

INVENTAIRE ET CARACTERISATION DES ZONES HUMIDES
SITUEES EN TETES DE BASSIN VERSANT

Rapport d'étude des phases 1 & 2

MISE AU POINT D'UNE METHODOLOGIE ET TEST SUR LE BV D'ARTIGUE MAQUELINE



Etude financée par :



R É G I O N
AQUITAINE
LIMOUSIN
POITOU-CHARENTES

Etude réalisée par :

Inselberg



GÉRÉA
ingénieurs
écologues

Pour citer cette étude :

POIRAUD A., LAVEUF C., DULONG J. (2016). **Identification et cartographie des têtes de bassin versant sur le SAGE "Estuaire de la Gironde"**. In. *Inventaire et caractérisation des zones humides situées en tête de bassin versant ; mise au point d'une méthodologie et test sur le BV d'Artigue-Maqueline*. Rapport intermédiaire (phases 1 et 2) réalisé par le groupement Inselberg/Solenvie/Géréa pour le SMIDDEST, Mai 2016, 68 pages.

Réalisation phases 1 et 2

Inselberg

Alexandre Poiraud
34, voie romaine,
48100 Le Monastier
Tel : 04 30 11 70 13 / 06 64 48 27 33
apoiraud@inselberg.fr – www.inselberg.fr

Collaboration technique et expertise



SOLENVIE® E.U.R.L.
1 chemin des carrières
F-33710 PRIGNAC ET MARCAMPS
Tél. 05.40.10.14.29 / 06.14.68.33.83
c.collin-bellier@solenvie.com – www.solenvie.com

Mandataire



GEREA INGENIEURS ECOLOGUES
SITE MONTESQUIEU .
12 allée Magendie . 33650 MARTILLAC
Tél. 05 56 64 82 23 Fax .05 56 64 49 25
contact@gerea.fr - www.gerea.fr

Résumé

Les têtes de bassin versant s'imposent aujourd'hui comme un compartiment fondamental du continuum hydrologique amont-aval. Leurs fonctionnalités et leur importante couverture spatiale à l'échelle des grands bassins versants contribuent fortement à la qualité des milieux aquatiques et rivulaires ainsi qu'aux équilibres écologiques et biophysicochimiques

Dans le cadre du SAGE "estuaire de la Gironde", le SMIDDEST a lancé pour le compte de la CLE, une étude portant sur l'inventaire des zones humides au sein des têtes de bassin versant avec une application sur le bassin versant d'Artigue-Maqueline. Ce présent rapport concerne les 2 premiers volets de l'étude globale : "Inventaire et cartographie des têtes de bassin versant".

L'analyse morphostructurale du périmètre du SAGE a permis de sectoriser le territoire en unités homogènes dans leurs conditions hydro-géomorphologiques, ce qui permet de définir, pour chacune d'elle, une méthodologie de cartographie des têtes de bassin versant adaptée. La rive charentaise, le Blayais et l'Entre-Deux-Mers sont des unités de relief au sein desquelles l'application de la méthode de cartographie des têtes de bassin versant mise au point sur le SDAGE Loire-Bretagne est possible. Par contre, les zones côtières du Royannais et les bassins « landais » (Médoc) ont des spécificités physiographiques imposant de créer une méthode de modélisation cartographique adaptée.

A partir du bassin versant d'Artigue-Maqueline, nous avons mis au point une méthode de cartographie des têtes de bassin versant basée sur l'ordination de Strahler et prenant en compte l'accumulation des flux marquant les transitions entre vallon colluvial et vallée alluviale, ainsi que des critères permettant d'extraire les zones de colmatage flandrien en aval. Cette approche diffère de celle, officielle, du SDAGE Loire-Bretagne et s'est concentrée sur des têtes de bassin versant estuariennes et de zones planes qui sont encore peu étudiées. La présente étude se trouve donc en marges des connaissances acquises sur la thématique et constitue de fait une étude de recherche appliquée "prospective et expérimentale". Les cartographies proposées restent cependant soumises à la définition des données brutes utilisées, notamment le modèle altimétrique qui reste peu fiable dans les zones à très faible relief et le réseau hydrographique qui demanderait des apports de terrain afin de mieux caler le modèle hydrographique.

Cette étude apporte des éléments méthodologiques nouveaux concernant la cartographie des têtes de bassin versant dans des contextes estuariens et de faible énergie de relief, tout en produisant une délimitation cartographique des têtes de bassin, potentiellement utilisable à des fins de gestion.

Glossaire indicatif

Ce document utilise parfois des termes techniques consacrés issus des domaines de la géologie, de la géomorphologie et de la modélisation spatiale. Afin de le rendre plus accessible, nous proposons un glossaire des termes techniques utilisés.

Les termes du domaine des géosciences

- **pendage** : angle d'inclinaison des couches géologiques par rapport à l'horizontal.
- **monoclinal** : les couches sont toutes basculées selon le même pendage.
- **cuesta** : talus formé par l'érosion différentielle entre une couche tendre au pied de talus et une couche dure en haut de talus, en structure monoclinale.
- **périclinal** : point où les pendages divergent en éventail (fermeture d'un pli anticlinal par exemple, dans le cas de l'anticlinal de Jonzac).
- **anticlinal** : pli dans les couches géologiques, formant une voûte.
- **cataclinal** : se dit notamment d'un réseau hydrographique dont les directions d'écoulement suivent le sens du pendage (le réseau coule dans le même sens que le basculement des couches géologiques).
- **niveau de base** : altitude minimale d'un réseau hydrographique donné. Dans le cas du SAGE Estuaire de la Gironde, le niveau de base est celui de l'estuaire. Cette altitude contrôle le profil en long des cours d'eau à long terme (profil d'équilibre).
- **Holocène** : période géologique récente, c'est le dernier interglaciaire en cours qui a débuté il y a 11700 ans. Nous sommes actuellement dans cette ère géologique, qui est notamment marquée par l'impact de l'Homme sur les systèmes environnementaux.
- **remplissage flandrien** : dépôts fluvi-marins liés aux variations du niveau marin durant l'Holocène.
- **ligne de faîte** : ligne reliant les points hauts du relief.
- **alluvial** : adjectif relatif aux formes, formations et dynamiques liées à l'activité fluviale.
- **colluvial** : adjectif relatif aux formes, formations et dynamiques liées aux processus gravitaires sur les versants et à l'origine des accumulations en pied de versant.
- **endoréisme** : se dit d'un réseau hydrographique qui n'a pas d'exutoire final vers la mer. Par extension, dans le cas du Plateau landais, ce terme qualifie un réseau hydrographique indigent et désorganisé sans organisation hiérarchique nette et dont les exutoires ne sont pas clairs.

Les termes du domaine de la modélisation spatiale

- **isohypse** : en cartographie, ligne reliant les points de même valeur; ex; des courbes topographiques qui sont isohypses.
- **carte d'ombrage (hillshade)** : traitement d'un Modèle Numérique de Terrain visant à créer les ombres artificielles formées par une source lumineuse située au Nord-Ouest avec une inclinaison de 45°. Ce type de carte permet d'avoir une meilleure vision du relief.

RESUME	3
GLOSSAIRE INDICATIF	4
INTRODUCTION	6
CHAPITRE 1.	7
LES TETES DE BASSIN VERSANT : ETAT DE LA QUESTION ET PROBLEMATISATION AU CAS DU SAGE "ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET MILIEUX ASSOCIES"	7
1.1. LA CARTOGRAPHIE DES TBV : UN PROBLEME DE DEFINITION AVANT TOUT.	8
CHAPITRE 2.	15
SECTORISATION DU SAGE "ESTUAIRE DE LA GIRONDE" : APPORTS DE L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE ...	15
2.1. CONDITIONS DE REALISATION DE LA CARTE MORPHOSTRUCTURALE	16
2.2. LA CARTE MORPHOSTRUCTURALE	19
2.3. DEFINITION DES UNITES MORPHOSTRUCTURALES ET CARACTERISATION HYDROGRAPHIQUE	24
2.4. SYNTHESE	30
CHAPITRE 3.	31
CARTOGRAPHIE DES TBV : MISE EN PLACE D'UNE METHODE ET TEST SUR LE BV D'ARTIGUE-MAQUELINE.....	31
3.1. LA CARTOGRAPHIE DES TBV DES "TERRASSES GARONNAISES" : METHODOLOGIE RETENUE	32
3.2. LA CARTOGRAPHIE DES TBV DES "TERRASSES GARONNAISES" : PRINCIPAUX RESULTATS	39
CHAPITRE 4.	49
APPORTS DE L'ETUDE, CRITIQUES ET AMELIORATIONS ENVISAGEABLES	49
4.1. PRINCIPAUX APPORTS	50
4.2. CRITIQUES ET LIMITES	50
4.3. AMELIORATIONS ENVISAGEABLES	51
BIBLIOGRAPHIE.	53
ANNEXES.....	56
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.	62

Introduction

Le présent rapport répond à une demande du SAGE Estuaire concernant la cartographie et la caractérisation des zones humides de têtes de bassin versant. Cette demande prévoit la réalisation d'une étude en 3 phases :

- Phases 1 et 2 : La détermination et la cartographie des têtes de bassin versant sur un secteur "test". Cette étude spécifique sur les TBV a été conduite par Alexandre POIRAUD (Bureau d'études Inselberg), docteur en géomorphologie, avec la collaboration de Cédric LAVEUF (Bureau d'études Solenvie), docteur en Sciences du Sol, pour l'analyse des profils pédologiques.
- Phase 3 : L'inventaire, la cartographie et la caractérisation des zones humides au sein de ces têtes de bassin versant, à partir de la végétation (bureau d'étude GERE) et des types de sols (bureau d'étude Solenvie). Cette 3^{ème} phase fera l'objet d'un rapport ultérieur.

GEREA est le mandataire de l'ensemble de l'étude.

Ce rapport fournit les résultats des 2 premières phases.

La problématique des têtes de bassin versant (TBV) est de plus en plus étudiée dans le milieu académique depuis les années 90 avec, lors des années 2000, des essais de définition et de consensus scientifiques. Bien que les définitions formelles fassent encore débat, la communauté scientifique et les gestionnaires s'accordent à leur reconnaître des fonctionnalités propres qui contribuent fortement à la qualité des milieux aquatiques aval. En effet, une des caractéristiques fonctionnelles majeures de ces TBV est leur forte connexion aux dynamiques transversales (dynamiques de versant) par rapport aux dynamiques longitudinales (dynamiques alluviales s.s.). De fait, les zones humides campées dans ces TBV sont elles aussi plus soumises aux dynamiques de versant qu'aux processus purement alluviaux et possèdent de fait des fonctionnalités spécifiques avec notamment une plus grande sensibilité aux intrants locaux (l'effet de dilution y est moindre que dans les systèmes plus alluviaux).

Cette étude spécifique à la détermination et la cartographie des TBV sur le territoire du SAGE a consisté en plusieurs étapes clefs qui étaient :

- d'une part de faire le point sur cette question des TBV et de voir les possibilités d'adaptation de méthodes de cartographie déjà utilisées par ailleurs,
- d'autre part de sectoriser le territoire du SAGE en vue d'obtenir des secteurs homogènes d'un point de vue de l'applicabilité des méthodes de cartographie des TBV
- et enfin, de tester la méthode dans un contexte géomorphologique "contraint", le BV d'Artigue-Maqueline ayant été retenu pour ce test (décision du Groupe de suivi Zones humides du SAGE n°5 du 10/09/15).

Cette étude suit un plan en 4 parties, l'ensemble des résultats faisant l'objet d'un commentaire critique en fin de document :

- **Partie 1.** Etat de l'art et réflexions sur l'adaptabilité des méthodes de cartographie des TBV au cas girondin.
- **Partie 2.** Sectorisation du territoire du SAGE Estuaire de la Gironde : apports de l'analyse morphostructurale.
- **Partie 3.** Détermination d'une méthode de cartographie des TBV sur le BV d'Artigue-Maqueline.
- **Partie 4.** Synthèse et analyse critique de l'étude.

Ces éléments ont été présentés au Groupe de suivi Zones humides du SAGE par la fourniture de rapport d'étape et de réunions de travail et de présentation (mars, avril 2016).

Chapitre 1.

Les têtes de bassin versant : état de la question et problématisation au cas du SAGE "Estuaire de la Gironde et milieux associés"

1.1. La cartographie des TBV : un problème de définition avant tout.

Les TBV connaissent depuis quelques années un regain d'intérêt auprès des gestionnaires eu égard aux services écosystémiques qu'elles procurent à la fois dans l'espace qu'elles couvrent, mais également pour la qualité biologique et physique des avals et des continuums amont-aval des systèmes hydrologiques (Freeman et al., 2007; Meyer et al., 2007; Richardson and Danehy, 2007).

Si l'intérêt fonctionnel des TBV est acquis et reconnu, il n'en demeure pas moins que la gestion des TBV passe nécessairement par leur cartographie, ce qui implique de fixer des critères qui peuvent être d'ordres divers mais obligatoirement spatialisables. Cette revue bibliographique vise à faire le point sur les divers critères et méthodes employés ainsi que les problèmes relatifs à la cartographie des TBV. L'objectif final est de pouvoir fournir au SAGE une synthèse de critères et de méthodes qu'il pourra par la suite mettre en œuvre en fonction des recommandations générales.

1.1.1. Le flou des définitions formelles

Avant d'être un problème "géomatique", la cartographie des TBV pose d'abord le problème de leur définition. Il existe actuellement plusieurs définitions dans les pays occidentaux concernant les TBV.

Dans sa thèse, Lhéritier (2012) retient plusieurs définitions émanant d'organismes techniques et de scientifiques. Krecek and Haigh (2003) définissent les TBV de manière simple comme étant les bassins versants d'ordre 0 et 1, soit les zones amont de ruissellement diffus permettant les premiers écoulements concentrés temporaires. L'USGS, pour les Etats-Unis, propose deux définitions quantifiées : i) une région de drainage d'environ 2 miles, soit 5.18km² ou plus et ii) le point d'un ruisseau (non maritime) d'eau douce au-dessus duquel le débit moyen est inférieur à cinq pieds, soit 0.14m³/s. L'*Oregon Headwater Research Cooperative* donne une définition très précise des TBV sur son district, à savoir "des cours d'eau qui sont majoritairement alimentés par des apports des versants (qu'il s'agisse d'eau superficielle ou d'eau infiltrée dans le sol) plutôt que par des apports de tributaires superficiels. Ils peuvent avoir des écoulements de surface pérennes ou intermittents. Ils ont des réponses plus rapides aux précipitations que les grands cours d'eau. Ils sont généralement d'ordres 1 et 2 et mesurent moins de 2-3 mètres de largeur".

A ces définitions générales, on trouve également des définitions plus spécifiques aux TBV dits de montagne, c'est-à-dire dans les zones de reliefs. Benda et al. (2005) fournissent une revue assez complète sur la question :

- Strahler (1957) retient les ordres 1 et 2 dans le système d'ordination de Horton-Strahler. Cette définition demeure cependant sensible à la définition des données d'entrée (Gomi et al., 2002).
- Hack (1965) et Hack and Goodlett (1960) proposent une sectorisation des TBV en 4 zones avec les versants en connexion directe, les BV d'ordre 0, les écoulements chenalisés d'ordre 0 et 1 temporaires et les chenaux de sortie du système d'ordre 1 à 2.
- Dietrich and Dunne (1993), reprenant la théorie de Hack (1965) et Hack and Goodlett (1960), la précisent en intégrant la notion de "tête de chenal" qui est pérenne dans le temps et s'observe lors des orages. Ce point assure la transition entre les écoulements diffus et les écoulements concentrés et chenalisés.
- Montgomery and Buffington (1997) introduisent le concept de "chenal colluvial" qui est un chenal s'écoulant sur un lit colluvial avec peu de matériel marqué par le transport fluvial. Cette notion implique une variation de la taille des TBV dans le temps en fonction du bilan de la compétition entre transfert transversal et transit longitudinal (Delile et al., 2016).
- Pour Burt (1992), les TBV sont des bassins versants avec des écoulements quasi-exclusivement contrôlés par les ruissellements superficiels qui fournissent la majorité des écoulements. Cette vision est en contradiction avec les travaux de Rogers (2010) qui montre dans le bilan hydrologique total, sur une TBV côtière, la part importante occupée par les écoulements hypodermiques dans ces systèmes amont.
- Woods et al. (1995), à partir de données de terrain sur plusieurs bassins versants, proposent une surface de transition entre les processus de versant et les processus fluviaux aux alentours de 1 km². Les bassins versants élémentaires sous cette surface seraient donc dominés par des processus de versant et donc considérés comme des TBV. Ces conclusions convergent parfaitement avec celles de Montgomery and Fofoula-Georgiou (1993) qui observent qu'au-delà d'une surface de BV de 1km², la relation surface/pente change dans les BV, situant le passage des dynamiques de versant à la reprise fluviale et au début d'incision. Les auteurs interprètent cette limite surfacique comme une limite entre les dynamiques colluviales et alluviales

Au terme de leur synthèse bibliographique, Benda et al. (2005) fournissent un schéma de synthèse morphologique sur les compartiments clés des TBV (Figure 1).

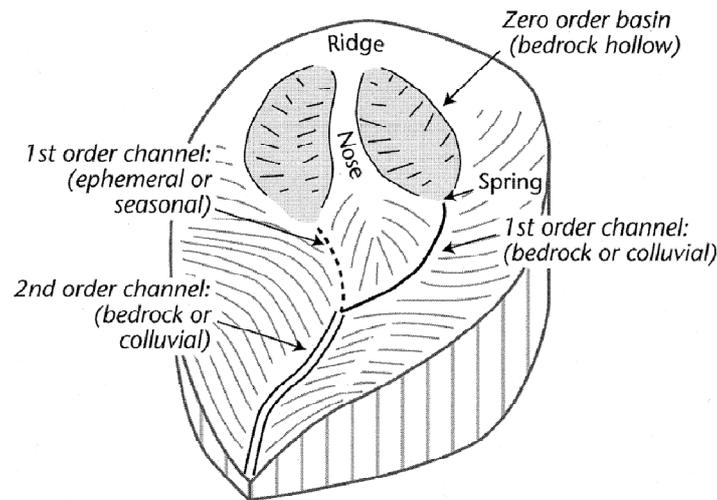


Figure 1 - Morphologie et espaces fonctionnels d'une TBV en contexte "montagnard". Extrait de Benda et al. (2005) d'après Hack and Goodlett (1960) et Montgomery and Buffington (1997).

La notion fondamentale de "chenal colluvial" avancée par Montgomery and Buffington (1997) est étayée par Bisson et al. (2007) pour qui elle représente la zone de stockage des sédiments cohésifs issus des versants avec des processus de déstockage ponctuel suivant les relations puissances Fréquence/Magnitude et pouvant causer des colmatages en aval. Pour les auteurs, il n'y a pas au sein de ces "chenaux colluviaux" d'écoulements canalisés à proprement parler mais des écoulements concentrés à la faveur d'événements météorologiques ou de changements environnementaux intenses. Ce sont des écoulements éphémères ou intermittents.

Heine et al. (2004), dans leur article sur la cartographie automatique des réseaux hydrographiques, insistent sur l'importance de cette notion de "chenal colluvial" dans la cartographie des organes hydrologiques et notamment de l'existence des banquettes latérales qui sont un marqueur morphologique du passage des processus de versant vers des processus de transit longitudinal (Figure 2).

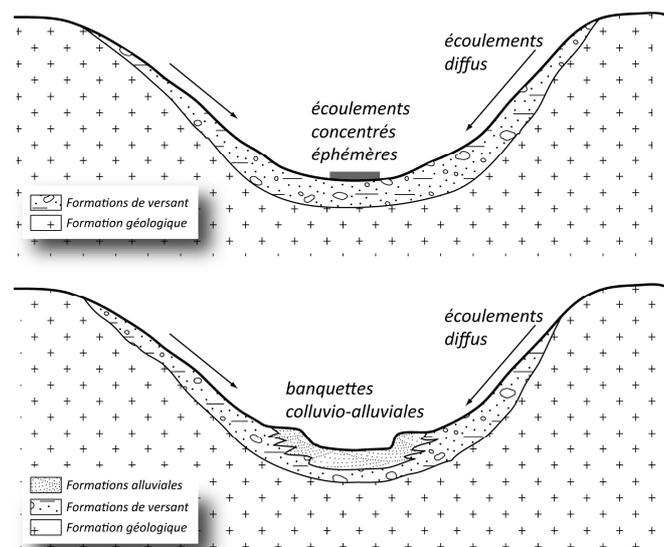


Figure 2 - Exemple de "chenal colluvial" (en haut) et de chenal colluvio-alluvial (en bas) assurant la transition vers des dynamiques fluviales. Réalisation A.Poiraud à partir des observations de terrain sur le SAGE Estuaire de la Gironde et de la bibliographie. L'écoulement concentré dans le chenal qui est inscrit dans la banquette colluvio-alluviale est intermittent à permanent. Les banquettes sont souvent métriques à plurimétriques et le chenal ne dépasse pas les 1 à 2 m de large. Ce type a été observé dans les BV d'ordres 2 et 3 sur le SAGE Estuaire de la Gironde.

En France, le SDAGE Loire-Bretagne a retenu une définition basée sur l'ordination de Strahler et la pente des tronçons de cours d'eau (Institution d'Aménagement de la Vilaine, 2012). Les TBV sont définies comme étant les BV des cours d'eau d'ordre de Strahler inférieur ou égal à 2 et de pente > 1% (Choucard, 2011; Henner, 2013; Joly, 2014). Cependant, Lhéritier (2012) fait observer que cartographiquement, les cours d'eau d'ordre 1 ou 2 confluent avec des cours d'eau d'ordre supérieur à n+1 sont exclus (ex. d'un ordre 1 confluent avec un ordre 3). Ceci pose le problème des vallons colluviaux qui rentrent dans les définitions des TBV vues précédemment et confluent avec des cours d'eau d'ordre 3 ou plus, ce qui se produit très fréquemment au niveau des cours moyens. Cette définition stricte amène ainsi à ne considérer en TBV que les zones amont des principaux cours d'eau ce qui s'entend dans un réseau dendritique mais devient plus litigieux pour des réseaux peu dendritiques et longiformes. Choucard (2011) et Joly (2014) précisent que le critère de pente pose un problème pour les TBV de plaine.

Les travaux de Montgomery and Dietrich (1994) et Montgomery and Foufoula-Georgiou (1993) sur les amonts des rivières et les mouvements de masse caractérisant les têtes de bassin versant ont amené les auteurs à formaliser une relation liant la surface drainée et la pente locale des sources qui contrôle les processus dominants dans les bassins versants et permettant de fixer des seuils physiques (Figure 3). Cette relation a été par la suite très utilisée pour la cartographie des zones de sources et, indirectement, de leur bassin versant considéré alors comme des TBV. A noter que cette relation Aire-Pente est très variable selon les lithologies, la surface d'initiation des écoulements concentrés pérennes pouvant varier du simple au triple sur grès et basaltes par exemple (Jaeger et al., 2007).

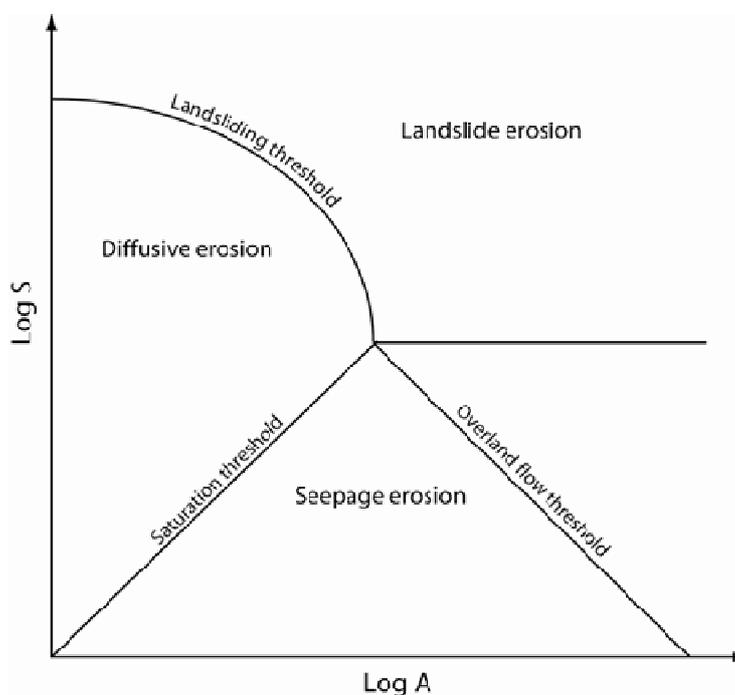


Figure 3 - Processus dominants de transports sédimentaires et d'initiation de cours d'eau. Log A, surface du bassin versant ; Log S, Angle local de la zone source. On observe bien que la pente détermine un seuil fondamental dans le passage des érosions par sapement (*seepage erosion*) et par mouvement de masse tandis que la surface du bassin contrôle en partie l'érosion diffuse et l'érosion concentrée, en lien avec les seuils de concentration de flux. Le passage des processus de TBV vers les processus de transports alluviaux est situé à droite de la limite du ruissellement (*overland flow*). In Montgomery and Dietrich (1994).

Ce premier extrait des essais de définitions des TBV démontre la complexité du problème et l'aspect polymorphe de l'objet considéré. En effet, les critères de définition retenus sont à la fois morphologiques (banquette, pente), hydrologiques (ordination, type d'écoulement, surface drainée, débit) ou fonctionnelle (vallon colluvial). **Les critères quantitatifs convergents comme l'ordination ou la surface ne le sont essentiellement que pour des TBV inscrits dans des zones de relief** au sein desquelles l'ordination de Strahler prend un sens du fait de l'écoulement concentré et des pentes qui contrôlent les processus gravitaires et les lois hydrauliques.

Dans le cas du SAGE Estuaire de la Gironde, l'étude morphostructurale montre que si la zone charentaise et orientale du SAGE pouvait se rapprocher des zones de relief et donc être candidates à une cartographie des TBV basée sur des définitions de TBV développées dans cette partie, la zone du Plateau landais et ses bordures (Médoc) ne répond absolument pas à ces critères. **Malheureusement, il n'existe que très peu d'études ou de définitions de ce que peuvent être les TBV dans les contextes estuariens, côtiers ou de plaines.**

Nous avons eu accès au résumé de l'intervention de Pruitt (2013) dans le colloque portant sur les ressources aquatiques de l'état de Géorgie. Dans son intervention, l'auteur précise bien que ces systèmes de TBV de "plaines" sont intimement liés aux zones humides et qu'ils constituent un lien entre les flux de subsurface et les écoulements superficiels. Dans son résumé, **l'auteur insiste surtout sur les cours d'eau d'ordre 1** qui, selon lui, auraient le plus de poids dans la fonctionnalité des écosystèmes fluviaux.

Les propositions de définitions de Tweedy and Baker (2008) dans le cadre de la cartographie des TBV de plaine côtière en Caroline du Nord peuvent se résumer ainsi :

- BV inférieurs à 300 acres (1.21 km²),
- Pas ou peu de drainages artificiels apparents,
- Vallée définie avec écoulement de surface périodique ET un chenal à écoulement permanent en aval ; ce point constitue la transition entre la TBV et le chenal alluvial.

A noter que ce travail est particulièrement intéressant eu égard aux similitudes géomorphologiques existantes entre le système girondin et la plaine côtière de Caroline du Nord. Nous reviendrons sur ces travaux dans la section suivante.

Dans le cadre de cette étude, et au vu de la spécificité géomorphologique de la zone à cartographier, nous retenons les critères convergents dans la bibliographie, aussi bien en zone de relief qu'en zone de plaine : **i) surface des TBV <1km² et ii) ordination de Strahler comprenant au moins les ordres 0 et 1.**

Les notions de "chenal colluvial", d'écoulement temporaire et de banquettes colluvio-alluviales sont également conservées afin de préciser une définition permettant de cartographier les TBV sur la zone d'étude des "terrasses garonnaises" dans laquelle se trouve le bassin-versant d'Artigue-Maqueline.

1.1.2. Les méthodes de cartographie

Dans la littérature, nous avons distingué trois grands types de cartographie :

- L'approche *a priori*,
- L'approche *a posteriori*,
- L'inventaire.

L'approche *a priori* part de critères définis à partir de la bibliographie ou d'une connaissance déjà acquise sur la région étudiée. La plupart du temps, elle se base sur un jeu de données (MNT notamment) sur lequel on applique des règles formalisées afin de "sélectionner" les zones répondant à ces règles. Les critères retenus sont le plus souvent basés sur une ou plusieurs définitions de TBV, lesquelles sont assises sur quelques-unes des études précédemment citées.

Très tôt, Bull (1979) a proposé une cartographie automatique des zones d'accumulation et d'érosion pouvant être utilisée pour spatialiser les zones de transition entre dynamiques colluviales dominantes et dynamiques alluviales dominantes. L'auteur utilise le *Stream Power Index* qui est le produit de l'aire contributive à un pixel donné et de sa pente. Cet indice qui quantifie la capacité érosive du ruissellement, permet ainsi de fixer des seuils de processus dans les gammes proposées par Montgomery and Dietrich (1994). Cette méthode est surtout utilisée dans les zones de relief.

Dès lors que la démocratisation des MNT a permis à diverses équipes de proposer une automatisation de la cartographie des réseaux hydrographiques (Garbrecht and Martz, 1997; Hutchinson, 1989; Jenson and Domingue, 1988; Maidment et al., 1996; Tarboton, 1997), diverses méthodes ont pu être proposées sur la base des analyses de hiérarchisation pour la cartographie des TBV.

Nous retenons évidemment celle utilisée par le SDAGE Loire-Bretagne qui part de règles géométriques appliquées à un réseau hydrographique reconstruit à partir d'un MNT (Choucard, 2011; Henner, 2013; Joly, 2014). Dans cette méthode *a priori*, le réseau hydrographique est reconstruit à partir de la BD-Alt25m afin de calculer les ordinations de Strahler ainsi que les pentes des tronçons hydrographiques. La règle est la transcription géomatique de la définition retenue par le SDAGE, à savoir tous les bassins versants alimentant des cours d'eau d'ordre 1 et 2 avec des pentes longitudinales >1%. Dans le détail, les bassins versants contenant des cours d'eau d'ordre 1 ou 2 confluant avec des cours d'eau d'ordre n+2 ou plus ne sont pas retenus. Cette méthode a le mérite d'être simple et facile à

implémenter tout en s'appuyant sur des critères convergents d'ordination et de pente. Elle a par contre la faiblesse d'imposer une règle standard qui ne tient pas compte des spécificités géomorphologiques régionales. Il n'y a pas de phase de validation *a posteriori* des résultats obtenus.

Clarke et al. (2008) ont réalisé un travail de cartographie des TBV en Oregon à petite échelle à partir de bases de données SIG et ont constitué un ensemble complexe de règles basées sur les apports de la bibliographie ainsi que sur une connaissance déjà approfondie des 96 000 km linéaires de réseaux hydrographiques régionaux. Leurs modèles ont été validés par la suite par une confrontation avec des données de terrain. Cependant, les auteurs remarquent que le modèle fonctionne moins bien avec les petites TBV. Ce travail semble plus abouti que le précédent car il intègre une phase de validation à partir de données de terrain permettant de mieux recalibrer le modèle si besoin ou du moins, d'en avoir une lecture critique. Cependant, cette approche implique de posséder un nombre important de données de bonne qualité et avec une bonne résolution spatiale.

Les approches *a posteriori* partent d'un travail de terrain et d'inventaire préliminaires ayant pour objectif la qualification multicritères des TBV ainsi que la cartographie de leur exutoire, le contour des TBV se faisant avec le SIG à partir des points exutoires.

Dans ce domaine, les approches par régression logistique sont appréciées car elles permettent d'une part d'obtenir une probabilité de présence d'exutoire de TBV, mais sont également robustes. Heine et al. (2004) dans leurs travaux comparatifs de différentes méthodes de cartographie des zones sources des réseaux hydrographiques, ont retenu cette méthode comme étant celle qui était efficace sans être trop consommatrice de temps. Russell et al. (2015), dans le Trias de Caroline du Nord, ont implémenté une régression logistique à partir d'un jeu de données d'entraînement de terrain (sources localisées et caractérisées) et d'un jeu de données prédictives acquises à partir des dérivées du MNT (pente, courbure, accumulation de flux, etc.). Le modèle prédit correctement les cours d'eau d'ordre 1 d'une longueur de 17 à 490 m et les auteurs concluent sur l'intérêt de cette méthodologie pour la cartographie des TBV. Villines et al. (2015) ont exploité le même principe dans les Appalaches mais avec un traitement multivarié classique en vue de déterminer les types d'écoulement en fonction des paramètres topographiques et avec des résultats concluants.

Plus simple à implémenter, la méthode des relations Surface drainée/pente locale est également performante, à condition de calibrer cette relation pour la zone d'étude à partir de données de terrain. Heine et al. (2004) ont repris la relation formulée par Montgomery and Foufoula-Georgiou (1993) et l'ont adaptée à leur terrain du Kansas central. A partir de 204 sources connues et identifiées sur le terrain, les auteurs ont extrait les données de surface de bassin versant et de pente locale et ont ajusté le nuage de points avec une fonction puissance (1) :

$$Acr = 2649.7(\tan\theta)^{-0.9579} \quad (1)$$

Cette fonction a pu par la suite être généralisée afin de modéliser l'ensemble des points exutoires de TBV et leur bassin versant.

Enfin, les *inventaires* restent les méthodes les plus précises et les plus fiables, mais aussi les plus chronophages. La photo-interprétation permet un premier travail d'inventaire relativement rapide et fiable mais est limitée aux espaces hors couvert forestier trop dense qui réduisent la perception des chenaux au sol. Le terrain est quant à lui très long mais sûr car l'opérateur remonte l'ensemble du réseau à pied et cartographie directement au GPS les changements de morphologies et les zones de transition vers les TBV. Tweedy and Baker (2008) ont proposé une classification des cours d'eau de TBV dans un contexte de plaine côtière en Caroline du Nord basée sur 3 classes caractérisant les morphologies du chenal et de ses banquettes :

- *Chenal peu défini*- le chenal et ses banquettes sont quasiment invisibles sur le terrain mais on observe cependant des traces d'écoulement concentré périodique. Ces contextes sont situés très en amont des systèmes hydrologiques, dans des zones de faible énergie ne permettant pas la formation de morphologies nettes liées à l'écoulement. Cette catégorie peut être considérée comme l'équivalent des vallons colluviaux dans les zones de pentes.
- *Chenal moyennement défini*- l'écoulement est suffisamment pérenne et puissant pour former un vrai chenal d'écoulement flanqué de banquettes visibles que l'on peut presque suivre longitudinalement. Les dimensions de l'ensemble chenal/banquette demeurent faibles et variables et le chenal reste caractérisé par l'affouillement localisé, les petits amoncellements de débris, et le couvert végétal. Cette catégorie correspond à la transition entre les TBV et les cours d'eau alluviaux.
- *Chenal bien défini*- le chenal d'écoulement ainsi que ses banquettes présentent de nettes morphologies alluviales ainsi que des dépôts à nets faciès sédimentaires alluviaux.

Une des limites majeures dans l'implémentation de toutes ces méthodes de modélisation numérique **est qu'elles sont particulièrement sensibles à la résolution des données d'entrée**, notamment des MNT et des réseaux hydrographiques vectoriels permettant de contraindre ces MNT. Fritz et al. (2013) signalent deux difficultés majeures dans la connaissance et la localisation des sources de cours d'eau pour la modélisation des TBV. La première est l'irrégularité des informations des différentes bases cartographiques qui ne localisent pas de la même manière les sources. La seconde, est l'impermanence des sources dans le temps, à l'échelle inter-annuelle voire saisonnière, qui rend délicate la cartographie de ces objets. Gomi et al. (2002), concernant les modélisations par ordination (par exemple, les approches *a priori*), rappellent que celles-ci sont très dépendantes de la qualité des données d'entrée et de leur échelle. En effet, un MNT à forte maille contraindra à repousser l'ordination vers l'aval. James et al. (2007), dans leur travail de cartographie des ravines d'initiation des réseaux sous forêt en Caroline du Sud, observent que même avec un LiDAR à haute résolution, il demeure des problèmes dans l'automatisation de la cartographie de ces objets. En effet, le filtre de la végétation laisse des artefacts et impose une réduction du nombre de points au sol. De plus, la technique de prise de données par voie aérienne implique une obliquité des rayons radar d'acquisition et l'existence de zones d'ombre à l'intérieur des ravines d'où une topographie restituée qui est biaisée.

1.1.3. Retour d'expérience de la méthode du SDAGE Loire-Bretagne

Le SDAGE Loire-Bretagne a formalisé à la fin des années 2000 une méthode de cartographie applicable sur toute l'aire du socle breton avec des extensions possibles sur les hauts bassins de l'Allier et de la Loire (voir titre 1.2). Cependant, nous n'avons rien trouvé dans la littérature qui évoque les bases conceptuelles et théoriques de cette méthode. De fait, dans le cadre du travail bibliographique, nous avons réalisé 4 entretiens avec des chercheurs ayant travaillé spécifiquement sur la mise en œuvre de la méthode ou ayant un regard critique sur celle-ci.

Hervé SQUIDANT est géomaticien à l'INRA de Rennes (UMR-CNRS 1069) et est à l'origine de divers algorithmes hydrologiques avec comme application première, la cartographie des bassins versants bretons en 1996 (voir Annexe 1). Il a largement contribué à la réalisation de l'outil de cartographie automatique en ligne des TBV du SDAGE Loire-Bretagne. Il travaille sur cette question depuis 1992. Il nous a bien confirmé que l'un des postulats de base de la méthode était de considérer que le sol breton était imperméable et que la majeure partie de l'écoulement et de la transmission des flux se faisait par ruissellement "hortonien". Il admet que la question de la pente >1% reste théorique mais basée sur les travaux de Philippe MEROT et collaborateurs. Enfin, il convient que la méthodologie Loire-Bretagne trouve ses limites pour les zones planes.

Philippe MEROT est ancien directeur de recherche à l'unité mixte de recherche Inra/Agrocampus Ouest Sol, agro et hydrosystème spatialisation (UMR-CNRS 1069). Une partie de ses travaux a porté sur la caractérisation hydrographique des bassins versants avec notamment des essais de "profil en long généralisé" qui projette toutes les altitudes d'un bassin versant par rapport à leur distance à l'exutoire. Cette représentation permet de bien séparer les éléments correspondant aux niveaux de base locaux (ligne de base, profil en long théorique du drain principal du BV) des éléments correspondant aux versants. Il est possible de calculer les pentes de chaque élément, le seuil de 1% semblant statistiquement correspondre à une limite entre les éléments alluviaux de la ligne de base des éléments liés aux versants (dont les TBV). Ces travaux n'ont jamais été publiés mais il existe des références de cette méthode dans les cahiers de l'ORSTOM (Depraetere, 1990). M. MEROT précise bien qu'il ne "*connait pas les bases théoriques de la méthode du SDAGE Loire Bretagne, qui s'est peut-être appuyée sur [ses] travaux, mais en toute indépendance*".

Simon DUFOUR, Maître de Conférences en Géographie à l'Université de Rennes 2 travaille spécifiquement sur les hydrosystèmes. Nous n'avons pas pu échanger en direct mais via des mails. Il ne connaît pas non plus l'origine théorique de la méthode Loire-Bretagne et admet plus généralement, que la thématique "tête de bassin versant" ne fait toujours pas l'objet d'un consensus.

Vincent VIEL, Maître de conférences à Paris VII, a soutenu en 2012 sa thèse de doctorat intitulée "Analyse spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands : Exemple du bassin versant de la Seulles". Dans sa thèse, il a montré que 2/3 des sédiments d'un hydrosystème normand venait des TBV. Il a essayé d'appliquer le système Loire-Bretagne au bassin sédimentaire de Caen avec un succès relatif car il précise bien que la méthode Loire-Bretagne fonctionne sur le socle (homogénéité géomorphologique) mais est moins efficace sortie de son contexte d'origine et implique des adaptations voire la création d'une nouvelle méthode. Pour lui, la méthode Loire-Bretagne est avant tout une convergence de principes empiriques issus de l'expérience régionale de l'INRA de Rennes, mais ne semble pas s'appuyer sur une méthode formalisée scientifiquement. Nous serions donc sur une

formalisation d'une connaissance experte, non sur la construction scientifique et validée d'une méthodologie de cartographie des TBV. Il convient que cette méthode nécessite des adaptations hors du cadre breton.

L'origine de la méthode Loire-Bretagne semble donc bien prendre ses racines au sein de l'UMR-CNRS 1069 de l'INRA de Rennes, s'appuyant sur une expérience acquise depuis les années 1990 sur la modélisation hydrographique des BV bretons. Cependant, la méthode n'est qu'une formalisation empirique de cette expérience mais ne semble pas avoir été conçue selon un protocole scientifique spécifiquement dédié à la mise en place d'une méthodologie de cartographie. **Ses bases semblent donc plus "empiriques" que "théoriques" et s'appuient sur une expérience "bretonne", c'est-à-dire sur un socle pénéplané et un peu rajeuni dans un contexte de roches cristallines plus ou moins imperméables et favorables au ruissellement hortonien.**

1.1.4. Conclusions pour le SAGE Estuaire de la Gironde

Le SAGE Gironde est sis sur terrain sédimentaire d'âge et de topographie variés (cuesta crétacé au nord, recouvrements éocènes à l'est et système de terrasses étagées côté landais/médoc) avec notamment la spécificité de ne contenir que des bassins versants dont le niveau de base est contrôlé par l'estuaire. Du fait de la proximité de ce niveau de base, les réseaux hydrographiques sont encore peu hiérarchisés et surtout, l'ordination n'est pas encore très développée (l'ordre 5 est un maximum). Au vu de ces caractéristiques fondamentales très différentes des conditions géomorphologiques bretonnes, il nous apparaît utile de procéder à une analyse morphostructurale et hydrographique des secteurs du SAGE Gironde afin d'évaluer les zones où la méthode Loire-Bretagne peut être applicable et celles où il faudra inventer une méthode appropriée.

D'un point de vue de l'approche méthodologique, les méthodes *a posteriori* et les *inventaires* sont très consommateurs en temps car ils impliquent l'acquisition d'un jeu de données au préalable ou bien la réalisation d'une cartographie de terrain. Si cette approche a été retenue pour la définition et la cartographie des zones humides, elle n'a pas été retenue pour celle des TBV, faute de temps et de budget prévu dans le marché.

De fait, nous partirons sur une méthode *a priori*, mais que l'on agrémentera d'une phase de validation terrain et de recalibration afin de proposer une cartographie plus robuste, dans l'esprit des travaux de Clarke et al. (2008).

Chapitre 2.

Sectorisation du SAGE "Estuaire de la Gironde" : apports de l'analyse morphostructurale

2.1. Conditions de réalisation de la carte morphostructurale

La cartographie morphostructurale se doit d'exprimer simplement et clairement l'organisation des éléments majeurs du relief. Elle s'appuie sur l'étude de l'altimétrie et de ses dérivées (notamment la pente) et sur la géologie ainsi que sur une approche naturaliste.

Dans le cadre de cette étude, notre travail s'est classiquement réalisé en 3 étapes :

- La synthèse bibliographique et l'analyse préalable du relief,
- Une phase de terrain,
- Une phase de cartographie proprement dite.

2.1.1. Synthèse bibliographique et préanalyse sur la zone d'étude

La synthèse bibliographique s'est appuyée sur l'ensemble des cartes géologiques qui couvraient le terrain d'étude, soit la lecture de 13 cartes et notices (Figure 4).

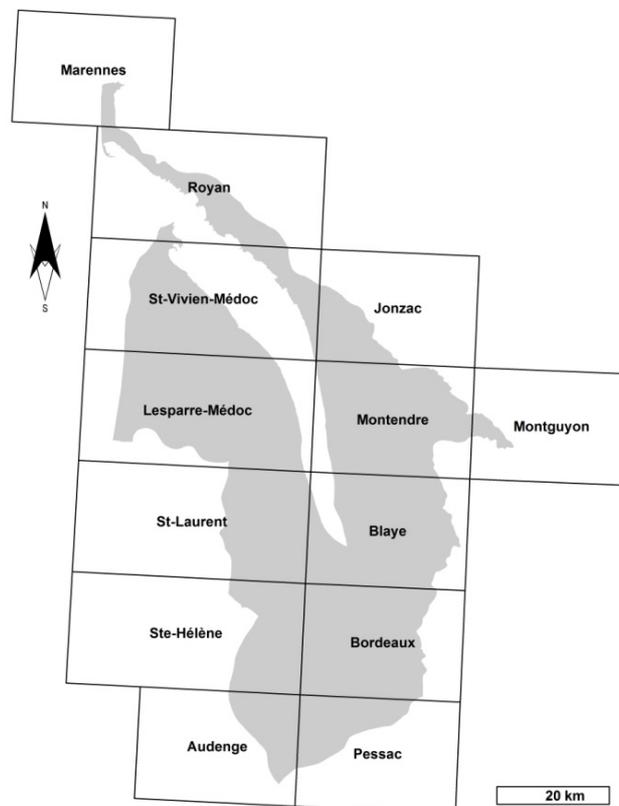


Figure 4 - Assemblage des cartes géologiques utilisées pour l'étude.

En plus de ce fond bibliographique, nous avons utilisé quelques travaux de géomorphologie qui concernaient la synthèse géomorphologique de Charente-Maritime (Sellier, 2010), un travail sur la Double saintongeaise et le problème des formations éocènes (Platel, 1978) et la consultation d'ouvrages de synthèse géomorphologique à petite échelle (Battiau-Queney, 1993). À ceci ce sont ajoutées les synthèses des études stratigraphiques et structurales sur le bassin aquitain et la Gironde avec notamment la consultation du site du BRGM dédié à la recherche profonde en Aquitaine (<http://sigesaqi.brgm.fr/>) et ses documents associés. Enfin, les études paléogéographiques et la synthèse structurale de Gely and Sztrakos (2000) ont été d'une grande utilité pour démêler et s'approprier rapidement le contexte géologique de la zone d'étude.

La préanalyse s'est faite à partir du modèle numérique de terrain BDAlti25m de l'IGN qui, s'il s'avère suffisant dans les zones de relief à l'est de la Garonne et en rive droite de l'estuaire, manque de précision pour les zones planes (massif landais du Médoc notamment) avec de nombreux artefacts. Au vu de ces limitations, nous avons sciemment

limité l'ordre des dérivées car celles-ci sont très sensibles à la qualité du modèle altimétrique initial. De fait, nous avons juste procédé à la création d'une carte d'ombrage surimposée à l'altimétrie afin de renforcer le relief (azimut 315° et inclinaison solaire à 45°), créé une carte d'altitude relative par rapport au réseau hydrographique permettant de voir l'énergie de relief locale et une carte de pente (dérivée d'ordre 1). La courbure des versants (dérivée d'ordre 2) n'a pas été jugée pertinente du fait de l'importance des zones planes et de la trop faible résolution du MNT.

L'observation combinée de la carte d'altitude ombragée, de celle des pentes et de l'altitude relative a permis d'identifier des régions géomorphologiques cohérentes et bien individualisées dans la zone d'étude. Ces espaces ont fait l'objet d'une visite de terrain afin d'observer *in situ* les géomorphologies, les formations lithologiques et les profils des cours d'eau.

2.1.2. Observations de terrain

Les visites de terrain se sont déroulées du 8 février au 10 février 2016, soit 3 jours pleins. L'ensemble de la zone a été parcouru avec 88 points d'observations réalisés et documentés (position GPS, photographies et prises de notes). Le corpus de point couvre à la fois toutes les régions géomorphologiques pressenties lors de la préanalyse, mais suit également des organes hydrologiques afin de voir les morphologies des vallées et bassins versants selon leur ordination (Figure 5).

Une série de points se situe en dehors de la zone d'étude, au niveau des collines de l'Entre-Deux-Mers. Ceci se justifie par l'extension urbaine bordelaise qui masque la partie de ce massif situé dans la zone d'étude et en rend la lecture malaisée. Le système morphologique y étant quasi-similaire, ceci explique que nous ayons décalé vers l'est nos observations, dans une zone à plus faible densité urbaine.

Le plateau landais du Médoc, situé entre l'Océan et la rive gauche de la Garonne, a fait l'objet d'observations ciblées le long de cours d'eau, d'amont en aval. Quelques points ont également été disséminés sur la partie supérieure (les landes médocaines à proprement parler), là où le réseau hydrographique présente une forte indigence.

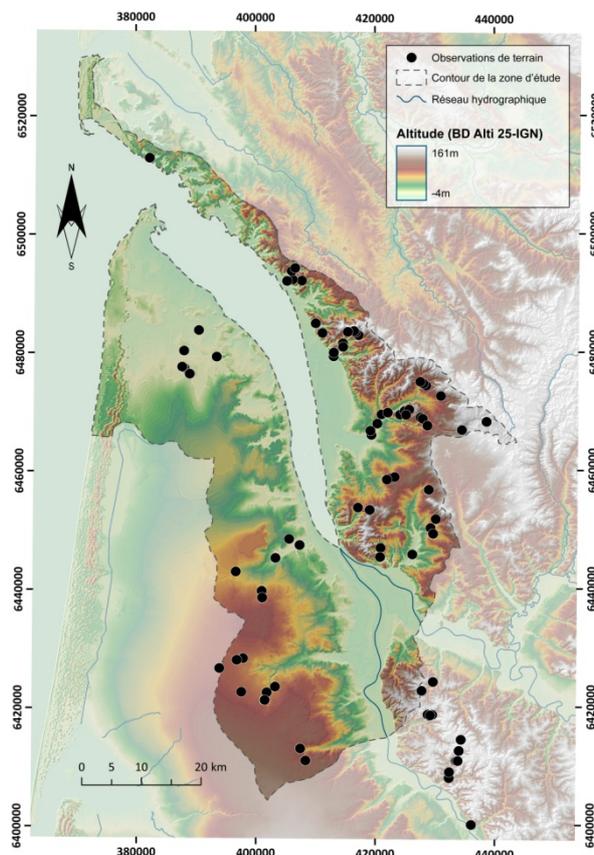


Figure 5 - Répartition des 88 points d'observation sur la zone d'étude. MNT BD-Alti©IGN. Projection en RGF93, Lambert93.

Côté charentais, l'ensemble de la rive droite de l'estuaire a été bien observé avec une forte concentration de points le long de cours d'eau considérés comme représentatifs des secteurs. Seul le Royannais n'a été que peu prospecté, à la fois par faute de temps, mais aussi parce que les réseaux hydrographiques y sont très simplifiés, se limitant souvent à des cours d'eau côtiers pour lesquels la notion de tête de bassin versant reste encore floue (voir la *synthèse bibliographique accompagnant la carte des têtes de bassin versant*).

La forte concentration relative des observations en Double saintongeaise et Blayais s'explique par la complexité géomorphologique du secteur qui se trouve aux confins du système de cuestas charentaises, du glacis plurikilométrique périgourdin et de la transition vers les collines molassiques aquitaines. Le peu de littérature recensée sur cette zone a rendu nécessaire de s'y attarder sur le terrain.

2.1.3. Cartographie

Nous avons produit deux cartes.

La première (Figure 6) est une carte morphostructurale proprement dite qui vise à donner une lecture simple, hiérarchisée et structurée du relief de la zone d'étude. Cette carte est produite selon un double processus. Les grands ensembles lithologiques ont été cartographiés à partir de la carte géologique à 1/1000000^e et précisés dans leur nature à l'aide des cartes géologiques à 1/500000^e. La digitalisation s'est faite sous SIG, en RGF93, Lambert93. Un fichier surfacique (polygone) a été produit en format *shape* et chaque polygone s'est vu attribuer des renseignements sur l'âge de la formation et sa nature. Cette première carte a par la suite été transférée dans un logiciel de DAO afin de lui adjoindre le dessin des formes structurales et géomorphologiques les plus structurantes. Le choix des formes et des interprétations des lithologies a été largement guidé par la lecture des notices géologiques et les quelques articles précités, agrémentés de nos propres observations. **Nous tenons cependant à préciser que ces interprétations restent sujettes à caution eu égard au peu de temps alloué lors de cette étude pour réaliser ce travail et son objectif très ciblé qui nous a éloigné d'un travail interprétatif à visée morphogénétique.** De fait, nous sommes restés dans l'analyse des formes avec un objectif "fonctionnel" en terme hydrologique.

La seconde (Figure 13) est une carte des unités morphostructurales qui ont un sens pour l'identification des têtes de bassin versant et pour expliquer la hiérarchisation du réseau hydrographique. Cette carte s'est appuyée sur la première et rassemble les éléments de reliefs en entités cohérentes. Cette carte a entièrement été réalisée sous SIG et est formée d'une couche surfacique (*shape*) comprenant deux attributs : l'unité générale et la sous-unité. Si le résultat final reste le fichier *shape* utilisable par la suite pour sectoriser la zone du SAGE, nous avons retravaillé cette carte sous DAO pour une présentation dans ce rapport.

Dans la partie présentant les résultats, les deux cartes font l'objet d'une description détaillée des légendes ainsi qu'un descriptif ciblé de chaque sous-unité morphostructurale.

2.1.4. Caractérisation "hydrographique" des unités morphostructurales

Afin d'analyser la structure du réseau hydrographique et justifier par la suite les préconisations de cartographie des têtes de bassin versant, nous sommes parti des théories sur la fractalité des réseaux et quelques études mettant en relation l'ordination de Strahler et les longueurs de cours d'eau (Moussa, 2009; Rosso et al., 1991). Pour réaliser cette analyse, il a fallu créer un réseau théorique à partir du MNT. En effet, la BD-Carthage@IGN mise à notre disposition demeure largement incomplète sur la cartographie des cours d'eau d'ordre 1 à 2 qui sont les plus à même d'être des têtes de bassin versant (Benda et al., 2005).

La création du réseau hydrographique théorique a été réalisée avec le module ArcHydro d'ArcGis 9.3 en prenant un nombre minimal de 250 pixels pour l'initiation d'un écoulement (nombre minimal pour le fonctionnement du module). Pour un MNT possédant une maille de 25 m de côté, ceci fait une surface d'initiation minimale de 0.15625 km². Selon la revue bibliographique de Gomi et al. (2002), cette surface d'initiation correspond bien à celles trouvées par différents auteurs qui considèrent que la transition entre les processus relatifs aux têtes de bassin versant et ceux relatifs aux contextes alluviaux se fait autour de 1 km². De fait, la surface d'initiation choisie permet de bien prendre en compte théoriquement les têtes de bassin versant (<1 km²).

Ce réseau théorique est cependant faussé sur le plateau landais et les zones de marais pour lesquelles le réseau hydrographique réel est entièrement artificiel. Nous avons donc introduit cette donnée afin d'être prudents dans l'interprétation des résultats.

Enfin, **nous insistons sur le faible degré de précision de cette modélisation** de par le MNT fourni. Les résultats issus de cette modélisation doivent rester informatifs afin de déceler les structures hydrographiques et non comme une cartographie des ordinations réelles.

2.2. La carte morphostructurale

2.2.1. Présentation générale

Les contours du SAGE Estuaire de la Gironde embrassent l'ensemble des bassins versants qui sont directement drainés par l'estuaire, exception faite des bassins versants du sud, aux environs de Bordeaux, qui sont drainés par la Garonne et les bassins de Brouillon et Moron qui le sont par la Dordogne, non loin du Bec d'Ambès.

Cette aire est définie par deux grands ensembles structuraux s'étendant de part et d'autre du synclinal de Bordeaux d'orientation NW-SE, qui prolonge l'estuaire girondin. Au sud, le plateau landais médocain est affecté d'ondulations synclinales (synclinal d'Hourtin) et anticlinales (anticlinaux de Couquèques, Maubuisson, Carcans et Listrac-Médoc) d'orientation pyrénéenne (W-E à SW-NE). Au nord, les structures sont d'orientation sud-armoricaine (NW-SE) avec notamment l'anticlinal de Jonzac et l'anticlinal de Libourne qui sont de même orientation que le synclinal de Bordeaux. L'anticlinal de Blaye prolonge celui de Listrac-Médoc, d'orientation SW/NE.

De fait, nous considérons un **domaine charentais** au nord de l'estuaire, à dominante armoricaine, un **domaine landais** au sud à dominante pyrénéenne et une **zone de transition** dans le Blayais et la Double saintongeaise.

2.2.2. Description de la carte morphostructurale (Figure 6)

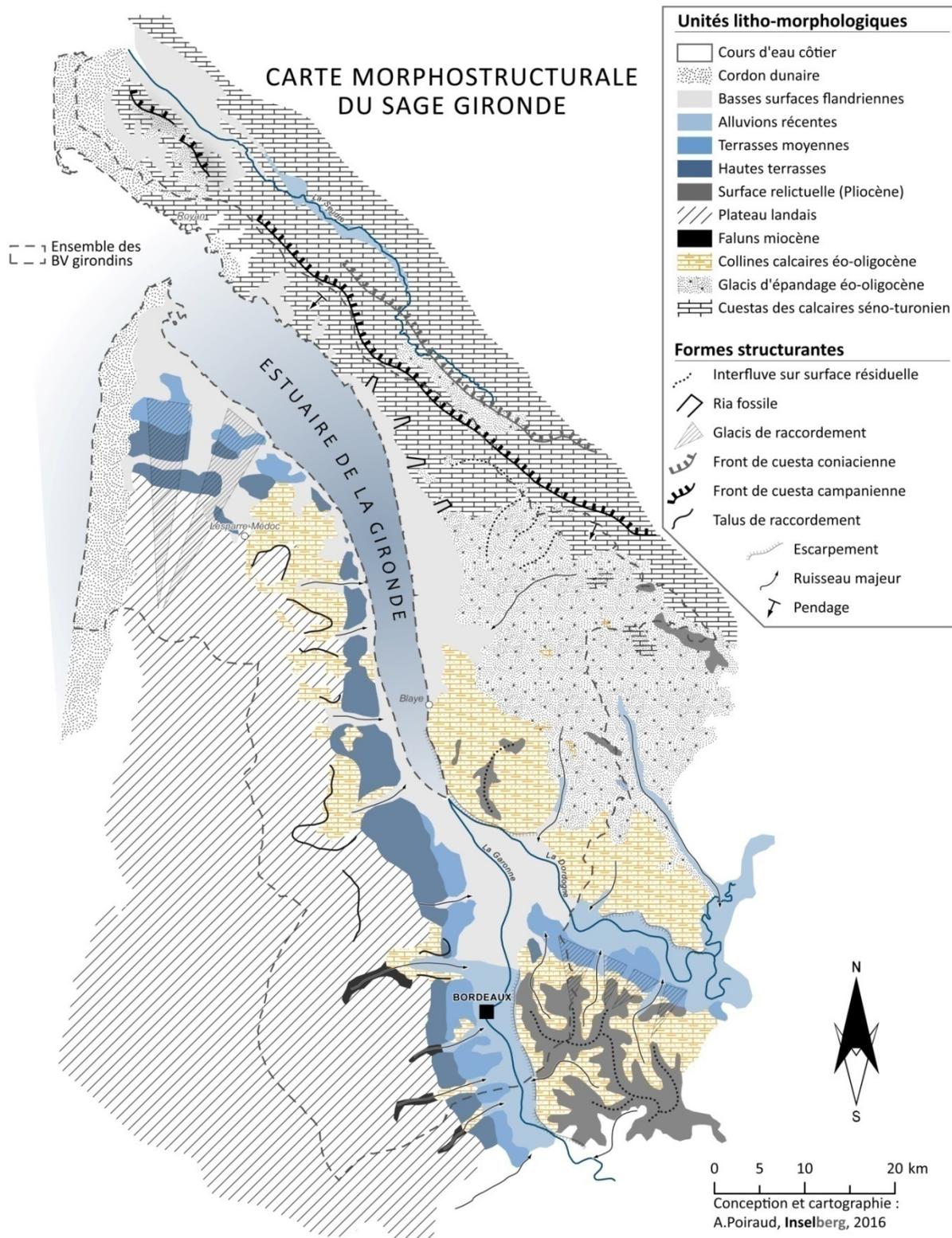


Figure 6 - Carte morphostructurale du SAGE Estuaire de la Gironde.

Le Domaine charentais :

Essentiellement développée dans les calcaires crétacés, la partie charentaise du SAGE est sous la forte influence de l'anticlinal de Jonzac au nord qui s'exprime morphologiquement par une boutonnière¹ laissant affleurer au niveau de la vallée de la Seudre, les terrains du Turonien et Cénomaniens. Ainsi, l'ensemble des couches calcaires possède un pendage vers le sud-ouest et forme une ligne de cuesta dont la faîte constitue la limite topographique de partage des eaux entre le bassin de la Seudre et celui de l'estuaire de la Gironde (Figure 7). Ce pendage explique d'ailleurs les pertes karstiques de la Seudre vers le bassin de l'estuaire de la Gironde, l'eau suivant l'inclinaison des couches géologiques.

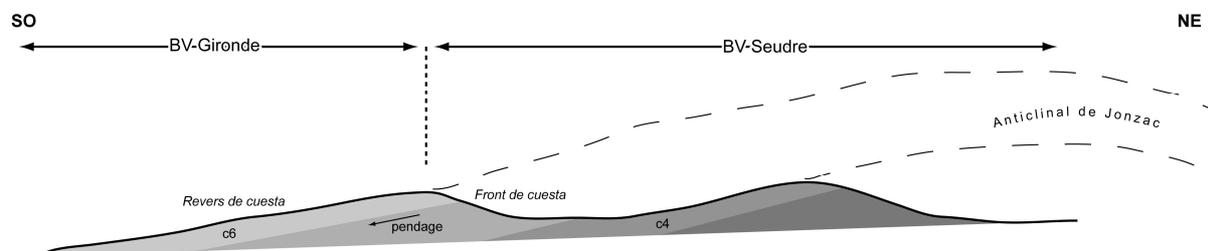


Figure 7 - Schéma synthétique de l'organisation lithostructurale du domaine charentais. C₆, Campanien; C₄, Coniacien.

Ainsi, toute la rive droite de l'estuaire de la Gironde se développe sur le revers de la cuesta campanienne avec la formation d'un réseau hydrographique dit *cataclinal*, c'est-à-dire dans le sens du pendage des couches géologiques. **Ce fait est fondamental car l'érosion et la hiérarchisation du réseau hydrographique vont être fortement influencées par ce dispositif structural.**

Sur la carte, nous avons représenté les lignes de cuesta qui forment un relief regardant vers le nord-est ainsi que les directions générales des pendages. On observe un léger changement d'orientation des pendages qui sont franchement orientés au SO vers Royan tandis qu'ils s'infléchissent vers le SSO à l'approche de la Double saintongeaise. De plus, le pendage augmente de l'ouest vers l'est. Ceci s'explique par la proximité à l'est de la fermeture périclinale de l'anticlinal qui provoque cette augmentation de pendage et cette rotation d'orientation.

De fait, la rive droite de l'estuaire se présente comme un vaste plan incliné vers le SO dont les pieds forment une bande littorale présentant diverses morphologies d'ouest en est : cordons dunaires à l'ouest de Royan, côte rocheuse dans les environs de Royan, ensemble de falaises mortes et de côte à ria fossile dominant un ancien estran aujourd'hui colmaté par les dépôts flandriens et inscrit dans une vaste anse allant de St-Romain-sur-Gironde à Blaye.

Suivant le relèvement des couches géologiques d'ouest en est, les versants se raidissent plus on s'approche de la Double saintongeaise ce qui explique l'augmentation de l'énergie de relief et la complexification de la hiérarchisation du réseau hydrographique. En effet, si celui-ci est limité à des organes hydrologiques simples d'ordre 1 à 2 se jetant directement dans l'estuaire ou arrivant dans les zones de colmatage flandrien (partie ouest), il se complexifie nettement à l'est avec des ordinations atteignant les ordres 5 selon Strahler. Cette intense hiérarchisation est de plus favorisée par la couverture plus imperméable des sables et argiles éocènes qui masque le substrat calcaire à l'est d'une ligne allant de Blaye à St-Dizant-du-Bois. La notion de tête de bassin versant définie par l'ordination de Strahler et la pente est ici plus pertinente que pour les réseaux de l'ouest de cette marge charentaise.

Le Domaine landais médocain :

Habituellement caractérisé par le "Sable des Landes", ce domaine morphologique est en fait plus complexe qu'un simple plateau basculé vers le NO et recouvert de sables. En effet, il est génétiquement fortement associé à l'évolution des écoulements garonnais comme le montre bien la carte morphostructurale. Ce vaste plateau limité à l'ouest par un cordon dunaire récent (Holocène) est en fait une ancienne zone d'épandage des alluvions anciennes de la Garonne, surtout dans sa partie est, l'ouest étant surtout composé de sables hydro-éoliens. De fait, l'ensemble de la bordure du plateau landais ainsi que ses glacis de transition vers les zones basses sont composés d'une succession d'au moins 3 terrasses fluviatiles relictuelles montrant la migration de la Garonne vers l'est et vers le nord (Figure 8).

Cette dynamique de migration s'est accompagnée d'une dynamique inverse d'érosion régressive depuis les niveaux inférieurs de la Garonne et remontant mordre les bordures du plateau landais. De fait, avec l'inclinaison

¹ Une boutonnière est une forme en creux résultant de l'évidement d'un pli anticlinal créant ainsi une inversion de relief.

topographique SE→NW du plateau landais, on observe de vives attaques érosives au sud-est tandis que celles-ci deviennent quasiment invisibles au nord-ouest.

À l'ouest de Lesparre-Médoc, la transition entre le plateau landais médocain et les marais littoraux n'est marquée par aucun talus dans la topographie qui présente un vaste glacis faiblement penté vers le NO (0.1 à 0.2%) à peine disséqué par les vagues d'érosion régressive. Le réseau hydrographique naturel y est particulièrement indigent et celui existant est quasiment entièrement artificiel (Papy, 1977). Les reliques de terrasses fluviales forment quelques îles dans le marais qui sont à peine attaquées par les écoulements concentrés et ne montrent pas de réseau hydrographique net.

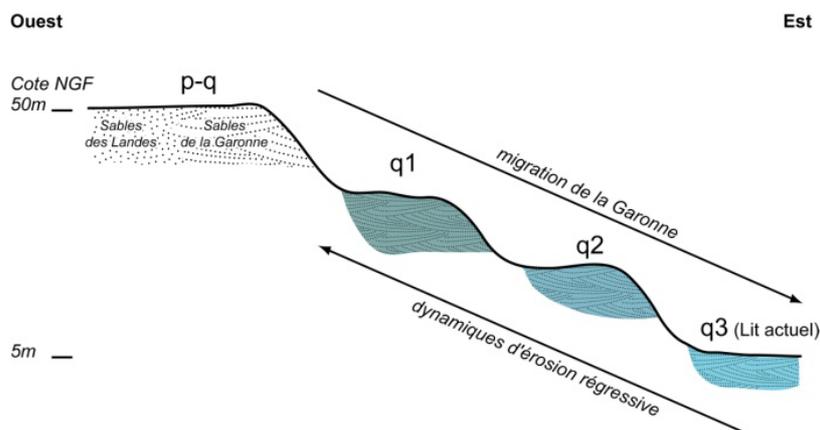


Figure 8 - Système morphologique Landes/Garonne. Les sables hydro-éoliens des Landes s'interpénètrent en partie avec les sables fluviaux de la Garonne au niveau de l'épandage supérieur (p-q); p-q, Plio-quadernaire; q1, Pléistocène moyen; q2, Pléistocène inférieur; q3, Holocène.

Ce n'est qu'après Lesparre-Médoc, en remontant la rive gauche de la Garonne, que la morphologie est plus lisible avec un talus marqué limitant le plateau landais et la haute terrasse d'avec les niveaux inférieurs aujourd'hui disséqués par les nombreux cours d'eau qui rejoignent la Garonne. Les incisions sont plus vives au sud du domaine landais, les formations miocènes affleurant dans les fonds de vallée. **C'est à ce niveau, sous la bordure du plateau landais médocain, que s'initient les têtes de bassin versant.**

Les relations hydrographiques entre le Plateau landais médocain et ses marges sont le fait globalement de deux processus. Le premier est lié à la saturation des nappes superficielles des "Sables des Landes" dont la collecte est aujourd'hui assurée par un réseau artificiel de fossés et qui, lors de fortes pluies, vient suralimenter les cours d'eau qui prennent "naturellement" naissance aux marges du plateau (Papy, 1977). Nous parlons bien de suralimentation, car les calibres des cours d'eau observés lors de la crue du 09/02/2016 montrent bien leur inadaptation aux débits générés par la collecte et l'agrandissement soudain et temporaire des limites des bassins versants. Le débit de fond ainsi que le soutien à l'étiage sont quant à eux assurés par un second processus qui est le drainage du système multicouche des nappes éocènes à miocènes ainsi que par les décharges des nappes contenues dans les terrasses fluviales perchées (Karnay et al., 2008). **De fait, le Plateau landais médocain peut-il être considéré comme une zone source temporaire ainsi qu'un secteur de recharge des nappes subprofondes des terrains tertiaires sous-jacents.**

Au niveau du Médoc, les ensembles marno-calcaires oligocènes et éocènes permettent l'individualisation de collines propices à la création d'un court réseau hydrographique hiérarchisé. Celui-ci est cependant vite avorté par la proximité des colmatages flandriens qui en constituent le niveau de base.

Le domaine de transition :

À l'est de la zone d'étude, s'étendent des massifs élevés chapeautés par des surfaces relictuelles pliocènes perchées, témoin des anciens niveaux du relief. Ces surfaces témoins permettent en outre de mesurer l'intensité du défoncement de ces vieilles surfaces par le réseau hydrographique. Ce domaine part des vastes surfaces de la Double saintongeaise, passe par les collines du Blayais jusqu'à la terminaison nord-est du massif molassique de l'Entre-Deux-Mers.

Au nord de la Dordogne, ce domaine à dominante sud-armoricaine, est la terminaison d'un vaste glacis d'épandage venant du nord-est et dont on retrouve la forme lorsque l'on fait des coupes topographiques décakilométriques (Figure 9). Ce glacis est jalonné de nombreux dépôts de sables quartzitiques continentaux et d'altérites qui composent

cette région entre Montendre et Blaye, témoins d'un ancien delta (Platel, 1978) et d'un glacis pédimantaire (Daniou, 1978). Cette formation est représentée sur la carte morphostructurale par le "glacis d'épandage éo-oligocène". **Cette zone possède un relief de faible énergie, mais son éloignement à la côte et son altitude élevée permettent cependant la formation d'un réseau hydrographique hiérarchisé avec de larges têtes de bassin.**

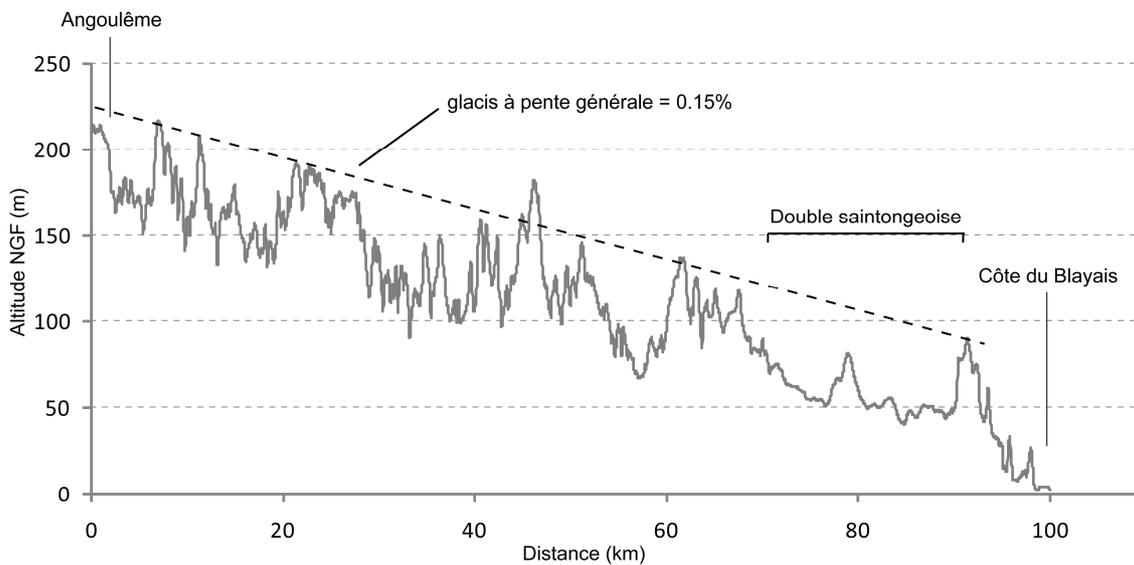


Figure 9 - Coupe topographique des hauteurs d'Angoulême aux côtes du Blayais. En gris, les altitudes issues de la BD-Alti25©IGN, en noir tireté, la reconstitution grossière du profil du glacis topographique d'une pente générale de 0.15% et recouvert sur quasiment toute sa longueur des dépôts éocènes à matériel cristallin issu du démantèlement du Massif central.

Vers le sud-ouest, ces formations détritiques continentales s'imbriquent avec des formations franchement littorales à marines qui forment les "collines du Blayais". Le relief y est plus énergique favorisant de fait l'initiation d'un réseau hiérarchisé qui s'organise à partir d'un lambeau de surface résiduelle à couverture détritique continentale pliocène autour de St-Trojan. **L'ordination prend ici un sens avec le développement de nombreuses têtes de bassin et une ordination rapide.**

Enfin, entre Dordogne et Garonne, la terminaison de l'Entre-Deux-Mers présente une morphologie de collines fortement disséquées. Le dispositif lithostructural y est relativement simple : une ancienne terrasse fluviatile de la Garonne de 15 à 20m d'épaisseur reposant sur les calcaires oligocènes (Figure 10). Le dispositif morphostructural est également assez simple : de hautes surfaces résiduelles formant des lignes d'interfluves entre des vallons disséquant la masse calcaire par érosion régressive². Le versant garonnais est plus entamé que celui de la Dordogne qui présente un petit glacis de raccordement avec un système de terrasses perchées. Ce dispositif est le même qu'en rive gauche de la Garonne attestant de la rotation vers le nord-est de l'ensemble du système hydrographique Garonne/Dordogne. **L'ensemble du réseau est bien hiérarchisé avec une ordination classique et des transitions entre les vallons colluviaux et les vallons alluviaux qui semblent assez nettes.**

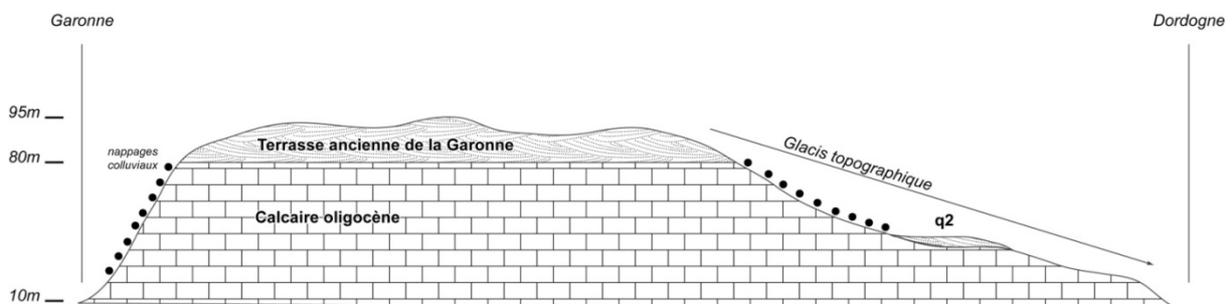


Figure 10 - Dispositif lithostructural de la terminaison nord-ouest des collines de l'Entre-Deux-Mers. q2, terrasse moyenne de la Dordogne.

² À cet égard, cet ensemble morphostructural se rapproche du Blayais.

2.2.3. Conclusions sur la carte morphostructurale

La carte morphostructurale permet d'avoir une lisibilité des principales structures morphologiques qui contrôlent l'organisation du relief et des écoulements de surface. Les principales conclusions sont :

1. Côté charentais, un développement de réseaux hydrographiques cataclinaux contrôlés par les valeurs de pendage et la couverture éocène,
2. Côté landais du Médoc, l'existence d'une "zone source" amont artificialisée, qui suralimente un réseau hydrographique qui prend ses sources sur les talus bordiers et est alimenté en fond par la vidange des nappes de subsurface et de subprofondeur. **Les têtes de bassin versant se localiseraient préférentiellement au niveau des marges du plateau.**
3. Côté oriental, les topographies sont dominées par des hautes surfaces résiduelles disséquées par l'érosion régressive récente ou des terminaisons de glaciaires à faible énergie de relief.

2.3. Définition des unités morphostructurales et caractérisation hydrographique

2.3.1. Analyse globale des structures hydrographiques

Sur la base de l'analyse morphostructurale précédente, nous avons retenu 13 unités morphostructurales. Les unités "basses" des marais (marais charentais et girondins), des plaines alluviales (vallées alluviales et Bec d'Ambès) ainsi que les littoraux atlantiques à dunes (cordon dunaire) ont été exclus des caractérisations hydrographiques pour deux raisons : i) de par leur nature morphologique, elles ne contiennent théoriquement pas de têtes de bassin versant³ et ii) le MNT à notre disposition n'est pas suffisamment précis pour analyser les zones planes des marais et plaines alluviales. Pour chacune des unités retenues, nous avons extrait quelques indicateurs morphométriques (altimétrie, système de pente) et hydrographique (densité du réseau et coefficient de fractalité) (Tableau 1 et annexe 3).

Tableau 1 - Caractéristiques morphométriques synthétiques des unités morphostructurales. Le "b" correspond à la valeur absolue de l'exposant puissance des ajustements réalisés entre l'ordre de Strahler et la longueur cumulée de cours d'eau théorique (voir annexe 3). Les valeurs pour le Plateau landais ont été mises en italique du fait du peu de sens qu'elles possèdent (explications dans le texte).

Num	Unité	Surface (km ²)	Longueur réseau (km)	Densité (km/km ²)	Altitude max (m)	Altitude moy (m)	Altitude std (m)	Pente max (°)	Pente moy (°)	Pente std (°)	r ²	b
5	Collines de l'Entre-Deux-Mers	79.3	133.3	1.7	89.00	50.38	21.61	35.50	3.08	3.40	0.83	-1.8
4	Collines du Blayais	125.8	223.2	1.8	92.00	41.01	19.26	29.09	3.01	2.67	0.95	-1.57
3	Littoral fossile de Vitrezay	138.2	268.2	1.9	103.00	35.01	19.35	28.58	3.17	2.93	0.98	-1.65
2	Côtes du royannais	107.0	210.8	2.0	54.00	16.35	10.77	29.83	1.94	1.88	0.87	-1.88
7	Province détritico saintongeaise	352.3	693.9	2.0	138.00	43.11	23.44	21.01	1.37	1.13	0.84	-2.12
8	Cuesta de Mirambeau	255.1	553.9	2.2	111.00	46.91	25.71	22.46	2.75	2.23	0.95	-1.63
6	Terrasses garonnaises	666.1	1663.4	2.5	57.00	31.42	13.16	11.97	0.57	0.72	0.92	-2.12
11	<i>Plateau landais</i>	<i>523.2</i>	<i>1359.4</i>	<i>2.6</i>	<i>67.00</i>	<i>32.53</i>	<i>17.66</i>	<i>15.03</i>	<i>0.18</i>	<i>0.43</i>	<i>0.97</i>	<i>-2.26</i>
10	Collines éo-oligocène de St-Estèphe	249.5	696.5	2.8	35.00	16.61	7.15	11.47	0.68	0.85	0.92	-1.95
1	<i>Cordon dunaire</i>	<i>198.4</i>	<i>355.4</i>	<i>1.8</i>	<i>62.00</i>	<i>14.32</i>	<i>8.27</i>	<i>23.58</i>	<i>1.92</i>	<i>2.56</i>	<i>0.67</i>	<i>-4.16</i>
9	<i>Marais flamandais charentais</i>	<i>130.9</i>	<i>360.9</i>	<i>2.8</i>	<i>36.00</i>	<i>2.88</i>	<i>1.60</i>	<i>23.70</i>	<i>0.23</i>	<i>0.77</i>	<i>0.94</i>	<i>-1.86</i>
12	<i>Vallées alluviales et Bec d'Ambès</i>	<i>247.8</i>	<i>892.3</i>	<i>3.6</i>	<i>25.00</i>	<i>4.21</i>	<i>1.83</i>	<i>24.58</i>	<i>0.26</i>	<i>0.66</i>	<i>0.97</i>	<i>-1.69</i>
13	<i>Marais flamandais girondins</i>	<i>308.1</i>	<i>794.4</i>	<i>2.6</i>	<i>35.00</i>	<i>6.45</i>	<i>3.38</i>	<i>9.45</i>	<i>0.31</i>	<i>0.59</i>	<i>0.96</i>	<i>-1.94</i>

De prime abord, l'analyse du tableau 1 permet de voir la différence qui existe entre les zones landaises du Médoc et ses périphéries et les autres secteurs. C'est une zone de faible pente, mais de forte densité hydrographique théorique, liée notamment à la platitude du relief qui génère une désorganisation des flux et une complexification artificielle des réseaux. Cette densification artificielle liée à la modélisation se raccroche cependant à la réalité des faits, le plateau landais médocain possédant une densité réelle de drains et de collecteurs répondant à cette donnée morphologique d'un endoréisme naturel.

À l'échelle globale, il est intéressant de constater deux relations statistiques :

³ Les massifs dunaires représentent sur ce point un cas à part car il y existe une multitude de micro-bassins versants. Cependant, de par la nature très filtrante du substrat et les lacunes de connaissances sur cette question à l'heure actuelle, nous avons préféré exclure cette unité.

En premier lieu, il existe une relation linéaire forte ($r^2=0.82$) entre la pente moyenne de l'unité morphostructurale et sa valeur de fractalité b (Figure 11). Cette valeur b exprime ici l'équilibre du réseau, plus la valeur se rapproche de -1, plus l'ordination est équilibrée.

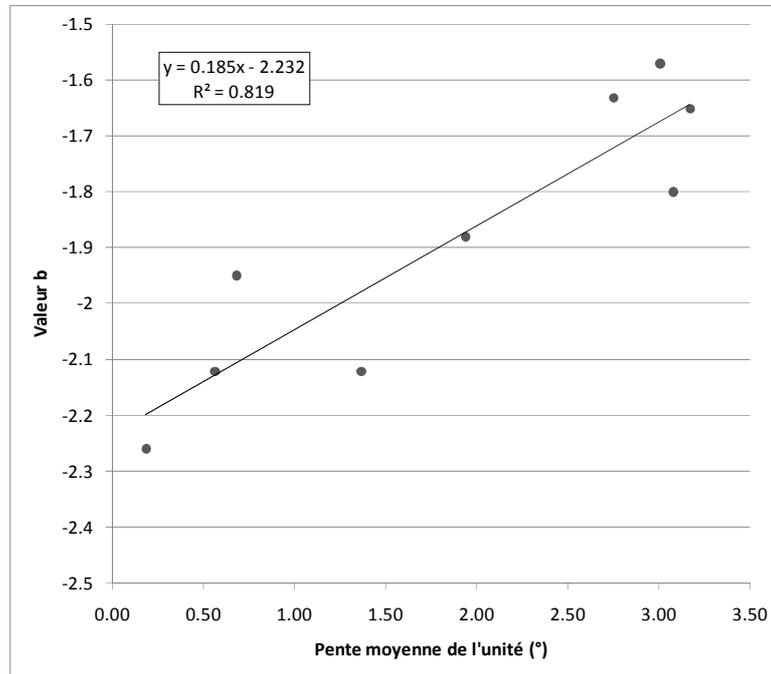


Figure 11 - Relation Pente moyenne /b sur le SAGE Estuaire de la Gironde.

Sur cette figure 11, on voit nettement que plus le relief est important au sein de l'unité morphostructurale, plus le réseau hydrographique s'ordonne régulièrement avec un équilibre dans l'ordination des cours d'eau. **La pente moyenne de l'unité peut donc être considérée comme un indicateur de la pertinence de l'ordination de Strahler pour la définition des têtes de bassin versant**, les unités à relief important se prêtant mieux à l'utilisation de l'ordination.

En second lieu, une autre relation intéressante est celle qui relie les diverses pentes (moyenne, maximale et l'écart-type) avec la densité du réseau hydrographique (Figure 12). Les relations sont diversement corrélées mais sont toujours significatives et **montrent une relation inverse entre la complexité du relief et la densité du réseau hydrographique**. Cette relation est délicate à expliquer sans une étude géomorphologique plus approfondie et nous ne pouvons, à ce stade, qu'avancer des hypothèses tirées de la littérature.

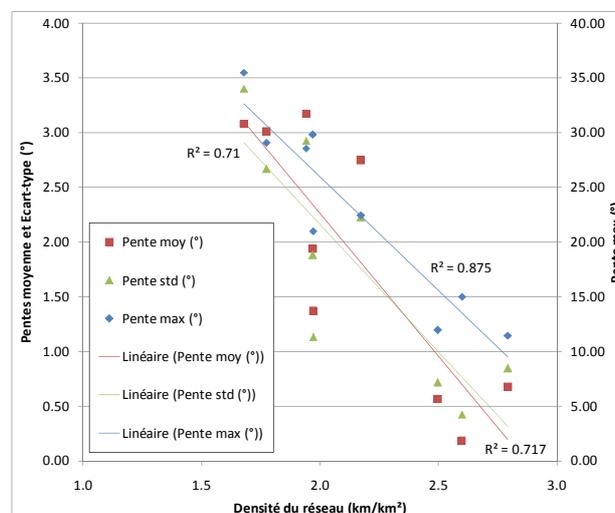


Figure 12 - Relation entre la densité du réseau hydrographique et les divers indices de pente des unités morphostructurales.

L'hypothèse d'une différence d'âge des réseaux est à retenir (Talling and Sowter, 1999). Sur le côté landais médocain, le réseau semble manifestement plus jeune avec une ordination déséquilibrée et des morphologies longiformes qui attestent de la dynamique de pénétration longitudinale au sein du plateau plutôt que de dynamiques d'extension latérale. Cependant, dans le cadre de cette étude, nous ne pouvons pas plus étayer l'hypothèse.

Une deuxième hypothèse, avancée par Talling and Sowter (1999) serait que cette relation indique une prédominance des morphogénèses par mouvements de masse par rapport aux processus de ruissellement de surface. Cette hypothèse serait en cohérence avec le fort empâtement des versants par les matériaux colluviaux mis en place postérieurement au Pléni-glaciaire par des processus géli- et solifluidaux périglaciaires et qui marquent encore aujourd'hui la morphologie des bassins versants. Cette hypothèse serait indirectement en accord avec les observations de Carlston (1963) qui a observé une relation inverse entre la densité de drainage et l'augmentation de la part du ruissellement hypodermique. Or, l'importance des dépôts et des nappages de versant est favorable aux infiltrations de subsurfaces ce qui va dans le sens d'une part importante d'écoulements hypodermiques par rapport aux ruissellements de surface et donc à une baisse des densités de drainage.

Une autre hypothèse, non exclusive, est celle de l'importance de la lithologie. En effet, nous observons de plus faibles densités de drainage sur les unités morphostructurales développées sur les calcaires crétacés et oligocène avec peu de couverture. Il est ici tout à fait envisageable d'avoir des infiltrations de type "karst couvert" qui limitent les effets de ruissellement sur le long terme et freinent le développement de réseaux hydrographiques hiérarchisés.

2.3.2. Caractérisation des unités morphostructurales

À partir de ces analyses globales, nous proposons pour chacune des 9 unités morphostructurales retenues, une caractérisation synthétique. La carte des unités est présentée en Figure 13. Les planches photographiques sont présentées suite aux annexes.

Côtes du Royannais (107 km²) – unité 2 :

Unité de revers de cuesta développée dans les calcaires campaniens, elle est caractérisée par un littoral rocheux, des versants courts et un réseau simplifié peu hiérarchisé en 4 ordres. Les BV alimentant des cours d'eau cataclinaux y sont réduits avec des ruisseaux côtiers d'ordre 2 qui rejoignent l'estuaire (ouest de Royan) ou à des réseaux plus hiérarchisés mais peu dendritiques, leur structuration se limitant souvent à des BV d'ordre 1 alimentant directement un drain principal. L'altitude maximale de 54m et la proximité du niveau de base en font un secteur de pente modérée en moyenne mais avec l'existence de pentes fortes dans les avals pour les ruisseaux côtiers et les secteurs amont pour les systèmes hiérarchisés.

Littoral fossile de Vitrezay (138.2 km²) – unité 3, planche I :

Unité du revers de la cuesta campanienne, elle se singularise par un littoral fossile entourant une baie aujourd'hui colmatée par les remplissages flandriens. Hormis les falaises mortes ou les estrans colmatés, ce littoral possède une suite de rias fossiles reconnaissables à leurs versants bordiers raides (15 à 20°) et leurs fonds plats colmatés d'argiles fluvio-marines. **Cette morphologie qui déconnecte les versants du fond de vallée peut rendre inopérant le critère d'ordre de Strahler pour la définition de têtes de BV** étant donné que certains BV d'ordre 2 ont des fonctionnements de vallée alluviale avec une déconnexion entre le fond de vallée et les versants. L'altitude maximale supérieure à 100 m, très proche du niveau de base, ainsi que l'héritage morphologique de ria en fond un secteur pentu (3.17° de pente moyenne) contraignant les cours d'eau à des profils assez raides et directs sans chevelu, limitent l'extension et la complexification du réseau hydrographique.

Collines du Blayais (125.8 km²) – unité 4, planche II :

Ces collines culminent à un peu plus de 90 m tout en étant très proches de leur niveau de base. Les pentes générales y sont logiquement élevées (>3°) avec des pentes maximales proches de 30°. Le réseau hydrographique entaille profondément la masse de produits détritiques et marins et dissèque les hautes surfaces pliocènes dont il ne subsiste qu'un mince lambeau orienté N-S. Le réseau prend ses racines sur les bordures de ce lambeau qui concentrent une grande partie des têtes de bassin versant. **La hiérarchisation est rapide mais, d'après nos observations de terrain, certains BV d'ordre 3 montrent encore une morphologie de vallons colluviaux et seraient à considérer encore comme des têtes de bassin versant.** La valeur de *b* est proche de -1 ce qui va dans le sens d'un certain équilibre de la hiérarchie du réseau avec de bons relais amont-aval.

Collines de l'Entre-Deux-Mers (79.3 km²) – unité 5 :

Culminant à près de 90 m mais attaquées par les vagues d'érosion régressive venant à la fois du nord (Dordogne) et du sud-ouest (Garonne), cette unité est la plus disséquée ce qui s'exprime bien par les fortes pentes (3.08° en moyenne et jusqu'à 35° de pente maximale), et la forte variabilité du relief (écart-type à 3.40°) qui signifient la forte différenciation du relief. Cette partie située au-dessus du Bec d'Ambès est d'ailleurs la moins pentue de la terminaison de l'Entre-Deux-Mers qui présente des reliefs encore plus différenciés. La densité du réseau hydrographique y est faible mais très bien hiérarchisée et concentrée, exception faite des bassins versants simples d'ordre 1 à 2 se jetant directement dans la Garonne (effet de la forte pente, cours d'eau récents attaquant la corniche calcaire bordière de la rive droite de la Garonne). **L'ordination de Strahler est également pertinente dans ce contexte pour différencier les vallons colluviaux des vallées à dominante alluviale.**

Terrasses garonnaises (666.1 km²) - unité 6, planche III :

Vaste secteur bordier du plateau landais médocain, il est caractérisé par de faibles pentes (0.57° de pente moyenne et à peine 12° de pente maximale) mais une forte densité théorique de drainage. Son facteur de fractalité b à -2.12 exprime un important déséquilibre de la hiérarchie du réseau dû à une prédominance des BV d'ordre 1 à 3. Cette structuration s'explique par le fait que les cours d'eau sont actuellement dans une phase de pénétration dans le plateau landais avec des drains principaux très longs traversant d'est en ouest le système de terrasses étagées, mais encore peu ramifiés en amont et absolument pas ramifiés sur les flancs. De fait, le réseau présente une morphologie en "arête de poisson" avec une colonne vertébrale et des BV simplifiés qui viennent confluer directement avec cette colonne. Ceci est typique des phases d'initiation du réseau hydrographique en contexte de surface plane ayant subi une forte variation du niveau de base (Poiraud, 2012). L'indice b semble exprimer ici la jeunesse du réseau hydrographique qui est loin de sa maturité. De plus, dans les parties les plus proches de la bordure du plateau landais, les trop faibles pentes conduisent à une divagation "numérique" des réseaux qui tend à enfler la longueur cumulée des cours d'eau d'ordre 1⁴. Les têtes de bassin versant se situent naturellement sur les bordures du plateau landais en amont des cours d'eau principaux et au niveau des têtes d'érosion régressive attaquant les terrasses perchées. **L'ordination de Strahler nous semble par contre délicate à utiliser du fait du fort déséquilibre structurel (indice b) qui fait passer rapidement des ordres 1 à 4 sans qu'il y ait un réel changement fonctionnel dans les processus liant les versants aux thalwegs.**

Provinces détritiques saintongeaises (352.3 km²) – unité 7, planche IV :

C'est une région élevée mais relativement éloignée du niveau de base. Sa couverture éocène de sables quartzitiques et d'argiles lui confère une certaine imperméabilité et les morphologies de glaciaires à peine remodelées en font une région relativement plane que certains auteurs comparent au plateau landais (notice géologique de Montguyon). Le réseau hydrographique s'organise selon la pente générale du glaciaire avec une densité moyenne par rapport aux autres unités mais surtout, avec un b à -2.12 qui témoigne de la structuration du réseau autour d'axes majeurs longiformes avec une moindre extension latérale (structure en peigne mais peu dendritique). La faible énergie de relief (pente moyenne de 1.37°) confère aux dynamiques géomorphologiques une relative atonie et, sur le terrain, le ralentissement des flux amène à de **nombreuses zones que l'on pourrait qualifier "d'humides"**. Les cours d'eau sont très peu encaissés et en connexion directe avec de longs versants. Ce caractère de faible énergie fait que les processus alluviaux peinent à se mettre en place et il n'est pas rare d'observer des cours d'eau d'ordre 3 qui ne sont en fait que des petits thalwegs à peine flanqués de banquettes colluvio-alluviales. **Si l'ordination de Strahler peut avoir un sens pour la classification des têtes de bassin versant, les seuils retenus devront cependant être adaptés au contexte géomorphologique local.**

Cuesta de Mirambeau (553.9 km²) – unité 8, planche V :

Située sur la fermeture périclinale sud-est de l'anticlinal de Jonzac, cette cuesta atteint ici son point le plus élevé (>110 m) tout en ayant un relèvement des pendages et une orientation de celui-ci vers le SSO. Ce dispositif structural conduit à un renforcement du caractère cataclinal du réseau avec notamment un renforcement de l'encaissement et donc, une énergie de relief plus importante (pente moyenne de 2.75°). Son éloignement du niveau de base permet en outre un plus fort développement du réseau avec des ordinations équilibrées ($b=-1.63$) et avec des valeurs de distance plus élevées. La densité du réseau est importante par rapport aux autres unités de la cuesta, certainement liée à la couverture éocène et à la plus grande extension de l'unité. **L'ordination prend ici tout son sens avec des cours d'eau d'ordre 2 qui drainent des surfaces suffisamment importantes pour générer en aval de leurs confluences de véritables vallées alluviales.** Dans le détail, le réseau prend naissance non loin du sommet de la cuesta et sur les bordures des surfaces résiduelles qui dessinent des lambeaux d'orientation NE-SO, dans le sens du

⁴ À noter que cette "surestimation" du réseau théorique est cependant justifiée par une augmentation réelle de la densité des collecteurs artificiels sur le SCAN25. Le modèle hydrographique converge donc avec la réalité-terrain.

pendage. **Ce sont dans ces contextes morphologiques que se trouvent les plus grandes concentrations de têtes de bassin versant.**

Collines éo-oligocènes de St-Estèphe (249.5 km²) – unité 10, planche III :

Cette unité adossée au plateau landais médocain au sud s'ouvre sur l'estuaire de la Gironde duquel il est séparé par un maigre cordon de remplissages flandriens lesquels pénètrent plus largement cette unité par les avals des cours d'eau. De faible altitude moyenne (17 m) et d'assez faible énergie de relief (pente moyenne à 0.68° et pente maximale <12°), cette unité possède un réseau qui est structuré de la même manière que celui de l'unité des terrasses garonnaises, à savoir de longs cours d'eau allongés et tendus mordant le rebord du plateau landais, avec des amonts peu développés mais atteignant vite des ordres élevés et des apports latéraux courts de BV d'ordre 1 à 2. L'indice de fractalité reste élevé, proche de -2, et la densité élevée du réseau est liée à la complexité du relief qui, même de faible énergie, présente un ensemble confus de petites collines. La coïncidence des isohypses de l'aquifère superficiel avec la surface topographique signalée dans les notices des feuilles géologiques de Lesparre-Médoc et St-Laurent-et-Benon - *caractéristique d'une alimentation par infiltration directe des eaux de pluie* - nous fait songer à l'importance de ces émergences dans l'initiation des vallons dans un jeu d'interaction avec les processus d'érosion régressive. **Quoiqu'il en soit, les têtes de bassin versant semblent théoriquement nombreuses dans la partie de collines (BV latéraux des cours d'eau principaux) tandis qu'à l'approche du plateau, le réseau se désorganise et tend à s'artificialiser rendant plus délicat le repérage des "vraies" têtes de bassin versant.**

Plateau landais médocain (523.2 km²) – unité 11, planche VI :

Vaste zone plane (pente moyenne à 0.18°) penchée vers le NO, le plateau landais médocain est un exemple d'endoréisme naturel. Ici, l'ordination de Strahler perd tout son sens tout comme la notion de tête de bassin versant. Les critères morphométriques hydrographiques n'ont ici que peu de sens (italique dans le tableau 1). **Cette unité est surtout marquée par le niveau piézométrique subaffleurant qui est contrôlé par un important réseau de fossés et de collecteurs suralimentant les cours d'eau naturels prenant naissance sur ses bordures. L'intérêt fonctionnel (hors intérêt naturel patrimonial) de la zone réside surtout dans son rôle de "source" ou de château d'eau superficiel alimentant les bordures ainsi que les nappes profondes. Nous le considérons comme tel pour la cartographie des têtes de bassin versant.**

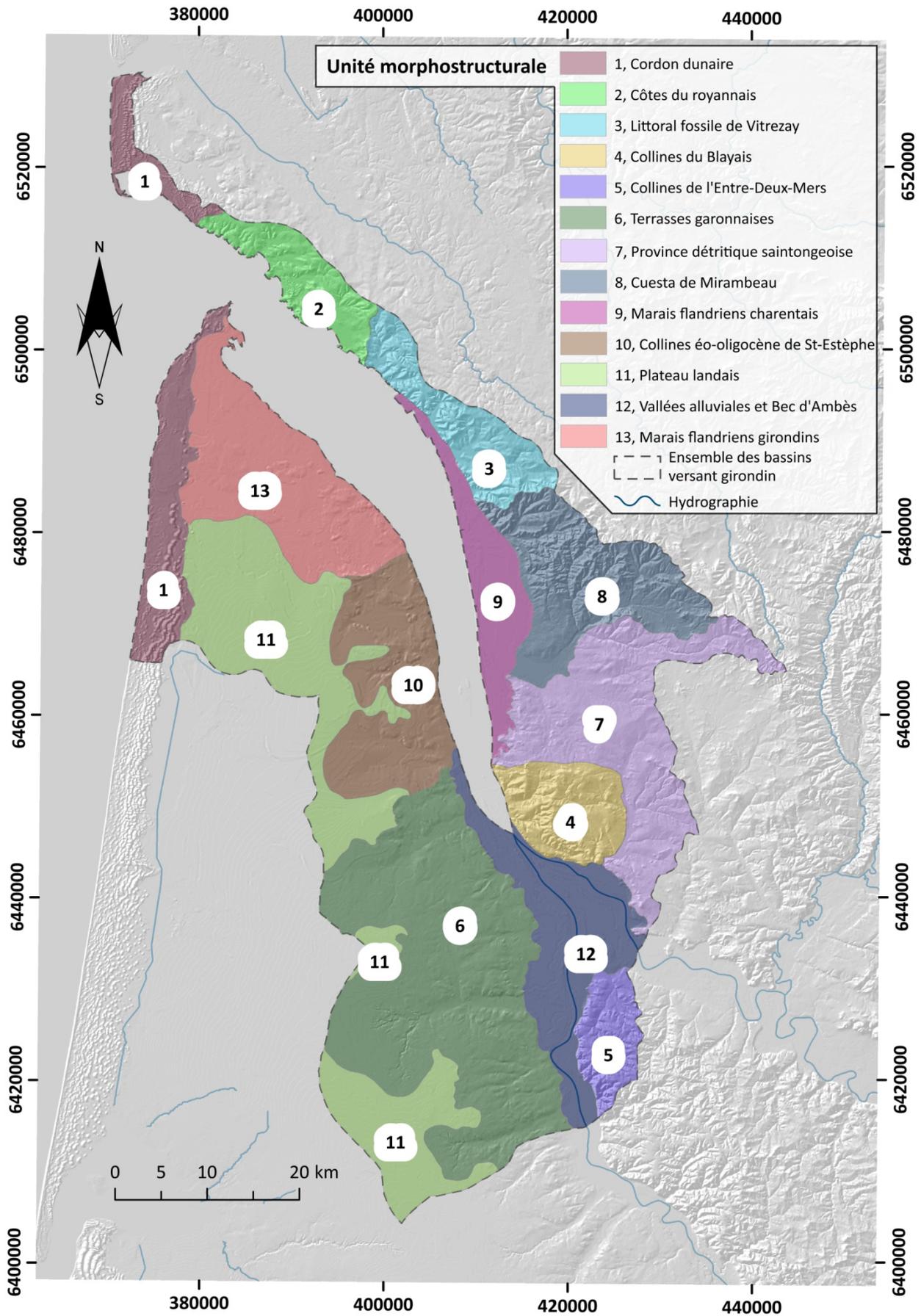


Figure 13 - Carte des unités morphostructurales.

2.4. Synthèse

En synthèse, le Tableau 2 reprend l'ensemble des unités morphostructurales en rappelant les caractéristiques principales ainsi que les orientations méthodologiques pour la cartographie des TBV.

Tableau 2 - Synthèse et préconisations pour la cartographie des têtes de bassin versant pour chaque unité morphostructurale.

Num	Unité	Caractéristiques principales	Préconisations
2	Côtes du royanais	Problème des ruisseaux côtiers qui sortent de toutes définitions formelles concernant les TBV. La grande majorité des BV sont d'ordre 1 et 2 dans un contexte côtier.	Ces caractéristiques rendent inopérante toute cartographie "automatique" et passent par un travail de terrain pour réaliser une typologie fonctionnelle plus que morphométrique . Ce travail imposera de réfléchir spécifiquement à la notion de "TBV côtier" qui n'existe actuellement pas dans la littérature.
3	Littoral fossile de Vitrezay	Les amonts des BV sont bien hiérarchisés avec un début de dendritisation des réseaux de vallons secs colluviaux. Par contre, les avals sont marqués par les morphologies fossiles de ria qui faussent complètement les caractères fonctionnels attribués classiquement aux ordres de Strahler.	Si une cartographie "automatique" est envisageable sur les parties amonts dominées par des vallons secs colluviaux, celle-ci semble inopérante sur les avals avec des morphologies de ria. Sur les parties avals, une cartographie experte basée sur les fonctionnalités semble plus adaptée avec là encore une réflexion particulière sur ces BV de ria.
4	Collines du Blayais	Bonne hiérarchisation du réseau avec des morphologies dendritiques. Il existe des vallons colluviaux même dans les BV d'ordre 3.	L'unité se prête bien à une cartographie automatique basée sur l'ordre de Strahler et la pente . Cependant, les seuils seront à repenser en s'appuyant sur des observations de terrain plus fines afin de caler le modèle.
5	Collines de l'Entre-Deux-Mers	Bonne hiérarchisation du réseau avec des morphologies dendritiques. Il existe cependant une série de petit vallon pentu en rive droite de la Garonne qui pourrait avoir un caractère torrentiel, à confirmer.	L'unité se prête bien à une cartographie automatique basée sur l'ordre de Strahler et la pente . Le cas des BV de rive droite de la Garonne sera cependant à considérer à la lumière de quelques observations de terrain.
6	Terrasses garonnaises	Réseau longiforme, peu dendritique sur les amonts et alimenté latéralement par des BV d'ordre 1. Importance de l'artificialisation dans les parties amont liée à la faible capacité d'écoulement et de concentration (pente trop faible). Importance supposée des alimentations par les nappes superficielles et de sub-profondeurs.	L'ordination de Strahler est largement faussée par la densification artificielle du réseau liée à la planéité amont et donc difficilement utilisable sur les amonts. Elle aura par contre plus de sens pour les BV tributaires le long du chenal principal à partir des cours moyens et aval . Le critère des surfaces drainées est à tester. Une validation terrain est nécessaire.
7	Province détritique saintongeaise	Faible énergie de relief, longs versants, relative atonie des processus géomorphologiques, réseau longiforme et encore peu dendritique, prolongement des fonctionnalités des TBV sur des ordres de Strahler ≥ 3 .	Le réseau est sub-naturel et l'ordination de Strahler garde sa pertinence . Cependant, les transitions entre TBV et vallons alluviaux semblent se passer pour des ordres 3 au moins. Le critère de pente et de surface drainée pourrait compléter la modélisation des TBV, moyennant une phase de calibration de terrain .
8	Cuesta de Mirambeau	Réseau dendritique et bien hiérarchisée avec des surfaces de BV d'ordre 1 et 2 suffisantes pour générer de vraies petites vallées alluviales en ordre 3. Les pentes des BV d'ordre 1 et 2, essentiellement situés en amont sur le haut du revers de cuesta, sont $>1\%$.	La méthode Loire-Bretagne semble pouvoir s'appliquer ici .
10	Collines éo-oligocène de St-Estèphe	Réseau longiforme, peu dendritique sur les amonts et alimenté latéralement par des BV d'ordre 1. Importance de l'artificialisation dans les parties amont liée à la faible capacité d'écoulement et de concentration (pente trop faible). Importance supposée des alimentations par les nappes superficielles et de sub-profondeurs.	L'ordination de Strahler est largement faussée par la densification artificielle du réseau liée à la planéité amont et donc difficilement utilisable sur les amonts. Elle aura par contre plus de sens pour les BV tributaires le long du chenal principal à partir des cours moyens et aval . Le critère des surfaces drainées est à tester. Une validation terrain est nécessaire.
11	Plateau landais	Surface plane endoréique sans écoulement concentré naturellement. Le réseau d'écoulement est artificiel. La zone constitue un réceptacle des apports météoriques et assure un rôle de redistribution en profondeur par infiltration et en surface par suralimentation des BV aval (augmentation temporaire des BV). Système hors des définitions de TBV.	Exclusion de la zone pour la cartographie des TBV. La configuration géomorphologique avec un héritage endoréique ne rentre pas dans les conceptions hydrologiques classiques sous-jacentes au concept de TBV. Par contre, cette zone assure un réel rôle fonctionnel d'un point de vue hydrologique et hydrogéologique .
1	Cordon dunaire	Système filtrant sans écoulements de surface pérennes.	<i>N'est pas concernée par la cartographie des TBV. Il semble exister ponctuellement des alimentations par recoupement des nappes phréatiques lors de leur mise en charge.</i>
9	Marais flandriens charentais		
12	Vallées alluviales et Bec d'Ambès	Zones basses aval, d'accumulation, à topographie non différenciée. Ces unités constituent des zones de réception.	<i>Ces unités ne sont pas concernées par le concept de TBV du fait de leur situation en aval, de leur planéité et de leur fonctionnement "amphibie".</i>
13	Marais flandriens girondins		

Chapitre 3.

Cartographie des TBV : mise en place d'une méthode et test sur le BV d'Artigue-Maqueline

3.1. La cartographie des TBV des "terrasses garonnaises" : méthodologie retenue

A partir de la bibliographie (ch.1) et de l'analyse morphostructurale (ch.2), nous partirons sur une méthode *a priori*, mais que l'on agrémentera d'une phase de validation terrain et de recalibration afin de proposer une cartographie plus robuste, dans l'esprit des travaux de Clarke et al. (2008).

Pour implémenter une approche *a priori*, nous retenons pour l'unité morphostructurale des "Terrasses garonnaises" et le BV d'Artigue-Maqueline, les critères de définition d'une TBV suivants :

- BV de cours d'eau naturel à subnaturel d'ordre de Strahler 0 ou 1 au moins,
- Surface d'initiation des écoulements <1 km²,
- Formations superficielles nappant le fond de thalweg à faciès colluvial ou colluvio-alluvial,
- Absence de banquettes alluviales nettes mais possibilité de présence de banquettes colluvio-alluviales intermittentes,
- Ecoulements permanents ou non permanents.

Comme indiquée précédemment, la stratégie de modélisation cartographique des TBV sur l'unité des "Terrasses garonnaises" sera *a priori* et complétée avec une phase de validation et de réajustement "terrain". A savoir que la méthodologie présentée ci-après n'est valable que pour cette unité avec une extension possible sur celle des "Collines éo-oligocènes de St-Estèphe" moyennant quelques nouvelles calibrations "terrain".

3.1.1. Les données de base

Nous avons à notre disposition les données suivantes :

- BD Alti 25m© de l'IGN,
- BD-TOPO© (composantes hydrographique et altimétrique),
- BD Carthage© version 2014 pour la composante hydrographique,
- Les cartes géologiques à 1/50000 en raster (flux WMS),
- Le SCAN25© de l'IGN (format raster).

La BD-Alti25m est le seul MNT qui couvre l'entièreté de la zone d'étude. Le RGE à 1m couvre toute l'unité morphostructurale des "Terrasses garonnaises" mais présente un état de surface très rugueux relativement impropre aux modélisations hydrographiques (Annexe 3) tandis que le LiDAR inframétrique n'était disponible que sur l'agglomération bordelaise et avec quelques problèmes de filtre. De fait, nous avons été contraints d'utiliser cette donnée qui reste très imprécise et nous empêche d'exploiter les paramètres dérivés du fait d'artefacts importants (Figure 14).

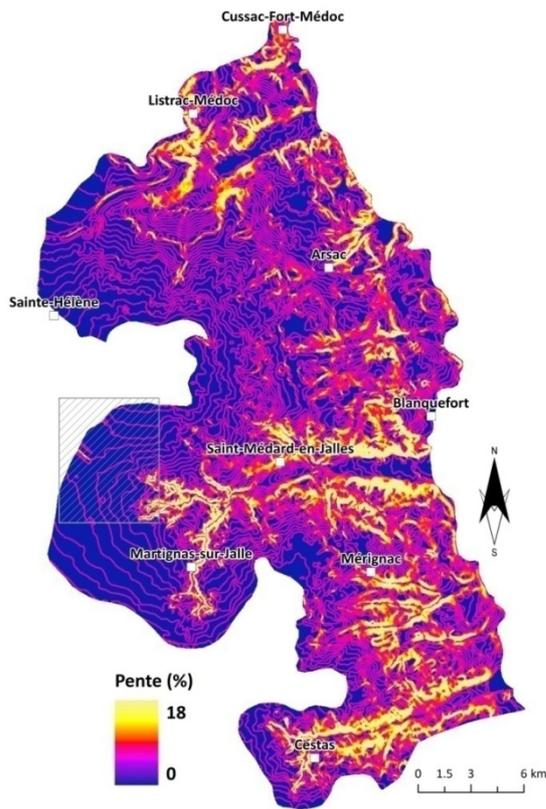
Nous avons tenté d'améliorer la BD-Alti avec la composante altimétrique de la BD-TOPO, mais celle-ci ne contient ni les courbes de niveaux, ni les points cotés ce qui ne permet pas d'améliorer substantiellement la qualité de la BD Alti.

Afin de réaliser les modélisations hydrographiques et l'ordination, il est nécessaire de "forcer" le MNT avec le réseau hydrographique (*burning stream*) afin que les continuités hydrologiques soient assurées. Cette manipulation impose d'utiliser un réseau hydrographique qui possède une topologie rigoureuse :

- Continuité des polylignes (un tronçon hydrographique correspond à une seule polyligne),
- Respect des jonctions (chaque tronçon confluent avec un autre doit être bien accroché),
- Homogénéité des sens des polylignes, celles-ci devant être tracées systématiquement d'amont en aval.

S'ajoutent à ces contraintes topologiques, les contraintes liées à la définition même des TBV. Appuyée par la synthèse bibliographique, nous avons fait le choix de ne retenir que les cours d'eau naturels à subnaturels et à écoulement permanent, excluant d'emblée les collecteurs artificiels et autres réseaux de fossés.

La composante hydrographique de la BD-TOPO est très dense (5106 tronçons totalisant 1644km de linéaire) mais ne respecte pas les règles topologiques édictées précédemment et concentre une grande part de réseaux artificiels (Figure 15a).



Il existe de nombreux problèmes de continuité hydrologique avec des organes sans exutoires de surface, des captures artificielles créant des déversements entre bassins versants et une importante indépendance du réseau à la topographie. Tous ces éléments rendent caduque une modélisation de l'ordination et un calcul des sous-bassins versants qui ne s'appuient alors que sur une réalité artificielle. Dans ces conditions, nous avons fait le choix d'éliminer la BD-TOPO pour réaliser le "toiletage" du MNT.

La BD-Carthage est beaucoup moins dense que la BD-TOPO (328 tronçons pour un linéaire cumulé de 893 km, voir (Figure 15b)). Par contre, elle respecte bien les règles topologiques nécessaires à la modélisation hydrographique et exclue une grande part de réseaux de collecteurs artificiels. Ses tracés prennent en compte jusqu'aux écoulements temporaires et avec une précision planimétrique équivalente à la BD-TOPO.

Les données de géologie ainsi que le SCAN25 nous ont servi essentiellement pour la reprise de la BD-Carthage et pour la phase de validation, comme données consultatives.

Figure 14 - Carte des pentes issues de la BD-Alti25m. Le carré gris encadre un exemple d'artefacts avec des "sauts" des valeurs de pente formant des courbes de niveau fictives et des planchers. Ce type d'artefact couvre toute la zone d'étude rendant l'exploitation de ce type de dérivée très délicate.

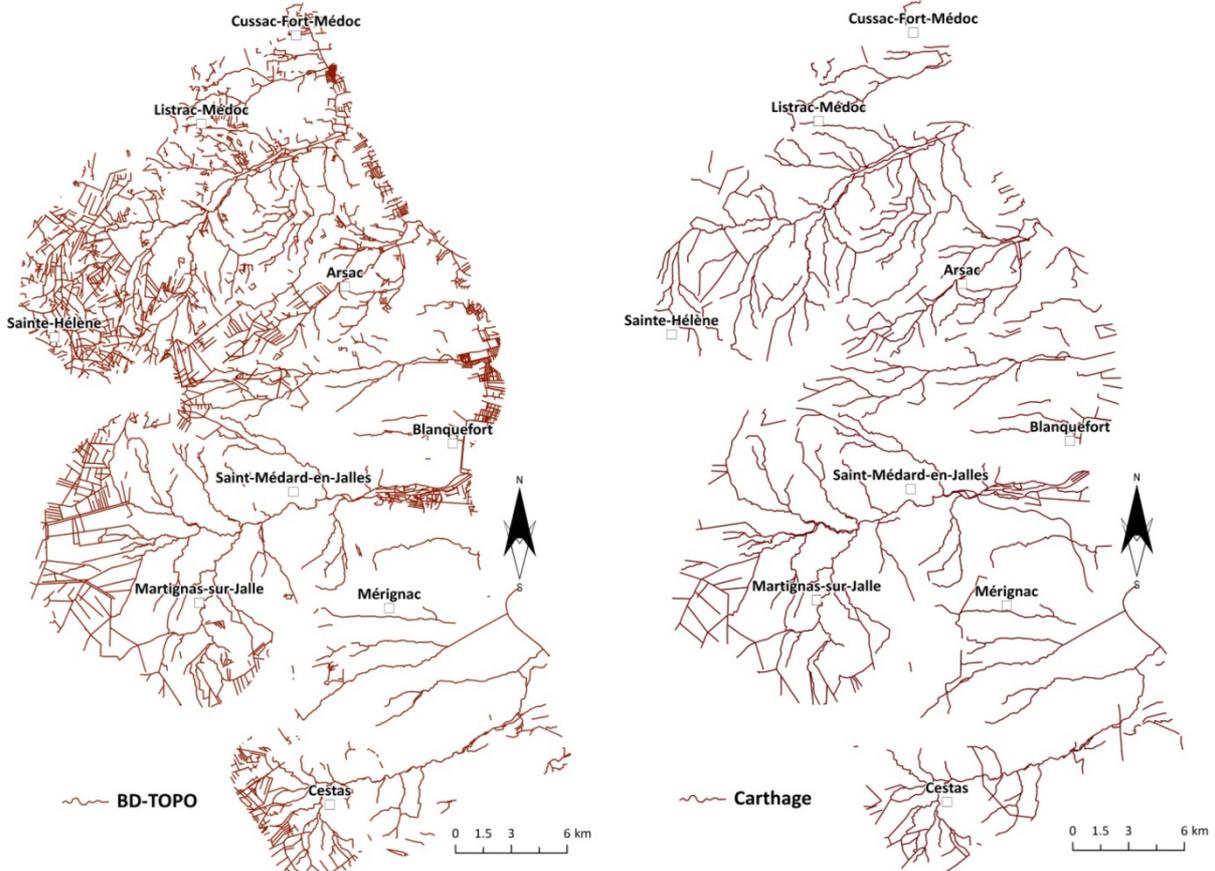


Figure 15 - Composante hydrographique de la BD-TOPO. A gauche, le réseau de la BD-TOPO. A droite, le réseau de la BD-Carthage.

3.1.2. Préparation des données et test des critères de TBV

Un important travail de filtre de la BD-Carthage a été réalisé manuellement en excluant les tronçons présentant un caractère artificiel manifeste (tracés géométriques, fossés, "crastes", tronçons isolés et sans raccords au réseau hydrographique, etc.). Nous avons également supprimé l'ensemble des tracés créant des déversements de bassin versant topographique. Nous nous sommes également référés à la carte de Cassini qui, bien qu'imprécise, permettait tout de même de retrouver les anciens tracés "naturels" des cours d'eau et d'asseoir nos choix. Cependant, nous avons conservé, sur les amonts, quelques branches "subnaturelles" qui correspondent à des prolongements artificiels de cours d'eau naturels sous formes d'anciens fossés assez peu géométriques⁵. Dans ce sens, nous avons parfois prolongé le réseau Carthage en amont afin d'y inclure les écoulements apparaissant intermittents sur le SCAN25©IGN. La base modifiée comprend au final 151 tronçons hydrographiques totalisant près de 556 km de linéaire hydrographique. Chaque départ de cours d'eau est considéré comme une source alimentée par le bassin versant topographique dont elle est l'exutoire (Figure 16).



Figure 16 - Réseau utilisé pour la modélisation et "sources théoriques" visant à tester les surfaces d'initiation. A gauche, le réseau modifié avec les points "sources théoriques". A droite, répartition spatiale des surfaces drainées par chaque source théorique.

Cette notion n'est bien sûr pas réelle, mais elle nous permet de tester la distribution des surfaces des TBV élémentaires considérées d'ordre 0 et d'ordre 1. Pour chaque source théorique, nous avons extrait le cumul des flux passant par ce point (*Flow accumulation*)⁶ qui est représenté par une totalité de pixels. Comme le MNT utilisé a une maille de 625 m², la somme des pixels permet de connaître la surface drainée par chaque source théorique. Les résultats montrent clairement une répartition des surfaces d'aire drainées dont la majorité (80%) est inférieure à 1 km² et dont près de 60% se positionne entre 0.1 et 1 km² (Figure 17). Ces résultats sont conformes aux bornes surfaciques trouvées dans la littérature et confortent l'hypothèse que les TBV sont réparties autour de ces points

⁵ Ce choix demeure critiquable mais il est motivé par des contraintes de modélisation. En effet, si nous commençons les réseaux "trop bas", le risque est important d'avoir un décalage de l'ordination vers l'aval et l'intégration de tronçons alluviaux au sein des TBV. Conserver ces prolongements permet de remonter en amont l'ordination et d'éviter cet écueil.

⁶ Cette donnée est dérivée du modèle hydrologique présenté en section 2.3

sources, parfois un peu plus en amont, parfois un peu plus en aval. Cette gamme de surface permettra de tester plusieurs surfaces d'initiation des écoulements et observer comment l'ordination de Strahler se structure.

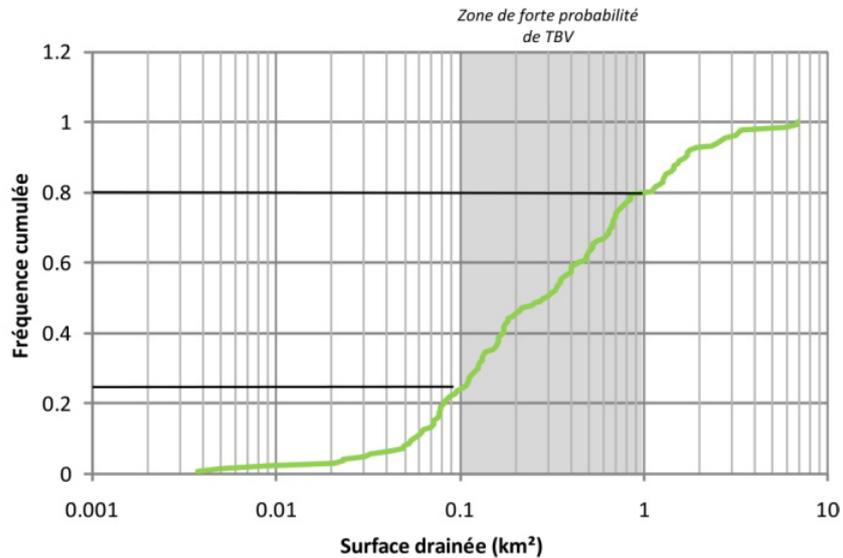


Figure 17 - Fréquence cumulée des aires drainées par les 137 sources théoriques.

La carte de la Figure 16 permet également de voir comment se répartissent les aires drainées avec globalement d'importantes aires drainées sur les amonts des réseaux tandis que les tributaires situés le long du continuum fluvial ont plus généralement de petites aires drainées. De fait, nous retenons une série d'aires d'initiation pour la construction hydrographique comprises entre 0.1 et 1 km² permettant de modéliser les ordres 0 et 1 et d'initier la construction de l'ordination de Strahler.

3.1.3. Modélisation hydrographique

La modélisation hydrographique s'est faite avec ArcHydro Tools, l'outil d'analyse hydrologique d'ArcGis. Le modèle utilise l'algorithme d'écoulement D8 (O'Callaghan and Mark, 1984) basé sur les 8 orientations possibles d'écoulement avec des pixels carrés (Figure 18).

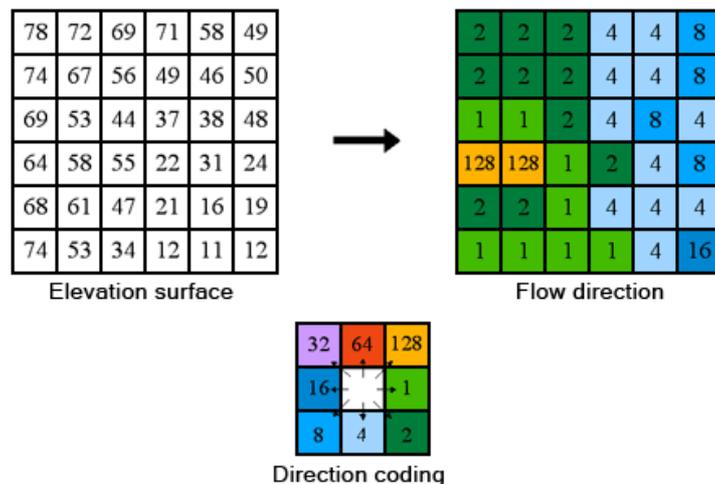


Figure 18 - Schéma du principe de l'algorithme D8. Schéma issu du site web d'ArcGis (http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/published_images/SAC_Hydro_Flow_direction.gif). En haut à gauche, matrice d'altitude, en haut à droite, les directions d'écoulement. En bas, la codification en fonction des orientations d'écoulement.

La modélisation suit des étapes bien normées :

1. *Production d'un MNT conforme aux exigences de l'algorithme D8.* Cette première phase consiste à imprimer le réseau hydrographique vectoriel sur le MNT (*burning stream*). Dans le cas présent, nous avons considéré une zone tampon de 125 m de longueur, soit 62.5 m de chaque côté de l'axe hydrographique. Cette largeur permet d'englober les banquettes colluvio-alluviales sans trop modifier le MNT brut. Au sein de cette zone tampon, nous avons abaissé l'altitude de 5 m afin de forcer l'écoulement. Cet abaissement est lissé car il est maximal à l'endroit du cours d'eau puis baisse plus on va vers l'extérieur de la zone tampon. Ensuite, afin d'éviter les effets de puits⁷ (*pit*), ce MNT modifié est soumis au processus de remplissage des puits (*pit filling*) qui vise à supprimer tous ces artefacts afin de conserver les continuités hydrologiques. L'algorithme utilisé est celui proposé par Jenson and Domingue (1988).

2. *Application de l'algorithme D8.* L'algorithme D8 est appliqué au MNT conforme via le module ArcHydro d'ArcGis. Cet algorithme produit une carte des directions d'écoulement (*Flow Dir*) qui permet par la suite de modéliser le réseau hydrographique.

3. *Modélisation du réseau hydrographique.* La modélisation du réseau hydrographique se fait en routine en suivant les étapes de calcul des accumulations de flux (*Flow Acc*), de la définition des cours d'eau (*Stream Definition*) puis de sa segmentation en tronçons connectés (*Stream segmentation*). Le calcul des ordinations selon Strahler se fait avec le réseau segmenté et la carte de direction des flux. Cette routine est dépendante de la surface d'initiation, c'est-à-dire le nombre de pixels accumulés à partir duquel on considère que l'écoulement permanent commence.

En lien avec les surfaces drainées pour chaque source théorique (Figure 16 et Figure 17), nous avons créé plusieurs modèles hydrographiques avec des surfaces d'initiation variant de 0.1 à 1 km² (0.1, 0.375, 0.5, 0.625, 0.75 et 1 km²). Chacun des modèles obtenus a ensuite été confronté aux sources théoriques pour voir les décalages qu'il y'avait (Annexe 4) et nous avons finalement retenu le modèle qui était statistiquement le meilleur (celui qui avait le moins de décalage par rapport aux sources), à savoir, **le modèle avec une surface d'initiation de 0.625 km².**

A partir de ce modèle, en continuant la routine d'ArcHydro, nous avons pu créer à l'échelle de l'unité morphostructurale, la carte des sous bassins versants bruts avec l'ordre des ruisseaux drainés. Cette carte brute a servi de base ensuite pour la calibration "terrain" et pour la construction de la carte des TBV (Figure 19).

⁷ Un puits est un saut d'altitude dans un MNT, de nature artefactuelle. Il a la fâcheuse conséquence de rompre la continuité hydrographique.

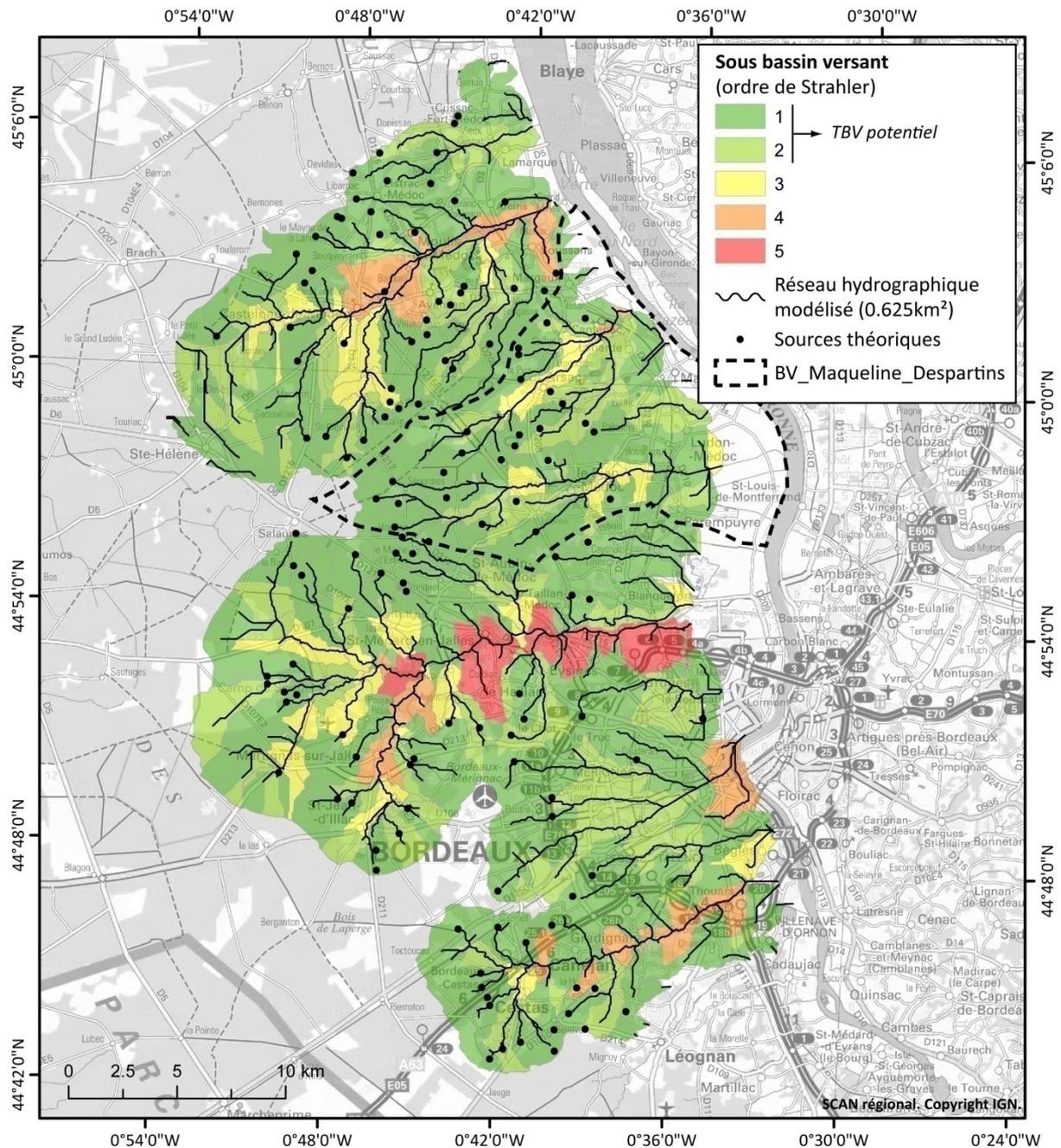


Figure 19 - Carte des sous bassins versants classés selon leur ordre de Strahler.

3.1.4. Calibration et validation "terrain"

Le modèle brut (Figure 19) ne prend pas en compte les complexités liées à la pente ou à d'autres facteurs comme la transition entre les faciès "colluviaux" et les faciès "alluviaux" (voir Figure 2 dans la partie bibliographique). Comme annoncé dans le postulat de départ (introduction du titre 3.1), nous retiendrons comme TBV les bassins versants d'ordre 0 et 1 et les BV d'ordre supérieur à condition qu'ils présentent des faciès colluviaux ou colluvio-alluviaux mais pas alluvial pur. Nous avons donc réalisé sur le BV d'Artigue-Maqueline, une campagne de terrain afin de localiser les zones de transition entre dynamiques colluviales et alluviales. Cette campagne s'est déroulée du 9 au 11 mars 2016 avec les bureaux d'études Inselberg et Solenvie. Le travail a consisté à suivre les principaux axes fluviaux depuis leur BV d'ordre 1 jusqu'aux BV d'ordre 3 à 4 et d'observer à la fois les morphologies du lit mineur et des zones bordières, mais également de vérifier la nature des profils pédologiques et des formations superficielles bordières afin de déceler les dépôts alluviaux ou les dépôts colluviaux. Chaque secteur a été pointé sur le terrain au GPS Garmin (précision optimale planimétrique $\pm 2\text{m}$). Afin de différencier les dépôts alluviaux des dépôts colluviaux, les profils

pédologiques ont souvent été observés selon le principe de la toposéquence. Cela permet ainsi, par comparaison le long de la pente bordant le cours d'eau, de déterminer les facteurs d'horizonation et les causes des modifications des compositions organo-minéralogiques, et ainsi de leur assigner une origine alluviale, colluviale ou purement pédologique. Les profils pédologiques – réalisés à la tarière manuelle de pédologue – ont été observés jusqu'à 1,20 m, photographiés et décrits sur une feuille normalisée, afin de les nommer selon le Référentiel Pédologique 2008 (Afs, 2009).

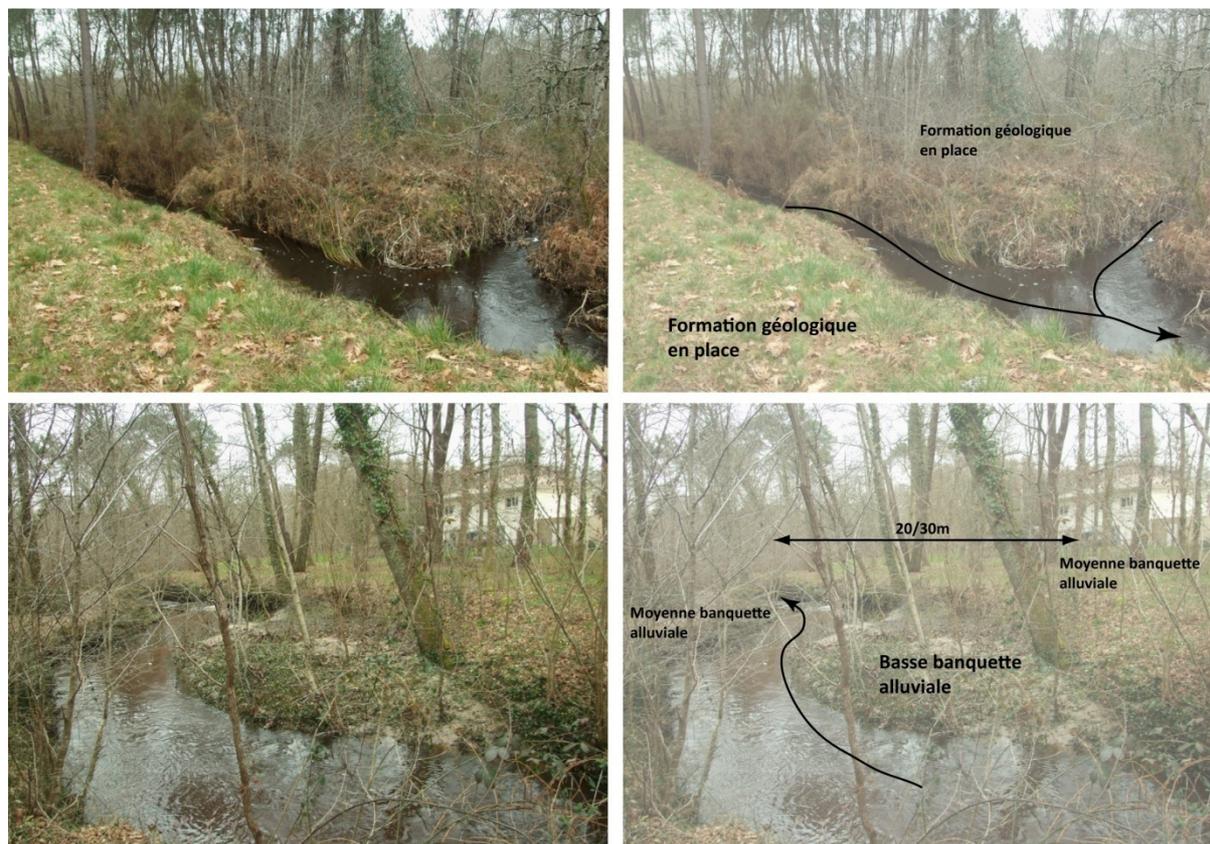


Figure 20 - Exemple d'observations réalisées sur 2 tronçons hydrographiques. En haut, un tronçon "colluvial". En bas, un tronçon "alluvial".

Ces résultats de terrain ont ensuite été confrontés au modèle hydrologique et notamment au modèle d'accumulation de flux afin de voir s'il y avait un lien entre cette donnée et les transitions colluviales et alluviales.

3.1.5. Finalisation du modèle

Le modèle brut (Figure 19) a été repris en fonction du **paramètre d'accumulation de flux** qui intègre indirectement une notion de débit et d'hydrodynamisme. Nous n'avons pas retenu la pente qui était un critère peu pertinent sur l'unité morphostructurale des "Terrasses garonnaises" et était délicat à utiliser du fait de la faible précision de la BD-Alté 25m. Enfin, nous avons intégré au modèle final un critère censé prendre en compte les remplissages flandriens ainsi que les vallées alluviales (voir titre 3.2.2). Ce critère supplémentaire visait à éviter d'avoir des TBV qui venaient mordre dans les plaines alluviales et de prendre en compte la spécificité des remplissages flandriens en aval. De fait, nous avons testé deux filtres (Annexe 5) :

- *un filtre d'altitude*. Les remplissages flandriens et "mattes" sont connus pour atteindre partout autour de l'estuaire une altitude variant de + 5m à +6 m. De fait, nous avons retranché avec le RGE (1 m) toutes les altitudes inférieures ou égales à 7 m (marge de sécurité).
- *un filtre "zones basses"*. Ce filtre est constitué du rapport entre la profondeur relative des vallées et la hauteur relative des versants. Toutes les zones ayant un rapport > 1.5 sont considérées comme des zones basses, recouvrant les zones de mattes et le fond des vallées alluviales bien signées morphologiquement.

Nous obtenons de fait deux cartes de TBV, lesquelles sont nettoyées afin de fournir des couches topologiquement propres (suppression des scories, vérification des recouvrements, correction des lacunes, simplification des bordures et lissage par une interpolation de Bézier).

3.2. La cartographie des TBV des "terrasses garonnaises" : principaux résultats

Nous présentons ici les principaux résultats analytiques et cartographiques ainsi que les observations de terrain.

3.2.1. Résultats analytiques sur le modèle brut (surface d'initiation à 0.625 km²)

Le modèle retenu constitue un modèle moyen parmi les 6 modèles hydrographiques créés. Les longueurs cumulées des axes hydrographiques par niveau d'ordre suivent une relation géométrique d'ordre 2 approximativement (2) :

$$L_{ordre(n)} = \frac{L_{ordre(n-1)}}{2} \tag{2}$$

Avec *L*, la longueur cumulée de l'ordre en question. Ce modèle abouti à un niveau d'ordre maximum de 5 ce qui est en phase avec les observations de terrain et la BD-Carthage qui présente 5 niveaux hiérarchiques sur la zone d'étude.

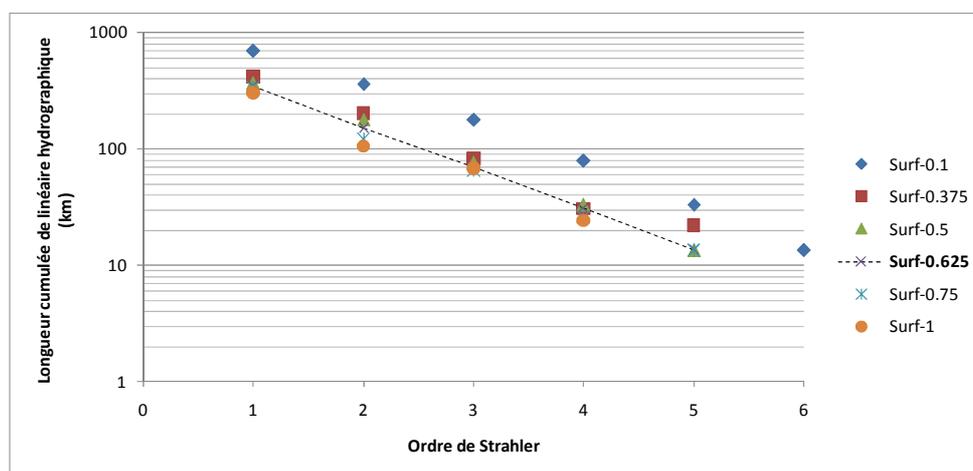


Figure 21 - Longueurs cumulées par ordre de Strahler et par modèle. En gras, le modèle retenu.

La distribution des surfaces totales des sous bassins versants par ordre suit également une relation puissance avec une contribution importante des ordres 1 dans le total des surfaces (>60%) (Figure 22).

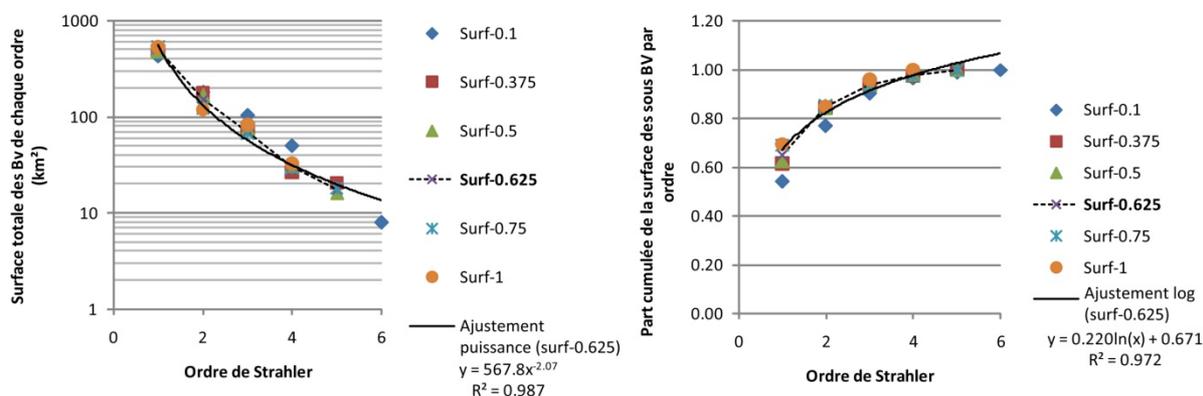


Figure 22 - Distribution des surfaces de BV par ordre et proportions cumulées des surfaces par ordre. En gras, le modèle retenu.

De manière globale, les 6 modèles ont des comportements proches mais avec des différences notables dans le détail, notamment concernant les surfaces des BV d'ordre 1 dont la contribution à la surface totale est assez volatile (de 54% pour le modèle Surf-0.1 à 69% pour le modèle Surf-1).

Le modèle Surf-0.625 est relativement performant pour se raccrocher aux sources théoriques car près de 78% des sources théoriques sont incluses dans des BV d'ordre 1 (Figure 23). La structure des surfaces des BV est marquée par des bassins versants d'ordre 1 qui peuvent être grands puisque 25% de ces BV font plus de 2 km². A l'inverse, les BV d'ordre 5 sont assez petits en surface. Ces deux observations sont à considérer comme une spécificité de la zone d'étude avec des amonts qui prennent naissance sur les marges du plateau landais ce qui est à l'origine de BV qui peuvent être grands et à l'inverse, une contraction des plaines alluviales en aval due à la trop forte proximité du niveau de base (l'estuaire) qui empêche le développement de larges plaines alluviales.

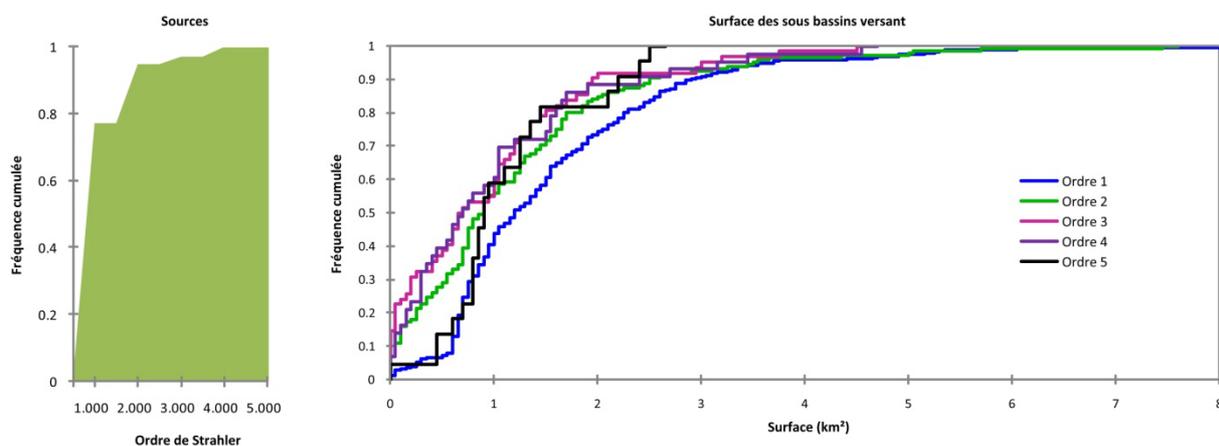


Figure 23 - Données analytiques du modèle Surf-0.625. A gauche, la fréquence cumulée du nombre de sources par ordre de bassin versant. A droite, les surfaces cumulées des surfaces de bassins versants par ordre.

3.2.2. Observations de terrain sur le BV d'Artigue-Maqueline

Les observations majeures ont porté sur la nature des formations superficielles bordières par analyse de coupe et de profils pédologiques et sur les morphologies des cours d'eau et de leurs bordures. Un des apports majeurs des observations de terrain a été la distinction assez nette entre des formations superficielles bordières colluviales et alluviales au sein de BV d'ordre 2 permettant de distinguer les TBV des BV "alluviaux". La Figure 24 donne un aperçu des faciès de ces formations.

Dans l'exemple de gauche, la coupe se situe en pied de versant, lequel est de forme convexe et entaillé par un cours d'eau d'ordre 2. Le fond du cours d'eau est mixte (sablo-graveleux) et il est encaissé d'un bon mètre dans les formations de versant colmatant le vallon (RCFy-z, remaniement colluvionnaire würmien et subactuel). La coupe est située en rive gauche et permet d'observer un matériau sablo-limoneux à passées graveleuses, non lité et riche en matière organique. Ce matériau est vraisemblablement remanié. Une ligne de suintement apparaît à 50cm, signe des écoulements hypodermiques transitant dans cette formation et alimentant le ruisseau par un système de sources diffuses. Les sondages pédologiques réalisés en rive droite, une dizaine de mètres plus loin que l'axe du cours d'eau, confirment cette formation avec un profil présentant des alternances de passées argileuses, sableuses et graveleuses en mélange intime avec la matière organique (Figure 25). Les profils pédologiques présentent un système de circulation d'eau multicouche. **Le ruisseau n'est finalement qu'un drain encaissé dans un versant nappé par des formations de versant.** Dans ce cas, nous retenons ce type de contexte hydrogéomorphologique d'ordre 2 comme une TBV.

Dans l'exemple de droite, la coupe se situe en rive droite du ruisseau de Lesclause qui est d'ordre 2 à cet endroit. Le cours d'eau s'encaisse dans les anciennes terrasses sablo-graveleuses mais est bordé par des accumulations de sables fins lités qui affleurent au niveau des deux rives sur plus d'une dizaine de mètres de part et d'autre de l'axe de la rivière. Cette formation sableuse est tronquée ou recouverte par une formation récente de versant (formation colluviale). Ces sables fins sont clairement fluviatiles et se différencient très nettement des formations fluviatiles correspondant aux anciennes terrasses. Ils n'apparaissent pas sur la carte géologique mais sont bien une formation superficielle alluviale récente de type Fz au sein de laquelle le cours d'eau se ré-encaisse (formation du Petit Age Glaciaire ?). Cette formation est à l'origine d'une morphologie de banquette qui se confond topographiquement avec le toit de la formation fluviale Fx mais déconnecte complètement le cours d'eau des dynamiques de versant. **Le ruisseau a ici la capacité à modifier ses rives bordières et à s'affranchir des dynamiques transversales au profit des**

dynamiques longitudinales. Dans ce cas, nous retenons ce type de contexte hydrogéomorphologique d'ordre 2 comme un BV alluvial.



Figure 24 - Exemple de formation superficielle bordière. A gauche, une accumulation colluviale de bas de versant. A droite, une accumulation alluviale constituée de sables lités.

BRUNISOL sableux S à argilo-sableux A(s), humique, podzolisé, rédoxique, à horizon A sablo-limoneux SI/S(I), sous prairie, issu d'alluvions, de colluvions, d'alluvions subactuels et dépôts flandriens de sables et d'argile de l'estuaire, de remaniement colluvionnaire wurmien et subactuel, et d'épandages fluviaux et estuariens de sables grossiers du Riss à Würm ancien

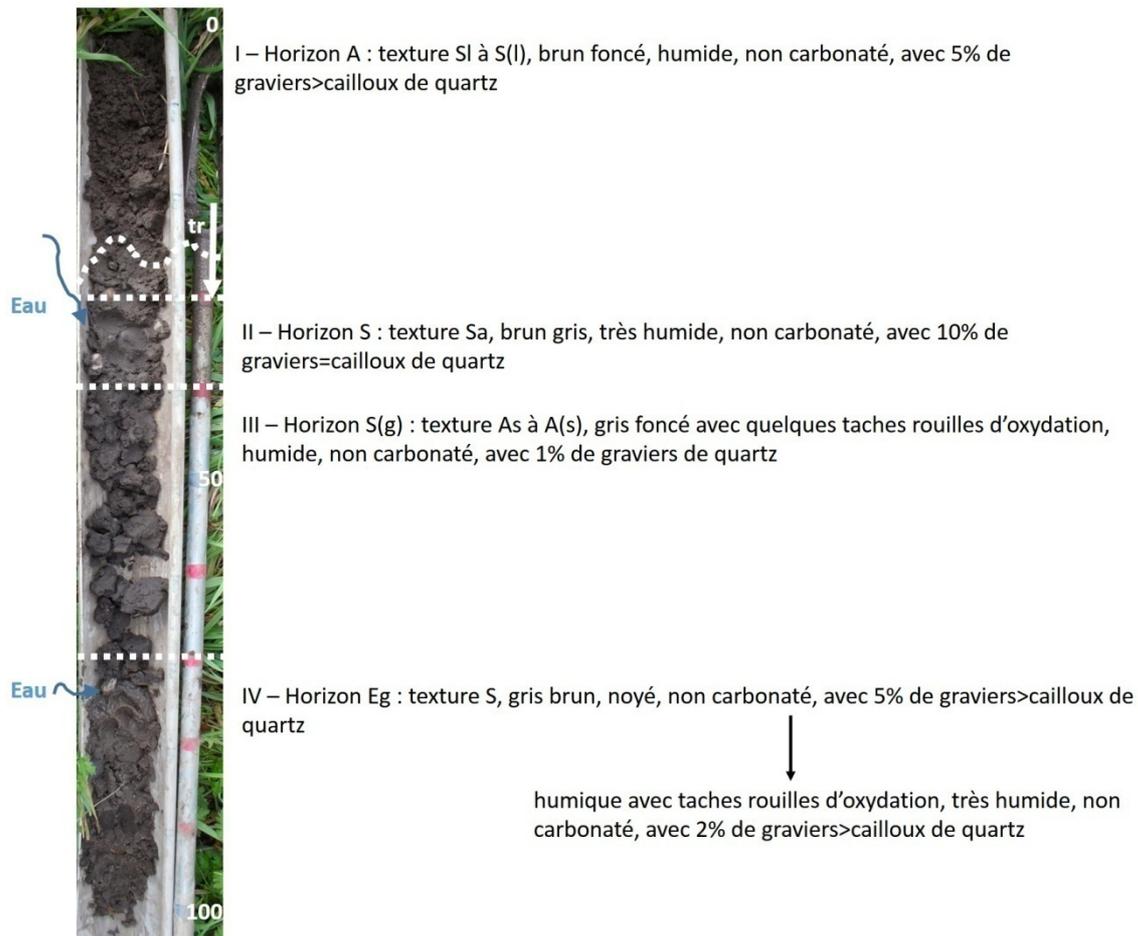


Figure 25 - Profil en bordure de ruisseau, présentant des alternances de passées argileuses, sableuses et graveleuses en mélange intime avec la matière organique. Cédric LAVEUF, Solenvie.

Nous avons multiplié ce type d'observations sur le BV d'Artigue-Maqueline le long de continuum amont-aval de contributeurs hydrologiques majeurs en focalisant spécifiquement sur des avals de BV d'ordre 1 et des BV d'ordre 2. L'analyse de nos observations nous a amenée à remarquer que **le passage des contextes hydrogéomorphologiques "colluviaux" à ceux d'obédience alluviale se faisait pour une valeur de pixels accumulés entre 12 000 et 14 000, soit des surfaces drainées pour des BV d'ordre 2 variant de 7.5 à 8.75 km²** (Figure 26). Les cours d'eau drainant des BV d'ordre 2 et accumulant plus que cette surface drainée sont donc considérés comme alluviaux et ne sont plus des TBV.

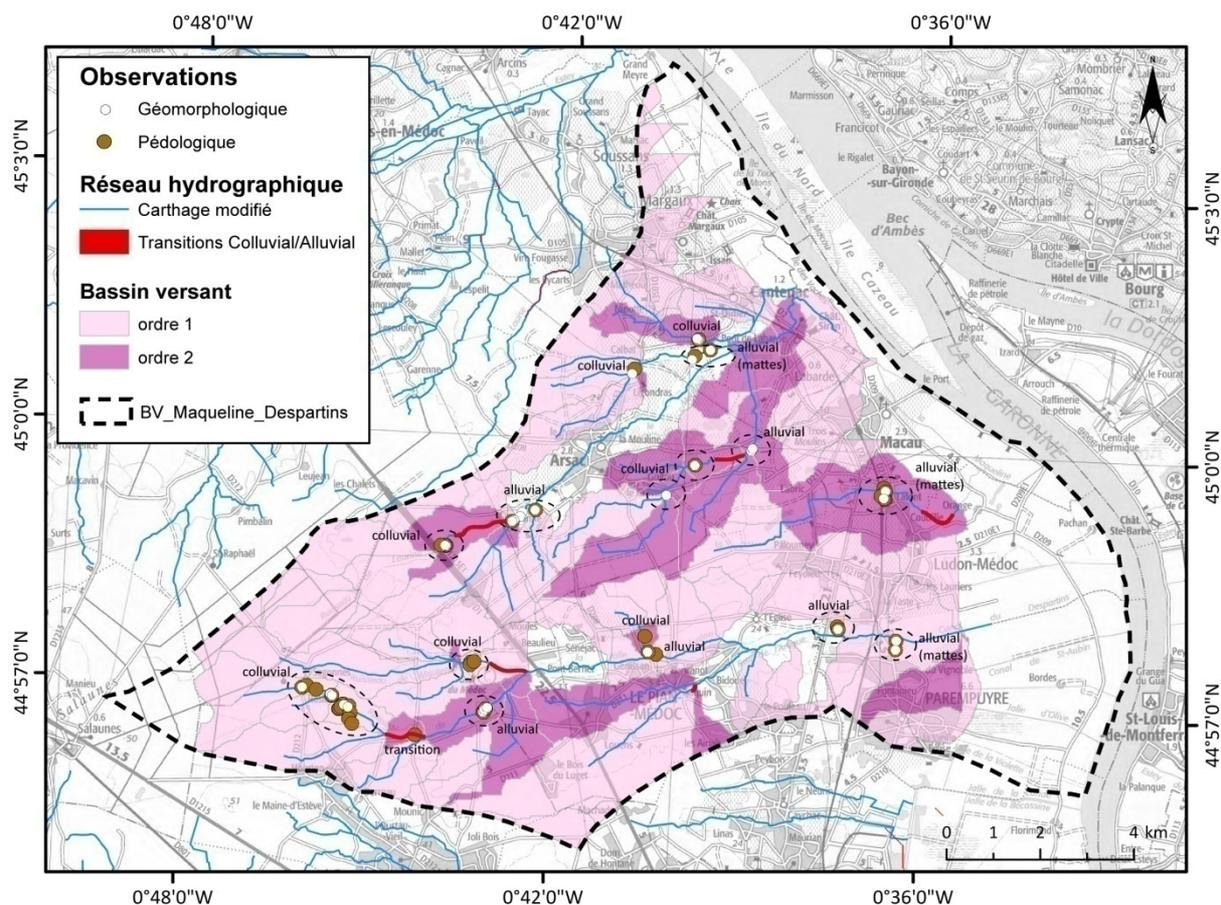


Figure 26 - Cartographie des observations de terrain sur le BV d'Artigue-Maqueline et des transitions Colluvial/Alluvial.

Un autre contexte particulier a été observé sur les parties très aval du BV, en bordure des zones de marais : celui des remplissages flandriens pénétrant le long des basses plaines alluviales. En effet, les plaines alluviales s'élargissent très largement en aval pour atteindre des calibres qui sont déconnectés des dynamiques fluviales, les cours d'eau n'ayant naturellement pas la capacité de former de telles largeurs de plaines alluviales. En fait, ces plaines aval sont le fait du colmatage fluvio-estuarien flandrien lié à un niveau marin plus élevé de l'époque (entre la fin du Würm et l'Holocène).

L'exemple du remplissage fluvio-estuarien du Château d'Angludet est très illustratif (Figure 27). Le forage géologique réalisé près du château d'Angludet et répertorié dans la BSS sous le n°07795X0019/F, précise bien que ce remplissage, au droit du château, a une épaisseur de 6 m allant des cotes altitudinales +7.5 m à +1.5 m avant de tomber sur les calcaires de l'Eocène supérieur. Ce remplissage est de nature diverse allant des argiles fines lagunaires ou d'estran à des tourbes d'anciens marais ou à des décharges détritiques de type deltaïque, marquant la limite fluctuante entre la terre et la mer. La morphologie observée présente une large vallée à fond plat qui est complètement déconnectée des apports de versant. Le sondage pédologique n°16 y montre bien un REDUCTISOL typique développé dans un matériau argileux sur la partie supérieure et sableux sur la partie inférieure correspondant bien au sommet de la formation flandrienne (argileuse essentiellement) (Figure 28). La nappe y est permanente (fer réduit) et le fonctionnement se rapproche plus de celui d'un marais que d'une vallée alluviale typique. Cependant, si le modèle brut prédit des TBV dans ces contextes, ces derniers ne peuvent être retenus du fait de la spécificité hydromorphologique de ces zones de remplissage.

De fait, ce type de contexte spécifique au SAGE "Estuaire de la Gironde" et à l'unité morphostructurale des "Terrasses garonnaises" a justifié, lors de la modélisation des TBV, l'utilisation d'un filtre censé reproduire l'extension de ces contextes (filtre d'altitude 7 m ou filtre "zones basses", voir titre 3.1.5).

CHATEAU D'ANGLUDET

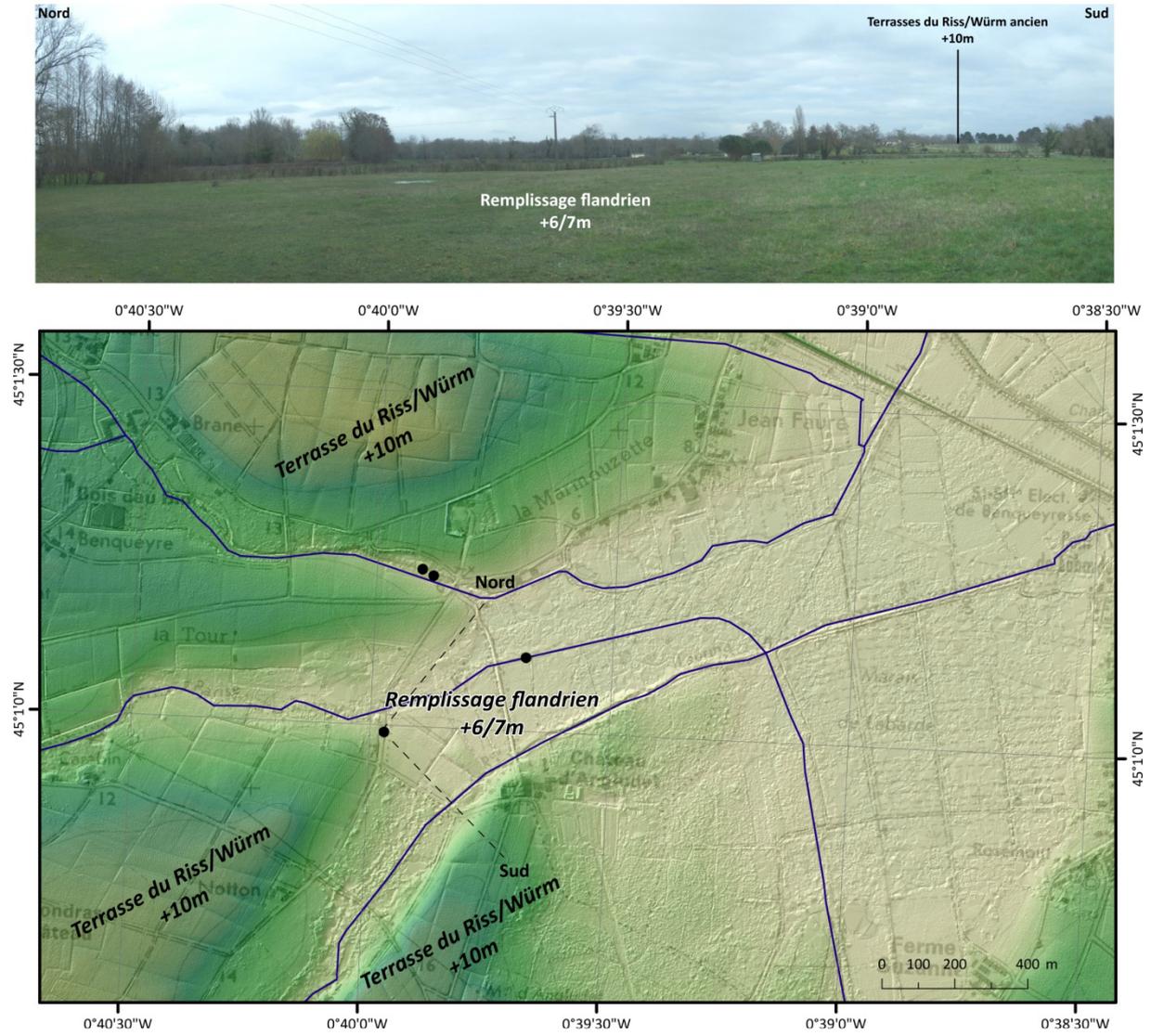


Figure 27 - Remplissage fluvio-estuarien du Château d'Angludet. MNT RGE 1m et fond SCAN25©IGN.

REDUCTISOL TYPIQUE, surrédoxique, argileux A à sableux S, à horizon A argilo-limono-sableux, sous prairie, issu d'alluvions, d'alluvions subactuelles et dépôts flandriens de l'estuaire, de remaniement colluvionnaire wurmien et subactuel, et d'épandages fluviaux et estuariens de sables grossiers du Riss à Würm ancien

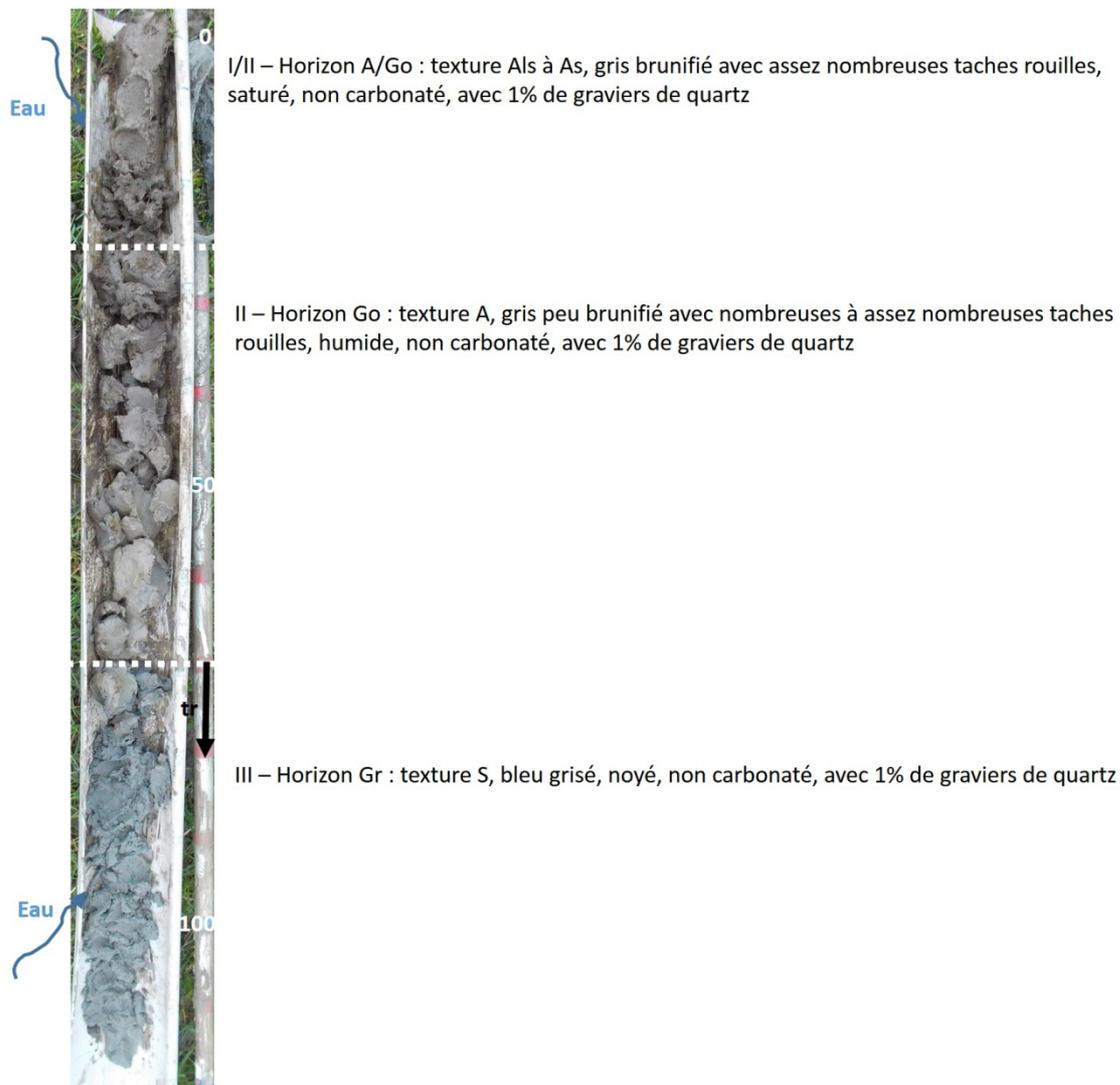


Figure 28 - REDUCTISOL typique représentatif des sols des colmatages flandriens, ici au château d'Angludet. C. Laveuf, Solenvie.

Au final, nous retenons 4 grands types de contexte hydrogéomorphologique qui répondent aux deux questions de la nature colluviale ou alluviale du cours d'eau et de l'importance de la perturbation liée au colmatage flandrien (Figure 29).

Type 1 : Ce contexte hydrogéomorphologique se rencontre fréquemment sur les marges du plateau landais médocain et dans les zones très amont des BV. Il s'agit souvent de collecteurs ou de ruisseaux d'ordre 1 encaissés directement dans la formation géologique ou pédologique. La signature morphologique est un drain encaissé dans une topographie plane de plateau. Le débit ainsi que la nature physico-chimique sont théoriquement contraints par les apports latéraux plus que par les apports longitudinaux. Il n'y a aucune signature morphologique de dépôts bordiers. Ce contexte est considéré comme une TBV.

Type 2 : Ce contexte hydrogéomorphologique concerne aussi bien des cours d'eau d'ordre 1 que d'ordre 2. A la différence du type 1, l'amorce de morphologie de vallée est ici nette avec des largeurs d'au moins 20 m. Le cours d'eau s'encaisse dans une formation remaniée nappant le versant et le fond de vallon (colluvions *s.l.*) sans atteindre le *bedrock* (ou rarement). Là encore, les formations superficielles bordières sont dominées par les dynamiques transversales et les apports hydrologiques latéraux contribuent encore théoriquement au débit local. Toutefois, ces formations colluviales sont souvent héritées et faussent quelque peu l'interprétation des dynamiques au sein de ces contextes. Des analyses physico-chimiques permettraient de préciser ce type et de mieux quantifier les contributions

latérales aux compositions physico-chimiques et au débit des écoulements locaux. Ce type est considéré comme une TBV pure ou de transition et se retrouve en amont des cours d'eau d'ordre d'eau drainant plus de 7.5 km².

Type 3 : Ce contexte hydrogéomorphologique concerne uniquement des cours d'eau d'ordre 2. Le profil transversal présente presque toujours une accumulation récente de sables fluviatiles sur les bordures avec parfois des banquettes sableuses encore plus récentes légèrement perchées, dans le lit mineur du cours d'eau. La vallée est également bien marquée avec des largeurs d'au moins 20 m. La présence des banquettes alluviales marque ici la prédominance des apports longitudinaux sur les dynamiques transversales et donc la forte contribution des dynamiques alluviales. Ces contextes se retrouvent en aval des cours d'eau d'ordre 2 drainant une surface de plus de 7.5 à 8.75 km². Ils ne sont plus considérés comme des TBV.

Type 4 : Ce contexte hydrogéomorphologique concerne aussi bien les zones très aval dominées par les colmatages flamandais que les plaines alluviales typiques. La vallée est souvent à fond plat et très large (plus de 200 m et peut dépasser 500 m) avec une formation de colmatage fine à sableuse. Le cours d'eau progresse au sein de cette formation qui la déconnecte complètement des apports transversaux. Ces contextes sont majoritaires sous les altitudes de +7 m et ne sont plus considérés comme des TBV mais comme des BV alluviaux à estuariens.

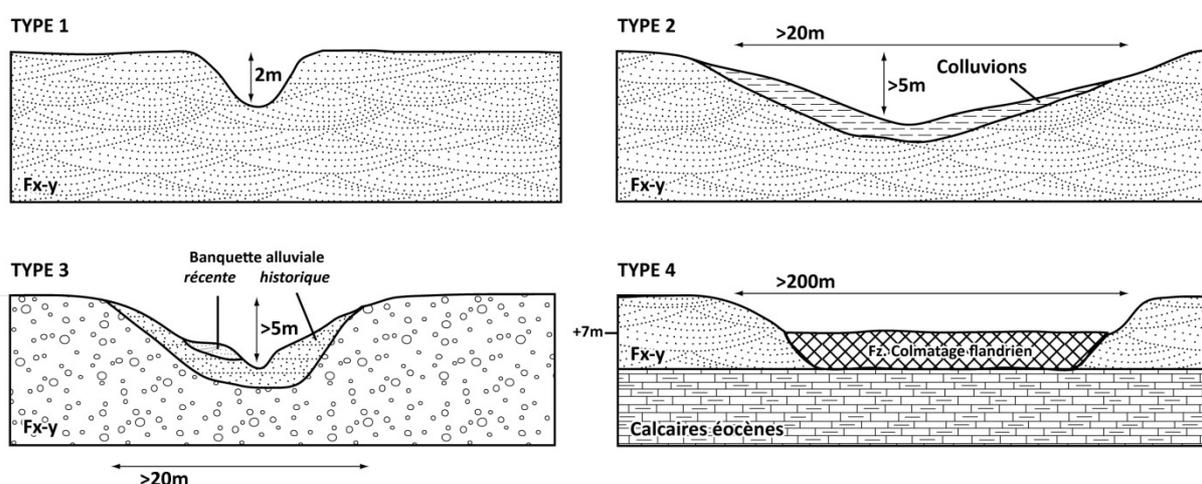


Figure 29 - Typologie des contextes hydrogéomorphologiques observés sur le terrain. Explications dans le texte.

MISE EN GARDE !

Il existe évidemment une continuité entre ces types dont l'objectif reste de proposer une "simplification" de la complexité naturelle en vue d'un objectif de gestion. De plus, cette typologie est basée sur 3 jours d'observations de terrain sur le BV d'Artigue-Maqueline et demeure faillible et non exhaustive. Elle a l'intérêt de fournir un outil pédagogique et de gestion avant tout mais ne peut être considérée comme le résultat d'un travail scientifique dédié, c'est-à-dire une véritable typologie basée sur plusieurs jours d'observation selon un protocole strict.

3.2.3. Cartes finales des TBV sur Artigue-Maqueline et sur l'unité morphostructurale des "Terrasses garonnaises"

Nous avons obtenu deux modèles (Figure 30 et Figure 31) :

1. le modèle brut avec soustraction des BV d'ordre 2 drainant plus de 8.75 km² et avec la soustraction des altitudes ≤7 m (**MODEL-1**),
2. le modèle brut avec soustraction des BV d'ordre 2 drainant plus de 8.75 km² et avec la soustraction des "zones basses" obtenues par le rapport de la profondeur des vallées sur la hauteur des versants (**MODEL-2**).

BV-Artigue-Maqueline (Figure 30)

Dans le modèle 1, les TBV occupent 99.77 km² soit à peu près 60.6% du bassin versant d'Artigue-Maqueline. Dans le modèle 2, les TBV occupent 84.51 km², soit à peu près 51.3% du bassin versant. A noter que ces pourcentages sont calculés sur la totalité des TBV drainés dans le bassin versant d'Artigue-Maqueline. Or, les limites du BV d'Artigue-Maqueline ne sont pas parfaitement concordantes avec les TBV modélisées ce qui implique une surface de TBV légèrement plus grande que le contour "officiel" du BV d'Artigue-Maqueline. De plus, pour rappel, la partie extrême ouest du BV d'Artigue-Maqueline n'est pas incluse dans l'unité morphostructurale des Terrasses Garonnaises, mais dans celle du Plateau landais médocain.

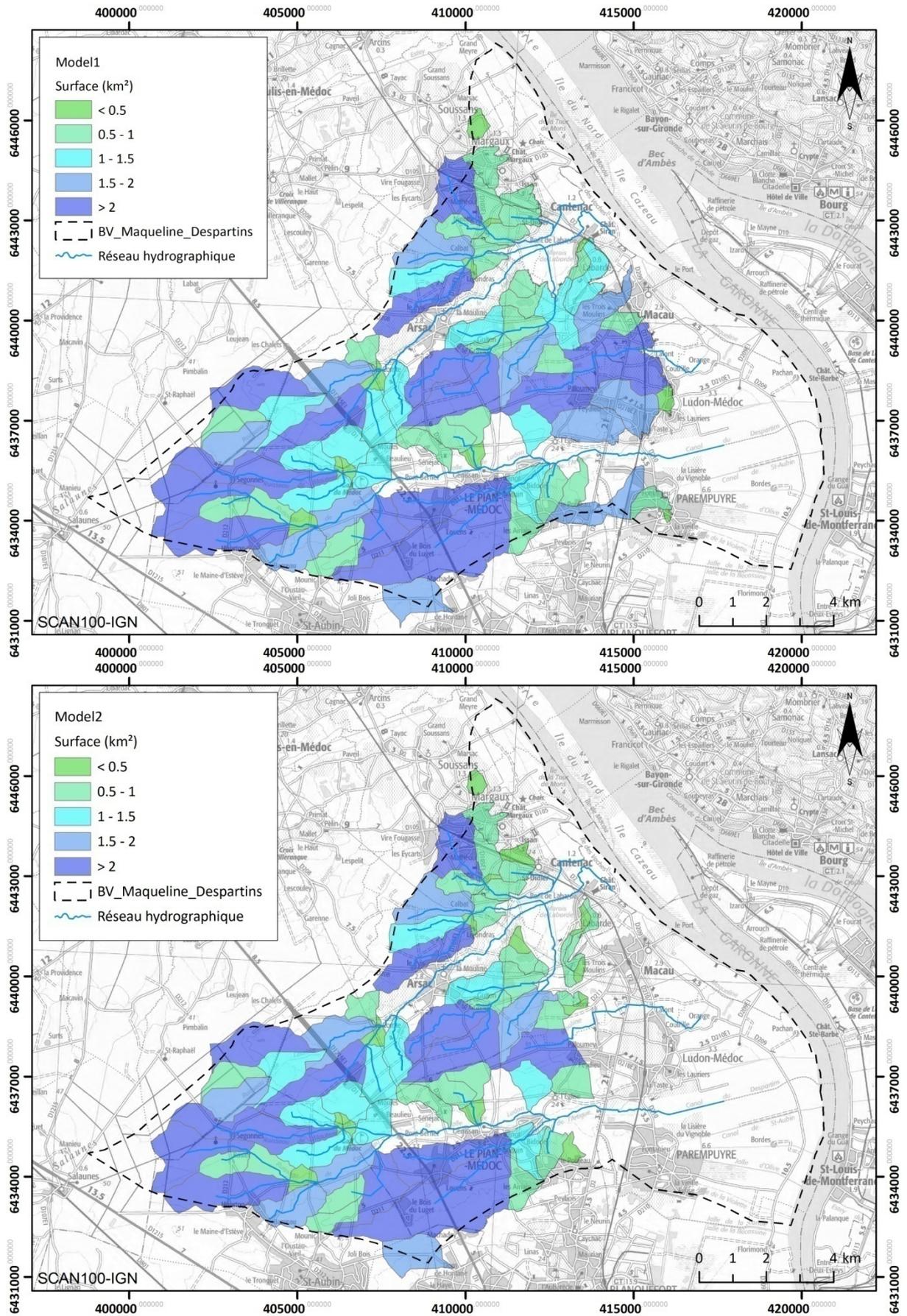


Figure 30 - Les deux modèles cartographiques des TBV sur Artigue-Maqueline. En haut, le MODEL-1 ; en bas, le MODEL-2.

Unité morphostructurale des Terrasses garonnaises (Figure 31)

Dans le modèle 1, les TBV occupent 613.68 km², ce qui occupe 92% de l'unité morphostructurale. Le modèle 2 totalise 560.74 km² de TBV ce qui représente 84% de l'unité morphostructurale. Si on compare par rapport aux BV du SAGE concernés (993.09 km²), ces proportions baissent pour atteindre des gammes de valeurs proches de celles calculées sur le BV de Maqueline, soit 62% pour le modèle 1 et 56% pour le modèle 2.

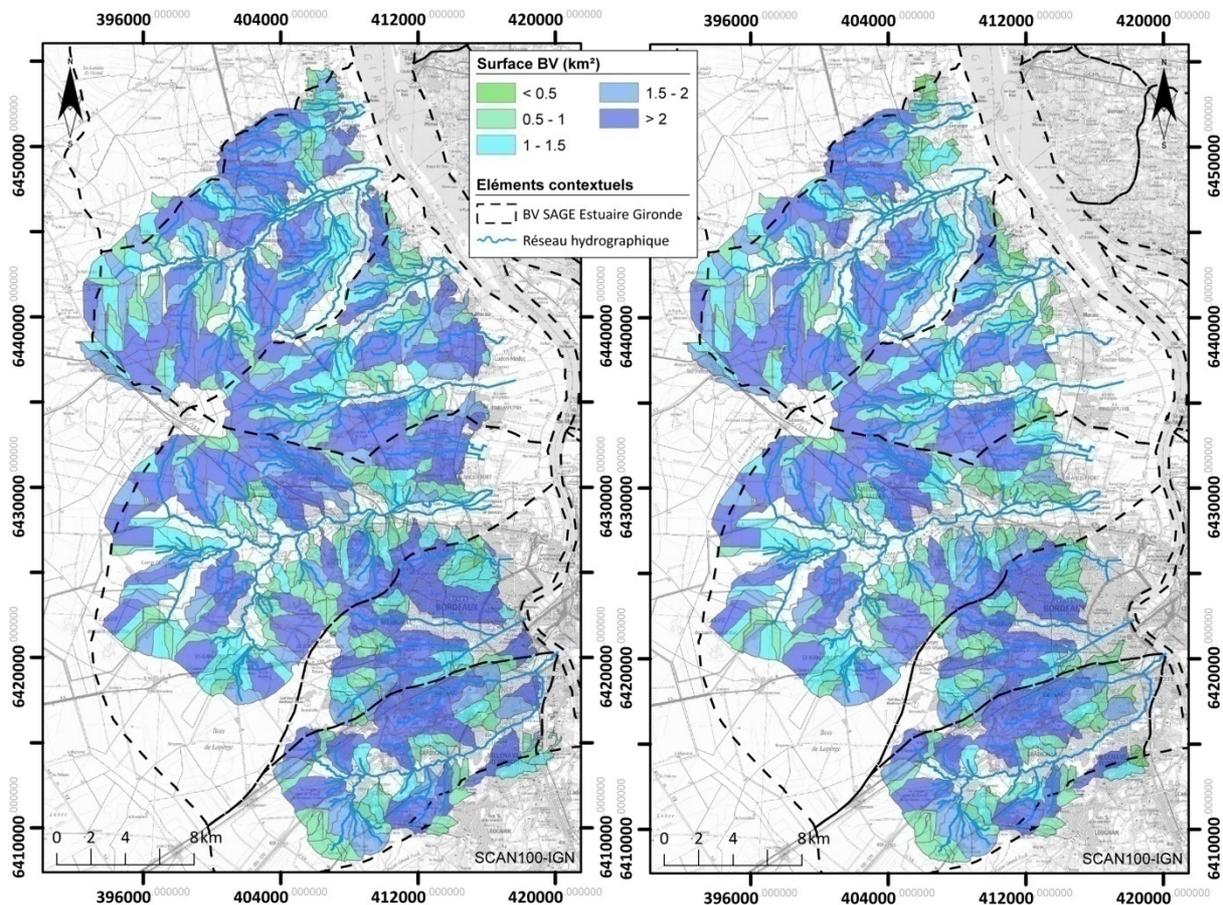


Figure 31 - Modèles cartographiques de TBV à l'échelle de l'unité morphostructurale des Terrasses garonnaises. A gauche, le MODEL-1 ; à droite, le MODEL-2.

Le modèle 1 (filtre avec l'altitude) nous semble mieux adapté pour le BV d'Artigue-Maqueline car il intègre mieux les parties aval. Par contre, à l'échelle de l'unité morphostructurale des Terrasses Garonnaises, le modèle 2 (filtre avec l'indice de zones basses) paraît mieux prendre en compte les vallées alluviales au sud que ne le fait le modèle 1.

Chapitre 4.

Apports de l'étude, critiques et améliorations envisageables

4.1. Principaux apports

L'étude a sondé les possibilités d'adapter une méthode de cartographie des TBV sur le SAGE Estuaire de la Gironde. Nous retenons 3 principaux apports :

Le premier est la formalisation d'une définition théorique des TBV à l'échelle du SAGE à partir d'une bibliographie dédiée. Celle-ci a permis d'identifier les spécificités que sont les contextes estuarien et côtier de certaines TBV, l'importante planéité du relief côté landais qui empêche l'utilisation de la pente comme un critère discriminant et la délicate intégration du "Plateau landais" dans la cartographie des TBV même si nous pourrions considérer théoriquement cette unité comme un immense BV d'ordre 0. Nous notons que cette unité du plateau landais médocain contribue fortement à l'hydrodynamisme des BV et que nous pouvons la considérer comme une "zone source" à proprement parler mais répondant à d'autres logiques que celles des TBV "classiques". Ces spécificités nous ont permis d'adapter la définition des TBV pour le BV d'Artigue-Maqueline par rapport à la littérature (voir titre 3.1).

Le second apport provient de l'analyse morphostructurale avec la sectorisation du SAGE Estuaire de la Gironde en unités homogènes vis-à-vis des configurations hydrographiques et justifiables d'approche cartographique spécifiques. De manière générale, les contextes côtiers des environs de Royan exigent une approche purement experte tandis que, toujours côté charentais, plus on va vers l'est et l'Entre-Deux-Mers et plus les unités se prêtent à l'application de la méthode Loire-Bretagne moyennant quelques adaptations. Côté Médoc, par contre, les faibles pentes et les zones de marais imposent de travailler avec des approches nouvelles avec notamment la prise en compte des accumulations de flux. Cet apport nous semble majeur dans une optique de cartographie des TBV sur le SAGE à moyen terme et plus largement, ouvre des perspectives de recherche sur la thématique de la généralisation des méthodes de cartographie des TBV.

Le troisième apport vient des observations de terrain réalisées sur le BV d'Artigue-Maqueline utilisé comme une zone de calibration et de validation du modèle cartographique sur l'unité des "Terrasses garonnaises". Nous retenons en premier lieu l'importance des accumulations de flux sur les BV d'ordre 2 qui semblent conditionner le passage des vallons et vallées colluviaux aux vallées alluviales autour d'une surface drainée entre 7 et 8.5 km². En second lieu, nous avons montré comment les colmatages flandriens des zones aval perturbent le modèle cartographique et imposent d'utiliser des filtres spécifiques afin de mieux prendre en compte les fonctionnalités particulières de ces zones qui les excluent des fonctionnalités propres aux TBV.

Les 2 modèles cartographiques sont une proposition appuyée sur une expertise de terrain et sur un travail de formalisation d'une définition des TBV sur l'unité des Terrasses garonnaises. Ils demeurent toujours contestables mais bénéficient d'un argumentaire solide quant à leur construction et sont basés sur une démarche scientifique. Les résultats quantitatifs (% de la surface de TBV par rapport à la totalité des BV) sont cohérents avec les valeurs trouvées par ailleurs dans la bibliographie (50 à 65%) et "l'allure" de la cartographie se rapproche d'autres cartographies de TBV réalisées sur le SDAGE Loire-Bretagne. A ce titre, les cartographies proposées sont cohérentes avec la bibliographie et les résultats obtenus ailleurs.

4.2. Critiques et limites

Comme tout travail de modélisation, les cartographies proposées restent exposées à des faiblesses qui sont d'ordres théorique et méthodologique.

D'un point de vue théorique, la définition des TBV sur l'unité des Terrasses garonnaises s'est appuyée sur une analyse bibliographique avec un ajustement "terrain". Cependant, la littérature scientifique sur les TBV est essentiellement construite à partir d'exemples et d'études de TBV "montagnards" ou "collinéens", en tout cas de secteurs de relief. Il n'existe quasiment rien sur les TBV dans des contextes côtiers et les TBV de "plaine" sont très peu étudiés. Cette limite demeure importante et correspond à l'état de la connaissance aujourd'hui sur cette thématique. La présente étude se trouve donc en marges des connaissances acquises sur la thématique et constitue de fait une étude de recherche appliquée "prospective et expérimentale".

D'un point de vue méthodologique, la modélisation cartographique des TBV sur les Terrasses garonnaises possède plusieurs points faibles qu'il convient de bien avoir en tête pour utiliser correctement ces cartes.

Le premier point faible provient du réseau hydrographique permettant de préparer le MNT. En effet, celui-ci est issu de la BD-Carthage avec quelques modifications à partir de l'étude du SCAN25 et des cartes de Cassini. Or, il a été montré que bien souvent, les zones de source sont mal cartographiées sur les cartes officielles. De plus, les choix pour sélectionner les réseaux naturels et subnaturels restent critiquables car uniquement basés sur des critères topologiques (formes) et d'antériorité (Cassini), l'étude actuelle ne permettant pas de réaliser une cartographie "terrain" des réseaux hydrographiques.

Le deuxième point concerne la précision du MNT qui demeure faible. En effet, l'information altimétrique de la BD-Alti25m est généralisée sur 625 m² et au format entier, ce qui est à l'origine d'effets de palier ou d'escalier. La précision en z est supra-métrique ce qui est une limite importante dans les zones de faible relief. Le RGE existe sur la zone d'étude mais, *a contrario*, est trop précis et trop rugueux pour réaliser une modélisation hydrographique. De fait, l'échelle de rendu de la carte ne peut être inférieure à 1/10 000 et situerait entre 1/10 000 et 1/25 000.

Le troisième point porte sur la validité du modèle à l'échelle de toute l'unité morphostructurale. En effet, la calibration et la validation du modèle a été réalisée sur le BV d'Artigue-Maqueline dont les caractéristiques physiographiques et hydrodynamiques peuvent différer quelque peu des BV du sud de l'unité. De fait, si le modèle est acceptable et valide globalement sur l'unité, il reste moins bien adapté pour les BV autres que celui d'Artigue-Maqueline.

A notre sens, l'étude présentée manque de données de terrain calibrées, ce qui était d'une part difficilement réalisable au vu de l'enveloppe financière et ce qui provient d'autre part d'un manque de données "terrain" déjà disponibles. Nos prospections et observations de terrain, tant sur l'analyse morphostructurale que sur la calibration à partir du BV d'Artigue-Maqueline pallient cet état de fait mais gagneraient à être enrichies.

4.3. Améliorations envisageables

Les améliorations portent essentiellement sur la qualité des données de base pour effectuer la modélisation.

La BD-Alti25m est indéniablement inadaptée pour ce genre de travail si on souhaite atteindre une échelle d'utilisation à 1/10 000 au moins. Comme dit, le RGE1m est par contre trop rugueux et nécessite un lissage pour une utilisation hydrographique. Il existe normalement le RGeAlti5m qui est une donnée altitudinale inframétrique à 5 m de résolution planimétrique (25 m²) qui nous semble constituer un bon compromis entre précision et rugosité.

Le réseau hydrographique utilisé est également acceptable mais manque de précision. La production d'un réseau hydrographique à partir de relevés de terrain avec une cartographie précise des zones de source serait un atout indéniable pour préciser la modélisation et mieux la contraindre spatialement. De plus, la cartographie précise des zones de source permettrait de mieux calibrer la surface d'initiation pour le calcul du *FlowDir* ce qui devrait augmenter également la pertinence du modèle.

Nous l'avons vu, la connaissance des contextes hydrogéomorphologiques permet de bien contraindre le modèle. Poussé à l'extrême, une cartographie de terrain des contextes hydrogéomorphologiques avec une description fine et formalisée de terrain et la création d'une typologie plus fine permettrait de faire une carte "terrain" des TBV sans modélisation ultérieure, ce qui serait l'idéal (mais consommateur de temps). Dans le cadre d'une amélioration du modèle, la cartographie systématique sur tous les axes hydrographiques du passage colluvial→alluvial permettrait de préciser les contours des TBV en recréant les BV d'ordre 2 à partir des points de transition cartographiés sur le terrain et non plus à partir d'une approximation par une valeur d'accumulation qui généralise un peu trop l'information.

La connaissance du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique et sa contribution à l'hydrodynamisme des BV du SAGE nous semble être fondamentale. En effet, le plateau landais médocain constitue un aquifère superficiel de porosité (phréatique) d'importance et, qui plus est, particulièrement réactif et sensible aux pollutions diffuses du fait de son importante composition en sable (faible capacité de fixation ionique). Il contribue fortement au soutien des débits à l'étiage, tamponne les fortes pluies tout en contribuant aux écoulements superficiels dès lors que le niveau phréatique recoupe la surface topographique (comportement non-linéaire). Ces spécificités en font un château d'eau localement mais avec un comportement qu'on ne peut associer à une TBV. Cependant, dans l'optique d'une gestion intégrée des BV du SAGE, le plateau landais médocain constitue un compartiment fonctionnel qu'on ne peut négliger.

Enfin, plus axé sur les TBV, une étude fonctionnelle sur des TBV "test" nous paraît fondamentale afin de mieux quantifier et cibler les contributions des TBV aux diverses problématiques du continuum amont-aval. A titre d'exemple, une étude fonctionnelle globale du BV Laurina-Lesclause pourrait apporter des éléments de compréhension fondant un modèle permettant de mieux appréhender les relations amont-aval et les contributions des TBV pour les autres BV "landais". Des études portant sur les 34 sous bassins versants pourraient se baser sur un suivi, aux exutoires de chaque sous bassin, des débits (ou hauteurs d'eau à minima), de la qualité physico-chimique de certains paramètres clefs (trophie, métaux lourds, etc.), des apports de sédiments, des assemblages de micro-invertébrés, des indices de diversité biologique, etc. Ces données permettraient de fournir des cartes "contributives", permettant par ailleurs, de mieux cibler, par sous bassin versant, les actions éventuelles de gestion.

Bibliographie.

- Afes. 2009. Référentiel Pédologique 2008. Baize D. et Girard M.-C. coord. Editions Quae. 405 pp.
- Battiau-Queney Y. 1993. Le relief de la France: coupes et croquis . Masson: Paris
- Benda L, Hassan MA, Church M, May CL. 2005. Geomorphology of steep-land headwaters: the transition from hillslopes to channels. *Journal of the American Water Resources Association* **41**: 835–851. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2005.tb03773.x
- Bisson PA, Montgomery DR, Buffington JM. 2007. Valley Segments, Stream Reaches, and Channel Units. In *Methods in Stream Ecology* . Elsevier; 23–49. [online] Available from: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780123329080500048> (Accessed 4 February 2016)
- Bull WB. 1979. Threshold of critical power in streams. *Geological Society of America Bulletin* **90**: 453. DOI: 10.1130/0016-7606(1979)90<453:TOCPIS>2.0.CO;2
- Burt TP. 1992. The Hydrology of Headwater Catchments. In *The Rivers Handbook* , . P. Calow and G.E. Petts (Editors): UK; 3–28.
- Carlston CW. 1963. Drainage density and streamflow . U.S. Geol Survey prof. paper
- Choucard P. 2011. Elaboration d'une méthodologie d'inventaire cartographique et de hiérarchisation des têtes de bassin versant dans le contexte armoricain Application au bassin versant du Couesnon, Mémoire de master, Université de Rennes I: Rennes
- Clarke SE, Burnett KM, Miller DJ. 2008. Modeling Streams and Hydrogeomorphic Attributes in Oregon From Digital and Field Data ¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **44**: 459–477. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2008.00175.x
- Daniou P. 1978. Les provinces détritiques des confins de la Saintonge et du Périgord. *Noroi* **97**: 25–51. DOI: 10.3406/noroi.1978.3675
- Delile H, Schmitt L, Jacob-Rousseau N, Grosprêtre L, Privolt G, Preusser F. 2016. Headwater valley response to climate and land use changes during the Little Ice Age in the Massif Central (Yzeron basin, France). *Geomorphology* **257**: 179–197. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.01.010
- Depraetere C. 1990. Etude géomorphométrique du bassin-versant de Booro-Borotou à partir d'un modèle numérique de terrain. In *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide* , Journées Hydrologiques de l'ORSTOM; Journées Hydro-pédologiques de l'ORSTOM, 5., Montpellier (FRA), 1989/09/12-13 (ed). ORSTOM: Paris; 59–67. [online] Available from: <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:30556> (Accessed 2 May 2016)
- Dietrich WE, Dunne T. 1993. The Channel Head. In *Channel Network Hydrology* , . K. Beven, and M.J. Kirkby (Editors): Chichester; 175–219.
- Freeman MC, Pringle CM, Jackson CR. 2007. Hydrologic Connectivity and the Contribution of Stream Headwaters to Ecological Integrity at Regional Scales: Hydrologic Connectivity and the Contribution of Stream Headwaters to Ecological Integrity at Regional Scales. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **43**: 5–14. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2007.00002.x
- Fritz KM, Hagenbuch E, D'Amico E, Reif M, Wigington PJ, Leibowitz SG, Comeleo RL, Ebersole JL, Nadeau T-L. 2013. Comparing the Extent and Permanence of Headwater Streams From Two Field Surveys to Values From Hydrographic Databases and Maps. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **49**: 867–882. DOI: 10.1111/jawr.12040
- Garbrecht J, Martz LW. 1997. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of Hydrology* **193**: 204–213. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03138-1
- Gely J-P, Sztrakos K. 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France* **2**: 31–57.
- Gomi T, Sidle RC, Richardson JS. 2002. Understanding Processes and Downstream Linkages of Headwater Systems: Headwaters differ from downstream reaches by their close coupling to hillslope processes, more temporal and spatial variation, and their need for different means of protection from land use. *BioScience* **52**: 905–916. DOI: 10.1641/0006-3568(2002)052[0905:UPADLO]2.0.CO;2
- Hack JT. 1965. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits . Report [online] Available from: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp484>
- Hack JT, Goodlett JC. 1960. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians . Report. Washington, D.C. [online] Available from: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp347>
- Heine RA, Lant CL, Sengupta RR. 2004. Development and Comparison of Approaches for Automated Mapping of Stream Channel Networks. *Annals of the Association of American Geographers* **94**: 477–490. DOI: 10.1111/j.1467-8306.2004.00409.x
- Henner R. 2013. Les têtes de bassin versant, des espaces à considérer pour une gestion durable et intégrée de la ressource en eau. Identification cartographique, mise en place d'une méthodologie de caractérisation des pressions, proposition d'objectifs et de règles de gestion sur le bassin de la Sarthe, Mémoire de Master 2, Université de Caen Basse-Normandie, Département de Géographie: Caen
- Hutchinson MF. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* **106**: 211–232. DOI: 10.1016/0022-1694(89)90073-5
- Institution d'Aménagement de la Vilaine. 2012. Les têtes de bassin. Rapport pour la CLE du 18 décembre 2012. Révision du SAGE Vilaine . Institution d'Aménagement de la Vilaine
- Jaeger KL, Montgomery DR, Bolton SM. 2007. Channel and Perennial Flow Initiation in Headwater Streams: Management Implications of Variability in Source-Area Size. *Environmental Management* **40**: 775–786. DOI: 10.1007/s00267-005-0311-2
- James LA, Watson DG, Hansen WF. 2007. Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *CATENA* **71**: 132–144. DOI: 10.1016/j.catena.2006.10.010

- Jenson SK, Domingue JO. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information-system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **54**: 1593–1600.
- Joly A. 2014. Identification cartographique et hiérarchisation des têtes de bassin versant sur les périmètres des SAGE Evre-Thau-Saint Denis et Layon-Aubance, Mémoire de Master, Université de Rennes I
- Karnay G, Corbier P, Jaouen T, Porquet M, Peter M, Blanchin R. 2008. Reconnaissance des potentialités aquifères du Mio-Plio-Quaternaire des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE. Module 7, année 1. BRGM: Orléans
- Krecek J, Haigh M. 2003. Headwater Wetlands. In *Environmental Role Of Wetlands in Headwaters*, . Marienbad; 1–6.
- Lhéritier N. 2012. Les têtes de bassin : de la cartographie mondiale et française à la caractérisation des ruisseaux limousins, Thèse de doctorat en géographie, Université de Limoges: Limoges
- Maidment DR, Olivera F, Calver A, Eatherall A, Fraczek W. 1996. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. *Hydrological Processes* **10**: 831–844. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(199606)10:6<831::AID-HYP374>3.0.CO;2-N
- Meyer JL, Strayer DL, Wallace JB, Eggert SL, Helfman GS, Leonard NE. 2007. The Contribution of Headwater Streams to Biodiversity in River Networks1: The Contribution of Headwater Streams to Biodiversity in River Networks. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **43**: 86–103. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2007.00008.x
- Montgomery DR, Buffington JM. 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* **109**: 596–611. DOI: 10.1130/0016-7606(1997)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2
- Montgomery DR, Dietrich WE. 1994b. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* **30**: 1153–1171. DOI: 10.1029/93WR02979
- Montgomery DR, Foufoula-Georgiou E. 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research* **29**: 3925–3934. DOI: 10.1029/93WR02463
- Moussa R. 2009. Definition of new equivalent indices of Horton-Strahler ratios for the derivation of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph: EQUIVALENT INDICES OF HORTON-STRAHLER RATIOS. *Water Resources Research* **45**: n/a-n/a. DOI: 10.1029/2008WR007330
- Papy L. 1977. Les Landes de Gascogne. La maîtrise de l'eau dans la "lande humide." *Noroi* **95**: 199–210. DOI: 10.3406/noroi.1977.3648
- Platel J-P. 1978. Données récentes sur la connaissance géologique de la région du sud des Charentes. *Noroi* : 601–608.
- Poiraud A. 2012. Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France): caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa, Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II [online] Available from: <http://halshs.archives-ouvertes.fr/tel-00869937/> (Accessed 7 March 2014)
- Pruitt BA. 2013. Coastal Plain Headwater Systems: Processes and Functions. Athens, Georgia. April [online] Available from: <http://hdl.handle.net/1853/48529>
- Richardson JS, Danehy RJ. 2007. A Synthesis of the Ecology of Headwater Streams and their Riparian Zones in Temperate Forests. *Forest Science* **53**: 131–147.
- Rogers D. 2010. A Study of Coastal Headwater Stream Hydrology: Bannockburn Plantation, Georgetown County, SC, Thèse de doctorat, Clemson University [online] Available from: http://tigerprints.clemson.edu/all_theses/79
- Rosso R, Bacchi B, La Barbera P. 1991. Fractal relation of mainstream length to catchment area in river networks. *Water Resources Research* **27**: 381–387. DOI: 10.1029/90WR02404
- Russell PP, Gale SM, Muñoz B, Dorney JR, Rubino MJ. 2015. A Spatially Explicit Model for Mapping Headwater Streams. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **51**: 226–239. DOI: 10.1111/jawr.12250
- Sellier D. 2010. L'analyse intégrée du relief et la sélection déductive des géomorphosites : application à la Charente-Maritime (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* : 199–214. DOI: 10.4000/geomorphologie.7931
- Strahler AN. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union* **38**: 913. DOI: 10.1029/TR038i006p00913
- Talling PJ, Sowter MJ. 1999. Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, Wheeler Ridge, California. *Earth Surface Processes and Landforms* **24**: 809–824. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199908)24:9<809::AID-ESP13>3.0.CO;2-R
- Tarboton DG. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research* **33**: 309–319. DOI: 10.1029/96WR03137
- Tweedy KL, Baker M. 2008. A Methodology for Predicting Channel Form in Coastal Plain Headwater Systems. presented at the Stream Restoration in the Southeast: Advancing the Science and Practice. Asheville, North Carolina. 1–5 pp. 3 November
- Villines JA, Agouridis CT, Warner RC, Barton CD. 2015. Using GIS to Delineate Headwater Stream Origins in the Appalachian Coalfields of Kentucky. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* : n/a-n/a. DOI: 10.1111/1752-1688.12350
- Woods R, Sivapalan M, Duncan M. 1995. Investigating the representative elementary area concept: An approach based on field data. *Hydrological Processes* **9**: 291–312. DOI: 10.1002/hyp.3360090306

Annexes.

Annexe 1.

Poster de la démarche de cartographie des bassins versants en Bretagne (H.SQUIVIDANT).

3rd Remote Sensing and Hydrology Symposium
3rd International Conference of GIS/RS in Hydrology, Water Resources and Environment
Guangzhou, China, 24-27 August 2014

Online watershed boundary delineation: sharing models through Spatial Data Infrastructures

Squividant H., Béra R., Ruiz L., Arousseau P., Cudenneq C.
UMR 1069 SAS, Agrocampus Ouest – INRA, Rennes, FRANCE

2013

2012

2011

2010

2009

2008

1996

1992

Multiple instances of WPS add-on ISO 19119 Service Metadata

GéoBretagne®
Regional SDI
Brittany Council, France

GéoSAS
Research unit SDI
UMR SAS, Rennes, France

Same free & open source add-on deployed on different portals based on geOrchestra from public repository : <http://github.com/geosais/wpsbv>

WPS client as an SDI add-on

Dynamic generation of watershed delineation from a Web browser. The WPS receives an OGC WFS flow as input, then uploads the output layer onto a GeoServer. This layer then benefits from geOrchestra viewer's OGC capabilities: SLD (styling), WMS/WFS (requests), WMC (context saving), Shapefile download, PDF Printing, ...

WPS client as a desktop GIS add-on

QANTUM GIS + **WPS Client (L&Z)** = Client for OGC Web Processing Services

Dynamic generation of the watershed boundaries upstream one or more selected locations. Processing is triggered from a desktop GIS.

WPS Server

PyWPS + **MNTSurf** =

Name : **agrocaWPuS**
Url : <http://geowww.agrocampus-ouest.fr/cgi-bin/hswps.cgi>
Standard OGC : Web Processing Service 1.0

Spatial Data Infrastructure OGC-compliant Web Portal

GéoSAS

<http://geowww.agrocampus-ouest.fr>

Spatial Data Architecture

<http://www.georchestra.org>

GeoServer Map service

GeoNetwork Catalog service, metadata

OpenLayers Viewer

Mapfishapp Viewer

Web : dynamic map

OpenLayers

GeoServer

Map displays of preprocessed data and dynamic requests on spatial layers (river catchments, modelled hydrographic network, on-site measurements)

Website

Static maps of watersheds published as images.

Processing software

MNTSurf under development: Hydrological modelling & Digital Elevation model

Digital Elevation Model

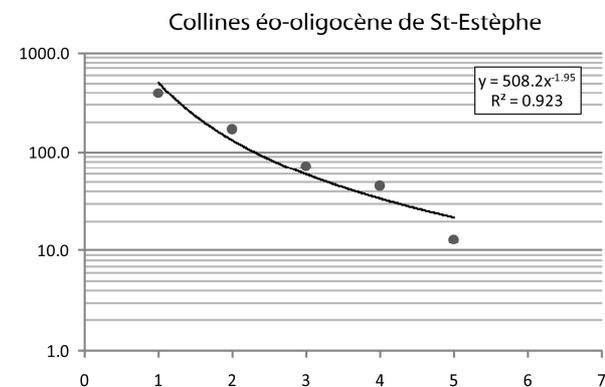
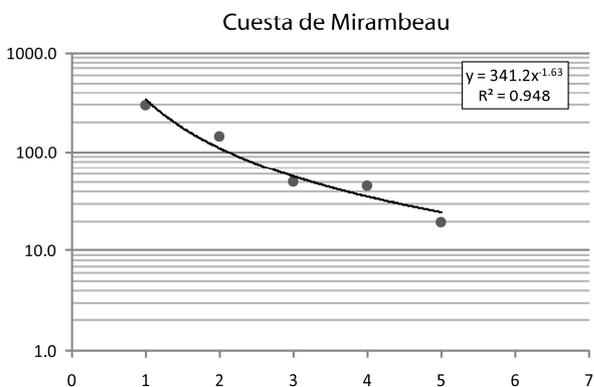
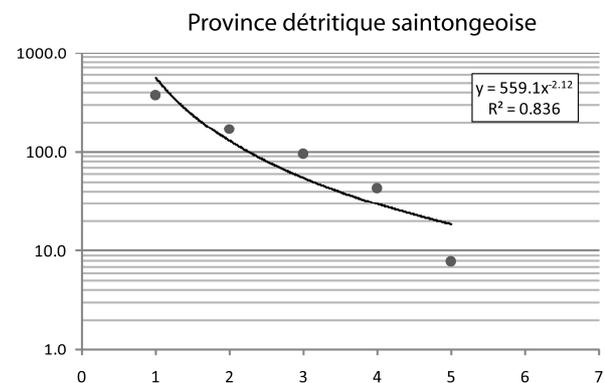
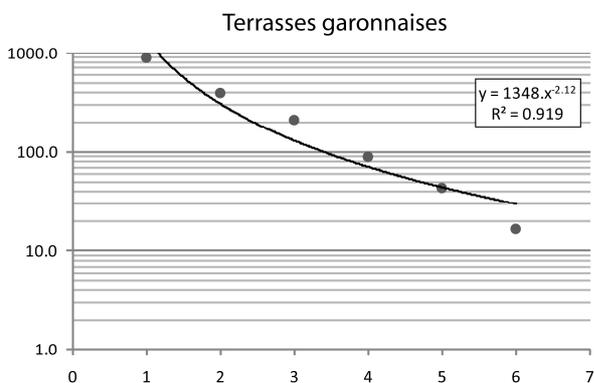
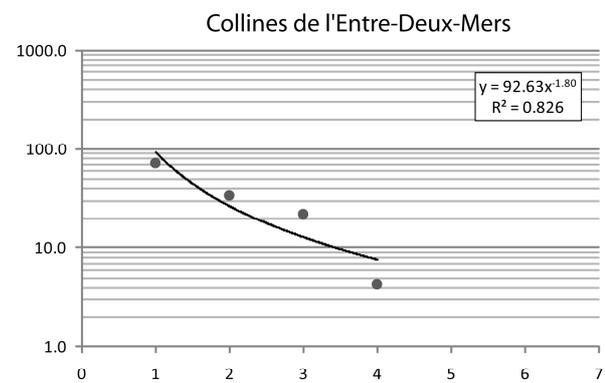
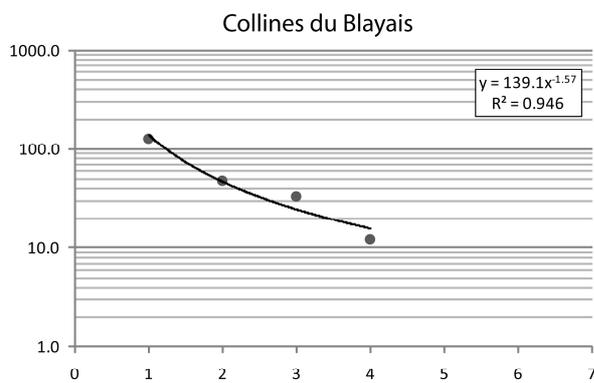
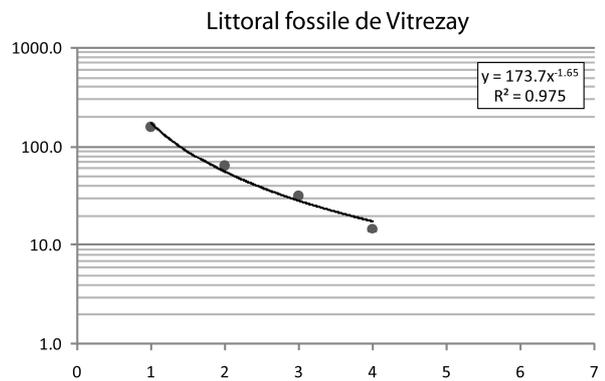
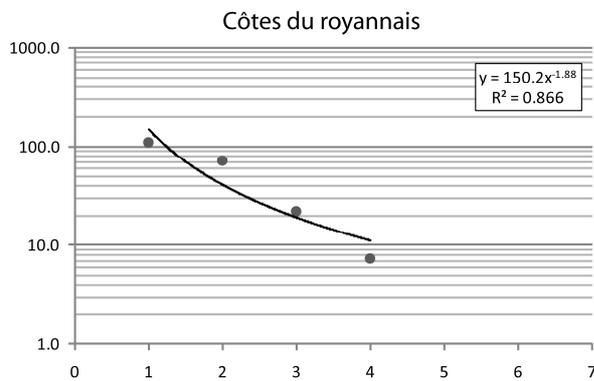
Drainage flow model

Drainage flow tree

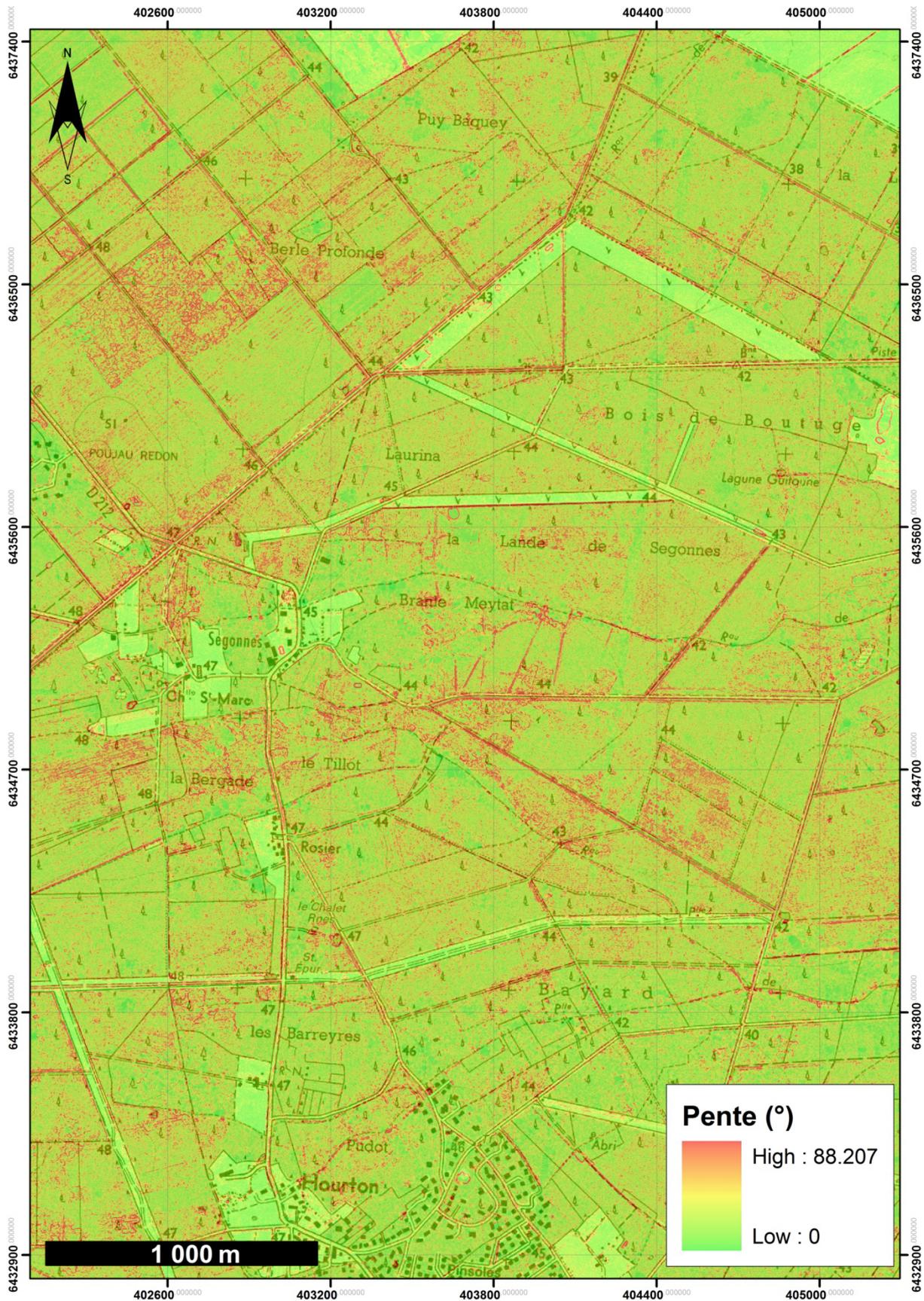
Processing of watershed delineation
Raster & Vector

Annexe 2.

Ajustement puissance de la relation entre l'ordination de Strahler et les distances théoriques modélisées cumulées pour chaque niveau

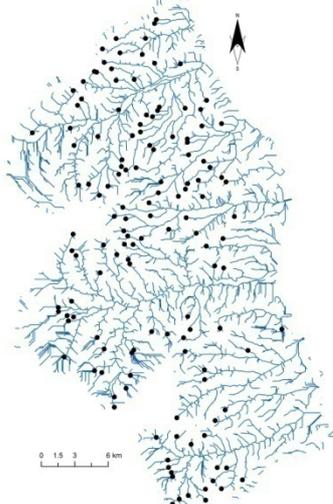
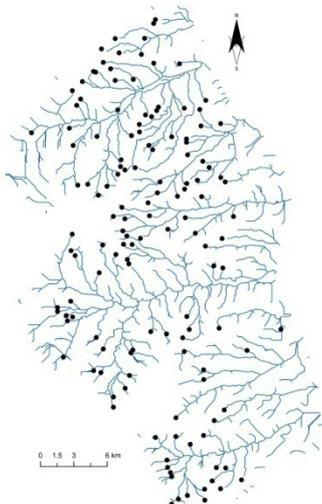
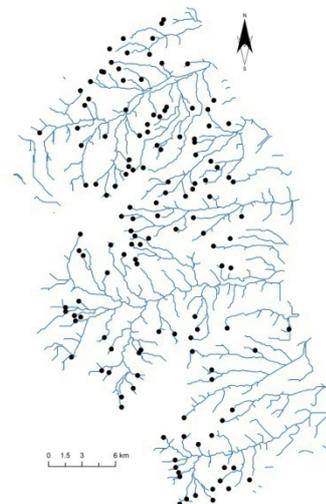
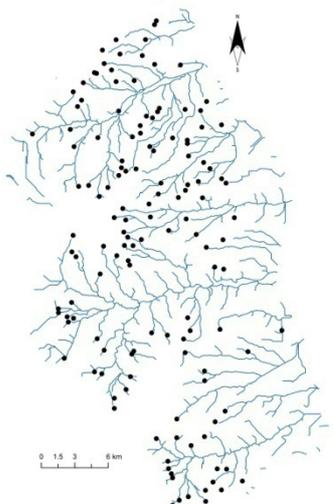
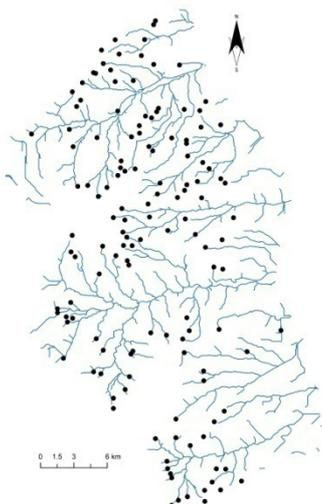
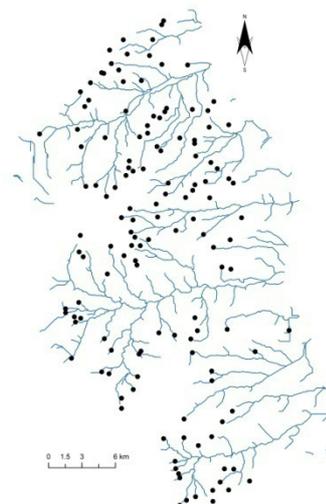


Annexe 3.
Rugosité de surface du RGE 1m. Carte des pentes.



Annexe 4.

Réseaux hydrographiques modélisés selon les 6 surfaces d'initiation retenues et statistiques de distance aux sources théoriques.

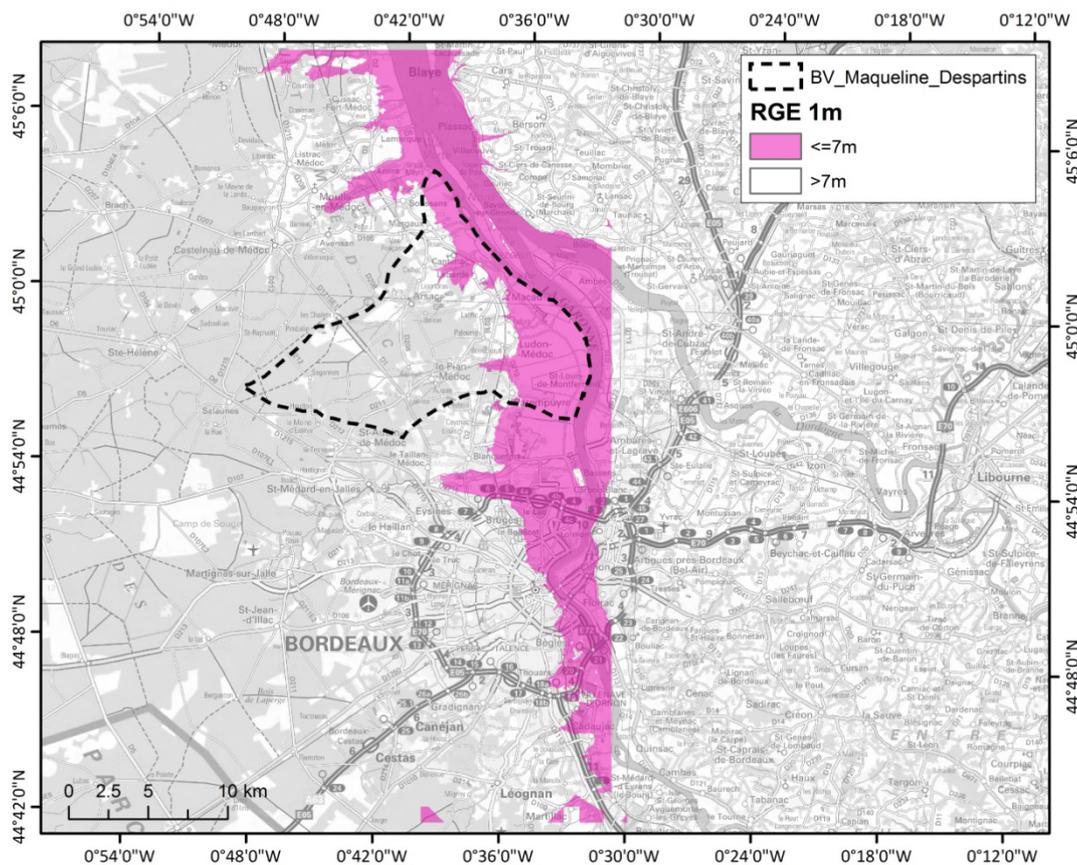
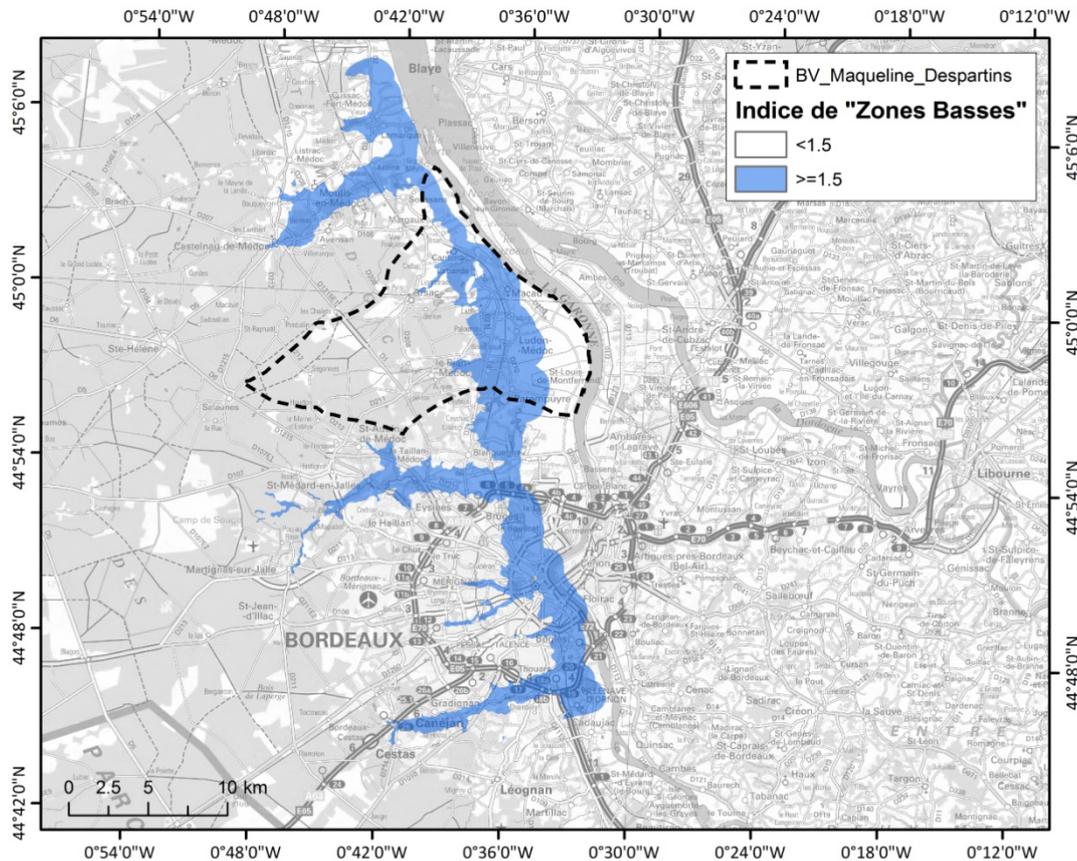
Surface d'initiation = 0.1km²Surface d'initiation = 0.375km²Surface d'initiation = 0.5km²Surface d'initiation = 0.625km²Surface d'initiation = 0.75km²Surface d'initiation = 1km²

Statistique	0.1 km ²	0.375 km ²	0.5 km ²	0.625 km ²	0.75 km ²	1 km ²
Nb. d'observations	320	115	96	75	58	44
Minimum (m)	0.009	0.009	0.009	0.276	1.205	1.715
Maximum (m)	97.534	96.163	98.812	87.659	99.284	94.284
Amplitude (m)	97.525	96.154	98.803	87.384	98.079	92.569
1er Quartile (m)	7.243	6.342	6.364	5.811	6.838	6.649
Médiane (m)	13.383	11.936	11.324	11.936	12.163	10.849
3ème Quartile (m)	41.845	39.862	34.293	29.257	33.481	29.104
Moyenne (m)	26.012	24.729	24.539	22.455	24.786	22.907

En **gras**, les valeurs minimum par indicateur statistique. Valeurs en mètre planimétrique (à vol d'oiseau).

Annexe 5.

Filtres testés pour modéliser les remplissages flandriens et les plaines alluviales sur la zone d'étude. Fond cartographique SCAN régional ©IGN.



Planches photographiques.



Planche I. Littoral fossile de Vitrezay

En haut et au milieu : Aval de ria, à fond large et plat, et versants abrupts. La déconnexion d'avec les versants est complète avec un matériel en fond de vallon argileux et avec peu d'apports grossiers venant des versants.

En bas : Exemple d'un vallon colluvial en berceau, en tête de bassin, empâté par les apports de versants (pierrailles calcaires mélangées à l'argile).



Planche II. Collines du Blayais

En haut : Vue sur les collines du Blayais depuis la haute surface résiduelle pliocène. On observe bien la succession des interfluves et des vallées dans un contexte de relief adouci.

Au milieu : Exemple d'initiation de vallon colluvial dans les vignes à Lartaude. Nous sommes ici typiquement dans les ordres 0 et 1 de Strahler.

En bas : Exemple de vallées d'ordre 4 drainant un BV de 6.5km². Nous sommes bien dans une vallée alluviale.



Planche III. Ensemble des terrasses garonnaises et collines de St-Estèphe

En haut : Initiation des vallons colluviaux et des cours d'eau d'ordre 1 dans les environs de Listrac-Médoc sur les terrasses résiduelles.

En bas : Estey de Tayac, cours d'eau d'ordre 5 complètement canalisés, évoluant au sein d'une large plaine alluvio-estuarienne.



Planche IV. Province détritique saintongeaise

En haut : Cours d'eau d'ordre 3 occupant un thalweg entaillant à peine la surface du glacis. L'absence de réelles banquettes alluviales confirme que ce BV reste dominé par les dynamiques de versant.

En bas : Initiation d'un cours d'eau temporaire avec vallons colluviaux tributaires. En théorie, c'est un vallon d'ordre 2 mais sur le terrain, nous sommes encore dans des dynamiques typiques de vallons colluviaux d'ordre 1.



Planche V. Cuesta de Mirambeau

En haut : Initiation des vallons colluviaux en contrebas des lambeaux de surfaces résiduelles.

Au milieu : BV longiforme d'ordre 2 entaillant le revers de la cuesta. Le raccord avec le bas de versant se fait par une maigre banquette colluvio-alluviale justifiant son maintien en tête de bassin versant.

En bas : Vallée d'ordre 3 avec une petite plaine alluviale bien différenciée dans la topographie et caractérisée par des formations à granulométrie fine, tranchant avec les formations de versants argileuses à blocs calcaires.



Planche VI. Plateau landais

En haut : Extrême planéité du relief et collecteurs artificiels faisant office de réseau hydrographique artificiel.

En bas : Difficultés d'écoulement suite à de fortes pluies et proximité de la nappe phréatique.