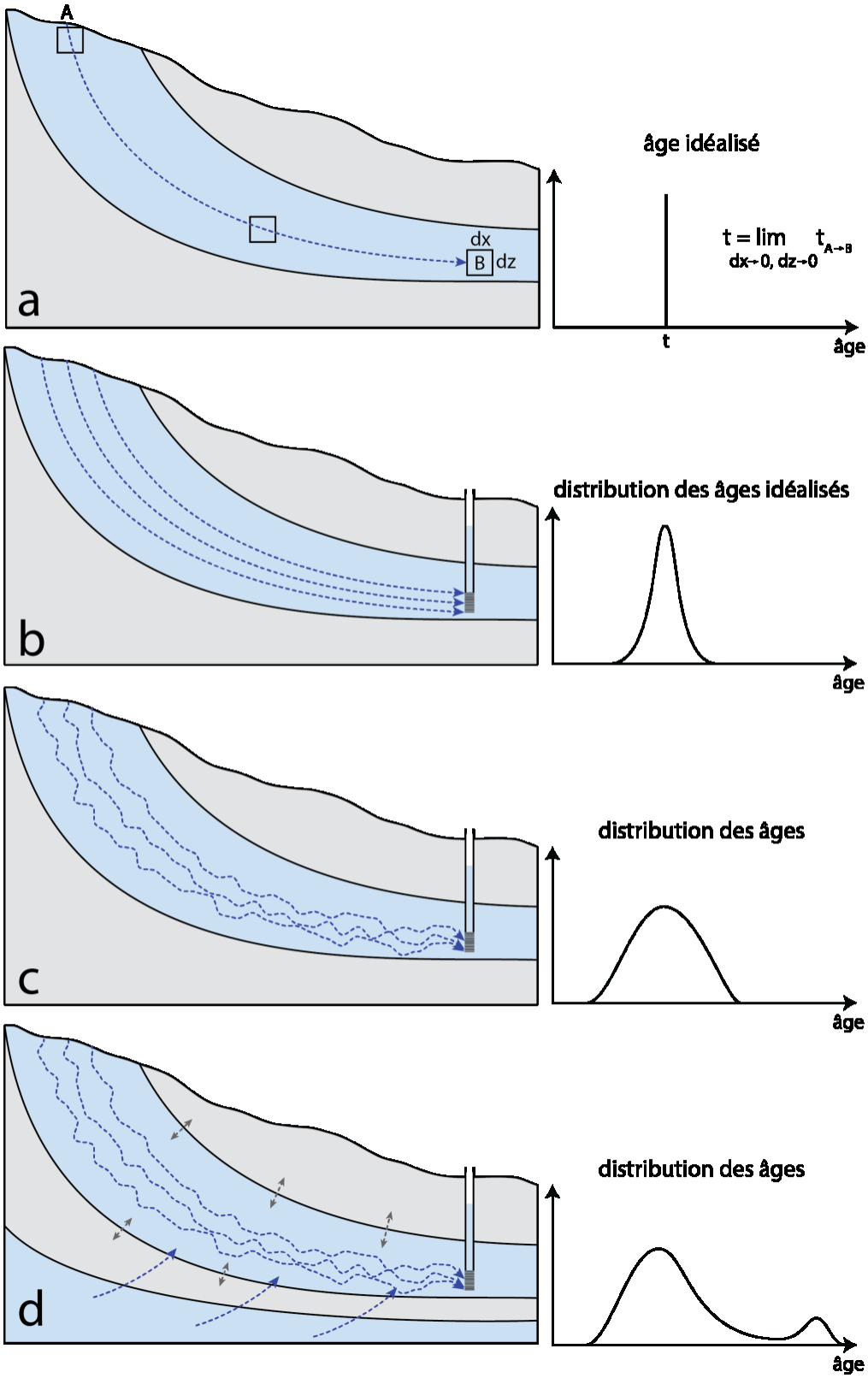

Figure III.1 : Illustration de l'âge des eaux souterraines

(Figure adaptée de Plummer et Glynn (2013). En a), l'âge correspond au temps nécessaire à une molécule d'eau pour se déplacer du point A au point B, dans un écoulement purement advectif. En b), l'échantillon se définit comme un ensemble de molécules d'âges idéalisés différents, l'âge est alors défini comme une distribution et non plus comme un scalaire. La dispersion (c) et les mélanges avec les aquitards et autres aquifères (d) sont ensuite pris en compte.)

III.2 Datation reposant sur le modèle régional

Le modèle numérique régional présenté dans le chapitre précédent est utilisé dans cette section pour estimer l'âge des eaux du bassin.

III.2.1 Méthode

L'âge moyen peut être déterminé de deux façons différentes avec Visual MODFLOW 2009 :

- La première consiste à utiliser le module MODPATH (Pollock, 1994) permettant de simuler la trajectoire d'une particule au sein de notre champ de potentiels au cours du temps. L'option « forward » permet de simuler la trajectoire d'une particule en avançant dans le temps, alors que l'option « backward », elle, reconstitue la trajectoire passée. En analysant l'âge de particules placées au niveau des exutoires du modèle, il est alors possible, avec l'option backward, d'estimer l'âge « advectif » moyen du bassin.
- La seconde méthode consiste à considérer le temps comme une masse et à appliquer l'équation de transport avec un coefficient de production unitaire à l'aide d'une cinétique d'ordre zéro (Goode, 1996). Cette méthode ne détermine pas un âge « advectif » mais un âge « apparent » où les molécules d'eau sont utilisées comme traceur. Elle peut s'implémenter avec le moteur de calcul de MT3DMS v5.2 (Zheng et Wang, 1999).

La première méthode présente l'avantage de ne pas avoir de dispersion numérique, d'être indépendante du maillage et de présenter une conservation parfaite de la masse (Turnadge et Smerdon, 2014). Néanmoins, la seconde méthode a été choisie puisqu'elle permet de connaître l'âge en tout point du bassin en une seule étape de calcul. La théorie de cette méthode est expliquée dans la section ci-dessous avant d'être ensuite appliquée sur les jeux de paramètres obtenus lors de la calibration du fonctionnement hydrogéologique régional dans le chapitre II. La sensibilité des différents paramètres hydrodynamiques sur les résultats est discutée en dernier lieu.

III.2.1.1 Principes de l'âge « Goode »

Dans cette méthode, l'âge (Ta) est calculé à partir de l'équation 4 (Goode, 1996) :

$$\frac{\partial \theta \rho T_a}{\partial t} = \vec{\nabla}(\theta \rho \bar{\boldsymbol{D}}.\nabla T_a) - \vec{\nabla}(\vec{\boldsymbol{V}}.\rho T_a) + \theta \rho$$

(1) (2) (3)

Équation 4

Ta	Âge de l'eau (T)
$\bar{D}$	Tenseur de dispersion (L^2T^{-1})
$\vec{V}$	Flux de Darcy (LT^{-1})
ρ	Densité de l'eau (ML^{-3})
θ	Porosité (ø)
t	Temps (T)

Cette équation est très similaire à l'équation de transport et présente un terme de dispersion (1), un terme d'advection (2), et un terme unitaire (3). Ce dernier permet simplement de traduire le fait qu'après un pas de temps Δt, l'âge augmente obligatoirement de Δt.

III.2.1.2 Paramètres hydrodynamiques

Plusieurs paramètres hydrodynamiques sont requis pour résoudre l'équation 4. Parmi eux, la conductivité hydraulique est définie selon les résultats de calibration obtenus lors du chapitre précédent et les valeurs de porosité sont identiques à celles définies section II.2.1.5. La dispersion est un paramètre qui n'a pas été abordé jusqu'ici :

$$D_l = D^* + \alpha_l \cdot v$$
$$D_{th} = D^* + \alpha_{th} \cdot v$$
$$D_{tv} = D^* + \alpha_{tv} \cdot v$$

Équation 5

D_l, D_{th}, D_{tv}	Dispersion dynamique longitudinale, transverse horizontale et transverse verticale (L^2T^{-1})
D^*	Diffusion moléculaire (L^2T^{-1})
α_l, α_{th}, α_{tv}	Dispersivité longitudinale, transverse horizontale et transverse verticale (L)
v	Vitesse d'écoulement réelle (LT^{-1})

Ce terme se compose de la dispersion cinématique, proportionnelle à la vitesse d'écoulement, et d'un terme de diffusion moléculaire. La dispersion cinématique est introduite dans MODFLOW via la dispersivité longitudinale qui est fixée à 100 m, inférieure à celle que l'on obtiendrait par le modèle de régression de type Neuman (1990) (~1 000 m). Une valeur de 100 m donne, avec les dimensions du maillage utilisé, un nombre de Peclet de 3,5. Ce nombre permet de s'assurer de la stabilité de la résolution en limitant les oscillations numériques. Le nombre de Peclet doit préférablement ne pas dépasser 2, mais dans la pratique, des solutions correctes peuvent être obtenues pour des valeurs inférieures à 10

(Huyakorn et Pinder, 1983). Les dispersivités transverses horizontale et verticale sont ensuite fixées proportionnellement à la dispersivité longitudinale avec des valeurs de 10 m et 1 m, respectivement (Gelhar et al., 1992). Le terme de diffusion moléculaire, de l'ordre de 10^{-9} m^2/s (Yuan-Hui et Gregory, 1974), est négligeable puisque les vitesses d'écoulement en jeu engendrent des dispersions cinématiques au minimum deux ordres de grandeurs supérieures à ce terme.

Le choix des valeurs de dispersivité est néanmoins largement arbitraire et les effets de ce paramètre sur les résultats finaux seront testés par la suite lors de l'analyse de sensibilité (section III.2.3).

III.2.1.3 Conditions aux limites

Comme le modèle hydrogéologique du sous-bassin d'Unegt a été tronqué aux extrémités nord-est et sud-ouest, et plus légèrement sur certains pourtours du modèle, l'eau s'infiltrant par le biais de ces conditions aux limites doit avoir un âge initial spécifié. Il semble raisonnable de négliger l'âge initial de l'eau s'infiltrant par les pourtours du modèle pour les zones u2 à u6 (annexe 11.1) pour deux raisons : d'une part ces zones représentent moins de 2 % de l'eau totale s'infiltrant dans le modèle et d'autre part, elles sont très jeunes car elles bordent le modèle. En revanche, l'eau issue des extrémités nord-est et sud-ouest (u7 et u8, annexe 11.1) représente 4 et 12 % respectivement de l'eau entrant dans le sous-bassin d'Unegt. À défaut de meilleure méthode, l'âge en limite du modèle a été calculé de la façon suivante. L'équation de Darcy a été appliquée en considérant chaque extrémité comme une unique cellule. La conductivité de cette cellule a été prise égale à 10^{-4}m/s, valeur moyenne entre la conductivité hydraulique du K2Ss2 et du K2Ss1. La porosité a été prise égale à 0,2 pour respecter les choix antérieurs. La distance moyenne parcourue a été estimée comme la distance entre la bordure du modèle et le centroïde de la partie tronquée. Le gradient hydraulique a été calculé à partir des isopièzes les plus proches. L'âge à imposer en bordure nord-est et sud-ouest est alors quasiment identique et proche de 21 ka.

Dans le cas du sous-bassin de Zuunbayan, les conditions aux limites ont été imposées de façon similaire. La recharge venant des extrémités nord-est et sud-ouest (z9 et z5, annexe 11.1) représente 26 et 15 % respectivement des recharges du sous-bassin (sans considérer celle provenant des sources). Une valeur de 8 ka a été affectée sur la bordure nord-est, calculée de la même manière que pour le sous-bassin d'Unegt. La condition relative à la bordure sud-ouest a été calculée en utilisant une ancienne version du modèle qui considérait encore cette partie du sous-bassin. L'âge a ensuite été noté et réaffecté au modèle plus récent. En ce qui concerne l'âge de l'eau des sources arrivant du sous-bassin d'Unegt, la valeur moyenne des résultats issue de l'ensemble des simulations du sous-bassin d'Unegt a été utilisée. Une partie des simulations a toutefois été réalisée en considérant cet âge comme nul (voir section III.2.2).

III.2.1.4 Méthode de résolution

La méthode de résolution de l'écoulement (régime permanent) est la même que celle décrite dans le chapitre précédent. Pour le transport, MT3DMS (v5.2) ne permet pas de calculer la solution en régime permanent. Le temps de simulation a alors été fixé à 200/600 ka sur le sous-bassin de Zuunbayan/d'Unegt, respectivement, pour s'assurer que le régime permanent soit pratiquement atteint. La méthode de résolution employée est implicite avec un schéma décentré amont (« upwind scheme ») dont les paramètres sont résumés annexe 12.

III.2.2 Résultats

Pour l'ensemble des résultats, les bilans indiquent que la différence entre les « masses d'âges » entrantes et sortantes est toujours inférieure à 0,1 % de la masse entrante lorsque le régime permanent est atteint. La résolution ne présente donc ni perte, ni source numérique, qui pourraient biaiser les résultats.

Sous-bassin d'Unegt

D'après les différentes simulations, l'âge moyen est d'environ 48,3 ka. Cet âge est calculé en pondérant l'âge des cellules des quatre exutoires par leur débit respectif. L'âge moyen des eaux sortant par les différents exutoires est présenté Figure III.2 et les résultats obtenus par les différentes simulations sont assez dispersés. Les eaux des sources de Zuunbayan sont toutefois systématiquement les plus anciennes. Elles proviennent du nord-est du bassin où les gradients hydrauliques sont les plus faibles. Arrive ensuite la source de Baruun Bayan suivie de Dund Bayan et de la playa d'Unegt. Ce dernier exutoire draine une partie des eaux provenant du sud-ouest d'âge assez jeune.

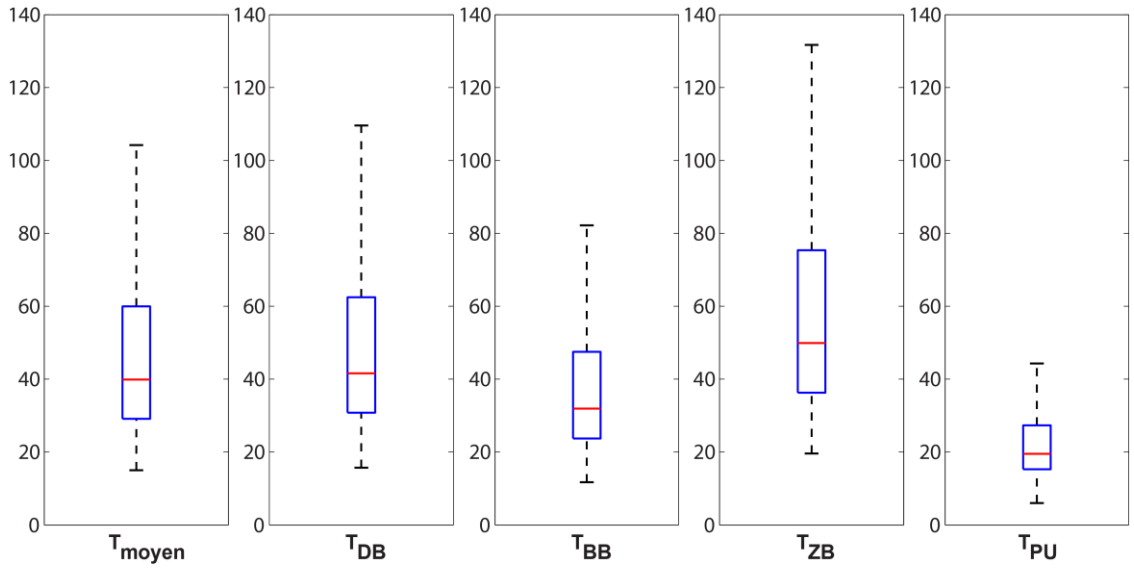

Figure III.2 : Âges des eaux quittant le sous-bassin d'Unegt

(La moyenne porte sur 13 jeux de données présentés en annexe 14. T_{DB}, T_{BB}, T_{ZB} et T_{PU} est l'âge moyen des eaux sortant par la source de Dund Bayan, Baruun Bayan, Zuunbayan et la playa d'Unegt respectivement. Les âges sont donnés en ka.)

La partie est du bassin (haut de la Figure III.3) est très profonde, la vitesse d'écoulement est alors plus faible et les eaux sont plus anciennes. La formation inférieure du K2Ss1 a une conductivité plus élevée que le K2Ss2 tout en gardant un gradient piézométrique similaire, les eaux du K2Ss1 sont donc légèrement plus jeunes que la formation sus-jacente comme on peut le constater au nord-est du bassin ; mais au sud-ouest les conditions aux limites rendent les eaux du K2Ss1 légèrement plus anciennes. Les eaux de la formation superficielle sont les plus jeunes, avec des eaux de moins de 20 ka dans la majeure partie de l'ouest du bassin.

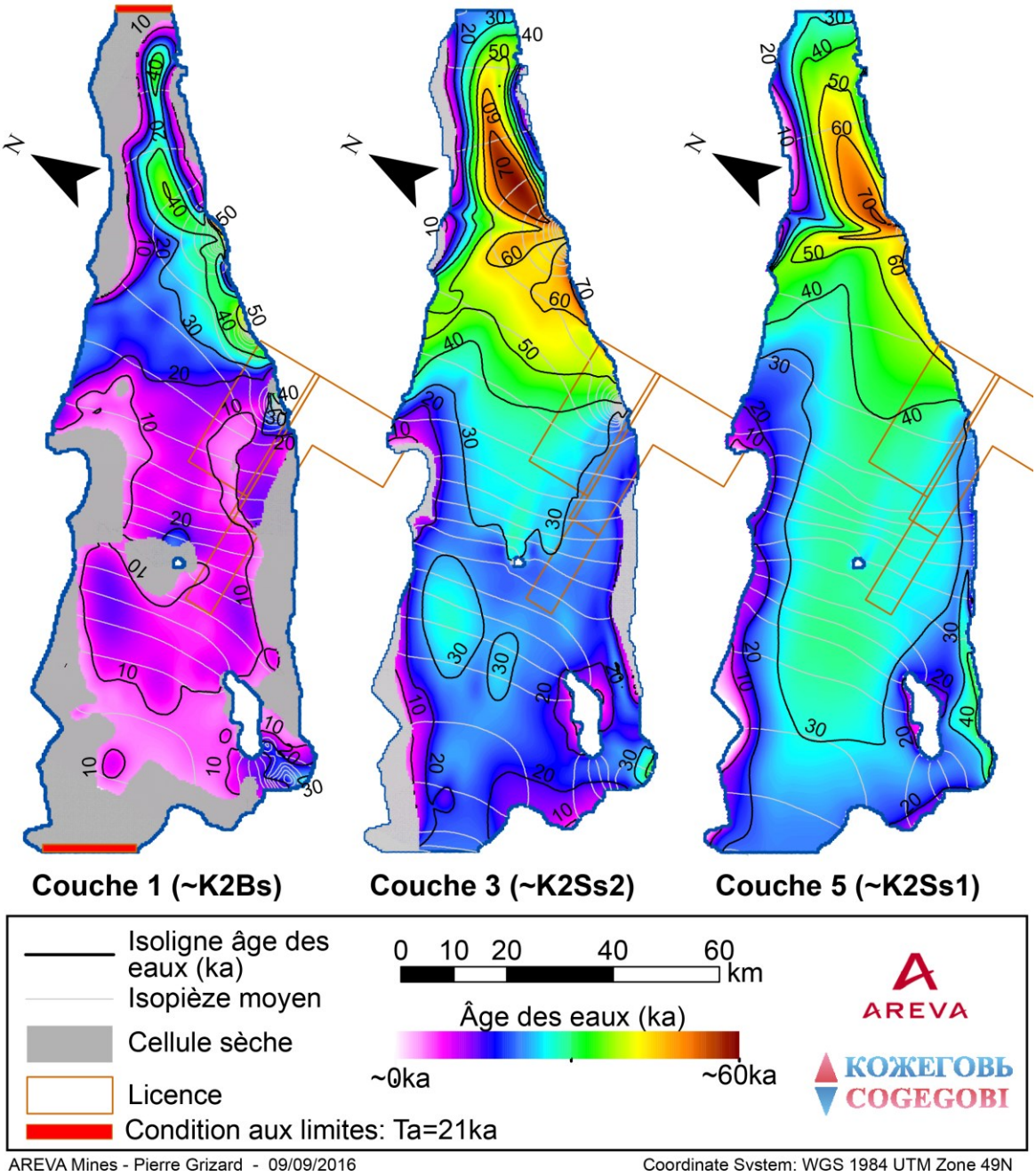

Figure III.3 : Cartes des âges moyens sur le sous-bassin d'Unegt

Sous-bassin de Zuunbayan

Du fait du temps limité disponible, l'âge des eaux du sous-bassin de Zuunbayan n'a pas été calculé pour l'ensemble des 30 jeux de paramètres mais pour trois seulement. Ces jeux correspondent aux solutions 5a, 10a et 10b (voir annexe 15) qui représentent l'ensemble de la plage de recharge possible et permettent ainsi de couvrir les valeurs extrêmes des âges rencontrés.

Lors du transfert entre les deux sous-bassins, l'eau rentre en contact, pour partie, avec l'atmosphère. Il est alors possible de distinguer deux cas :

- *Cas 1 :* l'âge des eaux issues des trois sources est nul (au même titre que pour les précipitations).
- *Cas 2 :* l'âge moyen des eaux de ces sources est égal aux valeurs moyennes issues de la calibration du sous-bassin d'Unegt.

Les résultats sont présentés Figure III.4, Figure III.5 et dans le Tableau III.1 en distinguant ces deux cas.

Tableau III.1 : Âges moyen sur le sous-bassin de Zuunbayan

(Deux types de calculs : l'un prend en compte l'âge moyen des eaux du sous-bassin d'Unegt et l'autre ne le prend pas en compte. Les âges sont donnés en ka.)

Solutions	**Sans Influence Unegt (Cas 1)**	**Avec influence Unegt (Cas 2)**
Run10b (recharge faible)	14,1	26,8
Run5a (recharge moyenne)	9,0	24,1
Run10a (recharge élevée)	5,5	18,4

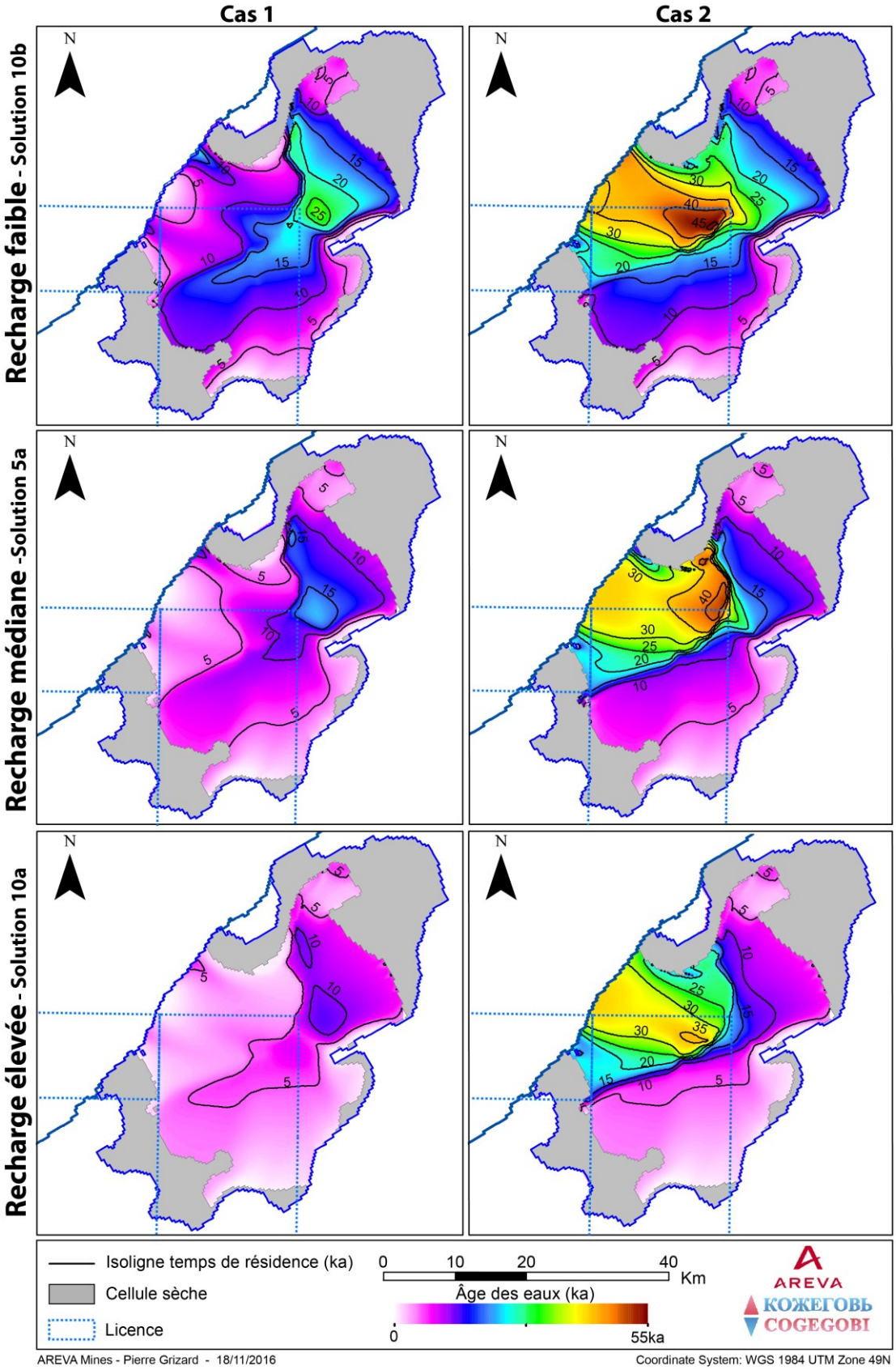

Figure III.4 : Cartes des âges moyens sur l'aquifère du K2Bs pour le sous-bassin de Zuunbayan pour différents cas

(Dans le cas 1, l'âge moyen des eaux provenant des trois sources est nul. Dans le cas 2, cet âge est égal à l'âge moyen de ces sources obtenu lors de la calibration du sous-bassin d'Unegt)

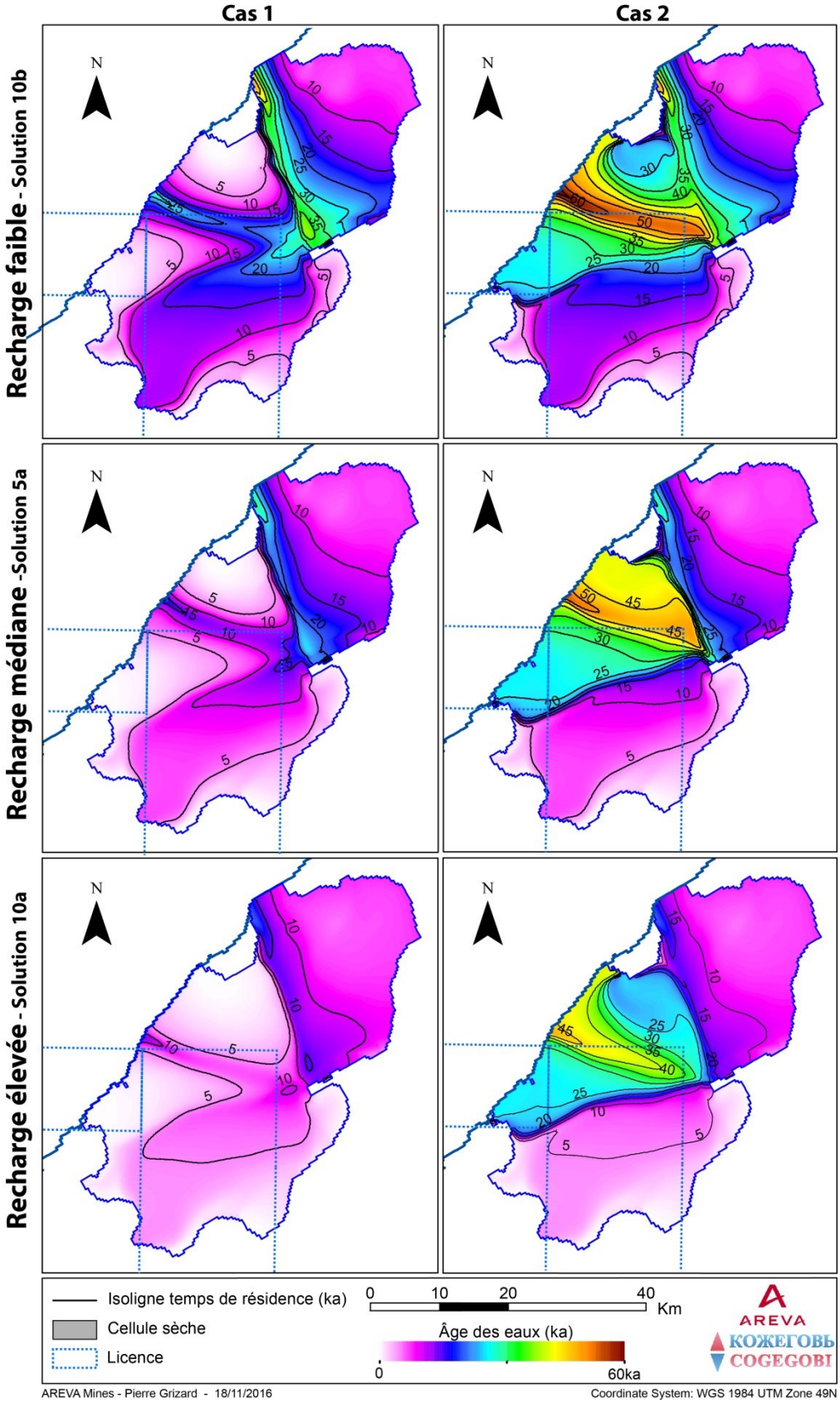

Figure III.5 : Cartes des âges moyens sur l'aquifère du K2Ss2 pour le sous-bassin de Zuunbayan pour différents cas

(Dans le cas 1, l'âge moyen des eaux provenant des trois sources est nul. Dans le cas 2, cet âge est égal à l'âge moyen de ces sources obtenu lors de la calibration du sous-bassin d'Unegt)

III.2.3 Analyse de sensibilité

La sensibilité du modèle est étudiée vis-à-vis du taux de recharge, des paramètres hydrodynamiques, à savoir la conductivité hydraulique, la porosité et la dispersion, mais aussi vis-à-vis du paléoclimat.

III.2.3.1 Recharge et conductivité hydraulique

L'influence de la conductivité hydraulique et de la recharge est directement prise en compte via les simulations effectuées systématiquement sur les différents jeux de paramètres. Les extremums des résultats présentés précédemment montrent à quel point ces paramètres peuvent avoir un impact considérable sur l'âge des eaux du bassin. De manière générale, plus la recharge est importante et plus les conductivités hydrauliques le sont aussi, diminuant l'âge des eaux.

III.2.3.2 Porosité

Toutes les valeurs présentées dans la section III.2.2 ont été obtenues pour une porosité uniforme de 0,2. Une porosité plus faible, 0,15 par exemple, engendrerait des âges environ 25 % plus jeunes. En effet, l'équation 7 (ci-dessous) de la vitesse de l'écoulement obtenue à partir de la vitesse de Darcy (équation 6) montre que ce paramètre est inversement proportionnel à la vitesse d'écoulement et donc proportionnel à l'âge des eaux. En réalité, si la dispersion est prise en compte, cette proportionnalité n'est plus parfaite et de légers écarts apparaissent.

$$\vec{q} = -K \cdot \vec{\imath} \qquad \textbf{\textit{Équation 6}}$$

$$\vec{v} = -\frac{K}{n} \cdot \vec{\imath} \qquad \textbf{\textit{Équation 7}}$$

$\vec{q}$	Vitesse de Darcy (LT^{-1})
K	Conductivité hydraulique (LT^{-1})
$\vec{\imath}$	Gradient hydraulique (ø)
$\vec{v}$	Vitesse réelle de l'écoulement (LT^{-1})
n	Porosité (ø)

La porosité est supposée uniforme sur l'ensemble des couches. Cependant, les intercalaires argileux ont une porosité qui peut être très différente. Les données trouvées dans la littérature donnent un intervalle entre 0,35 et 0,6 pour des argiles non-indurés (Fetter, 2001). Néanmoins ces valeurs correspondent à la porosité totale et non à la porosité connectée, encore appelée porosité efficace, qui est généralement plus faible entre 0,01 et 0,18 (McWorther et Sunada, 1977). Au vu de l'âge des eaux du bassin, on peut se demander lequel des deux facteurs prévaut. Dans tous les cas des valeurs jugées extrêmes (0,02, 0,05, 0,4 et 0,6) ont été testées sur les deux sous-bassins sur des jeux de paramètres représentatifs de la calibration.

Ce paramètre n'a aucune influence sur le bilan hydrique présenté dans le chapitre précédent. Cependant son influence sur l'âge des eaux n'est pas négligeable notamment pour le sous-bassin d'Unegt où des variations allant de -10 à +30 % sont enregistrées par rapport à la solution initiale (porosité de 0,2) (Tableau III.2). Sur le sous-bassin de Zuunbayan, que l'âge des eaux des sources le long de la faille soit considéré ou non, la variation est plus petite et s'échelonne entre -5 et +10 % (Tableau III.3). Cette différence provient certainement du nombre d'intercalaires argileux plus important sur le sous-bassin d'Unegt et des dimensions plus importantes de ce dernier.

Tableau III.2 : Influence de la porosité (n) des intercalaires argileux sur l'âge des eaux quittant le sous-bassin d'Unegt

(L'âge est donné en ka.)

	Run7					**Run3**					**Run13**				
n	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6
ZB	29,3	29,9	**32,5**	36,1	39,7	48,5	49,4	**54,1**	60,2	66,4	121,9	124,4	**136,7**	153,0	169,0
DB	28,3	28,6	**30,0**	31,9	33,8	44,5	45,0	**47,7**	51,2	54,7	113,2	114,6	**121,8**	131,4	141,0
BB	16,9	17,2	**19,0**	21,4	23,7	27,9	28,5	**31,8**	36,1	40,4	72,8	74,6	**83,4**	95,2	106,8
PU	13,5	13,7	**14,7**	16,2	17,6	18,7	19,1	**21,1**	23,7	26,3	39,0	40,1	**45,6**	53,0	60,4
Ta	23,2	23,6	**25,7**	28,3	31,0	38,1	38,8	**42,5**	47,3	52,1	95,8	97,8	**107,7**	120,9	133,9

ZB : Zuunbayan, DB : Dund Bayan, BB : Baruun Bayan, PU : Playa d'Unegt et Ta : temps moyen

Tableau III.3 : Influence de la porosité (n) des intercalaires argileux sur l'âge des eaux quittant le sous-bassin de Zuunbayan

(L'âge est donné en ka)

Cas 1															
	Run10b					**Run5a**					**Run10a**				
n	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6
Ta	13,5	13,6	**14,1**	14,8	15,5	8,6	8,7	**9,0**	9,4	9,9	5,3	5,3	**5,5**	5,7	6,0
Cas 2															
	Run10b					**Run5a**					**Run10a**				
n	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6	0,02	0,05	**0,2**	0,4	0,6
Ta	26,1	26,2	**26,8**	27,5	28,2	23,7	23,8	**24,1**	24,5	25,0	18,2	18,2	**18,4**	18,6	18,9

III.2.3.3 Dispersion

La dispersion cinématique modifie principalement la distribution des âges sans grand impact sur la valeur moyenne de cette distribution (Figure III.6). L'influence de ce paramètre a été testée sur deux solutions (solution 3 sur Unegt et solution 5a sur Zuunbayan) avec des variations d'un ordre de grandeur supérieur et inférieur.

Aucun problème de convergence n'a été constaté pour des dispersivités de 10 m, même si le nombre de Peclet est alors de 35, bien supérieur à 2. Ceci peut certainement

s'expliquer par des distributions lisses, sans brusques transitions, dues à un terme source d'âge uniforme. Les résultats indiquent que la dispersivité a une influence quasi nulle sur les âges moyens obtenus au niveau du gisement et des exutoires, avec des différences maximales d'environ 3 % sur le sous-bassin d'Unegt.

Contre intuitivement, plus la dispersion est importante et plus la distribution des âges se resserre. Ce phénomène est interprété comme un mélange, une uniformisation des âges, qui deviendrait plus importante lorsque le paramètre de dispersion prend des valeurs élevées.

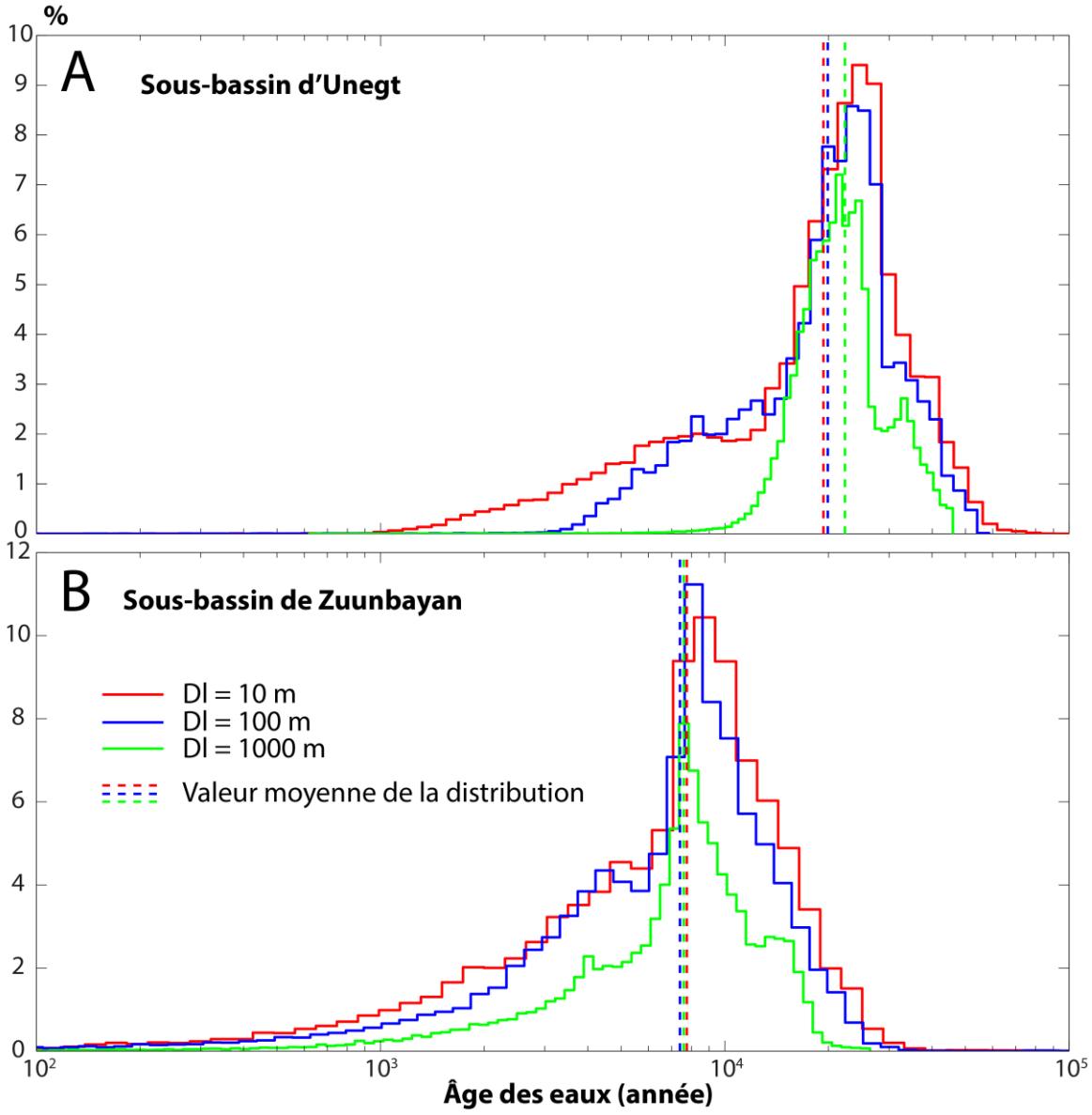

Figure III.6 : Histogramme des âges en fonction de différentes valeurs de dispersivité

(En A) sur le modèle du sous-bassin d'Unegt et en B) sur le modèle du sous-bassin de Zuunbayan. Toutes les cellules non asséchées du modèle sont considérées pour réaliser ces histogrammes. Pour le sous-bassin de Zuunbayan, l'âge des eaux du sous-bassin d'Unegt au niveau des sources a été fixé nul.)

III.2.3.4 Paléoclimat

Les premières estimations de l'âge des eaux du bassin se comptent en dizaines de milliers d'années. Il est donc légitime de se poser la question de l'influence du paléoclimat sur le régime hydrogéologique actuel du bassin et sur l'âge des eaux. Cette section se concentre uniquement sur ce dernier point, l'influence du paléoclimat sur le régime hydrogéologique sera étudiée dans le chapitre V.

D'après l'étude bibliographique effectuée section I.2.2, le climat de l'Holocène en Mongolie oscille entre périodes plus humides et périodes plus sèches. Ces notions sont relatives et la quantification réelle de la recharge pour chacune de ces périodes est difficile. Faute de ne pas connaître précisément les taux de recharge au cours de l'Holocène (section II.1.2.6), un scénario beaucoup plus simple est testé. Le taux de recharge va être multiplié par un facteur fixé, choisi égal à deux. Les résultats présentés se basent sur trois solutions issues de la calibration de Zuunbayan (5a, 10a et 10b) et trois solutions issues de la calibration d'Unegt (3, 7 et 13). Ces solutions ont été choisies car elles couvrent l'ensemble de la plage de recharge possible. Leurs paramètres sont précisés dans les annexes 15 et 14. Aucune condition aux limites n'a été modifiée, hormis celles de recharge. L'âge de celle-ci a été divisé par deux sur les bordures du bassin lorsqu'elles étaient non- nulles (section III.2.1.3). Pour la simulation portant sur le sous-bassin de Zuunbayan, l'âge des eaux provenant du sous-bassin d'Unegt a été considéré comme nul.

Le Tableau III.4 présente l'âge moyen qui correspond ici à une moyenne générale effectuée sur l'ensemble des cellules du modèle et non à l'âge moyen au niveau des exutoires pondérés par leur débit. Doubler la recharge revient à diviser l'âge des eaux quasiment par deux. Cette proportionnalité inverse peut donc engendrer des incertitudes importantes, d'autant que la paléo-recharge a simplement été bornée, de façon très ample, par un facteur 10 (section II.1.2.6), une valeur qui engendrerait des âges quasi dix fois plus jeunes par extrapolation.

L'âge de l'eau peut donc clairement être influencé par le paléoclimat mais notre incapacité à estimer précisément la paléo-recharge (et de façon secondaire la paléo-évapotranspiration) **rend impossible la quantification exacte de cette influence.** L'étude paléoclimatique (section I.2.2) suggère une aridification du bassin ces derniers milliers d'années et donc un risque potentiel de surestimation de l'âge de l'eau via le modèle numérique.

Tableau III.4 : Âge moyen pour différentes simulations

(La porosité est égale à 0,2)

	Solution	Âge moyen (ka)	
		Avec recharge initiale	**Avec recharge multipliée par 2**
Zuun.	10B	11,6	5,9
	5A	7,4	3,8
	10A	4,9	2,5
Unegt	3	62,0	32,7
	13	25,2	13,2
	7	15,6	8,1

III.2.4 Limitations générales du modèle

La méthode de « Goode » appliqué au modèle régional a ses limitations. Certaines sont liées au modèle conceptuel, d'autres à l'outil de modélisation :

- Les conditions aux limites sont une première source d'incertitude puisque des hypothèses sont faites sur les extrémités du modèle.
- La recharge étant imposée sur la première cellule non-asséchée de la colonne (Figure A.27), il est alors possible de voir de l'eau jeune s'infiltrer directement dans les aquifères inférieurs. Ces zones sont visibles sur certaines bordures du modèle. Sur le sous-bassin d'Unegt, ces zones coïncident plus ou moins par chance avec les zones d'affleurement des différents aquifères en question. En revanche, dans la partie nord-est du sous-bassin de Zuunbayan, où les cellules de la couche superficielle du modèle sont inactives, une recharge directe des aquifères inférieurs s'effectue en contradiction avec le modèle conceptuel. Ce type d'erreur a un impact sur l'âge des eaux mais aussi sur l'écoulement en général. Il peut difficilement être corrigé sous MODFLOW car il nécessite de rendre inactives ces zones et d'imposer de nouvelles recharges spécifiques sur ces bordures, de la même façon que ce qui a déjà été fait sur certains pourtours du modèle. Ceci complique lourdement le modèle, notamment pour la calibration, et cette action n'a donc pas été poursuivie.
- Entre le moment où l'eau s'infiltre dans le sol et le moment où elle atteint la nappe, l'eau passe dans la zone non-saturée. L'âge de ce trajet n'est pas comptabilisé par MODFLOW. Une étude dans le désert de Badain Jaran a montré, à partir de l'étude des profils en zone-non-saturée, que l'âge des eaux à la base de cette zone peut aller jusqu'à 2 000 ans (Ma et Edmunds, 2006).

Le modèle régional utilisé est un modèle simplifié dont les paramètres hydrodynamiques sont supposés constants. Les paramètres tels que la recharge, la porosité et la conductivité hydraulique ont une influence quasi directe sur l'âge et les erreurs issues de l'incertitude sur ces paramètres sont certainement plus importantes que celles issues des limitations énumérées précédemment.

III.2.5 Conclusion

L'âge des eaux du bassin diffère d'un sous-bassin à un autre. Les eaux du sous-bassin d'Unegt sont plus âgées avec un âge moyen estimé à 48 ka et variant entre 19 ka et 108 ka. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, ce temps moyen est de 9 ka/24 ka variant de 5/18 ka à 14/27 ka, respectivement, selon que l'âge moyen des eaux provenant du sous-bassin d'Unegt est pris en compte ou non.

Ces variations reflètent l'incertitude liée à la recharge et aux conductivités hydrauliques. La porosité est supposée uniforme sur toutes les couches du modèle mais si la porosité des intercalaires argileux est modifiée, une influence supplémentaire s'ajoute pouvant réduire (jusqu'à 10 %) ou augmenter (jusqu'à 30 %) l'âge des eaux du bassin. D'autres erreurs liées à la conceptualisation du bassin et de son fonctionnement peuvent aussi exister (âge des eaux issues des parties du bassin tronquées dans le modèle, hypothèse d'écoulement constant dans le temps,…) mais sont supposées négligeables par rapport à l'influence des paramètres précédemment cités. Le paléoclimat a une influence sur l'âge de l'eau qui peut être importante. Néanmoins, la paléo-recharge (et de façon secondaire la paléo-évapotranspiration) ne pouvant être quantifiées adéquatement, l'impact du paléoclimat sur l'âge de l'eau reste flou. La récente aridification du bassin aurait pour conséquence des âges Goode qui surestimeraient l'âge des eaux réels. Une étude complémentaire a donc été réalisée afin de dater géochimiquement les eaux du bassin et de diminuer une partie de cette incertitude.

III.3 Datation géochimique

Les âges obtenus via le modèle numérique s'étendent sur des intervalles allant de quelques milliers d'années à plus de cent mille ans et ne prennent pas en compte l'influence du paléoclimat. Pour avoir un second regard sur ces résultats, une datation géochimique adaptée à ces intervalles de temps a été entreprise. Tout d'abord, un résumé des différentes méthodes de datation envisageables est présenté. La méthode retenue est ensuite exposée de façon plus approfondie. Enfin, les résultats sont analysés et comparés aux âges numériques obtenus précédemment.

III.3.1 Quelle méthode de datation choisir ?

Compte tenu des âges estimés précédemment, cette section se concentre sur la datation des eaux anciennes. Les méthodes de datation géochimique reposent en majorité sur des isotopes radioactifs. Les isotopes stables de l'eau peuvent également donner une indication sur l'âge puisque leur signature reflète le climat au moment où la recharge a eu lieu. Ces résultats restent généralement qualitatifs et une bonne connaissance du climat antérieur est nécessaire. Les isotopes radioactifs, ou radio-isotopes, permettent, de par la loi de décroissance radioactive (équation 8), d'estimer les âges moyens de l'eau.

Pour cela, la connaissance de la période du radio-isotope et de son activité initiale et actuelle est nécessaire. La période ($t_{1/2}$) est une propriété intrinsèque au radio-isotope qui correspond au temps nécessaire pour que la moitié des atomes présents dans un réservoir se désintègrent. En outre, pour pouvoir appliquer cette équation, l'eau du système étudié ne doit pas être soumise à des processus modifiant les teneurs en radio-isotope autrement que par décroissance radioactive.

$$A_t = A_0 \cdot e^{-\frac{ln2}{t_{1/2}} \cdot t} \;=>\; t = \frac{t_{1/2}}{\ln(2)} \cdot \ln\left(\frac{A_0}{A_t}\right) \qquad \textbf{\textit{Équation 8}}$$

A_t Activité à l'instant t
A_0 Activité à l'instant initial t_o
$t_{1/2}$ Période

Pour les raisons évoquées précédemment, il n'est pas nécessaire de s'attarder sur les méthodes de datation des eaux modernes. Cependant, toutes les techniques de datation d'eaux souterraines anciennes nécessitent de s'assurer qu'elles ne contiennent pas de tritium (Clark et Fritz, 1997 ; Plummer et Glynn, 2013). En effet, la présence de tritium indique une contribution d'eau moderne qui pourrait dégrader les résultats de la datation. Lors des tests nucléaires des années 1950-1960, la quantité de radio-isotopes a en effet augmenté radicalement dans l'atmosphère et peut avoir une influence non négligeable sur les résultats. Il y a néanmoins très peu de chance d'obtenir des âges inférieurs à 50 ans sur le bassin.

La Figure III.7 présente les principales méthodes permettant de dater les eaux. Celles qui seraient appropriées à notre objectif concernent le ^{14}C, le ^{81}Kr, le ^{36}Cl, l'^{4}He et le ratio $^{234}U/^{238}U$.

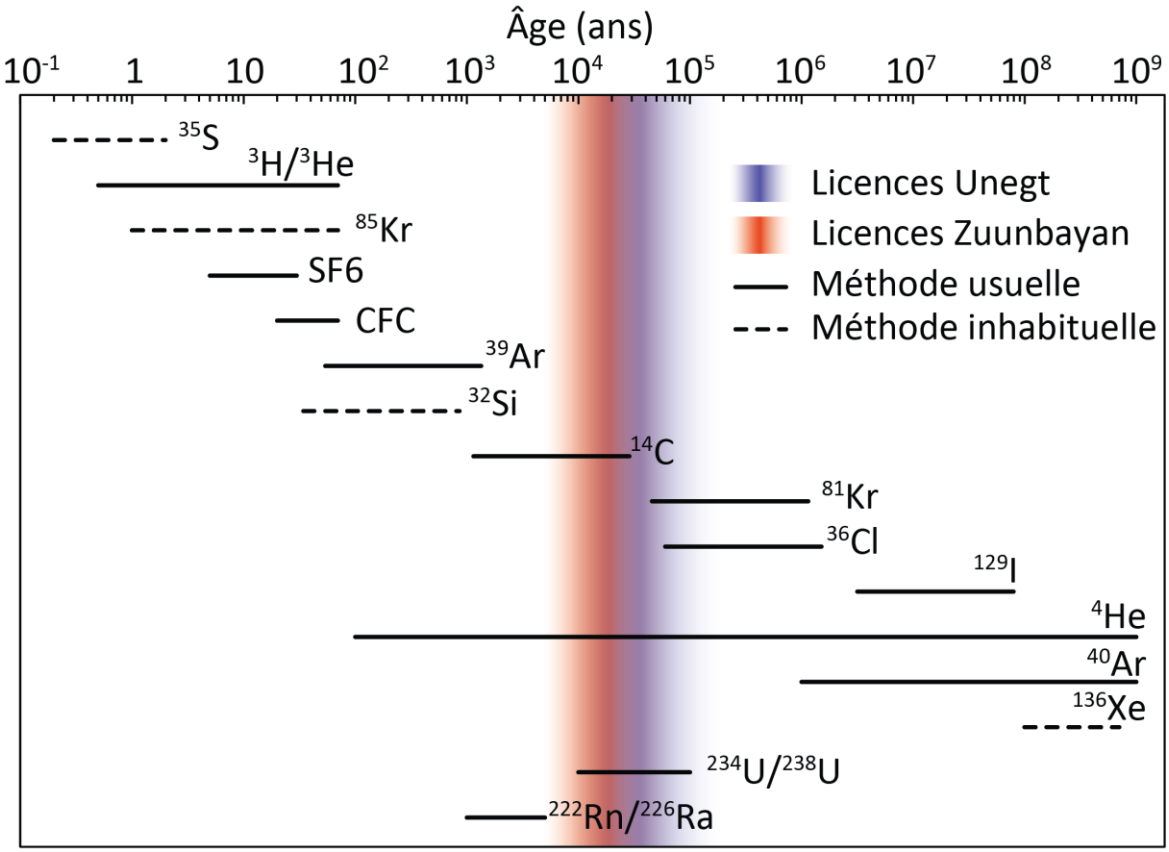

Figure III.7 : Les différentes méthodes de datation et l'intervalle de temps qui les concerne

(Figure reprise et modifiée de Clark (2015))

La datation au radiocarbone ($t_{1/2}$ = 5,73 ka (Godwin, 1962)) est une technique couramment employée en hydrogéologie pour dater des eaux de moins de 30 ka, malgré l'incertitude liée aux résultats (Farid et al., 2012 ; Hamed et Dhahri, 2013 ; El Mejri et al., 2014 ; Vengosh et al., 2002). En effet, le carbone n'est pas un traceur conservatif, il est impliqué lors de l'écoulement dans de nombreuses réactions géochimiques qui modifient sa signature isotopique et biaisent les résultats si elles ne sont pas considérées. L'activité initiale, qui est un paramètre clé dans l'estimation de l'âge, est aussi difficile à déterminer avec précision. Cependant la notoriété de cette méthode ainsi que la gamme d'âge qu'elle couvre la rendent intéressante pour cette étude. Cette méthode semble à première vue applicable au sous-bassin de Zuunbayan dont les âges estimés dépassent rarement les 30 ka, sauf au centre de la dépression centrale. En revanche, sur les licences du sous-bassin d'Unegt, l'âge des eaux peut facilement dépasser les 30 ka et cette méthode devient alors plus difficilement applicable. Les autres méthodes de datation couvrant des âges supérieurs à cette limite sont celle

impliquant le ^{36}Cl, le ^{81}Kr, l'^{4}He et le ratio $^{234}U/^{238}U$, mais toutes comportent également leurs lots de problèmes.

Le ^{36}Cl ($t_{1/2}$ = 301 ka, (Bentley et al., 1986)) et le ^{81}Kr ($t_{1/2}$ = 229 ka, (Clark, 2015)) présentent l'avantage d'être des éléments conservatifs ; aucune correction géochimique n'est alors nécessaire, à la différence de la datation au radiocarbone. Cependant, les difficultés de ces méthodes résident ailleurs. Le ^{36}Cl entre dans les nappes de différentes manières et la quantification de ces sources de production reste délicate. L'abondance de sels sur le bassin est un inconvénient majeur puisqu'une source épigénique de ^{36}Cl vient se greffer à la composante cosmogénique venant de l'atmosphère. La présence d'uranium et de thorium en grande quantité sur le bassin introduit aussi indirectement, par leur désintégration, une troisième composante hypogénique. L'estimation de ces trois entrées augmente l'incertitude des résultats et donc la difficulté d'utiliser la méthode ^{36}Cl dans notre d'étude. La méthode du ^{81}Kr ne présente pas de complication au niveau de l'estimation du terme source (Clark, 2015). L'inconvénient majeur réside dans la mesure de cet isotope. Les quantités de ^{81}Kr sont naturellement très faibles ce qui nécessite de prélever des quantités d'eau de l'ordre du m^3. Les volumes nécessaires ont été réduit à 100 à 200 L avec la technique ATTA (Chen et al., 1999 ; Jiang et al., 2012), ce qui reste tout de même considérable et requiert du matériel spécifique pour extraire directement le gaz sur place (Sturchio et al., 2014). Le ^{36}Cl, tout comme le ^{81}Kr, pourraient être utilisés dans cette étude, mais outre les problèmes mentionnés ci-dessus, la borne inférieure de leur intervalle de temps est trop proche de la limite des âges estimés numériquement sur ces licences, les incertitudes de ces méthodes devenant généralement plus importantes sur les abords de ces intervalles.

La méthode $^{234}U/^{238}U$ se base sur la désintégration de l'^{238}U en ^{234}U. La proportion relative de ces deux atomes, définie par le ratio des activités $^{234}U/^{238}U$ qui à l'équilibre séculaire vaut 1, permet une datation de l'eau en aval d'une source localisée d'uranium, à partir de laquelle ce ratio va diminuer. Plusieurs modèles de complexité variée de décroissance de ce ratio ont été élaborés (Fröhlich, 2013 ; Fröhlich et al., 1984) et permettraient théoriquement dans notre cas de dater les eaux sur quelques lignes d'écoulement des deux sous-bassins et sur une portion de 10 km maximum. Cette méthode comporte toutefois des incertitudes importantes, notamment pour estimer le rapport initial, et des études plus poussées ou l'utilisation d'une méthode de datation supplémentaire seraient de plus nécessaires pour réduire ces marges d'incertitudes.

La méthode de datation par l'^{4}He est très attirante par sa large gamme d'âge mesurable (Figure III.7). Son principe repose sur *l'accumulation* de ^{4}He (particule alpha) dans les eaux souterraines via les chaînes de désintégration de l'^{238}U, l'^{235}U et du ^{232}Th, contenu dans les sédiments de l'aquifère. L'âge de l'eau en un point de la nappe est alors obtenu en divisant la concentration en ^{4}He, corrigée de celle de l'atmosphère, par ce taux d'accumulation. En l'absence d'autres sources d'^{4}He telles que les flux via les aquifères adjacents ou en encore via

le manteau sous-jacent (Plummer et al., 2012), le taux d'accumulation d'^{4}He est proportionnel à la concentration en U et en Th. Sur le bassin de Tsagaan Els, les teneurs de ces deux éléments sont très disparates spatialement avec notamment un pic au niveau des gisements d'uranium présents sur les licences. La précision de cette méthode étant directement liée à la connaissance de la distribution spatiale de ces concentrations, il résulterait une incertitude trop importante pour l'estimation de l'âge des eaux à l'échelle des licences du bassin de Tsagaan Els.

III.3.1.1 Conclusion

La datation radiocarbone est une technique couramment employée en hydrogéologie pour dater des eaux de moins de 30 ka et convient donc parfaitement aux eaux du sous-bassin de Zuunbayan. Sur le sous-bassin d'Unegt, la datation radiocarbone n'est plus réellement adaptée. D'autres méthodes de datation couvrant des âges supérieurs à cette limite ont été envisagées : ^{81}Kr, ^{36}Cl, ^{4}He et ^{234}U/^{238}U. La méthode du ^{81}Kr, même si les temps mesurés approchent l'âge limite inférieure de la méthode, est applicable mais nécessite des moyens trop lourds pour l'échantillonnage. L'applicabilité des méthodes ^{4}He et ^{36}Cl n'est pas avérée puisque ce sous-bassin présente la particularité d'avoir à la fois des salinités élevées et de contenir des minéralisations uranifères. La méthode ^{234}U/^{238}U est également trop limitée dans l'espace pour être appliquée sur l'ensemble de la zone centrale du bassin. Par ailleurs, les résultats de ces méthodes présenteraient des incertitudes importantes qui nécessiteraient de toute façon des investigations complémentaires. Pour des raisons de temps et de budget, elles ne seront donc pas employées sur le bassin.

La datation radiocarbone a donc été retenue comme étant la méthode la plus adaptée dans les conditions de ce travail. Elle sera appliquée sur un certain nombre d'ouvrages du sous-bassin de Zuunbayan. Ceux du sous-bassin d'Unegt ne seront pas analysés, hormis quelques exceptions visant à vérifier l'inadaptation de cette méthode.

Toute datation d'eau ancienne est généralement combinée à un traceur d'eau jeune afin de s'assurer de l'absence d'éventuelle contamination des échantillons par des eaux modernes. Il sera admis dans cette étude que l'ensemble des eaux n'est pas contaminé par des eaux plus jeunes. Cette hypothèse pourra néanmoins être remise en cause par la suite en cas de résultats suspects.

III.3.2 Méthode

III.3.2.1 Plan d'échantillonnage

Le plan d'échantillonnage a été établi en essayant 1) de couvrir une surface la plus grande possible en effectuant un minimum d'analyses, 2) d'analyser l'ensemble des aquifères, et 3) d'étudier une éventuelle relation entre l'âge des eaux et leur salinité. La méthode ^{14}C

étant plus adaptée au sous-bassin de Zuunbayan et la gamme de salinités étant beaucoup plus étalée sur ce dernier, les analyses se sont donc concentrées majoritairement sur ce sous-bassin. Au total, 17 ouvrages hydrogéologiques ont été échantillonnés sur 8 jours entre le 27/08/2016 et le 03/09/2016 (Figure III.8) :

- Sept piézomètres interceptant l'unité U_1/U_2 ont été choisis le long d'une ligne d'écoulement traversant le gisement pour observer l'évolution de l'âge sur ce profil.
- Différents ouvrages ont ensuite été sélectionnés pour couvrir au maximum le sous-bassin : PZUK_0003 au nord dans la licence de Zuun Ukhaa, PZOV_0029 à l'est et PZOV_0027 à l'ouest. Ce dernier a été aussi retenu pour sa salinité élevée dépassant les 20 g/L.
- PZOV_0010 est un piézomètre artésien situé dans la dépression centrale avec une salinité élevée (~7,5 g/L). Il a été analysé en remplacement de PZOV_0016, inaccessible lors de la campagne d'échantillonnage.
- Trois ouvrages, PZUK_0002, PTZO_0013 et PZOV_0035 ont été échantillonnés pour caractériser l'aquifère superficiel du K2Bs. Ils se situent sur des doublets pour faciliter la comparaison inter-aquifère.
- Trois ouvrages ont été sélectionnés sur le sous-bassin d'Unegt. PDL_0026 et PDL_0034, localisés en amont de la source de Baruun Bayan, ont été choisis car ils représentent une valeur moyenne des eaux s'échappant du sous-bassin d'Unegt via cette source. PDL_0072 a été choisi pour sa salinité (~4,9 g/L), qui est la plus élevée observée à ce jour sur le sous-bassin d'Unegt.

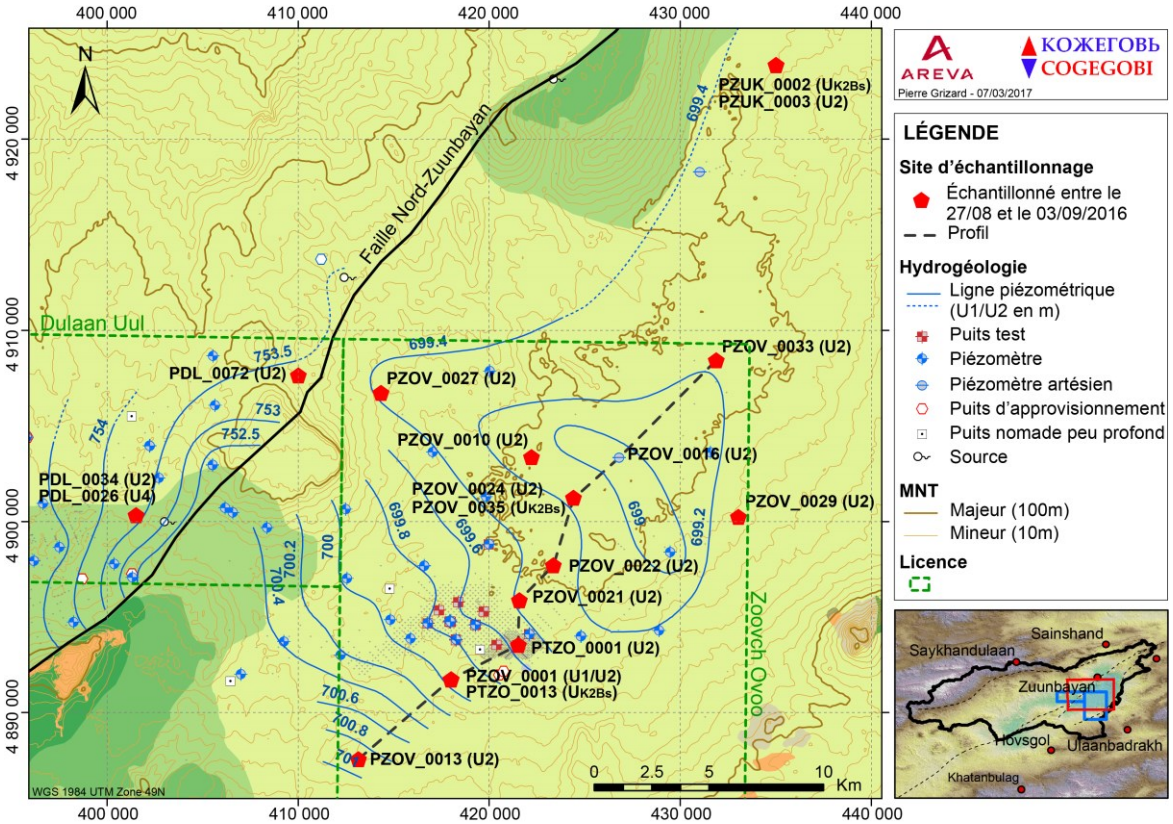

Figure III.8 : Plan d'échantillonnage ^{14}C

(PZOV_0016 n'a pas été échantillonné car l'ouvrage était inaccessible lors de la campagne)

III.3.2.2 Protocole d'échantillonnage

Le protocole d'échantillonnage suit approximativement celui décrit dans l'annexe 2. Les différences portent sur l'absence de filtration et d'acidification. Par ailleurs, le prélèvement s'effectue dans un seau en débordement dans lequel l'eau pompée est redirigée. Les flacons, HDPE 150 ou 250 mL, sont préalablement rincés trois fois d'affilée avec l'eau pompée et le remplissage s'effectue sous eau afin d'empêcher le contact entre l'eau et l'air. Du Parafilm® est ensuite ajouté autour du bouchon pour minimiser le contact ultérieur avec l'air. Les échantillons ont été stockés comme d'habitude dans un réfrigérateur une fois de retour au camp. Ils n'ont toutefois pas été maintenus au frais par la suite, ceci n'étant pas nécessaire d'après la procédure donnée en ligne par les laboratoires Beta Analytic (Beta Analytic, 2017).

III.3.2.3 Analyses

Les échantillons, représentant une quantité minimale de 4 mg-C, ont été transmis au laboratoire GEOPS à l'université Paris-Sud à Orsay le 9/9/2016 et les résultats, $\delta^{13}C$ et $A^{14}C$ du carbonate inorganique dissous, ont été reçus le 16/11/2016. Les échantillons ont d'abord subi une extraction de CO_2 et une graphitisation au laboratoire GEOPS. Les $A^{14}C$ ont ensuite été mesurées par spectrométrie de masse (SMA) sur l'accélérateur à ECHoMICADAS (LSCE-

GEOPS-MNHN) à Gif-sur-Yvette. Les $\delta^{13}C$ ont été mesurés sur des fractions aliquotes de CO_2 par spectrométrie de masse (IRMS) à GEOPS. L'activité radiocarbone est exprimée en pourcentage de carbone moderne noté « pmC ». Cette référence est par définition égale à 95 % de l'activité radiocarbone de 1950 du standard d'acide oxalique (Clark et Fritz, 1997).

Effectuer un bilan de masse sur l'isotope ^{13}C permet d'améliorer l'estimation de l'âge des eaux (voir section III.3.2.4 pour plus de détails). Des échantillons solides de diverses roches carbonatées trouvées sur le bassin ont donc été récupérés. Des analyses par diffraction des rayons X ont été menées sur ces échantillons par le centre Géosciences de Fontainebleau et le CREGU de Nancy afin de distinguer et quantifier les types de carbonates. Le $\delta^{13}C$ a ensuite été analysé par GEOPS à Orsay sur 7 échantillons par spectrométrie de masse (IRMS).

Les paramètres physico-chimiques tels que la température et le pH ont été mesurés in-situ lors de l'échantillonnage. Les concentrations des éléments majeurs proviennent de la base de données géochimiques de COGEGOBI. L'alcalinité est aussi tirée de cette base de données ; les mesures ont été faites par titration sur le terrain lors du prélèvement.

III.3.2.4 De l'activité ^{14}C à une estimation de l'âge

La connaissance de l'activité du ^{14}C ne permet pas d'estimer directement l'âge de l'eau. Il faut dans un premier temps comprendre le cycle de cet isotope qui est résumé dans la Figure III.9 et décrit dans les paragraphes qui suivent.

Le radiocarbone est d'origine cosmogénique, il se forme naturellement au voisinage de l'interface troposphère/stratosphère selon la réaction suivante :

$$^{14}_{7}N + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{14}_{6}C + ^{1}_{1}p \qquad \textbf{\textit{Équation 9}}$$

Il peut aussi se former dans l'aquifère par des flux neutroniques issus de la radioactivité naturelle. Cependant, les études menées par Andrews et al. (1989) dans des granites montrent que cette source est généralement négligeable par rapport aux erreurs de mesure et aux méthodes d'ajustements.

Cet atome de radiocarbone est ensuite intégré dans les molécules de gaz carbonique et plus largement dans le cycle du carbone (Mook, 2001). Par le biais de la photosynthèse, le carbone atmosphérique va ensuite être absorbé par la végétation puis rejeté par respiration racinaire et par minéralisation créant ainsi un réservoir de radiocarbone considérable ($P_{CO2} \sim 10^{-3}$-$10^{-1,5}$) par rapport au réservoir atmosphérique ($P_{CO2} \sim 10^{-3,5}$) (Brook et al., 1983). Lors de l'infiltration, la quantité de CO_2 qui va être dissoute dans l'eau (équation 10) est contrôlée par l'environnement de recharge (température, pH de l'eau, pression partielle en CO_2, réactions chimiques avec les roches hôtes) (Clark et Fritz, 1997). La liste des réactions qui s'ensuivent est présentée ci-dessous (Fontes, 1983):

$$CO_2(g) \leftrightarrow CO_2(aq)$$ ***Équation 10***

$$CO_2(aq) \leftrightarrow H_2CO_3$$ ***Équation 11***

$$H_2CO_3 \leftrightarrow HCO_3^- + H^+$$ ***Équation 12***

$$HCO_3^- \leftrightarrow CO_3^{2-} + H^+$$ ***Équation 13***

$$CO_3^{2-} + Me^{2+} \leftrightarrow MeCO_3$$ ***Équation 14***

Me^{2+} correspond généralement à Ca^{2+}mais peut inclure Mg^{2+}, Fe^{2+} et parfois 2 Na^{+} dans le cas de saumures continentales très salées.

La végétation a une influence sur le réservoir de carbone mais aussi sur la signature isotopique de cet élément. Les valeurs $\delta^{13}C$ du $CO_{2(g)}$ présent dans le sol dépendent du type de plantes du bassin (C3, C4 ou CAM, voir Clark et Fritz (1997)). Comme le fractionnement du ^{13}C s'accompagne d'un fractionnement pour le ^{14}C 2,3 fois supérieur, la végétation peut donc influencer l'activité initiale A_0 (Saliege et Fontes, 1984).

L'activité ^{14}C du carbone inorganique dissous (DIC) présent dans l'eau une fois infiltrée et isolée de ce réservoir de carbone représente l'activité initiale, A_0, définie dans l'équation 8. Si l'activité ^{14}C initiale était ensuite contrôlée uniquement par sa loi de décroissance radioactive, l'âge pourrait être obtenu directement grâce à cette équation. Mais pour la plupart des bassins, ce n'est pas le cas puisque l'activité radiocarbone est affectée par de nombreuses réactions géochimiques. Parmi les plus communes (Figure III.9), il y a la dissolution de carbonates (calcite et dolomite) et l'oxydation de carbone organique. La dissolution de gypse, les échanges cationiques et isotopiques, la réduction de sulfate, l'incorporation de CO_2 géogénique et la méthanisation peuvent aussi avoir une influence (Figure III.9). Ces réactions sont prises en compte via l'introduction d'un coefficient d'ajustement (q) par rapport à l'équation 8 qui permet alors de prendre en compte les dilutions éventuelles de A_0 s'opérant au sein des zones saturées et non-saturées :

$$t = \frac{t_{1/2}}{\ln(2)} \cdot \ln\left(\frac{q.A_0}{A_t}\right)$$ ***Équation 15***

q facteur d'ajustement *(Les autres notations sont identiques à celles de l'équation 8)*

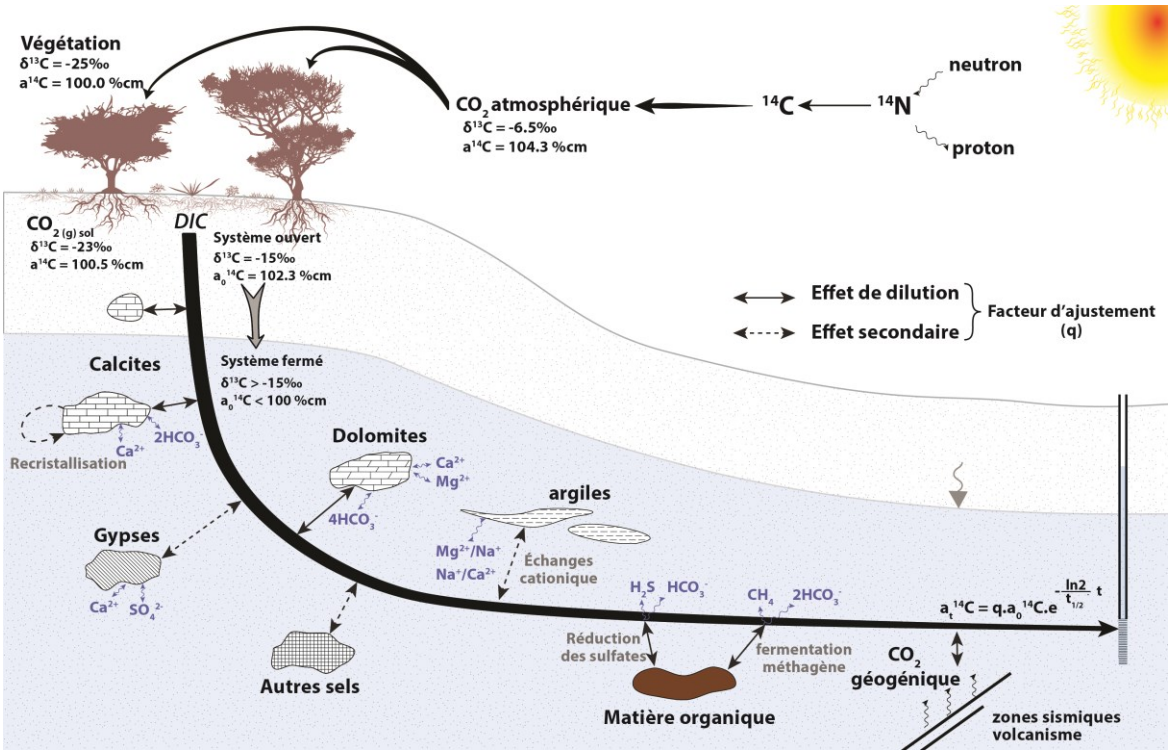

Figure III.9 : L'intégration du carbone dans la nappe et les réactions géochimiques potentielles qui l'impliquent

(Figure reprise et modifiée de Clark et Fritz (1997). On appelle effet secondaire, des processus qui vont influencer les effets de dilution. Par exemple, la dissolution de gypse va diminuer la dissolution de calcite et de dolomite en mettant en solution des ions Ca^{2+})

De nombreux modèles de correction de complexités diverses ont été élaborés pour pouvoir déterminer ce coefficient. Ils reposent sur l'hypothèse que le carbone inorganique dissous dans l'eau est issu de deux sources : l'une provenant du CO_2 gazeux présent dans le sol et l'autre issue des carbonates solides dont l'activité est nulle, sauf cas exceptionnel. La plupart des modèles se basent sur un bilan de masse du carbone et prennent en compte la dissolution de carbonates mais peuvent aussi inclure d'autres réactions indirectes telles que la dissolution de gypse et les échanges ioniques (Fontes et Garnier, 1979). Ces réactions peuvent s'effectuer dans un système ouvert ou fermé et il est essentiel de bien comprendre l'influence de cette caractéristique sur la correction apportée. Les eaux de recharge, en contact avec le $^{14}CO_2$ gazeux, vont réagir en présence de carbonate selon l'équation 16 (Clark et Fritz, 1997) (pH neutre à légèrement basique) :

$$^{14}CO_{2\,(sol)} + H_2O + CaCO_3 \rightarrow Ca^{2+} + HCO_3^- + H^{14}CO_3^- \qquad \textbf{\textit{Équation 16}}$$

Dans un système fermé, sans contact avec le réservoir de carbone du sol, une dilution de 50 % s'opère car le carbone provenant du carbonate est considéré comme ayant une activité nulle (équation 16). En revanche, en condition ouverte, le carbone gazeux présent en quantité infinie va interagir continuellement avec le carbone aqueux selon l'équation 17. Il gardera alors une activité initiale similaire à celle du réservoir de carbone car il n'y aura aucune

dilution, juste un échange continuel conduisant à un fractionnement isotopique (Clark et Fritz, 1997).

En réalité, le système évolue d'un état à l'autre de façon continue et il n'est pas toujours facile de savoir sous quelles conditions les réactions s'opèrent. **Afin de prendre en compte cette évolution, l'isotope stable du carbone ^{13}C est utilisé**. Le modèle de Pearson (Ingerson et Pearson, 1964) est le premier à effectuer un bilan de masse de ^{13}C pour corriger les teneurs en carbone ^{14}C. Le concept a ensuite été repris et amélioré (ex : Eichinger, 1983 ; Evans et al., 1979 ; Mook, 1976 ; Salem et al., 1980). Certains de ces modèles prennent en compte les échanges isotopiques possibles qu'il pourrait y avoir entre la phase solide carbonatée et $HCO_3^-{}_{(aq)}$ (équation 18) ou encore entre $CO_{2(g)}$ et le $HCO_3^-{}_{(aq)}$ (équation 17) (Fontes, 1992).

$$^{14}CO_{2\,(g)} + H^{12}CO_3^- \rightarrow {}^{12}CO_{2\,(g)} + H^{14}CO_3^- \qquad \textbf{\textit{Équation 17}}$$

$$H^{14}CO_3^- + Ca^{12}CO_3 \rightarrow H^{12}CO_3^- + Ca^{14}CO_3 \qquad \textbf{\textit{Équation 18}}$$

Ces réactions sont aussi valables pour l'isotope ^{13}C

D'autres modèles développés plus récemment s'appuient sur la relation qui existe entre l'activité ^{14}C et les teneurs en ^{13}C du carbone inorganique dissous (DIC)(Gonfiantini et Zuppi, 2003 ; Han et al., 2014). Les réactions prenant place au sein du système n'ont alors plus besoin d'être connues. Néanmoins, plusieurs échantillons sont nécessaires afin observer cette relation globale, $A^{14}C_{DIC} = f(\delta^{13}C_{DIC})$, et déterminer ensuite individuellement l'âge de chacun d'entre eux.

Ne sachant pas le modèle de correction le plus approprié pour cette étude, **les différentes méthodes incluses dans le logiciel NETPATH™ seront utilisées** (El-Kadi et al., 2011 ; Plummer et al., 1994). Par ailleurs, la relation $A^{14}C_{DIC} = f(\delta^{13}C_{DIC})$ sera étudiée afin de vérifier l'application des modèles s'appuyant sur cette dernière. Les âges obtenus permettront de voir lesquelles de ces méthodes sont les plus cohérentes vis-à-vis des écoulements. Ces méthodes de correction sont résumées brièvement dans le Tableau III.5 et une description détaillée peut être trouvée dans (Fontes et Garnier, 1979 ; Plummer et Glynn, 2013). L'utilisation de ces méthodes représente, dans tous les cas, une amélioration vis-à-vis des âges conventionnels et les différences d'âge qui en résultent permettent une première estimation de l'incertitude (Ettayfi et al., 2012).

Par ailleurs, ces modèles considèrent uniquement les réactions avec les carbonates et ne prennent pas en compte les éventuelles réactions avec le carbone organique, difficilement quantifiables. La réduction de sulfate est possible dans la partie centrale du bassin où les sédiments sont réduits et pourrait impacter les eaux des ouvrages PZOV_0010/21/22 et 27. L'âge des eaux de ces ouvrages serait alors surestimé.

Tableau III.5 : Résumé des différentes méthodes de correction employées pour la datation radiocarbone

(Tableau repris et modifié de Gallagher et al. (2000). « Alc » désigne l'alcalinité et permet, en connaissant le pH et la température T, de remonter aux quantités de carbonates dissous. Les autres abréviations sont définies dans le Tableau III.5)

Méthode	Réactions prises en compte	Données	Limitations
Vogel[a]	Estimation empirique où le facteur de dilution q est fixe, égal à 0,85.	A_{DIC}	Utile uniquement pour les eaux souterraines peu profondes en milieu tempéré
Mass Balance[b]	Mélange/dissolution ($CO_{2(g)}$ et carbonates) qui se base sur un équilibre chimique.	A_{DIC} Alc., pH et T°	Ne considère aucune réaction d'échange isotopique
Tamers[c]	Mélange/dissolution ($CO_{2(g)}$, carbonates et gypse) qui se base sur un équilibre chimique.	A_{DIC} Alc., pH et T°	Ne considère aucune réaction d'échange isotopique
Pearson[d]	Mélange/dissolution qui se base sur un équilibre isotopique.	δ_{DIC}, δ_C, δ_G A_{DIC}, A_C, A_G	Considère une réaction d'échange isotopique incomplète
Eichinger[e]	Mélange/dissolution basé sur le modèle de Tamers en considérant un échange isotopique partiel avec la phase solide carbonatée.	Alc., pH, T° δ_{DIC}, δ_C, δ_G, δ_A A_{DIC}, A_C, A_G ε_{gb}, ε_{cb},	Pas de correction des échanges isotopiques avec la phase gazeuse
Mook[f]	Mélange/dissolution basé sur le modèle de Tamers en considérant un échange isotopique partiel avec la phase gazeuse.	Alc., pH, T° δ_{DIC}, δ_C, δ_G A_{DIC}, A_C, A_G ε_{gb}	Pas de correction des échanges isotopiques avec la phase solide carbonatée
F&G[g]	Mélange/dissolution basé sur le modèle de Tamers en considérant un échange isotopique avec la phase gazeuse et solide carbonatée.	Alc., pH, T° δ_{DIC}, δ_C, δ_G, A_{DIC}, A_C, A_G ε_{gb}, ε_{bc},	Pour un système ouvert, un échange isotopique complet ne peut pas être obtenu
F&G révisé (solid exchange)[h]	Modèle de F&G amélioré lorsque les échanges avec la phase solide carbonatée sont dominants dans la zone saturée	Idem F&G	Âge sous-estimé s'il y a aussi des échanges isotopiques avec la phase gazeuse dans la zone non-saturée
F&G révisé (gaseous exchange)[h]	Modèle de F&G amélioré lorsque les échanges avec la phase gazeuse sont dominants dans la zone insaturée	Idem F&G	Âge sous-estimé s'il y a aussi des échanges avec la phase solide carbonatée dans la zone saturée

[a] **:** (Vogel et Ehhalt, 1963) ; [b] (Plummer, 1977) ; [c] (Tamers, 1967) ; [d] (Ingerson et Pearson, 1964) ; [e] (Eichinger, 1983) ; [f] (Mook, 1976) ; [g] (Fontes et Garnier, 1979) ; [h] (Han et Plummer, 2013) ;

Tableau III.6 : Liste des notations utilisées dans le Tableau III.5

Notation	Explications
A_{DIC}, A_C, A_G	Activité ^{14}C du carbone inorganique dissous, des carbonates solides et du $CO_{2(g)}$ présent dans le sol, respectivement.
δ_{DIC}, δ_C, δ_G, δ_A	$\delta^{13}C$ du carbone inorganique dissous, des carbonates solides, du $CO_{2(g)}$ présent dans le sol et du CO_2 dissous dans l'eau, respectivement.
ε_{gb}, ε_{cb}, ε_{bc}	Facteur de fractionnement isotopique entre le $CO_{2(g)}$ présent dans le sol et HCO_3^-, entre le carbonate solide et HCO_3^- et entre HCO_3^- et le carbonate solide, respectivement.

III.3.2.5 Estimation des paramètres de la phase carbonate et gazeuse

Les modèles d'ajustement géochimiques se basent sur de nombreux paramètres dont les plus sensibles sont la contribution du carbone provenant des carbonates et de celui provenant du dioxyde de carbone gazeux présent dans le sol (Gallagher et al., 2000). Une estimation de leur signature isotopique portant sur le ^{13}C et le ^{14}C est donc une étape nécessaire pour diminuer l'incertitude de l'estimation de l'âge de l'eau. Les paragraphes qui suivent, traitent successivement $\delta^{13}C_{carb(s)}$ et $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ avant de terminer par un récapitulatif des paramètres utilisés pour estimer l'âge de l'eau (Tableau III.9).

La signature $\delta^{13}C_{carb(s)}$ a été estimée sur 7 échantillons de carbonate relevés sur le bassin et jugés représentatifs de l'ensemble des faciès carbonatés rencontrés dans les formations du K2Bs et du K2Ss2 (Tableau III.7). **Ces résultats sont très regroupés autour de –6 ‰ (à l'exception d'un échantillon) et cette valeur sera utilisée dans la suite des calculs.** Ces roches se sont formés il y a plus de 30 ka et par conséquent leur activité en radiocarbone est supposée nulle.

Tableau III.7 : Valeur $\delta^{13}C_{carb(s)}$ et composition en carbonate de 7 échantillons

(Les valeurs données pour les carbonates ont été obtenues par DRX et représentent un pourcentage volumique sur l'ensemble des éléments cristallins de l'échantillon. Le léger décalage observé sur les spectres par rapport à l'ankérite suggère davantage une dolomite ferrifère plutôt qu'une ankérite vraie)

Licence	Fm.	Faciès	$\delta^{13}C$ (‰ – PDB)	A.[a]	D.[b]	C.[c]
ZO	K2Ss2	Sable fin carbonaté	-6,00	33		
ZO	K2Ss2	Carbonate massif	-6,31	38		
ZO	K2Ss2	Conglomérat carbonaté rougeâtre	-6,99		65	
DU	K2Ss2	Grès carbonaté	-5,64			75
DU - est	K2Bs	Grès à ciment calcitique et gypseux	-9,02			35
DU - est	K2BS	Carbonates type stockwerk pédogénétiques	-6,04	<1		54
DU - est	K2Bs	Terriers ou manchons calcaires	-6,13			56

[a] : Ankérite ($CaFe(CO_3)_2$) ; [b] : Dolomite ($CaMg(CO_3)_2$) ; [c] : Calcite ($CaCO_3$)

À la différence de $\delta^{13}C_{carb(s)}$, la signature du réservoir gazeux ($\delta^{13}C_{CO2(g)}$ et $A^{14}C_{CO2(g)}$) n'a pas été estimée sur le terrain. La valeur de l'activité radiocarbone a été définie à 100 pmC, valeur généralement utilisée par défaut. Le logiciel NETPATH propose trois modèles géochimiques pour estimer $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ (Plummer et Glynn, 2013). Les modèles d'estimation ne sont pas une panacée et une brève bibliographie a donc été entreprise pour estimer la valeur de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ en se basant sur des bassins similaires en termes de climat et de végétation. En climat humide, la valeur de référence pour $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ est -25 ±5 ‰ pour un sol arborant des plantes de type C3. Cependant en climat aride/semi-aride des valeurs plus faibles peuvent être trouvées à cause de la présence de plantes de type C4 plus adaptées à ce climat (Raven et al., 1999). Les études locales portant directement sur $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ sont rares mais indiquent des valeurs entre -16,7 ‰ et -18,2 ‰ dans des environnements arides (Rightmire et Hanshaw, 1973). Pour obtenir des données locales, il est nécessaire de passer par les études portant sur la signature des plantes, $\delta^{13}C_{p,}$ généralement appauvrie de ~4,4 ‰ par rapport aux valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ (Cerling et al., 1991 ; Clark et Fritz, 1997 ; Davidson, 1995). Les diverses études répertoriées dans le Tableau III.8 montrent que les deux groupes de plantes C3 et C4 ont des signatures $\delta^{13}C_p$ bien distinctes. L'intervalle de variation au sein de ces groupes reste en revanche assez restreint et les études présentent des valeurs moyennes très proches. Quel que soit le type de plante, la signature $\delta^{13}C_p$ dépend de la pluviométrie (Weiguo et al., 2005). En utilisant la régression proposée par cette étude, les valeurs de $\delta^{13}C_p$ sont de -23,0 et -10,3 ‰ pour les plantes C3 et C4 respectivement, inférieures aux valeurs moyennes présentées dans le Tableau III.8. Pour obtenir une valeur moyenne plus précise, il serait avantageux de connaître la proportion relative de plantes C3/C4 sur le bassin de Tsagaan Els. Environ 14,5 % des espèces présentent dans le désert de Gobi sont du type C4 (Pyankov et al., 2000) ce qui montre une prédominance des espèces de type C3. Néanmoins, cette quantification se base sur le nombre d'espèces et ne donne pas l'abondance relative des deux types de plantes. À partir de l'email des dents d'herbivore, Zhang et al. (2009) ont conclu que la Mongolie Intérieure a été dominé par des plante du type C3 depuis 8 Ma. Une autre étude se basant cette fois sur la laine d'herbivore recueillie entre 1998 et 2007 a permis de mettre en évidence une prépondérance des espèces de type C3 (Auerswald et al., 2009). Tout comme l'émail des dents, la laine des herbivores est influencée par la signature de l'herbe ingérée par ces ruminants et permet de remonter à la proportion relative des deux types de plante sur de grandes surfaces. Les résultats montrent une variation importante de cette proportion qui reste globalement comprise entre 10 et 40 % avec une incertitude d'environ 20 %. En considérant des valeurs de $\delta^{13}C_{p\text{-}C3}$ entre -23,0 et -26,8 ‰, des valeurs de $\delta^{13}C_{p\text{-}C4}$ entre -10,3 et -14,2 ‰, et une proportion de plante C4 entre 10 et 40 %, les valeurs moyenne de $\delta^{13}C_p$ sont comprises entre -17,9 et -25,5‰. Avec un fractionnement d'environ 4,4 ‰, **$\delta^{13}C_{CO2(g)}$ est alors compris entre -13,5 et -21,1 ‰ avec une valeur moyenne de -17,3 ‰.** Cette dernière est proche des valeurs initialement mentionnées dans la revue bibliographique effectuée par Rightmire et Hanshaw (1973).

Tableau III.8 : Signature $\delta^{13}C$ pour les plantes de type C4 et C3

(Pour les valeurs de $\delta^{13}C_{p\text{-}C3}$ et $\delta^{13}C_{p\text{-}C4}$, la première valeur en italique correspond à la valeur moyenne, les valeurs entre parenthèses, aux extremums, et n, le nombre d'échantillons sur lesquels se base l'étude en question)

Étude	$\delta^{13}C_{p\text{-}C3}$	$\delta^{13}C_{p\text{-}C4}$	Observations
Mongolie Intérieure[a] (33°–40°N, 101°–113°E)	*-26,8* (-29,0 ;-24,1) n=61	*-12,5* (-13,6 ;-11,9) n=28	Régression linéaire entre $\delta^{13}C$ et précipitation annuelle. Sur notre zone d'étude : **$\delta^{13}C_{p\text{-}C3}$ = -23 ‰** **$\delta^{13}C_{p\text{-}C4}$ = -10,3 ‰**
Mongolie Intérieure[b] (41°35′–46°46′N, 111°09′–119°58′E)	*-26,3* (-30,1 ;-23,4) n=53	*-15,5* (-17,0 ;-14,6) n=3	Plantes trouvées dans le désert, la steppe et les dunes
Mongolie Intérieure[c] (41°48′–45°46′N, 111°38′–117°49′E)	*-25,0* (-28,5 ;-23,3) n=30	*-14,2* (-15,8 ;-12,5) n=46	
Mongolie[d]		*-13,6* (-16,4 ;-11,9) n=40	14,5% des espèces sont C4 dans le désert de Gobi
Étude générale[e]	*-27* (-30 ;-24)	*-12,5* (-16 ;-10)	

[a] : (Weiguo et al., 2005) ; [b] : (Liu et al., 2004) ; [c] : (Auerswald et al., 2009) ;[d] :(Pyankov et al., 2000) ; [e] : (Vogel, 1993)

Tableau III.9 : Paramètres utilisé pour l'estimation de l'âge ^{14}C

(Les coefficients de fractionnement ont été calculé à partir des équations dites de Mook (Mook, 1980, 1986))

Paramètres	Intervalle possible	Valeur utilisée par défaut
$A^{14}C_{carb(s)}$ (pmC)	0	0
$\delta^{13}C_{carb(s)}$ (‰ - VPDB)	-9 ; -5,6	-6
$A^{14}C_{CO2(g)}$ (pmC)	97-100[a]	100
$\delta^{13}C_{CO2(g)}$ (‰ - VPDB)	-13,5 ; -21,1[b]	-17,3[b]

a : (Gallagher et al., 2000)
b : Les valeurs sont susceptibles de changer lorsque les modèles d'estimation de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ implémentés dans NETPATH sont utilisés

III.3.3 Résultats et discussions

III.3.3.1 Comparaison et choix des méthodes de correction

Les différents modèles résumés Tableau III.5 ont été testés avec différentes valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$. Les résultats bruts sont présentés en annexe 18 et montrent que les modèles les plus simples qui n'utilisent pas les données isotopiques des carbonates et du $CO_{2(g)}$ présent dans le sol conduisent à des âges surestimés et incohérents vis-à-vis de l'écoulement (Tableau III.10). Similairement, le modèle de Mook ainsi que le modèle de Fontes et Garnier révisé pour les échanges gazeux présentent aussi des âges élevés qui sont incohérents avec les directions d'écoulements connus (Tableau III.10). Ces deux modèles sont appropriés lorsque les réactions avec les carbonates en système fermé ne sont pas dominantes (Plummer et Glynn, 2013) ce qui est certainement le cas pour PZOV_0029. Néanmoins, l'incohérence de leurs résultats au sein des autres ouvrages suggère que ces réactions avec les carbonates doivent être prépondérantes. D'ailleurs, le modèle F&G (Fontes et Garnier, 1979) montre que pour l'ensemble des ouvrages (à l'exception de PZOV_0029), les échanges isotopiques sont dominés par la phase solide carbonatée et le modèle révisé en faveur de ce type d'échange est donc préconisée. Le modèle de F&G est un des plus complets du point de vue géochimique et conduit à des résultats similaires à ceux obtenus via le modèle de Pearson ou d'Eichinger. C'est pourquoi ces deux modèles ainsi que la version révisée du modèle F&G en faveur des échanges solides ont été utilisés pour obtenir les résultats présentés dans la section III.3.3.2. Le modèle de Mook et de F&G révisé en faveur des échanges gazeux ont été utilisés uniquement pour l'ouvrage PZOV_0029 qui fait figure d'exception.

Les âges ^{14}C présentés en annexe 18 ont été calculés pour différentes valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$. Il se trouve que la valeur moyenne $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ de -17,3 ‰ est très proche des différentes valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ calculées à partir du modèle de NETPATH qui suppose que la recharge s'effectue en système ouvert. Ce modèle, adapté aux zones arides présentant de faibles recharges traversant des horizons calcaires non-saturés (Plummer et Glynn, 2013), semble donc adapté au bassin de Tsagaan Els. Sur le profil d'écoulement présenté Figure III.8, en utilisant cette méthode d'estimation, la plupart des modèles qui étaient cohérents pour une valeur fixe de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$, présentent de légères incohérences généralement de moins de 1 ka (Tableau III.10). Ces dernières peuvent toutefois ne pas en être et indiquer simplement une connexion avec la nappe superficielle, plus jeune (voir section III.3.3.3).

La cohérence du modèle F&G révisé pour les échanges avec la phase solide et le modèle d'estimation de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ en système ouvert, suggèrent fortement que les carbonates de la zone insaturée sont dissous en système ouvert. Puis, dans la zone saturée, en système fermé, ces carbonates sont dissous partiellement et des échanges isotopiques ont lieu entre ces derniers et le carbone dissous de l'eau. Les âges obtenus en utilisant ces modèles semblent fiables et les hypothèses d'application de ces derniers restent cohérentes avec notre

conceptualisation actuelle des aquifères. Les résultats issus de la combinaison de ces deux modèles seront présentés aussi dans la section suivante.

La corrélation négative moyenne qui existe entre $A^{14}C_{DIC}$ et $\delta^{13}C_{DIC}$ (R = -0,52, p=0,05, en ne considérant pas PZOV_0029 et PTZO_0013, voir Figure III.10) suggère, tout comme le modèle de F&G, qu'il y a bien un échange isotopique entre le carbone inorganique dissous, initialement en équilibre avec le CO_2 gazeux présent dans le sol, et le carbonate solide (Brouste et al., 1997). La relation entre ces deux paramètres n'est en revanche pas assez précise pour pouvoir être utilisée à des fins de datation. Cette absence de lien précis entre ces deux paramètres, en partie due au faible nombre d'échantillons, peut aussi suggérer la présence de différents processus géochimiques au sein des aquifères portés par la formation K2Ss2 et K2Bs et au sein des deux sous-bassins.

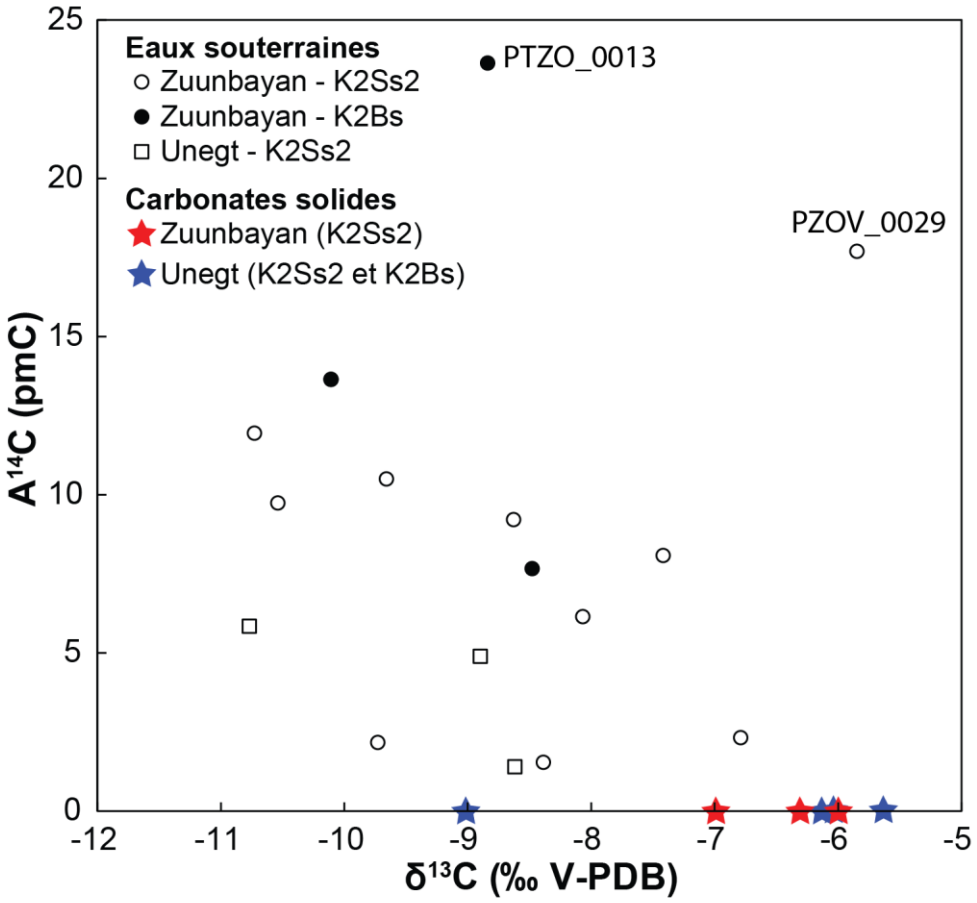

Figure III.10 : $A^{14}C_{DIC}$ en fonction de $\delta^{13}C_{DIC}$

(Les valeurs $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ et de $A^{14}C_{CO2(g)}$ sont précisées dans le Tableau III.9)

Tableau III.10 : Âge ^{14}C le long d'une ligne d'écoulement pour différents modèles de correction et différentes valeurs de $\delta^{13}C_{CO2\,(g)}$

(Le profil d'écoulement est présenté Figure III.8. La couleur verte indique une cohérence des âges le long de l'écoulement à la différence de la couleur rouge)

$\delta^{13}C_{CO2}$	Modèle[a]	K2Ss2						K2Bs	
		PZOV 0013	PZOV 0001	PTZO 0001	PZOV 0021	PZOV 0022	PZOV 0024	PTZO 0013	PZOV 0035
	MB	26,3	23,0	30,4	25,8	23,7	26,6	13,2	19,7
	V	19,5	18,4	21,7	17,3	16,2	17,9	10,6	15,1
	T	15,4	14,3	17,7	13,0	12,0	13,6	6,4	10,8
-13,5‰	P	7,0	11,1	12,4	12,7	13,8	15,1	3,9	11,5
	M	19,0	16,6	20,6	13,9	11,4	13,3	8,3	11,1
	FG	26,8	21,6	26,7	14,3	13,8	15,2	12,2	11,5
	E	0,6	8,8	9,0	11,4	12,7	14,0	2,2	10,3
	FG_s	4,3	9,6	10,7	11,6	12,8	14,1	2,6	10,5
	FG_g	18,8	16,4	20,4	13,7	11,1	13,1	8,1	10,9
-17,3‰	P	3,7	7,7	9,0	9,3	10,4	11,7	0,5	8,1
	M	22,3	19,9	23,8	17,2	14,6	16,6	11,4	14,1
	FG	2,7	7,4	8,6	9,2	10,3	11,7	0,3	8,1
	E	*NA*	5,3	5,4	8,1	9,4	10,7	*NA*	7,1
	FG_s	1,1	6,3	7,5	8,4	9,6	10,9	*NA*	7,4
	FG_g	22,0	19,6	23,5	16,9	14,2	16,2	11,2	13,8
-21,1‰	P	1,3	5,3	6,6	6,9	8,0	9,3	*NA*	5,7
	M	28,0	25,4	29,2	22,7	19,8	22,0	16,6	18,9
	FG	0,3	4,9	6,2	6,7	7,9	9,2	*NA*	5,7
	E	*NA*	2,8	3,0	5,7	7,1	8,3	*NA*	4,9
	FG_s	*NA*	4,0	5,2	6,1	7,3	8,6	*NA*	5,1
	FG_g	27,3	24,7	28,5	22,0	19,1	21,3	16,0	18,3
Système ouvert[b]	P	4,6	7,5	9,3	8,3	8,6	10,1	*NA*	6,5
	M	21,1	20,1	23,4	18,9	17,9	19,6	12,2	16,8
	FG	3,7	7,2	8,9	8,1	8,5	10,0	*NA*	6,5
	E	*NA*	5,1	5,7	7,1	7,7	9,1	*NA*	5,6
	FG_s	1,9	6,2	7,8	7,4	7,9	9,4	*NA*	5,9
	FG_g	20,9	19,7	23,2	18,5	17,4	19,1	12,0	16,3
Système fermé[b]	P	*NA*	31,1	*NA*	36,5	29,3	34,1	18,3	24,1
	M	14,6	12,7	16,3	9,9	7,7	9,5	4,8	7,8
	FG	*NA*	36,0	*NA*	46,3	31,1	37,7	19,4	24,5
	E	*NA*	32,2	*NA*	32,0	26,4	30,8	15,6	20,8
	FG_s	50,9	25,6	37,4	29,3	25,3	29,1	14,2	20,3
	FG_g	14,4	12,5	16,2	9,7	7,5	9,2	4,7	7,7

[a] : MB : Mass Balance ; V : Vogel ; T : Tamers ;P :Pearson ; M :Mook; FG : Fontes et Garnier; E : Eichinger; FG_s : FG révisé pour les échanges avec la phase solide; FG_g : FG révisé pour les échanges avec la phase gazeuse. Voir le Tableau III.5 pour un résumé de chacun de ces modèles.

[b] : NETPATH propose deux modèles pour estimer $\delta^{13}C_{CO2\,(g)}$. Les valeurs obtenues (donnée en annexe 18) diffèrent d'un échantillon à l'autre et sont calculées soit en considérant le système ouvert, soit en considérant le système fermé.

III.3.3.2 Âge radiocarbone : résultats et discussions

Les résultats sont détaillés dans le Tableau III.11 et résumés Figure III.11 (valeurs brutes en annexe 18). Voici quelques commentaires sur les résultats :

- Les eaux du bassin d'Unegt ont des activités radiocarbone entre 1,4 et 5,8 pmC résultant en des âges compris entre 10 et 26 ka. Les eaux de l'unité U_4 sont plus jeunes que celles de l'unité U_2. Tous ces âges semblent a priori plus faibles que les âges numériques estimés dans la section III.2 et la méthode de datation radiocarbone semble être aussi applicable dans ce sous-bassin.
- Les activités radiocarbone du sous-bassin de Zuunbayan s'étalent de 1,5 à 23,6 pmC résultant en des âges moyens qui s'étalent de quelques milliers d'années à plus de 20 ka. Là encore les eaux de l'unité superficielle U_{K2Bs} sont plus jeunes que celles des unités sous-jacentes à l'exception du faisceau PZUK_0002/3 où les eaux superficielles sont plus âgées que les eaux profondes. La formation du K2Ss2 affleure à l'ouest de ces ouvrages, et cette zone de recharge permettrait d'expliquer cette inversion.
- Les ouvrages présentant les eaux les plus anciennes sur le sous-bassin de Zuunbayan sont PZOV_0027 et PZOV_0010 situé au nord-ouest de la licence de Zoovch Ovoo et à proximité du centre de la dépression.
- L'ouvrage PZOV_0029 présente une activité radiocarbone très élevée pour l'unité U_2 (17,7 pmC) mais qui résulte toutefois en un âge élevé, ~21 ka. Les eaux de cet ouvrage présentent un pH acide de 6,2 indiquant une faible dissolution de carbonates. Les modèles de Mook et de F&G révisé pour les échanges gazeux ont donc été utilisés pour déterminer cet âge moyen.
- Le profil présenté en vert clair Figure III.11 donne pour un même horizon aquifère des âges croissants cohérents avec la direction d'écoulement. Plus d'informations seront données dans la section suivante III.3.3.3.

Ces résultats sont intéressants mais limités par la marge d'incertitude des estimations. L'amplitude de l'intervalle de variation de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ est la principale source d'incertitude sur le résultat, suivie ensuite par le choix du modèle de correction.

Bien que fixé adéquatement à -6 ‰, la sensibilité du paramètre $\delta^{13}C_{carb(s)}$ a été analysée. Les valeurs extrêmes de ce paramètre ont été testées pour une valeur de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ fixe de -17,3 ‰ et les résultats sont présentés à la fin de l'annexe 18. Entre $\delta^{13}C_{carb(s)=}$ -6 ‰ et -5,6 ‰, les âges diffèrent de moins de1 ka pour 13 échantillons, les 4 autres, en revanche, peuvent avoir une différence d'âge allant jusqu'à 4 ka. Lorsque $\delta^{13}C_{carb(s)}$=-9 ‰, la plupart des modèles ne permettent pas d'obtenir un âge et lorsque cela est possible les valeurs sont extrêmement élevées. Cette valeur de $\delta^{13}C_{carb(s)}$ reste cependant singulière.

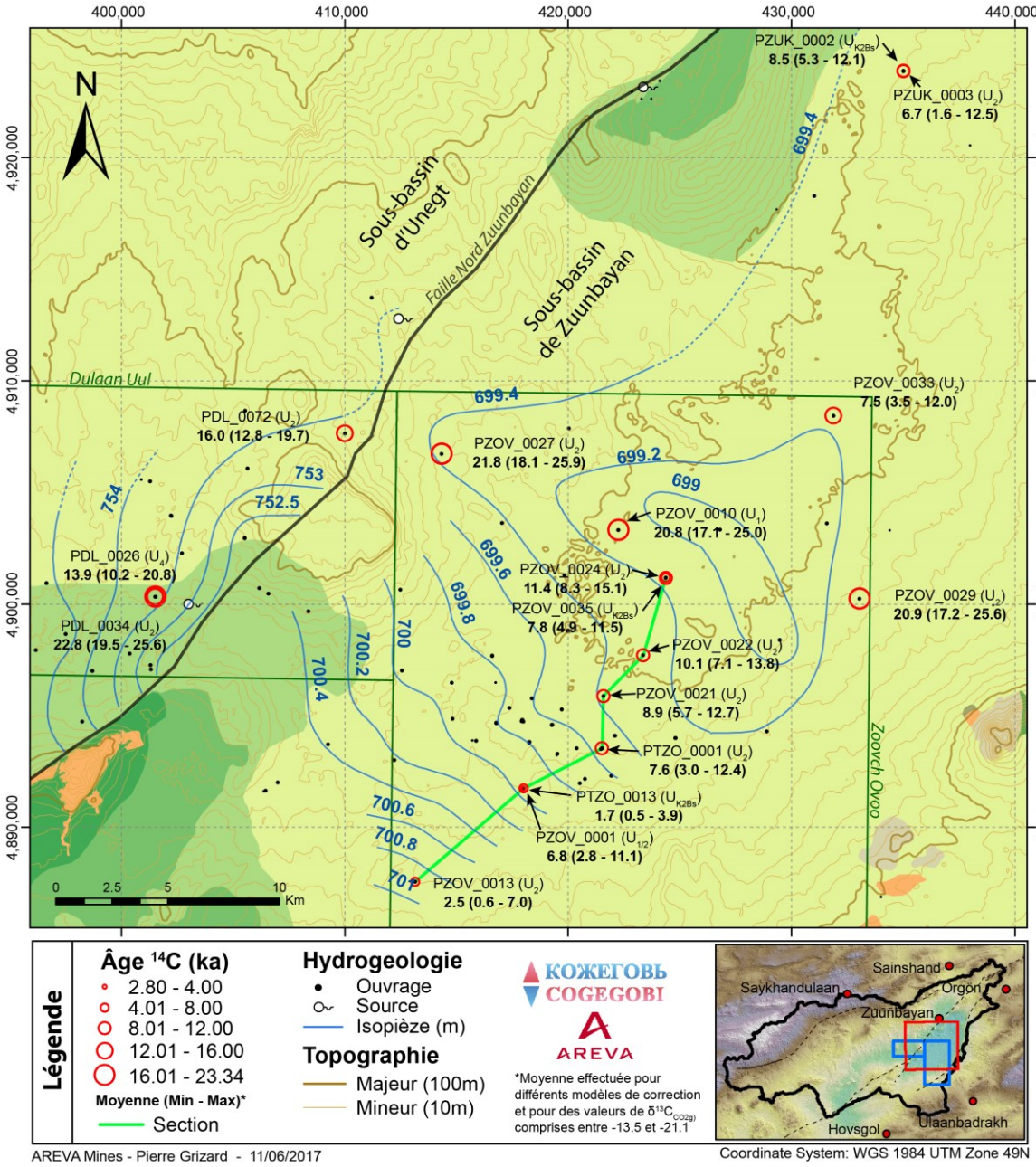

Figure III.11 : Cartes des âges ^{14}C pour différents modèles

(Voir Tableau III.11 pour plus d'informations sur l'obtention des âges et les données géochimiques associées)

Tableau III.11 : Paramètres géochimiques et âges des eaux échantillonnées lors de la campagne de datation radiocarbone

Piézomètre	T (°C)	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	Ak[a]	$\delta^{13}C_{DIC}$ (‰)	A ^{14}C (pmC)	± σ	Âge ^{14}C[b]			
													Moy.	Min	Max	F&G[c]
PZOV_21 (U_2)	12,8	8,2	19	12,2	837	3,2	562	748	284	-9,66	10,5	0,06	8,9	5,7	12,7	7,4
PZOV_22 (U_2)	11,6	8,2	40,1	15,2	1159	4,7	1009	996	397	-10,7	11,94	0,07	10,1	7,1	13,8	7,9
PTZO_13 (U_s)	11,1	8	29,1	6,1	222	1,7	157	151	185	-8,84	23,63	0,11	1,7	0,5	3,9	NA
PZOV_13 (U_2)	13,8	7,7	68,3	35,1	809	2,6	775	665	201	-7,42	8,08	0,06	2,5	0,6	7,0	1,9
PZOV_27 (U_2)	14,1	7,4	340,7	261	6556	17,8	8331	3333	252	-9,73	2,17	0,04	21,8	18,1	25,9	20,7
PTZO_01 (U_2)	12,2	7,7	48,1	27,9	813	2,8	719	597	140	-8,07	6,14	0,05	7,7	3,0	12,4	7,8
PZOV_24 (U_2)	12,4	8,1	44,1	21,9	1542	7,1	1309	1325	413	-10,5	9,74	0,06	11,4	8,3	15,1	9,4
PZUK_02 (U_s)	9,2	8,9	24	4,9	216	0,6	153	147	200	-8,48	7,66	0,06	8,6	5,3	12,1	8,0
PZUK_03 (U_2)	12	7,9	38,1	12,2	339	2,9	215	301	215	-6,79	2,32	0,04	6,7	1,6	12,5	6,8
PZOV_29 (U_2)	11,2	6,2	84,2	53,5	547	4,8	674	431	291	-5,85	17,68	0,09	20,9	17,2	25,6	14,4
PZOV_35 (U_s)	9	8,3	24	10,9	658	2	589	442	358	-10,1	13,64	0,1	7,8	4,9	11,5	5,9
PZOV_33 (U_2)	10,5	7,2	76,2	18,2	336	3,1	284	356	328	-6,86	2,7	0,03	7,5	3,5	12,0	7,6
PZOV_01 ($U_{1/2}$)	13,1	7,8	86,2	46,2	540	3,8	649	621	195	-8,63	9,21	0,06	6,8	2,8	11,1	6,2
PZOV_10 (U_1)	13,3	7,9	60,1	68,7	2990	9,8	3630	1810	236	-8,39	1,54	0,03	20,8	17,1	25,0	20,3
PDL_26 (U_4)	9,4	8,3	21	10,9	506	3,4	416	402	217	-8,9	4,89	0,04	13,9	10,2	20,8	12,2
PDL_34 (U_2)	11,1	8,4	14,9	5,7	540	2	441	351	251	-8,62	*1,4*	0,03	22,8	19,5	26,6	21,9
PDL_72 (U_2)	15	7,8	130,3	64,4	1560	5,9	1652	1607	151	-10,8	5,84	0,06	16,0	12,8	19,7	14,0

Les concentrations sont données en mg/L. [a] : L'alcalinité (Ak.) est en mg/L – $CaCO_3$. [b] : Les âges ^{14}C (Moyenne, Minimum et Maximum) ont été calculées pour $\delta^{13}C_{Carbonates}$ fixé à -6 ‰ et $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ couvrant l'intervalle [-13.5 ;-21.1 ‰]. Les modèles de corrections inclus dans les statistiques sont celui de Pearson, d'Eichinger et de Fontes et Garnier révisé (échange solide) pour l'ensemble des points, sauf pour PZOV_0029 où le modèle de Mook et Fontes et Garnier révisé (échanges gazeux) ont été utilisés. c : La colonne F&G donne l'âge ^{14}C obtenu à partir du modèle F&G révisé (échange solide) combiné au modèle d'estimation de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ en système ouvert (exception PZOV_0029)

III.3.3.3 Comparaison avec les résultats du modèle numérique

Comparer les âges radiocarbones avec les âges estimés numériquement permettrait de pouvoir diminuer l'incertitude des estimations numériques et par suite logique de contraindre davantage le modèle numérique régional. À l'inverse de l'âge ^{14}C, l'âge Goode se base sur l'hypothèse que les écoulements sont restés constants dans le temps. Comparer ces deux âges permettrait donc aussi de voir si les écoulements sont restés constants sur les trente derniers milliers d'années.

Même si ces deux âges ne peuvent pas être comparés directement, les âges ^{14}C restent proches des âges Goode (Figure III.12). Le risque de surestimation dû à l'aridification récente n'est donc pas si important puisque dans le cas contraire, les âges ^{14}C seraient bien inférieurs aux âges Goode à la fois pour des raisons paléoclimatiques (section III.2.3.4) mais aussi parce que ces âges apparents se comportent différemment lors de mélange (Figure III.13). **Les effets du paléoclimat seront donc négligés par la suite.**

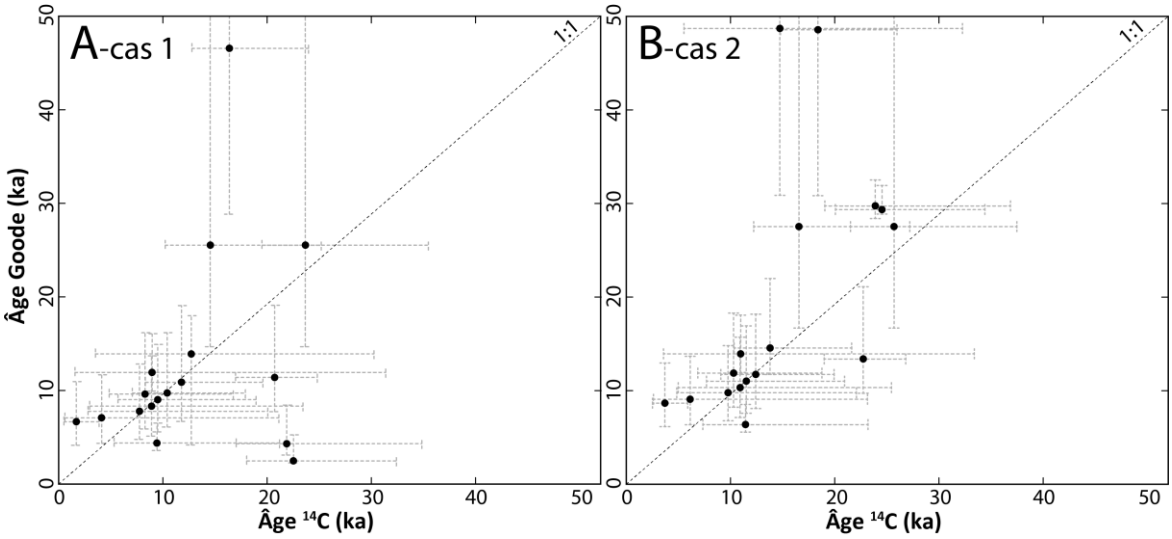

Figure III.12 : Comparaison directe des âges Goode et des ^{14}C

(En A), lorsque l'on suppose une activité non-nulle au niveau des sources le long de la faille (cas 1, section III.2.2) et en B), lorsque l'activité est supposée nulle (cas 2, section III.2.2). Les traits pointillés représentent l'incertitude des deux méthodes)

Afin de contraindre davantage le modèle, il est nécessaire de pouvoir comparer précisément l'âge ^{14}C avec l'âge numérique obtenu par la méthode de Goode (section III.2). Cette opération ne peut se faire directement puisque la décroissance radioactive du carbone est exponentielle et non linéaire (Torgersen et al., 2013). Le mélange de deux eaux est alors systématiquement biaisé en faveur des eaux les plus jeunes (Figure III.13). Pour pouvoir comparer les deux estimations, il ne faut donc pas qu'il y ait de mélange ou bien que les proportions de ce mélange soient connues.

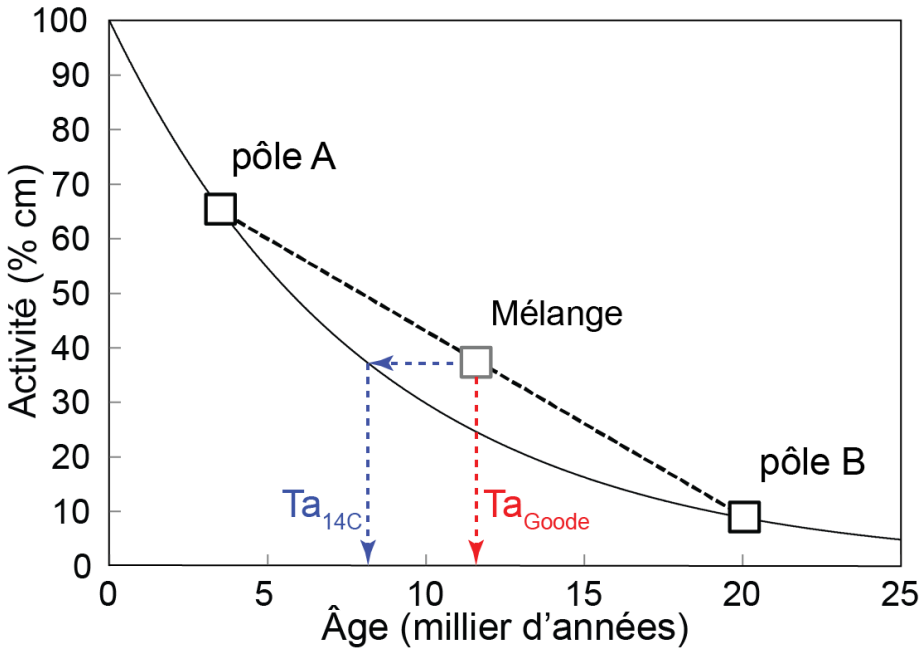

Figure III.13 : Mélange de même volume entre deux pôles dans le cas d'un élément radioactif comme le ^{14}C

(D'après Torgersen et al. (2013). L'âge observé pour le mélange final n'est pas la moyenne des âges des deux pôles mais un âge plus proche des eaux jeunes.)

Le profil d'écoulement entre PZOV_0013 et PZOV_0024 (Figure III.8) a été justement échantillonné pour pouvoir comparer les âges relatifs (c'est-à-dire le temps de résidence inter-piézomètres) obtenus à partir des estimations géochimiques et numériques. Dans cet aquifère captif, l'hypothèse d'un écoulement de type piston est vraisemblablement possible puisque les unités de l'aquifère du K2Ss2 sont isolées de l'aquifère du K2BS (voir Figure I.11 et Figure II.7). Une telle supposition permet de s'affranchir de tout mélange et de calculer l'âge ^{14}C en tenant compte uniquement des éventuelles réactions de dissolution/précipitation de carbonate en système fermé.

Les âges présentés précédemment dans la Figure III.11 sont croissants le long de l'écoulement et donc cohérents avec la direction connue de ce dernier. Néanmoins, les activités ^{14}C ne sont pas pour autant décroissantes comme attendu (Figure III.14) ce qui indique la présence d'écoulements de l'unité U_{K2Bs} vers l'unité U_2. Ce flux descendant a été observé via le modèle régional mais peut difficilement être pris en compte pour corriger ce mélange. En effet, l'activité des eaux de l'aquifère supérieur n'est connue qu'en deux points et il serait alors difficile d'extrapoler ces données sur l'ensemble de la ligne d'écoulement.

Cette conclusion contredit cependant l'hypothèse initiale de l'écoulement piston supposé et empêche donc une réelle comparaison avec les âges numériques.

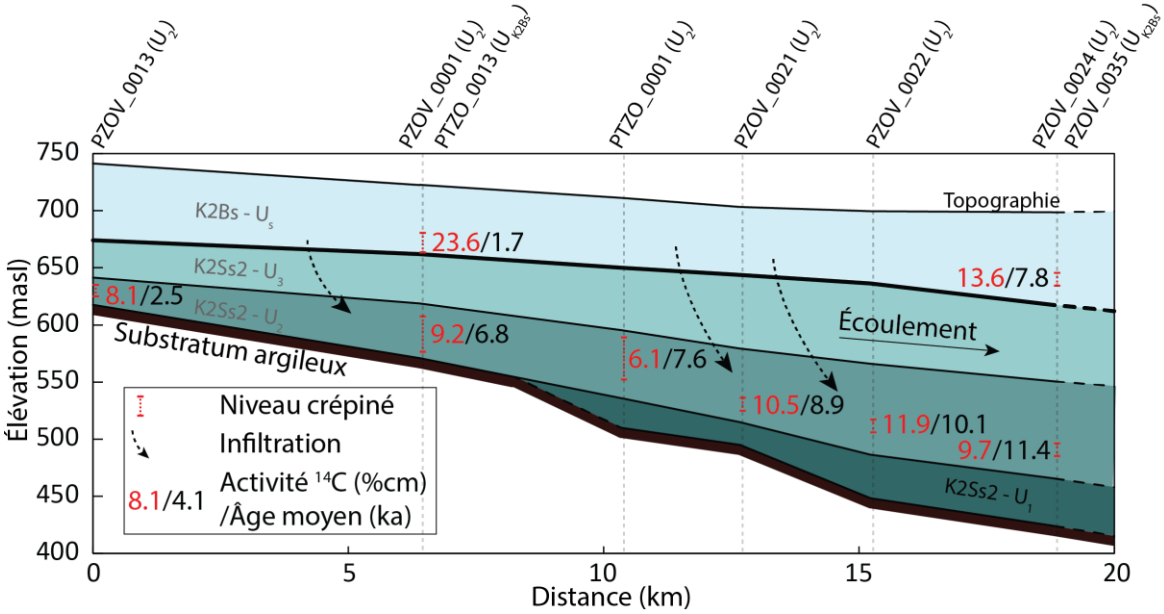

Figure III.14 : Vue en coupe du profil d'écoulement de PZOV_0013 à PZOV_0024

(Le profil est localisé sur la Figure III.11. L'infiltration permet d'expliquer l'augmentation de l'$A^{14}C$ le long de l'écoulement au sein de l'unité U_2. L'âge moyen et l'incertitude peut être visualisé Figure III.11)

La méthode précédente ne pouvant être employée une autre méthode a été envisagée. Il suffit de revenir à l'équation de la décroissance radioactive (équation 8). Cette équation peut être simulée via MT3DMS sur le modèle régional. Le paramètre A_0 ou plutôt « $q.A_0$ » dans le cas de la datation radiocarbone, n'est cependant pas connu. Ce facteur de dilution dépend de l'hydrochimie et est donc différent pour chaque piézomètre. Il peut néanmoins être borné. Le terme « $q.A_0$ » a déjà été estimé via le logiciel NETPATH pour différents modèles de correction et pour différentes valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ (voir annexe 18). En considérant le modèle F&G révisé et en prenant des valeurs $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ de -17,3 ‰ et celles obtenues à partir du modèle NETPATH en système ouvert, le terme « $q.A_0$ » peut être borné entre 4,6 et 38,2 pmC. Ces valeurs extrêmes, combinées aux simulations MT3DMS, permettent ainsi de borner l'activité ^{14}C en chaque point du bassin et de vérifier par conséquent sa cohérence avec les valeurs $A^{14}C$ mesurés sur le terrain.

Au vu du faible nombre d'ouvrages analysés sur le sous-bassin d'Unegt, les simulations ont porté sur le modèle régional de Zuunbayan seulement et plus particulièrement sur les jeux de données des solutions 5a, 10a et 10b (voir annexe 15). Comme expliqué précédemment, ces solutions ont été choisies car elles couvrent l'ensemble de la gamme de recharges - et donc de vitesses d'écoulement - possibles. Les conditions aux limites sont les mêmes que celles présentées dans la section III.2.1.3 moyennant une conversion de l'âge en activité ^{14}C via l'équation 8. Les paramètres de résolution sont identiques à ceux utilisés pour la méthode de Goode (voir section III.2.1.4). Lors du transfert du sous-bassin d'Unegt vers Zuunbayan, l'eau rentre en contact, pour partie, avec l'atmosphère. Lors de ce bref passage, l'activité ^{14}C de cette eau peut se réinitialiser. Deux calculs ont donc été menés :

- l'un en supposant aucun rééquilibrage de l'activité radiocarbone avec l'atmosphère, le terme $e^{-\frac{t}{t_{1/2}} \cdot ln2}$ est imposé nul au niveau des sources,
- l'autre en supposant un rééquilibrage complet de l'activité radiocarbone avec l'atmosphère, une valeur unitaire est imposé pour le terme $e^{-\frac{t}{t_{1/2}} \cdot ln2}$ au niveau des sources.

L'évolution de la décroissance radioactive est présentée sur la Figure III.15 et la Figure III.16 où le terme $e^{-\frac{t}{t_{1/2}} \cdot ln2}$ a été simulé. Ce dernier correspond en un point donné au rapport de l'activité sur l'activité initiale corrigée du facteur de dilution. Les résultats laissent apparaître des formes similaires à celles obtenues via la méthode de Goode (Figure III.4 et Figure III.5). Les activités ^{14}C observées ne rentrent pas toujours dans l'intervalle borné calculé numériquement. Le Tableau III.12 présente ces intervalles ainsi que les valeurs numériques obtenues à chaque ouvrage échantillonné. Les simulations 10b (recharge forte) et 5a (recharge médiane) donnent des résultats plus concluants que la simulation 10a (recharge faible) quelle que soit la condition aux limites imposée aux sources le long de la faille (les quatre ouvrages présentant des activités dépendantes de cette condition ne permettent pas de favoriser une hypothèse plutôt qu'une autre). **Ces résultats indiquent que les jeux de données présentant des recharges supérieures ou égales à la recharge médiane (1,8 mm/an) sont plus probables que ceux présentant des recharges plus faibles.**

Tableau III.12 : Comparaison des activités observées et simulées

(Les valeurs vertes indiquent une adéquation entre valeurs observées et mesurées. Solution 10b, 5a, 10a : recharge faible, médiane et forte, respectivement)

Piézomètre	Unité	A ^{14}C (pmC)	± σ	At/(q.Ao) Max	At/(q.Ao) Min	At/(q.Ao) MT3DMS					
						Sans source			Avec source		
						10b	5a	10a	10b	5a	10a
PZOV_0021	U_2	10,50	0,06	2,30	0,27	0,19	0,35	0,66	0,19	0,35	0,66
PZOV_0022	U_2	11,94	0,07	2,61	0,31	0,17	0,32	0,62	0,17	0,32	0,62
PTZO_0013	U_s	23,63	0,11	5,16	0,62	0,38	0,51	0,74	0,38	0,51	0,74
PZOV_0013	U_2	8,08	0,06	1,77	0,21	0,27	0,44	0,77	0,27	0,44	0,77
PZOV_0027	U_2	2,17	0,04	0,48	0,06	0,54	0,75	0,76	0,02	0,02	0,03
PTZO_0001	U_2	6,14	0,05	1,35	0,16	0,22	0,38	0,69	0,22	0,38	0,69
PZOV_0024	U_2	9,74	0,06	2,13	0,25	0,13	0,29	0,52	0,12	0,26	0,45
PZUK_0002	U_s	7,66	0,06	1,68	0,20	0,56	0,66	0,72	0,56	0,66	0,72
PZUK_0003	U_2	2,32	0,04	0,51	0,06	0,09	0,26	0,34	0,09	0,26	0,34
PZOV_0029	U_2	17,68	0,09	3,86	0,46	0,13	0,28	0,47	0,13	0,28	0,47
PZOV_0035	U_s	13,64	0,10	2,99	0,35	0,22	0,37	0,60	0,22	0,36	0,59
PZOV_0033	U_2	2,70	0,03	0,59	0,07	0,13	0,23	0,39	0,01	0,02	0,03
PZOV_0001	U_2	9,21	0,06	2,02	0,24	0,24	0,41	0,72	0,24	0,41	0,72
PZOV_0010	U_2	1,54	0,03	0,34	0,04	0,37	0,60	0,69	0,05	0,05	0,06
Nombre d'ouvrages valides (sur 14) :						6	10	12	6	11	12

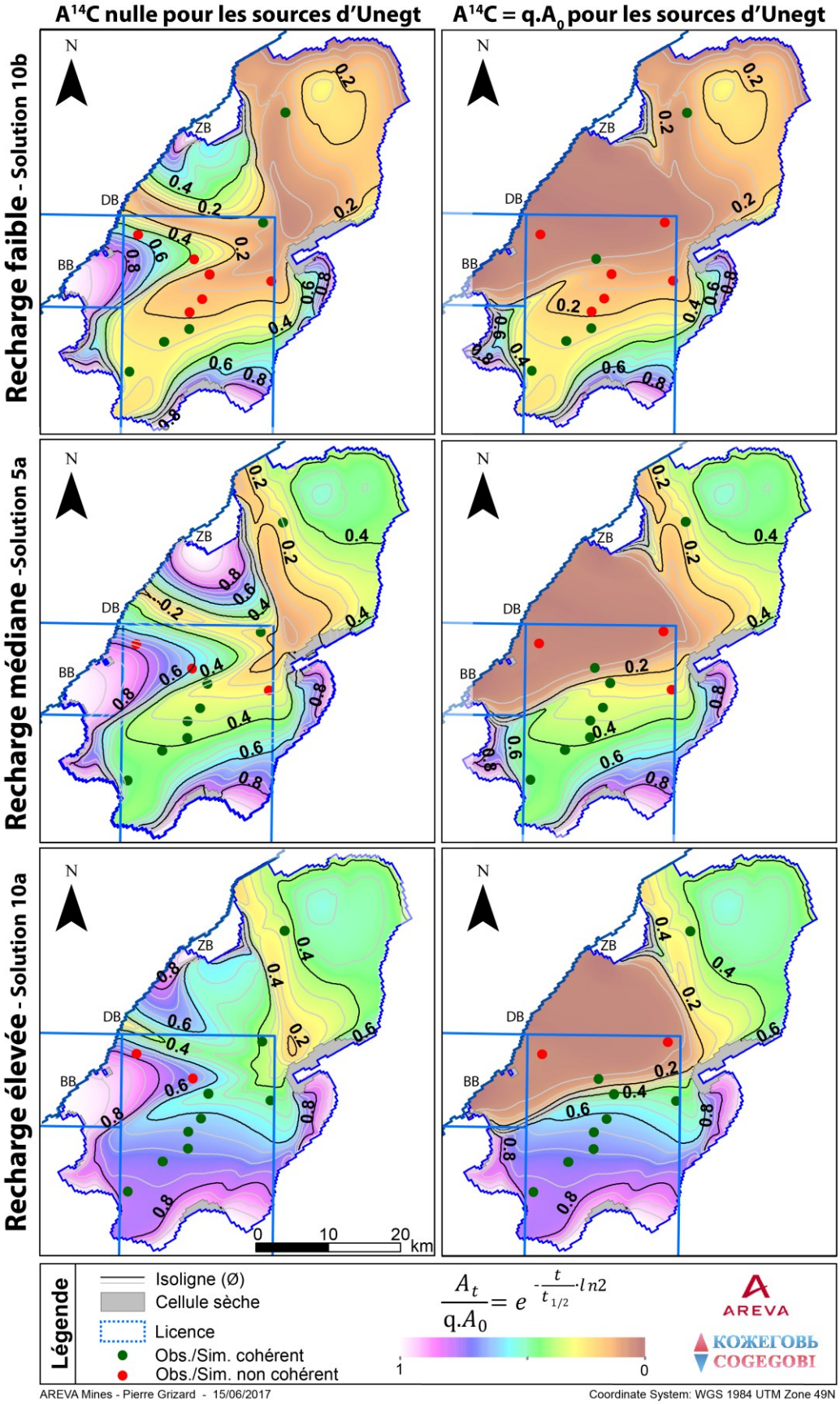

Figure III.15 : Carte des activités ^{14}C normées pour la couche inférieure (K2Ss2)

(Les points rouge et vert permettent de visualiser les ouvrages où l'activité mesurée entre dans l'intervalle des activités simulées – voir Tableau III.12)

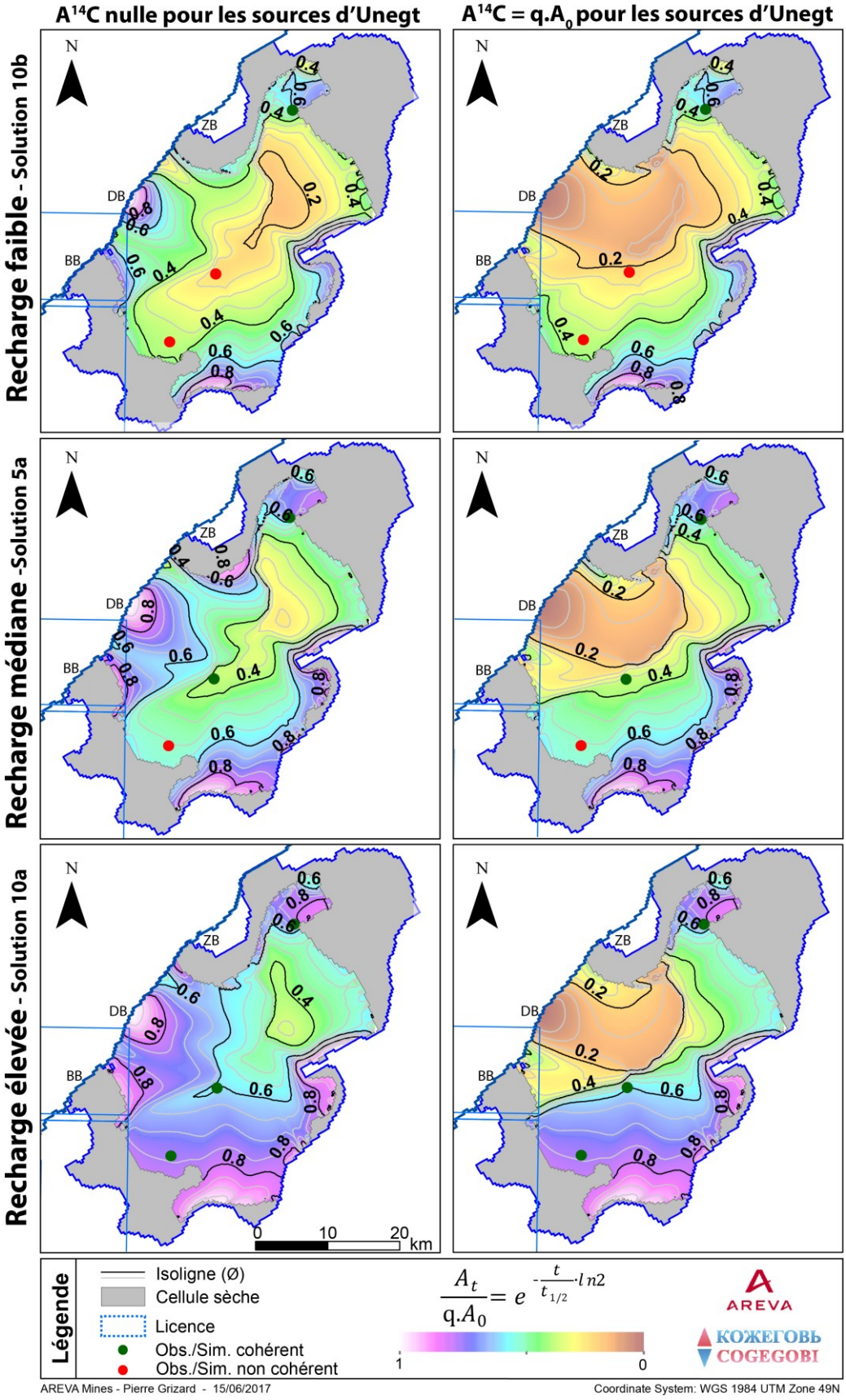

Figure III.16 : Carte des activités ^{14}C normées pour la couche supérieure (K2Bs)

(Les points rouge et vert permettent de visualiser les ouvrages où l'activité mesurée entre dans l'intervalle des activités simulées – voir Tableau III.12)

III.3.4 Conclusion

La méthode radiocarbone (^{14}C) a été employée pour dater les eaux du sous-bassin de Zuunbayan (14 ouvrages) et une partie de celles du sous-bassin d'Unegt (3 ouvrages). Cet isotope est ressorti comme le plus approprié parmi les quelques radio-isotopes permettant de dater les eaux dans cet intervalle d'âge.

Les activités mesurées s'étalent de 1,4 à 23,6 pmC. Pour convertir ces valeurs en un âge, plusieurs modèles géochimiques ont été testés. Ces modèles nécessitent généralement de connaître certains paramètres tels que le $\delta^{13}C$ du $CO_{2(g)}$ présent dans le sol et celui des carbonates. Le premier ($\delta^{13}C_{CO2(g)}$) a été étudié via une étude bibliographique et le second ($\delta^{13}C_{carb(s)}$) par des analyses directes sur des roches carbonatées présentes dans le bassin.

Les âges radiocarbone obtenus couvrent la quasi-totalité de l'intervalle de datation de la méthode [1 ka ; 26 ka]. Ils sont similaires à ceux obtenus via le modèle numérique suggérant une influence minime du paléoclimat sur l'âge de l'eau. L'incertitude des âges ^{14}C est toutefois aussi importante que celle des âges numériques Goode. Elle dépend du modèle de correction choisi mais surtout des valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$. Le modèle F&G révisé pour les échanges avec les carbonates semble le plus approprié ici mais donne des résultats similaires aux modèles plus simples de Pearson et d'Eichinger.

La comparaison directe des âges ^{14}C avec les âges « Goode » n'est pas possible puisque ces âges ne se comportent pas de la même façon lors du mélange de masse d'eau. Une comparaison a néanmoins été tentée en échantillonnant une ligne d'écoulement de l'unité U_2 supposé indépendante de l'unité U_{K2Bs}. Cette indépendance n'a toutefois pas été confirmée puisque les activités ^{14}C étaient non décroissantes le long de cette ligne et révélaient l'existence d'infiltrations d'eaux plus jeunes provenant des nappes sus-jacentes. Pour contourner ce problème de mélange, des simulations numériques via MT3DMS ont été entreprises afin d'estimer l'activité radiocarbone à partir de l'équation de base de la radioactivité. Ces simulations ne peuvent malheureusement pas prendre en compte le facteur de dilution qui est calculé en fonction du chimisme de l'eau en un point donné. Ce facteur peut néanmoins être borné en analysant les résultats des différents modèles de correction. L'analyse de l'activité observée et simulée a alors permis de montrer, sur le sous-bassin de Zuunbayan, que les jeux de données présentant des recharges élevées, supérieures à 1,8 mm/an sont plus en accord avec les activités ^{14}C observées que les jeux de données présentant de plus faibles recharges (1,1 mm/an). Ces résultats contraignent donc davantage le modèle d'écoulement régional.

III.4 Conclusion sur l'âge des eaux

L'âge des eaux souterraines est une information importante qui peut permettre de mieux calibrer le modèle d'écoulement, de mieux comprendre l'origine de la salinité mais aussi d'obtenir des informations sur le paléoclimat. Ce paramètre a été calculé via le modèle numérique régional du chapitre précédent et via une méthode de datation géochimique : le radiocarbone.

La méthode de Goode appliquée au modèle d'écoulement régional conduit à des âges numériques *moyens* de 48 ka sur le sous-bassin d'Unegt, cette valeur pouvant varier entre 19 ka et 108 ka. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, cet âge est de 9 ka/24 ka avec des variations allant de 5 à 18 ka ou de 14 à 27 ka, respectivement, selon que l'âge moyen des eaux du sous-bassin d'Unegt est pris en compte ou non aux niveaux des sources. Ces variations reflètent de plus l'incertitude liée à la recharge et aux paramètres hydrodynamiques des aquifères.

La méthode radiocarbone a été employée pour dater les eaux du sous-bassin de Zuunbayan (14 ouvrages) et une partie de celles du sous-bassin d'Unegt (3 ouvrages). Les activités mesurées s'étalent de 1,4 à 23,6 pmC et se traduisent potentiellement par des âges d'à peine 1 ka à plus de 25 ka. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus via le modèle numérique avec des marges d'erreurs plus faibles liées aux modèles de correction choisis et à certains paramètres.

La recharge (et de façon secondaire l'évapotranspiration) ne pouvant être quantifiée précisément dans le temps, l'impact du paléoclimat sur l'âge de l'eau ne peut pas être estimé adéquatement. Néanmoins, au vu des similitudes entre les âges ^{14}C et les âges numériques « Goode », cette influence semble a priori négligeable. En partant de cette hypothèse, la comparaison de ces deux estimations permettrait alors de contraindre davantage le modèle régional. Une comparaison directe est proscrite car les deux âges apparents ne se comportent pas de la même façon lors des mélanges. Dans un premier temps, une ligne d'écoulement de l'unité U_2, supposée indépendante de l'aquifère sus-jacente, U_{K2Bs}, a donc été échantillonnée. Cette indépendance s'est avérée fausse et des simulations numériques via MT3DMS ont été entreprises pour estimer l'activité radiocarbone en revenant à l'équation de base de la radioactivité. Ces simulations ont permis de montrer, sur le sous-bassin de Zuunbayan, que les jeux de données présentant des recharges élevées, supérieures à la recharge médiane (1,8 mm/an), sont plus probables que les jeux de données présentant de plus faible recharge. Ces résultats contraignent donc davantage les paramètres du modèle numérique régional d'écoulement, mais reposent sur l'hypothèse *forte* que les écoulements sont restés identiques ces trente derniers milliers d'années.

Chapitre IV

Origine de la salinité

IV.1 Distribution de la salinité des eaux 132
IV.1.1 Sous-bassin d'Unegt 134
IV.1.2 Sous-bassin de Zuunbayan 135
IV.1.3 Conclusions 136
IV.2 Les sources de salinité envisageables 138
IV.3 Les sels rencontrés sur le bassin 141
IV.3.1 Dans les formations géologiques du Crétacé 141
IV.3.2 En surface 142
IV.3.3 Conclusion 148
IV.4 Salinité et âge des eaux 149
IV.5 Étude des éléments majeurs 151
IV.5.1 Introduction 151
IV.5.2 Faciès chimique des eaux 151
IV.5.3 Rapports molaires et diagrammes binaires 153
IV.5.4 Indices de saturation 156
IV.5.5 Conclusions 159
IV.6 Étude des concentrations en bromure 160
IV.6.1 Introduction 160
IV.6.2 Données 161
IV.6.3 Résultats et discussions 161
IV.6.4 Conclusions 167
IV.7 Étude des isotopes stables de l'eau 168
IV.7.1 Introduction 168
IV.7.2 Échantillonnage et mesures 168
IV.7.3 Présentation et analyse des résultats 170
IV.7.4 Évaporation et signature isotopique des eaux 173
IV.7.5 Conclusions 176
IV.8 Conclusion sur l'origine de la salinité des eaux 178

La salinité quantifie la quantité de sels dissous dans l'eau (chlorure de sodium, chlorure de magnésium, sulfate de magnésium, etc). Ce terme est généralement utilisé pour l'eau de mer alors que le terme de matière totale dissoute (ou TDS en anglais) s'emploie pour qualifier les eaux souterraines. Même si le terme de salinité n'est pas strictement le mieux adapté à cette étude, il sera utilisé dans la suite du texte.

Cerner l'origine des salinités élevées présentes dans le bassin de Tsagaan Els est un aspect important pour la compréhension de son histoire et de son fonctionnement. La démarche adoptée pour répondre à cet objectif se doit d'être progressive (Kloppmann, Bourhane et Asfirane, 2011 ; Richter et Kreitler, 1991 ; Vengosh, 2014). Elle consistera dans un premier temps à évaluer l'ampleur de la salinisation et la distribution spatiale de la salinité par des méthodes simples telle que la mesure de conductivité (section IV.1). À partir de ces données, les pôles salins et d'eaux douces pourront être localisés. Ensuite, les différentes sources et les mécanismes de salinisation envisageables seront présentés et discutés afin de ne retenir que les hypothèses considérées comme plausibles (section IV.2). Les sels rencontrés sur le bassin seront étudiés afin d'évaluer leur rôle éventuel dans la genèse de la salinisation (section IV.3). Des approches géochimiques spécifiques seront ensuite mises en œuvre successivement pour tester les différentes hypothèses : lien entre salinité et âge des eaux (section IV.4), études des éléments majeurs (section IV.5), des concentrations en brome (section IV.6) puis des isotopes de l'eau (section IV.7).

IV.1 Distribution de la salinité des eaux

La salinité est un paramètre physique qui peut être déterminé de plusieurs manières : en laboratoire à partir de 1) la mesure du résidu sec, 2) la concentration des différents ions présents en solution (méthode complémentaire pratiquée également par certains laboratoires comme CGL, et incluse dans la plupart des modèles géochimiques) et indirectement par 3) des mesures de conductivité électrique in-situ. En effet, une relation affine existe entre la conductivité électrique et la salinité comme le montrent les équations 19 et 20 obtenues à partir d'une trentaine et cinquantaine d'échantillons sur le sous bassin de Zuunbayan (Schmitt et Distinguin, 2014) et d'Unegt (Schmitt, 2016) respectivement.

$$Salinit\text{é} = 0{,}5843.SC - 27{,}114 \text{ sur Zuunbayan} \quad (R^2 = 0{,}97)$$ ***Équation 19***

$$Salinit\text{é} = 0{,}6017.SC + 1{,}7572 \text{ sur Unegt} \quad (R^2 = 0{,}97)$$ ***Équation 20***

SC Conductivité électrique (µS/cm)

Différentes cartes des salinités ont été réalisées manuellement (Figure IV.1 et Figure IV.2). Elles sont discutées dans les paragraphes suivants par sous-bassin et aquifère par aquifère.

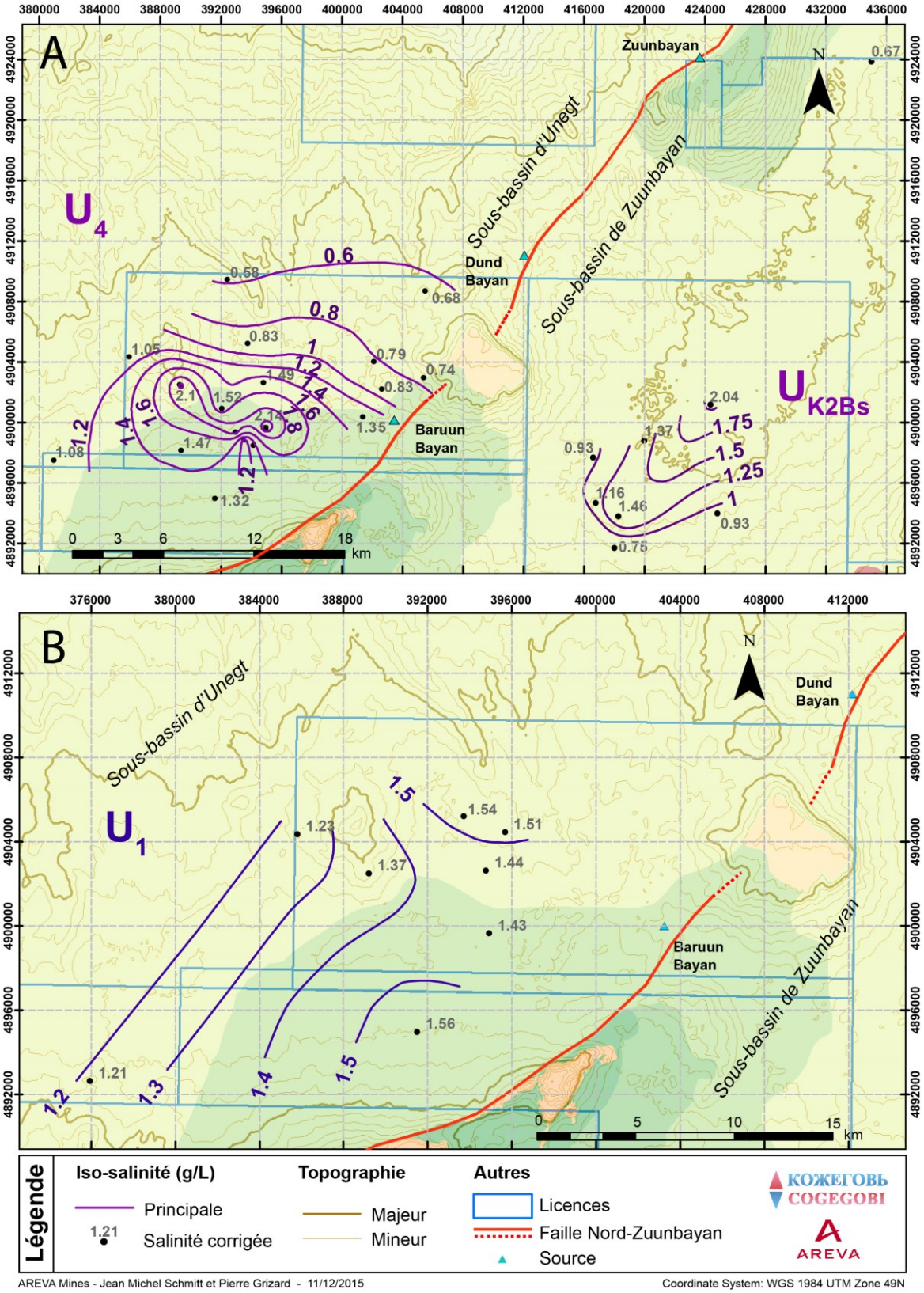

Figure IV.1 : Carte des salinités en (A) de l'unité U_4 sur le sous-bassin d'Unegt et de U_{K2Bs} sur le sous-bassin de Zuunbayan et en (B) de l'unité U_1 sur le sous-bassin d'Unegt

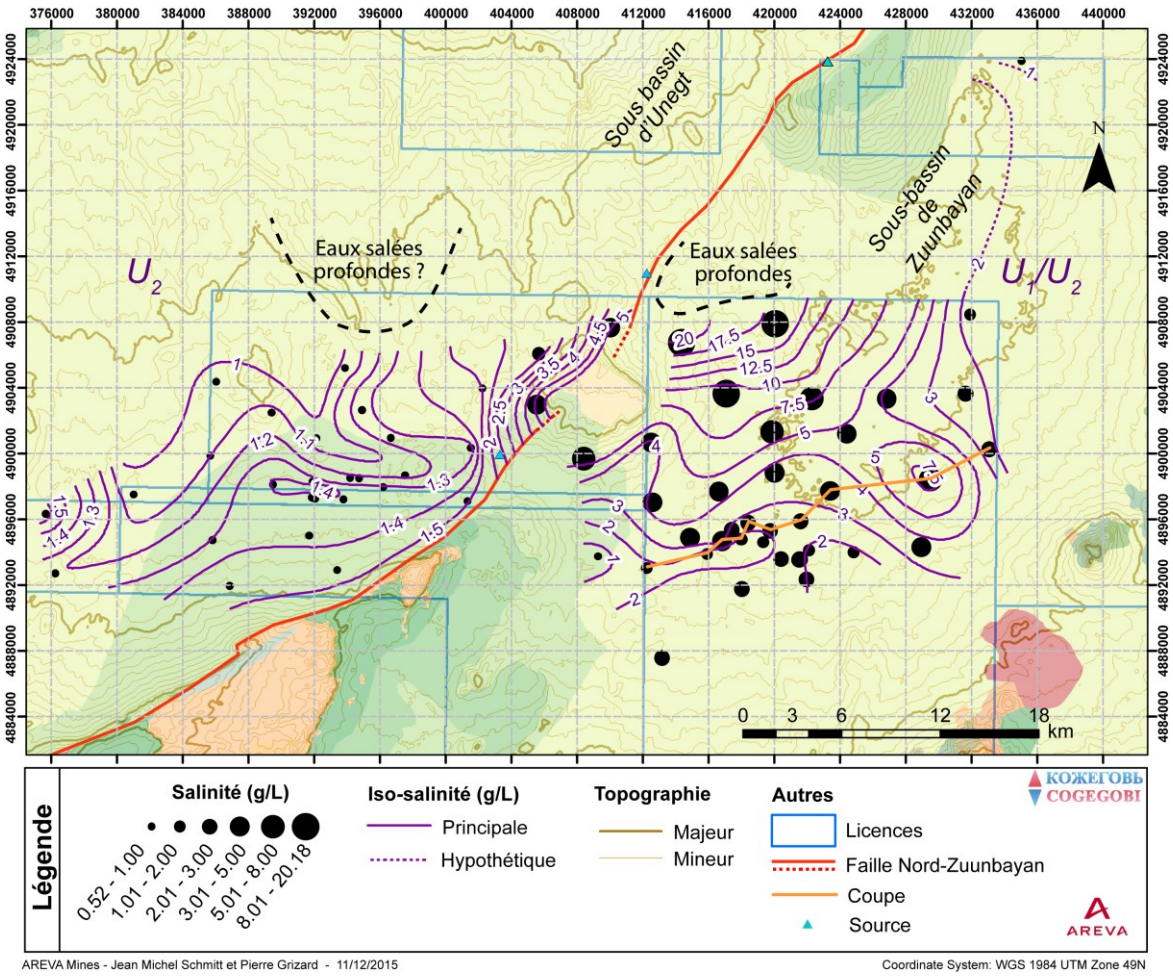

Figure IV.2 : Carte des salinités de l'unité U_2 sur le sous-bassin d'Unegt et de U_1/U_2 sur le sous-bassin de Zuunbayan

IV.1.1 Sous-bassin d'Unegt

La salinité de l'unité U_2 du sous-bassin d'Unegt (Figure IV.2) est en moyenne de 1,4 g/L (n = 33) avec des variations allant de 0,9 g/L (PDL_0045) à 4,8 g/L (PDL_0072). Une augmentation rapide à proximité de la faille suggère une arrivée d'eau salée à ce niveau provenant certainement des aquifères sous-jacents.

Pour l'unité U_3/U_4, la salinité est en moyenne de 1,3 g/L (n = 23) avec des valeurs allant de 0,7 g/L (PDL_0040) à 2,3 g/L (PDL_0009). Malgré une valeur moyenne similaire, la distribution de la salinité est différente de l'unité U_2 tout en présentant certaines similitudes (Figure IV.1 et Figure IV.2) : de l'eau peu salée arrive par le nord du bassin et au sud-ouest de la licence de Dulaan Uul, localement, la salinité devient plus élevée sur U_2 et sur U_4. La présence d'un lac temporaire en amont pourrait expliquer cette zone plus salée sur l'unité U_4 et un flux de l'U_4 vers l'U_2 dans cette zone expliquerait les salinités plus élevées sur les eaux de l'unité U_2. D'ailleurs, sur les cartes piézométriques présentées Figure II.5, un rapprochement des isopièzes sur l'U_2 est visible à cet endroit.

Les quelques points interceptant l'unité U_1 (Figure IV.1B) indiquent une salinité croissant de façon assez régulière dans le sens de l'écoulement entre 1,1 g/L (PDL_0030) et 1,5 g/L (PDL_0058). Des valeurs proches (1,2 et 1,3 g/L) sont également observées dans des deux ouvrages captant le K2Ss1.

Les diagraphies effectuées sur les sondages d'exploration au nord ont permis de détecter des zones salées situées à la base de l'unité U_2. Aucun piézomètre n'est présent dans cette zone et aucune donnée hydrochimique n'est donc disponible.

IV.1.2 Sous-bassin de Zuunbayan

La salinité des eaux de l'unité U_1/U_2 sur le sous-bassin de Zuunbayan (Figure IV.2) est en moyenne de 3,4 g/L (n = 55) avec des variations allant de 0,5 g/L (PDL_0070) à 19,1 g/L (PZOV_0027). Les salinités les plus faibles se retrouvent sur les bordures, notamment au nord-ouest où elles n'atteignent pas 1 g/L. Même si la tendance générale montre un accroissement des salinités en direction de la dépression *topographique* de Tsagaan Els, les salinités les plus élevées se localisent plus précisément au nord-ouest de la licence de Zoovch Ovoo dans la partie profonde de la dépression *structurale* où la base du K2Ss2 descend en dessous du niveau de la mer d'après les analyses des lignes sismiques (Georgel, 2017).

La salinité de l'unité supérieure portée par le K2Bs suit les tendances de l'unité sous-jacente avec des concentrations qui s'élèvent en direction de la dépression. Les valeurs sont néanmoins plus faibles, 1,2 g/L en moyenne (n = 19), et s'échelonnent de 0,7 g/L (PZUK_0002 au nord) à 2,0 g/L (PZOV_0035 dans la dépression).

Les quatre piézomètres interceptant l'unité U_3 ont des eaux d'une salinité s'étalant de 1,2 à 2,1 g/L (n = 6).

Une stratification verticale de la salinité est observée sur l'ensemble du sous-bassin de Zuunbayan comme le suggère la Figure IV.3. Cette stratification est visible sur la coupe réalisée Figure IV.4, le long d'une ligne d'écoulement O/SO-E/NE. Une eau fortement salée est plus dense qu'une eau faiblement salée, la présence d'une stratification n'est donc pas étonnante : les eaux les plus salées et les plus denses vont tendre à rejoindre le fond du bassin. Ce type d'écoulement qualifié de « densitaire » a été négligé dans la partie modélisation du chapitre II mais sera prise en compte dans le chapitre suivant.

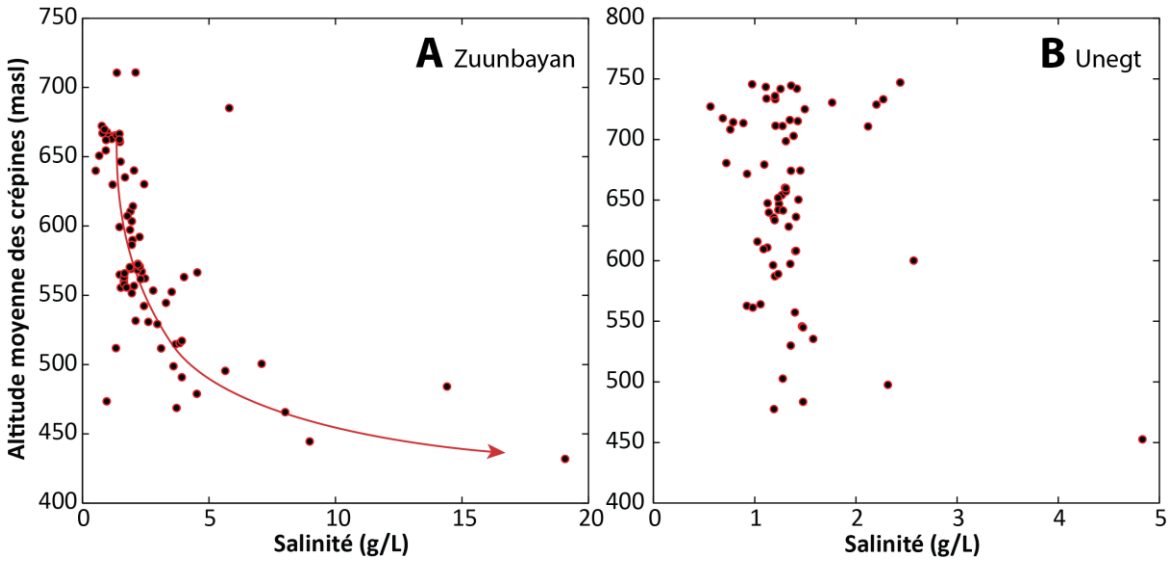

Figure IV.3 : Salinité et altitudes moyennes des crépines sur le sous-bassin de Zuunbayan en A) et sur le sous-bassin d'Unegt en B)

(La flèche rouge indique la tendance générale)

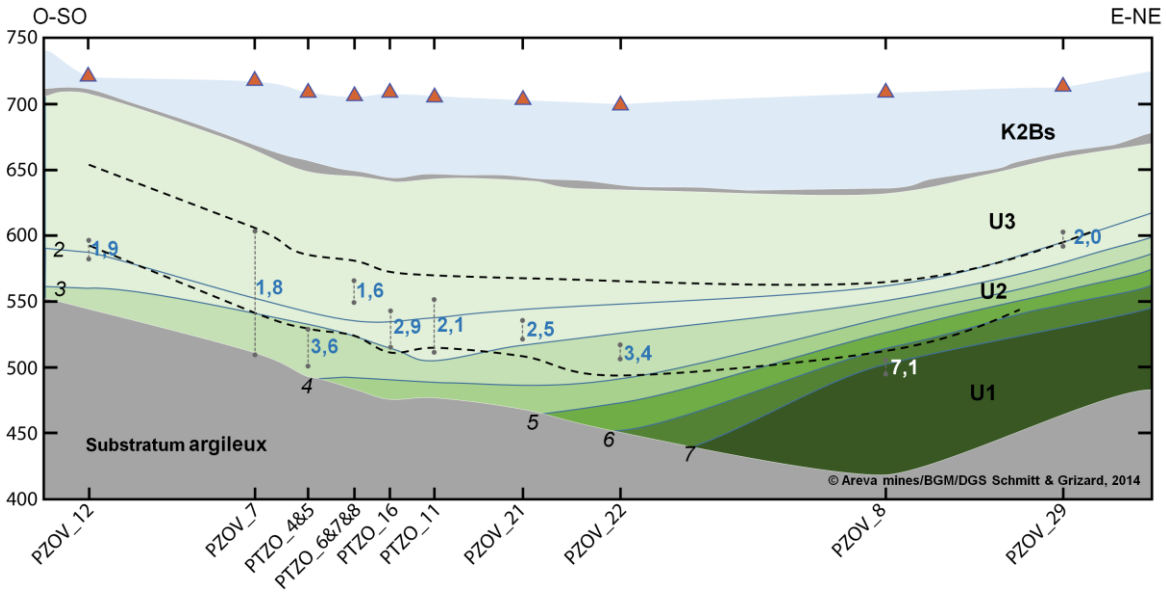

Figure IV.4 : Coupe de la salinité le long d'une ligne d'écoulement dans le sous-bassin de Zuunbayan

(Plus le vert est foncé, plus la salinité est élevée. Les chiffres bleus au niveau des crépines des ouvrages, et occasionnellement blancs, représentent les valeurs avec lesquelles l'interpolation a été réalisée. Le profil s'étend le long de la ligne d'écoulement présentée Figure IV.2 en orange. Les traits pointillés noirs représentent la délimitation approximative des différentes sous-unités sédimentaires.)

IV.1.3 Conclusions

Les salinités observées sont élevées pour des eaux souterraines, quasiment toujours supérieures à 1 g/L. Sur le sous-bassin d'Unegt, les pôles salins observés se situent au niveau de la faille Nord-Zuunbayan au nord-est de la source de Baruun Bayan mais aussi au nord du sous-bassin dans une zone dépourvue d'ouvrages hydrogéologiques. Dans le sous-bassin de

Zuunbayan, les salinités sont plus élevées et les eaux les plus salées se situent au centre de la dépression topographique de Tsagaan Els, dans une zone qui correspond aussi à une dépression structurale le long de la faille Nord-Zuunbayan. Dans ce sous-bassin, une stratification verticale de la salinité a pu être démontrée. L'origine de cette salinité reste toutefois indéterminée et la section suivante a pour but de présenter et discuter les différentes hypothèses de salinisation des nappes.

IV.2 Les sources de salinité envisageables

L'origine de la salinité dans le cycle de l'eau peut correspondre à des sources marines, à des sources continentales (interactions eaux/roches inclues) et à des sources anthropiques. Invoquer des sources liées à l'activité humaine ne serait pas pertinent dans cette étude. La faible démographie, la quasi absence d'activités agricoles et minières dans le bassin ne permettent pas d'expliquer une salinité si élevée et si étendue. De nombreux puits de pétrole sont localisés sur le sous-bassin de Zuunbayan. L'extraction de cette matière première peut nécessiter l'utilisation d'eaux très salées pour augmenter le rendement (Richter et Kreitler, 1991) et de la saumure peut parfois être utilisée pour faciliter le forage de puits. Cependant la localisation des champs pétroliers (voir Figure I.7) ne permet pas d'expliquer les salinités des sous-bassins voisins comme celui d'Unegt. Par ailleurs, ce genre de contamination se remarque par de brusques contrastes spatiotemporels de salinité (Richter et Kreitler, 1991) qui n'ont pas été observés sur les licences. Au contraire, les eaux de ce bassin présentent toutes un faciès chimique similaire constant sur les dernières années où des analyses ont été effectuées (cf. section IV.5).

Les sources de salinité naturelle qui sont donc les seules envisageables sont présentées dans le Tableau IV.1 et discutées ci-dessous.

- Les aérosols marins (Manca et al., 2015) ainsi que les intrusions salines directes (Bouzourra et al., 2015 ; Vengosh et Rosenthal, 1994) sont actuellement impossibles pour des raisons géographiques : la mer de Bohai à l'est de Pékin est la plus proche du bassin de Tsagaan Els mais reste éloignée de 900 km de ce dernier. Les sels présents dans ce bassin ont toutefois pu être amenés via un océan par le passé. Cependant, les études sédimentologiques indiquent que le remplissage du bassin s'est fait exclusivement en milieu continental (Parize, 2013) et la dernière incursion marine remonterait à la fin du Permien (-260 Ma), d'après les témoins sédimentaires marins les plus récents au sud-est de la Mongolie, (Davidson, 2005 ; Lamb et Badarch, 2001). Les témoins de cette sédimentation permienne sont absents du bassin de Tsagaan Els et un héritage d'une salinité aussi ancienne paraît donc peu probable.
- L'interaction eau/roche est un processus omniprésent dans tous les aquifères. L'eau réagit avec la roche hôte pour se charger progressivement en ions. Cependant, les salinités obtenues via ce seul phénomène dépassent rarement les 1 g/L (Bąbel et Schreiber, 2014 ; Phillips et Castro, 2003). Certaines roches ou minéraux peuvent contenir des inclusions de fluides très salés qui peuvent, par interaction avec l'eau porale, contribuer à la salinité générale de la nappe. Ce processus géochimique particulier, discuté dans la littérature des boucliers scandinaves et canadiens (Kloppmann et al., 2011), est favorisé dans les milieux à forte température et forte pression. Il est néanmoins peu probable qu'il entre en jeu dans le bassin de Tsagaan Els.

- Même si des coulées basaltiques appartenant au Tsagaan Tsav ont été mises en évidence et cartographiées sur les bordures nord du bassin (Schmitt, 2014), l'hypothèse de gaz volcaniques qui a été évoquée comme source de salinité dans certaines régions (ex : Federico et al., 2017 ; Kalacheva et al., 2016), n'est pas non plus considérée dans cette étude.
- La présence d'eaux à salinité élevée (jusqu'à 19 g/L) dans le nord de la licence de Zoovch Ovoo amène à envisager la présence d'une source de saumure proche de cette zone. Une saumure primaire, c'est-à-dire de l'eau de mer évaporée, est improbable d'après les remarques faites précédemment. Une saumure secondaire, issue de la dissolution de roches évaporitiques d'origine continentale ou marine, peut en revanche être envisagée. Certains dépôts évaporitiques sont en effet présents dans le bassin de Tsagaan Els (section IV.3).
- L'autre source possible est la salinisation par évaporation. Ce mécanisme est courant dans les régions arides et semi-arides (ex: Hussein et al., 2001; Lgourna et al., 2014; Tweed et al., 2011). Le bassin de Tsagaan Els est précisément un système endoréique avec une faible recharge et une évaporation importante dans la playa centrale (voir chapitre I). Ce fonctionnement hydrogéologique est similaire aux bassins rencontrés dans l'ouest des USA où des saumures se forment par ce type de salinisation (Richter et Kreitler, 1986 ; Vengosh, 2014).

Parmi toutes les origines potentielles présentées ci-dessus, deux sources de salinisation sont donc retenues :

1) la dissolution de dépôts évaporitiques ;
2) et l'évaporation.

Les études présentées par la suite permettront de valider ou non ces hypothèses qui paraissent *a priori* les plus vraisemblables. Dans un premier temps, les différents sels rencontrés sur le bassin seront identifiés afin de mieux évaluer l'hypothèse 1). Ensuite, la salinité et l'âge des eaux sont comparés pour voir si un lien entre ces deux paramètres existe. Enfin les données relatives aux éléments majeurs, aux concentrations en brome, et aux isotopes de l'eau seront successivement examinées.

Tableau IV.1 : Liste des sources de salinité naturelles

(Les différentes sources de salinité naturelles sont présentées et catégorisées selon leur appartenance au domaine marin et/ou continental. L'indice donné entre parenthèse dans la première colonne indique de manière qualitative la probabilité qu'une source donnée soit représentative sur le bassin de Tsagaan Els. Source : Kloppmann et al., 2011)

Source de la salinité*	Explications/Descriptions	O*
Aérosol marin (P-)	Les particules de sel marin sont détachées de la surface de l'océan par la force de friction du vent puis se retrouvent emportées au gré de ce dernier.	M
Intrusion directe (P-)	L'eau de mer s'infiltre naturellement dans la couche aquifère.	M
Saumure primaire (P-)	Masse d'eau de mer évaporée.	M
Saumure secondaire, Évaporite (P+)	L'eau douce, par dissolution d'évaporites d'origines marines ou continentales, se transforme en saumure qualifiée alors de secondaire. De faibles proportions suffisent pour obtenir une eau salée.	C
Interaction eau/roche (S)	En réagissant avec la roche hôte, l'eau se charge en minéraux dissous augmentant ainsi progressivement sa salinité.	C
Évaporation (P+)	Lors de l'évaporation de l'eau, les sels minéraux se concentrent dans la phase aqueuse résiduelle. Ce phénomène est principalement actif dans les zones arides ou semi-arides, où le taux d'évaporation excède le taux d'infiltration, et dans les bassins endoréiques.	C
Gaz volcanique/ Fluide géothermal (P-)	Les gaz volcaniques sont caractérisés par de fortes concentrations en soufre, chlore et autres composés et peuvent donc constituer une source de salinité dans les secteurs d'activités tectoniques et volcaniques récentes. Les fluides géothermaux favorisent la dissolution de ces gaz et des autres éléments solides.	C
Interaction eau/inclusion fluide des roches (P-)	Certaines roches cristallines peuvent contenir des inclusions microscopiques de fluide extrêmement salés. L'eau peut donc voir sa salinité augmenter en interagissant avec ces fluides, spécialement dans des conditions de forte température et de forte pression.	C

* Origine et probabilité le bassin de Tsagaan Els : M : Marine, C : Continentale
P- : Possible mais peu probable ou peu influant, P+ : Fort possible, S : Sûr

IV.3 Les sels rencontrés sur le bassin

IV.3.1 Dans les formations géologiques du Crétacé

Jusqu'à présent, le seul sel soluble observé dans les formations géologiques crétacées sur le bassin est le gypse. Il est principalement localisé sur le sous-bassin d'Unegt à l'extrême ouest, où de gros cristaux peuvent être récoltés (Photo IV.1), et au centre, où un gisement de gypse est exploité industriellement (voir Photo IV.2 à Photo IV.4). Des occurrences ont aussi été signalées dans les couches profondes du Tsagaan Tsav (communication personnelle, Georgel, A.).

Photo IV.1 : Monocristal de gypse trouvé dans le K2Bs à l'extrême ouest du sous-bassin d'Unegt

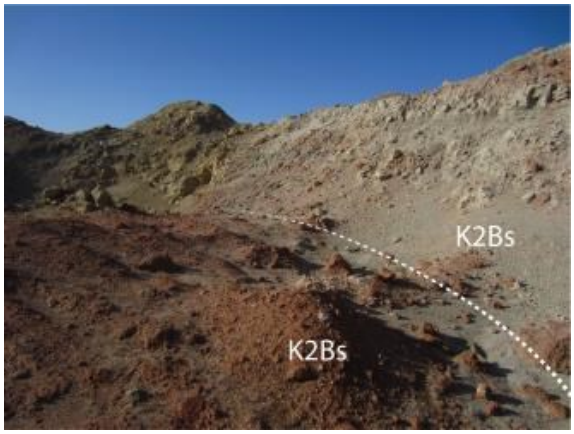

Photo IV.2 . Intérieur de la carrière de gypse (109,347°E ; 44,292°N)

(La formation du K2Bs est exploitée, elle se divise en deux faciès de couleur différente et contenant tous les deux du gypse)

Photo IV.3 : Veine de gypse

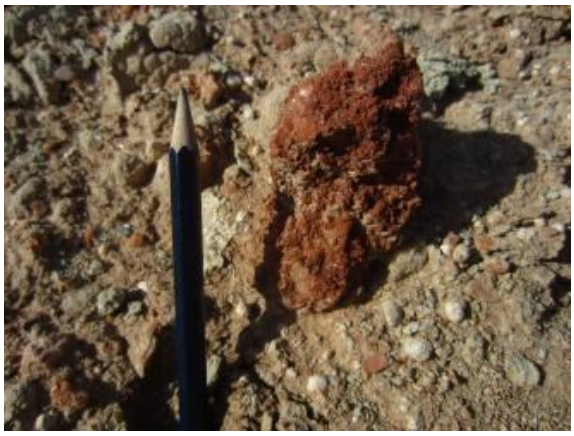

Photo IV.4 : Cristaux de gypse dans la couche rouge du K2Bs

L'exutoire ultime du bassin est la dépression centrale de Tsagaan Els où la majorité des eaux souterraines s'évaporent. Ce processus peut conduire à la formation de couches d'évaporites mais ce n'est pas obligatoire (annexe 4). Les sondages d'exploration effectués aux alentours de cette zone, comme un puits à main creusé jusqu'à plus de 2 m dans la dépression centrale n'ont d'ailleurs pas permis d'observer ce genre de dépôt.

IV.3.2 En surface

En surface, et en l'absence de précipitations récentes, des efflorescences de sels sont visibles un peu partout à la surface du bassin. Les plus abondantes se retrouvent principalement près des zones humides : les sources le long de la faille Nord-Zuunbayan (annexe 3) et les zones d'évaporation de la dépression centrale. Afin de caractériser la nature de ces sels, quelques échantillons ont été récupérés lors de la mission d'août 2016. Ces derniers ont ensuite été analysés par DRX dans les laboratoires du centre de Géosciences de Fontainebleau.

IV.3.2.1 Présentation des échantillons

Sept échantillons ont été prélevés dans la dépression centrale de Tsagaan Els : deux près de PZOV_0010, deux près de PZOV_0024 et trois près de PZOV_0033 (voir localisation Figure IV.5). Un échantillon a aussi été pris près de la source de Baruun Bayan. PZOV_0033 (110,143°E ; 44,323°N) est un piézomètre situé dans le coin nord-est de la licence de Zoovch Ovoo. PZOV_0024 (110,053°E ; 44,260°N) a été foré dans une zone basse et plane où des lacs temporaires se forment régulièrement après de fortes pluies. Certains creux aux alentours étaient encore humides lors de l'échantillonnage. PZOV_0010 (110,028°E ; 44,277°N) se trouve 3 km au nord-ouest de PZOV_0024 dans une zone de dunes présentant quelques lacs éphémères à leur pied. Voici une brève description des échantillons qui ont été récoltés :

- *PZOV_24_1* : sels accumulés (par remaniement éolien) sous forme de poudre (Photo IV.5 et Photo IV.6)
- *PZOV_24_2* : imprégnation de sels dans les premiers 60 cm de la surface du sol (Photo IV.7 et Photo IV.8).
- *PZOV_10_1* : efflorescence de sels accumulés sur les bordures d'un lac temporaire (Photo IV.9 et Photo IV.10). Ce dernier, d'environ 1,9 ha et dont la profondeur ne semblait pas dépasser les 50 cm, avait une conductivité d'environ 1 400 µS/cm. Cette valeur est inférieure aux eaux des aquifères du K2Ss2 mais légèrement supérieure à celle du K2Bs.
- *PZOV_10_2* : efflorescences de sels accumulés sur les bordures d'un lac (Photo IV.11 et Photo IV.12). Ce dernier, séparé par une simple dune du lac précédent, ne faisait pas plus de 3 m de large et la profondeur ne dépassait pas les 20 cm. La conductivité de l'eau était d'environ 118 mS/cm. Les cristaux de sel déposés en bordures du lac étaient

de plus grande taille que ceux de l'échantillon PZOV_10_1.

- *BB* : Efflorescences de sel formées près de la source de Baruun Bayan (Photo A.4et Photo A.6). Ces dépôts apparaissent puis disparaissent au cours des saisons en fonction des précipitations et du débit de la source.
- *PZOV_0033_1* : Sables consolidés en surface formant un petit monticule décimétrique (Photo IV.13).
- *PZOV_0033_2* : Couche de sable très argileux présent dans un creux topographique de quelques mètres où une tranche d'eau libre avait dû s'évaporer (Photo IV.14).
- *PZOV_0033_3* : Sédiments sableux non consolidés récupérés sous les sables consolidés prélevés précédemment (PZOV_0033_1, Photo IV.13).

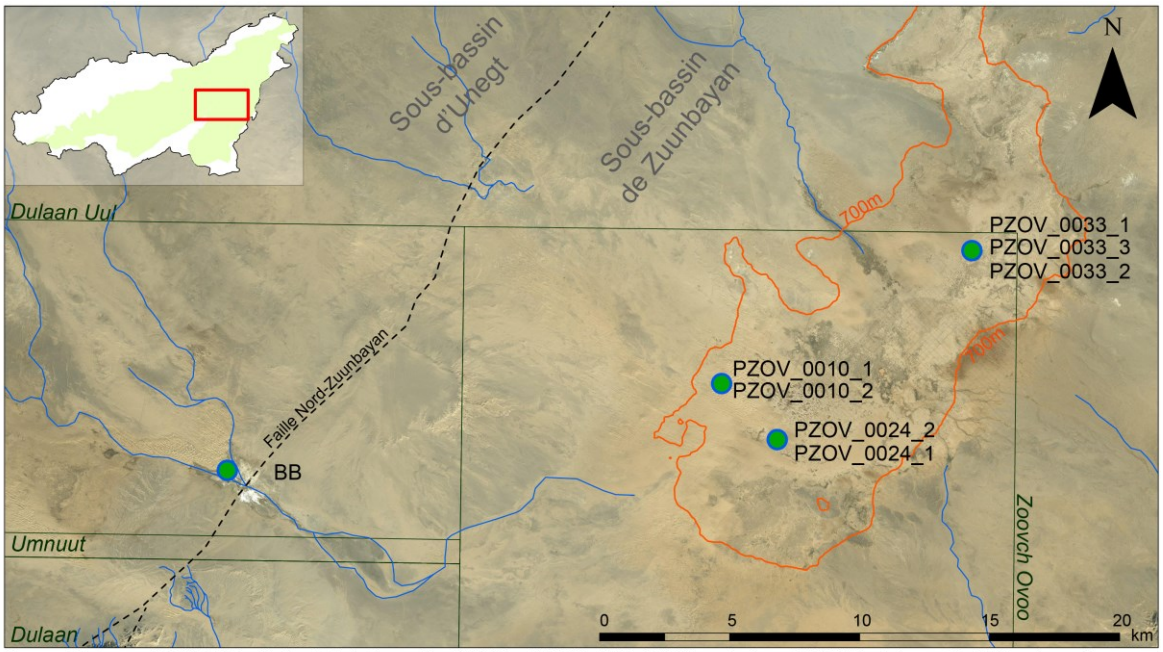

Figure IV.5 : localisation des échantillons analysés par DRX

Photo IV.5 : Zone d'évaporation près de PZOV_0024 (110,053°E ; 44,260°N)

(Échantillons # PZOV_24_1. Le carré rouge donne la position de la Photo IV.6)

Photo IV.6 : Accumulation de sels sous forme de poudre blanche près de PZOV_0024

(Échantillons # PZOV_24_1. Vue rapprochée de la Photo IV.5)

Photo IV.7 : Trou de ~60 cm creusé à une cinquantaine de mètres de PZOV_0024

(Échantillons # PZOV_24_2)

Photo IV.8 : Présence de sels (traces blanches) dans les sédiments sur toute la hauteur du trou

(Échantillons # PZOV_24_2)

Photo IV.9 : Lac temporaire près de PZOV_0010 (110,028°E ; 44,277°N)

(σ~1400 µS/cm)

Photo IV.10 : Sels sur les bords du lac de la Photo IV.9

(Échantillons # PZOV_10_1)

Photo IV.11 : Second lac temporaire près de PZOV_0010

(σ ~120 mS/cm)

Photo IV.12 : Présence de sels sur les bords du second lac de la Photo IV.11

(Échantillons # PZOV_10_2)

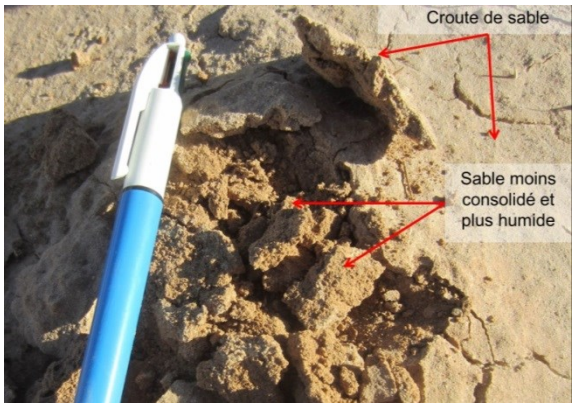

Photo IV.13 : Protubérance sableuse près de PZOV_0033

(Le sable consolidé formant une croûte représente l'échantillon # PZOV_33_1, le sable moins consolidé sous-jacent représente l'échantillon # PZOV_33_2)

Photo IV.14 : Zone de dessiccation

(Échantillons # PZOV_33_3. polygones de dessiccation recouvrant le sable. L'argile a volontairement été balayée dans la partie basse de la photo pour mettre en évidence la couche sous-jacente)

IV.3.2.2 Résultats et discussion

Les résultats présentés dans le Tableau IV.2 indiquent que les sels les plus abondants dans les échantillons récoltés sont la halite ($NaCl_{(s)}$), la thénardite ($Na_2SO_{4(s)}$) et le gypse ($CaSO_4,2H_2O_{(s)}$).

Tableau IV.2 : Résultats d'analyse DRX des échantillons de sols et d'efflorescences de sels

(Les résultats sont exprimés en pourcentage volumique. Le symbole « ++ », signifie que la phase en question est présente entre 1 et 5 %. Le symbole « + », signifie que la phase en question est présente à moins de 1 %. Les résultats de PZOV_0033_2 ont été écartés car des signes de contamination aux hydrocarbures ont été détectés.)

Échantillon #	Quartz	Microcline	Albite	Orthose	Argile	Ank./Dol[1]	Anorthite	Calcite	Gypse	Thénardite	Halite	Nimite	Phlogopite
PZOV_24_1	33,7	12,2	5,7	-	++	-	-	-	**5,3**	**39**	-		
PZOV_24_2	17,8	13,2	8,6	-	34	+	-	++	**16,2**	-	-	++	++
PZOV_10_1	41,8	-	26,2	12,9	7,3	-	-	-	-	**8,2**	++	-	-
PZOV_10_2	9,8	6,3	7,3	-	-	+	-	-	-	-	**75,4**	-	-
BB[2]	9,2	-	-	-	8,3	-	-	-	-	**70**	**12,4**	-	-
PZOV_33_1	45,8	17,4	12,2	8,2	15	-	9,3	++	-	-	-	-	-
PZOV_33_3	48,4	-	17,1	9,9	24,5	-	-	-	-	-	-	-	-

[1] : Ankérite/Dolomite
[2] : Source de Baruun Bayan

Ces zones humides présentant des sols salés se retrouvent en Asie Centrale et sont appelés : « Solonchaks » (Pankova et Konyushkova, 2013). La pédologie de ces zones a été étudiée dans la région de l'Altaï et de l'Alashan plus à l'ouest de notre zone d'étude (Kiyashko et al., 2014 ; Pankova, 2008). La composition de ces sols est très similaire à celle présentée dans cette étude : abondance de thénardite et petite quantité de halite en surface, dans les dix premiers centimètres du sol ; puis mirabilite, glauberite et gypse entre 10 et 20 cm de profondeur ; quantités modérées de gypse entre 20 et 80 cm de profondeur ; et quantités de sels négligeables au-delà de 1 m.

En Tunisie, la sebkha d'Om Khialate (32,8°N ; 10,9°E), alimentée par des eaux continentales, présente des dépôts décimétriques composés également de gypse, halite et thénardite. Par ailleurs, des dépôts de thénardite sous forme de poudre ont déjà été observés aux alentours des dépôts principaux (Warren, 2016c).

Les éléments entrant dans la composition de ces sels correspondent à ceux caractérisant le faciès des eaux souterraines du bassin de Tsagaan Els. Néanmoins la question de l'origine de ces sels se pose : est-ce qu'ils se sont formés :

1) par évaporation (et éventuellement cryogénisation (Kiyashko et al., 2014)) des eaux

souterraines en surface ou subsurface, ou

2) à partir d'eaux superficielles (précipitation directe ou ruissellement) enrichies en éléments dissous au contact du sol, puis évaporées.

Le premier processus peut intervenir dans le cas où les eaux souterraines sont proches de la surface, soit dans les zones basses où le niveau phréatique peut affleurer, soit à la faveur de sources comme le montrent les sels de la source de Baruun Bayan. Ce processus de dépôt évaporitique est évidemment favorisé par la salinité importante des eaux souterraines (Pankova et al., 2015), mais ne peut en même temps en constituer l'origine (Figure IV.6A).

Le second processus correspond bien aux sels issus de l'évaporation de lacs temporaires qui se forment en de nombreux endroits lors de fortes pluies et qui semblent, bien par conséquent, correspondre aux eaux de ruissellement et non aux eaux souterraines. L'hypothèse de formation de ces sels serait que les eaux de pluies dissolvent les sels présents dans les sédiments de subsurface pour reprécipiter par la suite dans ces zones humides par évaporation (Figure IV.6B). En répétant ce processus, la salinité des eaux temporaires et des sédiments de ces zones augmente progressivement.

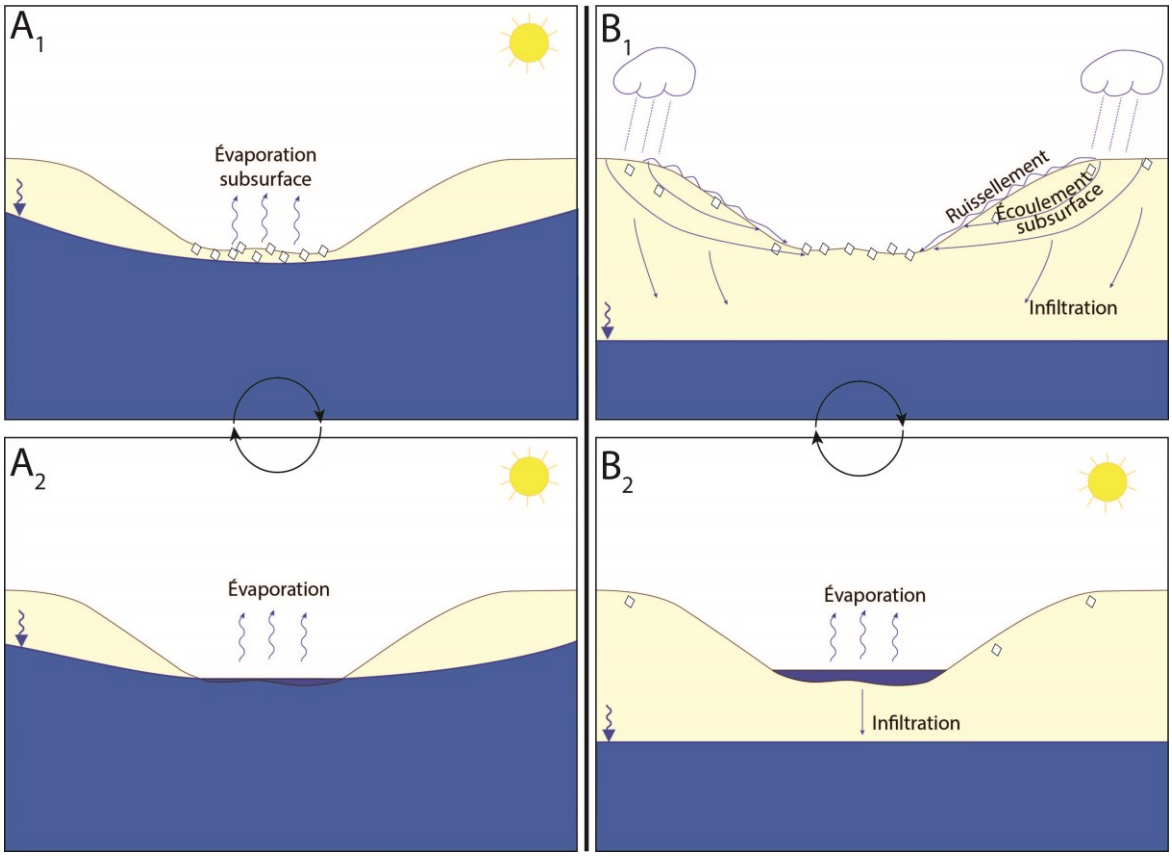

Figure IV.6 : Précipitation des sels sur le bassin selon l'origine de l'eau

(En A, les sels se forment en surface/subsurface par évaporation de la nappe. Lorsque le niveau de la nappe augmente ces sels sont redissous. L'eau salée s'infiltre ensuite et/ou s'évapore. Des sels peuvent alors reprécipiter à la surface cette fois. En B, les sels sont successivement dissous puis précipités avec l'alternance d'évènements pluvieux et ensoleillés.)

Quelle que soit leur origine, les sels, présents parfois sous forme d'efflorescences poudreuses (PZOV_0024_1, Photo IV.6), peuvent facilement être transportés par le vent (Fan et al., 1997 ; Langbein, 1961 ; Metternicht et Zinck, 2009 ; Reynolds et al., 2007 ; Rosen, 1994), jusqu'à des distances importantes (35 km en moyenne, dans le cas des lacs salés des hautes plaines du sud du Texas par exemple). Le taux d'érosion éolienne dépend de l'intensité du vent et de la minéralogie des évaporites (Tyler et al., 2006), mais ce mécanisme de transport puis de redissolution des sels peut contribuer à l'extension de la salinisation à l'échelle du bassin (Wood et Sanford, 1995).

IV.3.3 Conclusion

La seule évaporite trouvée au sein des couches crétacées du bassin est le gypse qui est présent abondamment dans la formation superficielle du K2Bs du sous-bassin d'Unegt. Des traces ont aussi été décelées dans la formation du Tsagaan Tsaav sous-jacente à la formation du Sainshand.

Les efflorescences de sel, abondamment présentes en surface dans les zones humides du bassin, correspondent à de la halite, de la thénardite et minoritairement à du gypse, d'après les analyses DRX effectuées. Ces sels résultent, dans quelques cas, de l'évaporation des eaux souterraines mais le plus souvent de la dissolution par les eaux superficielles puis de la reprécipitation des sels déjà présents dans les sédiments de surface ou de subsurface. Cette dernière option constituerait alors une source de salinité potentielle pour les nappes. Dans tous les cas, ces sels peuvent être transportés par le vent et redissous lors d'épisodes pluvieux conduisant à un élargissement potentiel de l'étendue de la salinisation de la nappe.

La dissolution de ces sels affecterait la géochimie des eaux souterraines du bassin. L'étude des concentrations des éléments majeurs des eaux souterraines dans la section suivante peut donc apporter des éléments de réponses sur la possible existence de ce processus de salinisation au sein du bassin.

IV.4 Salinité et âge des eaux

La détermination de l'âge de l'eau permet d'apporter des informations supplémentaires sur l'origine de la salinité. Cette méthode est généralement employée lorsque des sources de salinité anthropiques, et donc récentes, sont en jeu (Kloppmann et al., 2011). Dans notre cas, ce paramètre permet de fournir des informations sur le processus de salinisation. En effet, une bonne corrélation entre l'âge de l'eau et la salinité révèle plutôt un processus continu (interaction eau/roche) au sein des aquifères alors qu'une absence de corrélation indique plutôt un processus local (évaporation, dissolution d'évaporites locales, mélange local avec une masse d'eau d'origine distincte).

Sur les deux sous-bassins, la salinité est moyennement corrélée à l'âge « Goode » (Figure IV.7A et B) et à l'âge ^{14}C (Figure IV.7C). Lorsque l'âge des eaux des sources situées le long de la faille Nord-Zuunbayan n'est pas pris en compte pour le calcul de l'âge des eaux souterraines du sous-bassin de Zuunbayan (Figure IV.7D), ces deux paramètres deviennent faiblement anti-corrélés.

Ces résultats militent pour une salinisation progressive des eaux souterraines qui semblent toutefois influencées par des processus locaux à la fois en faveur de la salinisation mais aussi à son détriment (effet de dilution avec des eaux moins salées par exemple). Les deux hypothèses mentionnées dans la section IV.2 peuvent expliquer cette salinisation continue. Néanmoins, l'évaporation se restreint à la nappe superficielle puisqu'il n'est pas possible que les eaux de l'aquifère du K2Ss2 s'évapore directement. L'hypothèse de la dissolution d'évaporite est donc plus plausible. Une connexion avec un aquifère sous-jacent non-identifié présentant des eaux salés est envisageable uniquement localement compte tenu de l'épais substratum argileux.

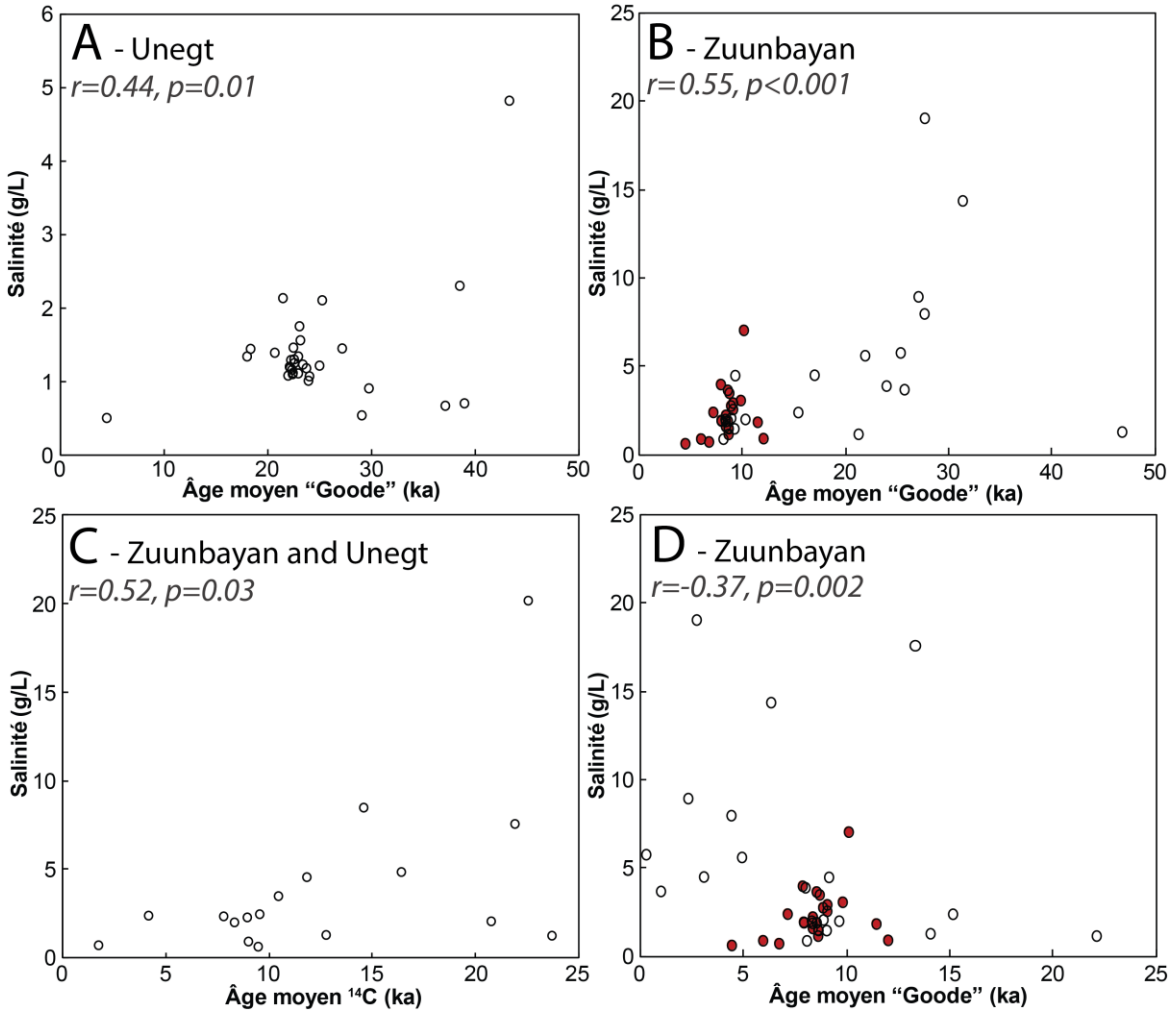

Figure IV.7 : Salinité en fonction de l'âge des eaux

(En A), la salinité en fonction de l'âge « Goode » sur le sous-bassin d'Unegt. En B), la salinité en fonction de l'âge des eaux « Goode » en considérant que les eaux se réinfiltrant en aval des sources le long de la faille Nord-Zuunbayan ont un âge non-nul calculé à partir des simulations effectuées dans la section III.2.1.3. Les points rouges sont les points présentant des âges indépendants de cette condition aux limites. En C), la salinité en fonction de l'âge ^{14}C). En D), la salinité en fonction de l'âge des eaux « Goode » sur le sous-bassin de Zuunbayan en considérant cette fois un âge nul pour les eaux se réinfiltrant en aval des sources le long de la faille Nord-Zuunbayan.

IV.5 Étude des éléments majeurs

IV.5.1 Introduction

Dans la majorité des aquifères, les éléments Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, CO_3^{2-}, HCO_3^-, et SO_4^{2-} constituent plus de 90 % des espèces dissoutes (Fetter, 2001). Ces éléments sont donc appelés « majeurs » et déterminent le faciès chimique des eaux. Les différents pôles du système hydrogéologique, qu'ils soient salins ou non, peuvent être identifiés grâce à ces éléments. Par ailleurs, la proportion relative des différents ions majeurs peut donner des indications sur les processus géochimiques ayant lieu au sein de notre aquifère. Par exemple, l'évaporation maintient cette proportion constante jusqu'à précipitation de certains solutés. En outre, les indices de saturation des principaux sels peuvent être calculés à partir des concentrations en éléments majeurs. Il est ainsi possible de savoir si ces éléments sont en équilibre avec les eaux du bassin ou si, au contraire, ils sont en sous-saturation ou éventuellement en sursaturation.

IV.5.2 Faciès chimique des eaux

Les diagrammes de Piper présentés Figure IV.8 révèlent pour toutes les eaux un faciès chloruré sodique avec une composante sulfatée accessoire, qui milite donc pour une origine unique des eaux du bassin.

- Dans le détail, sur le sous-bassin d'Unegt ce faciès chimique semble largement indépendant de la salinité. Les points correspondant aux unités supérieures (U_3/U_4) sont toutefois plus dispersés que ceux des unités inférieures (U_1/U_2).
- Sur le sous-bassin de Zuunbayan, la composante chlorurée semble augmenter relativement avec la salinité des échantillons. Cette tendance, indiquée par les flèches rouges sur la Figure IV.8B, est claire sur l'unité superficielle du K2Bs malgré les plus faibles salinités. Le faciès des eaux les plus salées, au nord/nord-ouest de la licence de Zoovch Ovoo, est clairement plus chloruré et moins sulfaté que celui des eaux moins minéralisées. Cette évolution pourrait indiquer qu'une partie du sulfate des eaux les plus salines ait précipité sous forme de gypse (comme les indices de saturation étudiés par la suite permettent de le supposer), sans que ces eaux constituent un pôle salin distinct à part entière.

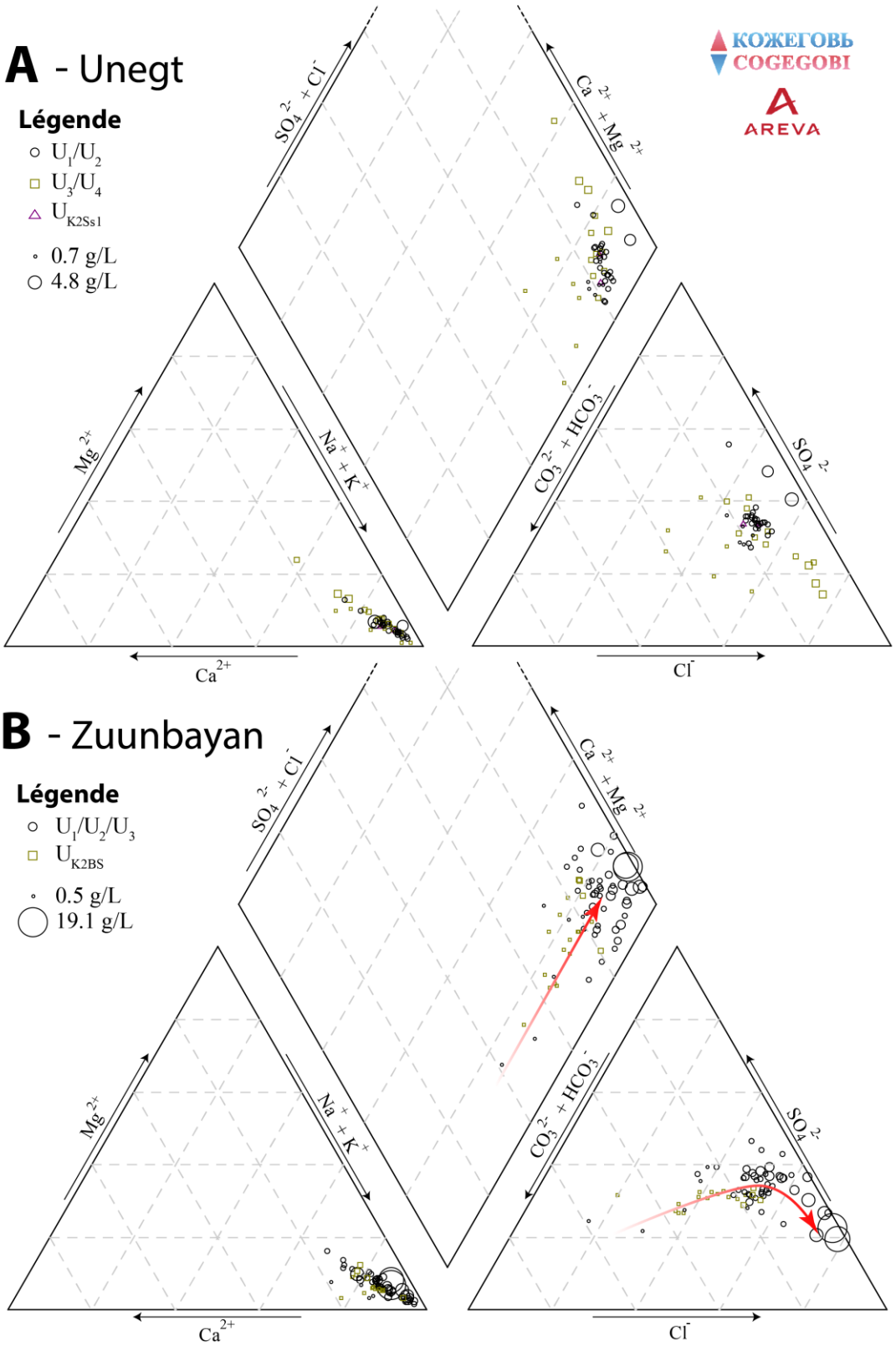

Figure IV.8 : Diagramme de Piper sur le sous-bassin d'Unegt en A) et sur le sous-bassin de Zuunbayan en B)

(Les diagrammes ont été volontairement tronqués au sommet pour plus de visibilité. Ils ont été réalisés avec les analyses chimiques du laboratoire CGL. Un point représente un piézomètre, si plusieurs analyses ont été faites sur un ouvrage, l'analyse la plus proche de l'électroneutralité est choisie (<7 %). Les concentrations variant très peu avec le temps, ce choix a peu d'importance sur le résultat final.)

IV.5.3 Rapports molaires et diagrammes binaires

De manière générale, les eaux gardent tout de même un faciès très similaire. Ceci se traduit par une conservation du rapport ionique des éléments majeurs qui est davantage visible sur les diagrammes binaires présentés Figure IV.9. Cette conservation des rapports ioniques est en faveur d'une salinisation par évaporation à partir d'une composition chimique moyenne unique initiale. En effet, lors de ce processus, les concentrations de chaque élément augmentent mais le rapport inter-ionique est conservé jusqu'à précipitation de certains solutés. Une étude géochimique réalisée par Schmitt (2012) a simulé à l'aide du logiciel CHESS l'évaporation d'un échantillon d'eau peu salé (1,8 g/L). Après 82 % du volume initial évaporé, le résultat obtenu est une eau à salinité plus élevée (8,2 - 10,1 g/L) avec un faciès chimique similaire aux échantillons de salinité comparable.

La présence abondante des ions Na^+ et Cl^- peut suggérer qu'une dissolution de halite ($NaCl_{(s)}$) s'opère au sein de l'aquifère. Cette suspicion sera discutée à partir des résultats de la section suivante (IV.6). De la même façon, les fortes concentrations de sulfate pourraient correspondre à une dissolution de gypse ($CaSO_4$, $2H_2O_{(s)}$) ou d'anhydrite ($CaSO_{4(s)}$). La dissolution de ce type de dépôt est souvent mentionnée comme source de salinité possible (Cartwright et al., 2012 ; Hamed et Dhahri, 2013 ; El Mejri et al., 2014). Le diagramme binaire Na^+ en fonction de Cl^- présenté Figure IV.10A, indique que le ratio molaire Na^+/Cl^- reste presque toujours supérieur à 1, valeur obtenue par simple dissolution de halite dans de l'eau pure. La dissolution de minéraux tels que des plagioclases sodiques pourrait expliquer cet enrichissement en sodium par rapport au chlorure (Tsujimura et al., 2007). D'après les analyses DRX effectuées sur quelques échantillons, l'albite représente entre 10 et 20 % de la matrice sableuse des aquifères, cette hypothèse est donc plausible. De la même manière, le ratio molaire SO_4^{2-}/Ca^{2+} reste supérieur à 1 (Figure IV.10B). Le fait d'obtenir un ratio différent de 1 ne prouve pas néanmoins que la dissolution de ces évaporites ne s'opère pas sur le bassin, puisque d'autres réactions du type échange cationique, précipitation de soluté et/ou dissolution d'autres roches, peuvent également intervenir. Deux solutions sont présentées ci-dessous pour expliquer ces écarts.

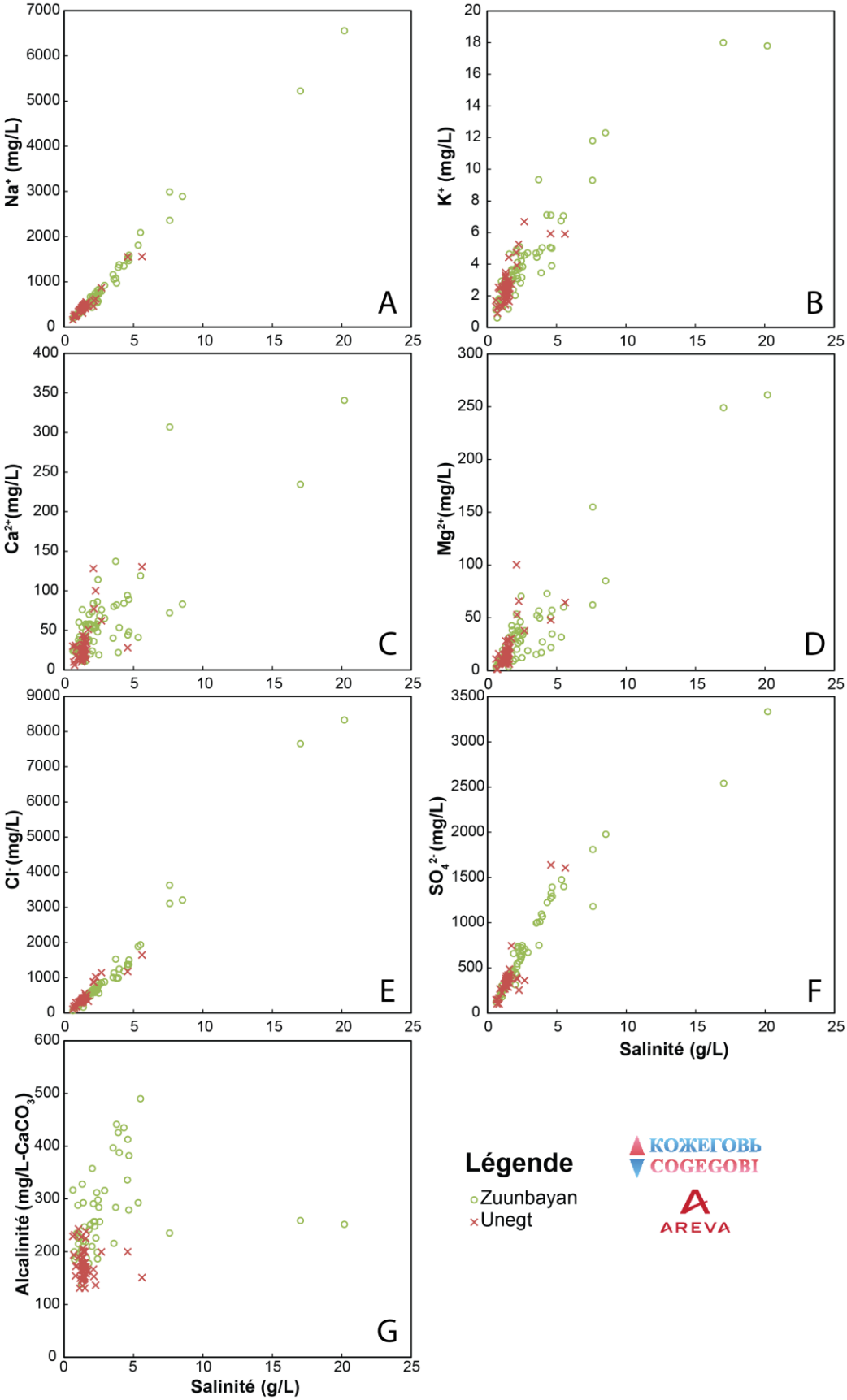

Figure IV.9 : Concentration des éléments majeurs en fonction de la salinité totale

(Les ions CO_3^{2-} et HCO_3^- ont été substitués par la mesure de l'alcalinité effectuée sur le terrain. L'alcalinité peut être considérée, sauf exception, comme quasi proportionnelle à la concentration en HCO_3^-)

Il est possible de faire intervenir un troisième minéral évaporitique : le sulfate de sodium. De la thénardite ($Na_2SO_{4(s)}$) a été en effet observée près des zones d'évaporation (section IV.3) et sa dissolution pourrait expliquer à la fois cet excès de sulfate par rapport au calcium (Figure IV.10B) et cet excès de sodium par rapport au chlore (Figure IV.10A) dans le cas où la halite et le gypse seraient les principales sources de ces éléments.

Dans ce cas, l'excès de sulfates par rapport au calcium issu purement de la dissolution de gypse, serait à mettre en correspondance avec l'excès de sodium par rapport au chlore, issu purement de la dissolution de halite. Le diagramme de la Figure IV.10C montre que cette hypothèse de dissolution de thénardite est plausible d'un point de vue stœchiométrique puisque l'excès de sodium (Na^+-Cl^-) est bien deux fois plus important que celui du sulfate (SO_4^{2-}-Ca^{2+}).

Une seconde hypothèse repose sur les échanges cationiques avec les argiles : les ions Na^+, fixés sur les argiles, peuvent être libérés au profit des ions Mg^{2+} et Ca^{2+} (Capaccioni et al., 2005 ; Farid et al., 2012 ; Hamed et Dhahri, 2013 ; El Mejri et al., 2014 ; Walraevens et al., 2007). Si le système se salinise par dissolution de halite et de gypse, un échange cationique avec les argiles permettrait donc également d'expliquer les écarts de ratio discutés précédemment. Le calcium issu de la dissolution du gypse serait alors capté par les argiles en échange de sodium. Si la quantité de calcium adsorbé correspond à la quantité nécessaire pour rester sur la droite de dissolution du gypse/d'anhydrite (SO_4^{2-}-Ca^{2+}), la quantité de sodium libéré (Na^+-Cl^-) devrait être le double. La Figure IV.10C montre encore une fois que cette hypothèse est plausible du point de vue molaire. Cependant comment expliquer une argile riche en sodium ? Ce type de système est généralement rencontré dans les systèmes côtiers où les argiles ont pu se charger en sodium au contact de l'eau de mer (Walraevens, Cardenal-Escarcena et Van Camp, 2007).

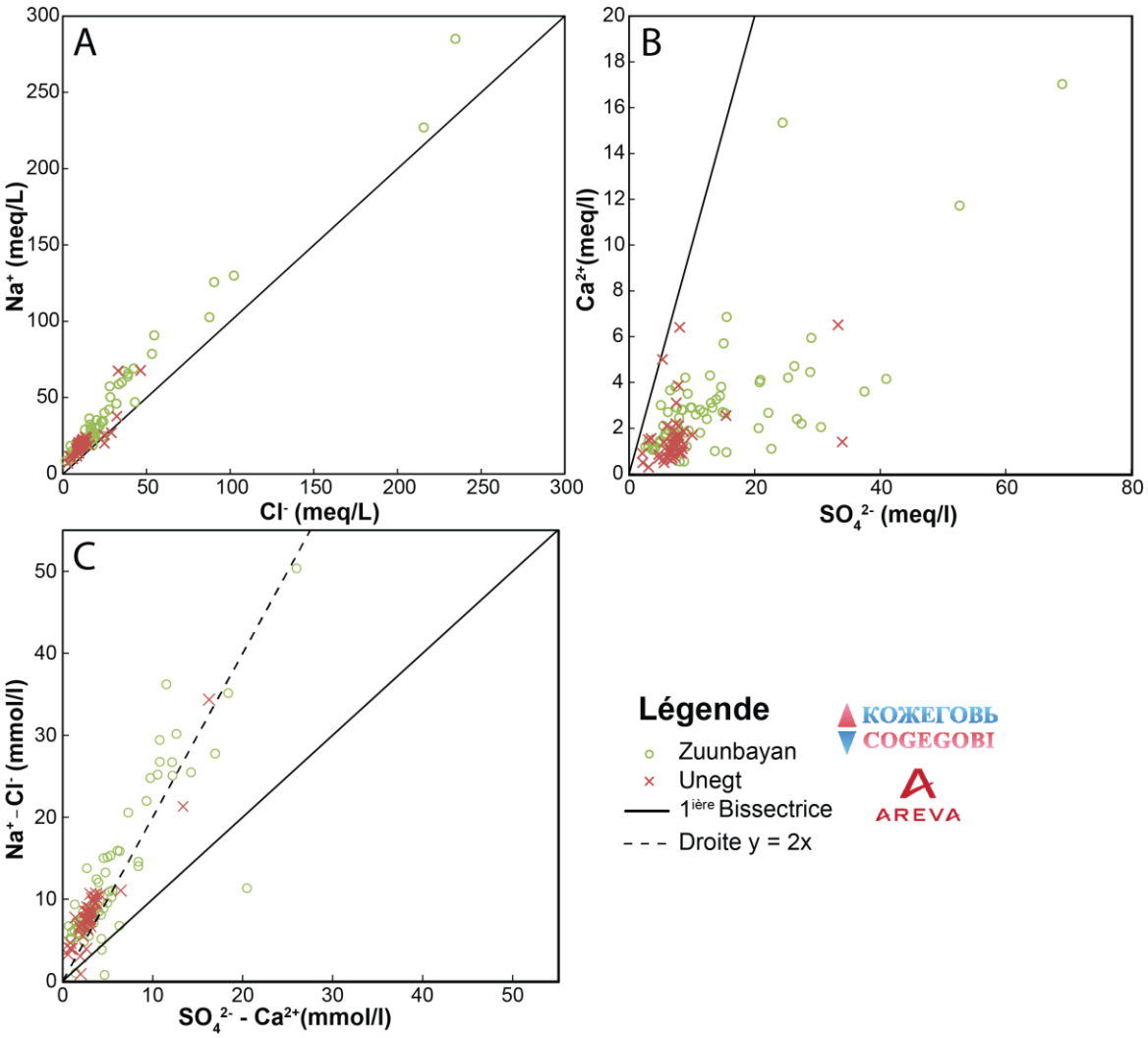

Figure IV.10 : Diagrammes binaires: A) Na^+ en fonction de Cl^-, B) SO_4^{2-} en fonction de Ca^{2+} et C) (Na^+ - Cl^-) en fonction de (SO_4^{2-} - Ca^{2+})

IV.5.4 Indices de saturation

Pour étudier davantage les interactions eaux-roches potentielles, les indices de saturation peuvent être analysés (Lgourna et al., 2014 ; El Mejri et al., 2014 ; Salameh et al., 2014 ; Vengosh et al., 2002). Le logiciel PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 2013) a été utilisé pour calculer les indices de saturations de plusieurs minéraux évaporitiques[2]. Les résultats indiquent que les eaux souterraines sont toujours largement en sous-saturation vis-à-vis de la halite (Figure IV.11A), de la thénardite ($Na_2SO_{4(s)}$ - Figure IV.11E) comme de la sylvite ($KCl_{(s)}$ - Figure IV.11F). Ces minéraux seraient donc dissous si ils étaient présents dans l'aquifère.

[2] L'obtention des indices de saturation pour les roches carbonatés nécessite en outre de prendre en compte le pH, la température et l'alcalinité (mesurés in-situ) pour calculer les teneurs en CO_2, CO_3^{2-} et HCO_3^{2-}.

L'indice de saturation du gypse (Figure IV.11B) comme de l'anhydrite, très similaire, reste aussi négatif, et ces éléments restent sous-saturés ou, au maximum en quasi équilibre pour les eaux les plus sulfatées PZOV_0027 (SI_{gypse} = -0,38). Ces indices ont tendance à augmenter de façon logarithmique avec la salinité en particulier pour celui de la halite, de la sylvite et de la thénardite puisque le rapport salinité/concentration des ions Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} et K^+ est quasi constant (Figure IV.9).

Pour les carbonates, le système se sature et devient très rapidement en équilibre vis-à-vis de la calcite, comme de la dolomite dont la présence dans l'aquifère est d'ailleurs avérée.

Pour les autres sels solubles, les indices de saturation des eaux souterraines croissent avec la salinité, mais restent largement négatifs, ce qui exclut donc la présence d'un stock évaporitique au sein des aquifères, présence qui n'est d'ailleurs étayée par aucune observation d'ordre géologique ou pétrographique.

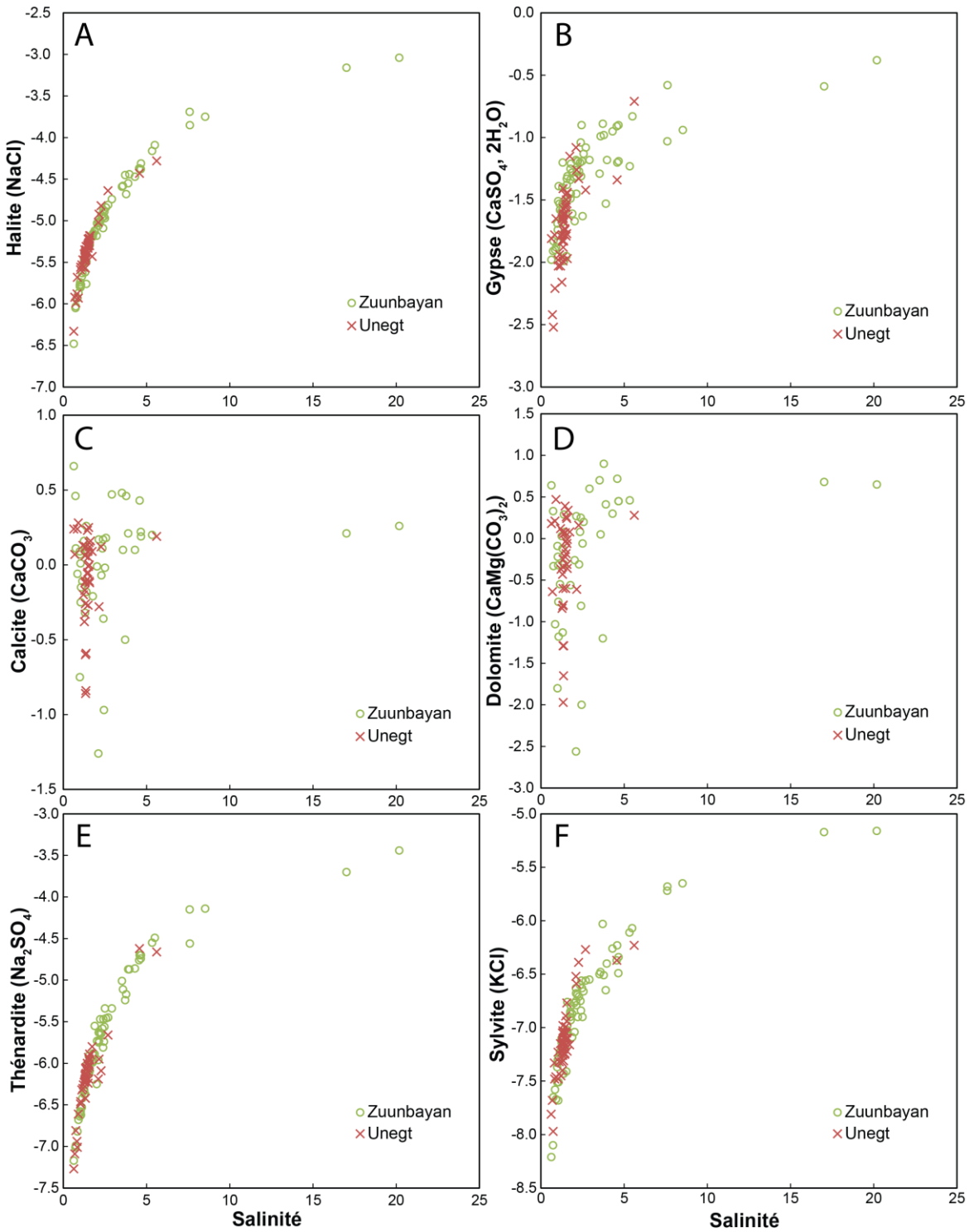

Figure IV.11 : Indice de saturation de la halite (A), du gypse (B), de la calcite (C), de la dolomite (D), de la thénardite (E) et de la sylvite (F) en fonction de la salinité

(Pour rappel, un index négatif indique une sous-saturation et l'eau va alors dissoudre la roche en question et se minéraliser. En revanche dans le cas d'un index positif, il y a sursaturation et les ions en solution vont précipiter pour former le composé. L'indice de saturation de l'anhydrite est inférieur à celui du gypse (écart ~0,4-0,5) mais se comporte de la même façon.)

IV.5.5 Conclusions

L'étude des éléments majeurs ne permet pas de valider les deux hypothèses de salinisation, néanmoins ces résultats donnent quelques indications :

- Les eaux sont caractérisées par un unique faciès chimique chloruré sodique avec une composante sulfatée, qui est indépendant de la salinité. Il n'y a donc pas d'indice de mélange avec un pôle plus salin ou de composition distincte qui contribuerait au bilan du bassin hydrogéologique.
- Le rapport ionique des différents ions majeurs est assez constant et penche en faveur d'une salinisation des nappes par évaporation.
- Les ions Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} sont présents en grande quantité et pourraient provenir de la dissolution de dépôts évaporitiques superficiels transitoires tels qu'observés actuellement en surface sur le bassin : halite, gypse[3] et thénardite (voir section IV.3).
- Un modèle géochimique simple combinant la dissolution de ces trois minéraux permettrait d'expliquer les concentrations observées de ces trois ions dans les eaux souterraines.
- Toutes ces eaux souterraines, même les plus salines restent toutefois sous-saturées vis-à-vis des principaux sels, ce qui exclut donc la présence d'un stock évaporitique au sein des aquifères.

La section suivante se concentre sur les éléments mineurs et plus particulièrement sur le brome dont les rapports de concentrations en phase aqueuse vis-à-vis du chlore permettent de mettre en évidence la dissolution/précipitation de halite.

---

[3] La dissolution de gypse pourrait être davantage étayée par l'étude des isotopes du soufre et de l'oxygène au sein des sulfates. Ces derniers permettent en effet de distinguer le sulfate issu d'une saumure primaire, d'une saumure secondaire et éventuellement des précipitations atmosphériques (Clark et Fritz, 1997 ; Vengosh, 2014). Cependant, dans les milieux réducteurs, l'activité bactérienne réduit le sulfate ce qui engendre un fractionnement de $\delta^{34}S$ de l'ordre de 25 ‰ à 40 ‰ brouillant la signature initiale (Kloppmann et al., 2011). Dans le bassin de Tsagaan Els, les eaux les plus salées présentent malheureusement toutes un caractère fortement réducteur, et l'utilisation de ces isotopes n'a donc pas été préconisée pour cette étude.

IV.6 Étude des concentrations en bromure

IV.6.1 Introduction

L'utilisation des éléments mineurs dans les études de salinisation des nappes souterraines est courante (ex : Fontes et Matray, 1993 ; Lgourna et al., 2014 ; Salameh et al., 2014). Ces éléments permettent dans certains cas de distinguer les différentes sources de salinisation et de servir de traceur hydrochimique. Les ions les plus couramment utilisés sont Br^-, Li^+, Sr^{2+} et B^{3+} mais d'autres peuvent être également utilisés selon les besoins. Parmi ces éléments le brome est un incontournable (ex : Du et al., 2015 ; Khaska et al., 2013 ; Marie et Vengosh, 2000 ; de Montety et al., 2008 ; Risacher et al., 2003 ; Vengosh et al., 1999, 2002). L'ion bromure peut se substituer partiellement aux ions chlorures lors de la cristallisation de la halite (McIntire, 1963 ; Siemann et Schramm, 2000). Néanmoins, cet anion s'intègre mal dans la structure cristalline de la halite et reste donc préférentiellement dans la phase liquide lors de la précipitation de ce minéral (Fontes et Matray, 1993). L'étude du rapport des concentrations en chlore et brome peut alors permettre de :

1) distinguer une saumure primaire d'une saumure secondaire ou
2) de mettre en évidence la dissolution de halite dont le ratio Cl/Br est largement supérieur à celui de l'eau de mer (rapport molaire d'environ 655).

Le premier point n'est pas utile pour cette étude puisque l'hypothèse d'une saumure primaire a déjà été éliminée (section IV.2). En revanche, le deuxième point permettrait de valider ou non la présence de halite soupçonnée dans la section précédente. En outre, cet élément sera utilisé en tant que traceur sur le bassin. De manière générale, les halogénures (bromure, chlorure, fluorure…) ont un comportement similaire et conservatif, en particulier le chlorure et le bromure (Kloppmann et al., 2010). Il existe cependant quelques exceptions pouvant influencer le bilan en brome (Tweed et al., 2011) :

- l'adsorption sur les matières organiques notamment lorsque le pH est acide (Goldberg et Kabengi, 2010 ; De Montety et al., 2008),
- la dégradation de la matière organique qui peut être elle-même une source de brome (Gerritse et George, 1988),
- la transpiration des plantes (ne concerne pas vraiment le bassin de Tsagaan Els compte tenu de la très faible densité de végétation) et
- la volatilité du brome.

Concernant ce dernier point, l'expérience d'évaporation forcée conduite par Fontes et Matray (1993) avait montré que la volatilité du brome, plus élevée que celle du chlore, restait négligeable dans les saumures présentes dans les formations géologiques. Plus récemment toutefois, des études conduites dans les Andes (Hönninger et al., 2004 ; Risacher et al., 2006) et dans les sebkhas d'Abu Dhabi (Wood et Sanford, 2007) ont montré que les flux de brome

vers l'atmosphère n'étaient plus négligeables dans ces milieux arides et que ce dernier pourrait s'évacuer directement des saumures et des efflorescences de sels vers l'atmosphère.

Ces processus ne seront néanmoins pas pris en compte dans cette section, où le bromure sera considéré comme un traceur parfait. On notera que dans le reste de ce document, le ratio Cl/Br est présenté sous forme molaire, une division par 2,25 étant nécessaire pour convertir cette valeur en un ratio massique.

IV.6.2 Données

Les concentrations en bromure sont issues de la base de données de COGEGOBI dont les échantillonnages ont été effectués principalement entre 2009 et 2011. Pour la plupart des ouvrages construits postérieurement à ces dates, on ne dispose d'aucun résultat exploitable. Les analyses disponibles ont été réalisées par chromatographie ionique et/ou par ICP-MS (spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif) par le laboratoire Actlabs™. Des échantillons complémentaires ont été obtenus en 2016 lors de la campagne radiocarbone et analysés par le laboratoire du SEPA à Bessines.

IV.6.3 Résultats et discussions

Les ratios molaires Cl/Br varient de 500 à 4 200 (Figure IV.12 et résultats bruts en annexe 19) et sont dans l'ensemble très supérieurs au ratio de l'eau de pluie présumée. Les précipitations à l'intérieur du continent ont généralement des ratios Cl/Br inférieurs à celui de l'eau de mer (Cl/Br ~ 655). Cette tendance a été confirmée aux États-Unis où les précipitations des états centraux du nord-ouest ont des ratios molaires de moins de 150 (Davis et al., 2001 ; Short et al., 2017), en Espagne et au Portugal (Figure IV.13, Alcalá et Custodio (2008)) et sur le Grand bassin artésien d'Australie (Herczeg et al., 1991). Les ratios Cl/Br des eaux météoriques du bassin de Tsagaan Els doivent donc être bien en deçà de 650 au vu de ses conditions géographiques et climatiques. **L'obtention de ratios supérieurs à l'eau de mer dans les nappes révèle la dissolution de halite** dont le ratio est généralement supérieur à 2 000 (Figure IV.13), ou très accessoirement d'autres sels chlorurés préexistants. La halite d'origine continentale peut même avoir des ratios molaires Cl/Br atteignant 10^6 (Risacher et Fritz, 2000).

Les eaux de certains piézomètres sont salées tout en ayant de faibles ratios Cl/Br (ex : PZOV_0008/PDL_0068). Localement, il est donc envisageable que l'évaporation soit la cause de ces salinités élevées mais considérer ce processus **comme *unique* source de salinité est peu plausible compte tenu des larges variations de ce ratio observées sur la grande majorité des échantillons**. Pour rappel, dans le cas d'une salinité produite par évaporation, le ratio Cl/Br resterait constant en fonction de la concentration de chlore jusqu'à la précipitation de la halite (Vengosh, 2014).

Des résultats plus détaillés sont donnés sous-bassin par sous-bassin dans les sections suivantes.

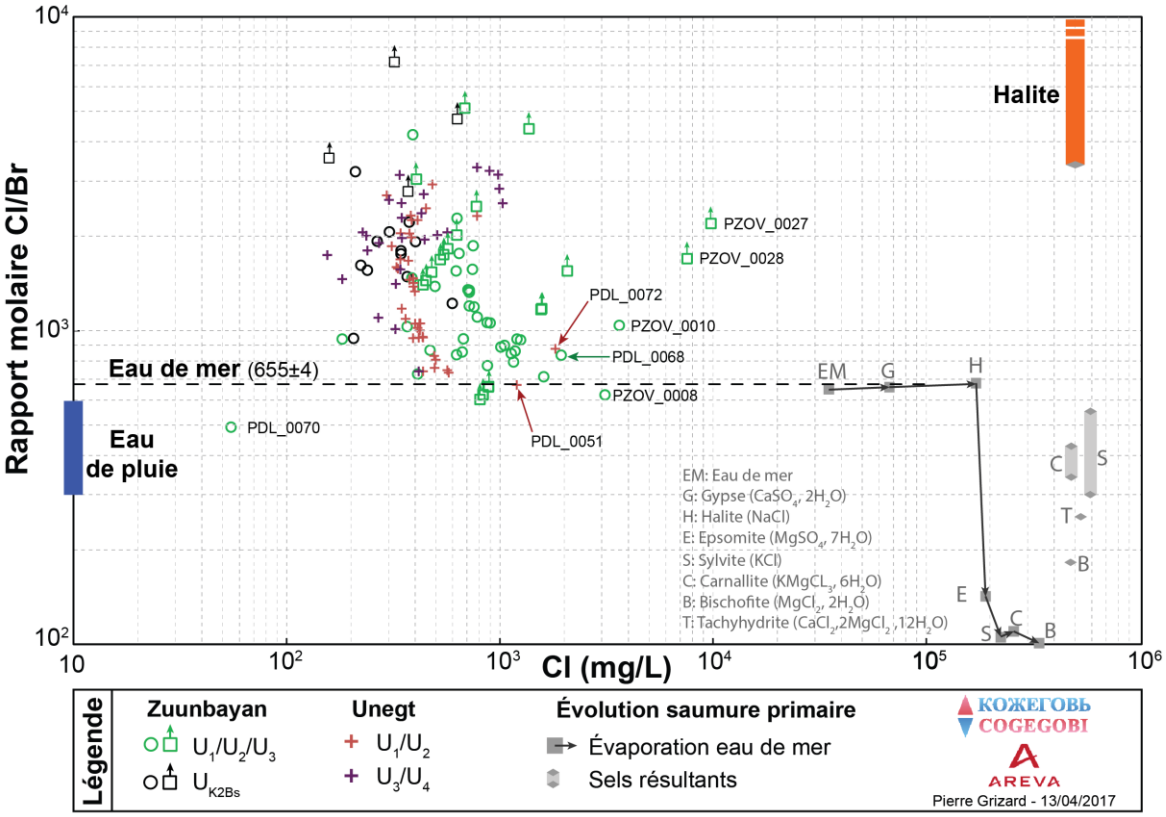

Figure IV.12 : ratio Cl/Br en fonction de la concentration en chlore sur les deux sous-bassins

(Les symboles avec une flèche pointée vers le haut représentent un ratio Cl/Br minimum. Les seules analyses disponibles donnaient uniquement une borne maximale pour la concentration en bromure, voir annexe 19)

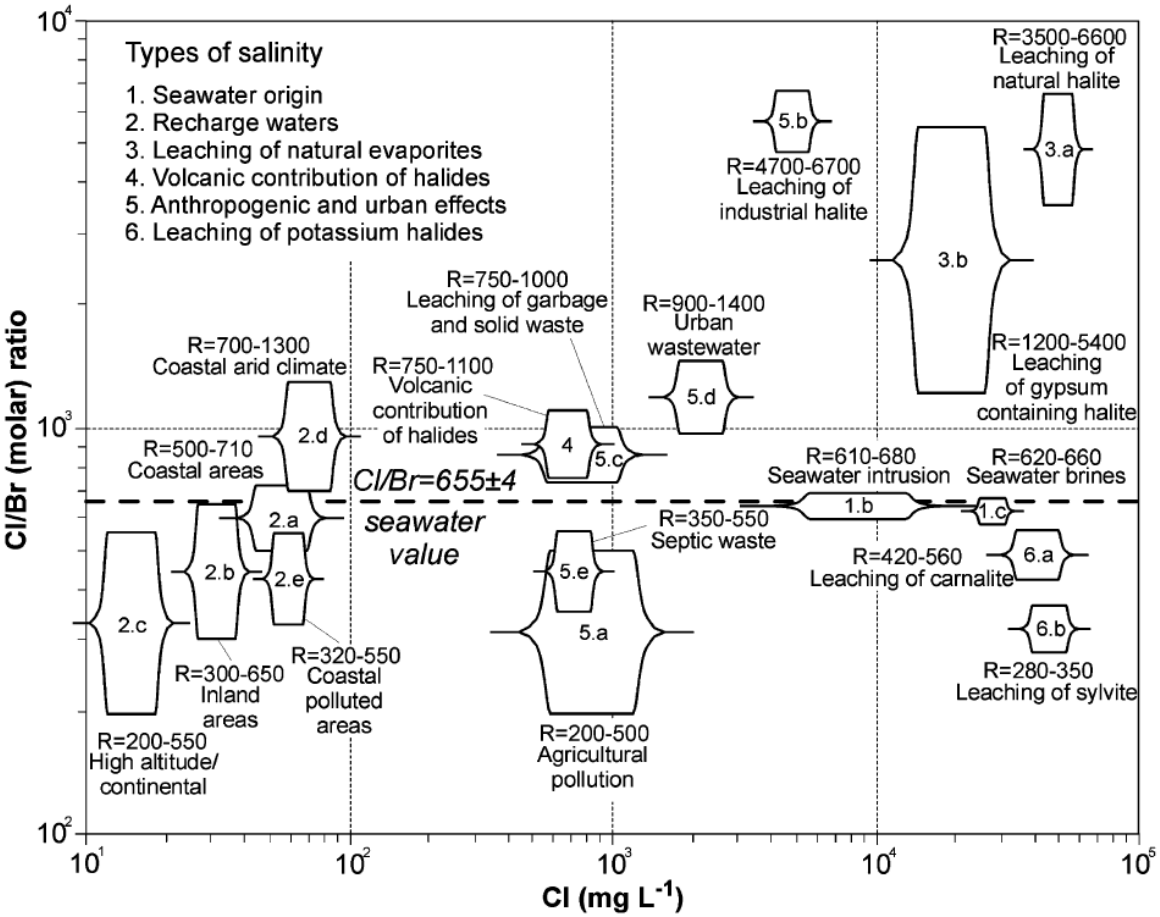

Figure IV.13 : Compilation de différents ratios molaires Cl/Br pour des échantillons d'eau prélevés en Espagne et Portugal triés en fonction de l'origine de la salinité.

(Tiré de Alcalá et Custodio (2008))

Sous bassin de Zuunbayan

Sur le sous-bassin de Zuunbayan (Figure IV.14), les ratios s'étalent de 500 à 4 200 (n = 71) et les concentrations de Br^- en fonction du Cl^- s'alignent plus ou moins selon une droite à l'exception des points les plus salés (PZOV_0027 et 28). On remarque par ailleurs que :

- Les quelques échantillons de l'unité U_{K2Bs} présentent des ratios Cl/Br plus élevés en moyenne que ceux des eaux de la formation sous-jacente du K2Ss2. Cette différence suggère que la salinité des eaux de cette unité a davantage été influencée par la redissolution de halite.
- Le ratio Cl/Br n'est pas uniforme spatialement (Figure IV.15). Les eaux les plus salées (PZOV_0027 et 28) situées au nord-ouest de la licence de Zoovch Ovoo ont des ratios Cl/Br d'au minimum 1 700 et 2 200 respectivement indiquant également que de la halite a été dissoute.
- D'autres points situés près de la dépression centrale ont en revanche des salinités élevées (> 5 g/) mais un ratio Cl/Br plus faible entre 600 et 1 000. Comme discuté

précédemment, ces résultats peuvent s'expliquer par un autre processus de salinisation, tel que l'évaporation.

- Les eaux provenant du nord du sous-bassin présentent de très forts ratios supérieurs à 3 000 (PZUK_0002 et 3) mais leur salinité reste faible, ce que l'on pourrait interpréter par exemple comme le résultat d'une redissolution de sel préexistant dans un apport d'eau relativement douce.
- Le piézomètre PDL_0070 présente une concentration en chlore (55 mg/L) et un ratio Cl/Br (500) hors norme par rapport aux autres points du bassin. Cet ouvrage est très peu influencé par la dissolution de halite et est potentiellement proche d'une zone de recharge.

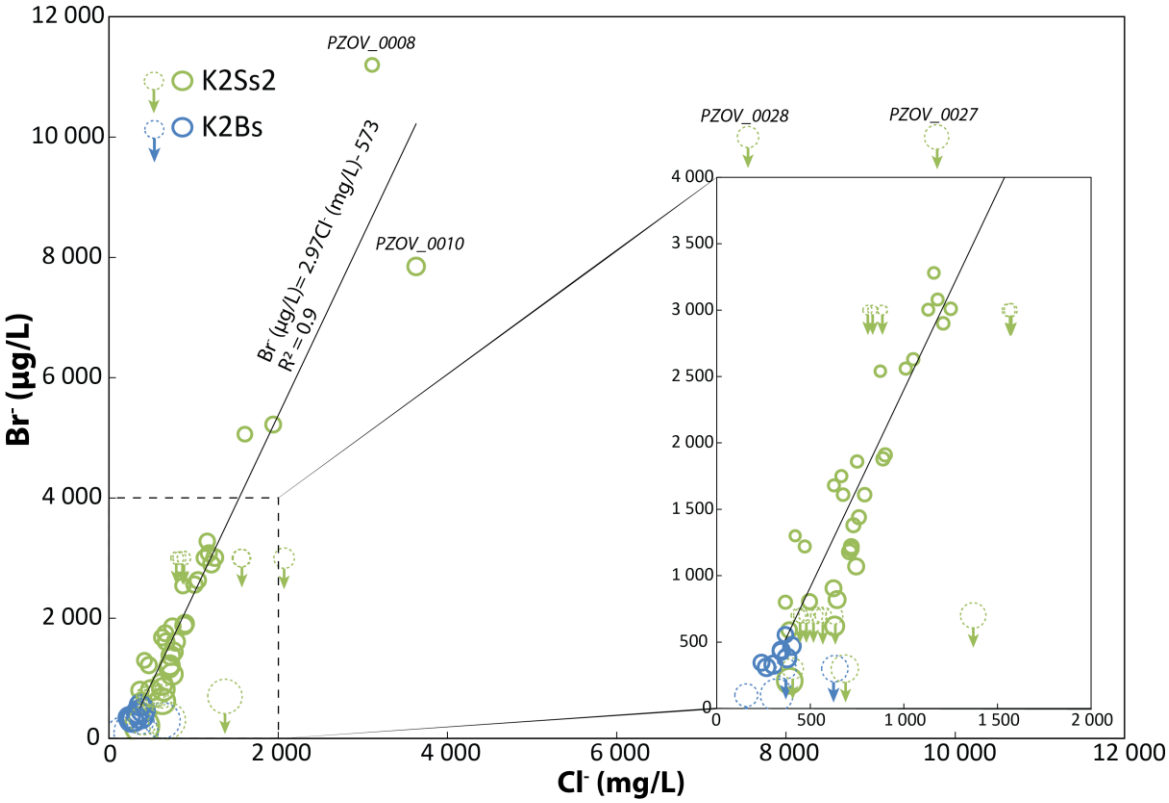

Figure IV.14 : Br^- en fonction de Cl^- sur le sous-bassin de Zuunbayan

(La taille des cercles est proportionnelle au ratio Cl/Br. Pour les points représentés en pointillé avec une flèche, la concentration exacte en Br^- n'a pas été donnée par le laboratoire, seule une valeur maximale a été fournie)

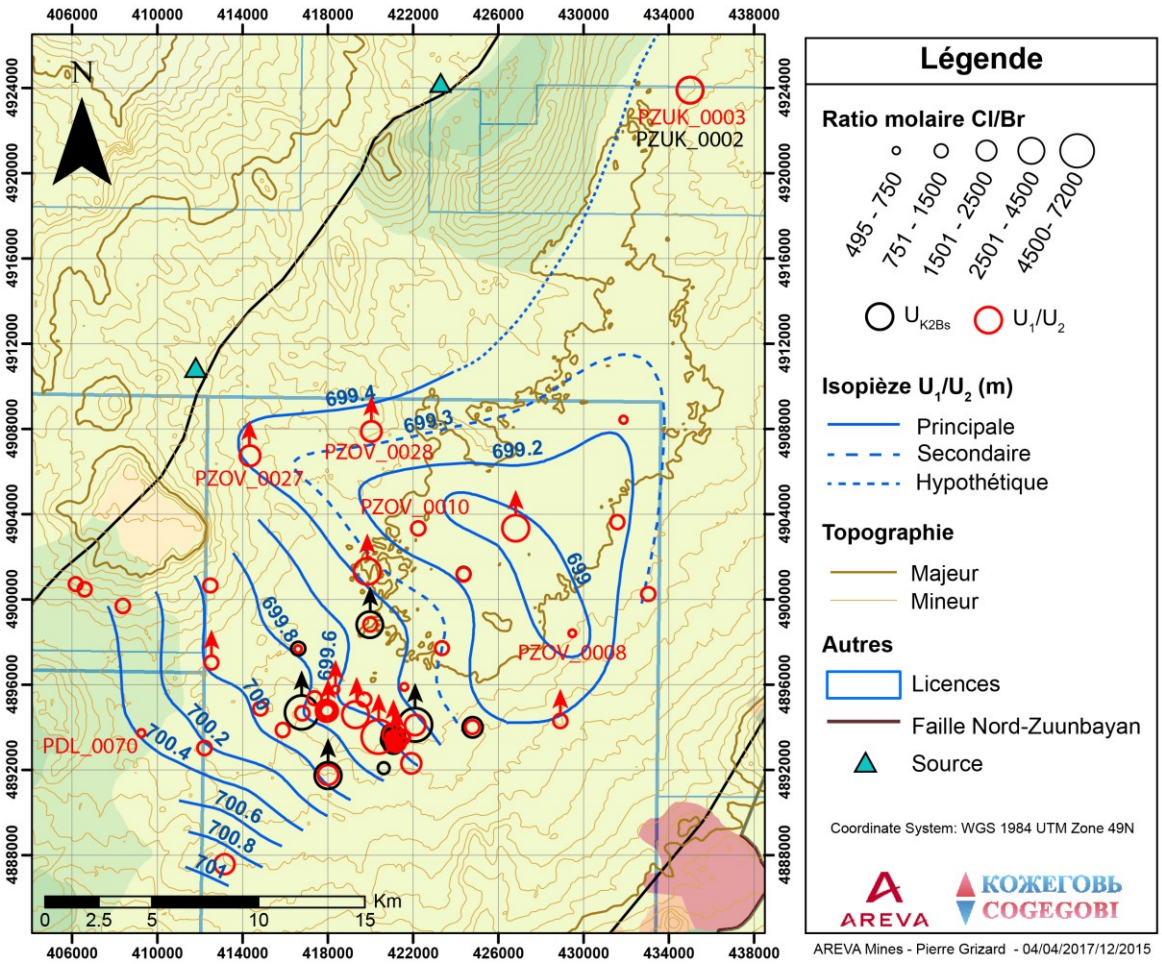

Figure IV.15 : Rapport Cl/Br sur le sous-bassin de Zuunbayan

Sous bassin d'Unegt

Sur le sous-bassin d'Unegt, les ratios varient de 670 à 3 200 (n = 69). Deux tendances apparaissent sur le même diagramme brome-chlore (Figure IV.16). Les eaux de l'unité superficielle U_4 sont caractérisées par des ratios Cl/Br supérieurs aux eaux des unités inférieures U_1/U_2 et U_{K2Ss1}. Certains points des unités sous-jacentes ($U_1/U_2/U_3$) se situent sur la même droite que les eaux de l'unité U_4 (Figure IV.16) et suggèrent une connexion potentielle avec cette unité. Ces points, notés par des étoiles sur la Figure IV.17, sont situés là où l'écoulement de l'unité U_1/U_2 semble s'accélérer (voir Figure II.5), renforçant ainsi l'idée d'une connexion locale de l'U_4 vers les unités sous-jacentes à cet endroit.

Les eaux les plus salées de ce sous-bassin, situées au nord de la source de Baruun Bayan présentent des ratios Cl/Br proche de 700. L'influence de la halite sur ce pôle n'est donc pas aussi évidente que pour les autres échantillons et une salinisation par évaporation est donc fort probable.

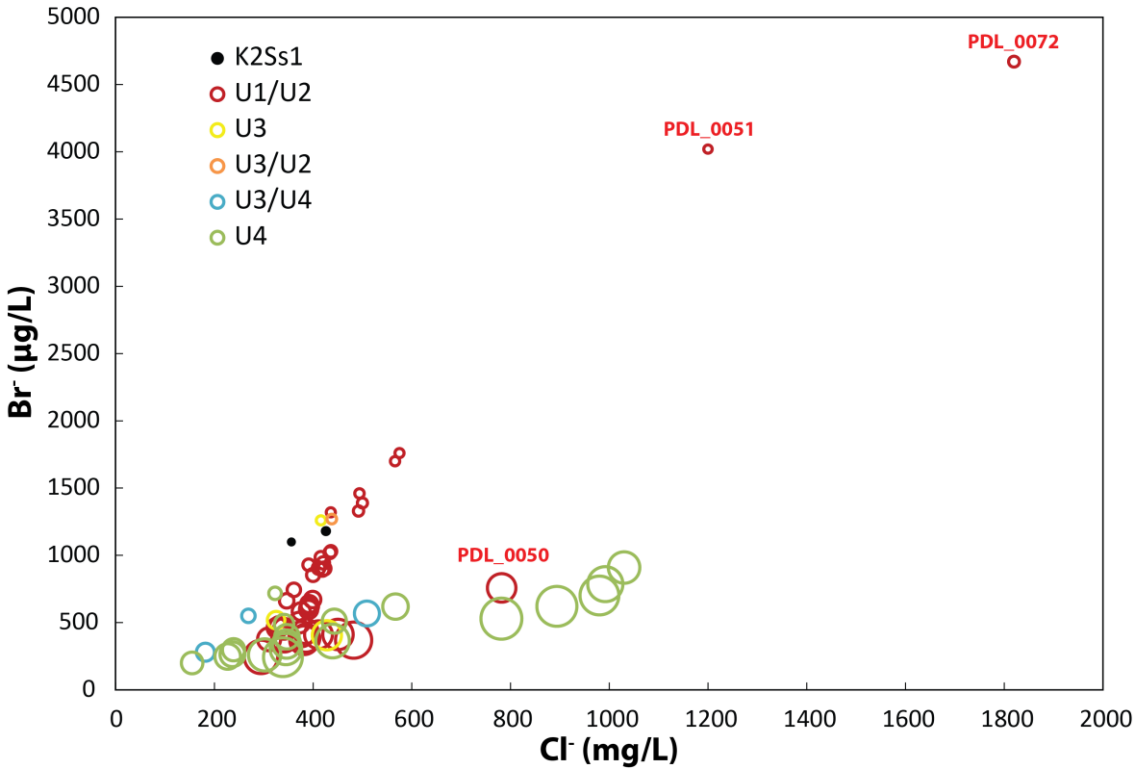

Figure IV.16 : Br^- en fonction de Cl^- sur le sous-bassin d'Unegt
(La taille des cercles est proportionnelle au ratio Cl/Br)

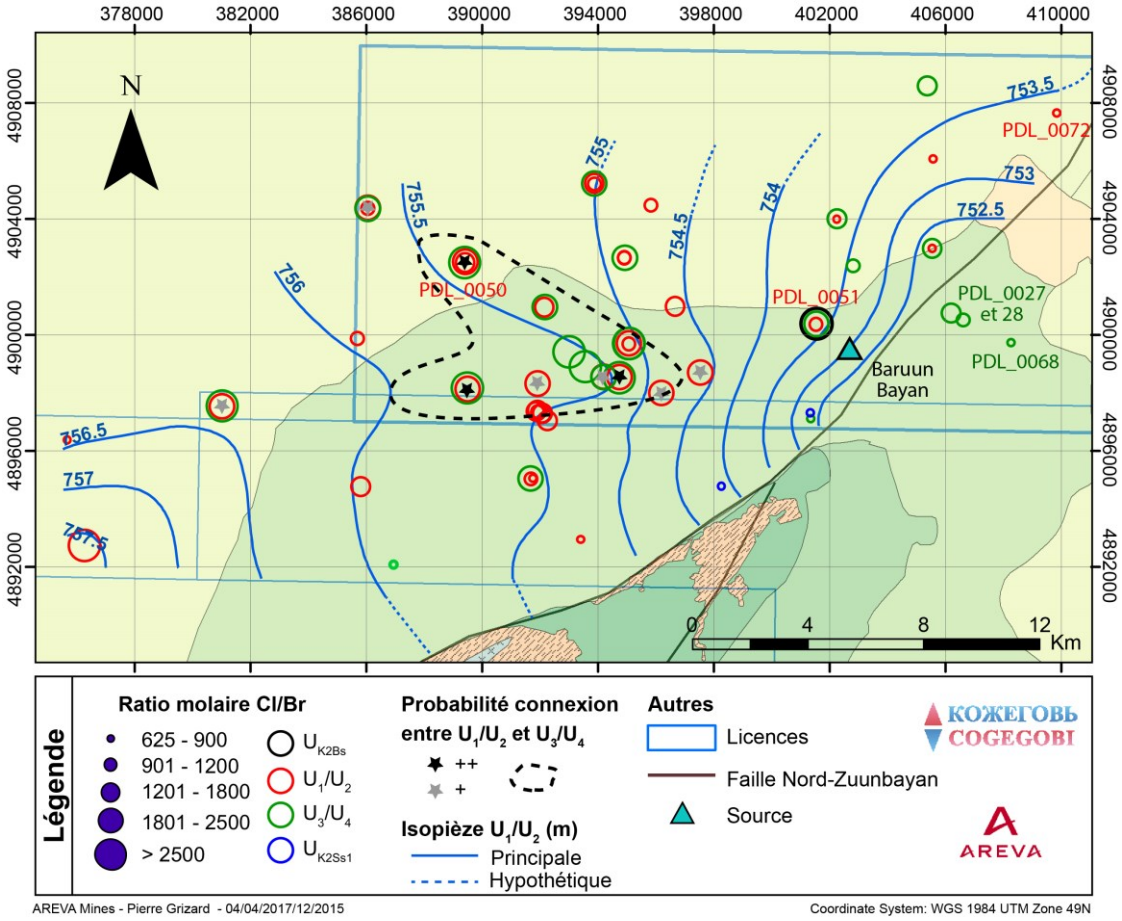

Figure IV.17 : Rapport Cl/Br sur le sous-bassin d'Unegt

IV.6.4 Conclusions

Les ratios Cl/Br observés sont considérablement plus élevés que celui de l'eau de mer actuelle (~655) à quelques exceptions près. Ces valeurs ne peuvent pas provenir des eaux météoriques qui, en milieu continental aride, sont généralement caractérisées par des ratios inférieurs à celui de l'eau de mer. Seule la dissolution de la halite peut expliquer des ratios Cl/Br tels que ceux observés ou très accessoirement d'autres sels chlorurés préexistants. Ce minéral a été observé sous-forme d'efflorescences dans les zones d'évaporation actuelles (section IV.3) mais est toujours largement sous-saturé dans les nappes (section IV.5).

Les ratios Cl/Br sont plus élevés dans les unités aquifères superficielles (U_4 du sous-bassin d'Unegt et U_{K2Bs} du sous-bassin de Zuunbayan). Ceci renforce donc l'hypothèse qu'une des sources de la salinité des eaux souterraines est bien la redissolution d'efflorescences ou de dépôts transitoires de sel en surface ou sub-surface.

Mais l'existence d'autres eaux salées qui ont des ratios plus modérés, inférieurs à 1 000, montre qu'un autre processus de salinisation des nappes par évaporation est également probable. La réalité de ce second processus sera donc étudiée dans la prochaine section sur la base de l'analyse des isotopes de l'eau.

IV.7 Étude des isotopes stables de l'eau

IV.7.1 Introduction

Les isotopes stables de l'eau sont très largement utilisés en hydrologie puisqu'ils donnent des informations directes sur les molécules d'eau. Ce sont des traceurs conservatifs presque parfaits pour des systèmes de faible température (T<90°C) (Mook et Geyh, 2000). Ils sont sensibles aux réactions de changement d'état (précipitation, évaporation) et à quelques rares réactions qui ne concernent pas directement le bassin de Tsagaan Els (échange CO_2, H_2S, hydratation des silicates, etc, voir annexe 21 pour plus de détails). Ils permettent, par exemple, de donner des indications sur la recharge (Barnes et Allison, 1984 ; Brunner, 2005 ; Fontes et al., 1986 ; Ma et al., 2008 ; El Mejri et al., 2014 ; Warner et al., 2013) et sur l'âge de l'eau ou encore d'étudier l'origine de la salinité des eaux du bassin (ex: Jia et al., 2017; Li et al., 2015; Nativ et al., 1997). Lors du processus d'évaporation, les isotopes lourds ont en effet davantage tendance à rester dans la phase liquide par rapport aux isotopes légers. La fraction d'eau restante s'enrichit donc relativement en isotopes lourds tout en augmentant sa salinité puisque la perte de volume conduit à une augmentation de la concentration des ions présents en solution. L'évaporation engendre donc à la fois à une augmentation de $\delta^{18}O$ (et $\delta^{2}H$) et de la salinité. Dans le cas où la dissolution d'évaporites serait le processus dominant, la salinité augmenterait sans modifier le rapport isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène. L'étude des isotopes stables de l'eau permettrait donc a priori de distinguer, à l'aide d'un diagramme $\delta^{18}O$ (ou $\delta^{2}H$) = f(salinité), les principaux mécanismes de salinisation qui peuvent intervenir sur un bassin (ex: Alvarez et al., 2015; Carol et al., 2009; Farid et al., 2012), à savoir **1) la dissolution de roches évaporitiques, 2) l'évaporation** et 3) éventuellement un mélange avec une autre masse d'eau plus saline.

L'évaporation est un processus de salinisation a priori actif sur ce bassin endoréique mais est-il vraiment prépondérant ? La section précédente semble indiquer que la redissolution de dépôts superficiels de halite intervient aussi dans la salinisation des eaux du bassin. L'objectif principal de cette section est donc de pouvoir discriminer l'importance relative de ces deux processus à l'aide des isotopes de l'eau. Cette étude permettra, de manière annexe, d'apporter des informations complémentaires sur les conditions de recharge du bassin.

IV.7.2 Échantillonnage et mesures

Trois campagnes d'échantillonnage d'une semaine environ ont été réalisées pour l'analyse des isotopes de l'eau (Figure IV.18). La première, en avril 2015, a été réalisée sur le sous-bassin d'Unegt ; la deuxième, en octobre 2015, a été réalisée sur le sous-bassin de Zuunbayan. Lors de la troisième et dernière campagne en août 2016, des échantillons supplémentaires ont été prélevés sur les deux sous-bassins d'une part pour obtenir des données supplémentaires et d'autre part pour vérifier sur quelques ouvrages la validité des analyses des

missions précédentes. En effet, les échantillons des deux premières campagnes (avril et octobre 2015) ont été analysés tardivement en juillet 2016 pour des raisons techniques. Ceux de la dernière campagne (août 2016) ont été analysés en décembre 2016. Les analyses ont été réalisées au Centre de Géosciences de l'École des Mines à Fontainebleau à l'aide de l'appareil Isoprime 100 (IRMS) muni d'un module de préparation Aqualabs.

Le choix des ouvrages à échantillonner (Figure IV.18) s'est fait en essayant de couvrir l'ensemble de la superficie des licences d'exploration et de disposer d'échantillons de chaque unité : $U_{1\,à\,4}$ et U_{K2Ss1} sur Unegt et U_1/U_2 et U_{K2Bs} sur Zuunbayan. Les piézomètres en doublets/triplets ont été choisis prioritairement de manière à minimiser les temps de trajet et afin d'avoir localement une vision « verticale » des signatures isotopiques.

Le protocole d'échantillonnage est identique à celui du radiocarbone (section III.3.2.2). Le stockage des échantillons au frais est seulement recommandé, mais non nécessaire (Clark, 2015) ; les échantillons ont néanmoins été stockés dans un réfrigérateur et dans des glaciaires lors du transport. Des flacons HDPE de 50 mL munis d'une double fermeture (obturateur étanche et cape à vis) ont été utilisés et recouvert de Parafilm®. Tous les résultats sont donnés par rapport au standard VSMOW.

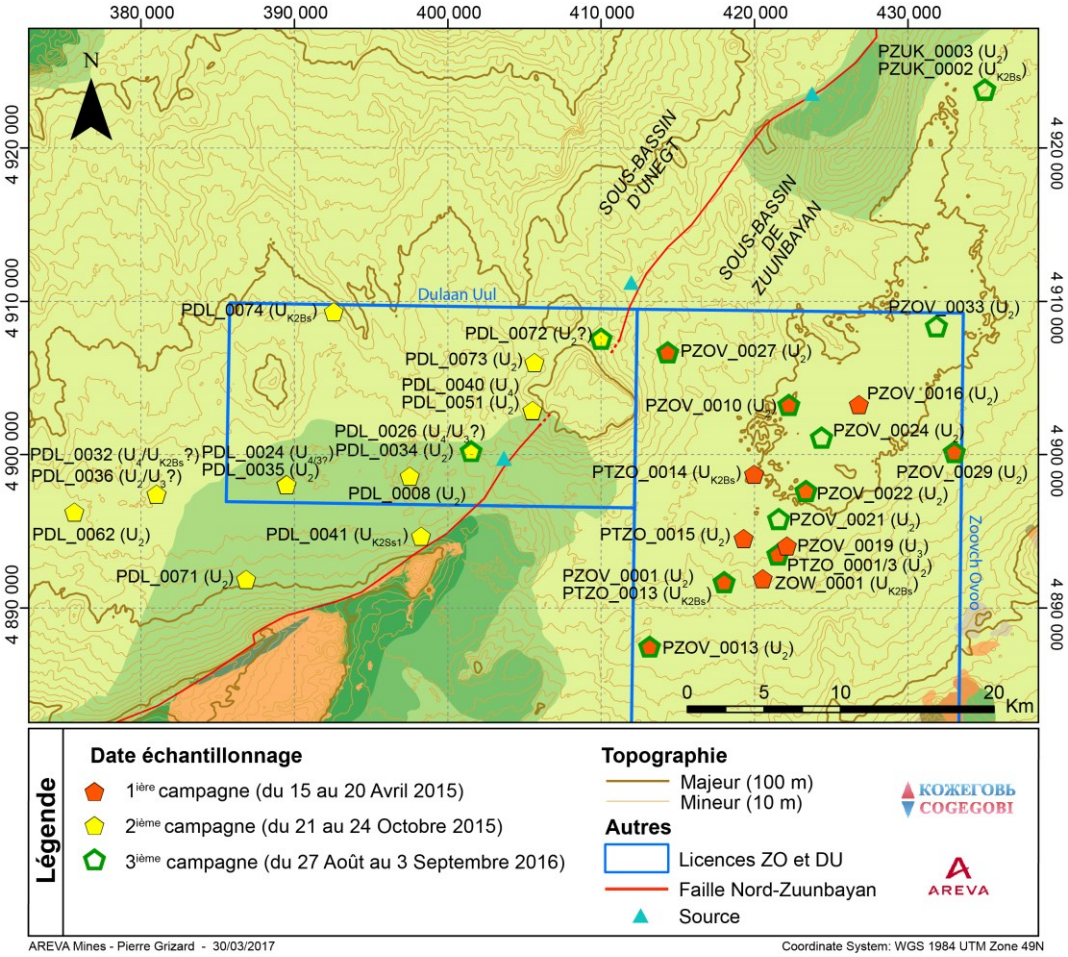

Figure IV.18 : Sites d'échantillonnage ^{18}O et ^{2}H

IV.7.3 Présentation et analyse des résultats

En comparant les résultats de la campagne 2016 avec ceux des campagnes 2015, un enrichissement systématique des échantillons de 2015 par rapport à 2016 est constaté. Cette erreur est en moyenne de 4 % et peut aller jusqu'à 8 % mais n'impacte pas sensiblement les conclusions tirées de cette étude. L'écart est attribué au fait que les échantillons se sont certainement légèrement évaporés durant la période de plus d'un an qui s'est écoulée entre la date d'échantillonnage et l'analyse pour la première mission de 2015. Dans la suite, la signature d'un ouvrage est une moyenne des résultats des analyses de 2015 et 2016, si ce dernier a fait l'objet de plusieurs analyses.

Les résultats sont présentés Figure IV.19 et les données brutes sont données en annexe 20. Les valeurs de $\delta^{18}O$ sont comprises entre -11,9 ‰ et -8,7 ‰ et ceux de $\delta^{2}H$ entre -100,4 ‰ et -86,9 ‰.

Les eaux souterraines représentent un mélange d'eaux météoriques infiltrées à différentes périodes. Il est donc normal d'observer de plus faibles variations isotopiques au sein de la nappe qu'au sein des précipitations (voir Figure A.46, annexe 21).

Les valeurs de $\delta^{2}H$ en fonction de $\delta^{18}O$ s'alignent selon une droite de pente très faible, égale à 1,8. Cette pente témoigne d'une évaporation importante qu'aurait subie l'eau avant ou au cours de son infiltration. En considérant une distillation de Rayleigh simple, cette pente peut être au minimum égale à 4 dans le cas d'une surface libre avec des conditions d'humidité nulle (Clark et Fritz, 1997). En revanche, lorsque l'eau s'évapore dans la zone insaturée, des pentes plus faibles descendant jusqu'à deux ont déjà été observées (Allison et al., 1983 ; Walker et al., 1988).

La régression linéaire des signatures des eaux souterraines intercepte la droite des eaux météoriques locales vers $\delta^{18}O \sim -14$ ‰ et $\delta^{2}H \sim -99$ ‰ (Figure IV.19). Ce point représente la signature moyenne pondérée des recharges de la nappe en supposant que la droite des eaux météoriques locales est restée constante dans le temps considéré. Cette valeur est moins enrichie que la signature moyenne des eaux météoriques observées dans cette région. Les précipitations d'été sont beaucoup plus importantes et pourtant les eaux de la nappe semblent être un mélange d'eaux beaucoup moins enrichies dont la signature se situe vers mars/avril et octobre/novembre, des mois qui correspondent aux premières et dernières précipitations de l'année et qui ne représentent que 10 % des précipitations annuelles.

Cette conclusion n'est valide que si la courbe des eaux météoriques locales est restée la même ces dernières dizaines de milliers d'années. Un raisonnement inverse consisterait à supposer la signature de la recharge égale à celle de la moyenne des eaux météoriques. L'écart observé supposerait alors que les eaux de la nappe se soient infiltrées à une période où la moyenne isotopique des eaux météoriques était plus appauvrie qu'aujourd'hui, c'est à dire

sous des conditions climatiques plus froides similaires à celles observées actuellement dans la capitale Ulaanbataar. La réalité se situe probablement entre ces deux hypothèses.

Il est généralement possible de remonter à partir de la composition moyenne des eaux de recharges au pourcentage d'eau évaporée en utilisant une distillation de Rayleigh (Huang et Pang, 2012 ; Jia et al., 2015) (voir annexe 21). Ce modèle ne peut cependant pas être appliqué dans notre cas car il ne permet pas de retrouver des coefficients directeurs inférieurs ou proches de 2 comme celui présenté Figure IV.19.

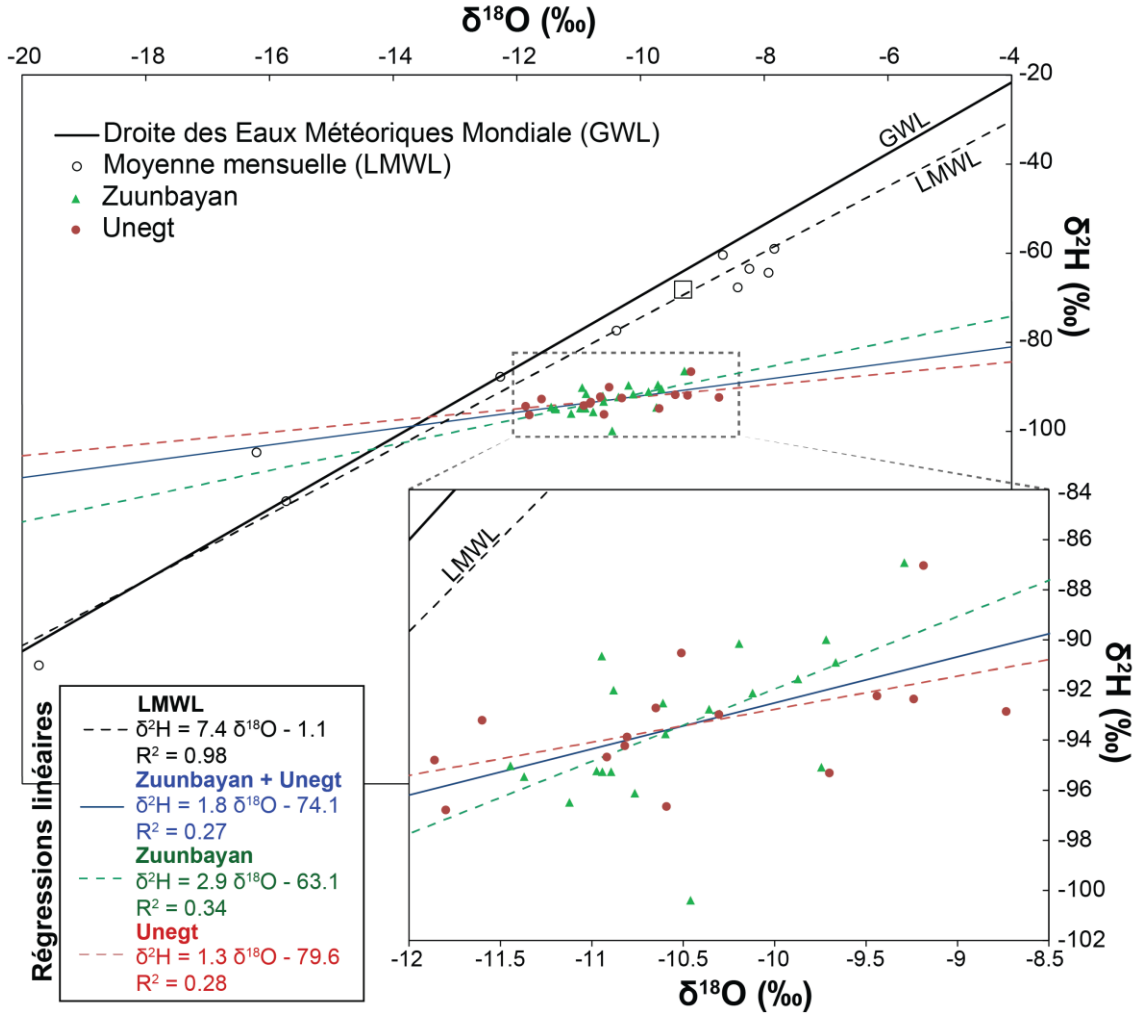

Figure IV.19 : δ²H en fonction de δ¹⁸O

(La droite des eaux météoriques locales est identique à celle présentée en annexe 21)

Spatialement, malgré les faibles variations, les échantillons les plus enrichis sont situés près des zones d'évaporation (Figure IV.20). Sur le sous-bassin d'Unegt, les ouvrages les plus enrichis (PDL_0008/24-35/32-36) se trouvent proches de lacs éphémères, dans une zone où d'ailleurs une possible connexion avait été notée (section IV.1.1). L'eau présente dans ces lacs s'évapore, mais ces valeurs suggèrent qu'une partie arrive certainement aussi à s'infiltrer dans les nappes. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, cette tendance est visible le long de la ligne d'écoulement sud-ouest/nord-est (Figure IV.21). L'interprétation est néanmoins plus

compliquée puisque ces points correspondent à un aquifère captif qui n'est pas en contact avec l'atmosphère. Cet enrichissement ne peut donc pas être attribué à une évaporation directe de ces eaux. Deux explications sont possibles :

- soit les eaux au centre de la dépression, qui sont les plus anciennes, se sont infiltrées sous un climat présentant des températures plus élevées que les eaux présentes en amont du système,
- soit des eaux superficielles évaporées (donc plus denses) s'infiltrent et se mélangent au niveau de la dépression. Cette hypothèse n'est pas en accord avec le modèle hydrogéologique qui indique un flux ascendant depuis les nappes inférieures vers les nappes supérieures, au niveau de la dépression. Mais localement, avec l'influence des écoulements densitaires un tel mélange peut être envisagé au centre de la dépression.

Les signatures entre les unités supérieures et inférieures des ouvrages multiples sont généralement similaires comme le montrent les symboles superposés de la Figure IV.20 (résultats bruts en annexe 20). Sur le sous-bassin de Zuunbayan, il n'y a pas de gros écart entre l'âge des eaux de l'unité supérieure et de celles de l'unité inférieure (section III.2.2). À âge similaire, les eaux de ces unités proviennent de recharges qui se sont infiltrées sous un climat similaire, ce qui permettrait d'expliquer la similitude des signatures isotopiques entre les différentes unités.

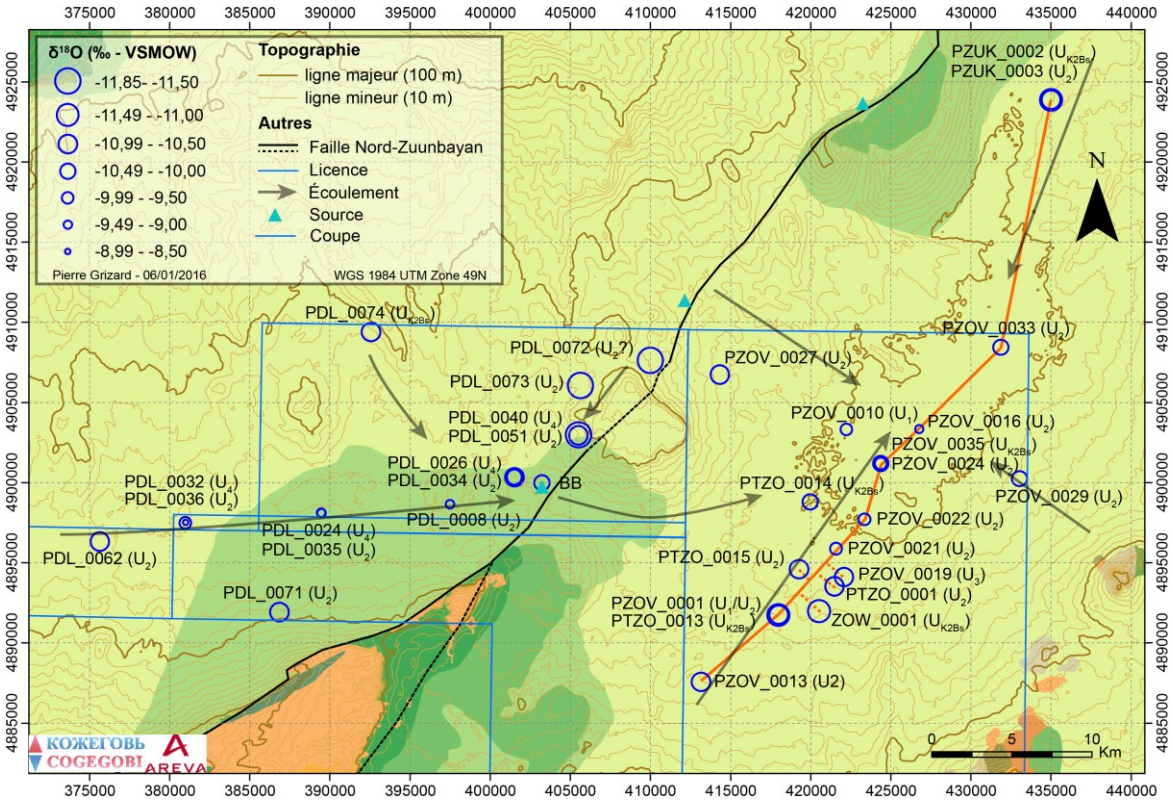

Figure IV.20 : Carte des valeurs de δ¹⁸O

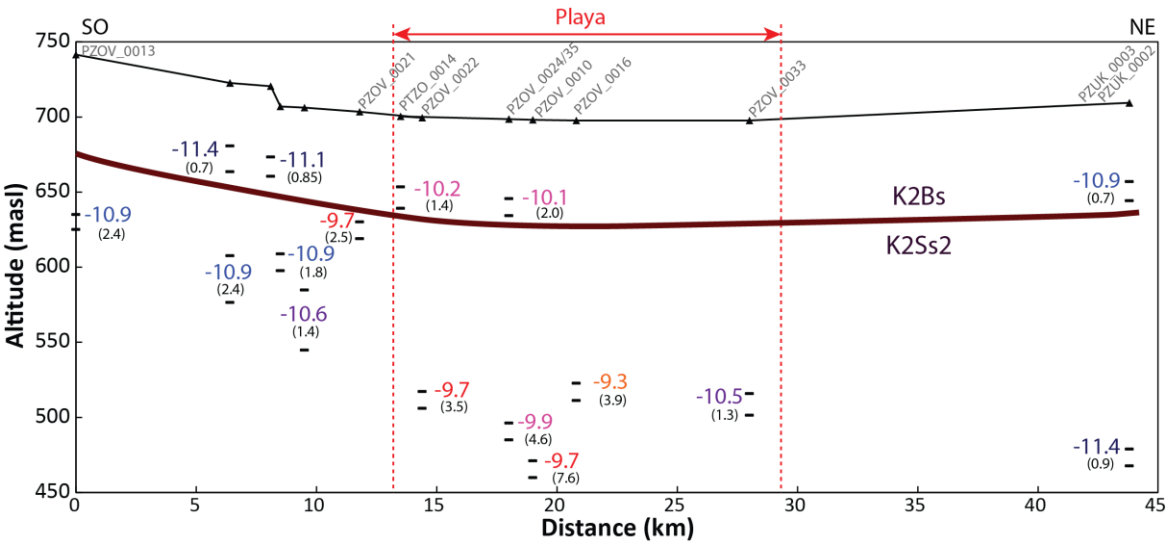

Figure IV.21 : Vue en coupe NE-SO des valeurs de $\delta^{18}O$

(La coupe est référencée sur la Figure IV.20. Les valeurs colorées au niveau des crépines correspondent à $\delta^{18}O$ en ‰, la valeur donnée entre parenthèses correspond à la salinité exprimée en g/L)

IV.7.4 Évaporation et signature isotopique des eaux

L'évaporation ne semble pas affecter par ailleurs la signature isotopique des ouvrages qui captent l'aquifère superficiel U_{K2Bs}. Parmi ces derniers, PZOV_0035, situé au cœur de la dépression de Tsagaan Els et où des traces d'évaporation sont visibles, capte U_{K2Bs} et est pourtant légèrement moins enrichi que PZOV_0024 qui capte l'unité inférieure U_1/U_2 au même endroit. Ces résultats sont intrigants, notamment au vu des volumes évaporés estimés dans le chapitre II, et nous amènent à réfléchir davantage sur l'influence de l'évaporation sur la composition isotopique des eaux dans le cas des playas. Aucune publication n'a été trouvée à ce sujet, sinon un article de Huang et Pang (2012) qui a écrit, sans préciser de référence :

« When the groundwater depth is deep and stable, the groundwater persistently evaporates from capillary moisture, causing no isotopic fractionation in the remaining groundwater. Therefore, obvious isotopic fractionation is only evident for open water evaporation compared with groundwater, especially for lake and water reservoirs »

Dans le contexte de notre bassin, l'évaporation se fait majoritairement en subsurface. Le taux d'humidité y est plus important qu'en surface car au-delà de quelques décimètres les sédiments au centre de la dépression sont toujours humides (Photo IV.7 et Photo IV.8). Pour un taux d'humidité de 100%, le fractionnement cinétique est quasi nul et les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ n'augmentent pas autant que dans le cas d'une surface libre (fin de l'annexe 21). Cependant même dans ces conditions, un fractionnement non négligeable à lieu. Pour justifier l'absence de fractionnement, il faut remonter au processus d'évaporation lui-même et non au processus de fractionnement.

L'évaporation engendre un mouvement ascendant de l'eau dans la porosité interstitielle de la zone insaturée. Dans le cas d'un changement de phase complet, cela induirait une perte du signal isotopique puisqu'il ne reste plus d'eau, mais seulement des sels résiduels. Lors de fortes pluies, même si une partie de ces eaux interstitielles, incomplètement évaporées et fortement enrichies, pourrait être réintégrée dans la nappe, sa dilution par des eaux 'fraiches' ne permettrait pas d'influencer de manière significative la signature isotopique générale des eaux notamment dans les aquifères plus profonds. En revanche, le processus alimenterait tout de même la salinité via la remise en solution des sels déposés en surface ou subsurface.

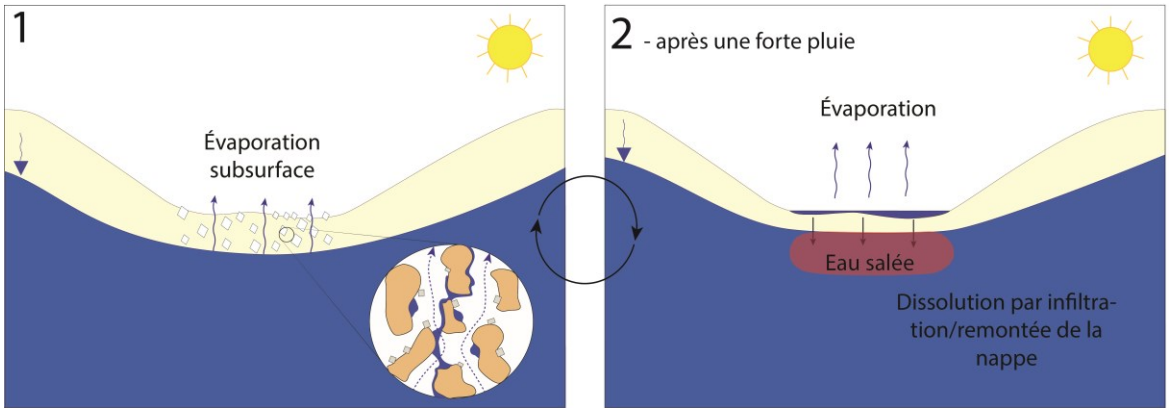

Figure IV.22 : Processus d'évaporation supposé au centre de la playa

Cette conceptualisation résumée Figure IV.22 permet d'expliquer comment, dans le cas des playas, l'évaporation aurait peu d'influence sur la signature isotopique des eaux souterraines. Les conclusions tirées de ce chapitre restent vraies, puisque ce n'est pas le processus d'évaporation en lui-même qui influe sur la salinité mais les sels issus de ce processus qui sont redissous par la suite.

La Figure IV.23 montre que l'évaporation directe n'est pas le processus principal de salinisation des nappes du bassin. L'ouvrage PZOV_0027 a une salinité de 19 g/L et présente une signature isotopique identique aux autres échantillons du bassin, indiquant clairement la présence d'autres processus de salinisation tels que la dissolution d'évaporites préexistantes. La tendance sur le sous-bassin de Zuunbayan, indiquée en rouge pointillé sur la Figure IV.23, semble suggérer que l'évaporation contribue, de façon minoritaire, à la salinisation de la nappe, notamment pour les ouvrages du K2Ss2 situés au sein de la dépression centrale. Cette contribution peut résulter d'un mélange avec des eaux évaporées ou pourrait également constituer la mémoire d'un paléoclimat plus chaud. Les eaux centrales ont un âge compris approximativement entre 10 et 30 ka correspondant à la fin du pléistocène/début holocène. Les études paléoclimatiques présentées en annexe 1 indiquent une fin de pléistocène relativement froide qui se poursuit, selon les études, jusque vers ~ 11/~ 7 ka. La période chaude qui s'ensuit pourrait donc avoir enrichi les eaux météoriques qui constituent pour partie, aujourd'hui, les eaux souterraines centrales du bassin.

Sur le sous-bassin d'Unegt, la salinité paraît indépendante de $\delta^{18}O$ ce qui n'est pas étonnant puisque la nappe superficielle actuelle est toujours plusieurs mètres en dessous de la topographie.

Les ouvrages PDL_0072/73/51, captant l'U_2 et situés autour de la montagne dite de Bayanginshiree (Figure I.7), ont les ratios isotopiques les moins enrichis du sous-bassin avec une salinité de 4,6, 2,3, et 4,9 g/L respectivement. Les faibles ratios Cl/Br ne semblent pas non plus indiquer que la dissolution de halite soit responsable de ces fortes salinités. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, quelques ouvrages comme PDL_0068 et PZOV_0008 présentent aussi une forte salinité et un faible ratio Cl/Br. Ces deux ouvrages n'ont toutefois pas fait l'objet d'analyses $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ mais il est a priori vraisemblable qu'ils soient dans une situation similaire où l'évaporation n'est pas marquée. Plusieurs hypothèses sont envisagées pour expliquer de telles caractéristiques :

1- Leur forte salinité pourrait être attribuée à la dissolution d'évaporites autres que la halite mais avec une composition chimique similaire pour que le faciès des eaux ne change pas. Cette hypothèse reste peu probable puisque ces sels ont déjà été identifiés dans la section IV.3.
2- Une autre explication serait d'associer ces faibles ratios à des saumures résiduelles où la phase de précipitation de la halite a été effectuée. Dans ce cas, le brome serait en effet en concentration plus importante dans la phase aqueuse (Figure IV.12). Cependant, en se basant sur le processus d'évaporation présenté Figure IV.22, le brome ne peut s'accumuler dans la phase aqueuse puisque la halite n'est plus en contact avec la zone saturée lors de sa cristallisation. Cette explication n'est alors plus valide.
3- Les ouvrages précités sont tous profonds et aux abords de la faille Nord-Zuunbayan, à l'exception de PZOV_0008. La contribution d'eaux profondes plus salines guidées par la structure faillée comme envisagé précédemment (cf. IV.1.1 et Figure IV.2) est possible. L'hypothèse d'eau résiduelle salée par évaporation sur ces eaux profondes plus anciennes devient alors envisageable. De telles saumures peuvent atteindre des concentrations élevées entre 200 et 350 g/L (Warren, 2016a). De faibles quantités seraient donc nécessaires pour obtenir un mélange avec des concentrations de 5 à 10 g/L ce qui expliquerait l'absence de signal au niveau des isotopes de l'eau.

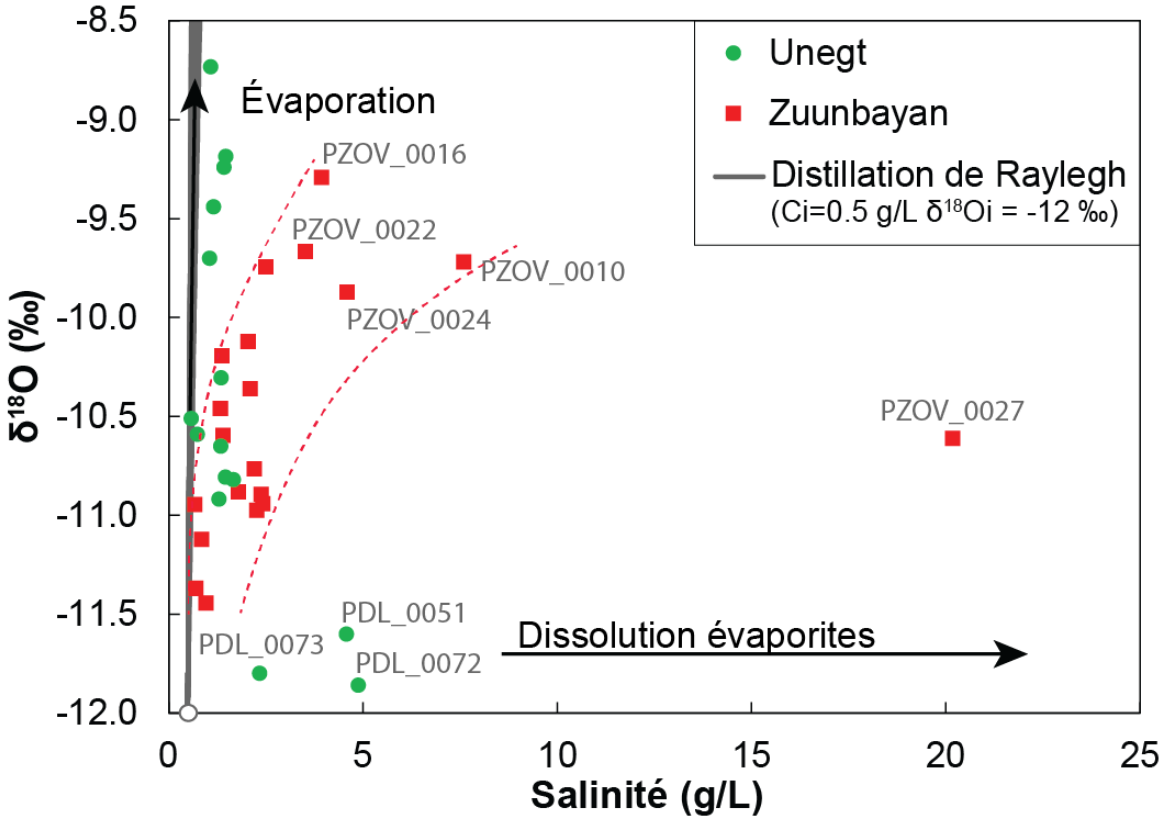

Figure IV.23 : δ¹⁸O en fonction de la salinité

(Les échantillons du sous-bassin de Zuunbayan ont une salinité qui semblerait issue à la fois de la dissolution d'évaporite et de l'évaporation – la tendance (hors PZOV_0027) est encadrée par les flèches rouges)

IV.7.5 Conclusions

Dans le bassin de Tsagaan Els, les isotopes stables de l'eau varient entre -11,9 ‰ et -8,7 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -100,4 ‰ et -86,9 ‰ pour $\delta^{2}H$. Le coefficient directeur de la pente $\delta^{2}H=f(\delta^{18}O)$ est proche de 2 et suggère une évaporation lors de l'infiltration de la recharge. Le long de l'écoulement, l'action de l'évaporation paraît négligeable sur le sous-bassin d'Unegt. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, les ouvrages situés dans la dépression centrale semblent davantage influencés par ce processus. Néanmoins, cet effet ne peut pas être engendré par une évaporation directe qui est impossible dans le cas d'une nappe captive. Seul un mélange avec de l'eau superficielle évaporée ou la réminiscence d'un paléoclimat plus chaud au moment de l'infiltration de ces eaux pourrait expliquer ces écarts.

L'action de l'évaporation directe étant clairement insuffisante, la dissolution d'évaporites superficielles apparaît comme le principal processus de salinisation des nappes aussi bien sur le sous-bassin d'Unegt que sur celui de Zuunbayan.

Néanmoins, l'évaporation est ici le moteur de l'écoulement des eaux souterraines et il est difficilement concevable que son influence soit négligeable dans le cas de l'aquifère superficiel du K2Bs au centre de la dépression. Nos résultats semblent donc suggérer que,

dans le cas de ce type de playa où l'évaporation se fait majoritairement en subsurface, la signature isotopique de l'eau souterraine (δ^2H et $\delta^{18}O$) est pratiquement insensible à ce processus.

L'explication proposée est que l'eau résiduelle en cours d'évaporation dans la zone non-saturée n'a pas d'influence sur les eaux de la zone saturée sauf en cas d'épisodes pluvieux conduisant à une infiltration jusqu'à la nappe, mais aussi à une dilution importante de l'enrichissement isotopique. Cette influence serait donc spatialement restreinte à la zone centrale de la playa et probablement aux premiers mètres de la nappe phréatique. Une étude approfondie des flux d'eaux et des isotopes de l'eau au sein même de la playa, via des profils sur plusieurs mètres permettrait de mieux comprendre le lien entre flux évaporatoires et isotopes de l'eau.

Cette conceptualisation ne change cependant pas les résultats précédents : ce n'est pas l'évaporation qui est directement la cause majeure de la salinité mais la reprise de dépôts évaporitiques de surface ou de subsurface tels qu'observés actuellement, ou résultant de phases plus anciennes.

Certains ouvrages localisés en profondeur le long de la faille Nord-Zuunbayan sont caractérisés par des salinités élevées malgré de faibles ratios Cl/Br, des valeurs δ^2H et $\delta^{18}O$ non enrichies et un faciès similaire aux autres ouvrages étudiés. Une connexion avec des eaux plus profondes est donc envisageable pour expliquer ces caractéristiques hors normes par rapports aux autres ouvrages. Une saumure post-halite formée par évaporation est l'hypothèse la plus plausible trouvée.

IV.8 Conclusion sur l'origine de la salinité des eaux

Les eaux du bassin de Tsagaan Els présentent des salinités allant de 0,5 g/L à 19 g/L avec un faciès Na^+-Cl^--(SO_4^{2-}). Ces fortes salinités s'expliquent principalement par la dissolution d'évaporites, certainement le gypse, la halite et éventuellement la thénardite. Le gypse est présent abondamment sur le sous-bassin d'Unegt et son influence sur la salinité des eaux est quasi certaine. La dissolution de halite est fort probable compte tenu des ratios en Cl^-/Br^- et de l'abondance des ions Na^+ et Cl^- en solution. Néanmoins aucun dépôt n'est connu sur le bassin et seules des efflorescences ont pu être retrouvées au niveau des zones humides. L'influence de la thénardite est probable. Cette évaporite a été retrouvée uniquement sous forme d'efflorescences mais sa dissolution combinée avec la halite et le gypse permettrait d'expliquer les rapports ioniques des principaux ions observés dans les eaux.

L'évaporation est le moteur des écoulements souterrains observés sur le bassin. Cependant, les faibles variations des isotopes stables de l'eau, ^{18}O ($\Delta = 3{,}2$ ‰) et ^{2}H ($\Delta = 13{,}5$ ‰), indiquent que ce processus influence minoritairement la salinité des eaux du bassin, en particulier celle d'Unegt. Ces résultats paraissent surprenants d'autant plus que les résultats du chapitre II estimaient des volumes d'eau évaporés important au niveau des sources et surtout au centre de la dépression du sous-bassin de Zuunbayan. Il est fort possible que dans le cas particulier d'une évaporation de subsurface, ce processus n'ait peu, voire pas, d'impact sur la signature isotopique ($\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$) des eaux de la zone saturée.

Le chapitre suivant apporte un second regard sur les conclusions de ce chapitre en étudiant l'évolution spatiotemporelle de la salinité des eaux à l'aide d'un modèle hydrogéologique 3D local, centré sur la dépression de Tsagaan Els.

Chapitre V

Stabilité et origine du système hydrogéologique

V.1 Influence du paléoclimat 180
V.1.1 Méthode 180
V.1.2 Résultats et discussions 181
V.1.3 Conclusion 184
V.2 Le modèle local d'écoulement densitaire 185
V.2.1 Maillage 186
V.2.2 Conditions aux limites 186
V.2.3 Méthode de résolution 186
V.2.4 Paramètres et calibration 187
V.3 Les scénarios de fonctionnement du système 190
V.3.1 Scénario 1 : sous le régime hydrogéologique actuel 190
V.3.2 Scénario 2 : en présence d'eau salée profonde 196
V.3.3 Scénario 3 : absence d'écoulement 200
V.3.4 Scénario 4 : Présence d'un lac 206
V.3.5 Synthèse des différents scénarios 211
V.4 Conclusion sur la stabilité et l'origine du système 213

L'objectif principal de ce chapitre est d'étudier la stabilité du système et en particulier l'évolution spatiotemporelle de la salinité des eaux pour mieux comprendre l'origine de sa mise en place et tenter d'en déduire des informations sur le fonctionnement hydrogéologique actuel et passé du bassin.

Dans un premier temps, on discutera l'effet du paléoclimat sur le régime d'écoulement. Lors des simulations en régime permanent, le paléoclimat n'a pas été pris en compte dans la mise en place du modèle régional présenté chapitre II. Afin de vérifier que son influence est négligeable, une analyse portant sur diverses valeurs de recharge permettra d'évaluer la réaction du modèle régional ***en régime transitoire*** *face à un climat plus aride ou humide.*

Dans un second temps, un modèle local 3D, centré sur la dépression de Tsagaan Els et prenant en compte, écoulements densitaires et évaporation, sera développé pour décrire la distribution des salinités. Différents scénarios seront implémentés et permettront de compléter le point de vue géochimique présenté dans le chapitre précédent et de répondre à l'objectif principal de ce chapitre.

V.1 Influence du paléoclimat

Dans les zones arides et semi-arides les systèmes hydrogéologiques ne sont pas forcément à l'équilibre, la quantité d'eau entrant dans le bassin pouvant être durablement inférieure à la quantité évacuée. Une telle situation engendre une baisse progressive des gradients hydrauliques, de la vitesse des eaux dans le bassin et de la quantité d'eau sortante (Burdon, 1977; Currell et al., 2016). Dans le bassin de Tsagaan Els, l'aridité du climat durant l'Holocène a oscillé (section I.2.2) et il est donc possible que les flux d'eau observés aujourd'hui résultent d'un paléoclimat différent. Dans ce cas, le taux de recharge obtenu lors du calage du modèle avec les hauteurs de nappes observées ne refléterait pas le taux de recharge actuel. En fonction de l'évolution du climat, les valeurs de recharges obtenues seraient alors surestimées pour un paléoclimat plus humide ou, inversement, sous-estimées pour un paléoclimat plus aride. Cette section a pour but de répondre à cette question et de vérifier si les paramètres calibrés lors des simulations réalisées dans le chapitre II en régime permanent sont valides.

V.1.1 Méthode

Le climat de l'Holocène en Mongolie oscille entre périodes plus humides et périodes plus sèches mais le taux de recharge durant cette période n'a pas pu être quantifié précisément (section II.1.2.6). Une méthode similaire à celle présentée dans la section III.2.3.4 a donc été mis en œuvre : le taux de recharge est multiplié puis divisé par un facteur fixé, choisi égal à deux, et le temps nécessaire pour passer d'un état stationnaire à l'autre, noté Tc, est étudié. $Tc_{95\%}$ et $Tc_{50\%}$ correspondent aux temps nécessaires pour que le niveau d'un piézomètre donné

atteigne 95% et 50% de celui du nouveau régime d'écoulement permanent. Ces valeurs permettront de quantifier le temps de récupération du bassin lors de brusques changements climatiques. En régime d'écoulement transitoire, la porosité et le coefficient d'emmagasinement spécifique doivent être précisés. Ils ont été fixés à 0,2 et 7 10^{-6} m^{-1}, respectivement, en se basant sur les valeurs présentées section III.2.3.4. Aucune condition aux limites n'a été modifiée, hormis celles de recharge.

V.1.2 Résultats et discussions

Les résultats sont présentés dans le Tableau V.1. La Figure V.1 présente l'évolution du niveau piézométrique à différents points d'observations et pour différentes solutions. Ces résultats mettent d'une part en avant que même si l'âge des eaux se compte en dizaines de milliers d'années, la piézométrie réagit beaucoup plus rapidement au changement climatique. D'après Felauer et al. (2012), le bassin est potentiellement resté aride depuis 3 500 ans environ. Dans de telles conditions, d'après les valeurs de $Tc_{95\%}$, l'influence du paléoclimat est imperceptible sur le sous-bassin de Zuunbayan et négligeable sur le sous-bassin d'Unegt sauf pour la solution 13 qui correspond à la recharge la plus faible. L'effet d'un paléoclimat plus humide n'aurait donc globalement que peu d'incidence sur le régime d'écoulement actuel. En effet, les valeurs de dh/dt au bout de 3 500 ans sont quasi-nulles sur le sous-bassin de Zuunbayan. Sur le sous-bassin d'Unegt, ces valeurs sont, au maximum de l'ordre de 0,5 mm/an (Tableau V.1) et varient d'un point d'observation à un autre (± 30 % par rapport à la moyenne observée). Les relevés actuels ne s'étalent pas sur une période suffisamment longue pour pouvoir percevoir de si petites variations qui doivent être a fortiori masquées par les variations saisonnières de l'ordre du décimètre.

Les solutions présentant les recharges les plus élevées (7 et 10a) correspondent à des conductivités hydrauliques plus élevées. Elles réagissent donc plus rapidement aux changements de climat que celles présentant des recharges, et des conductivités, plus faibles (13 et 10b). Les solutions 3 et 5a s'intercalent entre ces deux extrêmes avec des recharges médianes.

La sensibilité de différents paramètres a été testée. La porosité est un paramètre très sensible pour le temps de réaction qui lui est quasi inversement proportionnel. Le coefficient d'emmagasinement a quant à lui peu d'influence.

Les temps de récupération lors du passage d'un climat aride à un climat plus humide, c'est-à-dire l'inverse de ce qui est présenté Figure V.1, sont par ailleurs équivalents.

Ces conclusions se basent sur un facteur multiplicateur de deux. Un facteur supérieur (x10) engendre des temps de récupération similaires à ceux présentés dans le Tableau V.1 mais les niveaux piézométriques deviennent bien plus élevés. Il devient alors nécessaire de prendre en compte des zones d'évaporations supplémentaires sur une partie du modèle (Figure

V.2 et Zone 3, Figure II.2). Ces zones de faibles altitudes correspondent actuellement pour la plupart à des lacs temporaires qui se chargent lors de fortes pluies. Aujourd'hui, la nappe actuelle est une dizaine de mètres en-dessous de la topographie d'après le modèle régional mais les résultats de cette modélisation suggèrent que, sous un paléoclimat plus humide, ces lacs temporaires auraient pu constituer d'anciennes playas notamment dans l'hypothèse où le bassin d'Unegt n'aurait pas toujours été connecté via les sources au sous-bassin de Zuunbayan.

Tout comme pour les simulations antérieures, le niveau de la nappe se maintient toutefois en dessous de la topographie à l'exception des zones de résurgences autour des sources voisines de la faille. L'absence de cours d'eau permanent aurait ainsi pu se maintenir y compris pour une recharge dix fois supérieure à celle d'aujourd'hui et une évapotranspiration similaire à l'actuelle. L'ETP n'est certainement pas restée identique à la valeur actuelle par le passé, mais une telle hypothèse est raisonnable vis-à-vis du climat qu'a pu connaitre le bassin.

Tableau V.1 : Résultat du test de l'influence d'un paléoclimat plus humide sur le régime d'écoulement actuel

(Les valeurs correspondent à une moyenne effectuée sur l'ensemble des puits d'observation)

		Solution#	**$Tc_{95\%}$ (ans)**	**$Tc_{50\%}$ (ans)**	**-dh/dt $_{(3500ans)}$ (m/an)**
Unegt	**PDL_0032/36 (K2Ss2)**	13	6555	1327	$5,2\ 10^{-4}$
		3	2325	466	$1,1\ 10^{-4}$
		7	1259	255	$1,4\ 10^{-5}$
	PDL_0026/34 (K2Ss2)	13	6443	1267	$3,3\ 10^{-4}$
		3	2291	445	$6,8\ 10^{-5}$
		7	1237	243	$8,9\ 10^{-6}$
	PDL_0041 (K2Ss1)	13	6496	1291	$4,5\ 10^{-4}$
		3	2307	448	$9,2\ 10^{-5}$
		7	1247	248	$1,2\ 10^{-5}$
Zuunbayan	**PZOV_0035 (K2Bs)**	10b	458	87	~0
		5a	281	57	~0
		10a	165	34	~0
	PZOV_0024 (K2Ss2)	10b	394	64	~0
		5a	239	40	~0
		10a	139	23	~0
	PZOV_0001 (K2Ss2)	10b	389	55	~0
		5a	234	39	~0
		10a	138	24	~0

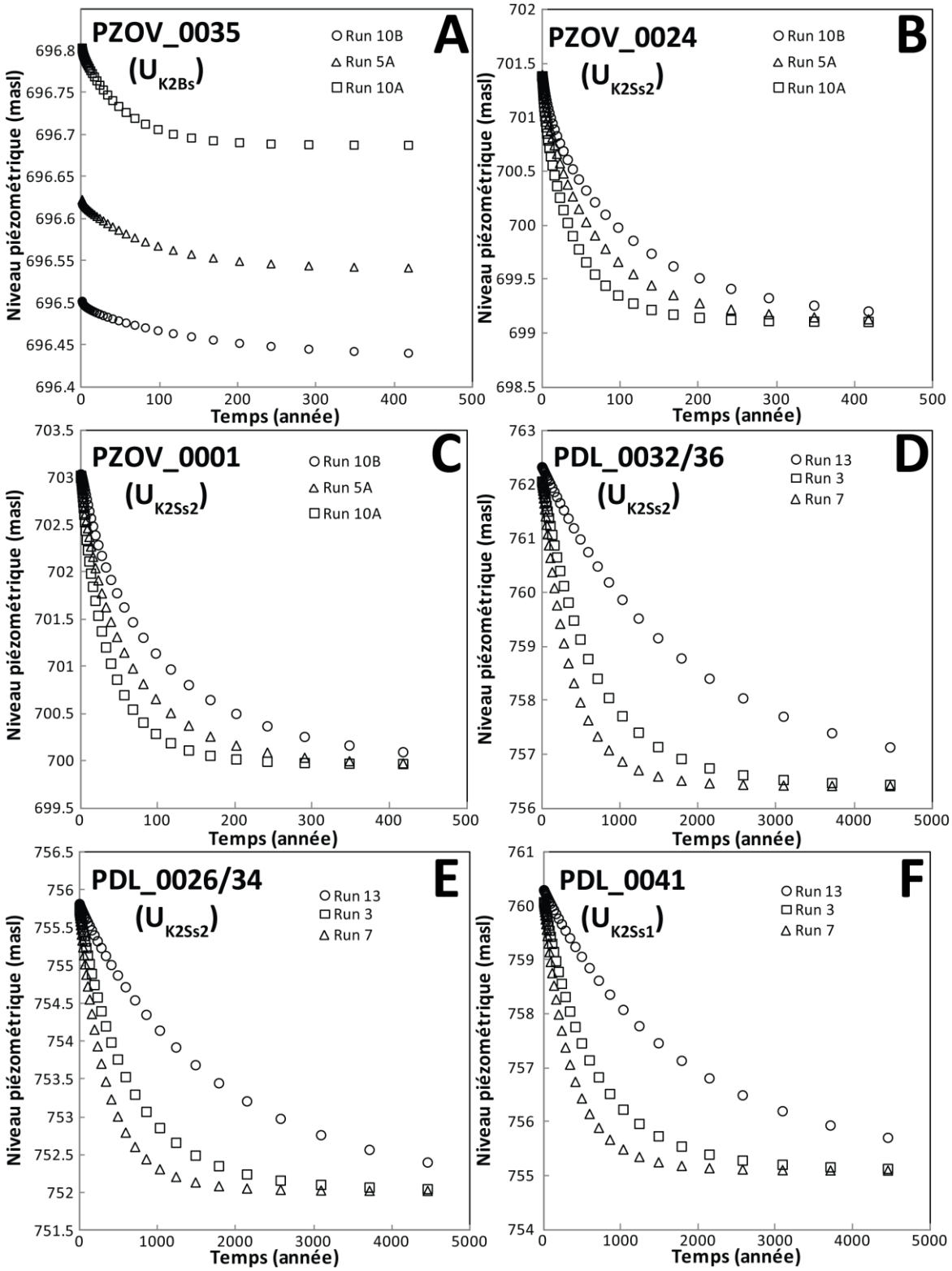

Figure V.1 : Niveau piézométrique transitoire (recharge divisée par deux) pour différents ouvrages

(Sur le sous-bassin de Zuunbayan, PZOV_0035 en (A) et PZOV_0024 en (B) et PZOV_0001 en (C). Sur le sous-bassin d'Unegt, PDL_0032/36 en (D) et PDL_0026/34 en (E) et PDL_0041 en (F). La localisation de ces ouvrages est donnée dans la Figure V.2)

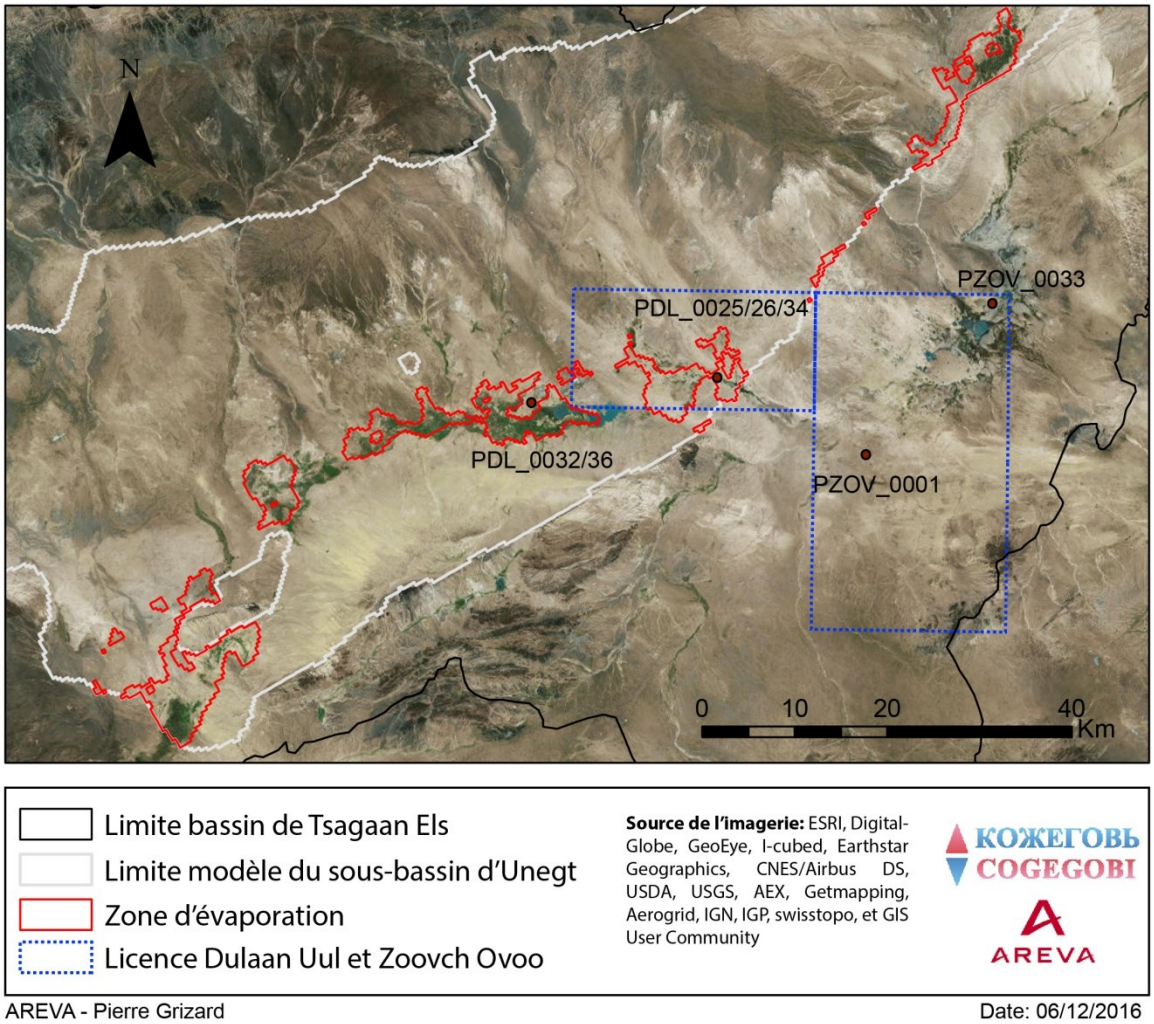

Figure V.2 : Zones d'évaporation actives sur le sous-bassin d'Unegt lorsque la recharge est multipliée par un facteur 10.

(Ces zones d'évaporation couvrent la même surface quel que soit le jeu de paramètres employé, seul le taux d'évaporation diffère. Les zones humides sont représentées en vert/bleu sur l'image satellite.)

V.1.3 Conclusion

Malgré des âges estimés pouvant dépasser plusieurs dizaines de milliers d'années, les différentes simulations réalisées dans cette section ont permis de montrer que le régime hydrogéologique du bassin répond rapidement aux changements climatiques (quelques milliers d'années pour les solutions les moins rapides). Les calibrations effectuées dans le chapitre II sont donc valides puisque les hauteurs piézométriques utilisés lors de la calibration sont bien le reflet des recharges *actuelles ou très récentes* et non des recharges issues d'événements climatiques *passés*.

Une recharge dix fois plus élevée conduit à la présence de zone d'évaporation dans le centre du sous-bassin d'Unegt sans toutefois engendrer des écoulements de surface permanents. Ces zones ont donc pu correspondre à d'ancienne playas lors d'époques plus humides.

V.2 Le modèle local d'écoulement densitaire

Le modèle local centré sur la dépression de Tsagaan Els a été développé en s'appuyant sur les résultats du modèle hydrogéologique régional. Il présente un maillage plus raffiné que ce dernier pour le sous-bassin de Zuunbayan et les unités U_1/U_2 et U_3 de la formation du K2Ss2 ont été différenciées. Afin de rendre compte des écoulements densitaires issues des différences de salinité sensibles dans ce sous-bassin, le module SEAWAT (Langevin et al., 2007) a été utilisé. Le modèle a été calibré avant de tester différents scénarios permettant de retrouver la distribution de salinité actuelle et d'en tirer des informations sur son origine et sa stabilité.

L'emprise du modèle local n'est pas très différente de celle du modèle régional. Il a été implémenté assez tôt, sur la base des premiers résultats du modèle régional et sa limite nord a été ajustée en se basant sur les isopièzes de la nappe du K2Bs. D'après les premiers résultats, ces derniers étaient, quasiment perpendiculaires à la limite nord du modèle local qui pouvait alors être considérée comme une limite à flux nul. Par la suite, les améliorations apportées au modèle régional ont conduit à revoir la disposition des isopièzes du K2Bs. L'emprise du modèle local a cependant été conservée mais une recharge supplémentaire a été ajoutée pour prendre en compte les flux d'eau provenant du nord-est.

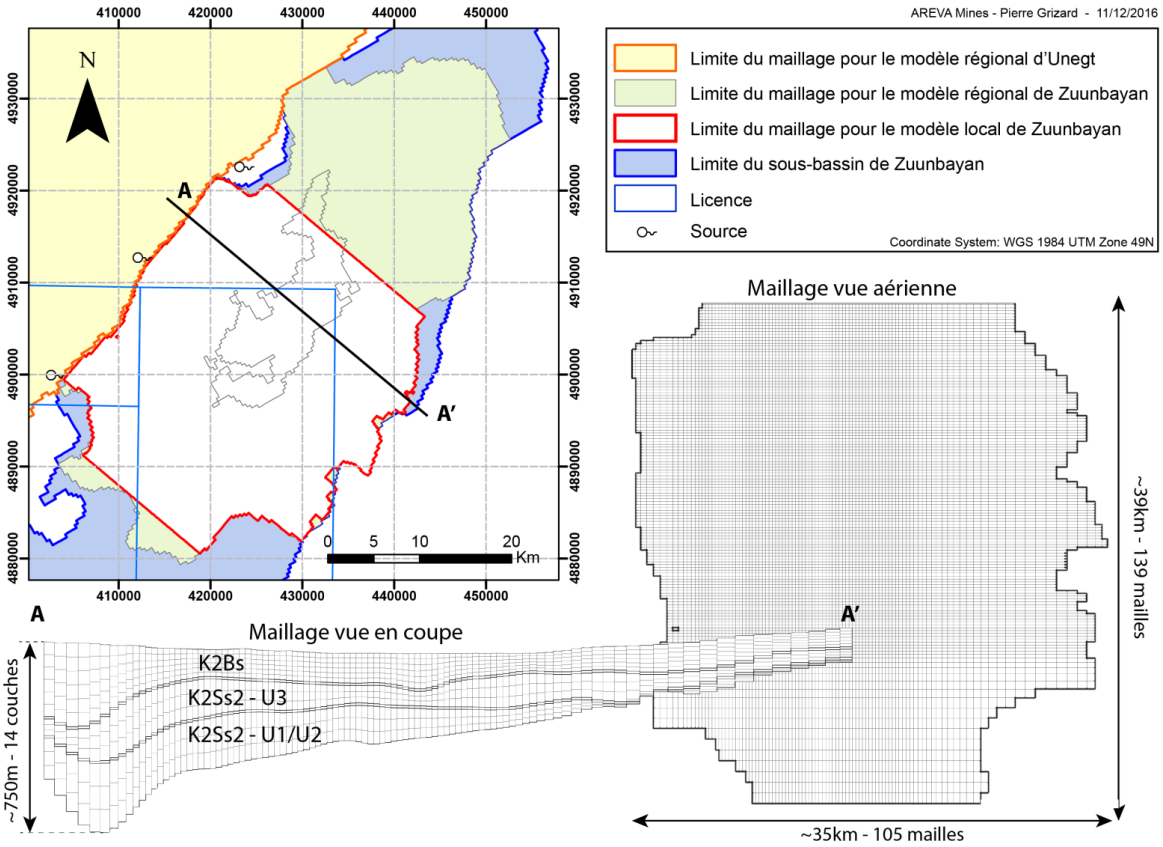

Figure V.3 : Présentation de l'emprise du modèle local et de son maillage

V.2.1 Maillage

Le maillage du modèle comporte ~180 000 cellules actives qui s'étendent sur environ 39x35 km (139x104x14 mailles). Il est non-uniforme et permet de considérer davantage de cellules autour de la dépression de Tsagaan Els (maille ~240x200 m) où les mailles sont plus fines que sur les abords du modèle avec une transition lissée. Selon la verticale, 14 couches ont été considérées afin de mieux décrire les écoulements densitaires. Sachant que l'évaporation a lieu dans l'aquifère supérieur, celui-ci a été subdivisé en 6 couches alors que les unités inférieures U_1/U_2 et U_3 ont été divisées en 3 couches.

La minimisation du nombre de maille est capitale car les temps de calcul en régime transitoire et en considérant les écoulements densitaires sont beaucoup plus longs que les temps de calcul du modèle régional : en moyenne une dizaine de jours pour un scénario.

V.2.2 Conditions aux limites

Les drains utilisés dans le modèle régional au niveau de la dépression de Tsagaan Els ont été remplacés par de l'évaporation sur l'ensemble du modèle. Cette évaporation a été fixée à 1 500 mm/an[4] en surface avec une décroissance linéaire jusqu'à devenir nulle à une profondeur de 1 m. Les apports provenant du sous-bassin d'Unegt se basent sur la moyenne des résultats obtenus pour la calibration du modèle régional du sous-bassin de Zuunbayan. Les recharges aux abords du modèle sont calculées de la même manière que pour le modèle régional et sont précisées dans l'annexe 11.2. Cependant, comme le bassin a été tronqué à son extrémité nord, la recharge a dû être modifiée en conséquence. Pour connaitre la quantité d'eau provenant de la limite nord, un bilan le long de cette limite a été réalisé à l'aide de l'outil Zone Budget de Visual MODFLOW sur la solution 5a du modèle régional (recharge médiane, voir annexe 15). Les débits trouvés ont ensuite été retranscrits sur le modèle local. Le débit provenant de l'aquifère du K2Ss2 a été redistribué à parts égales entre l'unité U_3 et les unités U_1/U_2.

V.2.3 Méthode de résolution

La méthode de résolution employée est une méthode qui couple la résolution de l'écoulement et du transport de sel. Ce couplage est explicite, c'est-à-dire que les calculs d'écoulements densitaires se basent sur la salinité de l'eau au pas de temps *n-1*. La densité et la viscosité de l'eau sont calculées en fonction de la salinité seulement. L'écoulement est calculé à partir du même solveur que pour le modèle régional (WHS, voir section II.2.1.7). Le

---

[4] L'évaporation potentielle a été estimée à 2 000 mm/an d'après la station météorologique de Zoovch Ovoo. Une valeur initiale de 1 500 mm/an avait été admise dans le modèle et a été maintenue, mais cet écart est pratiquement sans incidence sur les résultats puisque l'évaporation maximale observée pour la solution 5a était de 1 550 mm/an (voir section II.2.2.3).

transport est calculé à partir de la méthode TVD :"Total Variation Diminishing", formulation garantissant la stabilité des calculs de transport (Zheng et Wang, 1999). Les pas de temps sont calculés automatiquement par le solveur. L'ensemble des méthodes et paramètres de résolution utilisés sont résumés en 0.

V.2.4 Paramètres et calibration

La calibration du modèle s'est faite à partir des résultats de la calibration du modèle régional. Le modèle a d'abord été calibré en régime permanent sous le moteur numérique de MODFLOW 2005 avant de l'utiliser en suite en régime transitoire sous SEAWAT. Une seule solution a été retenue pour éviter de relancer plusieurs fois les calculs qui sont chronophages. Elle a été déterminée à partir de la solution 5a issue de la calibration du modèle régional et qui correspond à une solution médiane en matière de recharge. Les paramètres de cette solution ne peuvent toutefois pas être repris à l'identique pour le modèle local pour plusieurs raisons :

- L'aquifère du K2Ss2 a été divisé en deux unités dans le modèle local
- Les drains ont été remplacés par de l'évaporation
- La distribution de la recharge aux extrémités du modèle diffère légèrement

Ces légères différences conduisent à des écarts qui ont été corrigés en modifiant manuellement les paramètres de conductivité hydraulique. Pour la couche argileuse séparant l'unité U_3 des unités U_1/U_2, ce paramètre a été ajusté de telle sorte que les deux ensembles présentent des niveaux piézométriques quasi-identiques reflétant leur inter-connectivité dans ce secteur.

Les résultats de cette calibration sont présentés dans le Tableau V.2 et la Figure V.4. Ils sont globalement très proches de ceux obtenus pour le modèle régional. Les niveaux piézométriques résultant de cette calibration peuvent être visualisés Figure V.5.

Tableau V.2 : paramètres utilisés dans le modèle local

(Les valeurs des paramètres hydrodynamiques tels que la dispersion et la porosité sont identiques à celles énumérées dans la section III.2.)

	Paramètres	Valeur
Conductivité hydraulique	K2Bs	$8{,}8 \cdot 10^{-5}$ m/s
	Intercalaire argileux (K2BS – K2Ss2)	$2{,}3 \cdot 10^{-9}$ m/s
	K2Ss2 – U_1/U_2	$3{,}0 \cdot 10^{-4}$ m/s
	Intercalaire argileux (U_1/U_2 – U_3)	$5{,}0 \cdot 10^{-5}$ m/s
	K2Ss2 – U_3	$3{,}0 \cdot 10^{-4}$ m/s
Recharge et évaporation	Générale	1,83·mm/an
	Source de Baruun Bayan	$1{,}60 \cdot 10^{6}$ m^3/an
	Source de Dund Bayan	$6{,}41 \cdot 10^{5}$ m^3/an
	Sources de Zuunbayan	$1{,}83 \cdot 10^{6}$ m^3/an
	Taux d'évaporation maximal	1 500 mm/an
	Profondeur maximale d'évaporation	1 m
Paramètres transitoires	Porosité	0,2[a]
	Dispersion longitudinal	100[a]
	Dispersivité transversale horizontale	10[a]
	Dispersivité transversale verticale	1[a]

[a] : sauf mention contraire

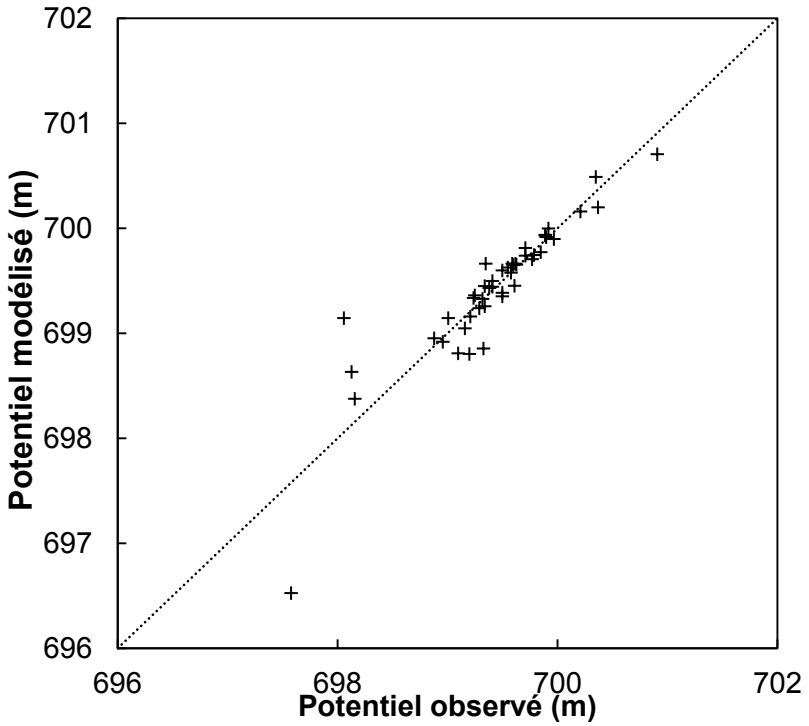

Figure V.4 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés

(Les points Nuudag, PZUK_0002 et PZUK_0003 étant en dehors de l'emprise du modèle local - au Nord – ils ne sont pas représentés sur cette figure)

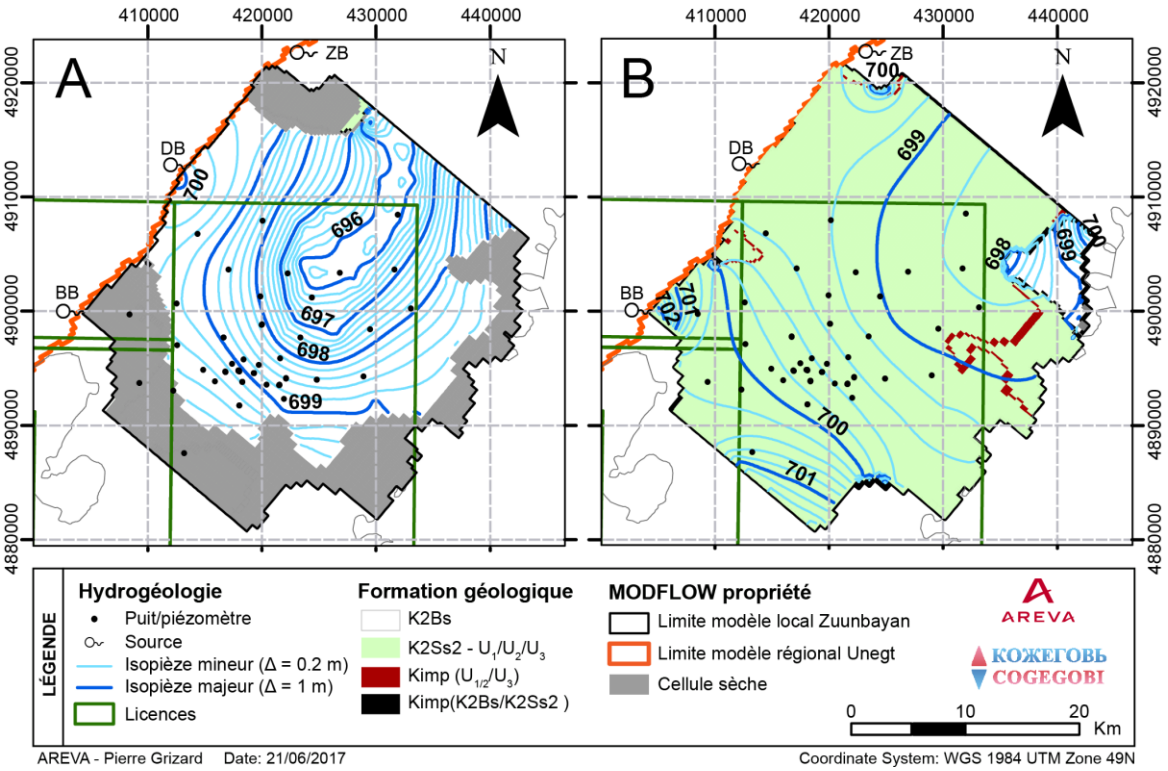

Figure V.5 : Carte piézométrique issue de la calibration du modèle local

(En A), piézométrie de la couche 6 (~base du K2Bs) et en B), piézométrie de la couche 13 (~K2Ss2 - U_1/U_2))

V.3 Les scénarios de fonctionnement du système

Différents scénarios de fonctionnement et d'évolution du système hydrogéologique ont été testés afin de comprendre l'origine de la distribution actuelle de salinité dans le bassin et d'évaluer sa stabilité.

V.3.1 Scénario 1 : sous le régime hydrogéologique actuel

Le premier scénario consiste à modéliser le comportement du système sur plusieurs milliers d'années en supposant le maintien des conditions hydrogéologiques actuelles au cours du temps. La salinité initiale des eaux souterraines est supposée nulle sur l'ensemble du bassin. La recharge est affectée d'une salinité de 0,5 g/L qui correspond aux concentrations les plus faibles observées actuellement sur le bassin. Cette salinité est augmentée à 2 g/L pour les recharges correspondant aux sources le long de la faille pour tenir compte des apports du sous-bassin voisin. Dans ce scénario, la salinité issue de la dissolution d'évaporite n'est prise en compte que partiellement à travers la salinité de la recharge.

Les résultats de simulation correspondant à ce premier scénario sont présentés sur les figures V.6 , V.7, V.8 et V.9 et plusieurs conclusions peuvent être tirées :

- Premièrement, sous le régime hydrogéologique actuel, le sel s'accumule extrêmement vite en surface. En se basant sur les concentrations observées aux niveaux de PZOV_0035 (piézomètre le plus au centre de la dépression interceptant l'aquifère superficiel), la concentration devient supérieure aux 3,5 g/L observés sur cet ouvrage pour une date située entre 5 et 7,5 ka. Localement déjà, dans certaines zones, la salinité des eaux de surface peut dépasser les 40 g/L.
- Deuxièmement, ces salinités restent locales et contrôlées par la topographie. Une différence d'un mètre sur ce paramètre suffit pour que l'évaporation s'effectue ailleurs. Sur une période de plusieurs milliers d'années, les champs de dunes et les creux topographiques doivent certainement se déplacer diminuant alors le caractère localisé de ce phénomène.
- Troisièmement, les salinités élevées sont présentes en surface et très peu en profondeur : à l'inverse de ce qui a été observé dans la section IV.1. Les écoulements densitaires entrainent les eaux salées formées en surface jusqu'à la base de l'aquifère superficiel du K2Bs. Ces écoulements se mettent en place rapidement à partir de 2 ka lorsque les concentrations atteignent seulement quelques g/L. En revanche, les eaux salées s'infiltrent difficilement dans l'aquifère du K2Ss2 ; elles sont retenues par la couche argileuse séparant les deux aquifères. Néanmoins, elles parviennent pour partie à s'infiltrer. Au bout de 7,5 ka, la salinité des unités du K2Ss2 en dessous des zones d'évaporation est de 4 g/L maximum, dix fois inférieure à celle observée dans la nappe superficielle. Au bout de 30 ka, les concentrations atteignent au maximum 15 g/L, mais

les salinités de la nappe supérieure sont alors excessivement élevées et peuvent atteindre plus de 100 g/L dans la partie nord du modèle où la topographie est la plus basse.

Ces résultats soulèvent trois points importants :

1) Les données relatives aux isotopes de l'eau de la section IV.7 nous ont amenés à conclure que l'évaporation directe était un processus de salinisation minoritaire sur le sous-bassin d'Unegt. Ce scénario montre toutefois clairement que l'impact de ce processus sur la salinité des eaux est loin d'être négligeable sur le long terme. Ce résultat renforce l'idée que dans le cas d'une playa où l'évaporation intervient principalement en subsurface, les isotopes de l'eau ne sont affectés que localement sans impact important sur la signature isotopique ($\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$) de la nappe en général.
2) Ce premier scénario ne permet pas de retrouver la distribution de salinité actuelle en partie parce que les salinités élevées se localisent en surface et non en profondeur. Le gradient densitaire est inférieur au gradient hydraulique et les eaux salées ne peuvent s'infiltrer en profondeur. **La mise en place d'eaux salées profondes n'a donc pas pu se faire sous ce régime hydrogéologique.**
3) D'autre part, au sein de la dépression, les eaux de la nappe du K2Bs présenteraient des salinités plus élevées que toutes celles observées sur le bassin au bout de ~7 ka alors que celles des nappes inférieures n'atteindraient des salinités de l'ordre de 8 g/L qu'au bout de 20 ka. **Cette salinisation rapide de l'aquifère superficiel par évaporation indique soit 1) que le bassin a fonctionné de la façon dont on l'observe aujourd'hui depuis seulement quelques milliers d'années soit 2) qu'une partie de cette salinité a pu s'évacuer du bassin.**

Dans la première de ces deux dernières hypothèses, la durée maximale de fonctionnement du système respectant les salinités maximales observées serait de l'ordre de 7 ka. Cette valeur est fortement entachée d'incertitudes[5] mais resterait en tout cas en inférieure à 20 ka où l'emprise de la salinisation devient uniforme au sein de la dépression.

Pour ce qui concerne la seconde hypothèse, on notera que lors de l'évaporation, des sels peuvent localement cristalliser et être retenus dans les sédiments (Photo IV.7). MODFLOW/SEAWAT ne prend pas en compte cette possibilité, la quantité de matière est conservée dans la phase liquide conduisant à une augmentation de salinité plus rapide que dans la réalité. Certes, ces sels peuvent être redissous mais ils peuvent aussi être érodés par le vent (voir section IV.3), en particulier ceux qui sont exposés à la surface à l'état pulvérulent

[5] Outre l'effet de la dispersion, l'estimation se base sur une recharge de 0,5 g/L qui est une valeur minimale. La salinité des eaux est généralement supérieure à cette valeur : 1,2 g/L sur U_S et 3,4 g/L sur $U_1/U_2/U_3$. De plus, la salinité des eaux profondes n'a pas été prise en compte. Par ailleurs, la durée estimée se base sur le seul piézomètre captant l'unité U_s dans la dépression centrale. L'évaporation étant un phénomène local, dépendant du modèle numérique de terrain, une erreur, positive comme négative, sur l'estimation de cette date est tout à fait possible

(Photo IV.5 et Photo IV.6). D'après Pankova et Konyushkova (2013), les déserts de Mongolie sont balayés par des vents importants rendant ces zones déficitaires en sédiments éoliens avec davantage d'émission que de réception.

Comme l'aridification de la zone semble se poursuivre depuis quelques milliers d'années (Felauer et al., 2012 ; Lee et al., 2013) et pourrait entrainer une baisse progressive du niveau d'eau au sein de la dépression de Tsagaan Els, les sels initialement retenus dans les sédiments de la zone non saturée pourraient donc avoir été progressivement érodés et transportés sur les abords du bassin voire même à l'extérieur de celui-ci. Dans ce cas, la salinité des eaux pourrait avoir trouvée un équilibre entre les quantités de sels accumulés par l'évaporation et les quantités soustraites par déflation.

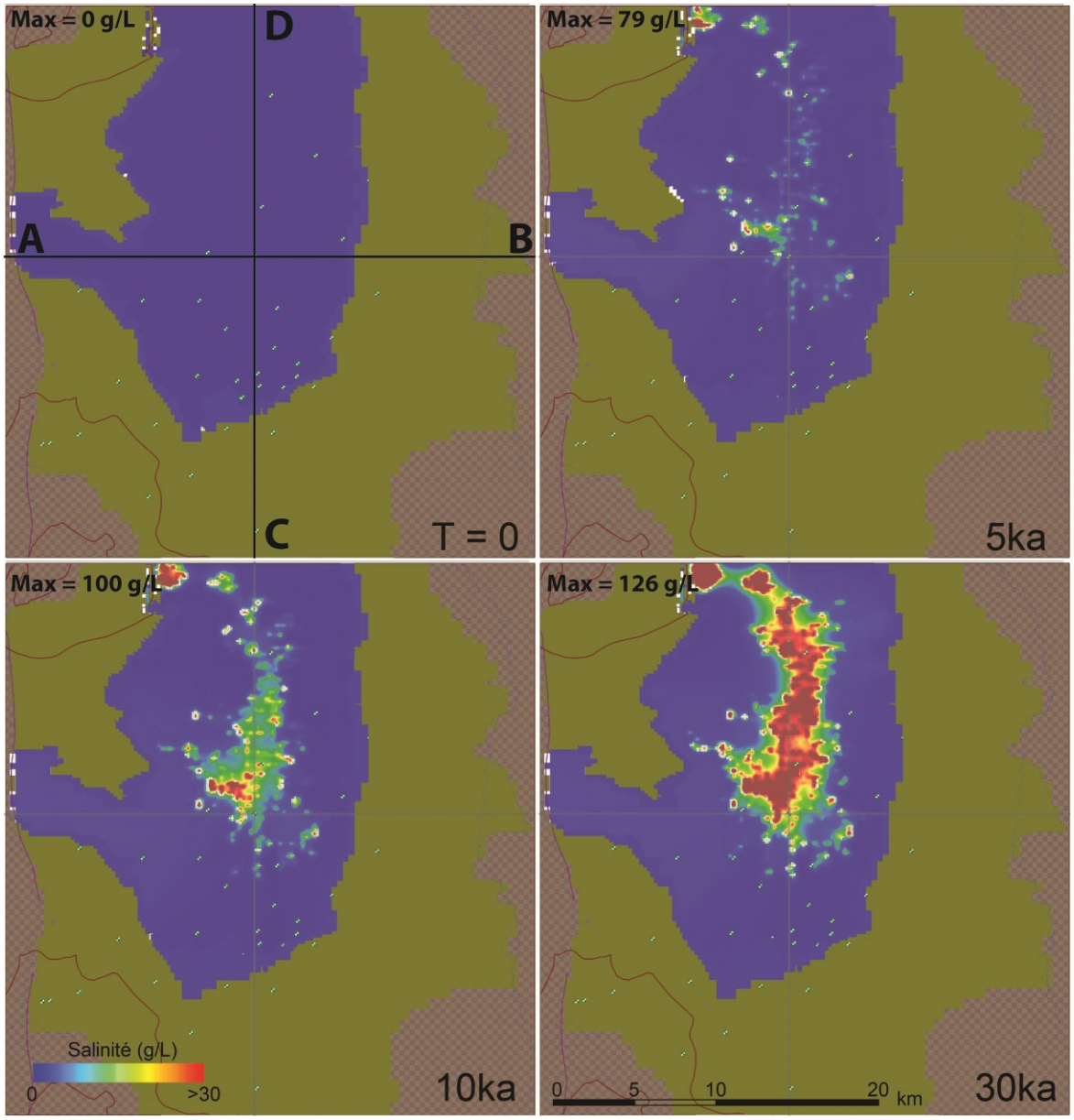

Figure V.6 : Vue en plan de la couche superficielle – Scénario 1

(Les cellules marron sont des cellules sèches)

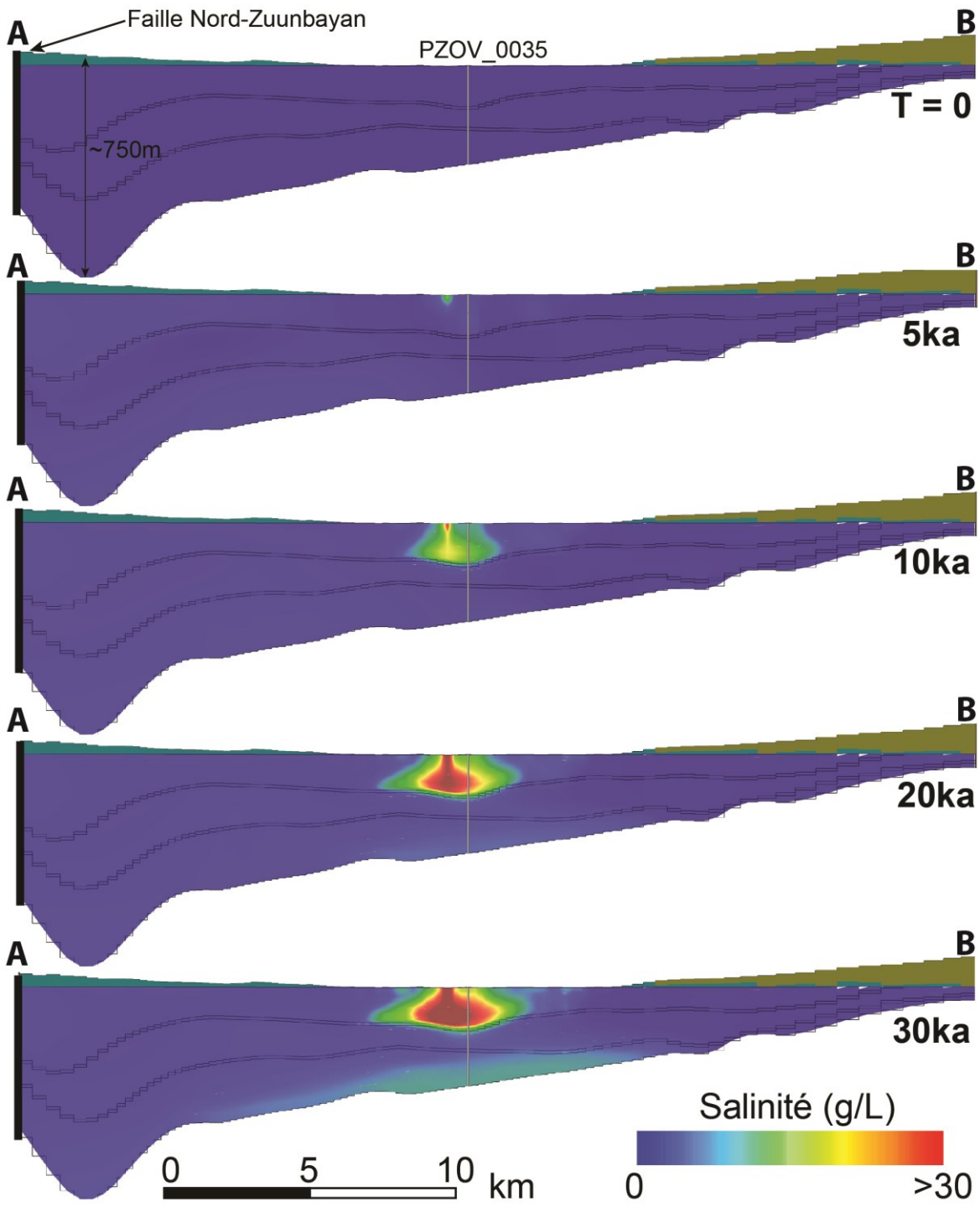

Figure V.7 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 1

(Les cellules marron sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.6. Exagération verticale x10)

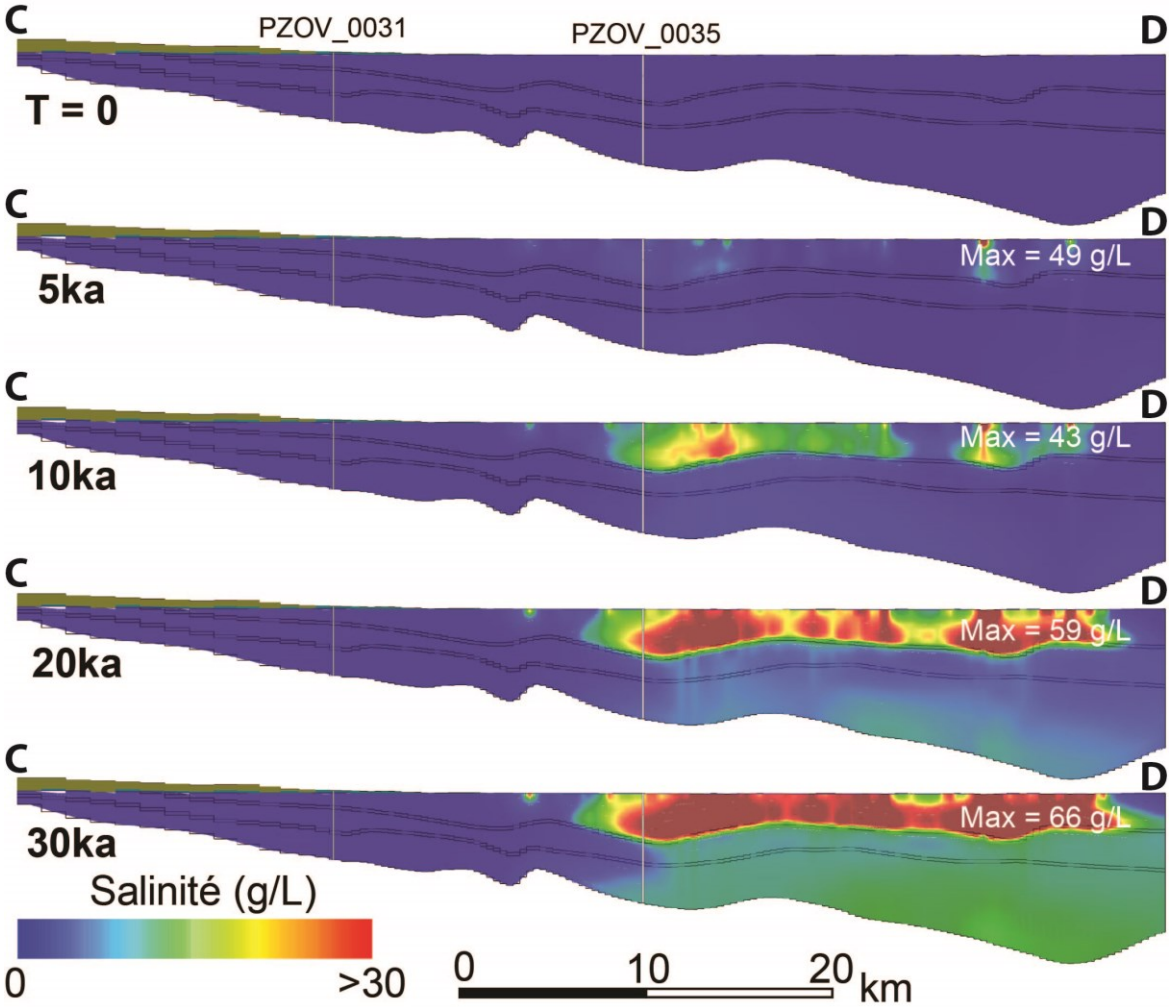

Figure V.8 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 1

(Les cellules marron sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.6. Exagération verticale x10)

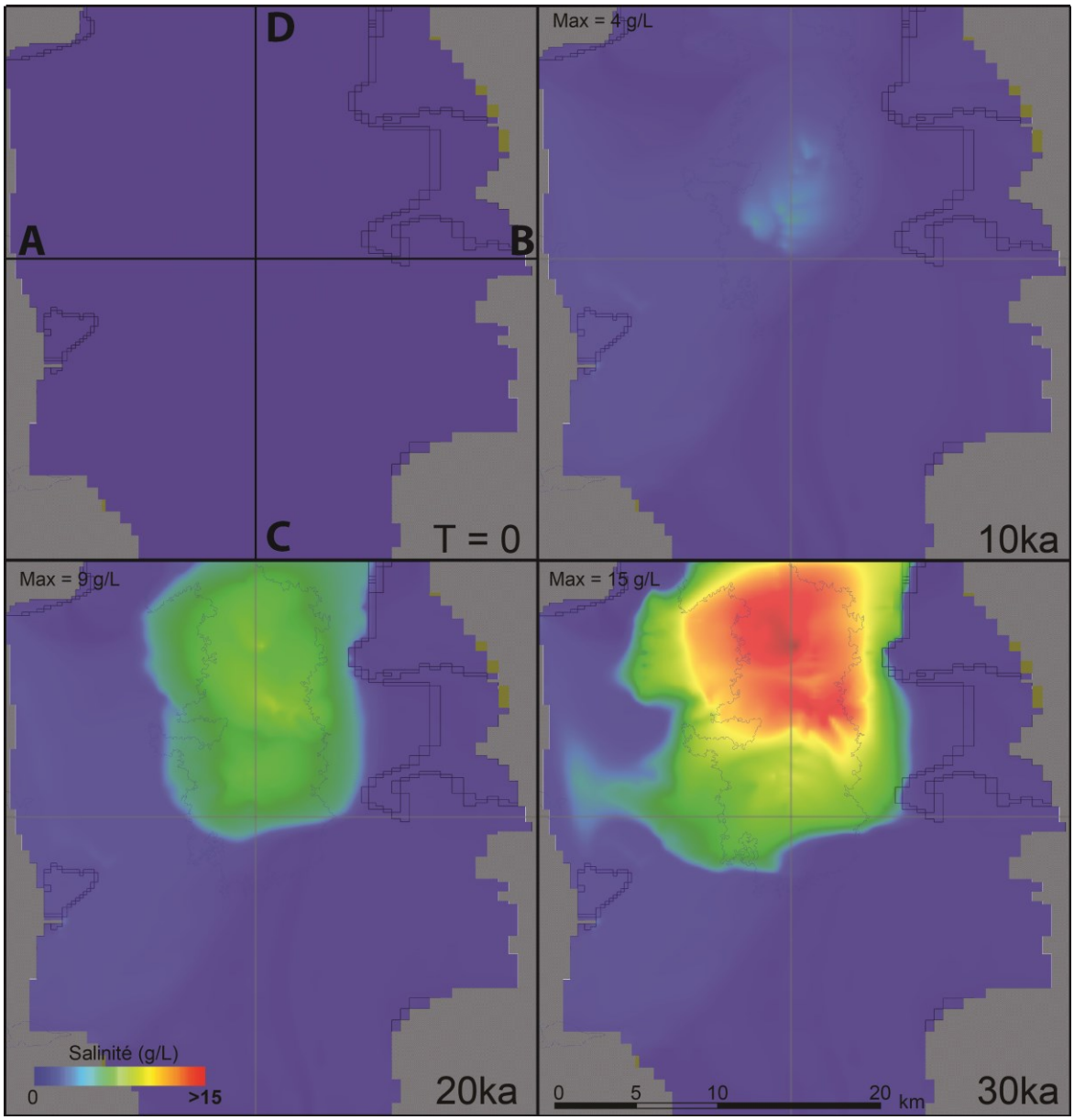

Figure V.9 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 1

(Attention l'échelle de salinité est différente de celle des figures précédentes)

V.3.2 Scénario 2 : en présence d'eau salée profonde

Le premier scénario ne permettant pas de reproduire la salinité des eaux profondes, une démarche inverse a été adoptée dans le second scénario. Une salinité élevée, 50 g/L, est initialement affectée à la couche la plus profonde du modèle. Ensuite, l'évolution de cette salinité est simulée sous le régime hydrogéologique actuel et sans autre source de salinité, c'est-à-dire que l'ensemble des recharges présente une salinité nulle.

Les résultats de ce deuxième scénario sont présentés sur la Figure IV.10, la Figure IV.11 et la Figure IV.12. Ils mettent en évidence la stabilité d'une saumure présente dans le fond du bassin. En effet, au bout de 50 ka, des salinités de plus de 25 g/L sont encore présentes dans les parties les plus profondes du bassin notamment au nord/nord-ouest de la licence de Zoovch Ovoo où les piézomètres PZOV_0028 et PZOV_0027 ont révélés les salinités les plus élevées du bassin qui sont de cet ordre.

La salinité des eaux au centre de la dépression augmente rapidement au bout de 2 ka (Figure V.12 et Figure V.10). Ceci est un simple artefact de modélisation puisque la couche profonde, affectée initialement d'une forte salinité, correspond dans certains endroits à l'aquifère superficiel du K2Bs, comme au nord-est du modèle. Ces eaux salées sont alors rapidement reconcentrées vers le centre du bassin. Leur influence quant à la salinité des zones profondes reste négligeable et ne change en rien les conclusions de ce scénario (voir scénario 1).

Ce scénario permet donc d'affirmer que si des eaux fortement salées étaient présentes dans le fond du bassin, le régime hydrogéologique actuel les maintiendrait en place pendant plusieurs dizaines de milliers d'années. On notera d'ailleurs que l'âge de ces eaux se situe entre 18 et 25 ka d'après les analyses radiocarbones du piézomètre PZOV_0027 (section III.3.3.2). Se pose malgré tout la question de savoir comment ces eaux salées ont pu apparaître initialement dans le fond du bassin. Plusieurs hypothèses ont été envisagées :

- Une connexion avec un aquifère plus profond au niveau de la faille pourrait être à l'origine de cette salinité. Cette hypothèse a déjà été envisagée dans le chapitre précédent mais l'aquifère en question est inconnu à ce jour et par ailleurs un écoulement ascendant de ces eaux nécessairement plus denses serait difficilement envisageable sans faire appel à un événement hypothétique majeur de type sismique par exemple.
- La présence de dépôts d'évaporites dans les formations du fond du bassin serait une autre possibilité. Les eaux souterraines actuelles en contact avec des niveaux d'évaporites disséminées les auraient certainement dissous, notamment s'il s'agit de halite comme les ratios Cl/Br le suggèrent (Chapitre IV). Ceci pourrait d'ailleurs expliquer pourquoi aucun vestige de ces dépôts n'a été jusqu'ici découvert par les géologues. Leur formation remonterait au Crétacé Supérieur et il est difficilement concevable que ce type dépôts se soit maintenu pendant plusieurs millions d'années

sous un régime similaire à l'actuel.

- Enfin, en l'absence d'évaporation comme moteur d'écoulement, les gradients d'écoulement densitaire deviennent supérieurs au gradient hydraulique permettant aux eaux salées accumulées en surface lors d'un scénario de type 1 de redescendre dans le fond du bassin. Cette hypothèse est testée dans le scénario 3.

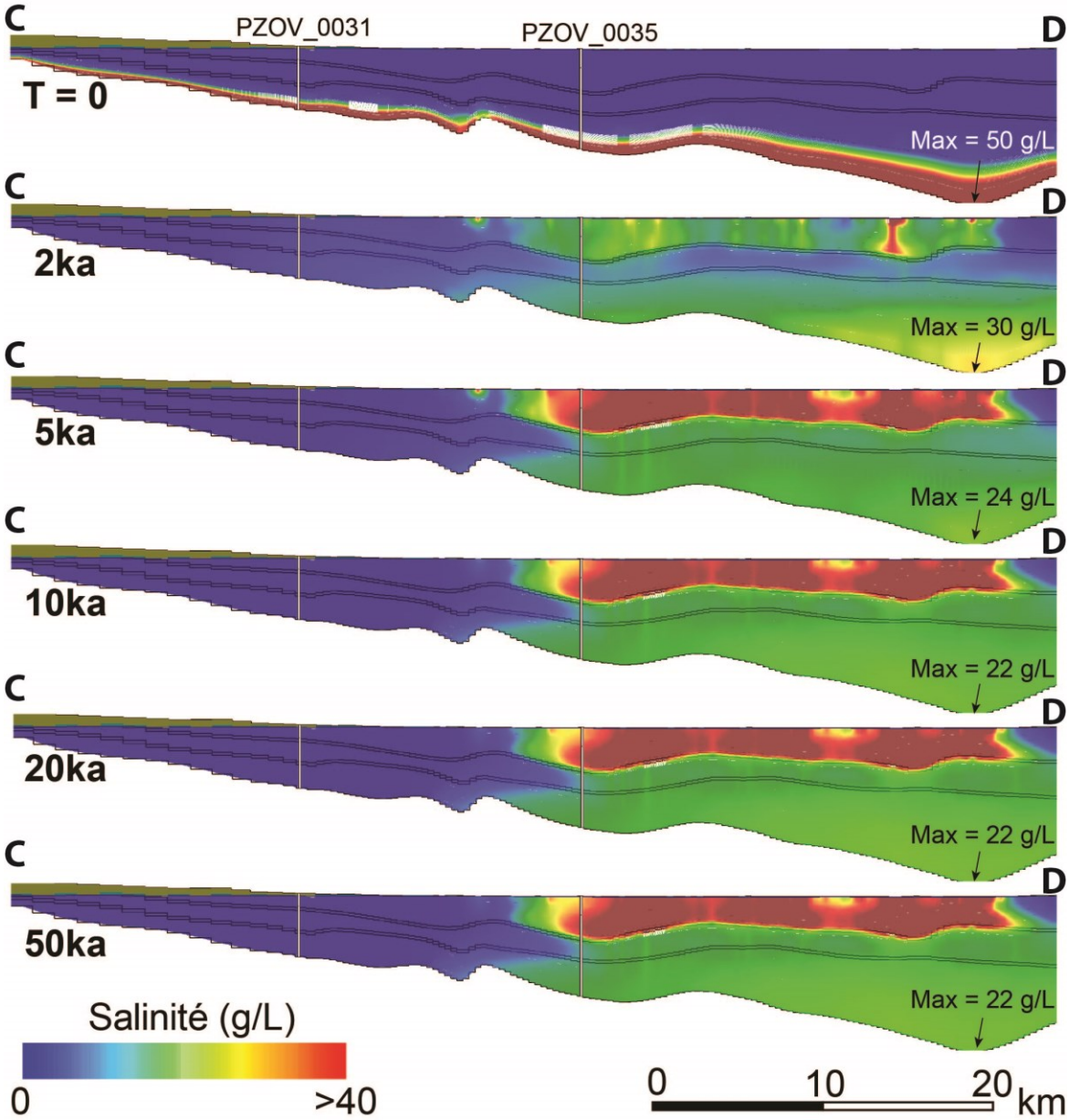

Figure V.10 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 2

(Les cellules marron sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.11. Exagération verticale x10)

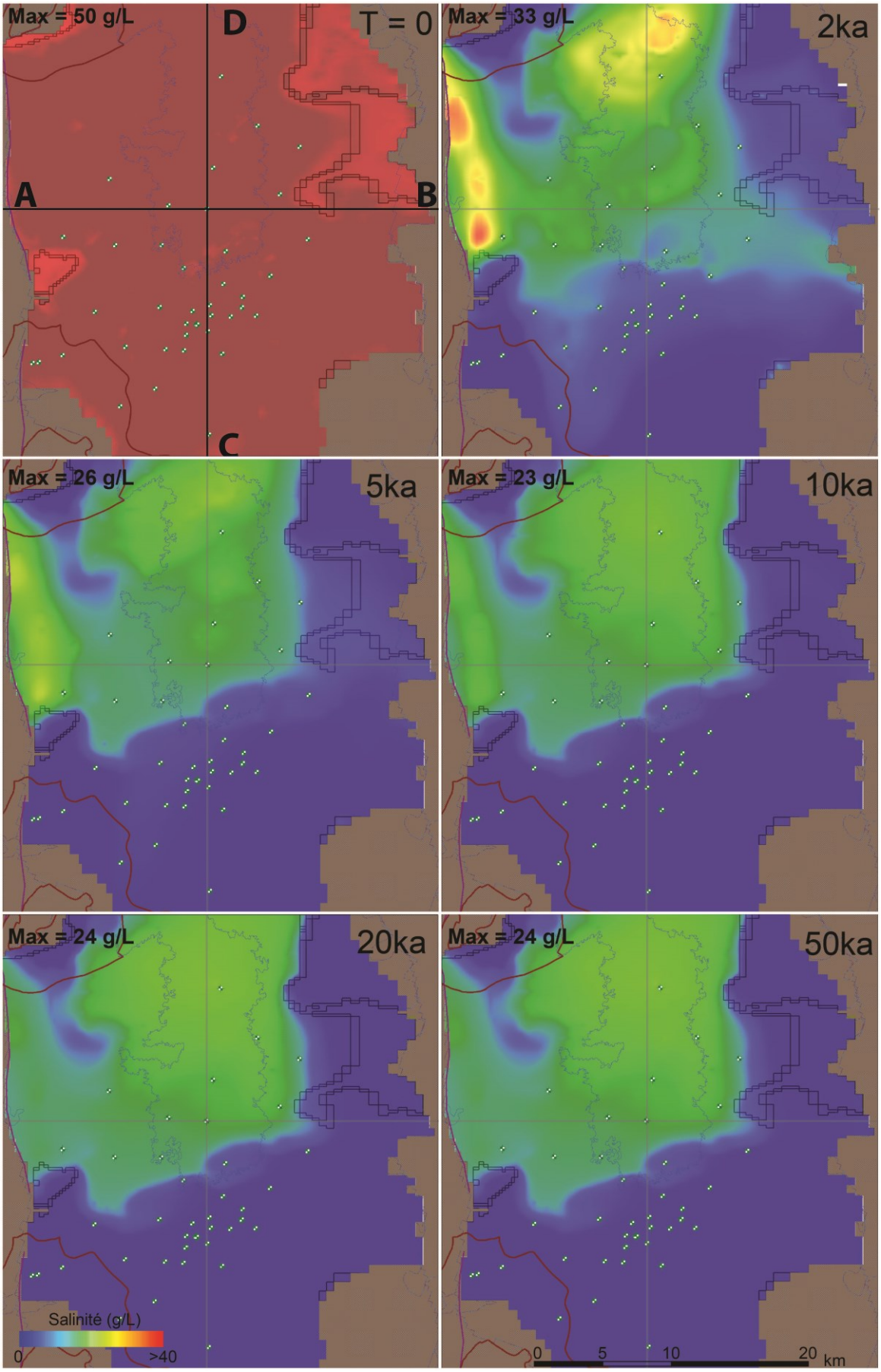

Figure V.11 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 2

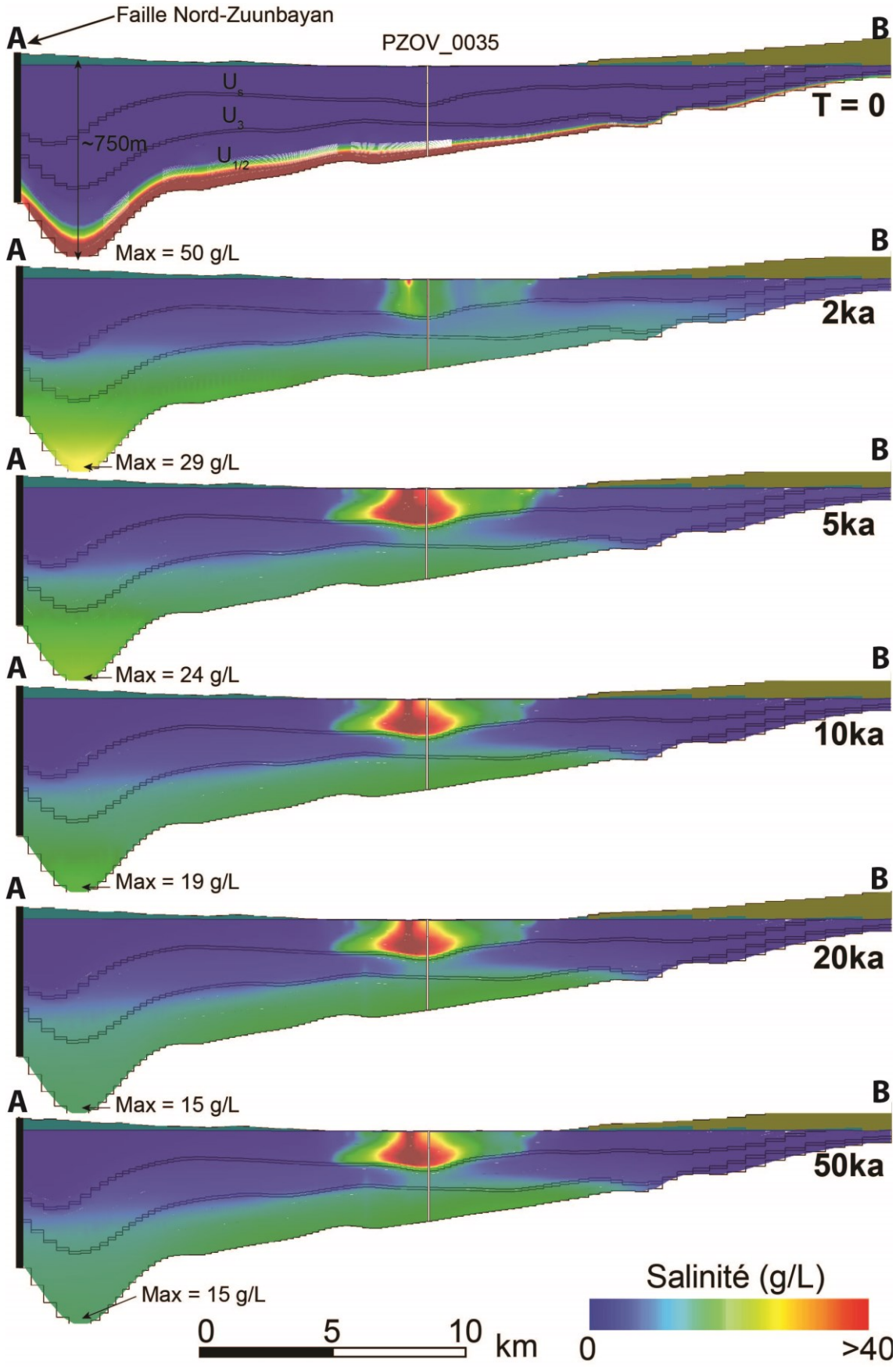

Figure V.12 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 2

(Les cellules marron sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.11. Exagération verticale x10)

V.3.3 Scénario 3 : absence d'écoulement

Le troisième scénario a pour but de simuler les conséquences d'un arrêt de l'écoulement sur la distribution de salinité. Dans ce scénario, les conditions initiales de salinité et d'écoulement sont les conditions finales du premier scénario au bout de 30 ka. Les recharges sont ensuite supprimées et l'écoulement va progressivement s'arrêter.

Les résultats (Figure V.13, Figure V.14, Figure V.15 et Figure V.16) montrent une descente des eaux salées au bout d'une dizaine de milliers d'années avec une harmonisation spatiale de la salinité sur le bassin (diffusion). Par ailleurs une stratification verticale de salinité est observable avec, au bout de 30 ka, des eaux en surface ne dépassant pas les 3 g/L et des eaux en profondeur pouvant atteindre 12 g/L.

Ce scénario permettrait donc de justifier la distribution de salinité observée, en imaginant une reprise du régime hydraulique actuel sur la situation présentée à la fin du scenario 3. En revanche, cette reprise, qui a également été simulée, mobiliserait rapidement la salinité accumulée vers les zones d'évaporation (voir Figure V.13, Figure V.14, Figure V.15 et Figure V.16 aux pas de temps 30, 31 et 32 ka). Au bout d'un millier d'années, des salinités très élevées seraient alors déjà présentes dans la nappe superficielle.

Par ailleurs la question de l'arrêt - et de la reprise - des écoulements reste à expliquer. Plusieurs hypothèses sont discutées ci-dessous:

- *L'absence de précipitation en milieu très aride*. Les conditions actuelles sont déjà semi-aride/aride et il est difficile d'envisager des conditions encore plus arides qui s'étendraient sur une dizaine de milliers d'années. Cette hypothèse est donc peu envisageable.
- *Le recouvrement du bassin par une formation peu perméable aujourd'hui disparue*. Si le bassin est recouvert d'une formation peu perméable, les infiltrations sont effectivement nulles. Cependant, l'hypothèse de l'arrêt des écoulements pour expliquer l'origine des eaux salées profondes nécessite initialement des eaux salées par évaporation dans la nappe supérieure. Cette formation peu perméable, qui pourrait correspondre à la partie supérieure du Bayanshiree, du Baruungoyot voir éventuellement du Néogène que l'on retrouve ponctuellement sur le bassin, ne permet justement pas une telle accumulation d'eau salée en surface puisque les écoulements auraient été arrêtés. Seule une accumulation d'eau salée antérieure au dépôt de cette couche imperméable est envisageable. Ces eaux seraient alors très anciennes, et seul un récent mélange avec des eaux plus jeunes pourrait expliquer les datations radiocarbones obtenues dans le chapitre III. Une autre possibilité est la présence d'évaporites disséminées qui se seraient accumulés dans les sédiments avant le dépôt de cette couche peu perméable. Ces dernières, en l'absence d'écoulement, se seraient maintenues jusqu'à l'érosion de cette couche. Ensuite, les écoulements, en se remettant progressivement en place, auraient

conduits à la dissolution de ces sels puis à la migration d'eaux salées denses dans le fond du bassin. De tels dépôts évaporitiques sont envisageables puisque :

- d'une part des dépôts similaires se forment actuellement au sein de la playa de Tsagaan Els, et des vestiges sont encore présents sur le sous-bassin d'Unegt où du gypse a été trouvé (section IV.3) et,
- d'autre part, de nombreux dépôts évaporitiques se sont formés durant l'Éocène à travers l'ensemble de la Chine, et plus particulièrement au Miocène pour ce qui concerne le nord-ouest de ce pays, proche de la Mongolie (Figure I.5).

▪ *La présence d'un pergélisol*. Si la couche superficielle du sol est gelée, toute infiltration est impossible. Le Pléistocène est une période humide et froide (annexe 1). Lors du dernier maximum glaciaire (~-21 ka), les limites du pergélisol s'étendaient au moins partiellement jusqu'en bordure du bassin de Tsagaan Els, (Liu et Jiang, 2016 ; Saito et al., 2014). Des traces de pergélisol ont été trouvées à plusieurs centaines de kilomètres à l'ouest du bassin de Tsagaan Els dans des zones où l'altitude dépasse les 1 200 m (Owen et al., 1998). Ce type de sol se serait formé entre -22 et -15 ka et puis se serait dégradé par la suite vers la fin du Pléistocène (-13 – -10 ka). Cependant aucune trace révélatrice de pergélisol n'a été trouvée jusqu'à présent dans notre bassin, ce qui laisse penser que les conditions climatiques y sont restées assez similaires à l'actuel : une alternance saisonnière de gel et de dégel avec seulement des périodes de gel plus conséquentes lors de cette épisode glaciaire. Ces conditions ne semblent donc pas justifier l'absence d'écoulement souterrain pendant plusieurs milliers d'années.

▪ *La présence d'un lac sur une grande partie du bassin*. Un lac, d'un point de vue hydrogéologique, imposerait un potentiel constant sur l'ensemble de la dépression de Tsagaan Els et pourrait supprimer, non pas la totalité des écoulements comme les hypothèses que nous venons d'envisager, mais seulement les écoulements sous-jacents au lac. Dans un contexte plus humide que l'actuel, la formation d'un lac serait envisageable d'autant que la dépression de Tsagaan Els est la zone la plus basse de tout le désert de Gobi.

Toutes ces hypothèses semblent peu probables à l'exception de la dernière qui fera l'objet du scénario 4 dans lequel la présence d'un lac est simulée.

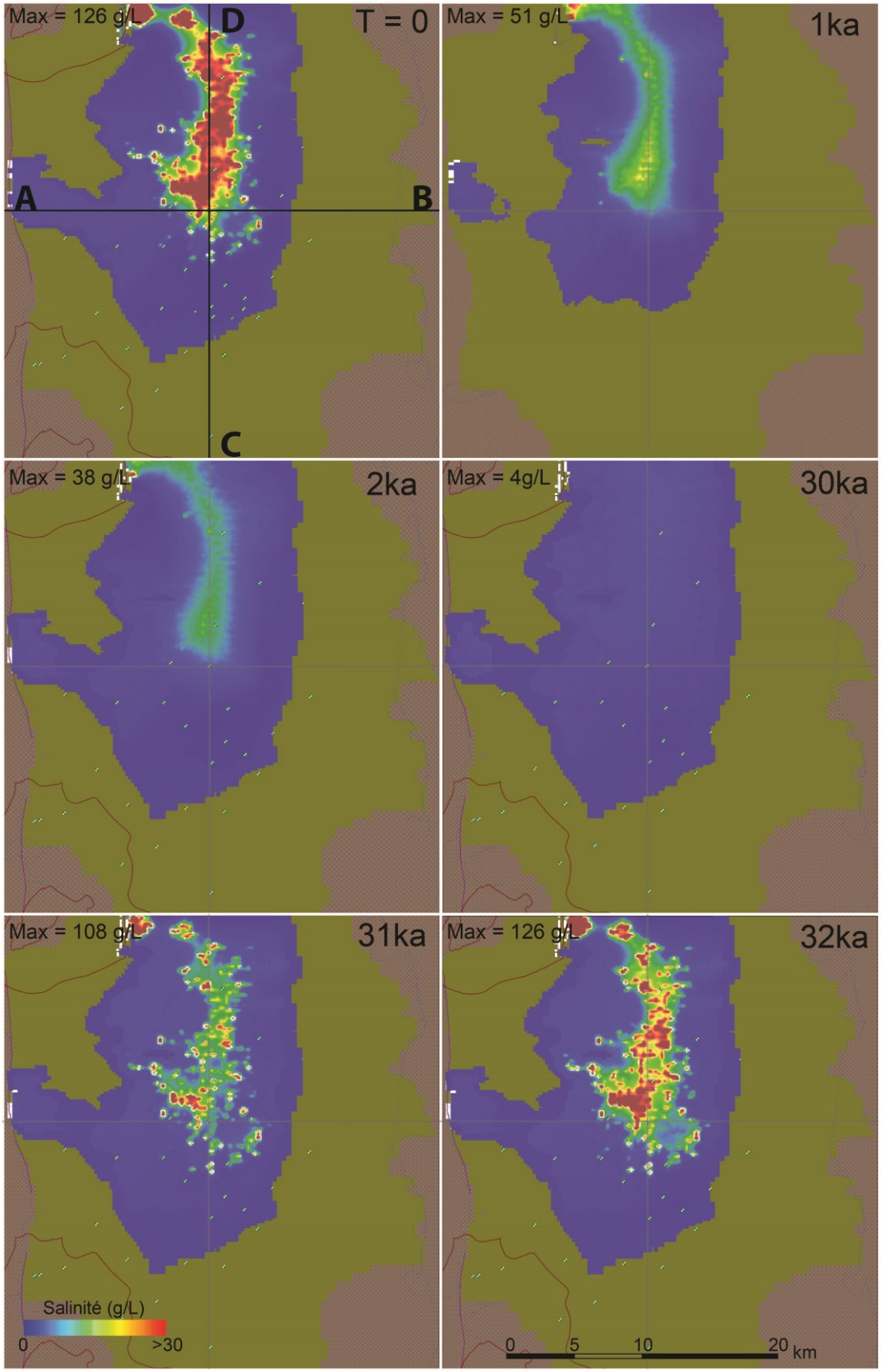

Figure V.13 : Vue en plan de la couche superficielle – Scénario 3

(Les cellules marron sont des cellules sèches. À partir de 30 ka, les écoulements reprennent comme dans le scénario 1)

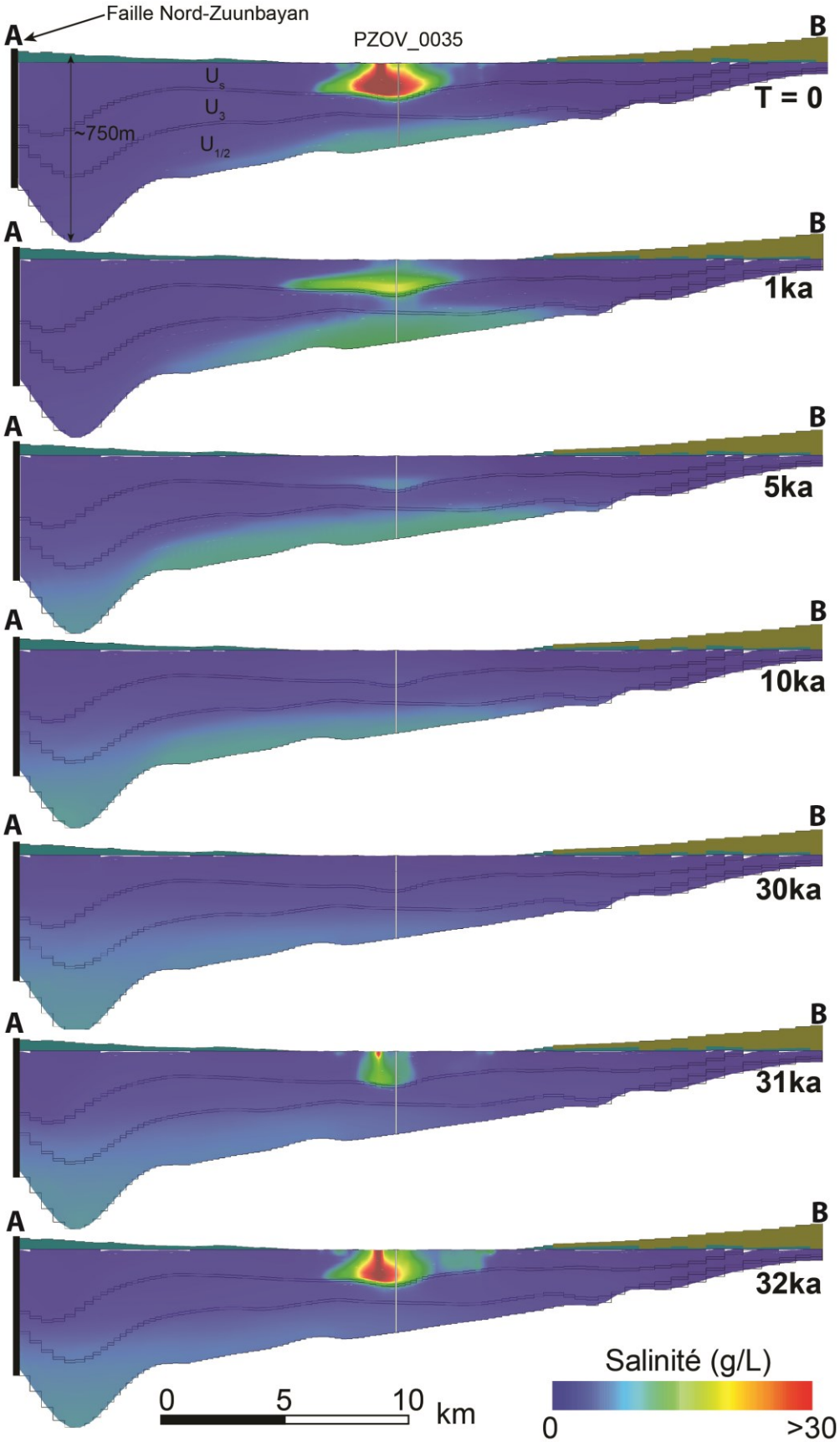

Figure V.14 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 3

(Les cellules marron sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.13. À partir de 30 ka, les écoulements reprennent comme dans le scénario 1)

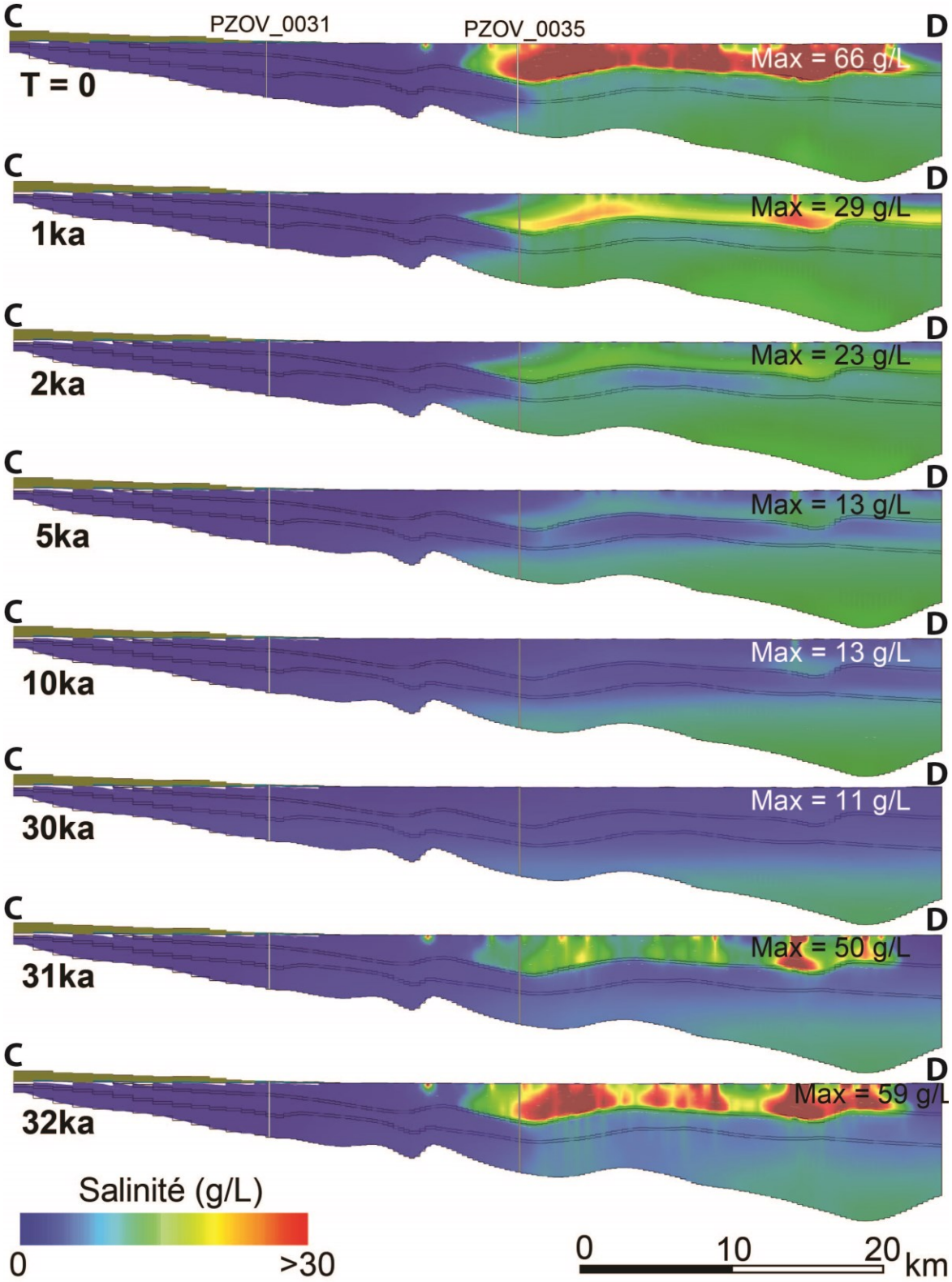

Figure V.15 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 3

(Les cellules marron sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.13 À partir de 30 ka, les écoulements reprennent comme dans le scénario 1)

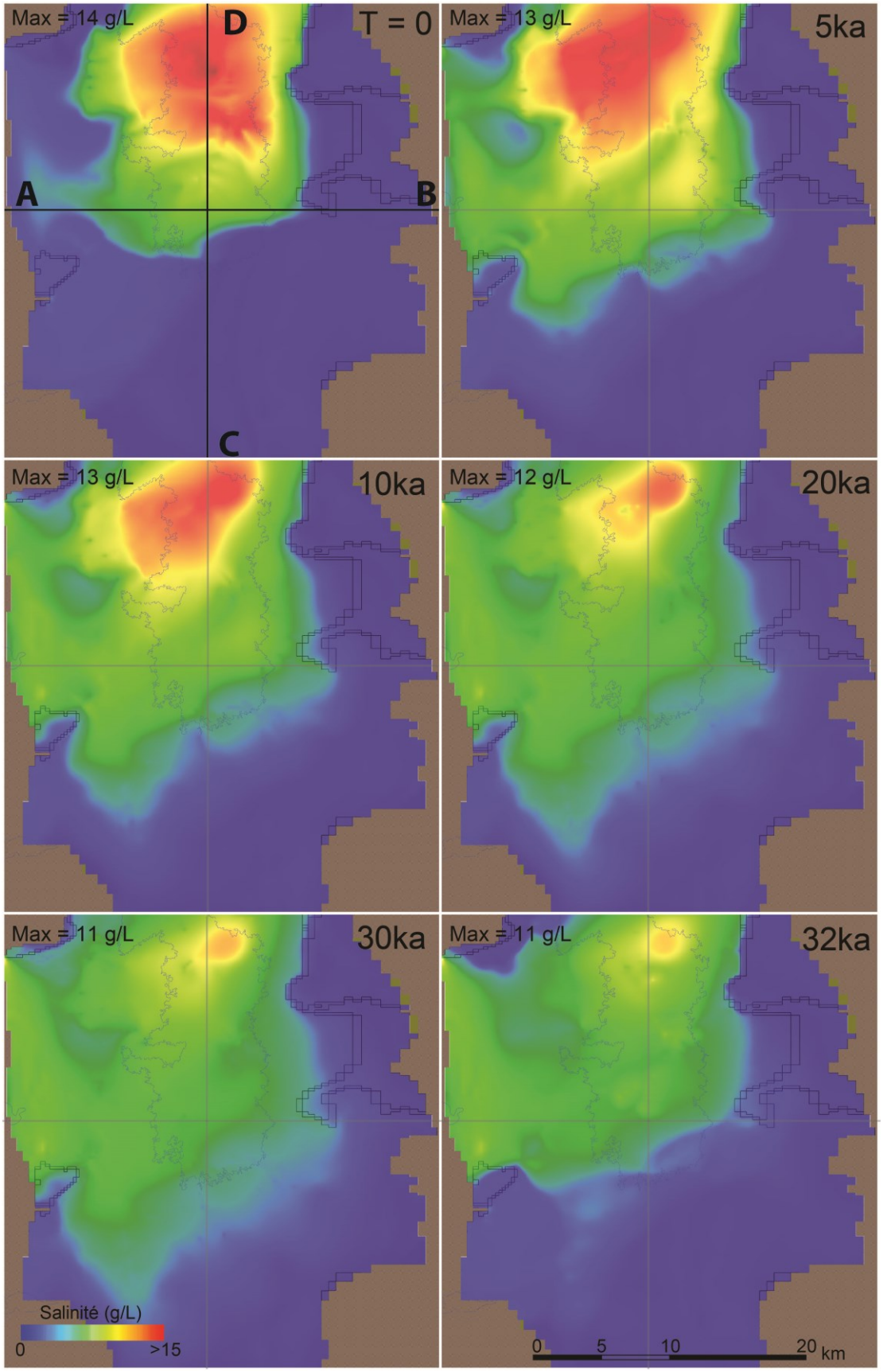

Figure V.16 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 3

(À partir de 30 ka, les écoulements reprennent comme dans le scénario 1. Attention, l'échelle de salinité est différente que pour les figures précédentes)

V.3.4 Scénario 4 : Présence d'un lac

L'objectif de ce scénario est de simuler la présence d'un lac au sein de la dépression de Tsagaan Els afin de voir si ces conditions permettent l'accumulation d'eau salée dans les zones profondes du bassin.

Pour ce faire, un potentiel choisi arbitrairement à 720 m est imposé sur l'ensemble des cellules de la couche supérieure du modèle dont l'élévation est inférieure ou égale à cette valeur. Fixer un tel potentiel conduit à des flux d'eau entrants mais aussi des flux d'eau sortants qui évacuent de façon non réaliste les eaux salées du bassin. Pour simuler la salinisation de la nappe en surface, il est alors nécessaire d'imposer une concentration, 10 g/L, au fond de l'aquifère du K2Bs, sans quoi l'ensemble des eaux salées de cette nappe serait évacué via les conditions de potentiels imposés. La recharge est affectée d'une salinité nulle et les conditions initiales sont identiques à celles du scénario 3, c'est-à-dire, une nappe salée comme observée après 30 ka de fonctionnement du scénario 1.

Les résultats de ce scénario sont présentés Figure V.18, Figure V.19 et Figure V.20. Les eaux salées de la nappe superficielle se retrouvent rapidement dans un régime permanent du fait des conditions aux limites imposées. Quant aux eaux salées initialement présentes au sein de la nappe inférieure, elles se stratifient dans le fond du bassin au bout de 5/10 ka de la même façon que pour le scénario 3. **Ces résultats montrent que la présence d'un lac favorise la stratification des eaux salées par rapport au régime d'écoulement actuel.**

Cette stratification se développe du fait que les vitesses d'écoulements ascendantes au centre du bassin, du K2Ss2 vers le K2Bs, sont moins importantes que pour le régime actuel. Deux raisons permettent d'expliquer cette diminution de la vitesse verticale :

- D'une part, le lac recouvre une partie du K2Ss2 affleurant ce qui permet d'évacuer plus d'eau directement sur ces bordures sans nécessité de transfert par l'aquifère du K2Bs. L'aquifère du K2Ss2 affleure au nord, près de la ville de Zuunbayan à un niveau de 710 m et au sud-ouest près de la source de Baruun Bayan autour de 725/730 m.
- D'autre part, la présence d'un lac offre aux eaux de la nappe inférieure du K2Ss2 une surface plus étendue pour remonter dans l'aquifère du K2Bs qui présente alors un potentiel bas. Dans le régime actuel (scénario 1), la topographie et l'évaporation de subsurface génèrent des hétérogénéités de potentiel et de salinité qui peuvent contraindre davantage les flux ascendants.

Ce type de simulation ne permet pas toutefois de distinguer la part de la salinité qui résulte des concentrations imposées de celle qui correspond à la redistribution des concentrations initiales. La quantité de sel présente dans l'ensemble du modèle diminue tout au long de la simulation (Figure V.17) soulignant que les flux d'eau salée ascendants dominent par rapport aux flux densitaires descendants. Ce scénario ne permet donc pas d'affirmer que la présence d'un lac à lui seul puisse engendrer une stratification des eaux mais

simplement qu'il engendre un régime d'écoulement favorable à la conservation d'une stratification.

En outre, ce scénario se base sur plusieurs valeurs arbitraires : la concentration imposée et le potentiel imposé, c'est-à-dire, la hauteur du lac. La sensibilité de ces deux paramètres n'a pas été testée mais influe nécessairement sur la conclusion de ce scénario. D'autre part, la présence d'un lac au centre du bassin implique des conditions climatiques plus humides et donc des taux de recharge plus important que l'actuel. L'augmentation de la recharge engendrerait alors des flux plus importants qui pourraient invalider la conclusion de cette simulation. L'hypothèse d'un paléo-lac reste donc envisageable mais des études/simulations complémentaires sont nécessaires pour vérifier l'impact de l'ensemble de ces paramètres.

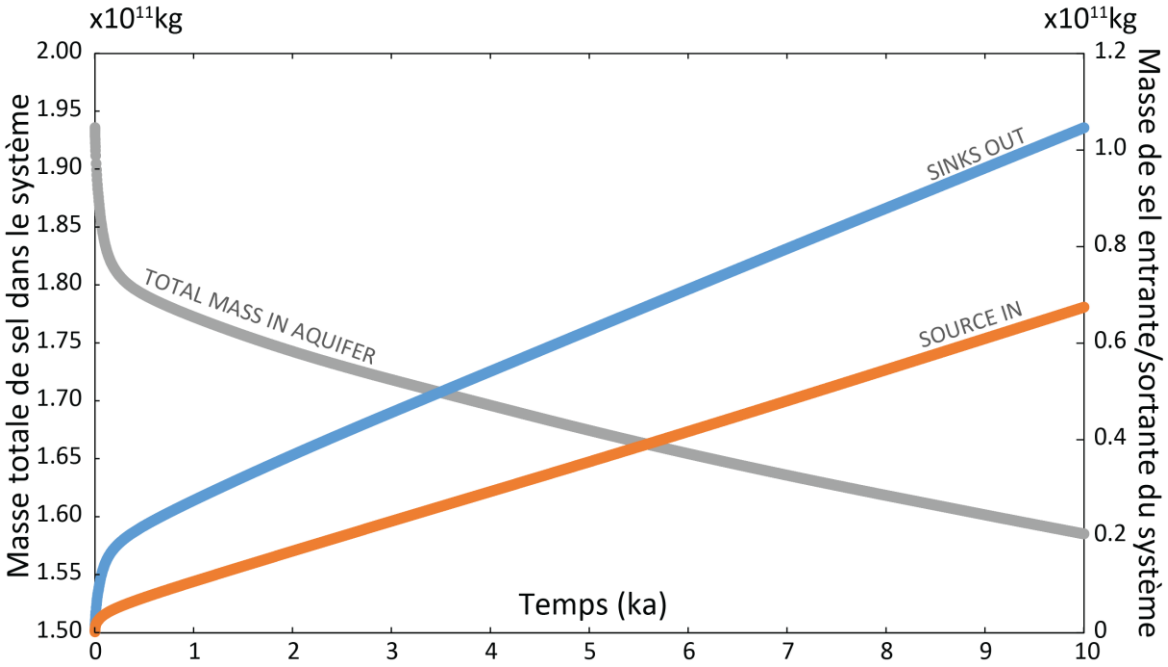

Figure V.17 : Bilan de masse – Scénario 4

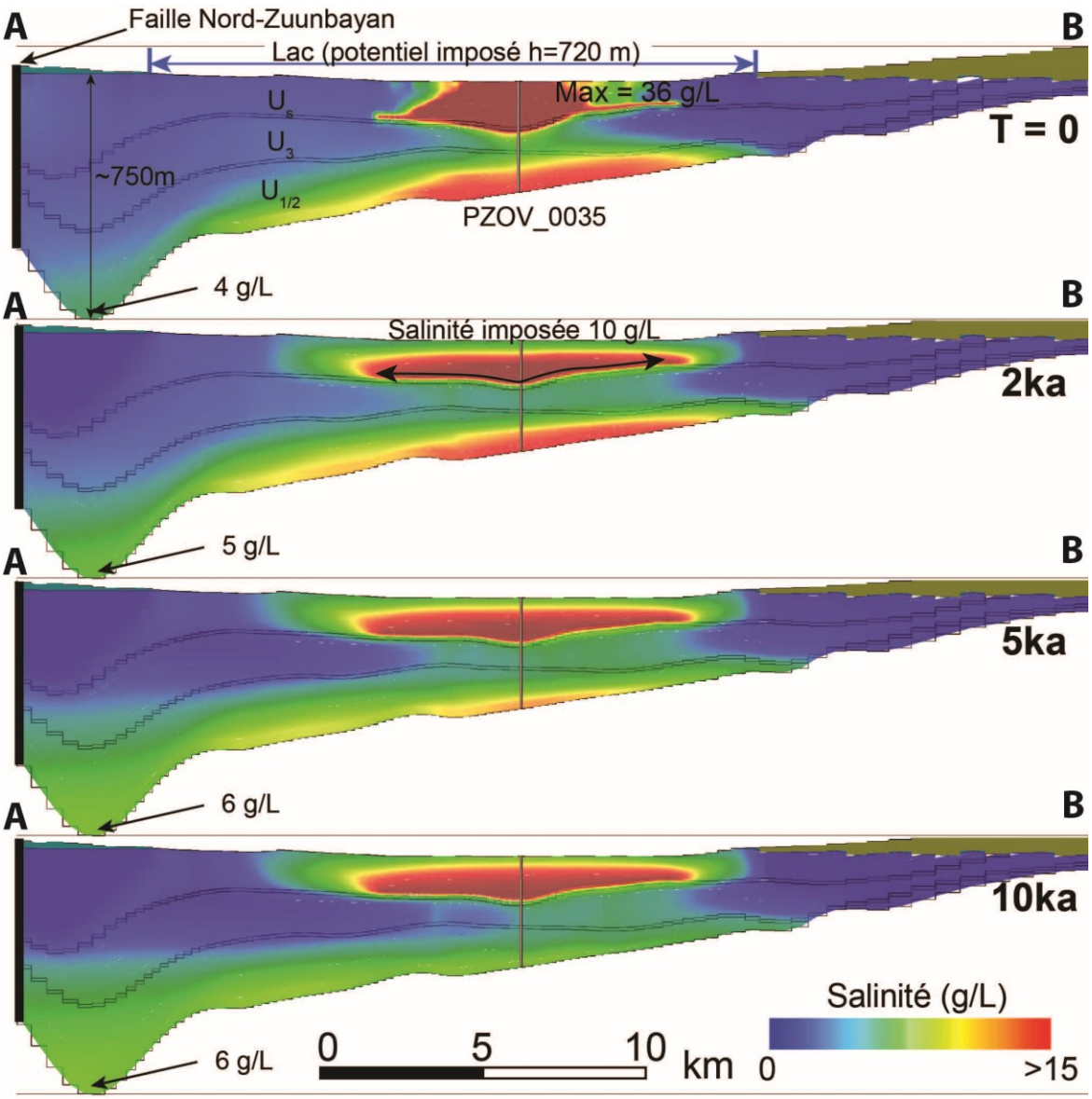

Figure V.18 : Vue en coupe NO-SE – Scénario 4

(Les cellules marron superficielles, à l'extrémité droite de la section en particulier, sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.20)

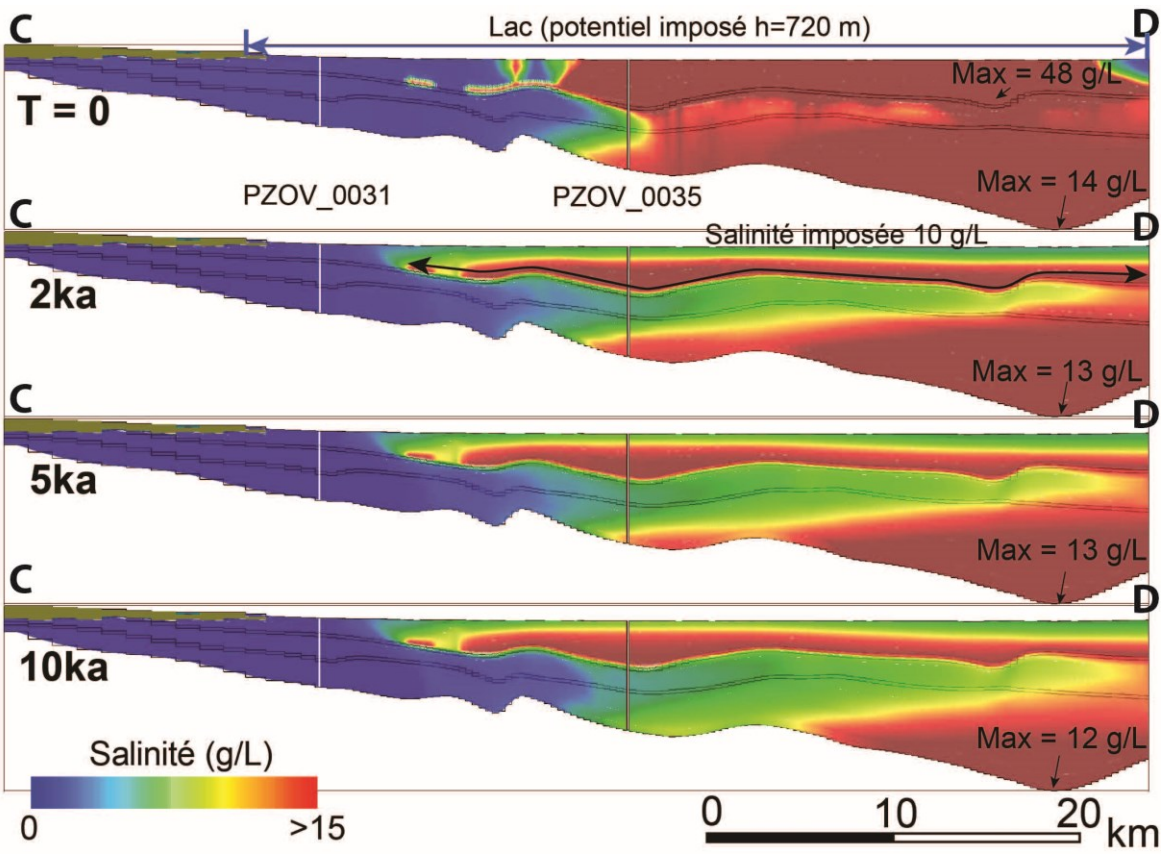

Figure V.19 : Vue en coupe SO-NE – Scénario 4

(Les cellules marron superficielles, à l'extrémité gauche de la section en particulier, sont sèches. La coupe est localisée sur la Figure V.20)

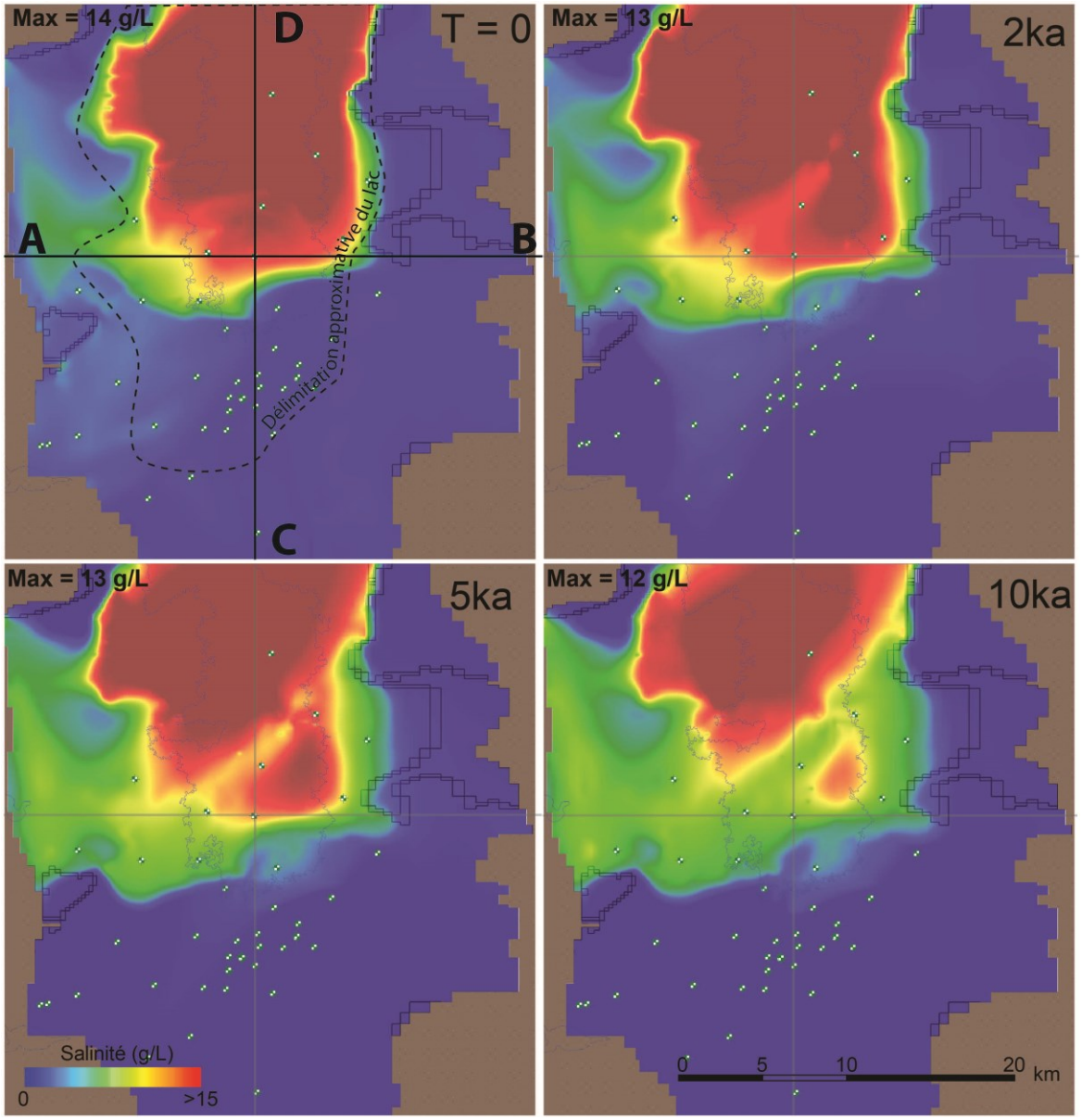

Figure V.20 : Vue en plan de la couche profonde – Scénario 3

V.3.5 Synthèse des différents scénarios

Les conditions des simulations réalisées à partir de ce modèle sont rappelées dans le Tableau V.3, et leurs résultats résumés Figure V.21.

Le premier scénario a permis de montrer que l'évaporation est bien une source de salinisation potentielle majeure pour les eaux du bassin, à tel point que la salinité de la nappe supérieure au centre de la dépression atteint des concentrations très élevées au bout de seulement ~7 ka. La précision de cette valeur est discutable puisque l'analyse de sensibilité du modèle n'a pas été réalisée, les calculs étant trop chronophages. Néanmoins, les bilans de masses en sels du modèle sont corrects et la valeur donnée est donc du bon ordre de grandeur. Ceci suggère donc que les écoulements du bassin tels qu'ils existent actuellement ne se sont mis en place que « récemment » (<~20 ka), et/ou qu'une partie notable des sels formés en surface a pu être évacuée par déflation pour maintenir une moindre salinité.

Par ailleurs, le régime d'écoulement actuel simulé dans le scénario 1 ne permet pas l'accumulation d'eaux salées en profondeur actuellement observée. Elle pourrait donc résulter soit de la présence d'une connexion avec un aquifère profond salé non-identifié à ce jour, soit d'un arrêt des écoulements pendant plusieurs milliers d'années, ou soit, moins probable, de la dissolution d'évaporites disséminées dans le fond du bassin. La première idée a déjà été évoquée dans le chapitre IV et la seconde rejoint celle évoquée dans le scénario 1 concernant la mise en place récente des écoulements actuels. Cette hypothèse, testée dans le scénario 3, permet de reproduire la stratification des salinités observée actuellement mais l'origine d'un tel évènement reste mal cernée. Plusieurs hypothèses ont été envisagées :

- Les conditions paléoclimatiques n'indiquent pas d'évènement aride assez long pour que la stratification ait le temps de s'inverser. De même, la présence d'un pergélisol durant la dernière période glaciaire paraît très improbable dans cette zone.
- Le recouvrement du bassin par une formation peu perméable est envisageable mais nécessite la formation/conservation d'évaporites disséminées avant/après le dépôt de cette couche peu perméable.
- La présence d'un lac pourrait favoriser les écoulements gravitaires au détriment des écoulements ascendants comme l'a montré la simulation du scénario 4 (section V.3.4). Une étude plus détaillée reste néanmoins nécessaire pour confirmer la validité de cette hypothèse qui dépend de plusieurs paramètres.

Tableau V.3 : Présentation des différents scénarios testés

Paramètres	Scénario 1	Scénario 2	Scénario 3	Scénario 4
Salinité initiale	Nulle	Nulle sauf pour la couche la plus profonde du modèle (50 g/L)	Identique à la fin de la simulation du scénario 1	Identique à la fin de la simulation du scénario 1
Salinité de la recharge	0,5 g/L	Nulle	0,5 g/L	Nulle
Salinité de la recharge au niveau des sources	2 g/L	Nulle	2 g/L	Nulle
Salinité imposée	Non	Non	Non	10 g/L à la base du K2Bs sur toute l'emprise du lac
Régime hydrogéologique	Actuel	Actuel	Plus aucune recharge	Actuel mais avec un lac à une altitude de 720 m
Temps de simulation	30 ka	50 ka	30 ka	10 ka

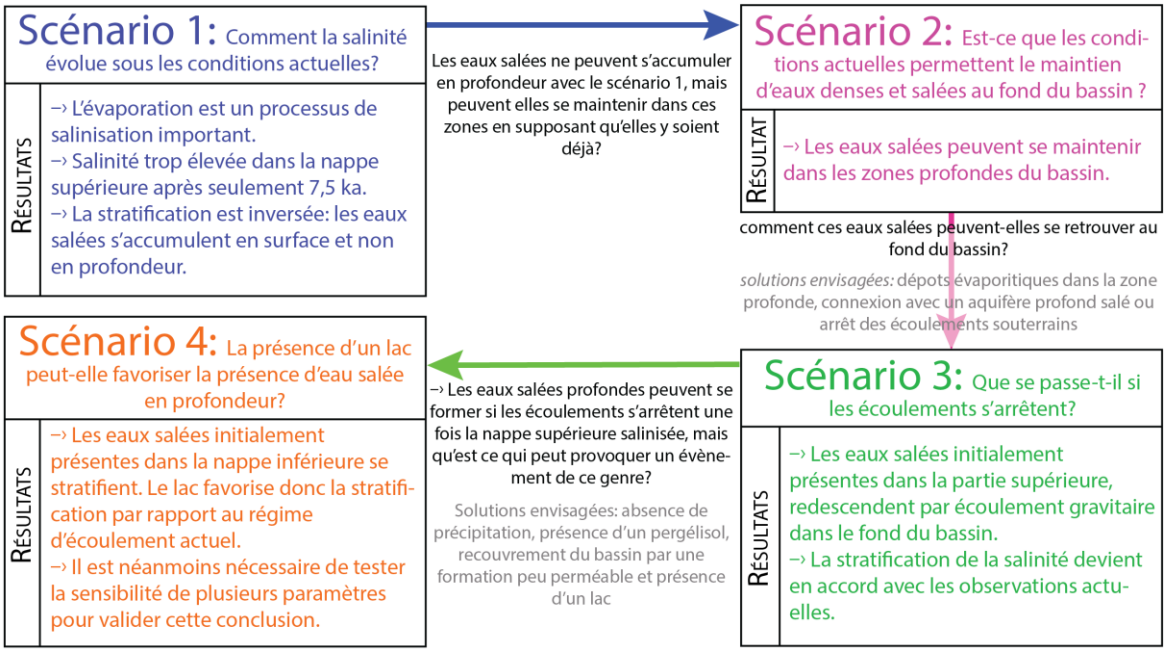

Figure V.21 : Récapitulatifs des scénarios implémentés et leurs principales conclusions

(Les conditions aux limites et conditions initiales sont données dans le Tableau V.3)

V.4 Conclusion sur la stabilité et l'origine du système

Ce chapitre a permis d'apporter des éléments de réponse quant à l'origine de la salinité et la paléohydrogéologie du bassin.

Dans un premier temps, les simulations du modèle régional effectuées en régime transitoire ont montré que le bassin réagit rapidement au changement climatique. Ces informations confirment que les écoulements observés actuellement ne sont pas influencés de façon perceptible par le paléoclimat et que les recharges estimées dans le chapitre II sont correctes. Par ailleurs, on a pu montrer que si des conditions de recharge dix fois plus élevée qu'aujourd'hui ont existé dans le passé, elles ont dû activer de nouveaux exutoires dans le centre du sous-bassin d'Unegt, précisément dans des zones reconnues comme pouvant correspondre à d'anciennes playas.

Dans un second temps, l'utilisation d'un modèle local 3D centré sur la dépression de Zuunbayan et prenant en compte les écoulements densitaires a permis de montrer que :

- L'évaporation est un processus de salinisation des eaux important sur le long terme. Cette conclusion soutient l'hypothèse qui avait été émise dans le précédent chapitre : dans le cas d'une évaporation de subsurface, l'influence de l'évaporation sur la composition isotopique de l'eau est négligeable.
- La rapide salinisation de l'aquifère supérieur simulée dans le centre du bassin suggère que la mise en place du régime d'écoulement actuel est relativement récente : elle a dû résulter d'un événement survenu vers la fin du Pléistocène ou le début de l'Holocène mais la nature de cet évènement reste à déterminer. On considère en outre qu'une partie des sels précipités au centre de la dépression peut être actuellement évacuée par déflation pour limiter la salinité de la nappe superficielle du K2Bs.
- Le régime d'écoulement/évaporation actuel ne peut engendrer une accumulation d'eau salée profonde sans saliniser en même temps de façon importante l'ensemble des eaux du K2Bs. La distribution actuelle de la salinité, et en particulier l'existence d'une masse d'eau profonde dense et salée pourrait finalement provenir soit d'une connexion avec un aquifère hypothétique plus profond et salé, soit plus probablement d'une période d'arrêt quasi-complet des écoulements suffisamment longue pour permettre aux eaux salées en surface de descendre par gravité dans le fond du bassin. L'origine de cet arrêt reste hypothétique, mais il semble avoir pris fin avec l'événement précédemment évoqué de la fin du Pléistocène.

La situation actuelle du système hydrogéologique et la distribution des salinités paraissent donc finalement transitoires. Elles sont héritées de l'histoire du bassin et de sa relative instabilité qui se manifeste aussi par des formes d'érosion récentes et des traits morphologiques et structuraux originaux dont l'étude débute actuellement. Les résultats

attendus devraient donc nous éclairer sur l'évolution morpho-structurale du bassin et certainement sur l'histoire relativement complexe de ce système hydrogéologique.

Conclusions et perspectives

Dans l'optique de mieux comprendre le bassin crétacé de Tsagaan Els dans lequel des ressources en uranium potentiellement exploitables ont été découvertes, le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique de ce bassin a été étudié.

Ce travail visait en premier lieu à définir le contexte hydrogéologique régional qui est un prérequis indispensable pour le développement de futurs modèles d'écoulement locaux présentant des objectifs ciblés comme celui développé dans le chapitre V, ou aptes à supporter par exemple de futures études d'impact prévisionnel nécessaires au développement de l'activité économique.

L'aspect hydrochimique de cette thèse a porté sur la datation des eaux et au-delà sur l'étude de la salinité des eaux souterraines, son origine, sa distribution et sa stabilité. La salinité est une problématique majeure vis-à-vis de la potabilité de l'eau mais elle constitue aussi, comme il a été montré dans cette thèse, un moyen de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique du bassin. Ces travaux se sont appuyés sur une importante base de données hydrochimique préexistante qui a pu être complétée au fil des campagnes par de nouvelles données essentiellement isotopiques (^{14}C, $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$).

Principaux résultats

L'hydrogéologie régionale du bassin a été abordée en trois étapes : 1) conceptualisation du bassin, 2) modélisation à l'échelle régionale et 3) enseignements et implications du modèle pour le fonctionnement du système et son évolution.

1) La première phase a permis, à partir de données topographiques, géographiques et géologiques, de délimiter le bassin, de localiser ses différents exutoires et d'établir ainsi un modèle conceptuel de son fonctionnement hydrogéologique.

2) Ce modèle conceptuel a ensuite été modélisé avec Visual MODFLOW 2009™ en s'appuyant sur un modèle géologique 3D développé par AREVA. Les conductivités hydrauliques de chaque aquifère ainsi que la recharge ont été supposées homogènes sur chaque sous-bassin. Les simulations et le calage ont été réalisés en régime permanent en raison des faibles fluctuations piézométriques observées. La validité de cette approche a été testée a posteriori en montrant que l'influence du paléoclimat sur les écoulements actuels est minime. Le modèle a été calibré avec le code PEST en se basant principalement sur les niveaux piézométriques des ouvrages situés dans le centre du bassin. L'utilisation de débits de surface pour ajuster davantage le modèle n'était pas envisageable car ces données n'existent pas et sont difficiles à acquérir dans ce type de bassin. Plusieurs solutions calibrées ont donc été obtenues. Elles présentent chacune des conductivités hydrauliques en accord avec les tests de pompages, et des taux de recharge compris entre 0,6 et 3,1 mm/an, qui sont cohérents avec le climat actuel.

3) Ces différentes solutions ont été analysées pour établir un premier bilan hydrique régional quantifiant les transferts inter-bassins et les pertes par évaporation. Le modèle a ensuite permis d'estimer l'âge des eaux de chaque sous-bassin en employant l'approche proposée par Goode (1996). En moyenne, sur le sous-bassin d'Unegt, l'âge des eaux se situe entre 19 ka et 108 ka selon la solution calibrée utilisée. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, cet âge est compris entre 5 et 27 ka. Ces variations, résultant des différentes solutions calibrées, reflètent l'incertitude liée à la connaissance de la recharge et des paramètres hydrodynamiques des aquifères. En déterminant d'une seconde manière l'âge des eaux, il est théoriquement possible de limiter le nombre de solutions calibrées envisageables. Les teneurs en ^{14}C ont donc été mesurées sur 17 ouvrages, 14 sur le sous-bassin de Zuunbayan et 3 sur celui d'Unegt. Ces échantillons présentaient des activités allant de 1,4 à 23,6 pmC correspondant à des âges allant de 1 ka à plus de 25 ka. Sur le sous-bassin de Zuunbayan, la comparaison de ces résultats avec les âges numériques a permis de montrer que les solutions calibrées présentant de fortes recharges étaient plus probables que celles en présentant de plus faibles. Cette méthode de calibration n'est pas suffisante pour ajuster, à elle seule, un modèle régional mais permet a posteriori, et sous certaines hypothèses, de contraindre davantage le modèle.

Différentes études ont ensuite été menées successivement pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : concentrations en éléments majeurs, ratio Cl/Br puis teneurs en isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$).

La dissolution d'évaporites superficielles composées de gypse, halite et de thénardite, est alors apparue comme le principal processus de salinisation des nappes. Malgré les importantes quantités d'eau évaporées annuellement, les variations des isotopes stables de l'eau qui sont sensibles à l'évaporation sont toutefois trop faibles pour expliquer les salinités observées (entre -11,9 ‰ et -8,7 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -100,4 ‰ et -86,9 ‰ pour $\delta^{2}H$, analysés

sur 33 ouvrages). Cette conclusion s'étend aux ouvrages situés dans la playa terminale du bassin et semblent donc suggérer que, dans le cas d'une évaporation de subsurface telle qu'observée au sein de cette dépression, la signature isotopique de l'eau souterraine (δ^2H et $\delta^{18}O$) est largement insensible à ce processus. Mais l'évaporation a aussi un impact *indirect* sur la salinité des eaux du bassin. Elle est en effet à l'origine de la formation des dépôts évaporitiques de surface ou de subsurface qui ont été observés en différents points du bassin, et dont la dissolution ultérieure, va contribuer *directement* à la salinisation des nappes.

Afin d'expliquer la distribution de la salinité des eaux au sein de la dépression, un modèle d'écoulement local prenant en compte effet densitaire et évaporation a été établi. Différents scénarios ont alors été testés pour comprendre l'origine et la mise en place de cette salinité. Ces simulations ont permis de mettre en évidence deux points importants :

- Sous le régime hydrogéologique actuel, la salinité des eaux de l'aquifère supérieur augmente très rapidement, au-delà des valeurs observées, en seulement quelques milliers d'années. Ces résultats suggèrent une mise en place récente des écoulements actuels à la suite d'un évènement encore inconnu survenu vers la fin du Pléistocène ou le début de l'Holocène. Néanmoins, une partie des sels précipités au centre de la dépression peut être évacuée par déflation avec pour effet de ralentir la salinisation de la nappe superficielle.
- La présence d'eau salée dans le fond du bassin ne peut être reproduite sans saliniser de façon importante l'ensemble des eaux de l'aquifère supérieur, ce qui n'est pas le cas actuellement. Cette masse d'eau salée profonde observée dans la partie centrale du bassin pourrait donc provenir d'une connexion avec un aquifère plus profond et salé, mais non-identifié, de la dissolution d'évaporites anciennes, ou bien, d'un arrêt des écoulements assez long pour permettre aux eaux salées présentes en surface de descendre par gravité dans le fond du bassin, ce qui serait plus en adéquation avec l'hypothèse évoquée ci-dessus d'un bouleversement du régime d'écoulement. Différentes hypothèses ont été avancées quant à l'origine d'un tel arrêt :
    - Les conditions paléoclimatiques (pergélisol ou période aride prolongée) ont été envisagées mais ne semblent pas réalistes.
    - La présence d'un lac favorise la stratification dans la nappe profonde mais ne permet pas une accumulation pérenne d'eau salée en profondeur. Cette hypothèse n'est toutefois pas rejetée car elle s'appuie sur une simulation dépendante de plusieurs paramètres dont l'influence n'a pas été analysée.
    - Le recouvrement du bassin par une formation peu perméable est une hypothèse qui reste envisageable. L'étude de l'évolution géomorphologique et structurale du bassin qui fait actuellement l'objet d'une thèse permettra d'apporter de nouvelles pistes de réflexion sur cet éventuel évènement.

Perspectives

Plusieurs orientations sont proposées dans les sections suivantes pour celles et ceux qui souhaiteraient améliorer ou compléter les résultats et conclusions obtenues dans cette thèse, et en envisager les applications.

Sur le fonctionnement hydrogéologique

À défaut de données disponibles et de plus de temps pour les acquérir, le modèle régional développé dans le chapitre II suppose, une recharge uniforme sur l'ensemble du bassin. Il serait intéressant de raffiner cette partie du modèle en effectuant des mesures ponctuelles du taux de recharge sur les différents types de sols rencontrés sur le bassin et notamment au sein des oueds et des playas dites de recharge dans le centre du sous-bassin d'Unegt. Ce type d'étude a déjà été réalisé dans des environnements similaires en analysant des profils de la zone non-saturée et en effectuant des bilans de masse en chlore (Gates et al., 2008 ; Ma et al., 2009, 2008). Une telle étude permettrait, en outre, de fixer ce paramètre lors de la calibration du modèle et de contraindre davantage les conductivités hydrauliques régionales.

Pour des raisons similaires, la recharge de piedmont n'a pas été prise en compte dans le modèle régional. L'implémentation de ce processus dans le modèle n'est pas difficile mais réclame des études supplémentaires pour le quantifier. Ces dernières nécessiteraient l'installation de piézomètres en bordure de bassin (Carling et al., 2012). La bordure nord-ouest du sous-bassin d'Unegt est une zone à privilégier au vu de ses reliefs montagneux.

Les mesures de niveaux des ouvrages hydrogéologiques sont bruitées par les effets de la pression atmosphérique. L'installation de dataloggers sur quelques un d'entre eux sur une période d'un an ou plus, permettrait de mieux comprendre le lien qui existe entre variation piézométrique, période de gel et précipitation. Par ailleurs, la dépression centrale du sous-bassin de Zuunbayan est un point clé de l'hydrogéologie du bassin. Dans cette zone, l'ensemble des flux converge vers la nappe phréatique ce qui devrait donc exacerber les variations piézométriques par rapport au reste du bassin. Installer des piézomètres peu profonds, entre 10 et 20 mètres, éventuellement en flûte de pan, permettrait certainement de mieux comprendre la dynamique du bassin vis-à-vis de l'alternance entre les différentes périodes de recharges et d'évaporation.

Sur le fonctionnement hydrochimique

L'évaporation de subsurface n'aurait que peu d'influence sur les teneurs en isotopes stables de l'eau de la nappe phréatique (chapitres IV et V). Pour vérifier ce résultat, une étude locale dans la playa terminale est nécessaire. Plusieurs profils verticaux où l'eau interstitielle de la zone non-saturée serait étudiée ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, Cl^-, Br^-, salinité) pourraient être réalisés. Des

analyses chimiques similaires et régulières sur des piézomètres peu profonds permettraient en outre d'observer ce phénomène de façon intégrée à travers les eaux de la nappe phréatique et de faire le lien entre l'origine de la salinité et les flux évaporatoires ou de recharges.

Différents sels trouvés en surface ont pu être analysés par DRX. Ces analyses restent très localisées et les sels doivent être visibles. Une autre méthode consisterait à prélever des échantillons de sols et à les lixivier avec une eau équivalente à l'eau de pluie. La salinité et le chimisme du lixiviat donneraient des informations sur la quantité et la composition des sels présents. En appliquant un même protocole sur des échantillons prélevés sur l'ensemble du bassin, les sols salés pourraient être cartographiés. Il serait ensuite intéressant de corréler leurs positions avec les zones humides du bassin où se forment la majorité des dépôts évaporitiques de surface : playas, lacs temporaires et sources, et avec les vents dominants du bassin. Cette étude permettrait de faciliter la recherche d'eau souterraine potable qui est souvent confrontée à des salinités trop élevées.

Sur la datation radiocarbone

Les datations radiocarbones pourraient être raffinées en estimant ponctuellement à plusieurs endroits du bassin les valeurs de $\delta^{13}C_{CO2(g)}$ présent dans le sol. Ces résultats permettraient de limiter la plage de variation de ce paramètre sensible, estimé jusqu'alors par une analyse bibliographique.

Applications

Pour la ressource en eau et l'activité agro-pastorale

La région du Dornogobi est caractérisée par l'aridité du climat, la limitation de la ressource en eau, et sa minéralisation élevée. La construction et la validation d'un modèle hydrogéologique régional constituent un outil essentiel pour évaluer précisément cette ressource et la localiser.

Les eaux les plus jeunes sont généralement moins minéralisées que les eaux anciennes. Sur ce principe, les cartes d'âge des eaux réalisées peuvent constituer une étape de *filtrage préliminaire* à grande échelle pour localiser les zones à salinité modérée propres à l'élevage ou à l'alimentation humaine.

Les zones d'alimentation de la nappe sont donc des cibles favorables et incluent à la fois les oueds et les bordures de bassin. Il convient toutefois de vérifier, par la suite, la potabilité de cette eau vis-à-vis des éléments accessoires et des pollutions bactériologiques.

Pour l'activité industrielle et minière

Les réserves en eau existantes sont relativement importantes mais impropres à la consommation. Elles sont toutefois susceptibles de supporter une activité industrielle pour peu que la consommation reste modérée et l'exigence de qualité (notamment vis-à-vis de la salinité) soit limitée.

Le modèle régional, ou des sous-modèles locaux dérivés, permettront, dans ce domaine, de s'assurer du caractère soutenable des prélèvements et de la limitation des impacts sur l'hydrosystème souterrain.

Pour la connaissance de la région et de son évolution environnementale

Enfin, l'étude du bassin, la conceptualisation de son fonctionnement et sa modélisation ont montré la relative instabilité du système à l'échelle du millénaire et contribué ainsi à mettre en lumière d'importants changements climatiques et/ou structuraux que d'autres études en cours ou à venir devraient pouvoir préciser.

Le modèle régional issu de ce travail pourra être utilisé ou adapté pour comprendre et quantifier l'effet de ces événements passés sur le système hydrogéologique et la ressource en eau, mais aussi les effets potentiels d'événements à venir liés à des scénarios d'évolution morphoclimatique régionale.

Bibliographie

ALAZARD M., LEDUC C., TRAVI Y., BOULET G., BEN SALEM A., 2015, « Estimating evaporation in semi-arid areas facing data scarcity: Example of the El Haouareb dam (Merguellil catchment, Central Tunisia) », *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *3*, p. 265¬284.

ALCALÁ F.J., CUSTODIO E., 2008, « Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal », *Journal of Hydrology*, *359*, 1¬2, p. 189¬207.

ALLEN R.G., PEREIRA L.S., RAES D., SMITH M., 1998, *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*, Rome, Italy, Food and Agriculture Organization of the United Nations Land and Water Division.

ALLISON G.B., BARNES C.J., 1985, « Estimation of evaporation from the normally "dry" Lake Frome in South Australia », *Journal of Hydrology*, *78*, 3¬4, p. 229¬242.

ALLISON G.B., BARNES C.J., HUGHES M.W., 1983, « The distribution of deuterium and 18O in dry soils 2. Experimental », *Journal of Hydrology*, *64*, 1¬4, p. 377¬397.

ALVAREZ M.D.P., CAROL E., DAPEÑA C., 2015, « The role of evapotranspiration in the groundwater hydrochemistry of an arid coastal wetland (Península Valdés, Argentina). », *The Science of the total environment*, *506¬507*, p. 299¬307.

AN C.-B., CHEN F.-H., BARTON L., 2008, « Holocene environmental changes in Mongolia: A review », *Global and Planetary Change*, *63*, 4, p. 283¬289.

AN C.-B., FENG Z.-D., BARTON L., 2006, « Dry or humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China », *Quaternary Science Reviews*, *25*, 3¬4, p. 351¬361.

AN Z., SUN Y., CHANG H., ZHANG P., LIU X., CAI Y., JIN Z., QIANG X., ZHOU W., LI L., SHI Z., TAN L., LI X., ZHANG X., JIN Z., 2014, « Late Cenozoic Climate Change in Monsoon Arid Asia and Global Changes », dans AN Z. (dir.), *Late Cenozoic Climate Change in Asia*, Dordrecht Heidelberg New York London, Springer, p. 491¬581.

ANDREWS J.N., DAVIS S.N., FABRYKA-MARTIN J., FONTES J.-C., LEHMANN B.E., LOOSLI H.H., MICHELOT J.-L., MOSER H., SMITH B., WOLF M., 1989, « The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *53*, 8, p. 1803¬1815.

AUERSWALD K., WITTMER M.H.O.M., MÄNNEL T.T., BAI Y.F., SCHÄUFELE R., SCHNYDER H., 2009, « Large regional-scale variation in C3/C4 distribution pattern of Inner Mongolia steppe is revealed by grazer wool carbon isotope composition », *Biogeosciences*, *6*, 5, p. 795¬805.

BĄBEL M., SCHREIBER B.C., 2014, *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 483-560 p.

BACHU S., MICHAEL K., 2002, « Flow of variable-density formation water in deep sloping aquifers: minimizing the error in representation and analysis when using hydraulic-head distributions », *Journal of Hydrology*, *259*, 1¬4, p. 49¬65.

BARNES C.J., ALLISON G.B., 1984, « The distribution of deuterium and 18O in dry soils », *Journal of Hydrology*, *74*, 1¬2, p. 119¬135.

BAZUHAIR A.S., WOOD W.W., 1996, « Chloride mass-balance method for estimating ground water recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia », *Journal of Hydrology*, *186*, 1¬4, p. 153¬159.

BEAR J., 1972, *Dynamics of Fluids in Porous Media*, Elsevier, Amsterdam, 764 p.

BENES V., BOITSOV A.V., FUZLULLIN M., HUNTER J., MAYS W., NOVAK J., 2001, *Manual of Acid in situ Leach Uranium Mining Technology*, IAEA-TECDOC-1239,Vienna, 294 p.

BENTLEY H.W., PHILLIPS F.M., DAVIS S.N., 1986, « Chapter 10 – Chlorine-36 in the Terrestrial Environment », dans FRITZ P., FONTES J.-C. (dirs.), *Handbook of Environnemental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environnment,* Amsterdam, Netherlands, Elsevier, p. 427¬480.

BETA ANALYTIC, 2017, www.radiocarbon.com/groundwater-carbon-dating-sampling.htm accédé le 08/10/2017.

BOSBOOM R.E., DUPONT-NIVET G., HOUBEN A.J.P., BRINKHUIS H., VILLA G., MANDIC O., STOICA M., ZACHARIASSE W.J., GUO Z., LI C., KRIJGSMAN W., 2011, « Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China) and concomitant Asian paleoenvironmental change », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *299*, 3, p. 385¬398.

BOUZOURRA H., BOUHLILA R., ELANGO L., SLAMA F., OUSLATI N., 2015, « Characterization of mechanisms and processes of groundwater salinization in irrigated coastal area using statistics, GIS, and hydrogeochemical investigations », *Environmental Science and Pollution Research*, *22*, 4, p. 2643¬2660.

BOWLER J.M., 1986, « Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: Analogue for pleistocene hydrologic change and evaporite formation », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *54*, 1¬4, p. 21¬41.

BRIERE P.R., 2000, « Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms », *Journal of Arid Environments*, *45*, 1, p. 1¬7.

BROOK G.A., FOLKOFF M.E., BOX E.O., 1983, « A world model of soil carbon dioxide », *Earth Surface Processes and Landforms*, *8*, 1, p. 79¬88.

BROUSTE L., MARLIN C., DEVER L., 1997, « Geochemistry and residence time estimation of groundwater from the upper aquifer of the Chihuahua desert (Comarca Lagunera, Northern Mexico) », *Applied Geochemistry*, *12*, 6, p. 775¬786.

BRUNNER P.A., 2005, *Water and salt management in the Yanqi Basin, China*, Thèse de doctorat, ETH Zürich, 169 p.

BURDON D.J., 1977, « Flow of fossil groundwater », *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, *10*, 2, p. 97¬124.

CAPACCIONI B., DIDERO M., PALETTA C., DIDERO L., 2005, « Saline intrusion and refreshening in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to the hydrochemical characteristics of groundwaters », *Journal of Hydrology*, *307*, 1¬4, p. 1¬16.

CARDON O., LE GOUX F., SALABERT J., 2015, « Uranium Exploration In Mongolia: important discovery in the Gobi desert. Prospection d'uranium en Mongolie: découverte majeure dans le désert de Gobi. », *Revue générale Nucléaire*, *47*, 34, p. 12¬19.

CARLING G.T., MAYO A.L., TINGEY D., BRUTHANS J., 2012, « Mechanisms, timing, and rates of arid region mountain front recharge », *Journal of Hydrology*, *428¬429*, p. 15¬31.

CAROL E., KRUSE E., MAS-PLA J., 2009, « Hydrochemical and isotopical evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina », *Journal of Hydrology*, *365*, 3¬4, p. 335¬345.

CARTWRIGHT I., WEAVER T.R., CENDÓN D.I., FIFIELD L.K., TWEED S.O., PETRIDES B., SWANE I., 2012, « Constraining groundwater flow, residence times, inter-aquifer mixing, and aquifer properties using environmental isotopes in the southeast Murray Basin, Australia », *Applied Geochemistry*, *27*, 9, p. 1698¬1709.

CARTWRIGHT I., WEAVER T.R., FIFIELD L.K., 2006, « Cl/Br ratios and environmental

isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: An example from the southeast Murray Basin, Australia », *Chemical Geology*, *231*, 1¬2, p. 38¬56.

CASTRO M.C., GOBLET P., 2003, « Calibration of regional groundwater flow models: Working toward a better understanding of site-specific systems », *Water Resources Research*, *39*, 6, p. 1172.

CAVES J.K., WINNICK M.J., GRAHAM S.A., SJOSTROM D.J., MULCH A., CHAMBERLAIN C.P., 2015, « Role of the westerlies in Central Asia climate over the Cenozoic », *Earth and Planetary Science Letters, 428*, p. 33-43.

CERLING T.E., SOLOMON D.K., QUADE J., BOWMAN J.R., 1991, « On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *55*, 11, p. 3403¬3405.

CHEN C.Y., LI Y.M., BAILEY K., O'CONNOR T.P., YOUNG L., LU Z.-T., 1999, « Ultrasensitive isotope trace analyses with a magneto-optical trap », *Science*, *286*, 5442.

CHEN F., WU W., HOLMES J.A., MADSEN D.B., ZHU Y., JIN M., OVIATT C.G., 2003, « A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia China », *Chinese Science Bulletin*, *48*, 14, p. 1401¬1410.

CHEN F., YU Z., YANG M., ITO E., WANG S., MADSEN D.B., HUANG X., ZHAO Y., SATO T., JOHN B. BIRKS H., BOOMER I., CHEN J., AN C.-B., WÜNNEMANN B., 2008, « Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history », *Quaternary Science Reviews*, *27*, 3¬4, p. 351¬364.

CIA, 2014, « Mongolia », *The World Factbook*. https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/geos/mg.html accédé le 11 octobre 2015.

CLARK I., FRITZ P., 1997, *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Boca Raton, New York, Lewis Publishers, 328 p.

CLARK I., 2015, *Groundwater Geochemistry and Isotopes*, Boca Raton, NY, USA, CRC Press, 456 p.

COUDRAIN-RIBSTEIN A., PRATX B., TALBI A., JUSSERAND C., 1998, « L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? », *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, *326*, 3, p. 159¬165.

CRAIG H., 1961, « Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters », *Science*, *133*, 3467, p. 1833¬1834.

CURRELL M., GLEESON T., DAHLHAUS P., 2016, « A New Assessment Framework for Transience in Hydrogeological Systems », *Groundwater*, 54, p. 4-14.

CUSSLER E.L., 1984, *Diffusion: Mass transfer in fluid systems*, New York, Cambridge University Press, 525 p.

DAVAA G., OYUNBAATAR D., SUGITA M., 2006, « Surface water of Mongolia », モンゴル環境ハンドブック，モンゴル環境ハンドブック編集委員会編.

DAVIDSON G.R., 1995, « The stable isotopic composition and measurement of carbon in soil CO2 », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*, 12, p. 2485¬2489.

DAVIDSON S.C., 2005, « Sedimentation History and Provenance Analysis of a Late Mesozoic Rifting Event at Tavan Har, East Gobi, Mongolia. », *Frontiers: The Interdisciplinary Journal of Study Abroad*, *12*, p. 91¬122.

DAVIES P.B., 1987, « Modeling areal, variable density, ground-water flow using equivalent freshwater head-analysis of potentially significant errors », *NWWA-IGWMC Conf.-Solving Groundwater Problems with Models. 10-12 February 1987*, p. 888¬903.

DAVIS S.N., CECIL L.D., ZREDA M., MOYSEY S., 2001, « Chlorine-36, bromide, and the

origin of spring water », *Chemical Geology*, *179*, 1¬4, p. 3¬16.

DEVOTO, R.H., 1976, « Environments of formation of uranium deposits », *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *60*, 4, 664.

DOHERTY J., 2001, « Improved calculations for dewatered cells in MODFLOW. », *Ground Water*, *39*, 6, p. 863¬869.

DOMENICO P., SCHWARTZ F.W., 1998, *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd édition, John Wiley & Sons, 528 p.

DU Y., MA T., CHEN L., SHAN H., XIAO C., LU Y., LIU C., CAI H., 2015, « Genesis of salinized groundwater in Quaternary aquifer system of coastal plain, Laizhou Bay, China: Geochemical evidences, especially from bromine stable isotope », *Applied Geochemistry*, *59*, p. 155¬165.

DUFFY C.J., AL-HASSAN S., 1988, « Groundwater circulation in a closed desert basin: Topographic scaling and climatic forcing », *Water Resources Research*, *24*, 10, p. 1675¬1688.

EICHINGER L., 1983, « A contribution to the interpretation of 14C groundwater ages considering the example of a partially confirmed sandstone aquifer. », *Radiocarbon*, *25*, 2, p. 347¬356.

EL-KADI A.I., PLUMMER L.N., AGGARWAL P., 2011, « NETPATH-WIN: An Interactive User Version of the Mass-Balance Model, NETPATH », *Ground Water*, *49*, 4, p. 593¬599.

EPSTEIN B., 2004, *Development and uncertainty analysis of empirical recharge prediction models for Nevada's Desert Basins*, Thèse de doctorat, University of Nevada, 202 p.

« ERDES US » S.A.R.L., 2015, « Rapport d'étude sur l'hydrogéologie des licences de Dulaan, Dulaan Uul, d'Umnuut et de Zoovch Ovoo », document interne à AREVA, traduction française.

ETTAYFI N., BOUCHAOU L., MICHELOT J.L., TAGMA T., WARNER N., BOUTALEB S., MASSAULT M., LGOURNA Z., VENGOSH A., 2012, « Geochemical and isotopic (oxygen, hydrogen, carbon, strontium) constraints for the origin, salinity, and residence time of groundwater from a carbonate aquifer in the Western Anti-Atlas Mountains, Morocco », *Journal of Hydrology*, *438¬439*, p. 97¬111.

EUGSTER H.P., HARDIE L.A., 1978, « Saline lakes », dans LERMAN A. (dir.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, New York, Springer-Verlag, p. 237¬293.

EVANS G.V., OTLET R.L., DOWNING A., MNKHOUSE R.A., RAE G., 1979, « Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom Aquifers », *Isotopes in Hydrology II*, p. 679¬706.

FAN Y., DUFFY C.J., OLIVER D.S., 1997, « Density-driven groundwater flow in closed desert basins: field investigations and numerical experiments », *Journal of Hydrology*, *196*, 1, p. 139¬184.

FARID I., ZOUARI K., KALLALI A., 2012, « Origine de la salinité des eaux du bassin Chougafiya (Tunisie) », *Revue des sciences de l'eau*, *25*, 3, p. 255.

FEDERICO C., INGUAGGIATO S., CHACÓN Z., LONDOÑO J.M., GIL E., ALZATE D., 2017, « Vapour discharges on Nevado del Ruiz during the recent activity: Clues on the composition of the deep hydrothermal system and its effects on thermal springs », *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* en presse.

FELAUER T., SCHLÜTZ F., MURAD W., MISCHKE S., LEHMKUHL F., 2012, « Late Quaternary climate and landscape evolution in arid Central Asia: A multiproxy study of lake archive Bayan Tohomin Nuur, Gobi desert, southern Mongolia », *Journal of Asian Earth Sciences*, *48*, p. 125¬135.

FETTER C.W., 2001, *Applied Hydrogeology*, 4th édition, Upper Saddle River, New Jersey, Prentice hall, 615 p.

FONTES J.-C., 1983, « Dating of Groundwater », dans *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology - Technical Report Series No. 91*, IAEA, Vienna, p. 285¬317.

FONTES J.C., MATRAY J.M., 1993, « Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts », *Chemical Geology*, *109*, 1¬4, p. 149¬175.

FONTES J.C., YOUSFI M., ALLISON G.B., 1986, « Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water », *Journal of Hydrology*, *86*, 3¬4, p. 315¬327.

FONTES J.-C., 1992, « Chemical and Isotopic Constraints on 14C Dating of Groundwater », dans TAYLOR R.E., LONG A., KRA R. (dirs.), *Radiocarbon After Four Decades SE - 17*, Springer New York, p. 242¬261.

FONTES J.-C., GARNIER J.-M., 1979, « Determination of the initial 14C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach », *Water Resources Research*, *15*, 2, p. 399¬413.

FOUCAULT A., RAOULT J.-F., 2010, *Dictionnaire de Géologie*, 7th edition, Dunod, 416 p.

FOWELL S.J., HANSEN B.C., PECK J.A., KHOSBAYAR P., GANBOLD E., 2003, « Mid to late holocene climate evolution of the lake telmen basin, north central mongolia, based on palynological data », *Quaternary Research*, *59*, 3, p. 353¬363.

FRÖHLICH K., 2013, « Dating of Old Groundwater Using Uranium Isotopes - Principles And Applications », dans *Isotopes Methods for Dating Old Groundwater, STI/PUB/1587.*, IAEA, Vienna, p. 153¬177.

FRÖHLICH K., GELLERMAN G., HEBERT D., 1984, « Uranium isotopes in a Sandstone Aquifer. Interpretation of data and implications for groundwater dating », *Isotope Hydrology conf. 1983*.

GALLAGHER D., MCGEE E.J., KALIN R.M., MITCHELL P.I., 2000, « Performance of Models for radiocarbon dating of groundwater: an appraisal using selected Irish aquifers », *Radiocarbon*, *42*, 2, p. 235¬248.

GATES J.B., EDMUNDS W.M., DARLING W.G., MA J., PANG Z., YOUNG A.A., 2008, « Conceptual model of recharge to southeastern Badain Jaran Desert groundwater and lakes from environmental tracers », *Applied Geochemistry*, *23*, 12, p. 3519¬3534.

GATES J., EDMUNDS W.M., MA J., SCANLON B., 2008, « Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride », *Hydrogeology Journal*, *16*, 5, p. 893¬910.

GEE G.W., HILLEL D., 1988, « Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods », *Hydrological Processes*, *2*, 3, p. 255¬266.

GELHAR L.W., WELTY C., REHFELDT K.R., 1992, « A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers », *Water Resources Research*, *28*, 7, p. 1955¬1974.

GEORGEL A., 2017, « Modélisation géologique des bassins sédimentaires - Province de Dornogobi. Résultats travaux d'interprétation et de modélisation PETREL 2015. Rapport AREVA confidentiel numéro 15 MNG 63 ».

GERRITSE R.G., GEORGE R.J., 1988, « The role of soil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide », *Journal of Hydrology*, *101*, 1¬4, p. 83¬95.

GODWIN H., 1962, « Half-life of Radiocarbon », *Nature*, *195*, 4845, p. 984.

GOLDBERG S., KABENGI N.J., 2010, « Bromide Adsorption by Reference Minerals and Soils », *Vadose Zone Journal*, *9*, 3, p. 780.

GONÇALVÈS J., PETERSEN J., DESCHAMPS P., HAMELIN B., BABA-SY O., 2013, « Quantifying the modern recharge of the "fossil" Sahara aquifers », *Geophysical Research Letters*, *40*, 11,

p. 2673¬2678.

GONFIANTINI R., 1986, « Environmental isotopes in lake studies », dans FRITZ P., FONTES J.-C. (dirs.), *Handbook of Environnemental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environnment*, Elsevier. Amsterdam, Netherlands, p. 113¬1668.

GONFIANTINI R., ZUPPI G.M., 2003, « Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater », *Chemical Geology*, *197*, 1¬4, p. 319¬336.

GOODE D.J., 1996, « Direct Simulation of Groundwater Age », *Water Resources Research*, *32*, 2, p. 289¬296.

GRAHAM S.A., COPE T., JOHNSON C.L., RITTS B., 2012, *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*, ROBERTS D.G., BALLY A.W. (dirs.), 1st edition, Elsevier, 442-461 p.

GRAHAM S.A., HENDRIX M.S., JOHNSON C.L., BADAMGARAV D., BADARCH G., AMORY J., PORTER M., BARSBOLD R., WEBB L.E., HACKER B.R., 2001, « Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia », *Geological Society of America Bulletin*, *113*, 12, p. 1560¬1579.

HAMED Y., DHAHRI F., 2013, « Hydro-geochemical and isotopic composition of groundwater, with emphasis on sources of salinity, in the aquifer system in Northwestern Tunisia », *Journal of African Earth Sciences*, *83*, p. 10¬24.

HAMON W.R., 1963, « Computation of direct runoff amounts from storm rainfall », *International Association of Scientific Hydrology Publication*, *63*, p. 52¬62.

HAN L.-F., NIEL PLUMMER L., AGGARWAL P., 2014, « The curved 14C vs. δ13C relationship in dissolved inorganic carbon: A useful tool for groundwater age- and geochemical interpretations », *Chemical Geology*, *387*, p. 111¬125.

HAN L.-F., PLUMMER L.N., 2013, « Revision of Fontes & Garnier's model for the initial 14C content of dissolved inorganic carbon used in groundwater dating », *Chemical Geology*, *351*, p. 105¬114.

HARBAUGH A.W., 2005, « MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular ground-water model: The ground-water flow process », U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16.

HARRINGTON G.A., COOK P.G., HERCZEG A.L., 2002, « Spatial and Temporal Variability of Ground Water Recharge in Central Australia: A Tracer Approach », *Ground Water*, *40*, 5, p. 518¬527.

HARTMANN K., WÜNNEMANN B., 2009, « Hydrological changes and Holocene climate variations in NW China, inferred from lake sediments of Juyanze palaeolake by factor analyses », *Quaternary International*, *194*, 1¬2, p. 28¬44.

HERCZEG A.L., TORGERSEN T., CHIVAS A.R., HABERMEHL M.A., 1991, « Geochemistry of ground waters from the Great Artesian Basin, Australia », *Journal of Hydrology*, *126*, 3¬4, p. 225¬245.

HEUMANN M.J., JOHNSON C.L., WEBB L.E., TAYLOR J.P., JALBAA U., MINJIN C., 2014, « Total and incremental left-lateral displacement across the East Gobi Fault Zone, southern Mongolia: Implications for timing and modes of polyphase intracontinental deformation », *Earth and Planetary Science Letters*, *392*, p. 1¬15.

HIJMANS R.J., CAMERON S.E., PARRA J.L., JONES P.G., JARVIS A., 2005, « Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas », *International Journal of Climatology*, *25*, 15, p. 1965¬1978.

HILL M.C., TIEDEMAN C.R., 2007, *Effective groundwater model calibration: With analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty*, 480 p.

HÖNNINGER G., BOBROWSKI N., PALENQUE E.R., TORREZ R., PLATT U., 2004, « Reactive bromine and sulfur emissions at Salar de Uyuni, Bolivia », *Geophysical Research Letters*, *31*, 4.

HOUSTON J., 2006, « Evaporation in the Atacama Desert: An empirical study of spatio-temporal variations and their causes », *Journal of Hydrology*, *330*, 3¬4, p. 402¬412.

HUANG T., PANG Z., 2012, « The role of deuterium excess in determining the water salinisation mechanism: A case study of the arid Tarim River Basin, NW China », *Applied Geochemistry*, *27*, 12, p. 2382¬2388.

HUSSEIN M.F., FROEHLICH K., NADA A., 2001, « Environmental isotope profiles and evaporation in shallow water table soils », *Isotope tehcniques in water resource investigations in arid and semi-arid regionsI, IAEA-TECDOC-1207*, p. 26¬32.

HUYAKORN P.S., PINDER G.F., 1983, *Computational methods in subsurface flow*, Academic Press, 473 p.

INGERSON E., PEARSON F.R.J., 1964, « Estimation of age and rate of motion of groundwater by the 14C-method », dans MIYAKE Y., KOY AMA T. (dirs.), *Recent Researches in the Fields of Atmosphere, Hydrosphere, and Nuclear Geochemistry*, Maruzen, Tokyo, p. 263¬268.

J.I.C.A., 2003, *The Study for Improvement Plan of Livestock Farming in Rural Areas. Interim Report.*, Japan International Cooperation Agency. Pacific Consultants International, Mitsui Mineral Development Engineering Co., Ltd. Tokyo.

JACOBSON G., JANKOWSKI J., 1989, « Groundwater-discharge processes at a central Australian playa », *Journal of Hydrology*, *105*, 3¬4, p. 275¬295.

JIA F., LU R., GAO S., LI J., LIU X., 2015, « Holocene aeolian activities in the southeastern Mu Us Desert, China », *Aeolian Research*.

JIA Y., GUO H., XI B., JIANG Y., ZHANG Z., YUAN R., YI W., XUE X., 2017, « Sources of groundwater salinity and potential impact on arsenic mobility in the western Hetao Basin, Inner Mongolia », *Science of The Total Environment*, *601*, p. 691¬702.

JIANG W., BAILEY K., LU Z.-T., MUELLER P., O'CONNOR T.P., CHENG C.-F., HU S.-M., PURTSCHERT R., STURCHIO N.C., SUN Y.R., WILLIAMS W.D., YANG G.-M., 2012, « An atom counter for measuring 81Kr and 85Kr in environmental samples », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *91*, p. 1¬6.

JIN L., EDMUNDS W.M., LU Z., MA J., 2015, « Geochemistry of sediment moisture in the Badain Jaran desert: Implications of recent environmental changes and water-rock interaction », *Applied Geochemistry*, *63*, p. 235¬247.

JOHNSON C.L., CONSTENIUS K.C., GRAHAM S.A., MACKEY G., MENOTTI T., PAYTON A., TULLY J., 2014, « Subsurface evidence for late Mesozoic extension in western Mongolia: tectonic and petroleum systems implications », *Basin Research*, *27*, 3, p. 272¬294.

JOHNSON C.L., 2004, « Polyphase evolution of the East Gobi basin: sedimentary and structural records of Mesozoic-Cenozoic intraplate deformation in Mongolia », *Basin Research*, *16*, 1, p. 79¬99.

JOLY F., 2006, « Les eaux sauvages des régions arides. Notions de base sur l'hydrologie des déserts.(The wild waters of arid lands: basic knowledge on the hydrology of deserts) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement [Online]*, *12*, 4, p. 285¬298.

KALACHEVA E., TARAN Y., KOTENKO T., HATTORI K., KOTENKO L., SOLIS-PICHARDO G., 2016, « Volcano–hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: Geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur », *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *310*, p. 118¬131.

KAMPF S.K., TYLER S.W., ORTIZ C.A., MUÑOZ J.F., ADKINS P.L., 2005, « Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile », *Journal of Hydrology*, *310*,

1¬4, p. 236¬252.

KENDALL A.C., 1992, « Evaporites », dans WALKER R.G., JAMES P.N. (dirs.), *Facies Models: Responses to sea level change*, Geological Association of Canada, p. 375–409.

KHASKA M., LE GAL LA SALLE C., LANCELOT J., ASTER TEAM, 2013, « Origin of Salinity in a Coastal Karst System: La Clape Massif, SE France », *Procedia Earth and Planetary Science*, *7*, p. 423¬427.

KINZELBACH W., AESCHBACH W., ALBERICH C., GONI I.B., BEYERLE U., BRUNNER P., CHIANG W.-H., RUEEDI J., ZOELLMANN K., 2002, « A Survey of Methods for Analysing Groundwater Recharge in Arid and Semi-arid Regions », United Nations Environment Programme.

KIYASHKO N. V., KOMAROV I.A., GOLOVANOV D.L., 2014, « Cryogenic transformation of soil solutions and the development of salt profiles in solonchaks of Mongolia according to the results of modeling », *Eurasian Soil Science*, *47*, 5, p. 353¬359.

KLOPPMANN W., BOURHANE A., ASFIRANE F., 2011, « Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques », Rapport BRGM/RP-60026-FR.

KLOPPMANN W., BOURHANE A., SCHOMBURGK S., 2010, « Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer », Rapport BRGM/RP-59496-FR.

KRČMÁŘ D., SRACEK O., 2014, « MODFLOW-USG: the New Possibilities in Mine Hydrogeology Modelling (or What is Not Written in the Manuals) », *Mine Water and the Environment*, *33*, 4, p. 376¬383.

LAMB M.A., BADARCH G., 2001, *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation, Memoir 194*, Geological Society of America, 117-149 p.

LAMB M.A., HANSON A.D., GRAHAM S.A., BADARCH G., WEBB L.E., 1999, « Left-lateral sense offset of Upper Proterozoic to Paleozoic features across the Gobi Onon, Tost, and Zuunbayan faults in southern Mongolia and implications for other central Asian faults », *Earth and Planetary Science Letters*, *173*, 3, p. 183¬194.

LANGBEIN W.B., 1961, « Salinity and hydrology of closed lakes », Geological Survey Professional Paper 412,Washington, U.S.

LANGEVIN C.D., THORNE JR. D.T., DAUSMAN A.M., SUKOP M.C., GUO W., 2007, « SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport », *U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6*, p. 39.

LEE M.K., LEE Y.I., LIM H.S., LEE J.I., YOON H.I., 2013, « Late Pleistocene-Holocene records from Lake Ulaan, Southern Mongolia: Implications for east Asian palaeomonsoonal climate changes », *Journal of Quaternary Science*, *28*, 4.

LGOURNA Z., WARNER N., BOUCHAOU L., BOUTALEB S., HSSAISOUNE M., TAGMA T., ETTAYFI N., VENGOSH A., 2014, « Elucidating the sources and mechanisms of groundwater salinization in the Ziz Basin of southeastern Morocco », *Environmental Earth Sciences*, *73*, 1, p. 77¬93.

LI H., WANG W., 2014, « Determination and analysis of phreatic water evaporation in extra-arid dune region », *Acta Ecologica Sinica*, *34*, 2, p. 116¬122.

LI J., PANG Z., FROEHLICH K., HUANG T., KONG Y., SONG W., YUN H., 2015, « Paleo-environment from Isotopes and Hydrochemistry of Groundwater in East Junggar Basin, Northwest China », *Journal of Hydrology, 529,* 2, p. 650-661.

LI S.-G., ASANUMA J., KOTANI A., DAVAA G., OYUNBAATAR D., 2007, « Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints », *Journal of Hydrology*,

333, 1, p. 133¬143.

LIU G., WANG Y., ZHANG Y., SONG T., 2009, « Application of chloride profile and water balance methods in estimating groundwater recharge in Luanjing Irrigation Area, Inner Mongolia / Application des méthodes du profil de chlorure et du bilan hydrique pour l'estimation de la recharge hydrogéologique », *Hydrological Sciences Journal*, *54*, 5, p. 961¬973.

LIU H., XU L., CUI H., 2002, « Holocene History of Desertification along the Woodland-Steppe Border in Northern China », *Quaternary Research*, *57*, 2, p. 259¬270.

LIU X.Q., WANG R.Z., LI Y.Z., 2004, « Photosynthetic Pathway Types in Rangeland Plant Species from Inner Mongolia, North China », *Photosynthetica*, *42*, 3, p. 339¬344.

LIU Y., JIANG D., 2016, « Last glacial maximum permafrost in China from CMIP5 simulations », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *447*, p. 12¬21.

LLOYD J.W., 1986, « A review of aridity and groundwater », *Hydrological Processes*, *1*, 1, p. 63¬78.

LOWE L.D., WEBB J.A., NATHAN R.J., ETCHELLS T., MALANO H.M., 2009, « Evaporation from water supply reservoirs: An assessment of uncertainty », *Journal of Hydrology*, *376*, 1¬2, p. 261¬274.

MA J.Z., DING Z., GATES J.B., SU Y., 2008, « Chloride and the environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the Gobi Desert, northwest China », *Environmental Geology*, *55*, 7, p. 1407¬1419.

MA J., DING Z., EDMUNDS W.M., GATES J.B., HUANG T., 2009, « Limits to recharge of groundwater from Tibetan plateau to the Gobi desert, implications for water management in the mountain front », *Journal of Hydrology*, *364*, 1¬2, p. 128¬141.

MA J., EDMUNDS W.M., 2006, « Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran Desert ecosystem, Inner Mongolia », *Hydrogeology Journal*, *14*, 7, p. 1231¬1243.

MABBUTT J.A., 1977, *Desert Landforms, An introduction to systematic morphology, Volume 2*, Press Edit, Cambridge, The MIT, 340 p.

MAJOUBE M., 1971, « Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur », *J. Chim. Phys.*, *10*, p. 1423¬1436.

MALEK E., BINGHAM G.E., MCCURDY G.D., 1990, « Evapotranspiration from the margin and moist playa of a closed desert valley », *Journal of Hydrology*, *120*, 1¬4, p. 15¬34.

MANCA F., CAPELLI G., TUCCIMEI P., 2015, « Sea salt aerosol groundwater salinization in the Litorale Romano Natural Reserve (Rome, Central Italy) », *Environmental Earth Sciences*, *73*, 8, p. 4179-4190.

MARIE A., VENGOSH A., 2000, « Sources of Salinity in Ground Water from Jericho Area, Jordan Valley. », *Ground water*, *39*, 2, p. 240¬248.

MAXEY G.B., EAKIN T.E., 1949, « Ground water in White River Valley, White Pine, Nye, and Lincoln Counties, Nevada. » Nevada State Engineer, Water Resource Bulletin, No. 8. Prepared in cooperation with the United State Department of the Interior Geological Survey, Carson City, Nevada.

MCCALLUM J.L., COOK P.G., SIMMONS C.T., 2015, « Limitations of the Use of Environmental Tracers to Infer Groundwater Age », *Groundwater*, *53*, S1, p. 56¬70.

MCINTIRE W.L., 1963, « Trace element partition coefficients—a review of theory and applications to geology », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *27*, p. 1209¬1264.

MCWORTHER D.B., SUNADA D.K., 1977, *Ground-Water Hydrology and Hydraulics*, Water Resources Publications, LLC, 290 p.

MEINZER O.E., 1922, « Map of the Pleistocene lakes of the Basin-and-Range province and its

significance », *Geological Society of America Bulletin*, *33*, 3, p. 541¬552.

EL MEJRI H., MOUSSA A. BEN, ZOUARI K., 2014, « The use of hydrochemical and environmental isotopic tracers to understand the functioning of the aquifer system in the Bou Hafna and Haffouz regions, Central Tunisia », *Quaternary International*, *338*, p. 88¬98.

METTERNICHT G.I., ZINCK J.A., 2009, « Soil Salinity and Salinization Hazard », dans METTERNICHT G.I., ZINCK J.A. (dirs.), *Remote sensing of soil salinization : impact on land management*, CRC Press, p. 3¬18.

MINISTRY OF ENVIRONMENT, NATURE AND TOURISME, 2009, *Mongolia Assessment Report on Climate Change*, Ulaanbaatar, Mongolia, 228 p.

MIYAZAKI S., YASUNARI T., MIYAMOTO T., KAIHOTSU I., DAVAA G., OYUNBAATAR D., NATSAGDORJ L., OKI T., 2004, « Agrometeorological conditions of grassland vegetation in central Mongolia and their impact for leaf area growth », *Journal of Geophysical Research*, *109*, D22, p. D22106.

DE MONTETY V., RADAKOVITCH O., VALLET-COULOMB C., BLAVOUX B., HERMITTE D., VALLES V., 2008, « Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France) », *Applied Geochemistry*, *23*, 8, p. 2337¬2349.

MOOK W.G., GEYH M., 2000, « Environmental isotopes in the hydrological cycle, principles and applications. Volume IV: Groundwater », *IHP-V, Technical Document*, *39*, 4, p. 196.

MOOK W.G., 1976, « The dissolution-exchange model for dating groundwater with 14C », *Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology*, p. 213¬225.

MOOK W.G., 1980, « Carbon-14 in hydrogeological studies », dans FRITZ P., FONTES J.C. (dirs.), *Handbook of Environnemental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environnment*, New York, N.Y., Elsevier, p. 49¬74.

MOOK W.G., 1986, « 13C in atmospheric CO2 », *Netherlands Journal of Sea Research*, *20*, 2/3, p. 211¬223.

MOOK W.G., 2001, « Environmental isotopes in the hydrological cycle, principles and applications. Volume I: Introduction - Theory, Methods, Review », *IHP-V, Technical Document*, *39*, 1, p. 185.

MOTTS W.S., 1965, « Hydrologic types of playas and closed valleys and some relations of hydrology to playa geology », dans NEAL J.T. (dir.), *Geology, Mineralogy, and Hydrology of U.S. Playas, Airforce Research. Laboratory: Bedford, Massachusetts, Environmental Research Papers 96,* p. 73¬105.

MUNKBAATAR P., SUKHBAATAR I., HAMADA E., MORIMO R., HIRABARU O., 2008, « Drinking water quality of Gobi region of Mongolia », *Proceedings of IFOST-2008 - 3rd International Forum on Strategic Technologies*, p. 679¬681.

NATIV R., ADAR E., DAHAN O., NISSIM I., 1997, « Water salinization in arid regions—observations from the Negev desert, Israel », *Journal of Hydrology*, *196*, 1, p. 271¬296.

NEMER B., TUINHOF A., 2010, *Groundwater assessment of the Southern Gobi Region. Mongolia Discussion Papers, East Asia and Pacific Sustainable Development Department*, Washington, D.C., World Bank, 1-100 p.

NEUMAN S.P., 1990, « Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media », *Water Resources Research*, *26*, 8, p. 1749¬1758.

NING Z., LOBDELL D.T., KWOK R.K., LIU Z., ZHANG S., MA C., RIEDIKER M., MUMFORD J.L., 2007, « Residential exposure to drinking water arsenic in Inner Mongolia, China. », *Toxicology and applied pharmacology*, *222*, 3, p. 351¬356.

NRIAGU J., JOHNSON J., SAMURKAS C., ERDENECHIMEG E., OCHIR C., CHANDAGA O., 2013, « Co-occurrence of High Levels of Uranium, Arsenic and Molybdenum in Groundwater of Dornogobi, Mongolia », *Global Health Perspectives*, *1*, 1, p. 45¬54.

NRIAGU J., NAM D.-H., AYANWOLA T.A., DINH H., ERDENECHIMEG E., OCHIR C., BOLORMAA T.-A., 2012, « High levels of uranium in groundwater of Ulaanbaatar, Mongolia. », *The Science of the total environment*, *414*, p. 722¬726.

OWEN L.A., RICHARDS B., RHODES E.J., CUNNINGHAM W.D., WINDLEY B.F., BADAMGARAV J., DORJNAMJAA D., 1998, « Relic permafrost structures in the Gobi of Mongolia: Age and significance », *Journal of Quaternary Science*, *13*, 6.

PAINTER S., BAŞAĞAOĞLU H., LIU A., 2008, « Robust representation of dry cells in single-layer MODFLOW models », *Ground Water*, *46*, 6, p. 873¬881.

PANKOVA E.I., 2008, « Environmental conditions and soils of natural oases in the Alashan Gobi Desert, Mongolia », *Eurasian Soil Science*, *41*, 8, p. 827¬836.

PANKOVA E.I., AIDAROV I.P., GOLOVANOV D.L., YAMNOVA I.A., 2015, « Salinization as the main soil-forming process in soils of natural oases in the Gobi desert », *Eurasian Soil Science*, *48*, 10, p. 1017¬1028.

PANKOVA E.I., KONYUSHKOVA M. V., 2013, « Climate and soil salinity in the deserts of Central Asia », *Eurasian Soil Science*, *46*, 7, p. 721¬727.

PARIZE O., 2013, « Le remplissage de la dépression Tsagaan Els et les dépôts fluviatiles associés (Crétacé moyen, Bassin de Zuunbayan) », AREVA AMS-DGS-TEC-SDY-RT-0008_2013.

PARKHURST D.L., APPELO C.A.J., 2013, « PHREEQC (Version 3)-A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations », USGS Techniques and Methods 6-A43, p. 497.

PECK J.A., KHOSBAYAR P., FOWELL S.J., PEARCE R.B., ARIUNBILEG S., HANSEN B.C., SONINKHISHIG N., 2002, « Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *183*, 1¬2, p. 135¬153.

PENMAN H.L., 1948, « Natural evaporation from open water, hare soil and grass. », *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and physical sciences*, *193*, 1032, p. 120¬145.

PENTTILA W.C., 1992, « Newly democratic Mongolia offering exploration contracts », *Oil and Gas Journal*, *90:49*, p. 41–43.

PHILIP J.R., 1957, « The physical principles of soil water movement during the irrigation cycle », *Proceedings 3rd Congress International Communications Irrigation Drainage*, *8*, p. 125¬154.

PHILLIPS F.M., CASTRO M.C., 2003, *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 451-497 p.

PIKE J.G., 1970, « Evaporation of groundwater from coastal playas (Sabkhah) in the Arabian Gulf », *Journal of Hydrology*, *11*, 1, p. 79¬88.

PLUMMER L.N., 1977, « Defining reactions and mass transfer in part of the Floridan aquifer », *Water Resources Research*, *13*, 5, p. 801¬812.

PLUMMER L.N., EGGLESTON J.R., ANDREASEN D.C., RAFFENSPERGER J.P., HUNT A.G., CASILE G.C., 2012, « Old groundwater in parts of the upper Patapsco aquifer, Atlantic Coastal Plain, Maryland, USA: evidence from radiocarbon, chlorine-36 and helium-4 », *Hydrogeology Journal*, *20*, 7, p. 1269¬1294.

PLUMMER L.N., GLYNN P.D., 2013, « Radiocarbon dating in groundwater systems », dans *Isotopes Methods for Dating Old Groundwater, STI/PUB/1587.*, IAEA, Vienna, p. 357.

PLUMMER L.N., PRESTEMON E.C., PARKHURST D.L., 1994, « An interactive code (NETPATH) for modelling net geochemical reactions along a flow path, Version 2.0 », Reston, Virginia, Water Resources Investigations Report 94-4169, USGS.

POLLOCK D.W., 1994, « User Guide for MODPATH Version 6—A Particle-Tracking Model for MODFLOW , the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model », USGS Techniques and Methods 6-A41.

PYANKOV V.I., GUNIN P.D., TSOOG S., BLACK C.C., 2000, « C4 plants in the vegetation of Mongolia: their natural occurrence and geographical distribution in relation to climate », *Oecologia*, *123*, 1, p. 15¬31.

RAVEN P.H., EVERT R.F., EICHHORN S.E., 1999, *Biology of plants*, FREEMAN W.H. (dirs.), 6th édition, New York, 126-153 p.

REYNOLDS R.L., YOUNT J.C., REHEIS M., GOLDSTEIN H., CHAVEZ P., FULTON R., WHITNEY J., FULLER C., FORESTER R.M., 2007, « Dust emission from wet and dry playas in the Mojave Desert, USA », *Earth Surface Processes and Landforms*, *32*, 12, p. 1811¬1827.

RICHTER B.C., KREITLER C.W., 1991, « Identification of sources of ground-water salinization using geochemical techniques », EPA/600/2-91/064, Austin, Texas.

RICHTER B.C., KREITLER C.W., 1986, « Geochemistry of salt water beneath the rollings plains, North-Central Texas. », *Ground Water*, *24*, 6, p. 735¬742.

RIGHTMIRE C.T., HANSHAW B.B., 1973, « Relationship between the carbon isotope composition of soil CO2 and dissolved carbonate species in groundwater », *Water Resources Research*, *9*, 4, p. 958¬967.

RIPPLE C.D., RUBIN J., VAN HYLCKAMA T.E.A., 1970, « Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table », USGS Unnumbered Series, Washington, DC.

RISACHER F., ALONSO H., SALAZAR C., 2003, « The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review », *Earth-Science Reviews*, *63*, 3, p. 249¬293.

RISACHER F., FRITZ B., 2000, « Bromine geochemistry of salar de Uyuni and deeper salt crusts, Central Altiplano, Bolivia », *Chemical Geology*, *167*, 3¬4, p. 373¬392.

RISACHER F., FRITZ B., ALONSO H., 2006, « Non-conservative behavior of bromide in surface waters and brines of Central Andes: A release into the atmosphere? », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *70*, 9, p. 2143¬2152.

ROSEN M.R., 1991, « Sedimentologic and geochemical constraints on the evolution of Bristol Dry Lake Basin, California, U.S.A », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *84*, 1¬4, p. 229¬257.

ROSEN M.R., 1994, *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems*, Geological Society of America (Geological Society of America Special Papers), p. 1-18.

ROZANSKI K., ARAGUÁS-ARAGUÁS L., GONFIANTINI R., 1993, « Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation », dans *Climate Change in Continental Isotopic Records*, American Geophysical Union, p. 1¬36.

RUBIN B., 1970, Uranium roll front zonation in the Southern Powder River Basin, Wyoming. *Wyoming Geological Association*, *Earth Science Bulletin*, *3*, 4. p. 5-12.SAIGHI O., MICHELOT J.-L., FILLY A., 2001, « Isotopic characteristics of meteoric water and groundwater in Ahaggar Massif (central Sahara) », *Isotope tehcniques in water resource investigations in arid and semi-arid regionsI, IAEA-TECDOC-1207*, p. 7¬25.

SAITO K., MARCHENKO S., ROMANOVSKY V., HENDRICKS A., BIGELOW N., YOSHIKAWA K., WALSH J., 2014, « Evaluation of LPM permafrost distribution in NE Asia reconstructed and downscaled from GCM simulations », *Boreas*, *43*, 3, p. 733¬749.

SALAMEH E., ALRAGGAD M., TARAWNEH A., 2014, « Natural salinity sources in the groundwaters of Jordan—Importance of sustainable aquifer management », *Chemie der Erde - Geochemistry*, *74*, 4, p. 735¬747.

SALEM O., VISSER J.H., DRAY M., GONFIANTINI R., 1980, « Environmental isotopes used in a hydrogeological study of north-eastern Brazil » IAEA V. (dir.), *Arid-zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques, Panel Proceedings Series No. 134*.

SALIEGE J.F., FONTES J.C., 1984, « Essai de détermination expérimentale du fractionnement des isotopes 13C et 14C du carbone au cours de processus naturels », *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, *35*, 1, p. 55¬62.

SANFORD W.E., 1997, « Correcting for diffusion in carbon-14 dating of ground water », *Ground Water*, *35*, 2, p. 357¬361.

SATO T., 2009, « Influences of subtropical jet and Tibetan Plateau on precipitation pattern in Asia: Insights from regional climate modeling », *Quaternary International*, *194*, 1, p. 148¬158.

SATO T., KIMURA F., KITOH A., 2007, « Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model », *Journal of Hydrology*, *333*, 1, p. 144¬154.

SATO T., TSUJIMURA M., YAMANAKA T., IWASAKI H., SUGIMOTO A., SUGITA M., KIMURA F., DAVAA G., OYUNBAATAR D., 2007, « Water sources in semiarid northeast Asia as revealed by field observations and isotope transport model », *Journal of Geophysical Research*, *112*, D17, p. D17112.

SCANLON B.R., KEESE K.E., FLINT A.L., FLINT L.E., GAYE C.B., EDMUNDS W.M., SIMMERS I., 2006, « Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions », *Hydrological Processes*, *20*, 15, p. 3335¬3370.

SCHMIEDER M., SEYFRIED H., GEREL O., 2013, « The circular Uneged Uul structure (East Gobi Basin, Mongolia) – Geomorphic and structural evidence for meteorite impact into an unconsolidated coarse-clastic target? », *Journal of Asian Earth Sciences*, *64*, p. 58¬76.

SCHMITT J.-M., 2012, « Compte-rendu de mission COGEGOBI (Mongolie). Fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique du K2Ss2 à Zoovch Ovoo. AREVA BGM/DGS CR 12/015. »

SCHMITT J.-M., 2014, « Compte-rendu de mission sur le site de Dulaan Uul (Mongolie) - Observations récentes et lancement de la thèse sur l'hydrogéochimie du bassin de Tsagaan Els. Areva AMS-DGS-TEC-HYD-RMIS-0003. »

SCHMITT J.-M., 2016, « Compte-rendu de missions sur le site de Dulaan Uul (Mongolie) ».

SCHMITT J.-M., DESCOSTES M., POLAK C., 2013. « L'exploitation par ISR des gisements d'uranium de type Roll front : des interactions multiples avec les eaux souterraines. », *Géologues, 179*, p. 54-58.

SCHMITT J.-M., DISTINGUIN M., 2014, « Bilan des travaux hydrogéologiques et synthèse des résultats acquis depuis 2010. AREVA BGM/DGS CR, AMS-DGS-TEC-HYD-RT-0016. »

SHAH N., NACHABE M., ROSS M., 2007, « Extinction Depth and Evapotranspiration from Ground Water under Selected Land Covers », *Ground Water*, *45*, 3, p. 329¬338.

SHANAFIELD M., COOK P.G., GUTIÉRREZ-JURADO H.A., FAUX R., CLEVERLY J., EAMUS D., 2015, « Field comparison of methods for estimating groundwater discharge by evaporation and evapotranspiration in an arid-zone playa », *Journal of Hydrology*, *527*, p. 1073¬1083.

SHAW P.A., BRYANT R.G., 2011, « Pans, Playas and Salt Lakes », dans THOMAS D.S.G. (dir.), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands: Third Edition*, Chichester, UK, John Wiley & Sons, Ltd, p. 373¬401.

SHORT M.A., CARITAT P. DE, MCPHAIL D.C., 2017, « Continental-scale variation in chloride/bromide ratios of wet deposition », *Science of The Total Environment*, *574*,

p. 1533¬1543.

SIEMANN M.G., SCHRAMM M., 2000, « Thermodynamic modelling of the Br partition between aqueous solutions and halite », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*, 10, p. 1681¬1693.

SIMMONS C.T., 2005, « Variable density groundwater flow: From current challenges to future possibilities », *Hydrogeology Journal*, *13*, 1, p. 116¬119.

SLADEN C., TRAYNOR J.J., 2000, « Lakes During the Evolution of Mongolia », dans GIERLOWSKI-KORDESCH E.H., KELTS K.R. (dirs.), *Lake Basins through Space and Time: AAPG Studies in Geology 46*, Tulsa, Oklahoma, USA, The American Association of Petroleum Geologists, p. 35¬57.

SNYDER C.T., 1962, « A Hydrologic Classificaion of Valleys in the Great Basin, Western United States / Une classification hydrologique des vallées dans le Grand Bassin, États Unis de l'Ouest », *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, *7*, 3, p. 53¬59.

STANHILL G., 1994, « Changes in the rate of evaporation from the dead sea », *International Journal of Climatology*, *14*, 4, p. 465¬471.

STURCHIO N.C., KUHLMAN K.L., YOKOCHI R., PROBST P.C., JIANG W., LU Z.-T., MUELLER P., YANG G.-M., 2014, « Krypton-81 in groundwater of the Culebra Dolomite near the Waste Isolation Pilot Plant, New Mexico », *Journal of Contaminant Hydrology*, *160*, p. 12¬20.

SUCKOW A., 2014, « The age of groundwater – Definitions, models and why we do not need this term », *Applied Geochemistry*, *50*, p. 222¬230.

TAMERS M.A., 1967, « Surface-water infiltration and groundwater movement in arid zones in venezuela », dans *Isotopes in Hydrology, Proceedings Series No. 80*, Vienna, IAEA, p. 339¬351.

TERZER S., WASSENAAR L.I., ARAGUÁS-ARAGUÁS L.J., AGGARWAL P.K., 2013, « Global isoscapes for δ18O and δ2H in precipitation: improved prediction using regionalized climatic regression models », *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*, 11, p. 4713¬4728.

THORBURN P.J., WALKER G.R., WOODS P.H., 1992, « Comparison of diffuse discharge from shallow water tables in soils and salt flats », *Journal of Hydrology*, *136*, 1¬4, p. 253¬274.

TORGERSEN T., PURTSCHERT R., PHILLIPS F.M., PLUMMER L.N., SANFORD W.E., SUCKOW A., 2013, « Defining Groundwater Age », dans *Isotopes Methods for Dating Old Groundwater, STI/PUB/1587.*, IAEA, Vienna, p. 21¬32.

TSOGTBAATAR J., JANCHIVDORJ L., UNURJARGAL D., ERDENECHIMEG B., 2009, « The Groundwater Problem in Mongolia » TANAKA T., JAYAKUMAR R., TSUJIMURA M. (dirs.), *UNESCO Chair Workshop on International Strategy for Sustainable Groundwater Management: Transboundary Aquifers and Integrated Watershed Management*, p. 25¬38.

TSUJIMURA M., ABE Y., TANAKA T., SHIMADA J., HIGUCHI S., YAMANAKA T., DAVAA G., OYUNBAATAR D., 2007, « Stable isotopic and geochemical characteristics of groundwater in Kherlen River basin, a semi-arid region in eastern Mongolia », *Journal of Hydrology*, *333*, 1, p. 47¬57.

TURNADGE C., SMERDON B.D., 2014, « A review of methods for modelling environmental tracers in groundwater: Advantages of tracer concentration simulation », *Journal of Hydrology*, *519*, p. 3674¬3689.

TWEED S., LEBLANC M., CARTWRIGHT I., FAVREAU G., LEDUC C., 2011, « Arid zone groundwater recharge and salinisation processes; an example from the Lake Eyre Basin, Australia », *Journal of Hydrology*, *408*, 3, p. 257¬275.

TYLER S.W., KRANZ S., PARLANGE M.B., ALBERTSON J., KATUL G.G., COCHRAN G.F., LYLES B.A., HOLDER G., 1997, « Estimation of groundwater evaporation and salt flux from Owens Lake, California, USA », *Journal of Hydrology*, *200*, 1¬4, p. 110¬135.

TYLER S.W., MUNOZ J.F., WOOD W.W., 2006, « The Response of Playa and Sabkha

Hydraulics and Mineralogy to Climate Forcing », *Ground Water*, *44*, 3, p. 329¬338.

VENGOSH A., 2014, *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 325-378 p.

VENGOSH A., ROSENTHAL E., 1994, « Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country », *Journal of Hydrology*, *156*, 1¬4, p. 389¬430.

VENGOSH A., GILL J., DAVISSON M.L., HUDSON G.B., 2002, « A multi-isotope (B, Sr, O, H, and C) and age dating (3H-3He and 14C) study of groundwater from Salinas Valley, California: Hydrochemistry, dynamics, and contamination processes », *Water Resources Research*, *38*, 1, p. 91¬917.

VENGOSH A., SPIVACK A.J., ARTZI Y., AYALON A., 1999, « Geochemical and boron, strontium, and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean Coast of Israel », *Water Resources Research*, *35*, 6, p. 1877¬1894.

VOGEL J.C., 1993, « Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis », dans EHLERINGER J.R., HALL A.E., FARQUHAR G.D. (dirs.), *Stable Isotopes and Plant Carbon-water Relations*, San Diego, Academic Press, 29-46 p.

VOGEL J.C., EHHALT D., 1963, « The Use of the Carbon Isotopes in Groundwater Studies », *Symposium on the Application of Radioisotopes in Hydrology*, p. 383¬395.

WALKER G.R., HUGHES M.W., ALLISON G.B., BARNES C.J., 1988, « The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface », *Journal of Hydrology*, *97*, 3¬4, p. 181¬197.

WALRAEVENS K., CARDENAL-ESCARCENA J., CAMP M. VAN, 2007, « Reaction transport modelling of a freshening aquifer (Tertiary Ledo-Paniselian Aquifer, Flanders-Belgium) », *Applied Geochemistry*, *22*, 2, p. 289¬305.

WANG X.-P., BERNDTSSON R., LI X.-R., KANG E.-S., 2004, « Water balance change for a re-vegetated xerophyte shrub area/Changement du bilan hydrique d'une zone replantée d'arbustes xérophiles », *Hydrological Sciences Journal*, *49*, 2, p. null-295.

WARNER N., LGOURNA Z., BOUCHAOU L., BOUTALEB S., TAGMA T., HSAISSOUNE M., VENGOSH A., 2013, « Integration of geochemical and isotopic tracers for elucidating water sources and salinization of shallow aquifers in the sub-Saharan Drâa Basin, Morocco », *Applied Geochemistry*, *34*, p. 140¬151.

WARREN J.K., 2016a, « Sabkhas, Saline Mudflats and Pans », dans WARREN J.K. (dir.), *Evaporites: A Geological Compendium*, 2nd édition, Cham, Springer International Publishing, p. 207¬301.

WARREN J.K., 2016b, « Depositional Chemistry and Hydrology », dans WARREN J.K. (dir.), *Evaporites: A Geological Compendium*, 2nd édition, Cham, Springer International Publishing, p. 85¬205.

WARREN J.K., 2016c, « Potash Resources: Occurences and Controls », dans WARREN J.K. (dir.), *Evaporites: A Geological Compendium*, 2nd édition, Cham, Springer International Publishing Switzerland, p. 1081¬1185.

WEBB L.E., JOHNSON C.L., MINJIN C., 2010, « Late Triassic sinistral shear in the East Gobi Fault Zone, Mongolia », *Tectonophysics*, *495*, 3¬4, p. 246¬255.

WEIGUO L., XIAHONG F., YOUFENG N., QINGLE Z., YUNNING C., ZHISHENG A.N., 2005, « delta13C variation of C3 and C4 plants across an Asian monsoon rainfall gradient in arid northwestern China », *Global Change Biology*, *11*, 7, p. 1094¬1100.

WILSON J.L., GUAN H., 2004, « Mountain-Block Hydrology and Mountain-Front Recharge », dans Hogan J.F., Phillips F.M., Scanlon B.R. (dir.), *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*, American Geophysical Union, p. 113¬137.

WOOD W.W., SANFORD W.E., 1990, « Ground-water control of evaporite deposition »,

Economic Geology, *85*, 6, p. 1226¬1235.

WOOD W.W., SANFORD W.E., 1995, « Eolian transport, saline lake basins, and groundwater solutes », *Water Resources Research*, *31*, 12, p. 3121¬3129.

WOOD W.W., SANFORD W.E., 2007, « Atmospheric bromine flux from the coastal Abu Dhabi sabkhat: A ground-water mass-balance investigation », *Geophysical Research Letters*, *34*, 14, p. L14405.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1994, *Guide to Hydrological Practices (WMO-No. 168)*, 5th édition, Geneve, Switzerland, 296 p.

XIAO J., SI B., ZHAI D., ITOH S., LOMTATIDZE Z., 2008, « Hydrology of Dali Lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability », *Journal of Paleolimnology*, *40*, 1, p. 519¬528.

XU H., LAN J., SHENG E., LIU B., YU K., YE Y., SHI Z., CHENG P., WANG X., ZHOU X., YEAGER K.M., 2016, « Hydroclimatic contrasts over Asian monsoon areas and linkages to tropical Pacific SSTs », *Scientific Reports*, *6*, p. 33177.

YAMANAKA T., KAIHOTSU I., OYUNBAATAR D., GANBOLD T., 2007, « Summertime soil hydrological cycle and surface energy balance on the Mongolian steppe », *Journal of Arid Environments*, *69*, 1, p. 65¬79.

YANG Y.-T., GUO Z.-X., SONG C.-C., LI X.-B., HE S., 2015, « A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous », *Gondwana Research*, *28*, 3, p. 1096¬1116.

YECHIELI Y., GAVRIELI I., BERKOWITZ B., RONEN D., 1998, « Will the Dead Sea die? », *Geology*, *26*, 8, p. 755.

YECHIELI Y., WOOD W.W., 2002, « Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes », *Earth-Science Reviews*, *58*, 3¬4, p. 343¬365.

YU W., WU T., WANG W., LI R., WANG T., QIN Y., WANG W., ZHU X., 2016, « Spatiotemporal Changes of Reference Evapotranspiration in Mongolia during 1980–2006 », *Advances in Meteorology*, *2016*, p. 1¬14.

YUAN-HUI L., GREGORY S., 1974, « Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments », *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*, 5, p. 703¬714.

YUE Y., LIOU J.G., 1999, « Two-stage evolution model for the Altyn Tagh fault, China », *Geology*, *27*, 3, p. 227¬230.

ZHANG C., WANG Y., DENG T., WANG X., BIASATTI D., XU Y., LI Q., 2009, « C4 expansion in the central Inner Mongolia during the latest Miocene and early Pliocene ».

ZHANG C., ZHANG W., FENG Z., MISCHKE S., GAO X., GAO D., SUN F., 2012, « Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *323¬325*, p. 75¬86.

ZHAO Y., YU Z., CHEN F., 2009, « Spatial and temporal patterns of Holocene vegetation and climate changes in arid and semi-arid China », *Quaternary International*, *194*, 1¬2, p. 6¬18.

ZHENG C., WANG P.P., 1999, *MT3DMS, A modular three-dimensional multi-species transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems,* documentation and user's guide, U.S. Army Engineer Research and Development Center Co, Vicksburg, MS, 202 p.

ZHONGSHI Z., WANG H., GUO Z., JIANG D., 2007, « What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat? », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *245*, 3, p. 317¬331.

Annexes

Annexe 1 - Étude bibliographique sur le paléoclimat *239*
Annexe 2 - Protocole d'échantillonnage *247*
Annexe 3 - Zones humides et sources : localisation et iconographie *249*
Annexe 4 - Les playas : caractéristiques et fonctionnement *261*
Annexe 5 - Chroniques piézométriques *273*
Annexe 6 - Méthode de correction de salinité *281*
Annexe 7 - Connexions inter-aquifères *287*
Annexe 8 - Évolutions des deux sous-modèles hydrogéologiques *293*
Annexe 9 - Ajustement de la hauteur des cellules du modèle *297*
Annexe 10 - Cartes des conductivités hydrauliques *301*
Annexe 11 - Paramètres de recharges MODFLOW *303*
Annexe 12 - Paramètres de résolutions MODFLOW *307*
Annexe 13 - Les conditions aux limites de drain *311*
Annexe 14 - Calibration du sous-bassin d'Unegt, résultats bruts *313*
Annexe 15 - Calibration du sous-bassin de Zuunbayan, résultats bruts *315*
Annexe 16 - Calibration modifiée avec arrivée d'eau provenant du NE *317*
Annexe 17 - Âge Goode des eaux du sous-bassin d'Unegt, résultats bruts . *321*
Annexe 18 - Âge ^{14}C de l'eau *323*
Annexe 19 - Données brutes Br^- *329*
Annexe 20 - Données brutes $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ *333*
Annexe 21 - Les isotopes stables de l'eau *337*

Annexe 1 - Étude bibliographique sur le paléoclimat

Cette section présente une synthèse bibliographique des études sur le paléoclimat régional durant le Cénozoïque. L'accent est mis sur la fin du Pléistocène et l'Holocène (*-30 ka – aujourd'hui*) puisque cette période a plus d'influence sur le fonctionnement hydrogéologique actuel du bassin.

1. Crétacé Supérieur (-100,5 – -66 Ma)

Des études sédimentologiques réalisées par AREVA ont permis d'établir les conditions climatiques sous lesquelles les formations sédimentaires se sont déposées durant le Crétacé Supérieur sur le sous-bassin de Zuunbayan (Parize, 2013). Les conclusions de cette étude indiquent que la formation du Sainshand supérieur (K2Ss2) se serait déposée sous un climat semi-humide. La formation sus-jacente du Bayanshiree (K2Bs) se serait, elle, déposée sous un climat semi-aride.

2. Cénozoïque (-66 Ma – Aujourd'hui)

Durant le Cénozoïque, une aridification croissante est constatée sur l'ensemble de l'Asie centrale (An et al., 2014). L'origine de cette aridification est encore débattue. Les principales hypothèses seraient que cette aridification soit liée (Caves et al., 2015 ; Sato, 2009 ; Zhongshi et al., 2007):

- 1) à l'ascension progressive du plateau Tibétain, provenant de la collision entre la plaque indienne et Eurasienne, modifiant ainsi la circulation atmosphérique,
- 2) au retrait progressif de l'océan épicontinental Paratéthys, une mer qui atteignait le bassin du Tarim et qui représentait une source d'humidité importante pour l'Asie intérieure (Bosboom et al., 2011),
- 3) à la diminution du flux d'humidité apportée par les vents d'ouest et/ou par l'EASM. La mousson hivernale est rarement discutée dans les études paléoclimatiques.

L'Éocène (*-56 – -33,9 Ma*) est une période qui marque le début d'une aridification plus intense. Un épisode majeur d'aridification, prénommée « Mongolia Remodelling », a lieu vers la fin de cette époque (~-36,6 Ma). Cet évènement majeur a bouleversé l'ordre végétal et animal. Un parallèle peut être fait avec la « grande coupure Éocène-Oligocène » en Europe (Bosboom et al., 2011). Il est intéressant de noter que des dépôts d'évaporites (halite et gypse) se sont formés tout au long du Cénozoïque (An et al., 2014), notamment durant :

- le Paléocène (*-66 – -56 Ma*), au sud-ouest de la Chine,
- l'Éocène (*-56 – -33,9 Ma*), à l'ouest et à l'est de la Chine,
- l'Oligocène (*-33,9 – -23,03 Ma*), à l'ouest de la Chine,

- et lors du Miocène (*-23,03 – -5,33 Ma*), au nord-ouest de la Chine, notamment dans les bassins du Qaidam, du Tarim, du Jungaar et du Jiuquan.

Il est donc possible que ce type de dépôts se soit également formé dans le bassin de Tsagaan Els durant le Cénozoïque et plus particulièrement durant le Miocène.

Le climat de plus en plus aride a favorisé l'érosion éolienne, amplifiée par la désertification des terrains, et a engendré de nombreux dépôts éoliens depuis le début de l'Oligocène.

3. Fin Pléistocène – Holocène

À l'échelle de temps du Cénozoïque, la bibliographie ne fournit qu'une tendance globale du paléoclimat sur une échelle géographique largement étendue. À l'inverse, sur la période s'étalant de la fin du Pléistocène jusqu'à aujourd'hui (*~-30 ka – Aujourd'hui*), les études paléoclimatiques sont davantage détaillées et locales. L'ensemble des études présentées par la suite associent une analyse des faciès et de l'âge des sédiments d'origine lacustre avec une analyse multicritère regroupant, par exemple, taux de matières organiques, de carbone organique et inorganique, de carbonate, le ratio C/N, les pollens, etc.

3.1.Interprétations qualitatives

La fin du Pléistocène est une période humide et froide marquée par le dernier maximum glaciaire qui dans le sud de la Mongolie se situe entre ~-22 – -15 ka (Owen et al., 1998). À cette date, les limites du pergélisol s'étendaient jusqu'à la limite nord du bassin de Tsagaan Els, au moins partiellement (Liu et Jiang, 2016 ; Saito et al., 2014). Cependant aucune trace de pergélisol n'a été trouvée jusqu'à présent ce qui laisse penser que les conditions étaient assez similaires à l'actuel, c'est à dire une alternance saisonnière de gel et de dégel avec toutefois une période de gel plus conséquente lors de cet épisode glaciaire. Des traces de pergélisol ont été trouvées à plusieurs centaines de kilomètres à l'ouest du bassin dans des zones où l'altitude dépasse les 1200 m (Owen et al., 1998). Ce type de sol se serait formé entre -22 et -15 ka et puis se serait dégradé par la suite vers la fin du Pléistocène (-13 – -10 ka).

Sur la période de l'Holocène (*-11,7 ka – aujourd'hui*), le climat mongol est très chaotique de manière générale. D'après An et al. (2008), le début de cette période en Mongolie aurait été marqué par une période aride, plus aride qu'aujourd'hui. Le climat serait ensuite devenu de plus en plus humide avec une limite entre forêt et steppe plus au sud que la limite actuelle. Une période de sécheresse se serait ensuite installée vers le milieu de l'Holocène. Cette période varie au sein même du pays mais on observe globalement une durée de plus en plus longue du nord vers le sud. D'après les données présentées pour le nord de la Chine, les bornes limites de cette période seraient entre -7,6 et -3,0 ka et elle aurait duré entre 2 et 3 ka. Après cet épisode, le climat serait redevenu plus humide sans pour autant retrouver les conditions antérieures à cet évènement (Hartmann et Wünnemann, 2009). Des intervalles

arides de quelques centaines d'années se seraient ensuite présentés de plus en plus fréquemment avec comme conséquence une aridification croissante jusqu'à ce jour.

Peu d'études paléoclimatiques ont été effectuées dans le désert de Gobi (Felauer et al., 2012 ; Lee et al., 2013) et la majorité d'entre elles se concentrent dans le nord et l'ouest de la Mongolie ou encore au sud, en Mongolie intérieure. Les études représentées dans la Figure A.1 ont été choisies pour leur proximité avec le bassin de Tsagaan Els. Ces zones ont aussi été prise en compte dans l'étude de An et al. (2008) et les conclusions sont donc similaires, mais d'autres commentaires peuvent tout de même être faits. D'une part, le climat lors de la fin de l'Holocène semblerait dépendre des latitudes. Au nord de notre zone d'étude, le climat reste plus humide de -4,5 ka jusqu'à aujourd'hui avec quelques intervalles arides de moins de 500 ans. En revanche au sud de Tsagaan Els, l'Holocène se termine par un climat de plus en plus aride. Cette tendance semble se confirmer sur le dernier siècle (Ma et Edmunds, 2006). D'autre part, l'optimum de l'Holocène, c'est-à-dire la période la plus chaude, apparaît au milieu de cette époque (-7 – -4 ka) de manière très rapprochée avec la période aride notée par An et al. (2008). Pour le lac Ulaan, environ 500 km à l'ouest de Tsagaan Els, cet optimum apparaîtrait plus tôt, entre -11,3 et -8,8 ka, au début de l'Holocène.

Les différentes frises chronologiques présentées Figure A.2 montrent à quel point les résultats des études paléoclimatiques varient spatialement. L'influence des circulations de masse d'air provenant de l'ouest et du sud (Figure A.1), serait une des causes de ces fluctuations spatiotemporelles (An et al., 2008 ; Hartmann et Wünnemann, 2009 ; Lee et al., 2013). Actuellement, le bassin de Tsagaan Els est hors de la zone d'influence de l'EASM : cette zone semble s'être déplacée plus au nord du bassin entre -9 et -5 ka et son intensité a atteint un pic au début de l'Holocène avant de progressivement diminuer (An et al., 2006 ; Lee et al., 2013).

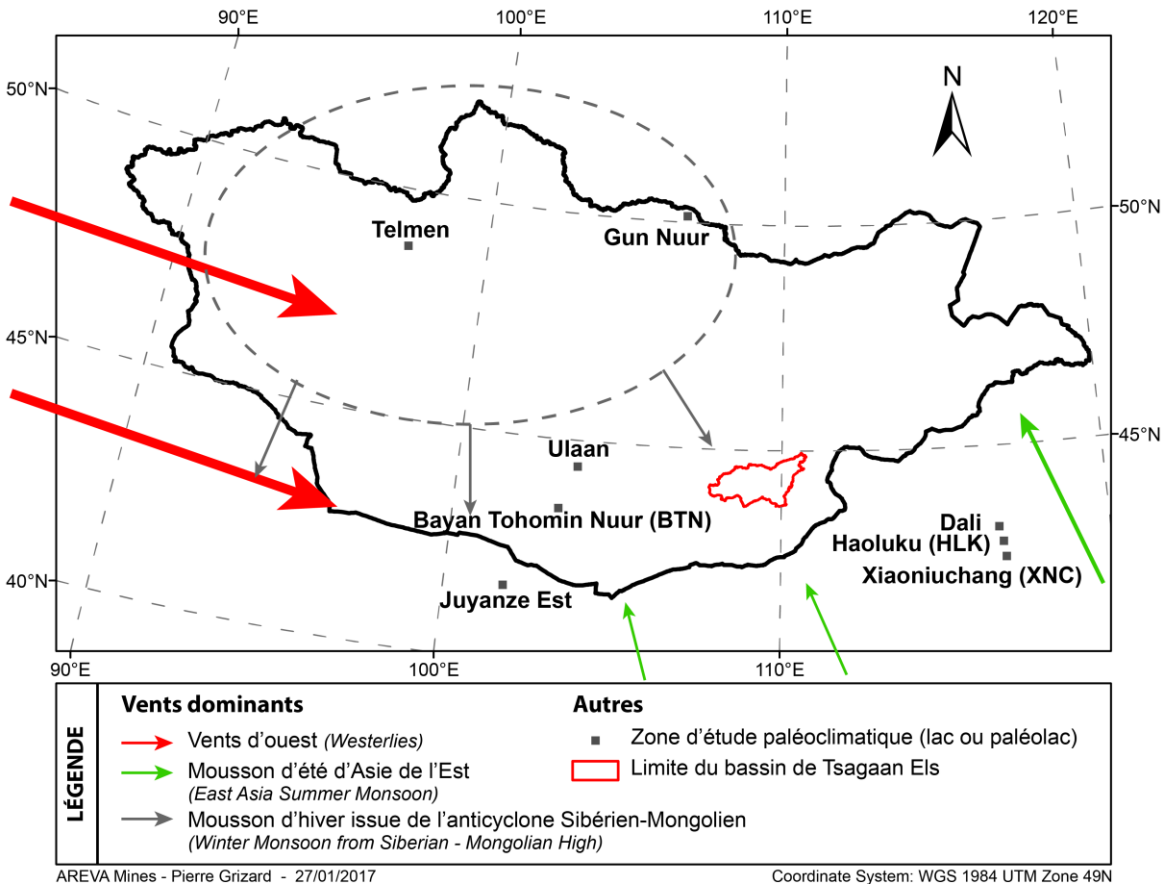

Figure A.1 : Vents dominants contrôlant le climat mongol et localisation des zones d'étude paléoclimatique

(Repris de Xiao et al. (2008). Le climat est principalement contrôlé par les vents d'ouest. L'influence de la mousson d'Asie de l'Est, plus importante à l'est de la Mongolie, reste moins importante. Ces circulations atmosphériques existeraient depuis le début de l'Éocène (Caves et al., 2015))

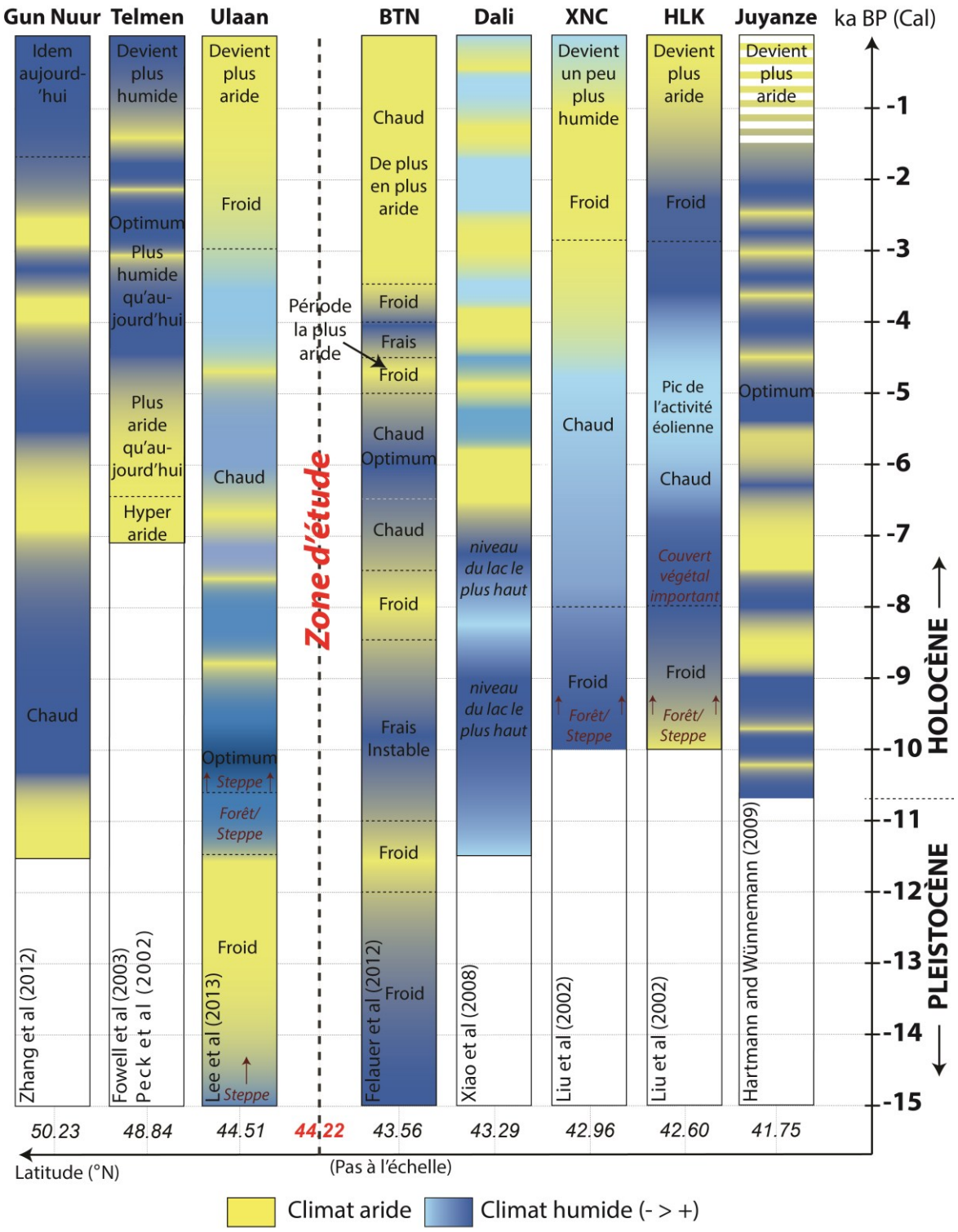

Figure A.2 : Synthèse bibliographique qualitative des études paléoclimatiques portant sur l'Holocène – fin Pléistocène autour du bassin de Tsagaan Els

(Les différents lieux sont localisés Figure A.1. Chaque frise est indépendante, les conditions humides ou arides sont relatives à la zone où les études paléoclimatiques ont été réalisées. Par température croissante : froid, frais et chaud)

3.2.Interprétations semi-quantitatives

Les études présentées dans la section précédente sont principalement qualitatives et, au sein même de ces dernières, la notion d'aridité est relative à un état donné non-connu. Pour outrepasser ce problème, plusieurs études ont repris les données brutes des études antérieures pour créer un index d'aridité basé sur différents paramètres quantitatifs tels que la concentration en ^{18}O, le ratio de certains pollens, la lithologie, etc. Chen et al. (2008) ont ainsi quantifié le climat de plusieurs lacs situés en Asie centrale (Figure A.3A, B et C). Un coefficient variant entre 0 et 4 (0 étant très aride et 4, très humide) est affecté par tranche de 200 ans sur chaque site et calculé en fonction des données disponibles. Ces données confirment les analyses qualitatives présentées Figure A.2 pour les lacs de Juyanze, Telmen et Gun Nuur avec quelques dissimilitudes entre les deux figures. Ces interprétations ne se basant pas sur les mêmes études, il est toutefois normal d'aboutir à des différences.

Une étude quantitative similaire (Zhao et al., 2009) se base sur un index semblable variant de 1 à 4 (1 étant très aride et 4, très humide) par tranche de 100 ans mais qui est obtenu uniquement à partir d'études palynologiques (Figure A.3D et E). Les résultats indiquent que le climat en Mongolie Intérieure aurait été aride au début de l'Holocène (similaire à aujourd'hui ou légèrement plus humide). Il serait ensuite devenu de plus en plus humide pour atteindre l'optimum entre -8 ka et -7 ka. Le climat serait ensuite devenu de plus en plus aride jusque vers -3 ka à -2 ka pour atteindre une aridité similaire à celle d'aujourd'hui et qui se serait maintenue ainsi depuis. Ces interprétations ne font cependant pas ressortir l'évènement aride qui a eu lieu entre -7,6 ka et -3 ka et noté par de nombreuses études (ex: An et al., 2008; Chen et al., 2003). Localement, cette épisode arrive à des intervalles de temps différents (An et al., 2008)[6].

[6] On notera de ce fait qu'en moyennant les résultats de plusieurs études réalisées à différents endroits, ce genre d'épisode aride peut être 'lissé'.

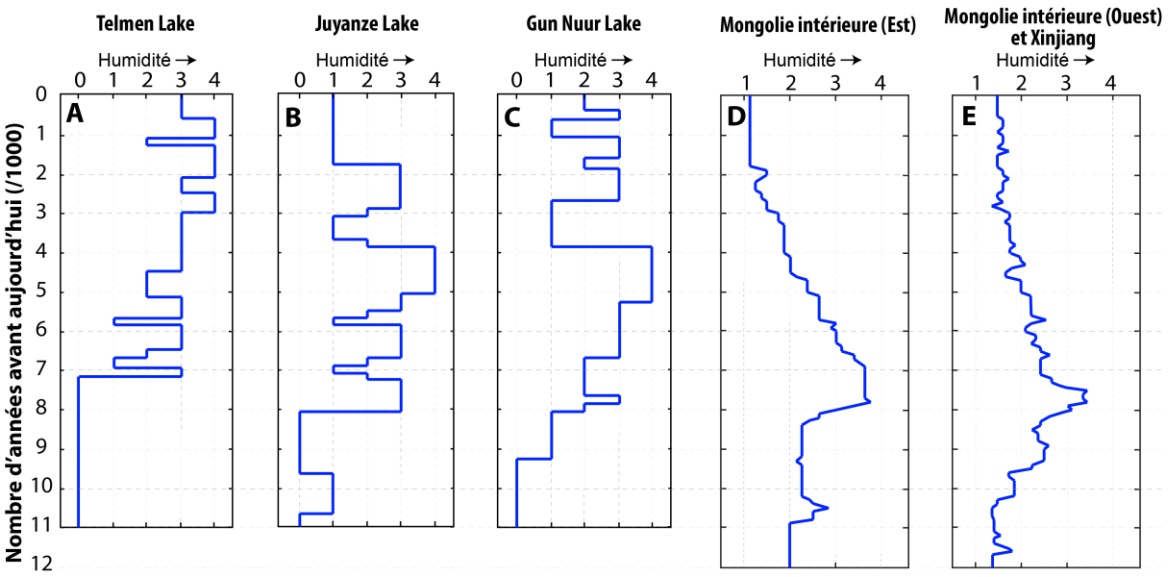

Figure A.3 : Études paléoclimatiques semi-quantitatives proche de notre zone d'étude

(Les figures A, B et C sont extraites de Chen et al. (2008). L'index d'aridité varie cette fois entre 0 et 4, 0 étant le plus aride et 4, le plus humide. Les figures D et E sont extraites de Zhao et al. (2009). L'index d'aridité varie entre 1 et 4, 1 étant le plus aride et 4, le plus humide. Les figures D et E ont été obtenues à partir de 8 et 9 différentes études paléoclimatiques respectivement.)

3.3.Conclusions

Les variations spatio-temporelles du climat durant l'Holocène déduites des interprétations qualitatives et semi-quantitatives ainsi que les résultats parfois contradictoires compliquent l'interpolation du paléoclimat à notre zone d'étude. Les études les plus proches géographiquement (BTN, Ulaan, Dali, XNC, HLK) sont les plus fiables pour ce genre d'opération. Néanmoins, les analyses semi-quantitatives moyennées sur une zone d'étude étendue (comme la Mongolie Intérieure) permettent de s'affranchir de ces variations spatiales et de faire ressortir une tendance générale. En contrepartie, certains évènements ponctuels ne ressortent pas de ces analyses. La combinaison des études locales proches du bassin de Tsagaan Els et de ces quantifications à une échelle plus large permettent de retenir les conclusions suivantes :

- De -15 ka jusqu'au début de l'Holocène le climat s'aridifie
- Le climat devient ensuite nettement plus humide avec un optimum entre -10 ka et -6 ka
- Le climat devient ensuite de plus en plus aride ponctué d'épisodes très arides de quelques centaines d'années. Cette tendance semble se confirmer jusqu'à aujourd'hui.

Annexe 2 - Protocole d'échantillonnage

Le protocole d'échantillonnage est présenté en détails dans le rapport de Schmitt et Distinguin (2014). Il débute par une purge des ouvrages à l'aide d'une pompe immergée MP1 (Grundfos) pour les piézomètres et SQ7 (Grundfos) pour les puits de plus larges diamètres. Le volume minimum à purger est égal au volume total d'eau contenu dans l'ouvrage lui-même et dans le massif filtrant, le tout étant multiplié par un coefficient de sécurité de 1,5. Ce volume peut être dépassé si les paramètres physico-chimiques, mesurés en continu, ne sont pas stabilisés. L'eau pompée est dirigée vers une cellule de mesures où les paramètres physico-chimiques sont mesurés avant contact avec l'atmosphère (Photo A.1). Les appareils portatifs utilisés pour mesurer ces derniers sont régulièrement calibrés par les équipes locales de COGEGOBI. L'alcalinité totale est mesurée sur place par titration colorimétrique. Les échantillons sont filtrés à 0,45 µm et une partie d'entre eux est acidifiée pour l'analyse des cations et métaux. Les flacons utilisés sont en plastique et sont fermés hermétiquement. Ces derniers sont ensuite stockés au frais dans des réfrigérateurs ou dans des glaciaires pour le transport. Les échantillons sont analysés dans les laboratoires d'ACTLABS (Actlab Asia LLC, Ulaanbaatar, Mongolia) et CGL (Central Geological Laboratory, Ulaanbataar, Mongolia). ACTLAB a réalisé seul la plupart des analyses entre 2008 et 2010.

Photo A.1 : Purge et analyse en continu des paramètres physico-chimiques

Annexe 3 - Zones humides et sources : localisation et iconographie

1. *Les zones humides*

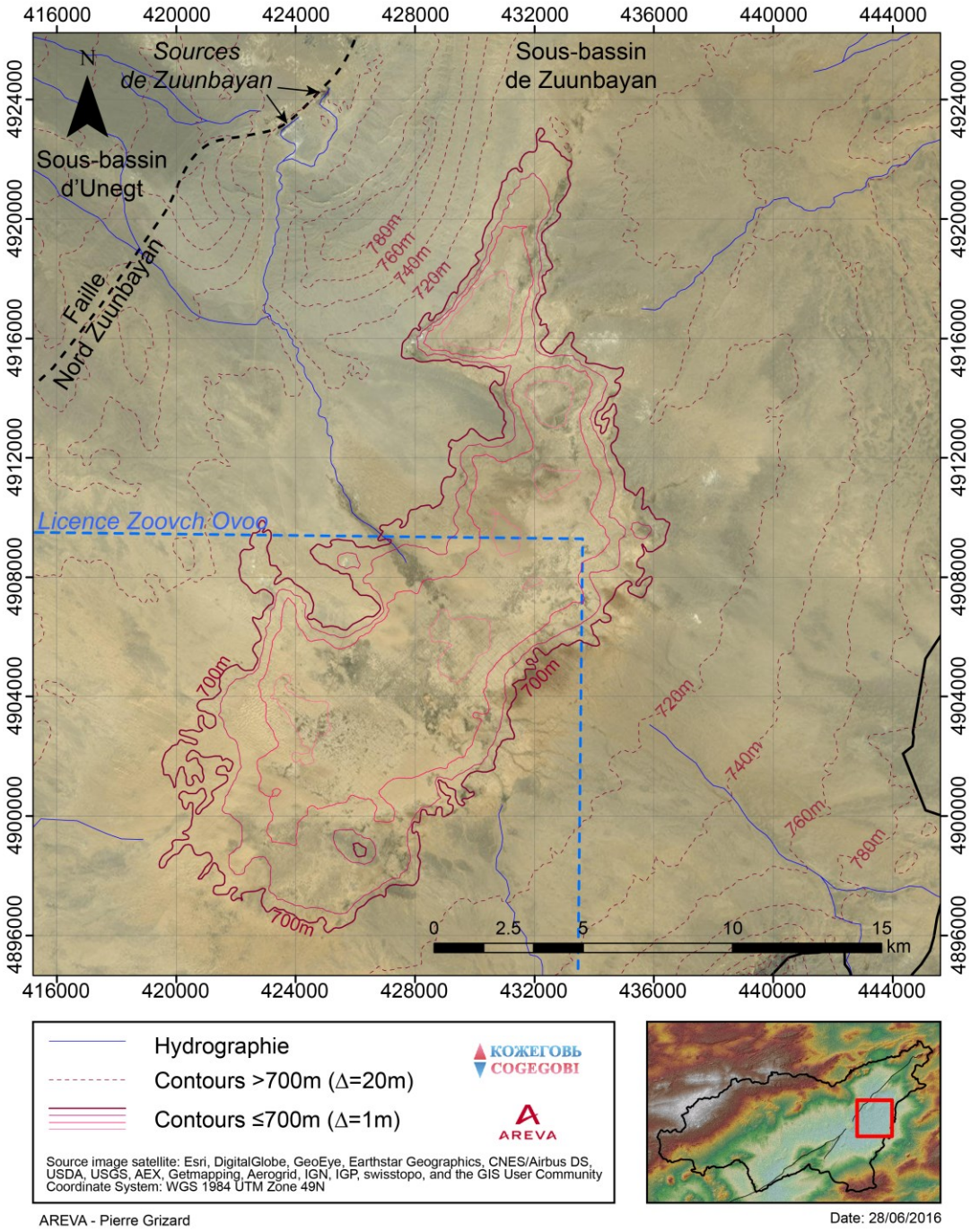

Figure A.4 : Dépression de Tsagaan Els - Image satellite et topographie

(Playa terminale du bassin de Tsagaan Els située dans le sous-bassin de Zuunbayan)

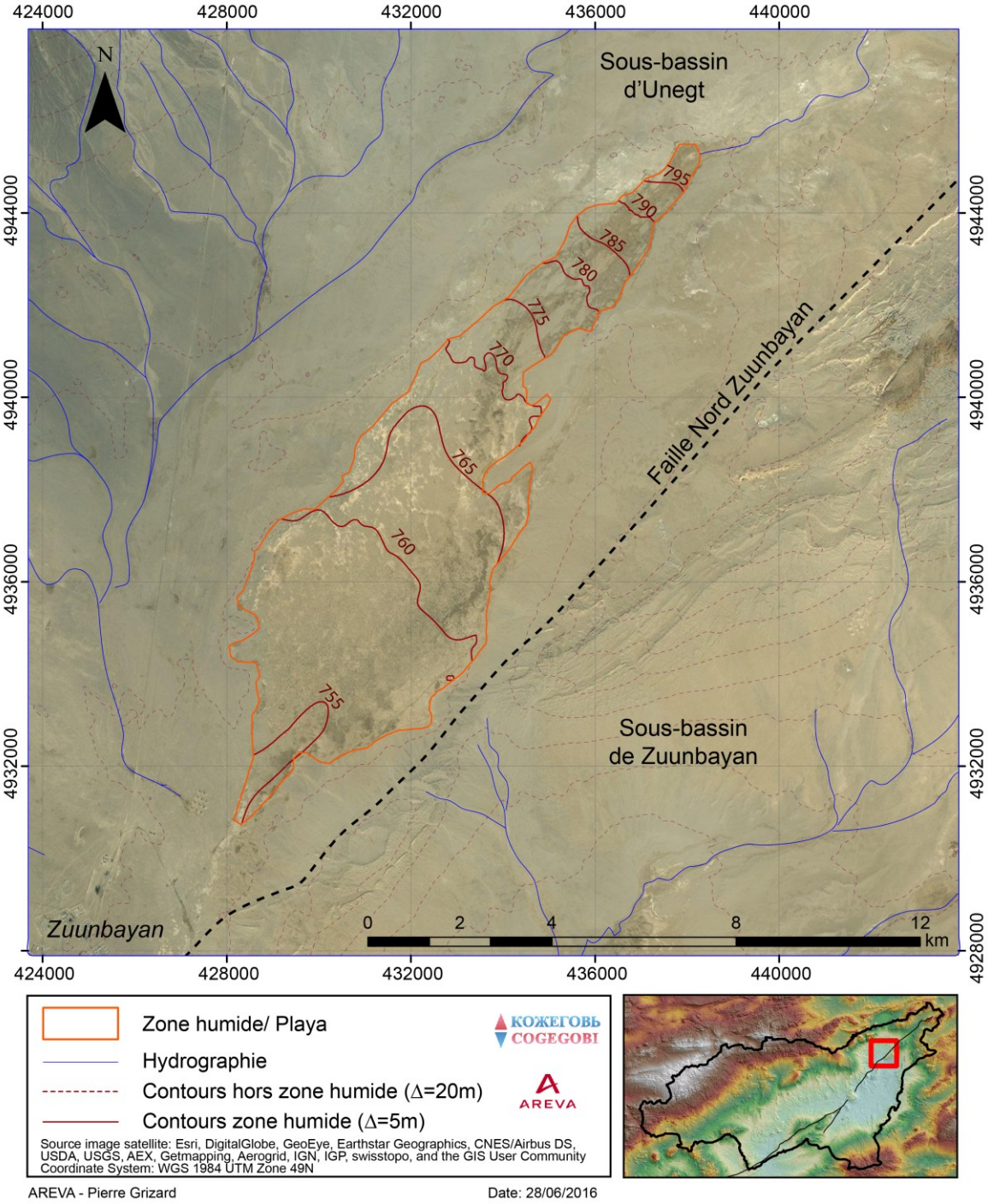

Figure A.5 : Zone basse près de la ville de Zuunbayan - Image satellite et topographie

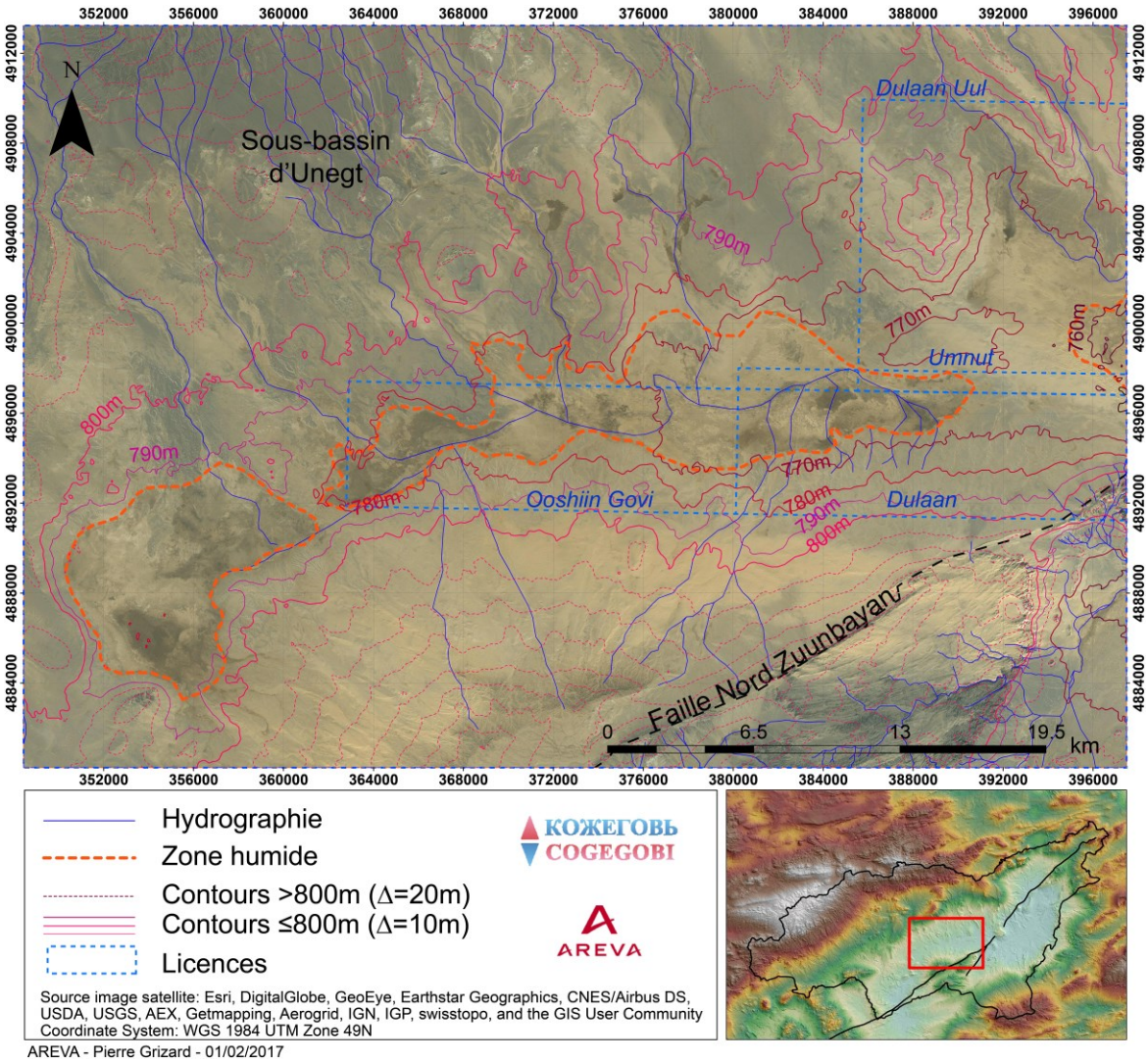

Figure A.6 : Zone basse dans le centre du bassin d'Unegt - Image satellite et topographie

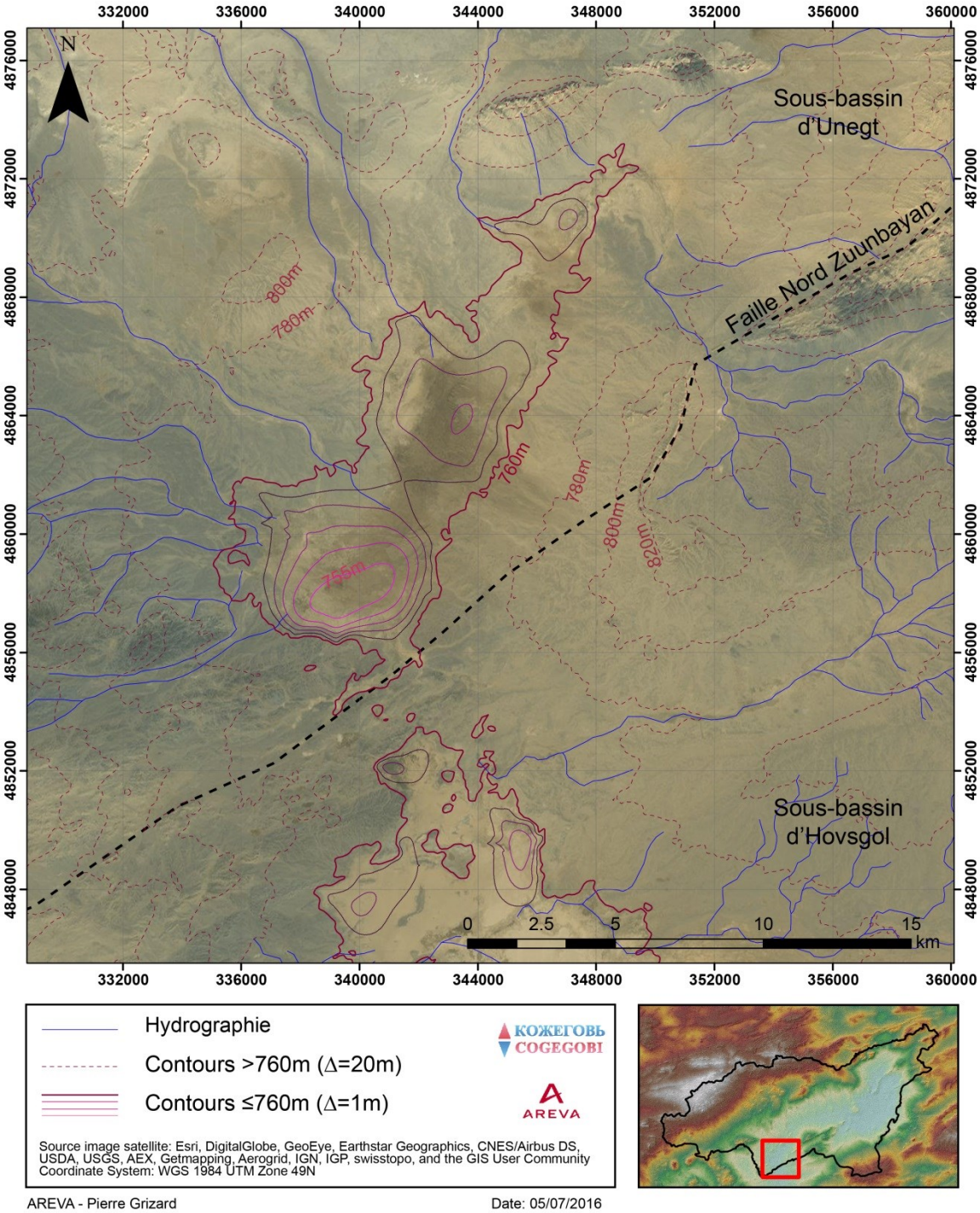

Figure A.7 : Zone basse au sud-ouest du sous-bassin d'Unegt - Image satellite et topographie

(De l'autre côté de la faille Nord Zuunbayan se trouve une autre playa qui est certainement l'exutoire principal du bassin d'Hövsgol.)

2. *Les sources*

2.1.La source de Baruun Bayan

En amont comme en aval de la source, la végétation est très dense et la zone, marécageuse. En août 2016, le ruisseau qui avait été pris en photo en avril 2015 (Photo A.2) n'était plus présent, son cours a peut-être été modifié. On peut aussi remarquer que si le débit du ruisseau était plus important en avril 2015, la surface de la mare était beaucoup plus petite (Photo A.3 et Photo A.4). De plus, les dépôts de sel observés lors de cette dernière mission étaient beaucoup moins épais et plus rares qu'en avril 2015 (Photo A.5 et Photo A.6). Les pluies de l'été ont peut-être dissous une partie de ce sel. Un échantillon solide a été prélevé (Photo A.6).

Photo A.2 : Ruisseau en aval de Baruun Bayan (17/04/2015)

(Vue direction sud-est)

Photo A.3 : Aval de la source de Baruun Bayan (17/04/2015)

(Vue direction nord-est)

Photo A.4 : Aval de la source de Baruun Bayan (04/09/2016)

(Vue direction nord-est)

Photo A.5 : Dépôt de sel à Baruun Bayan (17/04/2015)

Photo A.6 : Dépôt de sel à Baruun Bayan (04/09/2016)

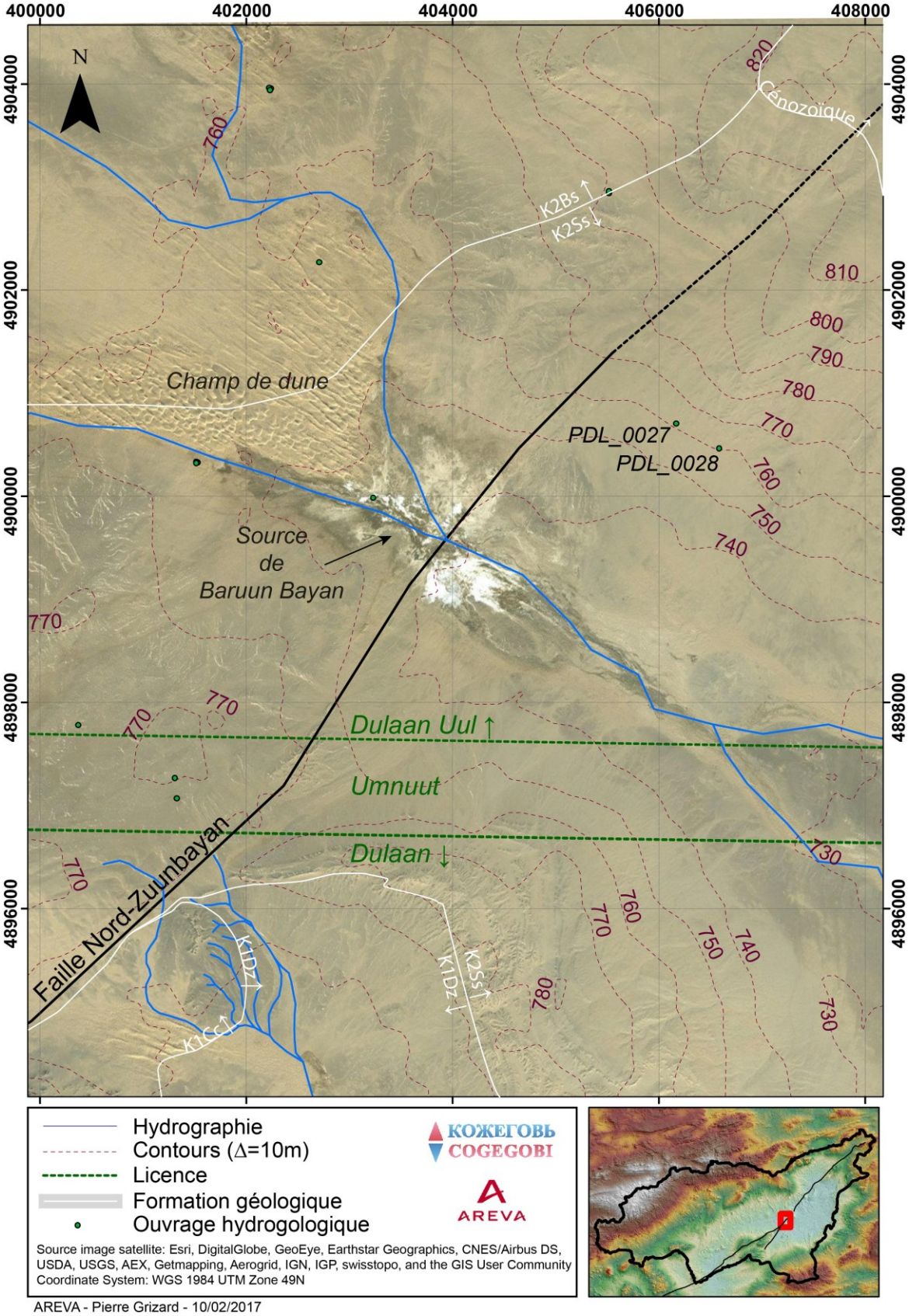

Figure A.8 : Source de Baruun Bayan - Image satellite et topographie

2.2.La source de Dund Bayan

À la différence des autres sources, le débit de la source de Dund Bayan est visible même en été du fait de l'absence de végétation (Photo A.7). Ce dernier peut cependant être beaucoup plus important comme le suggèrent les débris observés dans les arbustes, l'étroitesse des chenaux et les apports sédimentaires/traces de sels en aval de cette dernière (Photo A.8, Photo A.9 et Photo A.10).

Photo A.7 : Source de Dund Bayan

(Vue direction nord-ouest)

Photo A.8 : Aval de la source de Dund Bayan

(Vue direction sud-est, la plaine sableuse est légèrement blanchâtre à cause des traces de sel.)

Photo A.9 : En remontant la source de Dund Bayan

(Le niveau d'eau peut être assez important comme le montre la hauteur du chenal et la hauteur des traces de sels sur les bordures.)

Photo A.10 : Point de résurgence temporaire de la source de Dund Bayan

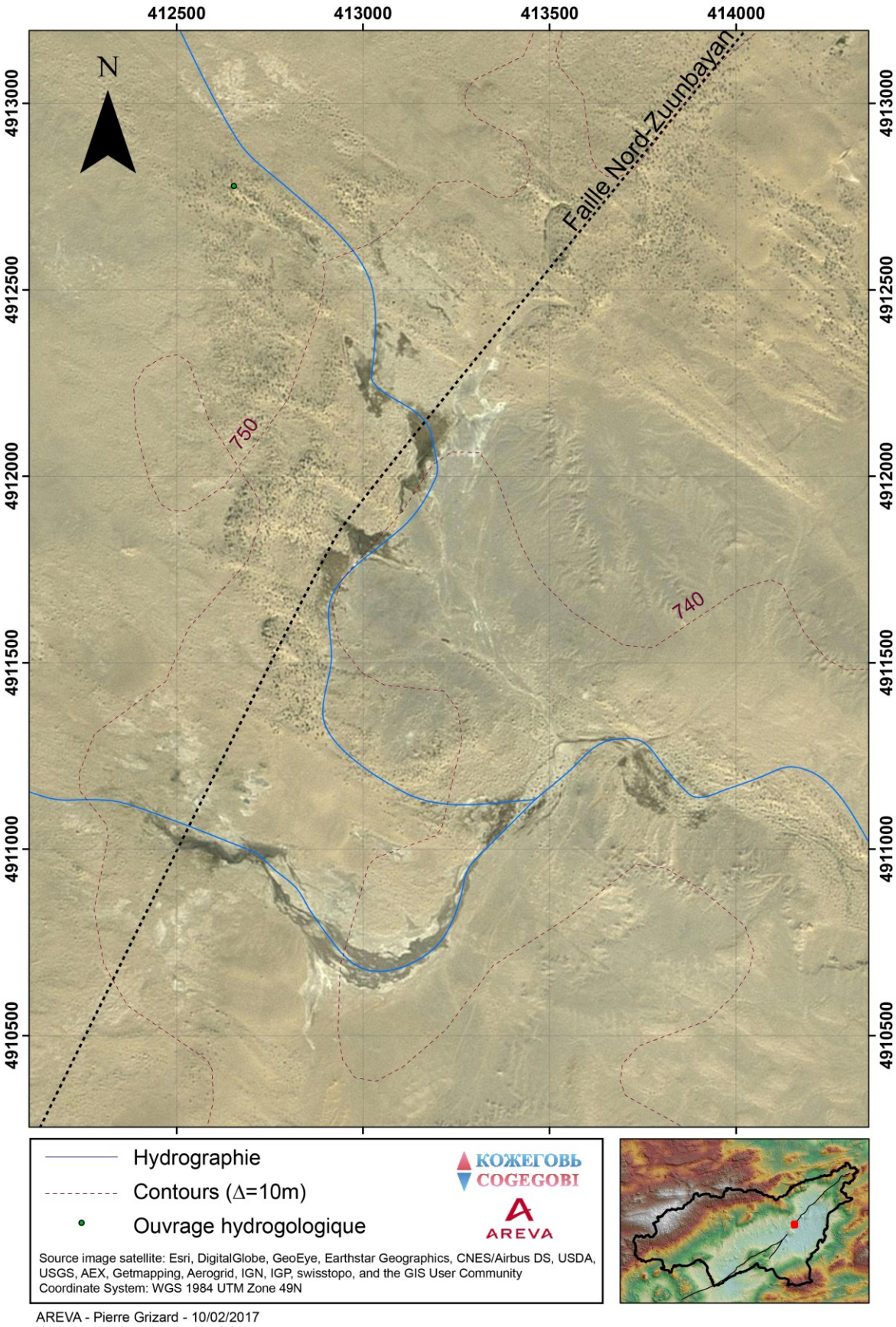

Figure A.9 : Source de Dund Bayan - Image satellite et topographie

2.3.Les sources de Zuunbayan

Une des sources de Zuunbayan a été visitée en août 2016 (44,467°N ; 110,056°E). Cette dernière, largement visible sur les images satellites (Figure A.10), présentait une zone marécageuse très verte mais aucun écoulement n'était visible (Photo A.11 et Photo A.12).

Photo A.11 : Source près de Zuunbayan (X=424 893, Y=4 924 200)

(Vue direction Est. Une petite mare et une zone marécageuse sont présentes. L'ensemble de la zone est vert par rapport aux alentours. Le cadre rouge fait référence à la zone photographiée de la Photo A.12).

Photo A.12 : Zone marécageuse près de Zuunbayan

(Vue direction nord-est)

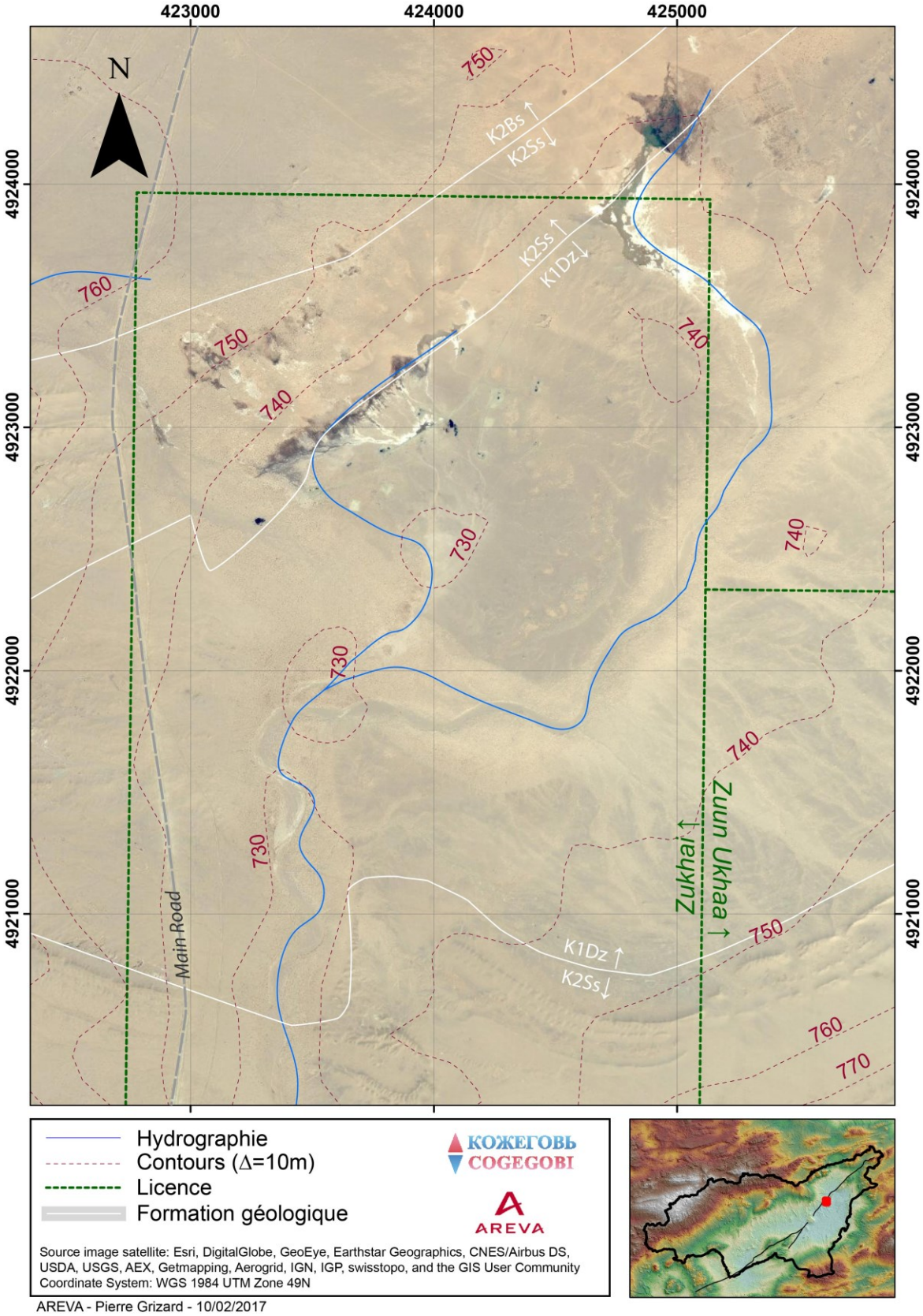

Figure A.10 : Sources de ZuunBayan - Image satellite et topographie

(Tracé approximatif de la faille Nord-Zuunbayan)

Annexe 4 - Les playas : caractéristiques et fonctionnement

Les playas, selon la définition proposée par Briere (2000) et rappelée section II.1.2.1, doivent se situer dans un bassin endoréique présentant un déficit hydrique. Ces systèmes sont donc abondamment présents dans les zones intracontinentales arides du globe. Parmi les plus connus et les plus imposants dont la surface se compte en milliers de km², on retrouve le Salar d'Uyuni en Bolivie, le lac Eyre en Australie, la Salina de Ambargasta en Argentine et le Salar d'Atacama au Chili (Warren, 2016a).

La Figure A.11 présente les différents environnements de dépôts typiques d'un bassin disposant d'une playa en son centre. On retrouve aux extrémités, les montagnes, puis les cônes alluviaux, avant d'arriver dans une zone sableuse de plus faible pente. La zone centrale, c'est-à-dire la playa, est généralement plus silteuse voir argileuse et les reliefs deviennent quasiment nuls. La zone d'évaporation de la playa peut être recouverte d'un lac temporaire/permanent salé avec des dépôts d'évaporites en surface ou en profondeur. Plus on se rapproche de cette zone, et plus les sédiments deviennent salés, avec généralement de la halite, du gypse ou de l'anhydrite précipités ou plus rarement des sels tel que la glauberite, la mirabilite ou le trona. Des efflorescences peuvent être visibles dans cette zone de transition. Ces sels sont sans cesse remaniés par une alternance entre dissolutions lors d'apport d'eau peu salée (recharge et ruissellement) ou lors de la fluctuation de la nappe, et précipitations lors d'épisodes de forte évaporation. Les cônes alluviaux sont incisés par le ruissellement jusqu'à la playa en formant des rivières éphémères (oueds) visibles sur les images satellites.

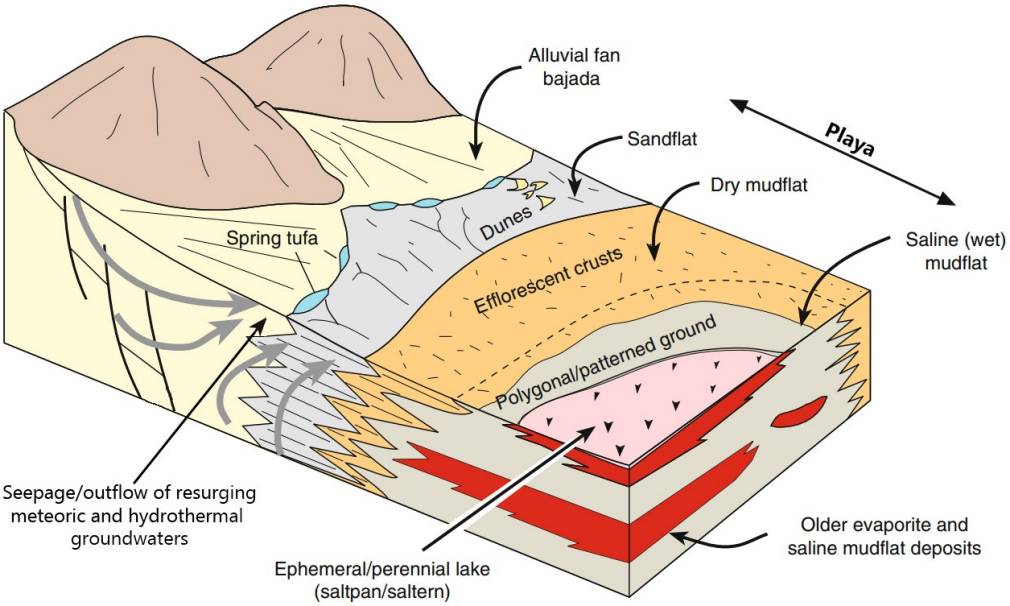

Figure A.11 : Présentation des différents environnements de dépôts potentiellement présents dans un système endoréique disposant d'une playa au centre

(Extrait de Warren (2016a) repris en partie de Eugster and Hardie (1978) et Kendall (1992))

Les playas se développent dans les zones topographiquement basses du bassin mais pas uniquement dans les zones les plus basses (Rosen, 1994). Elles se caractérisent par une surface très plane qui se maintient au niveau de la nappe phréatique (Fan et al., 1997). Cette planéité est liée à la déflation (c'est-à-dire, l'érosion éolienne) qui va retirer les sédiments de la zone basse jusqu'à atteindre la frange capillaire (Fan et al., 1997 ; Rosen, 1994). Les sédiments sont alors maintenus en place grâce aux forces de capillarité (Warren, 2016a). Les sédiments emportés forment généralement des dunes à proximité de la playa dans la direction des vents dominants (Shaw et Bryant, 2011 ; Wood et Sanford, 1995). La cote topographique de la zone basse de la playa va alors se raccorder au niveau de la nappe qui, dans un bassin endoréique en région aride, présente des gradients extrêmement faibles, d'où la planéité de la topographie. Cette zone constituera alors, pour la nappe, un exutoire d'où l'eau pourra s'évaporer.

Les sols étant souvent argileux et salés dans cette dépression, la végétation qui pourrait maintenir ces sédiments en place est très pauvre, voire quasi inexistante. Les inondations temporaires répétitives ne sont pas non plus en faveur d'une végétation importante au centre de la playa. À l'inverse de la déflation, le ruissellement va entrainer de nouveaux sédiments dans la zone basse du bassin qui vont être érodés. Cet apport agrandit l'embouchure de l'oued sur la playa qui s'agrandit alors progressivement à son tour. Les sédiments déposés vont ensuite être érodés par le vent ou maintenus selon le niveau de la nappe. Ce mécanisme est de plus ou moins grande importance selon les précipitations et la nature des sols. Le schéma présenté Figure A.12 résume les différents facteurs et leurs interrelations qui conduisent à la formation d'une playa. Il montre combien ce système géologique est complexe avec une

dynamique mêlant en particulier hydrogéologie, hydrochimie et processus sédimentaires. Cet équilibre peut aussi être affecté par les activités anthropiques du bassin (Tyler et al., 2006).

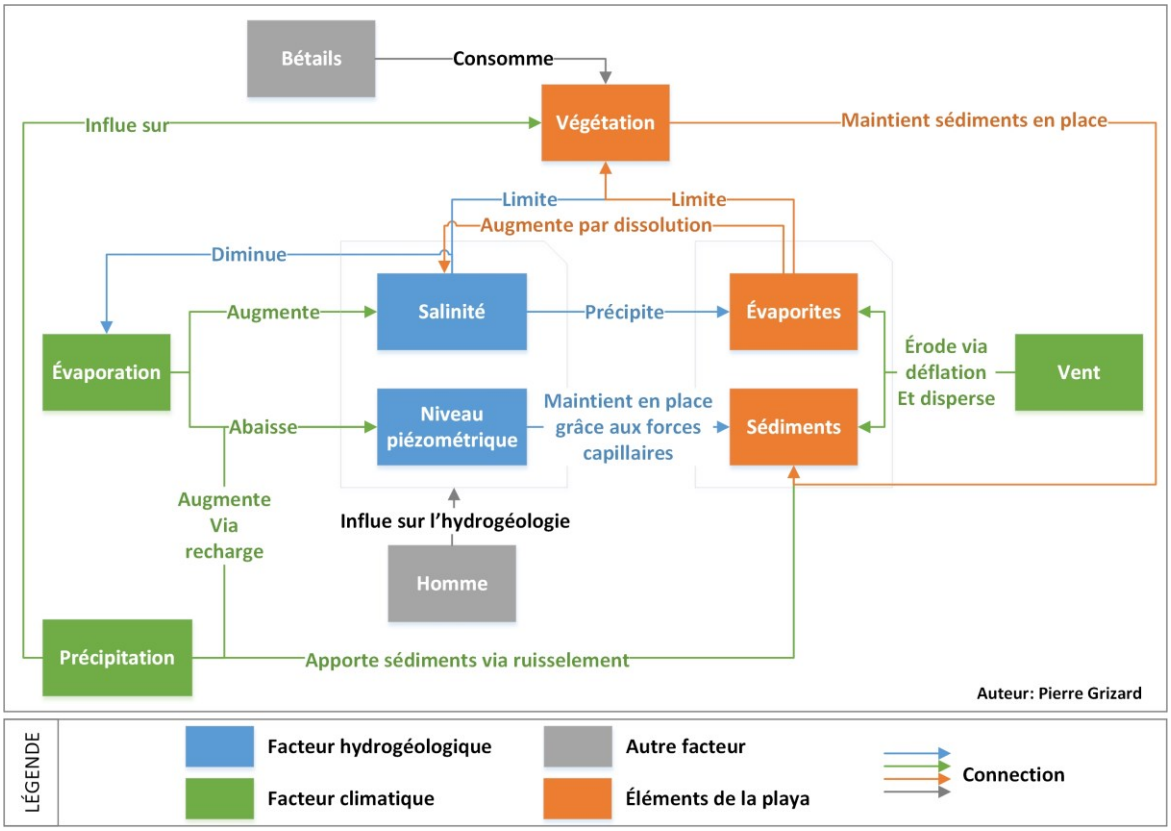

Figure A.12 : Principaux processus et facteurs influençant le développement et la morphologie d'une playa

1. Influence de l'hydrologie et de l'hydrogéologie

Comme illustré par la Figure A.12, les processus hydrogéologiques et hydrologiques contrôlent en grande parti le fonctionnement d'une playa (Mabbutt, 1977 ; Motts, 1965 ; Rosen, 1994 ; Snyder, 1962). Plusieurs classifications ont été élaborées au fil des années pour décrire les différents types de dépression endoréique selon des paramètres hydrologiques ou hydrogéologiques. Les deux classifications suivantes permettent d'après le contexte hydrologique et hydrogéologique de caractériser les différents systèmes de playas.

La classification élaborée par Bowler (1986) distingue les playas et lacs salés contrôlés *par les eaux souterraines* de ceux contrôlés et couverts *par les eaux de surface*. Pour ce faire, un index de « déséquilibre » (ΔeL) calculé à partir de données climatiques et hydrologiques (Équation A.1) a été développé. Cet index évalue la différence entre les conditions climatiques minimales pour obtenir une playa comportant un lac permanent et les conditions réelles, le niveau du lac étant défini par la morphologie de la playa. Sur le 'panel' de playas et de lacs salés australiens étudiés, l'index ΔeL variait entre -1 000, pour les bassins beaucoup trop arides pour maintenir un lac permanent et 0, pour ceux présentant un lac permanent au centre.

$$\Delta eL = \frac{\left(\frac{E}{P}\right)_l - \left(\frac{E}{P}\right)_t}{\left(\frac{E}{P}\right)_l} \cdot 100\ \%$$ ***Équation A.1***

$$\left(\frac{E}{P}\right)_l = F \cdot \left(\frac{A_{bassin}}{A_{playa}} - 1\right) + 1$$ ***Équation A.2***

E	0,8 fois l'évaporation obtenue sur des bacs d'évaporation de classe A (LT^{-1})
P	Précipitation (LT^{-1})
l	Indice relatif à l'obtention d'un lac permanent sur la playa
t	Indice relatif aux conditions actuelles de la playa
F	Coefficient de ruissellement (Ø)
A_{bassin}	Surface du bassin hydrologique dans lequel se trouve la playa (L^2)
A_{playa}	Surface de la playa (L^2)

Dans le cas de la dépression de Zuunbayan, la surface de la playa est de 180 km² pour un bassin hydrographique d'environ 14 500 km². Cette surface peut être réduite à 5 500 km² si seule la surface drainante des oueds se jetant dans cette dépression est considérée (voir Figure A.4, annexe 3). Le coefficient de ruissellement n'est pas connu mais serait de 0,025 en se basant uniquement sur le ratio A_{bassin}/A_{playa} selon la méthode présentée par Bowler (1986). Les précipitations sont de l'ordre de 115 mm/an (Nemer et Tuinhof, 2010). Les taux d'évaporation varient entre 2 400 et 2 800 mm/an sur les bacs d'évaporation de classe A dans les régions voisines du désert de Tengger et de Badain Jaran (Gates et al., 2008 ; Liu et al., 2009 ; Wang et al., 2004). Des valeurs plus faibles, entre 800 et 1 000 mm/an, avaient été mentionnées dans un rapport du ministère de l'environnement mongol (Ministry of Environment, 2009)

Ces valeurs permettent d'obtenir un index de déséquilibre situé entre -300 % et -1300 %. L'alimentation de la playa est donc bien majoritairement contrôlée par les eaux souterraines (Figure A.13A). Puisqu'aucune couche de halite n'a été mise en évidence sur le bassin, la dépression de Tsagaan Els paraît comparable au cas D de la Figure A.13B (avec absence de lac ou présence d'un lac temporaire). Dans ce cas de figure, le gypse précipiterait en principe dans les zones interstitielles au centre de la playa où la concentration de la nappe peut atteindre 250 g/L à la surface. Les eaux souterraines se déchargent sur les abords de la playa ce qui a pour conséquence d'augmenter progressivement sa taille.

La présence de gypse a été confirmée dans le cas de la dépression de Tsagaan Els. Ce dernier est présent sous forme d'efflorescence en surface et dans les zones interstitielles de la couche supérieure (voir section IV.3). La présence temporaire ou l'absence de lac est aussi validée, et la présence de zones humides aux abords de la playa est également visible à certains endroits d'après les images satellites.

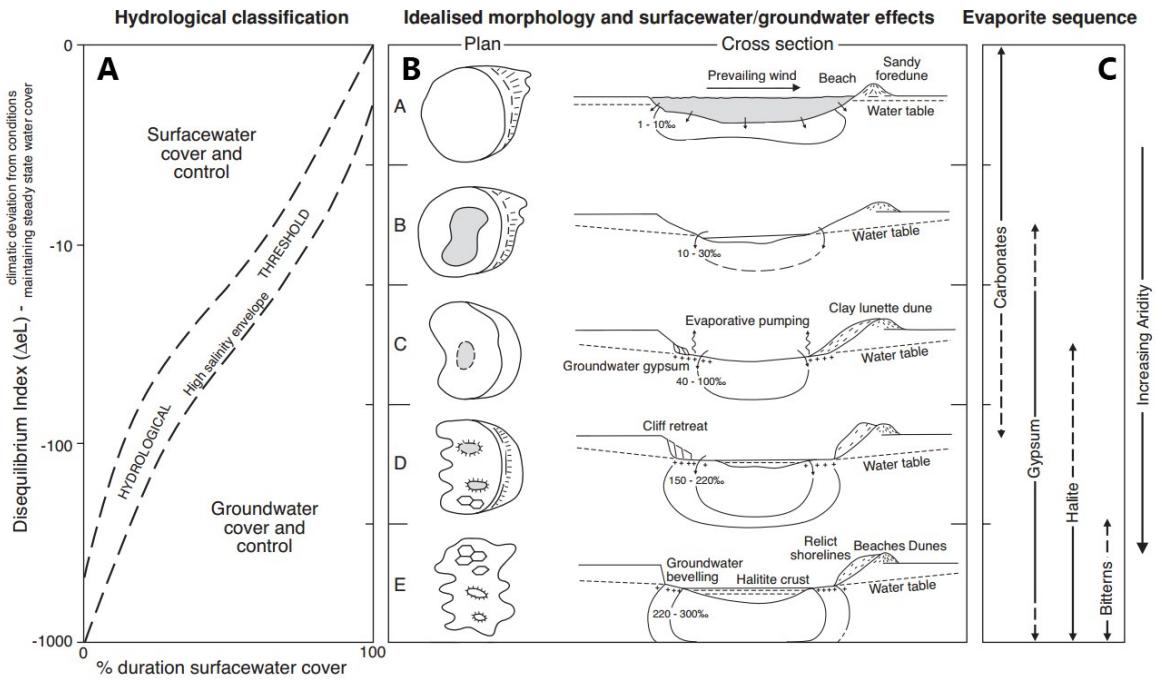

Figure A.13 : Classification hydrologique des playas (A), fonctionnement hydrogéologique et sédimentaire associé (B) et dépôts d'évaporites associés (C)

(figure modifiée de Shaw et Bryant (2011) et initialement reprise de Bowler (1986). L'évolution du cas A au cas E correspondrait à l'évolution d'un lac salé soumis à un climat devenant de plus en plus aride. Le terme 'bitterns' est utilisé pour décrire l'ensemble des sels évolués composés généralement de sulfate et/ou de potassium)

Rosen (1994), en reprenant les travaux de Meinzer (1922) et Snyder (1962), a quant à lui souligné l'importance de la profondeur de la nappe et du contexte hydrogéologique « ouvert » ou « fermé » du bassin. On parle de système fermé pour les playas terminales constituant l'exutoire ultime des eaux de la nappe, et de système ouvert dans le cas contraire. Sa classification (Figure A.14) distingue trois types de playas. En système fermé, une playa est toujours considérée comme une « playa exutoire», c'est-à-dire que cette zone représente l'exutoire final des eaux de la nappe, que ce soit à l'échelle régionale ou locale. Dans un système ouvert, il y a deux possibilités. Le terme de « playa ouverte» est utilisé lorsqu'il y a une évacuation partielle des eaux par évaporation. Le terme de « recharge playa » est employé si le niveau de la nappe est bien en dessous de la surface plane. Cette configuration est aussi appelée « playa sèche » à l'inverse des deux autres terminologies qui seraient appelées « playa humide » (Reynolds et al., 2007). Techniquement le terme playa ne devrait pas être employé pour le terme de playa de recharge car il ne vérifie pas la définition donnée par Briere (2000). Il a été défini pour souligner la configuration hydrogéologique favorisant les recharges potentielles. Cependant, les dépôts sédimentaires de faible énergie forment une couche imperméable limitant, la plupart du temps, cette recharge.

Selon Rosen (1994), dans un système stable, la dépression terminale, qui est l'exutoire principal du bassin, doit forcément être humide. En d'autre terme, on ne peut avoir une playa de recharge dans un système fermé. Dans le cas contraire, c'est que le système est en

déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles. Pour une telle playa, si le niveau de la nappe était bien en dessous de la dépression, la déflation devrait progressivement ramener la topographie au niveau de la nappe. En parallèle, l'eau présente dans le bassin ne pouvant être évacuée par évaporation, le niveau de la nappe devrait alors progressivement augmenter si les recharges ne sont pas nulles. Ce raisonnement est valide avec toutefois une nuance sur le terme « humide ». Sachant que le processus d'évaporation peut se faire en subsurface jusqu'à plusieurs mètres, si les recharges sont très faibles et que la quantité d'eau réussissant à s'évaporer est équivalente aux apports, le centre de la dépression n'est pas forcément « humide » mais, en revanche, la nappe est forcément proche de la topographie.

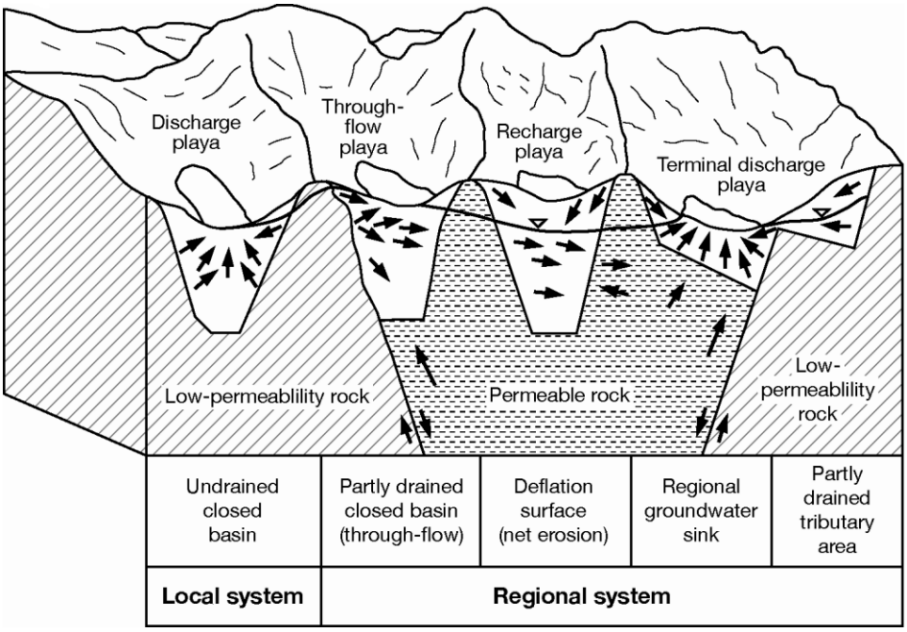

Figure A.14 : Classification des playas selon Rosen (1994)

(Figure reprise de Rosen (1994). Une « playa de recharge » est une terminologie assez trompeuse puisque le terme playa ne peut s'employer selon la définition de Briere (2000). En effet, le niveau de la nappe peut se placer bien en-dessous de la topographie.)

2. *Influence de la salinité*

Dans la plupart des cas de figure, l'évaporation au centre de la playa conduit à une salinisation des eaux de la nappe. Cette salinisation constitue une boucle rétroactive qui va limiter le taux d'évaporation par plusieurs processus :

- Tout d'abord, au fur et à mesure que la salinité de l'eau augmente, le taux d'évaporation diminue (Tyler et al., 2006). Une augmentation de la densité de 10^2 kg/m^3 (soit une salinité d'environ 140 g/L) induit une diminution de l'évaporation potentielle annuelle de 700 mm/an (Houston, 2006). Ce phénomène permet d'ailleurs d'expliquer pourquoi le niveau de la mer morte ne descend pas aussi vite que le taux d'évaporation potentielle pourrait le suggérer (Stanhill, 1994 ; Yechieli et al., 1998), ou pourquoi une playa humide peut être observée en été malgré un taux d'évaporation potentielle élevé (Fan et

al., 1997).

- Ensuite, lorsqu'un lac est présent, une couche d'évaporite peut se former en surface et peut : 1) limiter l'évaporation en réfléchissant une partie du rayonnement solaire (Malek et al., 1990 ; Tyler et al., 1997) ; voire même 2) bloquer complétement cette évaporation en ayant des propriétés d'étanchéité vis-à-vis de l'eau et de la vapeur (Kampf et al., 2005).
- Le type de sel présent va aussi influer sur le taux d'évaporation réel (Langbein, 1961).

La salinité de la nappe augmente au voisinage de la surface créant un gradient de densité vertical. Selon l'importance de ce gradient, des mouvements de convection peuvent se mettre en place. Un nombre de Rayleigh (*Ra*) supérieur à 10 indique qu'un tel phénomène est susceptible de se développer (Warren, 2016b). L'Équation A.3 définit ce nombre adimensionnel en milieux poreux déterminé selon les propriétés du système (Cussler, 1984 cité par Fan et al., 1997). On remarquera qu'une perméabilité élevée et un contraste de densité important favorisent la présence de cellules de convections. À l'inverse, une dispersion importante ou une porosité élevée enraient ces écoulements densitaires. La diffusion moléculaire est généralement négligeable par rapport à la dispersion dynamique (Duffy et Al-Hassan, 1988).

$$Ra = \frac{k \cdot g \cdot l^2 \cdot \Delta\rho/\Delta z}{\mu \cdot D \cdot \varepsilon}$$

$$Ra = \frac{K \cdot l^2}{D \cdot \varepsilon} \cdot \frac{\Delta\rho/\Delta z}{\rho}$$

Équation A.3

k	Perméabilité intrinsèque (L^2)
g	Constante de gravité (LT^{-2})
l	Longueur caractéristique du système (L)
$\Delta\rho/\Delta z$	Gradient vertical de densité (ML^3)
μ	Viscosité dynamique ($ML^{-1}T^{-1}$)
D	Dispersion (L^2T^{-1})
ε	Porosité (Ø)
K	Conductivité hydraulique (LT^{-1})

Duffy et Al-Hassan (1988) ont présenté le nombre de Raylegh différemment en tenant compte d'un apport extérieur (Équation A.4) contrairement à l'Équation A.3 qui correspond à un système fermé. Le numérateur de cette équation correspond au ratio entre la vitesse engendrée par le gradient de densité qui va favoriser la convection, et la vitesse de recharge qui, elle, va s'opposer à cette convection. Le dénominateur fait intervenir la forme du système ainsi qu'un terme dispersif. Il est intéressant de noter qu'une augmentation de la recharge diminue Ra (et limite donc la convection) alors qu'une augmentation de l'épaisseur du système ou du gradient de salinité l'augmente et favorise les mouvements convectifs.

$$Ra = \frac{\left[\frac{k \cdot g \cdot \Delta\rho}{\mu \cdot \bar{R}}\right]}{\left[\frac{\alpha_T}{L}\right] \cdot \left[\frac{L}{H}\right]} = \frac{\left[\frac{Vitesse\ engendrée\ par\ le\ gradient\ de\ salinité}{Vitesse\ de\ recharge}\right]}{\left[\frac{LC^*\ de\ la\ dispersion}{LC^*\ du\ système}\right] \cdot \left[\frac{LC^*\ du\ système}{Épaisseur\ du\ système}\right]}$$

Équation A.4

$$Ra = \frac{K}{\bar{R}} \cdot \frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot \frac{H}{\alpha_T}$$

k	Perméabilité intrinsèque (L^2)
K	Conductivité hydraulique (LT^{-1})
g	Constante de gravité (LT^{-2})
$\Delta\rho$	Différence de densité entre la recharge et l'eau sur le point de s'évaporer (ML^{-3})
ρ	Densité de référence (ML^{-3})
μ	Viscosité dynamique ($ML^{-1}T^{-1}$)
$\bar{R}$	Recharge moyenne sur la playa (LT^{-1})
α_T	Dispersivité transversale (L)
L	Longueur caractéristique du système (L)
H	Profondeur de l'aquifère (L)
LC*	Longueur caractéristique (L)

Il est possible d'estimer grossièrement Ra en utilisant des ordres de grandeurs. La recharge est de l'ordre du mm/an, la conductivité hydraulique est proche de 10^{-4}-10^{-5} m/s ($k \approx 10^{-11}$ m^2), la longueur caractéristique du système est de l'ordre de 10^2-10^3. La hauteur du système est de 120 m au centre du bassin et la porosité est d'environ 0,2. Si on suppose une dispersivité transversale de l'ordre de 10 m et une dispersion de 10^{-5}-10^{-7} m²/s, on obtient : $Ra \approx 10^4$-10^7 $\Delta\rho/\rho$ pour les deux équations. Ces valeurs indiquent que même pour une différence de salinité de quelques g/L, des cônes de convections peuvent se mettre en place. Par exemple, pour une différence de salinité de 10 g/L, la différence de densité sera d'environ 7 g/L, et Ra reste toujours très supérieur à 10 (10^1-10^3). La présence d'intercalaire argileux au centre peut toutefois limiter fortement cette convection en diminuant à la fois la conductivité hydraulique et l'épaisseur relative du système. Par ailleurs, une importante quantité d'eau de surface venant des oueds pourrait augmenter la recharge au sein de la playa et diminuer Ra.

Selon Simmons (2005), cette approche n'est pas une panacée pour déterminer la présence de convection pour des cas réels. Par exemple, le nombre de Rayleigh critique, à partir duquel la convection se met en place, n'est pas connu avec précision, les longueurs caractéristiques du système évoluent avec le temps, les propriétés de l'aquifère sont supposées uniformes, etc. Ce nombre adimensionnel a donc ces limites. Il a d'ailleurs été montré que les hétérogénéités de l'aquifère, notamment l'anisotropie verticale K_x/K_z, qui n'apparait pas dans l'Équation A.3 ni dans l'Équation A.4, ont un impact sur la présence ou non de convection (Fan et al., 1997). Ainsi, pour un système multicouche où l'anisotropie verticale est importante, les cellules de convections vont se restreindre aux couches supérieures diminuant l'emprise de ce processus (Fan et al., 1997). Le temps nécessaire pour que le régime permanent des cellules de convections soit atteint dépend des propriétés du système. Dans le

cas présenté par Fan et al. (1997), les gradients de salinité s'équilibrent au bout de plusieurs milliers voir dizaines de milliers d'années.

3. *Hydrochimie et dépôts d'évaporites*

L'équilibre hydrochimique est généralement très long à atteindre par rapport à l'équilibre hydrogéologique (Yechieli et Wood, 2002). Des estimations simples réalisées par Yechieli et Wood (2002) ont montré que pour un aquifère de 100 m d'épaisseur, une porosité de 0,3, un taux d'évaporation de subsurface de 100 mm/an et une salinité pour les eaux souterraines entrantes de 0,1 g/L, il faudrait attendre 600 000 ans pour atteindre une saumure de 200 g/L. En supposant un taux d'évaporation de 2 000 mm/an (cas d'un lac) et un aquifère de 10 m d'épaisseur ce temps serait ramené à 4 000 ans. Dans notre cas, le centre du bassin est alimenté par des eaux ayant une salinité minimum de 0,5 g/L, divisant les temps donnés précédemment par un facteur 5.

Dans une playa, la géochimie des eaux salées suit en général la géochimie des roches du bassin (sédiments et socle) (Rosen, 1994 ; Yechieli et Wood, 2002). En effet, l'évaporation conserve les rapports molaires des ions présents dans les nappes (tant qu'aucun sel ne précipite). Le faciès de l'eau est donc potentiellement dicté par celui des roches rencontrées. Certains cas en Australie présentent en revanche des saumures dont la composition se rapproche de celle de l'eau de mer. D'après Yechieli et Wood (2002), le temps de résidence de ces bassins est beaucoup plus court et les eaux de pluies n'ont alors pas le temps de réagir avec la roche hôte. Le spectre des éléments de la saumure se rapproche alors de ceux de l'eau de pluie qui est généralement similaire à celui de l'eau de mer. À l'opposé, dans les playas fermées ou terminales, le temps de résidence est plus important et la composition chimique de l'eau reflète alors celle de la roche hôte.

Outre cette géochimie influencée par celle des eaux météoriques, des aquifères et du socle, la composition de la saumure est aussi influencée par les processus de précipitation et de dissolution des sels. Les échanges cationiques et les réactions d'oxydoréduction sont d'autres facteurs influençant la composition chimique de la saumure (Yechieli et Wood, 2002).

La Figure A.15 présente l'évolution d'une eau soumise à de l'évaporation, en fonction de sa composition chimique initiale. Dans le cas des eaux du bassin de Tsagaan Els, les concentrations en hydrogénocarbonate sont généralement inférieures à celles en magnésium et calcium. En suivant, le schéma de Eugster et Hardie (1978), dans un premier temps, la calcite et la dolomite devraient précipiter puis le gypse pour arriver à une saumure riche en sodium, chlorure et sulfate (voie II).

Brine type	Saline mineral	
Ca-Mg-Na-(K)-Cl	Antarcticite	$CaCl_2 \cdot 6H_2O$
	Bischofite	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
	Carnallite	$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$
	Halite	NaCl
	Sylvite	KCl
Na-(Ca)-SO_4-Cl	Tachyhydrite	$CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$
	Glauberite	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$
	Gypsum	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
	Halite	NaCl
	Mirabilite	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
	Thenardite	Na_2SO_4
Mg-Na-(Ca)-SO_4-Cl	Bischofite	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
	Bloedite	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
	Epsomite	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$
	Glauberite	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$
	Gypsum	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
	Halite	NaCl
	Hexahydrite	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$
	Kieserite	$MgSO_4 \cdot H_2O$
	Mirabilite	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
	Thernadite	Na_2SO_4
Na-CO_3-Cl	Halite	NaCl
	Nahcolite	$NaHCO_3$
	Natron	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
	Thermonatrite	$NaCO_3 \cdot H_2O$
	Trona	$NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3$
Na-CO_3-SO_4-Cl	Burkeite	$Na_2CO_3 \cdot 2Na_2SO_4$
	Halite	NaCl
	Mirabilite	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
	Nahcolite	$NaHCO_3$
	Natron	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
	Thernadite	Na_2SO_4
	Thermonatrite	$NaCO_3 \cdot H_2O$

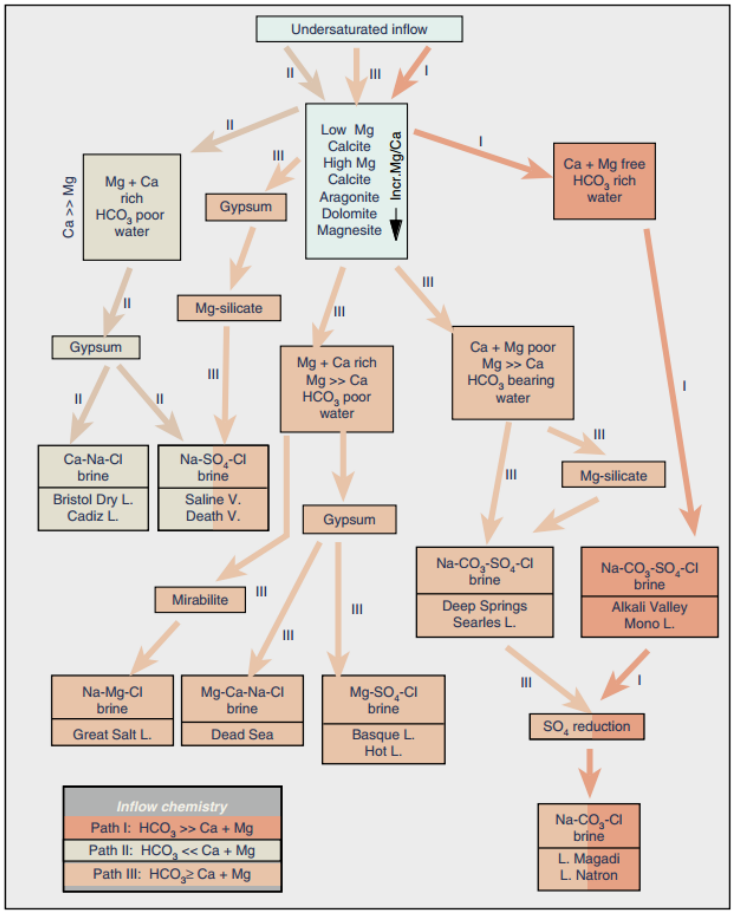

Figure A.15 : Évolution de la composition chimique des saumures par évaporation successive et évaporites les plus communes

(Extrait de Warren (2016b), basé sur les travaux de Eugster et Hardie (1978). L'arborescence a été obtenue par simulation numérique en fonction du faciès initial de l'eau. Les évaporites sont classées en fonction du faciès de la saumure)

Comme la salinité de la nappe augmente progressivement en direction de la zone d'évaporation de la playa, les différents types d'évaporites précipitent les unes après les autres en formant des zones concentriques autour de la zone d'évaporation de la playa (Warren, 2016a). De manière générale, les carbonates précipitent en premier, suivis par le gypse vers une salinité de 40 à 100 g/L puis la halite vers 200-350 g/L. Pour des concentrations plus élevées, si la composition chimique de la saumure le permet, les sels plus rares, tels que les sels de potassium et de magnésium, peuvent précipiter (Figure A.13C). Le gypse n'est pas toujours présent notamment pour des eaux présentant une concentration en hydrogénocarbonate très supérieure au calcium et au magnésium (Eugster et Hardie, 1978). Le type d'évaporite qui précipite dépend de nombreux paramètres incluant la composition chimique de la saumure, mais aussi la température et la quantité d'eau sortant/entrant dans le système (Wood et Sanford, 1990).

Une playa ne dispose pas forcément d'un épais dépôt d'évaporite en son centre. Par exemple, la croûte de sel présent dans la zone basse de la vallée Pilot, dans le désert de l'Utah, n'est généralement que de quelques millimètres et est fortement dépendante des précipitations

(Malek et al., 1990). Cette croûte disparait après les fortes pluies et est absente en hiver (Malek et al., 1990). Dans certains cas, cependant, d'épaisses couches d'évaporites peuvent se déposer (Rosen, 1991). Les dépôts de halite de grande épaisseur ne se forment que lorsqu'un lac est présent et que ce dernier est alimenté de façon continue par des eaux souterraines (Rosen, 1994). Si le lac est asséché, cela ne veut pas dire qu'on ne formera pas de halite mais que cette dernière se formera dans les zones interstitielles de la zone non-saturée et non en surface (Rosen, 1994). Selon la classification élaborée par Rosen (1994), une playa de recharge n'accumule pas d'évaporites, une « through-flow playa » peut accumuler des évaporites et une playa en système fermé représentant un exutoire ultime doit accumuler des évaporites. Dans tous les cas, ces dépôts peuvent prendre plusieurs milliers d'années à se former et sont susceptibles d'être remaniés lors de la fluctuation de la nappe et/ou lors d'épisodes de recharges intenses (Shaw et Bryant, 2011)

Le sel peut donc être transféré vers la nappe par l'intermédiaire des cellules de convection, par dissolution/diffusions du sel dans les sédiments, mais il peut aussi être érodé par le vent (Fan et al., 1997 ; Langbein, 1961 ; Reynolds et al., 2007). Les particules de sel érodées peuvent ensuite se réinfiltrer dans le bassin et conduire à une salinisation plus étendue (Wood et Sanford, 1995). En effet, le sel peut être transporté par le vent jusqu'à des distances qui, dans le cas de l'exemple des lacs salés des Hautes Plaines du sud du Texas, sont en moyenne de 35 km. Le taux d'érosion est fonction de l'intensité du vent et de la minéralogie des évaporites (Tyler et al., 2006).

Annexe 5 - Chroniques piézométriques

Cette annexe analyse les variations temporelles au sein des piézomètres en s'appuyant sur les chroniques piézométriques mensuelles de certains ouvrages des sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan. Compte tenu de leur nombre, seuls quelques-uns d'entre eux, jugés représentatifs, ont été choisis. Leur localisation est présentée Figure A.16. La pluviométrie journalière ainsi que la barométrie sont ajoutés en arrière-plan pour essayer de mieux comprendre l'origine des variations piézométriques qui ne dépassent pas les 30 cm d'amplitude et qui sont souvent très bruitées**.** Dans ce contexte aride, avec de si faibles amplitudes, l'influence de la pression atmosphérique n'est pas négligeable pour les aquifères captifs. Il est possible d'estimer l'influence de cette pression sur le niveau piézométrique à l'aide de l'Équation A.5 (Domenico et Schwartz, 1998).

$$BE = \frac{dh}{\left(\frac{dP}{\rho \cdot g}\right)} = \frac{\rho \cdot g \cdot n \cdot \beta}{Ss}$$ ***Équation A.5***

BE Coefficient de l'effet barométrique (Ø)

dh variation piézométrique (L)

dP variation barométrique ($ML^{-1}T^{-2}$)

n porosité (Ø)

β Coefficient de compressibilité de l'eau ($M^{-1}LT^{2}$)

Ss Coefficient d'emmagasinement spécifique (L^{-1})

Les différents tests de pompage effectués sur Zoovch Ovoo ont permis d'estimer un coefficient d'emmagasinement spécifique entre $1{,}9 \cdot 10^{-6}$ et $3{,}9 \cdot 10^{-5}$ m^{-1}. À 25°C, le coefficient de compressibilité de l'eau est de $4{,}8 \cdot 10^{-10}$ m^2/N (Domenico et Schwartz, 1998). En prenant une valeur de porosité de 0,2, on obtient des variations pouvant atteindre 50 % des variations de pression. Sur une année, la pression atmosphérique varie entre 990 et 1050 hPa environ, ce qui peut engendrer des variations piézométriques maximales de l'ordre de 30 cm pour les aquifères captifs. Cette valeur correspond effectivement aux variations maximales observées sur le bassin mais ne signifie pas pour autant que la pression atmosphérique est l'unique cause de ces variations.

Une campagne de relevé piézométrique est effectuée sur l'ensemble des ouvrages à chaque début de mois et peut s'étendre sur quatre jours. N'ayant pas connaissance ni de la date exacte, ni de l'heure des relevés et n'ayant pas une quantité de points suffisante pour estimer le coefficient BE, les courbes présentées dans cette annexe n'ont pas pu être corrigées.

Il est en tout cas difficile de percevoir une saisonnalité sur ces chroniques piézométriques. Cependant certaines se démarquent, notamment celles dont les ouvrages

interceptent l'unité U_4 du sous-bassin d'Unegt. Sur ces derniers, une variation sinusoïdale d'une période d'un an avec un maximum autour d'avril et un minimum autour de septembre est observée. Ce pic annuel qui intervient plus généralement entre mars et juin, peut être associé à la transition d'une période de gel vers une période hors-gel. L'interprétation tirée de cette chronique est donc qu'en période de gel, l'exutoire est clos, le niveau piézométrique ne peut alors que monter. Vers avril, la source va dégeler et le niveau piézométrique de la licence va se réajuster. C'est d'ailleurs, à cette période que la source de Baruun Bayan est la plus impressionnante en termes de débit et non en été, où malgré les plus fortes précipitations, la zone reste très sèche.

Sur les piézomètres de l'unité U_2 des sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan, cette saisonnalité n'est plus vraiment visible ; il en est de même pour la formation du K2Ss1. On retrouve certains maxima autour d'avril et des minima autour de septembre mais les extremums se retrouvent plus souvent en été et en hiver. Les maxima d'été ne se justifient pas par une recharge qui aurait pu avoir lieu grâce aux fortes précipitations mais plutôt par une basse pression atmosphérique. En effet, si la recharge était à l'origine de ces pics, ils devraient se poursuivre jusque vers la fin de l'été or ce n'est pas le cas. Après juillet, le niveau diminue en même temps que la pression atmosphérique ré-augmente. Les minima d'hiver correspondent donc à des maxima barométriques.

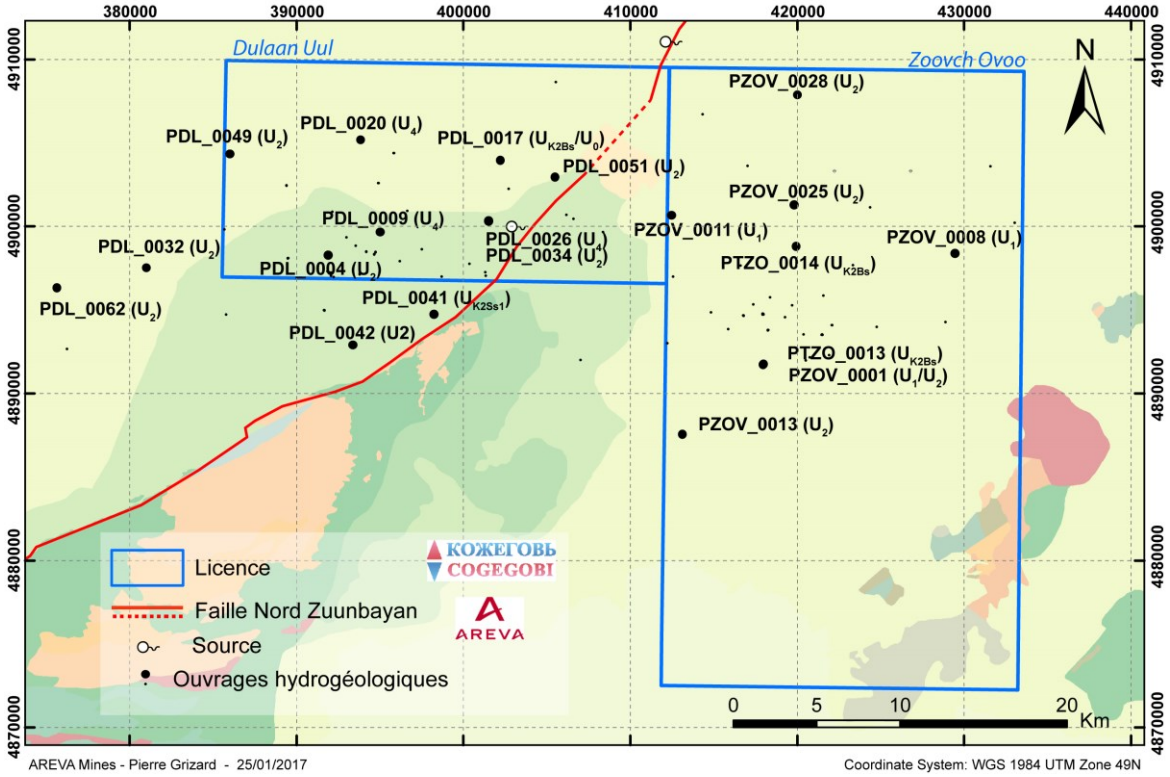

Figure A.16 : Localisation des différents ouvrages faisant l'objet d'une analyse temporelle du niveau piézométrique

1. Sur le sous-bassin d'Unegt

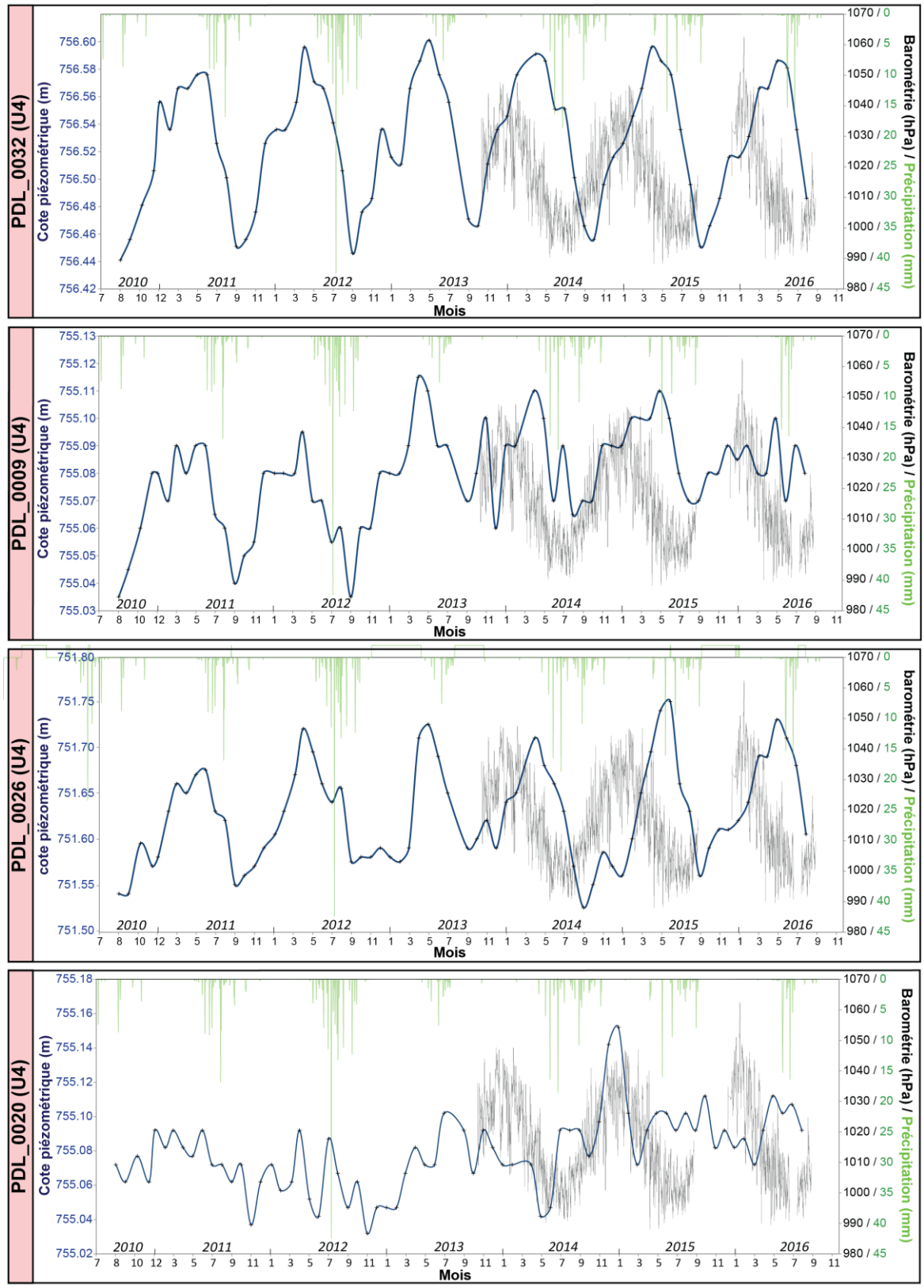

Figure A.17 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin d'Unegt (1/3)

(Piézométrie, courbe bleue ; échelle de droite : barométrie, en noir ; et précipitations en vert)

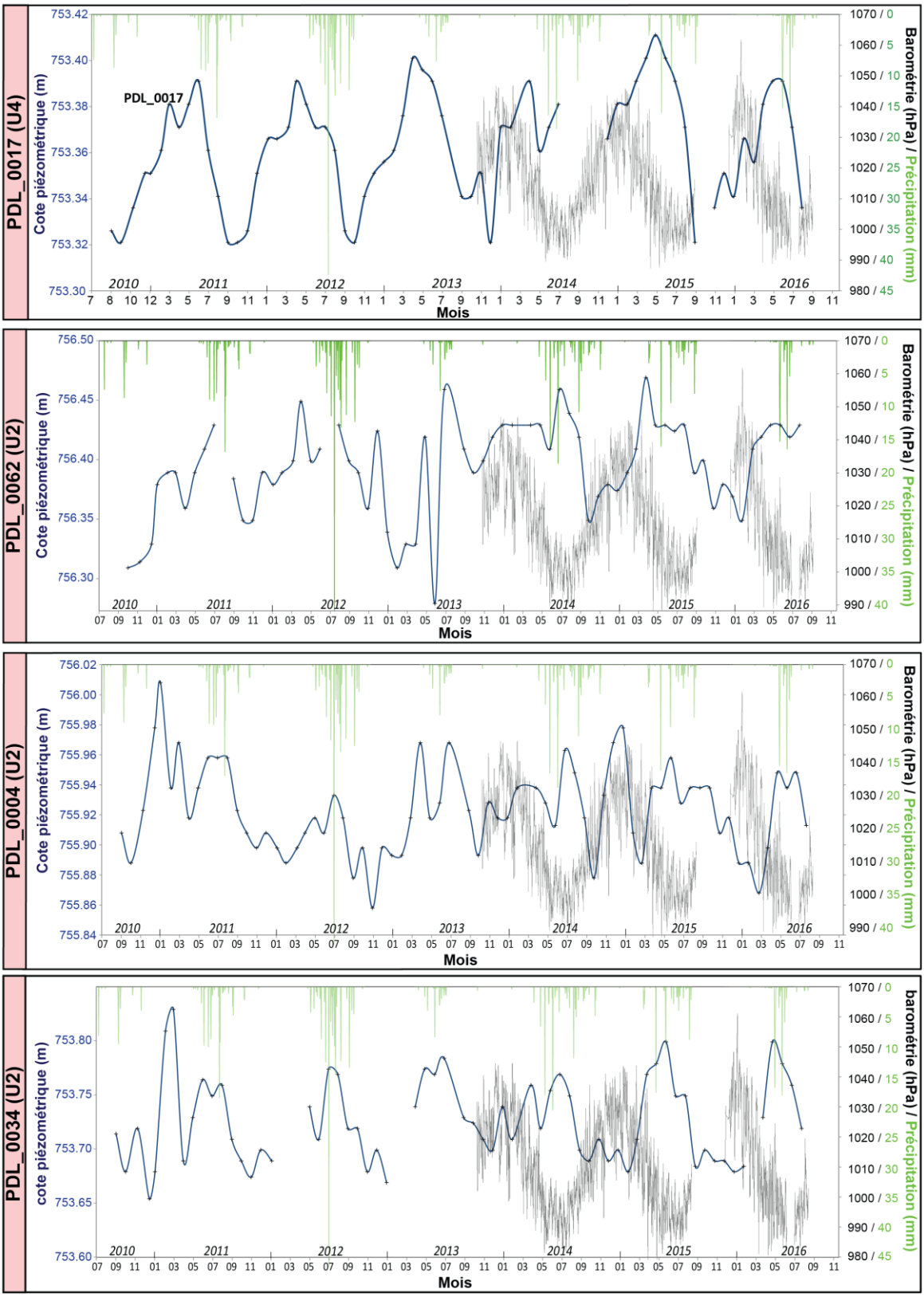

Figure A.18 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin d'Unegt (2/3)

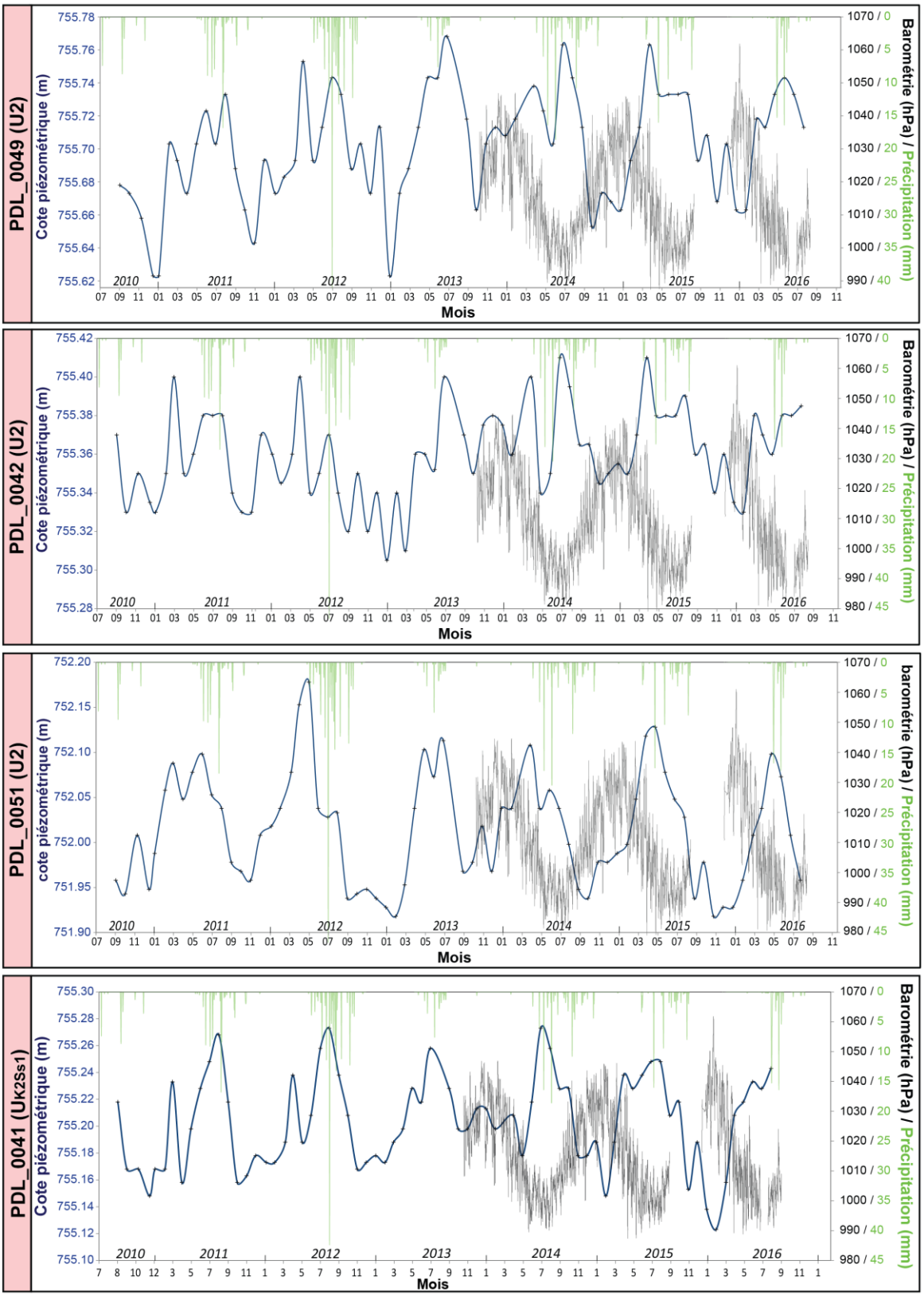

Figure A.19 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin d'Unegt (3/3)

2. *Sur le sous-bassin de Zuunbayan*

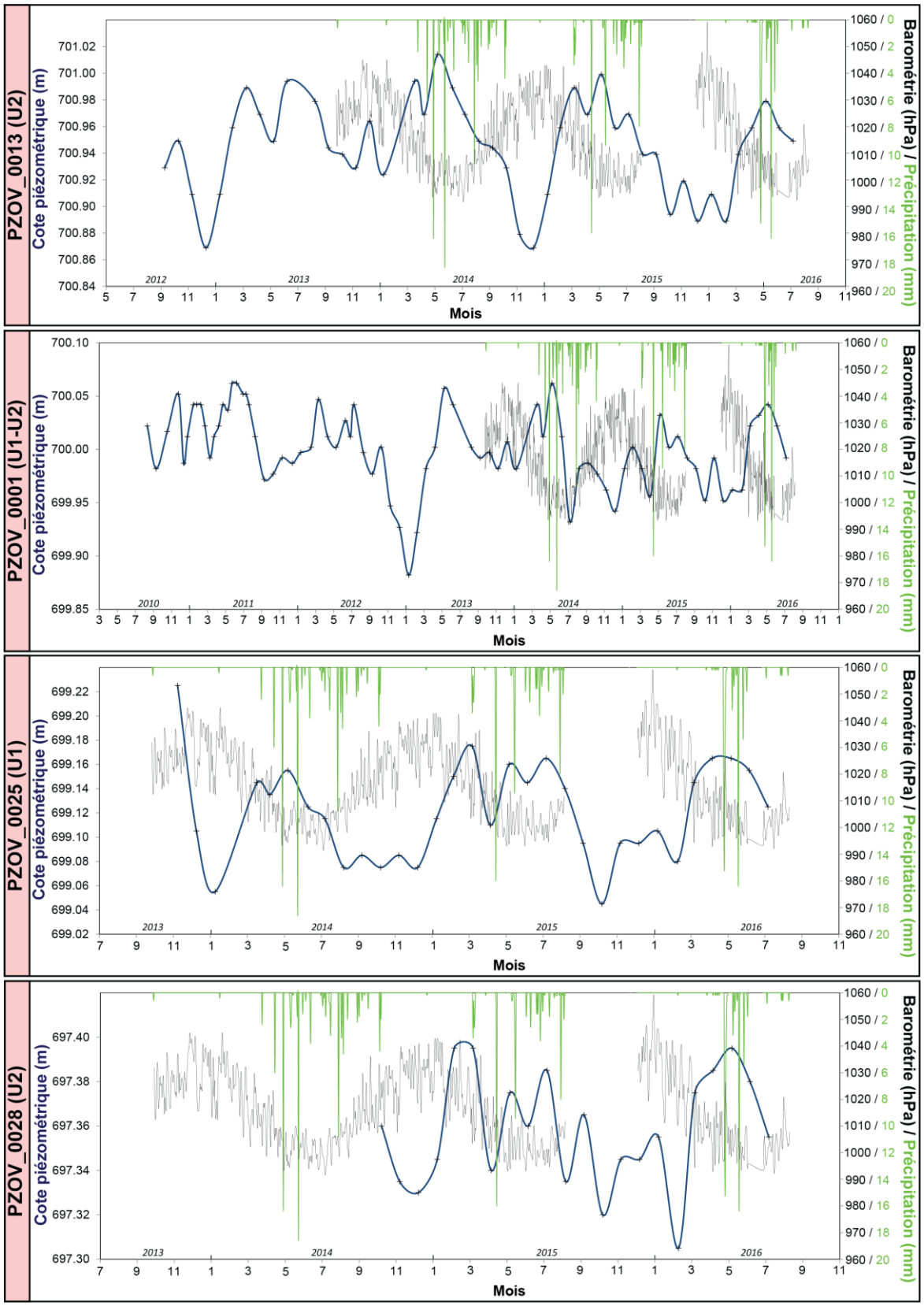

Figure A.20 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin de Zuunbayan (1/2)

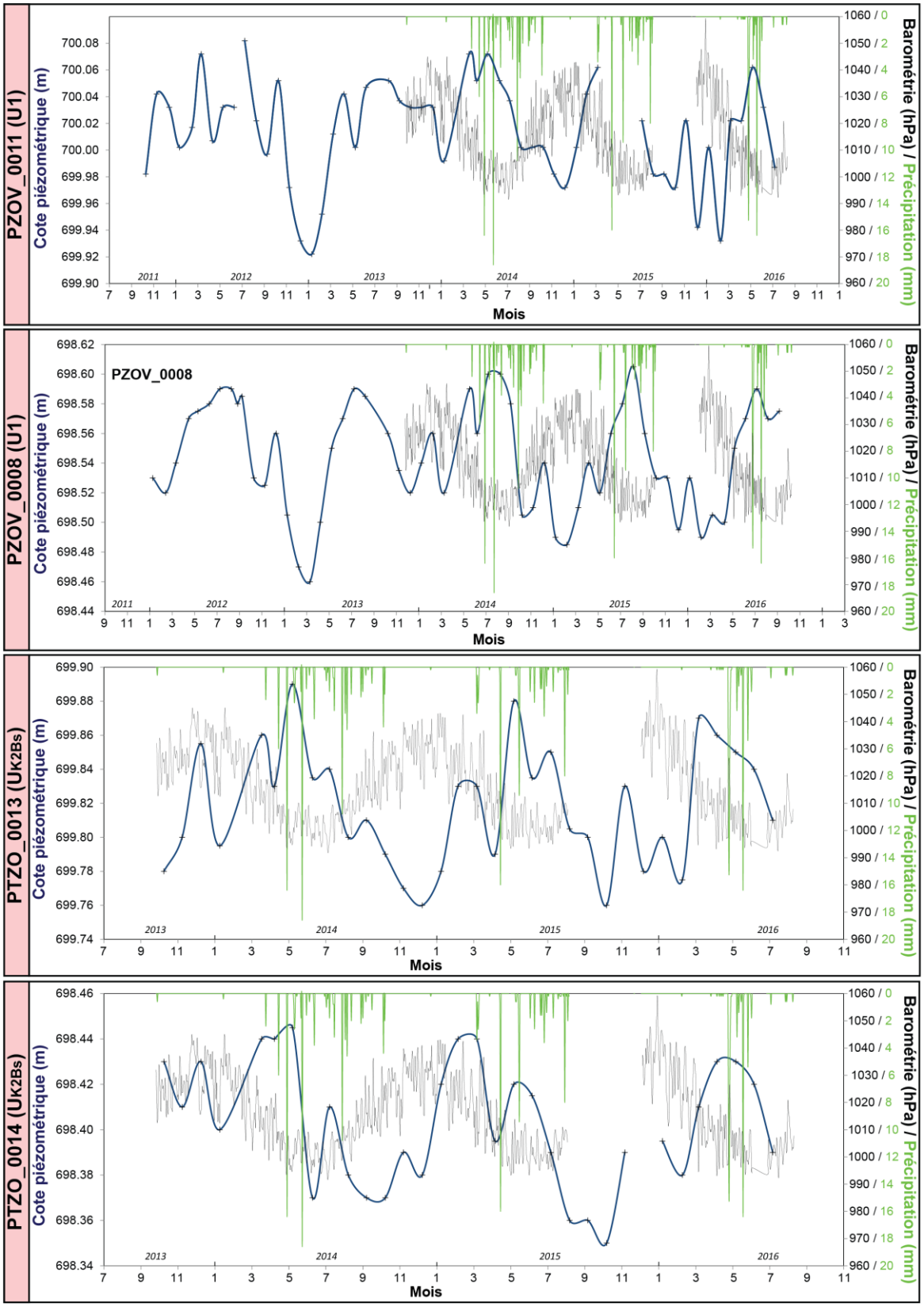

Figure A.21 : Chroniques piézométriques sur le sous-bassin de Zuunbayan (2/2)

Annexe 6 - Méthode de correction de salinité

1. *Base théorique*

D'après l'équation de Darcy, l'écoulement se dirige toujours des zones de charge hydraulique haute vers les zones de charge hydraulique basse. On appelle charge hydraulique, ou encore cote/hauteur piézométrique, la hauteur d'eau mesurée dans un piézomètre. Cette valeur reflète l'énergie mécanique dont dispose la nappe en un point. Elle se décompose en trois termes liés à l'énergie cinétique, à l'énergie potentielle et à l'énergie issue de la pression du fluide. Dans les milieux poreux, la vitesse d'écoulement est faible si bien que le terme cinétique est négligeable.

$$h = \frac{v^2}{2 \cdot g} + z + \frac{p}{\rho \cdot g} \approx z + \frac{p}{\rho \cdot g}$$ ***Équation A.6***

h Charge hydraulique(L)

v Vitesse d'écoulement ($L.T^{-1}$)

z Altitude par rapport à une référence donnée(L)

p Pression au niveau des crépines ($ML^{-1}T^{-2}$)

ρ Masse volumique de l'eau ($M.L^{-3}$)

g Accélération de la pesanteur (LT^{-2})

En comparant les différentes charges hydrauliques, il est donc possible de connaitre la direction de l'écoulement. Cependant cela suppose que la masse volumique de l'eau soit la même partout. Or, cette masse volumique est un paramètre lié en particulier à la salinité de l'eau qui va fluctuer sur notre bassin. Dans le cas d'un aquifère salé, une carte des hauteurs d'eau mesurées ne permet pas de visualiser correctement l'écoulement (Bachu et Michael, 2002). Il est donc nécessaire de prendre en compte une correction de salinité. Ces charges en eau salée doivent alors être converties en une charge en eau de masse volumique uniforme. Dans des aquifères salés et inclinés, il faut donc revenir à l'équation de Darcy généralisée pour établir une méthode permettant de visualiser l'écoulement à partir de cartes corrigées.

La loi de Darcy généralisée s'écrit :

$$\vec{V} = -\frac{k}{\mu}\left(\vec{\nabla}p + \rho g\vec{\nabla}z\right) \qquad \textbf{\textit{Équation A.7}}$$

$\vec{V}$ Vitesse de Darcy (LT^{-1})

k Perméabilité (L^2)

μ Viscosité dynamique de l'eau ($M.L^{-1}.T^{-1}$)

les autres termes sont définis dans l'équation précédente

Pour s'affranchir de l'effet du pendage, on projette l'Équation A.7 sur des axes (X,Y) situés dans le plan de la couche. On a alors une loi à 2 dimensions :

$$\vec{V}_{X,Y} = -\frac{k}{\mu}\left(\vec{\nabla}p^{\mathrm{X,Y}} + \rho g\vec{\nabla}z^{\mathrm{X,Y}}\right) \qquad \textbf{\textit{Équation A.8}}$$

$\vec{\nabla}p^{X,Y}$ est le gradient (réduit à 2 dimensions) dans le plan de la couche, qui se réduit aux deux premières composantes du gradient $\vec{\nabla}p^{X,Y,Z}$

$$\vec{\nabla}p^{X,Y,Z} = \begin{pmatrix} \partial p/\partial X \\ \partial p/\partial Y \\ \partial p/\partial Z \end{pmatrix} \qquad \textbf{\textit{Équation A.9}}$$

On remarque que le gradient de z dans ces nouveaux axes peut s'écrire comme

$$\vec{\nabla}z^{X,Y,Z} = \begin{pmatrix} \partial z/\partial X \\ \partial z/\partial Y \\ \partial z/\partial Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \partial E/\partial X \\ \partial E/\partial Y \\ \approx 1 \end{pmatrix} \qquad \textbf{\textit{Équation A.10}}$$

E(X,Y) représente la cote d'un niveau repère dans la couche, par exemple le toit. À noter que pour pouvoir appliquer cette relation, ***il faut que tous les points de mesure soient ramenés à cette même cote repère***.

La loi de Darcy dans la couche s'écrit alors

$$\vec{V}_{X,Y} = -\frac{k}{\mu}\left(\vec{\nabla}p^{\mathrm{X,Y}} + \rho g\vec{\nabla}E^{\mathrm{X,Y}}\right) \qquad \textbf{\textit{Équation A.11}}$$

Il n'est pas pratique d'exprimer les variations en coordonnées obliques, mais vu le faible pendage des couches, il est à peu près équivalent d'écrire l'équation en coordonnées fixes, ce qui donne une forme très proche de la forme originelle :

$$\vec{V} = -\frac{k}{\mu}\left(\vec{\nabla}p + \rho g\vec{\nabla}E\right) \qquad \textbf{\textit{Équation A.12}}$$

On définit une charge équivalente (pseudo-charge) qui équilibre la pression avec une eau de masse volumique ρ_e :

$$h_e = z + \frac{p}{\rho_e g}$$ ***Équation A.13***

On a l'expression suivante du gradient de pression dans la couche :

$$\vec{\nabla} p^{X,Y} = \rho_e g(\vec{\nabla} {h_e}^{X,Y} - \vec{\nabla} z^{X,Y}) = \rho_e g(\vec{\nabla} {h_e}^{X,Y} - \vec{\nabla} E^{X,Y})$$ ***Équation A.14***

Ou, de manière approximative dans les axes fixes :

$$\vec{\nabla} p = \rho_e g(\vec{\nabla} h_e - \vec{\nabla} E)$$ ***Équation A.15***

La loi de Darcy s'écrit en fonction de cette charge :

$$\vec{V} = -\frac{k}{\mu}\left(\rho_e g(\vec{\nabla} h_e - \vec{\nabla} E) + \rho g \vec{\nabla} E\right) = -\frac{k \rho_e g}{\mu}\left(\vec{\nabla} h_e + \frac{\rho - \rho_e}{\rho_e}\vec{\nabla} E\right)$$ ***Équation A.16***

En optant pour cette correction, on introduit donc un terme supplémentaire ($\frac{\rho-\rho_e}{\rho_e}\vec{\nabla} E$) dans l'équation de Darcy qui n'est pas représenté dans une carte piézométrique simplement corrigée avec des charges équivalentes. C'est ce terme correctif qui peut fausser la lecture des cartes piézométriques et plusieurs remarques peuvent être faites :

- Si la vitesse de l'eau est dirigée selon la pente (ascendante ou descendante), la pseudo-charge h_e donne une bonne idée de sa direction, puisque les vecteurs $\vec{V}$, $\vec{\nabla} h_e$ et $\vec{\nabla} E$ sont colinéaires.
- Afin de minimiser le terme correctif, il est nécessaire de bien choisir la masse volumique de référence. Pour cela, Bachu et Michael (2002) conseillent la masse volumique moyenne sur le domaine, qui minimise - en moyenne - le terme $\rho - \rho_e$ pour une couche de pente uniforme. Il est aussi possible d'utiliser la masse volumique correspondant à la zone la plus sensible. Comme le terme correctif sera dans notre cas négligeable, ce choix n'a pas beaucoup d'importance. Dans tous les cas, il est clair que l'utilisation d'une charge d'eau douce est le plus mauvais choix, puisqu'il introduit un terme correctif partout (Bachu et Michael, 2002).
- Le DFR, ou Driving Force Ratio, défini par l'Équation A.17, permet de vérifier que ce terme correctif reste négligeable par rapport au gradient hydraulique équivalent ∇h_e.

$$DFR = \frac{\rho - \rho_e}{\rho_e} \cdot \frac{|\vec{\nabla} E|}{|\vec{\nabla} h_e|}$$ ***Équation A.17***

- Dans le contexte de la licence de ZO, les gradients de pseudo-charge sont faibles de l'ordre de 0,1 ‰, la pente du toit de l'aquifère du K2Ss2 est généralement de l'ordre de quelques %, le ratio $(\rho - \rho_e)/\rho_e$ est lui aussi typiquement de l'ordre de quelques % au maximum. Il n'est donc pas possible à première vue de négliger le terme correctif. Une carte de cet indicateur DFR a alors été réalisée (Figure A.22) et les seules zones présentant un DFR supérieur à 0,5 se situent vers le nord de la licence de Zoovch Ovoo près de la faille où de fortes pentes et de fortes différences de salinité sont combinées.

Le DFRc représente la valeur critique au-delà de laquelle les isolignes doivent être regardées avec prudence. Bear (1972) a défini cette limite comme étant égale à un, la norme du terme correctif est alors égale à la norme du gradient hydraulique équivalent. Davies (1987) utilise une valeur plus faible de 0,5. Sachant que la quasi-totalité de nos données se situent dans une zone où le DFR est inférieur à 0,5, les cartes piézométriques corrigées donnent une bonne approximation de la direction de l'écoulement. Sur le sous-bassin d'Unegt, les gradients hydrauliques sont plus importants et les salinités plus faibles. Les corrections de salinité n'impactent alors que faiblement les cartes piézométriques non-corrigées.

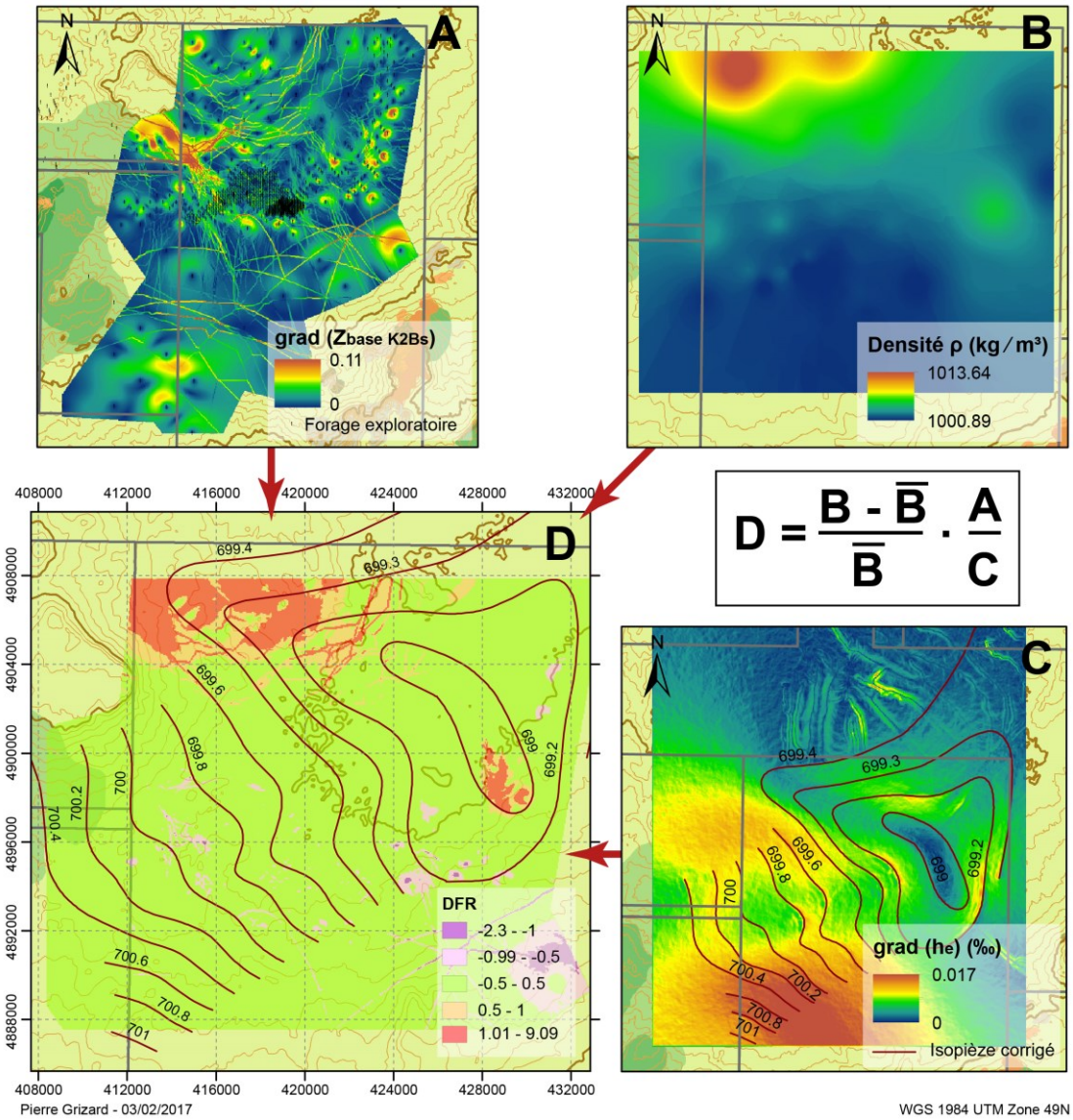

Figure A.22 : Valeur DFR sur la licence de Zoovch Ovoo

(Le graphique A présente la pente de la base du K2Bs, soit plus ou moins le toit du K2Ss2 obtenu à partir des forages d'explorations. Les jeux de données n'étant pas uniformes spatialement, de nombreux artefacts d'interpolation sont visibles. Le graphique B, représente la densité calculée à partir des cartes de salinités fournies dans le texte principal. Le graphique C représente le gradient hydraulique équivalent obtenu à partir de la carte piézométrique présentée Figure II.5)

2. *Procédure de correction piézométrique*

La charge hydraulique des différents piézomètres a été corrigée de manière à prendre en compte la masse volumique de l'eau qui dépend principalement de la salinité et de la température. Cette masse volumique a été calculée à l'aide de l'équation d'état de l'eau de mer (http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/ies80/index.html) pour une pression donnée de 10 bars. La salinité a été calculée soit directement à partir d'analyses en laboratoire, soit indirectement par des mesures de conductivité in-situ. En effet, une corrélation existe entre ces deux éléments comme le montrent les équations 19 et 20. Une fois la masse volumique calculée, les charges sont ajustées par rapport au niveau du toit de la formation K2Ss2, autrement dit, seule la masse volumique de la colonne d'eau située au-dessus (ou en-dessous) de cette référence est modifiée suivant l'équation suivante obtenue par un bilan de masse et illustrée Figure A.23. La correction est approximative notamment dans les endroits où la profondeur des couches n'est pas connue avec précision.

$$h_e = \frac{\rho}{\rho_e}.(h - z_r) + z_r \qquad \textbf{\textit{Équation A.18}}$$

h_e	Charge équivalente
h	Charge observée (niveau statique)
ρ	Masse volumique de l'eau dans le piézomètre
ρ_e:	Masse volumique de référence
z_r:	Altitude du toit de K2Ss2

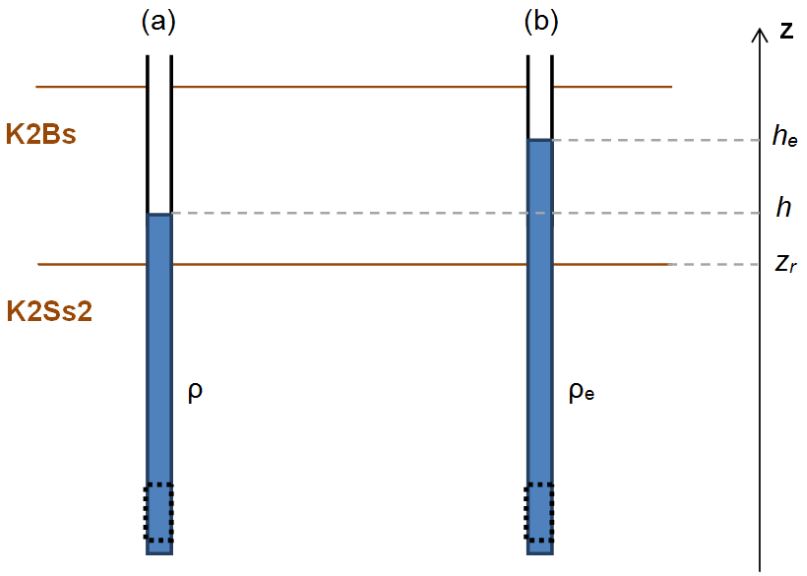

Figure A.23 : Charge hydraulique observée (a) et charge-équivalente (b)

La masse volumique de référence a été prise égale à la valeur moyenne de la masse volumique calculée à partir des données recueillies à chaque piézomètre. Les sous-bassins de Zuunbayan et d'Unegt ainsi que les différents aquifères ont été traités indépendamment

puisque les salinités en jeu sont d'une ampleur différente. Ceci introduit une légère distorsion qui reste négligeable, lors de la comparaison des cotes piézométriques entre les deux sous-bassins.

Annexe 7 - Connexions inter-aquifères

1. *Le sous-bassin d'Unegt*

Le Tableau A.1 regroupe l'ensemble des ouvrages multiples sur le sous-bassin d'Unegt. Ces derniers sont localisés sur la Figure A.24. Pour faciliter la lecture et l'interprétation, ces ouvrages multiples ont été regroupés en cinq zones : nord, sud, est, ouest et centre.

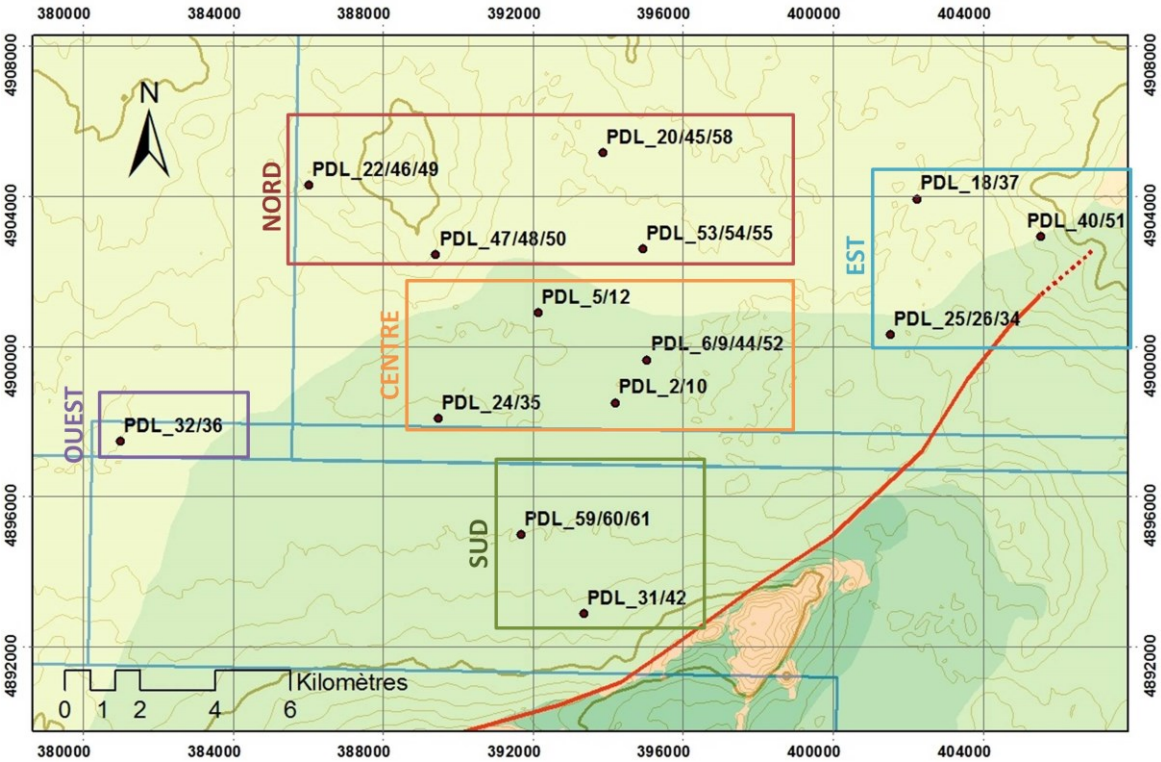

Figure A.24 : Faisceaux d'ouvrages sur le sous-bassin d'Unegt

À l'extrême ouest, dans la licence d'Ooshiin Govi, les caractéristiques du doublet PDL_36/32 ne permettent pas de distinguer les deux unités de l'aquifère. Dans ce secteur, U_1/U_2 et U_4 pourraient donc être connectées.

À l'est, au voisinage de l'exutoire, les unités U_{K2Bs}, U_4 et U_2 sont clairement distinctes d'après leur conductivité et/ou leur niveau piézométrique. L'unité U_2 est en surcharge par rapport à l'unité U_4 (à l'exception du doublet PDL_40/51) suggérant une remontée des eaux profondes dans cette zone.

Au sud, les conductivités électriques sont similaires sur l'ensemble des unités et les niveaux statiques ne diffèrent que de 10 cm tout au plus. Les différentes unités sont donc difficilement discernables.

Au centre, les différences piézométriques restent d'une vingtaine de centimètres maximum à l'exception de l'ouvrage PDL_06/9/44/52 où les caractéristiques des unités U_2, U_3 et U_4 permettent de clairement les différencier. De manière générale, la conductivité de l'unité U_4 est supérieure à celle des unités inférieures dans cette zone du bassin. Les niveaux piézométriques de l'unité U_2 sont tantôt supérieurs tantôt inférieurs à ceux de l'unité U_4.

Au nord, les différentes unités peuvent être différenciées malgré des différences piézométriques entre unités qui restent inférieures à 20 cm. À l'extrême nord (PDL_20/45/58 et PDL_22/46/49), les eaux de l'unité U_4 sont moins salées que celles des unités inférieures U_1 et U_2. Cette tendance s'inverse sur les deux autres ouvrages. Les unités supérieures sont en surcharge par rapport aux unités inférieures (à l'exception de PDL_53/54/55) indiquant une possible infiltration.

Les niveaux piézométriques au sein des différentes unités varient avec le temps. On pourrait penser que l'unité superficielle est davantage amenée à varier au cours du temps que les unités inférieures à cause des variations saisonnières de l'infiltration. C'est en fait rarement le cas. La plupart du temps, les variations sont identiques à quelques centimètres près à l'exception de quelques ouvrages :

- Au sud, PDL_42/31 montre que les variations au sein de l'unité U_3 sont trois fois plus importantes que celle de l'unité U_2. Ceci pourrait indiquer une zone de recharge. L'ouvrage est d'ailleurs très proche du piedmont de la montagne de Dulaan Uul.
- Au centre, le niveau statique de l'unité U_2 perçu à travers PDL_35 varie environ trois fois plus que celui de l'unité U_4 (PDL_24), malgré un niveau statique et une salinité similaire. Même constat pour l'ouvrage PDL_02/10. Ce cas de figure pourrait suggérer que l'unité U_4 soit libre et donc insensible à la pression atmosphérique à l'inverse de l'unité U_2.

En conclusion, les différents ouvrages multiples montrent que le contexte hydrogéologique des licences du sous-bassin d'Unegt est relativement complexe. L'aquifère du K2Ss2 est constitué d'un ensemble de couches de salinités différentes et variables qui peuvent être localement interconnectées. Ces différences de conductivité électrique et de hauteur piézométrique s'accentuent en aval du système suggérant une compartimentation de plus en plus importante.

Tableau A.1 : Caractéristiques des faisceaux d'ouvrages multiples sur le sous-bassin d'Unegt

(La position géographique des ouvrages est données Figure A.24. Les hauteurs piézométriques ne sont pas corrigées de la salinité.)

	NORD (1/2)					
	PDL_46	**PDL_49**	**PDL_22**	**PDL_50**	**PDL_48**	**PDL_47**
Aquifère	U_1	U_2	U_4	U_1	U_2	U_4
h (m)	755,59	755,71	755,96	755,48	755,51	755,67
Δh_{annuel} (m)	0,16	0,145	0,13	0,14	0,15	0,175
σ (µS/m)	2080	1730	1625	2235	1862	3680

	NORD (2/2)					
	PDL_58	**PDL_45**	**PDL_20**	**PDL_55**	**PDL_53**	**PDL_0054**
Aquifère	U_1	U_2	U_4	U_1	U_2	U_4
h (m)	754,96	755,07	755,11	754,94	754,88	754,78
Δh_{annuel} (m)	0,16	0,18	0,12	0,14	0,14	0,1
σ (µS/m)	2580	1631	1318	2440	2160	2610

	CENTRE (1/2)					
	PDL_35	**PDL_24**	**PDL_5**	**PDL_12**	**PDL_2**	**PDL_10**
Aquifère	U_2	U_4	U_2	U_3/U_4	U_2	U_4
h (m)	755,6	755,65	755,48	755,36	755,23	755,08
Δh_{annuel} (m)	0,17	0,06	0,1	0,085	0,17	0,06
EC (µS/m)	2543	2647	1810	2619	1980	2123

	CENTRE (2/2)				OUEST	
	PDL_44	**PDL_6**	**PDL_9**[7]	**PDL_52**	**PLD_36**	**PDL_32**
Aquifère	U_1	U_3	U_4	U_4	U_2/U_1	U_4
h (m)	755,47	755,63	755,08	754,86	756,47	756,47
Δh_{annuel} (m)	0,095	0,08	0,08	0,08	0,13	0,16
EC (µS/m)	2370	2290	3939	3820	1850	1901

	EST						
	PDL_34	**PDL_26**	**PDL_25**	**PDL_37**	**PDL_18**	**PDL_51**	**PDL_40**
Aquifère	U_2	U_4	U_{K2Bs}	U_2	U_4	U_2	U_4
h (m)	753,7	751,59	752,3	753,79	753,22	751,98	753,32
Δh_{annuel} (m)	0,175	0,225	0,245	0,15	0,1	0,26	0,12
EC (µS/m)	2260	2178	4319	2517	1395	6740	1226

	SUD				
	PDL_59	**PDL_61**	**PDL_60**	**PDL_42**	**PDL_31**
Aquifère	U_1	U_2	U_4	U_2	U_3
h (m)	755,58	755,64	755,56	755,36	755,31
Δh_{annuel} (m)	0,105	0,14	0,1	0,105	0,29
EC (µS/m)	2460	2290	2200	2420	2373

[7] PDL_0009 et PDL_0052 interceptent l'U_4 à la même profondeur et pourtant un écart de niveaux statiques constant de 22 cm est observé. Cet écart reste à vérifier (erreur au niveau du nivellement d'un des piézomètres ?) ou à expliquer (gradient local élevé dû par exemple à la présence d'une faille?).

2. *Le sous-bassin de Zuunbayan*

La majorité des ouvrages multiples se situent aux abords du gisement (Figure A.25). Seuls ceux interceptant différentes unités, ont été sélectionnés. Plusieurs remarques peuvent être faites à partir des données présentées dans le Tableau A.2.

Tout d'abord, l'aquifère superficiel porté par la formation K2Bs se distingue clairement des autres unités sous-jacentes par une salinité plus faible et/ou par son niveau piézométrique plus bas. Les écarts piézométriques entre U_{K2Bs} et les unités sous-jacentes se creusent à l'approche de la dépression de Tsagaan Els. En amont, sur l'ouvrage 1, cette différence est de seulement 0,2 m pour atteindre en aval plus de 1 m sur les ouvrages 7, 8, 9 et même 2 m sur l'ouvrage 10. Cette différence peut s'expliquer par l'évaporation des eaux de l'unité U_{K2Bs} pendant que celles des unités sous-jacentes ne peuvent encore s'évacuer. Plus cet écart se creuse et plus les eaux des aquifères sous-jacents auraient alors tendance à migrer vers l'aquifère superficiel.

Ensuite, l'unité U_2 est difficilement distinguable de l'unité U_3 en particulier sur le faisceau 2. Sur le faisceau 4, U_3 se distingue d'U_2 par un niveau statique plus faible et une salinité légèrement différente. Cependant, même au sein de l'unité U_3, les deux ouvrages n'ont pas la même salinité, ni le même niveau statique.

Les unités U_1 et U_2 ne sont généralement pas différenciées et de nombreux ouvrages ont donc été crépinés sur l'ensemble U_1/U_2.

En conclusion, les unités U_1, U_2 et U_3 de l'aquifère multicouche du K2Ss2 semblent toutes partiellement connectées les unes aux autres, en particulier les unités U_1 et U_2. L'aquifère superficiel U_{K2Bs} est en revanche beaucoup mieux isolé des autres aquifères avec des conductivités électriques environ trois fois plus faibles et des niveaux piézométriques sensiblement différents notamment en aval du système. Ces conclusions rejoignent les remarques faites sur l'épaississement progressif des intercalaires argileux vers le nord de Zoovch Ovoo dans la section I.4.2.2.

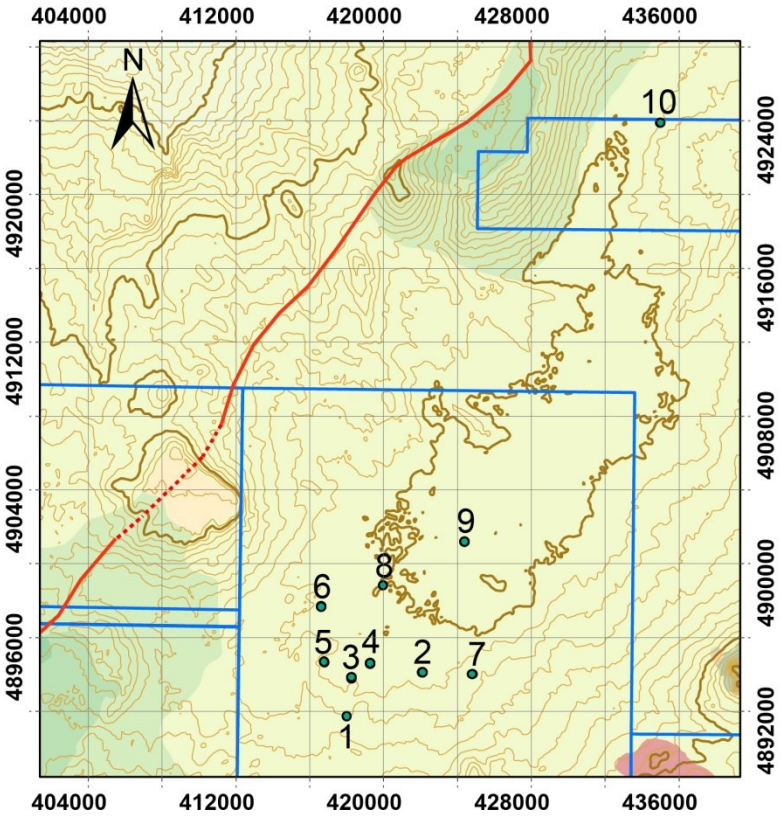

Figure A.25 : Faisceaux d'ouvrages multiples sur le sous-bassin de Zuunbayan

Tableau A.2 : Caractéristiques des ouvrages multiples sur le sous-bassin de Zuunbayan

(La position géographiques des ouvrages est données Figure A.25. Les hauteurs piézométriques ne sont pas corrigées de la salinité.)

	Faisceau 1		**Faisceau 2**		**Faisceau 3**		
	PTZO_13	**PZOV_01**	**PZOV_19**	**PTZO_12**	**PZOV_31**	**PTZO_17**	**PTZO_19**
Aquifère	U_{K2Bs}	U_1/U_2	U_3	U_2	U_{K2Bs}	U_2	U_2
h (m)	699,80	699,98	699,54	699,56	699,53	699,92	699,92
Δh_{annuel} (m)	0,13	0,18	0,18	0,14	0,11	0,11	0,14
EC (µS/m)	1361	3905	3370	3390	2545	2850	2580

	Faisceau 4				**Faisceau 5**		
	PTZO_18	**PZOV_30**	**PZOV_32**	**PTZO_15**	**PZOV_18**	**PTZO_04**	**PTZO_05**
Aquifère	U_{K2Bs}	U_3[a]	U_3[a]	U_2	U_{K2Bs}	U_1	U_1
h (m)	699,32	699,67	699,36	699,84	699,81	699,77	699,78
Δh_{annuel} (m)	0,12	0,09	0,1	0,11	0,08	0,26	0,27
EC (µS/m)	2580	3095	2930	2700	2090	6357	6617

	Faisceau 6		**Faisceau 7**		**Faisceau 8**	
	PZOV_34	**PZOV_05**	**PZOV_36**	**PZOV_03**	**PTZO_14**	**PZOV_04**
Aquifère	U_{K2Bs}	U_1/U_2	U_{K2Bs}	U_1/U_2	U_{K2Bs}	U_1/U_2
h (m)	698,32	699,7	698,35	699,41	698,36	699,51
Δh_{annuel} (m)	0,04	0,18	0,06	0,23[b]	0,12	0,19
EC (µS/m)	1634	7780	1641	2585	2540	6198

	Faisceau 9		**Faisceau 10**	
	PZOV_35	**PZOV_24**	**PZUK_02**	**PZUK_03**
Aquifère	U_{K2Bs}	U_2	U_{K2Bs}	U_2
h (m)	697,71	699,06	699,02	701
Δh_{annuel} (m)	0,08	0,1	0,1	0,1
EC (µS/m)	3540	6770	1185	1682

[a] : Les crépines du piézomètre PZOV_0032 sont situées environ 28 m plus haut que celle de PZOV_0030
[b] : Le niveau piézométrique de cet ouvrage diminue progressivement depuis sa création

Annexe 8 - Évolutions des deux sous-modèles hydrogéologiques

1. Évolution du modèle de Zuunbayan

Le modèle de Zuunbayan a eu initialement, malgré sa plus petite taille, plus de difficultés à converger. Le problème récurrent des cellules asséchées, nous a amenés à effectuer des simulations en régime transitoire où le problème disparaissait. Les premiers résultats ont montré la présence au sud d'un bassin interne connecté au reste du bassin via un couloir étroit d'environ un kilomètre de large (Figure A.26A). Afin d'améliorer la convergence du modèle, ce bassin interne a été supprimé et remplacé par une condition de recharge au niveau de ce couloir. Cette recharge a été calculée proportionnellement à la surface drainée par ce sous-bassin en se basant sur les isohyètes de la base du K2Ss2. De façon plus générale, il a aussi été noté que ce problème de convergence était lié à l'imposition d'une recharge dans des cellules qui allaient être asséchées.

MODFLOW gère la recharge par l'intermédiaire du module de recharge RCH (Harbaugh, 2005). Les recharges s'imposent comme un débit sur un plan horizontal et prennent en compte directement la surface de la cellule sur laquelle cette condition est imposée. Plusieurs options restent toutefois disponibles. Par défaut, si la cellule en question est asséchée, c'est-à-dire si la cote du toit de la nappe est inférieure à l'élévation de la base de la cellule, cette recharge est appliquée à la première cellule inférieure non-asséchée. Dans le cas où l'ensemble de la colonne est constituée de cellules asséchées, la recharge ne peut pas être prise en compte (Figure A.27). Ceci va générer des problèmes lors de la résolution, notamment le problème des cellules asséchées ou « dry cells » en anglais. Ce problème n'est pas nouveau et est récurrent dans la littérature (Doherty, 2001 ; Painter et al., 2008). Afin de l'éviter, toutes les colonnes du modèle dont la base était supérieure à 698 m ont été retirées. Cette modification a restreint l'emprise de notre modèle de façon significative (Figure A.26B) et des conditions de recharges supplémentaires ont été assignées sur les pourtours de cette emprise afin de prendre en compte les parties périphériques tronquées. Même si les calculs sont réalisés uniquement sur la partie centrale de Zuunbayan, il faut bien comprendre que cette restriction est uniquement liée à un problème technique de MODFLOW. Il y a bien un aquifère et une nappe mais MODFLOW ne permet pas de connaitre son niveau.

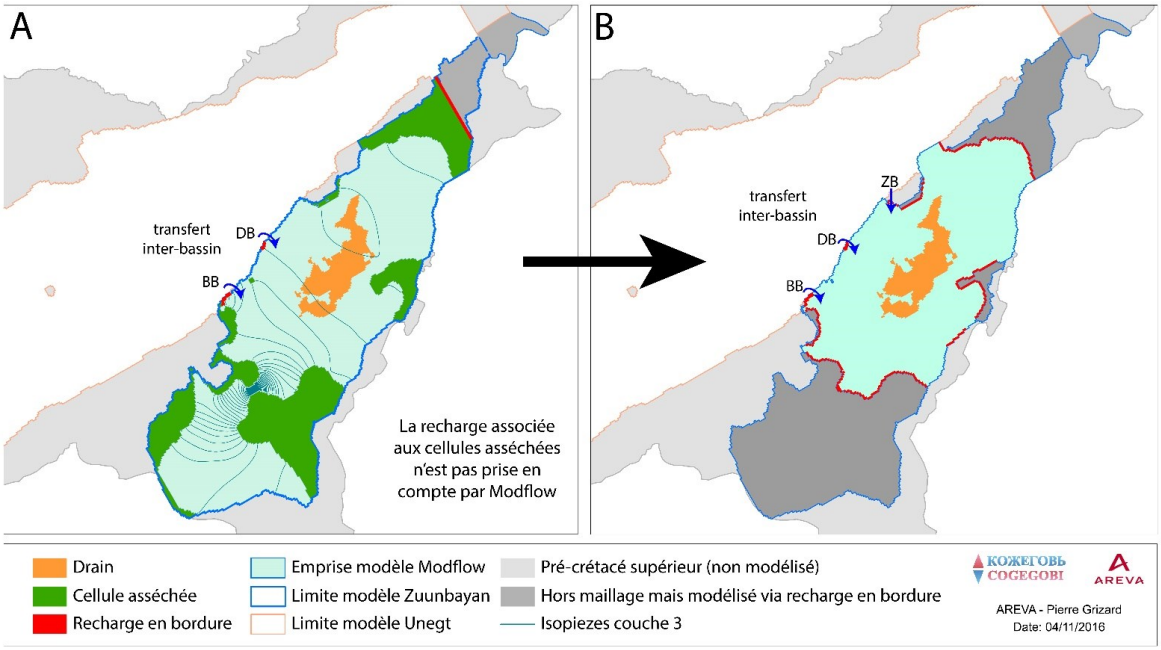

Figure A.26 : Évolution du modèle de Zuunbayan

(En A), le modèle initial et les niveaux piézométriques de la couche la plus profonde et en B), le modèle final utilisé pour la calibration)

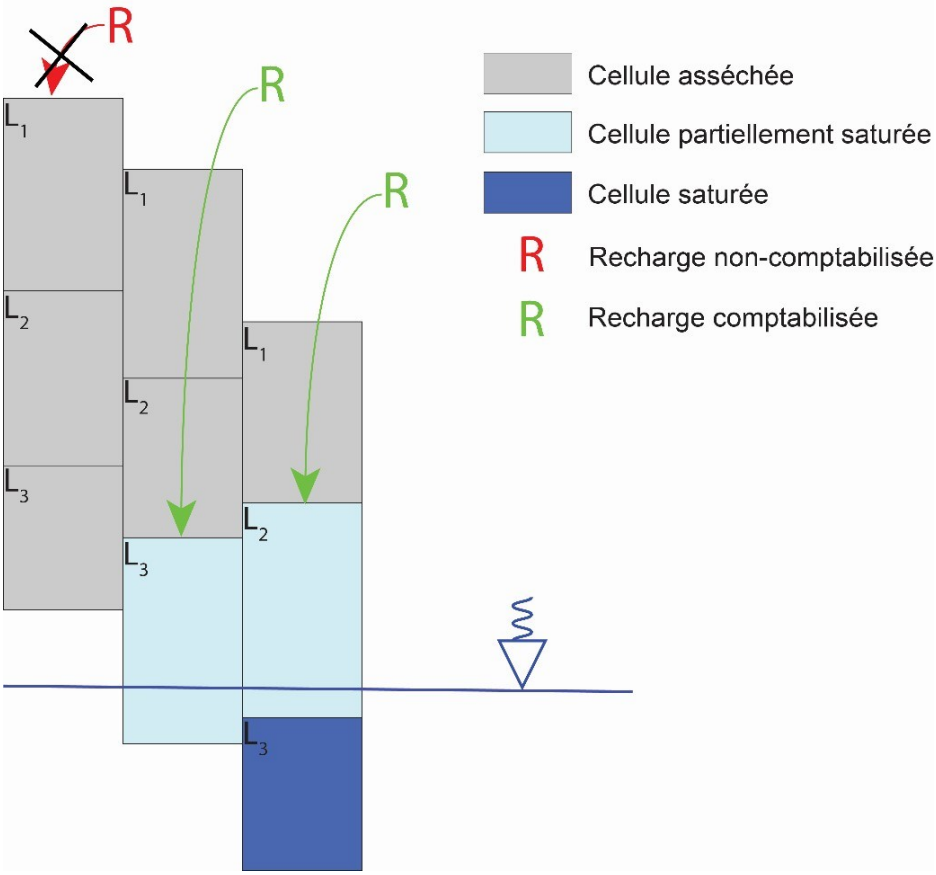

Figure A.27 : Prise en compte de la recharge par MODFLOW (option par défaut)

(MODFLOW peut gérer la recharge de trois façons : la première consiste à appliquer la recharge systématiquement sur les cellules supérieures, la deuxième, à préciser quelle couche recevra la recharge, et la troisième, l'option par défaut, est d'affecter la recharge sur la cellule non-asséchée la plus élevée)

2. *Évolution du modèle d'Unegt*

Lors des premières calibrations, les seuls exutoires présents dans le modèle d'Unegt étaient la source de Dund Bayan et la source de Baruun Bayan. Il a ensuite été remarqué que le niveau piézométrique du modèle dépassait la cote topographique au sud du sous-bassin d'Unegt et au nord/nord-ouest de la ville de Zuunbayan. Après investigations, il est apparu que ces deux zones sont humides et correspondent à des exutoires potentiels. La zone au sud du bassin semble être une playa alors que celle située au nord de la ville de Zuunbayan correspond aux sources dites de Zuunbayan et aux zones humides qui s'étendent le long de la faille à proximité. Ces exutoires ont alors été pris en considération en utilisant des drains pour représenter à la fois les sources et l'évaporation possible.

Comme expliqué précédemment, pour améliorer la convergence du modèle, il est nécessaire de s'assurer que sur l'ensemble de la zone modélisée, chaque colonne de cellules dispose d'au moins une cellule active non-asséchée. Valider cette condition a nécessité de réduire quelques zones sur les bordures du modèle. Les conditions de recharge associées sont présentées en annexe 11.1.

Annexe 9 - Ajustement de la hauteur des cellules du modèle

Afin de maintenir les cellules d'une même couche toujours connectées, un script sur Scilab™ a été réalisé. Chaque cellule adjacente partage une surface commune représentée Figure A.28 par le segment rouge noté $d_{i,j,k}$ (vue en coupe). Le but du script est d'augmenter cette surface commune jusqu'à une valeur proportionnelle à la hauteur de la plus petite cellule. Le facteur de proportionnalité α a été fixé à 0,5. Ainsi, si deux cellules adjacentes sont prises dans le modèle, la cellule la plus petite sera connectée à 50 % à la plus grande.

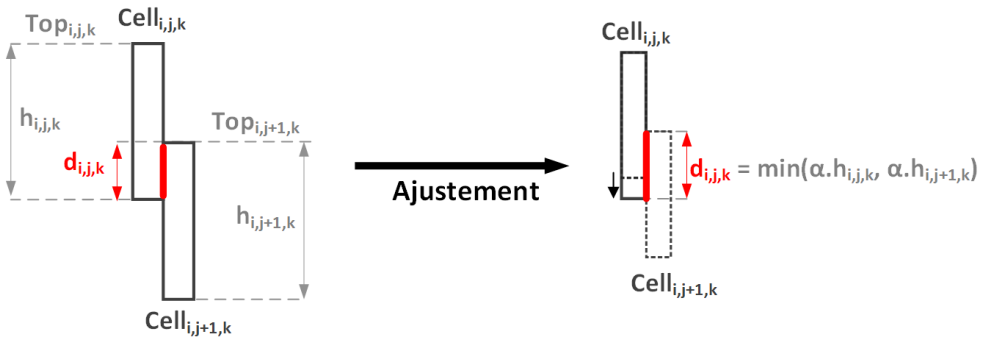

Figure A.28 : Longueur commune entre deux cellules et ajustement

Les grandes étapes du script sont présentées Figure A.28. Dans un premier temps, les informations relatives à l'élévation et l'état (active/inactive) de chaque cellule du maillage sont importées. Ensuite, l'ensemble des cellules actives du maillage est traité ligne par ligne puis colonne par colonne. La procédure d'ajustement ligne par ligne est détaillée Figure A.29. La procédure d'ajustement colonne par colonne suit exactement la même démarche. Le modèle traite les cellules les unes après les autres et ajuste les cellules deux par deux : celle en cours de traitement et la suivante. Par conséquent, l'ajustement de la cellule suivante peut rendre l'ajustement de la cellule précédente invalide. Il faut alors re-parcourir l'ensemble des cellules autant de fois que nécessaire pour obtenir un maillage correct. Cette condition de convergence est obtenue lorsque les variations du maillage sont jugées négligeables. La fonction F, définie Équation A.19 pour l'ajustement ligne par ligne et Équation A.20 pour l'ajustement colonne par colonne (notations expliquées Figure A.28), est calculée à chaque fois sur l'ensemble des cellules ayant été ajustées. Lorsque l'écart entre deux valeurs successives de F est inférieur à 10 m, la procédure s'achève.

$$F_j = \sum_{i,j,k} \max\left(0, \left[min\left(\alpha \cdot h_{i,j,k}\,, \alpha \cdot h_{i,j+1,k}\right)\right] - d_{i,j}\right)$$ ***Équation A.19***

$$F_i = \sum_{i,j,k} \max\left(0, \left[min\left(\alpha \cdot h_{i,j,k}\,, \alpha \cdot h_{i+1,j,k}\right)\right] - d_{i,j}\right)$$ ***Équation A.20***

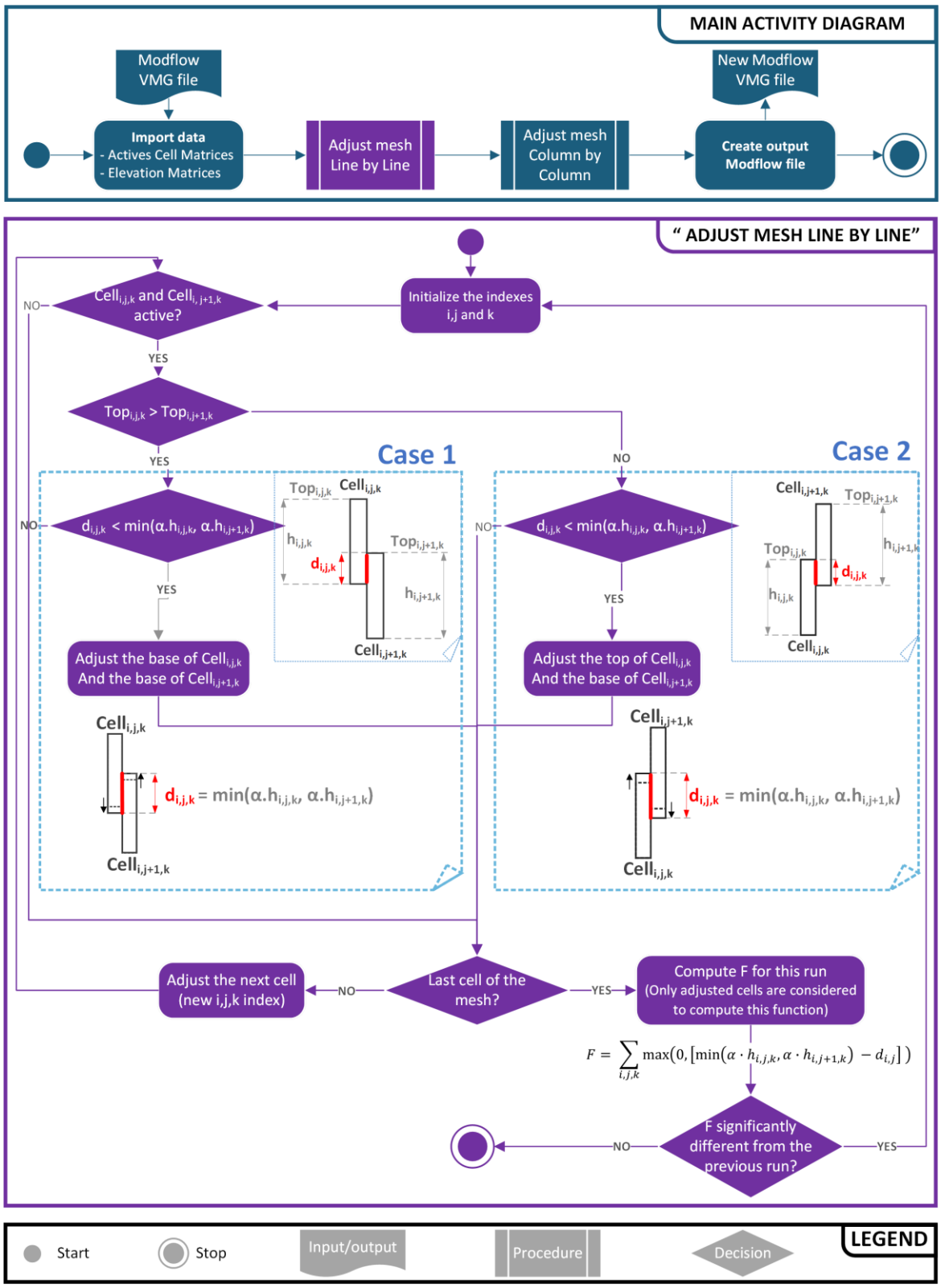

Figure A.29 : Diagramme d'activité du script d'ajustement du maillage et détails de la procédure d'ajustement ligne par ligne du script.

(La procédure d'ajustement ligne par ligne est similaire à celle-ci sauf que c'est l'indice « i » qui varie et non « j ».)

Le résultat de ce script est visible Figure A.30. Sur cette figure, les couches rouges de faible épaisseur sont déconnectées sur une grande partie de la coupe. Après ajustement, les différentes cellules d'une même couche restent connectées. En contrepartie, la hauteur de certaines cellules est augmentée. Les cellules inactives n'ont pas été ajustées.

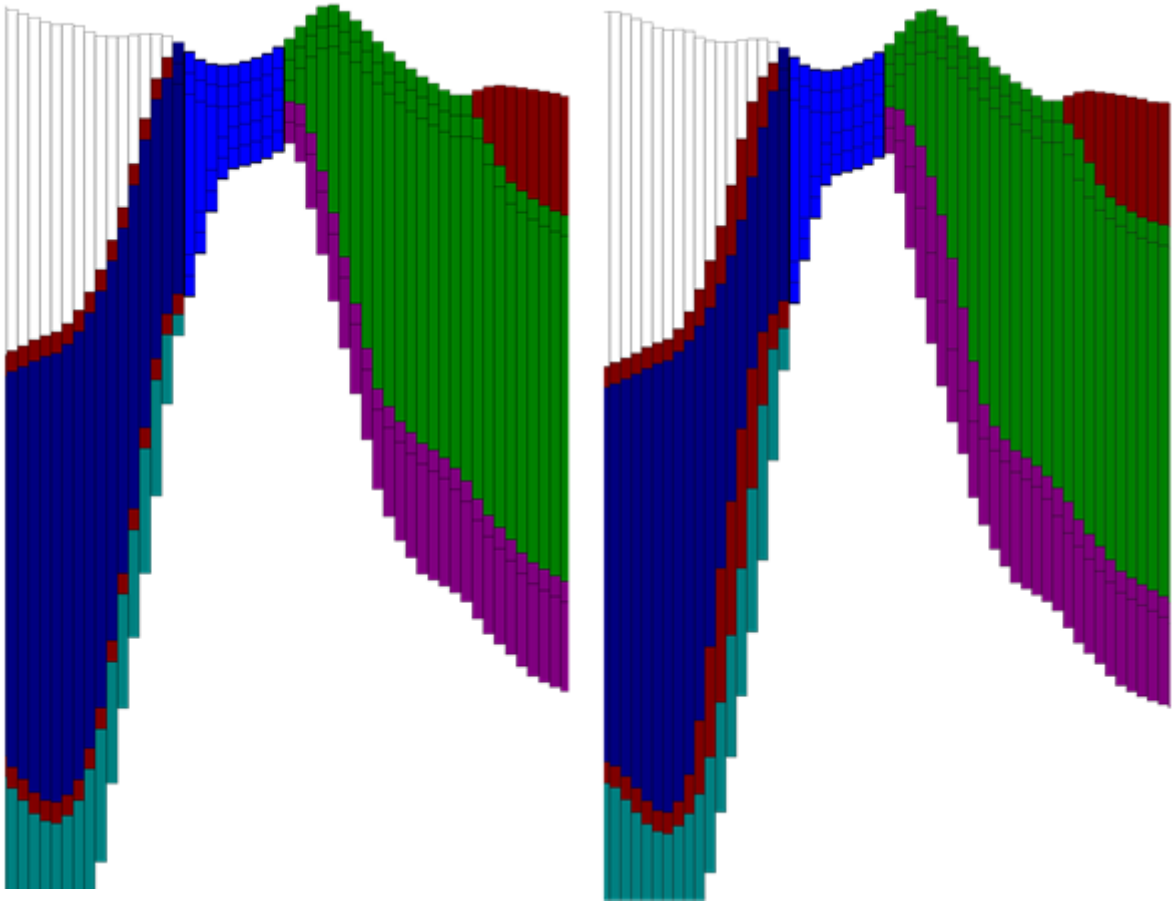

Figure A.30 : Comparaison du maillage initial (A) avec le maillage ajusté (B)

(Un facteur d'exagération verticale de 35 a été choisi pour mettre en évidence les effets du script.)

Annexe 10 - Cartes des conductivités hydrauliques

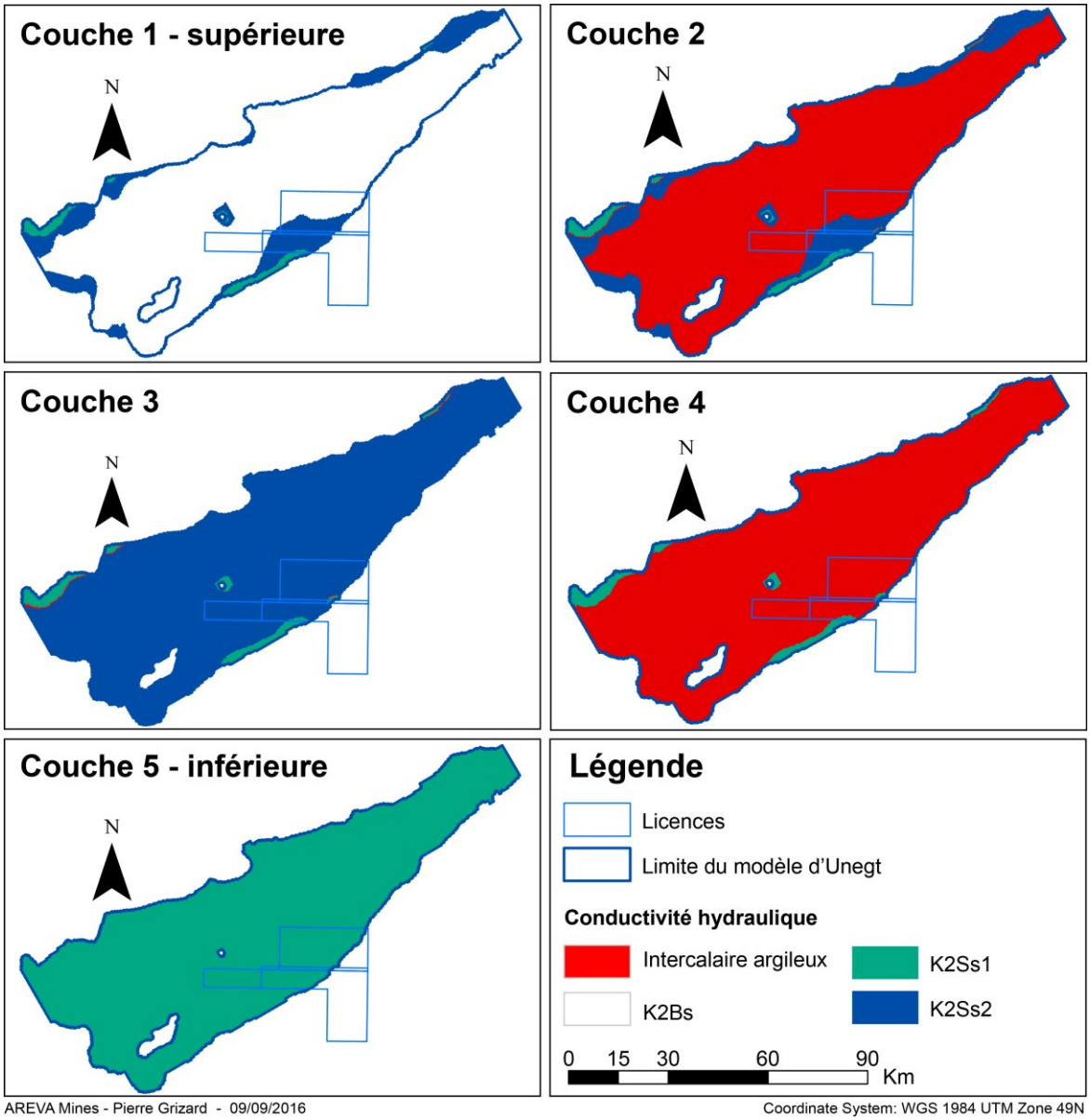

Figure A.31 : Carte des conductivités hydrauliques sur le sous-bassin d'Unegt

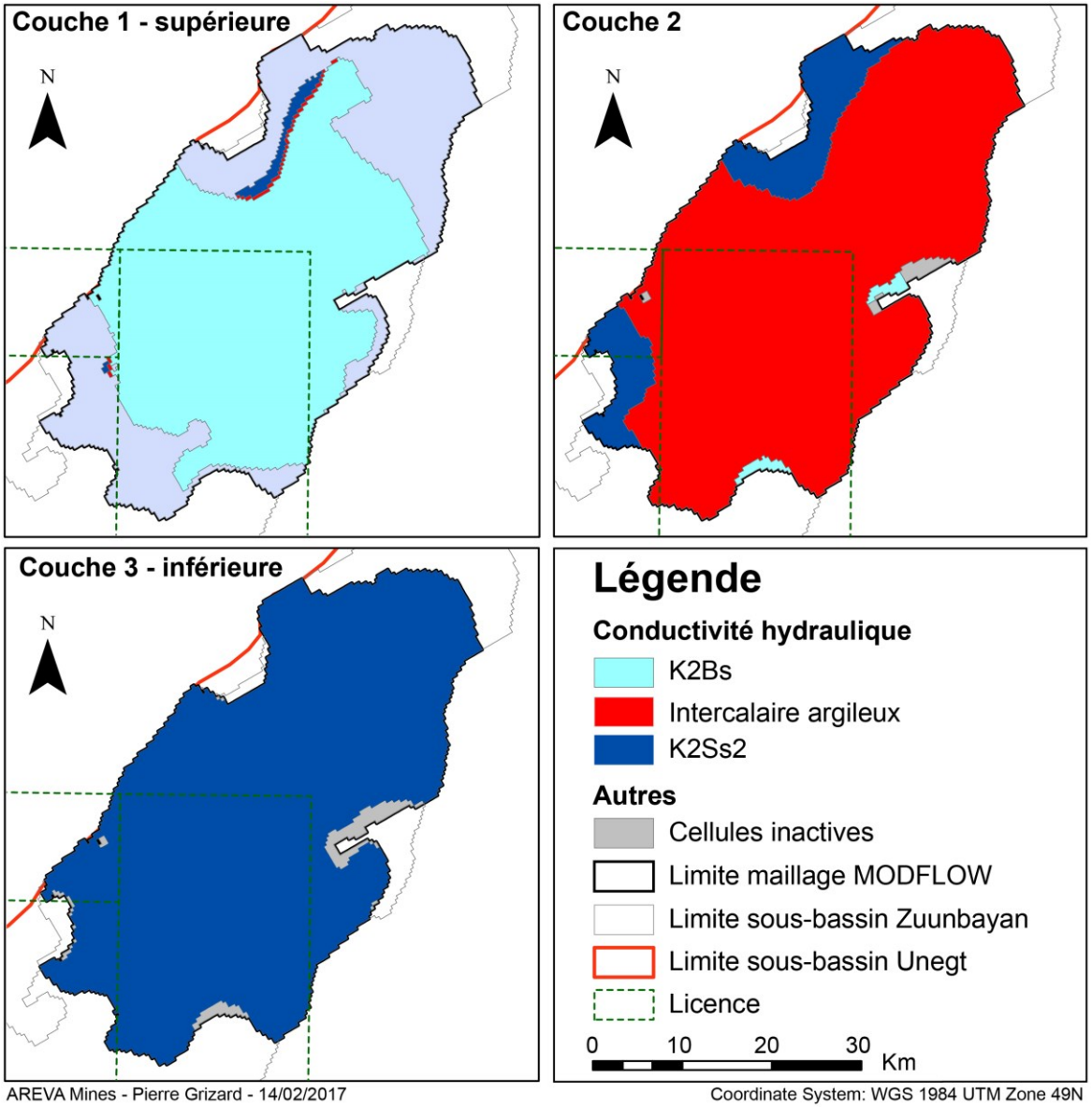

Figure A.32 : Carte des conductivités hydrauliques sur le sous-bassin de Zuunbayan

Annexe 11 - Paramètres de recharges MODFLOW

1. *Modèle régional (Chapitre II)*

Tableau V.4 : Taux de recharge appliqués sur les modèles des sous-bassins d'Unegt et de Zuunbayan

	Zone #	Surface (km²)	Nombre de cellules représentatives	Recharge (mm/an)
Modèle Unegt	u1	5281,7	42304	R_U (À calibrer)
	u2	30,59	35	8,03 R_U
	u3	6,34	18	3,83 R_U
	u4	8,95	22	4,27 R_U
	u5	7,84	24	3,63 R_U
	u6	74,87	40	16,05 R_U
	u7	797,3	50	129,7 R_U
	u8	227,2	30	62,1 R_U
Modèle Zuunbayan	z1	1427	11475	R_Z (À calibrer)
	z2	8,78	23	4,2 R_Z
	z3	20,4	30	6,5 R_Z
	z4	33,6	31	9,7 R_Z
	z5	728	8	735 R_Z
	z6	130	55	20 R_Z
	z7	9,20	15	5,9 R_Z
	z8	33,5	64	5,2 R_Z
	z9	411,1	76	44,7 R_Z
	Dund Bayan (DB)	NA	8	R_{DB} (À calibrer)
	Baruun Bayan (BB)	NA	15	0,64 R_{DB}[a]
	Zuunbayan (ZB)	NA	10	R_{ZB} (À calibrer)

[a] : Afin de limiter le nombre de paramètres lors de la calibration du modèle de Zuunbayan, les recharges associées à DB et BB ont été liées entre-elles par un ratio obtenu à partir des résultats du modèle d'Unegt (voir section II.2.2.3).

Certaines parties du modèle ont été tronqués pour diverses raisons mentionnées dans la section II.2.1. Ces zones sont des surfaces de recharges potentielles qui sont considérées dans le modèle régional via une recharge spécifique ajoutée sur les cellules du modèle adjacentes à ces zones. La valeur de la recharge associée est calculée en fonction de l'aire de la zone tronquée et du nombre de cellules adjacentes suivant la procédure décrite ci-dessous.

Exemple de calcul pour la zone u2 : L'obtention du taux de recharge sur les cellules bordant la zone u2 se fait à partir de l'Équation A.22 obtenue à partir d'un simple bilan de volume (Équation A.21) : la recharge (R) supposée entrée dans la zone tronquée de surface A_{u2} (et aussi sur la surface des cellules adjacentes ($N_{u2} \cdot A_{cell}$)), s'infiltre en totalité sur les cellules adjacentes couvrant une surface totale de $N_{u2} \cdot A_{cell}$. Le taux de recharge sur ces cellules (R_{u2}) est alors plus important :

$$R \cdot (A_{u2} + N_{u2} \cdot A_{cell}) = R_{u2} \cdot N_{u2} \cdot A_{cell} \qquad \textbf{\textit{Équation A.21}}$$

$$R_{u2} = R \cdot \frac{A_{u2} + N_{u2} \cdot A_{cell}}{N_{u2} \cdot A_{cell}} \qquad \textbf{\textit{Équation A.22}}$$

R Recharge moyenne sur le bassin (LT^{-1})

R_{u2} Recharge pour les cellules bordant le modèle (LT^{-1})

A_{u2} Zone de recharge considérée pour la zone u2 (L^2)

N_{u2} Nombre de cellules du modèle recevant la recharge provenant de la zone u2 (Ø)

A_{cell} Surface d'une cellule (L^2)

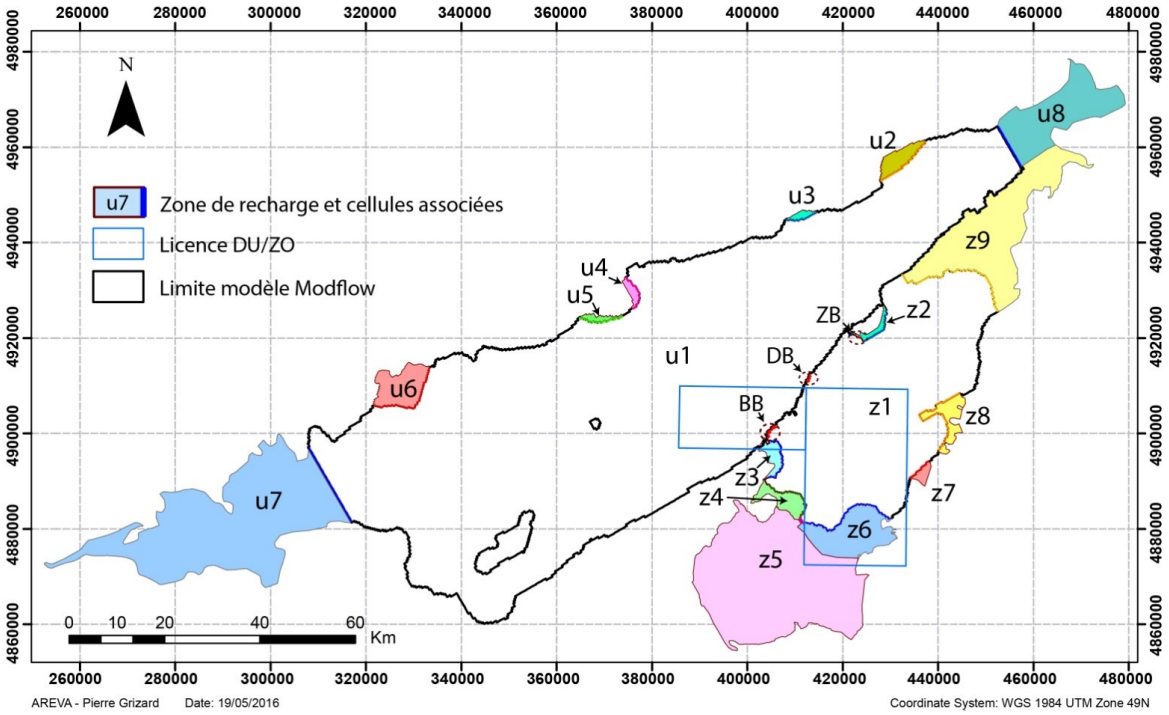

Figure A.33 : Zones de recharge définies pour les modèles d'Unegt et de Zuunbayan

(La couleur permet simplement de mieux différencier les zones de recharge. Ces zones sont inactives dans le modèle mais sont considérées via un taux de recharge imposé sur les cellules adjacentes de couleur foncée.)

2. *Modèle local (Chapitre V)*

Comme MODFLOW ne permet pas d'ajouter plusieurs recharges sur les différentes couches d'une même colonne du modèle, les recharges provenant du nord-est ont été étalées sur trois lignes d'où la subdivision 10a, b, c et d. Les valeurs ont été obtenues à partir de calculs de bilan effectués sur la solution 5a du modèle régional

Tableau A.3 : Taux de recharge appliqués sur le modèle local de Zuunbayan

(Pour le modèle local, R a été choisi égal à 1,83 mm/an)

Zone #	**Volume entrant (m^3/an)**	**Surface drainante (km^2)**	**Surface des cellules représentatives (km^2)**	**Recharge (mm/an)**
z1	NA	984,7	948,8	R
z2	NA	20,4	4,34	5,7 R
z3	NA	33,7	4,64	8,3 R
z4	NA	828,0	7,61	109,80 R
z5	NA	70,4	7,53	10,35 R
z6	NA	0,69	0,81	1,85 R
z7	NA	6,84	2,87	3,38 R
z8	NA	6,03	1,6	4,77 R
z9	NA	34,1	0,75	46,47 R
z10a (U_1/U_2)	$1,645 \cdot 10^5$	NA	3,33	49,4
z10b (U_3)	$1,645 \cdot 10^5$	NA	2,91	56,5
z10c (U_{K2Bs} - ouest)	$7,815 \cdot 10^5$	NA	0,8	117,4
z10d (U_{K2Bs} - est)	$9,36 \cdot 10^4$	NA	1,47	531,6
Dund Bayan (DB)	$6,41 \cdot 10^5$	NA	1,16	552,6
Baruun Bayan (BB)	$1,60 \cdot 10^6$	NA	1,69	946,7
Zuunbayan (ZB)	$1,83 \cdot 10^6$	NA	0,33	5545,5

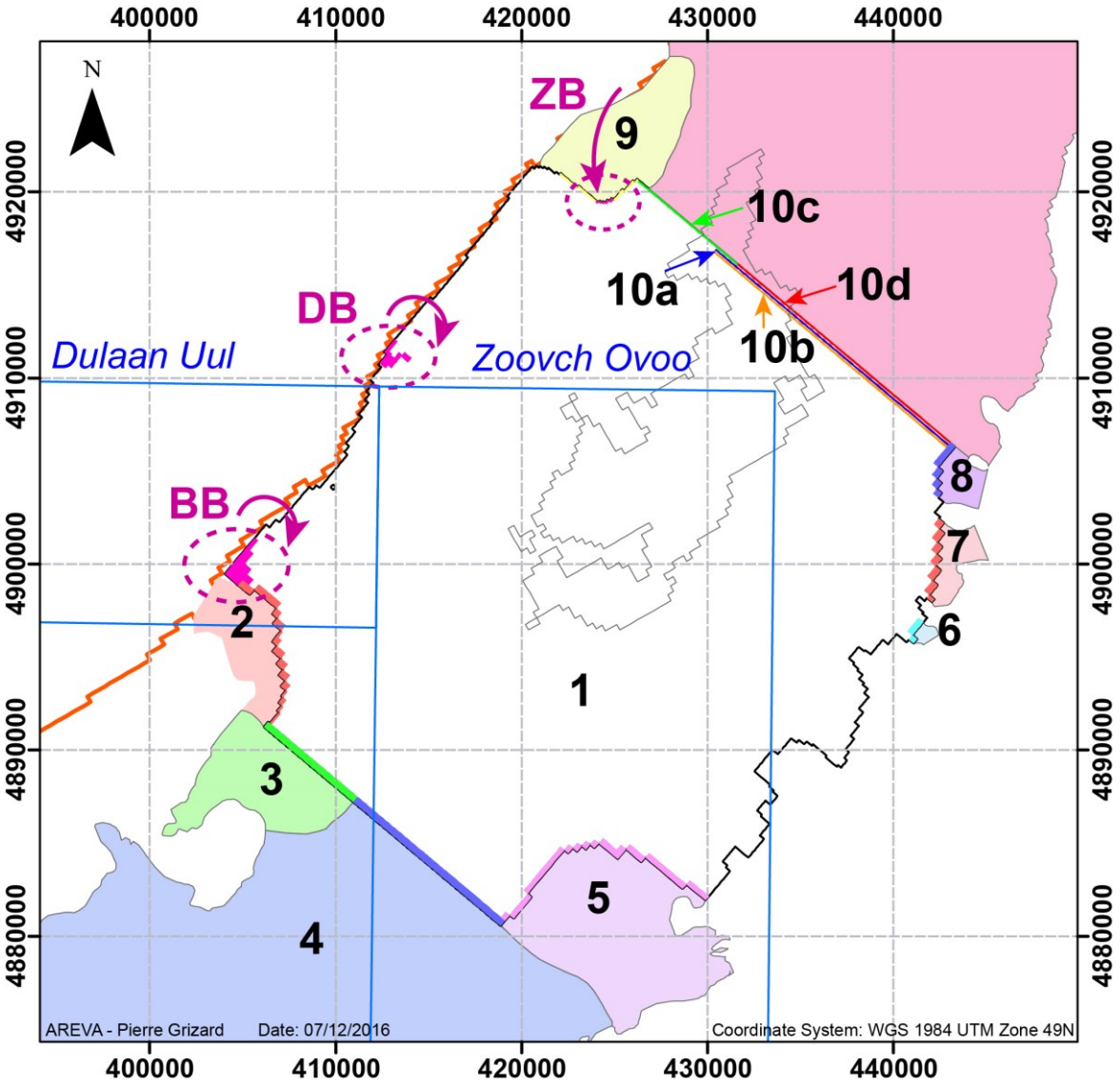

Figure A.34 : Zones de recharge définies pour le modèle local de Zuunbayan

(La couleur permet uniquement de mieux différencier les différentes zones de recharge. Ces zones sont inactives dans le modèle mais sont considérées via un taux de recharge imposé sur les cellules adjacentes de couleur identique mais plus foncée. Pour plus d'informations sur les taux de recharges associés à ces zones, voir Tableau A.3)

Annexe 12 - Paramètres de résolutions MODFLOW

1. *Modèle d'écoulement régional (Chapitre II)*

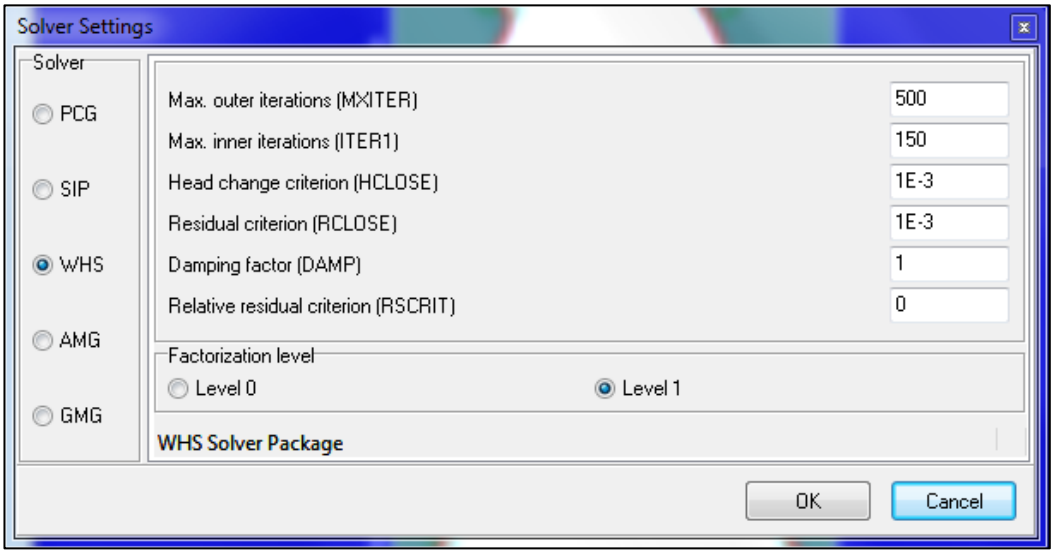

Figure A.35 : Paramètres du solveur utilisés pour l'écoulement en régime permanent et transitoire

2. *Modèle de transport régional (Chapitre III)*

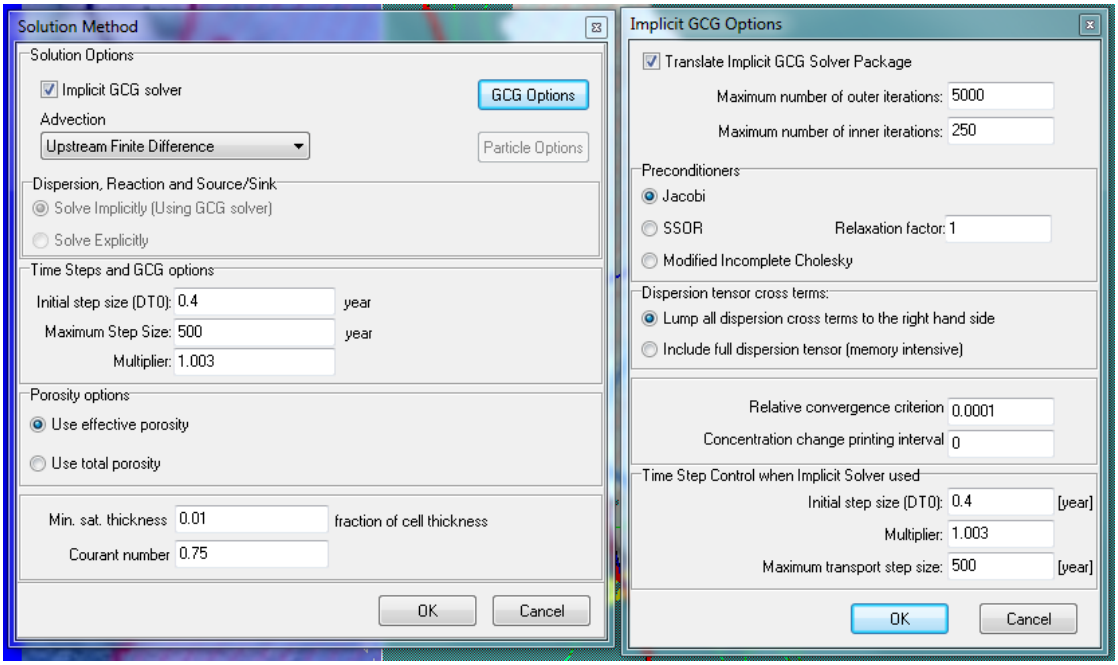

Figure A.36 : Paramètres de résolution utilisés pour le calcul de l'âge des eaux du sous-bassin de Zuunbayan

(Pour le sous-bassin d'Unegt, une configuration similaire a été employée avec pour différence un facteur multiplicatif « multiplier » de 1,005)

3. *Modèle local (Chapitre V)*

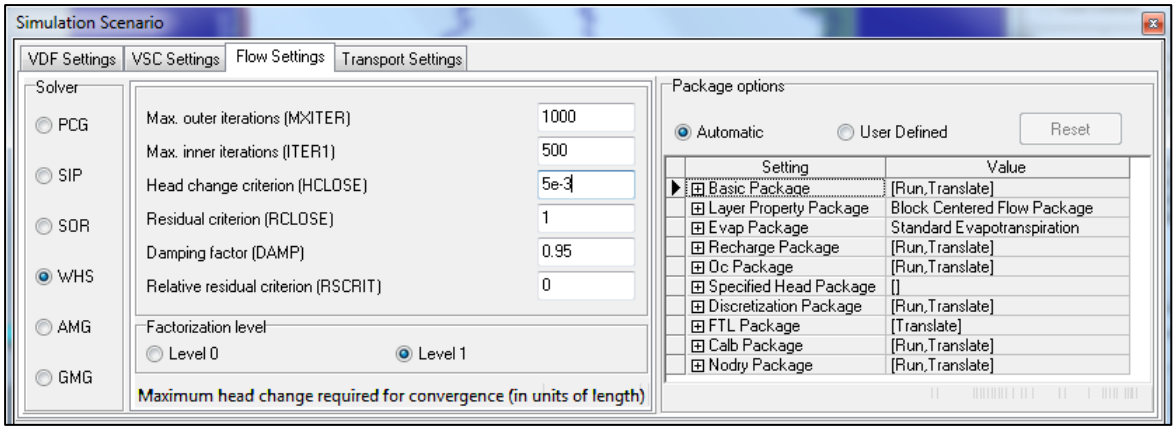

Figure A.37 : Paramètres de résolution en écoulement

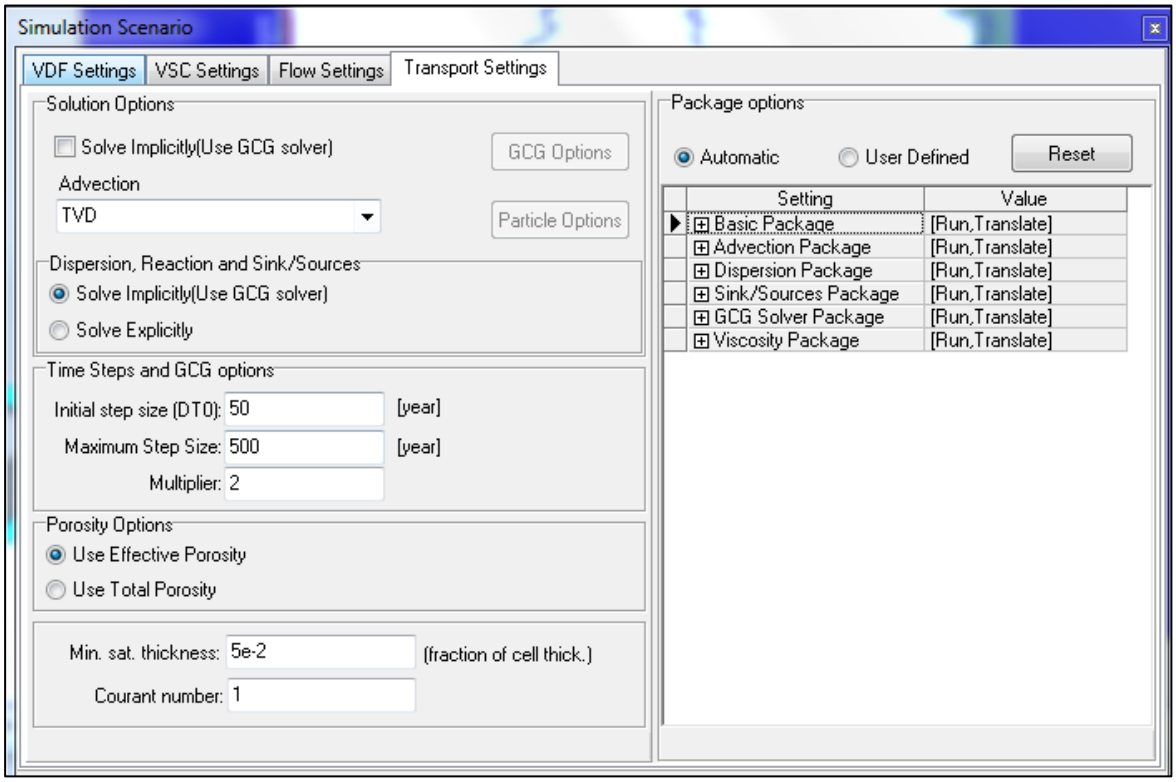

Figure A.38 : Paramètres de résolution en transport

(Dans le cas de la méthode TVD, les pas de temps sont calculés automatiquement et ne dépendent pas des paramètres indiqués dans la section « Times Steps and GCG options »)

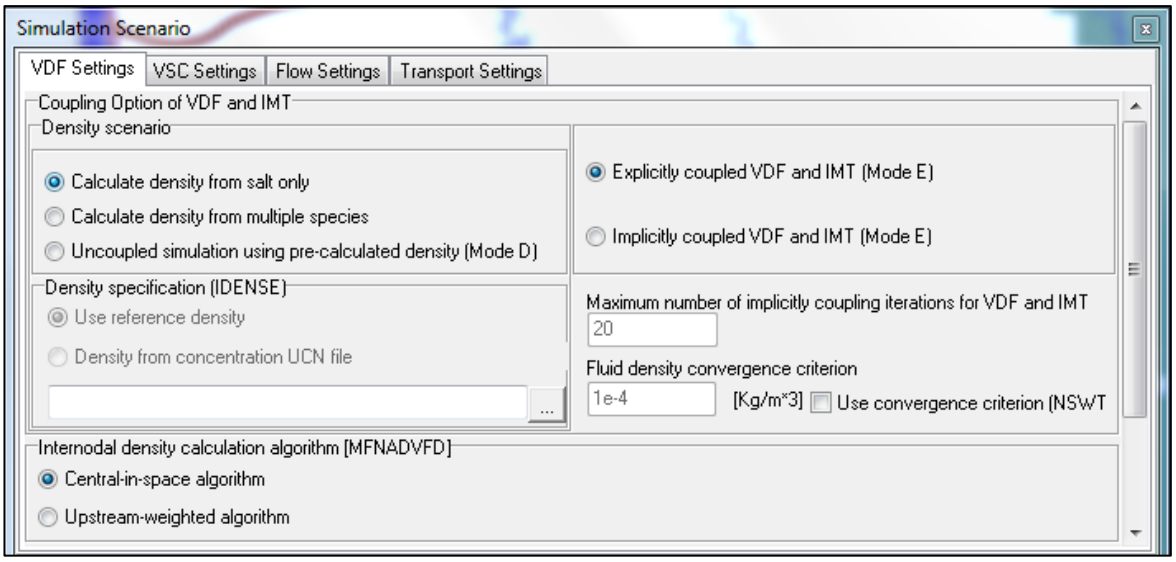

Figure A.39 : Paramètres du package VDF pour le calcul de la densité de l'eau

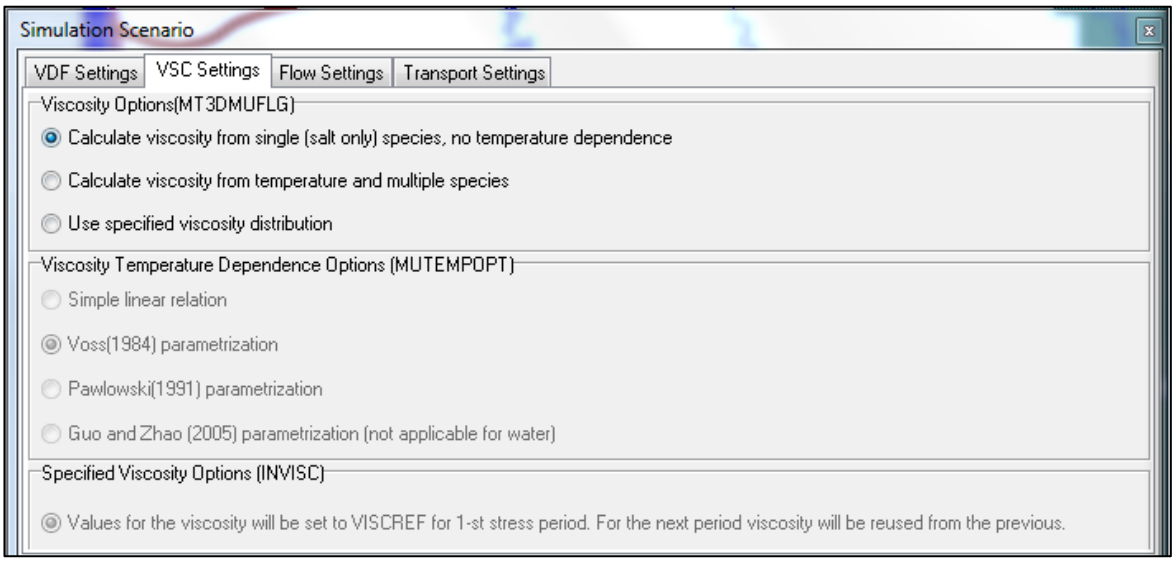

Figure A.40 : Paramètres du package VSC pour le calcul de la viscosité de l'eau

Annexe 13 - Les conditions aux limites de drain

Imposer une condition aux limites de drain nécessite de connaitre la hauteur du drain et sa conductance (paramètre qui indique la facilité de l'eau à s'évacuer de ce dernier). Le fonctionnement est simple (Figure A.41), si le niveau d'eau reste en dessous de la hauteur du drain, rien ne se passe. Dans le cas contraire, l'eau s'évacue du modèle avec un débit défini par l'Équation A.23. La conductance est une grandeur difficile à calculer puisqu'elle dépend de nombreux paramètres propres aux drains (Équation A.24).

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{dh}{dl} = C \cdot dh \qquad \textbf{\textit{Équation A.23}}$$

$$C = \frac{K \cdot A}{dl} \qquad \textbf{\textit{Équation A.24}}$$

Q Débit sortant (L^3T^{-1})

K Conductivité hydraulique (LT^{-1})

A Surface de la section horizontale de la cellule (L^2)

$\frac{dh}{dl}$ Gradient hydraulique (h_{drain}-h_{cell})/dl

C Conductance (L^2T^{-1})

La hauteur des drains a été choisie en se basant sur les divers résultats recueillis section II.1.2.4. Le paramètre de conductance a été défini en se basant uniquement sur l'ordre de grandeur du taux d'évaporation annuelle. L'évaporation potentielle est proche de 2 000 mm/an (section II.1.2.4). Pour une cellule, on a :

$$Q_{cell} = C_{cell} \cdot dh < EVP \cdot A \qquad \textbf{\textit{Équation A.25}}$$

Q_{cell} Débit sortant de la cellule (L^3T^{-1})

C_{cell} Conductance de la cellule (L^2T^{-1})

A Surface de la section horizontale de la cellule (L^2)

ETP Taux d'évaporation (LT^{-1})

dh Différence de hauteur piézométrique (h_{drain}-h_{cell}) (L)

Si on suppose dh ~ 1 m, la conductance peut être calculée à partir de l'évaporation, on retrouve alors des valeurs de C ~ 2 10^5 m^2/an. Par la suite, une valeur de 10^5 m^2/an sera utilisée.

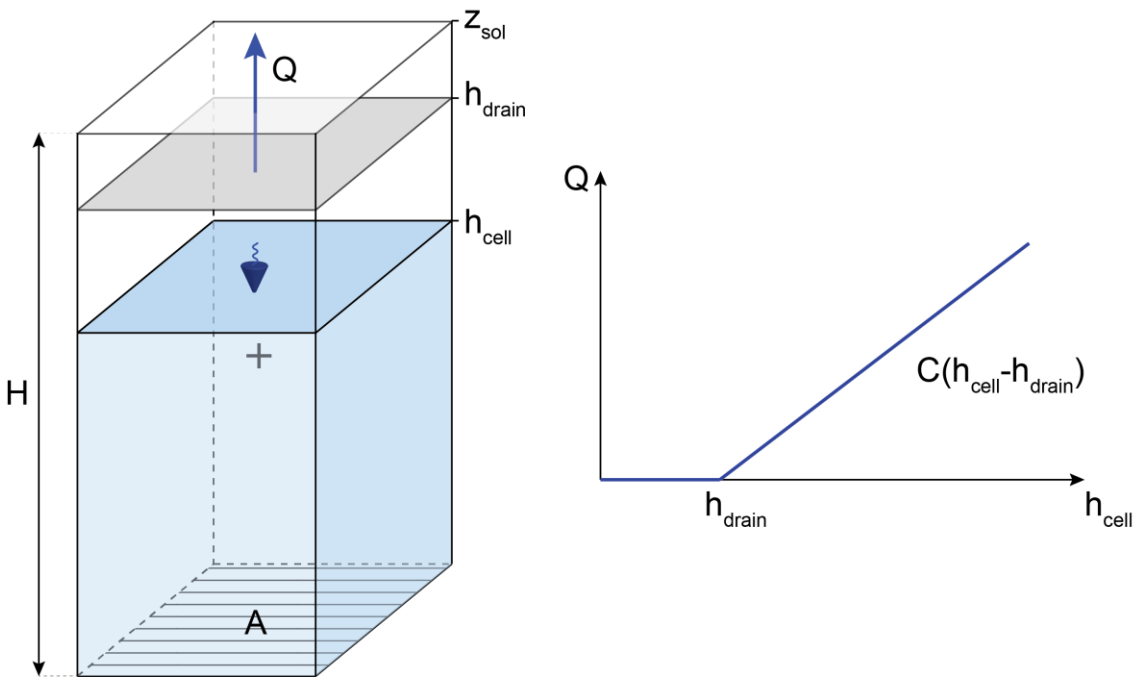

Figure A.41 : Fonctionnement d'une condition aux limites de drain

Annexe 14 - Calibration du sous-bassin d'Unegt, résultats bruts

Les calibrations 4 et 14, représentées en rouge dans les tableaux suivants, n'ont pas été prises en compte dans l'étude car la valeur de la fonction objectif (Phi, section II.2.1.8) pour ces dernières était significativement supérieure à la moyenne des valeurs des fonctions objectifs.

Tableau A.4 : Valeur des paramètres de calibration pour le modèle d'Unegt (modèle v64).

Solution #	K_{K2Bs} (m/s)	K_{K2Ss2} (m/s)	K_{K2Ss1} (m/s)	K_{imp} (m/s)	R (mm/an)
1	$2,46\ 10^{-5}$	$7,35\ 10^{-5}$	$5,66\ 10^{-4}$	$1,48\ 10^{-8}$	1,95
2	$1,32\ 10^{-5}$	$3,69\ 10^{-5}$	$3,10\ 10^{-4}$	$7,37\ 10^{-9}$	1,02
3	$2,34\ 10^{-5}$	$5,97\ 10^{-5}$	$4,90\ 10^{-4}$	$1,22\ 10^{-8}$	1,65
4	$6,10\ 10^{-7}$	$5,58\ 10^{-5}$	$1,75\ 10^{-4}$	$2,28\ 10^{-8}$	1,22
5	$3,75\ 10^{-5}$	$1,18\ 10^{-4}$	$8,41\ 10^{-4}$	$2,41\ 10^{-8}$	3,01
6	$1,32\ 10^{-5}$	$3,97\ 10^{-5}$	$3,23\ 10^{-4}$	$7,92\ 10^{-9}$	1,08
7	$4,36\ 10^{-5}$	$1,15\ 10^{-4}$	$8,68\ 10^{-4}$	$2,37\ 10^{-8}$	3,02
8	$7,55\ 10^{-6}$	$2,70\ 10^{-5}$	$2,17\ 10^{-4}$	$5,26\ 10^{-9}$	0,72
9	$2,24\ 10^{-5}$	$5,36\ 10^{-5}$	$4,56\ 10^{-4}$	$1,10\ 10^{-8}$	1,51
10	$3,01\ 10^{-5}$	$7,90\ 10^{-5}$	$6,30\ 10^{-4}$	$1,61\ 10^{-8}$	2,14
11	$1,63\ 10^{-5}$	$5,39\ 10^{-5}$	$4,16\ 10^{-4}$	$1,06\ 10^{-8}$	1,42
12	$2,89\ 10^{-5}$	$9,03\ 10^{-5}$	$6,54\ 10^{-4}$	$1,80\ 10^{-8}$	2,33
13	$4,68\ 10^{-6}$	$2,36\ 10^{-5}$	$1,72\ 10^{-4}$	$4,34\ 10^{-9}$	0,61
14	$6,05\ 10^{-6}$	$1,62\ 10^{-4}$	$5,25\ 10^{-4}$	$5,16\ 10^{-8}$	3,8
15	$3,17\ 10^{-5}$	$8,92\ 10^{-5}$	$6,82\ 10^{-0}$	$1,82\ 10^{-8}$	2,36

Tableau A.5 : Valeur des résultats de calibration pour le modèle d'Unegt (modèle v64).

Solution #	Phi[a] (m²)	Moyenne Résidu (m)	R. max[b] (m)	R. min[c] (m)	STD[d] (m)	R[e] (ø)
1	3,58	$1,45\ 10^{-3}$	0,58	-0,82	0,32	0,97
2	3,58	$3,23\ 10^{-3}$	0,57	-0,8	0,32	0,97
3	3,58	$7,35\ 10^{-3}$	0,58	-0,81	0,32	0,97
4	7,38	$8,60\ 10^{-2}$	0,74	-1,34	0,45	0,94
5	3,6	$-8,93\ 10^{-4}$	0,58	-0,84	0,32	0,97
6	3,58	$9,28\ 10^{-3}$	0,58	-0,8	0,32	0,97
7	3,58	$5,29\ 10^{-3}$	0,58	-0,82	0,32	0,97
8	3,61	$6,37\ 10^{-3}$	0,58	-0,8	0,32	0,97
9	3,59	$1,16\ 10^{-2}$	0,58	-0,79	0,32	0,97
10	3,58	$4,01\ 10^{-3}$	0,58	-0,81	0,32	0,97
11	3,59	$3,43\ 10^{-3}$	0,58	-0,82	0,32	0,97
12	3,6	$1,26\ 10^{-2}$	0,59	-0,83	0,32	0,97
13	3,71	$-1,18\ 10^{-2}$	0,59	-0,85	0,32	0,97
14	5,86	$4,40\ 10^{-2}$	0,68	-1,17	0,4	0,95
15	3,58	$9,02\ 10^{-3}$	0,58	-0,81	0,32	0,97

[a] : fonction objectif (voir équation 3) ; [b] : Résidu maximum ; [c] : Résidu minimum
[d] : Erreur standard ; [e] : Coefficient de détermination

Tableau A.6 : Valeurs de débits (Q) pour chaque simulation.

Solution #	Q_{TOTAL} (m^3/an)	Q_{DB}* (%)	Q_{BB}* (%)	Q_{ZB}* (%)	Q_{PU}* (%)
1	$1,25\ 10^7$	13,9	35,4	41,98	8,72
2	$6,56\ 10^6$	13,86	33,83	43,81	8,5
3	$1,06\ 10^7$	14,95	33,94	42,39	8,71
4	$7,77\ 10^6$	1,55	44,47	42,03	11,94
5	$1,92\ 10^7$	13,99	36,95	40,19	4,82
6	$6,93\ 10^6$	13,39	34,38	43,7	8,54
7	$1,94\ 10^7$	15,44	35,61	40,11	8,85
8	$4,62\ 10^6$	11,95	34,95	44,75	8,35
9	$9,67\ 10^6$	15,36	33,35	42,66	8,63
10	$1,37\ 10^7$	14,99	34,71	41,58	8,71
11	$9,10\ 10^6$	12,85	35,49	43,1	8,56
12	$1,49\ 10^7$	13,72	36,21	41,23	8,84
13	$3,83\ 10^6$	9,72	36,65	45,35	8,28
14	$2,09\ 10^7$	4,21	47,13	38,4	10,26
15	$1,51\ 10^7$	14,57	35,47	41,2	8,76

*DB : Dund Bayan ; BB : Baruun Bayan ; ZB : Zuunbayan ; PU : Playa d'Unegt

Annexe 15 - Calibration du sous-bassin de Zuunbayan, résultats bruts

Tableau A.7 : Valeurs des paramètres et des résultats de calibration pour le modèle du sous-bassin de Zuunbayan

Solution#	K_{K2Bs} (m/s)	K_{K2Ss2} (m/s)	K_{imp} (m/s)	R (mm/an)	R_{BB} (mm/an)	R_{ZB} (mm/an)	Phi[a]
1a	$8,83\ 10^{-5}$	$3,65\ 10^{-4}$	$4,34\ 10^{-9}$	2,0	848	3206	1,19
1b	$7,38\ 10^{-5}$	$2,73\ 10^{-4}$	$3,89\ 10^{-9}$	1,6	589	5175	1,15
2a	$1,52\ 10^{-4}$	$4,52\ 10^{-4}$	$7,38\ 10^{-9}$	2,7	969	11071	1,19
2b	$6,49\ 10^{-5}$	$2,38\ 10^{-4}$	$3,44\ 10^{-9}$	1,4	498	5010	1,15
3a	$5,00\ 10^{-5}$	$2,46\ 10^{-4}$	$2,55\ 10^{-9}$	1,3	595	926	1,20
3b	$5,00\ 10^{-5}$	$2,06\ 10^{-4}$	$2,64\ 10^{-9}$	1,1	454	3265	1,16
4a	$1,22\ 10^{-4}$	$4,72\ 10^{-4}$	$5,90\ 10^{-9}$	2,6	1116	3834	1,20
4b	$8,98\ 10^{-5}$	$3,00\ 10^{-4}$	$4,82\ 10^{-9}$	1,7	627	8002	1,19
5a	$8,85\ 10^{-5}$	$3,47\ 10^{-4}$	$4,72\ 10^{-9}$	1,8	860	4911	1,18
5b	$8,82\ 10^{-5}$	$3,20\ 10^{-4}$	$4,48\ 10^{-9}$	1,9	699	5324	1,16
6a	$7,33\ 10^{-5}$	$3,30\ 10^{-4}$	$3,75\ 10^{-9}$	1,8	798	1538	1,20
6b	$6,87\ 10^{-5}$	$3,03\ 10^{-4}$	$3,40\ 10^{-9}$	1,6	715	2030	1,19
7a	$9,53\ 10^{-5}$	$3,31\ 10^{-4}$	$4,09\ 10^{-9}$	2,0	766	3471	1,21
7b	$6,09\ 10^{-5}$	$2,29\ 10^{-4}$	$3,22\ 10^{-9}$	1,3	484	4563	1,15
8a	$1,46\ 10^{-4}$	$4,50\ 10^{-4}$	$7,19\ 10^{-9}$	2,7	948	9787	1,18
8b	$8,99\ 10^{-5}$	$3,08\ 10^{-4}$	$4,64\ 10^{-9}$	1,8	644	6567	1,16
9a	$9,56\ 10^{-5}$	$3,70\ 10^{-4}$	$4,99\ 10^{-9}$	2,0	917	4653	1,21
9b	$9,48\ 10^{-5}$	$3,52\ 10^{-4}$	$4,80\ 10^{-9}$	2,0	784	5107	1,17
10a	$1,77\ 10^{-4}$	$4,99\ 10^{-4}$	$8,43\ 10^{-9}$	3,1	1045	12453	1,20
10b	$5,02\ 10^{-5}$	$1,93\ 10^{-4}$	$2,71\ 10^{-9}$	1,1	402	4112	1,15
11a	$6,01\ 10^{-5}$	$2,79\ 10^{-4}$	$3,05\ 10^{-9}$	1,5	676	1347	1,20
11b	$5,53\ 10^{-5}$	$2,39\ 10^{-4}$	$2,91\ 10^{-9}$	1,3	548	2671	1,17
12a	$8,89\ 10^{-5}$	$3,77\ 10^{-4}$	$4,48\ 10^{-9}$	2,0	959	2457	1,20
12b	$8,30\ 10^{-5}$	$3,39\ 10^{-4}$	$4,11\ 10^{-9}$	1,9	779	3176	1,18
13a	$1,18\ 10^{-4}$	$4,01\ 10^{-4}$	$5,92\ 10^{-9}$	2,2	882	8193	1,19
13b	$8,73\ 10^{-5}$	$3,09\ 10^{-4}$	$4,61\ 10^{-9}$	1,8	674	6457	1,16
14a	$6,22\ 10^{-5}$	$1,93\ 10^{-4}$	$3,33\ 10^{-9}$	1,3	289	6893	1,20
14b	$6,18\ 10^{-5}$	$1,94\ 10^{-4}$	$3,31\ 10^{-9}$	1,3	301	6711	1,19
15a	$1,54\ 10^{-4}$	$4,71\ 10^{-4}$	$7,17\ 10^{-9}$	2,8	1031	9300	1,19
15b	$7,69\ 10^{-5}$	$2,66\ 10^{-4}$	$3,97\ 10^{-9}$	1,6	564	5955	1,16

[a] : fonction objectif (voir équation 3)

Tableau A.8 : Valeurs de débits (Q) pour chaque simulation

Solution#	Q_{total} (m^3/ans)	$Q_{recharge}$ (%)	Q_{BB}[a] (%)	Q_{DB}[a] (%)	Q_{ZB}[a] (%)
1a	$9{,}04\ 10^6$	62,3	17,5	7,0	13,2
1b	$7{,}93\ 10^6$	56,3	13,8	5,5	24,3
2a	$1{,}43\ 10^7$	53,5	12,6	5,1	28,8
2b	$7{,}10\ 10^6$	55,4	13,1	5,2	26,2
3a	$5{,}58\ 10^6$	66,0	19,9	8,0	6,2
3b	$5{,}67\ 10^6$	57,7	14,9	6,0	21,4
4a	$1{,}18\ 10^7$	63,3	17,6	7,1	12,1
4b	$9{,}55\ 10^6$	51,7	12,2	4,9	31,2
5a	$9{,}29\ 10^6$	56,2	17,2	6,9	19,7
5b	$9{,}11\ 10^6$	58,2	14,3	5,7	21,8
6a	$7{,}82\ 10^6$	66,0	19,0	7,6	7,3
6b	$7{,}27\ 10^6$	63,9	18,3	7,3	10,4
7a	$8{,}95\ 10^6$	63,3	15,9	6,4	14,4
7b	$6{,}73\ 10^6$	56,0	13,4	5,4	25,2
8a	$1{,}38\ 10^7$	55,8	12,8	5,1	26,3
8b	$9{,}30\ 10^6$	55,7	12,9	5,2	26,3
9a	$9{,}91\ 10^6$	58,4	17,3	6,9	17,5
9b	$9{,}65\ 10^6$	59,1	15,1	6,1	19,7
10a	$1{,}61\ 10^7$	54,2	12,1	4,9	28,8
10b	$5{,}75\ 10^6$	55,2	13,0	5,2	26,6
11a	$6{,}57\ 10^6$	65,5	19,2	7,7	7,6
11b	$6{,}19\ 10^6$	60,8	16,5	6,6	16,1
12a	$9{,}15\ 10^6$	62,6	19,5	7,8	10,0
12b	$8{,}55\ 10^6$	62,4	17,0	6,8	13,8
13a	$1{,}17\ 10^7$	54,4	14,0	5,6	26,0
13b	$9{,}15\ 10^6$	54,5	13,7	5,5	26,3
14a	$6{,}95\ 10^6$	52,3	7,7	3,1	36,9
14b	$6{,}88\ 10^6$	52,3	8,2	3,3	36,3
15a	$1{,}41\ 10^7$	56,4	13,6	5,5	24,5
15b	$8{,}14\ 10^6$	54,7	12,9	5,2	27,2

[a] BB : Baruun Bayan ; DB : Dund Bayan ; ZB : Zuunbayan

Annexe 16 - Calibration modifiée avec arrivée d'eau provenant du NE

Les deux ouvrages situés au nord du modèle, PZUK_0003 et Nuudag, ont un niveau piézométrique largement sous-estimé par le modèle (Figure II.15 - section II.2.2.1). Si la géologie est supposée uniforme sur le bassin, une arrivée d'eau plus importante par le nord-est pourrait expliquer un tel écart. Cette annexe a donc pour but de calibrer le modèle du sous-bassin de Zuunbayan en supposant qu'une connexion avec un bassin adjacent est possible dans la partie nord-est de ce dernier. La procédure de cette calibration, qualifiée de « modifiée », est similaire à celle présentée dans la section II.2.1.8 avec comme différence, un paramètre supplémentaire à ajuster : la recharge provenant du nord du modèle (zone z9, annexe 11). Par ailleurs, les niveaux piézométriques de PZUK_0003 et Nuudag seront considérés dans la fonction objectif à optimiser alors que ceux des points PZOV_0035, PZOV_0036 n'ont pas été considérés pour les mêmes raisons évoquées dans la section II.2.2.1.

Les résultats de la calibration sont donnés dans le Tableau A.10, la Figure A.42 et la Figure A.43. Ils sont aussi satisfaisants que pour la première calibration avec une fonction objectif de 2,4 m², valeur deux fois plus importante que pour la calibration non modifiée mais prenant en compte deux points supplémentaires. Les résidus sont compris entre -0,6 et 0,8 m. Les points Nuudag et PZUK_0003 sont d'environ -10 cm et +60 cm. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques calibrés sont similaires à celles issues de la calibration non-modifiée. La recharge est quant à elle 10 % plus importante et l'apport en eaux des sources de Zuunbayan reste légèrement plus faible (Tableau A.9). La recharge imposée au nord-est est élevée et correspondrait à une recharge moyenne d'environ 8 mm/an en considérant la surface drainante de la zone z9 (annexe 11). Une telle recharge sur une zone si grande est peu probable et l'hypothèse d'une connexion avec un sous-bassin est plus vraisemblable. En supposant une recharge uniforme et constante à l'extérieur et à l'intérieur du sous-bassin de Zuunbayan, la surface de ce bassin connecté serait d'environ ~1 370 km². Une telle surface pourrait correspondre à une partie de la zone 2 de la Figure II.1B (section II.1.1) qui couvre une surface d'environ 3 100 km². L'indépendance vis-à-vis de cette zone avait été admise en se basant sur la remontée de socle visible sur une partie de la bordure est du sous-bassin de Zuunbayan (Figure II.1B). Cependant, cette remontée disparait en direction du nord sous un champ de dunes et rend impossible la confirmation d'une indépendance certaine de ces bassins (la remontée de socle peut s'interrompre sous le champ de dunes). En outre, les différents exutoires potentiels de ce bassin sont éparpillés aux abords de ce champ de dunes à des élévations supérieures à 900 m et couvrent une petite surface qui permettrait difficilement

d'évaporer l'ensemble des eaux de ce bassin en supposant une recharge moyenne similaire à celle trouvée sur le sous-bassin de Zuunbayan.

En conclusion, le sous-bassin de Zuunbayan reste possiblement connecté au bassin adjacent situé à l'est correspondant à la zone 2 de la Figure II.1B. Comme aucune donnée hydrogéologique n'est disponible dans ce bassin adjacent, cette connexion reste une hypothèse. Cependant, si elle s'avérait, le bilan hydrique développé devrait être corrigé (voir Figure A.44). Les principales différences sont :

- davantage d'évaporation au niveau des sources Zuunbayan,
- davantage d'apport d'eau dans le sous-bassin de Zuunbayan et donc
- davantage d'évaporation dans la dépression centrale.

Tableau A.9 : Comparaison des paramètres ajustés lors de la calibration modifiée et non-modifiée

(Les valeurs écrites en italiques correspondent à la moyenne obtenue sur les différents jeux de paramètres, celles entre parenthèses correspondent au minimum et au maximum. Les paramètres de recharges sont donnés en mm/an tels qu'ils apparaissent sur MODFLOW. Pour les transformer en débit, se référer à l'annexe 11)

Paramètres	Calibration non-modifiée	Calibration modifiée
K_{K2Bs} (m/s)	*$8{,}9 \cdot 10^{-5}$* ($5{,}0 \cdot 10^{-5}$-$1{,}8 \cdot 10^{-4}$)	*$1{,}2 \cdot 10^{-4}$* ($5{,}4 \cdot 10^{-5}$-$1{,}9 \cdot 10^{-4}$)
K_{K2Ss2} (m/s)	*$3{,}2 \cdot 10^{-4}$* ($1{,}9 \cdot 10^{-4}$-$5{,}0 \cdot 10^{-4}$)	*$3{,}1 \cdot 10^{-4}$* ($1{,}5 \cdot 10^{-4}$-$4{,}3 \cdot 10^{-4}$)
K_{imp} (m/s)	*$4{,}5 \cdot 10^{-9}$* ($2{,}6 \cdot 10^{-9}$-$8{,}4 \cdot 10^{-9}$)	*$5{,}4 \cdot 10^{-9}$* ($2{,}6 \cdot 10^{-9}$-$7{,}7 \cdot 10^{-9}$)
R (mm/an)	*1,85* (1,11-3,06)	*2,00* (2,77-0,93)
R (zone 9) (mm/an)	*82,6* (49,6-136)[a]	*370* (177-505)
R_{BB} (mm/an)	*721* (289-1120)	*732* (320-1 000)
R_{ZB} (mm/an)	*5250* (926-12 500)	*4000* (646-12 600)

[a] : valeur obtenue via le paramètre R

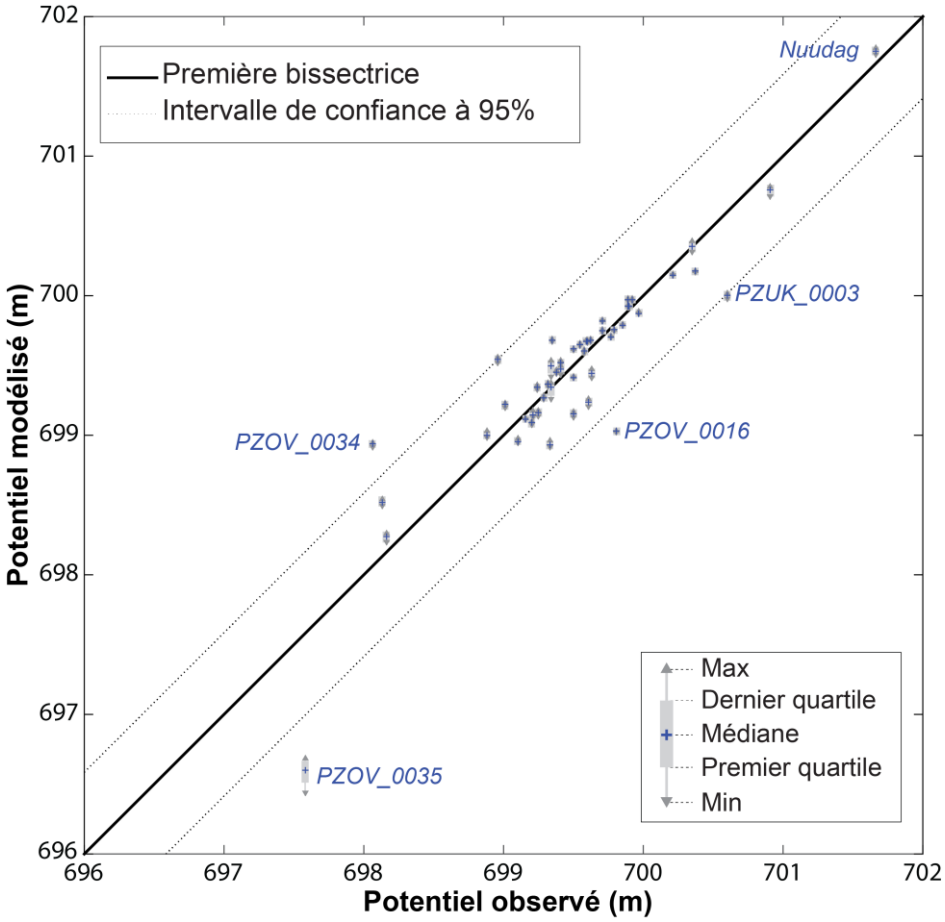

Figure A.42 : Potentiels modélisés en fonction des potentiels observés sur le sous-bassin de Zuunbayan (calibration « modifiée »)

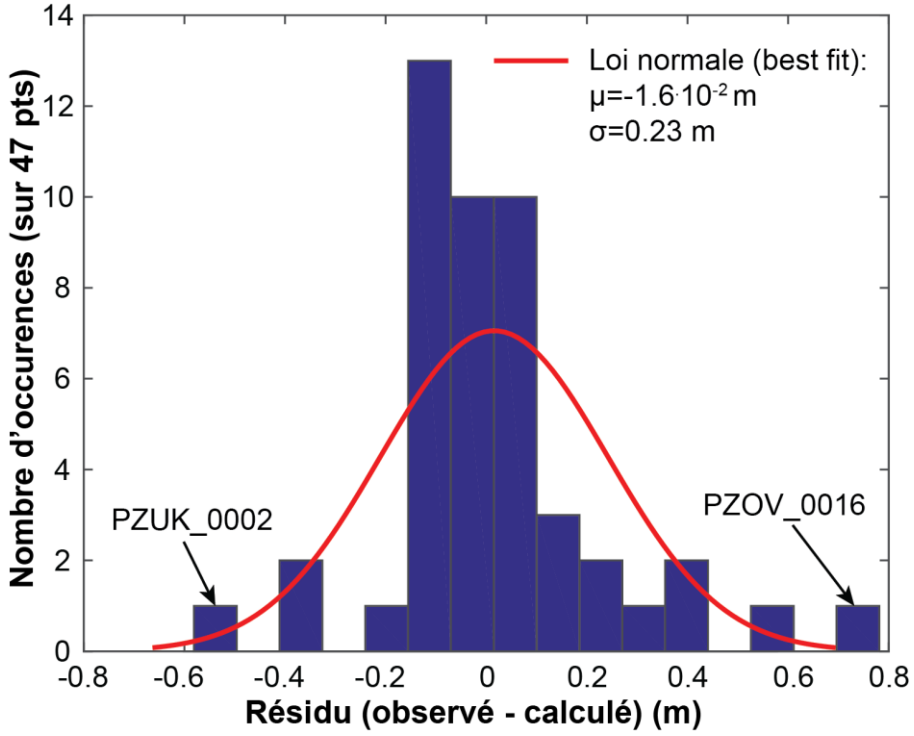

Figure A.43 : Histogramme des résidus moyens obtenus lors de la calibration « modifiée » du modèle du sous-bassin de Zuunbayan

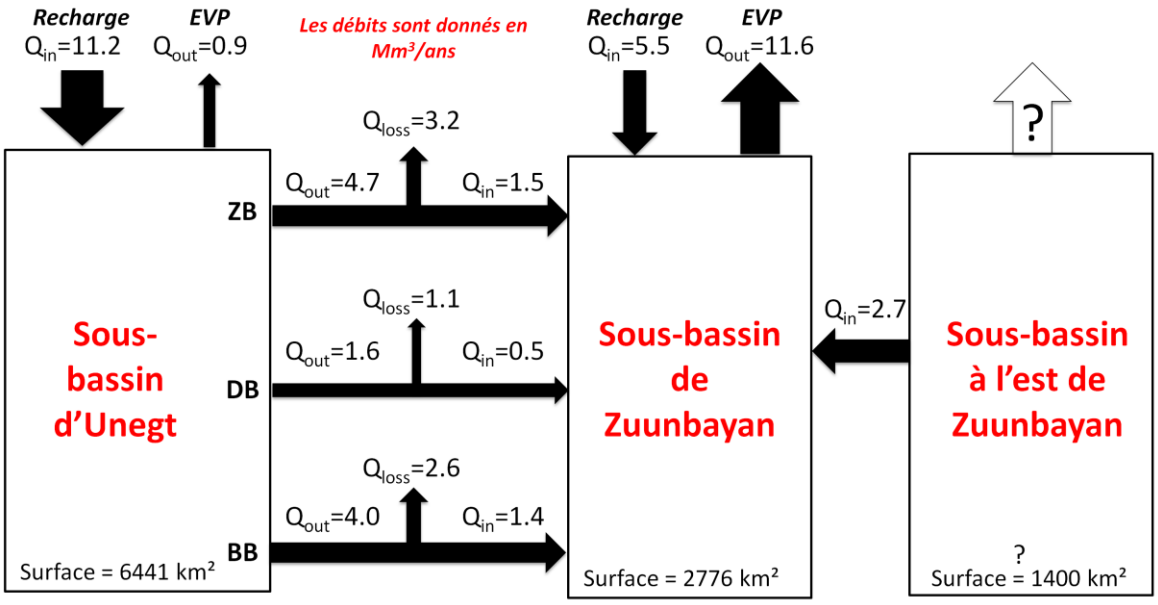

Figure A.44 : Bilan hydrique régional si une connexion est envisagée avec un bassin adjacent

Tableau A.10 : Valeur des paramètres de calibration « modifiée »pour le modèle de Zuunbayan

(Les conductivités hydrauliques sont données en m/s, la recharge R est donnée en mm/an et les débits en Mm^3/an)

#	K_{K2Bs}	K_{K2Ss2}	K_{imp}	R	Q_{total}	Q_R	Q_{BB}	Q_{DB}	Q_{ZB}	Q_{CO}
1	$9{,}5\cdot10^{-5}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$4{,}3\cdot10^{-9}$	1,56	9,5	4,4	1,0	0,49	1,1	2,3
2	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$	$7{,}7\cdot10^{-9}$	2,76	16	7,7	1,8	0,74	2,4	3,6
3	$5{,}4\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-9}$	0,93	6,0	2,6	0,60	0,24	1,2	1,3
4	$1{,}6\cdot10^{-4}$	$4{,}0\cdot10^{-4}$	$6{,}7\cdot10^{-9}$	2,48	*14*	7,0	1,8	0,74	1,3	3,5
5	$1{,}0\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-9}$	1,64	10	4,6	1,1	0,42	1,7	2,2
6	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$	$5{,}6\cdot10^{-9}$	2,22	12	6,2	1,8	0,71	0,26	3,3
7	$8{,}7\cdot10^{-5}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	$4{,}0\cdot10^{-9}$	1,47	8,9	4,1	1,1	0,43	1,2	2,1
8	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$6{,}2\cdot10^{-9}$	2,26	13	6,3	1,5	0,60	1,9	3,0
9	$1{,}0\cdot10^{-4}$	$2{,}7\cdot10^{-4}$	$4{,}6\cdot10^{-9}$	1,67	10	4,7	1,2	0,46	1,5	2,3
10	$1{,}9\cdot10^{-4}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$	$7{,}7\cdot10^{-9}$	2,76	16	7,7	1,8	0,72	2,6	3,5
11	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$5{,}4\cdot10^{-9}$	2,16	12	6,1	1,7	0,70	0,24	3,2
12	$9{,}3\cdot10^{-5}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$4{,}1\cdot10^{-9}$	1,59	9,3	4,5	1,1	0,45	0,98	2,2
13	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$3{,}0\cdot10^{-4}$	$5{,}7\cdot10^{-9}$	2,00	12	5,6	1,2	0,49	2,4	2,5
14	$7{,}0\cdot10^{-5}$	$1{,}9\cdot10^{-4}$	$3{,}3\cdot10^{-9}$	1,20	7,5	3,4	0,78	0,31	1,4	1,6
15	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$4{,}3\cdot10^{-4}$	$7{,}7\cdot10^{-9}$	2,77	16	7,8	1,9	0,75	2,2	3,6

$\mathbf{Q_{total}}$: quantité d'eau totale arrivant sur le bassin de Zuunbayan, $\mathbf{Q_R}$: quantité d'eau entrante dans le sous-bassin via une infiltration uniforme, $\mathbf{Q_{CO}}$: quantité d'eau entrante dans le sous-bassin via la connexion avec le bassin adjacent

Annexe 17 - Âge Goode des eaux du sous-bassin d'Unegt, résultats bruts

Tableau A.11 : Valeurs de l'âge « Goode » sur le sous-bassin d'Unegt pour chaque simulation.

(L'âge moyen pour la totalité du bassin est une pondération des âges de chaque exutoire par leur débit respectif.)

Solution #	T_{MOYEN} (ka)	T_{DB}* (ka)	T_{BB}* (ka)	T_{ZB}* (ka)	T_{PU}* (ka)
1	36,8	42,2	27,7	46,8	18,9
2	65,1	72,1	49,3	82,7	29,6
3	42,5	47,7	31,8	54,1	21,1
4	58,5	69,1	47,0	79,3	28,4
5	23,5	24,8	19,3	29,3	13,7
6	59,4	61,7	46,9	75,3	27,9
7	25,7	30,0	19,0	32,5	14,7
8	87,3	90,7	68,6	110,8	39,0
9	43,6	45,1	34,5	55,1	21,6
10	31,7	33,1	25,5	39,9	16,9
11	46,0	48,2	36,6	58,2	22,6
12	29,4	30,9	23,8	36,9	16,0
13	107,7	121,8	83,4	136,7	45,6
14	19,5	21,5	16,5	25,6	10,3
15	29,1	30,5	23,5	36,5	15,9

* DB : Dund Bayan ; BB : Baruun Bayan ; ZB : Zuunbayan ; PU : Playa d'Unegt

Pour rappel, les solutions 4 et 14 n'avaient pas été retenues dans l'analyse des résultats (section II.2.2.1) puisqu'elles présentaient une fonction objectif supérieure à celle des autres solutions.

Annexe 18 - Âge ^{14}C de l'eau

Les résultats présentés dans cet annexe sont exprimés en années. Une cellule grisée avec le symbole « NA » signifie que la méthode ne peut être appliquée où que l'âge obtenu est négatif. Les âges sont donnés avec les paramètres suivants : $A^{14}C_{carb(s)}$ nulles, $A^{14}C_{CO2(g)}$ égale à 100 pmC. La valeur de $\delta^{13}C_{carb(s)}$ est fixée à -6 ‰ sauf pour le Tableau A.19 où elle est de -5,64 ‰. Les valeurs de $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ varient et sont données dans chaque tableau. Il est possible pour chaque valeur du tableau de remonter au terme « q.A0 » en utilisant l'équation 8.

Tableau A.12 : Liste des échantillons ^{14}C

	Nom	Heure d'échantillonnage	X	Y	Z	Unité
Coupe SO/NE Zuunbayan	PZOV_0013	27/08/2016 11h15	413155	4887553	741,43	U_2
	PZOV_0001	30/08/2016 11h35	418008	4891739	722,61	U_1/U_2
	PTZO_0013	29/08/2016 18h00	417998	4891721	722,63	U_S
	PTZO_0001	28/08/2016 11h20	421513	4893544	711,23	U_2
	PZOV_0021	27/08/2016 17h40	421581	4895868	703,45	U_2
	PZOV_0022	29/08/2016 11h50	423361	4897704	699,53	U_2
	PZOV_0024	03/09/2016 13h30	424374	4901167	698,60	U_2
	PZOV_0035	03/09/2016 15h50	424374	4901186	698,60	U_S
	PZOV_0033	28/08/2016 17h20	431872	4908424	697,70	U_2
Autres Zuunbayan	PZOV_0027	01/09/2016 12h30	414340	4906728	723,60	U_2
	PZOV_0029	30/08/2016 18h00	433041	4900235	713,53	U_2
	PZOV_0010	31/08/2016 12h10	422237	4903315	698,13	U_2
	PZUK_0003	02/09/2016 13h20	435001	4923866	709,46	U_2
	PZUK_0002	02/09/2016 15h05	435005	4923881	709,266	U_S
Unegt	PDL_0034	01/09/2016 17h25	401517	4900321	755,088	U_2
	PDL_0026	01/09/2016 18h15	401518	4900332	755,156	U_4
	PDL_0072	31/08/2016 18h45	410002	4907632	780,667	U_2

Tableau A.13 : Âge ^{14}C de l'eau – modèle de Vogel et de Tamers

Piézomètre	$A^{14}C$ (pmC)	Âge (an)			Facteur de dilution (%)		
		Vogel	Mass Balance	Tamers	Vogel	Mass Balance	Tamers
PZOV_0021	10,50	17288	25799	13026	237,9	85,0	50,7
PZOV_0022	11,94	16225	23679	11960	209,4	85,0	50,7
PTZO_0013	23,63	10582	13182	6391	116,4	85,0	51,2
PZOV_0013	8,08	19454	26278	15424	194,1	85,0	52,2
PZOV_0027	2,17	30321	43324	26394	409,5	85,0	52,8
PTZO_0001	6,14	21723	30370	17724	242,0	85,0	52,4
PZOV_0024	9,74	17909	26585	13646	242,7	85,0	50,7
PZUK_0002	7,66	19895	22633	15539	118,4	85,0	50,2

Piézomètre	$A^{14}C$ (pmC)	Âge (an)			Facteur de dilution (%)		
		Vogel	Mass Balance	Tamers	Vogel	Mass Balance	Tamers
PZUK_0003	2,32	29769	33912	25632	140,5	85,0	51,6
PZOV_0029	17,68	12980	14295	12469	99,7	85,0	79,9
PZOV_0035	13,64	15125	19749	10844	148,8	85,0	50,7
PZOV_0033	2,70	28515	30683	25161	110,6	85,0	56,7
PZOV_0001	9,21	18371	22968	14285	148,2	85,0	51,8
PZOV_0010	1,54	33156	45983	28953	401,4	85,0	51,2
PDL_0026	4,89	23605	29529	19315	174,1	85,0	50,6
PDL_0034	1,40	33944	39260	29629	161,4	85,0	50,4
PDL_0072	5,84	22137	35822	17975	445,2	85,0	51,4

Tableau A.14 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ modélisé en système ouvert

($\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ estimé directement par NETPATH en supposant que la recharge évolue dans un système ouvert (Plummer et Glynn, 2013). Ce modèle est généralement adapté au milieu aride avec de faibles recharges en contact avec des roches carbonatées présentes dans la zone insaturée.)

Modèle 3 Open system $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$	Piézomètre	$A\ ^{14}C$ (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-18,773	PZOV_0021	10,50	8299	18940	8140	7058	7400	18547
-19,984	PZOV_0022	11,94	8608	17934	8534	7689	7930	17399
-18,059	PTZO_0013	23,63	***NA***	12236	***NA***	***NA***	***NA***	11956
-16,128	PZOV_0013	8,08	4556	21144	3685	***NA***	1933	20869
-18,275	PZOV_0027	2,17	21818	32406	21623	19864	20732	31684
-16,915	PTZO_0001	6,14	9323	23443	8937	5742	7763	23151
-19,699	PZOV_0024	9,74	10123	19620	10028	9134	9404	19072
-18,116	PZUK_0002	7,66	8126	21190	8011	7057	7959	20652
-15,837	PZUK_0003	2,32	10265	31393	8930	***NA***	6829	31182
-9,006	PZOV_0029	17,68	***NA***	14651	15844	18452	***NA***	14386
-19,687	PZOV_0035	13,64	6523	16775	6480	5638	5913	16346
-14,996	PZOV_0033	2,70	10451	30254	47529	***NA***	7578	29983
-17,488	PZOV_0001	9,21	7527	20084	7219	5145	6204	19746
-17,373	PZOV_0010	1,54	21604	34862	21239	19394	20281	34452
-18,441	PDL_0026	4,89	12910	25201	12811	11754	12203	24856
-17,993	PDL_0034	1,40	22713	35478	22512	21345	21886	35119
-19,512	PDL_0072	5,84	14874	23971	14751	13728	14029	23378

Tableau A.15 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ modélisé en système fermé

($\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ estimé directement par NETPATH en supposant que la recharge évolue dans un système fermé et en prenant en compte le fractionnement (Plummer et Glynn, 2013). Ce modèle s'applique lorsque la dissolution de carbonate s'effectue uniquement dans la zone saturée. La zone insaturée est donc supposée dépourvue de carbonate.)

Modèle 2 $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$	Piézomètre	A ^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-6,423	PZOV_0021	10,50	36462	9894	46315	32006	29340	9738
-7,139	PZOV_0022	11,94	29340	7739	31067	26434	25338	7509
-7,318	PTZO_0013	23,63	18275	4768	19404	15552	14218	4681
-5,622	PZOV_0013	8,08	***NA***	14558	***NA***	***NA***	50924	14418
-5,802	PZOV_0027	2,17	***NA***	23479	***NA***	***NA***	56087	22967
-5,739	PTZO_0001	6,14	***NA***	16329	***NA***	***NA***	37449	16192
-6,754	PZOV_0024	9,74	34097	9492	37668	30849	29143	9234
-6,964	PZUK_0002	7,66	29050	13778	29879	23398	15814	4518
-5,445	PZUK_0003	2,32	***NA***	25198	***NA***	***NA***	51806	25112
-4,728	PZOV_0029	17,68	***NA***	12712	1687	12505	12957	12464
-7,632	PZOV_0035	13,64	24105	7820	24531	20805	20313	7656
-5,653	PZOV_0033	2,70	***NA***	24981	***NA***	21448	33679	24808
-6,661	PZOV_0001	9,21	31126	12654	35961	32197	25648	12493
-5,484	PZOV_0010	1,54	***NA***	27005	***NA***	***NA***	***NA***	26770
-6,536	PDL_0026	4,89	38902	17213	40862	31685	30711	17070
-6,498	PDL_0034	1,40	49010	27711	53242	42077	41422	27543
-5,967	PDL_0072	5,84	***NA***	13120	***NA***	***NA***	47367	12824

Tableau A.16 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ = -21,1 ‰

($\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$ est fixé à -21,1 ‰, borne inférieure supposée de ce paramètre. Pour plus de détails, voir section III.3.2.5.)

Modèle 0 $\delta^{13}C_{soil\text{-}CO2}$	Piézomètre	A ^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-21,1	PZOV_0021	10,50	6916	22694	6724	5695	6063	22014
-21,1	PZOV_0022	11,94	7973	19834	7888	7069	7321	19146
-21,1	PTZO_0013	23,63	***NA***	16556	***NA***	***NA***	***NA***	15973
-21,1	PZOV_0013	8,08	1254	28030	274	***NA***	***NA***	27288
-21,1	PZOV_0027	2,17	20106	37040	19860	18060	19060	35964
-21,1	PTZO_0001	6,14	6640	29176	6192	2983	5185	28496
-21,1	PZOV_0024	9,74	9318	22031	9207	8343	8627	21287
-21,1	PZUK_0002	7,66	6305	25146	6174	5342	6252	24341
-21,1	PZUK_0003	2,32	6722	38079	5292	***NA***	3412	37438
-21,1	PZOV_0029	17,68	***NA***	25605	***NA***	***NA***	***NA***	24814
-21,1	PZOV_0035	13,64	5711	18866	5662	4862	5150	18283
-21,1	PZOV_0033	2,70	6170	37276	5195	***NA***	3531	36588
-21,1	PZOV_0001	9,21	5267	25422	4900	2843	4016	24704

Modèle 0 $\delta^{13}C_{soil-CO2}$	Piézomètre	A ^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-21,1	PZOV_0010	1,54	19261	40368	18831	17054	18008	39566
-21,1	PDL_0026	4,89	11309	28835	11194	10224	10697	28238
-21,1	PDL_0034	1,40	20809	39870	20575	19511	20072	39204
-21,1	PDL_0072	5,84	13955	27020	13803	12793	13126	26164

Tableau A.17 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil-CO2}$ = -13,5 ‰

($\delta^{13}C_{soil-CO2}$ est fixé à -13,5 ‰, borne supérieure supposée de ce paramètre. Pour plus de détails, voir section III.3.2.5.)

Modèle 0 $\delta^{13}C_{soil-CO2}$	Piézomètre	A^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-13,5	PZOV_0021	10,50	12701	13909	14299	11365	11588	13714
-13,5	PZOV_0022	11,94	13758	11372	13812	12669	12777	11119
-13,5	PTZO_0013	23,63	3898	8262	12159	2188	2616	8128
-13,5	PZOV_0013	8,08	7039	18965	26752	611	4320	18762
-13,5	PZOV_0027	2,17	25891	27853	28420	24256	24659	27302
-13,5	PTZO_0001	6,14	12425	20588	26701	8971	10686	20394
-13,5	PZOV_0024	9,74	15103	13347	15155	13989	14127	13062
-13,5	PZUK_0002	7,66	12090	17331	22010	10702	11580	16932
-13,5	PZUK_0003	2,32	12507	29559	37607	1568	8943	29406
-13,5	PZOV_0029	17,68	***NA***	17311	25768	***NA***	***NA***	16992
-13,5	PZOV_0035	13,64	11496	11077	11505	10304	10465	10881
-13,5	PZOV_0033	2,70	11955	29159	36590	***NA***	8961	28922
-13,5	PZOV_0001	9,21	11052	16563	21599	8762	9563	16351
-13,5	PZOV_0010	1,54	25046	31450	37094	22827	23568	31161
-13,5	PDL_0026	4,89	17094	20969	24309	15676	20782	20782
-13,5	PDL_0034	1,40	26594	31577	36114	25022	25505	31362
-13,5	PDL_0072	5,84	19740	17505	19833	18716	18773	17188

Tableau A.18 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil-CO2}$ = -17,3 ‰ et $\delta^{13}C_{carb}$ = -6 ‰

($\delta^{13}C_{soil-CO2}$ est fixé à -17,3 ‰, valeur moyenne de ce paramètre. Pour plus de détails, voir section III.3.2.5.)

Modèle 0 $\delta^{13}C_{soil-CO2}$	Piézomètre	A ^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-17,3	PZOV_0021	10,50	9312	17212	9180	8053	8374	16908
-17,3	PZOV_0022	11,94	10370	14594	10331	9404	9608	14245
-17,3	PTZO_0013	23,63	510	11432	341	***NA***	***NA***	11190
-17,3	PZOV_0013	8,08	3651	22332	2747	***NA***	1054	22005
-17,3	PZOV_0027	2,17	22502	31258	22330	20591	21397	30593
-17,3	PTZO_0001	6,14	9036	23834	8643	5446	7490	23525
-17,3	PZOV_0024	9,74	11714	16627	11658	10693	10929	16243
-17,3	PZUK_0002	7,66	8702	20368	8592	7595	8495	19868

Modèle 0 $\delta^{13}C_{soil-CO2}$	Piézomètre	A ^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-17,3	PZUK_0003	2,32	9119	32784	7750	***NA***	5733	32513
-17,3	PZOV_0029	17,68	***NA***	20475	***NA***	***NA***	***NA***	20037
-17,3	PZOV_0035	13,64	8108	14111	8078	7143	7388	13822
-17,3	PZOV_0033	2,70	8567	32276	7633	***NA***	5814	31925
-17,3	PZOV_0001	9,21	7664	19881	7360	5284	6335	19553
-17,3	PZOV_0010	1,54	21658	34783	21294	19447	20332	34376
-17,3	PDL_0026	4,89	13705	24021	13615	12508	12944	23733
-17,3	*PDL_0034*	*1,40*	*23205*	*34746*	*23013*	*21816*	*22351*	*34423*
-17,3	PDL_0072	5,84	16351	20997	16281	15235	15478	20572

Tableau A.19 : Âge ^{14}C de l'eau – $\delta^{13}C_{soil-CO2}$ = -17,3 ‰ et $\delta^{13}C_{carb}$ = -5,64 ‰

($\delta^{13}C_{soil-CO2}$ est fixé à -17,3 ‰, valeur moyenne de ce paramètre. Pour plus de détails, voir section III.3.2.5.)

Modèle 0 $\delta^{13}C_{soil-CO2}$	Piézomètre	A ^{14}C (pmC)	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
-17,3	PZOV_0021	10,50	9828	17133	9722	8679	8944	16818
-17,3	PZOV_0022	11,94	10717	14424	10688	9811	9982	14063
-17,3	PTZO_0013	23,63	1237	11403	1101	***NA***	261	11153
-17,3	PZOV_0013	8,08	5259	22395	4597	595	3179	22053
-17,3	PZOV_0027	2,17	23005	31231	22864	21322	21978	30534
-17,3	PTZO_0001	6,14	10102	23862	9794	7201	8738	23540
-17,3	PZOV_0024	9,74	12086	16476	12043	11135	11332	16078
-17,3	PZUK_0002	7,66	9563	20330	9476	8542	9278	19816
-17,3	PZUK_0003	2,32	11963	32849	11110	6169	9610	32566
-17,3	PZOV_0029	17,68	***NA***	20666	***NA***	***NA***	***NA***	20210
-17,3	PZOV_0035	13,64	8543	13990	8519	7633	7837	13693
-17,3	PZOV_0033	2,70	11198	32363	10590	***NA***	31998	31998
-17,3	PZOV_0001	9,21	8465	19883	8221	6432	7263	19541
-17,3	PZOV_0010	1,54	22558	34790	22269	20671	21365	34368
-17,3	PDL_0026	4,89	14413	23974	14340	13316	13671	23677
-17,3	*PDL_0034*	*1,40*	24010	34718	23856	22762	23195	34384
-17,3	PDL_0072	5,84	16694	20842	16641	15669	15868	20398

Tableau A.20 : Différence d'âge ^{14}C de l'eau lorsque $\delta^{13}C_{carb}$ varie entre -6 ‰ et -5,64 ‰

($\delta^{13}C_{soil-CO2}$ est fixé à -17,3 ‰. Un âge négatif signifie que l'âge obtenu avec $\delta^{13}C_{carb}$ = -6 ‰ est plus jeune qu'avec $\delta^{13}C_{carb}$ = -5,64 ‰. L'abréviation NA est employée lorsque l'un des deux âges ne peut pas être calculé.)

Piézomètre	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
PZOV_0021	-516	79	-542	-626	-570	90
PZOV_0022	-347	171	-357	-408	-374	182

Piézomètre	Ingerson and Pearson	Mook	F & G	Eichinger	Revised F&G solid Ex	Revised F&G Gas Ex
PTZO_0013	-727	29	-760	***NA***	***NA***	37
PZOV_0013	-1609	-62	-1850	***NA***	-2125	-48
PZOV_0027	-502	27	-534	-731	-581	58
PTZO_0001	-1066	-28	-1151	-1755	-1249	-15
PZOV_0024	-372	152	-385	-442	-403	165
PZUK_0002	-861	38	-883	-947	-783	52
PZUK_0003	-2845	-64	-3360	***NA***	-3878	-53
PZOV_0029	***NA***	-191	***NA***	***NA***	***NA***	-173
PZOV_0035	-435	122	-441	-490	-450	130
PZOV_0033	-2631	-87	-2957	***NA***	***NA***	-73
PZOV_0001	-801	-2	-861	-1148	-927	12
PZOV_0010	-901	-8	-975	-1224	-1032	8
PDL_0026	-708	47	-725	-807	-727	56
PDL_0034	-805	29	-843	-946	-844	39
PDL_0072	-342	155	-360	-434	-390	174

Annexe 19 - Données brutes Br^-

Tableau A.21 : Concentrations en brome et ratios molaires Cl/Br sur le sous-bassin d'Unegt

(Sur certains ouvrages, plusieurs analyses étaient disponibles, les valeurs présentées dans ce tableau sont une moyenne des résultats de ces analyses le cas échéant. La méthode abrégée « IC » correspond à chromatographie ionique ; celle abrégée ICP-MS correspond à la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif)

Ouvrages	Aquifère	X[a]	Y[a]	Z (masl)	Cl (mg/L)	Br (µg/L)	Cl/Br	Méthode
PDL_0015	U_{K2Ss1}	401309	4897264	771,0	356	1100	728	ICP-MS
PDL_0041	U_{K2Ss1}	398248	4894735	766,5	426	1180	813	ICP-MS
PDL_0046	U_1	386023	4904318	782,2	391	929	947	ICP-MS
PDL_0050	U_1	389394	4902469	788,1	782	758	2322	ICP-MS
PDL_0055	U_1	394895	4902598	767,0	411	906	1021	ICP-MS
PDL_0058	U_1	393856	4905155	772,5	436	1030	953	ICP-MS
PDL_0059	U_1	391671	4895001	768,9	500	1390	810	ICP-MS
PDL_0063	U_1	395807	4904409	776,5	416	985	951	ICP-MS
PDL_0044	U_1	395044	4899644	764,6	423	902	1055	ICP-MS
PDL_0001	U_1/U_2	396179	4897941	760,5	386	385	2257	ICP-MS
PDL_0030	U_1/U_2	376247	4892685	789,8	295	245	2705	ICP-MS
PDL_0004	U_2	391896	4898277	771,1	377	415	2044	ICP-MS
PDL_0007	U_2	396646	4900935	760,9	376	582	1454	ICP-MS
PDL_0008	U_2	397506	4898648	761,3	385	436	1987	ICP-MS
PDL_0034	U_2	401517	4900321	755,1	434	1020	958	ICP-MS
PDL_0037	U_2	402230	4903940	761,1	492	1330	833	ICP-MS
PDL_0042	U_2	393376	4892884	782,9	436	1320	743	ICP-MS
PDL_0043	U_2	385784	4894724	770,0	372	500	1675	ICP-MS
PDL_0045	U_2	393858	4905179	772,8	327	461	1596	ICP-MS
PDL_0048	U_2	389398	4902450	787,9	332	473	1580	ICP-MS
PDL_0049	U_2	386023	4904336	782,3	311	376	1862	ICP-MS
PDL_0051	U_2	405519	4902958	781,9	1200	4020	672	IC
PDL_0053	U_2	394894	4902618	767,3	361	744	1092	ICP-MS
PDL_0061	U_2	391670	4894981	769,1	400	854	1054	ICP-MS
PDL_0062	U_2	375650	4896325	770,8	575	1760	735	ICP-MS
PTDL_0001	U_2	394719	4898483	764,0	411	410	2256	ICP-MS
PTDL_0002	U_2	394722	4898471	764,2	482	370	2932	ICP-MS
PDL_0002	U_2	394177	4898494	762,3	382	369	2330	ICP-MS
PTUM_0001	U_2	392033	4897255	765,3	393	623	1420	ICP-MS
PTUM_0002	U_2	392051	4897246	765,2	391	600	1467	ICP-MS
PTUM_0003	U_2	392037	4897240	765,2	391	598	1472	ICP-MS
PDL_0071	U_2	386848	4891925	791,8	494	1460	762	IC
PDL_0072	U_2	410002	4907632	780,7	1820	4670	877	IC
PDL_0073	U_2	405655	4906060	785,5	566	1700	749	IC
PDL_0035	U_2 Mur	389476	4898091	765,8	451	412	2461	ICP-MS
PDL_0036	U_2 Mur	380997	4897482	769,2	342	376	2047	ICP-MS

Ouvrages	Aquifère	X[a]	Y[a]	Z (masl)	Cl (mg/L)	Br (µg/L)	Cl/Br	Méthode
PDL_0039	U_2 Mur	385668	4899831	763,5	347	662	1178	ICP-MS
PDL_0064	U_2 Mur	391905	4897299	765,3	419	893	1056	ICP-MS
PDL_0065	U_2 Mur	391893	4897290	765,5	421	944	1004	ICP-MS
PDL_0005	U_2 Toit	392132	4900902	765,5	341	454	1691	ICP-MS
PDL_0056	U_2 Toit	391885	4897357	765,7	399	672	1336	ICP-MS
PDL_0066	U_2 Toit	391847	4897313	765,5	392	638	1383	ICP-MS
PDL_0014	U_3/U_2 Toit	401327	4897067	770,8	438	1270	776	ICP-MS
PDL_0006	U_3	395047	4899659	764,6	428	406	2373	ICP-MS
PDL_0031	U_3	393359	4892884	782,8	416	1260	743	ICP-MS
Uran well	U_3	393784	4897142	763,7	325	518	1412	ICP-MS
PDL_0012	U_3/U_4	392147	4900901	765,3	509	568	2019	ICP-MS
PDL_0067	U_3/U_4	405543	4908672	788,1	182	280	1463	IC
PDL_0069	U_3/U_4	402704	4902266	756,5	269	550	1101	IC
Ordgeo well	U_4	395848	4897263	0,0	323	718	1013	ICP-MS
PDL_0009	U_4	395032	4899652	764,9	980	701	3146	ICP-MS
PDL_0010	U_4	394173	4898508	761,9	347	340	2294	ICP-MS
PDL_0011	U_4	392980	4899360	766,1	782	530	3322	ICP-MS
PDL_0018	U_4	402224	4903959	761,7	239	298	1805	ICP-MS
PDL_0020	U_4	393850	4905167	772,8	237	265	2009	ICP-MS
PDL_0022	U_4	386028	4904305	782,1	227	248	2060	ICP-MS
PDL_0024	U_4	389463	4898119	766,2	440	363	2725	ICP-MS
PDL_0025	U_4	401529	4900327	755,2	992	786	2841	ICP-MS
PDL_0026	U_4	401518	4900332	755,2	443	510	1955	ICP-MS
PDL_0032	U_4	381009	4897499	769,3	339	243	3140	ICP-MS
PDL_0038	U_4	393545	4898860	760,6	345	304	2554	ICP-MS
PDL_0040	U_4	405520	4902938	782,2	155	200	1744	ICP-MS
PDL_0047	U_4	389385	4902450	788,2	1030	909	2550	ICP-MS
PDL_0052	U_4	395057	4899648	764,5	894	621	3240	ICP-MS
PDL_0054	U_4	394912	4902609	767,1	567	619	2062	ICP-MS
PDL_0060	U_4	391653	4894992	768,9	347	395	1977	ICP-MS
PTUM_0004	U_4	392234	4896989	765,2	341	489	1570	ICP-MS
PTDL_0003	U_4	393536	4898851	760,3	302	260	2614	ICP-MS
PDL_0074	U_{K2Bs}	392575	4909384	787,6	102	<90	>2550	IC

[a] : Référentiel WGS 1984 UTM 49N

Tableau A.22 : Concentrations en brome et ratios molaires Cl/Br sur le sous-bassin de Zuunbayan

(Sur certains ouvrages, plusieurs analyses étaient disponibles, les résultats présentés dans ce tableau donnent une valeur moyenne des résultats de ces analyses le cas échéant. La méthode abrégée « IC » correspond à la chromatographie ionique ; celle abrégée ICP-MS correspond à la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif)

Ouvrages	Aquifère	X[a]	Y[a]	Z (masl)	Cl (mg/L)	Br (µg/L)	Cl/Br	Méthode
PTZO_0004	U_1	416785	4894670	708,9	1050	2630	899	ICP-MS
PTZO_0005	U_1	416798	4894655	708,4	1010	2560	888	ICP-MS
PZOV_0008	U_1	429468	4898388	709,2	3110	11200	625	ICP-MS
PZOV_0011	U_1	412489	4900644	744,4	1250	3010	935	ICP-MS
PZOV_0012	U_1	412215	4893015	720,8	470	1220	867	ICP-MS
PZOV_0023	U_1	428898	4894290	729,1	1560	<3000	>1170	IC
PZOV_0025	U_1	419840	4901284	701,8	2070	<300	>2783	IC
PZOV_0007	tout U_1/U_2	415882	4893866	717,9	666	1750	857	ICP-MS
PZOV_0001	U_1/U_2	418008	4891739	722,6	745	1070	1867	ICP-MS
PZOV_0002	U_1/U_2	421928	4892308	719,3	624	905	1552	ICP-MS
PZOV_0003	U_1/U_2	424787	4893992	716,9	496	805	1387	ICP-MS
PZOV_0004	U_1/U_2	419990	4898809	700,9	1130	3003	847	IC
PZOV_0005	U_1/U_2	416609	4897662	708,2	1605	5060	714	IC
PZOV_0006	U_1/U_2	414834	4894860	712,0	1160	3280	796	IC
PZOV_0029	U_1/U_2	433041	4900235	713,5	675	1610	944	IC
PTZO_0016	U_1/U_2	418374	4895775	709,0	886	<3000	>665	IC
MOZO_0001	U_2	421045	4893664	709,2	832,66	<3000	>624	IC
MOZO_0003	U_2	420931	4893599	709,7	883,66	<3000	>663	IC
MOZO_0005	U_2	421005	4893642	708,9	806	<3000	>605	IC
MOZO_0007	U_2	421207	4893303	711,8	790	1610	1104	IC
MOZO_0009	U_2	421076	4893228	712,4	730	1380	1191	IC
MOZO_0011	U_2	421167	4893280	712,0	1180	3080	862	IC
PDL_0068	U_2	408377	4899680	764,3	1940	5220	836	IC
PDL_0070	U_2	409244	4893720	725,0	55	250	493	IC
PTZO_0001	U_2	421513	4893544	711,2	718	1200	1347	ICP-MS
PTZO_0002	U_2	421479	4893508	711,6	719	1220	1326	ICP-MS
PTZO_0003	U_2	421527	4893530	711,1	709	1180	1352	ICP-MS
PTZO_0006	U_2	417989	4894737	706,0	436	<700	>1401	IC
PTZO_0007	U_2	417925	4894743	705,9	525	<700	>1687	IC
PTZO_0008	U_2	417960	4894767	705,8	545	<700	>1752	IC
PTZO_0009	U_2	417374	4895342	713,2	874	2540	774	IC
PTZO_0010	U_2	420383	4893543	709,6	684	<300	>5130	IC
PTZO_0011	U_2	419708	4895276	705,8	626	1680	839	IC
PTZO_0012	U_2	422080	4894107	707,2	628	<700	>2019	IC
PTZO_0015	U_2	419291	4894585	706,3	406	<300	>3045	IC
PZOV_0009	U_2	431588	4903620	702,0	900	1910	1061	ICP-MS
PZOV_0010	U_2	422237	4903315	698,1	3630	7850	1041	ICP-MS
PZOV_0013	U_2	413155	4887553	741,4	760	1440	1188	ICb
PZOV_0014	U_2	417957	4894796	706,1	450	<700	>1446	IC
PZOV_0015	U_2	417930	4894797	705,4	479	<700	>1540	IC
PZOV_0016	U_2	426806	4903325	697,7	1370	<700	>4404	IC

Ouvrages	Aquifère	X[a]	Y[a]	Z (masl)	Cl (mg/L)	Br (µg/L)	Cl/Br	Méthode
PZOV_0017	U_2	417979	4894748	706,1	569	<700	>1829	IC
PZOV_0020	U_2	412556	4897012	720,5	1570	<3000	>1177	IC
PZOV_0021	U_2	421581	4895868	703,5	750	1860	908	IC
PZOV_0022	U_2	423361	4897704	699,5	888	1880	1063	IC
PZOV_0024	U_2	424375	4901166	698,7	1210	2900	939	IC
PZOV_0027	U_2	414341	4906728	723,6	9780	<10000	>2201	IC
PZOV_0028	U_2	420034	4907873	721,4	7550	<10000	>1699	IC
PZOV_0033	U_2	431872	4908424	697,7	419	1300	725	IC
PZUK_0003	U_2	435001	4923866	709,5	390	208	4220	IC
MOZO_0013	U_3	421047	4893660	709,2	630	620	2287	IC
MOZO_0015	U_3	421208	4893299	711,9	643	820	1765	IC
PDL_0027	U_4	406169	4900704	762,8	387	591	1474	ICP-MS
PDL_0028	U_4	406587	4900462	761,9	367	800	1033	ICP-MS
ZOW_0001	U_{K2Bs}	420530	4891973	720,4	182	435	942	ICP-MS
MOZO_0002	U_{K2Bs}	421042	4893668	709,1	344	430	1801	IC
MOZO_0004	U_{K2Bs}	420929	4893603	709,6	367	555	1488	IC
MOZO_0006	U_{K2Bs}	421002	4893647	708,9	375	380	2221	IC
MOZO_0008	U_{K2Bs}	421204	4893308	711,8	303	330	2067	IC
MOZO_0010	U_{K2Bs}	421073	4893233	712,2	239	345	1559	IC
MOZO_0012	U_{K2Bs}	421165	4893286	711,9	266	310	1931	IC
MOZO_0014	U_{K2Bs}	421151	4893498	710,7	344	440	1760	IC
MOZO_0016	U_{K2Bs}	420977	4893399	710,3	402	470	1925	IC
PZOV_0034	U_{K2Bs}	416607	4897678	708,1	206	490	946	IC
PZOV_0035	U_{K2Bs}	424374	4901186	698,6	598	1100	1224	IC
PZOV_0036	U_{K2Bs}	424806	4893991	716,7	223	310	1619	IC
PZUK_0002	U_{K2Bs}	435005	4923881	709,3	210	147	3215	IC
PZOV_0018	U_{K2Bs}	416772	4894685	708,8	320	<100	>7200	IC
PZOV_0019	U_{K2Bs}	422100	4894103	706,9	631	<300	>4733	IC
PTZO_0013	U_{K2Bs}	417998	4891720	722,6	158	<100	>3555	IC
PTZO_0014	U_{K2Bs}	419975	4898795	700,5	371	<300	>2783	IC

[a] : Référentiel WGS 1984 UTM 49N

Annexe 20 - Données brutes $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$

Tableau V.5 : Signatures isotopiques des ouvrages multiples en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$

Nom	Unité	Profondeur crépine (m)	Conductivité (mS/cm)	Salinité historique (g/L)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\sigma(\delta^{18}O)$ (‰)	$\sigma(\delta^{2}H)$ (‰)
PZOV_0001	U_1/U_2	115-146	3,86	2,38	-10,89	-95,26	0,04	0,94
PTZO_0013	U_{K2Bs}	41,9-59,0	1,34	0,7	-11,37	-95,46	0,01	1,10
PZOV_0024	U_2	202,3-213,5	6,8	4,59	-9,87	-91,55	0,04	1,46
PZOV_0035	U_{K2Bs}	52,9-64,2	3,49	2,04	-10,12	-92,12	0,06	0,56
PZUK_0003	U_2	230,5-241,7	1,74	0,96	-11,45	-95,02	0,02	0,06
PZUK_0002	U_{K2Bs}	52,3-65	1,21	0,67	-10,95	-90,64	0,02	0,70
PDL_0036	U_2	152,7-164,1	2,01	1,05	-9,70	-95,31	0,01	0,16
PDL_0032	U_4	26,4-45,1	2,02	1,08	-8,73	-92,86	0,05	0,14
PDL_0035	U_2	131,3-144,2	2,36	1,42	-9,24	-92,36	[b]	0,85
PDL_0024	U_4	45,6-55,1	2,36	1,47	-9,19	-87,03	0,00	0,14
PDL_0034	U_2?	151,4-164,2	2,475	1,29	-10,92	-94,67	0,01	0,97
PDL_0026	U_4	39,8-48,4	2,27	1,35	-10,30	-92,97	0,02	2,04
PDL_0051	U_2	175,8-188	6,74	4,57	-11,60	-93,21	0,01	0,63
PDL_0040	U_4	59,8 -69,8	1,22	0,74	-10,59	-96,65	0,03	0,93

[a] : l'écart type correspond à celui observé sur les deux mesures réalisées en laboratoire

[b] : un seul essai réalisé donc pas d'écart type

Tableau V.6 : Signatures isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le sous-bassin de Zuunbayan

Nom	X[a]	Y[a]	Z (masl)	Unité	Date[b]	Profondeur crépine (m)	SC[c] (mS/cm)	Salinité[d] (g/L)	Cl^{-d} (g/L)	pH	T (°C)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\sigma(\delta^{18}O)$ (‰)	$\sigma(\delta^{2}H)$ (‰)
PZOV_0013	413155	4887553	741,43	U_2	04/18/2015	106,3-116,2	4,3	2,42	0,78	7,7	13,5	-10,94	-95,26	0,01	0,41
PZOV_0001	418008	4891739	722,61	U_1/U_2	04/15/2015	115-146	3,9	2,38	0,75	7,7	13	-10,89	-95,26	0,04	0,94
PTZO_0013	417998	4891721	722,63	U_{K2Bs}	04/15/2015	41,9-59,0	1,3	0,7	0,16	8,0	10,85	-11,37	-95,46	0,01	1,10
ZOW_0001	420530	4891974	720,49	U_{K2Bs}	04/17/2015	47-60		0,85	0,20	7,9[c]	10,8a	-11,12	-96,49	0,01	1,73
PTZO_0003	421506	4893527	711,09	U_2	04/15/2015	122,1-159,0	3,9	2,2	0,71	7,7	12,1	-10,77	-96,12	0,02	0,47
PZOV_0019	422100	4894103	706,95	U_3	04/15/2015	98-109,2	3,4	1,79	0,63	7,6[c]	10,5	-10,88	-92,00	0,01	0,95
PZOV_0022	423361	4897704	699,53	U_2	29/08/2016	182,3-193,5	5,4	3,52	1,01	8,2	11,7	-9,67	-90,90	0,01	0,65
PZOV_0016	426806	4903325	697,71	U_2	04/16/2015	175-186,4	6,9	3,93	0,48	7,5	10,2	-9,29	-86,92	0,03	1,32
PTZO_0014	419975	4898795	700,45	U_{K2Bs}	04/16/2015	47-61,2	2,7	1,37	0,37	8,0[c]	9,5	-10,19	-90,14	0,01	0,87
PZOV_0010	422237	4903315	698,13	U_1	04/16/2015	227-238,2	13,7	7,59	3,63	7,9	13,45	-9,72	-89,99	0,03	0,76
PZOV_0027	414340	4906728	723,6	U_2	04/17/2015	286.-297,5	33,2	20,18	9,78	7,4	14	-10,61	-92,52	0,02	0,40
PTZO_0015	419291	4894585	706,27	U_2	04/17/2015	121,5-161,5	2,4	1,39	0,41	8,3[c]	13,8	-10,60	-93,75	0,01	0,48
PZOV_0029	433041	4900235	713,53	U_2	04/18/2015	110,6-122	3,0	2,1	0,68	6,25	11,6	-10,36	-92,76	0,01	0,70
BBB	403234	4899982	749,03		04/20/2015		2,7			7,9	3,1	-10,16	-94,00	0,00	1,37
PTZO_0001	421506	4893527	711,23	U_2	28/08/2016	122,1-159,0	3,8	2,27	0,71	7,6	12,2	-10,97	-95,23	0,00	1,44
PZOV_0021	421581	4895868	703,45	U_2	27/08/2016	73,3-84,5	4,7	2,5	0,56	8,2	12,8	-9,74	-95,08	0,01	1,19
PZOV_0024	424374	4901186	698,6	U_2	03/09/2016	202,3-213,5	6,8	4,59	1,31	8,1	12,1	-9,87	-91,55	0,04	1,46
PZOV_0035	424374	4901186	698,6	U_{K2Bs}	03/09/2016	52,9-64,2	3,5	2,04	0,59	8,3	9	-10,12	-92,12	0,06	0,56
PZOV_0033	431872	4908424	697,7	U_2	28/08/2016	181,8-196,2	2,5	1,33	0,28	7,2	10,5	-10,46	-100,40	0,00	0,94
PZUK_0003	435001	4923866	709,46	U_2	02/09/2016	230,5-241,7	1,7	0,96	0,21	7,9	12	-11,45	-95,02	0,02	0,06
PZUK_0002	435005	4923881	709,266	U_{K2Bs}	02/09/2016	52,3-65	1,2	0,67	0,15	8,9	9,2	-10,95	-90,64	0,02	0,70

[a] : Référentiel WGS 1984 UTM 49N ; [c] : date d'échantillonnage ; [b] : Conductivité spécifique ; [c] : matériel en panne lors de l'échantillonnage, la valeur indiquée provient d'anciennes mesures ; [d] : valeurs obtenues à partir de la base de données géochimique de COGEGOBI

Tableau V.7 : Signatures isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sur le sous-bassin d'Unegt

Nom	X[a]	Y[a]	Z (masl)	Unité	Date[b]	Profondeur crépine (m)	SC[c] (mS/cm)	Salinité[d] (g/L)	Cl^{-}[d] (g/L)	pH	T (°C)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\sigma(\delta^{18}O)$ (‰)	$\sigma(\delta^{2}H)$ (‰)
PDL_0062	375650	4896325	770,8	U_2	22/10/2015	226,1-245	2,6	1,66	0,54	7,8	12,4	-10,82	-94,22	0,00	1,51
PDL_0036	380997	4897482	769,16	U_2 (U_3?)	22/10/2015	152,7-164,1	2,0	1,05	0,34	7,8	11,1	-9,70	-95,31	0,01	0,16
PDL_0032	381009	4897499	769,29	U_4	22/10/2015	26,4-45,1	2,0	1,08	0,34	7,8	9,1	-8,73	-92,86	0,05	0,14
PDL_0035	389476	4898091	765,8	U_2	21/10/2015	131,3-144,2	2,4	1,42	0,45	7,8	10,1	-9,24	-92,36		0,85
PDL_0024	389463	4898119	766,18	U_4 (U_3?)	21/10/2015	45,6-55,1	2,4	1,47	0,44	7,7	9,1	-9,19	-87,03	0,00	0,14
PDL_0008	397506	4898648	761,25	U_2	24/10/2015	157,9-172,5	2,2	1,15	0,39	7,7	9,9	-9,44	-92,24	0,00	0,08
PDL_0034	401517	4900321	755,09	U_2?	21/10/2015	151,4-164,2	2,5	1,29	0,43	8,2	10,9	-10,92	-94,67	0,01	0,97
PDL_0026	401518	4900332	755,16	U_4	21/10/2015	39,8-48,4	2,3	1,35	0,44	8,1	9,15	-10,30	-92,97	0,02	2,04
PDL_0051	405519	4902958	781,9	U_2	23/10/2015	175,8-188	6,7	4,57	1,20	7,9	13,6	-11,60	-93,21	0,01	0,63
PDL_0040	405520	4902938	782,21	U_4	23/10/2015	59,8 -69,8	1,2	0,74	0,16	8,3	10,4	-10,59	-96,65	0,03	0,93
PDL_0073	405655	4906060	785,53	U_2	23/10/2015	282,5-293,7	4,0	2,34	0,57	7,7	13,7	-11,80	-96,79	0,01	0,36
PDL_0072	410002	4907632	780,67	U_2?	23/10/2015	322,5-333,7	8,3	4,88	1,82	7,7	14,8	-11,86	-94,79	0,01	0,41
PDL_0071	386848	4891925	791,84	U_2	24/10/2015	113,4-121,8	2,5	1,46	0,49	7,9	11,9	-10,81	-93,87	0,00	3,40
PDL_0074	392575	4909384	787,586	Us	24/10/2015	56,4-64,8	1,0	0,58	0,10	7,8	10,6	-10,51	-90,52	0,01	0,50
PDL_0041	39825	4894735	766,48	U_{K2Ss1}	22/10/2015	101,1-111,4	2,3	1,34	0,43	7,8	10,7	-10,65	-92,72	0,01	0,26

[a] : Référentiel WGS 1984 UTM 49N ; [c] : date d'échantillonnage ; [b] : Conductivité spécifique ; [c] : matériel en panne lors de l'échantillonnage, la valeur indiquée provient d'anciennes mesures ; [d] : valeurs obtenues à partir de la base de données géochimique de COGEGOBI

Annexe 21 - Les isotopes stables de l'eau

1. *Les isotopes stables en général*

Les isotopes sont des atomes qui possèdent le même nombre de protons et d'électrons mais qui diffèrent par leur nombre de neutrons. Il existe deux types d'isotopes : les isotopes stables et les isotopes radioactifs encore appelés radio-isotopes. À la différence de ces derniers, les isotopes stables n'engendrent aucune radioactivité, ils sont stables, d'où leur dénomination. Ils sont quantifiés par le ratio de la teneur en isotope rare sur celle de l'isotope commun (Équation A.26). Ce ratio est généralement comparé à un ratio standardisé, d'une part pour limiter les erreurs systématiques issues des analyses et d'autre part, pour standardiser les résultats de chaque laboratoire (Clark et Fritz, 1997).

$$\delta^A X = \frac{R_X}{R_{Xs}} - 1 \; avec \; R_X = \frac{M_X}{M_{X*}}$$ ***Équation A.26***

R_X Ratio isotopique de l'échantillon
$M_{X/X*}$ Masse de l'isotope rare/commun respectivement
Rx_s Ratio isotopique standardisé
^{A}X Isotope rare possédant A nucléons

L'amplitude des variations des compositions isotopiques étant faible, la valeur δ s'exprime en ‰. Le terme « enrichissement » est employé lorsque la teneur en isotope lourd d'un échantillon augmente par rapport aux isotopes légers (augmentation de δ^AX). Le terme « appauvrissement » est employé dans le cas contraire (diminution de δ^AX).

Les différences des propriétés physiques des isotopes engendrent de légères variations sur leurs propriétés chimiques avec notamment des vitesses de réactions différentes. Ces réactions modifient alors les proportions de ces éléments et un *fractionnement isotopique* s'opère. Ce phénomène s'exprime par le coefficient de fractionnement isotopique α et engendre un fractionnement isotopique ε :

$$\alpha = \frac{R_{reactif}}{R_{produit}} \; , \varepsilon = (\alpha - 1) \cdot 10^3 \; ‰$$ ***Équation A.27***

$R_{réactif}$ Ratio isotopique des réactifs
$R_{produit}$ Ratio isotopique des produits

Le fractionnement isotopique qu'il soit d'origine chimique, physique ou biologique est dû, en majorité, à la différence de masse entre les isotopes. Outre de rares cas où la séparation s'opère indépendamment de cette caractéristique, le fractionnement peut être divisé en deux catégories :

- Réactions thermodynamiques (ou à l'équilibre)
- Réactions cinétiques (conditions d'équilibres non-atteints)

Dans une réaction à l'équilibre, les vitesses de réactions directes et indirectes se compensent. Cela ne signifie pas que la composition isotopique de chaque phase impliquée dans la réaction est identique à l'équilibre mais plutôt que le ratio isotopique au sein de chaque phase est constant.

A l'inverse, lorsque cet équilibre n'est pas atteint les vitesses de réaction directe et indirecte ne se compensent plus et un fractionnement cinétique à lieu. Par exemple, si les produits de la réaction se retrouvent isolés de la zone de réaction, la réaction ne se fera que dans un sens. C'est le cas d'un changement liquide vapeur avec une faible humidité à l'interface. Les réactions biologiques sont un exemple typique de fractionnement cinétique. Les bactéries réagissent préférentiellement avec les composés isotopiques légers qui ont une énergie de liaison plus faible et la réaction est alors unidirectionnelle.

De manière générale, les isotopes les plus lourds ont des énergies de liaison plus grandes (Figure A.45) et vont donc réagir moins rapidement. Par exemple, les formes isotopiques lourdes de l'eau (molécule d'eau contenant ^{18}O et/ou ^{2}H) vont être plus difficilement évaporées car les liaisons hydrogènes requièrent plus d'énergie pour être brisées. Par ailleurs, ces molécules ont une vitesse de diffusion plus faible. Cette mobilité réduite diminue le nombre de collisions avec les autres molécules réduisant directement la vitesse de réaction des isotopes les plus lourds. Ces derniers ont donc tendance à rester avec la phase la plus condensée, c'est à dire la phase solide dans une réaction de type liquide/solide ou bien la phase aqueuse dans une réaction liquide/vapeur (Clark et Fritz, 1997).

Les composés légers sont quant à eux plus réactifs car leur poids les rend plus rapides mais aussi plus instables. Pour des raisons thermodynamiques expliquées plus en détails dans Clark et Fritz (1997), plus la température est faible et plus le fractionnement est important. Ainsi, le fractionnement isotopique de ^{18}O à l'équilibre liquide vapeur de l'eau est de 11,5 ‰ à 0°C contre 5 ‰ à 100°C (Majoube, 1971).

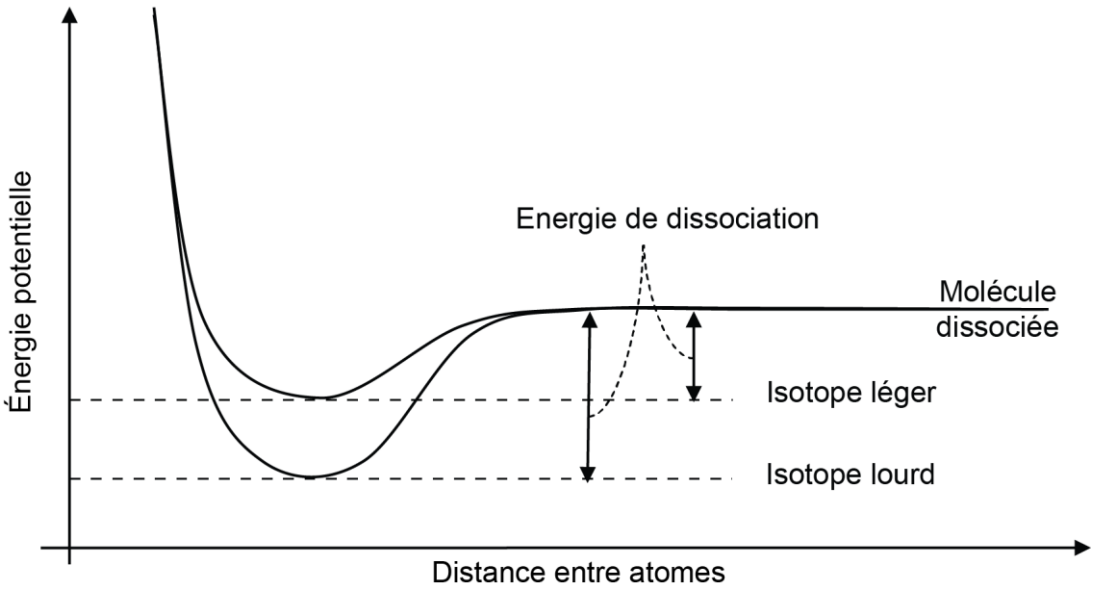

Figure A.45 : Énergie potentielle d'une molécule en fonction de la distance interatomique.

(L'énergie de dissociation diffère au sein des isotopes, engendrant des vitesses de réactions différentes. Traduit de Clark et Fritz (1997))

2. *Les isotopes de l'eau*

Les isotopes stables de l'eau sont très largement utilisés en hydrologie (ex :El Mejri et al., 2014; Ettayfi et al., 2012; Ma et al., 2008; Warner et al., 2013) puisqu'ils donnent des informations directes sur les molécules d'eau.

L'hydrogène possède deux isotopes stables ^{1}H (99,985%) et ^{2}H (0,015%), couramment appelé deutérium. L'oxygène possède trois isotopes stables ^{16}O (99,762 %),^{18}O (0,205 %) ^{17}O (0,038 %) (Mook, 2001). L'isotope ^{18}O est le plus couramment mesuré dans les études hydrogéologiques. À partir de ces isotopes se forment les principaux composants isotopiques de l'eau qui sont H_2O (97%), ^{2}HHO (0,3%), $H_2{}^{18}O$ (2,2%), $H_2{}^{17}O$ (0,5%). Les espèces isotopiques contenant deux isotopes rares sont trop rares pour être comptabilisées.

Le standard de Vienne ou « Vienna Standard Mean Ocean Water » (VSMOW), est le plus couramment utilisé pour les isotopes de l'eau. Il a été obtenu à partir d'un échantillon d'eau de mer modifié de manière à obtenir des rapports isotopiques similaires à l'ancien standard SMOW définit par Craig (1961). Avec ces deux standards, par définition les teneurs isotopiques de l'eau océanique actuelle sont nulles en moyenne ($\delta_{VSMOW}{}^{18}O = 0\ et\ \delta_{VSMOW}{}^{2}H = 0$). Cependant la valeur moyenne actuelle de $\delta^{18}O$ est estimée à 0,5‰ avec une valeur similaire pour $\delta^{2}H$ (Clark et Fritz, 1997).

2.1.La droite des eaux météoriques

Il a été montré par Craig (1961) que les variations isotopiques de H et O pour les eaux météoriques suivent une droite affine définie par :

$$\delta^2 H = 8 \cdot \delta^{18} O + 10‰ \text{ SMOW (idem que pour VSMOW)} \qquad \textit{Équation A.28}$$

Cette droite est appelée « Droite des Eaux Météoriques Mondiales » ou «Global Meteoric Water Line » (GMWL) en anglais. Elle a été obtenue à l'aide d'approximativement 400 échantillons de rivières, lacs, précipitations et neiges du monde entier. Cette relation linéaire au niveau global a ensuite été confirmée par Rozanski et al. (1993) en se basant seulement sur des échantillons de précipitations :

$$\delta^2 H = 8{,}17\ (\pm 0{,}07) \cdot \delta^{18} O + 11{,}27\ (\pm 0{,}65)‰ \qquad \textit{Équation A.29}$$

À l'échelle locale (Figure A.46), les différences climatiques et géographiques peuvent affecter la droite des eaux météoriques. Le coefficient directeur de la droite des eaux varie entre 4, pour les régions arides et 8 pour les régions humides (Clark et Fritz, 1997 ; Mook et Geyh, 2000).

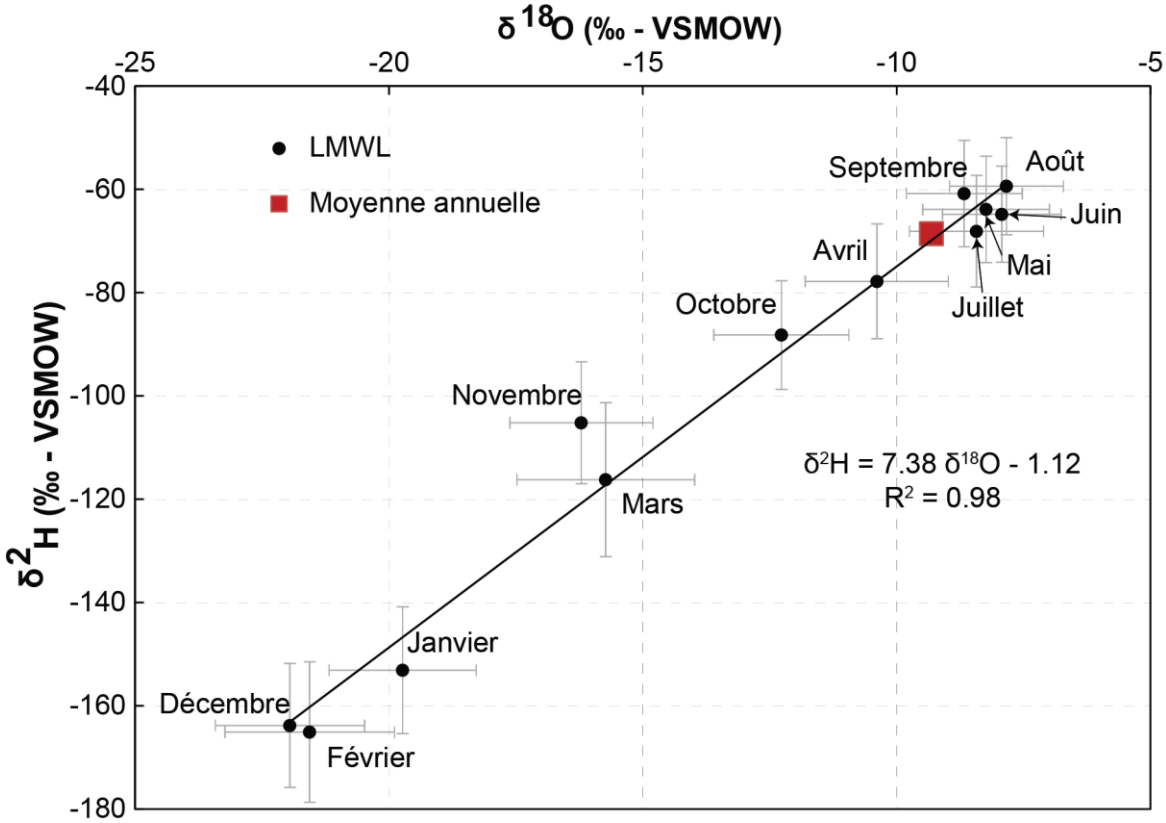

Figure A.46 : Droite des eaux météoriques locales du bassin de Tsagaan Els

(D'après le modèle de Terzer et al. (2013), interpolation réalisée pour la position géographique 109,75°N; 44,25°E)

La composition isotopique des précipitations dépend de plusieurs éléments qui incluent (ou qui comprennent) (Hamed et Dhahri, 2013)*:*

- L'humidité et la température durant l'évaporation de l'océan (qui représente plus de 70 % de la vapeur atmosphérique totale sur le globe (Clark et Fritz, 1997))
- La température et le degré de condensation de la vapeur atmosphérique
- La fraction et la nature de la phase condensée (liquide, vapeur, gaz) dans les nuages
- La contribution d'eau ré-évaporée
- L'évaporation durant la chute de la goutte d'eau et durant son infiltration

L'évaporation et la précipitation sont deux processus de changement de phase qui engendrent un fractionnement isotopique. Selon les conditions dans lequel ces phénomènes opèrent, le fractionnement sera différent et un déplacement sur le diagramme $\delta^2H = f(\delta^{18}O)$ aura lieu. Le cas de la neige ne sera pas traité dans ce document. Dans le bassin versant, les chutes de neiges existent mais sont négligeables comparées aux averses d'été.

2.2.Les processus de fractionnement

Évaporation

Lors de l'évaporation, les isotopes lourds ont tendance à rester dans la phase liquide ce qui conduit à un enrichissement de cette phase et un appauvrissement de la vapeur générée. Le phénomène d'évaporation est un changement d'état combiné à un phénomène de diffusion à l'interface liquide/vapeur. Le fractionnement cinétique, dû à la fois à la réaction thermodynamique et à la diffusion des molécules dans l'atmosphère, va être fortement dépendant du taux d'humidité de l'air. Pour des taux proches de 1, la diffusion se fait sans direction préférentielle et donc sans fractionnement cinétique. En revanche, lorsque le taux d'humidité est faible, proche de zéro, une diffusion depuis la frontière du système vers l'atmosphère aura lieu et donc un fractionnement cinétique supplémentaire s'ajoute, enrichissant davantage la phase liquide en ^{18}O et ^{2}H. Le fractionnement cinétique de ^{2}H et ^{18}O est par ailleurs différent ce qui se traduit par un écart par rapport à la droite des eaux météoriques locales (Gonfiantini, 1986). Dans un milieu aride, l'évaporation peut se faire lors de la chute de la goutte d'eau mais aussi lors de l'infiltration lente dans des zones peu perméables (Hamed et Dhahri, 2013).

Précipitation

A l'inverse de l'évaporation, ce changement de phase a lieu dans un environnement homogène avec un taux d'humidité de un. Le fractionnement est donc purement thermodynamique, et tous les points ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) restent sur la droite des eaux météoriques locales. Le paramètre principal contrôlant le taux de fractionnement est la température. Plus

celle-ci est basse et plus la phase liquide se retrouve appauvrie. Cependant d'autres processus et paramètres ont un impact sur les ratios isotopiques des eaux de pluie :

L'effet continental (« continental effect ») : La vapeur qui est présente à proximité des côtes est à son premier stade de condensation. En s'avançant à l'intérieur du continent, ce réservoir d'eau va diminuer et s'appauvrir par précipitation successive car les isotopes lourds vont être les premiers à changer de phase (Figure A.47). Ainsi, les précipitations deviennent de plus en plus appauvries en fonction de leur éloignement de la côte. Ces masses de vapeurs vont, par ailleurs, se heurter à la topographie du continent et aux larges amplitudes de température saisonnière caractéristiques des climats continentaux.

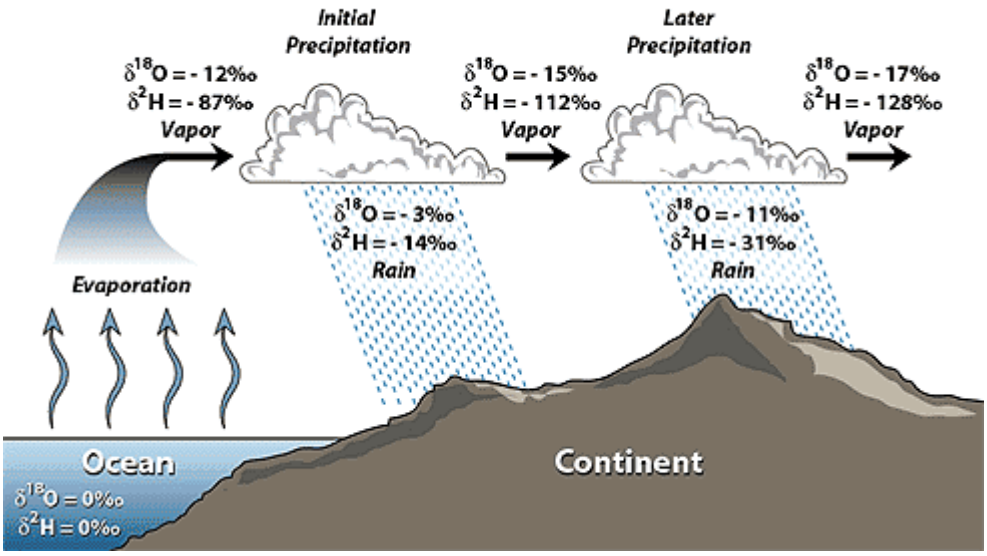

Figure A.47 : Effet continental sur les isotopes de l'eau

(Extrait de http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html#4)

L'effet d'altitude (« altitude effect ») : Le phénomène de précipitation dans les zones topographiques élevées s'opère à des températures plus faibles que dans les régions de basse altitude. Par conséquent, ces précipitations sont davantage appauvries.

L'effet de masse (« amount effect ») : Les précipitations issues de courtes averses sont généralement plus enrichies. Il y a un phénomène d'évaporation durant la chute de la goutte d'eau qui est d'autant plus important que l'humidité est faible (Saighi et al., 2001). Comme l'humidité sous le nuage augmente progressivement avec les premières précipitations, ce phénomène est donc lié à la durée de l'averse. Il est d'autant plus important dans les régions arides où le taux d'humidité est faible. Il peut être mis en évidence en comparant la composition isotopique des pluies majeures (>20 mm) aux autres épisodes pluvieux (Clark et Fritz, 1997 ; Harrington et al., 2002).

L'effet de latitude (« latitude effect ») : Lorsque la vapeur atmosphérique se déplace de l'océan vers des latitudes plus élevées, elle rencontre des températures plus faibles et les

précipitations tendent alors à s'appauvrir. À cela s'ajoute l'effet continental, plus cette masse nuageuse s'avance à l'intérieur du continent et plus son réservoir d'atomes lourds diminue laissant ainsi des précipitations encore plus appauvries.

La Figure A.48 résume les différents ratios isotopiques possibles de l'eau ainsi que les causes engendrant ces différences. La température et le taux d'humidité sont les paramètres clés pour comprendre ces changements.

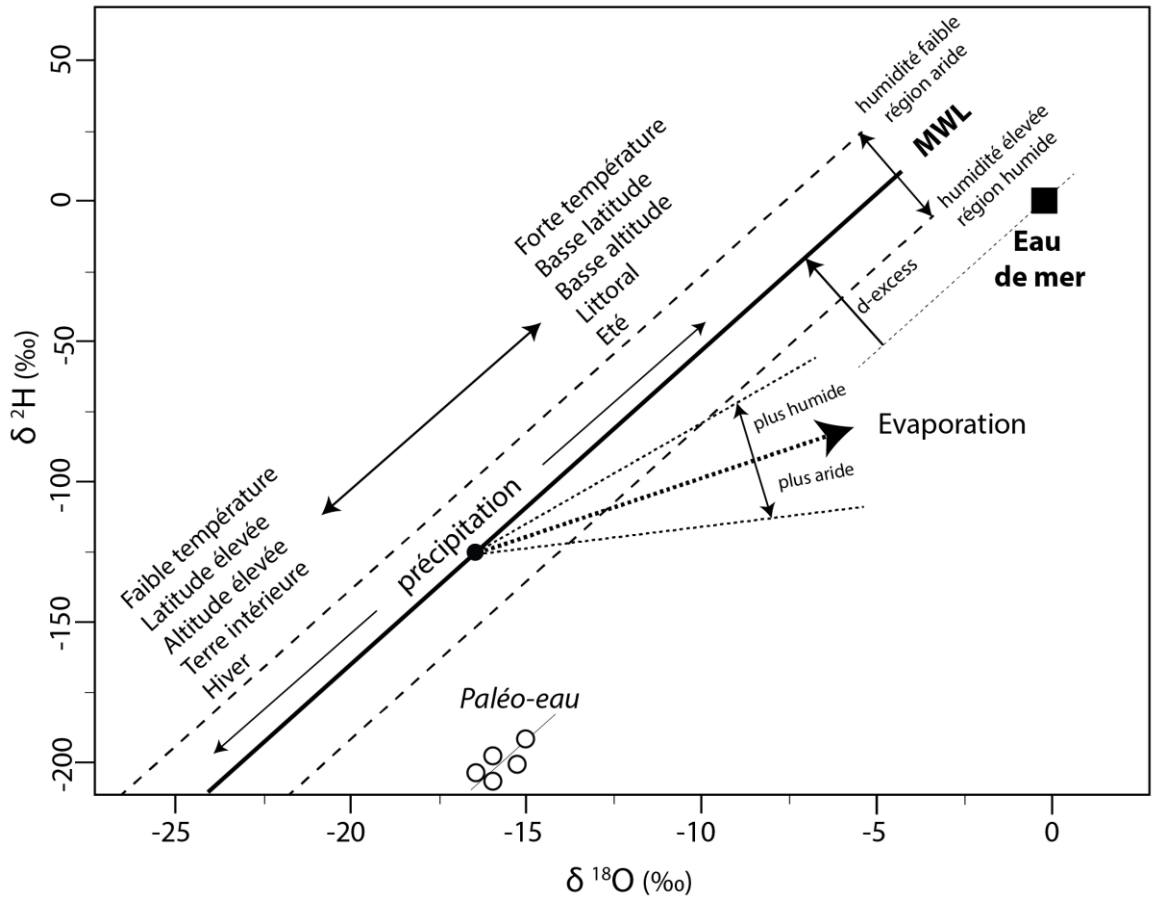

Figure A.48 : Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ montrant les différentes compositions/évolutions isotopiques que peuvent présenter les eaux ainsi que les causes associées

(Extrait modifié de http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html#4)

2.3.Applications possibles

Détermination du taux de recharge et du taux d'évaporation

Pour déterminer le taux d'évaporation, Barnes et Allison (1984) ont développé un modèle permettant d'estimer le taux d'évaporation à partir du profil $\delta^{18}O$ de l'eau d'un sol en fonction de la profondeur. Cette méthode a déjà été utilisée dans les zones désertiques pour estimer des recharges de 2 mm/an seulement (Fontes et al., 1986) ainsi que des taux d'évaporation dépendant de la profondeur de la nappe (Brunner, 2005). Cette technique nécessite de prélever une carotte de la zone d'étude et de l'analyser.

Étude de traçage

Les isotopes de l'eau peuvent aussi être utilisés comme des traceurs conservatifs presque parfaits pour des systèmes de faible température (T<90°C) (Mook et Geyh, 2000). Ils ne sont sensibles qu'aux phénomènes d'évaporation à quelques rares exceptions près incluant (Figure A.49) :

- *L'hydratation des silicates primaires* : Il y a fractionnement entre l'oxygène contenu dans les charpentes siliceuses des minéraux argileux et l'eau résiduelle (à 25°C, de 15 à 30 ‰). Pour l'hydrogène, on a un fractionnement négatif pouvant aller de -30 à -60 ‰. Ces réactions n'ont une influence que dans le cas où le ratio eau/roche est faible. La surface de réaction devient alors importante et les réactions successives de l'eau résiduelle entrainent des évolutions isotopiques extrêmes.
- *Les réactions avec les gaz comme H_2S et CO_2* : Bien que rarement observée dans la nature, la réaction avec H_2S engendre un fractionnement énorme. Cependant, la quantité de sulfates nécessaire pour pouvoir modifier la composition isotopique de l'hydrogène est elle aussi conséquente (0,1 moles de H_2S est nécessaire pour enrichir un litre d'eau, soit 55,6 moles de H_2O).
- *L'hyperfiltration* : Si l'eau, contrainte par de forts gradients hydrauliques, traverse des couches peu perméables, comme de l'argile, la matrice peut jouer le rôle de membrane d'osmose inverse, retardant le mouvement des grosses molécules. Le filtrat se retrouverait ainsi appauvri.
- *Les échanges d'^2H* : Dans les saumures de bassin sédimentaire plusieurs éléments peuvent modifier le comportement conservatif des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène notamment les échanges de ^2H avec les hydrocarbures, l'hydratation de l'anhydrite, H_2S et les minéraux hydratés.

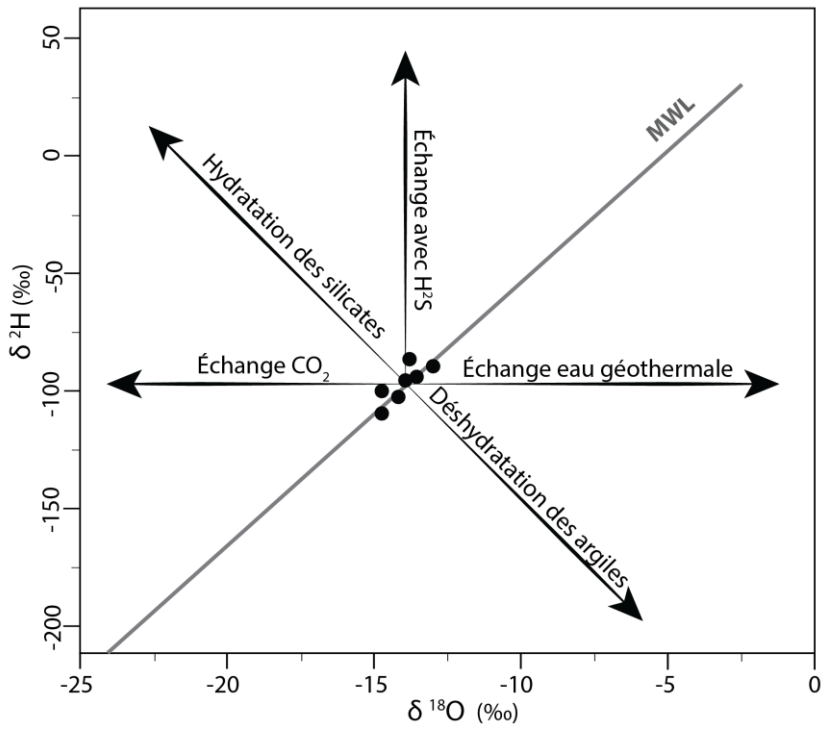

Figure A.49 : Processus non-courant impactant la signature isotopique de l'eau.

(Reprise de Clark et Fritz (1997) et Mook et Geyh (2000))

Estimation de l'altitude des zones de recharge

L'effet d'altitude mentionné précédemment permet aussi de déterminer l'altitude des aires de recharges (El Mejri et al., 2014 ; Warner et al., 2013). La précipitation dans les montagnes environnantes se fait généralement à une température plus basse en raison de l'altitude plus élevée. Les eaux de recharges sont ainsi marquées par une signature isotopique plus appauvrie en aval.

Estimation du temps de résidence des eaux souterraines

Il est aussi possible d'estimer le temps de résidence des eaux souterraines récentes (<3 ans) et très anciennes (>1 000 ans). Les eaux jeunes sont datées en utilisant les variations isotopiques saisonnières. Les eaux fossiles sont généralement influencées par le climat de l'époque ou l'eau s'est infiltrée et peuvent être très différentes des eaux de recharges actuelles du point de vue isotopique.

Détermination de l'origine de la salinité par évaporation

Lors de l'évaporation, la fraction restante d'eau s'enrichit en isotopes lourds. De plus la perte de volume conduit à une augmentation de la concentration des ions présents en solution et donc de la salinité générale de la nappe, c'est le principe de la salinisation par évaporation. Lors de ce phénomène, il y a à la fois une augmentation de $\delta^{18}O$ et de la salinité. Dans le cas

où la dissolution d'évaporites serait le processus majoritaire, la salinité augmenterait sans modifier le rapport isotopique de l'oxygène. Ces deux types de salinité peuvent donc être mises en évidence à l'aide du diagramme $\delta^{18}O$ = f(salinité) (Alvarez et al., 2015 ; Carol et al., 2009 ; Farid et al., 2012). Afin de connaitre l'évolution de la salinité en fonction de $\delta^{18}O$ un modèle simple basé sur une distillation de Rayleigh est utilisé (Équation A.30). Cette équation permet de décrire l'évolution du ratio isotopique d'un lac homogène sans entrée d'eau et dont le volume diminuerait uniquement par évaporation.

$$R = R_i \cdot f^{\alpha-1}$$ ***Équation A.30***

R	Ratio isotopique
R_i	Ratio isotopique initial
f	Fraction massique du réservoir restant
α	Coefficient de fractionnement à l'équilibre

Dans le cas de l'évaporation de l'oxygène, cette équation peut se réécrire sous la forme :

$$\left(\frac{m^{18}O}{m^{16}O}\right) = \left(\frac{m^{18}O}{m^{16}O}\right)_i \cdot f^{\alpha-1}$$ ***Équation A.31***

α	Coefficient de fractionnement vapeur-liquide
m	Masse

En convertissant les ratios isotopiques en valeur $\delta^{18}O$ (exprimés en ‰) et en introduisant ε, le coefficient de fractionnement vapeur-liquide, on obtient :

$$\ln\left(\frac{\delta^{18}O + 1000}{\delta^{18}O_i + 1000}\right) = (\alpha - 1) \cdot \ln(f) = \frac{\varepsilon}{1000} \cdot \ln(f)$$ ***Équation A.32***

Dans le cas où les variations de $\delta^{18}O$ sont faibles, il est possible de linéariser cette équation :

$$\delta^{18}O - \delta^{18}O_i \approx 10^3 \cdot (\alpha - 1) \cdot \ln(f) = \varepsilon \cdot \ln(f)$$ ***Équation A.33***

Dans le cas de l'évaporation de l'eau, le coefficient d'enrichissement est la somme de deux paramètres, le coefficient d'enrichissement à l'équilibre liquide-vapeur $\varepsilon_{l\text{-}v}$ et le coefficient d'enrichissement cinétique Δε.

$$\varepsilon_{total} = \varepsilon_{l-v} + \Delta\varepsilon$$ ***Équation A.34***

Plus le taux d'humidité est faible et plus le fractionnement cinétique est important. L'Équation A.35 (Gonfiantini, 1986) permet de quantifier ces propos :

$$\Delta\varepsilon = 14{,}2 \cdot (1 - h)‰$$ ***Équation A.35***

La valeur $\varepsilon_{l\text{-}v}$ peut quant à elle être trouvée dans des tables (ex: Majoube, 1971), sa valeur dépend de la température d'évaporation. Tous les paramètres de l'Équation A.32 sont connus à l'exception de la fraction massique, f, qui peut alors être déterminée sachant que la salinité théorique est inversement proportionnelle à ce paramètre. La Figure A.50 représente les différentes courbes pouvant être obtenues avec différentes valeurs de température et d'humidité. Le taux d'humidité est le paramètre le plus influant.

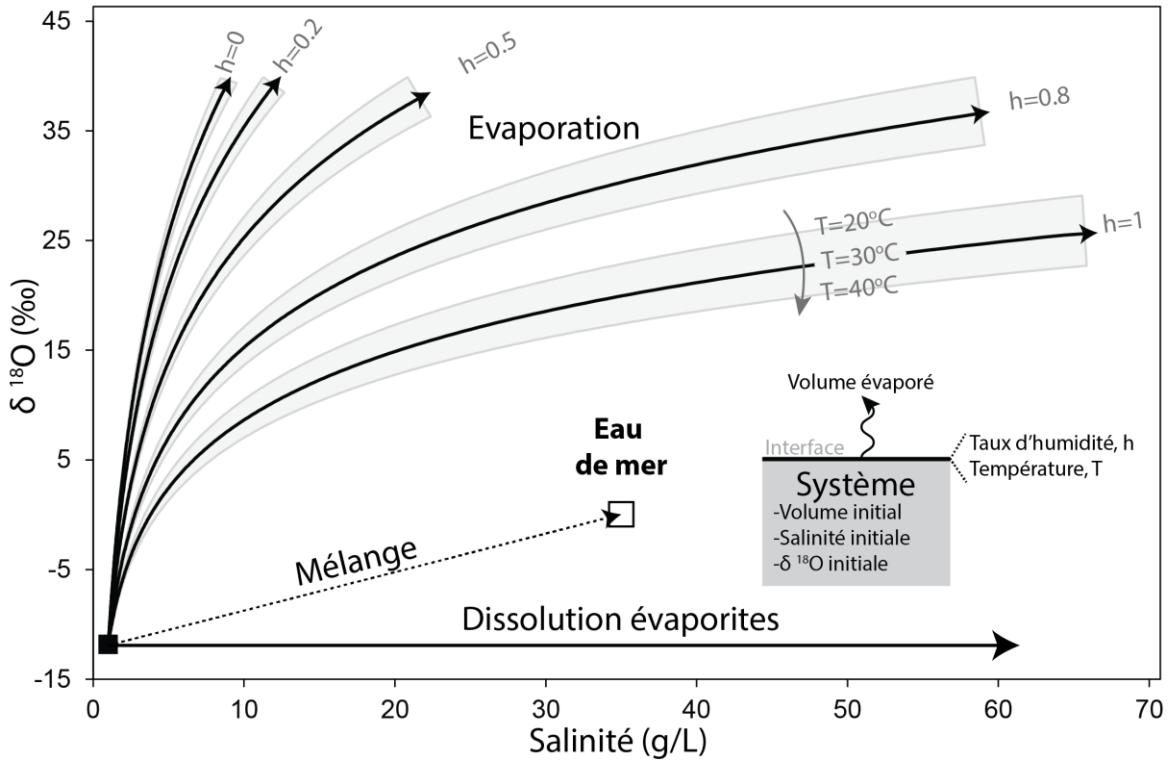

Figure A.50 : Influence de l'évaporation d'un lac sur la salinité (salinité initiale de 1 g/L) et sa signature isotopique

Gonfiantini (1986) a développé un modèle plus complet prenant en compte des apports d'eau au sein du lac qui dans notre cas correspondrait aux apports via les eaux souterraines (Équation A.36).

$$\delta^{18}O_{eq} = \frac{\delta^{18}O_{in} + A \cdot x}{1 + B \cdot x}$$

$$A = \frac{h \cdot \delta^{18}O_{atm} + \Delta\varepsilon + \frac{\varepsilon}{\alpha}}{1 - h + \Delta\varepsilon} \; et \; B = \frac{h - \Delta\varepsilon - \frac{\varepsilon}{\alpha}}{1 - h + \Delta\varepsilon}$$

Équation A.36

$\delta^{18}O_{eq}$	Signature de l'eau du lac à l'équilibre
$\delta^{18}O_{in}$	Signature de l'eau entrant dans le système
$\delta^{18}O_{atm}$	Signature de l'atmosphère au-dessus du lac
x	Fraction d'eau évaporée par rapport au volume d'eau entrant
$h, \varepsilon, \alpha \; et \; \Delta\varepsilon$	Voir notation précédente

Dans ce modèle, comme pour le précédent, l'humidité est le principal facteur influant sur la signature isotopique de l'eau du lac. L'évaporation ne fait qu'augmenter la salinité de la même manière que le modèle précédent mais avec une signature isotopique beaucoup moins enrichie. En supposant l'équilibre hydrogéologique du bassin, c'est-à-dire que toute l'eau entrante s'évapore (⇔ x=1), et un taux d'humidité allant de 0,1 à 0,6, valeurs observées sur le bassin (Figure A.52), $\delta^{18}O$ resterait compris entre -5 et 10 ‰.

Ces modèles se basent sur une évaporation à la surface libre d'un lac. Si cette évaporation se fait en subsurface, comme sur le bassin de Tsagaan Els, l'impact sur la signature isotopique des eaux peut différer : les sédiments permettraient de garder un taux d'humidité peut être plus important et donc de diminuer les valeurs de $\delta^{18}O_{x=1}$. Aucune étude portant sur les eaux souterraines des playas n'a cependant été retrouvée pour le vérifier.

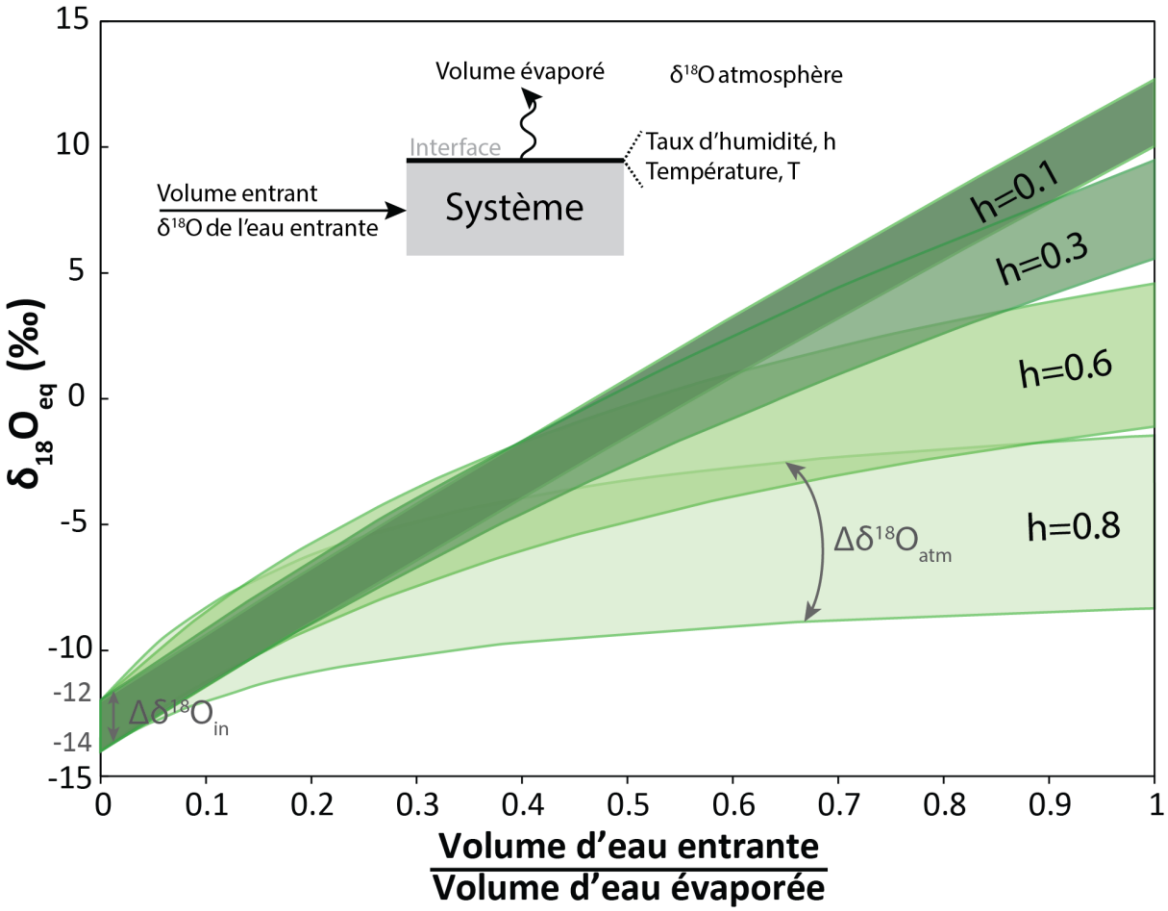

Figure A.51 : Évolution de la signature isotopique d'un lac à l'équilibre pour différentes valeurs d'évaporation

(Une valeur unitaire du rapport présenté en abscisse correspond au cas où toute l'eau entrant dans le système est évaporée. Les valeurs des paramètres $\delta^{18}O_{atm}$ ont été prises entre -22 ‰ et -14 ‰, ceux de $\delta^{18}O_{in}$ entre -12 ‰ et -14 ‰ et la température a été fixée à 25°C (faible impact sur les courbes). Le taux d'humidité varie entre 0,1 et 0,8)

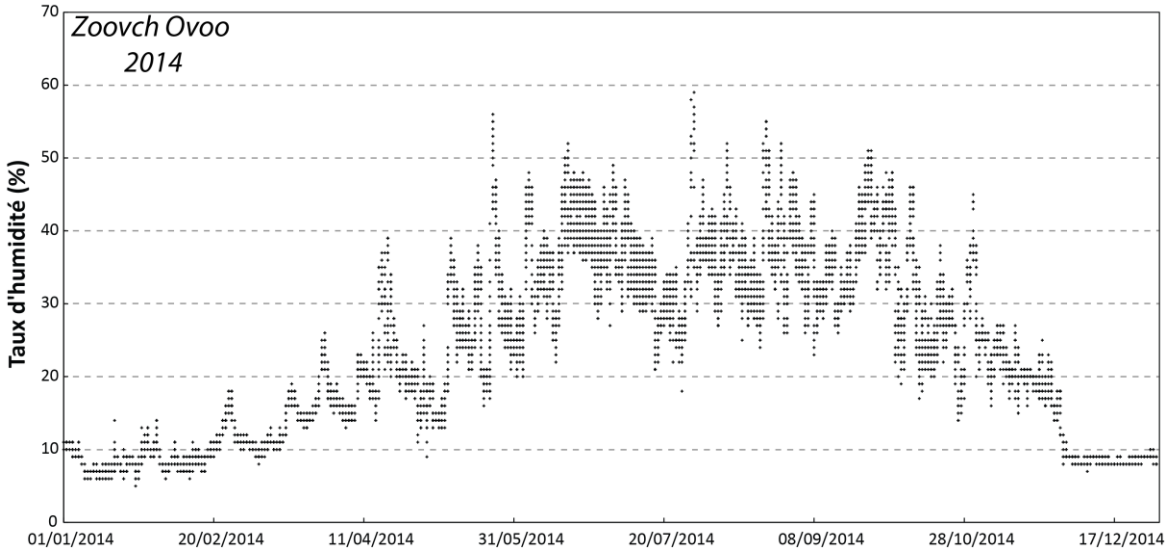

Figure A.52 : Variation du taux d'humidité

(Valeurs obtenues sur la station météo du camp de Zoovch Ovoo pour l'année 2014 (Figure I.7)

Résumé

Le bassin crétacé de Tsagaan Els est situé dans le désert de Gobi en Mongolie. L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique de ce bassin endoréique afin de faciliter l'implantation de futurs projets miniers. Dans cette optique, un modèle hydrogéologique régional 3D a tout d'abord été développé sous MODFLOW. La calibration à partir des niveaux piézométriques mesurés sur les ouvrages présents au sein des licences et quelques puits nomades, aboutit à plusieurs solutions. Elles présentent chacune des conductivités hydrauliques en accord avec les tests de pompages, et des taux de recharge entre 0,6 et 3,1 mm/an, cohérents avec le climat actuel. Ce modèle a ainsi permis d'étendre nos connaissances piézométriques au-delà des licences et d'effectuer un bilan hydrique régional. Ensuite, l'âge des eaux a été estimé numériquement via ce modèle puis par des datations ^{14}C. Une comparaison des résultats de ces méthodes a indiqué que les solutions présentant des taux de recharges élevés étaient plus probables que celles en présentant de plus faibles à conditions que les écoulements soient restés les mêmes durant les trente derniers milliers d'années. En parallèle, une étude hydrochimique portant sur les ions majeurs, le brome et les isotopes stable de l'eau (^{18}O et ^{2}H) a montré que l'origine de la salinité des eaux était principalement liée à la dissolution d'évaporites superficielles. En dernier lieu, un modèle 3D local, centré sur la playa terminale du bassin a permis de mieux comprendre le fonctionnement actuel et passé du bassin en s'appuyant sur l'évolution spatiotemporelle de la salinité.

Abstract

The Tsagaan Els basin is located in the Gobi desert, in Mongolia. This thesis aims to better understand the hydrogeology and hydro-chemistry of the basin in order to optimize the future mining projects. To this end, a 3D groundwater flow model of the basin has first been developed under MODFLOW. The latter was calibrated using piezometric network data and levels in a few nomadic wells. Several solutions were found with hydraulic conductivity values in agreement with pumping tests and recharge rates between 0.6-3.1 mm/yr in agreement with the current climate. The model helped us to extend our piezometric knowledge beyond AREVA's mining licenses and to establish a regional water balance model. Groundwater age was then estimated with this model and with ^{14}C dating. A comparison of the results of these two methods showed that calibrated solutions with higher recharge are more likely than those with lower recharge under the hypothesis that groundwater flow has not changed significantly during the last 30 kyrs. Meanwhile, a hydrochemical study using major ions, bromines and the stable isotopes of water (^{18}O and ^{2}H) showed that groundwater salinity mainly comes from dissolution of surficial evaporites: likely gypsum and halite and possibly thenardite. Even though evaporation is the main driving force of the groundwater flow, this process, when taking place in subsurface, seems to have no real influence on $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values of the groundwater. Last a 3D local groundwater flow model centered on the terminal playa and based on the spatiotemporal evolution of the salinity, led us to a better understanding of the past and current hydrogeological functioning of the basin.

Mots Clés

Mongolie, modélisation hydrogéologique, bassin endoréique, salinité, écoulement densitaire, âge des eaux

Keywords

Mongolia, groundwater flow modelling, endorheic basin, salinity, density driven flow, groundwater age