

Le bassin de Grand-Lieu (Loire-Atlantique) : relief et patrimoine géomorphologique

Dominique SELLIER

Professeur émérite, Université de Nantes, LETG-Nantes Géolittomer UMR 6554

dominique.sellier@univ-nantes.fr

Résumé : Le bassin de Grand-Lieu correspond à l'une des principales dépressions de la Loire-Atlantique. Il concentre les eaux de la Boulogne, de la Logne et de l'Ognon. Il aboutit à l'Acheneau, dernier affluent de rive gauche de la Loire. Son relief, partout inférieur à 60 m, comprend une cuvette occupée par le lac, de basses plateformes, des revers et des plateaux périphériques. Il appartient à un pays de surfaces, rompues par des coteaux singuliers et par des versants de vallées, simple dans ses grandes lignes, mais morcelé dans le détail. Il se rapporte, également, à un paysage de socle, caractéristique du sud du Massif armoricain, qui enregistre les effets des rejeux tectoniques et de l'encaissement des réseaux hydrographiques survenus à la suite de l'aplanissement d'anciens reliefs hercyniens. Le bassin de Grand-Lieu comprend, en fait, une remarquable série de reliefs de faille qui peuvent être présentés à des visiteurs non spécialistes dans une perspective de vulgarisation et d'intégration du relief au patrimoine naturel du bassin de Grand-Lieu.

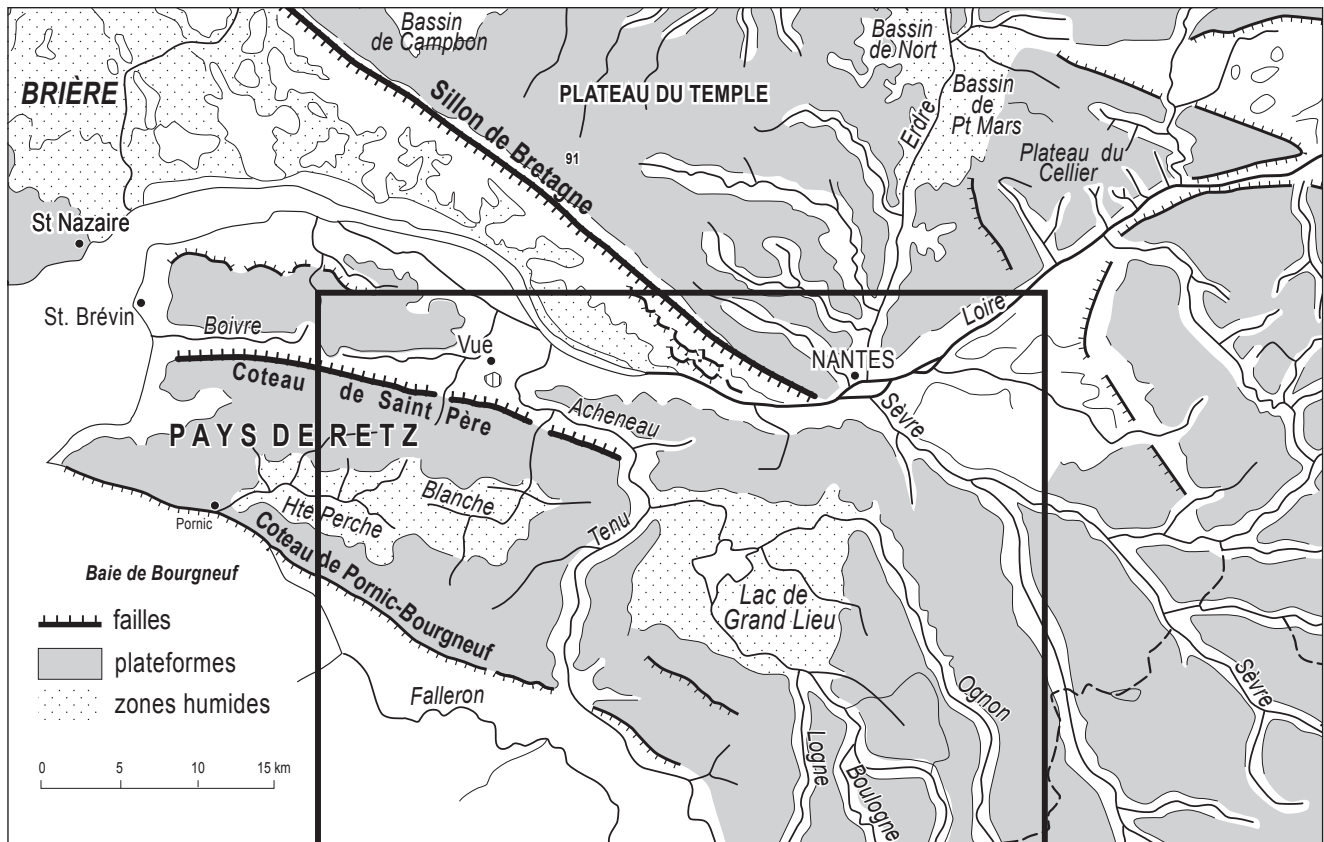
Mots-clés : Bassin de Grand-Lieu, zones humides, relief de socle, relief faillé, patrimoine géomorphologique, vulgarisation scientifique

Introduction

Cet article fait suite à des publications destinées à présenter la géomorphologie de la Loire-Atlantique dans une perspective de vulgarisation (Sellier, 2007, 2010, 2011, 2012, 2013a, 2013b, 2014, Sellier et Portal, 2013). Il porte sur les propriétés et sur les origines du bassin occupé par le lac de Grand-Lieu. Il a comme objets de fournir une lecture géographique du relief de ce bassin et de ses pourtours tels qu'ils apparaissent dans leur état actuel, d'expliquer ce relief à partir de faits d'observation et de proposer des moyens didactiques pour le décrire à un public non spécialiste, afin de contribuer à l'inclure au patrimoine naturel du bassin.

Le relief de la Loire-Atlantique se présente, d'abord, comme l'un des plus bas en France. On le parcourt en suivant des plateaux d'altitudes presque partout inférieures à 100 m, où les principaux jalons sont les vallées (comme celles de la

Loire et de ses deux derniers grands affluents, la Sèvre nantaise et l'Erdre), des coteaux (comme ceux de Guérande ou du Sillon de Bretagne) et des dépressions, occupées par des prairies humides, marais ou plans d'eau (comme le bassin de Campbon, le bassin d'Arthon, la Brière et le bassin de Grand-Lieu). Il convient, pour le reste, de profiter de points de vue d'où les arbres ne cachent pas le relief et de changer de niveau d'observation pour reconnaître des unités géomorphologiques élémentaires. Il s'impose alors de repérer les points culminants et les talwegs, de séparer les réseaux de drainage, de relever l'inclinaison ou l'étagement des surfaces, de suivre les principaux versants, sachant que les différences d'élévation s'évaluent ici en décimètres et que les angles d'inclinaison ne sont que de quelques degrés. Ce manque de contrastes vaut pour l'ensemble de la Loire-Atlantique, qui se trouve toutefois dotée de l'embouchure du plus long fleuve français, de la dernière grande



D. SELLIER, Cartographie : A. DUBOIS-IGARUN, 1999

Figure 1 : localisation du bassin de Grand-Lieu

confluence ligérienne, de l'un des plus grands escarpements de failles du domaine hercynien (le Sillon de Bretagne), mais aussi de zones humides, dont le nombre, la répartition et l'étendue sont révélateurs de la géomorphologie et de la paléogéographie locales.

L'analyse géomorphologique part toujours de deux types de formes simples (les surfaces et les versants) et l'explication des reliefs résulte partout de deux facteurs antagonistes (les déformations des roches sous l'effet de contraintes tectoniques et les processus d'érosion déterminés par l'écoulement des eaux, le vent, les variations de températures, l'altération chimique des roches, qui tendent collectivement à l'aplanissement des reliefs engendrés par la tectonique). Ces principes s'appliquent naturellement aux domaines de socle, auxquels appartient le Massif armoricain, en contraignant, dans son cas, à un examen détaillé des reliefs et des emboîtements de formes.

1. L'organisation générale du relief et du drainage

Le bassin de Grand-Lieu tire naturellement sa singularité du lac et des marais qui en occupent le centre. Il se situe entre l'estuaire de la Loire et la confluence nantaise, le pays de Retz, les marges vendéennes et les plateaux du pays de Clisson (fig. 1). Le relief environnant appartient avant tout à un pays de surfaces, d'altitudes inférieures à 60 m. Il résulte d'une juxtaposition de *plateformes*, de *plateaux* et de *revers*, de contours géométriques et d'aspect compartimenté, propre à toute la partie de la Loire-Atlantique située au sud du cours de l'Isac (Sellier, 1985, 2013a). Les *plateformes* sont subhorizontales et généralement inférieures à 30 m d'altitude. Les *plateaux* sont plus élevés, parfois étagés, ravinés par des vallées encaissées, de tracé souvent coudé. Les *revers* sont inclinés à partir de coteaux singuliers, c'est-à-dire simples et sans symétrie, généralement

rectilignes. L'ensemble entoure une «cuvette», occupée par le lac de Grand-Lieu, lui-même issu de la concentration et de la retenue des eaux de l'Ognon à l'est (Pont-Saint-Martin), du Tenu à l'ouest (Saint-Mars-de-Coutais) et surtout de la Boulogne et de la Logne au sud (Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) (Maître, 1912). Cette retenue, contrôlée par des écluses (Guillou *et al.*, 2008 ; Mercier *et al.*, 2013), occupe une dépression initiale située à l'amont d'un barrage naturel produit par des plateformes situées au nord-ouest. Ce barrage (*seuil de Port-Saint-Père*) se trouve traversé par l'Achenau, qui constitue l'exutoire du lac de Grand-Lieu.

1.1. L'identification préalable des unités du relief (fig. 2)

Le point culminant des pourtours du bassin de Grand-Lieu se trouve non loin de Nantes, au sud-est de la Forêt de Touffou, près du moulin des Bauches (58 m). Des points supérieurs à 50 m existent aussi au nord-ouest (51 m au moulin de Chappe, près de Port-Saint-Père) et au sud du Lac de Grand-Lieu (51 m à la Moillancherie, près de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu), alors que l'altitude du lac avoisine 1 m. Entre ces extrêmes, le relief s'organise en trois ensembles, du centre vers l'extérieur : le site du lac de Grand-Lieu ou *cuvette de Grand-Lieu*, bordée de basses plateformes ou de seuils, des revers encadrants et des plateaux périphériques qui, dans un tel environnement, tiennent lieu de « hautes terres ». Le relief s'organise ensuite en petites unités, qui nécessitent d'être identifiées et désignées avant d'examiner leurs relations.

La cuvette de Grand-Lieu

Elle constitue l'élément primordial du paysage. Ses contours s'inscrivent dans un quadrilatère d'une dizaine de kilomètres de côté, entre Port-Saint-Père, Saint-Aignan, Saint-Philbert-de-Grand-Lieu et Saint-Lumine-de-Coutais. Elle comprend quatre types de milieux principaux : des étendues d'eau libre, surtout à l'est, des étendues d'eau à macrophytes flottants (comme les nénuphars), au centre, des marais à roseaux et à saules à l'ouest, des pré-marais, inondables en

hiver et drainés par des douves en été, surtout au sud (Marion et Marion, 1976 ; Boret et Reeber, 2008 ; Dupont, 2003 ; Mercier *et al.*, 2013). Elle est bordée à l'ouest par le *seuil de Port-Saint-Père*, la *plateforme de Saint-Mars-de-Coutais* et le *seuil de Sainte-Pazanne*.

Les trois revers encadrants

Tous les reliefs situés aux abords du lac sont dissymétriques. Ils forment trois revers, qui s'inclinent vers le centre du bassin, à partir de coteaux, qui regardent, pour leur part, vers sa périphérie.

Le *revers de Brains* sépare le bassin de Grand-Lieu de la vallée de la Loire, entre les Sorinières et le Pellerin. Il culmine au nord à plus de 30 m, où il domine l'estuaire par le *coteau de la Montagne*, rectiligne et redressé, qui s'étend de Bouguenais à Saint-Jean-de-Boisseau. Il s'incline vers le sud, jusqu'aux rives du lac de Grand-Lieu (Bouaye, Saint-Aignan). Sa proximité de Nantes lui vaut d'être largement urbanisé.

Le *revers de Montbert* à l'est, est bordé par le *versant occidental de la vallée de l'Ognon*, qui culmine à plus de 40 m au sud de Montbert et qui suggère, par sa rectitude sur une douzaine de kilomètres, l'influence d'une ligne de faille de tracé nord-est - sud-ouest. Ce revers s'incline vers l'ouest jusqu'au lac (La Chevrolière), entre le coude de l'Ognon au nord (Pont-Saint-Martin) et le cours de la Boulogne au sud (Saint-Philbert-de-Bouaine). Il est drainé par des ruisseaux tributaires du lac de Grand-Lieu ou par des affluents de la Boulogne qui soulignent son inclinaison à partir d'une ligne de partage des eaux située aux abords immédiats de l'Ognon. Il est occupé par de grands quartiers géométriques significatifs de défrichements tardifs à partir de landes, dans sa partie la plus méridionale et la plus élevée (41 m près de Geneston). Il est limité au sud par le *coteau de Saint-Philbert-de-Bouaine* (vallée de l'Issoire, tributaire de la Boulogne).

Le *revers de la Limouzinière*, au sud, s'incline vers le nord-est, en direction du lac et de la confluence entre la Logne et la Boulogne. Il est délimité au sud-ouest par le *coteau de la*

Limouzinière, de direction N125°, dite *armoricaïne*, parallèle au *coteau de Pornic-Bourgneuf*. Ce coteau, de regard sud-ouest, rectiligne sur 15 km, culmine à 51 m.

Ces trois revers convergent donc vers le lac de Grand-Lieu, qui occupe ainsi l'une des principales dépressions topographiques de la Loire-Atlantique. Ils sont en contact le long des cours inférieurs de l'Ognon (Pont-Saint-Martin) et de la Boulogne (Saint-Philbert). Ils sont bordés vers l'extérieur par des coteaux rectilignes, de directions différentes et de regards divergents.

Les « hautes terres » périphériques

Les plateaux situés à la périphérie du bassin de Grand-Lieu sont subhorizontaux ou peu inclinés, mais plus élevés que les reliefs précédents, en particulier au sud-est, vers la Vendée.

Au nord, le *coteau de la Montagne* surmonte le lit de la Loire et fait face à la terminaison du coteau du Sillon de Bretagne, qui culmine vers 70 m de l'autre côté du fleuve.

À l'est, la vallée de l'Ognon borde deux plateaux étagés, séparés par le *coteau de Touffou*, de tracé rectiligne, de direction N130° (*armoricaïne*), de regard sud-ouest et de faible élévation (30 m). Le niveau inférieur, situé entre la vallée de l'Ognon et le coteau de Touffou (*plateau du Bignon*) s'élève des abords de Nantes vers le sud-est et n'atteint que 38 m, aux Cantons. Le niveau supérieur, situé entre le coteau de Touffou et la confluence des vallées de la Maine et de la Sèvre (*plateau de Touffou*), s'élève lui aussi vers les marges vendéennes (pays de Clisson, Haut Bocage), où il culmine à 58 m. Il conserve une forêt résiduelle (forêt de Touffou) et se trouve aux limites du Vignoble. Il est emprunté par les voies de communications interrégionales.

Au sud, le relief est plus fragmenté. L'axe directeur est le *coteau de la Limouzinière*, qui domine vers le sud-ouest la *plateforme de la forêt de Machecoul*. Cette dernière ne dépasse pas 38 m et s'abaisse progressivement vers le nord-ouest. Elle comprend les lambeaux d'une forêt

seigneuriale et les restes d'anciennes landes toujours peu peuplées (Landes, Landreau, Ecobues, Brosses, Brandes,...). Elle est bordée au sud par les restes d'un coteau (*coteau de la Marne*), réduits à un alignement de buttes dans l'axe du *coteau de Pornic-Bourgneuf*, donc du littoral septentrional de la baie de Bourgneuf. Elle domine, encore plus au sud, le cours supérieur du Tenu, au contact du *marais Breton* et de la *plaine de Machecoul*, drainée par le Falleron. Au sud-est, le *coteau de la Limouzinière* (de regard sud-ouest) est relayé par le *coteau de Corcoué*, de direction N125°, toujours armoricaine, mais de regard nord-est. Ce coteau, rectiligne et redressé, est franchi par la Logne à Corcoué, et par la Boulogne à Rocheservière. Il culmine à plus de 60 m près de Corcoué et surmonte une plateforme drainée par l'Issoire qui s'élève vers Vieilleville, en limitant le bassin de Grand-Lieu au sud-est (*plateforme de Rocheservières*).

Vers l'ouest, le bassin de Grand-Lieu entre en contact avec le pays de Retz (Mounès, 1974 ; Sellier, 2013a, 2013b). Le revers de la *Limouzinière* et la *plateforme de la forêt de Machecoul* prolongent le revers de *Pornic-Bourgneuf*, incliné vers le nord-est. Le seuil de *Port-Saint-Père*, qui verrouille le bassin au nord-ouest, prolonge le revers de *Saint-Père-en-Retz*, incliné vers le sud-ouest. Entre ces deux ensembles convergents, la plateforme étroite et allongée comprise entre le lac de Grand-Lieu à l'est et le cours du Tenu à l'ouest (*plateforme de Saint-Mars-de-Coutais*, 27 m) prolonge le seuil de *Saint-Pazanne*.

L'analyse détaillée du paysage conduit ainsi à distinguer une douzaine d'unités : cuvette, plateformes, revers et plateaux, séparés par des escarpements ou par des vallées, qui témoignent d'un morcellement des surfaces, présentées comme les éléments fondamentaux du relief.

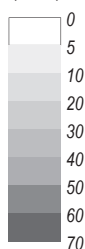
1.2. La disposition du drainage et des vallées

Un réseau hydrographique mal hiérarchisé

Le lac de Grand-Lieu appartient d'abord à l'ensemble des plans d'eau, zones humides et dépressions inondables qui participent à la caractérisation des paysages de la Loire-Atlantique,



D. SELLIER 2015, Cartographie : S. CHARRIER

Hypsométrie
(en m)**Hydrographie**

- limite de partage des eaux locales
- cours d'eau
- tracé épigénétique
- vallée d'angle de failles

Revers

- 1 revers de Brains
- 2 revers de Montbert
- 3 revers de la Limouzinière
- inclinaison des revers

Coteaux singuliers

- A coteau de la Montagne
- B versant occidental de la vallée de l'Ognon
- C coteau de la Limouzinière
- D coteau de Touffou
- E coteau de la Marne
- F coteau de Corcoué
- G coteau de Saint-Philbert-de-Bouaine
- H coteau de Pornic-Bourgneuf
- I coteau de Saint-Père-en-Retz

- escarpements de faille

Reliefs périphériques

- 4 plateau du Bignon
- 5 plateau de Touffou
- 6 plateforme de la forêt de Machecoul
- 7 baie de Bourgneuf, marais Breton et plaine de Machecoul
- 8 plateforme de Rocheservière
- 9 revers de Pornic-Bourgneuf
- 10 revers de Saint-Père-en-Retz
- 11 seuil de Port-Saint-Père
- 12 seuil de Sainte-Pazanne
- 13 plateforme de Saint-Mars-de-Coutais

Figure 2 : schéma géomorphologique du bassin de Grand-Lieu

dont les altitudes avoisinent le niveau de la mer et dont la configuration indique l'origine tectonique : bassin de Nort-sur-Erdre et marais de Petit-Mars, cuvette de la Haute-Perche

dans le pays de Retz, marais de Goulaine et de Brière, mais surtout estuaire de la Loire (Durand, 1960 ; Gauthier, 1963 ; Mounès, 1974 ; Sellier, 1985, 2013b).

Le réseau du bassin de Grand-Lieu s'inscrit à l'intérieur du bassin versant de l'Achenau, dernier affluent de rive gauche de la Loire avant l'océan, qui occupe une place intermédiaire, par sa situation et par ses dimensions, entre le réseau de la Sèvre et de la Maine, issu du Haut-Bocage vendéen et les petits cours d'eau côtiers du pays de Retz (la Blanche et la Haute-Perche) ou du marais Breton (le Falleron). Ce réseau présente plusieurs caractères communs avec celui de la Sèvre, en dépit de dimensions plus restreintes. Son orientation générale, guidée par des fractures du socle de direction N125° ou N160° (« diagonale »), d'origine également hercynienne, est parallèle à celui de la Sèvre. Son principal drain, la Boulogne, prend sa source au sud des Essarts, à plus de 50 km de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, près de celle de la Maine, dans un secteur surélevé du Bas-Bocage qui sert de centre de dispersion des eaux des affluents de la Loire (par la Maine et la Boulogne), des fleuves côtiers vendéens (la Vie) et des tributaires du marais Breton (le Lay).

À un niveau d'échelle inférieur, le réseau du bassin de Grand-Lieu s'avère mal organisé, pour au moins deux raisons. La faible altitude du relief est responsable de l'indécision du drainage et de l'hétérométrie des drains, mais surtout de l'inondation d'une cuvette qui entraîne la présence du lac. La structure semble déterminer, pour sa part, la dissymétrie des réseaux et leurs tracés géométriques ; des déformations du socle semblent justifier, par ailleurs, les cours de plusieurs rivières épigéniques, inadaptées à la disposition actuelle du relief.

Les tributaires et l'exutoire

Pour prendre sa source à une centaine de mètres d'altitude, la Boulogne partage encore avec la Maine et avec la Sèvre le fait de présenter un talweg relativement redressé et un cours à méandres encaissés. Ces propriétés disparaissent dès qu'elle franchit le coteau de Corcoué, en pénétrant dans le bassin de Grand-Lieu. La Boulogne

décrit alors des sinuosités au fond d'une vallée à plancher alluvial, élargie entre des interfluvies nés de la convergence des *revers de Montbert* et de la *Limouzinière*. Son principal affluent, la Logne, est de caractères analogues, en dépit de dimensions inférieures. La Logne prend sa source en amont de Legé, à plus de 70 m. Elle présente un cours supérieur à méandres encaissés avant de franchir le coteau de Corcoué, puis un cours inférieur dans un relief évasé, avant de confluer avec la Boulogne près de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.

À l'est de la Boulogne, l'Ognon est un cours d'eau mineur qui prend sa source près de l'Herbergement, qui débouche directement sur le lac de Grand-Lieu en aval de Pont-Saint-Martin et qui présente un tracé remarquablement géométrique. Il comprend un cours moyen rectiligne, de direction N160°, encaissé dans une vallée dissymétrique, entre un versant ouest (bordure du revers de Montbert), plus élevé et plus redressé que le versant est (bordure du plateau du Bignon). Il décrit un brusque coude au sud des Sorinières, au contact des *revers de Montbert* et de *Brains*.

À l'ouest de l'ensemble et à l'écart du lac de Grand-Lieu, le Tenu est un cours d'eau inadapté au relief actuel. Il prend sa source près de la forêt de Touvois, au sud de la Loire-Atlantique, et s'écoule d'abord dans la plaine de Machecoul, en longeant la base du coteau de la Marne, parallèlement au cours supérieur du Falleron. Il oblique vers le nord à Saint-Même-le-Tenu, en franchissant l'axe coteau de Pornic-Bourgneuf - coteau de la Marne, alors que le cours du Falleron se prolonge vers la baie de Bourgneuf. Son cours moyen s'encaisse par conséquent dans le revers de Pornic-Bourgneuf, selon un tracé méridien. Il s'oriente ensuite vers le nord-est et s'écoule dans une cuvette basse (2 m) située entre le seuil de Sainte-Pazanne et la plateforme de Saint-Mars-de-Coutais. Il rejoint enfin le cours de l'Achenau à l'extrémité du revers de Port-Saint-Père, immédiatement à l'aval du lac de

Grand-Lieu, sans mêler ses eaux à celui-ci depuis les travaux hydrauliques accomplis au XIX^e siècle (Mercier *et al.*, 2013).

L'Acheneau est l'exutoire du lac de Grand-Lieu. Il franchit le *seuil de Port-Saint-Père* par un cours sinueux et encaissé entre des versants rapprochés qui culminent à 30 m à la jonction des *revers de Saint-Père-en-Retz* et de *Brains*. Il emprunte ensuite un couloir à fond alluvial qui suit la base du *coteau de Saint-Père-en-Retz* sur une dizaine de kilomètres en direction de Rouans. Ses eaux se dispersent enfin dans les marais de Vue qui, avec les marais de Saint-Etienne-de-Montluc, au nord de la Loire, forment l'un des plus grands ensembles de zones humides de l'estuaire.

Le lac de Grand-Lieu

Il occupe une cuvette de forme losangique, produite par la convergence des trois *revers de Brains*, de *Montbert* et de *la Limouzinière*. Le lac de Grand-Lieu résulte d'une retenue ponctuelle des eaux de la Boulogne et de l'Ognon, qui drainent conjointement un bassin de 840 km². Une telle retenue exige un barrage qui peut être sédimentaire, comme en Brière (à la confluence du Brivet et de la Loire), ou structural, comme ici. La faiblesse des pentes et des altitudes, mais aussi des débits, ajoutée à des régimes irréguliers et à l'influence initiale des marées jusqu'à l'intérieur du bassin par l'intermédiaire de l'estuaire de la Loire et de l'Achenau, ont également conduit, pendant le XIX^e siècle, au creusement de plusieurs canaux au nord du bassin et à l'installation d'une écluse au sud de Bouaye. Cette écluse a donc rangé le bassin de Grand-Lieu parmi les zones humides vannées, de type prépondérant en Loire-Atlantique. Elle permet de contrôler les variations du niveau des eaux du lac au cours de l'année, lesquelles déterminent l'étendue des plans d'eau et des marais, puis dans la suite, les conditions de l'écosystème aquatique et des usages agricoles. Pendant l'étiage estival ou automnal, le niveau du lac s'abaisse jusqu'à 0,60 m NGF et sa superficie (plans d'eau) est comprise entre 500 et 1 800 ha.

Pendant les hautes eaux hivernales, le niveau s'élève jusqu'à près de 2 m NGF et la superficie du lac est alors comprise entre 5 000 et 6 000 ha (Ters, 1982 ; Mercier *et al.*, 2013).

Dans tous les cas, la profondeur des eaux libres demeure inférieure à 2 m, ce qui, en dehors de l'environnement topographique du bassin tient à son comblement progressif, mais irrégulier, par des sédiments vaseux qui enregistrent les séquences de dépôt et d'ablation corrélatives des travaux de défrichement ou d'aménagements hydrauliques dans le bassin. Ces sédiments, actuels ou subactuels, masquent des alluvions principalement holocènes, argileuses ou sableuses, ainsi que des tourbes, qui atteignent plus de 17 m en amont de la vallée de l'Acheneau et une dizaine de mètres à l'emplacement du lac, où elles reposent sur des sédiments tertiaires, pliocènes ou éocènes (Ters, 1982). Ils sont entourés en surface par des colluvions qui remanient les sédiments tertiaires et qui forment des glacis dans la partie distale des revers, en particulier au nord et à l'est.

2. La formation du relief

Elle trouve des éléments d'explication, comme ailleurs, à partir des propriétés du relief qui se manifestent dans le paysage et de celles de la structure qui s'expriment sur le terrain et sur les cartes.

L'observation directe des paysages soulève plusieurs questions. Les surfaces représentent l'élément fondamental du relief, comme de règle dans les massifs anciens. Elles s'inscrivent ici dans une tranche d'altitude d'une soixantaine de mètres à l'intérieur d'un quadrilatère de 25 km de côté. Les versants créent toutefois des ruptures notables et appartiennent à deux catégories : coteaux singuliers et versants de vallées. L'interprétation de ces surfaces et de ces versants n'échappe pas aux problèmes classiques des socles : déterminer d'éventuelles séquences d'aplanissements au sujet des premières, distinguer les parts de la tectonique,

de l'érosion différentielle ou du ravinement au niveau des seconds (Lageat, 2000). Ces surfaces se situent en effet à plusieurs niveaux d'altitude et composent un relief morcelé en unités géométriques, ce qui soulève effectivement le problème d'un éventuel emboîtement de plans d'érosion successifs, de plusieurs séquences de déformations du socle et de l'interaction des deux processus à l'échelle de l'ensemble du bassin. Ces surfaces sont ravinées par des réseaux denses et ramifiés, mais mal organisés, désorganisés ou réorganisés, ce qui conduit à s'interroger sur le rôle respectif de la tectostatique et de la tectodynamique sur le tracé de ces réseaux, sur les conditions et sur les étapes de leur encaissement.

Les affleurements et les cartes conduisent à reconnaître deux ensembles de terrains. Le premier concerne le substratum, c'est-à-dire le socle précambrien et primaire, caractéristique d'un massif ancien et commun au sud du Massif armoricain. Il comprend des roches plutoniques (granites), métamorphiques (schistes) et sédimentaires primaires. En dehors de quelques lentilles et bandes discontinues de roches basiques, comme les célèbres éclogites « du lac de Grand-Lieu », cet ensemble comprend des schistes et micaschistes, ainsi que des gneiss (et « porphyroïdes »), qui appartiennent au vieux fond briovérien métamorphisé armoricain (éocambrien), qui forme l'essentiel du socle du bassin de Grand-Lieu, mais qui affleure essentiellement au sud-ouest du lac. Il comprend également des granites, intrusifs dans les terrains précédents, mis en place au cours de l'orogénèse hercynienne, qui n'affleurent qu'au nord-est, à l'extrémité du massif de Clisson. Il intègre enfin quelques affleurements de terrains primaires, notamment houillers, qui ont exercé un rôle épisodique dans l'économie locale. Il s'avère déjà que les roches en présence sont de résistance peu contrastée et que le potentiel lithologique local est défavorable à l'érosion différentielle. Le second ensemble, discordant sur le premier, comprend des roches sédimentaires tertiaires, de nature

variée (sables, grès, argiles, calcaires), minces et souvent meubles, qui se rapportent à l'Eocène et surtout au Pliocène, héritées des transgressions survenues au cours du Tertiaire dans l'est du Massif armoricain, communes à tous les bassins de Loire-Atlantique, mais spécialement étendues dans celui de Grand-Lieu, où elles masquent en partie les roches précitées.

2.1. La réalisation d'une surface d'érosion fondamentale

Les éléments de surfaces qui s'étendent sur le substratum (socle) se rapportent à une surface d'érosion (ou surface d'aplanissement), parce qu'ils dérivent d'un même plan topographique qui recoupe, indistinctement, des roches de natures et d'âges différents, préalablement déformées par plissements et par failles. Cette interprétation s'appuie, elle aussi, sur des faits d'observation et se réfère à une histoire reconnue.

Les faits d'observation tiennent à la disposition des affleurements de roches de socle recoupés par les surfaces dans le secteur considéré. Ces affleurements concernent des roches essentiellement métamorphiques ou plutoniques. Ils composent des bandes étroites et parallèles, parfois symétriques, significatives d'une structure plissée. Cette disposition illustre chacun des stades d'un cycle orogénique complet : existence d'un substrat de roches initiales, puis création d'une chaîne de montagne par plissements des roches en question, accompagnée de phénomènes de métamorphisme et de granitisation, suivie de l'aplanissement de ces montagnes par érosion et de leur transformation finale en massif ancien.

L'histoire est celle du Massif armoricain et relève ici, principalement, du cycle orogénique hercynien. Les terrains initiaux sont précambriens ou primaires (briovériens ou, ponctuellement, primaires inférieurs). Les déformations, compressions, plissements et cisaillements, assortis de processus de métamorphisme (formation des schistes, micaschistes

et gneiss qui forment l'essentiel du socle actuel) et de plutonisme (intrusion des granites du massif de Clisson à l'est du bassin) sont propres à l'orogénèse hercynienne, réalisée au Primaire supérieur (surtout au Carbonifère) et témoignent de la formation de chaînes plissées sous l'effet de mécanismes successifs de subduction et de collision. La surface d'érosion réalisée aux dépens de ces chaînes plissées à la suite de l'orogénèse hercynienne se rapporte évidemment à la surface post-hercynienne, ou *pénéplaine de l'ouest de la France*, qui s'étend à la majeure partie du Massif armoricain (Klein, 1975).

De ce passé montagneux, primaire, ne demeure en principe plus rien dans le relief actuel, sinon, précisément, la disposition subparallèle des bandes d'affleurements de roches variées qui signalent les racines d'anciens plis, des lentilles basiques et des intrusions granitiques, de même que l'orientation de l'ensemble de ces affleurements selon une direction nord-ouest - sud est, conforme aux déformations hercyniennes (N120° à N160°), et une fracturation irréversible du socle, réemployée lors de tectogénèses ultérieures et de l'installation des réseaux hydrographiques.

Au delà du passé hercynien qui a initié la formation du Massif armoricain, ces héritages structuraux demeurent donc fondamentaux, mais différent selon les endroits. Il se trouve en effet que l'espace actuellement occupé par le bassin de Grand-Lieu recoupe trois des grands ensembles structuraux du Massif armoricain, tous disposés selon la direction armoricaine : le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille au centre, le Domaine ligérien au nord-est et la Zone ouest-vendéenne au sud-ouest (Cogné, 1974).

Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille intéresse l'essentiel de l'espace. Il est limité par la vallée de l'Ognon à l'est, axée sur la faille Rouselière-Ognon et, par là, sur le grand faisceau de fractures « Quessoy-Nort » qui traverse le Massif armoricain selon une direction N160° (Durand,

1960 ; Jaeger, 1967 ; Sellier, 1985 ; Vignerresse, 1988). Il est limité au sud-ouest par le *coteau de la Limouzinière*, qui suit une autre faille majeure, l'axe Sainte-Pazanne - Les Essarts, de direction N125°, au contact avec la Zone ouest-vendéenne (Chevalier, 1987). C'est un domaine largement recouvert par des sédiments tertiaires, qui comprend un fond de gneiss, des affleurements de roches basiques qui jalonnent une ancienne zone de subduction (amphibolites, éclo-gites, serpentinites) et quelques affleurements de roches sédimentaires primaires bloquées dans un graben au nord-ouest et au sud-est du bassin de Grand-Lieu (schistes cambriens et carbonifères).

Au nord-est, le Domaine ligérien est ici principalement granitique. Il comprend les granites de Clisson, contemporains de l'orogénèse hercynienne et associés à la Zone broyée sud-armoricaine, qui s'infléchit vers le sud-est. Ces granites correspondent aux *plateaux de Touffou et du Bignon*. Ils sont parcourus par une fracture longitudinale, bordée de filons de quartz, correspondant à la faille de Touffou, qui prolonge le Sillon de Bretagne et qui s'exprime dans le relief actuel par le *coteau de Touffou*. Les granites du Domaine ligérien entrent en contact avec les gneiss du domaine de l'Anticlinal de Cornouaille le long de la vallée de l'Ognon.

Au sud-ouest, la Zone ouest-vendéenne, principalement formée de micaschistes, est fracturée par une faille ouest nord-ouest - est sud-est, qui guide le *coteau de la Marne*, borde la *plaine de Machecoul*, la baie de Bourgneuf et le pays de Retz jusqu'à la pointe Saint-Gildas.

Au total, les reliefs dérivés de la surface d'érosion considérée semblent influencés par de grandes lignes de failles plus que par des contacts lithologiques, sauf dans les cas où ces derniers s'avèrent eux-mêmes tectonisés. Plusieurs phénomènes majeurs, itératifs, simultanés ou alternés, se sont produits au cours de l'ère tertiaire, après l'aplanissement des montagnes hercyniennes et l'élaboration de

la surface d'aplanissement post-hercynienne, réalisée dès la fin du Primaire (Klein, 1975). Ces phénomènes, communs à la majeure partie du Massif armoricain, sont d'ordres tectonique, paléoclimatique, sédimentaire et hydrographique.

2.2. La dislocation de la surface fondamentale et la mise en place des reliefs actuels

Le bassin de Grand-Lieu est effectivement parcouru par des coteaux singuliers (La Montagne, Touffou, La Limouzinière, La Marne, auxquels s'ajoute le versant ouest de la vallée de l'Ognon) qui rompent la continuité topographique de la surface post-hercynienne en dépit de dénivelées limitées. Cette situation évoque trois origines possibles, comme dans tous les massifs anciens. Les effets d'une érosion différentielle sont invraisemblables parce que les roches concernées manquent de contraste et parce que les contacts lithologiques suivis par plusieurs coteaux s'alignent en même temps sur des failles, d'origine hercynienne. L'existence de plusieurs paliers d'aplanissement emboîtés, séparés par des coteaux intermédiaires est indémontrable parce que les éléments de surfaces identifiés ne présentent pas de continuité altitudinale et parce que plusieurs d'entre eux (les revers) ne sont plus horizontaux. Le relief actuel suggère au contraire une dislocation de la surface post-hercynienne, génératrice de blocs soulevés (les plateaux), basculés (les revers) ou effondrés (la cuvette de Grand-Lieu et les plateformes).

Les coteaux singuliers qui limitent ces reliefs et qui jalonnent, de fait, les bordures du bassin de Grand-Lieu, s'alignent en effet sur des accidents tectoniques majeurs qui se prolongent à travers le sud ou le centre du Massif armoricain (Sillon de Bretagne, axe Quessoy-Nort, axe Sainte-Pazanne - Les Essarts,...). Les effets morphologiques de dislocations post-orogéniques à partir de tels accidents sont reconnus depuis longtemps dans le sud du Massif armoricain (Guilcher, 1948). Leurs causes tiennent aux mouvements de plaques

d'origine lointaine, aux contraintes enregistrées par le vieux socle hercynien sous l'effet de la divergence des plaques européenne et américaine (responsable de l'ouverture de l'Atlantique à partir du Crétacé moyen et supérieur), puis sous celui de la convergence des plaques africaine et européenne (qui, plus au sud, engendre les Pyrénées, à partir du Crétacé supérieur et du Paléogène). Ces contraintes, itératives, se sont exercées pendant le Tertiaire aux dépens d'un socle composé de roches dures, donc mécaniquement fragiles, déjà densément fracturé au cours de l'orogénèse hercynienne. Elles ont réutilisé les fractures préexistantes, en dépit de dynamiques différentes.

Les coteaux présents dans les reliefs actuels peuvent être ainsi rapportés à des escarpements de failles qui suivent des fractures reconnues ou qui recoupent les affleurements. Ainsi, au nord-est, le *coteau de Touffou*, à regard ouest, suit la Zone broyée sud-armoricaine et prolonge le Sillon de Bretagne, en dénivelant d'une quarantaine de mètres les *plateaux de Touffou et du Bignon* ; à ce titre, le *plateau de Touffou*, correspond à un demi-horst et le *coteau de Touffou* peut être considéré comme la limite orientale du bassin de Grand-Lieu. Toujours à l'est, la vallée de l'Ognon, correspond à une vallée de ligne de faille de direction N160°, à regard est. Au sud du lac, les reliefs axés sur la faille majeure Sainte-Pazanne - Les Essarts appartiennent à un accident morphotectonique complexe. Le *coteau de la Limouzinière*, à regard sud-est, en constitue le segment principal et fournit un autre des points culminants des bordures du bassin de Grand-Lieu (plus de 50 m). Il s'amortit vers l'ouest, en se prolongeant vers le *seuil de Sainte-Pazanne* et le bassin d'Arthon, mais se poursuit vers le sud-est par le *coteau de Corcoué*, en fournissant un cas exemplaire d'escarpement de faille à inversion de regard. Au sud-ouest, le *coteau de la Marne*, parallèle à celui de la *Limouzinière* et de même regard, donc associé à un même escalier de failles, domine la partie la plus interne de la baie de Bourgneuf ; il constitue la

limite méridionale du bassin de Grand-Lieu et se prolonge par le *coteau de Pornic-Bourgneuf*, l'un des plus grands escarpements de failles de Loire-Atlantique. À l'opposé de l'ensemble, le *coteau de la Montagne*, à regard nord, s'aligne sur les failles qui bordent l'estuaire de la Loire.

Le relief du bassin s'organise, finalement, à partir de trois principaux escarpements singuliers, alignés sur des failles antithétiques qui se poursuivent au-delà du bassin de Grand-Lieu (*coteaux de Touffou, de la Limouzinière et de la Montagne*). Le relief est essentiellement déterminé par des blocs faillés et basculés à partir de ces escarpements de faille (*plateaux de Touffou et du Bignon, revers de Montbert, de la Limouzinière et de Brains*). Ces blocs convergent en direction du lac de Grand-Lieu. Le bassin de Grand-Lieu se présente ainsi comme un grand fossé d'angle de faille à la charnière entre *revers de Montbert, revers de Brains et revers de la Limouzinière*. Cette charnière prolonge celle qui sépare le *revers de Saint-Père-en-Retz* et le *revers de Pornic-Bourgneuf* et qui est occupée par le bassin d'Arthon, dans le pays de Retz. Elle passe par le cours inférieur de la Boulogne et le *seuil de Sainte-Pazanne*. Le compartimentage du relief actuel s'avère ainsi principalement déterminé par une tectonique de blocs, commune au pays de Retz, au pays Nantais et à la baie de Bourgneuf, en fait à toute la bordure méridionale du Massif armoricain (Guilcher, 1948 ; Gautier, 1963 ; Pinot, 1974 ; Sellier, 1985 ; Thinon, 1999). Dans cet environnement, le bassin de Grand-Lieu se présente comme une « baie tectonique » (Vanney, 2002), créée en arrière d'un barrage structural dû à des blocs basculés, comme, plus au Nord, les bassins de Campbon, de Nort-sur-Erdre ou de Petit-Mars.

2.3. Les héritages sédimentaires tertiaires et leurs significations paléogéographiques

Il ne subsiste pas d'autres témoins de transgressions secondaires dans le bassin de Grand-Lieu, que des matériaux sénoniens remaniés dans des dépôts pliocènes (Ters, 1982).

En revanche les affleurements de sédiments tertiaires conservés *in situ* s'y trouvent parmi les plus étendus de Loire-Atlantique. Trois séries de sédiments datés du Tertiaire par leur paléofaune y affleurent : des dépôts éocènes (sables, grès et calcaires), des dépôts miocènes (calcaires faluniens) et des dépôts pliocènes, essentiellement rapportés à des « sables rouges ». Ces sédiments sont significatifs des transgressions successives qui ont affecté la région au cours du Tertiaire en alternance avec des séquences de régression, pendant lesquelles les terres exposées aux processus d'érosion mécanique et chimique continuaient de subir l'altération des affleurements rocheux et de perdre du volume.

Ces sédiments sont inégalement répartis. Les restes de dépôts éocènes sont rares, concentrés à l'ouest du bassin, autour de Sainte-Lumine, mais encore présents à l'est, près de Montbert, jusqu'à 30 m d'altitude ; ils indiquent déjà que la région se trouvait déprimée dès le début du Tertiaire. Les héritages connus du Miocène se réduisent à un site près de La Marne, à l'extérieur du bassin. Les dépôts considérés comme pliocènes sont beaucoup plus étendus, à l'intérieur et autour du bassin, sur la *plateforme de Saint-Mars-de-Coutais*, sur le *revers de Brains* et surtout sur celui de *Montbert*, mais encore sur le *plateau du Bignon* à plus de 40 m d'altitude (Ters, 1982 ; Chevalier, 1987). Ces sédiments demeurent peu épais en comparaison des remplissages d'autres bassins, comme ceux de Nort-sur-Erdre ou de Campbon : quelques mètres en général, plus d'une vingtaine de mètres par endroits d'après les sondages, quelles que soient les altitudes des affleurements.

Cette disposition des sédiments tertiaires a plusieurs significations. La surface fondamentale, post-hercynienne, est évidemment prépliocène, acyclique, périodiquement perfectionnée au cours des ères secondaire et tertiaire (Klein, 1975 ; Sellier, 1985). Le bassin de Grand-Lieu s'est trouvé submergé à plusieurs époques du Tertiaire, notamment au Pliocène. La superposition répétée des dépôts

signale qu'il est resté affaissé pendant tout le Tertiaire, comme les autres centres de subsidence pérenne du sud-est du Massif armoricain. La répartition des dépôts pliocènes, leur manque d'épaisseur et leurs faciès significatifs de tranches d'eau peu profondes indiquent que l'affaissement de la cuvette de Grand-Lieu, le basculement des revers intermédiaires et le rehaussement des plateaux périphériques résultent de déformations cassantes réitérées jusqu'à la fin du Tertiaire, après le dépôt des «sables rouges» pliocènes et vraisemblablement jusqu'au Quaternaire ancien, comme dans le pays Nantais (Ters, 1982 ; Sellier, 1985 ; Chevalier, 1987). Les tracés épigéniques de plusieurs cours d'eau sont de même signification.

2.4. L'encaissement des réseaux et le ravinement de la surface

Les réseaux hydrographiques associés au bassin de Grand-Lieu présentent des tracés rectilignes, alignés, parallèles ou coudés. Ces tracés « articulés », fréquents dans les massifs anciens, sont caractéristiques d'influences tectostatiques ou tectodynamiques. On distingue, de fait, quatre types de tracés de talwegs. Les premiers sont adaptés à des lignes de faille exploitées par l'érosion différentielle (Ognon supérieur). Les deuxièmes sont adaptés à des charnières d'angles de faille (Ognon en aval de Viais, Boulogne en aval de Saint-Philbert-de-Bouaine). Les suivants s'écoulent sur des revers (ruisseaux « pseudo-cataclinaux », tracés dans le sens de l'inclinaison du revers de Montbert). Les derniers sont épigéniques : ils s'écoulent en sens inverse de l'inclinaison des revers ou recoupent des plateformes, comme la Logne à Corcoué, le Tenu entre La Marne et Saint-Mars-de-Coutais et l'Achenau en aval de Saint-Léger-les-Vignes.

Une telle relation entre talwegs et interfluves est significative d'une *antécédence* du tracé des premiers par rapport aux derniers rehaussements des seconds sous l'influence de rejeux tectoniques tertiaires ou quaternaires, d'une mise en relief tardive des volumes topographiques

actuels (plateaux, revers, plateformes) et d'une pérennité effective de la subsidence du centre du bassin de Grand-Lieu, occupé par le lac. La présence reconnue de dépôts marins, notamment redoniens, au fond de plusieurs vallées est révélatrice de la présence de paléorias, mais n'est pas contradictoire avec l'action de déformations durables du socle, ni avec la jeunesse des formes.

L'encaissement des vallées actuelles par l'érosion fluviale demeure proportionnel au relief local, partout inférieur à 30 m. Il détermine l'élévation des versants de vallées, qui constituent un second type de versants, après les coteaux singuliers, d'origine tectonique. Peu élevés, ces versants sont aussi peu inclinés. Les formations superficielles qui s'y rapportent en atténuent encore les profils et contribuent ainsi au gommage des formes. Ces formations résultent du remaniement, pendant le Quaternaire, des horizons d'altérites produites par les systèmes morphogéniques en action pendant le Secondaire et le Tertiaire, sinon des sédiments marins tertiaires qui en proviennent partiellement. Elles comprennent les « limons des plateaux », en partie éoliens, associés à des ventifacts de grès ladère, des formations de versants : solifluxions périglaciaires (héritées des séquences froides quaternaires) et colluvions (issues du ruissellement subactuel ou actuel), des alluvions, localement associées à des tourbes, au fond des vallées et du bassin de Grand-Lieu.

3. Patrimonialisation et vulgarisation géomorphologiques

Devient patrimoine tout ce qui, après acquisition, fait l'objet d'une conservation et d'une transmission, matérielle ou culturelle. Le relief appartient au patrimoine naturel d'un milieu donné au même titre que ses éléments minéraux, floristiques ou faunistiques. Le concept de patrimoine géomorphologique peut alors s'appliquer à un objet d'étude scientifique (correspondant ici au relief), à un élément du

milieu naturel à préserver (impliquant des mesures de conservation et des aménagements), à un savoir scientifique à transmettre (impliquant des moyens pédagogiques). Il concerne aussi le cadre de vie des habitants d'un lieu (fournissant une référence identitaire, individuelle ou collective) ou un objet de visite touristique (justifiant des structures d'accueil). Il constitue finalement une ressource (impliquant une appropriation privée ou publique). Le patrimoine géomorphologique s'apparente, par conséquent, à un patrimoine naturel, culturel, social et économique (Sellier, 2009).

L'intérêt biologique et la fragilité écologique du lac de Grand-Lieu ont été maintes fois soulignés (Marion et Marion, 1976 ; Dupont, 2003 ; Pierrelée et Lamprier, 2004 ; Boret et Reeber, 2008 ; Guillou *et al.*, 2008 ; Mercier *et al.*, 2013). Sa conservation, parmi les zones humides proches de l'estuaire de la Loire, se trouve garantie par son inscription aux inventaires du patrimoine national (Zones naturelles d'intérêt écologique faunistique et floristique, ou ZNIEFF, Zone importante pour la conservation des oiseaux, ou ZICO), et par de nombreuses réglementations ou circonscriptions de rangs national (site classé, site inscrit, terrains du Conservatoire du littoral, réserve naturelle régionale, réserve naturelle nationale), européen (site Natura 2000) ou international (site RAMSAR), dont Chadenas *et al.* (2014) ont récemment fourni une synthèse. L'ensemble implique des zonages de protection superposés qui se limitent généralement aux abords du lac.

La géomorphologie du bassin de Grand-Lieu ne relève d'aucune mesure particulière, en dépit de l'extension des espaces urbanisés à partir de l'agglomération nantaise. Sa « patrimonialisation » éventuelle reposerait donc, pour l'instant, sur une transmission de savoirs scientifiques à propos d'un relief dont les altitudes sont sans doute réduites, mais dont les caractères géomorphologiques ne sont pas moins dignes de valorisation auprès des habitants et des visiteurs (Le Coindre, 2003).

La vulgarisation de connaissances géomorphologiques fait l'objet de nombreuses opérations en France et à l'étranger, à l'initiative d'individus, de collectivités territoriales ou d'associations, sans se limiter à des reliefs spectaculaires. Elle fait appel à divers moyens de diffusion d'informations sur le relief auprès du public, dont la pose de panneaux explicatifs sur le terrain, la publication de documents, la conception de parcours commentés, l'organisation de visites guidées, qui passent par deux démarches initiales, quels que soient les moyens de vulgarisation envisagés par la suite : sélectionner les informations scientifiques à traiter par le texte ou par l'image avant de les transmettre au public, choisir des sites représentatifs des reliefs caractéristiques du domaine considéré et des stations convenables pour les observer.

La sélection des informations scientifiques appropriées à une action de vulgarisation dépend des reliefs considérés, des objectifs du vulgarisateur, des catégories de publics concernés, des moyens matériels disponibles. Les documents écrits et illustrés, distribués aux visiteurs, comptent parmi les plus répandus de ces moyens : simples prospectus, dépliants, livrets, brochures diverses. Les principes et avantages du dépliant triptyque ont été exposés précédemment (Sellier, 2010, 2012). Ce type de document, construit sur un modèle déjà appliqué au pays de Guérande, à la Brière, à l'estuaire de la Loire et au pays de Retz, peut être adapté au bassin de Grand-Lieu, ainsi que l'illustre le document élaboré à partir du contenu des deux premières parties de cet article et présenté en annexe.

La sélection des sites représentatifs des reliefs caractéristiques du domaine considéré fait appel à la notion de *géomorphosites*, terme qui bénéficie d'un large consensus pour désigner des sites dont les reliefs justifient des mesures de conservation et/ou des actions de diffusion de connaissances destinées à un public spécialisé ou profane, en raison de leur intérêt

scientifique ou pédagogique (Grandgirard, 1997 ; Panizza, 2001 ; Reynard, 2005 ; Sellier, 2009 ; Portal, 2010). L'évaluation de tels sites et, finalement, le choix des géomorphosites, peuvent s'appuyer sur plusieurs méthodes (Reynard *et al.*, 2009). Celle qui est appliquée ici, après l'avoir été ailleurs, relève d'une analyse intégrée, c'est-à-dire d'une analyse multiscalaire du relief, et d'une sélection déductive des géomorphosites à partir d'une suite de taxons de valeurs scientifiques et pédagogiques comparables (Sellier, 2013b, 2015). Cette méthode comprend plusieurs étapes :

- la caractérisation des propriétés géomorphologiques générales du domaine intéressé par l'opération de vulgarisation (appelé ici domaine d'étude) ;

- l'identification de composants géomorphologiques fondamentaux à partir d'une subdivision du « domaine d'étude » en ensembles de dimensions similaires et de propriétés géomorphologiques complémentaires ;

- l'individualisation d'unités géomorphologiques élémentaires, ou géomorphotypes, à partir des composants fondamentaux, en fonction de leurs propriétés morphostructurales et de leurs relations morphologiques, paléogéographiques ou dynamiques ;

- la sélection de géomorphosites, objets d'observation représentatifs de chaque géomorphotype, selon des critères scientifiques (représentativité, intérêt didactique,...) ;

- la détermination de stations d'observation, fournissant un point de vue sur chaque *géomorphosite*, selon des critères touristiques (accessibilité, lisibilité,...) ; ces stations deviennent des lieux de transmission de connaissances sur le relief et peuvent s'intégrer à des circuits.

Les *propriétés générales du relief* du bassin de Grand-Lieu viennent d'être présentées. Elles se rapportent à celles d'un pays de surfaces comprenant une cuvette et des plateaux au centre, des revers encadrants et des reliefs périphériques, l'ensemble provenant d'un

plan d'érosion initial, disloqué et disséqué. Dans ces conditions, les *composants géomorphologiques fondamentaux* peuvent se réduire au nombre de trois : des surfaces, des versants et des vallées (fig. 3).

Les *géomorphotypes* identifiables à partir des taxons précédents, s'élèvent à une dizaine. Les surfaces comprennent une cuvette, des plateaux, des revers et des plateaux, définis et localisés en fonction de critères simples, d'ordres topographique (élévation, inclinaison) et tectonique (affaissement, basculement, soulèvement). Les versants se répartissent en deux catégories, en raison de leurs origines : les coteaux singuliers (dus à la tectonique) et les versants de vallées (dus à la dissection fluviale). Les vallées correspondent à quatre *géomorphotypes* en fonction d'influences tectostatiques (vallées de ligne de faille), ou tectodynamiques (vallées d'angle de faille, vallées de revers, vallées épigéniques).

Ces géomorphotypes impliquent autant de géomorphosites et de stations d'observation, indiqués ici au titre d'exemples. La cuvette occupée par le lac de Grand-Lieu demeure difficile à considérer dans son ensemble en raison de la médiocrité du relief ; le clocher de Sainte-Lumine-de-Coutais, à l'extrémité du *revers de la Limouzinière* en permet une vue générale. La *plateforme de Saint-Mars-de-Coutais*, depuis le lieu-dit la Tuilière (27 m), le *revers de Montbert*, depuis Guénégaud, et le *plateau de Touffou*, depuis les Bauches (58 m), constituent des géomorphosites significatifs des trois autres géomorphotypes relatifs aux surfaces. Le *coteau de la Limouzinière* vu du lieu-dit les Ecobues (au nord du Breuil) et les versants encadrant la Boulogne au Haut-Roquet (à l'ouest de Saint-Philbert-de-Bouaine), sont respectivement représentatifs des coteaux singuliers et des versants de vallées. Les vallées de ligne de faille peuvent être représentées par la vallée de l'Ognon aux Chaises (entre Le Bignon et Montbert), les vallées d'angle de faille par la basse vallée de la Boulogne à Pont-James (au nord-est de

Domaine d'étude	Bassin de Grand-Lieu									
Composants géomorphologiques fondamentaux	Surfaces				Versants		Vallées			
Géomorphotypes (unités géomorphologiques élémentaires)	Cuvette (point de subsidence)	Plateformes (blocs affaissés)	Revers (blocs basculés)	Plateaux (blocs soulevés)	Coteaux singuliers (escarpements de faille)	Versants de vallées	Vallées de ligne de faille	Vallées d'angle de faille	Vallons de revers	Vallées épigéniques (cours antécédents)
Géomorphosites (lieux observés) Stations (points d'observation)	1 Sainte-Lumine-de-Coutais S1 Clocher	2 Plateforme de Saint-Mars-de-Coutais S2 La Trullière (27 m)	3 Revers de Montbert S3 Guénégaud	4 Plateau de Touffou S4 Les Bauches (58 m)	5 Coteau de la Limouzinière (51 m) S5 Les Ecobus	6 Vallée de la Boulogne S6 Le Haut Roquet	7 Vallée de l'Ognon S7 Les Chaises	8 Basse vallée de la Boulogne S8 Pont James	9 Vallon de la Guergue S9 Les Essarts	10 Basse vallée de la Logne S10 Corcoué
	Reliefs principalement dus à la tectonique					Reliefs principalement dus à l'érosion fluviale				

D. Sellier 2015

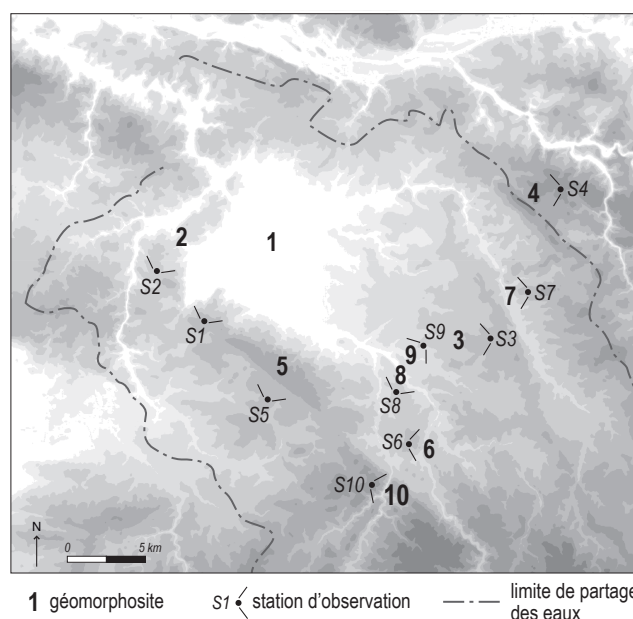
Figure 3 : sélection de géomorphosites dans le bassin de Grand-Lieu

Saint-Colombin), les vallons de revers par le vallon de la Guergue aux Essarts (au nord-est du site précédent), les vallées épigéniques par la basse vallée de la Logne à Corcoué (fig. 4).

Un circuit reliant chacune des dix stations d'observation situées entre la plateforme de Saint-Mars-de-Coutais (S2) et les Bauches, sur le plateau de Touffou (S4), en passant par Sainte-Lumine-de-Coutais (S1), les vallées de la Logne et de la Boulogne (S10, 6, 8), le revers de Montbert (S9, 3) et la vallée de l'Ognon (S7), fournirait un aperçu général des reliefs du bassin de Grand-Lieu.

Conclusion

Les limites physiographiques du bassin de Grand-Lieu tiennent aux réseaux hydrographiques et aux bassins versants, mais aussi au relief hérité d'une tectonique de blocs. Il s'étend jusqu'au sommet du coteau de la Montagne sur le revers de Brains, jusqu'à la ligne de partage des eaux entre l'Ognon et la Maine sur le plateau de Touffou, jusqu'au coteau de la Limouzinière et au coteau de Corcoué, jusqu'à la ligne de partage des eaux entre le Tenu et la Blanche au seuil de Sainte-Pazanne.



NB : les numéros des géomorphosites et des stations d'observation renvoient à la figure 3 et le fond topographique est extrait de la figure 2.

Figure 4 : localisation des géomorphosites et stations d'observation dans le bassin de Grand-Lieu

Le relief du bassin Grand-Lieu et de ses pourtours résulte d'une évolution classique de socle. Il procède de la réalisation d'une surface d'érosion fondamentale à partir des reliefs engendrés par l'orogénèse hercynienne, d'une dislocation de cette surface sous l'effet d'une tectodynamique indépendante, puis de sa dissection par des réseaux

adaptés, ou inadaptés, aux reliefs actuels. Ces derniers : surfaces, versants, vallées, dérivent des forces antagonistes précitées (tectonique et érosion), exercées aux dépens d'une vaste surface d'aplanissement. Ils représentent les effets de cet antagonisme à des stades inversement proportionnels. Il reste que le bassin de Grand-Lieu présente un cortège classique de formes directement ou indirectement liées à la tectonique : horst, blocs soulevés, affaissés ou basculés (en touche de piano), centre de subsidence, escalier de failles, escarpements de faille, vallées de ligne de faille ou d'angle de faille, vallons de revers et vallées antécédentes, offrant un ensemble de sites pédagogiques proches de Nantes, mais aussi un milieu propice à la vulgarisation et à l'intégration du relief au patrimoine naturel local.

Il convient encore de remarquer, ici comme ailleurs, l'influence persistante des vieilles structures, primaires et antécambriennes, dans le relief actuel, à travers le tracé des coteaux singuliers, donc des volumes topographiques, et des réseaux hydrographiques, donc des vallées. Il convient également de retenir que l'espace occupé par le bassin de Grand-Lieu est demeuré toujours voisin du niveau de la mer depuis le Secondaire, en faisant ainsi figure, avec la Basse-Loire, une partie du sud de la Bretagne,

la Vendée littorale et la Saintonge, de milieu continuellement amphibie. Au-delà de ces héritages, le bassin de Grand-Lieu peut être encore perçu selon trois perspectives complémentaires et trois niveaux d'échelle différents :

- il appartient d'abord au même type de relief que le pays de Retz. Il se présente comme le prolongement du bassin d'Arthon à l'est du *seuil de Sainte-Pazanne*. Il comprend une zone subsidente centrale, affaissée entre des blocs basculés, eux-mêmes bordés au nord et au sud par des failles antithétiques et recoupés par des cours d'eau épigéniques, comme le pays de Retz.

- il s'inscrit en même temps dans le grand faisceau des drains de direction sud est-nord ouest et de profils redressés qui assurent la liaison entre la retombée du môle vendéen (rehaussé) et l'estuaire de la Loire (effondré) entre la Sèvre et le Tenu.

- il s'intègre, enfin, à une série de dépressions située au sud du Sillon de Bretagne et du coteau de Touffou, encadrée par des failles armoricaines (N125°) et recoupée par des failles diagonales (N160°), qui se poursuit vers l'ouest par les marais de Vue, l'estuaire de la Loire et la Brière et qui pourrait jalonner le dernier des grands bassins losangiques en *pull apart* disposés le long de l'axe ligérien depuis les limites de la Touraine.

Bibliographie

BORET P., REEBER S., 2008. *Suivi spatial de la zone centrale du lac de Grand-Lieu entre 1993 et 2007*, SNPN, Paris.

CHADENAS C., POURINET L., MÉNANTEAU L., GUETTÉ A., GUÉGAN G., 2014. Protection du patrimoine naturel et documents d'urbanisme autour du lac de Grand-Lieu, *Les Cahiers Nantais*, 2014-2, pp. 37-45.

CHEVALIER M., 1987. *Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques dans le domaine du lac de Grand-Lieu*, thèse de doctorat, Sciences, Faculté des Sciences et des Techniques, université de Nantes, 173 p.

COGNÉ J., 1974. Le Massif armoricain, in Debelmas J., *Géologie de la France*, Doin, Paris, t. 1, pp. 105-161.

DUPONT P., 2003. L'évolution de la flore et de la végétation du lac de Grand-Lieu (Loire-Atlantique) et de ses ceintures : situation actuelle, problèmes de conservation et de gestion, *Bulletin de la Société Botanique du Centre-Ouest*, vol. 34, pp. 3-64.

DURAND S., 1960. *Le Tertiaire de Bretagne*, Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, Rennes, n° 12, 389 p.

GAUTHIER M., 1963. Observations sur le cours inférieur de la Loire, *Norais*, 10, n° 39, pp. 235-247.

GRANGIRARD V., 1997. *Géomorphologie, protection de la nature et gestion des paysages*, thèse de doctorat, université de Fribourg, 210 p.

GUILCHER A., 1948. *Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*, thèse d'Etat, Lettres, Paris, La Roche-sur-Yon, Potier éd., 682 p.

GUILLOU J.-J., MERCIER E., SANCHEZ M., 2008. Influence des aménagements hydrauliques sur l'évolution des niveaux d'eau dans le lac de Grand-Lieu depuis le XVIII^e siècle, *Bulletin de la Société des Historiens du pays de Retz*, vol. 27, pp. 21-30.

JAEGER J.-L. 1967. Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne, *Bulletin du BRGM*, 32, p. 91-102.

KLEIN C., 1975. *Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires*, thèse d'État, Brest, Fondation Baulig et éditions Ophrys, XII, Gap, 882 p.

LAGEAT Y., 2000. Les granites en France, entre paysages banals et formes pittoresques, *Historiens et Géographes*, n° 370, pp. 287-297.

LE COINDRE C., 2003. *Géomorphologie et patrimoine naturel du bassin de Grand-Lieu (Loire-Atlantique)*, mémoire de maîtrise, Institut de Géographie et d'Aménagement régional de l'Université de Nantes, 119 p.

MAITRE L., 1912. *Le lac de Grand-Lieu et ses affluents*, Res Universis édition en fac-similé de 1993, 232 p.

MARION L., MARION P., 1976. *Contribution à l'étude écologique du lac de Grand-Lieu*, Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, supplément, 611 p.

MERCIER E., SANCHEZ M., VACHER P., 2013. Trois siècles d'histoire hydro-sédimentaire et écologique du lac de Grand-Lieu, conséquences pour la gestion hydraulique, *Revue Paralia*, vol. 6, pp. 1-26.

MOUNES J., 1974. *Le Marais Breton et ses marges*, thèse de 3e cycle de géographie, université de Nantes, 425 p.

PANIZZA M., 2001. Geomorphosites : Concepts, methods and examples of geomorphological survey, *Chinese Science Bulletin*, vol. 46, n° 1, pp. 4-6.

PIERRELEE D., LAMPRIER A. 2004. *Grand-Lieu, lac et marais : mémoire des paysages entre Loire et baie*, Siloë, 293 p.

PINOT J.-P., 1974. *Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental*, étude géomorphologique, Lannion, Imprim, 256 p.

PORTAL C., 2010. *Reliefs et patrimoine géomorphologique. Application aux parcs naturels de la façade atlantique européenne*, thèse de doctorat, université de Nantes, 436 p.

REYNARD E., 2005. Géomorphosites et paysages, *Géomorphologie, Reliefs, processus, environnement*, n° 3, pp. 181-188.

REYNARD E., CORATZA P., REGOLINI-BISSIG G., 2009. *Geomorphosites*, Munich : Dr. Pfeil, 240 p.

SELLIER D., 1985. *Les versants du pays Nantais*, thèse de 3e cycle, université de Nantes, 506 p.

SELLIER D., 2007. Relief et patrimoine géomorphologique du Pays de Guérande, *Les Cahiers du Pays de Guérande*, n° 46, pp. 39-61,

SELLIER D., 2009. La vulgarisation du patrimoine géomorphologique : objets, moyens et perspectives, *Géographies, Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 86, n° 1, pp. 67-81.

SELLIER D., 2010. Un moyen de vulgarisation de la géomorphologie : le triptyque explicatif des géomorphosites (application au pays de Guérande, Loire-Atlantique), *Les Cahiers Nantais*, n° 1-2, pp. 119-126.

SELLIER D., 2011. Le site de Saint-Nazaire et l'entrée de la Loire : relief et patrimoine géomorphologique, *Revue Histoire et culture en région nazaréenne*, 1, pp. 69-76.

SELLIER D., 2012. Géomorphologie de l'estuaire de la Loire, éléments de vulgarisation et de patrimonialisation, *Les Cahiers Nantais*, 2012-1, pp. 45-64.

SELLIER D., 2013a. Le relief de la Loire-Atlantique : patrimoine géomorphologique et géomorphosites, in : MORICE J.-R., SAUPIN G., VIVIER N. (dir.), *Les nouveaux patrimoines des Pays de la Loire*, Presses universitaires de Rennes, pp. 236-255.

SELLIER D., 2013b. Relief et patrimoine géomorphologique du pays de Retz, *Bulletin de la Société des Historiens du pays de Retz*, n° 31, pp. 5-14.

SELLIER D., 2014. Le relief appalachien de la forêt de Domnaiche et de ses abords (Loire-Atlantique), *Bulletin de la Société de Sciences Naturelles de l'Ouest de la France*, nouvelle série, t. 36 (1), pp. 5-12.

SELLIER D., 2015. A deductive method for selection of geomorphosites, application to Mont Ventoux (Provence, France), *Geoheritage*, Springer, 15 p. sous presse, publié en ligne le 19 mars 2015. DOI: 10.1007/s12371-015-0144-1.

SELLIER D., PORTAL C., 2013. Le patrimoine géomorphologique du Parc naturel régional de Brière

(Loire-Atlantique) et la sélection de géomorphosites : héritages naturels et héritages culturels, *Cahiers de Géographie*, Collection EDYTEM, Chambéry, n° 15, pp. 163-170.

THINON I., 1999. *La structure profonde de la marge nord-Gascogne et du bassin Armoricaïn (golfe de Gascogne)*, thèse de doctorat de l'université de Bretagne occidentale, Brest, 383 p.

TERS M., 1982. *Notice explicative de la feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu au 1/50 000*, BRGM, Orléans, 79 p.

VANNEY J.-R., 2002. *Géographie de l'océan global*, SGF-Gordon & Breach, 335 p.

VIGNERESSE J.-L. 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif armoricaïn d'après les données géophysiques, *Géologie de la France*, 4, p. 3-10.

Géomorphologie du bassin de Grand-Lieu

Introduction

La géomorphologie est la branche de la géographie physique qui traite des reliefs terrestres. La forme de ces reliefs résulte des influences de la structure (nature et déformations des roches) et de l'érosion (processus mécaniques et chimiques dépendant surtout de l'air et de l'eau). Le bassin de Grand-Lieu s'étend entre l'estuaire de la Loire, le pays de Retz, les marges vendéennes et le plateau de Clisson, dans un pays de surfaces inférieures à 60 m. Il résulte de la juxtaposition de basses plateaux, de plateaux diséqués par des vallées et de *versants* inclinés à partir de *colimaux singuliers*, c'est-à-dire sans symétrie. L'ensemble entoure une cuvette occupée par le lac de Grand-Lieu, due à la retenue des eaux de l'Ozonon, du Tenu et de la Boulogne.

1. L'organisation du relief et du drainage

1.1.1. Les unités du relief

Le point culminant du bassin de Grand-Lieu se trouve en forêt de Touffou (58 m) et l'altitude du lac avoisine 1 m. Dans l'intervalle, le relief s'organise en trois ensembles.

La cuvette occupée par le lac de Grand-Lieu

Elle s'inscrit dans un quadrilatère d'une dizaine de kilomètres de côté. Elle comprend des étendues d'eau libre, des marais à roseaux et à saules, des prés-marais.

Les revers encadrants

Ils convergent vers la cuvette de Grand-Lieu à partir de coteaux singuliers qui regardent vers sa périphérie. Le revers de *Brains* sépare la cuvette et la vallée de la Loire. Le revers de *Montherot*, à l'est, est bordé par le versant occidental de la vallée de l'*Onon* et dépasse 40 m.

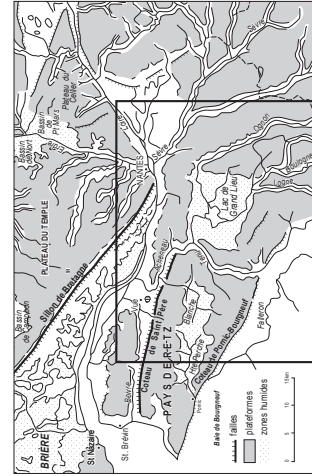


Fig. 1 : localisation du bassin de Grand-Lieu

teux de Touffou et du Bignon, revers de Monthert, de la Limouzinière et de Brains). Ces blocs convergent en direction de la cuvette de Grand-Lieu, qui se présente comme un fossé d'angle de faille, dans la suite du bassin d'Arthon-en-Retz. Le compartimentage du relief s'avère ainsi déterminé par une tectonique de blocs commune à une grande partie de la Loire-Atlantique.

2.3. Les héritages sédimentaires tertiaires

Les affleurements de sédiments conservés *in situ* se rapportent à des dépôts éocènes (sables, grès, calcaires) et pliocènes (sables). Ils témoignent de transgressions fluviales, survenues en alternance avec des régressions pendant lesquelles les terres émergées à l'ouest du bassin continuaient à perdre du volume. Les restes de dépôts éocènes sont concentrés à l'ouest du bassin, mais encore ponctuellement présents à l'est, vers 30 m d'altitude. Ils indiquent déjà que la région était déprimée dès le début du Tertiaire. Les dépôts considérés comme pliocènes sont très étendus dans le bassin, jusqu'à plus de 40 m d'altitude, mais demeurent partout peu épais.

Cette disposition des sédiments tertiaires à plusieurs significations. Le bassin de Grand-Lieu s'est trouvé submergé à plusieurs reprises, notamment au Pliocène. La superposition répétée des dépôts signale qu'il s'est affaissé en même temps, en constituant un centre de subsidence pérenne. L'achuelle répartition des dépôts pliocènes, leur minceur et leurs faciès, caractéristiques d'eaux peu profondes, indiquent que les affaissements de la cuvette, renforcements des plateaux et basculements des versants résultent de déformations cassantes répétées jusqu'à la fin du Tertiaire, sans doute jusqu'au Quaternaire ancien. Les tracés des cours d'eau épirogéniques ont la même signification.

2.2.4. L'encaissement des cours d'eau et la dissection de la surface fondamentale

Les réseaux du bassin de Grand-Lieu présentent des tracés géométriques, communs dans les massifs anciens et caractéristiques d'influences tectoniques. On distingue, ici, quatre types de tracés. Les premiers suivent des lignes de faille exploitées par l'érosion fluviale (Boulogne). Les deuxièmes sont adaptés à des charnières d'angle de faille (Boulogne en aval de Saint-Philbert-de-Bouaine). Les suivants coulent dans des revers (Montbert). Les derniers sont épirogéniques : ils s'écoulent sans inverse de l'inclinaison des revers ou recoupent des plateformes, comme la Logne à Corcoué, le Tenu en aval de La Marne et l'Achenau en aval de Saint-Léger. Une telle relation entre cours d'eau et interfurtes est significative d'une *antécédence* du tracé des premiers par rapport au renforcement des seconds sous l'influence de rejeux tectoniques tertiaires ou plus récents, donc d'une mise en relief tardive des plateaux, plateaux ou plateformiers.

L'encaissement des vallées actuelles détermine la hauteur des versants de vallées (inférieure à 30 m). Les formations superficiaelles atteignent leurs profils. Elles résultent du remaniement au Quaternaire, des horizons d'altérites produites par les climats chauds du Secondaire et du Tertiaire, sinon de sédiments marins. Elles comprennent les «limons des plateaux» (d'origine en partie coléenne), des solifluctions (héritées des périodes froides quaternaires), des colluvions (issues du ruisselement) et des alluvions (au fond des vallées et du bassin de ruisseau).

Dominique SELLIER, professeur émérite de l'université de Nantes, Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'université de Nantes (IGARUN), Laboratoire Géotitomer UMR-CNRS 6554. Cartographie : Simon CHARRIER (IGARUN), octobre 2015.

2. La formation du relief

Les surfaces (plateaux, plateformes, revers) représentent l'élément fondamental du relief, comme de règle dans les massifs anciens. Elles sont rompues par des coteaux singuliers et par des versants de vallées. Ces affleurements permettent de reconnaître deux ensembles de terrains. Le socle précambrien et primaire comprend des schistes, micaschistes et gneiss qui appartiennent au fond briovérien métamorphisé (écrochant). Il comprend aussi des granites mis en place lors de l'orogénèse hercynienne, qui affleurent à l'extrémité du Massif de Clisson. Ces terrains, de résistance peu contrastée, sont défavorables à l'érosion différentielle. Le second ensemble, discordant sur le premier, comprend les roches sédimentaires, mures, souvent meubles, herites des transgressions survenues au Tertiaire dans le Massif armoricain, rapportées à l'Eocene et surtout au Pliocène.

2.1. La réalisation d'une surface d'érosion fondamentale

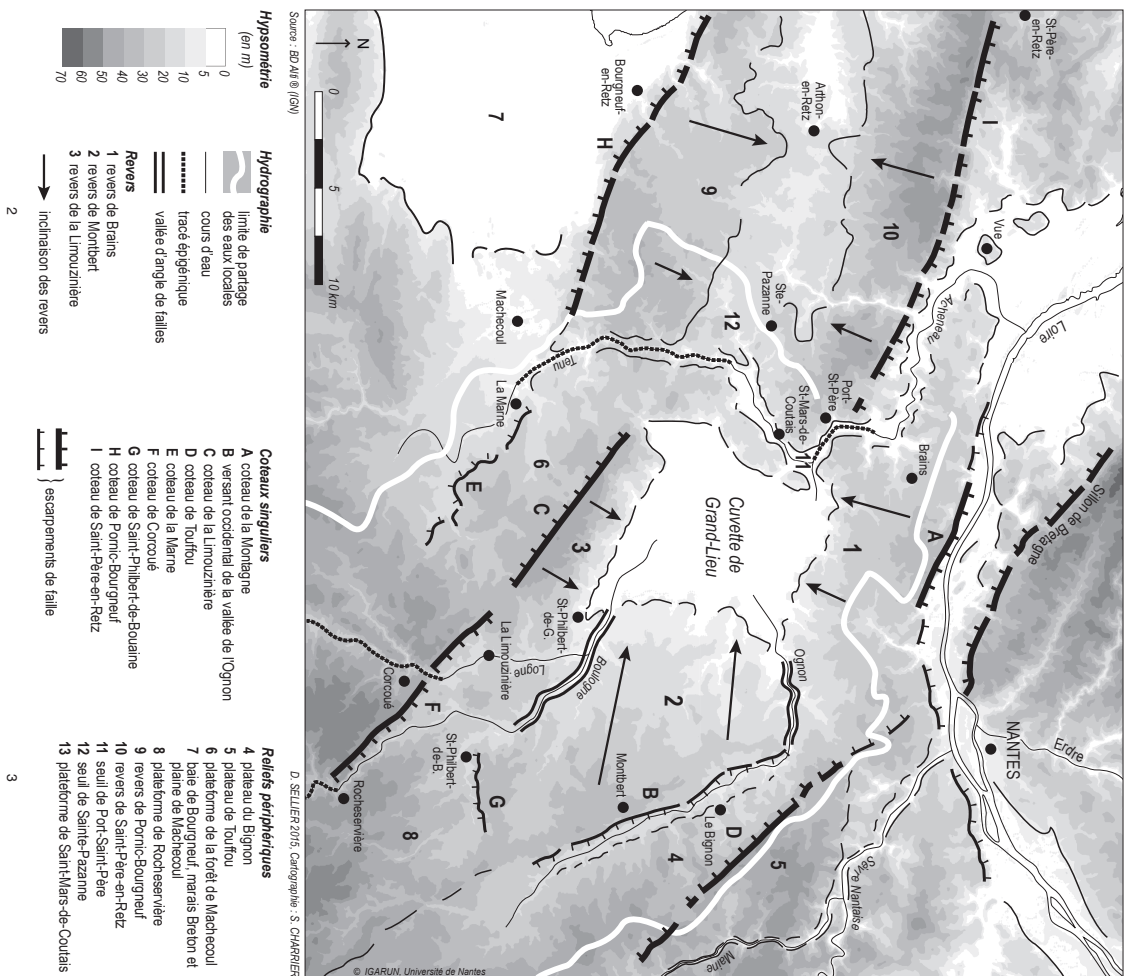
Les éléments de surface présents dans le paysage sont à rapporter à une surface d'érosion (ou surface d'aplanissement) en référence à des faits d'observation et à une histoire reconnue. Les faits d'observation conduisent à la disposition des roches recoupées par les surfaces. Les affleurements, métamorphiques ou plutoniques, composent des bandes étroites et parallèles, parfois symétriques. L'histoire relève du cycle hercynien. Les déformations, plissements et failles, assorties de métamorphisme (formation des schistes et gneiss) et de plutonisme (intrusions granitiques) sont propres à l'orogénèse hercynienne survenue au Primaire supérieur. La surface d'érosion réalisée aux dépens des chaînes de montagnes hercyniennes se rapporte évidemment à la surface post-hercynienne, qui s'étend à la majeure partie du Massif armoricain. De ce fait, on passe au tertiaire, primaire, ne demeure, en principe, plus rien dans le relief actuel, sinon, précisément, la disposition des bandes d'affleurements variés qui signalent les racines d'anciens plis, leur puissante orientation selon une direction armoricaine et une fracturation irréversible du socle, remployée lors de dynamiques tectoniques ultérieures, sous l'installation des réseaux hydrographiques.

2.2.2. La dislocation de la surface fondamentale et la mise en place des reliefs actuels

À défaut de marques d'érosion différentielle et d'emboîtement de niveaux d'aplatissement caractérisés, le relief actuel suggère une dislocation de la surface post-hérénienne par des blocs soulevés (plateaux) ou escarpés (revers) ou effondrés (plateformes et cuvette de Grand-Lieu). Ces effets de telles dislocations sont reconnus dans le sud du Massif armoricain. Leurs causes tiennent aux contraintes provoquées par la divergence des plaques européenne et américaine, puis par la convergence des plaques africaine et européenne à la fin du Secondaire. Ces contraintes ont continué de s'exercer pendant le Tertiaire.

Les cotéaux singuliers peuvent être rapportés à deux escarpements de la région : le coteau de Touffou prolonge le Sillon de Bretagne, et le coteau de la Marnie s'amortit vers le seuil de Sainte-Pizanne et le bassin d'Arthon ; il se poursuit vers le sud-est par le coteau de Corbeil et, en formant un exemple d'escarpement de faille à inversion de vergement, en fournissant un exemple d'escarpement de faille à inversion de vergement, en fournissant un exemple d'escarpement de faille à inversion de vergement.

Le relief s'organise finalement à partir de plusieurs escarpements alignés sur des failles antithétiques prolongées au-delà du bassin. Il est déterminé par des blocs faillés à partir de ces escarpements de faille (*pl-*



Le revers de la Limouzinière, au sud, s'incline vers la confluence de la Boulougne et de la Logne ; il est limité au sud-ouest par le coteau de la Limouzinière, de regard sud-ouest et de direction N125° (dite amont-caine). Ces trois revers entrent en contact le long des cours inférieurs de l'Ognon (Pont-Saint-Martin) et de la Boulougne (Saint-Pierre).

Les plateaux périphériques

À l'est, la vallée de l'Ognon borde deux plateaux étagés, séparés par le coteau de l'ouffou, de direction N130° et de regard sud-ouest ; le palier inférieur, entre l'Ognon et le coteau de l'ouffou (plateau du Bignon), n'atteint que 38 m ; le palier supérieur, entre le coteau de l'ouffou et la vallée de la Maine (plateau de l'ouffou), s'élève vers les marges vendéennes et culmine à 58 m. Au sud, le coteau de la Limouzinière, domine la plaine de la forêt de Machecoul. Il est relayé vers le sud-est par le coteau de Corcoué, de même direction (N125°) et d'altitude similaire (60 m), mais de regard nord-est. Ce coteau est franchi par la Logne, à Corcoué et par la Boulougne à Rochesavère. Vers l'ouest, le bassin de Grand-Lieu entre en contact avec le pays de Retz, à l'ouest du seuil de Port-Saint-Père, et du seuil de Saint-Pazanne.

1.2. La disposition du drainage et des vallées

Un réseau hydrographique mal hiérarchisé

Ce réseau s'inscrit à l'intérieur du bassin versant de l'Achenau, dernier affluent de rive gauche de la Loire. Il présente plusieurs points communs avec la Sèvre et avec la Maine. Son orientation générale, guidée par des failles d'origine hercynienne (N125° ou N160°), est parallèle à celui de la Sèvre. Son principal drain, la Boulougne, prend sa source près de celle de la Maine, dans le Bas-Bois verdéen. La faiblesse des altitudes explique l'indécision du drainage, l'innervation de la cuvette et l'existence du lac. Plusieurs rivières présentent des cours inadaptés au relief actuel (épigénie).

Les tributaires et l'exutoire

La Boulougne et la Logne ont un cours à méandres encaissés, fortement incliné, comme la Maine et la Sèvre. L'Ognon comprend un cours moyen rectiligne, de direction N160°, encaissé entre un versant ouest, plus élevé et plus redressé que le versant est.

À l'ouest et à l'est du lac, le Tenu fournit un exemple de cours d'eau inadapté au relief. Il provient de la plaine de Machecoul et oblique vers le Nord en franchissant l'axe coteau de Pontic-Bougnéuf-coteau de la Maine. Son cours moyen s'encaisse dans le revers de Pontic-Bougnéuf, suivant un tracé méridien. Il s'écroule ensuite entre le seuil de Saint-Pazanne et la plaine de Saint-Mars-de-Coulais. Il rejoint le cours de l'Achenau à l'aval du lac de Grand-Lieu, sans mêler ses eaux à celui-ci depuis les travaux hydrauliques accomplis au XIX^e siècle.

Exutoire du lac, l'Achenau franchit le seuil de Port-Saint-Père à la jonction des revers de Saint-Père-en-Retz et de Brains, avant de disperser ses eaux dans les marais de Vie.

Le lac de Grand-Lieu

Il est alimenté par les eaux de la Boulougne et de l'Ognon, qui drainent un bassin de 840 km². La faiblesse des altitudes et des débits, l'irrégularité des régimes et l'influence initiale des marées par l'intermédiaire de l'Achenau, ont entrainé la construction d'une écluse au sud de Bouaye pour contrôler le niveau du lac. Pendant l'écluse, ce niveau s'abaisse jusqu'à 0,60 m NCG et la superficie du lac est comprise entre 500 et 1 800 ha. Pendant les hautes eaux hivernales, le premier s'élève jusqu'à 2 m NCG et la seconde est comprise entre 5 000 et 6 000 ha.