

GÉOCHRONIQUE

n°154

Magazine des Géosciences
Juin 2020 / 20 €

Le Massif ardennais un jeune massif ancien

une coédition



3 > Un riche patrimoine

Ressources aquifères du Massif ardennais

Le contexte hydrogéologique de l'Ardenne est complexe, étant donné les différentes natures lithologiques et les structures plissées et faillées (à de multiples reprises) relatives aux terrains allant du Cambrien au Dévonien inférieur du Massif ardennais (Debbaut *et al.*, 2014).

Seront englobés dans cette description des ressources aquifères du Massif ardennais :

a/ la zone sud de l'Ardenne correspondant aux structures que Fourmarier (1954) désignait comme Anticlinorium de l'Ardenne et Synclinorium de Neufchâteau (voir article « *La dynamique de raccourcissement au Namuro-Westphalien* »), incluant les massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot-Venn ; ensuite, (surtout pour leur bien plus grande importance hydrogéologique),

b/ les zones bordant ce socle ardennais au nord-ouest et nord-est, constituées d'alternances schisto-gréseuses et calcaires du Synclinorium de Dinant, des bassins de la Vesdre et de la Gueule, et du bord sud du Parautochtone brabançon ; enfin

c/ les alluvions de la Meuse.

Les ensembles a et b du Paléozoïque sont limités au sud par les formations mésozoïques de la Lorraine belge et du Bassin parisien et au nord par le Massif de Brabant-Londres (fig. 3-1). ●●●

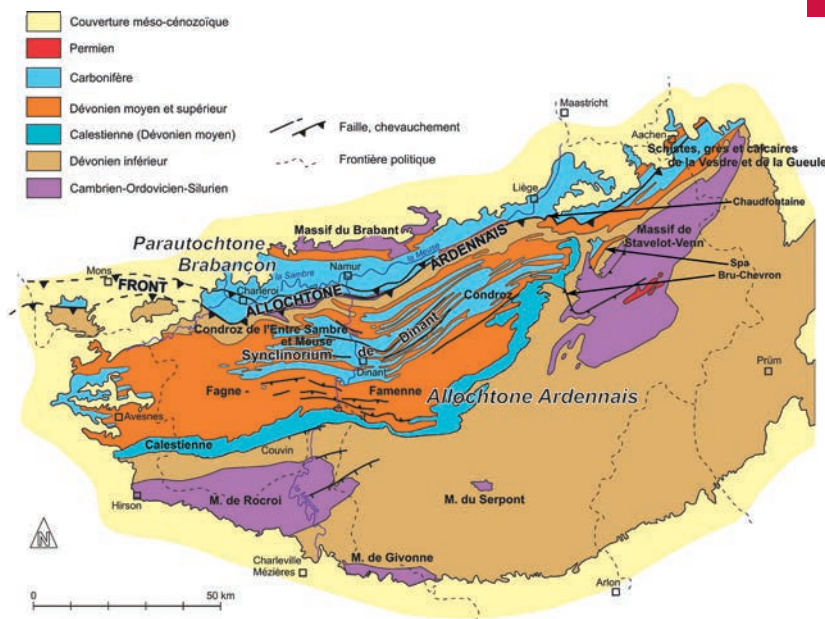


Fig. 3-1. – Carte géologique permettant de localiser les aquifères et les sites repris dans le texte. Modifiée d'après Bultynck et Dejonghe, 2001.

●●● Une faible sismicité est observée de part et d'autre de la Faille du Midi depuis les environs de Liège jusqu'à la frontière française, avec une concentration d'événements peu profonds au nord de la Faille du Midi dans la région de Liège et dans le Hainaut. Les plus importants de ces séismes ont provoqué des dégâts significatifs (Liège, 8 novembre 1983). Cette sismicité correspond à des mouvements de failles post-varisques dans ces deux bassins houillers. Que les exploitations minières souterraines puissent interagir avec la sismicité est indéniable (Descamps, 2009). À Liège comme dans le Hainaut, la plupart des hypocentres sont localisés en-dessous (jusqu'à 5 km) des exploitations minières (1 450 m maximum). Les quelques mécanismes au foyer déterminés pour des tremblements de terre de part et d'autre du front varisque montrent des décrochements

compatibles avec l'hypothétique Zone de Cisaillement Nord-Artois (ZCNA) présentée par Colbeaux *et al.* (1977). Celle-ci doit être interprétée comme une large zone superposée au front varisque et incluant les failles héritées du sud du Massif du Brabant et du nord de l'Ardenne réactivées dans le champ de contrainte tectonique actuel.

Quelques tremblements de terre profonds de plus de 25 km ont leur épicerne dans la région de Manderfeld, à proximité de la frontière allemande et de la limite ouest du champ volcanique quaternaire de l'Eifel occidentale. Des études complémentaires sont nécessaires pour préciser l'origine de ces événements et leur lien éventuel avec le point chaud mantellique de l'Eifel.

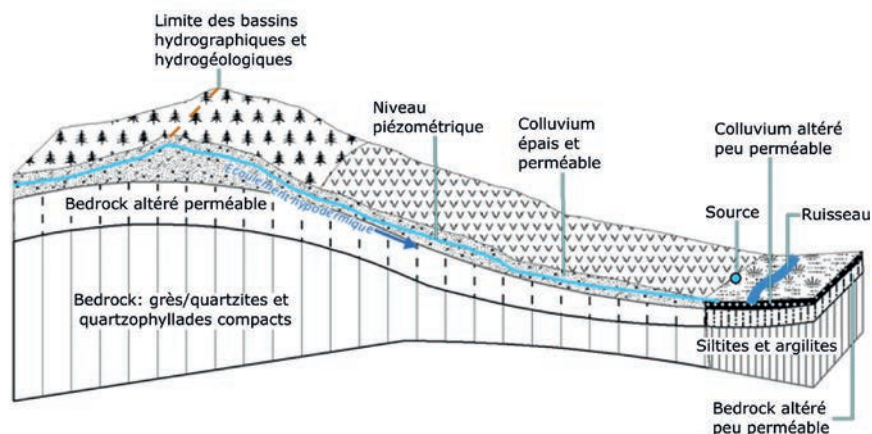
■ T. Camelbeek

●●● Le socle ardennais

Dans le socle ardennais *sensu stricto* les lithologies sont constituées essentiellement d'alternances de « schistes » (au sens de siltites et argilites affectées par une schistosité), de phyllades, de grès à texture quartzitique plus ou moins développée, de quartzites et de quartzophyllades. Dans ces lithologies, le caractère aquifère du sous-sol dépend de la présence et du degré de fissuration des roches gréseuses et quartzitiques d'une part et de l'importance du manteau d'altération d'autre part. Dans ce type de contexte, il

n'y a pas d'aquifère continu mais l'occurrence de deux types de zones aquifères : les aquifères profonds et les aquifères du manteau d'altération (fig. 3-2) (Derycke *et al.*, 1982). Notons que le terme aquifère est utilisé ici de façon relative car une formation aquifère de faible perméabilité peut être considérée comme un aquifère lorsque, localement, toutes les formations géologiques environnantes sont moins perméables et que la formation considérée peut être utilisée pour l'approvisionnement en eau (Dassargues, 2018).

Fig. 3-2. – Schéma conceptuel des zones aquifères superficielles avec un « écoulement hypodermique » et des zones plus profondes de grès et quartzites altérés et fracturés (d'après Debbaut *et al.*, 2014).



Les **aquifères profonds** sont contenus dans les passages gréseux et quartzitiques affectés de fissures et fractures. D'extensions variables, mais limitées, ces aquifères ont des perméabilités et porosités largement influencées par les fissures et leurs propriétés (fréquence, ouvertures et interconnexions). Ils sont captés par des puits dépassant rarement les 100 m de profondeur. Les débits produits sont généralement plus importants et plus constants que ceux obtenus à partir des aquifères du manteau d'altération, mais bien inférieurs à ceux obtenus dans des aquifères gréseux ou calcaires. Les zones faillées peuvent jouer un rôle important dans la productivité des puits forés en Ardenne. Au sein des zones plus gréseuses ou quartzieuses, elles peuvent avoir un remplissage sableux et agir comme des drains, alors qu'au sein de lithologies mixtes, leur remplissage est plus argileux, induisant un cloisonnement des zones aquifères. Des venues d'eau plus profondes, carbo-gazeuses (fig. 3-3), à l'origine de sources minérales comme celles de la région de Spa et de Bru-Chevron sont dues vraisemblablement à des remontées d'eaux d'un substratum profond (sans doute sous-jacent

à la faille eifélienne) par le biais d'accidents transverses (failles, fractures, fissures) (Jobé, 2014). L'origine du CO₂ des eaux carbo-gazeuses de Spa et Bru-Chevron, très discutée (Barros *et al.*, sous presse), pourrait être liée à un pluton magmatique profond et/ou à de la dissolution en profondeur de roches carbonatées. ●●●

Fig. 3-3. – Pouhon (source carbo-gazeuse riche en fer) du 'Trou de Bosson' près de Werbomont.



●●● Les **aquifères superficiels** du manteau d'altération et/ou des zones de tourbières correspondent à des nappes libres perchées dont l'écoulement est dirigé vers les cours d'eau qui les drainent et dont la hauteur saturée est très limitée (quelques mètres) et très variable dans le temps. Localement, des interconnexions avec des nappes alluviales existent. Ces aquifères sont peu productifs et souvent temporaires. Ce type d'aquifère est quand même exploité localement (le plus souvent par des drains et galeries) lorsqu'aucune alternative plus intéressante n'est disponible. Les sources fournissent un bon débit en hiver et peuvent se tarir en été. Elles sont le plus souvent localisées à la transition entre un manteau d'altération perméable (sur un bedrock grésoschisteux) et un manteau d'altération peu perméable argileux (sur les parties plus schisteuses et phylladeuses du bedrock) (fig. 3-4 et 3-5). Des altérations parfois plus profondes peuvent permettre une connexion avec des zones faillées importantes. Des dépôts tourbeux sont bien développés dans les fagnes sur des substrats peu perméables (altérites des formations dévoniennes) qui occupent différents plateaux ardennais. Contrairement à beaucoup d'idées reçues, ces zones tourbeuses n'ont qu'une très faible capacité de réserve en eau et sont très peu perméables (Wastiaux, 2008 ; Gilson *et al.*, 2012).



Fig. 3-4. – Coupe d'un front de carrière exploitant des schistes phylladeux du Paléozoïque inférieur dans le Massif de Stavelot-Venn montrant la faible épaisseur du colluvium.



Fig. 3-5. – Source correspondant à un suintement de l'aquifère perché localisé essentiellement dans le colluvium.

Selon que l'eau provient de l'aquifère profond ou de l'aquifère superficiel, sa composition chimique sera différente. Les eaux issues de l'aquifère profond sont souvent caractérisées par une faible teneur en oxygène et par des concentrations en fer (Fe) et en manganèse (Mn) assez élevées, mais des concentrations plus faibles en éléments d'origine anthropique, tels que les nitrates et les phosphates. Les eaux plus superficielles (manteau d'altération et bedrock altéré) présentent généralement une minéralisation faible, mais des concentrations plus élevées en éléments d'origine anthropique.

Malgré la présence de ces altérites et de fissures profondes, ces formations ne constituent que des ressources locales en eaux souterraines. Des villages du plateau ardennais sont alimentés par des drainages superficiels ou des systèmes autonomes locaux basés le plus souvent sur des sources (Bouezmarni et Debbaut, 2012).

Concernant l'exploitation des eaux souterraines, il faut constater que la nature et la structure des zones aquifères de l'Ardenne ne permettent que l'utilisation de puits et de captages d'eau souterraine au débit limité. Ainsi, en Belgique, les horizons grésoschisteux du socle ardennais ne fournissent qu'environ 12,5 Mm³ d'eau par an (SPW, 2019) et beaucoup moins encore en France (Duermaël et Morfaux, 2006). C'est une difficulté majeure pour l'approvisionnement en eau des communes de la région et le recours aux eaux de surface (barrage) est nécessaire. Cela contraste avec les régions voisines (Condroz et Lorraine belge) plus riches en aquifères productifs.

Calcaires et grès du Dévonien et du Carbonifère

Dans les **calcaires et grès du Synclinorium de Dinant**, les potentialités aquifères sont très importantes, et en particulier dans les formations calcaires carbonifères. Les formations calcaires carbonifères et les calcaires dévoniens sont également exploités. Ces aquifères sont étroitement surveillés pour la quantité et la qualité de leurs eaux souterraines (Rentier *et al.*, 2004, 2006). Les principaux captages sont situés dans les calcaires du Carbonifère et sont destinés à la distribution publique d'eau potable. Cet ensemble fournit plus d'un quart (environ 100 Mm³/an) de la production wallonne en eaux souterraines (SPW, 2019). Trois masses d'eau souterraine y ont été distinguées : les calcaires et grès du Condroz, ceux du bassin de la Sambre, et ceux de la dépression de la Fagne-Famenne et de la Cales-tienne (Gesels *et al.*, 2014). ●●●

●●● Dans le **Condroz**, les sommets topographiques correspondent le plus souvent aux schistes et grès famenniens, les dépressions correspondant à des synclinaux calcaires carbonifères. Des failles peuvent induire localement un cloisonnement des aquifères, mais en général, une certaine continuité des calcaires karstifiés peut être observée. Ceci entraîne des difficultés quant à la détermination des bassins hydrogéologiques par rapport aux bassins hydrographiques (Brouyère *et al.*, 2009). Les anticlinaux gréseux du Famennien contiennent des nappes qui se déversent vers les calcaires via des sources de débordement temporaires ou pérennes, localisées au contact entre les grès et les formations schisteuses peu perméables. La perméabilité des calcaires dépend fortement de leur degré de fracturation et de karstification. Les directions d'écoulements souterrains sont influencées par la topographie mais aussi par l'orientation des couches géologiques, les diaclases et autres réseaux de fracturation. Les synclinaux calcaires sont drainés par les rivières qui les recoupent (Eau d'Heure, Biesme, Meuse à l'amont de Namur, Hoyoux et Ourthe). Dans la partie ouest du Synclinorium de Dinant, le « **Condroz de l'Entre-Sambre-et-Meuse occidentale** », qui montre une succession de structures plissées, est constitué de niveaux schisto-gréseux famenniens pour les synclinaux et de calcaires et schistes frasniens et givétiens pour les anticlinaux. Au sud-ouest du Condroz, le Massif ou Anticlinorium de Philippeville, permet également l'affleurement de calcaires et dolomies aquifères et karstifiés du Dévonien moyen et supérieur. Dans la dépression topographique de la Fagne en rive gauche (ouest) de la Meuse et Famenne en rive droite (est) de la Meuse, le substratum est à dominante nettement schisteuse, ne donnant lieu qu'à des ressources aquifères réduites limitées aux zones plus gréseuses. Enfin, la Calestienne sépare la Famenne du socle ardennais au sud. Plateau d'apparence monoclinale essentiellement calcaire et d'altitude intermédiaire (entre 200 et 350 m), il est localement affecté par des plissements secondaires (plis en 'Z' de Chimay et Revogne, Plateau du Gerny). Les aquifères y sont caractérisés par une forte karstification (De Broyer *et al.*, 2002) favorisant les écoulements rapides et le drainage efficace par les cours d'eau. Les prélèvements d'eau dans les calcaires et grès du Synclinorium de Dinant avoisinent 100 Mm³/an, dont une partie est exportée vers d'autres régions, notamment vers Bruxelles (37 Mm³/an ; Vivaqua, 2019).

Les calcaires et grès des bassins de la Vesdre et de la Gueule, prolongement oriental du Synclinorium de Dinant, appartiennent au Synclinorium de Verviers. Une petite partie au sud-est se rattache au Massif de Stavelot-Venn. Le contexte hydrogéologique y est très complexe, conditionné par des lithologies très variées et de nombreux plis et failles. Les zones les plus aquifères correspondent aux calcaires du Carbonifère et du Givétien-Frasnien, et aux grès du Famennien (Ruthy *et al.*, 2014). Les nombreuses failles longitudinales

de chevauchement et des failles transversales (Laloux *et al.*, 1997) peuvent cloisonner ou au contraire mettre en communication différents compartiments aquifères. De nombreux phénomènes karstiques sont observés (De Broyer *et al.*, 2002) et ont des conséquences hydrogéologiques sur la quantité et la qualité des eaux souterraines, notamment par les échanges directs avec les eaux de surface via des pertes et des résurgences. Les prélèvements annuels dépassent 2 Mm³/an parmi lesquels il faut remarquer ceux des sociétés de Chaudfontaine et des Thermes de Spa.

Les calcaires et grès du Parautochtone brabançon, affectés de fissures et discontinuités parfois karstifiées, reposent en discordance sur les terrains du Paléozoïque inférieur (Massif du Brabant, affleurant dans la partie nord). Les aquifères sont localisés dans les roches calcaires et dolomitiques, accessoirement dans les grès. Des passages schisto-argileux peuvent cloisonner partiellement ces aquifères qui peuvent être surmontés de sables et argiles méso- et cénozoïques, ainsi que d'argiles et limons quaternaires, en couches subhorizontales (Hallet et Capette, 2014). Lorsque la recharge n'est pas directe, elle se fait donc par drainance des aquifères superficiels (sables et alluvions). Les calcaires carbonifères fracturés et karstifiés constituent les principaux aquifères exploités. Notons le rôle de drain (et parfois de captage) joué par d'anciennes galeries de mine (Goffinet *et al.*, 2010). Plus de 40 Mm³ d'eau sont prélevés dans ces calcaires, dont 8,5 Mm³ exportés vers Bruxelles (SPW, 2010 ; Vivaqua, 2019).

Les alluvions de la Meuse

Elles constituent, en Belgique, le niveau de base des grands aquifères calcaires. En France, recoupant des formations schisteuses et des altérites, la ressource en eau y est très limitée. La qualité de l'eau est principalement acide et souvent chargée en fer. Les alluvions perméables étant de faible épaisseur, les captages alluviaux en Meuse et Semois sont insuffisants face aux besoins des communes, les obligeant à recourir au captage complémentaire de cours d'eau ou à pratiquer de l'alimentation artificielle de nappe (Givet, Fumay). Néanmoins, entre Givet et Liège, les prélèvements en eau souterraine y totalisent plus de 16,5 Mm³/an (SPW 2019).

■ **A. Dassargues¹ (coord.), R. Colbach², A. Rorive³, S. Ramon⁴, V. Hallet⁵**

¹Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement, Urban & Environmental Engineering, Univ. de Liège, B52/3 Sart Tilman, B-4000 Liège, Belgique

²Service géologique de l'Etat, Administration des ponts et chaussées, 23, rue du Chemin de Fer, 8057 Bertrange, Luxembourg

³Géologie Fondamentale et Appliquée, Faculté Polytechnique, Univ. de Mons, Rue de Houdain, 9, B-7000 Mons, Belgique

⁴Ing. ENSG, retraité de l'Agence de l'eau Rhin Meuse

⁵Département de Géologie, Univ. de Namur, Rue de Bruxelles, 61, B-5000 Namur, Belgique