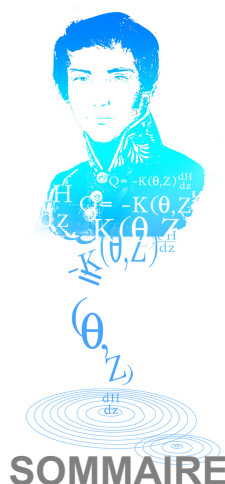




THÈME 3 / TOPIC 3

Modélisation géologique et hydrologique **Geological and hydrogeological modelling**



SOMMAIRE

Modélisation géologique et hydrologique Geological and hydrogeological modelling

References	Abstract	Authors	Organizations
ORAL COMMUNICATIONS			
DARCY-45	Hydrogeological study and groundwater modeling of the Taoudeni regional sedimentary aquifer system in Burkina Faso	Derouane J. and Dakouré D.	MRW DGRNE Division de l'Eau, Jambes, Belgium ; Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques, Burkina Faso
DARCY-54	Comparison of the vector and the grid based approaches for the groundwater modeling	Dauvergne F., Mimoun D., Graillot D.	Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, Saint Etienne, France
DARCY-55	Are large-scale aquifers systems in equilibrium with their environmental conditions? A modelling approach on the example of the Paris basin.	Jost A., Violette S., Gonçalves J., Ledoux E. et al	UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
DARCY-59	Groundwater Modeling for Conjunctive Use Patterns Investigation of Upper Central Plain of Thailand	Bejranonda W., Koontanakulvong S., Suthidhumajit C.	Department of Water Resources Engineering, Chulalongkorn University, Thailand
DARCY-84	Groundwater and Soil Water System for Norway based on daily simulations and real-time observations	Hervé Colleuille, Stein Beldring, Zelalem Mengistu, Wai Kwok Wong and Lars-Egil Haugen	Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE), Box 5091 Majorstua, 301 Oslo, Norway. 2The Norwegian University of Life Science (UMB), Box 5003, 1432 Ås, Norway
DARCY-103	Holocene recharge and present recharge of the saharan aquifers.A study by numerical modelling	M. Babasy ; M. Besbes	Observatoire du Sahara et du Sahel (OSS), Tunis, Tunisie. E-mail : lamine.babasy@oss.org.tn 2 Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis (ENIT), Laboratoire LMHE, BP.37, Le Belvédère - 1002 Tunis, Tunisie. E-mail : mbf.besbes@gnet.tn
DARCY-104	3D modelling of the permafrost development in the Paris basin to ascertain its hydrogeologic impact.	Gonçalves Julio, Jost Anne, Violette Sophie	UPMC-Paris 6, UMR.7619-Sisyphe, case 123, Paris Cedex France.
DARCY-114	Cenomanian Sands Aquifer - Groundwater Management Approach	Billault P., Doucet N., Boisson M. et al	Agence de l'Eau Loire-Bretagne, Orléans, Paris - SOGREAH, Echirolles, France
POSTERS			
DARCY-30	Hydraulic anisotropy of fractured rock masses and tunnelling	Fouché O. ; Pouya A.	Conservatoire National des Arts et Métiers, Paris, France.Laboratoire central des Ponts et Chaussées, Paris, France.
DARCY-47	Modelling the hard-rock aquifer of Plancoët (Brittany, France) with a finite difference model, taking into account the structural geometry	Durand V., Léonardi V. and de Marsily G.	UMR Sisyphe, UPMC, PARIS, France

DARCY-52	Self-potential signals associated with preferential ground water flow pathways in sinkholes	Jardani, Abderrahim., J.P. Dupont, and A. Revil	France: CNRS, CEREGE, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille III), UMR 6635, Aix-en-Provence, France
DARCY-63	Forecasting the flow of the Touvre karstic spring by integration of a rainfall-runoff model and a karstic aquifer model	Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C.	Cemagref, Hydrology Research Group, Antony, France
DARCY-85	Feasibility of a peak flood water storage above a heavily man modified alluvial aquifer-: hydrogeological aspects.	A. Levassor, B. Corbel, P.-Y. Durand, J.-L. Rizzoli	Ecole des mines de Paris. Fontainebleau ; Hydratec. Paris.Institution des barrages--réservoirs, Paris. France
DARCY-96	Geometrical Analysis of water Annaba-Bouteldja bearing : Consequence on its working modelization	HaniA., Djorfi S., Lallahem S., Lamouroux C. et Djabri L.	Faculté des Sciences de la Terre, Dépt. de Géologie. Université de Annaba, Algérie. Ecole Polytechnique Universitaire de Lille. Département de Géotechnique & Génie Civil. Villeneuve d'Ascq cedex, France.UFR des Sciences de la Terre, UMR 8110 Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires, Université de Lille1, Villeneuve d'Ascq cedex, France.
DARCY-99	Studing of dynamic of groundwater intruding at working off gas deposit using mathematical modelling.	Ilrina N. Polshkova	Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences 3 Gubkina str., 119991 Moscow, Russia
DARCY-108	Gestion des systèmes aquifères alluviaux dans le Bassin Adour-Garonne : Modélisation de la nappe alluviale de la Garonne	M. Ghyselinck, M. Saplaïroles, J. Ricard, N. Pedron	BRGM Midi Pyrénées, France
DARCY-128	Hydrogéological conceptualisation using stratigraphic and petrophysic modelling. Development of a nested hydrogeological model Paris basin / Meuse-Haute Marne	Benabderrahmane H., Lebon P., Trouiller A., Le-Gallo Y., Granjeon D.	French National Radioactive Waste Management Agency ; French Petroleum Institute ; France

Communications orales

Oral Communications

DARCY 45

Etude hydrogéologique et modélisation mathématique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso

DEROUANE Johan ¹ & DAKOURE Denis ²

¹ MRW DGRNE Division de l'Eau, Jambes, Belgique, j.derouane@mrw.wallonie.be

² MAHRH DGAEP Programme VREO, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso, vreo@fasonet.bf

Abstract

The south-west of Burkina Faso shares with the south of Mali a regional aquifer system that forms part of West Africa's large sedimentary basin of Taoudeni. With a surface area of around 40,000 km² inside Burkina Faso, and a depth that can reach more than 2,000 meters, this sedimentary aquifer system provides most of the water resources exploited for human (drinking water) and economic (mainly agriculture) needs in the country.

In a critical semi-arid context characterised by the notable decrease in pluviometry observed in the last 40 years, and by a demographic explosion resulting in a highly increased need of water for human consumption and for economic development, the management of this important groundwater resource has become a priority not only for the Burkina Faso authorities, but also for the international community. A hydrogeological multi-disciplinary approach, combining amongst others stratigraphy, hydrodynamic field-data, geochemistry and isotopic techniques with geological and hydrogeological modeling, is being implemented to improve the knowledge of the aquifer system and the efficiency of its management.

While geochemistry and isotopic techniques performed in the studied area do not provide convincing elements to consider the existence of individualized aquifers inside the identified sedimentary geological formations, the question of vertical hydraulic continuity over the whole part of the sedimentary basin in Burkina Faso still remains, as well as the estimation of the effective recharge rate. The observed piezometry of the system shows a typical behavior of a drainage basin with local flows discharging into Burkina Faso's main rivers, but considering the low relief of the topography compared with the depth of the base of the flow system, a regional flow system towards the Bani and Niger rivers in Mali - as a main discharge area - can not be excluded according to Toth's model approach. A conceptual representation of the hydrogeological context, based on the results and interpretations of the collected field data, is developed and implemented into a geological (aquifer geometry) and groundwater flow model. Further studies, crossing the borderline with Mali, should contribute to validate some of those assumptions that are still to be considered as conceptual hypotheses, and should lead to improve the current knowledge of this important aquifer system.

Contexte de gestion et d'exploitation des ressources en eau souterraine au Burkina Faso

Le Burkina Faso, pays enclavé au centre de l'Afrique de l'Ouest, compte environ 12 millions d'habitants dont 80% vivent en milieu rural. Situé en zone aride à semi-aride, sa superficie est de 274.000 km². La majeure partie du territoire est constituée par un plateau latéritique d'une altitude moyenne de 300 mètres, qui s'incline du Nord-Est au Sud-Ouest. Le climat, de type soudano-sahélien, est caractérisé par des variations pluviométriques spatiales et inter-annuelles considérables, allant de 350 mm au Nord (climat sahélien) à 1100 mm au Sud-Ouest (climat sud-soudanien). La saison des pluies s'étale sur trois mois au Nord et sur sept mois au Sud-Ouest. Le réseau hydrographique est réparti en quatre bassins versants nationaux (Comoé, Mouhoun, Nakambé et Niger) et comprend deux cours d'eau majeurs permanents : la Comoé et le Mouhoun.

En moyenne sur les 40 dernières années, les écoulements en eau de surface représentent environ 4% de la pluviométrie, tandis que l'infiltration en est estimée à environ 15%. La différence, soit plus de 80% de la pluviométrie, est consommée par évapotranspiration. Cette situation, conjuguée à une baisse marquée de la pluviosité depuis une quarantaine d'années et caractérisée par des périodes de sécheresse accrue, place aujourd'hui le Burkina Faso en condition de stress hydrique. L'évaluation des ressources renouvelables faite dans le cadre de l'état des lieux national des ressources en eau donne une disponibilité de l'ordre de 850 m³/an /habitant, ce qui place le pays en dessous du seuil de pénurie habituellement fixé à 1000 m³/an/habitant.

La demande consommatrice en eau, estimée à 505 millions m³/an, concerne essentiellement l'irrigation (64%), l'eau domestique (21%) et l'élevage (14%). Toutes les autres demandes, y compris la demande industrielle, sont tout à fait mineures par rapport à celles-ci.

Le recours aux eaux souterraines pour la satisfaction des besoins en eau pour la consommation humaine atteint au Burkina Faso un taux de 85%, pour 15% seulement assurés par les eaux de surface. Ces valeurs, largement supérieures à la moyenne mondiale, témoignent de l'importance majeure qu'il y a lieu d'accorder à la préservation des ressources en eau souterraine tant sur le plan quantitatif que qualitatif, et justifient l'intérêt majeur que leur porte la communauté internationale dans le cadre du soutien apporté à la gestion des ressources naturelles du pays.

Les aquifères du Burkina Faso peuvent être globalement classés en deux grands types de formations : d'une part le socle cristallin, qui couvre 82% du territoire mais qui présente malheureusement des potentialités d'exploitation très limitées (débits modestes, forages négatifs fréquents), et d'autre part la zone sédimentaire, qui constitue l'extrémité Sud-Est du bassin de Taoudeni. Bien que ne couvrant que moins de 20% de la superficie du pays, cette dernière renferme un puissant système aquifère multicouches présentant des potentialités d'exploitation très importantes : elle constitue un vecteur non négligeable de développement économique du pays.

La politique nationale de l'eau au Burkina Faso, approuvée par décret en septembre 1998, accorde notamment une place de choix à la décentralisation des responsabilités, à la gestion et à la protection des ressources en eau, à l'évaluation et la planification des ressources en eau, et au financement du secteur eau et assainissement. L'objectif global de la politique nationale de l'eau est de contribuer au développement durable en apportant des solutions appropriées aux problèmes liés à l'eau afin que celle-ci ne soit pas un facteur limitant du développement économique et social. Cette politique, et les stratégies du secteur de l'eau au Burkina Faso, contribuent à la volonté d'atteinte des Objectifs du Millénaire pour le Développement (OMD) et visent à s'inscrire dans le Cadre Stratégique de Lutte contre la Pauvreté (CSLP) élaboré en 1999.

En ce qui concerne en particulier la gestion de ses ressources en eau, le Burkina Faso s'est doté d'un cadre législatif et réglementaire ambitieux dont la loi d'orientation du 8 février 2001 relative à la gestion de l'eau constitue une avancée majeure. Celle-ci contribue en effet à la mise en œuvre des nouvelles orientations de la politique nationale de l'eau, et introduit au Burkina Faso la notion de gestion intégrée des ressources en eau (GIRE). Les lignes directrices opérationnelles de cette loi ont été formulées, sur base d'un état des lieux national des ressources en eau publié en mai 2001, au sein du Plan d'action pour la gestion intégrée des ressources en eau du Burkina Faso (PAGIRE, 2003). Assez fortement inspiré de l'expérience française, le PAGIRE prévoit notamment la création dans chacun des bassins versants identifiés au Burkina Faso d'un Comité de Gestion de Bassin, d'une Agence de Bassin (qui sera l'organe opérationnel du dispositif) et de plusieurs Comités Locaux de l'Eau (CLE) auxquels seront attribuées des tâches spécifiques.

Le Programme de Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest du Burkina Faso : vers une meilleure connaissance des ressources en eau souterraine du Sédimentaire

D'un point de vue opérationnel, d'importants bailleurs de fonds contribuent depuis plusieurs années déjà à la mise en œuvre de la politique de gestion des ressources en eau du pays. En particulier pour ce qui concerne la partie ouest du pays, qui est la plus favorisée au niveau de la disponibilité et de la valorisation des ressources en eaux de surface et souterraines (pluviométrie favorable, sources et cours d'eau pérennes, zone aquifère du Sédimentaire), le Gouvernement du Burkina Faso et l'Union Européenne ont convenu en juin 2002 de financer, dans le cadre du 8^{ème} FED, le programme de valorisation des ressources en eau de l'Ouest du Burkina Faso, intitulé Programme VREO, pour un coût global de 10 millions d'euros. Ce programme, d'une durée d'exécution prévue de six ans, constitue la seconde phase du Programme «Ressources en Eau du Sud-Ouest» (RESO, 1995-1999) qui a marqué une avancée considérable dans les domaines de la valorisation, de la gestion et de la planification de l'eau sur cette partie stratégique du pays.

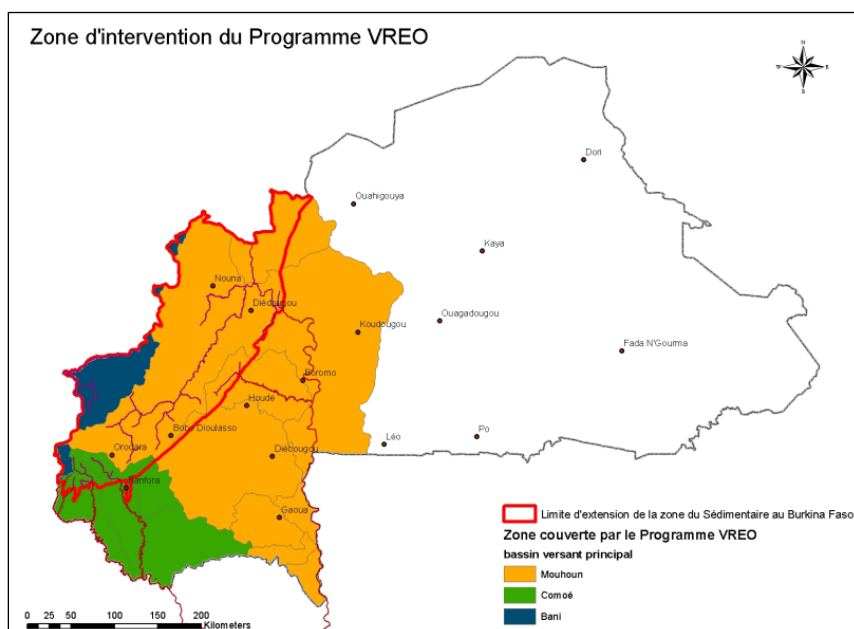


Figure 1 : Localisation de la zone d'intervention du Programme VREO et de la série sédimentaire au Burkina Faso

du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso, dans une optique de renforcement des capacités locales de gestion, d'exploitation et de protection de ces importantes ressources en eau souterraine. On retrouve en effet, parmi les résultats attendus des composantes B1 et B2 du Programme :

- un renforcement du réseau national de mesures et d'observations pour les eaux souterraines (état quantitatif), la mise en place d'un réseau secondaire, et l'exécution d'un suivi régulier de la ressource en eau souterraine (monitoring de l'état quantitatif);
- la réalisation d'un bilan d'eau et d'un modèle hydrologique pour les bassins du Mouhoun, de la Comoé et du Banifing (affluent du Bani, bassin du Niger);
- la réalisation d'un modèle mathématique de simulation des écoulements d'eau souterraine dans le système aquifère du Sédimentaire (partie du bassin de Taoudeni située au Burkina Faso);
- un renforcement et une optimisation des banques de données;
- la réalisation d'un inventaire des ressources en eau dans les bassins de l'Ouest du Burkina Faso, notamment la partie du Mouhoun inférieur qui n'a pas été couverte par la Programme RESO;

Le Programme VREO s'articule autour d'une composante A (réalisation d'infrastructures d'alimentation en eau potable couvrant la zone d'intervention), d'une composante B1 (étude des ressources en eau), d'une composante B2 (préservation et restauration des ressources en eau et des milieux) et d'une composante B3 (Planification stratégique). Les activités à mener dans le cadre de ce programme, qui a démarré fin 2004, devraient contribuer notablement à l'amélioration des connaissances sur les potentialités et les caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère

- sur base des résultats de l'inventaire, l'actualisation des rapports techniques du Programme RESO sur les ressources en eau souterraines, des propositions de gestion rationnelle de ces ressources, la modélisation des aquifères, l'application d'une méthodologie d'estimation des ressources renouvelables et exploitables, la réalisation de synthèses hydrogéologiques et hydrologiques;
- l'étude et la délimitation de périmètres de protection pour les principaux exutoires naturels ponctuels du système aquifère sédimentaire (sources de Nasso et de Pessou).

Caractérisation hydrogéologique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso

L'Ouest africain est constitué schématiquement par un vaste craton précambrien stable depuis environ 1600 Ma, ceinturé par des zones mobiles qui furent le siège, au Précambrien supérieur et au Paléozoïque, d'une activité tectonique importante. La couverture précambrienne supérieure et paléozoïque de ce craton, qui débute autour de 1000 Ma et se termine au Carbonifère, se répartit en trois bassins principaux (bassins de Tindouf, de Taoudeni et de la Volta), dont les limites d'érosion actuelles ne donnent qu'une vague idée de l'extension initiale.

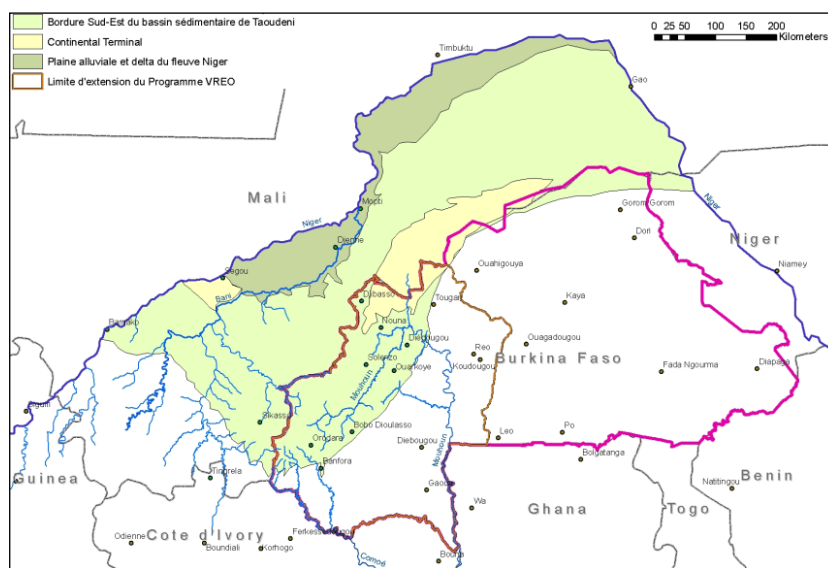


Figure 2 : Vue générale de la bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni

Le bassin de Taoudeni constitue le plus vaste bassin sédimentaire précambrien supérieur et paléozoïque d'Afrique. Il s'étend largement au Mali, en Mauritanie et dans les deux Guinées, et déborde légèrement en Algérie, au Sénégal, en Sierra Leone et au Burkina Faso. Sa structure est simple dans l'ensemble : les terrains les plus récents affleurent vers son centre ensablé, et les pendages centripètes excèdent rarement 1°.

La bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni est matérialisée par sa partie située en rive droite du fleuve Niger, lequel recoupe le bassin sur une longueur proche de 1500 km selon un axe Ouest-Est. La superficie de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire (Mali et Burkina Faso) est d'environ 260.000 km², dont 45.000 km² (soit moins de 20% seulement) sont situés au Burkina Faso. La bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni est partiellement recouverte par des formations superficielles du Tertiaire et du Quaternaire parmi lesquelles on citera, en raison de leur rôle non négligeable sur le plan hydrogéologique, la formation Tertiaire dite du Continental Terminal, ainsi que les alluvions argilo sableuses récentes et actuelles rencontrées le long des principaux cours d'eau.

Dans la partie burkinabé du bassin, neuf formations ont été reconnues de la base au sommet (Ouedraogo 1998) : les Grès Inférieurs (GI), les Grès de Kawara-Sindou (GKS), les Grès Fins Glauconieux (GFG), les Grès à Granules de Quartz (GGQ), les Siltstones, Argilites et Carbonates de Guena-Souroukoundinga (SAC1), les Grès Fins Roses (GFR), les Siltstones,

Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiéban (SAC2 ou «Schistes de Toun»), les Siltstones et Quartzites de Fo (SQ ou «Grès de Koutiala») et les Grès de Fo-Bandiagara (GFB).

Ces différentes formations, à dominante gréseuse pour la plupart, s'empilent régulièrement les unes sur les autres en couches subhorizontales affectées d'un léger pendage vers le Nord-Ouest (2° environ), et s'épaississent généralement vers l'Ouest.

Le bassin sédimentaire de Taoudeni présente, au Burkina Faso, une altitude comprise entre 790 et 240 mètres. Les hauts reliefs sont localisés à l'extrême Sud-Ouest, tandis que la zone la plus basse correspond à la plaine du Sourou localisée au Nord-Est de la zone d'étude.

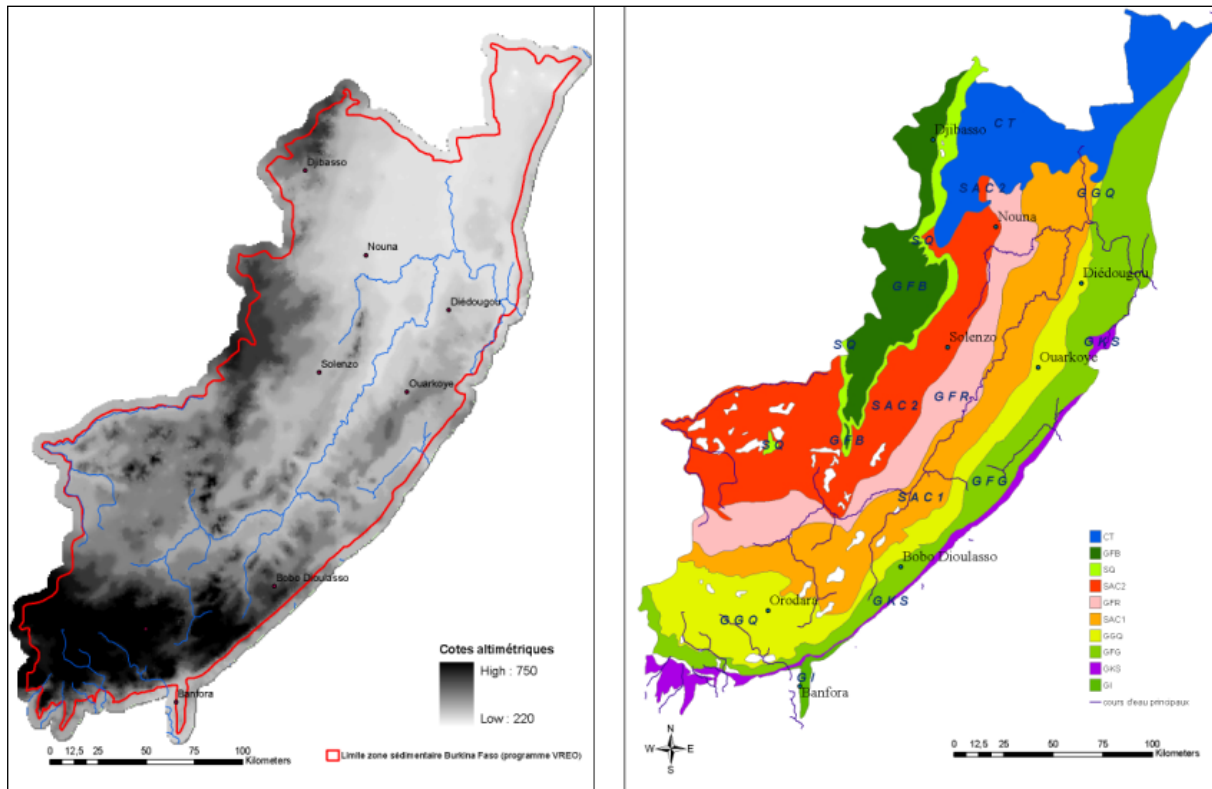


Figure 3 : Topographie calculée par Modèle Numérique de Terrain (image de gauche) et carte simplifiée des formations géologiques de la série sédimentaire au Burkina Faso (image de droite)

Le cours d'eau principal de la zone sédimentaire du Burkina Faso est le Mouhoun ; il prend sa source au sein même de la zone sédimentaire, et traverse celle-ci selon une direction Ouest-Est sur une distance d'environ 350 km. Les autres principaux cours d'eau pérennes sur la zone sont la Comoé, et les affluents du Bani à la frontière avec le Mali. La série sédimentaire joue un rôle primordial dans le soutien des débits d'étiage de ces cours d'eau.

La pluviométrie moyenne annuelle, sur la zone sédimentaire du Burkina Faso, varie en fonction de la latitude entre 600 mm en son extrémité Nord et 1100 mm au Sud. Cette grande variation spatiale de la pluviométrie, conjuguée à celle également observée dans le même sens pour l'évapotranspiration potentielle, implique un gradient important au niveau des valeurs prévisibles de recharge des nappes. Par ailleurs, l'évolution temporelle des précipitations décennales moyennes indique un déficit actuel de près de 20% par rapport aux valeurs observées dans les années 60.

Les caractéristiques hydrogéologiques de la série du Sédimentaire au Burkina Faso peuvent notamment être évaluées par l'interprétation des données quantitatives et qualitatives disponibles sur la zone d'étude. Sur l'ensemble de cette zone, on dénombre plus d'un millier de forages pour lesquels des données sont disponibles et permettent, selon les cas, une analyse

statistique par formation lithologique ou globale sur le bassin. On signalera dès à présent que la distinction des neuf formations reprise ci avant répond à des critères typiquement pétrographiques : aucun élément pertinent ne permet d'associer à chacune de ces formations un aquifère distinct.

Dans le cadre du Programme RESO (Gombert 1999), une synthèse de ces données hydrogéologiques a toutefois été réalisée par formation. Les principaux résultats, sur le plan quantitatif, en sont repris dans le tableau ci-dessous.

Formation	Nombre de forages	Profondeur moyenne du forage (m)	Niveau statique (profondeur, m)	Débit moyen Forage (m ³ /h)	Débit moyen spécifique (m ³ /h)	Transmissivité moyenne (10 ⁻⁴ m ² /s)	Perméabilité (10 ⁻⁴ m/s)
GI	18-21	75	8,9	5,1	0,6	0,51	0,2
GKS	44-69	48	5,9	5,1	0,4	2,7	1,2
GFG	140-166	80	15,5	9,1	0,5	2,8	0,5
GGQ	222-271	62	13,1	13	1	8,5	3
SAC1	158-179	66	10,8	13,4	1,4	4,9	2,2
GFR	55-58	62	10,8	6,8	1,3	1,7	1,7
SAC2	80-99	53	7,6	7,6	5,5	2,3	1,1
SQ + GFB	4-9	56	1	13,2	18,6	2,8	2,6
	721-872	60	10,4	9,8	2,6	4,1	1,8

Tableau 1 : Caractéristiques hydrodynamiques des formations de la série sédimentaire au Burkina Faso

On notera par ailleurs que la nappe est déclarée captive dans environ 30% des forages, et que les données permettant une évaluation fiable du coefficient d'emménagement sont insuffisantes.

L'infiltration efficace a été évaluée sur base de bilans d'eau à l'échelle des bassins versants du Mouhoun et de la Comoé, dans leur partie couvrant la zone sédimentaire, à partir de l'estimation de l'évapotranspiration réelle et du ruissellement. Cette évaluation de l'infiltration efficace mène à une valeur d'environ 10% de la pluviométrie, correspondant compte tenu de la variation spatiale de la pluviométrie à une lame d'eau annuelle moyenne infiltrée comprise entre 60 mm (extrémité Nord-Est de la zone d'étude) et 110 mm (extrémité Sud-Ouest).

Les profondeurs de la nappe aquifère ont été évaluées sur toute la série sédimentaire au Burkina Faso dans le cadre du Programme VREO (Derouane 2005), à partir d'observation sur plus de 1000 forages et puits. Elles sont comprises entre 0 et 128 mètres par rapport au niveau du sol. L'interprétation de la carte des profondeurs de nappe permet notamment la consolidation des hypothèses relatives aux tronçons de rivières supposés en équilibre avec la nappe. On constate à ce sujet que le Mouhoun, cours d'eau pérenne, est en équilibre avec la nappe sur une grande partie de son tracé. Il semble toutefois se décrocher en sa partie aval dans la zone d'étude, approximativement à partir de Dédougou. Les profondeurs de nappe mesurées en aval de ce point, à proximité du cours d'eau, sont en effet supérieures à 20 mètres.

Il en va de même pour le Sourou, qui est probablement décroché sur toute l'étendue de son tracé dans la zone d'étude.

De manière plus globale, les profondeurs de la nappe sont supérieures à 20 mètres sur pratiquement tous les points d'observation situés dans le bassin du Sourou (au sein de la zone d'étude) : il n'existe dès lors pas d'exutoire naturel de la nappe dans cette zone. La zone que couvre le Continental Terminal est également caractérisée par l'absence d'exutoire naturel de la nappe, et par un approfondissement généralisé de celle-ci, avec des profondeurs de nappe également supérieures à 20 mètres. Sur ces deux zones adjacentes couvrant le nord de la zone d'étude, les écoulements souterrains ne sont donc plus drainés par les eaux de surface ; il s'agit du début de la dépression piézométrique du Gondo, dont le noyau est observé plus au nord en dehors de la zone d'étude.

Par ailleurs, l'examen conjoint des cartes des profondeurs de nappe et des cartes piézométriques indique que les cours d'eau principaux du bassin du Banifing, notamment ceux correspondant à la frontière administrative avec le Mali, ont un caractère drainant très marqué et sont probablement en équilibre avec la nappe. Le caractère permanent de cet équilibre reste toutefois à établir, sur base de données hydrologiques qui restent à acquérir.

La piézométrie de la nappe aquifère a été évaluée sur toute la série sédimentaire au Burkina Faso dans le cadre du Programme VREO (Derouane 2005), à partir d'observations réalisées sur un échantillon de 400 points sélectionnés pour la fiabilité de la mesure ou du calcul de leur cote topographique. Pour la plupart de ces points toutefois, seule une mesure piézométrique est disponible et correspond à la date de foration de l'ouvrage. Le réseau piézométrique au sens strict sur la zone d'étude, faisant l'objet de relevés périodiques, ne comprend par contre qu'une trentaine de points d'observation. Afin d'obtenir une vue globale des directions d'écoulements au niveau de la bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni, une carte piézométrique régionale a été réalisée par extension jusqu'au fleuve Niger, grâce à l'ajout de nombreux points d'observations situés au Mali (plus de 1000, mais malheureusement pas toujours fiables).

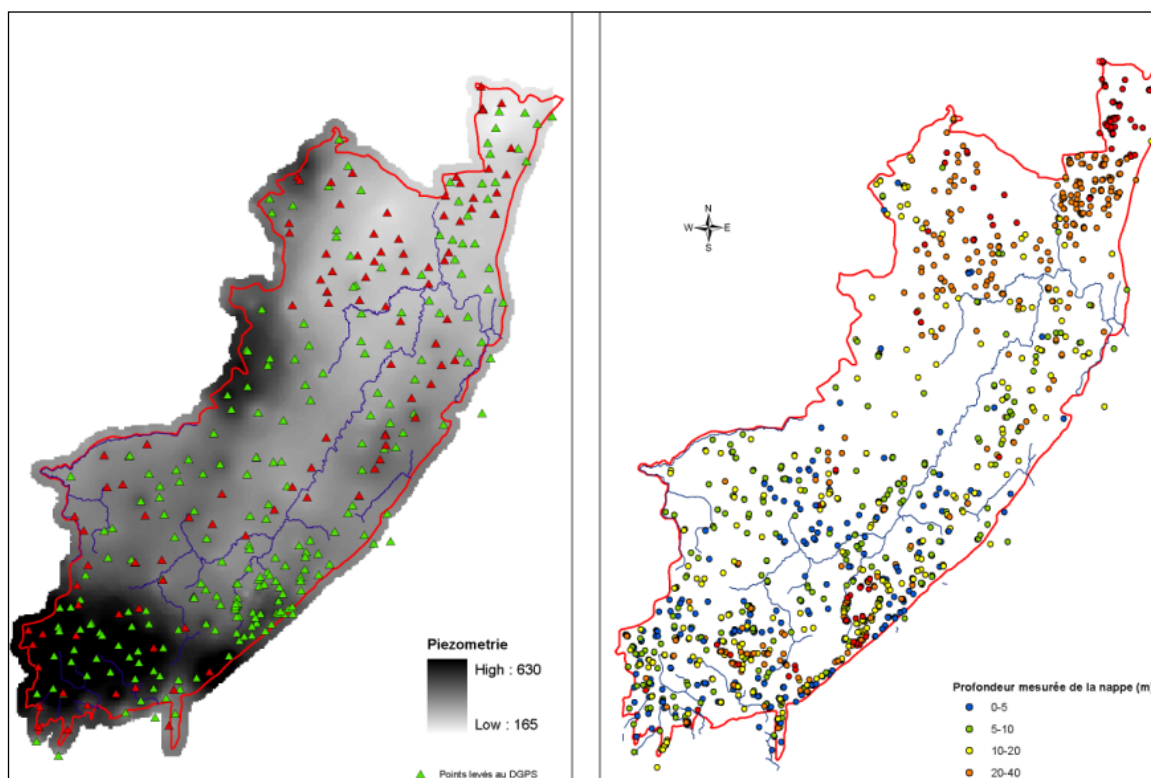


Figure 4 : Carte piézométrique (image de gauche) et carte des profondeurs observées de la nappe (image de droite) de la série du Sédimentaire au Burkina Faso.

L'analyse de l'interprétation spatiale de la piézométrie donne lieu aux commentaires suivants :

- les cartes piézométriques sont réalisées à partir des ouvrages existants sur la zone d'étude, lesquels captent généralement à une profondeur relativement limitée (<200 m) les premiers horizons aquifères rencontrés. L'intégration de tous ces points au sein d'une même interpolation, indépendamment de l'horizon qu'ils captent, suppose un équilibre hydrostatique global à l'échelle de la zone d'étude, et repose par conséquent sur l'hypothèse d'un aquifère unique multicouches.
- la zone d'étude au Burkina Faso présente des cotes piézométriques moyennes comprises entre 635 et 165 mètres d'altitude.

l'identification des crêtes hydrogéologiques présentes sur la zone d'étude au Burkina Faso permet de distinguer différents bassins d'alimentation hydrogéologiques. On constate une très grande concordance entre les crêtes topographiques définissant les principaux bassins versants (Mouhoun, Comoé, Banifing), et les crêtes hydrogéologiques identifiées. Il en résulte, au niveau des écoulements d'eau souterraine dans les aquifères du sédimentaire, une concordance globalement homogène entre les bassins hydrogéologiques identifiés et les principaux bassins versants, typique du comportement d'un bassin de drainage. La poursuite des développements à réaliser dans le cadre du Programme VREO devrait permettre de confirmer ce comportement, ou au contraire de nous amener à considérer des transferts importants d'eau souterraine par couches profondes vers un exutoire linéaire situé hors du Burkina Faso, tel que les fleuves Niger et Bani par exemple (selon le modèle bi- ou tri-modal de Toth).

l'identification des crêtes hydrogéologiques sur la zone d'étude permet de distinguer 4 principaux bassins hydrogéologiques :

- le bassin hydrogéologique du Mouhoun, couvrant pratiquement 80% de la zone d'étude, qui draine la grande majorité des eaux souterraines de la zone sédimentaire du Burkina selon un axe nord-nord-est vers la plaine du Sourou et, plus en aval encore, hors de la zone couverte par le Programme VREO en direction de la dépression du Gondo. Le caractère drainant du cours d'eau Mouhoun apparaît clairement au niveau de l'allure piézométrique observée. Il est à noter que la zone de ce bassin hydrogéologique semble entièrement située au Burkina Faso, au sein même de la zone d'étude. Les seuls flux sortants naturels d'eau souterraine sont situés au niveau du tronçon de rivière Mouhoun en équilibre avec la nappe, et au niveau de la limite nord-nord-est de la zone d'étude (frontière malienne et limite nord du bassin versant du Sourou). On notera par ailleurs que ce bassin d'alimentation hydrogéologique recoupe tous les horizons géologiques présents dans la zone d'étude selon la typologie retenue;
- le bassin hydrogéologique du Banifing, qui draine les eaux souterraines selon un axe nord-ouest en direction du Mali. Les principaux cours d'eau de ce bassin, dont ceux longeant la frontière avec la Mali, ont un effet drainant visible au niveau de l'esquisse piézométrique. Les flux d'eau souterraine sortants de la zone d'étude sont localisés en ce bassin au niveau de la frontière malienne ; les écoulements souterrains se dirigent ensuite au Mali probablement en direction des exutoires principaux que représentent les fleuves Bani et Niger;
- le bassin hydrogéologique de la Comoé, qui couvre l'extrême sud-ouest de la zone d'étude. Les flux d'eau souterraine sont globalement dirigés, en ce bassin, vers l'ouest en direction du Mali où ils quittent la zone d'étude au niveau de la frontière, et vers le sud où ils quittent la zone sédimentaire à l'intérieur du Burkina Faso en direction du socle cristallin.
- le bassin hydrogéologique Bougouriba-Grand Balé, dont la crête hydrogéologique longe la falaise de Bobo-Banfora et son extension nord, c-à-d en bordure intérieure de la zone sédimentaire. Son extension dans la zone d'étude est dès lors relativement limitée. Ce bassin présente des flux d'eau souterraine globalement dirigés vers le sud-est, qui quittent rapidement la zone sédimentaire en direction du socle cristallin.
- la frontière administrative entre le Burkina et le Mali correspond globalement, sur une grande partie de la zone d'étude, aux limites de bassins versants principaux. La concordance globale observée entre les limites de bassins versants principaux et les limites de bassins hydrogéologiques, implique dès lors l'absence d'échanges d'eau souterraine entre ces deux pays sur une grande partie de la frontière administrative. En d'autres termes, la frontière administrative entre le Mali et le Burkina constitue sur une grande partie de la zone d'étude une crête hydrogéologique de partage des eaux souterraines. Il en va notamment ainsi, comme on l'observe aisément sur l'esquisse

piézométrique, de l'extension sud-ouest de la falaise de Bandiagara qui marque clairement le partage des eaux souterraines le long de la frontière malienne. Les seuls échanges majeurs d'eau souterraine entre ces deux pays sont dès lors ceux mentionnés plus haut, à savoir principalement au nord de la zone d'étude au niveau du Continental Terminal et du Sourou, à l'ouest au niveau de la cuvette piézométrique du Banifing, ainsi qu'au sud-ouest dans le bassin de la Comoé. Cette interprétation est à rapporter aux hypothèses retenues dans le modèle conceptuel, mais n'exclut pas à ce stade des connaissances des échanges profonds plus importants.

- on notera enfin, en matière de gestion intégrée transfrontalière des ressources eaux, qu'au niveau de la zone d'étude aucun flux d'eau souterraine dans les terrains sédimentaires ne semble provenir du Mali. Les échanges transfrontaliers mentionnés au point repris ci-dessus sont donc exclusivement des flux sortants du Burkina Faso. En d'autres termes, l'entière des flux d'eaux souterraines circulant dans la zone sédimentaire étudiée, au Burkina Faso dans la zone couverte par le Programme VREO, provient des pluies infiltrées dans le sédimentaire au Burkina Faso.

L'évolution temporelle de la piézométrie, même si elle repose sur un nombre plus limité d'observations, indique de manière générale une baisse des niveaux sur les 5 dernières décennies.

Sur le plan qualitatif, la série sédimentaire au Burkina Faso a été caractérisée d'un point de vue hydrochimique sur base de résultats d'analyses (équilibrés à 5% près) collectés à partir d'environ 500 points d'observation (Dakouré 2003). Une distribution des faciès hydrochimiques des différentes formations du Sédimentaire a pu en être dégagée, par analyse statistique des données, interprétation sur diagrammes de Piper et de Schoeller, et Analyses en Composantes Principales. Les principaux résultats sont synthétisés dans le tableau ci-après.

Formation	Nombre de données	Temp. (°C)	Ph	Conductivité (µS/cm)	Faciès hydrochimiques (nombres)			
					Bicarbonaté alacalino-terreux	Chloruré et sulfaté alacalino-terreux	Chloruré et/ou sulfaté alacal	Décarbonaté alacal
GI	12	30,4	5,4	59	7	4	1	
GKS	12	30,2	6,4	36	14			1
GFG	67	30,6	6,9	183	60		7	3
GGQ	116	29,5	6,4	144	104		7	5
SAC1	104	30,8	7,3	359	91		10	3
GFR	20	31,3	7,3	294	15			5
SAC2	55	31,9	7,3	347	37	7	2	9
SQ (GK)	16	31,9	6,8	154	14		2	
GFB	21		6,8	118	18	1		2
CT	82		7,5	413	78		4	
					438	12	33	28
					86%	3%	6%	5%

Tableau 2 : Synthèse de la caractérisation hydrochimique de la série du Sédimentaire au Burkina Faso.

On observe que la majorité des échantillons examinés est regroupée dans le faciès de type bicarbonaté calcique (86%). Les autres faciès sont, selon les résultats de l'analyse en composantes principales, généralement représentatifs de contaminations d'origine anthropique. Cette unicité de famille hydrochimique est confirmée par le diagramme de Schoeller.

A l'échelle régionale, cette homogénéité de faciès hydrochimique ne dégage pas d'éléments convaincants pour envisager l'existence d'aquifères distincts et individualisés au sein des différentes formations géologiques.

La série sédimentaire du Burkina Faso a également fait l'objet d'une caractérisation sur le plan isotopique (Dakouré 2003), sur base d'un programme d'échantillonnage en trois phases étalé sur sept années (1996-2002). Ce programme a porté sur les isotopes stables ¹⁸O et ²H pour

l'évaluation de l'origine de l'eau, et sur les isotopes radioactifs ^3H et ^{14}C pour la datation de l'eau. Ces études isotopiques montrent que la majorité des eaux stockées dans le réservoir sédimentaire sont anciennes (de 50 ans à plus de 1000 ans), ce qui n'est pas incompatible avec les calculs de recharge actuelle de la nappe compte tenu du volume très important du réservoir. L'interprétation proposée actuellement est celle d'un modèle de mélange au sein duquel on retrouve localement des eaux actuelles, des eaux récentes, et essentiellement des eaux anciennes.

Vers une représentation conceptuelle du fonctionnement du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso

Dans l'état actuel des connaissances sur le contexte hydrogéologique de la série du Sédimentaire au Burkina Faso, et en particulier sur son fonctionnement, la principale question qui se pose concerne le nombre et l'extension des aquifères. L'hypothèse de base, retenue par les auteurs, est la continuité hydraulique des différents roches réservoirs à l'échelle de l'ensemble de la série.

La série sédimentaire au Burkina Faso serait ainsi caractérisée par une nappe d'eau souterraine unique hébergée au sein d'un aquifère multicouche. En effet, bien qu'il existe des niveaux imperméables séparant différents horizons géologiques de la série, l'extension horizontale de ces niveaux localisés reste limitée par rapport à la superficie du bassin : ces niveaux contribuent dès lors uniquement à mettre en charge une partie de la nappe aquifère, et la vision que l'on peut en dégager sur le nombre d'aquifères dépendra dès lors de l'échelle spatiale à laquelle on se situe. Sur le plan géologique, la série sédimentaire est majoritairement constituée de roches réservoirs potentielles sur plus des 3/4 de son épaisseur: il s'agit surtout de grès et de carbonates. Ainsi, du socle à la base du SAC1, on observe systématiquement un contact grès sur grès sur environ 1 000 m d'épaisseur, à l'exception d'un banc discontinu d'argilite qui, à la base des grès fins glauconieux, rend localement captif les grès de Kawara-Sindou. On observe également d'épaisses couches d'argilites localement imperméables dans les formations SAC1 et SAC2, cependant la continuité latérale et en profondeur de ces « aquicludes » n'est nullement prouvée puisque des forages productifs existent de part et d'autre, dans le même niveau stratigraphique.

Par ailleurs, les discontinuités observées à différents niveaux (fissures, fractures, failles) sont à l'origine, au sein de la roche réservoir, d'un réseau interconnecté de vides potentiellement aquifères: cette porosité secondaire se superpose à la porosité primaire, matricielle, de la roche réservoir, et permet localement la circulation d'eau souterraine au sein de terrains réputés imperméables comme les argilites. Il est difficile d'envisager un compartimentage étanche des niveaux aquifères lorsque des forages profonds, réalisés dans les mêmes grès autour de Sikasso (Mali), montrent l'existence de niveaux fracturés et aquifères jusqu'à près de 400 m de profondeur.

L'évolution du chimisme de l'eau au sein de la série sédimentaire n'apporte pas d'élément probant permettant d'identifier des aquifères distincts. Sur le plan hydrogéochimique en effet, il n'existe qu'une seule famille d'eau de faciès bicarbonaté calcomagnésien. L'analyse en composantes principales montre une évolution de ce faciès vers un enrichissement en bicarbonates d'amont en aval, depuis les grès fins glauconieux ou les grès à granules de quartz vers les schistes de Toun (SAC2). Ce schéma de fonctionnement hydrogéochimique corrobore donc l'hypothèse d'une nappe unique et continue où viennent se mélanger les divers types d'eau souterraine.

Par ailleurs, les résultats disponibles d'analyses isotopiques sont conformes à ce que l'on attendrait d'un aquifère unique. Le temps moyen de séjour de l'eau passe de moins de 50 ans dans les grès fins glauconieux (Bobo-Dioulasso) à près de 500 ans au toit des grès

à granules de quartz (Nasso) jusqu'à plus de 4 000 ans au sein du SAC1 (Fon). Cette évolution corroborerait l'hypothèse d'un écoulement lent et continu globalement dirigé du Sud vers le Nord.

L'ensemble des données disponibles milite donc en faveur de l'existence d'une seule et même nappe d'eau souterraine hébergée au sein d'un réservoir aquifère multicouche, localement cloisonné par quelques niveaux imperméables discontinus. Les principaux d'entre eux se trouvent à la base des grès fins glauconieux (entre Kékélesso et Pénì), au sommet du SAC1 (entre Banzon et Samandéni) ainsi qu'au sein du SAC2 (Schistes de Toun).

La deuxième question posée, sur le fonctionnement du système aquifère de la série du Sédimentaire, concerne les exutoires de la nappe d'eau souterraine et par conséquent la caractérisation des flux à grande échelle. Cette question nécessite une vision globale de la bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni dans son ensemble, c-à-d largement au-delà du Burkina Faso en direction du fleuve Niger. En effet, même si la piézométrie observée de la zone - typique de bassins de drainage - peut être considérée comme relativement bien connue dans son ensemble, compte tenu de la densité de points d'observation, il y a lieu de ne pas perdre de vue que ceux-ci correspondent à des forages qui dépassent rarement 100 mètres de profondeur, alors que celle de l'aquifère capté peut dépasser 2000 mètres. On ne peut pas exclure à ce stade, compte tenu du contexte géologique rencontré, l'existence de circulations profondes d'eau souterraine dont les directions de flux diffèreraient de celles observées dans le niveau supérieur de l'aquifère. En effet, le contexte rencontré est caractéristique d'un bassin sédimentaire de grande étendue (bassin de Taoudeni) et de profondeur importante (2000 mètres) par rapport à l'amplitude topographique, avec en surface la présence de bassins versants locaux (Kou, Mouhoun, Banifing, etc.) drainant les eaux souterraines superficielles, ainsi qu'en aval la présence de niveaux de base exutoires régionaux importants (tels que le fleuve Niger et le Bani, au Mali) qui peuvent drainer des eaux souterraines profondes. Les hypothèses de validité du modèle de Toth, caractérisé par un système d'écoulements souterrains à deux ou trois niveaux (local, intermédiaire, régional), peuvent donc être rencontrées, y compris au sein d'un aquifère unique multicouches.

Les interactions eaux de surface - eaux souterraines, permettant l'identification des exutoires naturels de la nappe, peuvent être observées et caractérisées par l'interprétation des hydrogrammes des cours d'eau pérennes prenant naissance au sein même de la zone sédimentaire (Mouhoun, Comoé, Banifing). Ces observations en eaux de surface sont en cohérence avec la piézométrie mesurée, caractéristique de bassins de drainage, et avec les profondeurs de nappe observées. Ainsi le Mouhoun, dont le bassin versant couvre 80% de la zone sédimentaire au Burkina Faso, paraît drainant et en équilibre avec la nappe sur la majorité de son parcours, depuis sa source, mais semble toutefois décrocher en sa zone aval à partir de Dédougou avec des profondeurs de nappe supérieures à 20 mètres : il s'agit de l'extrémité Sud-Ouest de la «dépression du Gondo», centrée sur le Continental Terminal, et dont l'origine est encore à ce jour sujette à débat. D'un point de vue plus ponctuel, les interactions eaux de surface - eaux souterraines s'illustrent également au travers des quelques zones de sources dont certaines sont particulièrement importantes voire exceptionnelles, telles les sources de «Nasso-Guinguette» dans la région de Bobo-Dioulasso, avec un débit dépassant 10.000 m³/h : la zone d'alimentation de ce chapelet de sources dépasse vraisemblablement le bassin versant du Kou et devrait s'étendre vers les hauts-bassins (région de Orodara), selon un schéma s'écartant dès lors de la notion de bassin de drainage. Le principe de fonctionnement de ces sources, de même que l'évaluation de leur caractère renouvelable, reste également parmi les nombreuses hypothèses conceptuelles qui méritent encore des investigations complémentaires.

La troisième question posée concerne l'évaluation de la recharge de l'aquifère multicouches, et partant celle du volume des réserves renouvelables en son sein. Une estimation précise de la recharge des nappes est en effet indispensable pour une gestion optimale des ressources

en eaux souterraine, et en particulier lorsqu'il s'agit d'en modéliser le fonctionnement. Plusieurs méthodes ont été mises au point en région soudano-sahélienne pour son évaluation, conduisant à des résultats très disparates compte tenu de la variabilité des propriétés des milieux et de la conception même des outils d'évaluation utilisés (Bazie et Dieng 1995). En particulier sur la zone sédimentaire du Burkina, on observe en effet du Nord au Sud un important gradient de paramètres climatiques fondamentaux tels la pluviométrie, la température et l'évapotranspiration. Une estimation par la méthode du bilan de Thornthwaite donne, pour la région de Bobo-Dioulasso (1981-1990), une infiltration moyenne de 75 à 120 mm/an pour une RFU de 140 à 200 mm (Dakouré 2003). La variabilité spatiale de la recharge, sur la zone d'étude, est estimée entre 0 mm en sa partie Nord (où les précipitations ne dépassent pas 600 mm/an) et pratiquement 250 mm en son extrémité Sud (hauts bassins), mais celles-ci reposent sur certains paramètres fondamentaux (tel l'évapotranspiration par exemple) pour lesquels la connaissance de la variabilité spatiale est encore insuffisante (Dakouré 2003).

Bases de données, systèmes d'informations géographiques et modélisation mathématique : des outils de gestion des ressources en eau souterraine au Burkina Faso

Le Programme VREO, qui couvre la moitié Ouest du Burkina Faso, vise notamment à renforcer les capacités locales de gestion et de protection des ressources en eau souterraine, d'une part par une amélioration des connaissances sur ces ressources et leurs potentialités d'exploitation, et d'autre part par la réalisation et la mise à disposition d'outils de gestion de la ressource. Ces outils concernent essentiellement la réalisation d'un modèle mathématique de simulation des écoulements d'eau souterraine dans l'aquifère multicouche du Sédimentaire, impliquant au préalable le développement et l'optimisation des bases de données relatives aux eaux souterraines, la mise au point d'un système d'informations géographiques, et la réalisation d'un modèle géométrique de la géologie rencontrée.

La valorisation des données disponibles, essentiellement spatiales, est en effet indispensable non seulement à la réalisation du modèle mathématique, mais aussi dans un cadre plus large dans une optique d'aide à la compréhension du comportement hydrogéologique de l'aquifère, et de soutien à la gestion (exploitation, suivi, protection) de la ressource. Dans le cadre du Programme VREO, les nombreuses données disponibles et collectées ont été valorisées au sein d'une base de données spatiales selon le format «Geodatabase» de ESRI. Ce format offre en effet l'avantage de pouvoir traiter et exploiter les données tant vectorielles que raster, au sein d'un fichier unique, à la fois en tant que base de données relationnelles (notamment exploitée dans MS-Access) et en tant que système d'information géographique (développé et exploité dans ESRI-ArcGis9.x), notamment en vue de les exporter après validation dans le modèle géométrique et dans le modèle mathématique (Derouane 2005).

Les nombreuses données spatiales disponibles, et la geodatabase développée en vue de les intégrer, concernent différents éléments caractérisant le milieu physique tels notamment :

- la topographie, avec notamment la réalisation d'un Modèle Numérique de Terrain (ou Digital Elevation Model - DEM) de toute la zone du Sédimentaire au Burkina Faso, avec une maille de 200 mètres, à partir des données numériques de l'Institut Géographique du Burkina (600 points cotés + courbes de niveaux digitalisées) complétées par deux campagnes de nivellement par GPS différentiel (300 points) dans le cadre du Programme VREO. Ce DEM topographique est complété en dehors du Burkina Faso, pour la partie de la bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni située au Mali (rive droite du fleuve Niger), par le DEM topographique Hydro-1K de USGSS (maille de 1 km);
- le réseau hydrographique hiérarchisé (données vectorielles de l'IGB) et les limites de bassins versants, ainsi que la réalisation de profils en long cotés des cours d'eau

- pérennes par croisement avec le DEM topographique; les stations de jaugeage répertoriées et les chroniques de valeurs mesurées de hauteurs et débits;
- la géologie, avec les données vectorielles au 1/1.000.000^{ème} du Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina Faso (BUMIGEB) : limites d'extension des formations du Sédimentaire, intrusions doléritiques, axes de fissuration majeurs;
 - la géométrie en 3 dimensions des formations géologiques du bassin sédimentaire au Burkina Faso, par la vectorisation de coupes lithostratigraphiques réalisées dans le cadre du Programme VREO;
 - les sources, forages et piézomètres répertoriés, avec leurs caractéristiques respectives et les chroniques de valeurs mesurées;
 - les données climatiques, avec chroniques de valeurs observées et calculées (pluviométrie, température, évapotranspiration)
 - la piézométrie de la série sédimentaire, tant au Burkina Faso qu'au Mali en rive droite du fleuve Niger. L'utilisation du DEM-topographique a notamment permis, en matière de piézométrie, de coter numériquement par croisement SIG l'altitude de plus de 800 forages sur la zone;
 - les profondeurs de la nappe, tant par observations ponctuelles (forages, piézomètres, puits) que par intégration sur toute la zone par calcul SIG (différence entre les valeurs raster du DEM-topographique et celles du DEM-piézométrie);
 - l'évaluation de la distribution spatiale de la recharge moyenne, générée par fichier raster à partir de la carte des isohyètes (pluviométrie moyenne de la zone d'étude) et de facteurs de pondération tenant compte de l'évapotranspiration, du ruissellement, du type de sol, etc. Au stade actuel, l'évaluation de l'évolution temporelle de ce paramètre, en vue d'une intégration dans un modèle simulant les écoulements en régime transitoire, n'est pas encore finalisée.
 - des données au format raster et vectoriel dérivées des cartes administratives du Burkina Faso et du Mali (échelles de 1/50.000 à 1/1.000.000^{ème}), des cartes géologiques de l'Afrique de l'Ouest, et des cartes thématiques réalisées dans le cadre du Programme VREO (piézométrie, pluviométrie, etc).

Modélisation géologique du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso

La réalisation dans le cadre du Programme VREO (Derouane 2005) d'un modèle géométrique présente un intérêt majeur, compte tenu de la complexité du contexte (hydro)géologique rencontré, et poursuit les objectifs suivants :

- fournir une représentation complète en trois dimensions, sur toute la zone d'étude du Sédimentaire au Burkina Faso, de l'extension et des limites des 10 formations géologiques rencontrées ; à partir de cette représentation 3D complète, des coupes géologiques peuvent notamment être automatiquement générées sur toute la zone, dans toutes les directions;
- permettre la définition, et la génération automatique, des couches hydrogéologiques qui seront reprises dans le modèle mathématique de simulation des écoulements souterrains.

Le modèle géométrique 3D de la géologie du Sédimentaire au Burkina Faso a été réalisé dans le cadre du Programme VREO sur le logiciel Groundwater Modeling System (GMS6.0) développé par EMS-i. Le logiciel GMS offre en effet notamment la possibilité d'une part d'agrèger plusieurs horizons géologiques en une seule couche hydrogéologique, et d'autre part de convertir le modèle géométrique résultant en un maillage numérique cohérent utilisable ultérieurement dans la réalisation d'un modèle mathématique.

Les données de base pour la réalisation du modèle géométrique sont la topographie (par

transformation du DEM-topographique en Triangulated Irregular Network), la carte géologique vectorisée de la zone d'étude, ainsi que 18 coupes géologiques réalisées dans le cadre du Programme VREO à partir desquelles environ 200 éléments (points stratigraphiques) ont été créés dans le module «borehole» de GMS.

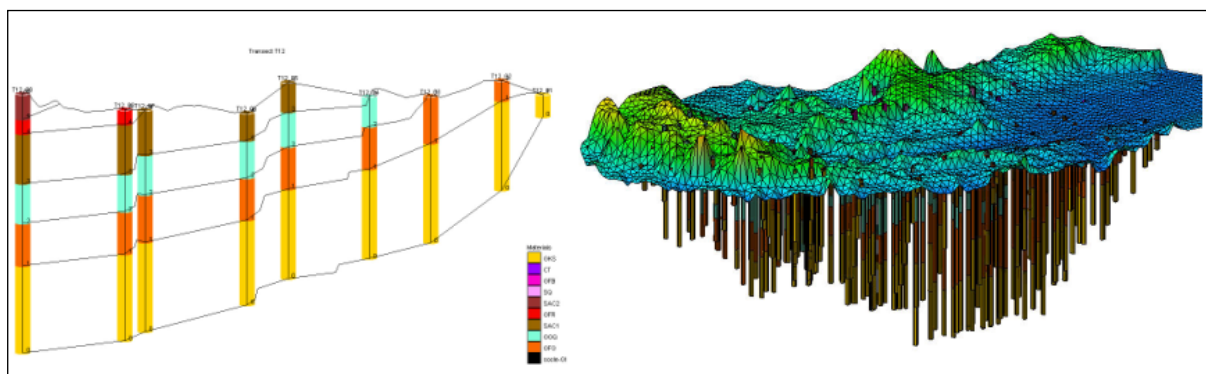


Figure 5 : Encodage de points stratigraphiques pour la réalisation du modèle géométrique 3D (image de gauche) et intégration de la topographie au modèle géométrique (image de droite).

Le modèle géométrique réalisé permet une représentation explicite du milieu basée sur les connaissances de celui-ci, dont les éléments suivants méritent d'être relevés :

- les différents horizons géologiques identifiés présentent une structure monoclinale avec un pendage globalement orienté nord-ouest de l'ordre de 2% en moyenne. Cette configuration implique un approfondissement des couches inférieures, au fur et à mesure que l'on s'approche de la frontière du Mali. On estime ainsi en cette limite de la zone d'étude que les terrains sédimentaires peuvent atteindre des profondeurs dépassant 2000 mètres. Toutefois, aucun forage profond existant ne permet de valider cette hypothèse, laquelle est basée sur les connaissances actuelles du contexte géo structural rencontré, et sur la cartographie réalisée de la profondeur du sommet du socle cristallin à partir de données de géophysique aéroportée;
- la cartographie réalisée de la profondeur du sommet du socle cristallin, sous la couverture sédimentaire, permet en outre d'identifier d'une part des zones d'approfondissement majeur du socle, et d'autre part des zones de remontée importante du socle. On en retire notamment les éléments suivants, en relation avec les impératifs et contraintes de modélisation :
- la profondeur qu'atteint le sommet du socle cristallin, au niveau des zones d'approfondissements importants, n'est globalement pas connue ni estimable. La base de l'horizon sédimentaire GKS, qui peut par contre être évaluée sur toute la zone d'étude, sera dès lors considérée comme niveau repère de base du modèle géométrique 3D réalisé avec le logiciel GMS;
- La remontée locale du socle cristallin engendre la disparition locale d'horizons, et donc une discontinuité d'extension d'horizons, principalement rencontrée au niveau du GKS mais aussi localement au niveau du GFG. Cette configuration est parfaitement représentée dans le modèle géométrique, mais devra faire l'objet d'une attention particulière en matière de conversion vers le maillage à réaliser pour le modèle mathématique;
- l'horizon géologique GGQ présente une allure en « pinch-out » (biseau) en direction du Nord-Est. Il s'agit également d'une configuration parfaitement représentée dans le modèle géométrique, mais qui devra faire l'objet d'une attention particulière en matière de conversion vers le maillage à réaliser pour le modèle mathématique;
- le Continental Terminal (CT) présente une allure tabulaire (sub-horizontale) s'étendant

en discordance stratigraphique sur les horizons GFG, GGQ, SAC1, GFR et SAC2, sur une partie Nord de la zone d'étude. Il s'agit à nouveau d'une configuration valablement représentée dans le modèle géométrique, mais qui devra faire l'objet d'une attention particulière en matière de conversion vers le maillage à réaliser pour le modèle mathématique.

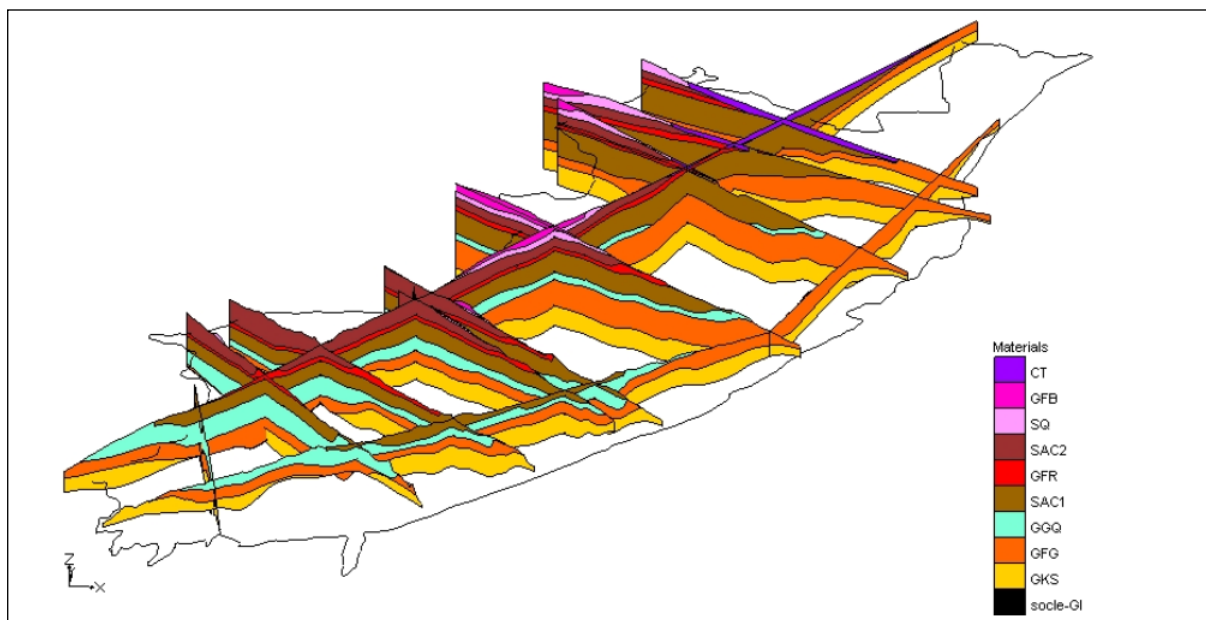


Figure 6 : Vue en trois dimensions de coupes lithostratigraphiques générées à partir du modèle géographique

Modélisation mathématique des écoulements d'eau souterraine du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso

Les objectifs poursuivis, dans le cadre du Programme VREO, par la réalisation d'un modèle mathématique régional de simulation des écoulements d'eau souterraine sur toute l'étendue de la zone sédimentaire au Burkina Faso peuvent être synthétisés comme suit :

- évaluation des tendances régionales des écoulements dans la zone sédimentaire au Burkina Faso : identification des réservoirs hydrogéologiques et de leur géométrie ;
- évaluation des directions d'écoulement au sein des réservoirs identifiés, et quantification des flux d'eau souterraine dans ces réservoirs ;
- identification des exutoires des systèmes aquifères, et quantification des flux d'eau souterraine sortant des systèmes modélisés (flux vers les eaux de surface, flux sortants aux frontières du modèle) ;
- évaluation des flux entrants d'eau souterraine dans la zone modélisée : quantification des zones de recharge et des flux entrants aux frontières du modèle ;
- estimation de la distribution régionale des paramètres hydrogéologiques ;
- prédictions des effets de changements dans la recharge des nappes sur la piézométrie et les flux d'eau souterraine ;
- première évaluation de l'étendue de la zone d'alimentation des sources de Nasso-Guinguette ;
- outil d'aide à la décision pour la mise en œuvre de mesures de suivi des nappes (monitoring), ainsi que pour la gestion et l'exploitation des eaux souterraines ;
- détermination des paramètres d'input et des conditions aux frontières à intégrer au sous-modèle relatif à la région de Bobo-Dioulasso.

Dans le cadre du Programme VREO, le modèle mathématique régional est réalisé à l'aide du logiciel GMS6.0 développé par EMS-i, lequel gère principalement le pré- et post-processing des données pour intégration au code MODFLOW utilisant la méthode des différences finies pour la résolution de l'équation d'écoulement.

GMS6.0 offre en effet d'avantageuses possibilités d'intégration des données numériques spatiales (notamment sous format ESRI), telles celles valorisées au sein de la geodatabase réalisée, et permet ainsi de manière plus large un couplage performant entre base de données spatiales, système d'information géographique, et modélisation mathématique.

Le modèle géométrique réalisé, outre le confort de représentation en 3 dimensions de la géologie de la série sédimentaire au Burkina qu'il peut offrir, permet par ailleurs et essentiellement de préparer le maillage à appliquer au modèle mathématique à réaliser. Différents types de maillage sont ainsi générés à partir du modèle géométrique et des données spatiales reprises en geodatabase :

- un maillage 2D permettant, compte tenu du modèle conceptuel de représentation du fonctionnement d'un aquifère unique présentant une continuité hydraulique sur toute la zone, une simulation des écoulements correspondants à un contexte de bassins de drainage avec pour exutoires naturels les sources et différents cours d'eau pérennes;
- un maillage 3D généré à partir de la géométrie et des limites des formations géologiques, permettant la représentation explicite des propriétés hydrodynamiques de ces couches. Le module GMS6.0 d'exportation du modèle géométrique vers un maillage 3D permet notamment l'agrégation de plusieurs horizons géologiques en couches uniques du maillage. Outre une meilleure discrétisation verticale des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère, ce maillage offre la possibilité de simulation des éventuels flux caractérisant des écoulements profonds à l'échelle régionale vers des exutoires majeurs tels le Bani et le Niger.

Le niveau de discrétisation spatiale du domaine, et le nombre de couches, sont à mettre en relation avec la superficie de la zone d'étude, laquelle atteint 40.000 km². La dimension du maillage primaire est fixée à 1 km² pour l'ensemble du domaine. Un affinage local du maillage est envisagé dans la région de Bobo Dioulasso, mais le degré de précision souhaité sur cette zone stratégique milite plutôt en faveur de la réalisation ultérieure d'un sous-modèle au sein duquel la paramétrisation dans son ensemble sera adaptée à ce niveau inférieur d'échelle de travail, sur base d'un modèle conceptuel adapté.

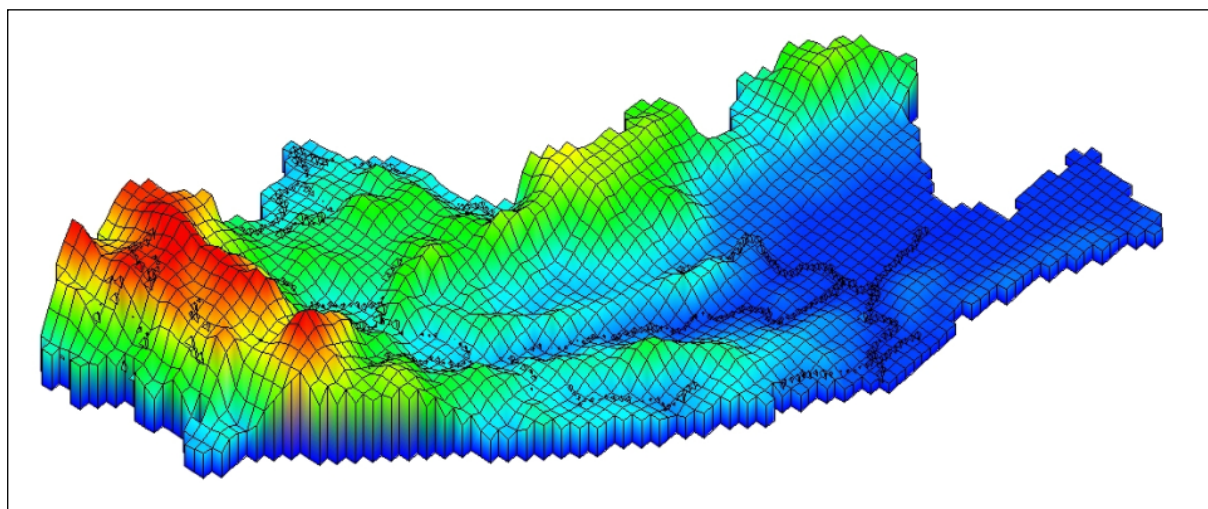


Figure 7 : Vue d'un maillage 2D généré à partir du modèle géographique

La taille du domaine est en effet un élément important à prendre en considération, car elle fixe l'échelle à laquelle les processus vont pouvoir être représentés. L'élaboration d'un modèle conceptuel s'avère à ce titre fondamentale, dans la mesure où la représentation numérique des phénomènes physiques observés doit être compatible tant avec l'échelle du domaine qu'avec les objectifs poursuivis par la modélisation. Ainsi, le milieu aquifère rencontré est caractéristique d'un réservoir hétérogène à porosité de fissures ; il peut toutefois être représenté valablement, à l'échelle de travail retenue, par une équation d'écoulement supposant un milieu poreux continu, selon la notion d'élément de volume représentatif (EVR). Les hétérogénéités peuvent ainsi être représentées par les variations de valeurs des paramètres hydrodynamiques à l'échelle d'un élément de volume représentatif (EVR) correspondant à la taille de la maille du modèle réalisé, tandis que les directions de fissuration majeures peuvent être représentées implicitement par un facteur d'anisotropie.

La paramétrisation du modèle, compte tenu de la vaste étendue de la zone et de la complexité des processus à y représenter, est essentiellement réalisée par intégration dans *GMS6.0* des données spatiales traitées au sein de la geodatabase. Ainsi les conditions aux limites imposées aux frontières de la zone modélisée, localement de type Dirichlet, sont pour celles-ci générées à partir de la transformation en TIN du DEM-piézométrie. Les tronçons de rivières pérennes supposés en équilibre avec la nappe, et conceptuellement considérés comme exutoires linéaires de celle-ci au sein du modèle, sont exportés de la geodatabase (forme objet de type 'arc' et attributs de type 'cote de l'eau', 'cote du fond' et 'conductance') vers *MODFLOW* grâce au module d'intégration *SIG* (Map Module) de *GMS6.0*. Ce module présente un intérêt indéniable en matière de modélisation, dans la mesure où l'importation des données *SIG* dans *GMS* est indépendante du maillage : le niveau de précision de la donnée spatiale, dans *GMS*, conserve dès lors son degré de précision initial. L'agrégation à l'échelle de la maille et l'altération qui en découle se font à un stade ultérieur, lors de la génération - elle aussi fortement automatisée - des éléments de fonctions propres à *MODFLOW* (telles les fonctions 'rivières' et 'drains'). Il en va de même pour l'introduction initiale au modèle des paramètres hydrodynamiques, générés à partir de polygones *SIG* - extraits de la geodatabase créée - dont les limites sont inspirées de la géologie de la série sédimentaire et dont les valeurs attributaires (telle la perméabilité) sont reprises du traitement de données de terrain intégrées à la geodatabase.

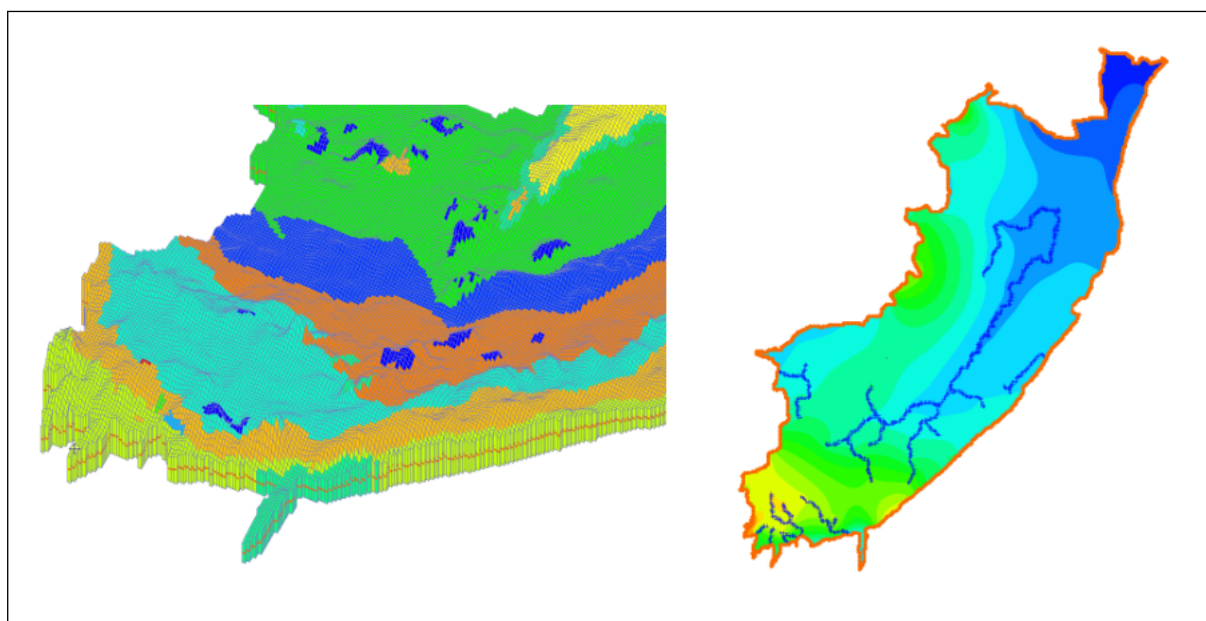


Figure 8 : Paramétrisation du modèle mathématique par module *SIG* (image de gauche) et allure piézométrique calculée par le modèle mathématique (image de droite)

De la même manière, les données de sollicitations externes valorisées au sein de la geodatabase (forages, sources) sont intégrées au modèle après un filtrage basé sur une valeur de débit minimum.

La recharge de la nappe, qui présente une variabilité spatiale importante, est également importée depuis le traitement raster réalisé lors du développement de la geodatabase. On signalera toutefois à ce niveau que la distribution spatiale de ce paramètre reste, à ce jour, basée sur une moyenne pluriannuelle selon un mode de régime permanent. Des simulations d'écoulements en régime transitoire, envisagées lors d'une phase ultérieure, nécessiteront au préalable un travail de calcul et de représentation numérique de la distribution spatio-temporelle de ce paramètre, au même titre que celui à réaliser pour la piézométrie.

Les travaux actuellement menés dans le cadre du Programme VREO devraient déboucher, dans les mois à venir, sur la finalisation et la mise à disposition au profit des gestionnaires locaux de la ressource (MAHRH) d'un premier modèle de simulation des écoulements, calibré en régime permanent. Ce premier modèle, outre sa valorisation au travers de simulations de scénarios d'exploitation des eaux souterraines et son soutien à la gestion et à la protection de la ressource, servira par ailleurs de point de départ au développement futur de modèles 2D et 3D destinés à être calibrés en régime transitoire complet, et à la mise au point en régime transitoire d'un sous-modèle d'écoulement et de transport de polluant couvrant la région de Bobo-Dioulasso (zone d'alimentation des sources de Nasso-Guinguette et de Pessô).

Conclusions et perspectives futures

Le couplage entre une base de données relationnelle, un système d'information géographique, un modèle géométrique et un modèle mathématique constitue un outil performant de valorisation des données hydrogéologiques tant pour l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement de l'aquifère, que pour l'amélioration des capacités de gestion (exploitation, suivi) et de protection de la ressource au profit des gestionnaires locaux.

Malgré le nombre important et la qualité générale des données disponibles, tant sur le plan quantitatif que qualitatif, la représentation conceptuelle actuellement établie pour le système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudeni au Burkina Faso pourrait être sensiblement améliorée par l'acquisition et l'interprétation de données concernant essentiellement (1) la géométrie de l'aquifère en profondeur, par méthodes directes (forages profonds) ou indirectes (géophysique, etc.), (2) l'évaluation tant spatiale que temporelle de la recharge de la nappe, (3) l'évolution tant spatiale que temporelle de la piézométrie par l'amélioration du réseau de suivi, (4) l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement de l'aquifère et en particulier les processus d'écoulements (zones d'alimentation, origines et âges des eaux) notamment par la poursuite des campagnes d'isotopie.

L'amélioration des connaissances, tant au niveau de l'acquisition de données complémentaires qu'au niveau de leur interprétation, devrait enfin voir les gestionnaires de la ressource et le milieu scientifique qui les soutient franchir ensemble la frontière administrative entre le Burkina Faso et le Mali, en considérant dans leur approche la bordure Sud-Est du bassin de Taoudeni dans son ensemble.

Les résultats des travaux actuels offrent des perspectives intéressantes de développements ultérieurs en matière de modélisation des eaux souterraines, tant pour les écoulements que pour la propagation de polluant, particulièrement en ce qui concerne la région de Bobo Dioulasso. Cette zone abrite en effet les exceptionnelles sources de Nasso-Guinguette, notamment exploitées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Bobo Dioulasso (400.000 habitants à ce jour, 750.000 habitants projetés en 2025), lesquelles constituent l'essentiel du débit de base de la rivière Kou qui alimente en aval d'importants aménagements

hydro-agricoles (périmètres irrigués de la vallée du Kou). Elles revêtent donc un intérêt stratégique majeur pour le développement économique de la région. Sur le plan qualitatif, un sous-modèle couplé écoulements-transport de cette zone pourra contribuer à l'évaluation des risques de contamination des aquifères exploités, notamment par rapport aux activités potentiellement polluantes exercées dans la ville de Bobo. Sur le plan quantitatif, ce sous-modèle pourra contribuer à l'évaluation du caractère renouvelable de cette ressource, et à l'évaluation de son potentiel d'exploitation, dans un contexte de partage de la ressource entre les différents usages pouvant à terme présenter un caractère conflictuel.

Références

- Bazié P et Dieng B (1995) Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien : application à l'estimation de la recharge des nappes. *Revue Scientifique de l'Eau*, 8 (2) : 237-260.
- Dakouré D (2003) Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso - Mali) - Essai de modélisation. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.
- Derouane J (2005) Rapport de modélisation des eaux souterraines de la série sédimentaire dans la zone d'intervention du Programme VREO au Burkina Faso pour l'Assistance Technique Sofreco-Sawes - partie 1. MAHRH DGAEP Programme VREO.
- Gombert P (1998) Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso. DRH-HB Programme RESO.

DARCY 54

Comparison of the vector and the grid based approaches for the groundwater modeling

Dauvergne F., Mimoun D., Graillot D.

Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne.
158 Cours Fauriel
42023 Saint Etienne

dauvergne@emse.fr, mimoun@emse.fr, graillot@emse.fr.

The complexity of local aquifers and the scarcity of the available data lead to consider different approaches for modeling specific groundwater flows. The proximity with lakes or retention basins, the interaction between groundwater, rivers and water bodies, heterogeneities into the aquifer contribute to increase the complexity.

This paper focuses on the comparison of two different approaches, with the analytics elements method (AEM) and the well-known finite difference method (FDM), for the groundwater flow modelling. The AEM is based on a vectorial structure and the FDM on a raster structure. There is no competition between them. However, they can be more or less appropriated if we consider the spatial variability of the hydro-system features and the resolution of the available data. They can also be used as two complementary approaches in a global way of simulation.

In a global process of groundwater modeling, a good representation of the physical behaviour of the aquifer is necessary and decisive. Since the knowledge of the aquifer system must allow to identify and to formalize the hydrological features in a rigorous way, each model is combined with a GIS (Geographic Information System). An appropriate interface for the management of the modelization becomes available.

The object oriented and vector representation of the Analytic Elements is an interesting alternative to the classical representation made with the FDM. This natural structure allows improving the interaction with the GIS, becoming more popular with the recent development of the computers technologies. Thus, it becomes efficient to well organize the geodatabase within a conceptual model to be well exploited by the numerical models.

After recalling the global process of groundwater modeling, from the design of the conceptual model to the numerical results provided by the simulations, the paper focuses on the analysis of the approximations made and on the evaluation of the errors induced.

This work focuses on a particular case study where groundwater resources management include gravel extraction, well for drinking water supplying and for irrigation. The area of interest is set in an alluvial aquifer along the banks of a major French river (the Loire River). This is a monolayer aquifer in an alluvial plain, which extends about 40 km along the river and about 6 km inside the major bed. This zone must take into account ecological constraints and foster the development of the fauna and flora in wetlands. Those wetlands are connected to the lagoons resulting from the previous gravel extraction. It requires the intimate knowledge of the hydrologic system and of the interactions between the aquifer, the lagoons, and the river. For each modelling methods, advantages and drawbacks are discussed.

Darcy 55

Are large-scale aquifers systems in equilibrium with their environmental conditions? A modelling approach on the example of the Paris basin

Jost A., Violette S., Gonçalves J., Ledoux E. et al
UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
Anne.Jost@ccr.jussieu.fr

A classical assumption in hydrogeological studies of flow and transport in large sedimentary basins is that, prior to their exploitation, these systems were in steady-state, this hypothesis being used to prescribe initial head distribution in the aquifers and aquitards. However the recent evolution of such systems depends upon a wide range of natural processes, primarily driven by climate change and geodynamic processes. We show, on the example of the Paris basin, that in the past many changes occurred in the recharge due to climate oscillations, and in boundary conditions because of sea-level variations, general uplift, river incision, etc. We tried to determine if the system could keep the memory of these past changes and to estimate how far back we should take them into account. To this end, we have developed a three-dimensional transient modelling of the Paris basin groundwater system. Changes in the forcings of the model with time have been reconstructed over the last million years. By trying to quantify their effects at the basin scale, we show that, for the aquitards and deeper aquifers, the present situation is far from a steady-state. Sensitivity analysis shows the important causes of the persistence of transient effects.

DARCY 59

Groundwater Modeling for Conjunctive Use Patterns Investigation in the Upper Central Plain of Thailand

BEJRANONDA, Werapol¹, KOONTANAKULVONG, Sucharit², KOCH, Manfred³, and
SUTHIDHUMMAJIT, Chokchai⁴.

¹ Department of Water Resources Engineering, Chulalongkorn Uni., Bangkok, Thailand,
sun2child@yahoo.com

² Department of Water Resources Engineering,
Chulalongkorn Uni., Bangkok, Thailand, sucharit.k@chula.ac.th

³ Department of Geohydraulics and Hydrology Engineering, Uni. of Kassel, Germany,
kochm@uni-kassel.de

⁴ Water Resources System Research Unit, Chulalongkorn Uni., Bangkok, Thailand,
chokchai.s@chula.ac.th

Abstract

In the upper part of the Central Plain of Thailand which covers about 38,000 km², due to the government price-subsidized policy, farmers tend to grow rice more often now resulting in a high demand for irrigation water, with the latter being drafted increasingly from groundwater resources. This has not only put pressure on the regional aquifers but, owing to river-groundwater interactions, also on the surface waters in the region. As part of a major national effort, conjunctive water use patterns are to be explored to optimize the water resources in the upper Central Plain for the various stakeholders involved. In the present study conjunctive use pattern of surface- as well as groundwater are investigated by field surveys and groundwater flow modeling using the MODFLOW model. The groundwater basin of the upper Central Plain is 180 km x 300 km large and 40 – 200 meters thick and discharges to the lower basin in the south. A two-layer conceptual aquifer model, with an upper semi- confined and lower confined layer, is developed to simulate the groundwater movement over the last 10 years. Beforehand an investigation of the groundwater use was conducted. The latter can be categorized into 3 main types, namely, industrial, domestic and agricultural. Groundwater use patterns were considered for different seasons (wet and dry), different water availability situations (wet, normal, dry, drought, as well as within different administrative irrigation projects and precipitation zones. A pilot area in the study area was selected to investigate the actual water use patterns, farmers' irrigation behavior and constraints; i.e. harvest terms, groundwater pumping hours, pumping ability, maximum water drawdown etc. Furthermore, the surface water supply, calculated from the water balance, was compared with estimated groundwater extraction to recheck and redefine the conjunctively usable zone. As a major result our study shows that the farmers are the major groundwater users in the area consuming 91% of the total, versus 5% by the domestic and 4% by the industrial users. The conjunctive patterns vary significantly as a function of the water availability conditions, such that the portion of groundwater covering the total water-demand in years of wet, normal, dry and drought conditions is 13%, 17%, 13%, and 19% respectively. The groundwater ratio in the dry and wet season is 6% and 38%, respectively, of the demand. The dominant area of groundwater use is in the irrigation project area. Finally, future groundwater demand in the groundwater basin has been predicted and it is found that the conjunctive use pattern is a key factor to estimate groundwater consumption and to assist in the proper conjunctive planning in order to mitigate future water shortages and to sustain the groundwater resources in the area.

1. Introduction

In spite of the tremendous steps made in recent years towards becoming an industrialized country, Thailand still defines itself economically as an agricultural country, as the export of agricultural products, namely rice, is still bringing in a large portion of the national revenue. Boosting up rice production and, at the same time, the often precarious living conditions of the rice farmer has, thus, been an active policy of the Thai government in recent years and which has supported many irrigation projects and agricultural price-subsidized schemes to support farmers. At the same time both groundwater and surface water resources have been developed to respond to increased water consumption in the private, domestic and agricultural sector. The upper part of Central Plain of Thailand is located in a large plain that is very suitable for agriculture, as water resources are normally plentiful. However, with the active price policies mentioned, farmers nowadays tend to grow rice more often which can only be achieved through increased irrigation using both surface- and, lately, also more and more groundwater, putting more pressure on the totally available water resources in the region. This precarious situation asks for the use of techniques of so-called conjunctive management which is a management approach similar to IWRM (Integrated Water Resources Management), with the emphasis on the combined use of both surface- and subsurface waters to meet the total water demand.

In the upper Central Plain many large irrigation-serviced fields are scattered, making a central delivery of irrigation water through canals difficult. This has led farmers to mostly set up their own groundwater wells on their paddies and pump individually groundwater to compensate surface water shortages. This individual and uncontrolled pumping has induced a decline of the groundwater table in parts of the irrigated areas, causing future problems of groundwater accessibility for the farmers. Since the groundwater level is going down mainly in the dry season when pumping for rice paddy irrigation is at its highest, artificial aquifer recharge during the wet season has been suggested to alleviate the water storage problem in this region (Chulalongkorn, 1998). However, given its huge costs, such a recharge project has not been implemented yet up-to-date.

As it is not possible to provide sufficient surface water for irrigation, a conjunctive use scheme should be developed (RID, 2005). Although there are many long-term hydro-meteorology data and surface-water development projects available, no groundwater-use behavior study in this region has been conducted up to now, and most of the pumping wells are not well recorded. Moreover, groundwater levels have been monitored judiciously for just a few years. There is a lack of a comprehensive groundwater study which is necessary to understand the subsurface- and, because of the intertwined interaction, also the surface water resources, and which is prerequisite for a conjunctive use analysis.

Beforehand it is necessary to understand the present conjunctive use-pattern, i.e. the proportion of local agricultural, industrial and domestic water demand as a function of the prevailing conditions of surface-water supply and the geographical characteristics. These use-pattern have been established, sometimes sketchily, from field surveys and questionnaires handed out to farmers and are to be used in a groundwater model (MODFLOW) to simulate the long-term behavior of the exploited groundwater system and to come up, eventually, with sustainable conjunctive water use pattern for the future

2. Study area

The upper Central Plain, Thailand, covers about 38,000 km² (180 km x 300 km) of 8 provinces with a population of 4 million people. The main land use is 63% agricultural, out of which 21% is irrigated, and 24% forest. More than 90,000 groundwater wells exist in the region. The

main groundwater basin is dissected by 5 main rivers that flow from north to south and which make the basis geologically a depositional flood plain. The basin is surrounded in the east and west by mountains of volcanic rocks. The average elevation of the basin is 40-60 m above MSL elevation. The basin drains into the lower basin in the south, though the free discharge is partially obstructed by crystalline rocks there. The annual rainfall on the basin ranges between 900 and 1,450 mm.

3. Groundwater modeling for conjunctive use pattern analysis

3.1 Methodology and data collection

Groundwater levels and movement in the study area are simulated with the GMS/MODFLOW groundwater flow model. The modeling approach follows the usual steps of building the conceptual model, the model design, followed by calibration, verification/prediction (cf. Anderson and Woessner, 1992). Groundwater use is a key input parameter in this study. There are three main types of groundwater use: agricultural, domestic and industrial. Questionnaires were distributed to farmers to inquire data on the estimated groundwater use. A further verification of the latter was gained from an analysis of the surface water shortage. The reported pumping rates were grouped and classified with respect to the surface-water availability in the year considered (wet, normal, dry, and drought), the season of the year (wet and dry) and the location (inside or outside an irrigation project, surface basins, aquifer characteristics). Groundwater levels were collected in the field and/or taken from historical records. The geohydraulic properties were estimated from pumping tests and groundwater recharge was computed from rainfall and an assumed infiltration rate (Koontanakulvong, 2002).

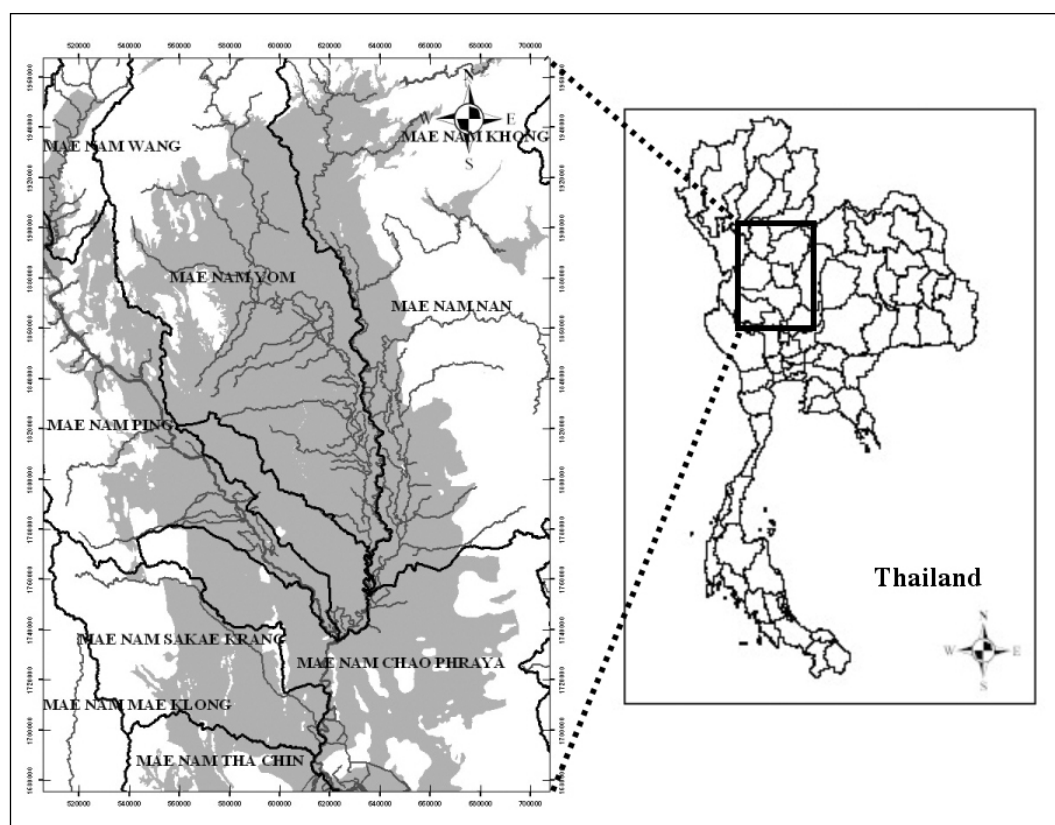


Figure 1: Map of the study area with the alluvial aquifers

During the calibration of the model the groundwater pumping rates were further adjusted on the grid-cells, in order to wipe out as much as possible inconsistencies in the reported data. A surface water balance analysis (using Mike Basin and WUSMO) is eventually carried out to estimate the ratio between surface and subsurface water use and compare it with the actual water demand. A scheme of the methodology used is depicted in Fig. 2

3.2 Model Development

The groundwater conceptual model, namely the aquifers and their confining boundaries were defined using the concept of the hydrostratigraphic unit which is a geologic units of similar hydrogeologic properties. The aquifer system in this study was defined as a two-layer aquifer, whereby the thickness of the upper, semi-confined layer varies between 40-100m and lower, confined layer between 100-300m (cf. Fig. 3). The 3D- block-centered grid model represent the groundwater basin has a grid-size 10 km x 10 km, resulting in 320 elements in the upper and 346 grids in lower layer (Fig. 4).

The western, eastern and northern borders of the model where assumed as impermeable body, consolidate rock, were defined as specific flow in boundaries (totally 587 million m³/year) derived from the available head along these boundaries. The southern boundary which is partially blocked by impermeable rock and forms a narrow trough between the mountains in the east and west is set as a flow-out boundary. A previous study on the lower Central Plain groundwater basin (Siriputtichaikul, 2003) provided an outgoing flow rate between upper and lower plain of 56 million m³/year and this number is also used here. An average areal recharge of 555 million m³/year, derived from rainfall and from a map of the soil-type, and its infiltration rate (Koontanakulvong, 2002), was applied on to the top layer and on the outcropping sections of the lower layer. The stream recharges from the 5 main basin rivers average 337 million m³/year comprise both flow in and out of the stream from and into the aquifer and were

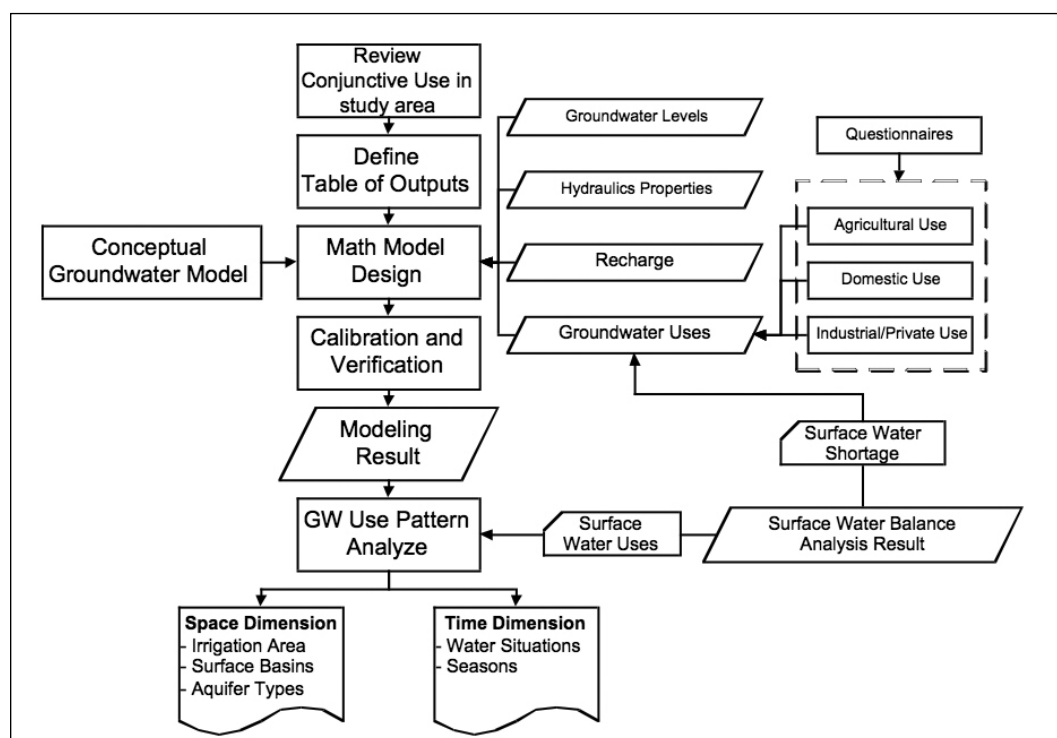


Figure 2: Overview of study scheme

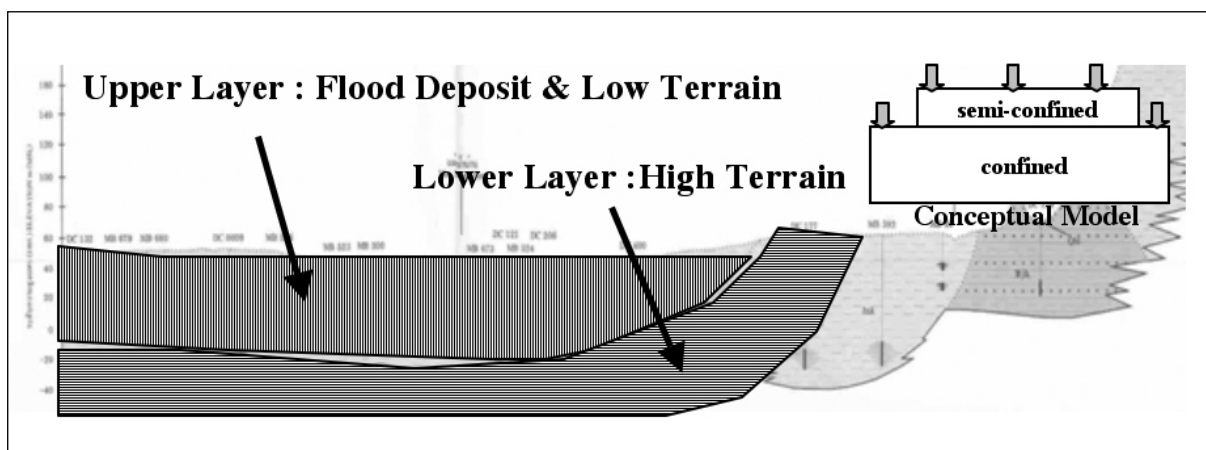


Figure 3: 2-layer aquifer conceptual model

derived from the hydraulic properties of the river bed materials, the river cross-sections and the river stages.

The hydraulic properties of the aquifer, namely hydraulic conductivity, transmissivity and specific storage, were estimated from pumping tests. In addition, the aquifer properties as well as vertical leakage were obtained from three previous sub-region groundwater models of the area (Jindasagnon, 1997; Chulalongkorn, 1998).

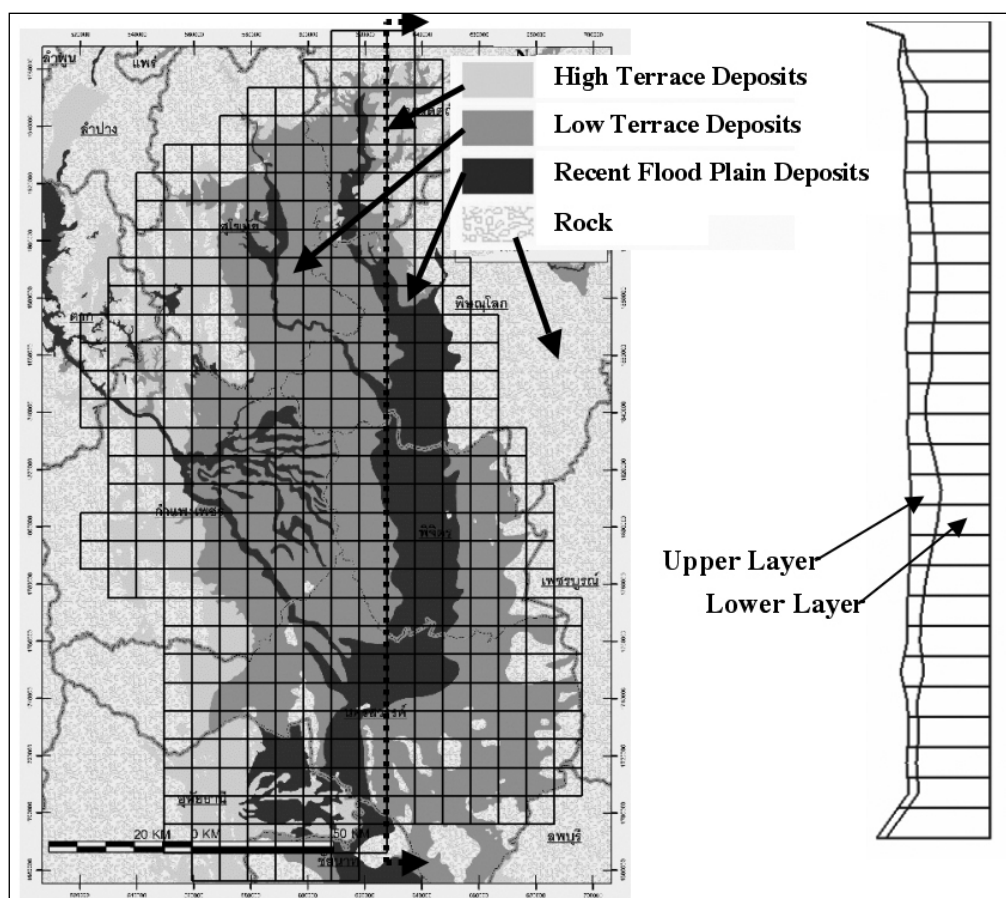


Figure 4: Model grid design with vertical NS cross-section

3.3 Groundwater use

As mentioned groundwater use estimation has been categorized into 3 main types: industrial, domestic and agricultural. Industrial groundwater use has been determined from government records that list the location of the well, its depth and the pump rate, with 992 registers that summarized pumping rate is 380 million m³/year but only 26 million m³/year extracted in the upper aquifer. Domestic groundwater use has been divided into 2 types: village tap-water and water from private wells. The groundwater use of the village tap-water depends on the number of families there and amounts to a total of 30 million m³/year. The total number of shallow wells in the study area in 2003 has been 78,114 with a ratio of agricultural to personal consumption-well of 1:3 (Chulalongkorn, 2002) and an average personal consumption of 709 liters/well/day, amounting to a total personal consumption-well pump rate of 11 million m³/year.

The major groundwater use in this area is for agriculture, namely rice and some sugar cane in the western section of study area. Since the crop pattern is seasonally planed, the agricultural stress period used in the model is also based on the seasonal, i.e. wet and dry cycle. Agriculture wells are usually installed by the farmer to supplement a shortage of surface irrigation water, therefore, records often do not exist and the pumping behavior is unknown. Because of this the C-38 service unit inside the Plichumpol irrigation project area in Phitsanulok Province has been selected as a pilot study area to investigate the actual water use pattern, farmers' behavior and constraints; i.e. harvest terms, groundwater pumping hours, pumping rates, maximum water drawdown, etc. Moreover, 500 questionnaires were distributed to 30 sample sub-districts located in 5 surface-basins throughout the entire study area.

The major pumping statistics retrieved from the survey is summarized in Table 1. From the data listed there one can deduced that the average pumping capacity is 41 m³/hour/well, whereas the average pumping rate is 79 m³/day/well inside the irrigation project and 76 m³/day/well outside.

As for the groundwater-well database it is based on records of the year 2003. The historical yearly record of the wells in each province in 1993-2003 has been converted to growth rate of the well concentration for the future. As mentioned, besides the seasonally triggered agricultural water use, the latter is also dependent on the surface water supply available during the time under question which, in turn, is linked to the actual storage of two main upstream reservoirs (Koontanakulvong, 2002), namely, the Bhumibol and Sirikit reservoirs which provide surface-water and irrigation water to this area. The totally usable storage of the Bhumibol and Sirikit reservoirs on January, 1 was used to define the situation of surface water availability, namely, wet, normal, dry and drought, as shown in Fig. 5. The yearly pumping rates were weighted relative to this surface water situation using 1999 as the base year which has been a drought year, i.e. when the pumping rate has been at a maximum. In addition, agricultural groundwater use was rechecked by considering the amount of compensable water to the agricultural surface-water shortage which was calculated from water demand using the model WUSMO the and water balance using the model Mike Basin.

area	crops /year	season	pumping/crop	day/pumping	hours/day
irrigation	2.5	dry	6.0	2.6	19.3
		wet	3.8	2.3	19.3
rainfed	2	dry	6.5	3.1	22.0
		wet	3.1	2.1	16.0
pilot area (irrigation)	2.28	dry	5.4	4,9	20.4
		wet	3.5	4.5	23.8

Table 1: Average pumping frequency from 5 surface-basins with 500 questionnaires

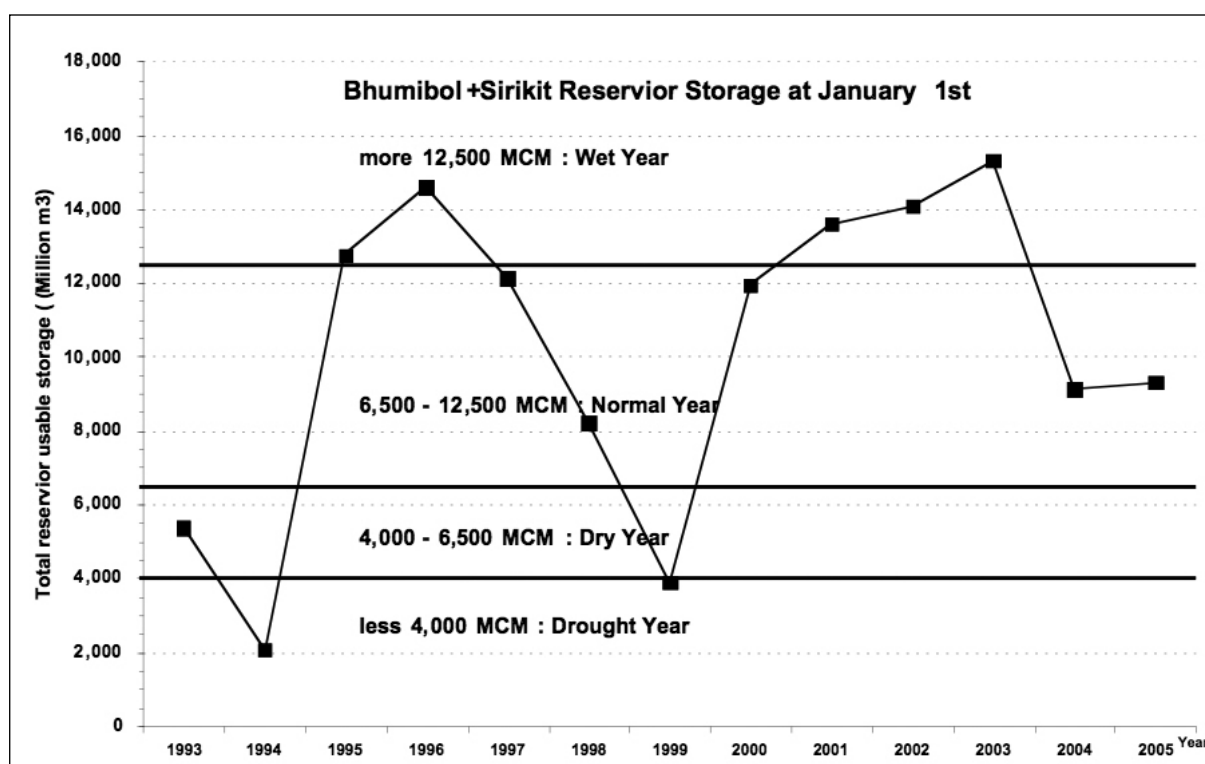


Figure 5: Historical storages of the Bhumiphol and Sirikit Reservoir

3.4 Calibration and verification

Model calibration and verification/prediction was performed in steady-state as well as transient state. Following the seasonal crop pattern, the seasonal stress period was used in the calibration of two years of recorded historical groundwater levels. The early water level data were obtained from registered wells that recorded water levels during well construction. The last updated well records are from 2003. Since during 2001-2003 the groundwater use was almost stable due to a constant situation for the surface water (see Fig.5), the average water level during the dry season of 2003 was selected to be the representative steady state water level used in the calibration. 13 groups of the hydraulic conductivity were adjusted during the steady state calibration process. Fig. 6. illustrates the observed and simulated steady-state groundwater levels for the semi-confined layer 1 and one notes a rather good agreement between

the two which is also manifested by the scatter-plot of the observed versus modeled heads shown in the left panel of Fig. 7 .

Calibration in transient state has been carried out using 1993-2003 historical water levels whereby groups of specific storage have been calibrated. The transient simulation is initialized from an average wet-season water level. During the transient state calibration the pumping rate weights were fine-tuned, as these are often prone to errors. In summary, the root mean square calibration error is 3.70m in steady state mode and 5.11m in transient mode (see Fig. 7, right panel). An a posteriori transient state verification/forecast, using two-year groundwater level monitoring data (2004-2005) and water level data from 50 extra observation wells collected during the study period (2005) has been performed, resulting in a root mean square error of 5.95 m.

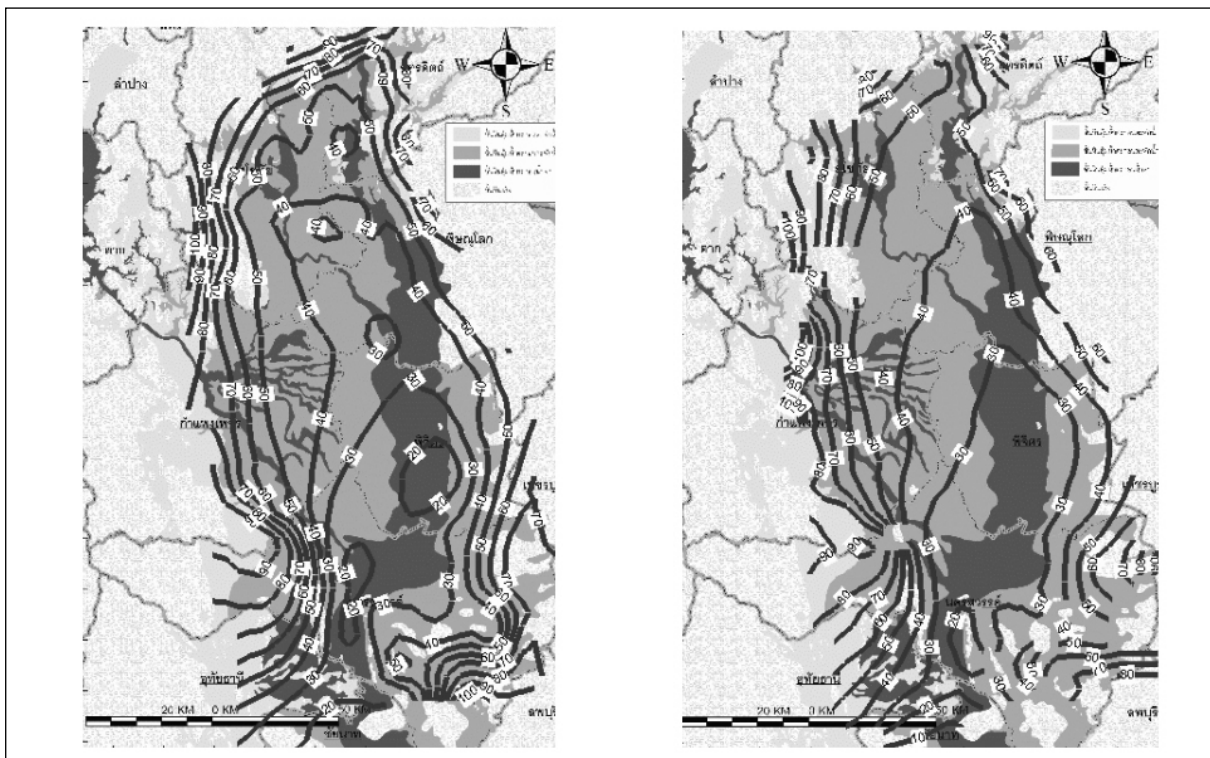


Figure 6: Observed (left panel) and simulated (right panel) steady-state groundwater levels in 2003

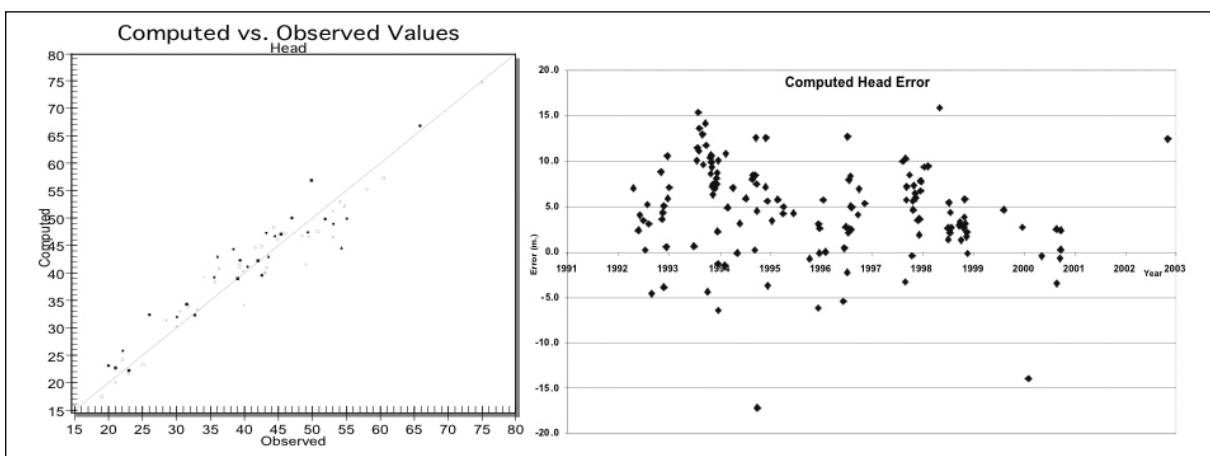


Figure 7: Computed versus observed heads for layer 1 in steady state (left panel) and transient error as a function of time in layer 1 for the transient simulation (right panel)

3.5 Model results

The groundwater flow simulations in the study area show that the water levels are on the average about 4 m below ground surface in the wet season but drop to 6-9 m. below GS in the dry season depending on the surface water availability situation. Significant head drops of 2.5-7 m are observed between the wet and the dry season in one year, especially in the dry season of a drought year where the head changes amount to 3-8m. The water balance of year 2003 shows that the total groundwater use was 812 million m³/year, with a total inflow of 1,142 million m³/year and natural outflow out 489 million m³/year. The total groundwater extraction in year 2005 has increased to 1,068 million m³/year. The groundwater flow model has been used to compute historical seasonal groundwater uses, based on the assumption that the ratio of groundwater use in the dry season is 2-4.3

times that in the wet season of the same year. Moreover, the results of the study show clearly that the farmers are the major groundwater users in this region with 715 million m³/year, with a ratio of groundwater use of 91%:5%:4% for the agricultural, domestic and industrial sectors, respectively.

The groundwater use patterns vary significantly with the water availability situation, as farmers are attempting to compensate the lack of surface water by groundwater during drought years. For example, Fig.8 illustrates that groundwater use runs inversely with surface water use and that during the drought years 1994 and 1999 an increasing amount of had to make up for the scarcity of surface water. The conjunctive use ratios of groundwater and surface water as a function of water-demands in consequence of the surface water situation are listed in Table 2, and one notices that the groundwater use ratio increases when less surface water can be supplied. However, inside the irrigation area, the groundwater use ratio in a drought year is not too different from a normal dry year, as the irrigation policy is to restrict the irrigation water consumption in such precarious situations. The average ratio of groundwater use to water demand in a wet, normal, dry and drought year are 13%,17%,13%,19% and 6%,7%,9%,10% in the irrigation and rain-fed areas, respectively.

In Table 3 the conjunctive use ratios of groundwater to surface water use to water-demands are listed separately for the various surface basins. Obviously almost all of the groundwater use ratios are higher inside the irrigation project than for the rain-fed areas. The highest groundwater ratio is observed in the Nan basin where a potential high-yield groundwater aquifer is encountered. In fact, Table 4 indicates furthermore that the highest pump yields are obtained in those aquifers whose alluvial deposits are the most conducive to groundwater flow. For the pilot study area located within the Plichumphon irrigation project, where there is concentration of rice farming (2.5 crops/year) the groundwater pumping behavior has been explored in more detail. Table 5 illustrates that whereas the groundwater use in the pilot study area in the wet season is much higher than the average use inside the irrigation area (see Table 2), it is similar in the dry season. In the irrigation project water is allocated by a rotation rule, whereby farmers obtain irrigation water for one week but have to wait another 3 weeks for the next allocation. In the pilot study area, on the other hand, farmers tend to pump groundwater when irrigation water is rotated to other farms in order to keep their young rice alive. Even when irrigation water was allocated to farms, water was collected in ponds or ditches along the canal that caused the total water use to be much higher than required by the demand.

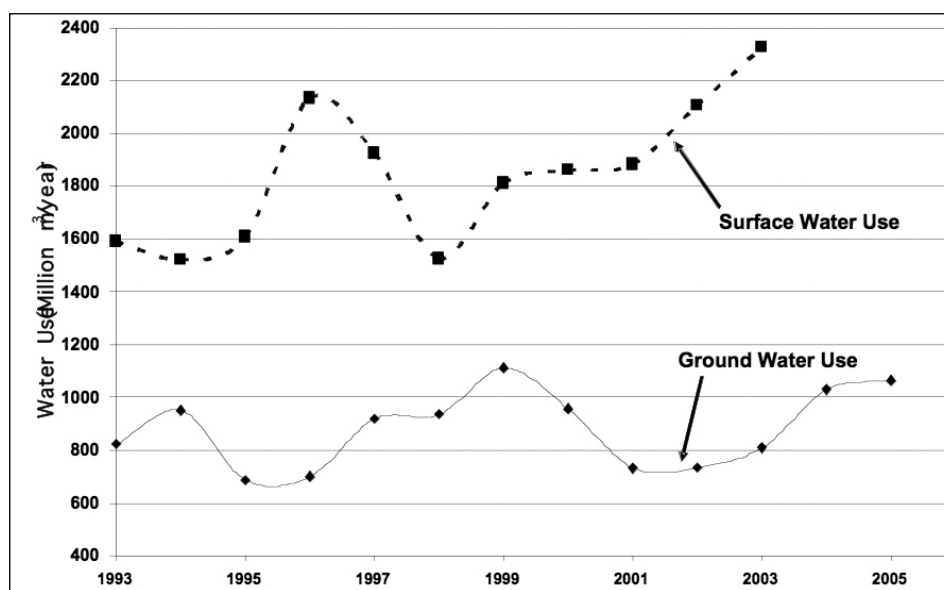


Figure 8: Comparison of total groundwater and surface water use

irrigation condition	water demand : SW : GW		
water situation	wet season	dry season	whole year
irrigation area			
Wet	1 : 0.74 : 0.05	1 : 0.50 : 0.29	1 : 0.66 : 0.13
Normal	1 : 0.77 : 0.06	1 : 0.37 : 0.38	1 : 0.62 : 0.17
Dry	1 : 0.77 : 0.05	1 : 0.25 : 0.54	1 : 0.68 : 0.13
Drought	1 : 0.80 : 0.06	1 : 0.63 : 0.53	1 : 0.74 : 0.19
rain-fed (no irrigation)			
Wet	1 : 0.98 : 0.02	1 : 0.54 : 0.46	1 : 0.94 : 0.06
Normal	1 : 0.98 : 0.02	1 : 0.36 : 0.64	1 : 0.93 : 0.07
Dry	1 : 0.97 : 0.03	1 : 0.24 : 0.76	1 : 0.91 : 0.09
Drought	1 : 0.97 : 0.03	1 : 0.18 : 0.82	1 : 0.90 : 0.10

Table 2: Average conjunctive use ratio as a function of the surface water situation

Basin	water demand : SW : GW	
	Irrigation area	rain-fed area
Mae Nam Ping	1 : 0.54 : 0.08	1 : 0.83 : 0.17
Mae Nam Yom	1 : 0.90 : 0.01	1 : 0.87 : 0.13
Mae Nam Nan	1 : 0.53 : 0.30	1 : 0.97 : 0.03
Mae Nam Chaophraya	1 : 1.00 : 0.02	1 : 0.99 : 0.01
Mae Nam Sakaekrang	1 : 0.83 : 0.01	1 : 0.99 : 0.01
all basins	1 : 0.62 : 0.17	1 : 0.93 : 0.07

Table 3: Conjunctive use ratio of 5 basins during times of normal surface water situation

aquifer types	pump yield	average ratio of groundwater use to water demand
	M³/hr	
flood deposits	10-20	17%
Low terrace deposits	5-12	7%
high terrace deposits	1-10	2%

Table 4: Groundwater use for different aquifer types

water situation	water demand : SW : GW
Wet	1 : 0.49 : 0.27
Normal	1 : 0.32 : 0.36
Dry	1 : 0.47 : 0.52
Drought	1 : 0.63 : 0.68

Table 5: Conjunctive use ratio in pilot study area during dry season

4. Conclusions and future development of groundwater resources

Our study shows that the agricultural sector is the major user of groundwater resources in the study area (91% of the total groundwater use). Groundwater supplements 2-5% of the water-demand in the wet-season and 29-82% in the dry season when there is increased surface water shortage. The major area of groundwater use is that of the irrigation project (60% of the groundwater use).

Moreover groundwater demand in the groundwater basin was also examined by using the conjunctive use ratio to predict the groundwater use. Fig. 8 shows three lines obtained by using different calculation methods for the pumping rate, namely, (1) the average pumping rate, (2) an increasing pumping rate that reflects growth and, (3) pumping rates based on the conjunctive use ratio of this study, with a water situation as observed in the past. The groundwater use was set up as a constraint and, using the simulation model, the groundwater levels are predicted. The model results depicted in Fig. 9 show the different water levels encountered with these three approaches and one can clearly make out the one with the lowest water levels, i.e. the conjunctive use ratio approach. As the groundwater drawdown is an important factor in the consideration of the impact of groundwater extraction and, namely, sustainability, the groundwater levels in the pilot area are examined with the conjunctive use ratio approach using the same future cyclic water demand and water situations as in the past. The simulation results for the groundwater level in the Mae Nam Yom basin, where ground-water is abundantly extracted, are depicted in Fig. 9 and one notes that the water levels would possibly decline by about 10 m from a wet season to a drought year, as the one mimicked for year 2018.

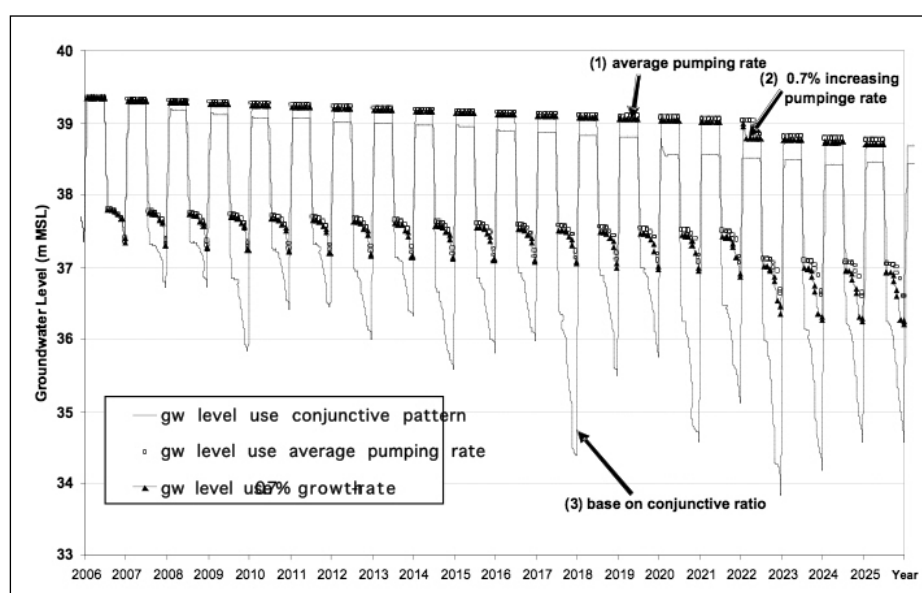


Figure 8: Groundwater levels resulting from the use of different pumping calculations

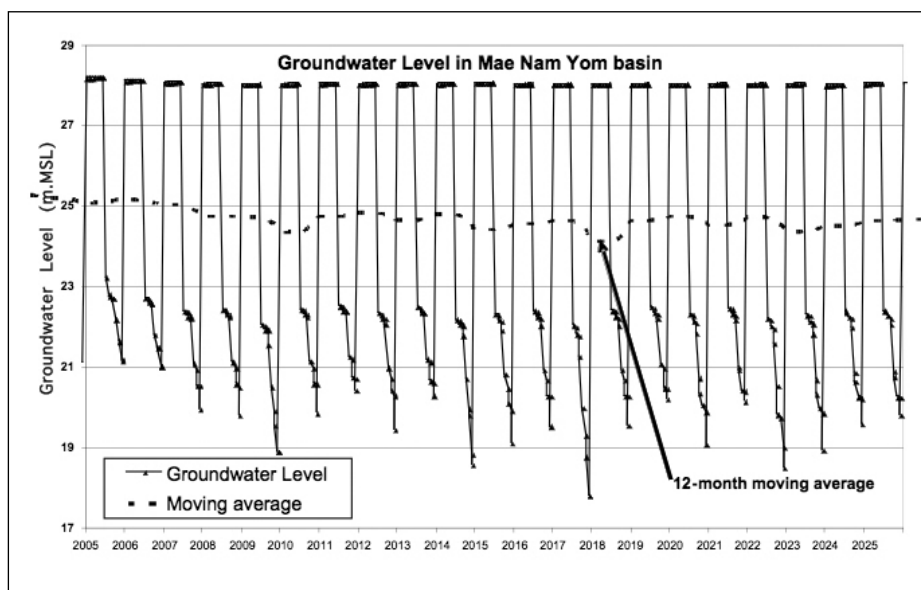
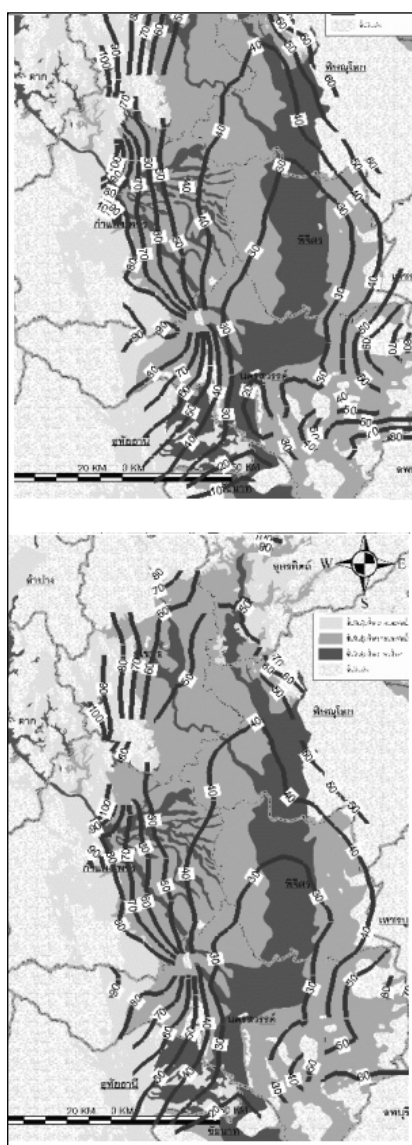


Figure 9: Groundwater level at the pilot study area examined with the conjunctive use ratio approach



2026

Finally, the future development of the groundwater table in the study ahead was predicted using the conjunctive use ratio. Fig.10 shows that in the year 2026 the water table will have inclined by an average of 2-3 m a in dry season under normal water situation as compared with a dry season in 2003. Therefore the conjunctive use pattern is the key factor for the estimation of future groundwater consumption and may assist in the proper conjunctive planning, especially in the future, in order to mitigate water shortages and sustain the groundwater resources for years to come.

Acknowledgments

The authors wish to thank the staff at the Water Resources System Research Unit, Chulalongkorn University and the project staff of the Conjunctive Use between Groundwater and Surface Water in the upper Central Plain of Thailand for assisting the research production. We also acknowledge the assistance of the Royal Irrigation Department in providing a lot of useful information on the study area. The paper could not be finished without the financial project support of the Department of Groundwater Resources, Ministry of Natural Resources and their tireless attention to develop and sustain the groundwater resources of Thailand.

Figure 10: Simulated development of the groundwater table using the conjunctive use ratio

References

- Anderson, M. P. and Woessner, W. W. (1992), *Applied Groundwater Modeling*, Academic Press, San Diego.
- Chulalongkorn University (1998), *Engineering Feasibility Study for Groundwater Rehabilitating in Pichit Province*.
- Chulalongkorn University (1998), *Engineering Feasibility Study for Groundwater Rehabilitating in Sukhothai Province*.
- Chulalongkorn University (1998), *Engineering Feasibility Study for Groundwater Rehabilitating in Kampangpet Province*.
- Jindasagnon S. (1997), *Groundwater Modeling in the Kampangpet Province*, Master Thesis, Faculty of Engineering, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand.
- Koontanakulvong, S. et al (2002), *Groundwater Potential and Demand Study for Groundwater Management in the Northern Part of Lower Central Plain*, Chulalongkorn University.
- Koontanakulvong, S. and Siriputtichaikul P. (2002), *Determination of Recharge Rate from Soil Classification Map in GW Modeling*. 17th World Congress of Soil Sciences, Bangkok, Symposium No.4, Paper No.1845, pp. 1845.1-6.
- Koontanakulvong, S. and Siriputtichaikul P. (2003), *Groundwater Modeling In the North Part of the Lower Central Plain, Thailand*, International Conference On Water and Environment, Bhopal, India, Vol. Ground Water Pollution No.19, pp. 180-187.
- RID - Royal Irrigation Department (2005), *Feasibility study for improvement of the irrigation system in Phitsanulok Area, Kingdom of Thailand: Interim Report*, Eurostudio, Spanish Development Assistance Fund.
- Siriputtichaikul P. (2003), *Modeling of Groundwater Flow in the upper part of Lower Central Plain*. Master Thesis, Faculty of Engineering, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand.

DARCY 84

Groundwater and Soil Water System for Norway based on daily simulations and real-time observations

COLLEUILLE Hervé¹, BELDRING Stein¹, MENGISTU Zelalem¹,
WONG Wai Kwok¹, HAUGEN Lars-Egil²

¹Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE), Hydrology department, Box 5091 Majorstua, 301 Oslo, Norway.

²The Norwegian University of Life Science (UMB), Department of Plant and Environmental Sciences, Box 5003, 1432 Ås, Norway

Abstract

NVE is developing a new method to produce soil moisture and groundwater maps based on daily model simulations and real-time observations. A distributed version of the HBV-model is applied for modeling of hydrological processes for the entire land surface of Norway. The model describes interfaces between the land surface and the atmosphere, soil moisture and groundwater storage, groundwater flow and river flow. It provides a realistic framework for regional hydrological modeling by integrating the contributions from several small scale elements. The model is operating on a 1*1 km² grid, and one-day resolution is used. The project is divided in three parts: (1) Development of a GIS-based system to visualize daily maps on groundwater and soil water situations based on real-time and manual observations; (2) Validation of the distributed model by comparing simulations with observations, as well as with simulations of a physically-based 1-dimensional model (COUP) at representative soil monitoring stations; (3) Based on (2), improving the distributed HBV-model by refining some of the sub-routines used in this model. Development and implementation of methods producing groundwater and soil water maps for Norway will provide national and local stakeholders with tools for assessing groundwater-related risks in a new way.

Introduction

Norway was glaciated and deglaciated several times during the quaternary period. As a consequence bedrocks are almost unweathered, and sediment deposits are young, sparse and often thin. The landscape is characterized by fjord and mountains, glaciers, boreal and alpine forests, and a large number of lakes and bogs. Aquifers in Norway consist mainly of small, highly permeable glaciofluvial deposits along streams and lakes located in typical U-shaped valleys, small precipitation-fed tills (low permeable moraines) in mountains, both located over fractured bedrocks without primary porosity (mainly crystalline and metamorphosed hard rocks).

Groundwater level is controlled by the recharge-discharge mechanism which is determined by the physiographic and climatic conditions. The average annual precipitation in Norway is about 1400 mm, of which some 300 mm evaporates (mostly between May and October). The precipitation is not uniformly distributed. In the western part of the country annual precipitation may exceed 5000 mm, whereas some eastern valleys receive less than 300 mm per year. On average, about half of the annual precipitation falls as snow. Snow and soil frost affect recharge thereby having a distinct influence on the change of water tables. Soil frost leads to a more rapidly decrease of groundwater level during the winter period and to an increased sur-

face runoff when snow melts. After thawing of the soil frost in the spring, the groundwater levels show a sharp rise in response to the percolation from melting of the precipitation accumulated over the winter.

According to the description of groundwater fluctuation pattern in Norway, Sweden and Finland by Kirkhusmo 1986, groundwater hydrographs in the interior of Norway have two falling and rising limbs (figure 1). The first rise comes from the snow melt and the second one from rainfall at the beginning of the autumn. In the mountainous regions and in northern Norway precipitation does not appear as rainfall, but as snow in the autumn leading to one long recession stretching from summer to late winter until the snow melts starts. In the coastal regions recharge occurs generally in winter, and the groundwater level drops in summer due to the high evapotranspiration. Annual fluctuations of the groundwater table are large in tills and bedrocks (1-5 m) and smaller in permeable glaciofluvial deposits (0-1 m).

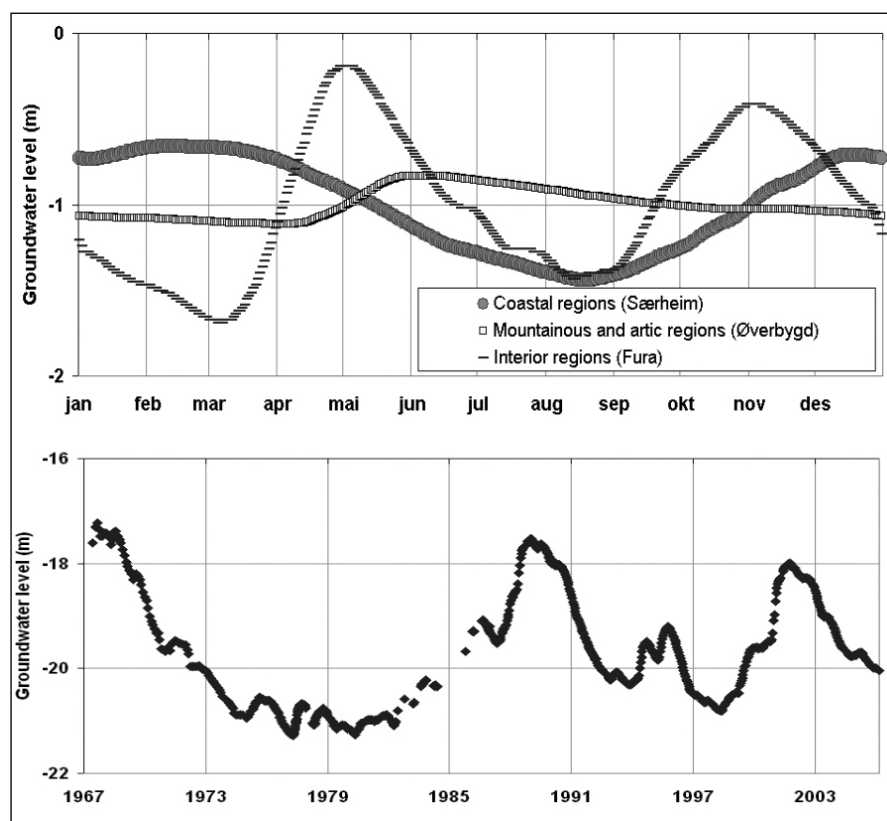


Figure 1: Top: Variation of groundwater level in coastal, interior, and mountainous/arctic regions (examples of annual average water level from 3 stations). Bottom: Groundwater level recorded in the largest unconfined and precipitation-fed aquifer in Norway (Gardermoen, South East Norway). See maps in figure 4 for the location of the monitoring stations.

Groundwater levels reflect the state of groundwater storage at a particular location and time (van Lanen et al., 2004). Steep topography, thin deposits, cold and humid climate contribute to shallow groundwater levels in Norway. Norwegian aquifers have generally limited storage capacity and are thereby sensitive to extreme climatic change, controlling hazard events as landslides, floods and droughts. Norwegian aquifers are fast responding systems due to rapid fluctuation of water level in response to the inter-annual variability of recharge. In addition a few aquifers of larger geological units show large fluctuations of groundwater levels due to the delayed and attenuated response to distinct dry and wet periods (figure 1 bottom).

Soil water deficit is here defined as the amount of depleted water between the field capacity and the actual water content. The soil water deficit estimates how much water the soil profile

can store before groundwater recharge occurs and is therefore a good indicator of the soil water and groundwater conditions. Soil water deficit may come up to about 200 mm water in Norway, depending on soil type, vegetation and actual evapotranspiration. Norway is very rich in renewable fresh water resources, regarded both in runoff per unit area, and in runoff per capita (Pettersson, 2004). Water plays a significant role for important sectors in the Norwegian society, e.g. hydropower industry, tourism, fish farming, and water supply. Only about 15 % of the population in Norway is supplied with groundwater. However groundwater supplies 1/3 of larger waterwork, and wells are mostly used as water supply at local scale for houses and farms. The most obvious influence of groundwater in Norwegian rivers is to maintain flow in dry periods. Base flow studies show that 80 to 100 % of the total river discharge in the interior Norway comes from groundwater in periods with low flow, typically in winter and late summer (Colleuille et al., 2006). The percentage of groundwater is considerably lower (35-70 %) in the south western part of Norway due to sharp topography, the lack of porous media on the mountains (fjord landscape) and maritime climate.

The Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE) is responsible for the administration of Norway's water and energy resources. The Hydrology department collects water-related data covering the quantitative aspect of the land phase of the water cycle, and is developing tools to manage national water resources (including flood and drought forecasting, energy inflow for hydropower productions, snow, glaciers, sedimentation, water temperature and groundwater).

The Hydrology department has launched a new project aiming to develop tools providing nationwide daily information on groundwater and soil water conditions. This project may be divided in three parts: (1) Development of a GIS-based system to visualize daily maps on groundwater and soil water situations based on real-time and manual observations. Each monitoring station is represented by color-coded symbol depending on the current groundwater situation. (2) Validation of the distributed model by comparing simulations with observations, as well as with simulations performed by a one-dimensional soil water and energy-balance model (COUP (Jansson and Karlberg 2004)) at representative soil monitoring stations. (3) Based on (2), improving the distributed HBV-model by refining some of the sub-routines used in this model (evaporation, soil frost, etc). The purpose of this paper is to present the methods employed in this project and the first results of the validation exercises.

Methods

Monitoring network

Currently (2006) NVE operates about 65 groundwater-monitoring areas (80 observation wells) and 15 stations for soil moisture and temperature. These stations are monitored in cooperation with the Norwegian Geological Survey (NGU), Norwegian Institute for Agricultural and Environmental Research (Bioforsk), the University of Life Science (UMB) and hydropower companies. This observation network is designed to capture the effects of climate on soil water and groundwater levels in key topographic settings in all major physiographic and geological units in Norway. At soil water stations measurements of soil moisture content are performed at 8-10 different depths, with profile Probes Delta-T (TDR technology), along with soil water potential by Watermark sensors and tensiometers, soil temperature (thermistors) and groundwater level (pressure transducer). All the Soil water stations and about 2/3 of the groundwater stations are automated with hourly measurement. By summer 2006, 35 wells are

equipped with real-time capability. Automatic data transmission uses mobile phone technology and, in remote locations, stations are powered by solar panels. All the data are automatically stored in the national hydrological database operated by NVE. This database system has a wide range of functions for control, retrieval, presentation and analysis of data. Furthermore, it has a flexible structure that enables data storage with various temporal and spatial dimensions.

About 50 % of the groundwater stations are located in the interior regions, 25 % in the coastal regions and 25 % in the mountainous and arctic regions according to the classification presented in figure 1. The first groundwater level observations were recorded in 1949, but the majority of the groundwater stations were established in 1970s and 1980s, and the soil water stations in the beginning of the 1990s (figure 2). 77 % (48 of the 62 operative groundwater stations used in this work) have over 20 years of observations, and 26 % over 30 years (16 stations). 10 stations have less than 10 years of observations.

Due to the sparse station network which cannot cover all river basins in Norway, hydrological models that describe the water and energy balances are necessary for determining nationwide water conditions.

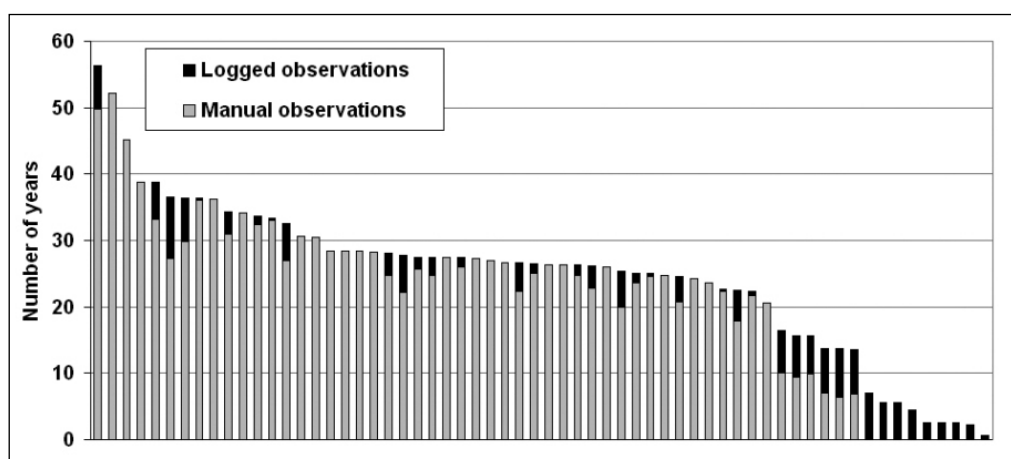


Figure 2 : Number of years with observation of groundwater levels at each monitoring station.

Modeling tools

Two independent models simulating land surface hydrological and thermal conditions are used in this project. The physically-based COUP-model (Jansson and Karlberg 2004) simulates one-dimensional water and heat dynamics in a layered soil column covered by vegetation by solving numerically the relevant differential equations. The main equations include the laws of conservation of mass and energy together with flow equations for water (Darcy's law) and heat (Fourier's law). A detailed description of the model can be found at <http://www.lwr.kth.se/Vara%20Datorprogram/CoupModel>. The model is run with daily time step, using precipitation, air temperature, wind speed, relative humidity and sun radiation data as input. In addition plant growth characteristics (e.g. Leaf Area Index, root depth) and soil characteristics (e.g. soil water retention curve, hydraulic conductivity) are necessary inputs to the model. Simulations with the COUP-model are performed only for some representative soil water stations where observations are used for parametrization of the model. As the COUP-model uses detailed process descriptions at the point scale (evapotranspiration, snow and frost, percolation, storage, runoff...), modeling of land surface hydrology at larger spatial sca-

les has to be performed by models which represent the systematic variations in the properties of the land surface.

The conceptual HBV-model is used for flood forecasting and water balance simulations in the Nordic countries. A good description of the model can be found in Bergström 1995. A spatially distributed version of the HBV-model (Beldring et al. 2003) is used in this project. The model performs water balance calculations for square grid cell landscape elements. The model is calibrated with the constraint that model discretization units with identical landscape classification are assigned same parameter values. For each grid cell the percentage of lake, glacier and land use classes (sparse vegetation, sub alpine forest, forest, agricultural land) is determined based on nationwide GIS-information. Every model element has unique characteristics, input data are distributed, and water balance computations are performed separately for every model element. The model is run with daily time step, using precipitation and air temperature data as input. It has components for accumulation and ablation of snow, interception storage, soil moisture storage, evapotranspiration, groundwater storage and runoff response, lake evaporation and glacier mass balance.

	Distributed HBV-model	COUP-model
Time resolution	Daily	Daily
Spatial resolution	1 km ²	1-dimensional (~1m)
Driving variables	Air temperature, precipitation	Air temperature, precipitation, relative humidity, wind speed, global radiation
Snow/rain	Threshold temperature	Threshold temperature
Snow melt	Degree-day-factor	Simulated
Soil frost	Not in the standard version	Simulated
Interception	Yes: Maximum interception storage	Yes
Infiltration	No restriction	Restricted by saturated hydraulic conductivity (soil frost or low-permeable soil)
Surface runoff	No	If rain intensity > Ksat ± surface water is created. Runoff from the surface water is described by 1st order kinetics
Evapotranspiration Potential Actual	Thornthwaite-type Soil moisture deficit	Penman-Monteith Soil moisture deficit
Soil moisture storage	Field capacity principle	According to the soil hydraulic properties (soil moisture characteristics, hydraulic conductivity)
Water flow in soil	Upwards and downwards (percolation and capillary rise)	Upwards and downwards (percolation and capillary rise)
Vertical discretization	1 root zone layer 2 groundwater layers	Over 50 layers with their own physical and soil characteristics
Output simulations Each soil layer	Storage of water, vertical flow of water, discharge from groundwater layers	Temperature, water potential, vertical flow of heat and water, storage of water and heat, root water uptake
Others	Snow water equivalent and depth, groundwater level, streamflow	Snow water equivalent and depth, soil frost depth, surface runoff, drainage flow, groundwater level

Table 1: Comparison of the distributed HBV-model and COUP-model used in this study.

In HBV the rainfall reaching the ground and snowmelt leaving the snow pack infiltrates into the soil. The soil profile is divided into 3 layers: the root zone layer (soil moisture zone), the upper and the lower groundwater layer. The transport between the top layer and upper groundwater layer depends on the soil moisture content. From the soil moisture zone the water can evaporate proportionally related to air temperature, the current season, and the water availability in the soil moisture zone. From the upper groundwater zone the water can percolate to the lower zone or flow out like a piecewise linear reservoir. From the lower zone the water can be drawn up to the soil moisture zone or flows out like a linear reservoir. An overview of some important features of the COUP- and HBV-model is shown in Table 1.

Results and discussion

Operational procedure

The Groundwater and Soil Water System is based on two totally independent sources of information: observations and simulations. Observations are obtained from the monitoring network, and simulations from the distributed HBV-model.

The data processing for the HBV-modeling involves automatical collection of meteorological observations and simulations of daily snow, runoff, groundwater and soil water conditions. The model is updated each day with last day temperatures and precipitation observations. Forecasts are also made for 6 days based on meteorological forecast. The output data are retrieved in order to get the desired information (e.g. groundwater conditions in comparison to normal). Hydrological maps are automatically produced based on the gridded output data. Gridded maps are produced for the following variables: Precipitation, Air temperature, Evapotranspiration, Snow water equivalent, Groundwater conditions, Soil water deficit and Streamflow. A Web- and GIS-based system already developed for producing snow maps (Engeset et al., 2004) is used to distribute information on groundwater and soil water situations. Currently the gridded map archive is presented as a HTML-based intranet navigation service available only for NVE. An Internet service will be available after a one-year trial test. A historical archive of daily gridded data from 1st January 2005 is being established using this system.

The data processing for the COUP-modeling is not automated and is time-consuming. Data from COUP-simulations are therefore used first of all for comparison purpose. Monthly presentation of the simulation-results for representative stations will be however evaluated later. The data processing for the observations consists of collecting all available groundwater level data in the national hydrological database for the current day. Observations are interpolated to daily resolution, in order to fit the temporal resolution of the models. GIS-map with colored dots representing different groundwater conditions at each monitoring station is produced daily. The colored dots represent groundwater conditions as a percentile for the current day of the year. Statistics are compiled based on available data in the reference period from 1975 to 2004. The groundwater condition is classified by comparing the current observation with the reference period. For observation value falling between 25 and 75 percentile limits, the groundwater is considered to be at normal condition. For values greater than 75 and 100 percentiles, the situation is classified as high and very high respectively, illustrated by blue and dark blue dots. When the values are smaller than 25 and 0 percentiles they are considered as low and very low and are represented by orange and red dots respectively. A black dot represents a well which does not have sufficient data to produce statistics or where data are not available (e.g. logger not transmitting). Additional information will later be introduced by showing colored triangles indicating increasing, stable or declining groundwater levels based on the change of the last 3 days. Observation wells located in larger aquifer which show attenu-

ated change in groundwater level will be represented with squares. The system, with its GIS-functionality enables, by clicking on a station, the presentation of the time-series plots showing groundwater level for the last 2 years together with corresponding 0-, 10-, 25-, 50-, 75-, 90- and 100 percentile. Other information e.g. on soil/vegetation characteristics, automated/manual observation, logger type, measured parameters is also available.

The maps presented in figure 3 depict groundwater and soil water conditions as simulated by the distributed HBV-model on 15th September 2005. High precipitation combined with already high groundwater level and no soil water storage capacity lead to extreme high groundwater level this day causing floods and deadly landslides near Bergen on the south west coast (see also figure 5 bottom: Fana). At the same time the groundwater level in the south east part of Norway is very low in comparison to the normal period. Observations from soil water stations agree with this picture (figure 3) but show that the amount of soil water deficit seems to be overestimated.

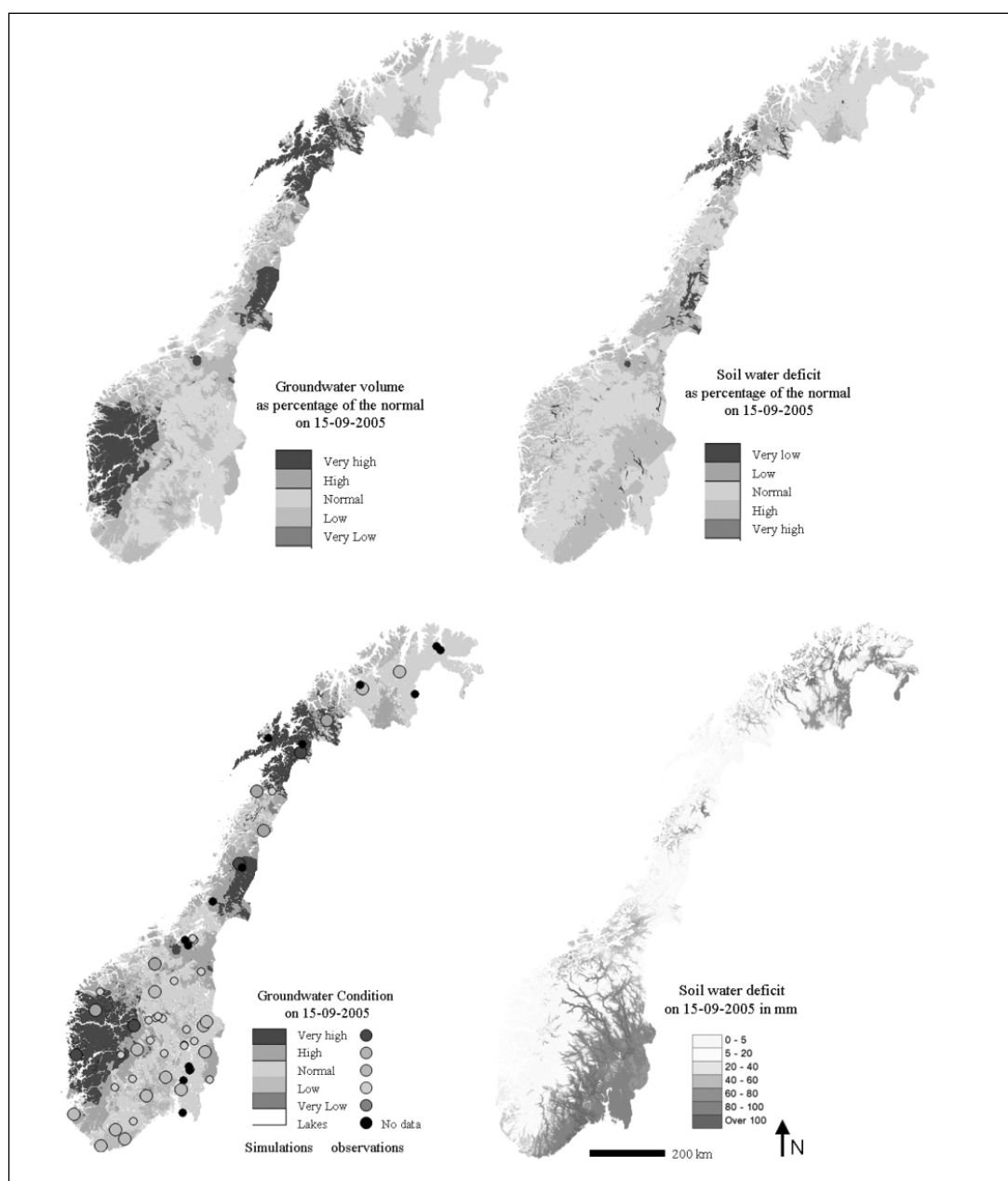


Figure 3 : Groundwater and soil water conditions on 15-09-2005 simulated by the distributed HBV-model. Groundwater volume (top left) and soil water deficit (top right) are presented as percentage of the normal (1961-1990). Map of soil water deficit given in mm (bottom right). Map showing both measured and simulated groundwater condition on 15-09-2005 (bottom left).

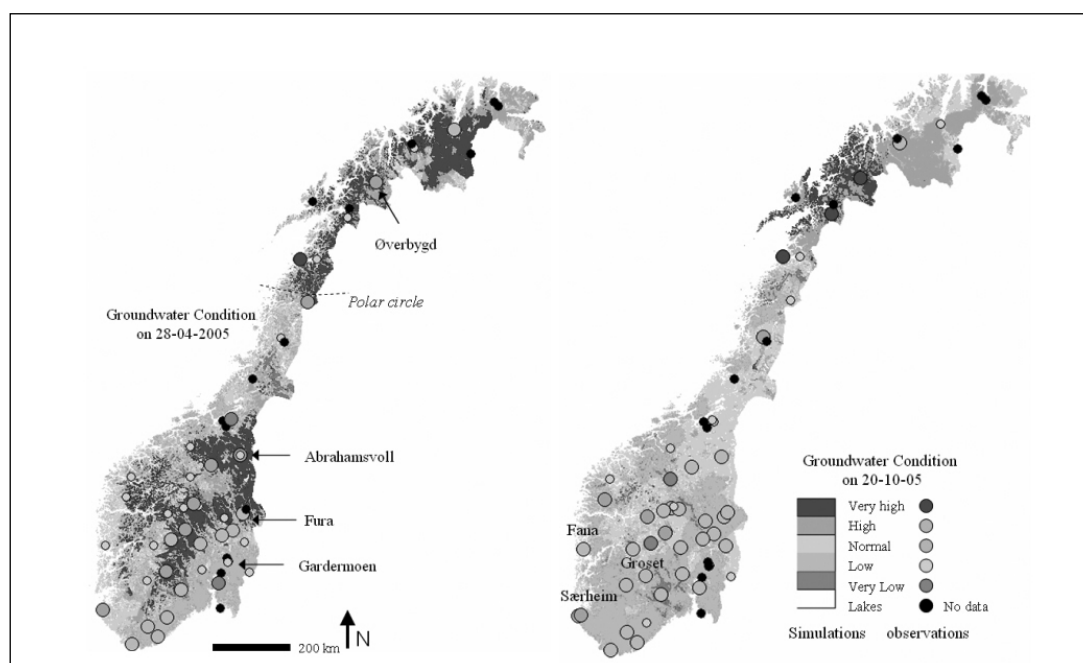


Figure 4: Maps showing measured and simulated (distributed HBV-model) groundwater conditions on 28-04-2005 (left) and on 20-10-2005 (right). The location of monitoring stations mentioned in this paper is indicated.

Validation

The quality of the HBV model simulations of the groundwater and soil conditions are evaluated by 3 independent procedures:

- (1) qualitative comparison between the gridded maps of groundwater condition with the colored dots showing the corresponding observed condition. The gridded map of soil water deficit may also be compared with the available observations from soil water stations;
- (2) quantitative comparison between daily observed groundwater levels and simulated groundwater volumes;
- (3) quantitative comparison between daily observations, simulated groundwater levels and soil water deficits obtained from the distributed HBV-model and the physically-based COUP-model at some representative monitoring stations.

Figures 3 (bottom left) and 4 show observed and simulated groundwater conditions for three different hydrological situations in 2005 (spring, late summer and autumn). The agreement between the observations and the simulations is mostly satisfactory: 75 % of the simulated groundwater conditions are identical with observations for these 3 days (140 observations). Note that the reference period for the HBV-simulations is for the time being 1961-1990, whereas the reference period used for the observation is 1975-2004 and often shorter. In addition the data from HBV-model are presented as a percentage of normal values while the observations are presented as percentile. These problems impair the validation procedure. When a new reference period for HBV-simulations is made available (expected in summer 2006), systematic assessment of the results will be done with focus on regional and seasonal variations (all data will be presented with the same percentiles).

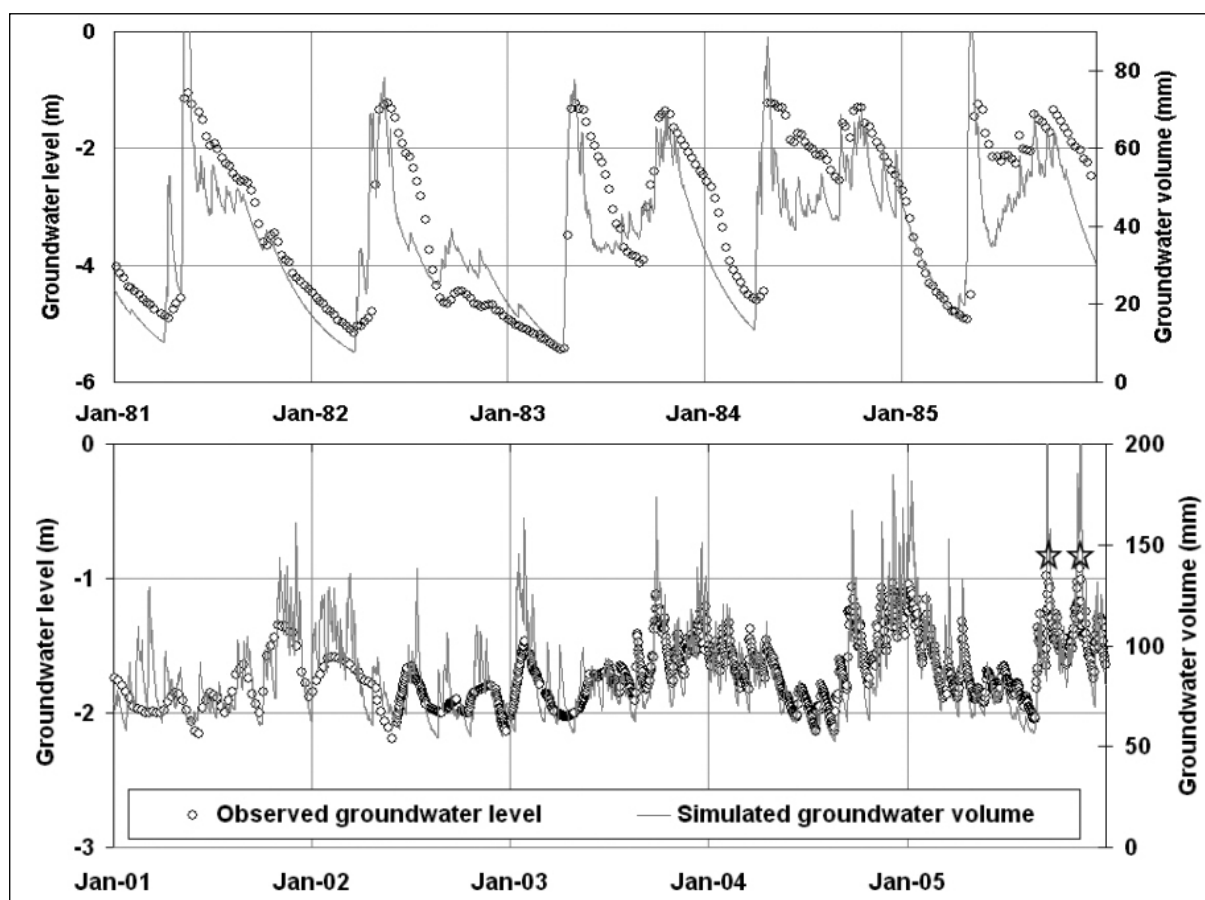


Figure 5: Simulated groundwater volume (mm) and observed groundwater level (m) at 2 monitoring stations: Abrahamsvoll (top) and Fana (bottom). See maps in figure 4 for the location of these monitoring stations. The 2 stars in the bottom figure indicate 2 different events with extreme high groundwater level causing flooding and landslides near Bergen in the south west coast (September and October 2005).

Figure 5 shows simulated groundwater volume and observed groundwater level at 2 monitoring stations. The first station (Abrahamsvoll) is located near Røros in a mountainous area in Central Norway (750 m.a.s.l.) and the second (Fana) near Bergen at the south-west coast (50 m.a.s.l.). The aquifer of these stations consists respectively of moraine (silty sand) and glaci-fluvial sediment (sand). The agreement between simulations and observations are relatively good for both stations with correlation coefficient of about 0.75. Preliminary result from 10 monitoring stations shows that the correlation coefficient is between 0.6 and 0.9. Two stations located in North Norway behave differently (correlation coefficient < 0.3). At some locations and for some years the simulations shows poorer agreement in winter probably because restriction of soil water flow due to soil frost is not considered in the HBV-model. Note that the correlation is better for logged data than manual observations. At Fana (figure 5) the correlation coefficient is 0.66 with manual observations and 0.90 with logged measurements (after July 2003). Observed changes in groundwater levels are often slower than simulated. This is especially evident in summer periods at some locations. This is probably a consequence of inappropriate representation of hydraulic conductivity for the soil type applied in the HBV-model.

Groundwater levels, soil moisture storage and snow water equivalent from simulations with the COUP and HBV-models in the Groset catchment are presented in figure 6. Groset is located at about 950 m.a.s.l. in South Norway (figure 4). Note the dry period in 1996 characterized by a high deficit in soil moisture and a low groundwater level. The groundwater levels are

well described by both models, although there are discrepancies between observations and model results. There are also differences between the two models, which can be attributed to differences in simulated actual evapotranspiration. The water storage of the two models agrees to some extent, but the total volumes differ due to different representation of the hydrological processes (Beldring et al., 2005). The HBV-model needs only consider the volume of water which is active in the precipitation-runoff process and deep immobile groundwater is not necessarily included. It is also a problem that model simulations represent different areas.

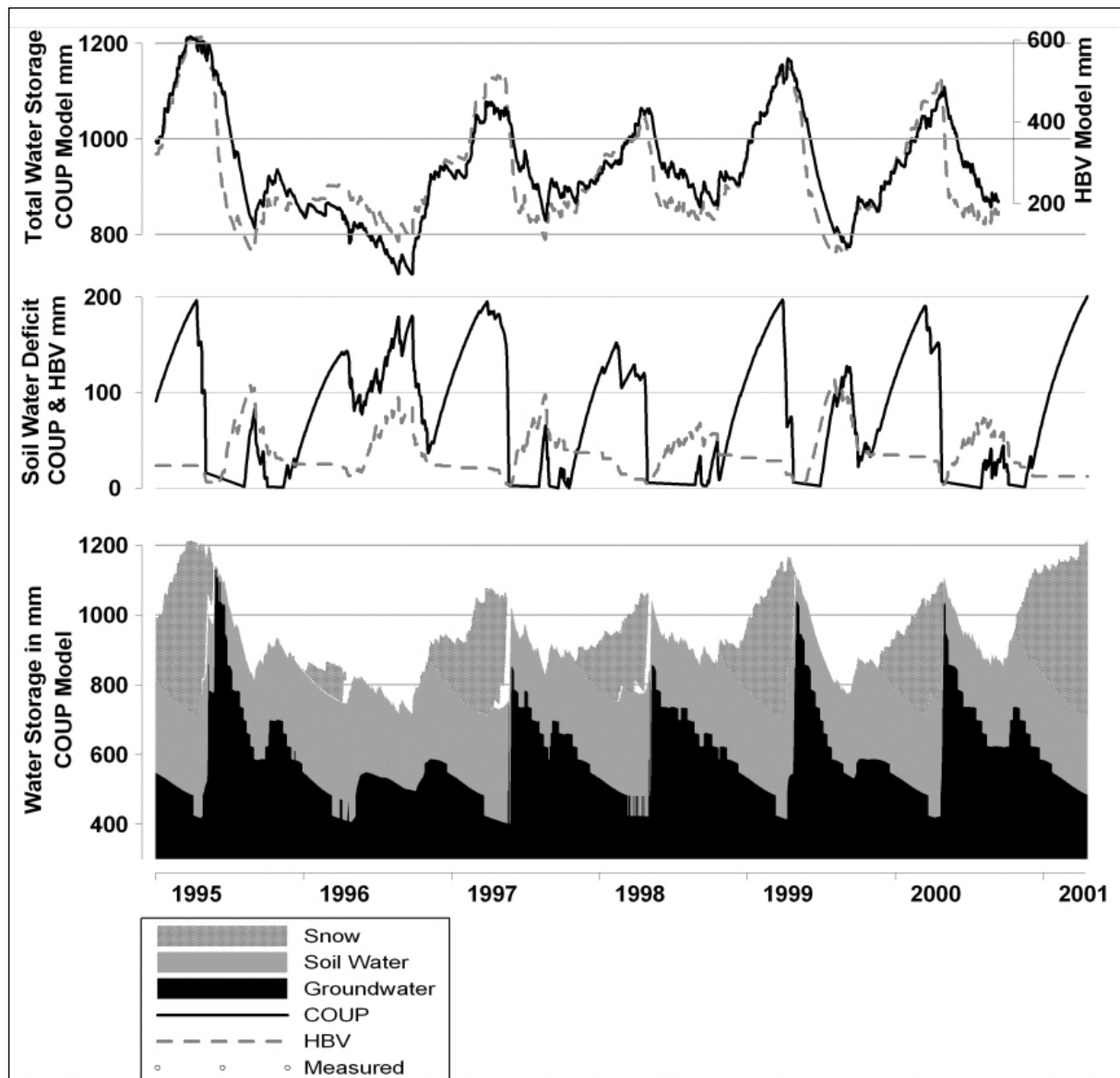


Figure 6: COUP- and HBV-model results from the Groset catchment.
Top: Observed and simulated groundwater levels. Middle: Total water storage and soil water deficit.
Bottom: Snow, soil moisture and groundwater storage in the COUP-model.

Soil water deficit simulated by HBV and COUP is quite different. According to observations, HBV may overestimate soil water deficit in summer and underestimate the deficit in winter. Comparisons between HBV-model simulation and point measurement in Sweden and Finland show that HBV-model overestimates by 20-50% the evaporation in spring, after the snow cover has melted, and in late autumn (Engeland et al., 2004). The HBV-model has an empirical parametrization of the evaporation process by adjusting a long-term seasonal dependent potential evaporation according to temperature. The COUP-model has a better physical description of evaporation process by using the Penman-Monteith approach and all available meteorological information (table 1). In addition, soil water deficit in HBV is only caused by evapotranspiration, whereas soil water deficit in COUP includes also soil water depletion following the fall in groundwater level in winter. The fall in groundwater level in winter occurs especially in headwater catchment with moraine sediment and high fluctuation in groundwater level. It is caused by the lack of recharge in winter and the large groundwater discharge to streams and lakes.

Discussion and Conclusion

As all hydrological processes have a variability that depends on local meteorological, geological, topographical and vegetation characteristics, area averaged model simulations cannot be expected to conform exactly to point measurements of the groundwater conditions. The system presented in this paper is considered as an effective and satisfactory tool for providing a nationwide daily picture of the groundwater and soil water conditions. The HBV-model used in this system needs however some improvements to give a better confidence in the output results, especially if one wishes to use the simulations to analyse and forecast extreme hydrological situations at local scale. In particular it should integrate:

- (1) better spatial resolution of the meteorological data and interpolation procedure;
- (2) better information of geological, soils and vegetation characteristics;
- (3) a simplified multi-dimensional heat and water transport modules for better simulations of soil water deficit, evapotranspiration and soil frost;
- (4) a multi-criteria calibration procedure based on both snow, soil moisture, groundwater and streamflow.

Spatially distributed estimates of temperature and precipitation are needed as input to the groundwater and soil water conditions simulation. The distributed HBV-model uses available observations from the public meteorological network. Currently temperature and precipitation are observed at 84 stations. The data are corrected to account for temperature- and precipitation dependence on altitude. The current model uses interpolated data from the 3 nearby stations and gives good results at regional scale. However, for trustworthy results, especially at local scale, it is necessary with meteorological data of good quality and relevant spatial resolution. A new model which will be operative in summer 2006 will use precipitation and temperature grids at spatial resolution of 1*1 km² generated automatically by the Norwegian Meteorological Institute (Engeset et al. 2004).

The soil texture, structure, steepness, vegetation, and soil frost, as well as the characteristics of the underlying geological structure controls the amount of groundwater recharge and surface runoff. For the time being, the poor availability of reliable information on geology and vegetation at a small scale (1/50,000), strongly limit our possibility to improve the quality of the HBV-simulations.

As the model structure allows physically-based principles to be used for describing the various processes in the subsurface and at the land-surface-atmosphere interface, the distributed HBV-model may be improved by including better sub-routines for calculation of evaporation and soil water deficit.

Calibration procedures which take into account all available observations (snow, soil moisture, groundwater), and not only streamflow, should decrease the number of model solutions, and therefore give better results.

A historical archive of daily gridded data from about 1960 to present day will be established and available at internet using the same navigation and presentation system developed previously at NVE for snow maps (Engeset et al. 2004). The purpose of the Groundwater and Soil Water System is to provide national and local stakeholders with tools for assessing the past, current and forecasted groundwater and soil water conditions. This system promotes the use of groundwater and soil water information in analysing the development of unusual hydrological events and may be therefore considered as a good tool for evaluating groundwater related risks (floods, drought, landslides, hydro-electricity shortages, water restrictions).

Acknowledgement

This work is funded by the Norwegian Water Resources and Energy Directorate (NVE). The authors wish to thank engineers in NVE for contribution with data monitoring and database development. We are especially grateful to Rune Engeset who has initiated the Snow Map System for Norway and Jess Andersen for developing necessary tools for the web-based presentation. The authors also thanks the Norwegian Meteorological Institute (met.no).

References

- Beldring S, Engeland K, Roald LA, Sælthun NR, Voksø A (2003) Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway. *Hydrology and Earth System Sciences* 7:304-316.
- Beldring S, Colleuille H, Haugen LE, Roald LA, Øverlie T (2005) Climate change impacts on hydrological processes in headwater catchments. *Headwater Control IAHC konferanse*. Bergen, Juni 2005.
- Bergström S (1995) The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch:443-476.
- Colleuille H, Dimakis P, Wong WK, Tvedten S (2006) Interactions between rivers and aquifers and their impact on management of water resources in Norway. *Nordic Hydrological Conference 2006*. Velje Danmark. NHP report (article accepted).
- Engeset R, Tveito OE, Mengistu Z, Udnæs HC, Isaksen K, Førland EJ (2004) Snow Map System for Norway. XXIII Nordic Hydrological Conference. Tallin. NHP Report No.48, Tartu.
- Engeland K, Skaugen TE, Haugen JE, Beldring S, Førland E (2004) Comparison of evaporation estimated by the HIRHAM and GWB models for present climate and climate change scenarios. Norwegian Meteorological Institute report no.17/2004.
- Jansson PE, Karlberg L (2004) Coupled heat and mass transfer model for soil-plant- atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm .
- Kirkhusmo LA (1986) The use of groundwater monitoring data from the nordic countries. Norwegian Hydrological Programme, NHP report no. 19, Norway.
- Pettersson LE (2004) Water Resources in Norway. Nordic Hydrological Conference. Tallin, Estonia. NHP report No. 48, Tartu.
- Van Lanen HAJ, Frendeková M, Kupczyk E, Kasprzyk A, Pokojski W (2005) Flow Generating Processes. Chapter 3 in *Hydrological Drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater*. Ed. Tallaksen LM and van Lanen HAJ, Elsevier.

DARCY 103

Holocene recharge and present recharge of the saharan aquifers. A study by numerical modelling

M. Ould Baba Sy¹ ; M. Besbes²

¹Observatoire du Sahara et du Sahel (OSS), Boulevard du Leader Yasser ARAFAT. BP.31, 1080
Tunis, Tunisie.

E-mail : lamine.babasy@oss.org.tn

²Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis (ENIT), Laboratoire LMHE, BP.37, Le Belvédère - 1002 Tunis,
Tunisie.

E-mail : mbf.besbes@gnet.tn

Abstract

A certain number of arid zone hydrologists assume that there is no present recharge in the Saharan aquifers. The authors of the paper develop this assumption while leaning on the simulation model of the North Western Sahara Aquifer System (NWSAS). To accomplish that purpose, the "present" natural reference state of the aquifer is reproduced, which is non influenced and considered to be the year 1900 state. Then, we endeavour to reproduce faithfully this situation to the term of a 10000 years simulation, which starting point is the beginning of the Holocene (10000 years BP), during which it is displayed a zero recharge on all the presumed recharge zones. The reconstitution of the simulated period initial condition is based on the existence of an ancient sufficiently humid climate, which has filled the reservoir layers until their overflow level: the aquifers were filled to their capacity of ingestion. Then, beginning at 10000 years BP to the present time, the system behaves as a pure depletion regime. The obtained results indicate that, if the present zero recharge hypothesis is plausible in the southern part, which contribute, according to the model, for a relatively weak quantity to the recharge of the NWSAS, that is not the case for the northern part, notably on the outcrops of the Saharan Atlas, which provide the main quantity of the present contributions according to the model, thus, we are forced to maintain an important recharge rate for the whole Holocene period and the actual too, otherwise, it is impossible to reconstitute the observed flow behaviour of the aquifer system.

Recharge des aquifères sahariens durant l'Holocène et recharge actuelle. Etude sur modèle numérique

Résumé

Un certain nombre d'hydrologues de la zone aride ont conclu à l'absence de recharge actuelle des nappes sahariennes. Les auteurs de l'article développent cette hypothèse en s'appuyant sur le modèle numérique de simulation du Système Aquifère du Sahara Septentrional : le SASS. On définit pour ce faire un régime « actuel » naturel de référence, non influencé, rapporté à l'année 1900. On s'efforce ensuite de parvenir à reproduire au mieux cette situation au terme d'une simulation de dix mille ans, ayant son point de départ au début de l'Holocène, soit à 10000 BP, et au cours de laquelle on affiche une recharge nulle sur toutes les zones d'alimentation présumées. La reconstitution de l'état initial de la période simulée se fonde sur l'existence d'un climat ancien suffisamment humide pour avoir rempli les couches réservoirs jusqu'à leurs cotes de débordement : les aquifères étaient alimentés à leur capacité d'inges-

tion. Puis, de 10000 BP à l'actuel, le système fonctionne en régime de tarissement pur. Les résultats obtenus indiquent que si l'hypothèse de recharge actuelle nulle est plausible sur le flanc sud du bassin qui contribue selon le modèle pour une part relativement très faible à l'alimentation totale du SASS, il n'en est rien pour ce qui concerne le flanc nord, notamment sur les piedmonts de l'Atlas saharien, qui fournissent l'essentiel des apports actuels selon le modèle, et sur lesquels on est contraint de maintenir une recharge conséquente durant tout l'Holocène y compris l'actuel, faute de quoi il paraît impossible de parvenir à reconstituer la structure des écoulements observés de la nappe.

Introduction

Avec près d'un million de km² de superficie, le Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS) s'étend sur l'Algérie, la Tunisie et la Libye et recèle d'énormes réserves d'eaux souterraines, réserves dont certains auteurs (Burdon, 1977 ; Pizzi et Sartori, 1984) s'accordent à dire qu'elles sont très anciennes, et que les gradients hydrauliques observés dans l'aquifère sont des gradients fossiles, ou résiduels, hérités des périodes humides de l'Holocène, que la recharge actuelle serait nulle et que les nappes se trouveraient donc aujourd'hui en régime de tarissement pur. Le fait que les eaux qui circulent dans cet aquifère soient très anciennes est aujourd'hui un fait établi, mais cela signifie-t-il pour autant qu'elles ne soient plus réalimentées de nos jours ?

Nous nous proposons d'étudier l'hypothèse de recharge nulle, développée par ces auteurs, dans le domaine du Sahara septentrional. Pour ce faire, nous utilisons le modèle du SASS (OSS, 2003b), dont les paramètres ont par ailleurs fait l'objet d'un calage sur des séries historiques conséquentes. Nous partons de l'état de référence (1950) du modèle du SASS pour établir un régime naturel non influencé (sans pompages) daté de l'année 1900 et un état permanent initial représentant le début de l'Holocène (10000 B.P). Nous effectuons, par la suite, une simulation en régime transitoire afin d'étudier le comportement du système depuis le début de l'Holocène, avec l'hypothèse de recharge nulle. Ceci permet de suivre le tarissement des nappes au cours des 10000 dernières années. Notre objectif est d'arriver à reproduire l'état naturel (1900) en partant d'une situation initiale caractérisée par des conditions climatiques anciennes (début de l'Holocène).

1. Le modèle climatique adopté

La première des grandes périodes arides, marquée en Afrique par l'extension des savanes, date de 2.5 millions d'années (Bonnefille, 1993). Elle coïncide avec le premier signe d'un refroidissement important sur les hauts plateaux du sud de l'Éthiopie. La chronologie entre période aride et refroidissement dans les zones de montagne établit clairement la relation période aride tropicale – période glaciaire à partir de la mise en place d'une grande calotte glaciaire de l'hémisphère nord, il y a 2.5 millions d'années.

Le climat global connaît, à partir de cette période, une répétition de cycles glaciaires/interglaciaires, avec une périodicité de 40 000 ans entre 2.5 et 0.7 millions d'années et de 100 000 ans pour les derniers 700 000 ans. La plus récente des périodes glaciaires a connu son apogée il y a 18000 à 20 000 ans. C'est à cette période, qui s'est achevée au début de l'Holocène (10000 ans BP), que la grande majorité des réserves des nappes du Sahara se sont mises en place.

Malgré une relative stabilité du climat au cours des 10000 dernières années (Holocène), cette période est marquée par des variations de bilan hydrique sur les continents d'ampleur parfois considérable, survenues à toute échelle de temps, du millénaire à la saison. Les types de forêts les plus humides sont connus entre 10000 et 6000 ans BP (Kendall, 1969). Le Sahara

était verdoyant à cette période (entre 11000 et 5000 ans BP selon Gasse, 2003). Elles ont été remplacées par des types de végétations plus secs vers 6000 ans BP (Jolly, 1992), début de l'établissement du climat actuel (Rognon, 1976).

Il est établi que l'apogée de la dernière période de recharge des nappes se situe aux environs de 10000 ans BP. Le modèle climatique adopté ici suppose, comme l'ont déjà fait Burdon (1977), Pizzi et Sartori (1984) que depuis, les changements climatiques ont eu pour conséquence la diminution progressive de la pluviométrie qui a abouti à l'instauration de l'aride actuel.

2. Cadre et contexte hydrogéologique

Le système aquifère du Sahara septentrional comprend deux principales couches aquifères profondes : la formation du Continental Intercalaire (CI), la plus profonde (Cornet, 1964 ; Salem et Baruni, 1990), et celle du Complexe Terminal (CT) (Bel et Demargne, 1966 ; Pallas, 1980 ; Mamou, 1990). Ce système a fait l'objet de plusieurs investigations depuis le début des années 1960 (Geopetrole, 1964 ; Unesco, 1972 ; Rab, 1987 ; Geomath, 1994 ; De Marsily et al., 1978 ; Besbes et Zammouri, 1988 ; Zammouri, 1990 ; Besbes et al., 2003), qui ont contribué à la description des principales formations aquifères et à la délimitation de leurs extensions (Fig.1).

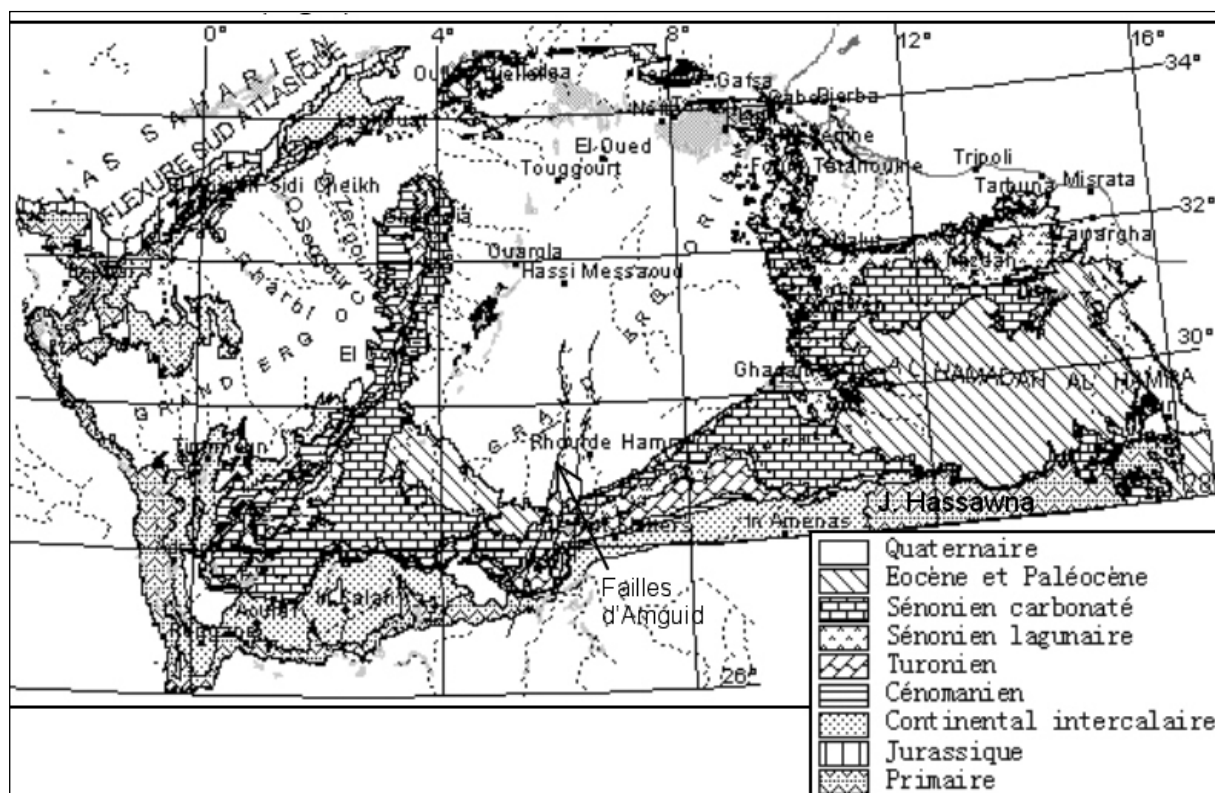


Figure 1 : Carte géologique du SASS (Oss, 2003a et 2003b)

2.1. Principales formations et limites du bassin

L'examen de la carte des affleurements géologiques (Fig.1) permet de définir le Continental Intercalaire (CI) comme l'ensemble continental compris entre les plissements hercyniens, qui ont chassé la mer de la plate-forme saharienne, et l'invasion marine du Crétacé supérieur. Cet ensemble comprend majoritairement les formations continentales gréso-argileuses du Crétacé inférieur, auxquelles l'étude des coupes de forages a permis d'associer des sédiments marins ou lagunaires, post-paléozoïques et anté-cénomaniens intercalés au sein du CI (Busson, 1970 ; Fabre, 1976).

Cette définition du CI, qui constitue la formation aquifère la plus étendue de la région, détermine les limites attribuées à la zone d'étude du Système Aquifère du Sahara Septentrional. Ces limites, fondées à la fois sur l'étude des affleurements géologiques et sur l'étude des sondages, sont :

- Au Nord-Ouest, le versant Sud de l'Atlas saharien,
- A l'Ouest-Sud-Ouest, la limite des affleurements paléozoïques,
- Au Sud, la limite des affleurements du CI sur le Paléozoïque
- Au Nord, l'accident sud atlasique au Nord des Chotts, relayé vers le golfe de Gabès par la faille d'El Hamma - Médenine.
- Au Nord Est, les affleurements du Continental Intercalaire sur le Dahar et le Jebel Nefusa.
- A l'Est, et en passant au bassin de Syrte, les eaux du CI deviennent saumâtres : c'est ce passage qui a été adopté comme limite de la nappe d'eau douce du CI (Oss, 2003b).

Le Complexe Terminal (CT) groupe sous une même dénomination plusieurs aquifères situés dans des formations géologiques différentes (Sénonien, Eocène et Miopliocène), car ces nappes font bien partie d'un même ensemble hydraulique (Bel et Cuche, 1969 ; Eress, 1972a ; Oss, 2003a et b ; Babasy, 2005). Les intercommunications entre Sénonien, Eocène et Miopliocène sont évidentes sur l'ensemble du bassin, à l'exception de la région des chotts où l'Eocène moyen et supérieur imperméable vient s'intercaler. La nappe turonienne est plus individualisée par suite de la couverture imperméable du Sénonien lagunaire, mais ses niveaux concordent avec ceux du Sénonien ou du Miopliocène sur la bordure du bassin .

2.2. Hydrodynamique de la nappe du CI

Il a été considéré (Oss, 2003a et b) que la situation des nappes du Sahara septentrional en 1950 pouvait représenter un état piézométrique stationnaire, peu influencé par les pompages. L'ensemble des données publiées (Cornet, 1964 ; Eress, 1972b ; Pallas et Bufla, 1978 ; Geomath, 1994) ont été mises à contribution pour élaborer la carte piézométrique de la nappe du CI (Fig. 2) qui définit les écoulements à l'état « naturel ». L'examen de cette carte met en évidence les zones d'alimentation: a) piémont sud atlasique au Nord-Ouest, b) Tinrhert au Sud, c) Dahar à l'Est, d) Jebel Nafusa au Nord-Est, e) Jebel Hassawna au Sud, où la nappe du Cambro-Ordovicien est drainée vers le Nord par la nappe du Continental Intercalaire.

Les zones d'exutoire, suggérées par les points d'aboutissement des lignes de courant (Fig. 2) sont : a) les foggaras du Touat-Gourara et du Tidikelt, b) l'exutoire tunisien marqué par la faille d'El-Hamma, c) l'exutoire libyen au niveau d'AinTawargha.

L'anomalie piézométrique, sur la dorsale d'Amguid, s'explique par une drainance verticale vers le Complexe Terminal, à travers les failles de cette zone. Ceci a été confirmé par les cachets isotopiques des eaux de la région (Moulla et Guendouz, 2003).

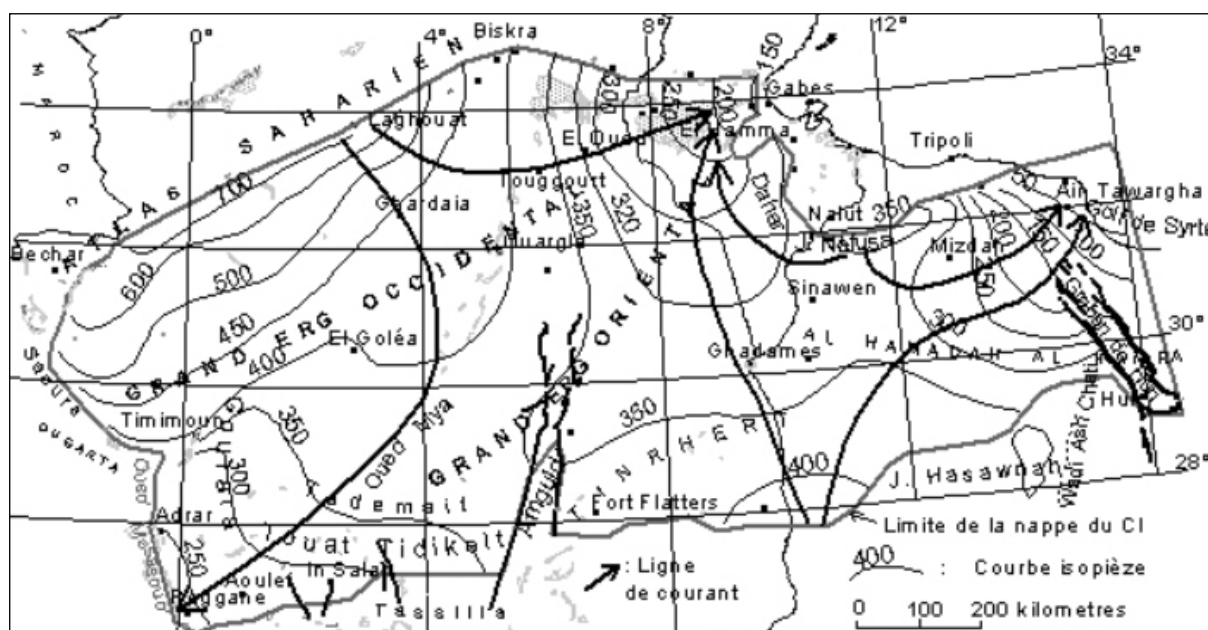


Figure 2 : Carte piézométrique de référence (1950) du Continental Intercalaire (Oss, 2003a et b)

2.3. Hydrodynamique de la nappe du CT

Comme pour le CI, la construction de la carte piézométrique du Complexe Terminal est le résultat des contributions successives élaborées depuis quarante ans, depuis la publication par Cornet (1964) de la première carte piézométrique couvrant tout le « Continental Terminal » du Sahara. Parmi les contributions les plus significatives, on peut citer notamment Bel et Cuhe (1969), Eress (1972a), Levassor (1975), Gefli (1978), Pallas (1978), Idroteneo (1982), Srivastava (1981), Armines-Enit (1984), Mamou (1990), Geomath (1994), Oss (2003a et b). L'ensemble de ces travaux a permis de dresser une carte piézométrique « initiale » ou encore peu influencée, à l'échelle du bassin du Sahara septentrional (Fig.2). Les valeurs ponctuelles relativement anciennes, ayant servi à cet effet, proviennent des références qui précèdent, des archives des services nationaux et de la base de données du projet SASS (Oss, 2003a et b).

L'examen de la carte piézométrique du CT (Fig.2) met en évidence les zones d'alimentation, à savoir :

a) l'Atlas saharien au Nord-Ouest, b) le Dahar à l'Est, c) le J. Nafusa au Nord-Est, d) le Tinrhert au Sud.

Les zones d'exutoires sont principalement centrées sur les Chotts algéro-tunisiens et sur le Golfe de Syrte.

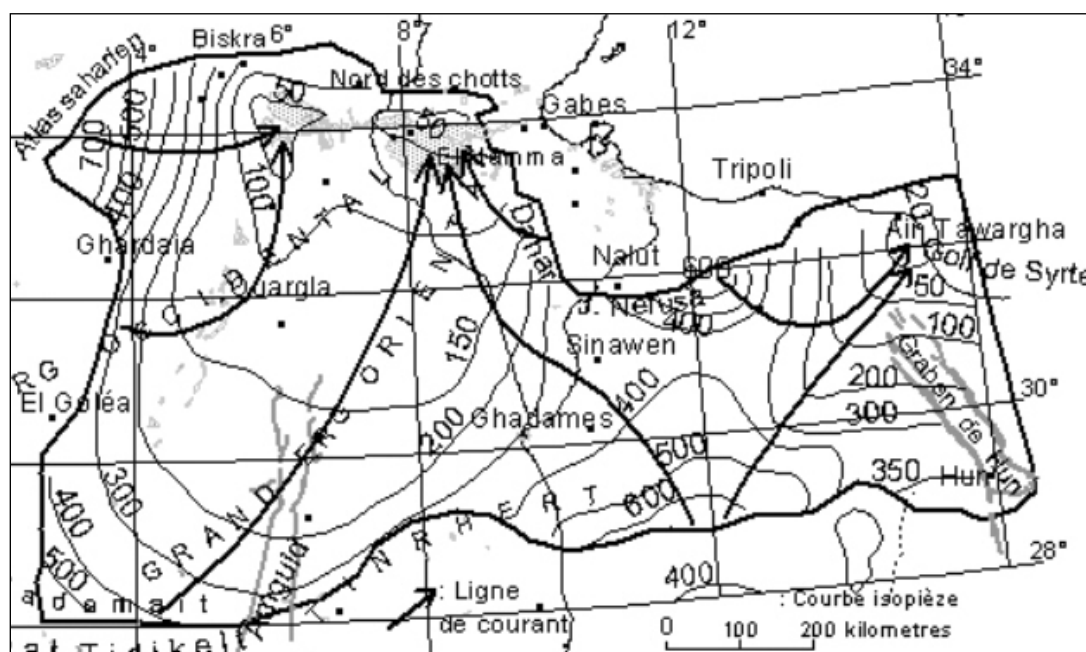


Figure 3 : Carte piézométrique de référence (1950) du Complexe terminal (Oss, 2003a et b)

2.4. Recharge et paléorecharge

L'étude des précipitations disponibles à Béni-Abbès, sur la Saoura, montre que des teneurs basses en isotopes lourds peuvent être relevées à l'heure actuelle sans faire intervenir de période climatique plus humide (Conrad et Fontes, 1970 ; Fontes, 1976). Par ailleurs, des teneurs en tritium assez significatives ont été mesurées dans les eaux de la partie centrale de l'Erg occidental (Conrad et Olive, 1972, Conrad et al., 1975), ce qui suggère la présence d'une fraction d'eau récente. Ces auteurs admettent que la recharge de la nappe de l'Erg occidental ne pouvait être strictement paléoclimatique. Il existe certes des réserves souterraines héritées de périodes anciennes humides, mais elles seraient réalimentées de façon intermittente par les événements pluvieux exceptionnels.

3. Le Modèle du SASS

La structure simplifiée adoptée pour représenter le SASS (Oss, 2003b) comprend quatre couches aquifères (Complexe Terminal, Turonien, Continental intercalaire, et Cambro-Ordovicien) séparées par trois aquitards (Sénonien lagunaire, Cénomaniens, Carbonifère) (Fig.4) :

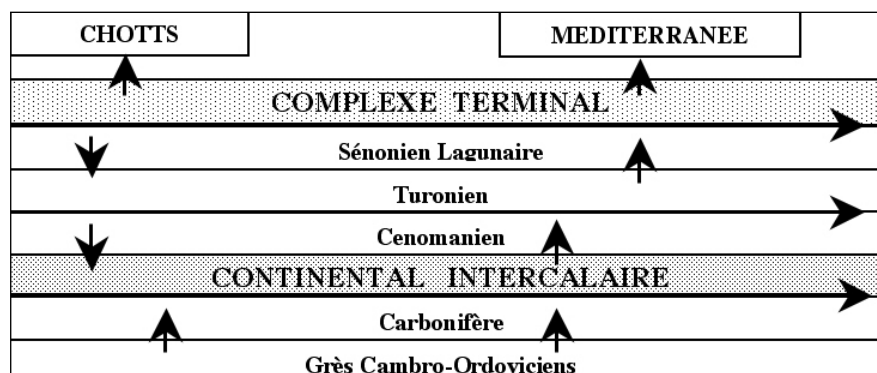


Figure 4 : Schéma structural du Modèle du SASS (Oss, 2003b)

La grille du modèle décrit un maillage carré de 12,5x12,5 km, représentant un total de 16523 Mailles représentant une superficie aquifère développée de près de 2580000 km².

Quant aux couches semi-perméables, elles sont représentées par les flux verticaux qui les traversent sous l'effet des différences de charges entre couches aquifères superposées : ce sont les flux de Drainance. C'est un Modèle quasi-tridimensionnel fondé sur « l'hypothèse du Multicouche », hypothèse selon laquelle les écoulements dans les couches semi-perméables (aquitards) sont strictement verticaux lorsque l'on considère que les écoulements dans les aquifères principaux sont horizontaux. On démontre que cette hypothèse se trouve amplement vérifiée lorsque le contraste des perméabilités entre formations adjacentes (aquifère/aquitard) est important. Cela est bien le cas dans le Sahara où les études réalisées (que ce soit en Algérie et Tunisie ou en Libye) situent les perméabilités verticales du Cénomanién et du Sénonien lagunaire vers les 10⁻¹⁰ à 10⁻¹³ m/s.

Ce modèle calé et validé a reconstitué aussi fidèlement que possible, en régime permanent, les variables d'état du système que constituent respectivement : a) les cartes piézométriques d'ensemble construites pour le CI et le CT, représentant un régime de quasi-équilibre daté d'environ 1950, b) les valeurs piézométriques ponctuelles observées ou estimées autour de cette date, c) le débit des résurgences naturelles jaugé à cette époque et des Foggaras algériennes pour le CI. En régime transitoire le modèle a abouti à la bonne restitution des séries historiques des rabattements de référence et des séries de débits aux exutoires : Foggaras, Sources de la Nefzaoua et du Djerid, Ain Taouargha. Les résultats présentés dans le présent article concernent les deux principales couches aquifères du SASS : le CI et le CT.

4. Le régime permanent naturel de 1900

Nous définissons notre état de référence constitué par le régime naturel des nappes en l'an 1900. Il correspondrait à l'état permanent choisi par le modèle du SASS (Oss, 2003b) dans lequel les pompages seraient entièrement mis à zéro. On peut en effet considérer qu'en 1900 les pompages étaient quasiment inexistantes. Nous effectuons une simulation à partir du modèle du SASS modifié (tous pompages annulés) pour établir cet état de référence. Les résultats portés sur le tableau 1 permettent de comparer les bilans des états 1950 et 1900 et dégagent les constatations suivantes :

Les débits aux exutoires ont subi des modifications peu importantes pour la nappe du CI, car les pompages étaient faibles en 1950 (0.3 m³/s). Par contre, pour la nappe du CT, où les pompages sont plus importants (7.5 m³/s), leur annulation a causé une nette augmentation des débits des sources et des chotts algéro-tunisiens. L'analyse des écarts piézométriques entre

Tableau 1 Principaux termes du bilan 1900, calculé par le modèle et bilan 1950.

CONTINENTAL INTERCALAIRE	1950	1900	COMPLEXE TERMINAL	1950	1900
Entrées (m³/s)			Entrées (m³/s)		
Alimentation	9	9	Alimentation	18	18
Total Entrées	12	12	Total Entrées	24	22
Sorties (m³/s)			Sorties (m³/s)		
Pompages	0.3		Pompages	7.5	0
Foggaras	4	4	Chotts Algérie-Tunisie	8	14
Exutoire tunisien	4	4	Sources Nefzaoua Djerid	2	4
Total Sorties	12	12	Total Sorties	24	22

Tableau 1 : Principaux termes du bilan 1900, calculé par le modèle et bilan 1950.

l'état 1950 et l'état naturel 1900, montre que la suppression des pompages 1950 provoque des remontées sensibles dans la nappe du CI (de l'ordre de 10 m dans le secteur El Goléa – Touggourt en Algérie, pouvant dépasser localement les 12 m, plus au Nord). Quant à la nappe du CT, où les pompages étaient plus importants en 1950, leur annulation a engendré des remontées considérables, pouvant dépasser les 50 m dans la région de Mghaier, en Algérie.

5. Régime Initial du début de l'Holocène

Nous reconstituons l'état de la nappe au début de l'Holocène en supposant que les pluies étaient suffisamment abondantes pour que l'ensemble de l'aquifère fût saturé d'eau jusqu'à la cote de ses affleurements. Pour ce faire, nous partons du modèle du SASS, dans son état 1900, sur lequel les charges hydrauliques sont initialisées aux hauteurs piézométriques du début de l'Holocène, qui correspondaient aux altitudes du terrain naturel, sous forme de niveaux imposés là où affleurent les formations aquifères. Les pompages sont bien entendu maintenus à zéro. La simulation d'un état stabilisé au début de l'Holocène (10000 ans BP) fournit le bilan consigné sur le tableau 2.

Tableau 2 Principaux termes du bilan du SASS respectivement en 10000 BP et en 1900					
CONTINENTAL INTERCALAIRE	10000 BP	1900	COMPLEXE TERMINAL	10000 BP	1900
Entrées (m³/s)			Entrées (m³/s)		
Alimentation	28	9	Alimentation	43	18
Total Entrées	30	12	Total Entrées	53	22
Sorties (m³/s)			Sorties (m³/s)		
Foggaras	17	4	Chotts Algérie-Tunisie	29	14
Exutoire tunisien	5	4	Sources Nefzaoua Djerid	14	4
Total Sorties	30	12	Total Sorties	53	22

Tableau 2 : Principaux termes du bilan du SASS respectivement en 10000 BP et en 1900

La comparaison des bilans 10000 BP et 1900 révèle :

- que l'alimentation des nappes était certes plus importante il y a 10000 ans : deux fois et demi à trois fois l'actuelle, tant pour le CI que pour le CT, mais sans plus.
- des sorties aux exutoires plus importants, notamment les Foggaras quatre fois plus forts car « soutenus » par une importante zone d'affleurements proches. Mais le débit de l'exutoire tunisien du golfe de Gabès n'a pratiquement pas changé, cet exutoire étant très éloigné des zones d'affleurement et de recharge et le gradient général ayant peu varié.

Les figures 5 et 6 présentent les cartes piézométriques calculées au début de l'Holocène. L'analyse des écarts piézométriques entre celles-ci et celles de l'état naturel 1900 permet d'avancer que, pour le CI (Fig.5), la piézométrie au début de l'Holocène était de 100 à 150 m supérieure à celle de l'état naturel 1900, dans le centre du bassin. Ces remontées peuvent atteindre 200 m sur l'Atlas saharien, le Dahar, le Jebel Nefusa et l'Adrar Ben Drich.

Pour la nappe du CT (Fig.6), la piézométrie au début de l'Holocène était de 50 à 100m supérieure à celle de l'état naturel 1900, dans la région du Grand Erg Oriental. Ces remontées peuvent atteindre 200 m au Nord des chotts et au Jebel Nefusa.

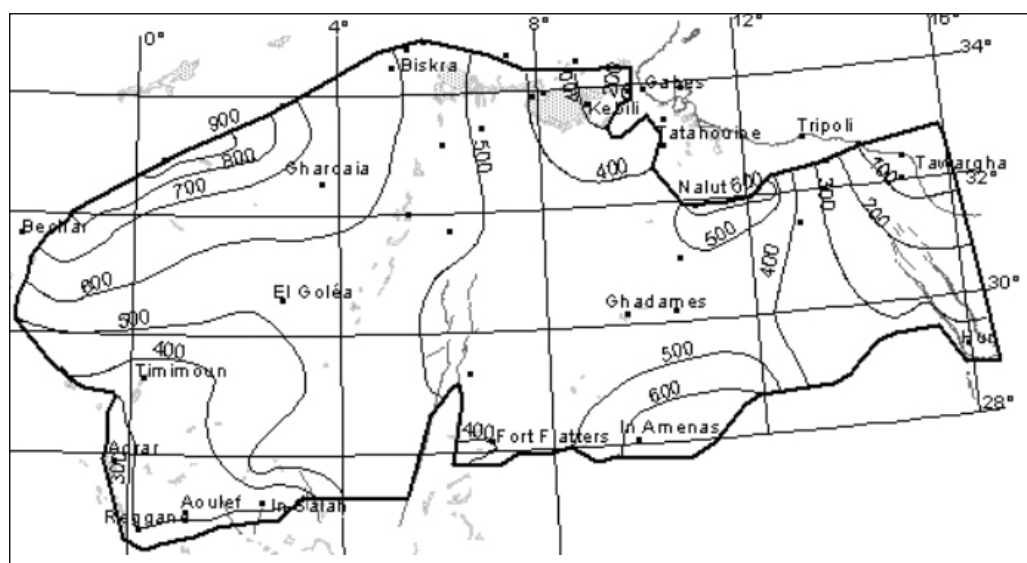


Figure 5 : Carte piézométrique du CI au début de l'Holocène

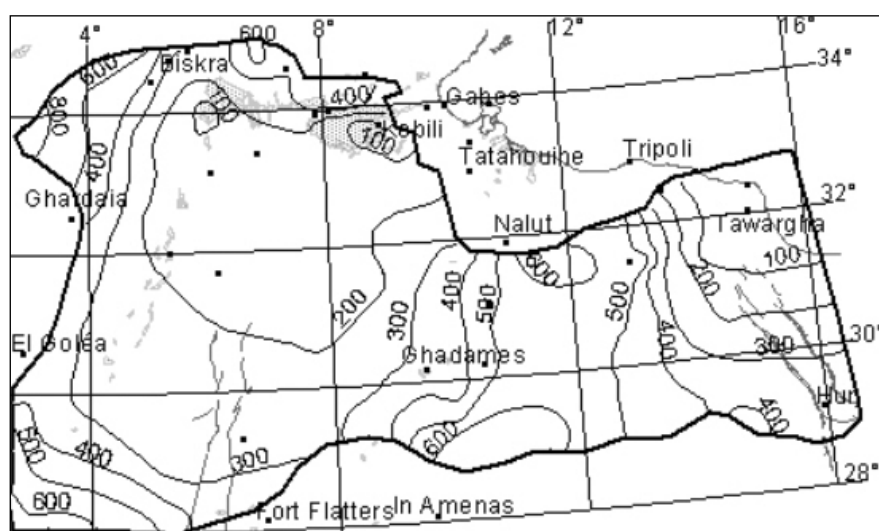


Figure 6 : Carte piézométrique du CT au début de l'Holocène

6. Analyse du tarissement des aquifères : hypothèse de recharge nulle

Burdon (1977) a été l'un des premiers à supposer un tarissement pur des aquifères du Sahara avec une hypothèse de recharge nulle. Cette hypothèse est reprise par Idrotecneco (1982) qui note que le régime naturel du système aquifère avant toute extraction artificielle est le résultat d'une très longue période (10000 ans) de tarissement pur. Elle a également été adoptée par Pizzi et Sartori (1984), ainsi que par Thorweihe & Heini (1996 & 2002) dans l'aquifère des grès de Nubie (Egypte, Libye et Soudan).

Selon cette hypothèse, les gradients hydrauliques de ces nappes seraient des gradients fossiles, ou résiduels, hérités des périodes humides du début de l'Holocène, où les aquifères étaient saturées d'eau jusqu'à déborder aux affleurements (Fig.7a). La recharge actuelle serait nulle (Fig.7b) et les nappes se trouveraient donc en régime de tarissement pur (Fig.7c). Nous nous proposons de vérifier cette thèse à l'aide du modèle du SASS.

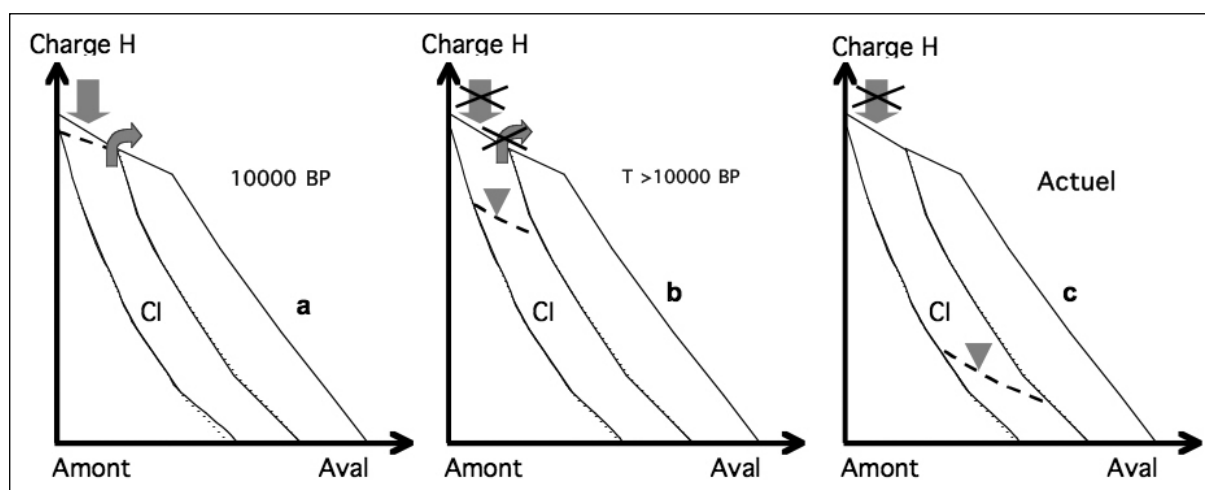


Figure 7a, b et c : Schéma du tarissement du CI au cours de l'Holocène

6.1. Simulation de la période Holocène

L'hypothèse de recharge nulle voudrait que, partant de l'état initial du début de l'Holocène où les aquifères sont gorgés d'eau, l'aridité s'installe, la recharge s'annule, et les nappes évoluent en tarissement pur sur tout le restant de l'Holocène.

Sur le modèle, et partant de la situation initiale reproduite plus haut, nous procédons aux modifications nécessaires à la conduite de la simulation de cette thèse : déconnexion des niveaux imposés aux affleurements, puis calculs sur 10000 ans. Les résultats de cette simulation reproduisant le tarissement de l'aquifère sont portés tableau 4, Fig.7 et 8. La fin de cette phase de tarissement depuis le début de l'Holocène devrait pouvoir reproduire l'état de référence 1900 décrit plus haut.

CONTINENTAL INTERCALAIRE	Fin du transitoire 10000 ans	Permanent 1900	COMPLEXE TERMINAL	Fin du transitoire 10000 ans	Permanent 1900
Entrées (m³/s)			Entrées (m³/s)		
Alimentation	0	9	Alimentation	0	18
Tarissement réserves	5	0	Tarissement réserves	2	0
Total Entrées	8	12	Total des Entrées	7	22
Sorties (m³/s)			Sorties (m³/s)		
Foggaras	2	4	Chotts Algérie-Tunisie	2	14
Exutoire tunisien	2	4	Sources Nefzaoua Djerid	0	4
Total des Sorties	8	12	Total des Sorties	7	22

Tableau 3 : Principaux termes du bilan calculés respectivement à la fin du tarissement sur 10000 ans et à l'état naturel 1900

La comparaison du bilan de la fin du tarissement sur 10000 ans (Tableau 3) et de celui de l'état naturel 1900 indique, outre la recharge nulle, des débits aux exutoires systématiquement diminués : de moitié pour le CI (Exutoire tunisien et Foggaras), mais radicalement pour le CT où l'on observe la disparition des sources tunisiennes de Nefzaoua-Djerid, et la quasi-disparition des Chotts en tant qu'exutoire principal de la nappe.

La représentation des cartes piézométriques calculées à la fin du tarissement (Fig.8 et 9) indique par ailleurs des écoulements généraux différents de ceux observés dans la configuration actuelle. En effet :

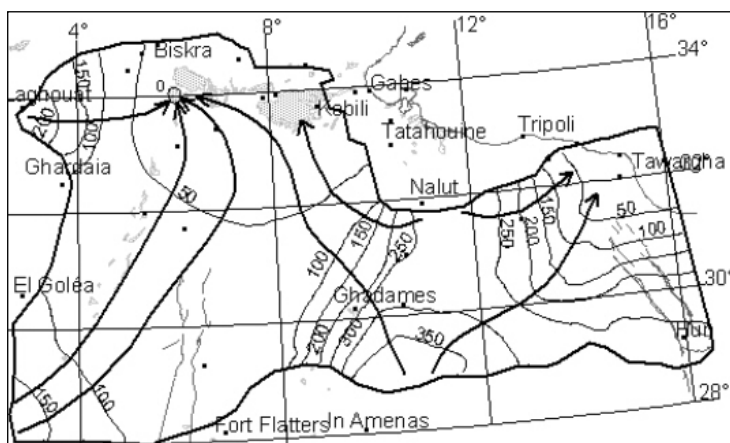


Figure 8 : Carte piézométrique du CT à la fin du tarissement depuis le début de l'Holocène (correspondant à l'année 1900)

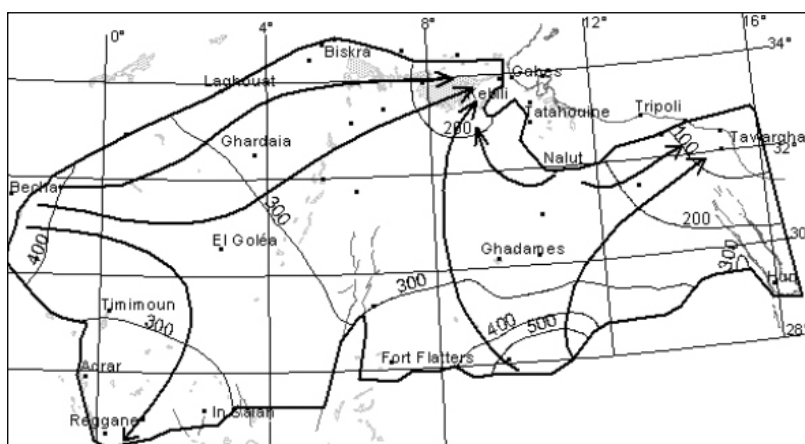


Figure 9 : Carte piézométrique du CI à la fin du tarissement depuis le début de l'Holocène (correspondant à l'année 1900)

Pour la nappe du CT : La lecture de la figure 8 montre des lignes de courant convergeant certes vers le Chott Melhir , mais à un niveau très bas; le Chott Djerid n'est plus un exutoire principal et l'artésianisme a complètement disparu de toute la région des Chotts. Cette configuration n'est pas du tout conforme à l'actuel , ce qui était par ailleurs déjà fortement suggéré par le bilan tableau 4.

Pour la nappe du CI : La figure 9 traduit un couloir d'écoulement allant de la région de Béchar vers l'Exutoire tunisien. Les gradients hydrauliques originaires de l'Atlas saharien ont totalement disparu . Ce schéma est en parfaite contradiction avec la configuration observée à l'état naturel. Une hypothèse de recharge nulle ne peut donc être envisagée sur l'Atlas saharien, ainsi du reste que sur le Dahar et le Jebel Nefusa. Ailleurs, par contre, les courbes piézométriques et les lignes de courant calculées montrent une configuration identique à l'actuel ; notamment sur la bordure méridionale du bassin : Adrar Ben Drich, Tinrhert et Tademaït. Dans ces régions, la pluie moyenne interannuelle est aujourd'hui extrêmement faible (inférieure à 10 mm dans l'Adrar Ben Drich). L'hypothèse de la recharge nulle paraît donc tout à fait acceptable dans ces régions.

6.2. Tarissement des Exutoires et des Niveaux

La figure 10 représente la baisse des débits aux exutoires Du CI et du CT. Elle indique bien (cf.tab.2 à 10000 BP) que les débits maxima que peuvent manifester ces exutoires sont de 17 m³/s pour les Foggaras, 5 m³/s pour l'Exutoire tunisien pour le CI ; 29 m³/s pour les Chotts algéro-tunisiens et 14 m³/s pour les Sources de Nefzaoua-Djerid. Cette figure reproduit le

tarissement calculé par le modèle, qui indique à la fin de la simulation des 10000 ans des débits respectivement estimés à près de 2 m³/s pour les Foggaras, 2 m³/s pour l'Exutoire tunisien, 2 m³/s pour les Chotts algéro-tunisiens et quasiment nuls pour les sources de Nefzaoua-Djerid.

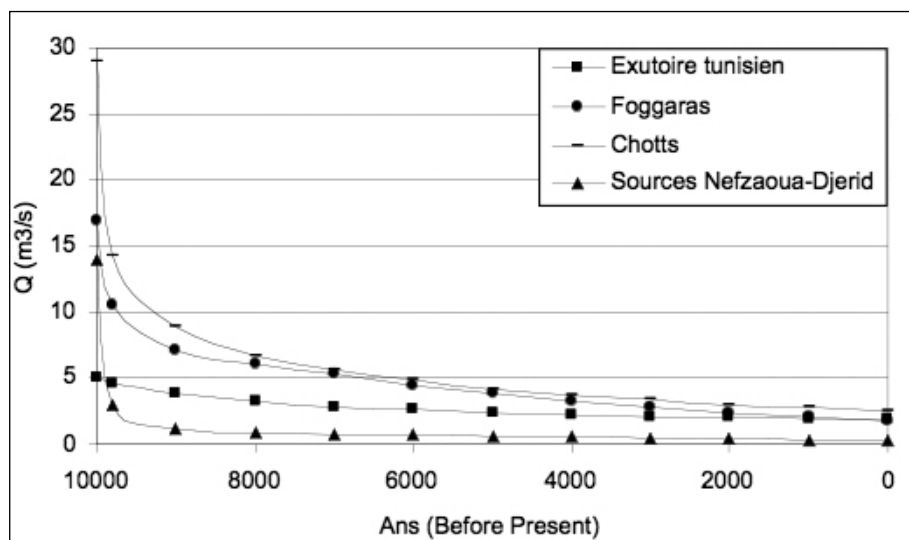


Figure 10 : Tarissement des débits aux Exutoires du CI et du CT

Par ailleurs, des points de contrôle ont été fixés dans le modèle afin de suivre le tarissement des niveaux piézométriques du principal aquifère (le CI) depuis le début de l'Holocène, tant sur la zone de recharge de l'Atlas saharien qu'à l'intérieur du bassin (Toggourt et Tozeur). Sur la figure 11, on peut suivre la baisse des charges hydrauliques, calculées par le modèle : c'est une baisse exponentielle dont la vitesse tend à se stabiliser, au cours de la deuxième moitié de la période, à des valeurs décroissant de l'amont vers l'aval, soit près de 26 mm/an sur l'Atlas, 20 mm/an dans la région de Toggourt, 13 mm/an dans la région de Tozeur.

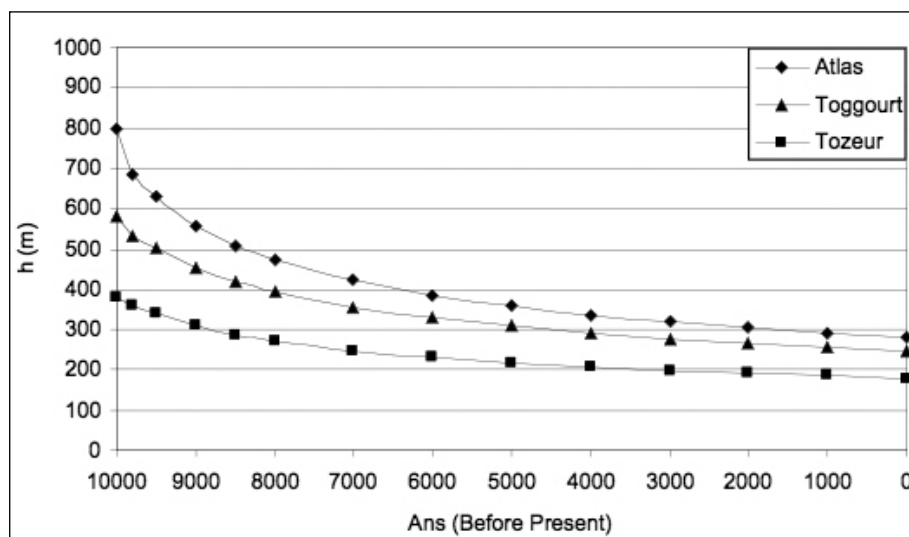


Figure 11 : Evolution des charges hydrauliques au cours de l'Holocène

6.3. Comparaison entre permanent naturel 1900 et fin du tarissement simulé

Pour matérialiser encore l'effet de l'hypothèse de recharge nulle sur le système, nous nous proposons d'étudier les différences de répartitions piézométriques calculées par le modèle, entre l'état permanent 1900 et celui de la fin du tarissement depuis le début de l'Holocène.

Nappe du CT : Les cartes de différences de charges entre régime permanent 1900 et fin du tarissement révèlent, pour le CT (Fig.12), que les hauteurs piézométriques à la fin du tarissement sont systématiquement inférieures à celles de l'état de référence 1900. Des différences très importantes sont notées au Nord-Ouest, où elles atteignent 400 m. Elles sont de l'ordre de 200 m sur toutes les autres limites amont : à l'Ouest (Mzab) , à l'Est sur le Dahar, au Sud Libye et au Nord sur le Jebel Nefussa. A l'aval des écoulements : région des chotts ou Ain Tawargha, elles sont plus faibles (inférieures à 50 m) mais ne sont jamais nulles. Nous retiendrons pour la nappe du CT qu'avec des conditions de recharge nulle, le modèle ne reproduit pas l'état de référence 1900, notamment aux zones d'alimentation traditionnelles de l'Atlas, du Mzab et du Dahar. Les différences faibles notées aux exutoires sont plausibles et se justifient par les conditions imposées dans ces zones.

Nappe du CI : Des constatations similaires se dégagent. Sur l'Atlas saharien, le Dahar tunisien et le Jebel Nefusa, principales zones d'alimentation de la nappe, l'annulation de cette alimentation provoque de très fortes baisses des niveaux en fin de tarissement et les hauteurs piézométriques sont, là aussi, bien inférieures à celles de l'état de référence 1900. Les différences sont de 300 m sur l'Atlas saharien et le Dahar tunisien , et de 150 m sur le Jebel Nefussa. Les différences de charges plus faibles aux exutoires (Foggaras, vallée de la Saoura, Exutoire tunisien et Tawargha) se justifient par les conditions de drains imposées dans ces zones. Des anomalies (valeurs négatives pouvant atteindre 100 m) notées dans la zone du Tinrhert et de l'Adrar Ben Drich s'expliquent par les transmissivités très faibles affichées dans ce secteur. Nous pouvons aussi retenir, pour la nappe du CI, qu'avec des conditions de recharge nulle, le modèle ne peut reproduire l'état de référence 1900, notamment aux zones d'alimentations de l'Atlas, du Dahar et de Jebel Nefussa.

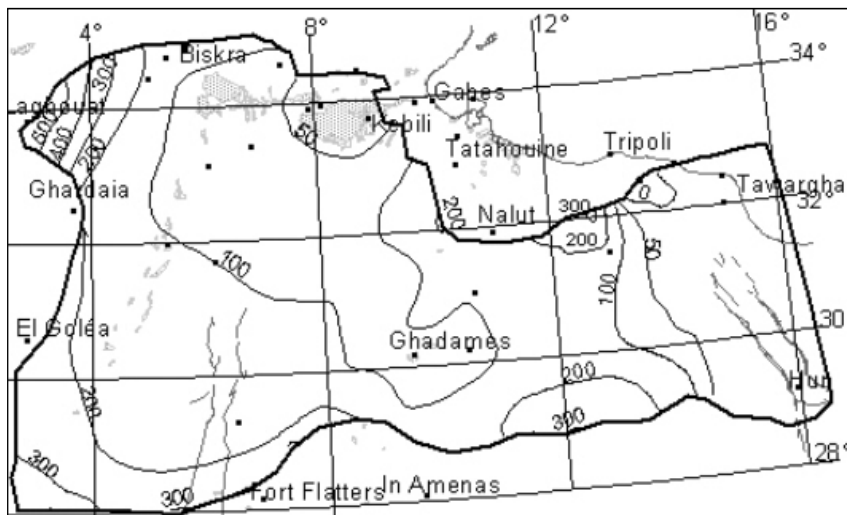


Figure 12 : Ecart de niveaux piézométriques du CT (état 1900 fin du tarissement depuis 10000ans BP)

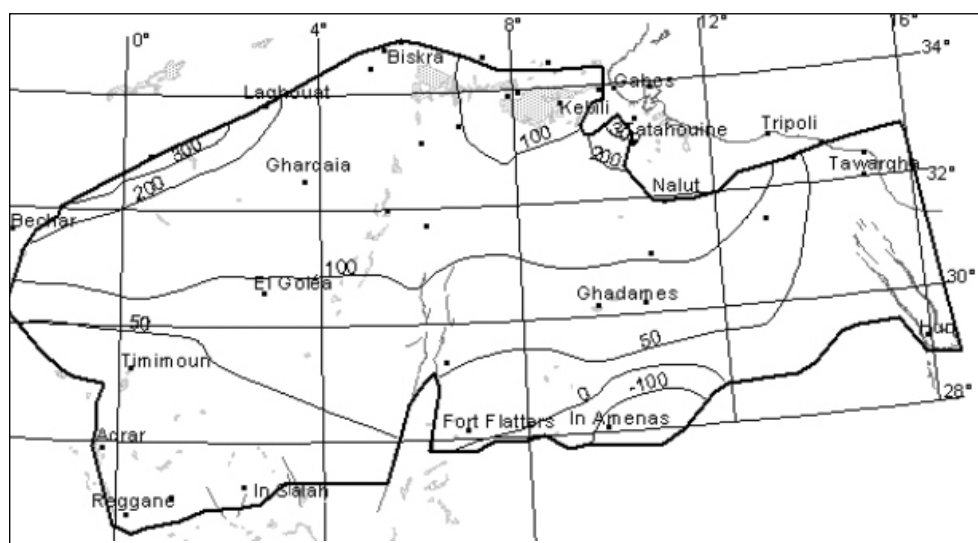


Figure 13 : Ecart des niveaux piézométriques du CI (permanent 1900 - fin du tarissement)

Conclusion

Cette étude a permis d'explorer le tarissement pur des nappes du Sahara septentrional en l'absence de toute alimentation depuis 10000 ans BP. Partant de la situation piézométrique au début de l'Holocène, nous avons simulé le tarissement des nappes au cours des 10000 dernières années, avec des conditions de recharge nulle. Au terme de cette simulation, la configuration piézométrique obtenue sur le flanc Sud du bassin (Adrar Ben Drich, Tinrhert, Tademaït) est analogue à l'actuelle, ce qui peut indiquer que l'hypothèse de la recharge nulle pourrait être envisagée dans ces secteurs méridionaux.

Par contre, sur l'ensemble du flanc Nord du SASS : Atlas, Dahar, Jebel Nefussa et Mzab, la configuration piézométrique obtenue est complètement différente de celle observée actuellement. Les cartes piézométriques et les principales directions d'écoulements calculées en fin du tarissement sont parfaitement incompatibles avec les observations actuelles qui marquent bien l'Atlas Saharien comme l'origine principale des écoulements du Continental Intercalaire et du complexe terminal. Il ressort de cette simulation que l'hypothèse de recharge actuelle nulle est inacceptable sur l'Atlas saharien, le Dahar, le Jebel Nefusa et le Mzab. Le maintien d'une recharge actuelle y est nécessaire pour que la structure des écoulements et de la piézométrie observées aujourd'hui puisse être reconstituée.

Références

- Armines & Enit (1984) Modèle mathématique du Complexe Terminal Nefzaoua – Djerid ; Min. Agr. Tunisie. 19 fig., 26 tabl., 87p.
- Babasy M (2005) Recharge et paléorecharge du système aquifère du Sahara septentrional. Thèse de Doctorat en Géologie. Faculté des Sciences de Tunis. Tunisie. 277p.
- Bel F & Cuhe D (1969) Mise au point des connaissances sur la nappe du Complexe Terminal ; ERESS ; Ouargla. Algérie. 3 fig., 17 planches, 20p.
- Bel F & Demargne F (1966) Etude géologique du Continental Terminal ; DEC, ANRH, Alger, Algérie, 24 planches, 22p.
- Besbes M & Zammouri M (1988) Extension en Libye du modèle du CI algéro- tunisien. Int. Conf. Comput. Methods and water resources, Rabat.
- Besbes et al. (2003) Système aquifère du Sahara septentrional. Gestion commune d'un bassin trans-frontière. La Houille Blanche/N° 5-2003. p128-133.

- Bonnefille R (1993) Afrique, paléoclimats et deforestation. Sécheresse n°4, vol.4, pp.228-231.
- Burdon DJ (1977) Flow of fossil groundwater. Q. J. Eng. Géol. Vol.10. 97-124, 11 fig. 6 tabl.
- Busson G (1970) Le Mésozoïque saharien. 2^{ème} partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones Arides », Géol., 11, 811p. Ed. C.N.R.S.
- Conrad G & Fontes JC (1970) Hydrologie isotopique du Sahara Nord-Occidental. "Isotope Hydrology 1970", A.I.E.A., Proceed. Symp. Vienne, 405-419.
- Conrad G & Olive P (1972) Premières données sur les teneurs en tritium des nappes aquifères du Sahara nord-occidental et central (Algérie) ; conséquences hydrogéologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 274, 2019-2022.
- Conrad G, Marce A et Olive P (1975) Mise en évidence par le tritium, de la recharge actuelle des nappes libres de la zone aride saharienne (Algérie) Journ. Hydrol., 27, 207-224.
- Cornet A (1964) Introduction à l'hydrogéologie saharienne ; Rev. de géogr. phys. et de géol. dyn. (2), vol. VI, fasc.1 ; 5-72.
- De Marsily G et al. (1978) Modeling of large multilayered aquifer system, theory and applications, J. of Hydrology, 36, 1-33.
- Eress (1972a) Nappe du Complexe terminal. Plaquette 3, Appendices, 7 cartes, 2 planches. OSS, Tunis ; 59p.
- Eress (1972b) : Nappe du Continental intercalaire. Plaquette 2, Appendices, 5 cartes, 4 planches. OSS, Tunis ; 46p.
- Fabre J (1976) : Introduction à la géologie du Sahara algérien. SNED, Alger ; Algérie. 422p.
- Fontes JC (1976) Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. Houille blanche. N°spécial_, 205-221.
- Gasse F (2003) Paléohydrologie continentale et paléoclimat à l'Holocène. Académie des sciences - Colloque sur l'eau - Water Symposium.
- Gefli (1978) Survey for the development of the Central Wadi Zone & Golf of Sirte ; Groudwater Resources ; Final Synthesis Report ; Text & App 2&3- tome1 : 151p ; tome2 : pp152-418. App2 : drill.rep ; App3 : water analyses, hydrogeol. cross sections, maps.- General Water Authority, ref. : AL-WR-205. Tripoli, Libye.
- Geomath (1994) : Western Jamahiriya System ; Hydrogeological Modelling of aquifers & well fields ; Final Report ; Text & pl. General Water Authority, ref. : AW-MI-579. Tripoli, Libya.
- Geopetrole (1964) Etude analogique de la nappe du Continental Intercalaire saharien, pour l'org. Mise en valeur sous-sol saharien. Direction Générale des Ressources en Eau, Tunis.
- Idrotecneco (1982) Hydrgeological study of Wadi Ash Shati , Al Jufrah and Jabal Fezzan area. Annex 3 : Construction of the Model, Final Report. General Water Authority. Tripoli, Libye. 93p.
- Jolly D, Bonnefille R, Roux M (1992) Numérical interpretation on a hight resolution Holocene pollen record from Burundi. Papaeogeogr, Palaeoclim, Palaeoecol, special volume.
- Kendall RL (1969) An ecological history of a lake victoria basin. Ecol Monogr; 39; pp.121-176.
- Levassor A (1975) Etablissement d'un modèle de gestion et de mise en valeur des nappes aquifères du Complexe Terminal. Rapp. int. ENSMP-INRH. ANRH, Alger, Algérie.
- Mamou A (1990) Caractéristiques et évaluation des ressources en eau du Sud tunisien. Thèse Doctorat es-Sciences. Univ. Paris Sud.
- Moulla AS & Guendouz A (2003) Etude des ressources en eau souterraines en zones arides (Sahara algérien) par les méthodes isotopiques. Hydrology of the Mediterranean and Semi-arid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003). IAHS. n°. 278. pp.35-42
- Oss (2003a) Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 2 : Hydrogéologie. Projet SASS. Rapport interne. Coupes. Planches. Annexes. Tunis, Tunisie. 275p.
- Oss (2003b) Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 4 : Modèle Mathématique. Projet SASS ; Rapport interne. Annexes. 229p.
- Pallas P (1978) Water resources of the socialist people's Libyan Arab Jamahiriya. Secretariat of dams and water resources. S.P.L.A.J., General Water Authority. Tripoli, Libya, 55p.
- Pallas P (1980) Water Resources of the Socialist People's Arab Libyan Republic, In Salem & Busrewille (ed) : The Geology of Libya ; Ac. Press, Vol. II
- Pallas P & Bufila T (1978) Tawurgha spring. The socialist people's Libyan Arab Jamahiriya (S.P.L.A.J.). Secretariat of dams and water resources. Tripoli, Libye.
- Pizzi G & Sartori L (1984) Interconnected groundwater systems simulation (IGROSS) – Description of the system and a case history application. J. Hydrol., 75: 255-285.

- Rab (1987) Ressources en eau dans les pays de l'Afrique du Nord, Proj. RAB 80/100.
- Rognon P (1976) Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40000 ans. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*. (2) Vol. XVIII , Fasc. 2.3, pp.251-282 Paris.
- Salem O & El Baruni S (1990) Hydrogeology of the Kikla aquifer in NW Libya. International conference on groundwater in large sedimentary basins. Perth, Australia. pp.438-447.
- Srivastava ML (1981) Report on regional hydrogeological study in Ghadames - Derj – Sinawen area; Tripoli. 155 p. 18 pl. HT ; ref. : AW-GA-682.
- Thorweihe U & Heini M (1996) Groundwater resources of the Nubian aquifer system. *Aquifers of Major Basins— non-renewable Water Resource, Sahara and Sahel Observatory*; Tunis, 82p.
- Thorweihe U & Heini M (2002) Groundwater resources of the Nubian aquifer system. *Aquifers of Major Basins – non-renewable Water Resource, Modified synthesis*; OSS, Tunis , 24p.
- Unesco (1972) Etude des ressources en eau du Sahara Septentrional, Rapport sur les résultats du Projet REG-100, UNESCO, Paris (1972).
- Zammouri M (1990) Contribution à une révision des modèles hydrogéologique du sud tunisien, Thèse doct. Fac. Sc. Tunis.

DARCY 104

3D modelling of the permafrost development in the Paris basin to ascertain its hydrogeologic impact.

Gonçalvès Julio, Jost Anne, Violette Sophie

UPMC-Paris 6, UMR.7619-Sisyphe, case 123, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex France.
julio@ccr.jussieu.fr

The quaternary [2-0 My] is characterized by drastic climatic oscillations with a period of 100 ky yielding a succession of glacial interglacial stages. These stages of glaciation of the ground over substantial thickness and time periods can create perturbations on groundwater flow in the regional scale aquifers especially by an interruption of the recharge. The impact of these temporal alterations of the recharge can be traced at present day in a multi-layered systems such as those of the Paris basin as shown by Jost (2005 et Jost et al. in press) using a simplifying approach.

It is thus crucial to arrive to a better physical constrain on this process and to develop a quantitative approach to understand the permafrost dynamics within hydrogeological units. Then, this calculation could be used to evaluate the hydrodynamic impact of permafrost development. This calculation introducing the latent heat of fusion of ice in the porous media heat flow equation (diffusion or diffusion-advection) is implemented within the basin model NEWBAS (Belmouhoub, 1996). This model, already used in the case study of the Paris basin (Gonçalvès et al. 2005), simulates the geologic evolution, fluid, mass and heat transfers under the control of processes such as sedimentation, compaction or erosion. It calculates as a function of time the 3D geometry of the basin and the physical properties e.g. the thermal conductivity of the layers.

The calculation of the spatial and temporal permafrost evolution is performed over the last million years. The climatic forcings introduced in the simulations are provided by a GCM model with a refined resolution on Europe, the LMDZ from IPSL which produces regionalized maps of surface temperature. This implementation of permafrost calculation in the NEWBAS model, allows us to propose 3D extensions of the permafrost i.e geographical extension but also the vertical extension taking into account the heterogeneity of the geological layers.

References

- Belmouhoub, R., 1996. Modélisation tridimensionnelle hydro-thermo-mécanique d'un bassin sédimentaire au cours de son histoire géologique, PhD Thesis, Ecole Nationale des Mines de Paris, 256 pp.
- Gonçalvès, J., Violette, S., Guillocheau, F., Robin, C., Pagel, M., Marsily, G. de, Bruel, D. & Ledoux, E. (2004) Contribution of a 3D regional scale model to the study of the past diagenetic evolution and present hydrology of the Paris basin, France. *Basin Research*, 16, 569-586.
- Jost, A, Lunt, D, Kageyama, M, Abe-Ouchi, A, Peyron, O, Valdes, P, Ramstein, G (2005) High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe: a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions? *Climate dynamics* 24, pp 577-590.
- A. Jost, S. Violette, J. Gonçalvès, E. Ledoux, Y. Guyomard, F. Guillocheau, M. Kageyama, G. Ramstein and J.-P. Suc (in press) Long-term hydrodynamic response induced by climatic and geomorphologic forcing : the case of the Paris basin, France, *Physics and Chemistry of the Earth*.

Darcy 114

Cenomanian Sands Aquifer - Groundwater Management Approach

Billault P. (1), Doucet N. (2), Boisson M. (2) et al

(1) Agence de l'eau Loire Bretagne ‡ Orléans (2) SOGREAH ‡ Echirolles
pascal.billault@eau-loire-bretagne.fr, noelle.doucet@sogreah.fr, marc.boisson@sogreah.fr

The Cenomanian Sands Aquifer is regarded as a strategic groundwater reserve within the Loire-Bretagne basin. It has an area of 25 000 km² and extends over 10 administrative departments and 4 regions (Centre, Pays de la Loire, Poitou Charente and Basse Normandie).

Over the past 30 years, the increase in groundwater abstraction has led to a regular drop in the groundwater level, particularly in the Tours area. This weakening of the aquifer has involved a decrease in borehole productivity and, locally, to direct contamination from the adjacent aquifers (in particular by chlorides from the Jurassic aquifer underneath). In addition, the threat that the aquifer may become unconfined in the central area has reinforced public concern over the need for concerted groundwater management.

With this objective, the Prefect of the Centre Region has set up a committee to manage the Cenomanian aquifer. This committee, made up of elected officials and local administration representatives as well as groundwater users, has decided to launch a study programme. This programme will result in the building and use of a groundwater management model to define guidelines for future management rules. The Loire-Bretagne water authority is responsible for supervising this programme carried out by Sogreah under the control of a steering committee. The latter is made up of the departments' technical staff.

Prior to the building of the hydrodynamic model, a thorough field investigation campaign was undertaken to improve knowledge of the aquifer system's behaviour. This 12-month data acquisition phase included a summary of all groundwater abstraction data, groundwater level measurements, the building of a geological model of all the associated geological layers, pumping tests and the collection of aquifer hydrodynamic characteristics, and assessment of recharge and groundwater/river exchanges.

Although this data acquisition phase was expected to produce valuable inputs for the model, it has already produced some useful results for the present groundwater management of the aquifer. Particularly, detailed determination of the elevations of the geological layers and the updated piezometric levels enabled the extent of the confined area of the Cenomanian sands aquifer to be determined and helped in defining the statutory "groundwater distribution zones".

In spite of these investigations, some uncertainties remain (such as the eastern extent of the marl formation separating the Cenomanian sands aquifer from the overlying Seno-turonian aquifer). The steering committee suggested that the modelling approach should take into account these uncertainties, making it possible to envisage any kind of conceptual model at any stage of the modelling process. The modelling approach was consequently adapted in such a way that it would be easy to make significant modifications to the initial conceptual model, taking advantage of finite-element spatial discretisation (for instance, with the use of finite-element supermesh objects and of constraint lines within the FEFLOWcode).

The steering committee is closely associated throughout the development of the study programme: it provides valuable information on the local hydrogeological characteristics, it discusses and validates the main steps of the project (especially the choice of scenarios to be run in order to test the impact of different abstraction schemes on the groundwater table). This close association from the very beginning of the study programme could facilitate the later implementation of groundwater management rules.

POSTERS

DARCY 30

Hydraulic anisotropy of fractured rock masses and tunnelling

FOUCHÉ O. ⁽¹⁾ ; POUY A. ⁽²⁾

⁽¹⁾ Conservatoire National des Arts et Métiers, Dept : Génie Géologique de la Construction,
2 rue Conté, 75141 Paris cedex 3, France.

⁽²⁾ Laboratoire central des Ponts et Chaussées, Dept : Mécanique des sols et roches & Géologie
de l'ingénieur, 58 Bd Lefèbvre, 75732 Paris cedex 15, France.

Email : olivier.fouche@cnam.fr

Sustainable development constraints and specific european rules make exigible that perturbations induced by civil engineering works should be managed in order to limit the impact on aquifers.

Forecasting of flow in a fractured rock mass around an underground excavation requires a geological and structural survey as much complete as allowed by the balance of cost and hazard and as justified by available modelling concepts and simulation tools. Using softwares for discontinuity network generation and hydraulic interpretation shows promise for anticipating difficulties raised by the insertion of an opening in the rock mass and its evolution. Thus, modelling comes to justify the prospecting effort. Here we present a new hydraulic modelling approach of a fracture porosity medium whose geometry was previously well characterised. Flow is computed in a stochastic network of discs representing the fractured rock, in order to estimate the water inflow in a tunnel. Then, the 3D permeability tensor is calculated, rigorously, in view of an equivalent continuum at a greater scale. Our method is applied to the case of a tunnel bored in a quartzite rock mass during the preliminary phase of a transalpine project, the future French Italian Lyon-Turin railway link.

This approach based on explicit fracture network should lead at one and the same time to a better understanding of the rock mass behaviour around an opening and to a better informed decision regarding the appropriate design.

K

DARCY 47

Modelling the hard-rock aquifer of Plancoët (Brittany, France) with a finite difference model, taking into account the structural geometry

Durand V., Léonardi V. and de Marsily G.
UMR Sisyphe, UPMC, case 105, 4 place Jussieu, 75252 PARIS Cedex 05
veronique.durand@ccr.jussieu.fr

We want here to model a hard-rock aquifer by a two-layer finite difference model, taking into account the geometry of the weathered fissured horizons. An example is taken on the Plancoët aquifer (Brittany, France), exploited by the Nestlé Waters company. The structural geometry of this site, already characterised by Durand et al. (2006), helps to construct the hydrogeological model. The first layer under the surface represents the weathered horizon, and the lower layer represents the fissured horizon. Their both thicknesses are deduced on each cell from the known structural geometry. The model, calibrated on hydrogeological field data, underlines the influence of spatial discontinuities as tectonic structures, variations in lithology and weathering on hydrogeological processes, and gives some elements to discuss about the hydrodynamic behaviour of each layer and their interrelations. The recharge is also discussed through the model, which leads to estimate the exploitable quantities of water on the site. Some prospective simulations help to optimize the management of the water resources.

Références

Durand V., Deffontaines B., Léonardi V., Guérin R., Wyns R., de Marsily G., Bonjour J.-L., 2006 – A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard rock aquifers. Application to the Plancoët migmatitic aquifer (NE Brittany, W France). Bull. Soc. Géol. Fr., accepted

DARCY 52

Self-potential signals associated with preferential ground water flow pathways in sinkholes

Jardani, Abderrahim ^(1,2), J.P. Dupont ⁽¹⁾, and A. Revil ⁽³⁾

⁽¹⁾ CNRS, Université de Rouen, UMR 6143 Morphodynamique Continentale et Cotière, Département de Géologie, Rouen, France.

⁽²⁾ Bureau d'Etudes ALISE, 76160 Saint Jacques-sur-Darnétal, France.

⁽³⁾ CNRS, CEREGE, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille III), UMR 6635, Equipe Hydrogéophysique et Milieux Poreux, Aix-en-Provence, France

Self-potential surveys have been conducted at a test site located in Normandy, in the North-West of France, in a chalk karst. The Spring survey exhibits more or less circular negative self-potential signals associated with the position of sinkholes and crypto-sinkholes. The negative self-potential anomalies observed in Spring amount several tens of mV. In addition to these self-potential surveys, we also performed electrical resistivity profile. Electrical resistivity tomograms are used to visualize the interfaces between the chalk and the overlying flint clay and loess covers. A linear relationship between the self-potential signals and the thickness of the loess layer is observed. This linear relationship is explained for the first time by solving the boundary-value problem for the coupled hydro-electric problem. We fixed the boundary condition at the ground surface in terms of hydraulic flux associated with the infiltration of the meteoric water. A finite element numerical simulation of ground water flow in this type of environment is performed to explain the observed self-potential signals. A fairly good agreement is obtained between the numerical simulation and the observed self-potential signals.

DARCY 63

Forecasting the flow of the Touvre karstic spring by integration of a rainfall-runoff model and a karstic aquifer model

Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C.
Cemagref, Hydrology Research Group, BP 44, 92163 Antony cedex
nicolas.le-moine@cemagref.fr

Originality of the La Rochefoucauld karstic aquifer

The aim of this communication is to present a daily forecasting model for the outflow of the La Rochefoucauld karstic aquifer, based on the rainfall falling over the surface of its contributing catchment.

From a practical point of view, this is interesting because flow from the Touvre karstic spring is the sole water source for the city of Angoulême, and also because it represents an important part of the base-flow of the Charente River during dry periods.

From a theoretical point of view, the Touvre case study offers a unique opportunity to assess quantitatively the realism of the underground recharge term of the GR4J model, a surface rainfall-runoff model widely used in catchment engineering applications (Perrin, 2002; Perrin et al., 2001; Perrin et al., 2003)

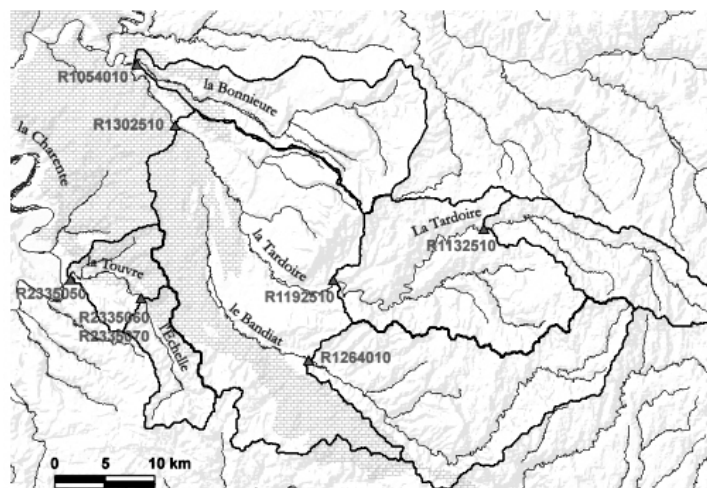
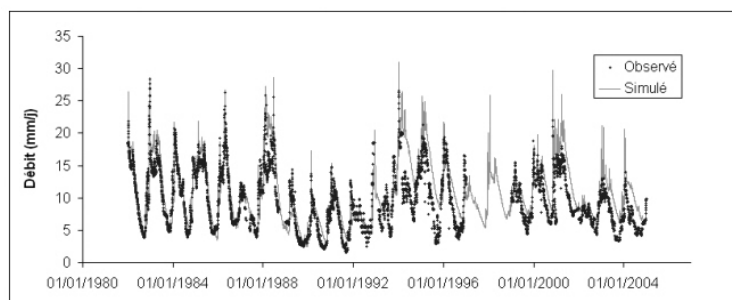


Figure 1 : Hydrographic network, gauging sites and extension of karstic system (brick pattern)

Modelling losses of the surface water system

We start our study with an attempt to model the catchments of the Tardoire, Bandiat and Bonnieure Rivers, which feed the Touvre spring through their losses in the La Rochefoucauld karst.

On these rivers, we test the ability of the GR4J rainfall-runoff model to simulate surface streamflow as well as underground losses to the karst aquifer. Then, we compare the underground losses quantities against the discharge of the Touvre spring, and we show that provided a simple assumption on the karstic aquifer behavior, we can reconstitute accurately the discharge at the spring.



Perspectives

Our work opens the way for a forecasting model of the Touvre spring. Further work is planned at the hourly time step, which will precise possible forecast lead-time.

References

- Perrin, C., 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative (Towards an improvement of a lumped rainfall-runoff model through a comparative approach). *La Houille Blanche*(6/7): 84-91.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2001. Long-term low flow forecasting for French rivers by continuous rainfall-runoff modelling. In: I.G. Littlewood (Editor), Meeting of the British Hydrological Society on Continuous River Flow Simulation. BHS Occasional Paper n°13, Wallingford, UK, pp. 21-29.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279: 275-289.

DARCY 85

Feasibility of a peak flood water storage above a heavily man modified alluvial aquifer~: hydrogeological aspects

A. Levassor⁽¹⁾, B. Corbel⁽²⁾, P.-Y. Durand⁽³⁾, J.-L. Rizzoli⁽³⁾

¹- Ecole des mines de Paris. 35 rue saint Honoré. 77305 Fontainebleau.

² - Hydratec. 58 quai de la Rappée. 75583 Paris cedex 12.

³ - Institution des barrages--réservoirs. 8 rue Villiot. 75012 Paris.

andre.levassor@ensmp.fr

After the famous 1910 partial flooding of Paris, four large reservoirs, having a total storage capacity of 0.8 billions cubic meters, were constructed. On the other hand, recent simulations have revealed an increased risk related to some recent engineering works upstream of Paris. The peak flow of the Seine and the Yonne, a major tributary, would arrive concomitantly at Montereau, their confluence. In order to prevent such an event, the << institution des barrages--réservoirs >> plan to store 50 millions cubic meters of Seine's peak flood water inside a large system of dikes to be erected a few kilometers upstream of Montereau. The stored water would be released into the Seine once the maximum flow of the Yonne would have outreached Montereau. In the storage area, the alluvial plain has a gently sloping soil surface and an extent of two to four kilometers in width. Two distinctive features of the alluvial plain are now the existence of a large canal having replaced the natural Seine and of 150 lakes (gravel pits) connected to the aquifer system. These lakes would occupy a significant proportion of the storage area.

The local aquifer system consists on thin layers of low permeability (modern alluviums, soft disaggregated chalk) alternating with relatively thick aquifers (ancient alluviums, fractured hard chalk). The main aquifer, made of sand and gravel, is a well defined hydrogeological unit characterised by a very high permeability. Pumping tests indicate a fairly uniform distribution of the transmissivity over a narrow range of values. The origin, continuity and hydrogeological status of the disaggregated soft chalk is not well established.

To assess the hydrogeological aspects of the project, a mathematical model of the physical system, including the surface storage basins, 150 lakes and the aquifer system itself, has been constructed. The model was used to predict, for various replenishment curves, the leakage flows from the storage basins, through the underlying aquifer system. As the actual behavior of the storage system may not be observed, the main challenge of the model was to represent the different components of the system as realistically as possible. The model evaluates the hydraulic head in each cell, in response to natural boundary conditions and varying injection yields. The superposition principle is applied. As the perturbed system behavior would be largely different from the natural one, a classical calibration of the model would be meaningless. Instead, we used a Monte--Carlo approach, based on conditional simulations of the permeability and transmissivity fields. Unfortunately, the transmissivity data does not allow to estimate reliable variograms. For that reason, results are to be considered only as preliminary ones. Logically, the next step would be to achieve intensive field measurements.

Though we always tried to select pessimistic parameter values, the simulations results suggest a high overall efficiency of the projected storage system. They also provide detailed distributions, in time and space, of the exfiltration flows outside of the dikes. These flows could be easily collected and reinjected into the basins, allowing a very high efficiency at the expense of a relatively low additional cost.

Reference

Grands lacs de Seine (2005). Etude hydrogéologique de faisabilité du projet global d'aménagement de la Bassée. Hydratec/Armines-Ecole des mines de Paris.

DARCY 96

Geometrical Analysis of water Annaba-Bouteldja bearing: Consequence on its working modelization

Hani¹ A., Djorfi¹ S., Lallahem² S., Lamouroux³ C. et Djabri¹ L.

¹ Faculté des Sciences de la Terre, Dépt. de Géologie. Université de Annaba, BP 12, 23000 Annaba, Algérie. haniazzedine@yahoo.fr

² Ecole Polytechnique Universitaire de Lille. Département de Géotechnique & Génie Civil. Cité Scientifique, Av. Paul Langevin, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France.

³ UFR des Sciences de la Terre, UMR 8110 Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires, Université de Lille1, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France.

A continuous series from the Miocene to the Quaternary constitutes the aquiferous system of Annaba-Bouteldja, located in the north oriental part of Algeria. Although it presents a homogeneous facies, it is affected by geometry of the two pits; Ben-Ahmed and Ben-M'Hidi. The analysis of the boring section and the hydrogeological data, enables one to modelize the groundwater flows and to highlight three sectors with different transmissivities. The structural map built with the help of well log data, allows to define two hydrogeological basins delimited by faults, each sector having different hydrodynamic behaviours.

The statistical analysis of the observed transmissivity values shows a large dispersion ranging from $1.10^{-3} \text{ m}_{\cdot}\text{s}^{-1}$ to $4.5 \times 10^{-2} \text{ m}_{\cdot}\text{s}^{-1}$ with a mean of $4.9 \times 10^{-3} \text{ m}_{\cdot}\text{s}^{-1}$ and a standard deviation of $6.9 \times 10^{-3} \text{ m}_{\cdot}\text{s}^{-1}$. Using hydrodynamic model in steady state to the water bearing system gives the same results as obtained with geostatistical method and enables to distinguish three large multivariable classes which characterizing a hydrogeological situation geometrically and dynamically well defined. Results indicate that a good coincidence exists between observed and calculated surface-water flows. Moreover, the structural study of transmissivity variability of the system by variography makes clear that the heterogeneity of the aquiferous field, in our case, does not present the transmissivity from being structured. The transmissivity estimation and the calculation of the variance at the grid knots of 1 km large is carried out using kriging. The maps so obtained have a practical interest since they enable a reliable transmissivity estimation at every point by associating to it standard deviation. They also enable checking the fit of the model and testing quickly possible change in transmissivity.

Thus, the superposition of the results issued from the calibration of the model and from the interpretation of the stratigraphic data proves that the aquiferous system can no longer be considered as homogeneous, but divided in two hydrogeological basins of differentiated hydraulic properties. Structural informations may now be considered as a mean of a partial indirect identification of the behaviour of the alluvial aquifer system.

The strong correlation between the tectonic features and the spatial variability of the calibrated transmissivity values is significant. In the near future, it is logical that structural information will provide, in an indirect manner, a means of improving the predictability of the alluvial aquifers.

DARCY 99

Studing of dynamic of groundwater intruding at working off gas dip osit using mathematical modelling

IIRINA N. POLSHKOVA

Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences
3 Gubkina str., 119991 Moscow, Russia
z_irpol@dio.ru

This mathematical model is focused on studying dynamic of head decrease in intruding ground water flow, while the rise of gas-water contact occurs during working off gas deposit.

In this case the process of head decreasing can't be considered as a result of water withdrawal during exploitation of water supply systems that often is specified on the model as boundary conditions of the second type with determined negative discharge. Thus, studying of groundwater penetration occurs in two steps.

On the first step the process of movement of gas-water contact was reproduced. As criteria of the model adequacy with reference to the studying process the following factors were controlled:

- The rate of gas-water contact raise;
- The volume of intruded water including total and annual.

Due to negligible values of plane flow, the raise of gas-water contact can be described by the following equation:

$$(Z_b - H)G_{III} = \hat{\mu} \frac{\partial H(x, y)}{\partial t},$$

where $Q = (Z_b - H)G_{III}$ is an annual intruding water volume (this volume is a result of vertical flow affluent, assigned on the model by the boundary condition of the third type); G_{III} is the hypothetical parameter of conductivity, received by solving of the inverse task. The data of absolute values of the surface of gas-water contact seams to be more reliable whereas the second parameter is a calculated value. So, only the order of such value can be reflected on the model but not it exact value

On the second step the head decreasing process was reproduces. It occurred as a result of filling of empty underground area by confined groundwater flow during gradual gas-water contact moving. Negative capacity flows for each calculated time-step, being received as a result of the modeling on the first step, were determined as a boundary condition of the second type. The adequacy of the model to the reproducing process was controlled according to regime data by observations wells situated below initial gas-water contact. This modeling was carried out by the use of author's special software "Aquasoft".

DARCY 108

Gestion des systèmes aquifères alluviaux dans le Bassin Adour-Garonne : Modélisation de la nappe alluviale de la Garonne

M. Ghyselinck¹, M. Saplaïroles², J. Ricard³, N. Pédrón⁴

¹ BRGM – Service Géologique Régional Midi-Pyrénées,
Ramonville St Agne, France, m.ghyselinck@brgm.fr

² BRGM – Service Géologique Régional Midi-Pyrénées,
Ramonville St Agne, France, m.saplaïroles@brgm.fr

³ BRGM – Service Géologique Régional Midi-Pyrénées,
Ramonville St Agne, France, j.ricard@brgm.fr

⁴ BRGM – Service Géologique Région Aquitaine, Pessac, France, n.pedron@brgm.fr

Résumé

Les nappes alluviales de la Garonne présentent un enjeu majeur du fait de leur grande accessibilité et de leur relation avec le débit du cours d'eau, considéré comme déficitaire dans le SDAGE Adour-Garonne. Afin de gérer plus finement la réserve en eau souterraine en fonction des différents besoins et d'améliorer la connaissance du fonctionnement des aquifères alluviaux, des programmes de modélisation hydrodynamique des écoulements de la nappe alluviale de la Garonne ont été lancés dans les départements de Lot-et-Garonne, de Tarn-et-Garonne, de la Haute-Garonne et de l'Ariège. Les résultats des modélisations en régime transitoire seront utilisés pour concevoir un outil de gestion destiné aux services de la Police de l'Eau et permettant de rationaliser les autorisations de prélèvements pour les usages agricoles, industriels et d'alimentation en eau potable. Le modèle permettra également de revoir la délimitation des nappes d'accompagnement de la Garonne et de ses principaux affluents.

Contexte

Les aquifères alluviaux du bassin Adour-Garonne constituent des ressources importantes pour deux (2) raisons principales :

- leur abondance, leur facilité et leur faible coût de mobilisation les rendent économiquement intéressantes, notamment pour l'activité agricole fortement développée dans les plaines alluviales,
- leur relation étroite avec la rivière dans un sens (recharge de la nappe par la rivière en période hautes eaux) comme dans l'autre (alimentation de la rivière par la nappe et soutien de son débit en période d'étiage).

Dans le bassin, un plan de gestion des étiages (PGE) pour la Garonne a été élaboré en 2004. Il fait le constat que le fleuve et ses affluents sont classés par le Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) en cours d'eau déficitaires, voire très déficitaires. Il prévoit de restaurer les débits d'étiage et de concilier les usages entre eux en garantissant une solidarité de bassin versant, ainsi que le bon fonctionnement des écosystèmes.

Compte tenu des relations d'échanges existants entre ces cours d'eau et les nappes alluviales, les autorités des différents départements chargées de la Police de l'Eau doivent gérer au mieux les différentes demandes en eau (Alimentation en Eau Potable (AEP), Irrigation, Industries...) tout en préservant le débit d'étiage des rivières. Pour cela, il est nécessaire

d'achever la délimitation de la nappe d'accompagnement, et de fournir aux gestionnaires les outils permettant d'ajuster au mieux les autorisations de prélèvement aux capacités du milieu.

En effet, les différentes terrasses alluviales contiennent des aquifères libres en connexion hydraulique, majoritairement drainées par les grands cours d'eau. La connaissance du fonctionnement de ces systèmes en vue de leur préservation et de leur gestion implique de mettre en œuvre une modélisation hydrodynamique des écoulements.

Objectifs

La volonté commune des services de la Police de l'Eau et de l'Agence de l'Eau d'adapter au mieux les prélèvements à l'état de la ressource en eau souterraine a conduit le BRGM à proposer des programmes d'étude pour la mise en place d'une gestion maîtrisée des nappes alluviales le long du cours de la Garonne et de ses principaux affluents.

Ces projets sont mis en œuvre à l'échelle du bassin Adour-Garonne. Ils concernent, en Aquitaine, le département de Lot-et-Garonne (47) et en Midi-Pyrénées, ceux de Tarn-et-Garonne (82), de l'Ariège (09) et de Haute-Garonne (31). Leurs avancements sont variables selon les secteurs : l'étude est en voie d'achèvement en Tarn-et-Garonne, en cours de réalisation en Lot-et-Garonne et en Ariège, et va prochainement démarrer dans le département de la Haute-Garonne (cf. Figure 1).

Pour chaque secteur, la conception du modèle hydrodynamique s'appuie sur les données collectées lors de la réalisation de la synthèse géologique et hydrogéologique. Sur la base des résultats fournis par le modèle en régime transitoire, un outil de gestion des ressources alluviales est développé pour répondre aux besoins des services chargés de la Police des Eaux. Il présente le double objectif de mise en adéquation des ressources et des besoins et de compréhension du fonctionnement des aquifères dans un souci de préservation quantitatif et qualitatif.

Ces outils sont conçus sur une structure commune aux différents départements du bassin concernés, mais peuvent ponctuellement répondre aux spécificités locales.

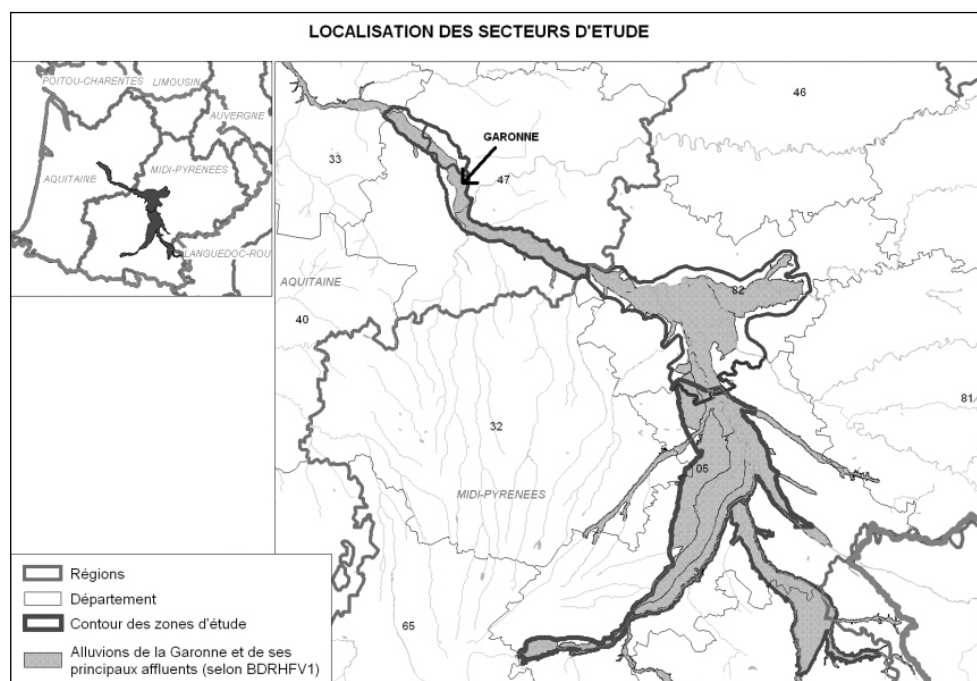


Figure 1 : Carte des secteurs d'étude concernés par la nappe alluviale de la Garonne

Programme général et avancements des études

Le programme commun aux études mises en œuvre dans l'ensemble des départements concernés par ces aquifères alluviaux est subdivisé en trois (3) étapes principales, à savoir : **Phase 1** : Réalisation de synthèses géologiques et hydrogéologiques des secteurs d'étude. La construction du modèle nécessite de connaître un certain nombre de paramètres pour chaque maille de calcul, tels que la géométrie de l'aquifère, la piézométrie, la transmissivité ou les volumes prélevés. Cette phase est ainsi pour partie consacrée à la réalisation d'un modèle géologique définissant la géométrie de l'aquifère alluvial et permettant de cartographier le toit du substratum et l'épaisseur des formations alluviales.

En fonction de l'importance des données existantes sur les différents secteurs d'étude, des informations complémentaires sont recueillies d'une part dans la bibliographie du BRGM mais aussi auprès des acteurs intervenant, dans les départements concernés (Chambres d'Agriculture, MISE, Conseils Généraux, DDASS...) ou à l'échelle du bassin (Agence de l'Eau, DIREN...). Cette collecte porte principalement sur :

- le recensement de l'ensemble des ouvrages captant les nappes alluviales (forages, puits, piézomètres, gravières...) et les volumes prélevés correspondants,
- les données pluviométriques et hydrologiques (débits et hauteurs d'eau des rivières),
- les paramètres hydrodynamiques déterminés lors d'études localisées (transmissivité, coefficient d'emmagasinement, perméabilité, débit spécifique...),
- des suivis piézométriques.

Parallèlement, il est prévu d'acquérir sur le terrain de nouvelles données indispensables à la compréhension du fonctionnement des systèmes alluviaux tels que :

- des cartes piézométriques de référence en période de hautes eaux et de basses eaux,
- des chroniques piézométriques sur un (1) ou plusieurs cycles hydrologiques à partir de points de contrôle répartis sur la zone d'étude,
- des mesures des fluctuations des niveaux d'eau des cours d'eau concernés également sur un (1) ou plusieurs cycles annuels,
- des paramètres hydrodynamiques des nappes par la mise en œuvre de pompages d'essais,
- des recensements des sources présentes et évaluations des volumes extraits à la nappe par ce biais.

Phase 2 : Elaboration et calage de modèles de simulation des écoulements souterrains en régime transitoire.

Cette phase 1 aboutit à une synthèse hydrogéologique à partir de laquelle un modèle hydrodynamique des écoulements est construit. Celui-ci est établi avec un maillage adapté à la densité d'informations et au problème de gestion à traiter. Ainsi ceux définis pour les aquifères alluviaux du Tarn-et-Garonne (82) et de l'Ariège (09) présentent des mailles de deux cent cinquante (250) mètres de côté.

Cette construction est elle-même polyphasée par :

- la définition de la géométrie et des limites du modèle,
- le calage en régime permanent puis en transitoire,
- la simulation de plusieurs scénarii d'exploitation permettant d'identifier les secteurs les plus vulnérables à une exploitation intensive.

Selon les cas, une zonation de l'aquifère est effectuée, en vue de la construction de l'outil d'aide à la gestion de la ressource alluviale simple, rapide et conversationnel. Cette délimitation est réalisée sur la base de critères géologiques, hydrogéologiques, et d'exploitation de la nappe, ainsi que des résultats du modèle.

Phase 3 : Développement d'outils de gestion et définition des nappes d'accompagnement.

A partir des simulations du modèle mathématique et de la zonation de l'aquifère alluvial, un programme d'aide à la gestion de la ressource alluviale est élaboré en étroite concertation avec les services chargés de la Police des Eaux. Le choix s'est porté sur le développement d'un outil à partir d'une interface Excel considérée comme plus ergonomique, conviviale et de prise en main rapide.

En 2005, un prototype a été élaboré pour le département de Lot-et-Garonne. Celui-ci prend en compte des situations climatiques différentes de façon à moduler les Volumes Prélevables Admissibles (VPA) en fonction de l'état de la ressource.

L'objectif est donc de fournir un outil de planification et d'aide à la décision. Celui-ci sera structuré de façon à offrir deux (2) possibilités de gestion :

- Gestion « anticipée » : Des Volumes Prélevables Admissibles (VPA) dans la nappe seront définis sur la base d'une recharge hivernale et printanière du système alluvial correspondant à année moyenne. Cette option permettra en comparant les VPA aux volumes demandés lors de la délivrance des autorisations de déterminer les secteurs risquant la surexploitation.
- Gestion « régulée » : Elle fournira des Volumes Prélevables Admissibles dans la nappe en fonction d'une part de la recharge hivernale observée et d'autre part d'une évolution printanière choisie par l'utilisateur. Si les prévisions se confirment, celui-ci aura la possibilité de vérifier l'adéquation entre les prélèvements autorisés en un premier temps et la capacité de la ressource. Dans le cas contraire, des restrictions de prélèvements pourront être envisagées par l'utilisateur.

L'élaboration de l'outil est actuellement en cours de finalisation pour le secteur du Tarn-et-Garonne. Dans un souci d'homogénéisation à l'échelle du bassin, celui-ci reprendra les mêmes principes de fonctionnement.

Par ailleurs, les contours de la nappe d'accompagnement de l'ensemble alluvial de la Garonne peuvent être définis à partir du modèle mis en place et des données recueillies, telles que les valeurs de transmissivité, de coefficient d'emmagasinement et de débit d'étiage.

DARCY 128

Hydrogeological conceptualisation using stratigraphic and petrophysic modelling Development of a nested hydrogeological model Paris basin / Meuse-Haute Marne

Benabderrahmane H.¹, Lebon P.¹, Trouiller A.¹, Le-Gallo Y.², Granjeon D.²,

1 French National Radioactive Waste Management Agency

2 French Petroleum Institute

Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs

Parc de la Croix Blanche 17, rue Jean Monnet – 92298 Châtenay-Malabry

Hakim.benabderrahmane@andra.fr

Spatial variability of the permeability and the porosity is of importance for far and near field groundwater modelling to identify the flow pathways and to estimate the water residence with the aim of characterising potential nuclear waste repository area. The acquisition of the permeability and porosity parameters which are sparsely distributed is costly. Approaches are applied, to develop a nested conceptual model at regional and local scale that incorporate the hydrogeological units characterized by petrophysic parameters spatial distributions resulting from the litho-stratigraphic simulations constrained by oil boreholes, Andra Boreholes and physiographic data. The groundwater flow model is calibrated against the measured hydraulic head (at local scale Meuse/Haute-Marne region) and hydrostatic pressure (700 measures over the Paris Basin from Trias to Cretaceous). The discrepancy between the computed and measures is about 12 % and 4 % respectively at regional and local scale, is assumed to be good result for a model constrained by the lithologic variability and calibrated against measured hydraulic head and hydrostatic pressure

References

- Le Thiez P., Pottecher G., Come J.M., 1996 – Validation of a general 3-D Numerical Model for simulating Organic pollutants Migration and Application to site Remediation. SPE paper 35851, SPE third Conference on Health, Safety & Environment in Oil Gas Exploration & Production, New Orleans, 912 June.
- Lucia J.L., 1999 Carbonate Reservoir Characterization. Springer-Verlag.
- Matray T.M. et Chery L., 1998 – Origine et âge des eaux profondes du Bassin de Paris par l'utilisation des traceurs chimiques et isotopiques. Orstom Edition. P. 117-133.
- Guillocheau F. et al., 2000 – Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : a 3-D stratigraphic constraints. Geodynamica Acta 13, pp. 189-246.
- Wei H.F., Ledoux E., De Marsily G., 1990 Regional modelling of groundwater and salt and environmental tracer transport in deep aquifers in the Paris Basin. Journal of Hydrology, Elsevier, 120 p. 341-358.