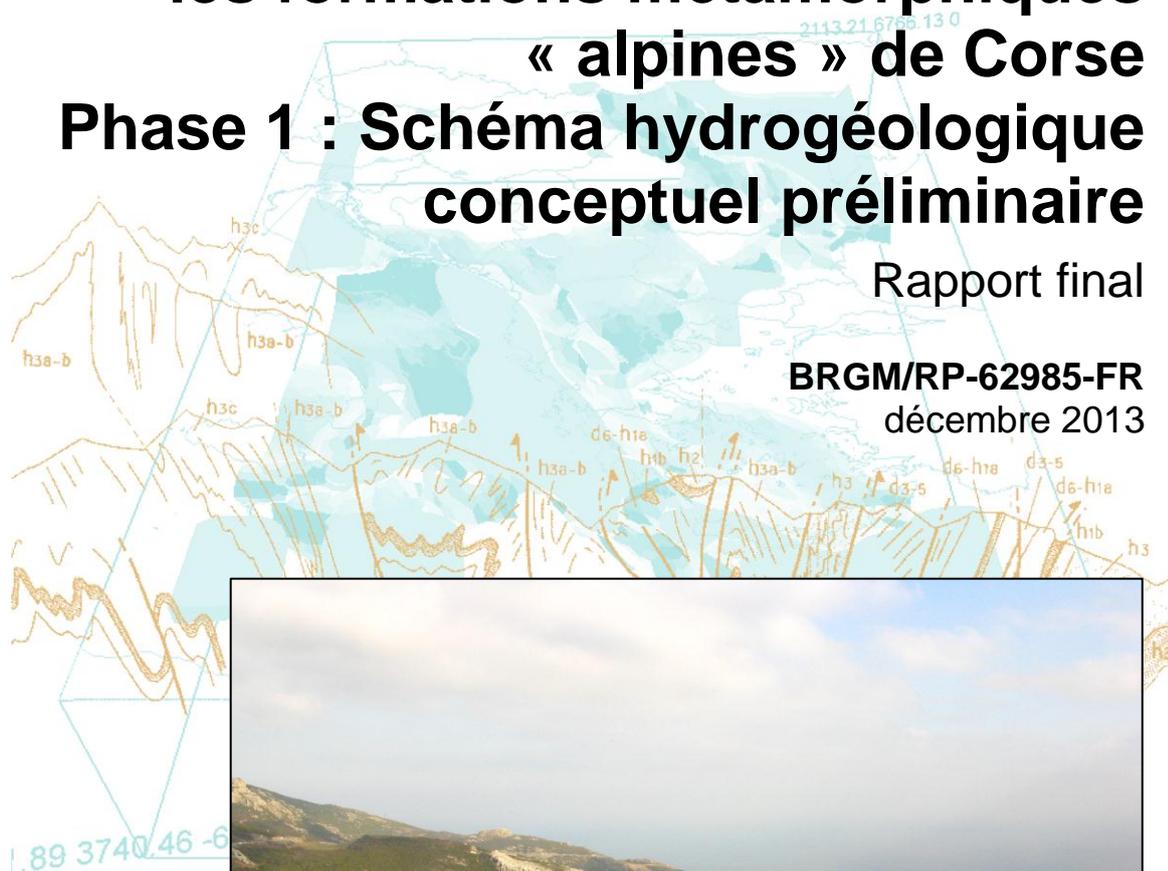




Ressource en eau souterraine dans les formations métamorphiques « alpines » de Corse Phase 1 : Schéma hydrogéologique conceptuel préliminaire

Rapport final

BRGM/RP-62985-FR
décembre 2013



Ressource en eau souterraine dans les formations métamorphiques « alpines » de Corse Phase 1 : Schéma hydrogéologique conceptuel préliminaire

Rapport final

BRGM/RP-62985-FR
décembre 2013

Étude réalisée dans le cadre des projets
de Service public du BRGM 2013

M. Genevier, N. Frissant, C. Allanic, R. Wyns, A. Coulon
Avec la collaboration de
B. Dewandel, B. Ladouche et J.J. Seguin

Vérificateur :

Nom : B. Dewandel

Date : 26/06/2014



Approbateur :

Nom : N. Frissant

Date : 27/06/2014



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.



Photo de couverture : Formation de Cipolins plissés du Monte Canarino en discordance sur le socle de métagabbros et métagranites de l'éclaille du Pigno-Olivaccio.

Mots clés : Formations métamorphiques alpines, ressource en eau, modèle conceptuel, géologie structurale, altération, source, air-lift, récession, Corse alpine, Schistes Lustrés, nappe ophiolitique, Haute-Corse, Castagniccia, Cap-Corse.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

M. Genevier, N. Frissant, C. Allanic, R. Wyns, A. Coulon, coll. B. Dewandel, B. Ladouche et J.J. Seguin (2013) - Ressource en eau souterraine dans les formations métamorphiques alpines de Corse Phase 1 : Schéma hydrogéologique conceptuel préliminaire. BRGM/RP-62985-FR, 233 p., 129 ill., 6 ann.

Synthèse

Les eaux souterraines de la masse d'eau « formations métamorphiques Corse Est » sont exploitées au travers de forages et de sources pour alimenter la population en eau potable. Une étude de l'évolution des pressions quantitatives sur les eaux souterraines de Corse réalisée en 2010 par le BRGM en partenariat avec l'Office de l'Environnement de la Corse et l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse montre que près d'un quart des eaux souterraines destinées à l'AEP en Corse est issu de cette masse d'eau ainsi que 81 % des eaux distribuées pour l'AEP dans le Cap-Corse.

Pourtant le fonctionnement hydrogéologique de ces aquifères, en Corse comme en général pour ce type de contexte géologique, est très mal connu du fait de la rareté des formations ophiolitiques sur les continents. Il en résulte un nombre important d'interrogations quant à leur fonctionnement, mais aussi sur les volumes d'eau prélevables et la qualité des eaux.

Cette étude, réalisée en partenariat avec l'Office de l'Environnement de la Corse et l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse, constitue la première étape de la caractérisation des ressources en eau souterraine dans les formations métamorphiques alpines de la Corse et a pour objectif l'élaboration d'un schéma conceptuel préliminaire des circulations des eaux souterraines dans ces formations géologiques hétérogènes et intensément plissées et faillées.

La synthèse des informations géologiques et hydrogéologiques acquises a permis d'établir un premier schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations de la Corse alpine.

Les visites de terrain réalisées sur les zones de replats de la Corse alpine n'ont pas mis en évidence de profils d'altération (altérites + horizon fissuré) comparables à ceux qui se développent dans les formations granitiques et qui soient suffisamment développés pour avoir donné lieu à la formation d'aquifères d'altération.

La circulation des eaux souterraines au sein des massifs de la Corse alpine et la localisation des aquifères semblent principalement déterminées par la tectonique. Ce sont les discontinuités (failles, fractures, fissures, zones broyées) qui confèrent à ces massifs une certaine perméabilité.

La zone fracturée productive est généralement comprise entre 0 et 40 m de profondeur et s'étend jusqu'à 70 – 80 m dans les formations de schistes et calcaires. L'origine de cet horizon perméable reste à déterminer mais peut être lié à la décompression lithostatique et/ou à des processus d'altération naissants.

L'étude de la répartition et de la localisation des sources a permis d'identifier les formations aquifères et les formations jouant le rôle de substratum imperméable. Les émergences sont généralement situées au contact de failles ou au niveau de contacts lithologiques à la faveur de contrastes de perméabilité. Les serpentinites, metabasaltes et métagabbros constituent des aquifères présentant une certaine inertie et qui sont à l'origine d'émergences qui peuvent être conséquentes (débits de plusieurs litres par seconde à l'étiage). Ces formations peuvent également, dans d'autres configurations, constituer des murs imperméables qui engendrent des émergences (source de Fontanetto). L'état de fracturation de ces formations semble être un paramètre déterminant pour leur potentiel aquifère. Les formations schisteuses se présentent comme des formations globalement peu perméables et compartimentées qui interrompent les circulations souterraines et favorisent les émergences. Les quelques massifs de cipolins

présents en Corse alpine (Brando, Fontanetto, Canarince) sont peu étendus mais présentent un caractère karstique et sont à l'origine de sources présentant les débits parmi les plus importants relevés. Les calcschistes semblent présenter des caractéristiques intermédiaires aux schistes et cipolins avec la présence de phénomènes de dissolution des niveaux les plus calcaireux leur conférant une certaine perméabilité.

Les schistes et les calcschistes sont les formations les plus exploitées par forage qui sont implantés sur les zones de fractures repérées par photo-interprétation et à proximité des thalwegs (axes de circulation des eaux privilégiés). Ces aquifères, dont la zone la plus perméable et productive correspond globalement aux 80 premiers mètres de profondeur, donnent lieu à des forages qui sont généralement peu productifs (quelques m³ par heure) et utilisés en complément du captage de sources.

Le potentiel aquifère des formations de la Corse alpine semble relativement limité, au regard des caractéristiques du tarissement des cours d'eau étudiés. Les coefficients de tarissement relativement élevés (entre 0.013 et 0.034) témoignent de leur faible inertie et d'une vidange rapide des hydrosystèmes et donc de réserves limitées pour le soutien d'étiage. D'après les résultats obtenus, la capacité de stockage de l'eau souterraine semblerait dépendante de la taille du bassin versant. La part du volume dynamique de vidange des aquifères sur les précipitations annuelles moyennes est globalement comprise entre 10 et 15 %.

Sommaire

1. Introduction.....	17
2. Présentation générale de la zone d'étude.....	19
2.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE.....	19
2.2. CLIMATOLOGIE.....	21
2.3. CADRE GEOLOGIQUE : UNITES LITHO-TECTONIQUES DE LA CORSE ALPINE 21	
3. Synthèse de la bibliographie sur l'hydrogéologie des formations métamorphiques 	29
3.1. SYNTHESE DE LA BIBLIOGRAPHIE INTERNATIONALE.....	29
3.1.1. Etudes sur le complexe ophiolitique de Chypre (Boronina <i>et al.</i>).....	29
3.1.2. Etudes sur l'ophiolite d'Oman (Dewandel <i>et al.</i>).....	31
3.1.3. Apports de la synthèse bibliographique pour l'étude de l'hydrogéologie des formations métamorphiques de la Corse.....	33
3.2. ETAT DES CONNAISSANCES SUR L'HYDROGEOLOGIE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES ALPINES DE CORSE.....	33
3.2.1. Caractéristiques générales.....	34
3.2.2. Exploitation des aquifères.....	36
3.2.3. Hydrothermalisme.....	37
4. Analyse des caractéristiques et de la répartition des forages d'eau.....	39
4.1. DONNEES DISPONIBLES ET SELECTION DES FORAGES.....	39
4.2. LITHOLOGIE.....	41
4.3. PROFONDEUR DES FORAGES.....	41
4.3.1. Influence de la géologie.....	42
4.3.2. Influence de l'altitude.....	42
4.4. TAUX DE REUSSITE DES FORAGES.....	43
4.4.1. Relation avec la lithologie.....	43
4.4.2. Relation avec la profondeur.....	44
4.5. PROFONDEUR DU NIVEAU D'EAU.....	44
4.5.1. Relation avec la lithologie.....	45
4.5.2. Relation avec l'altitude de l'ouvrage.....	46
4.6. CARACTERISTIQUES DES CREPINES.....	47

4.7. DEBITS AIR-LIFT	48
4.8. DEBITS D'EXPLOITATION AUTORISES	48
4.9. ETUDE DE LA DISTRIBUTION VERTICALE DES PERMEABILITES PAR L'ANALYSE STATISTIQUE DES DEBITS AIR-LIFT	49
4.9.1. Principe et méthode de l'analyse statistique	49
4.9.2. Données disponibles	50
4.9.3. Influence de la lithologie	53
4.9.4. Influence de l'altitude	58
4.9.5. Influence de la proximité d'un cours d'eau	59
4.10. SYNTHESE DES CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DE LA CORSE ALPINE ACQUISES A PARTIR DE L'ANALYSE DES DONNEES DE FORAGE	60
5. Analyse globale de l'altération des formations de la Corse alpine.....	63
5.1. GENERALITES SUR L'ALTERATION	63
5.2. LES AQUIFERES D'ALTERATION.....	64
5.3. FACTEURS DETERMINANT LA PRESENCE D'AQUIFERES D'ALTERATION	67
5.3.1. Présence et fonctionnement d'un profil latéritique	67
5.3.2. Minéralogie.....	67
5.3.3. Texture	68
5.3.4. Structure.....	69
5.4. APPLICATION A LA CORSE ALPINE	71
5.4.1. Méthodologie.....	72
5.4.2. Résultats obtenus.....	74
5.5. SYNTHESE ET CONCLUSIONS SUR LES AQUIFERES D'ALTERATION.....	77
6. Analyse régionale de la fracturation	79
6.1. TECTONIQUE RECENTE ALPINE CORSE	79
6.2. ETUDE DE SITES FAILLES, CINEMATIQUE ASSOCIEE ET RELATIONS AVEC LES SOURCES EN PRESENCE	81
6.2.1. Secteur autour du col de Teghime.....	81
6.2.2. Versant occidental du Cap-Corse	90
6.2.3. Bordure nord du massif de la Castagniccia	97
6.3. SYNTHESE ET DISCUSSION.....	105
6.3.1. Synthèse sur la tectonique récente.....	105
6.3.2. Lien entre la tectonique récente et les circulations d'eau souterraine ...	105
7. Analyse des caractéristiques et de la répartition spatiale des sources	109
7.1. DONNEES UTILISEES.....	109

7.2. REPARTITION GLOBALE	109
7.3. REPARTITION EN FONCTION DE L'ALTITUDE	111
7.4. DEBITS D'EXPLOITATION AUTORISES	112
7.5. RELATION ENTRE LA LITHOLOGIE ET LES EMERGENCES	116
7.5.1. Sources et cipolins / calcaires massifs	116
7.5.2. Sources et schistes / calcschistes	116
7.5.3. Sources et metabasaltes / métagabbros	117
7.5.4. Sources et serpentinites	124
8. Etude des phénomènes karstiques	129
8.1. INDICES DE KARSTIFICATION	129
8.2. SYSTEMES KARSTIQUES CONNUS	131
8.2.1. Fontanetto	131
8.2.2. Monte Canarino	134
8.2.3. Source de la Glacière (Brando)	136
9. Bilan préliminaire du potentiel aquifère par l'analyse du tarissement de quatre cours d'eau	147
9.1. PRINCIPE DE L'ANALYSE DES DEBITS CLASSES	147
9.2. CALCUL DU VOLUME DYNAMIQUE DE VIDANGE DES AQUIFERES PAR L'ANALYSE DU TARISSEMENT	148
9.3. AUTRE APPROCHE DU TARISSEMENT : LE « BASE FLOW INDEX »	151
9.4. DONNEES DISPONIBLES	151
9.5. SITUATION CLIMATIQUE DE LA PERIODE D'ANALYSE	153
9.6. BASSIN VERSANT DE L'ALISO	154
9.6.1. Contexte géographique et géologique	154
9.6.2. Analyse des débits classés	157
9.6.3. Calcul du débit de base de l'Aliso	158
9.7. BASSIN VERSANT DU BEVINCO	162
9.7.1. Contexte géographique et géologique	162
9.7.2. Analyse des débits classés	164
9.7.3. Calcul du débit de base	165
9.8. BASSIN VERSANT DE LA BRAVONA	168
9.8.1. Contexte géographique et géologique	168
9.8.2. Analyse des débits classés	170
9.8.3. Calcul du débit de base	171

9.9. BASSIN VERSANT DU LURI	175
9.9.1. Contexte géographique et géologique	175
9.9.2. Analyse des débits classés.....	177
9.9.3. Calcul du débit de base	178
9.10. SYNTHESE ET COMPARAISON DES QUATRE BASSINS VERSANTS ETUDIES	
182	
10. Discussion et proposition d'un modèle hydrogéologique conceptuel préliminaire	185
11. Conclusions et perspectives	189
11.1. PRINCIPAUX RESULTATS.....	189
11.2. PERSPECTIVES.....	190
12. Bibliographie	193

Liste des illustrations

Illustration 1 : Localisation de la zone d'étude sur la carte géologique au 1/250 000.....	20
Illustration 2 : Empilement des différentes unités structurales du domaine des Schistes Lustrés (Corse alpine) et leur regroupement selon 4 grandes unités structurales définies à partir de critères synthétiques basés sur l'origine du matériel et sur les conditions métamorphiques qui l'affectent (Figure modifiée d'après D. Lahondère, 1996).	24
Illustration 3 : Façade ouest du Monte Sant'Angelu constituée de métagabbros reposant sur une formation de schistes et calcaires et matérialisant la faille majeure de Sant'Angelu orientée nord-sud et qui traverse une partie de la Castagniccia.	25
Illustration 4 : Massif du Monte Stello vu depuis son flanc ouest constitué de métagabbros et serpentinites.	26
Illustration 5 : Formation d'Erbajolo constituée d'une alternance de schistes avec des bancs de calcaire. A gauche : affleurement situé sur la commune d'Arbajolo ; à droite : affleurement situé au bord du Tagnone à Vezzani.	27
Illustration 6 : Prélèvements réalisés sur les eaux souterraines des formations métamorphiques alpines par commune recensés par l'Agence de l'Eau sur l'année 2011 et localisation des captages d'alimentation en eau potable connus.	37
Illustration 7 : Localisation et profondeur des 189 forages étudiés sur fond de la carte géologique au 1/250 000.....	40
Illustration 8 : Profondeurs des forages et puits implantés dans les formations métamorphiques alpines (profondeur connue pour 184 forages des 189 étudiés).....	42
Illustration 9 : Corrélation entre la profondeur de l'ouvrage et son altitude d'implantation.....	43
Illustration 10 : Nombre de forages abandonnés par lithologie	43
Illustration 11 : Nombre d'ouvrages abandonnés par classes de profondeur	44
Illustration 12 : Nombre de forages par classe de profondeur du niveau d'eau	45
Illustration 13 : Nombre de forages par classe de profondeur du niveau d'eau en fonction de la lithologie.....	46

Illustration 14 : Profondeur du niveau d'eau en fonction de l'altitude du forage.....	47
Illustration 15 : Nombre de forages par classe de profondeur du toit des crépines.....	47
Illustration 16 : Nombre d'ouvrages par classe de débit air-lift	48
Illustration 17 : Nombre de forages par classe de débit d'exploitation autorisé rapporté à 1 heure	49
Illustration 18 : Moyenne du débit journalier d'exploitation autorisé rapporté à 1 heure sur les forages par lithologie	49
Illustration 19 : Principe de la relation venue d'eau / évolution du débit air-lift	50
Illustration 20 : Exemple d'ouvrage présentant une "lithologie multiple". Forage 11104X0027/GRATE implanté en 1994 sur la commune de Valle-di-Rostino en Castagniccia.	52
Illustration 21 : Q air-lift moyen en fonction de la profondeur. A gauche : sur l'ensemble des forages, toutes lithologies confondues ; à droite : sur les forages implantés dans les schistes et calcaires.....	53
Illustration 22 : A gauche : Comparaison de la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à 1 m ³ /h à une profondeur donnée entre les différentes formations géologiques. Est indiqué entre parenthèses le nombre d'ouvrages implantés dans chaque formation. A droite : pourcentage d'ouvrage atteignant la profondeur P pour chacune des lithologies.	54
Illustration 23 : A gauche : Comparaison de la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à 2 m ³ /h à une profondeur donnée entre les différentes formations géologiques. Est indiqué entre parenthèses le nombre d'ouvrages implantés dans chaque formation. A droite : pourcentage d'ouvrage atteignant la profondeur P pour chacune des lithologies.	56
Illustration 24 : Probabilités d'obtenir un débit donné à une profondeur donnée pour les forages implantés dans les schistes et calcaires	57
Illustration 25 : Probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à 1 m ³ /h toute lithologie confondue par tranche d'altitude de 200 m	58
Illustration 26 : Débit air-lift final des forages en fonction de leur distance à la plus proche rivière.	60
Illustration 27 : Répartition des principaux types d'altération dans les paysages (d'après Wyns, 2002).....	64
Illustration 28 : L'horizon fissuré dans un granite du Livradois (sud de Thiers, Puy de Dôme) ..	66
Illustration 29 : Le modèle conceptuel actuel d'aquifère de socle	67
Illustration 30 : L'horizon fissuré dans un leucogranite pauvre en biotite (Margeride, France) : noter le faible développement et la faible ouverture des joints	68
Illustration 31 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche isotrope (roches grenues : granitoïdes)	69
Illustration 32 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche à foliation verticale.....	70
Illustration 33 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche à foliation horizontale.....	70
Illustration 34 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche plissée (schiste, micaschiste)	71
Illustration 35 : Sites visités dans le cadre de l'analyse de l'altération dans la Corse alpine	73
Illustration 36 : Affleurement du site n°3 : Schistes et calcschistes altérés et détail d'un banc de cipolin.....	74
Illustration 37 : Affleurement du site n°6.....	75

Illustration 38 : Base de la saprolite sur gabbros pegmatoïdes.....	76
Illustration 39 : L'horizon fissuré dans les gabbros pegmatoïdes (site n°9)	76
Illustration 40 : Granodiorite arénisée (site n°10)	77
Illustration 41 : Coupe géologique synthétique à l'échelle crustale (modifié d'après Daniel et al., 1996 et Malavieille et al., 1998)	79
Illustration 42 : Coupe géologique synthétique à l'échelle crustale (modifié d'après Daniel et al., 1996 et Malavieille et al., 1998)	80
Illustration 43 : Extrait de la carte géologique de Bastia 1:50 000 (Lahondère, 1983)	82
Illustration 44 : Zones fracturées recoupant la foliation à faible pendage au sommet du Pigno (gauche) et au site n°2 (droite)	83
Illustration 45 : Projection stéréographique et distribution statistiques des discontinuités mesurées dans la région du Pigno	83
Illustration 46 : Zone fracturée du site n°3 et détails de la structure de cette zone (droite)	84
Illustration 47 : Exemples d'érosion et d'altération différentielles, dans la région du Pigno.....	84
Illustration 48 : Projection stéréographique des données failles-stries (diagramme de Schmidt) mesurées au site n°4, avant (gauche) et après (droite) rotation (axe de rotation: N100°, 0° avec un basculement de 20°). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). En bas à gauche, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956). En bas, à droite, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu)..	85
Illustration 49 : Décrochements dextres et failles normales recoupant la foliation observées au site n°4. Détails sur le plan de faille strié (A) et sur des veines en échelon associées aux structures dextres (B).	86
Illustration 50 : Extrait de la carte géologique de Bastia 1:50 000 (Lahondère, 1983)	87
Illustration 51 : Exemple de faille normale NW-SE et détails sur la structure de la zone broyée (site n°5)	88
Illustration 52 : Faille normale et axe anticlinal localisant la formation d'une cavité dans les gneiss (gauche) (site n°6). Détails sur le plan de faille strié à l'intérieur de la grotte (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées au site n°6. Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenus par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).....	89
Illustration 53 : Massif fracturé en descendant du col de Tégime et détails d'une de ces zones fracturées (site n°7)	90
Illustration 54 : A gauche : failles normales principales à pendage vers le sud et failles secondaires conjuguées à pendage vers le nord. A droite : la partie gris foncé correspond à l'horizon fissuré et la partie gris clair correspond à la roche moins fracturée.	90
Illustration 55 : Extrait de la carte géologique de Saint-Florent 1:50 000 (Rossi et al., 1994)	91
Illustration 56 : Chevauchement, microstructures associées et émergences à la base de la semelle de chevauchement (site n°8).	91
Illustration 57 : Faille décrochante dextre (gauche) recoupée (et basculée ?) par des failles normales plus tardives (droite) (site n°9). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et	

pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).	92
Illustration 58 : Extrait de la carte géologique de Bastia 1:50 000 (Lahondère et al., 1983)	93
Illustration 59 : Discontinuité plane (faille ?) dans les calcschistes avec présence de drains centimétriques localisant l'émergence d'eau (gauche) (site n°10). Contact avoisinant des calcschistes sur les serpentinites (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).	94
Illustration 60 : Faille décrochante et zone broyée dans les calcaires miocènes de Saint-Florent (gauche). Détail d'un plan strié sur lequel 2 générations de stries sont visibles mettant en évidence des processus de réactivation (droite) (site n°11). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).....	95
Illustration 61 : Exemples de nombreuses petites résurgences et mini conduits karstiques dans les calcschistes de Sparagaggio (site n°12).	96
Illustration 62 : Extrait de la carte géologique de Vescovato 1:50 000 (Lahondère et al., 1994) 97	
Illustration 63 : Calcschistes, sur la rive gauche du ruisseau présentant une micro-fracturation détaillée ci-dessous (gauche) (site n°13). Calcschistes, sur la rive droite du ruisseau présentant des suintements (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).....	98
Illustration 64 : Extrait de la carte géologique de Vescovato 1:50000 (Lahondère et al., 1994). 99	
Illustration 65 : Présence d'émergences et de drains au contact entre métagabbros et calcschistes.	100
Illustration 66 : Discontinuités et drains au sein des calcschistes. Bas, fracturation et tenseur de paléo-contraintes biphasé (A et B) déterminé sur l'affleurement.	101
Illustration 67 : Extrait de la carte géologique de Vescovato 1:50 000 (Lahondère et al., 1994) 102	
Illustration 68 : Structure à l'affleurement des failles N-S représentée sur la carte géologique. 102	
Illustration 69 : Présence de figures de dissolution (perte) au contact entre les cipolins et les calcschistes. En encart, détail sur la surface des cipolins.	103
Illustration 70 : Source permanente émergeant au niveau d'une structure chevauchante d'1 m d'épaisseur environ au sein des calcschistes (haut). Détails de l'affleurement avec des concrétions calcaires abondantes tapissant certains parois (gauche), des failles normales secondaires recoupant les autres structures (milieu), et la source principale émergeant dans le prolongement du niveau supérieur du chevauchement (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite,	

les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).....	104
Illustration 71 : Exemple synthétique d'une structure faillée (Gundmusson et al., J. Struc. Geol., 2010).....	105
Illustration 72 : Mise en évidence de variations de perméabilités au sein d'une zone broyée d'une faille au Japon étudiée par Wibberley and Shimamoto (2003)	106
Illustration 73 : Localisation des sources recensées sur la zone d'étude sur fond de la carte géologique au 1/250 000 (BSS et BD TOPO®).	110
Illustration 74 : Répartition des sources en fonction de l'altitude.	111
Illustration 75 : Localisation des sources de la zone d'étude sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 50 m (IGN). A gauche le Cap-Corse et la Balagne et à droite la Castagniccia.	112
Illustration 76 : Nombre de sources par classe de débit d'exploitation autorisé rapporté à une heure.....	113
Illustration 77 : Localisation des sources et de leur débit journalier d'exploitation autorisé.....	114
Illustration 78 : Description du contexte d'émergence des sources présentant les débits d'autorisation les plus élevés.....	115
Illustration 79 : Photographies du secteur du Sant'Angelu et des phénomènes d'émergence au contact entre les métagabbros et les schistes.....	119
Illustration 80 : Coupe modifiée d'après la coupe issue de la carte géologique au 1/50 000 de Cervione (Guieu et al., 1994).	120
Illustration 81 : Carte de localisation du Monte Sant'Angelu et des sources connues. Sont cerclées de rouge les sources issues des métagabbros et localisées au contact avec les schistes.....	121
Illustration 82 : Carte de localisation des sources dans le secteur du Pigno et de Teghime. Sont cerclées de rouge les sources issues des métagranites et métagabbros.....	122
Illustration 83 : Carte de localisation des sources dans le secteur du Monte Castellare. Sont cerclées de rouge les sources localisées au contact entre les métagabbros et metabasaltes et les schistes.	123
Illustration 84 : Débits de la Presa mesurés par dilution du sel à l'étiage 2012 en fonction de la distance au premier site de jaugeage. Les barres d'erreur sont les écarts-type calculés sur les différentes injections de sel réalisées par site.	125
Illustration 85 : Schématisation de la répartition de la charge hydraulique dans l'aquifère (d'après Dewandel et al., 2004).....	125
Illustration 86 : Localisation des sources (triangles bleus) et jaugeages (triangles rouges) réalisés lors de l'étiage 2012 sur le bassin versant de la Presa	126
Illustration 87 : Carte de localisation des sources par rapport aux massifs de serpentinites dans le Cap-Corse.	127
Illustration 88 : Répartition des cavités recensées sur la Corse alpine	130
Illustration 89 : Gouffre de I Luminelli sur la commune de Morosaglia (dolomies jurassiques de l'unité pré-piémontaise de Caporalino - Pedani). A gauche : concrétions sur les parois d'une diaclase dans la cavité, à droite : affleurement de la dolomie aux abords de la cavité.	131
Illustration 90 : Coupes géologiques interprétatives du bassin d'alimentation de la source de Fontanetto (Dominici et al., 1992)	133
Illustration 91 : Photographies de bancs de cipolins constituant le bassin d'alimentation de la source de Fontanetto. A gauche : cipolins fracturés situés sur la partie sommitale du massif ; à droite : bancs de cipolins situés en contre-haut de la source, en bordure de la D38.	134

Illustration 92 : Localisation du Monte Canarinco et de son émergence sur fond de la carte géologique harmonisée au 1/50 000.	135
Illustration 93 : Formation de Cipolins du Monte Canarinco en discordance sur le socle de métagabbros et métagranites faisant partie de l'éclaille du Pigno-Olivaccio : a) vue des cipolins plissés et affectés de failles depuis la crête au sud du col de Teghime, b) affleurement du cipolin fracturé présentant des traces de dissolution et correspondant à un lapiaz.	136
Illustration 94 : A gauche : falaise de cipolins surmontant l'émergence, à droite : falaise du massif de cipolins affleurant en amont de la source au niveau de l'ancienne carrière de e Torre.	137
Illustration 95 : Griffon de la source de La Glacière et dispositif de suivi de la hauteur d'eau..	138
Illustration 96 : Bassin de décantation au bout du canal d'écoulement	139
Illustration 97 : Profondeur de l'eau dans le canal d'écoulement de la source et température de l'eau entre 2009 et 2013 au pas de temps horaire. L'influence des prélèvements est bien marquée sur les périodes d'été.	140
Illustration 98 : Chronique de la profondeur de l'eau du canal d'écoulement de la source au pas de temps journalier (sélection de la valeur minimale journalière). Les flèches rouges marquent une modification dans le mode d'alimentation de la source.	141
Illustration 99 : Pluviométrie à la station Météo France de Cap-Sagro et niveau de la source entre 2009 et 2011.	141
Illustration 100 : Corrélogrammes simples de la pluviométrie et de la température de la source au pas de temps journalier et corrélogrammes simples du niveau de la source de Brando au pas de temps journalier à gauche et au pas de temps horaire à droite.	143
Illustration 101 : Corrélogramme croisé au pas de temps journalier entre la pluviométrie et le niveau de la source.	144
Illustration 102 : Corrélogramme croisé de la pluviométrie avec la température de la source au pas de temps journalier.	145
Illustration 103 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996). En ordonnées figure le pourcentage de fréquence d'apparition du débit cumulé et en abscisse les débits mesurés. Les données apparaissent dans un graphique gaussien-logarithmique.	148
Illustration 104 : Interprétation des ruptures de pente des droites caractéristiques des débits classés pour des sources karstiques (Marsaud, 1996).	148
Illustration 105 : Caractéristiques d'un hydrogramme et identification de la phase de tarissement (d'après Caballero et al., 2007, modifié à partir de Dewandel et al., 2002).	149
Illustration 106 : Caractéristiques des quatre bassins versant étudiés	152
Illustration 107 : Localisation des bassins versant des stations limnimétriques de l'Aliso, du Bevinco, de la Bravona et du Luri.	153
Illustration 108 : Caractérisation du contexte climatique en Corse sur les périodes analysées.	154
Illustration 109 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur l'Aliso	156
Illustration 110 : Courbe des débits classés de l'Aliso pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de 0,05 m ³ /s	157
Illustration 111 : Analyses des courbes de tarissement de l'Aliso.	158
Illustration 112 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit de l'Aliso (bassin versant de 33 km ²).....	159
Illustration 113 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit de l'Aliso	160
Illustration 114 : Débits observés dans l'Aliso en 2003 et courbe du débit de base calculé.	160

Illustration 115 : Débits observés dans l'Aliso en 2004 et courbe du débit de base calculé.	161
Illustration 116 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur le Bevinco	163
Illustration 117 : Courbe des débits classés du Bevinco pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de 0,05 m ³ /s.	164
Illustration 118 : Analyse des courbes de tarissement du Bevinco par la formulation de Mangin - Maillet.....	166
Illustration 119 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit du Bevinco (bassin versant de 54 km ²).....	166
Illustration 120 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit du Bevinco	167
Illustration 121 : Débits observés dans le Bevinco en 2003 et courbe du débit de base calculé.	167
Illustration 122 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur la Bravona.....	169
Illustration 123 : Courbe des débits classés de la Bravona pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de 0,05 m ³ /s.	170
Illustration 124 : Analyse des courbes de tarissement de la Bravona par la formulation de Mangin - Maillet.	172
Illustration 125 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit de la Bravona (bassin versant de 66 km ²).	172
Illustration 126 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit de la Bravona.....	173
Illustration 127 : Débits observés dans la Bravona en 2003 et courbe du débit de base calculé.	173
Illustration 128 : Débits observés dans la Bravona en 2004 et courbe du débit de base calculé.	174
Illustration 129 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur le Luri	176
Illustration 130 : Courbe des débits classés du Luri pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de 0,05 m ³ /s.....	177
Illustration 131 : Analyse des courbes de tarissement du Luri par la formulation de mangin - Maillet.....	179
Illustration 132 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit du Luri (bassin versant de 17 km ²).	179
Illustration 133 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit du Luri.....	180
Illustration 134 : Débits observés dans le Luri en 2003 et courbe du débit de base calculé. ...	180
Illustration 135 : Débits observés dans le Luri en 2004 et courbe du débit de base calculé. ...	181
Illustration 136 : Recherche de corrélations entre les paramètres calculés et la réalité physique des bassins versant. La superficie de « roches vertes » désigne la superficie cumulée des serpentinites et des metabasaltes/métagabbros.	184
Illustration 137 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations de la Castagniccia entre la crête occidentale du Monte San Petrone et la crête orientale du Monte Sant'Angelu	187
Illustration 138 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations du versant est du Cap-Corse (secteur de Pietracorbara).....	188

Liste des annexes

Annexe 1 Localisation des différentes unités litho-tectoniques de la Corse « alpine »	197
Annexe 2 Analyse des caractéristiques des forages et puits	207
Annexe 3 Carte des replats (pente $\leq 10^\circ$) et de leurs altitudes.....	213
Annexe 4 Répartition des sources en fonction de la pluviométrie annuelle moyenne.....	217
Annexe 5 Localisation des sources étudiées	223
Annexe 6 Profils en long des quatre cours d'eau étudiés	231

1. Introduction

Les eaux souterraines de la masse d'eau « formations métamorphiques Corse Est » sont exploitées au travers de forages et de sources pour alimenter la population en eau potable. L'étude des pressions quantitatives sur les eaux souterraines de Corse réalisée en 2010 par le BRGM en partenariat avec l'Office de l'Environnement de la Corse et l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse montre que près d'un quart des eaux souterraines destinées à l'AEP en Corse est issu de cette masse d'eau ainsi que 81 % des eaux distribuées pour l'AEP dans le Cap-Corse.

Pourtant le fonctionnement hydrogéologique de ces aquifères, en Corse comme en général pour ce type de contexte géologique, est très mal connu du fait de la rareté des formations ophiolitiques sur les continents. Il en résulte un nombre important d'interrogations quant à leur fonctionnement, mais aussi sur la quantité des volumes d'eau prélevables ainsi que sur la qualité de ces eaux.

Cette étude, réalisée en partenariat avec l'Office de l'Environnement de la Corse et l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse, constitue la première étape de la caractérisation des ressources en eau souterraine dans les formations métamorphiques alpines de la Corse et a pour objectif l'élaboration d'un schéma conceptuel préliminaire des circulations des eaux souterraines dans ces formations géologiques hétérogènes et intensément plissées et faillées.

Ce rapport s'articule en neuf parties qui retranscrivent les différentes analyses de données et observations de terrain réalisées :

- une présentation générale de la zone d'étude en termes de géomorphologie, climatologie et géologie ;
- une synthèse des principales références bibliographiques internationales disponibles sur l'hydrogéologie des complexes ophiolitiques et de la bibliographie régionale. L'objectif est de faire un état des connaissances sur la ressource en eau souterraine dans ce type de formations dans le monde et en Corse et d'identifier les méthodes de caractérisation les plus probantes ;
- une analyse des principales caractéristiques des forages implantés sur la zone d'étude dont une analyse des profils de débit air-lift à l'avancement afin d'obtenir les premières caractéristiques des aquifères exploités (distribution verticale de la perméabilité notamment) ;
- une analyse régionale des phénomènes d'altération à partir d'une campagne de terrain réalisée sur la base de l'interprétation du MNT afin d'identifier la présence éventuelle d'aquifères d'altération (horizon fissuré couplé à un horizon d'altérites) ;
- une analyse régionale de la fracturation également à partir d'une campagne de terrain afin de déterminer le rôle de la tectonique dans la circulation des eaux souterraines ;
- une analyse de la répartition des sources à l'échelle régionale notamment en fonction de la lithologie dans le but d'identifier les formations aquifères et les formations jouant le rôle de substratum imperméable ;

- une analyse des phénomènes karstiques recensés avec notamment l'exploitation des données disponibles sur le suivi de la source de la Glacière située à Brando afin de caractériser les processus de karstification présents au sein de la Corse alpine ;
- un bilan préliminaire du potentiel aquifère des formations de la Corse alpine à partir de l'analyse du tarissement de plusieurs cours d'eau dans le but d'identifier les aquifères contribuant le plus aux débits des cours d'eau ;
- enfin un chapitre de synthèse et de discussion qui propose un schéma conceptuel préliminaire du fonctionnement hydrogéologique des formations métamorphiques alpines de la Corse.

2. Présentation générale de la zone d'étude

2.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

Les formations métamorphiques alpines s'étendent sur le quart nord-est de la Corse dans le département de la Haute-Corse (2B), sur près de 1900 km² (Illustration 1). La zone étudiée intègre principalement les régions naturelles du Cap-Corse, du Nebbio, de la Castagniccia et la partie est de la Balagne.

Le Cap-Corse et la Castagniccia qui est située dans son prolongement forment une structure en dôme. Cette arête dissymétrique présente des altitudes moindres, mais son altitude moyenne est très élevée : la moitié de la superficie est située au-dessus de 400 m. Elle est composée d'une échine centrale d'altitude moyenne 1000 m incisée sur ses versants est et ouest par de petites vallées qui descendent perpendiculairement vers le littoral. Cette configuration en « arêtes de poisson » se traduit dans l'orientation des cours d'eau, presque exclusivement est-ouest.

Le Cap-Corse est dominé par la Cima di e Follice qui culmine à 1322 m et la Castagniccia par le Monte San Petrone qui culmine à 1767 m d'altitude. Dans la partie de la zone d'étude située en Balagne, les altitudes sont plus faibles. C'est un ensemble de collines arrondies dont le point culminant est la Cima di l'Alturaia à 820 m d'altitude.

La zone d'étude est drainée par de nombreux cours d'eau dont le régime est torrentiel. Les débits les plus importants transitent généralement entre novembre et avril. Une part importante du débit observé au printemps est issue de la fonte des neiges. Parmi les cours d'eau qui prennent leur source dans la zone étudiée figurent notamment :

- la Bravone, d'une longueur de 37 km, ce fleuve prend sa source sur le flanc ouest de la Punta di Caldane (1724 m d'altitude), au cœur de la Castagniccia ;
- l'Alesani, d'une longueur d'un peu plus de 24 km, ce fleuve prend également sa source dans la Castagniccia. Un barrage est implanté sur son cours ;
- le Luri, d'une longueur de 11 km, il est le fleuve le plus long du Cap-Corse.

D'autres fleuves importants traversent la zone d'étude sans qu'ils y prennent leur source. Le Golo, qui est le plus long fleuve de Corse (près de 90 km de longueur), traverse la zone d'étude au nord de la Castagniccia. Il prend sa source dans la chaîne montagneuse de la Corse, dans les formations de socle granitique, sur la commune d'Albertacce. Au sud de la Castagniccia, le Tavignano, deuxième fleuve le plus long de Corse, traverse également la zone d'étude.

Du point de vue de l'occupation des sols, le Cap-Corse et la Balagne sont principalement occupés par une végétation basse de type sclérophylle (habitué à la sécheresse), correspondant au maquis. La Castagniccia est également occupée par des forêts de feuillus, notamment des châtaigniers, dont est issu le nom de cette région. La zone d'étude est globalement peu densément habitée, avec une concentration de la population et des activités sur la frange littorale.

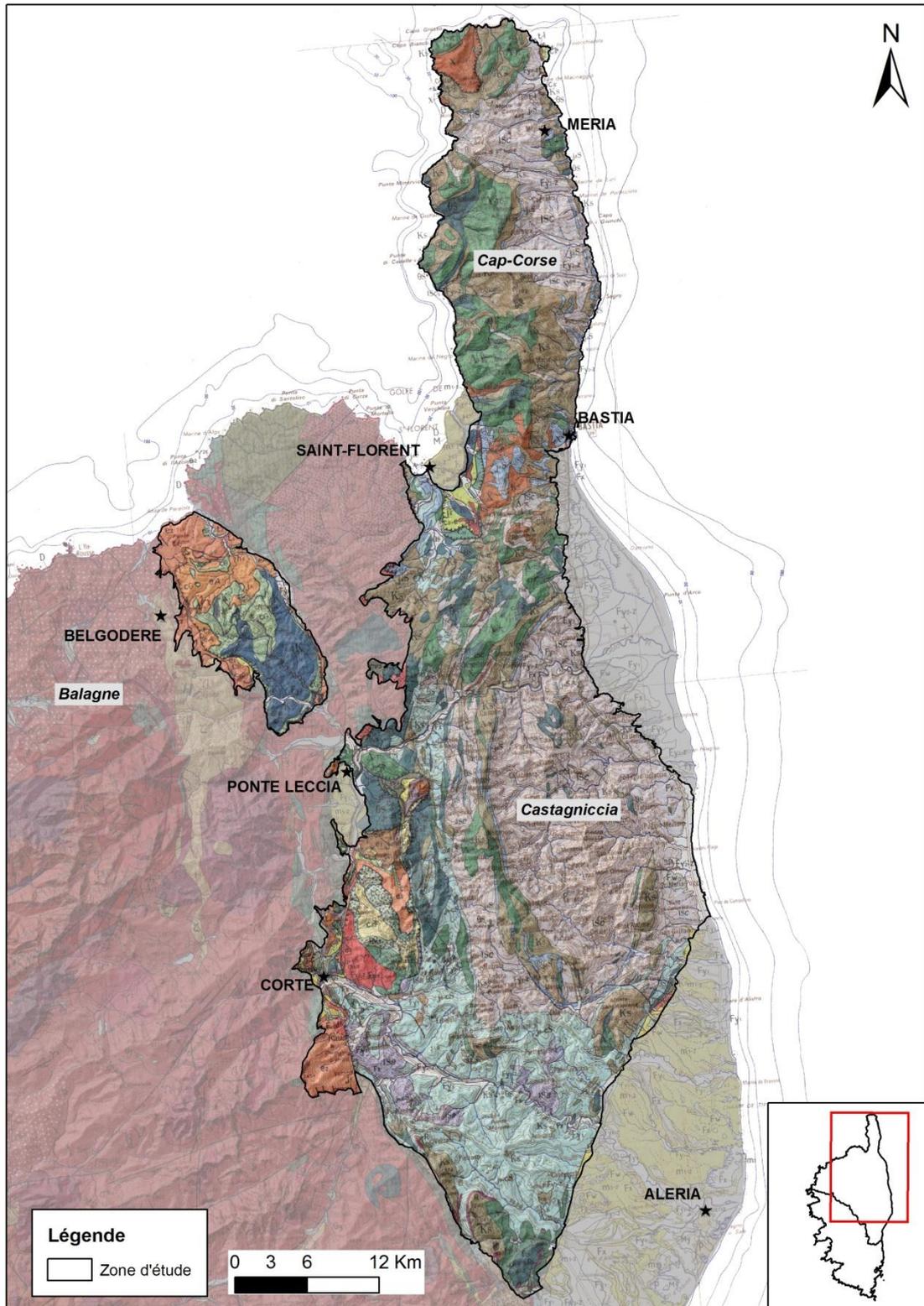


Illustration 1 : Localisation de la zone d'étude sur la carte géologique au 1/250 000

2.2. CLIMATOLOGIE

Le climat de la zone d'étude est marqué par une double influence marine et montagnarde, bien que plus faiblement marquée. Le passage rapide des altitudes basses du littoral à celles des sommets se traduit par des contrastes relativement marqués, tant au niveau des températures que des précipitations.

Ainsi, le littoral et l'intérieur des basses vallées à l'écart des reliefs bénéficient du climat méditerranéen maritime, caractérisé par l'extrême douceur des températures, une sécheresse estivale prononcée et des précipitations modérées bien qu'inégalement réparties dans l'année. L'automne se traduit généralement par de forts épisodes pluvieux qui vont engendrer des crues et des inondations.

Ces conditions se dégradent avec l'altitude avec des écarts thermiques plus importants et des précipitations plus abondantes sous forme de pluies et de neige (massif du San Petrone) qui s'expliquent par l'arrivée de masses d'air chargées d'humidité apportées par les vents marins qui se heurtent aux reliefs de la Castagniccia et du Cap-Corse. L'enneigement des sommets de la zone d'étude n'est pas permanent en hiver, mais les épisodes neigeux sont relativement fréquents en altitude.

Les précipitations annuelles moyennes sont inégalement réparties sur la zone d'étude.

Les précipitations les plus faibles sur la zone d'étude se situent dans la plaine du Nebbio (sud de Saint-Florent) avec des moyennes annuelles comprises entre 550 et 600 mm (J.F. Desprats, 2010, rapport BRGM). La pointe du Cap-Corse se caractérise par des précipitations également peu élevées avec des valeurs annuelles moyennes entre 600 et 700 mm, tout comme la Balagne. Les valeurs les plus élevées correspondent au cœur de la Castagniccia, entre la crête occidentale (San Petrone) et la crête orientale (Monte Olmelli) avec des précipitations annuelles moyennes comprises entre 1000 et 1250 mm. Partout ailleurs, où les altitudes sont plus faibles, les précipitations annuelles sont comprises entre 700 et 1000 mm.

2.3. CADRE GEOLOGIQUE : UNITES LITHO-TECTONIQUES DE LA CORSE ALPINE

La synthèse géologique de la zone d'étude proposée dans ce paragraphe est issue de la notice de la carte géologique harmonisée au 1/50 000 du département de la Haute-Corse réalisée par Caritg *et al.* en 2009 (rapport BRGM).

A la fin du Mésozoïque (Crétacé supérieur), la remontée de l'Afrique et de la plaque ibérique vers le nord est responsable de la formation de la chaîne pyrénéo-provençale. L'océan liguro-piémontais se ferme, c'est l'orogénèse alpine. C'est dans ce système de type subduction-obduction que se forme la Corse dite « alpine », caractérisée par un ensemble complexe de nappes de charriage constituées de roches plus ou moins métamorphisées.

La localisation des différentes unités litho-tectoniques est présentée en Annexe 1.

a) *Les écailles pré-piémontaises cortenaises*

Ces unités, qui affleurent au nord de la ville de Corte sur une superficie peu importante, sont généralement très schistosées, replissées suivant des axes sensiblement E-W puis N-S, ce qui explique la grande complexité de cette structure. Ces écailles sont constituées de roches

sédimentaires de type détritique, déposées entre le Trias et le Jurassique supérieur, voire jusqu'à l'Eocène.

b) L'unité pré-piémontaise de Caporalino - Pedani

Cette unité affleure au nord-est de Corte, sur une superficie peu importante. Elle présente, malgré sa situation plus orientale (logiquement plus interne), un degré de tectonisation moindre que celui des unités pré-piémontaises cortenaises qui sont plus occidentales (Rieuf M., 1980; Rodriguez G., 1981).

Elle est constituée d'un socle fait d'ignimbrites et de microgranites permo-carbonifères ainsi que d'une couverture sédimentaire carbonatée et détritique déposée entre le Trias et l'Eocène moyen-supérieur. Il est à noter l'existence d'un niveau de volcanisme basaltique à dacitique de marge (tholites continentales), d'âge jurassique moyen à supérieur, au sein de la couverture sédimentaire.

c) Le domaine piémontais : l'allochtone de Macinaggio et la nappe de Santa-Lucia

La nappe alpine de Santa-Lucia affleure à la pointe du Cap-Corse, dans la partie est de la Balagne et à l'est de Corte. Elle est composée d'un socle métamorphique varisque permo-carbonifère, surmonté par une couverture sédimentaire crétacée discordante, à matériel essentiellement détritique (Conglomérat du Tomboni, flysch calcaréo-gréseux et série du Bagliacone-Riventosa)

Le socle ancien est composite, avec à la base un ensemble à serpentinites révélant les restes d'une association mantellique, puis un ensemble à paragneiss granulitiques dans lesquels s'interstratifient des intrusions basiques.

Au sein de la Nappe de Santa-Lucia, la Nappe du Bas-Ostriconi, située en Balagne, représente une sous-unité essentiellement constituée par un flysch calcaireux d'âge Crétacé supérieur.

L'allochtone de Macinaggio, d'âge Permien à Crétacé supérieur, correspond à un ensemble composite non métamorphique. Il peut être divisé en deux grands ensembles (Nardi, 1968a), séparés par un contact tectonique de type mylonitique :

- un ensemble basal constitué localement de granites et de grès verdâtres permien, et plus largement composé de la série carbonatée du Trias et du Lias qui présente une succession de type pré piémontais indifférenciable de celle de la série-type de l'unité de Caporalino-Pedani ;
- un ensemble supérieur caractérisé par sa richesse en éléments détritiques de socle et de couverture, les brèches de Tamarone s'étant nourries de rhyolites et de granites paraissant issus du domaine autochtone nord-ouest de la Corse (Durand-Delga et Vellutini, 1977). Les termes sédimentaires resédimentés sont connus en place dans le domaine pré piémontais, notamment les calcaires gréseux ou bréchiques du Jurassique (calcaires de Caporalino). Cette couverture détritique est comparable à celle de l'unité de Santa-Lucia qui possède, elle aussi, un flysch à lydienes et un flysch calcaréo-gréseux (flysch de Tralonca) riches en débris de socle. À Santa-Lucia, cette série détritique repose, par l'intermédiaire du conglomérat du Tomboni, sur un puissant socle continental.

d) La nappe ophiolitique de Balagne

L'allochtone de Balagne est un synforme de direction nord-sud, large de 5 à 8 km sur une longueur d'une vingtaine de kilomètres.

Globalement, le substratum ophiolitique se place dans la moitié sud de l'unité, tandis que la couverture sédimentaire qui le surmonte, d'âge Jurassique moyen à Eocène supérieur, se développe au nord et à l'ouest. Les premières formations qui surmontent les laves du complexe ophiolitique sont des radiolarites typiques des grands fonds marins associées à un ensemble de roches carbonatées d'âge Jurassique-Crétacé. Viennent ensuite des formations de type flysch à dominante silico-clastique d'âge Eocène.

e) Le domaine des Schistes Lustrés

La nappe des Schistes Lustrés forme une structure en dôme qui occupe une grande partie de la Corse alpine, du Cap-Corse à la Castagniccia. Elle se caractérise par la superposition de nombreuses unités regroupées en quatre unités structurales (Caritg *et al.*, 2009) (Illustration 2). Ce découpage se base essentiellement sur deux critères : l'origine du matériel et les conditions métamorphiques dans lesquelles ce dernier a été porté.

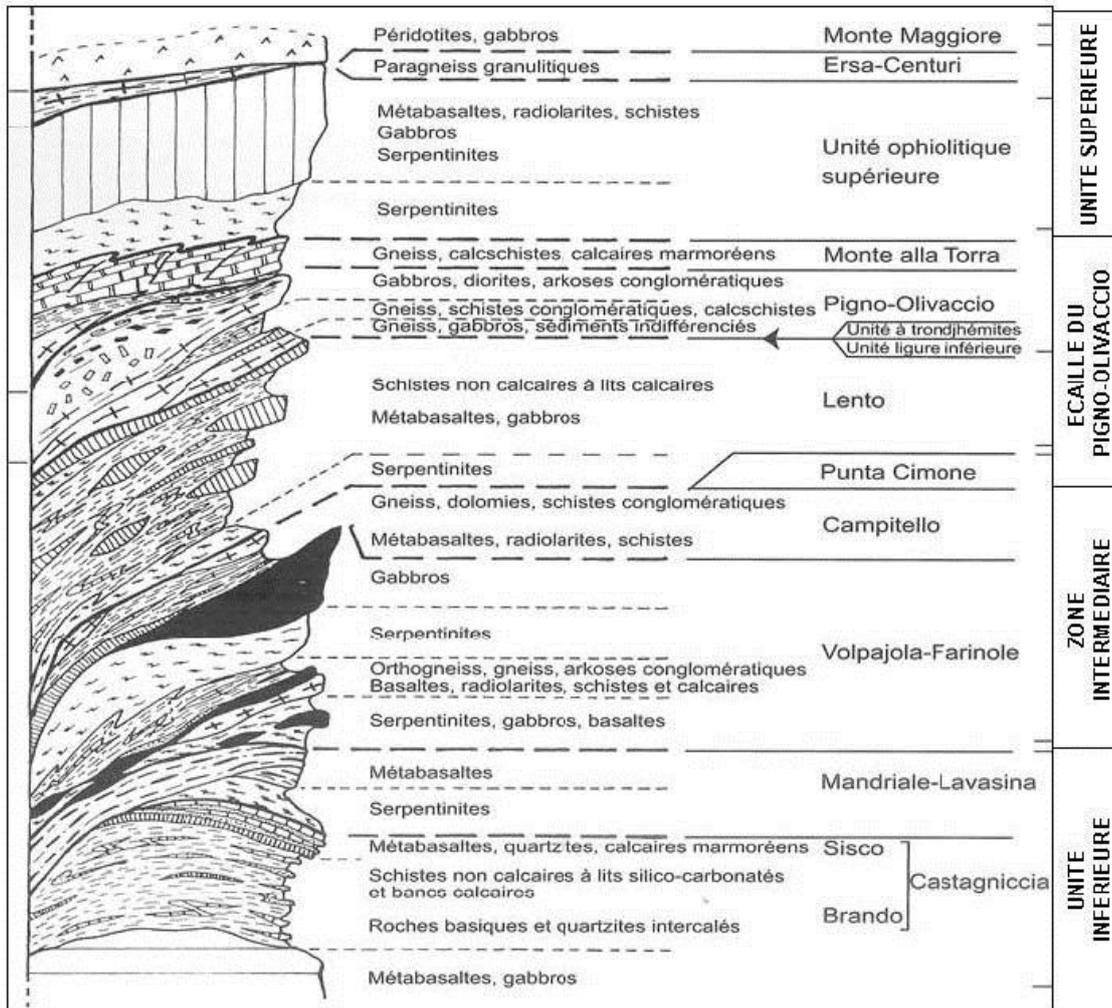


Illustration 2 : Empilement des différentes unités structurales du domaine des Schistes Lustrés (Corse alpine) et leur regroupement selon 4 grandes unités structurales définies à partir de critères synthétiques basés sur l'origine du matériel et sur les conditions métamorphiques qui l'affectent (Figure modifiée d'après D. Lahondère, 1996).

L'écaïlle du Pigno-Olivaccio : Ce massif, situé à l'ouest et au sud-ouest de Bastia et aussi appelé « massif cristallin de Bastia » est composé d'un socle métamorphique (pyroxénites, métagabbros, métagranites et orthogneiss) et métasédimentaire (calcschistes, cipolins, quartzites et metabasaltes associés) ainsi que d'un ensemble ultramafique de serpentinites.

Sur un plan pétrographique et chimique, les roches basiques du Pigno-Olivaccio sont fortement apparentées à celles constituant les complexes mafiques-ultramafiques associés au plutonisme calco-alkalin de Corse occidentale. Ainsi, ces magmas pourraient avoir été produits dans un contexte d'amincissement de la lithosphère mantellique, en milieu continental, durant un épisode distensif autour de 286 Ma (Rossi et *al.*, 1992).

L'« **Unité inférieure** » est la plus profonde, elle est caractérisée par un métamorphisme de haute pression. Elle est composée d'un complexe ophiolitique surmonté par des formations métasédimentaires de type strictement océaniques et d'âge Jurassique à Crétacé. Aucune éclogite ou relique d'éclogite n'a été découverte dans cette unité. L'évolution métamorphique observée conduit à la cristallisation d'assemblages minéralogiques caractéristiques du Faciès Schistes Bleus à lawsonite. Leur exhumation s'accompagne de déformations et de recristallisations dans des conditions de Faciès Schistes Verts (D. Lahondère, 1996).

C'est cette unité qui constitue le cœur de la micro-région de la Castagniccia ainsi que la majeure partie de la côte est du Cap-Corse jusqu'à Meria. A l'affleurement, ce sont les formations de « schistes et calcaires » qui couvrent la surface la plus importante.



Illustration 3 : Façade ouest du Monte Sant'Angelo constituée de métagabbros reposant sur une formation de schistes et calcaires et matérialisant la faille majeure de Sant'Angelo orientée nord-sud et qui traverse une partie de la Castagniccia.

La « **Zone intermédiaire** » rassemble un ensemble d'unités composites à matériel à la fois d'origine océanique et continentale. On y trouve ainsi un socle métamorphique, un complexe ophiolitique, un socle métasédimentaire, et des formations métasédimentaires océaniques. Les formations de Volpajola-Farinole sont caractérisées par une évolution tectono-métamorphique en conditions éclogitiques (pression entre 11 et 15 kb, et température entre 455 et 500°C),

tandis que celles de Campitello sus-jacentes montrent des conditions de métamorphisme plus faibles (pression entre 8 et 10 kb et température autour de 350°C).

Les formations de cette unité ceinturent l'Unité Inférieure dans la Castagniccia. Elles correspondent globalement au versant ouest de l'arrête du Monte San Petrone et s'étend jusqu'au Nebbio au nord et jusqu'à la partie amont du bassin versant de la Bravone (Moïta) au sud. C'est également cette unité qui constitue le versant ouest du Cap-Corse, de Farinole à Pino, dont les grands massifs de serpentinites font partie (Illustration 4).



Illustration 4 : Massif du Monte Stello vu depuis son flanc ouest constitué de métagabbros et serpentinites.

L'« **Unité supérieure** » est constituée d'un complexe ophiolitique surmonté par des formations métasédimentaires océaniques d'âges Jurassique supérieur à Crétacé moyen. Cet ensemble a subi un métamorphisme et une déformation plus faibles que ceux de la « zone intermédiaire ». En effet, les déformations contemporaines du métamorphisme à lawsonite-glaucophane (pression entre 8 et 10 kb et température autour de 350°C) se sont réalisées dans des niveaux structuraux moins profonds. La déformation et les cristallisations syn- Schistes Verts sont peu importantes, ce qui suggère une vitesse d'exhumation particulièrement rapide pour cette unité.

Notons la particularité du Monte Maggiore dans cette "Unité supérieure", à l'extrémité nord-est du Cap-Corse. Constitué de péridotites mantelliques, il constitue l'un des témoins les plus profonds de la séquence ophiolitique corse.

Cette unité est constituée des formations situées sur la bordure ouest de la zone d'étude, à l'est des formations des écaïlles pré-piémontaises et piémontaises. Elle correspond également à la partie sud de la zone d'étude, correspondant aux bassins versant du Tavignanu et du Tagnone (Illustration 5).



Illustration 5 : Formation d'Erbajolo constituée d'une alternance de schistes avec des bancs de calcaire. A gauche : affleurement situé sur la commune d'Erbajolo ; à droite : affleurement situé au bord du Tagnone à Vezzani.

f) La nappe du Nebbio

Situé au sud de Saint-Florent, l'allochtone du Nebbio occupe un synforme d'environ 20 km². Il est tectoniquement et lithologiquement composite avec une prédominance des formations sédimentaires n'ayant pas subi de métamorphisme alpin.

Deux ensembles se distinguent dans la nappe du Nebbio :

- un ensemble inférieur, à socle continental et matériaux mésozoïques et éocènes, dérivant du domaine externe pré piémontais ;
- un ensemble supérieur qui présente des basaltes jurassiques que l'on compare à ceux de la succession ophiolitique de la nappe de Balagne.

En somme, la géologie de la zone d'étude est principalement représentée par :

- des formations éruptives correspondant aux ophiolites : métagabbros, metabasaltes (les prasinites en font partie) et un ensemble ultramafique de péridotites plus ou moins serpentinisées et de serpentinites ;
- des formations métasédimentaires qui surmontent les ophiolites : des schistes, des calcschistes et des calcaires plus ou moins métamorphisés (cipolins).

3. Synthèse de la bibliographie sur l'hydrogéologie des formations métamorphiques

Les recherches bibliographiques réalisées au sein de revues scientifiques nationales et internationales et de rapports d'études régionaux ont pour objectif de décrire : i) l'état des connaissances sur la ressource en eau souterraine dans ce contexte géologique hétérogène, ii) les méthodes ou combinaison de méthodes ayant donné les résultats les plus probants en terme de caractérisation de la ressource et iii) l'état des connaissances de l'hydrogéologie du socle métamorphique de la Corse.

D'après les recherches bibliographiques réalisées, peu d'études ont porté sur l'hydrogéologie des formations métamorphiques semblables à celles qui sont présentes en Corse. Cependant, des études menées sur l'île de Chypre et en Oman apportent de nombreux éléments sur les méthodes d'investigations envisageables et les résultats qu'elles peuvent apporter. En outre, les caractéristiques hydrogéologiques révélées dans ces études pourront être comparées à celles qui seront trouvées dans la présente étude et pourront servir de base.

Ci-après sont donc exposés les caractéristiques principales des zones étudiées, les méthodes utilisées et les principaux résultats obtenus.

3.1. SYNTHÈSE DE LA BIBLIOGRAPHIE INTERNATIONALE

3.1.1. Etudes sur le complexe ophiolitique de Chypre (Boronina *et al.*)

Chypre est une île méditerranéenne et présente un complexe ophiolitique dont les affleurements représentent 3000 km². Le bassin versant du Kouris (300 km²), dont la partie supérieure est située dans le complexe ophiolitique et connaissant des pénuries d'eau importantes (à la fois dues au climat et aux pressions anthropiques), a fait l'objet de plusieurs publications (Boronina *et al.* (2003 et 2005)).

Le bassin versant du Kouris présente une topographie importante avec des altitudes qui peuvent atteindre 2000 m dans les parties les plus hautes et un exutoire au niveau de la mer. Les précipitations varient selon l'altitude et sont en moyenne de 700 mm/an et peuvent aller jusqu'à 900 mm dans les parties hautes. Le climat observé est de type méditerranéen, donc similaire à celui de la Corse.

Du point de vue de la géologie, le bassin est divisé en deux grands domaines :

- un complexe ophiolitique au nord composé de péridotites, gabbros, pillow-lavas, dykes. Ces formations sont affectées de fractures d'origine tectonique et ont subi une altération d'origine hydrothermale ;
- une couverture sédimentaire au sud principalement composée de craie, marnes, calcarénites et calcaire.

La partie littorale du bassin, complètement en aval, est occupée par des formations alluvionnaires.

La première étude, datant de 2003, avait pour objectif d'estimer les taux de recharge des aquifères et de voir, grâce à une modélisation numérique des écoulements en régime permanent, l'impact de prélèvements sur la ressource, ces prélèvements étant de plus en plus importants au fil des années.

Les eaux souterraines exploitées proviennent principalement des zones fracturées et altérées des formations du complexe ophiolitique. L'aquifère sédimentaire, principalement composé de craie et marnes, présente des conductivités hydrauliques plus faibles.

Les sédiments renferment un aquifère ne présentant que peu de ressources disponibles (30 % de forage avec succès, c'est-à-dire qui ont trouvé de l'eau) tandis que le taux de réussite dans le complexe ophiolitique est de 93 %. Ces deux aquifères sont séparés par les pillow-lavas qui ne présentent a priori que peu de ressources disponibles.

Diverses investigations ont été menées en amont de la modélisation.

Les **teneurs en tritium** ont été mesurées sur plusieurs sources et forages dans le bassin versant afin d'estimer le **temps de résidence** des eaux dans les différents aquifères (publication entièrement consacrée à ces investigations : Boronina *et al.*, 2005). Dans le complexe ophiolitique, il est apparu que les teneurs en tritium des quatorze sources échantillonnées varient de façon importante (15 à 65 TU) mettant en évidence la complexité des circulations d'eau souterraine dans les réseaux de fractures de ces formations. Les temps de résidence sont inférieurs à 10 ans et les résultats montrent que les teneurs en tritium varient au cours de l'année : au printemps elles mettent en évidence que le débit des sources est principalement issu des derniers épisodes pluvieux, tandis qu'à l'automne, le débit est principalement soutenu par des eaux ayant eu un temps de résidence de quelques années. Les teneurs en tritium relevées dans les forages présentent également une variabilité importante. Pour les forages les plus pompés pendant la saison sèche, les temps de résidence peuvent atteindre 50 ans, traduisant la sollicitation de réservoirs plus anciens.

Des **pompages d'essai** ont été réalisés et interprétés avec la méthode de Theis afin d'obtenir des valeurs de **transmissivité**. Les valeurs de transmissivité obtenues pour les gabbros (les autres aquifères du complexe ophiolitique n'ont pas fait l'objet de pompages) sont en moyenne de $2,3 \cdot 10^{-4}$ m²/s (minimum de $2,3 \cdot 10^{-5}$ m²/s et maximum de $2,9 \cdot 10^{-3}$ m²/s). La distribution spatiale des transmissivités n'a pas montré de tendance particulière ni de corrélation avec les linéaments relevés sur photographies aériennes. En revanche, il a été observé que les valeurs les plus élevées ont tendance à être associées à des zones fracturées situées à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (relevées dans les logs géologiques des forages) et qui peuvent atteindre dans certains cas 20 à 100 m de largeur.

Des **mesures piézométriques** ont été réalisées et ont permis de tracer une carte piézométrique du bassin. Elles ont également mis en évidence les **fluctuations saisonnières**.

Les **hydrogrammes** disponibles pour les trois cours d'eau principaux du bassin versant ont été décomposés afin d'évaluer le **débit de base**. Il représente entre 60 et 75 % du débit total des cours d'eau.

Afin d'évaluer le taux de **recharge des aquifères**, des mesures des teneurs en **chlorures** des pluies et des eaux souterraines ont été effectuées. Via l'équation de conservation de la masse, le taux de recharge moyen des aquifères du bassin versant du Kouris a été évalué à 17 % de la pluviométrie annuelle (700 mm).

Enfin, une **modélisation des écoulements** a été réalisée avec le code Modflow dans le but d'estimer le taux de recharge des aquifères du bassin versant par les précipitations. Le modèle utilisé correspond à un milieu poreux, en régime permanent. Il a en outre été considéré que les limites des aquifères correspondent aux limites du bassin versant de surface, considérant que l'eau souterraine ne s'infiltrait pas vers un autre bassin versant. Deux variantes du modèle ont été mises en œuvre et comparées : la première consiste à considérer une recharge de l'aquifère minimum au travers de différents paramètres tels que les transmissivités, les taux de recharge et les conductivités hydrauliques ; la seconde consiste à considérer une recharge de l'aquifère maximum. L'année hydrologique qui a été modélisée correspond à 1988/1989 car la pluviométrie de cette année-là est proche de la pluviométrie annuelle moyenne. Le modèle donne un **taux de recharge** compris entre 12 et 16 %, ce qui est comparable au taux de recharge obtenu par la méthode des chlorures (17 %). Une simulation de la recharge des aquifères avec le modèle a ensuite été réalisée avec des prélèvements cinq fois plus importants censés représenter la situation actuelle (en 2002). Cette simulation a permis de quantifier la réduction des débits des rivières engendrée ainsi que de simuler le tarissement de certaines sources et l'augmentation du rabattement de la nappe dans la partie supérieure du bassin versant.

La seconde publication (Boronina *et al.*, 2005) porte sur l'étude des **isotopes stables** de l'oxygène et de l'hydrogène dans les eaux du bassin versant du Kouris qui a été menée afin de mettre en évidence l'**origine des eaux souterraines** présentes dans les différentes formations du bassin.

L'analyse des résultats a mis en évidence que les eaux souterraines présentes dans le complexe ophiolitique et celles des formations sédimentaires sont issues d'une recharge locale. A l'inverse, les analyses ont montré que les eaux souterraines présentes dans les formations alluvionnaires viennent de l'infiltration des précipitations dans les zones de hautes altitudes, dans le complexe ophiolitique.

3.1.2. Etudes sur l'ophiolite d'Oman (Dewandel *et al.*)

L'ophiolite d'Oman est une nappe dont l'épaisseur varie de 8 à 15 km et qui est constituée de roches issues du manteau principalement représentées par des péridotites plus ou moins serpentinisées ainsi que par des roches issues de la croûte océanique que sont du basalte, des dolérites et des gabbros. Les formations issues du manteau se situent généralement dans la partie supérieure des bassins versant tandis que les formations de la croûte océanique sont dans la partie aval.

En dépit d'une pluviométrie très faible (entre 50 et 300 mm/an) et d'une température annuelle moyenne élevée (environ 28°C), la région se caractérise par la présence d'oasis indirectement alimentés par des cours d'eau dont la plupart est pérenne.

Une approche multi-échelle et pluridisciplinaire a été réalisée afin d'élaborer un modèle hydrogéologique conceptuel de ces ophiolites (Dewandel *et al.*, 2003, 2004, 2005).

La **conductivité hydraulique** des péridotites et des gabbros a été étudiée à l'échelle du bassin versant par **jaugeage** (méthode dilution du sel) des cours d'eau pendant les périodes d'étiage. Les quatre bassins versants utilisés pour ces mesures sont caractérisés par la présence de péridotites serpentinisées en amont et de gabbros en aval.

L'interprétation des profils hydrologiques réalisés (représentation du débit en fonction de la surface du bassin versant) a mis en évidence que :

- le débit d'eau souterraine issue des péridotites alimentant les cours d'eau est constant et que la charge hydraulique est ainsi plus élevée dans l'aquifère que dans le cours d'eau ;
- le débit des cours d'eau diminue brusquement lorsqu'ils atteignent les gabbros. Cette forte diminution des débits, qui, selon les auteurs, ne peut être expliquée uniquement par les volumes d'eau consommés par les plantations des oasis et l'évaporation, est interprétée comme une infiltration de l'eau dans les formations de gabbros, indiquant une charge hydraulique plus élevée dans le cours d'eau que dans l'aquifère et mettant ainsi en évidence que les gabbros sont plus perméables que les péridotites.

Les différences de conductivité hydraulique observées entre les péridotites et les gabbros sont expliquées par la fissuration de ces formations observée à l'affleurement. Alors que les fissures étudiées dans les gabbros ne présentent aucun dépôt, les fissures observées dans les péridotites sont colmatées par des carbonates, pouvant ainsi expliquer pourquoi ces formations sont moins perméables que les gabbros. La conductivité hydraulique moyenne des péridotites a été estimée entre 5.10^{-7} et 5.10^{-8} m/s.

Une **analyse statistique des mesures de débit par air-lift** a été réalisée sur une centaine de **forages** afin d'évaluer la **conductivité hydraulique des fissures** observées dans les ophiolites. L'analyse a mis en évidence que les forages implantés dans les dolérites et les gabbros ont des taux de réussite similaires, et donc des conductivités hydrauliques comparables, supérieurs aux taux obtenus pour les forages implantés dans les péridotites, révélant une perméabilité plus faible pour les péridotites que pour les roches de la croûte océanique. En outre, il a été observé que pour l'ensemble des trois formations (dolérites, gabbros, péridotites) la conductivité hydraulique diminue nettement après les cinquante premiers mètres de profondeur, en dépit des différences d'altitude ou de localisation des forages. Il est donc suggéré que cette zone perméable est parallèle à la surface topographique et résulte de processus d'altération et de décompression lithostatique et non d'accidents locaux tels que des fractures tectoniques.

Les **paramètres hydrodynamiques** des ophiolites, la conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement, ont été évalués à partir de l'interprétation d'**hydrogrammes**, de **pompages d'essai** et à partir de mesures de la porosité efficace d'échantillons de roches par **injection de mercure**. La conductivité hydraulique K de l'horizon fissuré est estimée entre 10^{-5} et 10^{-6} m/s pour les gabbros et les dolérites, et 10^{-7} m/s pour les péridotites. Le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère de péridotite est estimé à 10^{-3} et semble être contrôlé par les micro-fractures (20 à 100 μ m de largeur). Les fractures tectoniques dans les ophiolites possèdent des propriétés hydrodynamiques indépendantes de la lithologie ($10^{-1} < T < 10^{-4}$ m²/s et $10^{-1} < S < 10^{-3}$) bien que la probabilité d'obtenir des puits productifs est trois fois plus grande dans les gabbros et les dolérites que dans les péridotites.

Une **analyse géochimique** a porté sur des échantillons d'eaux issues des précipitations, des cours d'eau à l'étiage, des sources hyperalcalines et des forages. Elle a permis de connaître les faciès géochimiques de ces eaux et leurs âges approximatifs et ainsi d'améliorer la connaissance des circulations d'eau au sein des ophiolites.

Une modélisation des chroniques de débit d'un des bassins versants étudié a été réalisée avec le logiciel TEMPO du BRGM. Le modèle construit avec TEMPO est de type « boîte noire ». La **modélisation inverse** réalisée a permis de décrire le fonctionnement d'un hydrosystème à partir de réponses impulsionnelles qui sont des fonctions de transfert (tels que le ruissellement, l'écoulement souterrain, le transfert de masse, etc.). La modélisation réalisée sur une chronique de débits d'un cours d'eau à partir de chroniques de précipitations et de températures a ainsi

permis d'estimer la part d'infiltration efficace, de ruissellement (transferts rapides), la recharge de la partie supérieure de l'aquifère des péridotites et la part de la recharge de l'aquifère profond.

Le caractère pérenne des cours d'eau circulant sur les péridotites peut être expliqué par une conductivité hydraulique faible et un coefficient d'emménagement relativement important.

3.1.3. Apports de la synthèse bibliographique pour l'étude de l'hydrogéologie des formations métamorphiques de la Corse

Les différentes méthodes d'investigation utilisées dans les études menées à Chypre (Boronina *et al.*) et en Oman (Dewandel *et al.*) ont apporté de nombreuses informations sur le fonctionnement hydrogéologique des aquifères étudiés.

Dans la présente étude, quelque unes de ces méthodes vont être mises en oeuvre afin d'élaborer un schéma conceptuel hydrogéologique préliminaire de circulation des eaux souterraines dans les formations métamorphiques alpines :

- à partir des données de forage disponibles dans la BSS, une analyse statistique des débits air-lift sera réalisée afin d'apprécier la distribution verticale des perméabilités aux abords directs des ouvrages ;
- pour les cours d'eau pour lesquels des mesures de débits régulières sont disponibles (données DREAL via la banque Hydro), la décomposition des hydrogrammes permettra d'estimer les débits de base et ainsi d'évaluer les apports des aquifères au débit total des cours d'eau.

D'autres méthodes pourront être mises en oeuvre par la suite, lors de phases ultérieures d'étude de l'hydrogéologie de ces formations telles que la réalisation de jaugeages différentiels dans les cours d'eau à l'étiage ou une analyse hydrogéochimique des eaux souterraines de la zone d'étude.

En outre, les caractéristiques hydrogéologiques décrites dans les publications consultées pourront être comparées à celles qui seront mises en évidence dans l'étude.

3.2. ETAT DES CONNAISSANCES SUR L'HYDROGEOLOGIE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES ALPINES DE CORSE

D'après les recherches bibliographiques menées, aucune étude régionale n'a été réalisée sur l'hydrogéologie des formations métamorphiques de Corse.

Des sources d'information ont tout de même été identifiées et concernent d'une part des études portant sur la recherche de ressources en eau disponibles dans ces formations et d'autre part les notices des cartes géologiques au 1/50 000. Quelques observations ont en effet été consignées dans les notices par leurs auteurs et permettent ainsi d'avoir une première appréciation du fonctionnement hydrogéologique de ces formations et les caractéristiques des ouvrages exploités.

Les études consultées datent de 1972 à 1991 (cf. références bibliographiques). Les notices des cartes géologiques de la zone d'étude datent de 1983 (Bastia) à 2001 (Santo Pietro di Tenda).

3.2.1. Caractéristiques générales

Le potentiel aquifère des roches métamorphiques apparaît discontinu mais non négligeable, notamment en regard des besoins exprimés par les communes rurales.

D'après les observations relevées dans la littérature, les circulations d'eau souterraine dans les formations métamorphiques alpines de Corse semblent s'effectuer d'une part dans la tranche d'altération superficielle, et d'autre part dans le réseau de failles et de diaclases, comme cela a été mis en évidence dans les formations de socle granitique (Wyns, 1999).

Le rapport de l'étude hydrogéologique du bassin hydrominéral d'Orezza, réalisé en 1979 (Dominici *et al.*, 1979), fait notamment référence à ce type de circulation des eaux souterraines. En effet, il est rapporté que dans les formations de schistes, les pentes sont souvent recouvertes d'une grande épaisseur d'éboulis qui supportent la couverture végétale. Ces schistes peuvent également présenter une couche d'altération propre, plus ou moins épaisse, qui est le siège de circulations d'eau. Il est également précisé qu'à ces formations de perméabilité interstitielle peut s'ajouter l'influence d'une perméabilité en grand, déterminée par des fractures de plus ou moins grande importance (failles ou diaclases) qui peuvent jouer le rôle de drains préférentiels. En outre, il est noté que le bassin versant du Fium'Alto présente de nombreux cours d'eau pérennes dont le régime de tarissement laisse présager un volume emmagasiné relativement important.

a) Cap-Corse et Castagniccia

• Sources

Les formations alpines du **Domaine des Schistes Lustrés** (Cap-Corse et Castagniccia) se caractérisent par la présence importante de petites sources pérennes de faible débit, en général, qui suggèrent l'existence de réservoirs de fissures plus ou moins bien développées. Ces sources sont intéressantes et d'importance historique puisqu'elles sont à l'origine de l'implantation des villages. Leur débit est très variable et fonction de la nature pétrographique. C'est ainsi que les meilleurs débits se situent au contact des cipolins qui peuvent parfois présenter des formes de karstification (Brando).

Une étude du BRGM datant de 1991 portant sur l'évaluation des ressources d'eau souterraine de la commune de Brando (Cap-Corse) décrit les contextes hydrogéologiques de plusieurs sources situées sur la commune. Parmi les sept émergences décrites, deux sont liées aux cipolins (calcaire métamorphisé) de l'unité de Sisco, les autres étant associées aux formations de prasinites.

La source de la Glacière (11042X0120/BRANDO) est l'émergence qui présente les débits les plus importants du Cap-Corse. Il s'agit d'une émergence « karstique » actuellement utilisée pour l'alimentation en eau potable de Brando. Le fonctionnement hydrogéologique de la source est décrit dans le chapitre 8.2.3.

La seconde émergence liée à des cipolins est la source de Siligaggia (Trajetto, 11042X0102/SILGA). Une barre de calcaire surplombant le hameau où émerge la source, vraisemblablement soumise à des phénomènes de karstification, draine l'eau souterraine et se trouve être plus perméable que les prasinites sur lesquelles elle repose. Le contact entre ces deux formations vient interrompre la circulation des eaux souterraines et favorise l'émergence. En outre, les placages importants d'éboulis présents au-dessus de la source jouent un rôle non

négligeable dans la circulation des eaux et l'alimentation de la source. Les débits minimums enregistrés sont d'environ 5 l/s (1988).

Les autres sources identifiées sur la commune de Brando (Mattéi, Chiosuccio, Rinella, Poretto, Cabana) sont liées à des prasinites plus ou moins altérées et fracturées.

Parmi les émergences notables figure également la source de Fontanetto, située sur la commune de Barbaggio, et contribuant à l'alimentation en eau potable de Saint-Florent. Le fonctionnement hydrogéologique de cette source « karstique » est décrit dans le chapitre 8.2.1.

• Caractéristiques des forages

Outre l'exploitation des sources, des forages ont également été implantés dans ces formations. En règle générale et d'après les informations collectées dans les notices des cartes géologiques, la profondeur moyenne des forages est comprise entre 40 et 60 m et ne dépasse rarement les 80 m, le taux d'échec global est de 17 %, et 30 % des ouvrages ont un débit entre 2 et 7 m³/h. Il semble que 90 % environ du débit trouvé se situe entre 10 et 60 m de profondeur (feuille de Bastia). Il est à noter que, globalement, peu d'informations sont disponibles sur les débits, faute d'essais de pompage. L'expérience montre que certaines formations, comme les prasinites, les calcschistes et les cipolins, sont plus favorables que les massifs de serpentinites. Les barres de cipolin ont un rôle hydrogéologique important car elles favorisent le drainage des eaux souterraines, elles présentent donc une fonction essentiellement transmissive.

La profondeur des principales venues d'eau est variable, des fissures aquifères se rencontrent jusqu'à une profondeur supérieure à 80 m. D'après les informations disponibles dans la notice de la feuille de Cervione, les valeurs de transmissivité sont de l'ordre de 1.10^{-4} à 1.10^{-5} m²/s dans les formations où alternent schistes et calcaires. La diminution des paramètres hydrodynamiques en cours de pompage est un phénomène courant, en particulier en cas de dénoyage des fissures aquifères. Il peut également s'agir d'effets de limites peu perméables non prises en compte dans les calculs.

• Evaluation de la ressource en eau souterraine

Plusieurs rapports d'études sur la ressource en eau souterraine dans le Cap-Corse contiennent des estimations des débits spécifiques des principales formations du Cap-Corse (Arvois *et al.*, 1972, Dominici *et al.*, 1979, Juncy *et al.*, 1981). Ces débits ont ainsi été estimés à :

- 3 à 5 l/s/km² pour les « roches vertes », correspondant aux prasinites et aux serpentinites ;
- 1,5 à 2 l/s/km² pour les calcaires et cipolins ;
- 1 à 1,5 l/s/km² pour la série des schistes.

Aucune information n'a été trouvée sur la méthode d'estimation de ces débits, mais ils pourront être confrontés aux résultats de la présente étude. Ces débits suggèrent que les calcaires, cipolins et schistes sont les formations les moins perméables.

La détermination de ces débits spécifiques est importante pour contraindre le modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de ces formations. Une première approximation de ces paramètres pourra être tentée à partir de l'analyse des hydrogrammes disponibles sur

quelques bassins versant. Une détermination plus précise pourra ensuite être mise en œuvre lors de phases d'étude ultérieures via des campagnes de jaugeage des rivières de la zone d'étude à l'étiage.

- **Qualité**

Généralement, les eaux souterraines des formations alpines sont de type carbonatées calciques. Des teneurs en fer importantes peuvent être rencontrées ainsi qu'en arsenic, antimoine, chrome et nickel. Ces éléments sont naturellement présents dans les formations.

b) Balagne

La nappe ophiolitique de **Balagne** est une zone connue pour ne posséder que de faibles ressources en eau souterraine. Cette zone, caractérisée par la présence de laves basaltiques et de formations carbonatées et de flyschs, n'a pratiquement pas fait l'objet d'investigations.

Dans le cadre de programmes départementaux de recherche d'eau, des implantations de forages pour l'alimentation en eau potable ont été tentées sur la commune de Novella dans les formations carbonatées du Crétacé et de l'Eocène, dans les années 1980. Ces tentatives ont presque toutes été infructueuses, les débits obtenus étant infimes. Une source située sur la commune de Novella et implantée dans la formation de flyschs calcaréo-gréseux à lydiennes du Crétacé moyen est cependant captée pour l'alimentation en eau potable de la commune. Le débit de cette émergence serait d'environ 1,5 m³/h.

3.2.2. Exploitation des aquifères

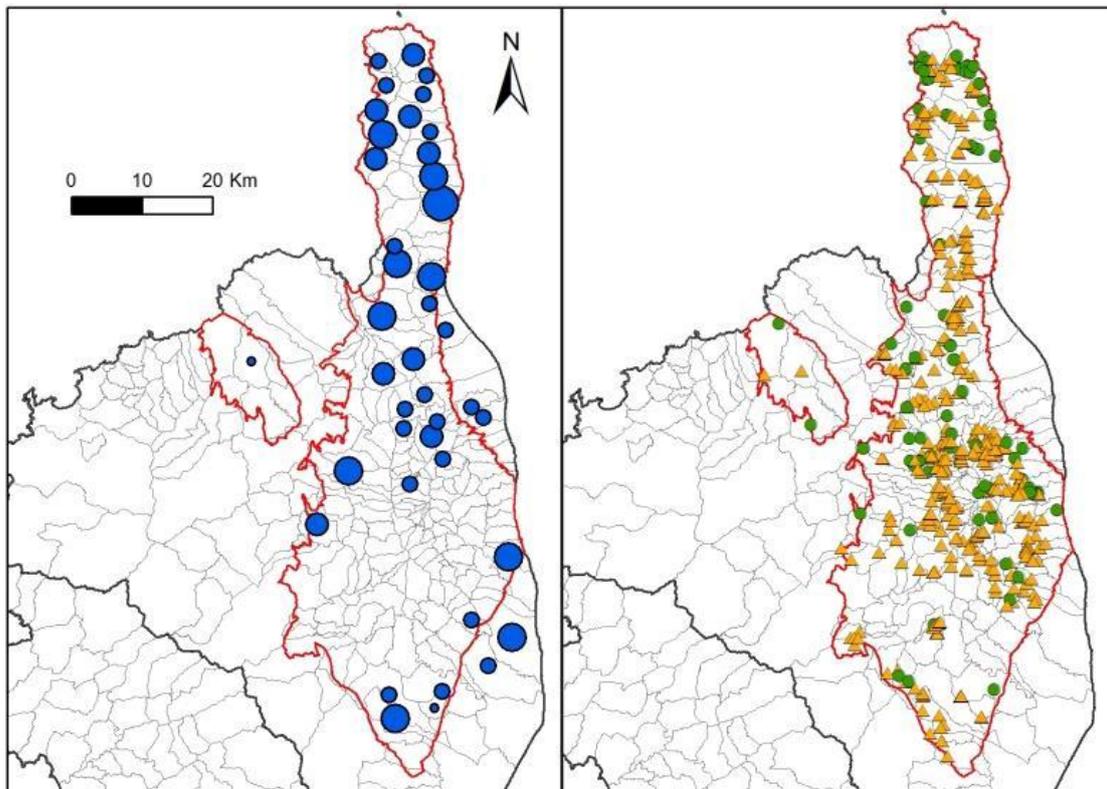
D'après l'étude sur la quantification des prélèvements dans les eaux souterraines éditée en 2010 (Graveline *et al.*, 2010), 23 % de l'eau souterraine prélevée en Corse pour l'alimentation en eau potable sont issus des formations métamorphiques alpines.

70 forages actuellement utilisés pour l'alimentation en eau potable ont été recensés sur le Cap-Corse, la Castagniccia et la Balagne et un peu plus de 420 sources.

Parmi l'ensemble des prélèvements en eau souterraine recensés sur les formations métamorphiques alpines en 2009 par l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse, 72 % correspondent à des captages de sources et 4 % à des forages. Les 24 % restant correspondent aux points de prélèvements dont les volumes sont associés à la fois à des sources et à des forages et ne permettent pas de dissocier les deux types d'ouvrage.

Ces chiffres mettent en évidence la faible sollicitation des aquifères de la zone d'étude par pompage. Les débits prélevés sur les sources ne correspondent en effet pas à un pompage mais au simple captage de l'eau à l'émergence. La part faible des prélèvements en forage s'explique par le fait que ces ouvrages ont souvent été implantés pour compléter les prélèvements effectués sur les sources et ne constituent qu'une ressource d'appoint, en particulier à l'étiage.

Le fichier des prélèvements de l'Agence de l'Eau pour l'année 2011 recense soixante-quatorze points de prélèvement (chacun pouvant rassembler plusieurs ouvrages) sur les eaux souterraines de la Corse alpine représentant un total de 5 866 milliers de m³ prélevés (Illustration 6). Les volumes ont été rassemblés par commune et sont représentés au niveau du centroïde de la commune.



Légende

Volumes d'eau souterraine prélevés (en milliers de m³/an en 2011, d'après AE RM&C)

- 0 - 10 (2)
- 10 - 50 (20)
- 50 - 100 (9)
- 100 - 500 (9)
- 500 - 650 (1)

Captages AEP

- Forage
- ▲ Source
- Communes
- Zone d'étude

Illustration 6 : Prélèvements réalisés sur les eaux souterraines des formations métamorphiques alpines par commune recensés par l'Agence de l'Eau sur l'année 2011 et localisation des captages d'alimentation en eau potable connus.

3.2.3. Hydrothermalisme

De nombreuses sources hydrominérales carbogazeuses ont été recensées en Castagniccia. Ces émergences sont toutes situées dans les formations des Schistes Lustrés de l'Unité Inférieure, qui correspondent à des alternances de schistes et calcaires.

Contrairement à la Corse hercynienne où plusieurs sources chaudes sont recensées, les sources thermominérales présentes en Corse alpine sont froides (12 à 15,5°C) et de faibles débits (Berthier *et al.*, 1980). En outre, les pH mesurés aux émergences sont acides (<6) ; les eaux ne sont pas en équilibre avec l'encaissant. Des dégagements gazeux sont toujours présents.

Ces caractéristiques traduisent des circulations d'eau a priori relativement lentes et d'origine profondes issues d'un hydrosystème complexe marqué par un contexte de fracturation particulier.

Parmi ces sources figure la source d'Orezza, la plus célèbre, dont les eaux sont embouteillées. Il s'agit d'une eau ferrugineuse carbogazeuse bicarbonatée calcique. Le bassin hydrominéral d'Orezza concerne d'autres sources dont notamment : Surgente Soprana, Caldane d'Ampugnani, Forcione, La Porta, Piana, Manfredi, Valle, Croce, Ruisseau San Pancrazio, Tascavuta.

4. Analyse des caractéristiques et de la répartition des forages d'eau

Ce chapitre comprend une analyse des caractéristiques et de la répartition des ouvrages implantés dans les formations métamorphiques alpines. Ces ouvrages intègrent les forages et puits recensés dans la BSS (Banque de données du Sous-Sol).

L'objectif de ce chapitre, à travers diverses analyses des données disponibles (profondeur des forages, lithologies traversées, les débits air-lift mesurés en cours de foration, les débits d'exploitation), est d'approcher les caractéristiques des aquifères présents dans les formations métamorphiques alpines et leur productivité.

4.1. DONNEES DISPONIBLES ET SELECTION DES FORAGES

L'analyse de la répartition et des caractéristiques des forages est basée sur les données disponibles dans la BSS.

Avant de pouvoir débiter l'analyse, il a fallu réaliser une sélection des forages effectivement implantés dans les formations métamorphiques alpines et pour lesquels des informations étaient disponibles (coupe géologique au minimum).

Dans un premier temps, les 70 forages utilisés pour l'alimentation en eau potable (AEP) et implantés dans les formations de la zone d'étude ont été sélectionnés.

La sélection des forages à étudier s'est poursuivie par un tri de l'ensemble des ouvrages recensés dans la BSS et implantés sur la zone d'étude :

- le premier tri correspond à la sélection des points de la BSS situés dans la zone d'étude ;
- parmi ces points, le deuxième tri correspond à la sélection de ceux dont la nature est « Forage » ou « forage-incliné » ou « piézomètre » ou « puits » ou « puits-complexe » ou « sondage » ou « sondage-incliné ». Il reste 492 ouvrages à ce stade ;
- sur cette nouvelle liste, les points pour lesquels la formation géologique d'implantation correspond à des alluvions et pour lesquels la profondeur est strictement inférieure à 12 m ont été éliminés. 94 points sont ainsi supprimés de la liste car considérés comme des ouvrages captant les alluvions et non les formations métamorphiques ;
- sur la liste ainsi obtenue, contenant 323 points et intégrant les captages AEP initialement sélectionnés, une sélection des points pour lesquels une coupe géologique est présente dans la BSS a été réalisée.

La liste finale des ouvrages à étudier comporte **189 forages** (Illustration 7).

Il est à noter que d'autres forages sont susceptibles d'être présents sur la zone d'étude, mais n'ayant pas été déclarés en BSS, ils n'ont pu être recensés et intégrés à cette étude.

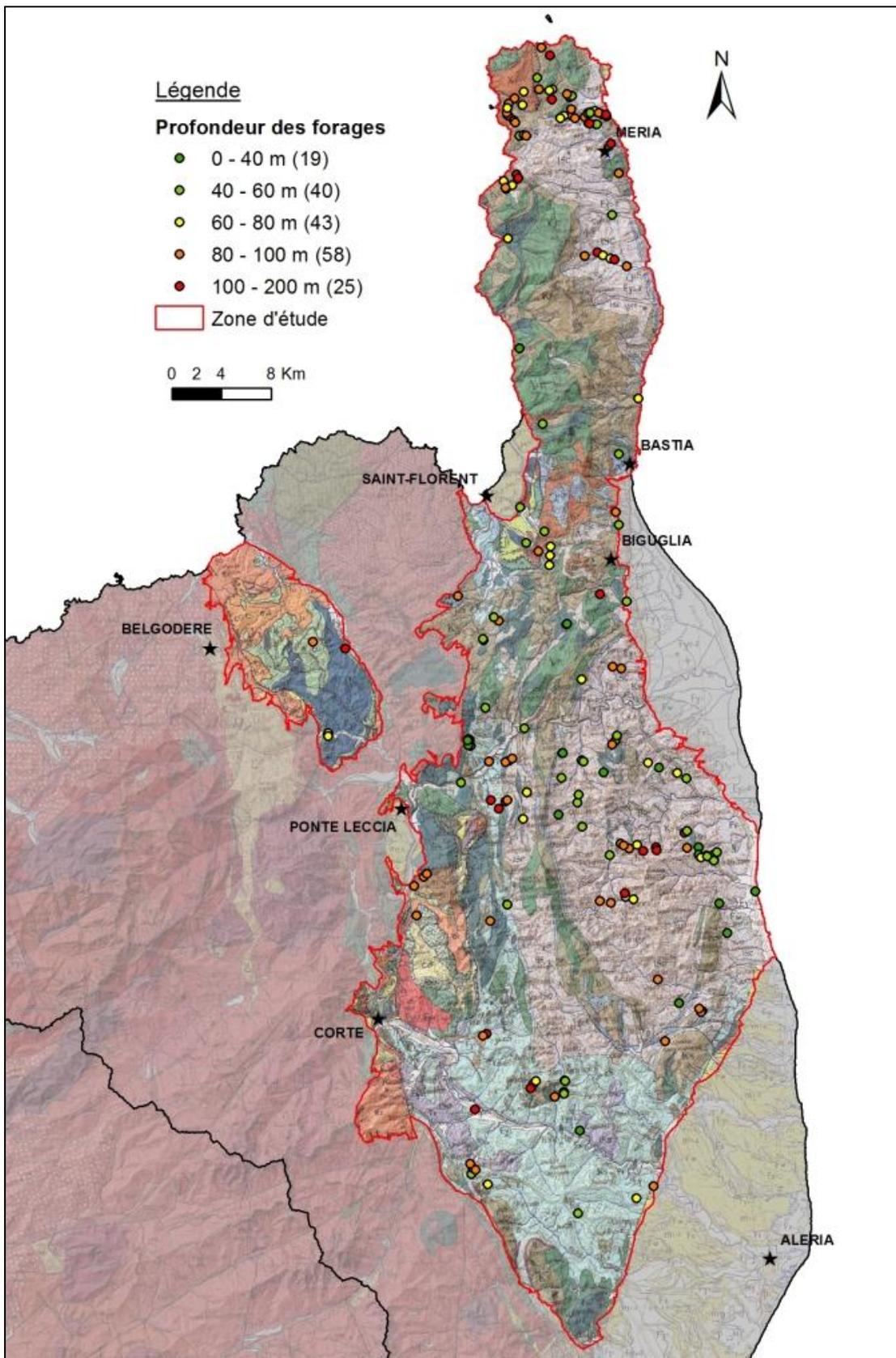


Illustration 7 : Localisation et profondeur des 189 forages étudiés sur fond de la carte géologique au 1/250 000.

4.2. LITHOLOGIE

Sur la zone étudiée, les forages ne traversent en général qu'un seul type de formation géologique (plus ou moins altéré, et plus ou moins fracturé). Cette constatation permet de différencier les formations géologiques dans lesquels les ouvrages étudiés sont implantés.

Ainsi, parmi les formations géologiques traversées par les forages et puits étudiés, quatre lithologies principales peuvent être identifiées :

- schistes et calcaires, sur les 189 ouvrages étudiés 62 % sont implantés dans ce type de formation représentant une densité de 0,16 forage/km² de la formation ;
- metabasaltes et métagabbros indifférenciés, ils représentent 19 % des ouvrages étudiés et 0,07 forage/km² ;
- serpentinites, ils représentent 7 % des ouvrages et 0,04 forage/km² ;
- laves massives et basaltes, ils représentent 4 % des ouvrages et 0,09 forage/km².

Les 8 % d'ouvrage restant correspondent à diverses formations.

Les formations géologiques dans lesquelles la densité de forages étudiés est la plus importante sont les schistes et calcaires.

4.3. PROFONDEUR DES FORAGES

La profondeur est une information disponible pour 184 des 189 forages étudiés.

La profondeur moyenne de l'ensemble des forages et puits est de 73,85 m (écart-type de 26,26).

Environ 70 % des forages ont une profondeur comprise entre 40 et 90 m (Illustration 8). Par ailleurs, parmi l'ensemble des forages étudiés, ceux qui sont actuellement utilisés pour l'alimentation en eau potable présentent une répartition des profondeurs atteintes semblables : 75 % d'entre eux ont une profondeur comprise entre 40 et 90 m. La profondeur maximale recensée est de 130 m correspondant probablement à la limite d'utilisation du matériel présent sur la région.

Ces caractéristiques sont comparables aux observations faites dans le socle granitique en Corse-du-sud (Caballero *et al.*, 2006).

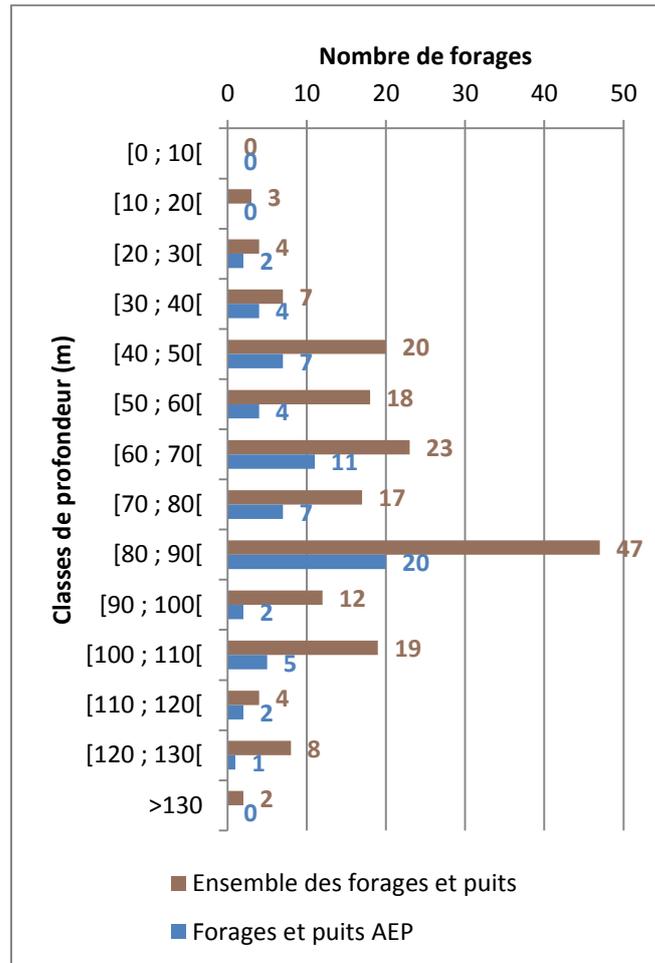


Illustration 8 : Profondeurs des forages et puits implantés dans les formations métamorphiques alpines (profondeur connue pour 184 forages des 189 étudiés)

4.3.1. Influence de la géologie

En outre, la profondeur des ouvrages ne semble pas dépendre des formations géologiques traversées (Annexe 2), ni des unités litho-tectoniques dans lesquels ils sont implantés.

D'après les informations disponibles, le forage le plus profond actuellement exploité est implanté dans des schistes sur la commune de Valle-di-Rostino et présente une profondeur de 120 m.

4.3.2. Influence de l'altitude

La profondeur de l'ouvrage ne se corrèle pas avec son altitude d'implantation (coefficient de détermination de 0,0071) (Illustration 9). Il est à noter qu'il n'y a pas de corrélation non plus entre les deux paramètres lorsque l'on ne sélectionne que les ouvrages actuellement utilisés pour l'alimentation en eau potable ou uniquement les ouvrages qui n'ont pas été abandonnés suite à la foration.

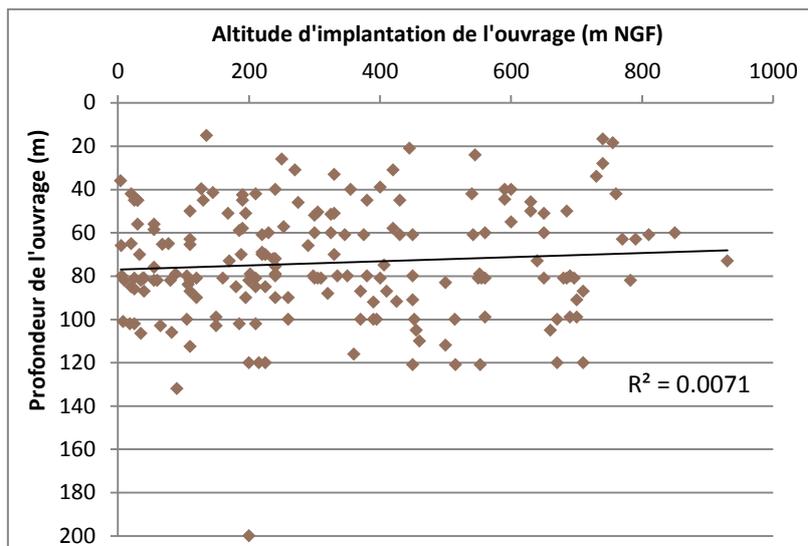


Illustration 9 : Corrélation entre la profondeur de l'ouvrage et son altitude d'implantation

4.4. TAUX DE REUSSITE DES FORAGES

Parmi les 189 forages étudiés et d'après les informations disponibles en BSS, 56 ouvrages se sont révélés « secs » ou avec un débit jugé insuffisant. Ces ouvrages ont été déclarés abandonnés.

Sur cette base, le taux de réussite des forages dans les formations métamorphiques serait donc d'environ 70 %. Ce taux est très probablement surestimé par le fait que de nombreux forages abandonnés n'ont pas été déclarés.

La localisation des ouvrages abandonnés est présentée en annexe 2.

4.4.1. Relation avec la lithologie

L'illustration 10 ci-après présente le nombre et le pourcentage d'ouvrages abandonnés par lithologie, l'objectif étant de comparer le taux d'abandon par lithologie par rapport au taux d'abandon moyen (30 %). Il apparaît que les forages implantés dans les Métabasaltes et métagabbros présentent un taux d'abandon supérieur au taux d'abandon moyen.

	Schistes et calcaires	Métabasaltes et métagabbros ind	Serpentinites	Laves massives et basaltes	Autres
Nombre de forages abandonnés par lithologie	32	14	3	2	5
Nombre total de forages par lithologie	114	35	13	8	8
% de forages abandonnés par lithologie	28 %	40 %	23 %	25 %	63 %

Illustration 10 : Nombre de forages abandonnés par lithologie

4.4.2. Relation avec la profondeur

La profondeur moyenne des ouvrages abandonnés est supérieure à la profondeur moyenne de l'ensemble des ouvrages et est de 81,37 m (écart-type de 31,15).

64 % des ouvrages abandonnés présente une profondeur comprise entre 80 et plus de 130 m (Illustration 11). En outre, sur l'ensemble des forages étudiés (forages abandonnés ou non), 46 présentent une profondeur supérieure à 90 m et parmi ceux-là, 54 % ont été abandonnés. L'augmentation de la profondeur des ouvrages ne semble pas augmenter les chances de capter des horizons plus productifs suggérant une origine superficielle des venues d'eau.

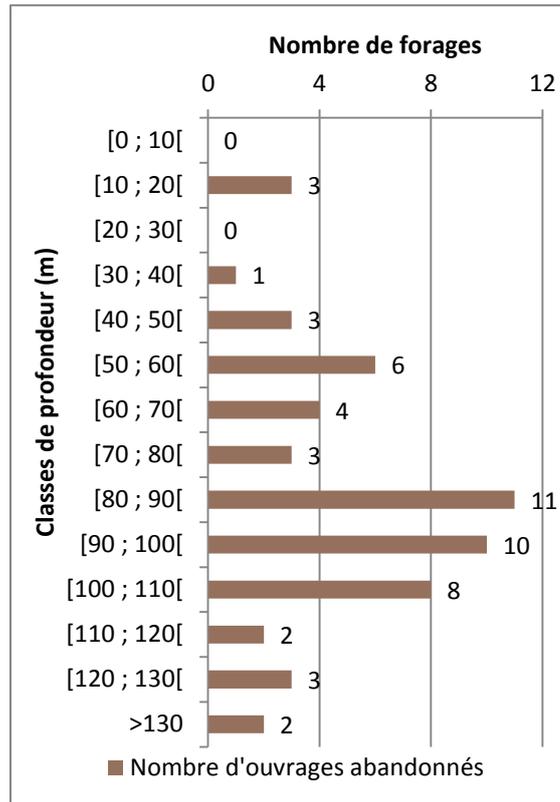


Illustration 11 : Nombre d'ouvrages abandonnés par classes de profondeur

4.5. PROFONDEUR DU NIVEAU D'EAU

Parmi les informations contenues dans la BSS figure la profondeur de l'eau mesurée dans le forage à la fin de la foration. Cette information est disponible pour 113 des 189 forages étudiés.

La profondeur moyenne des niveaux d'eau mesurés est de 13,39 m (écart-type de 14,95). Le niveau le plus profond enregistré est de 76,30 m dans un forage implanté sur la commune de Focicchia, en Castagniccia, dans une formation de lave massive. L'illustration 12 met en évidence que plus d'un tiers des niveaux d'eau mesurés sont compris entre 0 et 5 m de profondeur et qu'un peu plus de 85 % des niveaux d'eau sont compris entre 0 et 25 m de profondeur.

De nombreux rapports de réalisation de forage indiquent que le niveau piézométrique mesuré en fin de foration est inférieur à la profondeur de la première venue d'eau, signifiant que les aquifères captés présentent un caractère captif. En outre, plusieurs ouvrages, notamment

implantés dans le Cap-Corse, dans les formations de schistes et calcaires, se sont révélés artésiens lors de la foration.

La répartition des niveaux d'eau mesurés est présentée en annexe 2.

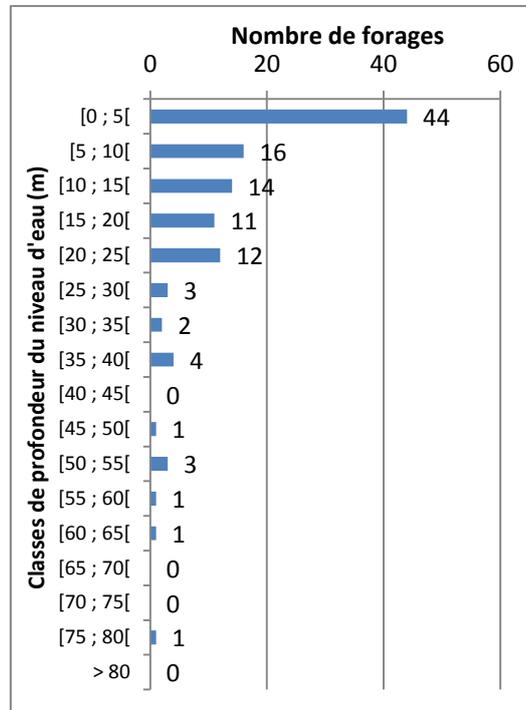


Illustration 12 : Nombre de forages par classe de profondeur du niveau d'eau

4.5.1. Relation avec la lithologie

La répartition des niveaux d'eau mesurés selon la lithologie est présentée ci-dessous :

Lithologie	Schistes et calcaires	Métabasaltes et métagabbros ind.	Serpentinites	Laves massives et basaltes	Autres
Nombre de niveaux d'eau mesurés par lithologie	75	19	5	6	8
	66,4%	16,8%	4,4%	5,3%	7,1%

La faible proportion d'ouvrages implantés dans les serpentinites, les laves massives et basaltes et donc la faible proportion de niveau d'eau disponible pour ces lithologies ne permet pas de tirer de conclusions fiables sur l'influence de la lithologie sur la profondeur du niveau de l'eau.

D'après l'illustration 13, les niveaux d'eau les plus profonds ont été mesurés dans des formations de « schistes et calcaires » et dans des « laves massives et basaltes ».

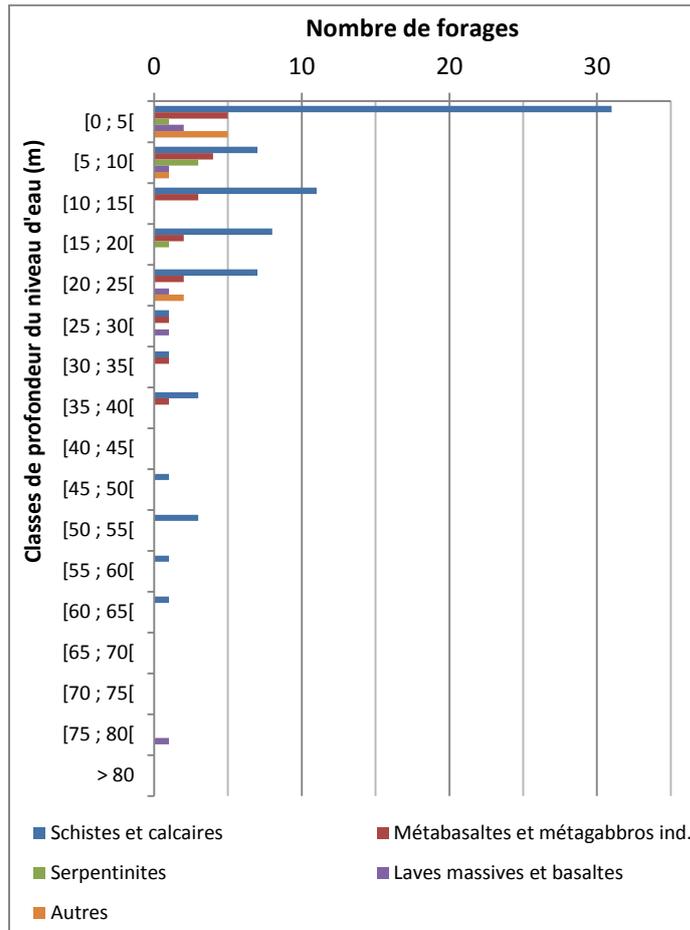


Illustration 13 : Nombre de forages par classe de profondeur du niveau d'eau en fonction de la lithologie

4.5.2. Relation avec l'altitude de l'ouvrage

Il est intéressant d'établir la corrélation entre la profondeur du niveau d'eau mesuré et l'altitude du forage. D'après l'illustration 14, ces deux paramètres ne sont pas corrélés et présentent une grande variabilité. Il est donc probable que la perméabilité des formations géologiques se développe parallèlement à la topographie.

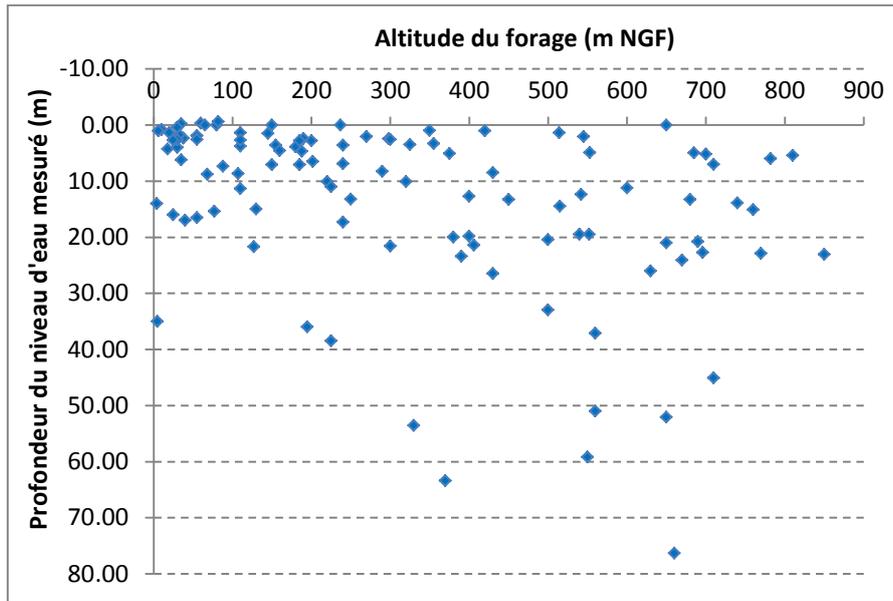


Illustration 14 : Profondeur du niveau d'eau en fonction de l'altitude du forage

4.6. CARACTERISTIQUES DES CREPINES

La profondeur d'installation des crépines renseigne indirectement sur la profondeur de la première venue d'eau. L'illustration 15 met en évidence que pour 83 % des ouvrages, le toit des premières crépines est installé entre 4 et 40 m de profondeur.

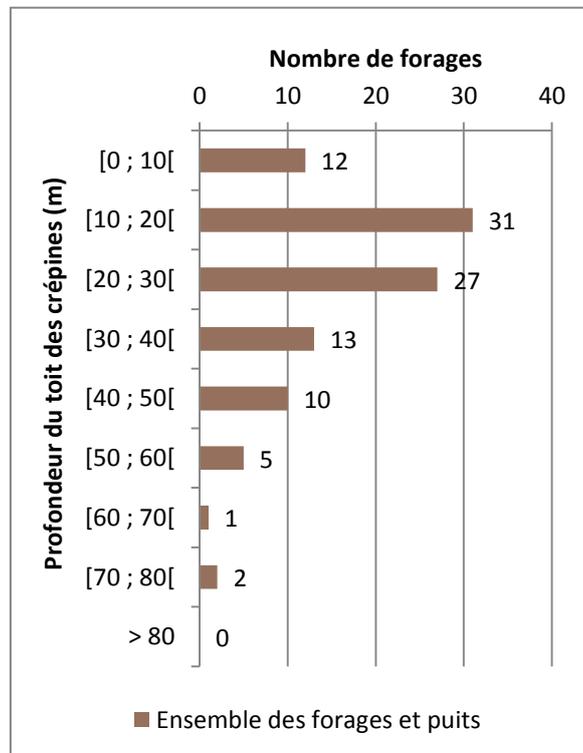


Illustration 15 : Nombre de forages par classe de profondeur du toit des crépines

4.7. DEBITS AIR-LIFT

Le débit air-lift correspond au débit mesuré à la sortie du forage après foration après généralement 3 heures de soufflage dans le forage.

D'après les données disponibles (information connue pour 63 des 190 forages), les débits air-lift les plus fréquemment mesurés en fin de foration sont compris entre 0 et 8 m³/h ; ils représentent 78 %. Des débits plus importants ont été mesurés, mais ils sont plus rares. D'après les données disponibles, aucune influence de la géologie sur ces débits n'a été mise en évidence.

Ces caractéristiques sont comparables aux observations faites dans le socle granitique en Corse-du-Sud (Caballero *et al.*, 2006).

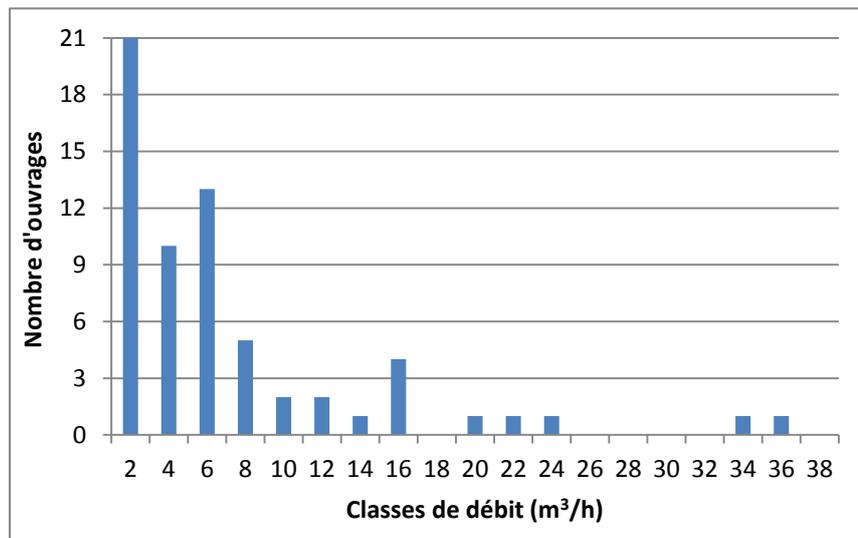


Illustration 16 : Nombre d'ouvrages par classe de débit air-lift

4.8. DEBITS D'EXPLOITATION AUTORISES

Les données de débit d'exploitation journalier autorisé des forages sont issues des arrêtés préfectoraux disponibles. L'information est connue pour 25 forages sur les 70 utilisés pour l'alimentation en eau potable. Les débits présentés correspondent au débit total autorisé par jour, qui prend en compte le nombre d'heures de pompage autorisées par jour, rapportés à une heure.

Ces débits sont plus faibles que les débits air-lift mais plus représentatifs de la productivité réelle des ouvrages. L'illustration 17 montre que les débits les plus fréquents sont inférieurs à 4 m³/h.

L'analyse de ces débits par lithologie montre qu'en moyenne le débit d'exploitation est plus élevé pour les forages implantés dans les formations de schistes et calcaires que dans les metabasaltes et métagabbros (données insuffisantes et disparates pour les autres lithologies pour être exploitables) (Illustration 18).

La localisation des forages et les débits associés sont présentés en annexe 2.

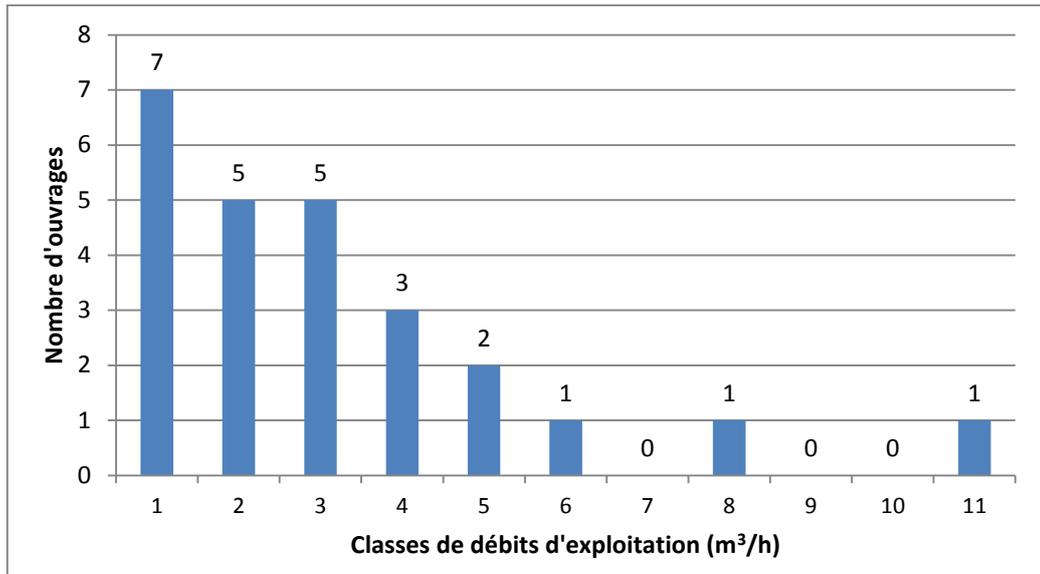


Illustration 17 : Nombre de forages par classe de débit d'exploitation autorisé rapporté à 1 heure

	Nombre de données	Moyenne du débit journalier d'exploitation autorisé (m³/h)	Ecart-type du débit
Schistes et calcaires	16	2,3	1,6
Métagabbros et metabasaltes	4	1,7	1,0
Serpentinites	2 données disparates		
Laves	2 données disparates		

Illustration 18 : Moyenne du débit journalier d'exploitation autorisé rapporté à 1 heure sur les forages par lithologie

4.9. ETUDE DE LA DISTRIBUTION VERTICALE DES PERMEABILITES PAR L'ANALYSE STATISTIQUE DES DEBITS AIR-LIFT

4.9.1. Principe et méthode de l'analyse statistique

Pour une partie des forages présents sur la zone d'étude, des mesures de débit air-lift à l'avancement ont été réalisées lors de leur foration. Ces mesures ont consisté à injecter de l'air sous pression pendant quelques dizaines de minutes dans le forage tous les trois mètres (longueur d'une tige de forage) afin de mesurer le débit des venues d'eau rencontrées.

Lors de la foration, le débit d'eau à la sortie du forage augmente lorsqu'une venue d'eau est intersectée tandis qu'il reste stable lorsque la formation traversée est imperméable (Illustration 19). L'analyse de telles données fournit donc une caractérisation qualitative de la distribution verticale des zones perméables.

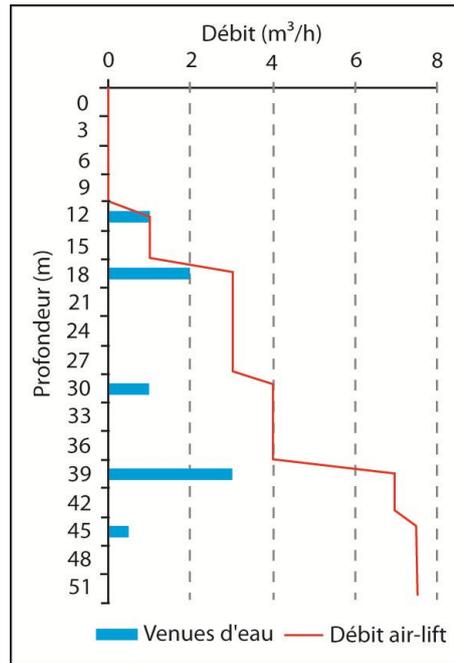


Illustration 19 : Principe de la relation venue d'eau / évolution du débit air-lift

La première analyse des données présentée correspond à la moyenne des débits air-lift en fonction de la profondeur permettant d'avoir une première estimation de l'étendue de la zone fracturée perméable.

La seconde méthode d'analyse statistique des données de débit mise en œuvre ci-après est basée sur la probabilité d'obtenir un débit donné à une profondeur donnée. La formule ci-après donne donc la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à Q parmi les forages atteignant la profondeur P :

$$\text{Probabilité (\%)} = \frac{\text{Nombre de forages dont le débit est } \geq \text{à } Q}{\text{Nombre de forages atteignant la profondeur } P} \times 100$$

Cette probabilité est exprimée dans les graphiques présentés sous forme d'un pourcentage en fonction de la profondeur. Une diminution de cette probabilité avec la profondeur peut être observée et s'explique par le fait que les forages utilisés n'ont pas tous la même profondeur. Donc pour fiabiliser l'interprétation des graphiques, le pourcentage d'ouvrages atteignant une profondeur donnée a été calculé et présenté en parallèle. Cette analyse a pour but de mettre en évidence la productivité de la zone perméable.

Traditionnellement, les forages sont implantés le long des linéaments repérés par photo-interprétation et interprétés comme des structures tectoniques telles que des failles ou des fractures. Cette implantation est susceptible de biaiser ces statistiques sur les débits air-lift.

4.9.2. Données disponibles

Les données de débit air-lift utilisées sont issues de la BSS. Parmi l'ensemble des forages implantés sur la zone d'étude et présents en BSS, n'ont été conservés que les ouvrages pour lesquels des données de débit air-lift sont disponibles sur la hauteur totale du forage ainsi que la coupe géologique. Au total, soixante-dix-huit forages ont été sélectionnés, dont trente-cinq sont actuellement utilisés pour l'alimentation en eau potable.

Les profils de débit sont bancarisés en BSS sous forme de documents scannés. Pour exploiter ces données il a donc fallu dans un premier temps les saisir.

Après une première analyse des données de débit, vingt des soixante-dix-huit forages ont été écartés de l'analyse car les variations de débit mesurées n'étaient pas cohérentes avec le schéma théorique attendu (augmentation du débit au cours de la foration). Il était observé pour ces forages des diminutions du débit au cours de la foration qui peuvent être expliquées par une baisse de régime du compresseur ou des pertes à l'injection dans les vides rencontrés (fractures par exemple).

Les coupes géologiques des forages ont été analysées et les forages ont été triés en fonction des lithologies traversées. Certaines coupes souffrent d'imprécisions, elles ont donc été interprétées au mieux. Ainsi, les forages dans lesquels plusieurs lithologies ont été identifiées ont fait l'objet d'une catégorie à part (Illustration 20).

L'analyse a donc porté sur cinquante-huit ouvrages dont les lithologies se répartissent de la façon suivante :

- schistes et calcaires : 35 ouvrages (soient 60 %) ;
- metabasaltes et métagabbros : 6 (10 %) ;
- serpentinites : 2 ;
- laves et basalte : 1 ;
- forages à plusieurs lithologies : 12 (21 %) ;
- autres : 2.

Les analyses des débits air-lift les plus pertinentes ont porté sur la profondeur des ouvrages, la lithologie traversée par les forages et sur leur altitude d'implantation. D'autres analyses ont été menées telles que sur la date de réalisation de l'ouvrage (séparation hautes eaux / étiage) ou sur la région d'implantation (Cap-Corse / Catagniccia) mais elles n'ont pas permis de mettre en évidence de caractéristique particulière.

11104X0027/GRATE/RC
 COMMUNE DE VALLE -DI- ROSTINO
 CORTE 23.Q

Fig.2 : Coupe géologique et technique

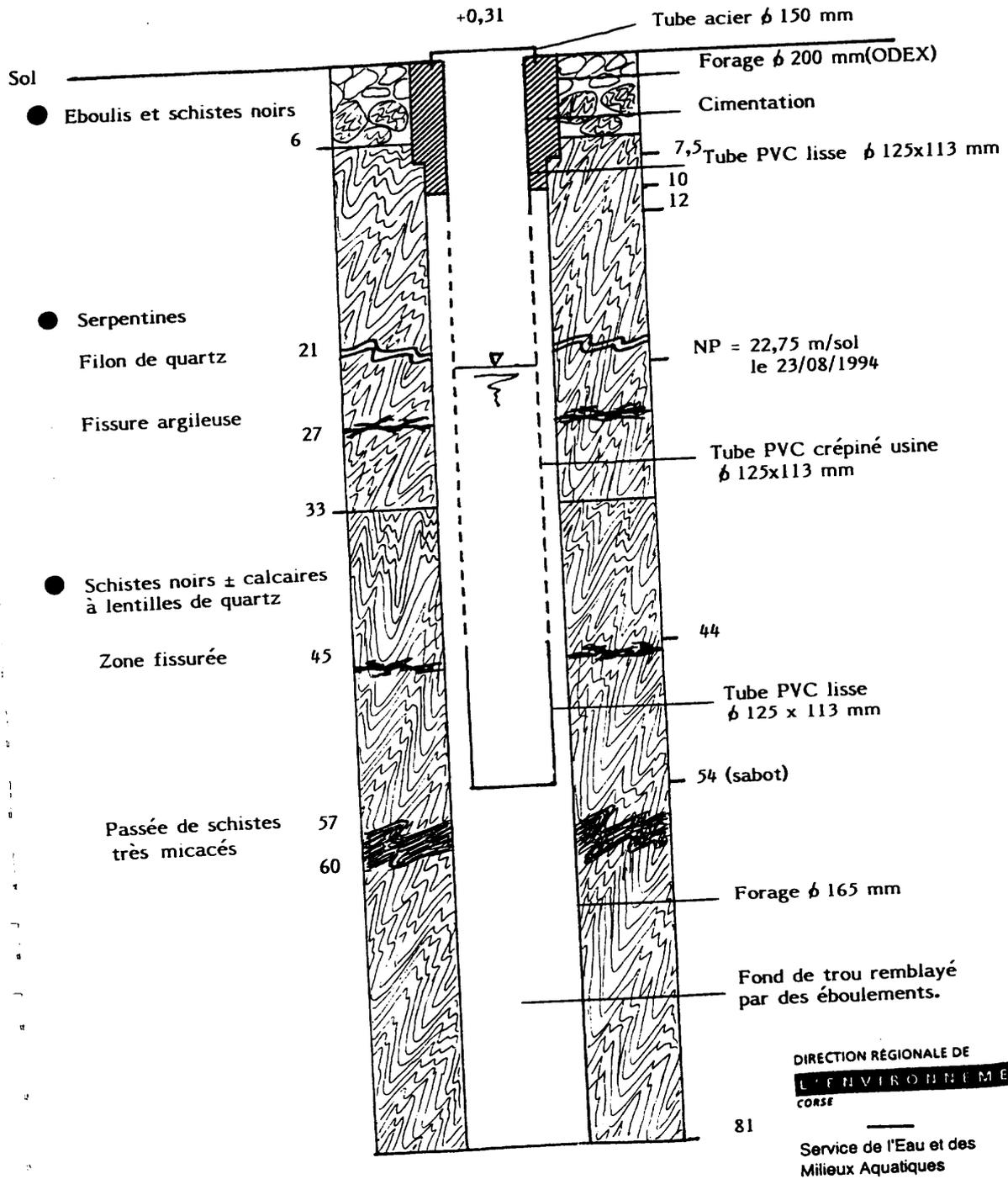


Illustration 20 : Exemple d'ouvrage présentant une "lithologie multiple". Forage 11104X0027/GRATE implanté en 1994 sur la commune de Valle-di-Rostino en Castagniccia.

4.9.3. Influence de la lithologie

a) Débit moyen

L'illustration 21 présente le débit air-lift moyen en fonction de la profondeur d'une part pour l'ensemble des forages (58 ouvrages), toutes lithologies confondues (à gauche) et d'autre part pour les seuls forages implantés dans les schistes et calcaires (35 ouvrages). Ces graphiques montrent qu'en moyenne le débit air-lift des forages augmente sur les 40 premiers mètres puis reste stable, mettant en évidence que les venues d'eau sont principalement localisées dans ces 40 premiers mètres. La zone la plus perméable, et donc productive, correspond à cette tranche.

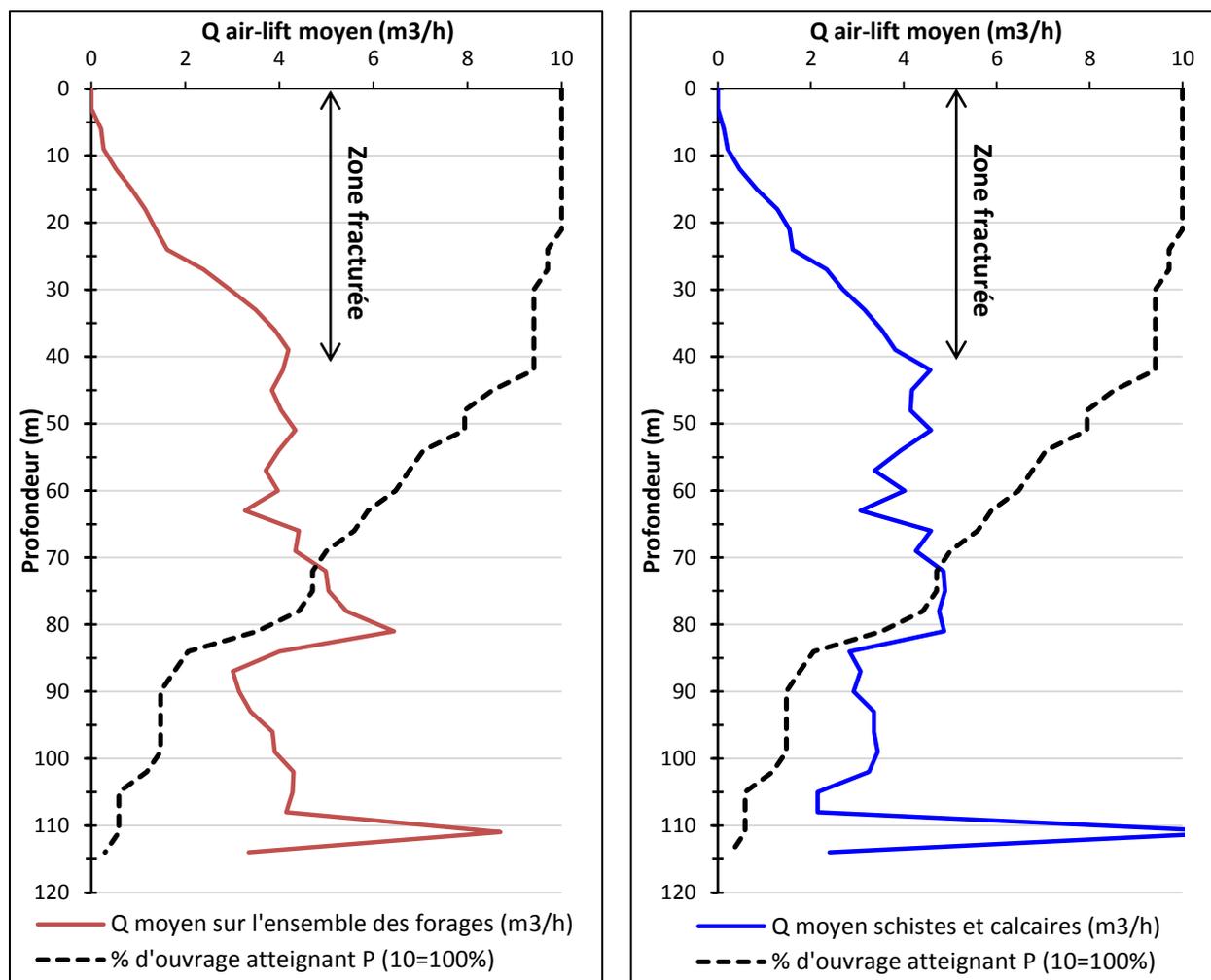


Illustration 21 : Q air-lift moyen en fonction de la profondeur. A gauche : sur l'ensemble des forages, toutes lithologies confondues ; à droite : sur les forages implantés dans les schistes et calcaires.

b) Probabilités

L'illustration 22 présente la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à 1 m³/h pour quatre formations géologiques identifiées à une profondeur donnée. Le seuil de significativité des données qui a été empiriquement fixé correspond à 30 % de l'ensemble des ouvrages (toutes formations confondues) atteignant une profondeur donnée.

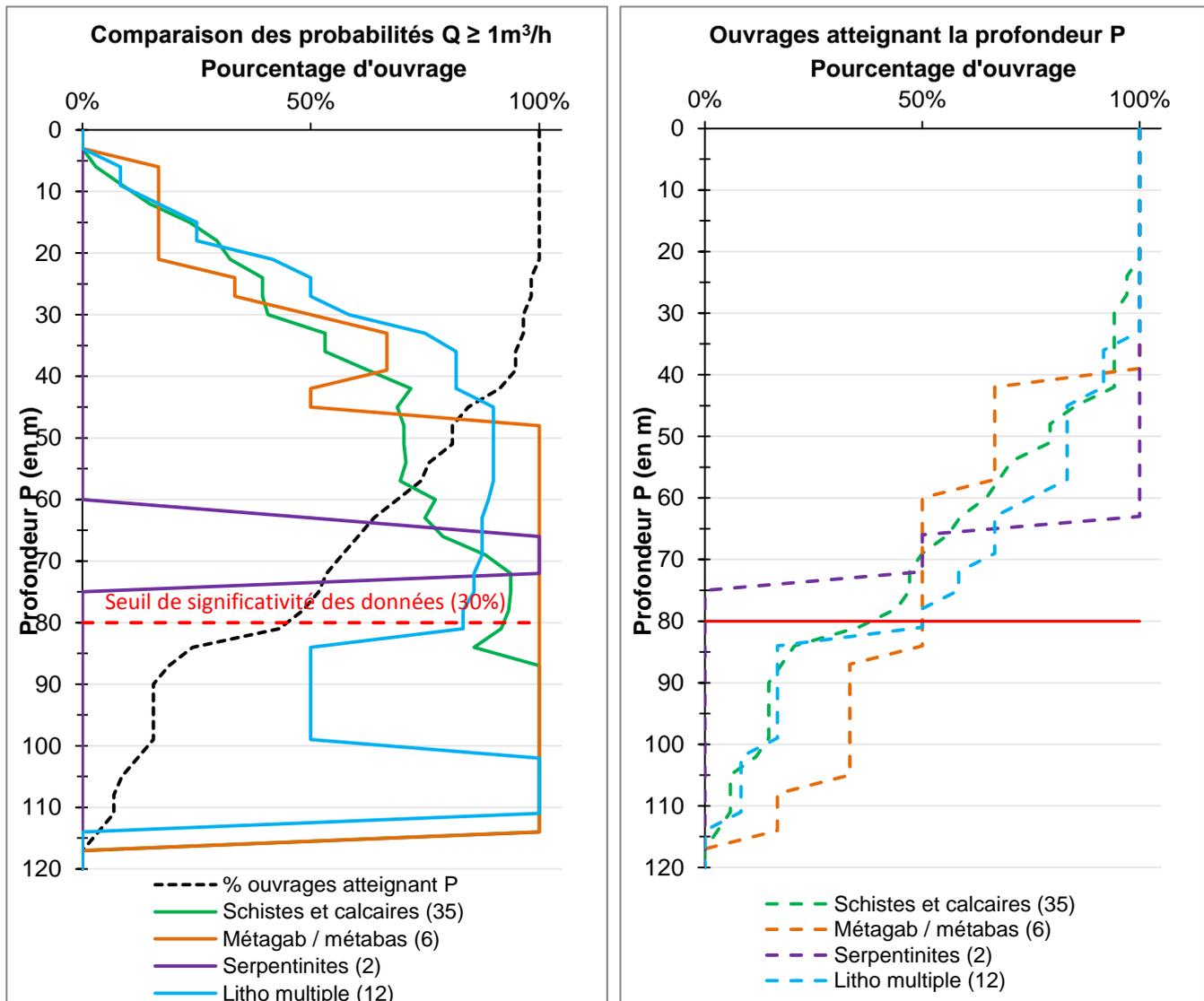


Illustration 22 : A gauche : Comparaison de la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à 1 m³/h à une profondeur donnée entre les différentes formations géologiques. Est indiqué entre parenthèses le nombre d'ouvrages implantés dans chaque formation. A droite : pourcentage d'ouvrage atteignant la profondeur P pour chacune des lithologies.

Les probabilités calculées pour les forages implantés dans les serpentinites sont les moins fiables car elles ne correspondent qu'à deux forages. Un des deux ouvrages n'a pas atteint un débit air-lift de 1 m³/h (il a atteint 0,4 m³/h) et le deuxième ne l'a atteint qu'à partir de 63 m de profondeur, expliquant l'augmentation brusque de la probabilité qui est donc portée à 100 %. Cette probabilité chute à 0 % à partir de 72 m de profondeur correspondant à la profondeur finale de l'ouvrage.

La probabilité d'avoir un débit supérieur ou égal à $1 \text{ m}^3/\text{h}$ pour les formations de metabasaltes et métagabbros augmente sur les quarante à cinquante premiers mètres de profondeur et atteint 100 % autour de 50 m, mettant en évidence que les forages implantés dans ces formations et atteignant cette profondeur obtiennent $1 \text{ m}^3/\text{h}$ de débit air-lift au bout des 40 à 50 premiers mètres forés.

Pour les forages avec une lithologie multiple, la probabilité d'avoir un débit de $1 \text{ m}^3/\text{h}$ augmente également sur les 40 à 50 premiers mètres sans atteindre 100 %.

Concernant les formations de schistes et calcaires, cette probabilité augmente également entre 0 et 40 m de profondeur. Ensuite elle ne se stabilise pas mais continue d'augmenter moins fortement jusqu'à 70 - 80 m et en particulier sur le tronçon 60-70 m. Cette évolution met en évidence que la chance d'obtenir un débit supérieur ou égal à 1 ou $2 \text{ m}^3/\text{s}$ est comprise entre 0 et 70 - 80 m pour les schistes et calcaires alors qu'elle s'arrête à 40 - 50 m pour les autres formations. La tranche perméable s'étend donc à une profondeur plus importante pour les schistes et calcaires que pour les autres formations.

L'illustration 23 présente la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à $2 \text{ m}^3/\text{h}$ pour ces mêmes formations. Elle met en évidence que les probabilités d'obtenir ce débit sont naturellement plus faibles pour les différentes formations et que les évolutions des probabilités en fonction de la profondeur sont les mêmes que pour un débit de $1 \text{ m}^3/\text{h}$.

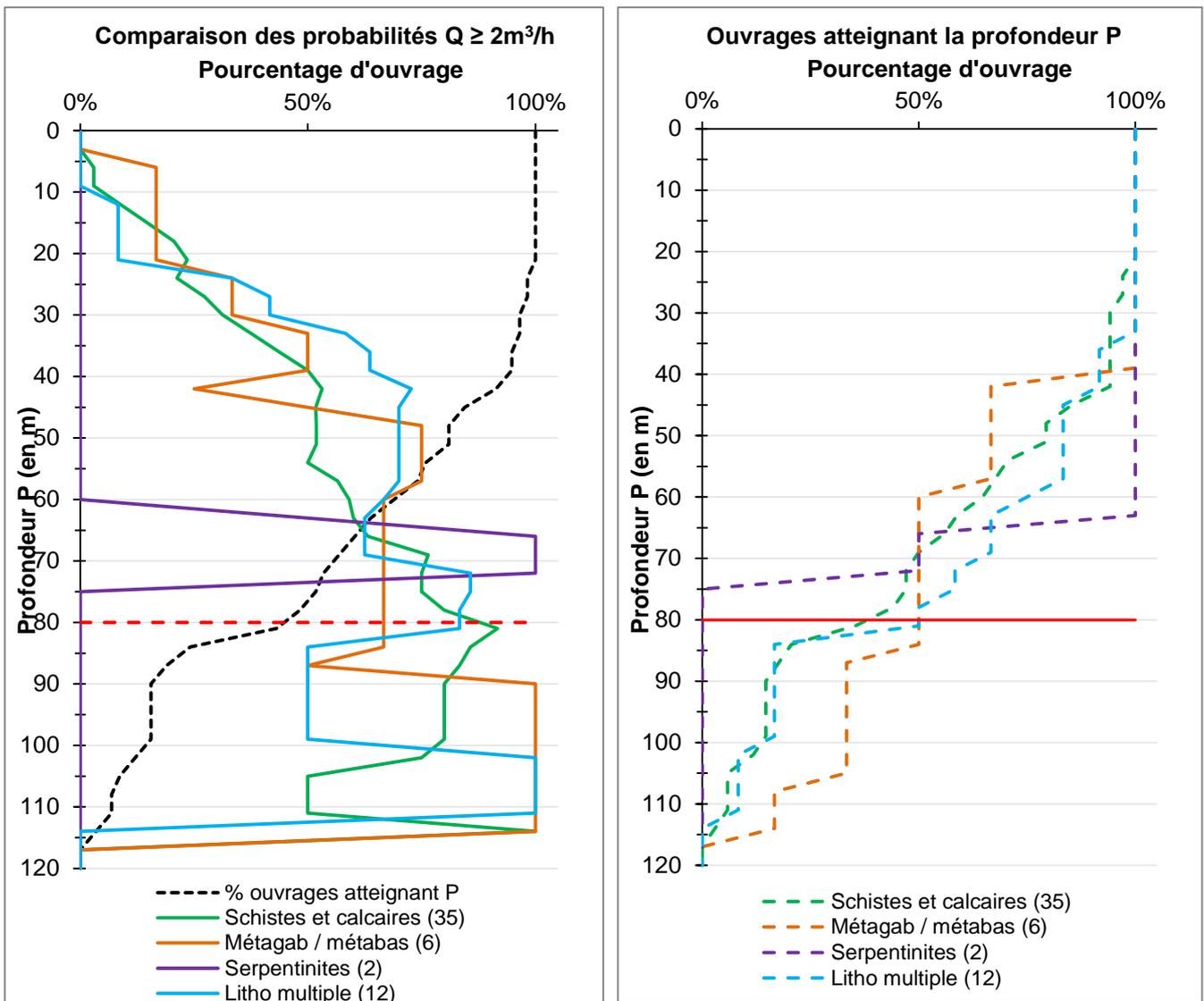


Illustration 23 : A gauche : Comparaison de la probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à $2\text{ m}^3/\text{h}$ à une profondeur donnée entre les différentes formations géologiques. Est indiqué entre parenthèses le nombre d'ouvrages implantés dans chaque formation. A droite : pourcentage d'ouvrage atteignant la profondeur P pour chacune des lithologies.

L'illustration 24 présente les probabilités d'obtenir les débits de 1, 2, 5, 10 et $20\text{ m}^3/\text{h}$ dans les forages implantés dans les formations de schistes et calcaires. Elle met en évidence que les probabilités sont faibles d'avoir des débits élevés. En outre, la probabilité d'avoir des débits de 5 et $10\text{ m}^3/\text{h}$ augmente sur les 40 premiers mètres puis reste stable, mettant en évidence que les fractures les plus productives sont globalement localisées dans les 40 premiers mètres.

- pour les forages avec une lithologie multiple, c'est deux sur douze (soit 17 %) ;
- pour les forages des autres lithologies, tous dépassent les 42 m de profondeur.

4.9.4. Influence de l'altitude

Les probabilités d'avoir un débit supérieur ou égal à $1 \text{ m}^3/\text{h}$ ont été calculées par tranche d'altitude de 200 m pour tous les forages, toute lithologie confondue : 0 à 200 m, 200 à 400 m, 400 à 600 m et 600 à 1000 m. Les résultats sont présentés dans l'illustration 25 ci-après.

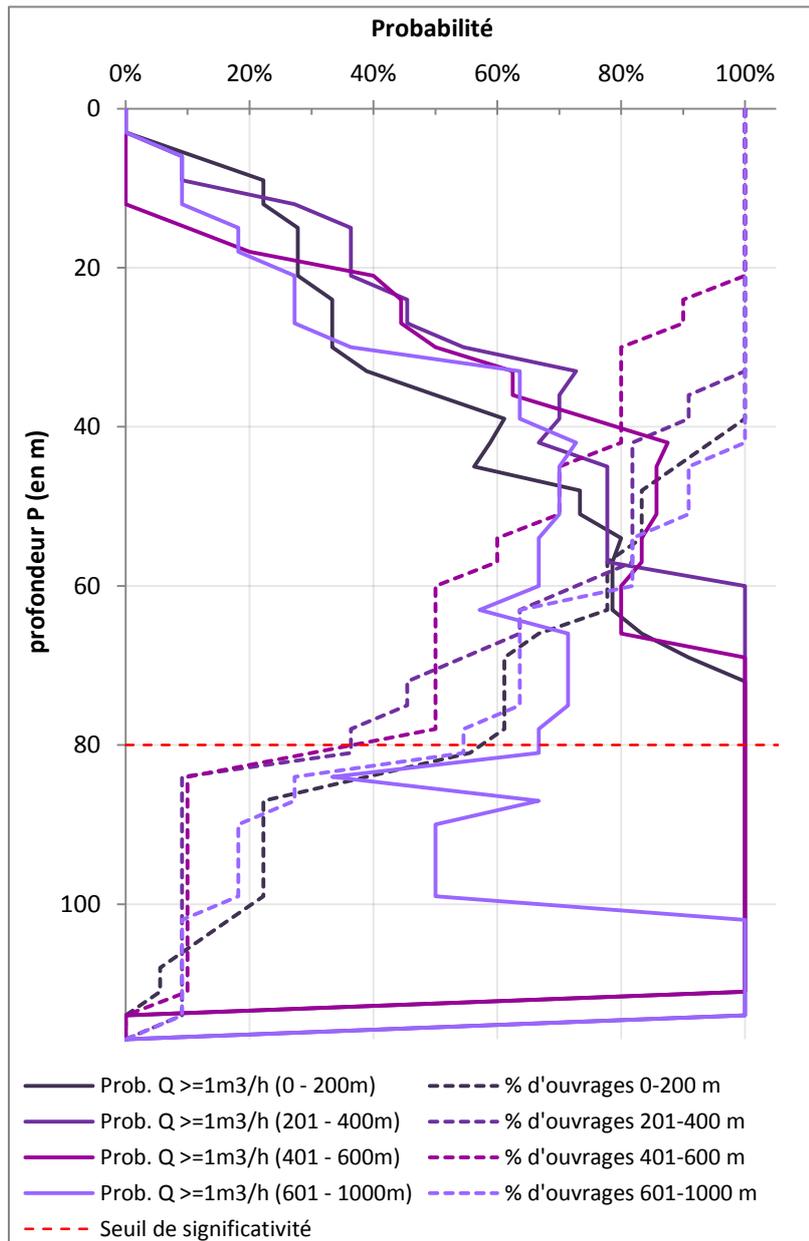


Illustration 25 : Probabilité d'obtenir un débit supérieur ou égal à $1 \text{ m}^3/\text{h}$ toute lithologie confondue par tranche d'altitude de 200 m

Le graphique met en évidence que la probabilité reste la même de 0 à 600 m d'altitude mais qu'au-delà elle est plus faible. L'altitude d'implantation du forage n'influence donc pas sa productivité en dehors des têtes de bassin versant.

4.9.5. Influence de la proximité d'un cours d'eau

La distance des forages au plus proche cours d'eau a été calculée dans un SIG (utilisation du référentiel BD Carthage). Les débits air-lift finaux des forages en fonction de ces distances sont reportés dans l'illustration 26 ci-dessous. Ce graphique met en évidence la proximité des forages aux cours d'eau (parfois simple thalweg parcouru d'une rivière temporaire) qui sont de fait des axes qui favorisent la circulation des eaux, y compris souterraines. Pour faciliter l'interprétation du graphique, deux seuils ont été arbitrairement fixés au regard des données disponibles :

- le premier est de 100 m, correspondant à la distance maximale à la rivière la plus fréquemment respectée ;
- le second est de 10 m³/h correspondant au débit air-lift maximal le plus souvent rencontré.

Deux tendances semblent se dessiner :

- la proximité du cours d'eau n'entraîne pas systématiquement un débit air-lift élevé ;
- mais en s'éloignant du cours d'eau, les chances d'avoir un débit conséquent (au-delà de 10 m³/h) deviennent faibles.

Cependant, il est probable que ces observations soient biaisées par le fait que :

- s'il y a moins de forages au-delà de 100 m d'un thalweg, c'est parce qu'il y en a moins qui ont été réussis et qui n'ont donc probablement pas fait l'objet d'une déclaration ;
- généralement, les cours d'eau empruntent des zones de failles et fractures, ce qui favorise l'obtention d'un meilleur débit sur le forage ;
- les thalwegs correspondent également souvent à des zones plus accessibles car les routes les empruntent plus facilement.

En outre, il est à noter que les valeurs de débits air-lift ne valent pas les valeurs de débits d'exploitation calculées à partir de pompages d'essai (longue durée et par paliers) permettant d'étudier l'hydrodynamique de l'aquifère. Dans les essais air-lift, ce sont les variations de débit qui sont les plus intéressantes (mise en évidence notamment des venues d'eau) et non leur valeur. L'interprétation des valeurs de débit air-lift sont donc à prendre avec précaution.

- l'altitude d'implantation des forages n'influence pas leur productivité en dehors des têtes de bassin versant où la ressource exploitable est limitée ;
- la proximité du forage à une rivière semble augmenter les chances d'avoir un débit conséquent (à nuancer par les facilités d'accès à ces secteurs car les routes longent souvent les cours d'eau).

5. Analyse globale de l'altération des formations de la Corse alpine

Les roches cristallines, imperméables lorsqu'elles sont saines, peuvent receler des eaux souterraines en quantité variable lorsqu'elles ont subi soit fracturation tectonique et/ou une altération.

Les aquifères d'altération contiennent des réserves en eau souterraine intéressantes. Leur formation nécessite une longue période d'émersion au cours de laquelle les roches vont subir d'importantes transformations minéralogiques et physiques. La découverte du rôle de l'altération dans la localisation des aquifères de socle ainsi que la géométrie et la typologie de ces aquifères sont des acquis récents, développés depuis la fin des années 1990.

Les formations géologiques constituant la Corse alpine comportent des lithologies favorables par leur minéralogie au développement d'aquifères d'altération tels que les péridotites et roches ultrabasiques, les gabbros et les micaschistes et Schistes Lustrés.

Une campagne de terrain d'une semaine a été réalisée au printemps 2012 afin d'identifier la présence ou non de profils d'altération pouvant renfermer des aquifères en Corse alpine.

5.1. GENERALITES SUR L'ALTERATION

L'interaction de l'eau météorique avec les roches depuis l'entrée de l'eau dans un aquifère jusqu'à sa sortie provoque des modifications de la composition chimique et minéralogique de la roche originelle, mais aussi des modifications de ses propriétés physiques (propriétés mécaniques, électriques, élastiques, hydrogéologiques), et ce à toutes les échelles.

D'une manière générale, on peut classer les différents types de profils d'altération supergène selon une série continue allant d'un pôle soustractif à un pôle additif (Illustration 27).

Les altérations soustractives sont caractérisées par une exportation nette de matière sous l'effet du lessivage. Elles se développent dans les zones hautes du paysage, où les minéraux les plus instables en conditions de surface sont hydrolysés. Lors de cette hydrolyse, les cations les plus solubles (K, Na, Mg, Ca, et dans une moindre mesure Si) sont extraits des minéraux et exportés en solution vers l'aval du paysage. Les éléments les moins solubles (Al, Fe, Si) se recombinent pour former de nouvelles phases minérales, principalement des argiles, des oxydes et des hydroxydes, qui constituent les principaux minéraux des profils d'altération soustractive. Les profils d'altération soustractive sont représentés principalement, sur les roches silicatées, par les profils latéritiques ainsi que leur variante bauxitique. Sur roches sédimentaires leur équivalent est représenté, selon la nature de la roche parentale, par les altérations karstiques (sur carbonates purs), des argiles à silex ou à chailles (pour les carbonates à accidents siliceux), des sables avec ou sans silex (pour les carbonates à fraction sableuse), des argiles kaoliniques (pour les sédiments argileux ou marneux).

Les altérations additives sont caractérisées par un apport net de matière. Elles se développent dans les points bas du paysage, où convergent les eaux qui se sont minéralisées dans les zones hautes au sein des profils d'altération soustractive. Dans ces zones basses, typiquement les grandes dépressions intracontinentales ou les régions plates en bordure de mer, la surface piézométrique moyenne est à faible profondeur (moins de 10 m) ; l'eau est « pompée » vers le haut par capillarité et évapotranspiration : les solutés se concentrent sous l'effet de

l'évaporation et laissent précipiter les sels dissous dès que leur limite de solubilité est atteinte. Ces précipitations se développent à proximité de la surface du sol où elles forment des encroûtements. Dans les zones endoréïques intracontinentales, on observe fréquemment une zonation concentrique des encroûtements, soit, de l'extérieur vers l'intérieur, des cuirasses siliceuses (silcrètes), puis des calcrètes, des dolocrètes, des sulfates (gypcrètes), et enfin éventuellement des chlorures.

Les types d'altération susceptibles de générer des aquifères fissurés sont les profils d'altération soustractive développés sur roches métamorphiques ou plutoniques (profils latéritiques).

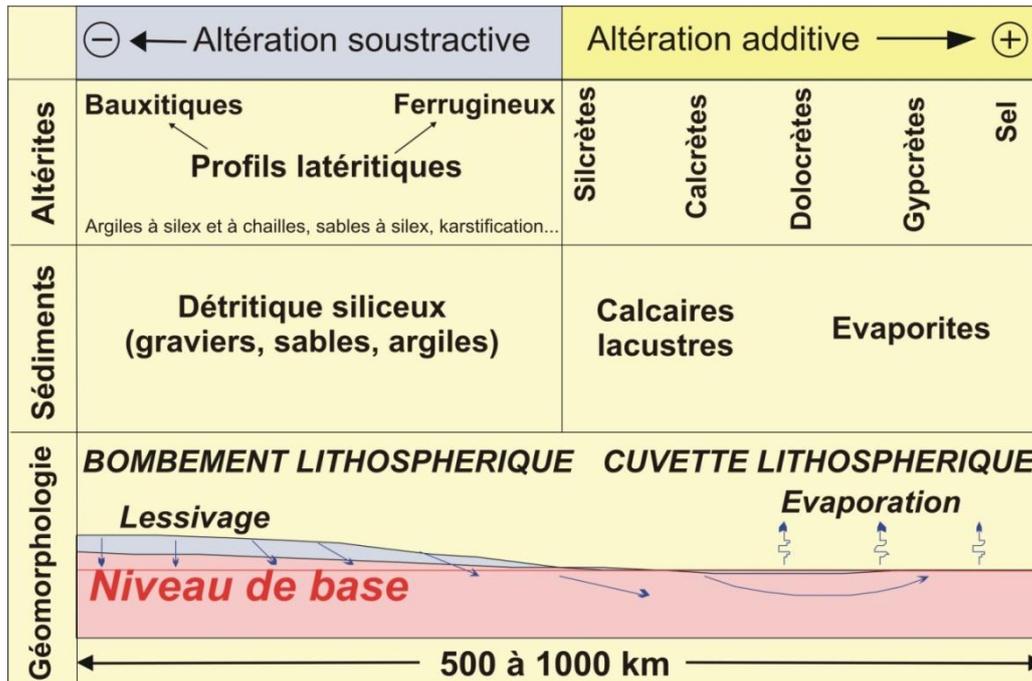


Illustration 27 : Répartition des principaux types d'altération dans les paysages (d'après Wyns, 2002)

5.2. LES AQUIFERES D'ALTERATION

Le concept d'aquifère dans les roches cristallines (roches métamorphiques, plutoniques et porphyroïdes volcaniques) a été entièrement redéfini vers la fin des années 1990 à la suite de projets de recherche menés au BRGM (Lachassagne et Wyns, 2006).

Le concept ancien d'aquifère de socle considérait que l'eau souterraine était contenue dans des couloirs de fracturation subverticaux d'origine tectonique alimentés par un sol plus ou moins épais permettant à l'eau de pluie de s'infiltrer : les aquifères étaient donc considérés comme uniquement verticaux et surtout isolés les uns des autres.

Entre 1995 et 2000, les travaux de recherche développés au BRGM sur les propriétés physiques des profils d'altération ont abouti à la révision du concept d'aquifère de socle. Le premier résultat a été de mettre en évidence, sous la partie meuble des profils d'altération, une zone de roche dure intensément fissurée (appelée « horizon fissuré »), d'une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Les travaux cartographiques menés en parallèle sur les zones de socle ont par ailleurs mis en évidence l'omniprésence de puissantes couvertures d'altération (plusieurs dizaines de mètres), élaborées à des époques géologiques variées lors des périodes d'émersion. L'ensemble des observations réalisées depuis, tant en France que sur différents

continents, montre que l'épaisseur de l'horizon fissuré est environ le double de celle de la partie meuble des profils d'altération lorsque ceux-ci sont complets.

L'origine des fissures constituant l'horizon fissuré réside dans le processus même de l'altération : certains minéraux, notamment la biotite, les pyroxènes, l'olivine, sont très instables en présence d'eau et s'altèrent en augmentant de volume. La biotite subit une augmentation de volume de 40% environ : l'écartement des feuillets passe de 10 Å (angström) à 14 Å lorsqu'elle se transforme en chlorite ou en vermiculite. Cette transformation se fait au sein de l'horizon fissuré, à plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Dans ces conditions, le gonflement dans le plan horizontal est difficile (sauf à proximité des fissures préexistantes) car le milieu est assimilé à un milieu infini: il en résulte une augmentation des contraintes horizontales. Dans le plan vertical, le gonflement ne sera possible que lorsque la contrainte verticale sera supérieure ou égale à la charge lithostatique.

Dans un granite, dès que la charge lithostatique est compensée, la contrainte verticale n'augmente plus et elle est remplacée par de la dilatation, alors que les contraintes horizontales continuent à augmenter ; les contraintes maximales (σ_1 et σ_2) du tenseur de contraintes sont alors horizontales, tandis que la contrainte minimale (σ_3) est verticale. Lorsque la différence d'intensité entre contrainte maximale horizontale et contrainte verticale (le « déviateur de contraintes » au sens mécanique) dépasse le seuil de rupture de la roche, il y a apparition de fissures, qui seront parallèles aux deux composantes maximales du tenseur de contraintes (c'est-à-dire horizontales dans le cas d'un granite).

Donc les contraintes engendrées par cette augmentation de volume entraînent la création d'un réseau de fissures (de l'échelle microscopique à l'échelle décimétrique) dont la géométrie dépend de l'orientation des minéraux.

Dans les roches isotropes comme les granites ou bien dans les roches à foliation verticale, les fissures créées seront principalement horizontales (Illustration 28). Dans les roches plissées (schistes et micaschistes), les fissures sont orientées de manière aléatoire. Lorsque la foliation est horizontale, il n'y aura pas d'augmentation des contraintes horizontales, et la roche va gonfler comme une éponge en se feuilletant (développement moindre de fissures).



Illustration 28 : L'horizon fissuré dans un granite du Livradois (sud de Thiers, Puy de Dôme)

La fréquence des fissures est maximale au sommet de l'horizon fissuré et décroît du haut vers le bas. La densité de fissures et leur ouverture déterminent la porosité de la roche, leur interconnexion détermine sa perméabilité. Porosité et perméabilité décroissent du haut vers le bas.

Le nouveau modèle d'aquifère de socle (Illustration 29) consiste donc en un aquifère multicouches (altérites meubles + horizon fissuré), stratiforme, avec nappe continue comme dans les bassins sédimentaires. Les nombreuses études réalisées tant en France (Massif armoricain, massif central, Guyane) qu'à l'étranger (notamment en Inde) ont permis de caractériser les propriétés physiques de ce type d'aquifère. La porosité efficace des altérites varie de manière importante selon la lithologie : assez faible (2 à 4 %) pour les altérites à dominante argileuse provenant de l'altération de schistes et de micaschistes, elle peut atteindre 7 à 8 % dans les arènes. Dans l'horizon fissuré, la porosité efficace maximale, dans les 15 à 25 m supérieurs de l'horizon fissuré, varie de 1 à 2-3 % en moyenne selon l'abondance et la taille des minéraux gonflants (principalement la biotite), et cette porosité diminue vers le bas pour devenir nulle à la base de l'horizon fissuré.

La part la plus importante de la réserve en eau est contenue dans l'horizon fissuré. Bien qu'il présente très souvent des porosités plus faibles que celle des altérites, il contient une réserve beaucoup plus importante que les altérites, car celles-ci ne sont jamais complètement saturées, le niveau piézométrique se situant généralement dans leur partie inférieure.

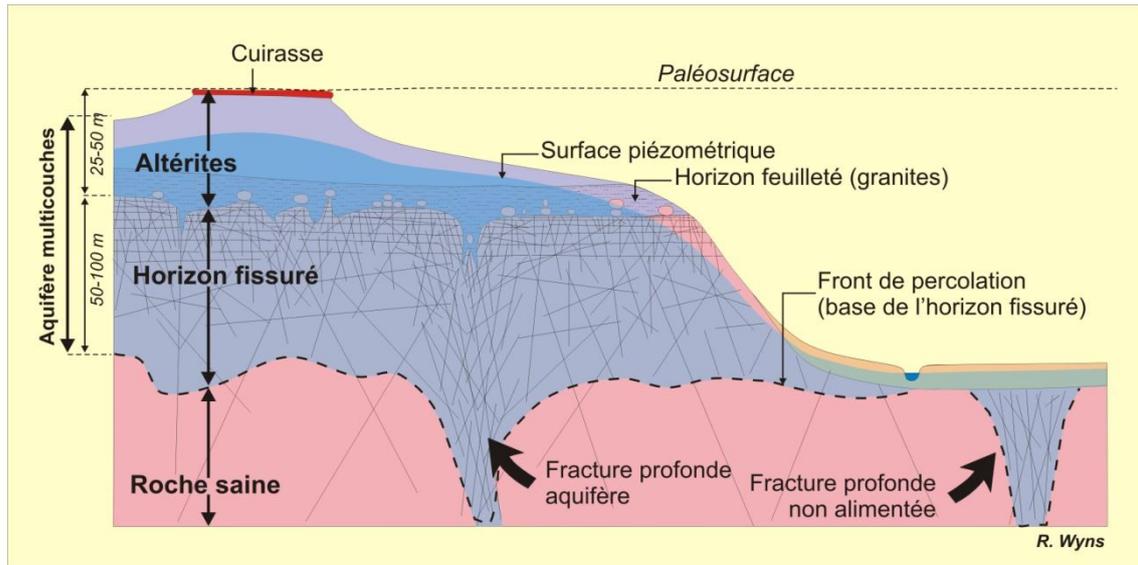


Illustration 29 : Le modèle conceptuel actuel d'aquifère de socle

La perméabilité dans les altérites est en moyenne comprise entre 10^{-7} et $5 \cdot 10^{-6}$ m/s (Dewandel et al., 2006) en fonction de leur teneur en argile ; celle de l'horizon fissuré est comprise entre 10^{-6} et 10^{-4} m/s. Dans le cas où l'horizon fissuré est caractérisé par des joints horizontaux (granites non déformés et gneiss à foliation verticale), la perméabilité est anisotrope, avec une perméabilité horizontale atteignant 2 à 30 fois la valeur de la perméabilité verticale (Maréchal et al., 2003).

5.3. FACTEURS DETERMINANT LA PRESENCE D'AQUIFERES D'ALTERATION

5.3.1. Présence et fonctionnement d'un profil latéritique

Plusieurs types de facteurs doivent être réunis pour permettre le développement d'aquifères d'altération.

En premier lieu, un profil d'altération ne peut se développer que si la région est émergée. Ces profils d'altération se développent per descensum à partir d'une surface topographique pénéplanée soulevée à une altitude telle que l'eau puisse être évacuée du profil : dans ces conditions, l'eau est en permanence sous-saturée vis-à-vis des minéraux de la roche.

Compte tenu des vitesses d'altération (1 à 10 m de saprolite par million d'années), la durée de fonctionnement d'un profil latéritique nécessaire pour développer un aquifère d'épaisseur significative est de plusieurs dizaines de millions d'années. A titre d'exemple, les profils d'altération qui contiennent les aquifères les plus significatifs en France continentale se sont développés au Crétacé inférieur pendant environ 45 Ma et au Tertiaire pendant environ 25 Ma.

D'autres facteurs influencent le développement des aquifères d'altération ce sont la minéralogie, la texture et la structure de la roche.

5.3.2. Minéralogie

Le développement d'un horizon fissuré résulte des contraintes générées lors du gonflement de certains minéraux lors de leur changement de phase minéralogique. En ce qui concerne les

phyllites, c'est la transformation des micas à 10 Å en minéraux à 14 Å (chlorite, vermiculite et interstratifiés), avec épigénie du réseau primaire, qui est la cause parfaitement identifiée du gonflement. La biotite est beaucoup plus sensible à l'altération que la muscovite, car les liaisons potassium interfoliaires sont de plus faible énergie : les roches riches en biotite s'altèrent donc très facilement en générant un horizon fissuré bien développé. Les roches à micas blancs seuls (muscovite, séricite) s'altèrent également en développant un horizon fissuré, mais la vitesse d'enfoncement du front de fissuration sera beaucoup plus faible que sur une roche à biotite. Donc pour une durée d'altération équivalente l'horizon fissuré sur des roches à micas blancs sera moins épais et moins connecté que sur des roches à biotite (Illustration 30).



Illustration 30 : L'horizon fissuré dans un leucogranite pauvre en biotite (Margeride, France) : noter le faible développement et la faible ouverture des joints

Pour les roches basiques et ultrabasiques, actuellement, peu d'observations microscopiques sont disponibles, mais les données de terrain montrent que les pyroxènes et l'olivine sont les principaux minéraux susceptibles de gonfler. Les roches à amphiboles (amphibolites, prasinites, syénites) ne montrent pas sur le terrain d'épaisses couvertures d'altération et ont tendance à rester en relief : les amphiboles ne semblent donc pas générer de gonflement lors de leur altération.

Les plagioclases sont des minéraux très altérables mais ne semblent pas montrer d'indices de gonflement. Les feldspaths potassiques, beaucoup moins altérables, ne montrent pas plus d'indices de gonflement.

En résumé, on peut considérer que plus la teneur en biotite ou pyroxène ou olivine d'une roche est élevée, plus celle-ci sera apte à générer un horizon fissuré épais et bien connecté.

5.3.3. Texture

Le premier critère textural est la taille des cristaux : les roches grenues s'altèrent beaucoup plus facilement que les roches à grain fin, et plus la taille des minéraux gonflants sera élevée, plus l'horizon fissuré pourra se développer facilement. Donc à composition équivalente, une roche plutonique se fissurera plus facilement qu'une roche hypovolcanique ou volcanique.

Dans les roches à texture lépidoblastique (gneiss, micaschistes, schistes), les micas sont orientés et l'on observe généralement, du moins pour les roches paradérivées, un litage de composition faisant alterner des niveaux riches en micas et des niveaux plus quartzofeldspathiques. Il s'ensuit une anisotropie des plans de rupture préférentiels : les fractures générées par le gonflement des micas seront guidées par les surfaces de faiblesse de la roche.

5.3.4. Structure

Dans une roche où les minéraux gonflants ont une orientation aléatoire (cas des roches grenues non orientées), le potentiel de gonflement est isotrope. Le milieu étant infini dans la direction horizontale, les contraintes horizontales s'accroissent, tandis que la contrainte verticale, une fois la charge lithostatique compensée, n'augmente plus : au final on obtient des fentes de tension horizontales (Figure 5).

Pour les roches foliées mais non plissées (gneiss, orthogneiss), le pendage de la foliation joue un rôle important sur l'ouverture des fissures : lorsque la foliation est verticale, les feuillets des micas le sont généralement aussi, et le potentiel de gonflement s'exerce uniquement dans le plan horizontal : tout ce potentiel de gonflement est converti en contrainte horizontale, et l'on observe des fentes de tension horizontales fortement ouvertes (Illustration 33). Des observations très intéressantes ont été réalisées en Corée du Sud sur un orthogneiss à biotite dont la foliation passe, en quelques kilomètres, d'une position verticale à une position horizontale : l'ouverture des fentes de tension diminue avec le pendage, et lorsque celui-ci est horizontal, on n'observe plus que des fentes à ouverture inframillimétrique donnant à la roche une texture feuilletée (Illustration 34).

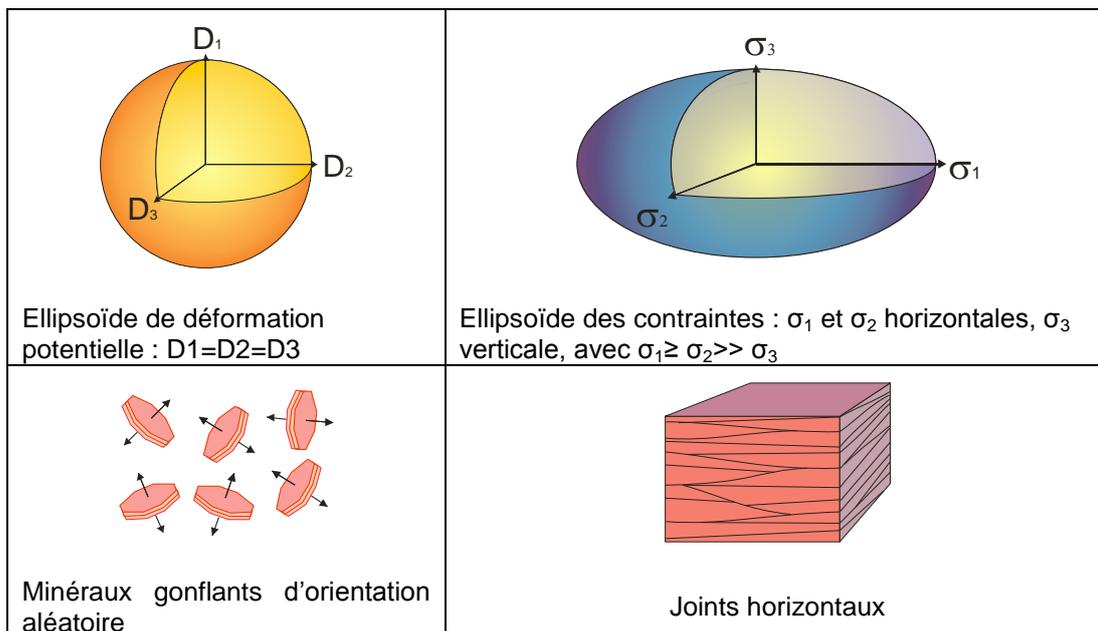


Illustration 31 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche isotrope (roches grenues : granitoïdes)

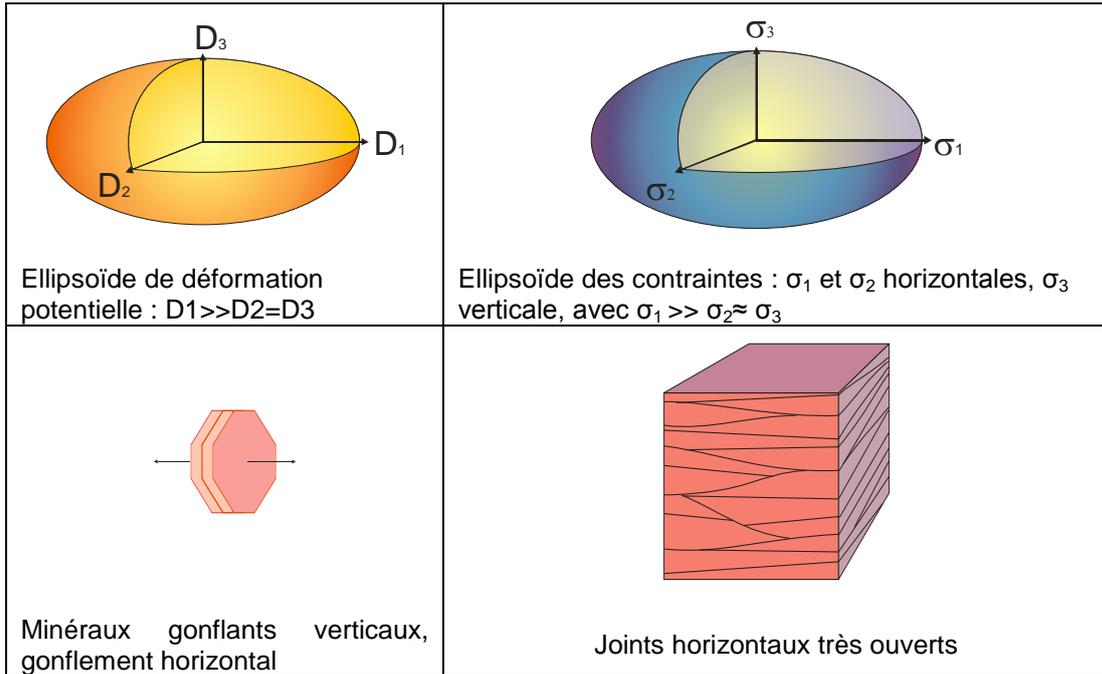


Illustration 32 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche à foliation verticale

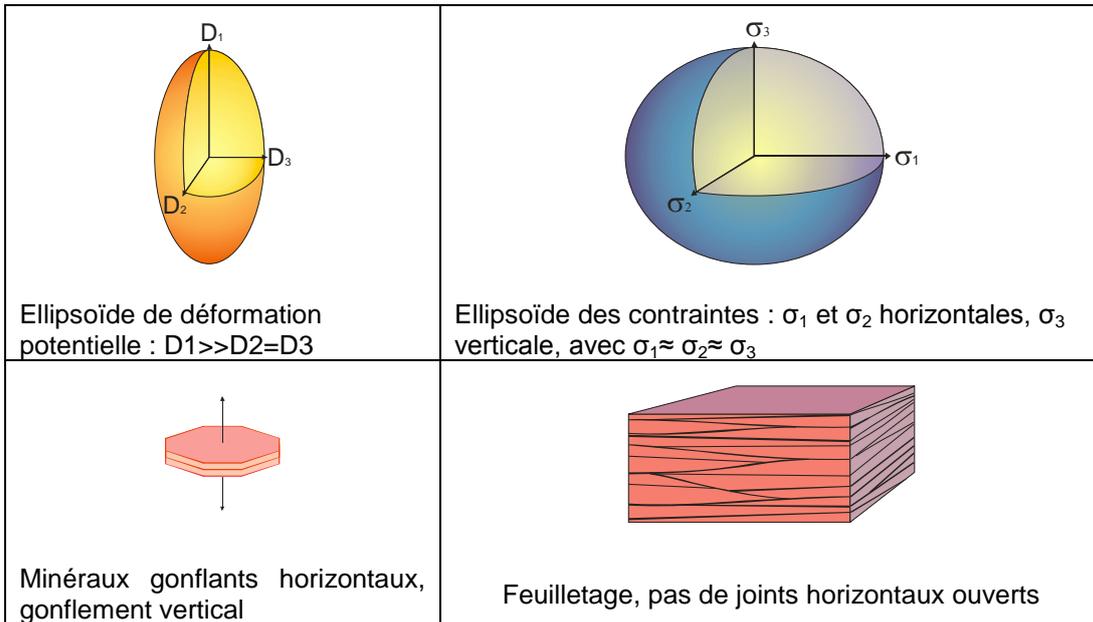


Illustration 33 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche à foliation horizontale

Dans une roche plissée (micaschiste, schiste), la présence de plis d'échelle métrique à hectométrique modifie latéralement d'une part la position du tenseur de contraintes, puisque le gonflement se fait perpendiculairement aux feuillets des micas, mais aussi l'orientation des plans de rupture préférentiels. Une roche plissée montre généralement une orientation aléatoire des fissures générées par l'altération (Illustration 103).

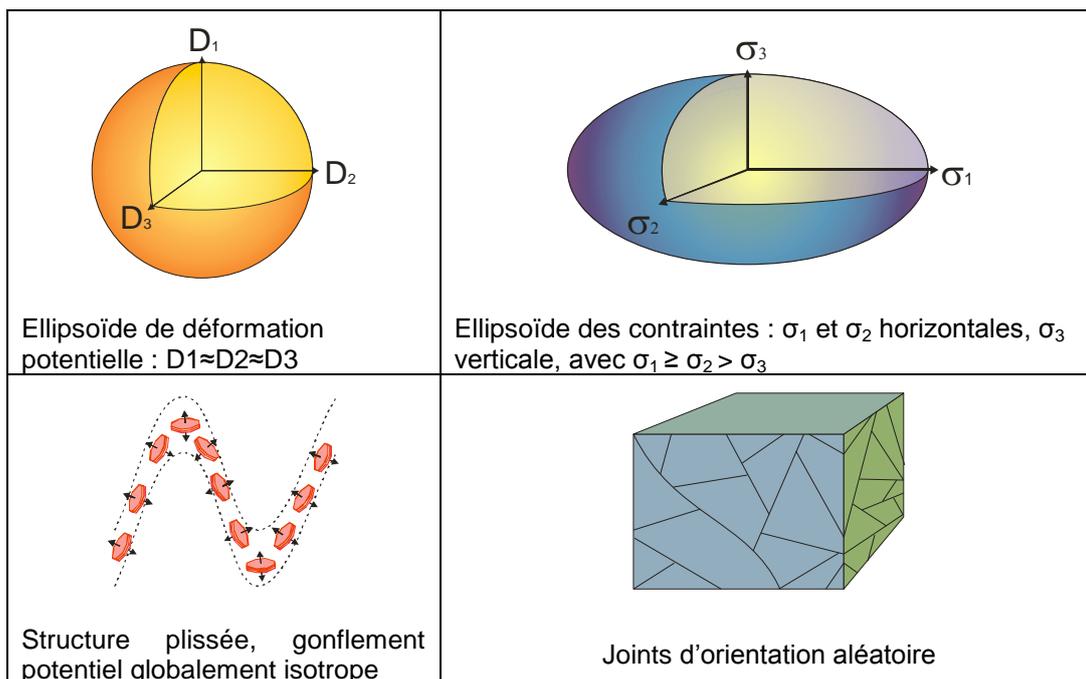


Illustration 34 : Paramètres de déformation, de contraintes et de fissuration d'une roche plissée (schiste, micaschiste)

5.4. APPLICATION A LA CORSE ALPINE

Les formations géologiques constituant la Corse alpine comportent des lithologies favorables par leur minéralogie au développement d'aquifères d'altération, parmi lesquelles :

- Péridotites (olivine) et roches ultrabasiques ;
- Gabbros (pyroxène) ;
- Micaschistes et schistes lustrés.

D'autres lithologies sont moins favorables :

- Prasinites et amphibolites ;
- Roches volcaniques acides ;
- Grès et quartzites.

Par ailleurs, les séries géologiques impliquées dans l'édifice structural de la Corse alpine comprennent des roches carbonatées (calcschistes et cipolins) susceptibles de permettre le développement d'une karstification plus ou moins importante et donc d'aquifères karstiques.

La principale question se posant quant à l'éventualité de la présence d'aquifères d'altération en Corse alpine tient à l'âge de l'émergence de la chaîne : sachant qu'en moyenne il faut de l'ordre de 5 Ma pour éroder le paysage et façonner une pénéplaine puis plusieurs dizaines de millions d'années pour développer à partir de cette pénéplaine un profil d'altération d'épaisseur

conséquente (plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur), des profils latéritiques ont-ils eu le temps de se développer en Corse alpine ?

Les données de géologie régionale montrent que la Corse alpine n'a émergé qu'après le Miocène moyen (sédiments marins Serravalliens des feuilles Saint-Florent et Corte) soit pas avant -10 Ma. Ce laps de temps est très court pour développer d'une part une surface d'érosion, et d'autre part un profil d'altération épais. Néanmoins au cours de l'histoire géologique des différentes unités structurales constituant la Corse alpine il est possible que certaines zones aient temporairement été émergées et aient pu être le siège de paléo-altérations.

La campagne de terrain réalisée en avril 2012 a eu pour principal objectif d'identifier d'éventuelles reliques de profils d'altération anciens et d'évaluer le degré d'avancement de l'altération de la chaîne depuis son émergence.

5.4.1. Méthodologie

Les profils d'altération se développant généralement à partir d'anciennes surfaces topographiques pénéplanées, une carte des replats a été réalisée à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 50 m de l'IGN. Cette carte des replats représente l'altitude du sol uniquement dans les zones où la pente est inférieure à un certain seuil, et représente l'ombrage du MNT ailleurs. Compte tenu du relief accusé de la Corse alpine, un seuil de pente de 10° a été retenu.

La carte des replats est représentée sur l'Annexe 3. Cette carte montre que les replats sont peu nombreux en dehors des zones de terrasses alluviales. C'est à partir de cette carte que les reconnaissances de terrain ont été réalisées, en essayant d'accéder systématiquement à ces zones de replat afin de vérifier si des profils d'altération y sont associés ou non.

Les sites visités sont reportés sur l'illustration 35.



Illustration 35 : Sites visités dans le cadre de l'analyse de l'altération dans la Corse alpine

5.4.2. Résultats obtenus

La plupart des replats accessibles par la route ont été visités sur le terrain. Dans le Cap Corse, ces replats sont de petite taille et apparaissent soit en position culminante (lignes de crêtes) soit en position intermédiaire sur des versants. Les affleurements y montrent un début d'altération lorsque la lithologie est favorable, mais avec des épaisseurs de saprolite ne dépassant jamais 1 à 2 m, et un horizon fissuré (identifié par la coloration rouille des diaclases) ne dépassant pas 3 à 5 m.

Cette frange altérée suit clairement la topographie actuelle comme on peut l'observer sur les affleurements frais des routes construites en déblais. Les replats eux-mêmes peuvent être interprétés soit comme résultant du dégagement par l'érosion de surfaces structurales, soit comme des surfaces d'abrasion marine contemporaines du soulèvement de la Corse depuis son émergence à partir du Miocène supérieur.

A l'ouest de Macinaggio (site n°3, Illustration 36), un affleurement de schistes et calcschistes avec bancs de cipolins présente une altération peu épaisse paraissant suivre la topographie. Localement, les faciès sont transformés en isaltérites.



Illustration 36 : Affleurement du site n°3 : Schistes et calcschistes altérés et détail d'un banc de cipolin

Les gneiss à biotite du Col de la Serra (Moulin Mattéi, site n°4) montrent un début d'altération (décoloration des biotites avec expulsion du fer hors des feuillets) mais une épaisseur réduite de saprolite (1 à 2 m).

A l'ouest d'Oletta (site n°5), la vaste dépression du Nebbio est occupée par des alluvions ainsi que le lac de Padula. Les roches constituant le substratum de cette dépression ne montrent pas d'indices notables d'altération. Les replats situés au NE et au SW de Murato ne montrent pas non plus d'indices importants d'altération.

Dans la vallée du Golo, au bord de la route qui relie Barchetta à Campile, on observe de nombreux affleurements de roche meuble de teinte ocre-rouge (site n°6). Il s'agit de terrasses

alluviales et de colluvions ayant subi une pédogenèse assez poussée d'âge probablement Plio-Quaternaire. Les roches en place sous-jacentes ne montrent pas d'altération.



Illustration 37 : Affleurement du site n°6

Dans le secteur du bois de Pineto situé au sud de Ponte Leccia et à l'est du Golo apparaissent de vrais profils d'altération :

- le long de la D71 qui part de Ponte-Leccia et mène à Morosaglia, peu après Ponte-Leccia (site n°7), au sein des péridotites serpentinisées, on observe des gabbros pegmatoïdes fortement arénisés sur plusieurs mètres ;
- le long de la D39 qui part de la N193, longe la rivière de la Casaluna et mène à la commune de Gavignano, au niveau du hameau de Marcaggio, en rive gauche de la Casaluna (site n°8), on observe des gabbros arénisés sur plusieurs mètres (Illustration 38) : la roche parente est constituée d'un assemblage de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène et olivine ; les arènes sont de couleur verte et formées principalement de chlorite et de serpentine et probablement de vermiculite ; elles montrent des reliques de joints horizontaux hérités de l'horizon fissuré, et refermés par le gonflement dû aux minéraux argileux. Des boules de gabbro subsistent au sein de ces arènes ;
- en rive droite de la Casaluna, 200 m après l'affleurement de gabbros arénisés (site n°9) on observe en falaise dans ce même gabbro pegmatoïde, sur au moins 15 m de hauteur, un horizon fissuré caractéristique avec joints horizontaux espacés de 0,5 à 1,5 m (Illustration 39).

D'un point de vue géomorphologique, ce secteur est caractérisé, au nord de la Casaluna, par un large replat d'altitude comprise entre 230 et 300 m, établi sur des gabbros (donc non métamorphisés). Ce replat est vraisemblablement occupé par des altérites de gabbros et on peut s'attendre à la présence d'un horizon fissuré bien développé en profondeur.



Illustration 38 : Base de la saprolite sur gabbros pegmatoïdes

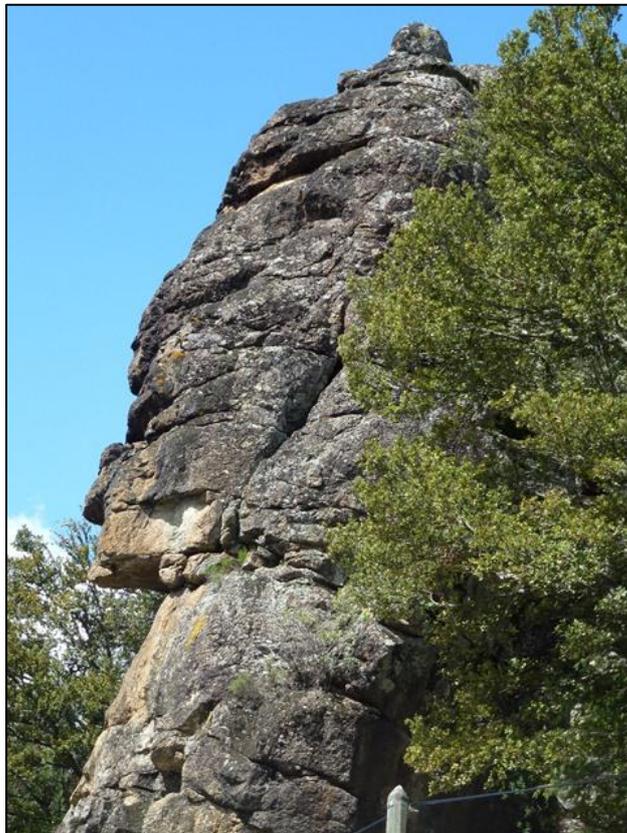


Illustration 39 : L'horizon fissuré dans les gabbros pegmatoïdes (site n°9)

Au nord-est de Corte, sur le bord de la D41 qui mène à Tralonca, dans la nappe de Santa-Lucia (site n°10), on observe des granodiorites arénisées sur une épaisseur importante (5 à 10 m au moins).



Illustration 40 : Granodiorite arénisée (site n°10)

Ces granodiorites constituent le socle de la nappe de Santa-Lucia, elles sont recouvertes en discordance par le Crétacé supérieur marin (conglomérat de Tomboni et flysch de Tralonca). Il est possible que l'altération observée soit antérieure à ces séries crétacées, mais des études spécifiques sur le terrain (cartographie des zones altérées le long du contact basal du Crétacé) seraient nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Enfin, des replats apparaissent autour de Sermano à l'est de Corte (site n°11). Dans ce secteur les replats sont clairement dus à un modelé glaciaire, des moraines apparaissant dans le paysage, il n'y a pas d'altération.

5.5. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS SUR LES AQUIFÈRES D'ALTÉRATION

D'après les visites de terrain réalisées, dans la majeure partie de la Corse alpine on n'observe pas de profil d'altération au sens strict suffisamment développé pour avoir donné lieu à la formation d'aquifères d'altération. Ceci est dû à l'émersion tardive (postérieurement à -11 Ma) de cette partie de la chaîne, qui n'a pas permis à l'altération de s'exercer suffisamment longtemps ni à l'érosion de développer des surfaces d'érosion. L'altération observable est limitée généralement à 1 ou 2 m de saprolite au maximum, surmontant un horizon fissuré de 3 à 4 m, le tout moulant la topographie actuelle, donc ne pouvant pas piéger d'eau de manière permanente en raison des pentes généralement accentuées.

Cependant, l'analyse des données de forages (notamment les débits air-lift) présentée dans le chapitre 4 met en évidence la présence d'une zone perméable et productive correspondant aux 40 à 50 premiers mètres de profondeur (voire 70 à 80 m pour les schistes et calcaires). Les données disponibles ne permettent pour le moment pas de déterminer l'origine de cette zone : profil d'altération ou décompression lithostatique ?

Dans le sillon médian (bois de Pineto et nappe de Santa-Lucia), on observe par contre des indices très nets d'altération épaisse, avec aquifère d'altération bien développé (horizon fissuré dans les gabbros pegmatoïdes et sans doute dans les granodiorites). Cette partie de la chaîne a une histoire géologique différente de celle des unités métamorphiques plus orientales et se rapproche de celle des unités de la Balagne : le métamorphisme alpin y est réduit ou absent et la morphologie montre des restes de paléosurfaces profondément altérées. Il est possible que les très larges replats du massif granitique du Tenda montrant des profils d'altération très développés avec horizon fissuré aient une histoire commune avec les profils d'altération décrits au sud de Ponte-Leccia et au nord-est de Corte.

6. Analyse régionale de la fracturation

L'objectif de cette analyse est de décrire globalement la typologie des failles recensées sur la zone d'étude et d'identifier leur impact sur la circulation des eaux souterraines à une échelle régionale.

6.1. TECTONIQUE RECENTE ALPINE CORSE

A ce jour, très peu d'études sur la fracturation et encore moins sur la cinématique de ces accidents tectoniques ont été publiées. Cette étude constitue donc un premier pas vers la caractérisation et la compréhension de l'histoire « cassante » donc récente de l'île.

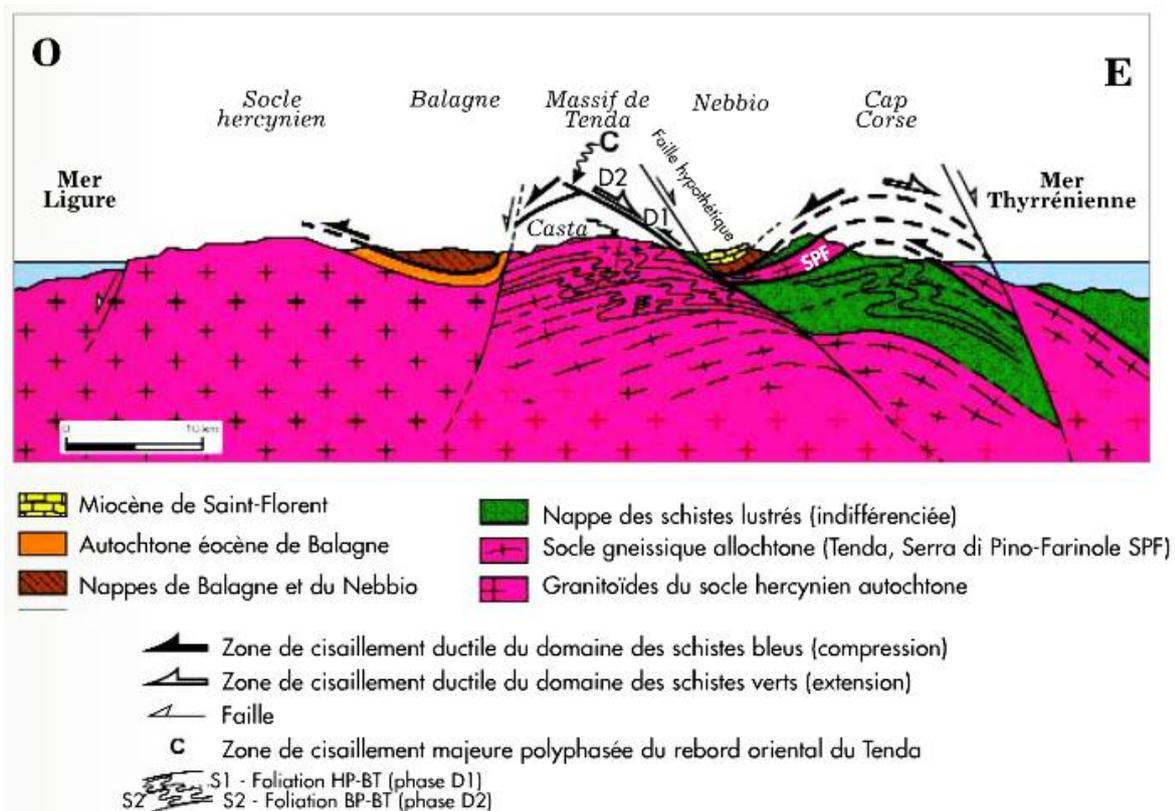


Illustration 41 : Coupe géologique synthétique à l'échelle crustale (modifié d'après Daniel et al., 1996 et Malavieille et al., 1998)

Les études publiées sur l'histoire tardive ductile se concentrent sur le massif du Tenda et le Cap-Corse (e.g., Jolivet et al, 1991). Elles révèlent que le massif du Tenda est en contact dans sa partie orientale avec l'unité sus-jacente des schistes lustrés par une zone de cisaillement majeure polyphasée, d'épaisseur hectométrique : la zone de cisaillement du rebord oriental du Tenda (Illustration 41). Cette structure a d'abord servi de plan de surface de charriage vers l'ouest lors de la mise en place de la nappe des Schistes Lustrés sur la marge continentale corso-sarde (épisode de déformation D1). Cet événement sera suivi à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène par une extension syn-collision vers le nord-est, réalisée pour l'essentiel sous les conditions du faciès schistes verts et achevée dans le domaine fragile (déformation D2). La réactivation tardi-orogénique de la zone de cisaillement du Tenda, avec une cinématique de

faille normale, traduit le retour à l'équilibre gravitaire d'une croûte continentale épaissie au cours de la convergence. Des roches profondes, situées au mur de détachement de la faille, sont ainsi ramenées à la surface.

D'autres structures de déformation, plus cassantes, recoupent l'ensemble des structures et des lithologies, avec une morphologie de la zone broyée variable en fonction de la compétence des roches, teneur en eau, orientation de la foliation... Les traces de fission contenues dans les apatites permettent de situer le début de l'histoire fragile de la Corse alpine aux alentours de 20-15 Ma. Les âges déterminés à partir de ces traces de fission apatite sont de plus en plus jeunes en allant vers l'Est de la Corse alpine, suggérant une migration de la dénudation vers l'Est et donc une migration vers l'Est de l'extension très probablement contrôlée par le recul de la fosse de subduction des Apennins (Zarki-Jakni et al., 2004 ; Danšík et al., 2007).

Actuellement, la Corse présente une sismicité faible à modérée probablement en partie liée à l'extension toujours active dans le domaine Tyrrhénien (Illustration 42). Un soulèvement discontinu de la Corse alpine a également été reporté : de >1 à 1.5 km/Ma du début jusqu'au milieu du Miocène (Fellin et al., 2005 ; Garver et al., 1999) puis de l'ordre de 0.2 km/Ma à partir de 14 Ma (Miocène moyen). Fellin et al. (2005) propose que le contraste entre les faibles taux d'érosion à long terme et les reliefs locaux importants traduisent une topographie en déséquilibre due à de récents événements tectoniques.

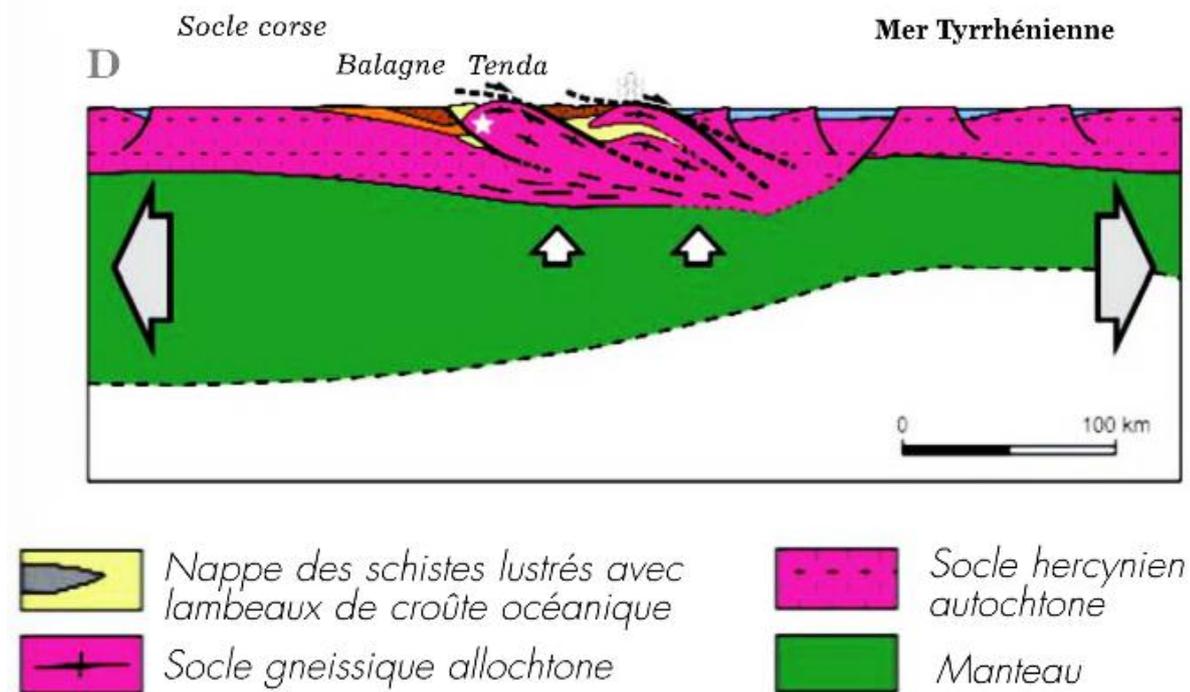


Illustration 42 : Coupe géologique synthétique à l'échelle crustale (modifié d'après Daniel et al., 1996 et Malavieille et al., 1998)

6.2. ETUDE DE SITES FAILLES, CINEMATIQUE ASSOCIEE ET RELATIONS AVEC LES SOURCES EN PRESENCE

Une campagne de terrain a été réalisée du 19 au 26 mars 2012 afin d'observer à l'affleurement les témoins de la tectonique, la cinématique associée ainsi que leurs relations avec les sources. L'objectif est d'analyser le lien entre la tectonique (cassante et ductile) et la présence d'émergences afin de mieux cerner le rôle de la fracturation dans la présence et la circulation des eaux souterraines.

La méthode employée a consisté à repérer sur la carte géologique au 1/50 000 les accidents géologiques majeurs et la présence d'émergences. Un certain nombre de sites (faciles d'accès pour ne pas perdre de temps) a donc été retenu, et a fait l'objet d'une visite. Une attention particulière a été portée sur la diversité des formations géologiques des sites visités afin d'observer les phénomènes tectoniques sur les différentes lithologies en présence.

Les seize sites visités ont fait l'objet de mesures de l'orientation et de la cinématique des failles. Les affleurements présentant des émergences ont été préférentiellement étudiés.

6.2.1. Secteur autour du col de Teghime

Les formations affleurantes dans les régions voisines du col de Teghime sont principalement constituées de métagabbros pour la plupart granitisés. Néanmoins les lithologies représentées sont très variées souvent sous forme d'écaillés tectoniques chevauchées les unes sur les autres. La fracturation répertoriée par la carte géologique dans cette région est assez dense. La carte géologique marque la présence de grands couloirs WNW-ESE dont la cinématique n'est pas déterminée (Illustration 43). Certaines sources sont répertoriées dans la BSS mais ce recensement n'est pas exhaustif étant donné que le long de la route menant au Pigno émergent de nombreuses petites sources.

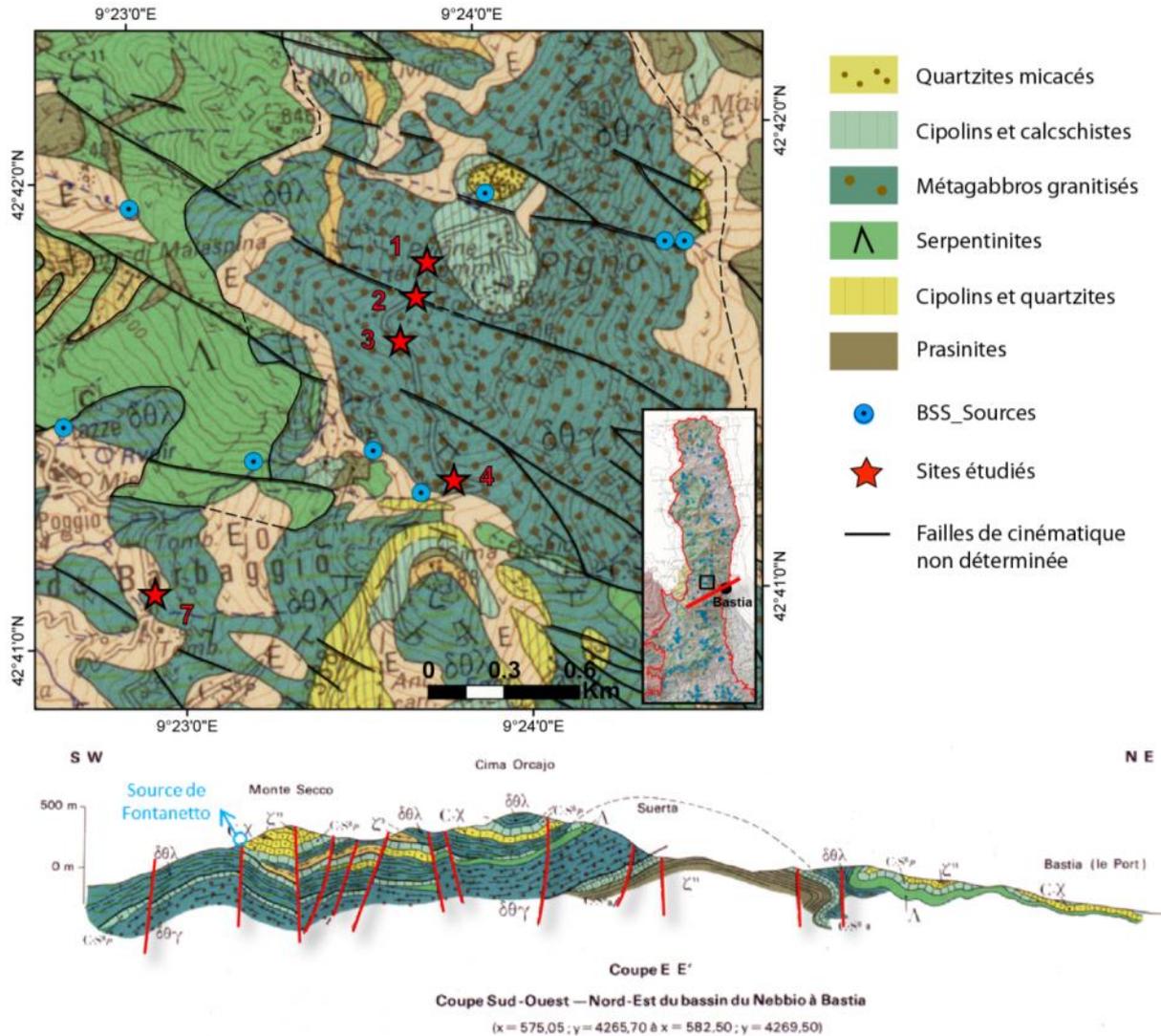


Illustration 43 : Extrait de la carte géologique de Bastia 1:50 000 (Lahondère, 1983)

a) Pigno

L'étude dans cette région a permis de confirmer la présence de nombreuses zones broyées de largeur variant de quelques centimètres à plusieurs mètres (Illustration 44). Les discontinuités mesurées sont réparties selon deux directions majeures : N110° avec un pendage relativement fort (80-90°) et N160° avec un pendage entre 60 et 80° (Illustration 45). La zone centrale localisant le glissement le long du plan de faille est généralement constituées d'éléments très fins avec des structures anastomosées (au site n°3, épaisseur de 30 cm). En périphérie, la zone broyée est généralement disymétrique de part et d'autre de la faille avec des épaisseurs de roches affectées variables.

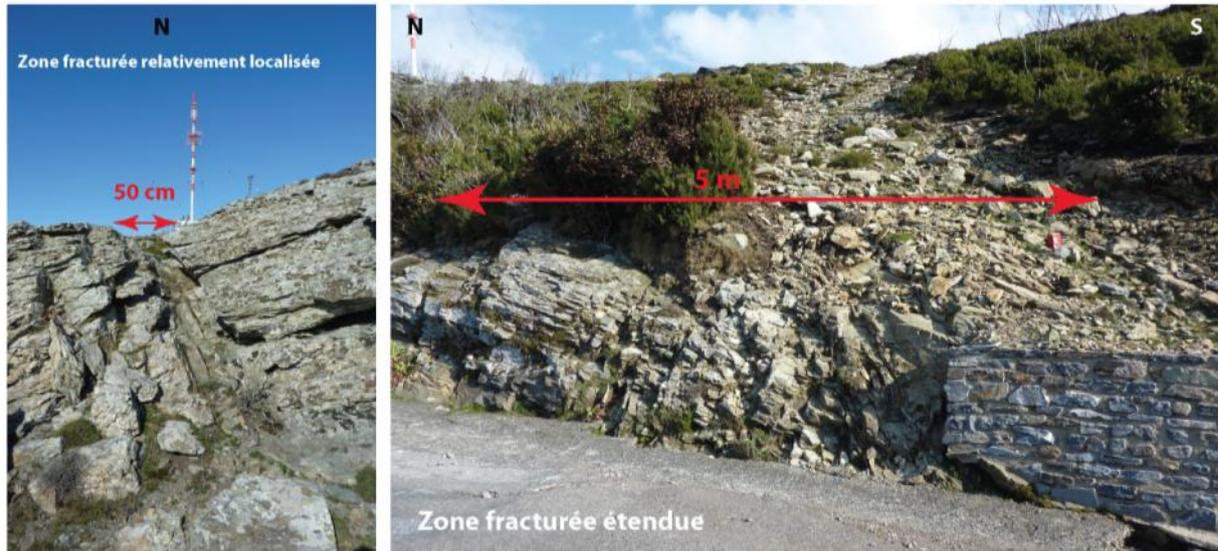


Illustration 44 : Zones fracturées recoupant la foliation à faible pendage au sommet du Pigno (gauche) et au site n°2 (droite)

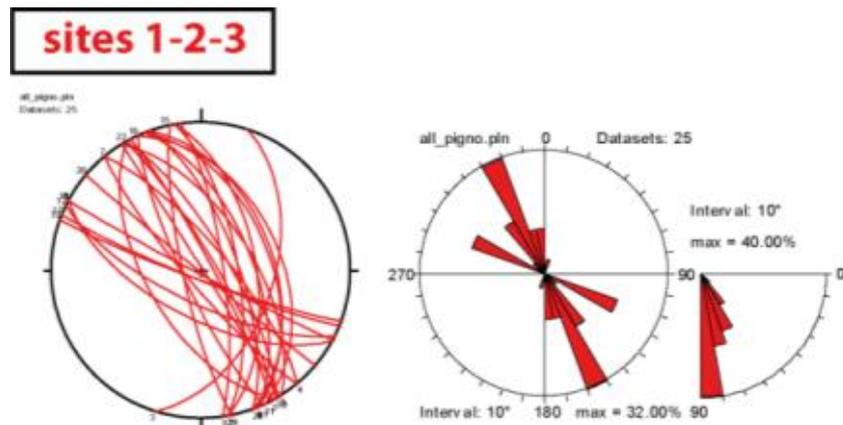


Illustration 45 : Projection stéréographique et distribution statistiques des discontinuités mesurées dans la région du Pigno

Le site n°2 (Illustration 45) présente une zone broyée très large avec des plans de fractures assez régulièrement espacés, à pendage généralement vers le NW. Par comparaison, la zone fracturée du site n°3 (Illustration 46) localise la déformation sur quelques plans majeurs, avec une zone centrale de faille (une dizaine de centimètres de largeur) et une zone périphérique constituée de fractures « ouvertes ». Quelques écoulements d'eau infiltrée sont présents dans cette zone et semblent emprunter les fractures secondaires (ouvertes et non minéralisées) ainsi que certains plans de foliation.

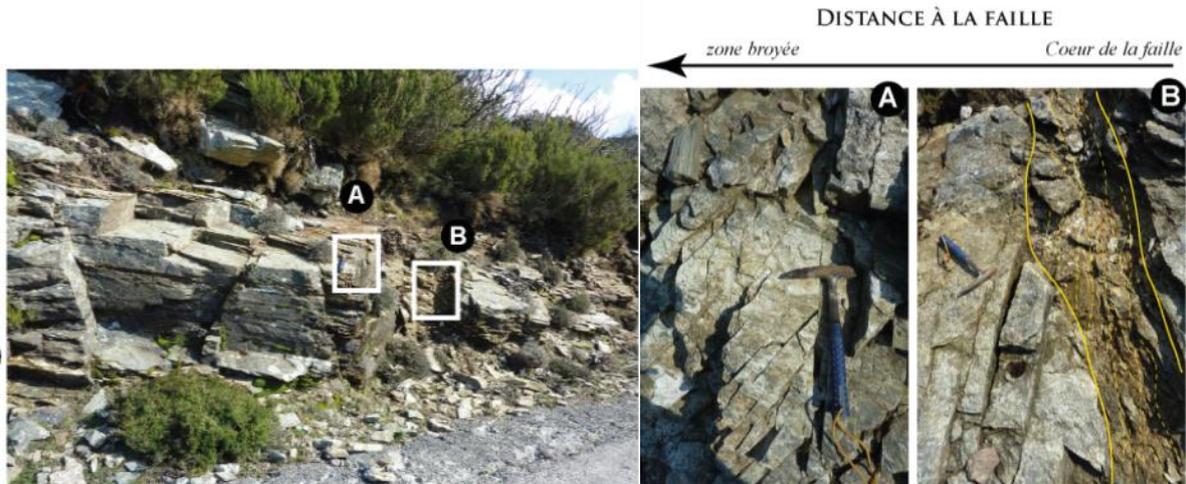


Illustration 46 : Zone fracturée du site n°3 et détails de la structure de cette zone (droite)

Il est probable également que l'érosion différentielle puisse jouer un rôle dans l'écoulement des eaux (Illustration 47). En effet, certaines lithologies présentent une foliation plus ou moins fine et/ou des alternances initialement stratigraphiques, conférant ainsi à la roche des niveaux plus sensibles à l'érosion pouvant éventuellement conduire à l'apparition de drains, même dans des formations dites cristallines (eq. calcschistes, cipolins).

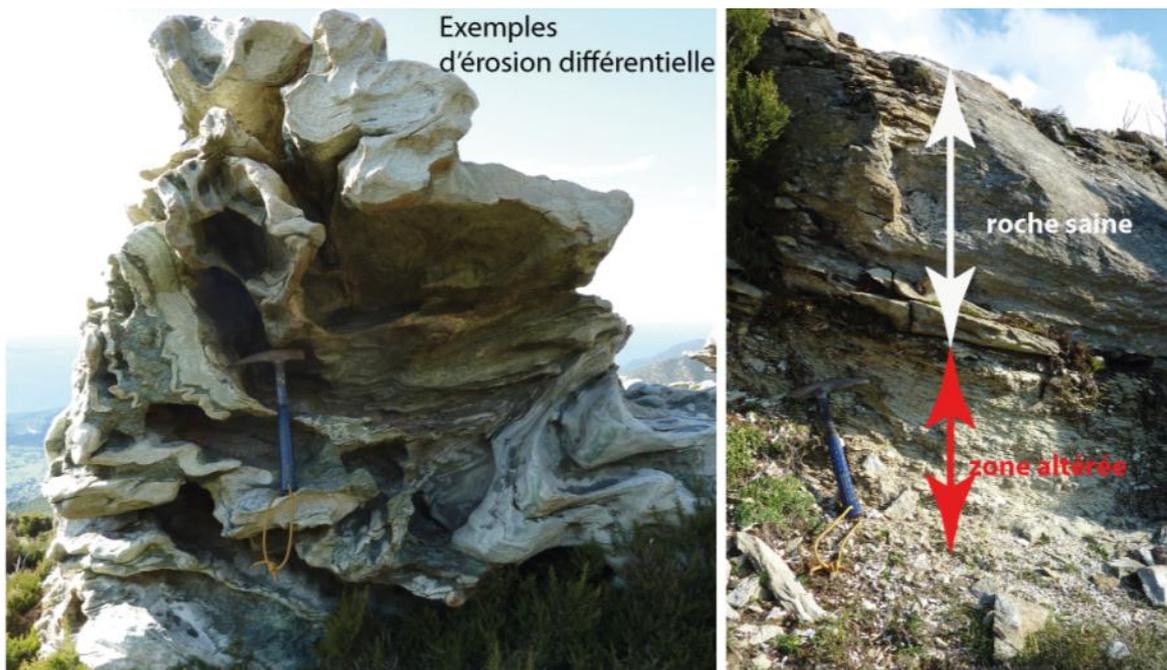


Illustration 47 : Exemples d'érosion et d'altération différentielles, dans la région du Pigno

b) Orcaio

Au site n°4 (Illustration 49), un plan de faille majeure se distingue clairement, orienté N100°, portant des striations horizontales indiquant un mouvement dextre. Ces failles décrochantes semblent recoupées par des failles normales orientées NW-SE, plus tardives. Les différentes méthodes d'inversion permettent de mettre en évidence une cinématique transtensive

cohérente entre les décrochements et les failles normales avec une contrainte minimale (s3) orientée NE-SW (Illustration 48). De plus, il semble que le site ait fait l'objet de basculements tardifs de 20° vers le SE (dus au rejeu d'une faille avoisinante ou dus à un uplift régional en lien avec la surrection des massifs de la Castagniccia et du Cap Corse).

Cette exemple de site faillé illustre une connectivité possible entre les couloirs décrochants WNW-ESE et les failles normales NW-SE obliques à ces structures. Ces deux familles de failles semblent synchrones et donc soumises aux mêmes circulations de fluides et aux mêmes remplissages.

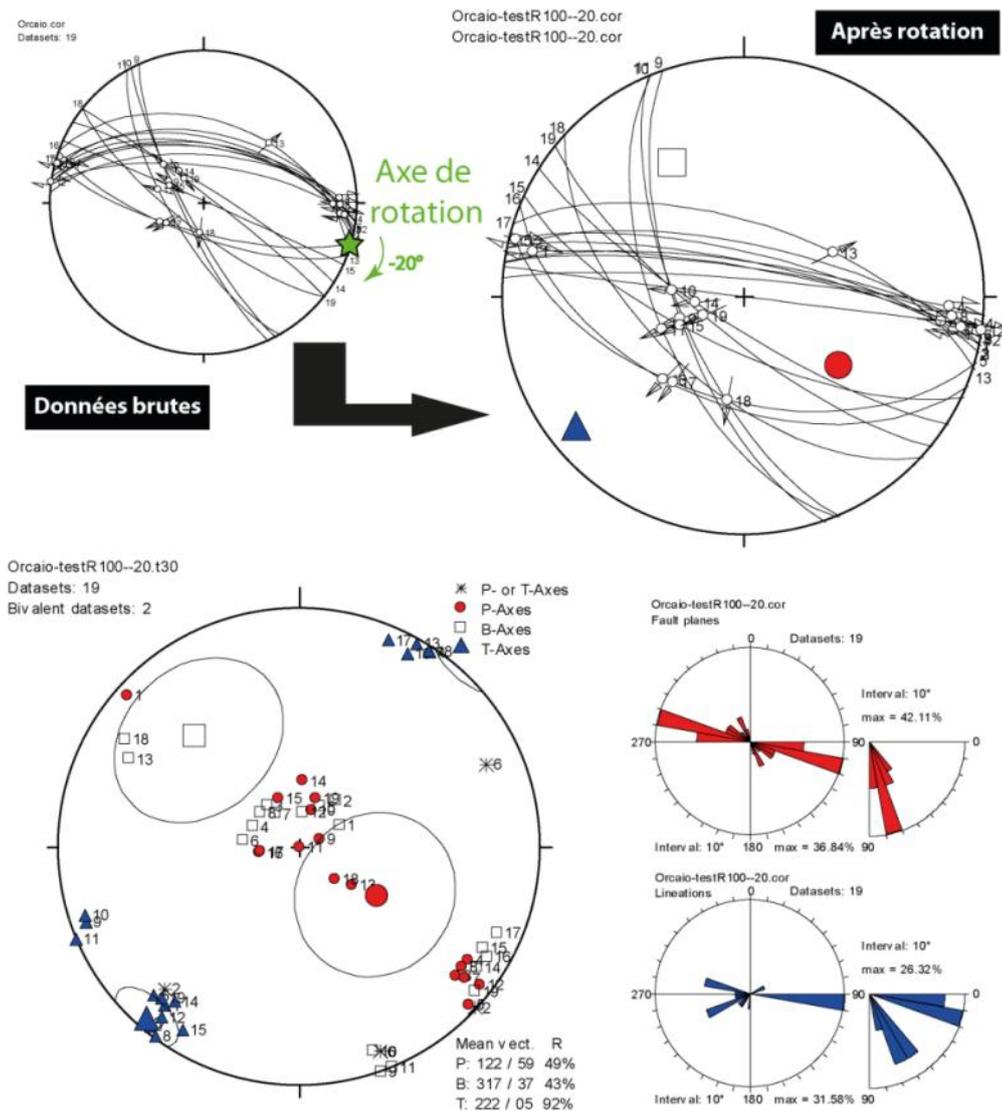


Illustration 48 : Projection stéréographique des données failles-stries (diagramme de Schmidt) mesurées au site n°4, avant (gauche) et après (droite) rotation (axe de rotation: N100°, 0° avec un basculement de 20°). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). En bas à gauche, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956). En bas, à droite, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu).

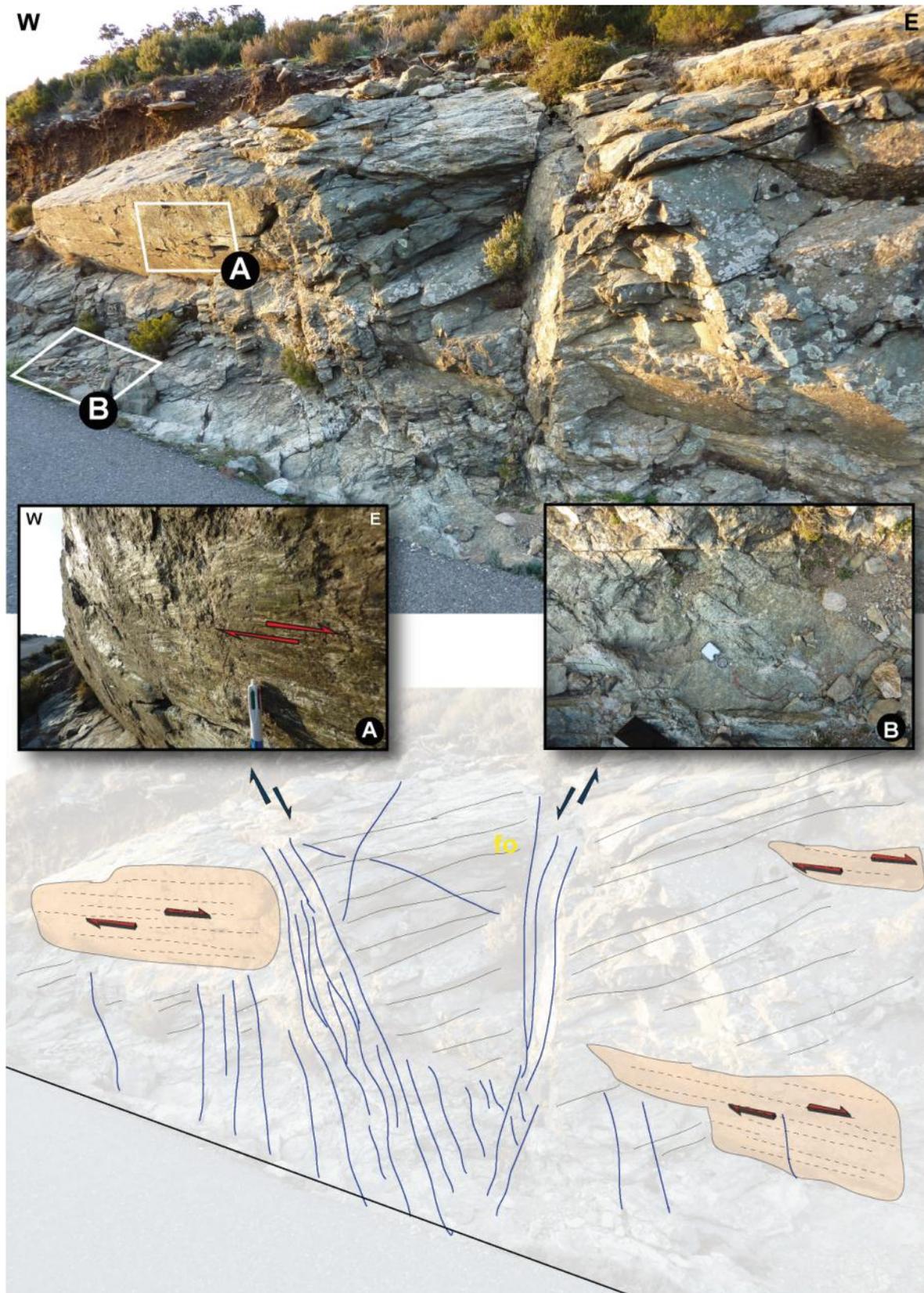


Illustration 49 : Décrochements dextres et failles normales recoupant la foliation observées au site n°4. Détails sur le plan de faille strié (A) et sur des veines en échelon associées aux structures dextres (B).

c) Région sud du col de Teghime

Au sud du col de Teghime, la carte géologique documente la présence de deux familles de failles : WNW-ESE et NW-SE (Illustration 50). Les sources répertoriées émergent principalement dans les zones d'éboulis, souvent dans la prolongation de certains accidents tectoniques.

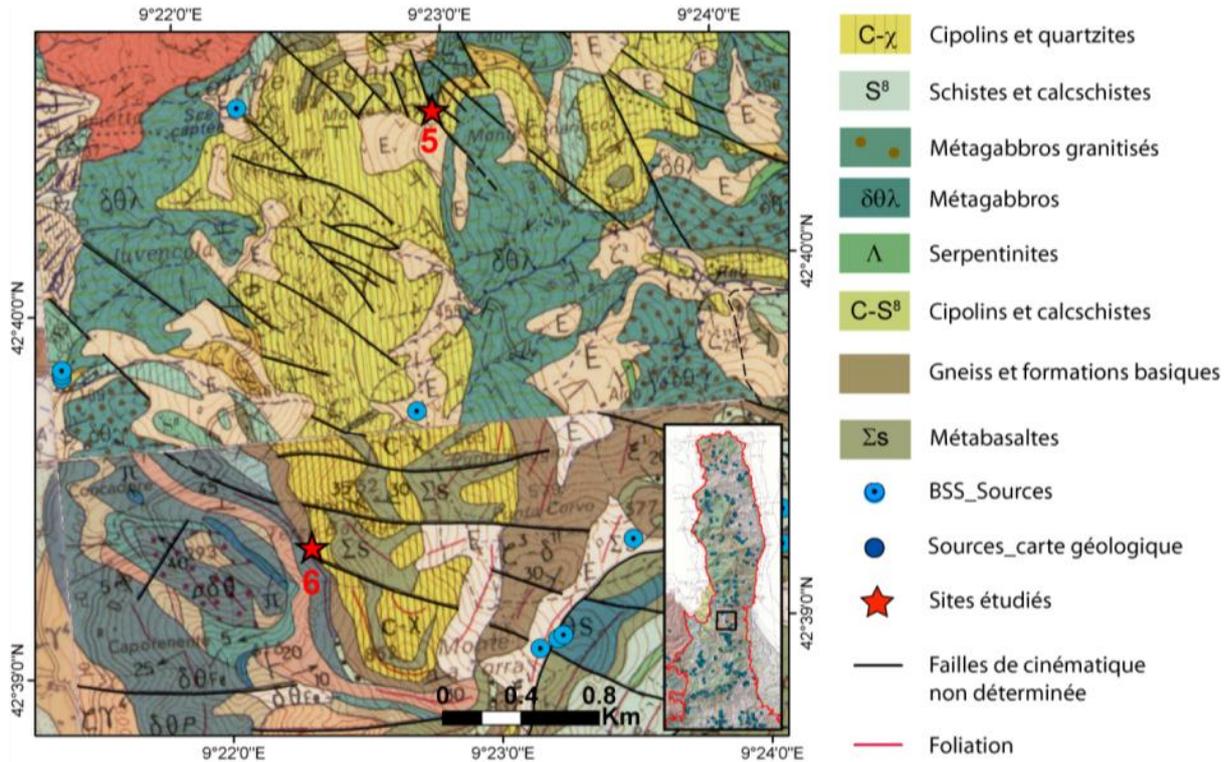


Illustration 50 : Extrait de la carte géologique de Bastia 1:50 000 (Lahondère, 1983)

Les failles normales NW-SE sont souvent visibles à l’affleurement. Un pan de falaise de métagabbros dans l’ancienne carrière présente une grande structure faillée NW-SW, avec un rejet normal décalant les niveaux de 20 à 30 cm. Le plan de glissement est relativement localisé sur quelques millimètres bordé par une zone finement broyée dans le toit de la faille d’environ 50 cm et une zone broyée plus grossièrement de 2 à 3 m d’épaisseur dans le mur de cette même faille. Des fractures secondaires « ouvertes » peuvent y être observées (Illustration 51).

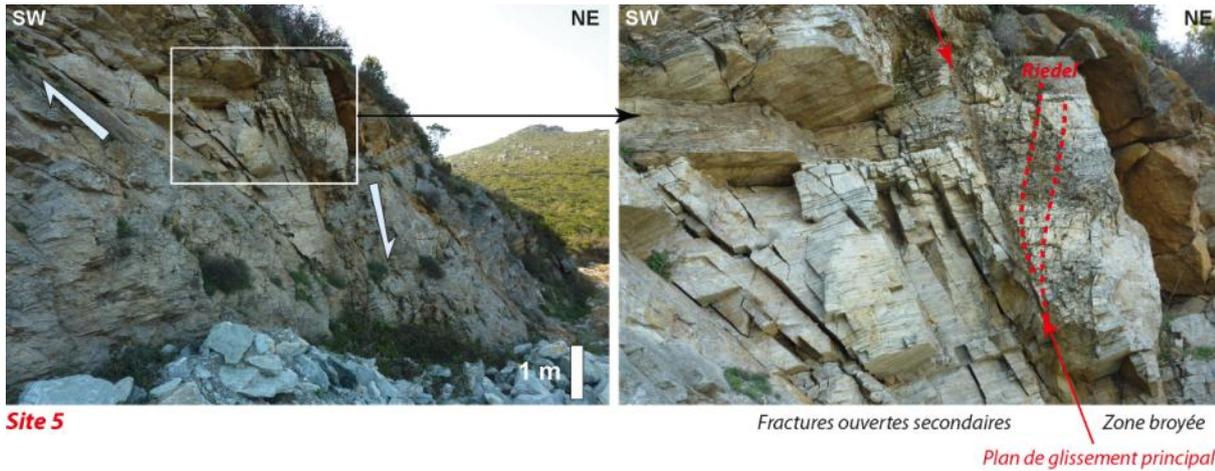


Illustration 51 : Exemple de faille normale NW-SE et détails sur la structure de la zone broyée (site n°5)

Au site n°6 (Torra), une zone faillée normale orientée N10° affecte des gneiss. La jonction entre le plan de faille principal et le cœur de l'anticlinal localise une cavité de 1 m x 0,6 m (Illustration 52). Les méthodes d'inversion indiquent une direction d'extension orientée N70-80°.

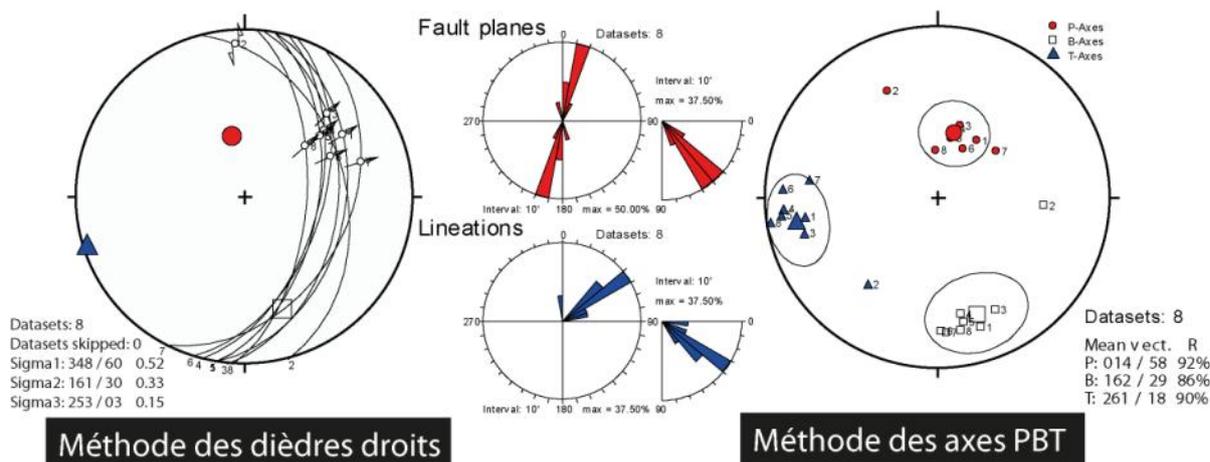
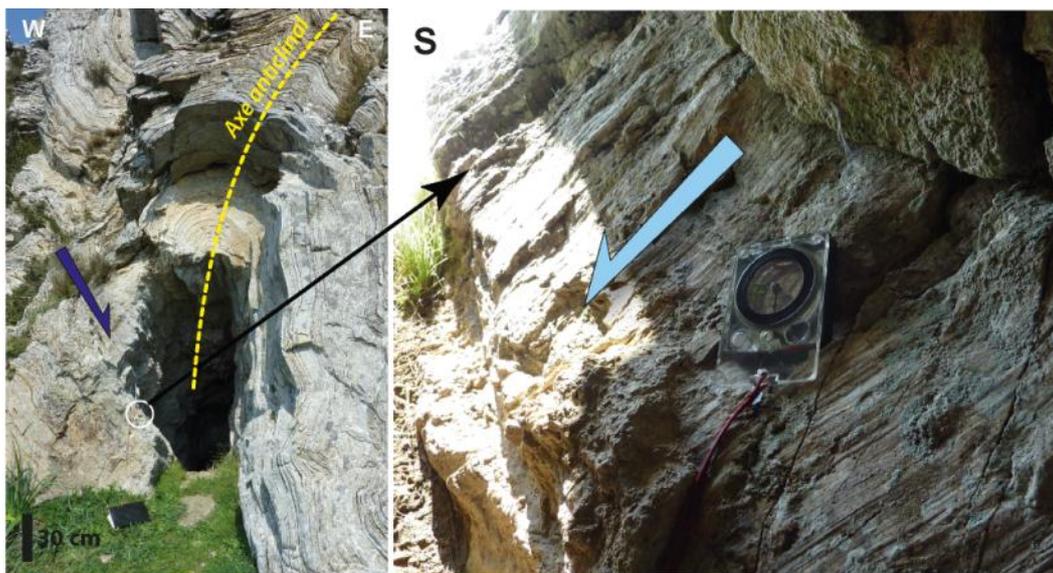


Illustration 52 : Faille normale et axe anticlinal localisant la formation d'une cavité dans les gneiss (gauche) (site n°6). Détails sur le plan de faille strié à l'intérieur de la grotte (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées au site n°6. Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenus par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).

d) Teghime vers Patrimonio

Le long de la route du col de Teghime vers Patrimonio (Illustration 43), le massif de métagabbros présente de nombreuses zones de fractures avec des directions NW-SE à N-S et des structures zones broyées métriques/plans de glissement millimétriques similaires à la zone du Pigno (Illustration 53).

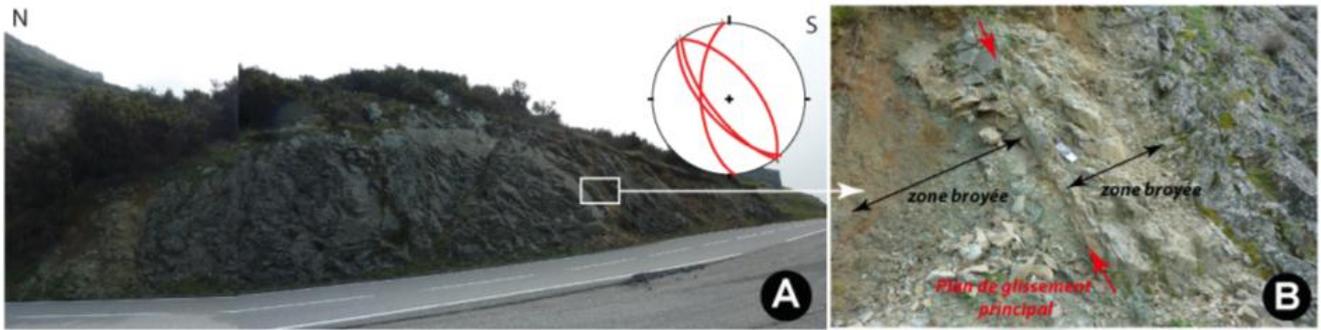


Illustration 53 : Massif fracturé en descendant du col de Téghime et détails d'une de ces zones fracturées (site n°7)

Un peu plus bas, vers Patrimonio, on observe une zone épidermique de quelques mètres particulièrement fracturée semblant favoriser les infiltrations d'eau (horizon fissuré). Celles-ci sont guidées par la présence de failles normales principales, à faible pendage vers le sud, et leurs failles conjuguées à faible pendage vers le nord, localisant ainsi les infiltrations de surface vers les zones de failles principales qui jouent ainsi potentiellement le rôle de drains en profondeur (Illustration 54).

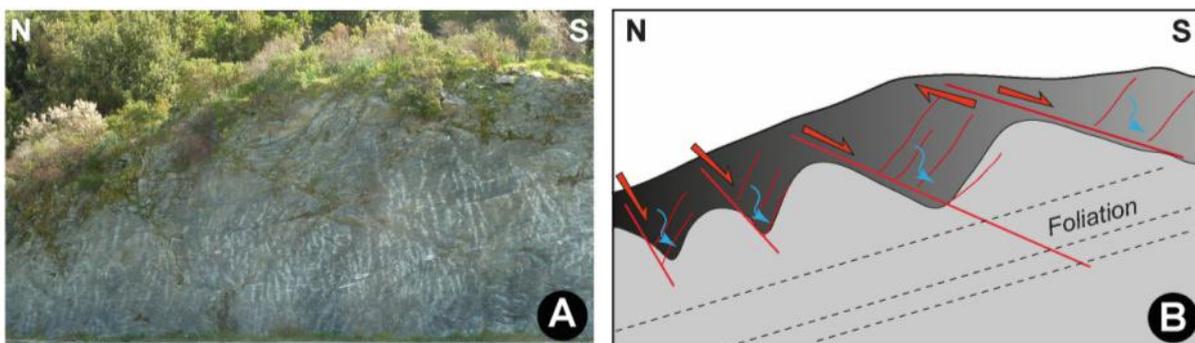


Illustration 54 : A gauche : failles normales principales à pendage vers le sud et failles secondaires conjuguées à pendage vers le nord. A droite : la partie gris foncé correspond à l'horizon fissuré et la partie gris clair correspond à la roche moins fracturée.

6.2.2. Versant occidental du Cap-Corse

a) Nonza

Sur le versant ouest du Cap Corse, les lithologies en présence sont principalement des serpentinites et des metabasaltes. Les sources sont peu abondantes et principalement localisée dans les éboulis (Illustration 55).

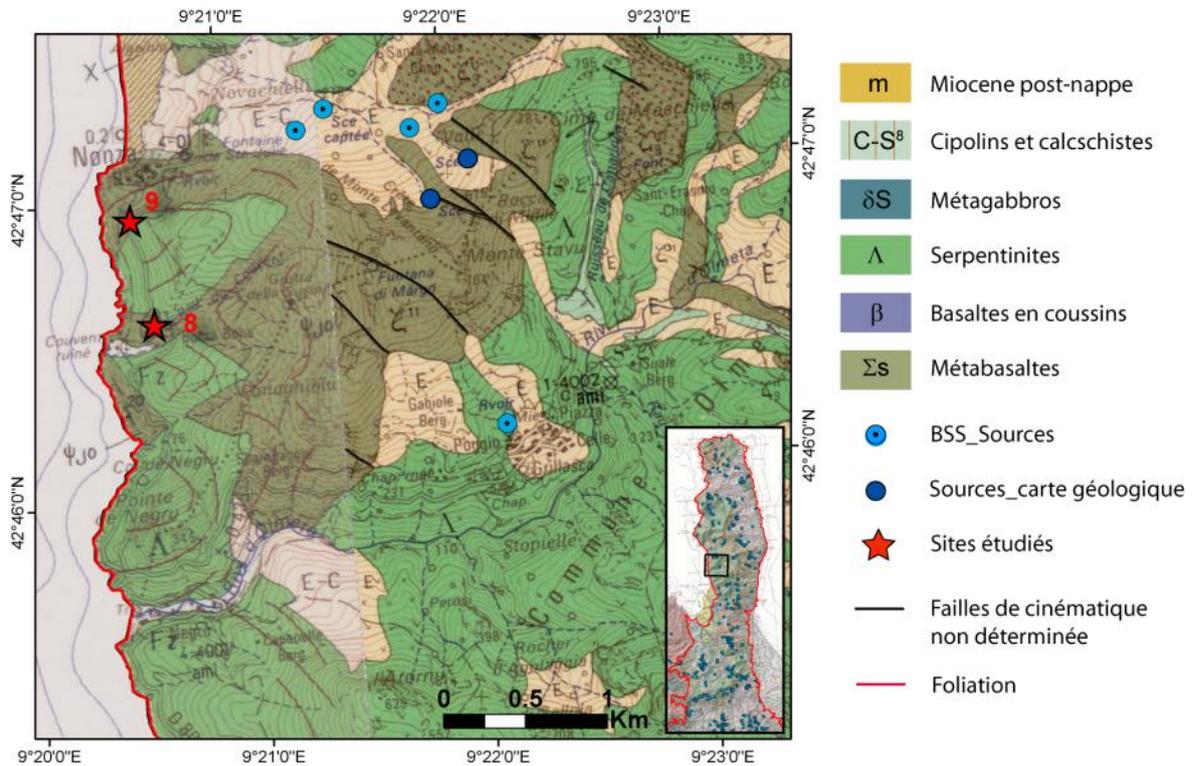


Illustration 55 : Extrait de la carte géologique de Saint-Florent 1:50 000 (Rossi et al., 1994)

Au site n°8, on constate l'émergence de petites sources à la base d'un chevauchement mettant en contact des serpentinites à la base qui semblent constituer un mur imperméable avec des métabasaltes au toit (Illustration 56).

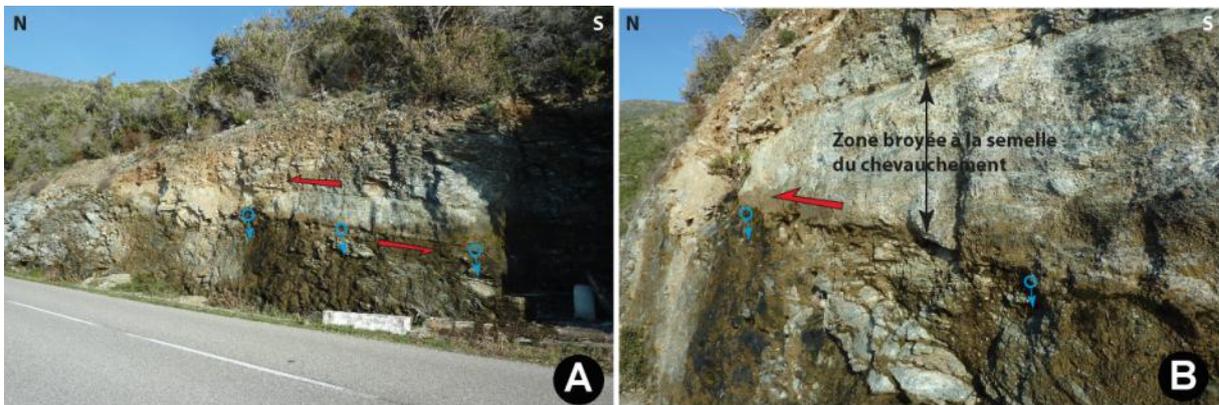


Illustration 56 : Chevauchement, microstructures associées et émergences à la base de la semelle de chevauchement (site n°8).

Le site faillé près de Nonza (site n°9, Illustration 57) montre également deux familles de failles : failles dextres orientées N-S et failles normales orientées NW-SE. Sur cet affleurement, les failles normales semblent être légèrement postérieures aux décrochements bien que cohérentes cinématiquement dans un système transtensif avec un axe d'extension (s_3) orienté environ N20°. Les failles normales, contrairement aux décrochements, apparaissent non basculées et présentes des zones broyées avec des fractures « ouvertes » sans remplissage.

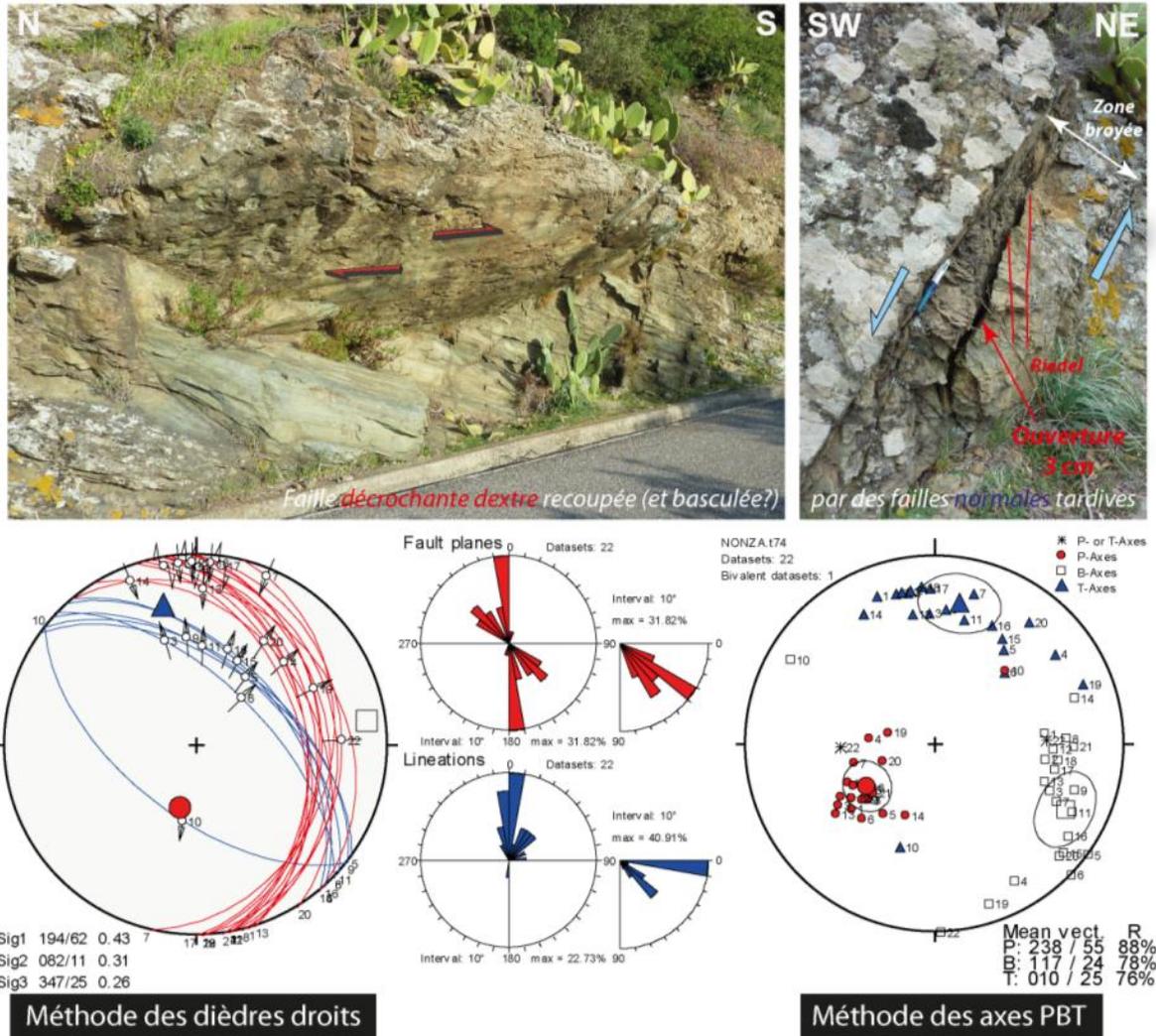


Illustration 57 : Faille décrochante dextre (gauche) recoupée (et basculée ?) par des failles normales plus tardives (droite) (siten°9). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).

b) Frecciasca (site n°10)

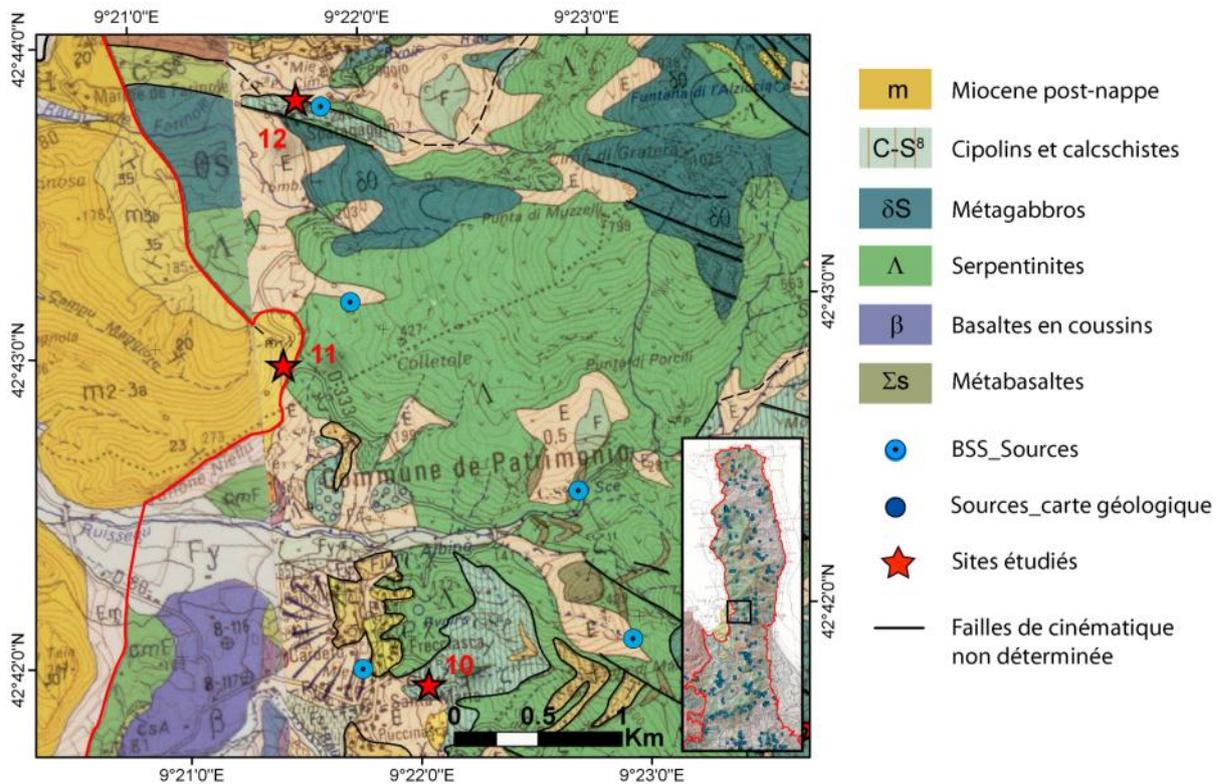


Illustration 58 : Extrait de la carte géologique de Bastia 1:50 000 (Lahondère et al., 1983)

Le site n°10 de Frecciasca se situe dans les calcschistes (Illustration 58). Le long de la route, quelques ruissellements sont visibles le long de la paroi et qui trouvent leur origine le long d'une discontinuité à faible pendage au sein des calcschistes. On peut noter que la partie de l'affleurement au NW (à gauche sur la photo) ne présente pas ces ruissellements (cette discontinuité intersectant la topographie). Quelques mètres plus bas, on trouve le contact de ces calcschistes sur les serpentinites. La fracturation mesurée sur ce site montre de nouveau des directions NW-SE à N-S avec des rejets normaux (axe s3 orienté N70°) (Illustration 59).

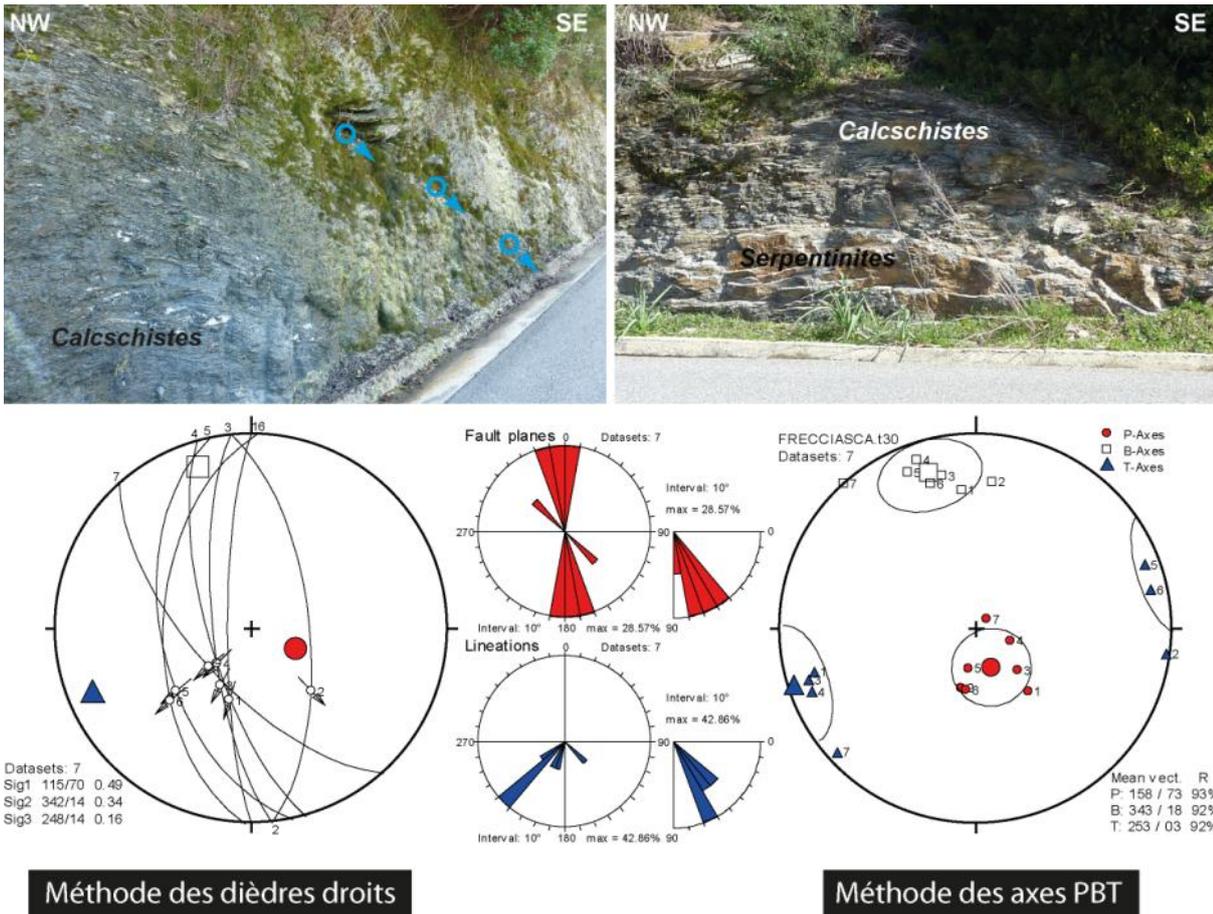


Illustration 59 : Discontinuité plane (faille ?) dans les calcschistes avec présence de drains centimétriques localisant l'émergence d'eau (gauche) (site n°10). Contact avoisinant des calcschistes sur les serpentinites (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).

c) Colletole (site n°11)

Le site n°11 de Colletole (Illustration 58) se situe dans les calcaires miocènes de Saint-Florent. On y retrouve des directions de fracturation similaires à celles rencontrées dans les formations métamorphiques, à savoir : WNW-ESE et N-S, ce qui laisse supposer que les régimes de contraintes ont été relativement stables au cours des 15 derniers millions d'années (Illustration 60) et constant au niveau régional. Les méthodes d'inversion de paléo-contraintes attestent toujours d'un système extensif avec une direction d'extension NE-SW.

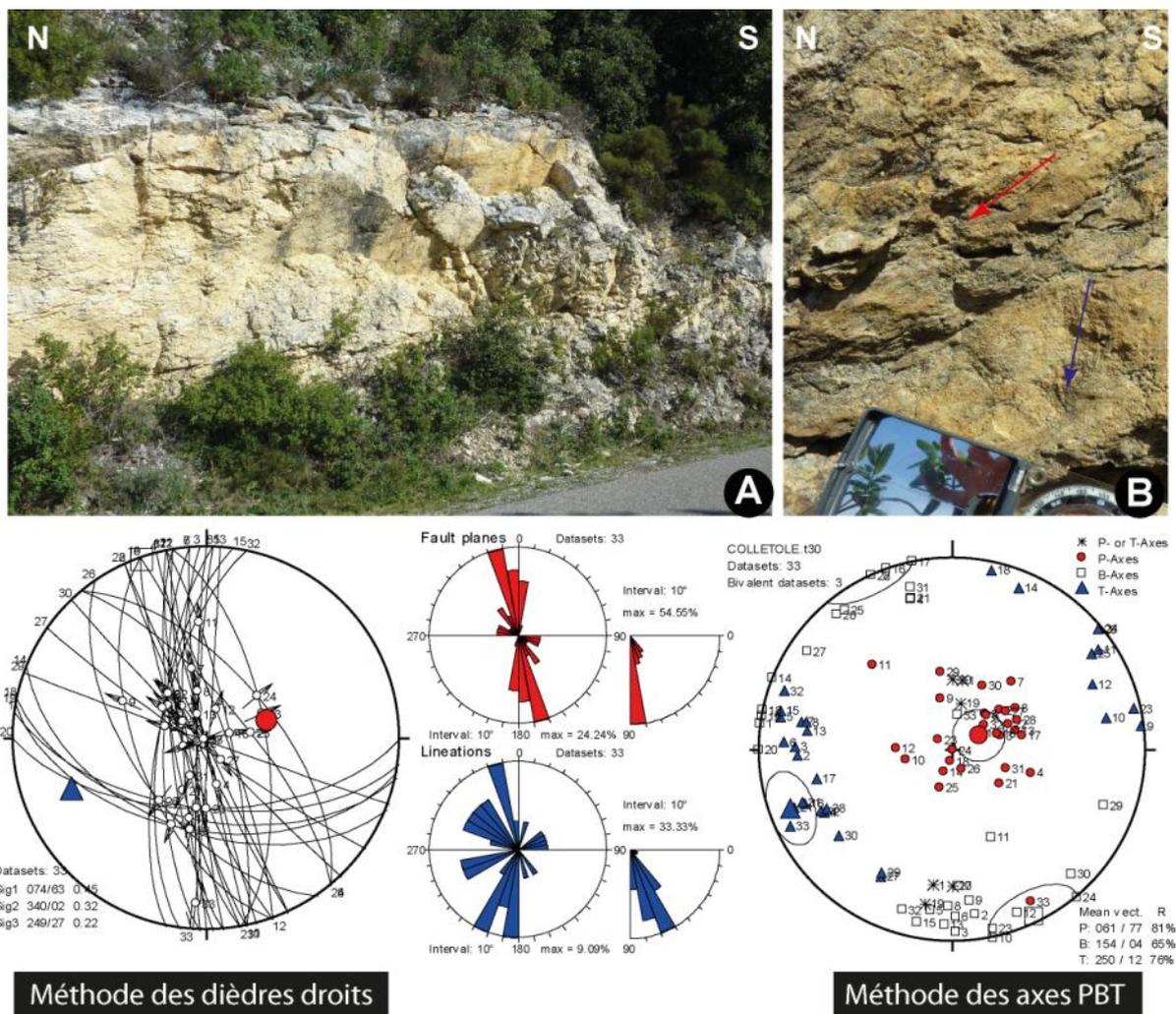


Illustration 60 : Faille décrochante et zone broyée dans les calcaires miocènes de Saint-Florent (gauche). Détail d'un plan strié sur lequel 2 générations de stries sont visibles mettant en évidence des processus de réactivation (droite) (site n°11). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).

d) Sparagaggio (site n°12)

La passée de calcschistes au site n°12 (Illustration 58), près du village de Sparagaggio, présente de nombreuses évidences d'émergences et de ruissellements (Illustration 61). La foliation de la passée est globalement verticale et l'érosion préférentielle de certains niveaux localisent les infiltrations jusqu'à créer parfois de réels drains (Illustration 61 A-C) issus de la dissolution des carbonates. La présence de failles normales semble également localiser l'infiltration donc l'érosion le long des plans de failles. Ces émergences non continues apparaissent cependant régulières à la vue des concrétions calcaires qui tapissent les parois (Illustration 61 E).

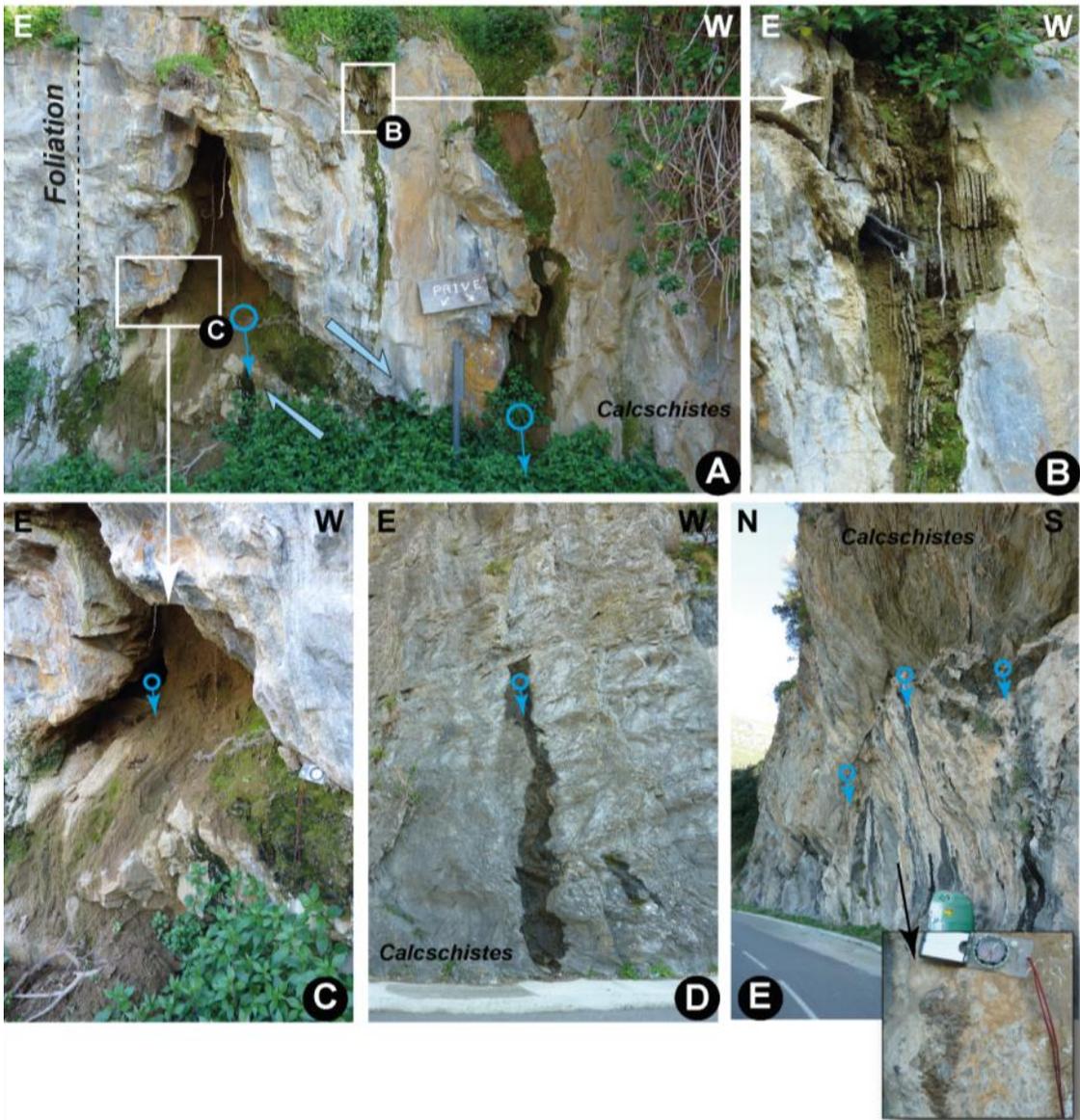


Illustration 61 : Exemples de nombreuses petites résurgences et mini conduits karstiques dans les calcschistes de Sparagaggio (site n°12).

6.2.3. Bordure nord du massif de la Castagniccia

Au nord du massif de la Castagniccia, on retrouve principalement des calcschistes et des serpentinites. La pente topographique ainsi que la foliation des schistes sont globalement concordants avec un pendage faible vers le nord (Illustration 62). Les sources sont abondantes dans cette région, réparties pour la plupart dans les formations schisteuses et correspondent a priori souvent à des sources de contact et de failles.

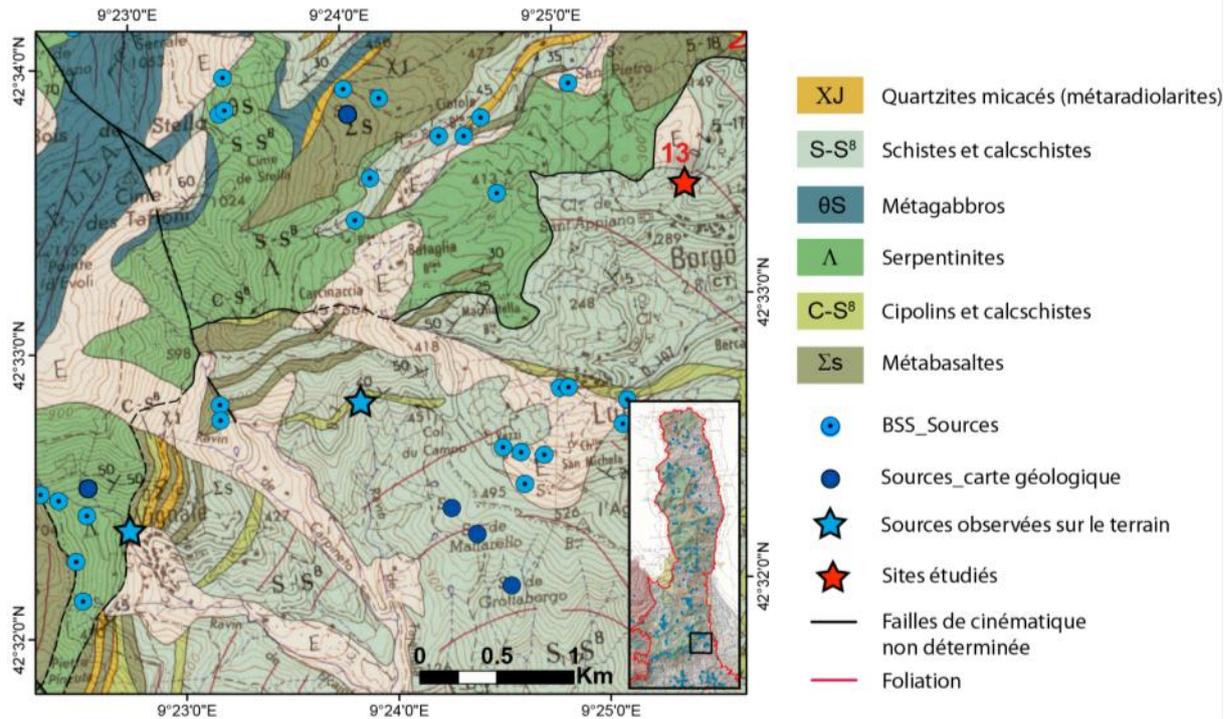


Illustration 62 : Extrait de la carte géologique de Vescovato 1:50 000 (Lahondère et al., 1994)

a) Borgo

Près de Borgo, au site n°13 (Illustration 62), l'affleurement de calcschistes en rive droite du ruisseau montre des traces de ruissellement prenant origine au sein de discontinuités à faible pendage dans les calcschistes.

A contrario, les affleurements sur la rive gauche sont secs et par conséquent il est possible d'y observer une micro-fracturation représentée en projection stéréographique (Illustration 63). Les failles s'orientent principalement NW-SE avec des composantes normales pures. Les deux familles conjuguées sont représentées. On distingue un signal mineur de failles orientées N-S. Le tenseur de paléo-contraintes obtenu indique des mouvements extensifs avec une direction d'extension NW-SE.

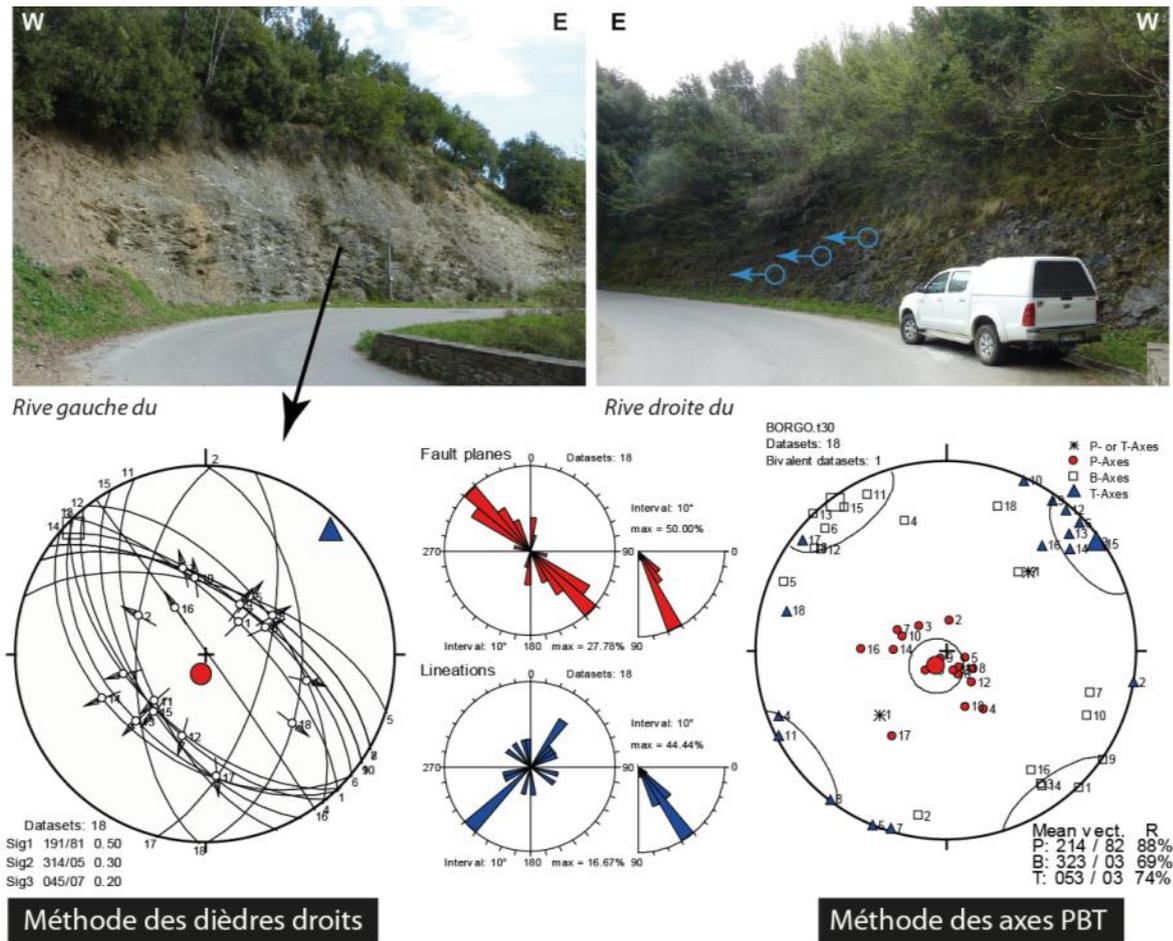


Illustration 63 : Calc schistes, sur la rive gauche du ruisseau présentant une micro-fracturation détaillée ci-dessous (gauche) (site n°13). Calc schistes, sur la rive droite du ruisseau présentant des suintements (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).

b) Gialatta

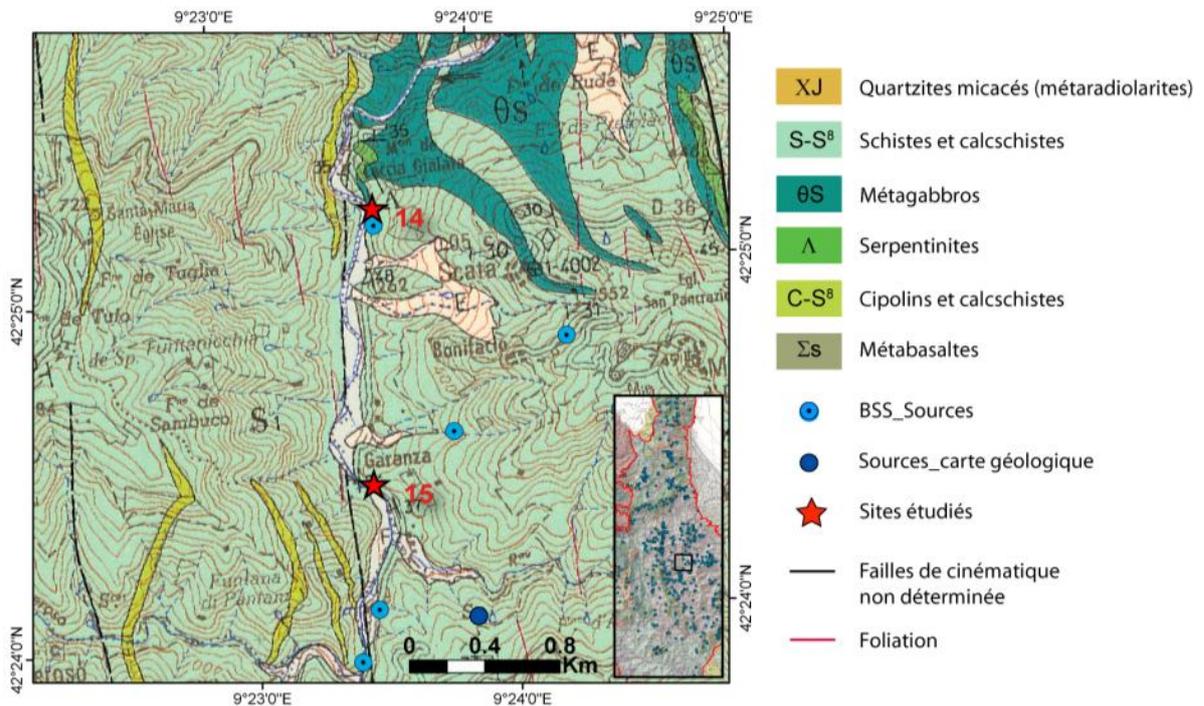


Illustration 64 : Extrait de la carte géologique de Vescovato 1:50000 (Lahondère et al., 1994)

Sur le site de Gialatta, des émergences sont localisées au contact entre les métagabbros (à la base) qui semblent constituer un mur imperméable et les calcschistes au toit. Les émergences sont localisées au niveau de drains probablement issus de la dissolution des carbonates. Les concrétions calcaires présentes à la base de ces émergences sur les métagabbros sont également le témoin de processus de dissolution des calcschistes (Illustration 65). La fracturation tardive est quasiment nulle sur ce site.

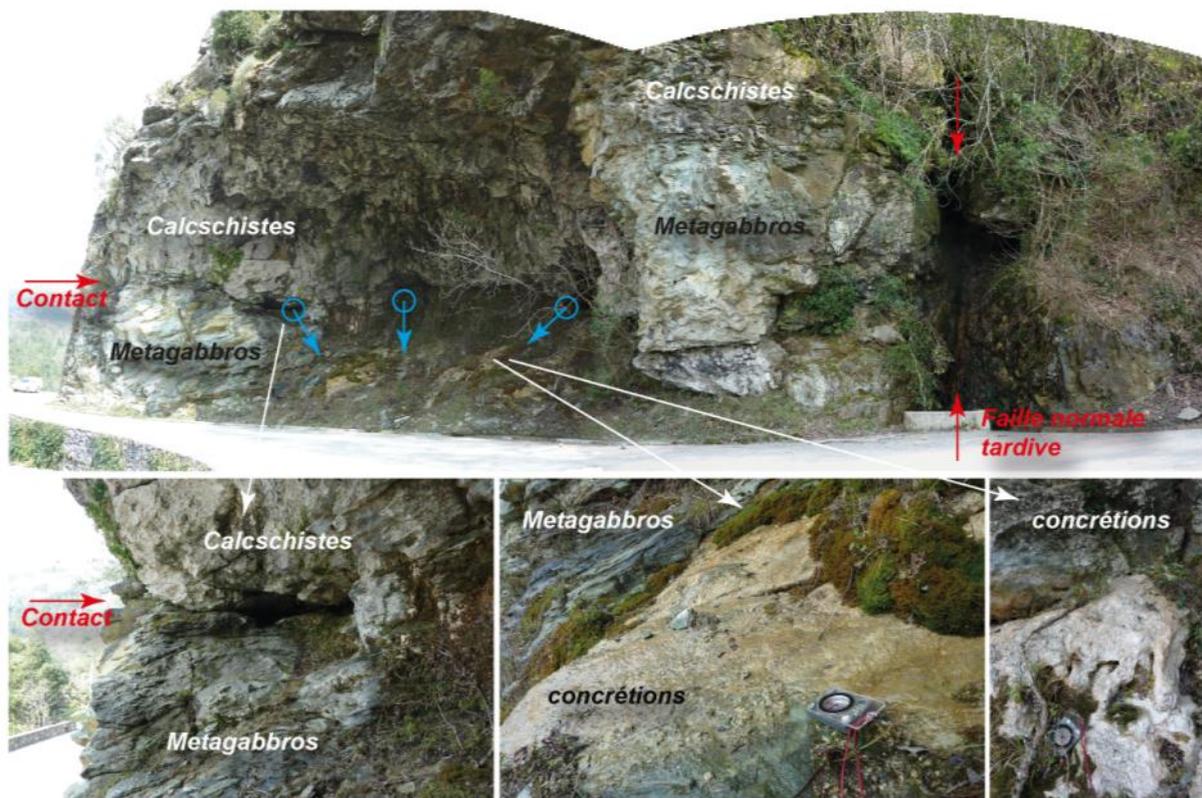


Illustration 65 : Présence d'émergences et de drains au contact entre métagabbros et calcschistes.

c) Garanza

Le site de Garanza (n°15, Illustration 64), situé dans les calcschistes, présente une fracturation biphasée révélant deux stades de déformation extensive : l'une caractérisée par une extension NW-SE et l'autre par une extension NE-SW (Illustration 66). Sur l'affleurement, ces failles normales, probablement basculées par un événement tardif, recoupent toute la pile sédimentaire. On peut noter essentiellement le long des discontinuités planes (chevauchements au sein de l'unité ?) la présence de drains décimétriques mais ils ne localisent pas d'émergences.



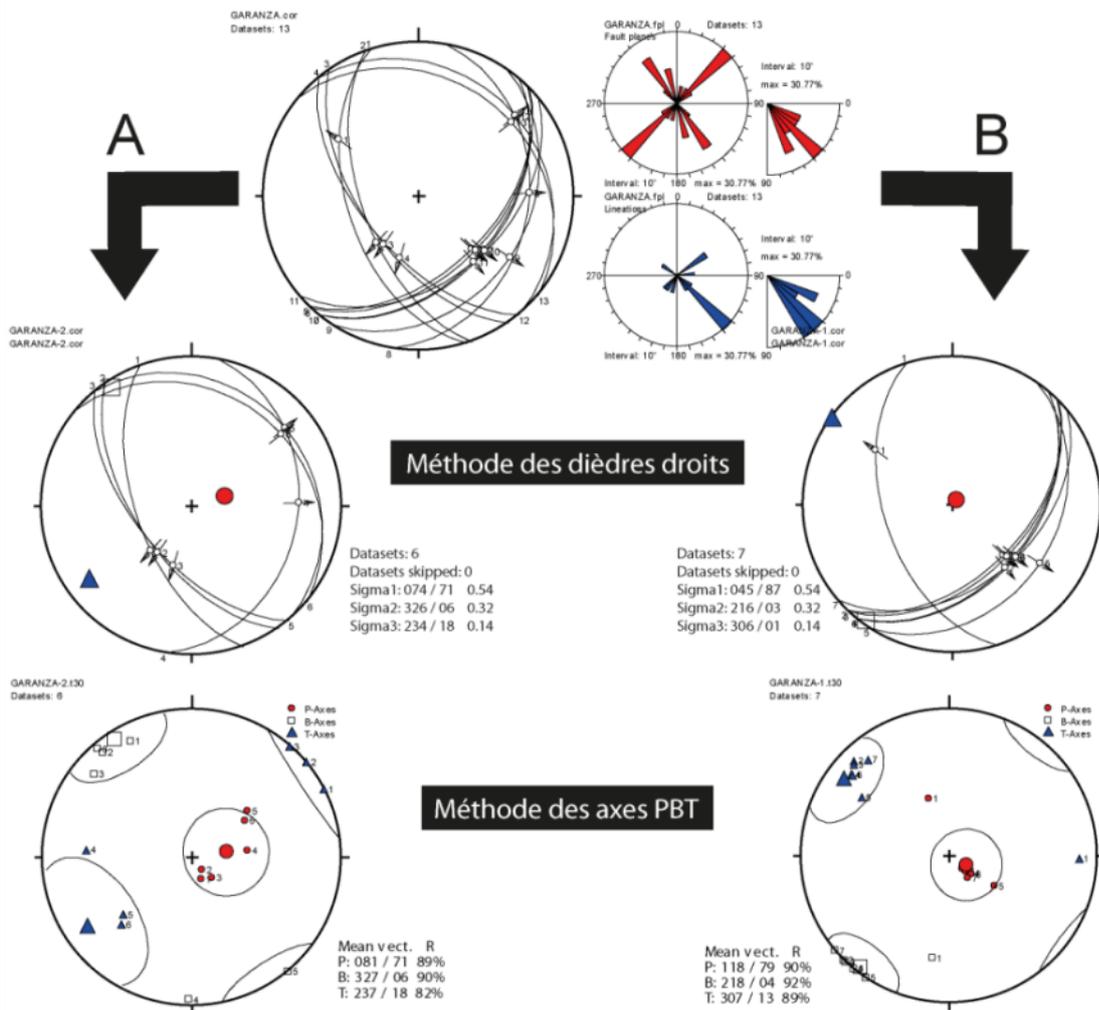


Illustration 66 : Discontinuités et drains au sein des calcschistes. Bas, fracturation et tenseur de paléo-contraintes biphasé (A et B) déterminé sur l’affleurement.

d) Penta-Acquatella

Une des failles majeures N-S qui traversent le cœur du massif de la Castagniccia, reportées sur la carte géologique (Illustration 67), affleure au niveau du hameau de Funtaniccia dans des calcschistes. L’épaisseur de la zone broyée correspondante est de 3 m environ avec une zone bréchifiée grossièrement, riche en fer, d’environ 60 cm d’épaisseur dans le toit de la faille. Sur cet affleurement, le jeu de la faille apparaît normal avec une légère composante dextre. Le plan de faille est lisse et cannelé et bordé par une zone argileuse de 20 cm dans le mur de la faille (Illustration 68). Cette structure, considérée comme majeure sur la carte, ne présente cependant pas d’indices d’émergences ou de suintements.

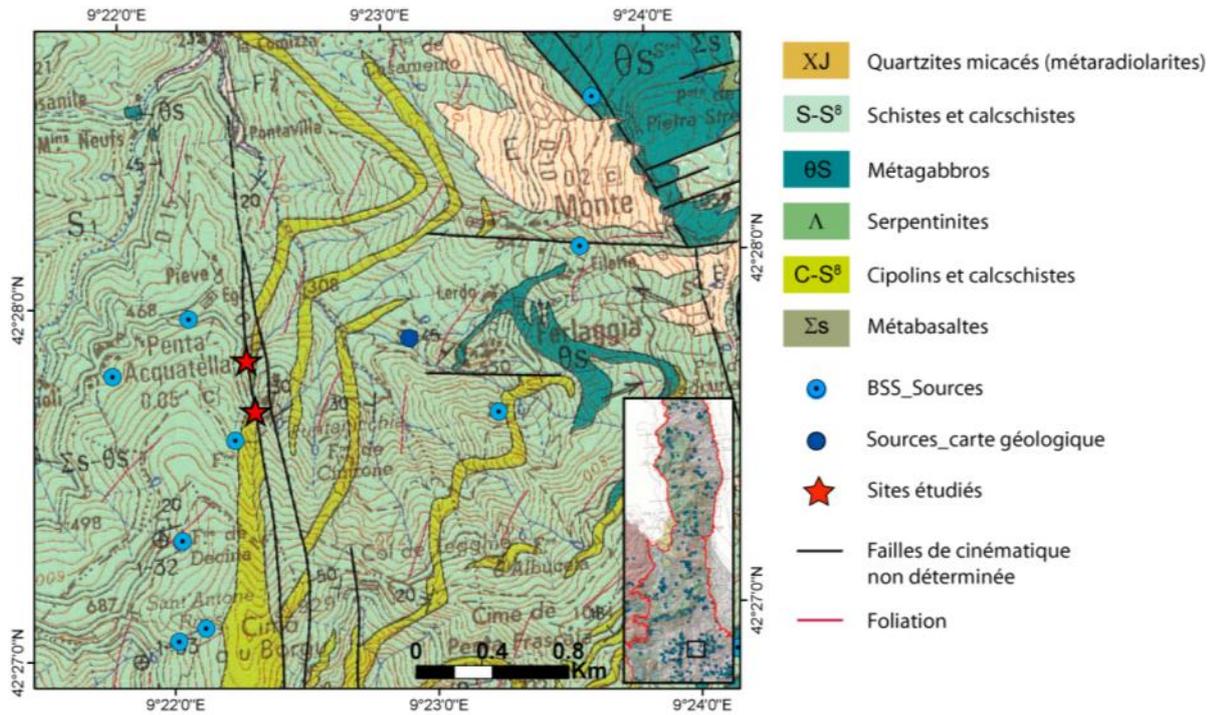


Illustration 67 : Extrait de la carte géologique de Vescovato 1:50 000 (Lahondère et al., 1994)



Illustration 68 : Structure à l’affleurement des failles N-S représentée sur la carte géologique.

A 10 m à l’ouest de cette structure, dans le ruisseau d’Usciolo se situe un contact entre des cipolins et des calcschistes qui présentent des figures de dissolution telle qu’une perte (Illustration 69) qui, d’après les habitants du village, conduit les eaux qui s’y infiltrent lors d’orages en contrebas de la route. Le tracé de ce cours d’eau correspond à l’axe de la faille majeure N-S identifiée.

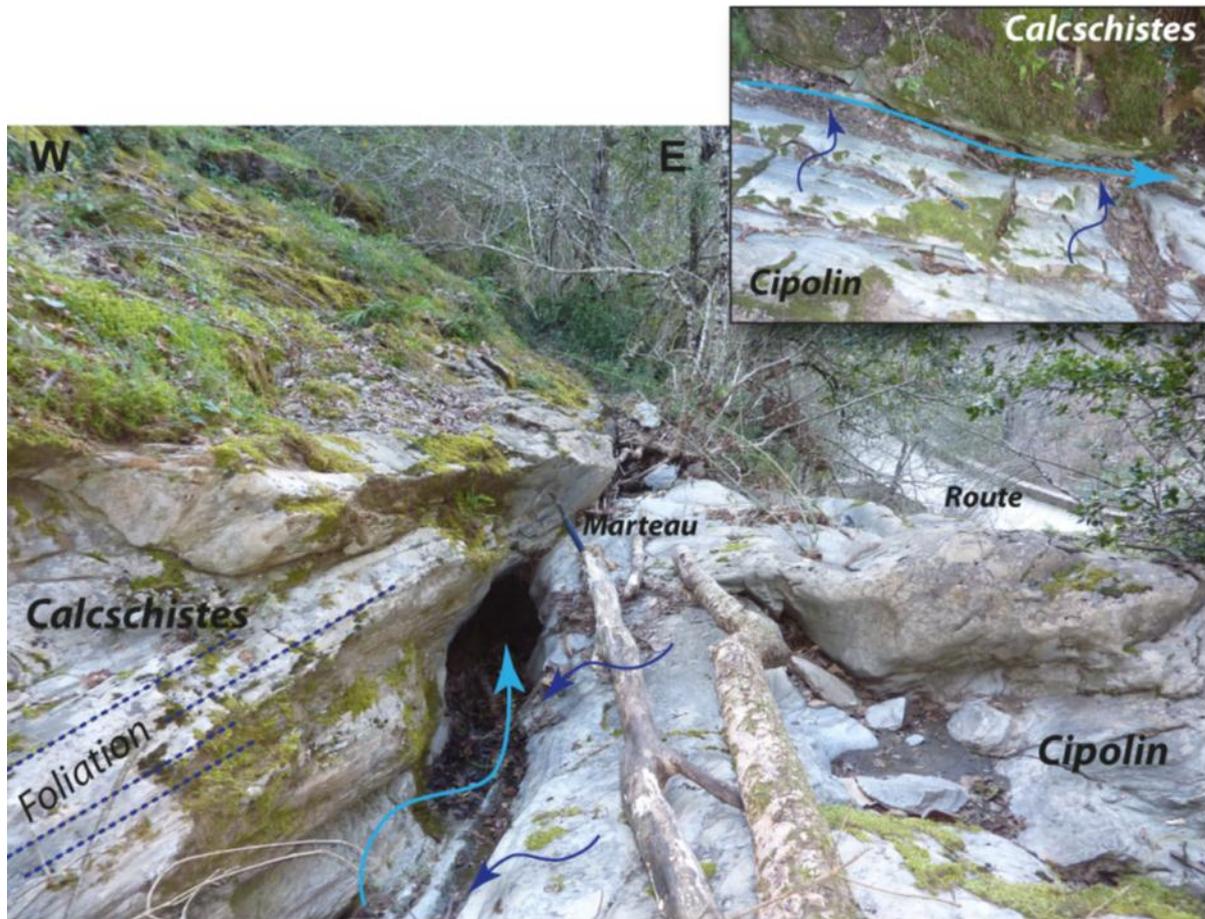


Illustration 69 : Présence de figures de dissolution (perte) au contact entre les cipolins et les calcschistes. En encart, détail sur la surface des cipolins.

En empruntant l'ancien chemin qui va du hameau de Funtaniccia à celui de Pieve, plus bas dans la vallée toujours dans l'axe de la faille majeure N-S, on rencontre deux sources permanentes en rive gauche du même ruisseau d'Usciolo. L'origine de la première, située un peu plus en amont, est difficilement déterminable à cause de la végétation et des éboulis. La deuxième un peu plus bas, s'écoule au pied d'un affleurement dans le prolongement d'une structure de chevauchement majeure au sein des calcschistes (Illustration 70). Cette zone faillée mesure environ 80 cm d'épaisseur avec des plans de faille très nets bordant cette zone broyée. La source se situe dans le prolongement du plan supérieur mais des écoulements – non permanents – sont également très probables le long du plan inférieur. La présence d'épaisses (3 cm environ) concrétions tapissant les parois de l'affleurement laisse supposer que les écoulements se font depuis relativement longtemps (peut-être au sein d'une cavité mise à nue par l'érosion ?). Ce chevauchement orienté NW-SE est recoupé par des failles tardives normales orientées NW-SE.

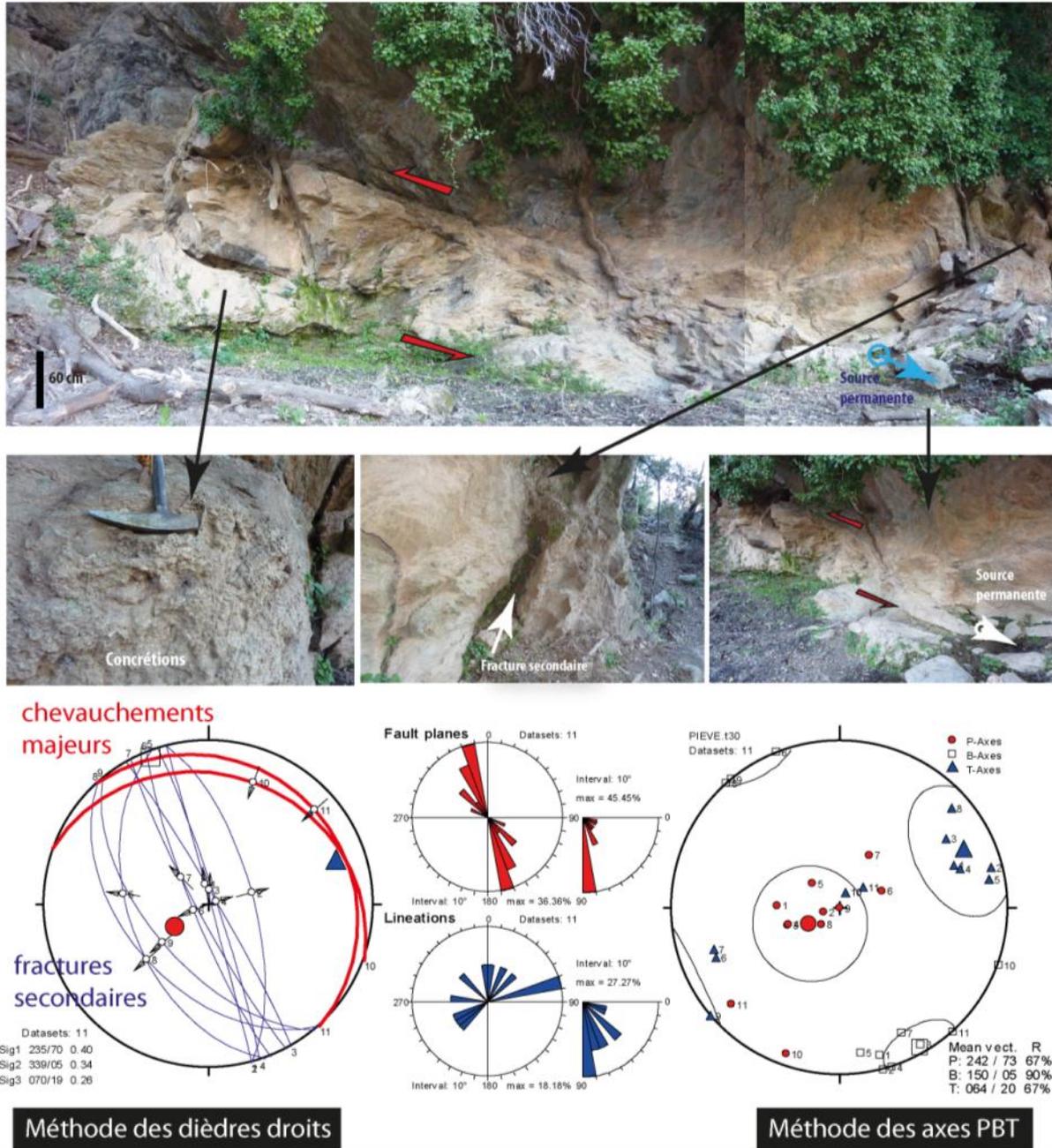


Illustration 70 : Source permanente émergeant au niveau d'une structure chevauchante d'1 m d'épaisseur environ au sein des calcschistes (haut). Détails de l'affleurement avec des concrétions calcaires abondantes tapissant certaines parois (gauche), des failles normales secondaires recoupant les autres structures (milieu), et la source principale émergeant dans le prolongement du niveau supérieur du chevauchement (droite). Bas, projection stéréographique des données failles-stries mesurées aux abords du site (gauche). Les axes figurés sur la vue stéréographique représentent l'orientation des paléo-contraintes obtenues par la méthode géométrique des dièdres droits (s1 : cercle rouge, s2 : carré blanc, s3 : triangle bleu). Au centre, distribution statistique des orientations et pendages des failles (rouge) et stries (bleu). A droite, les axes P (pression), B (intermédiaire) et T (tension) obtenus par la méthode d'inversion de Turner (1956).

6.3. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

6.3.1. Synthèse sur la tectonique récente

Les structures de déformation cassantes recoupent l'ensemble des structures et des lithologies. D'après les sites observés, il s'agit souvent de failles normales orientées NW-SE et de décrochements dextres WNW-ESE, cohérentes avec le raccourcissement vertical et l'étirement horizontal de direction NW-SE documenté dans les récentes études en milieu ductile dans le massif du Tenda (Jolivet *et al.*, 1990). Cette extension liée au recul de la fosse de subduction vers les Apennins s'observe dans tout le domaine Tyrrhénien. Une autre phase de déformation transtensive avec une direction d'extension NW-SE semble se dessiner sur certains sites. Cependant, la réalité de cet épisode ainsi que sa spatialisation mériteraient des études complémentaires pour appuyer cette hypothèse.

Ces microstructures fragiles sont postérieures aux déformations ductiles et à l'empilement des nappes. Néanmoins, lors de l'exhumation des massifs du Cap Corse et de la Castagniccia, les conditions de déformations étaient déjà dans le domaine fragile donc certains sites de mesures présentent des basculements tardifs de leurs structures (20°). Cependant, aucune régionalisation des rotations n'est possible dans la présente étude au regard des données trop localisées et éparses.

6.3.2. Lien entre la tectonique récente et les circulations d'eau souterraine

Les fractures rencontrées présentent une large variété de tailles, d'orientations et de pendages.

De manière synthétique, les structures faillées présentent une zone centrale de 10 à 30 cm d'épaisseur constituée d'éléments assez fins et anastomosés (Illustration 71) qui paraissent peu perméables (Illustration 72). De part et d'autre, on trouve la zone broyée qui est composée d'un réseau de fractures assez denses et interconnectées. On a pu observer que la largeur de cette zone est très variable (de quelques centimètres à plus de 4 mètres, a priori en fonction de la lithologie considérée et du jeu de la faille) et présente souvent une asymétrie entre le mur et le toit de la faille.

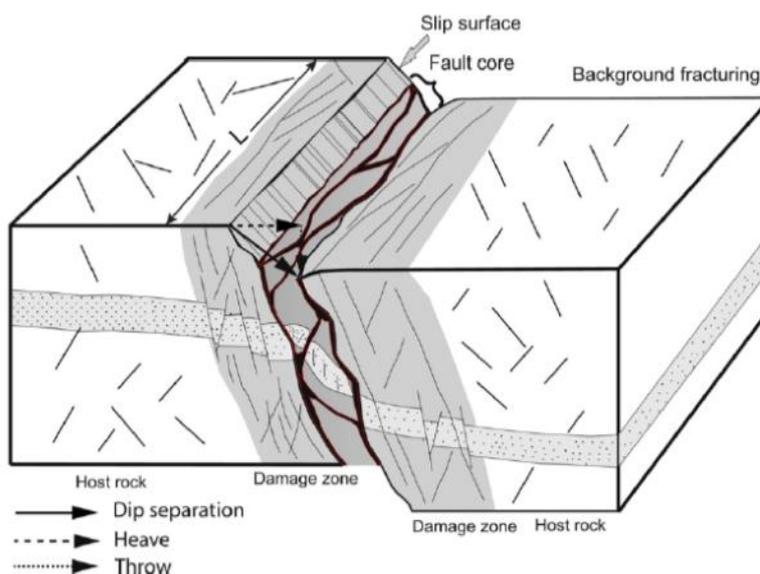


Illustration 71 : Exemple synthétique d'une structure faillée (Gundmusson *et al.*, *J. Struc. Geol.*, 2010).

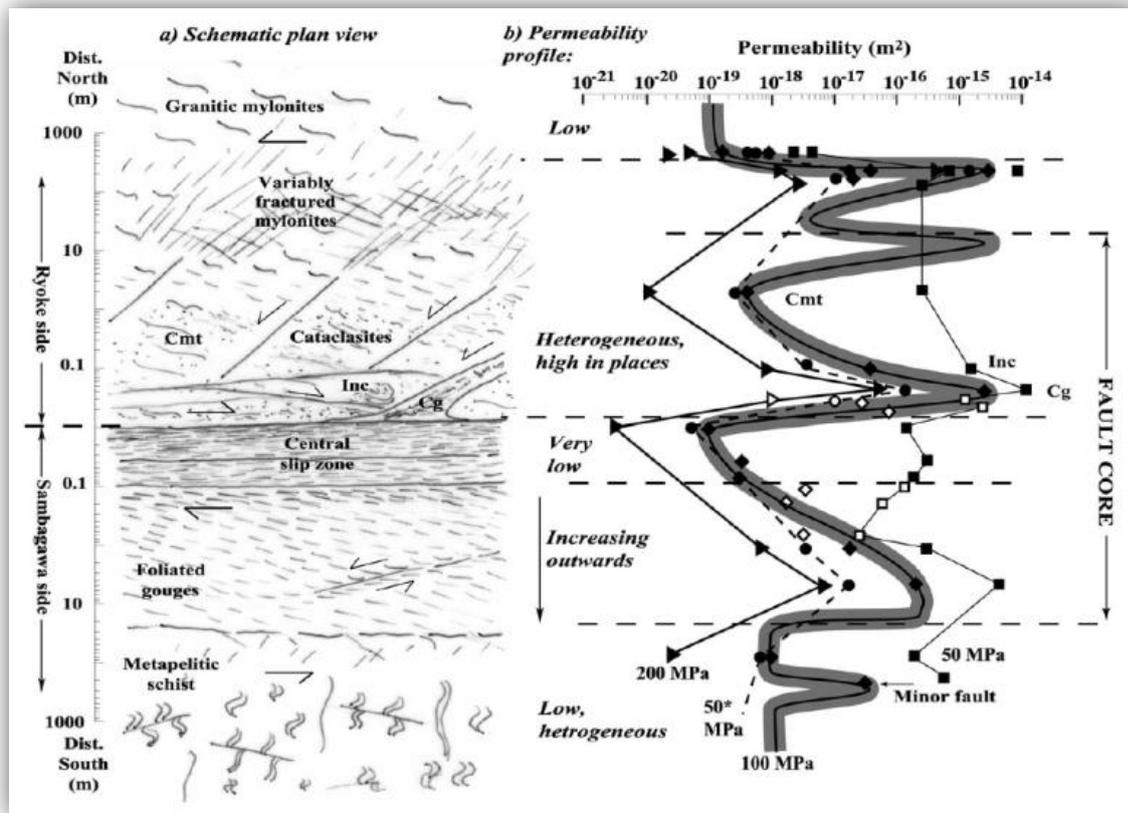


Illustration 72 : Mise en évidence de variations de perméabilités au sein d'une zone broyée d'une faille au Japon étudiée par Wibberley and Shimamoto (2003)

La circulation des eaux en profondeur au sein des massifs cristallins semble déterminée en partie par la tectonique. En effet, les roches cristallines silicatées (e.g. granite, gneiss, serpentinites) n'étant ni poreuses ni solubles, ce sont les discontinuités (failles, fissures, diaclases, zones broyées) qui confèrent à ces massifs une certaine perméabilité en profondeur.

Les émergences des sources observées en Corse alpine s'organisent pour la plupart le long de discontinuités, liées :

- à des failles (chevauchements et failles normales souvent à faible pendage) ;
- à des contacts lithologiques.

Dans le cas des discontinuités de type failles, dans le Cap-Corse, on a pu observer beaucoup de grands couloirs décrochant dextres orientés N100° reliés par des failles normales-dextres orientées en moyenne N160° qui sont susceptibles de constituer des zones de relai. L'interconnectivité entre ces deux familles, cinématiquement cohérente donc probablement synchrone, est donc avérée. L'interconnexion de ces failles, y compris avec les chevauchements, existe donc à l'échelle du massif du Cap-Corse et semble ainsi lui conférer sa perméabilité. Au niveau du massif de la Castagniccia, le réseau de fractures est moins dense et peu marqué par des accidents décrochants WNW-ESE. On y retrouve cependant une fracturation de type faille normale NW-SE à N-S avec une direction d'extension NE-SW.

Dans le cas des discontinuités de type lithologique, les écoulements vont emprunter les contacts lithologiques qui constituent des contrastes de perméabilité ainsi que les plans de foliation quand l'érosion différentielle des lits compositionnels de la roche le permet. On aboutit ainsi à un réseau comparable à un micro-karst à la faveur de la présence de carbonates ayant subi de la dissolution avec des écoulements qui peuvent être relativement rapides dans les drains formés par l'érosion. L'émergence peut ensuite se produire au niveau de verrous de quartzites, ou toute autre barrière relativement peu perméable (e.g. serpentinites, metagabbros par rapport aux formations de calcschistes).

En conclusion, d'après les observations sur le terrain, les calcschistes et cipolins se positionnent comme des réservoirs présentant une perméabilité relativement importante liée aux différents types de discontinuités (plans de cisaillement, schistosité et fractures associées aux failles) qui déterminent leur découpage. Ce maillage rocheux est ensuite soumis à l'érosion chimique (dissolution des horizons carbonatés) qui agit à partir des différentes discontinuités et façonne les diverses formes karstiques (d'où la présence de nombreux drains centimétriques observés le long de ces discontinuités). Les serpentinites ainsi que les métagabbros et metabasaltes apparaissent moins perméables ne bénéficiant notamment pas du phénomène de dissolution à l'origine d'une part non négligeable de la perméabilité des roches carbonatées précédemment citées. En outre, la perméabilité de fractures représente des drains pouvant conduire l'eau à travers ces lithologies (circulation verticale), à condition que ces circulations ne soient pas redirigées par ces mêmes drains vers des niveaux inférieurs dans la pile géologique plus perméable (circulation horizontale).

7. Analyse des caractéristiques et de la répartition spatiale des sources

Comme les forages, les sources constituent des regards sur les aquifères et sont donc susceptibles de fournir des informations pour la compréhension de la circulation des eaux souterraines dans les formations métamorphiques alpines.

Une source correspond à la restitution de l'eau infiltrée dans un massif, et sa position est conditionnée par la géométrie relative entre le réservoir aquifère, les formations imperméables et la surface topographique. L'étude de la répartition spatiale de ces exutoires sur la Corse alpine permet donc d'identifier les formations qui semblent constituer des réservoirs et celles qui forment des murs imperméables favorisant l'émergence.

7.1. DONNEES UTILISEES

Les données utilisées pour étudier la répartition spatiale des sources sur la Corse alpine sont issues de la BSS et de la BD TOPO® de l'IGN afin de rassembler le maximum de point d'émergence connu.

Concernant la BSS, ce sont les points de nature « source », « source captée » et « source non captée » qui ont été sélectionnés, représentant 798 émergences et en ce qui concerne la BD TOPO ce sont les points « source » et « source captée », correspondant à 677 émergences. Les points « fontaine » n'ont pas été retenus car ils ne correspondent a priori pas à l'emplacement réel de l'émergence.

Via Arcgis, une intersection entre les deux couches SIG (10 m de tolérance) a été réalisée afin d'identifier les points qui se superposent entre les deux bases de données et cela a mis en évidence que c'est le cas pour 42 points. Ainsi et d'après cette manipulation, ce sont 1433 émergences qui sont recensées sur la zone d'étude.

L'analyse de la répartition des sources qui est réalisée ne porte dans un premier temps que sur les informations que l'on peut tirer de la localisation des émergences, l'information concernant les débits d'émergence étant très réduite. Cependant, pour quelques dizaines de sources captées pour l'alimentation en eau potable, le débit journalier autorisé est connu. Cette information a donc été traitée et a permis de compléter l'analyse de la localisation des émergences.

7.2. REPARTITION GLOBALE

L'illustration 73 présente la répartition globale de l'ensemble des sources recensées sur la Corse alpine. Elle met en évidence que les sources sont nombreuses mais inégalement réparties.

Ainsi, le cœur de la Castagniccia apparaît très fourni en émergence, tandis que le Cap-Corse, la Balagne, le secteur de Ponte-Leccia à Corte et le sud de la Castagniccia en concentrent moins.

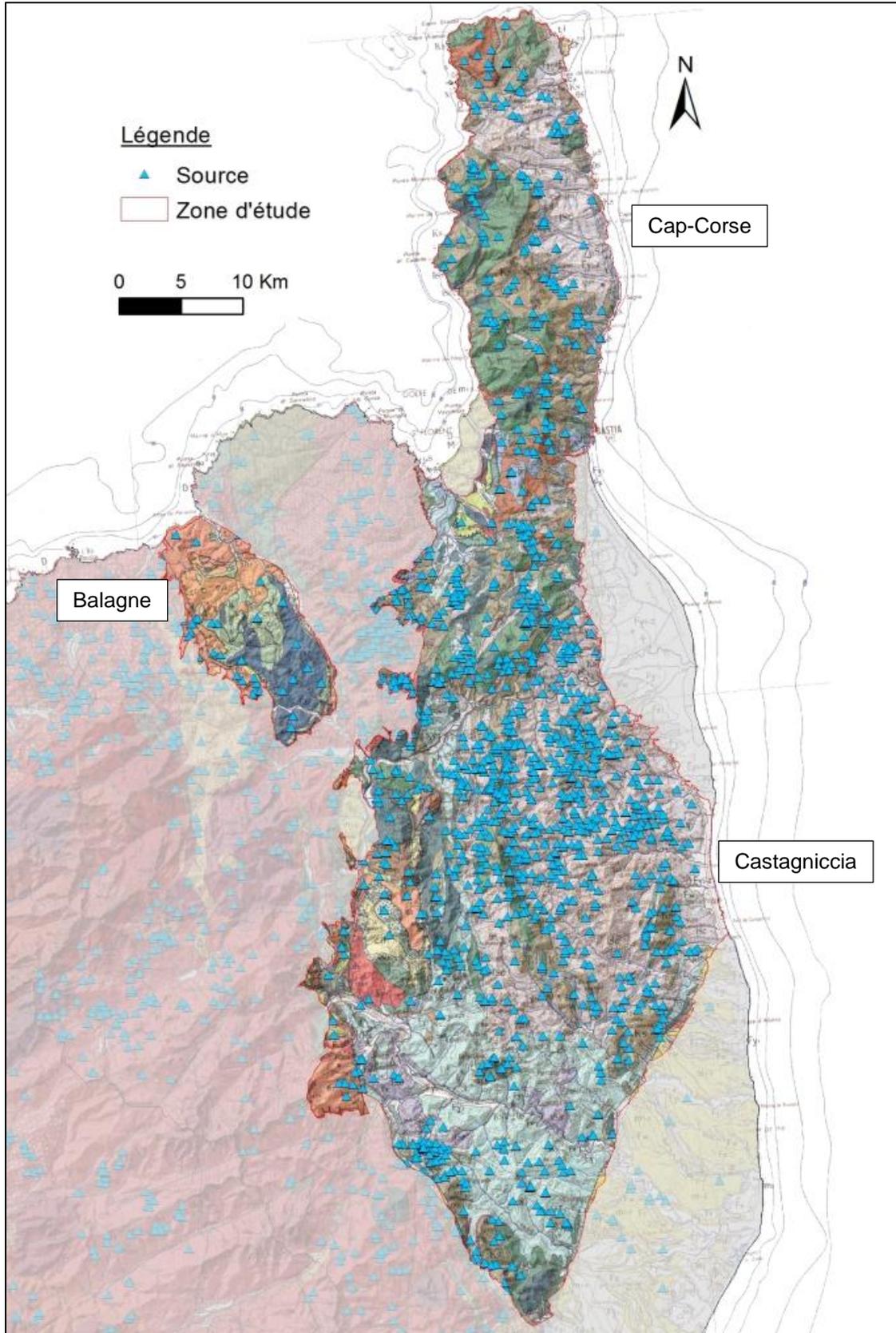


Illustration 73 : Localisation des sources recensées sur la zone d'étude sur fond de la carte géologique au 1/250 000 (BSS et BD TOPO®).

7.3. REPARTITION EN FONCTION DE L'ALTITUDE

L'illustration 74 ci-après présente la répartition des sources en fonction de l'altitude. 87 % des émergences sont comprises entre 200 et 1000 m d'altitude et semblent réparties de façon homogène sur le gradient altitudinal de la zone d'étude.

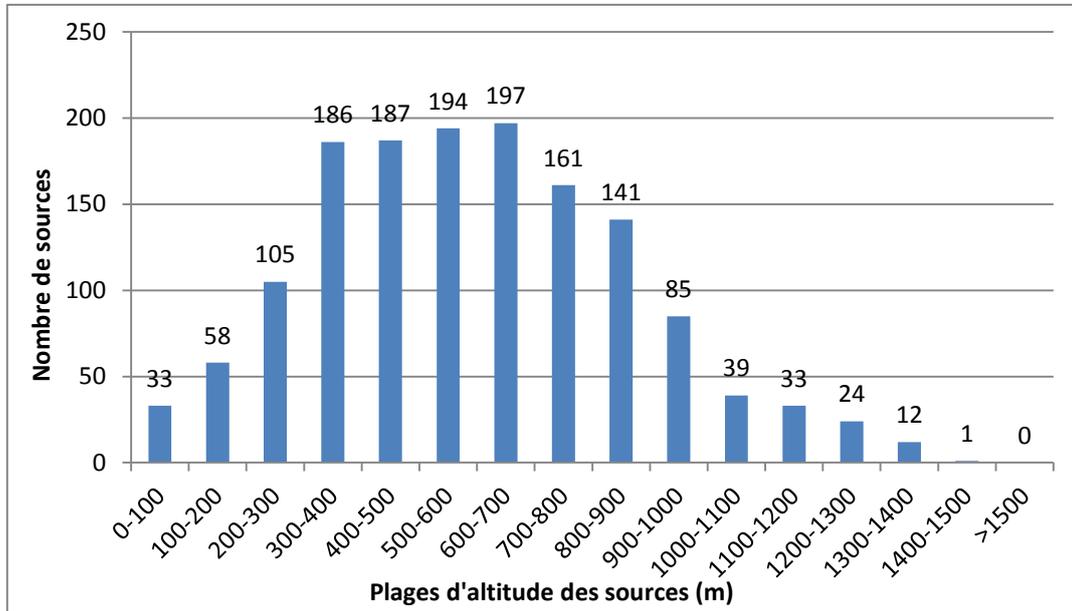


Illustration 74 : Répartition des sources en fonction de l'altitude.

D'après l'illustration 74 et l'illustration 75, les sources semblent préférentiellement concentrées autour des zones les plus élevées, au-delà de 200 m d'altitude. Ainsi, outre la Balagne, le Nebbio, le nord du Cap-Corse et la vallée du Tavignano (sud de la Castagniccia) semblent désertés.

D'après l'annexe 4, les précipitations sont les plus abondantes au niveau des zones les plus élevées, la répartition des sources en fonction de la pluviométrie est donc comparable : les sources semblent préférentiellement concentrées autour des zones les plus arrosées.

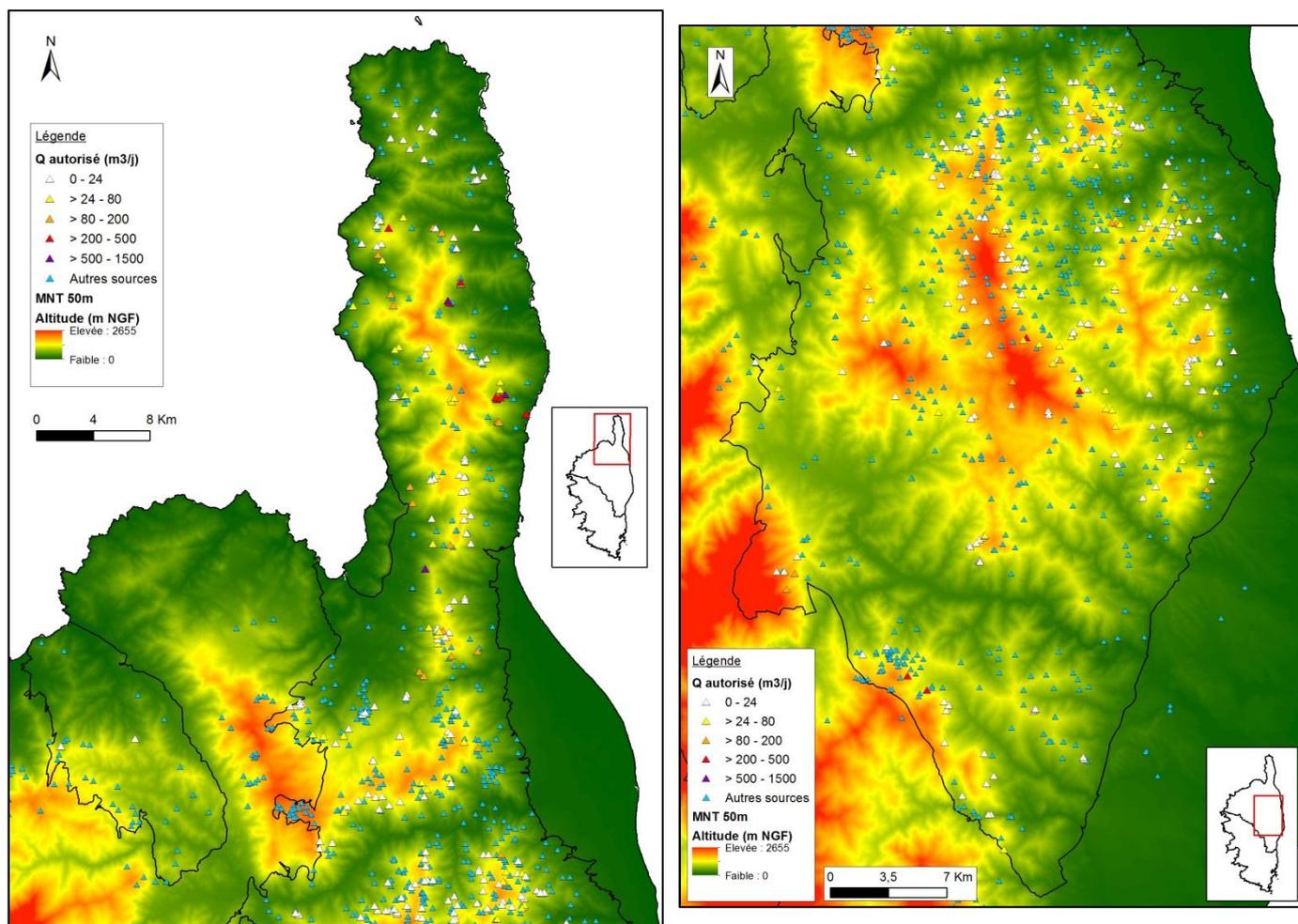


Illustration 75 : Localisation des sources de la zone d'étude sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 50 m (IGN). A gauche le Cap-Corse et la Balagne et à droite la Castagnicia.

D'après l'analyse de la fracturation et la campagne de terrain qui a été réalisée (Cf. chapitre 6), les failles et discontinuités structurales sont à l'origine de l'émergence des sources mais également les contacts entre les différentes lithologies. Les paragraphes qui suivent tentent de décrire la relation entre la lithologie et la présence d'émergences.

7.4. DEBITS D'EXPLOITATION AUTORISES

Les données de débit d'exploitation journalier autorisé des sources sont issues des arrêtés préfectoraux disponibles. L'information est connue pour 230 sources utilisées pour l'alimentation en eau potable.

L'illustration 76 montre que les débits les plus fréquents sont inférieurs à 96 m³/j, soit 4 m³/h, comme pour les forages (Cf. chapitre 4.8).

Les sources sont localisées sur l'illustration 77 ainsi que les débits d'exploitation journaliers autorisés par classe.

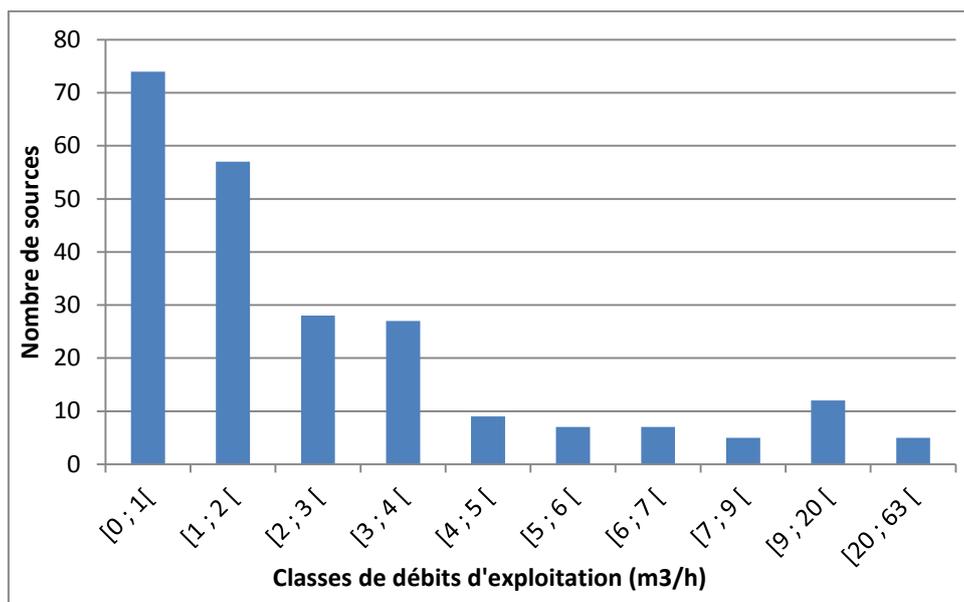


Illustration 76 : Nombre de sources par classe de débit d'exploitation autorisé rapporté à une heure.

Les seize sources présentant des débits d'exploitation autorisés les plus élevés compris entre 200 m³/h (soient environ 2,3 l/s) et 1500 m³/h (soient environ 17,4 l/s) (Illustration 77) ont fait l'objet d'une analyse de leur contexte d'émergence afin d'identifier les facteurs favorables à leur présence (Illustration 78, localisation en annexe 4).

D'après l'analyse de la carte géologique au 1/25 000, les contextes d'émergence que l'on retrouve pour ces sources sont :

- source issue d'un massif de cipolins (Fontanetto, la Glacière) ;
- l'émergence est située à la base d'un placage d'éboulis qui masque un contact de schistes et calcschistes avec un massif de serpentinites et de prasinites qui les surmonte (Medione, les trois sources de Pietracorbara, Boleru) ;
- l'émergence est située au sein d'un massif de prasinites qui est surmonté par des serpentinites, à la base d'un placage d'éboulis relativement important (les sources de Brando, exceptée la Glacière) ;
- l'émergence est située au cœur d'un bassin versant constitué de serpentinites, sans contact avec une autre lithologie ou présence de faille recensés (Luri) ;
- l'émergence est située au contact entre un mur constitué de schistes et calcaires et un toit de laves massives (basaltes).

Ces observations suggèrent que les massifs de cipolins constituent des réservoirs aquifères susceptibles de drainer d'importantes quantités d'eau. Les serpentinites et les prasinites semblent également constituer des réservoirs aquifères et les schistes des murs imperméables (en fonction de l'orientation de la schistosité des schistes ? Si elle est perpendiculaire au contact, elle interrompt la circulation et entraîne une émergence, si elle est parallèle elle permet le drainage des eaux en souterrain). La présence de placages d'éboulis de superficie relativement importante est également susceptible d'être à l'origine des débits élevés observés pour ces sources. Ils peuvent constituer des relais hydrauliques aux émergences issues des

contacts lithologiques qu'ils masquent et ainsi des aquifères superficiels à matrice poreuse capables de stocker d'importantes quantités d'eau. D'après ces observations il n'est pas possible de conclure sur l'origine précise de ces eaux : massif de serpentinites/prasinites, éboulis ou les deux conjugués. L'analyse de la chimie des eaux est susceptible d'apporter des informations qui permettraient de trancher. Les laves massives semblent également constituer des réservoirs aquifères intéressants, même si ces formations ne sont que peu représentées en Corse alpine.

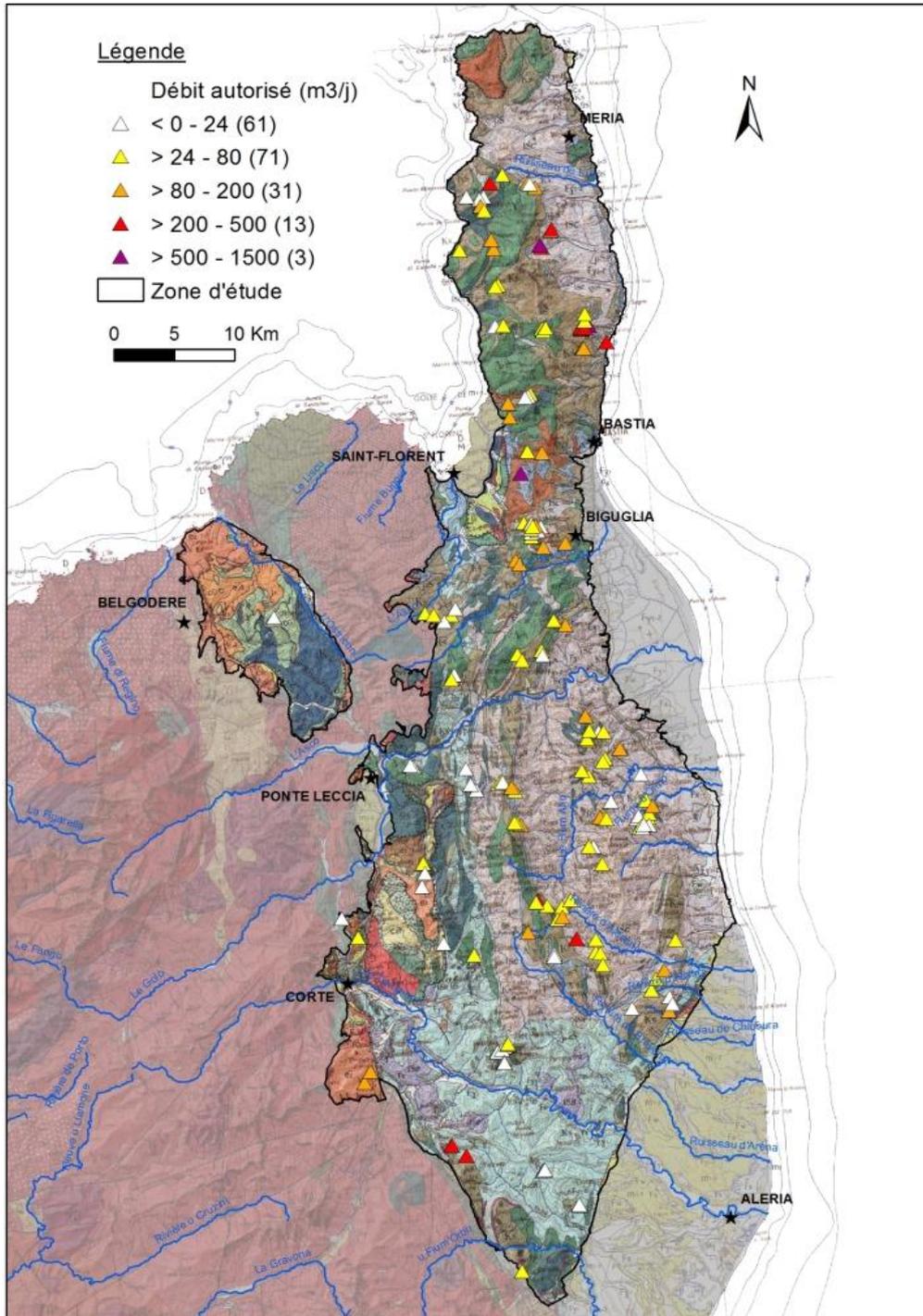


Illustration 77 : Localisation des sources et de leur débit journalier d'exploitation autorisé

Numéro BSS	Altitude (m NGF)	Commune	Nom de la source	Débit journalier autorisé (m ³ /j)	Contexte d'émergence
11027X0118/RAZZET	610	Luri	Razeta	375	Localisée dans le thalweg du bassin versant du ruisseau de Fundali, affluent du Luri, dans un massif de serpentinites dont le bassin est constitué.
11027X0101/SPELON	440	Pietracorbara	Spelonca	432	Localisées dans le bassin versant du Pietracorbara, sur le flanc est de la Cima di e Folicce. Elles sourdent sur une zone d'ébouillis qui masque le contact entre des
11027X0157/POZZU1	384	Pietracorbara	Source Pezzu 1 (L'Orte)	432	barres de calcaires et quartzites surmontées d'un massif de serpentinites et prasinites avec une formation de schistes et calcschistes.
11027X0152/TERRA	470	Pietracorbara	Ajola 1-2 à Terra Rossa	864	Localisées sur le flanc est du Monte Stello, à la base d'une zone d'ébouillis sur un massif de prasinites. Les prasinites sont surmontées d'un massif de serpentinites qui coiffe le Stello.
11041X0106/RINEL	460	Brando	Rinella 3	228	Localisée sur le flanc est du Monte Stello, sur une zone d'ébouillis sur un massif de prasinites. Les prasinites sont surmontées d'un massif de serpentinites qui coiffe le Stello.
11041X0107/RINEL	470	Brando	Rinella 2	228	Localisée sur le flanc est du Monte Stello, sur une zone d'ébouillis sur un massif de prasinites. Les prasinites sont surmontées d'un massif de serpentinites qui coiffe le Stello.
11041X0105/RINEL	480	Brando	Rinella 1	228	Localisée sur le flanc est du Monte Stello, sur une zone d'ébouillis sur un massif de prasinites. Les prasinites sont surmontées d'un massif de serpentinites qui coiffe le Stello.
11042X0128/MATTEI	325	Brando	Sources Mattéi (n°1)	302	Localisée sur le flanc est du Monte Stello, sur une zone d'ébouillis sur un massif de prasinites. Les prasinites sont surmontées d'un massif de serpentinites qui coiffe le Stello.
11042X0129/MATTEI	325	Brando	Sources Mattéi (n°2)	302	Localisée sur le flanc est du Monte Stello, sur une zone d'ébouillis sur un massif de prasinites. Les prasinites sont surmontées d'un massif de serpentinites qui coiffe le Stello.
11042X0102/SILGA	270	Brando	Trajetto (ou Silgaggia)	864	Source issue d'un banc de cipolins situé à la base du flanc est du Stello. Ces cipolins sont surmontés des massifs de prasinites et de serpentinites du Stello.
11042X0120/BRAND	50	Brando	La Glacière à Marmuraghja	390	Source qui draine un massif de cipolins, émergence au contact avec les métagabbros sous-jacents.
11045X0103/FONTAN	350	Barbaggio	Fontanetto	1500	Localisée en contrebas de la crête du Monte Calleruccio située dans le prolongement sud du San Petrone. Elle sourd dans la zone de contact de la zone intermédiaire qui surmonte l'unité inférieure. De nombreuses lithologies se succèdent, la crête est coiffée d'un massif de serpentinites. La source est également située à la base d'une zone d'ébouillis relativement étendue.
11108X0013/PASTRI	1000	Carcheto Brustico	Pastriccioia (Boleru)	300	Localisée sur le flanc est de la Punta di Orsaja, dans le prolongement de la crête du Monte Calleruccio, à la limite entre le massif de serpentinites et métagabbros qui constitue la punta et une formation de schistes et calcschistes. La source est également localisée à la base d'une zone d'ébouillis relativement étendue.
11115X0048/MEDION	750	Pirelli d'Alisani	Medione à Pentarella	288	Localisées au contact entre des laves massives / brèches ophiolitiques et une formation de schistes alternant avec des bancs calcaires.
11147X0047/SAMBUCC	685	Vezzani	Sambucchu	480	
11147X0035/MUCHIO	905	Vezzani	Petra Mucchiosa	360	

Illustration 78 : Description du contexte d'émergence des sources présentant les débits d'autorisation les plus élevés.

7.5. RELATION ENTRE LA LITHOLOGIE ET LES EMERGENCES

7.5.1. Sources et cipolins / calcaires massifs

Les cipolins sont des calcaires métamorphisés. Ils se retrouvent sur la zone d'étude parfois sous forme de minces lits de quelques décimètres d'épaisseur intercalés dans des schistes ou des calcschistes ou peuvent former des massifs plus importants de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont souvent associés aux quartzites.

Les formations de cipolins étant riches en carbonates, ces roches se dissolvent au contact de l'eau chargée en gaz carbonique et font donc l'objet de phénomènes de karstification décrits dans le chapitre 8 ci-après.

Les massifs de cipolins les plus importants recensés sont celui de Brando au bout duquel émerge la source de la Glacière (cf. chapitre 7.4), celui des Monts de la Torre au-dessus de la route d'Oletta duquel émerge la source de Fontanetto et celui du Monte Canarico (cf. chapitre 2.3.e)) d'où émerge la « source du Figuier » connue notamment des spéléologues mais qui n'a pas été répertoriée dans la BSS et dont le débit n'a jamais été suivi.

Les sources issues de ces massifs présentent les débits parmi les plus élevés recensés en Corse. Le fonctionnement de la source de Fontanetto et de celle de la Glacière est décrit dans le chapitre 8 sur les phénomènes karstiques ci-après.

Les bancs de cipolins ou de calcaires massifs plus fins favorisent également l'écoulement des eaux souterraines au sein des massifs dans lesquels ils sont intercalés. D'après les observations de terrain, leur dissolution fait apparaître de petits drains qui drainent les eaux.

7.5.2. Sources et schistes / calcschistes

Les schistes et calcschistes sont souvent cartographiés dans un même ensemble car les deux lithologies alternent souvent, parfois à l'échelle décimétrique. Les cipolins peuvent également être associés. Ces lithologies apparaissent dans les cartes géologiques dans différents ensembles : « alternance de schistes et calcaires », « schistes et calcschistes », « calcschistes et micaschistes », « calcschistes et cipolins ».

Les calcschistes sont des schistes riches en calcaire. Ils sont donc également sujets à la karstification (plus ou moins développée) et sont le siège de circulations des eaux souterraines comme vu lors de la campagne de terrain d'analyse de la fracturation (chapitre 6). En revanche, les schistes non calcareux ne font pas l'objet de dissolution et constitue donc des formations moins perméables.

La répartition des sources sur ces formations apparaît hétérogène à l'échelle régionale (Illustration 73).

Ces formations sont présentes dans le Cap-Corse sur une superficie relativement importante de la façade orientale, de Tomino au Cap-Sagro. Sur cette zone peu de sources sont recensées, elles semblent essentiellement localisées au contact avec les formations avoisinantes et constituer un mur imperméable favorisant l'émergence (autour de Pietracorbara notamment).

Le cœur de la Castagniccia, correspondant à l'Unité inférieure du Domaine des Schistes Lustrés, est également majoritairement constitué de formations de schistes et calcschistes comparables à celles du Cap-Corse. Contrairement au Cap-Corse, elles concentrent ici une

densité importante de sources. Ces sources sont généralement de faible débit (inférieur à 1 l/s). Elles sourdent au contact des structures faillées (Comme à Penta-Acquatella par exemple, cf. chapitre 6.2.3 d)) ou à la faveur des hétérogénéités de la formation qui se traduisent par des alternances de schistes, calcschistes et bancs de calcaires plus ou moins métamorphisés. La forte densité de ces sources suggère des aquifères compartimentés dans ces formations. En outre, ce secteur présente un relief particulièrement accidenté avec une densité importante de thalwegs qui incisent la topographie et favorisent l'intersection du niveau piézométrique avec la surface topographique engendrant des émergences. Il s'agit également du secteur le plus arrosé de la Corse alpine (précipitations entre 1000 et 1250 mm en moyenne par an), facteur favorable à la présence d'eau en général.

Dans la partie sud de la Castagniccia au niveau de la vallée du Tavignano, correspondant à l'Unité Supérieure du Domaine des Schistes Lustrés, où une étendue importante de schistes et calcaires est également présente, la densité de sources est plus faible. Par comparaison avec le cœur de la Castagniccia cette zone se caractérise par :

- un relief moins accidenté (crêtes moins élevées, densité de thalweg plus faible) qui limite l'intersection du niveau piézométrique avec la surface topographique ;
- des précipitations moins importantes (correspondant cependant à la moyenne et se situant entre 700 et 1000 mm par an) qui engendre des hydrosystèmes moins alimentés en eau ;
- des formations (Unité Supérieure) qui ont subi un métamorphisme bien moins important (que celles de l'Unité Inférieure). Le métamorphisme ayant tendance à réduire les porosités des formations sédimentaires, il est possible qu'une formation ayant subi un métamorphisme plus élevé constitue un aquifère moins perméable et plus compartimenté. Les formations moins métamorphisées du sud de la Castagniccia sont donc susceptibles d'être globalement plus perméables et moins compartimentées.

L'ensemble de ces facteurs est donc susceptible de limiter l'émergence des eaux en surface expliquant ainsi une densité de sources plus faible dans cette zone.

L'orientation du plan de schistosité, qui est caractéristique des schistes et calcschistes, est susceptible de jouer un rôle dans la circulation des eaux et leur émergence dans ce type de formation. Si le plan de schistosité est parallèle au contact et que la formation n'est pas affectée de fractures, elle pourra constituer une barrière hydraulique et favoriser l'émergence (Illustration 79), en revanche, si le plan de schistosité est perpendiculaire au contact ou si la roche est fracturée, la circulation des eaux ne sera pas nécessairement interrompue et l'eau, en empruntant ces discontinuités, pourra être drainée à des niveaux inférieurs et poursuivre son trajet en souterrain. L'influence du plan de schistosité des formations schisteuses sur les émergences reste cependant à vérifier par des observations de terrain complémentaires.

7.5.3. Sources et metabasaltes / métagabbros

Les metabasaltes et métagabbros sont des formations qui appartiennent au cortège ophiolitique de la Corse alpine. Ce sont des roches basiques. Ces formations sont présentes dans divers secteurs de la Corse alpine mais principalement sur la façade orientale du Cap-Corse, entre Bastia et la Cap-Sagro, dans le Nebbio, dans la vallée du Golo en aval de Ponte-Leccia, sur la crête occidentale de la Castagniccia (Monte San Petrone) et elles ceinturent la Castagniccia jusque dans la haute-vallée de la Bravone.

Ces formations n'ont parfois pas pu être différenciées et sont souvent regroupées dans la carte géologique harmonisée au 1/50 000 dans un seul et même « caisson » désigné par « metabasaltes et métagabbros indifférenciés ».

D'après l'analyse de la répartition des sources en fonction de la géologie, les metabasaltes et métagabbros constituent dans certains secteurs des formations aquifères et dans d'autres sont des murs semblant moins perméables qui au contraire permettent l'émergence des eaux par contraste de perméabilité. Le premier témoin de ce contraste de perméabilité correspond à la source karstique de Fontanetto (Dominici *et al.*, 1992) qui draine les eaux du massif de cipolins des monts alla Torre qui émergent en contrebas de la route d'Oletta au contact avec les métagabbros (Illustration 43).

Autre exemple, lors de la campagne de terrain sur l'étude de la fracturation, une émergence issue de calcschistes et localisée au contact avec des métagabbros a été observée dans la vallée du Fium'Alto (Illustration 65).

Les métagabbros peuvent également constituer des aquifères, comme c'est le cas dans le secteur du Monte Sant'Angelu où de nombreuses sources sont identifiées dont certaines sont localisées au contact avec les schistes sous-jacents (Illustration 79, Illustration 80 et Illustration 81). Les métagabbros présentent une fracturation importante marquée par des structures verticales qui favorisent l'infiltration de l'eau dans le massif. Ils reposent sur des schistes dont la foliation est sub-horizontale, constituant ainsi une barrière hydraulique favorisant l'émergence (Illustration 79). Ces sources présentent de faibles débits à relier à la taille limitée du massif de métagabbros. Les failles, nombreuses dans ce secteur, sont également susceptibles de favoriser les émergences, en particulier le long de la faille majeure du Sant'Angelu marquant la bordure ouest du massif de métagabbros.

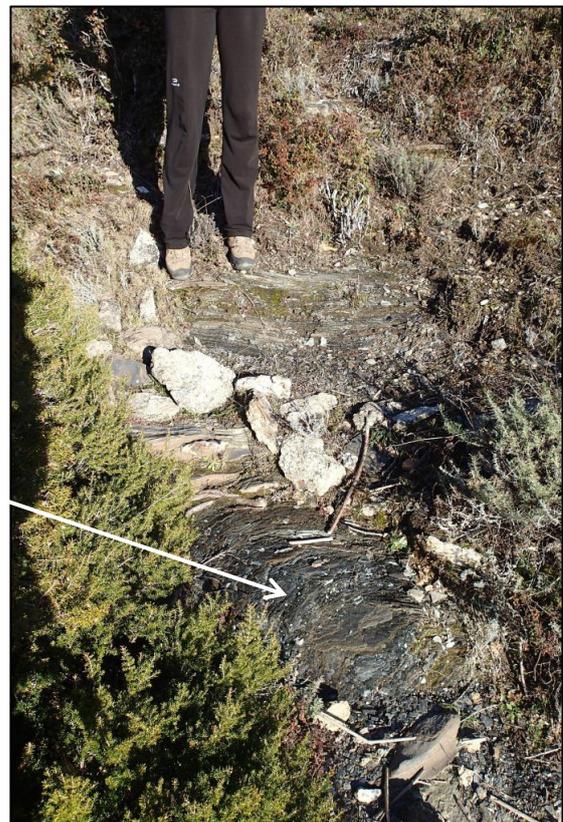
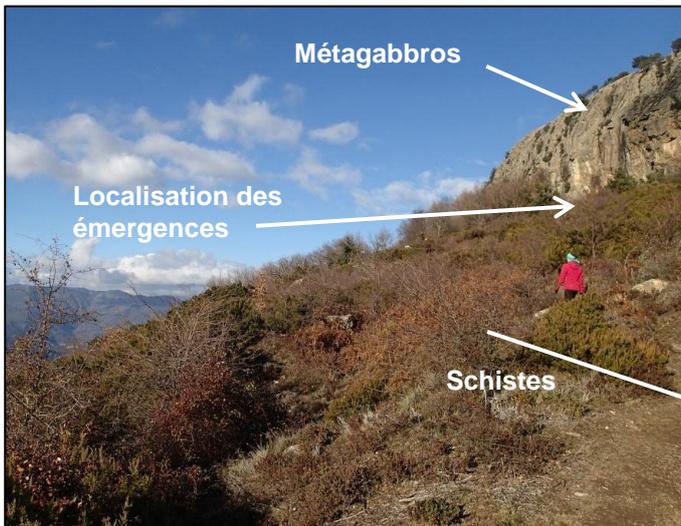




Illustration 79 : Photographies du secteur du Sant'Angelu et des phénomènes d'émergence au contact entre les métagabbros et les schistes.

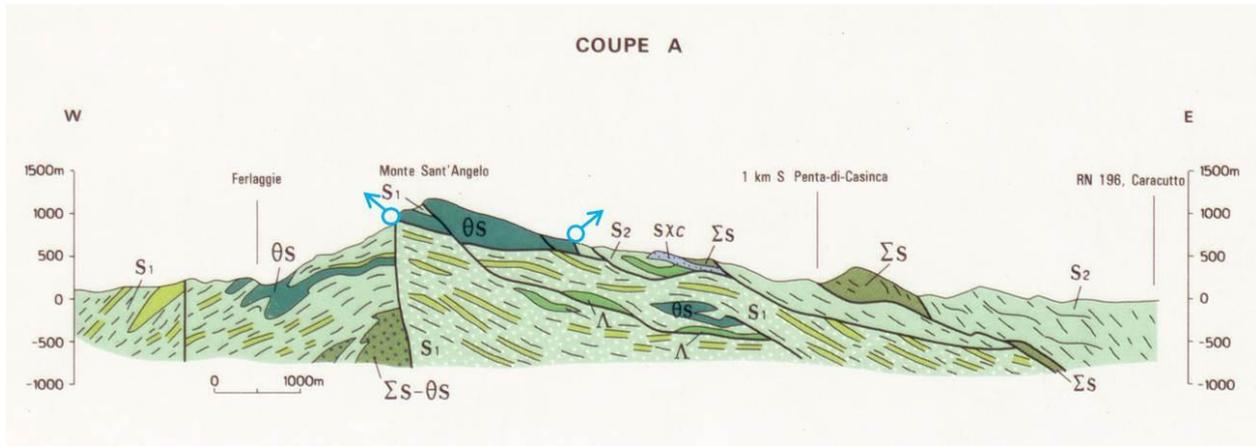


Illustration 80 : Coupe modifiée d'après la coupe issue de la carte géologique au 1/50 000 de Cervione (Guieu et al., 1994).

La crête constituant le Pigno (surplombant Bastia) et le secteur directement au sud (autour de Teghime) sont occupés par des massifs de métagranites et mégagabbros. Plusieurs sources sont recensées dans le secteur du Pigno et issues de ces métagranites et mégagabbros (Illustration 82). Elles sourdent au contact avec les autres formations (métabasaltes, schistes) et bénéficient localement, dans certains cas, d'un relai hydraulique via les placages d'éboulis, déplaçant l'émergence en aval.

La crête qui surplombe Campile (vallée du Golo) et qui s'étend jusqu'au Monte Castellare et la Punta di a Mazze est constituée d'un massif de métabasaltes et mégagabbros indifférenciés (Illustration 83). Ce massif est au contact de schistes et calcaires ainsi que de serpentinites sur une partie de sa bordure occidentale. De part et d'autre de la crête se situe des émergences, en particulier au contact avec les schistes et calcaires. Le massif de métabasaltes et mégagabbros semble ici constituer un aquifère et les schistes un mur imperméable favorisant l'émergence. En outre, le contact du massif avec les autres formations étant délimité par une faille (de cinématique non précisée dans la littérature), cette structure est également susceptible de favoriser le drainage des eaux infiltrées dans les métabasaltes et mégagabbros puis leur émergence. Les débits des sources identifiées sont faibles, témoignant de réserves aquifères limitées par la taille du massif et d'une perméabilité faible.

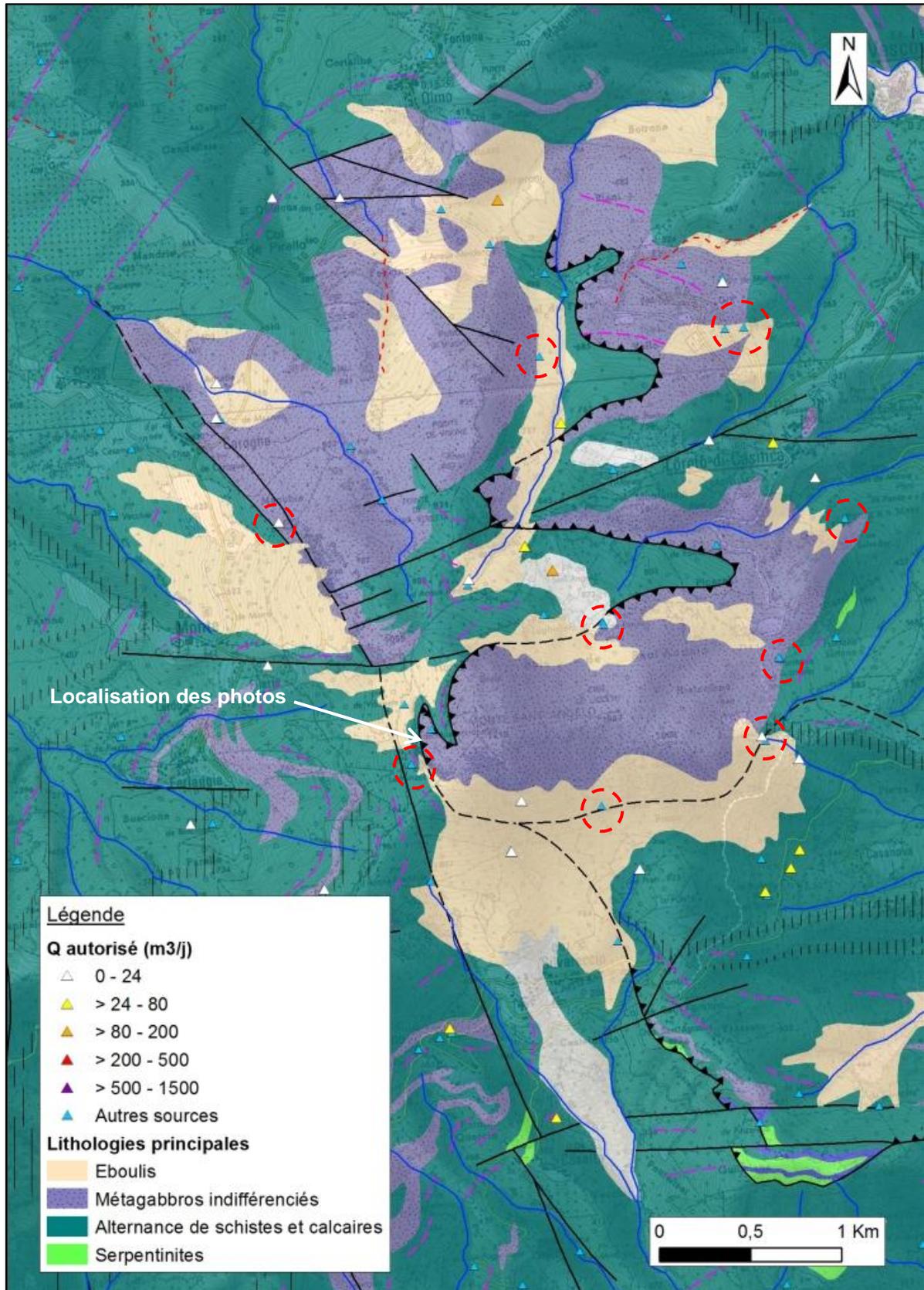


Illustration 81 : Carte de localisation du Monte Sant'Angelo et des sources connues. Sont cerclées de rouge les sources issues des métagabbros et localisées au contact avec les schistes.

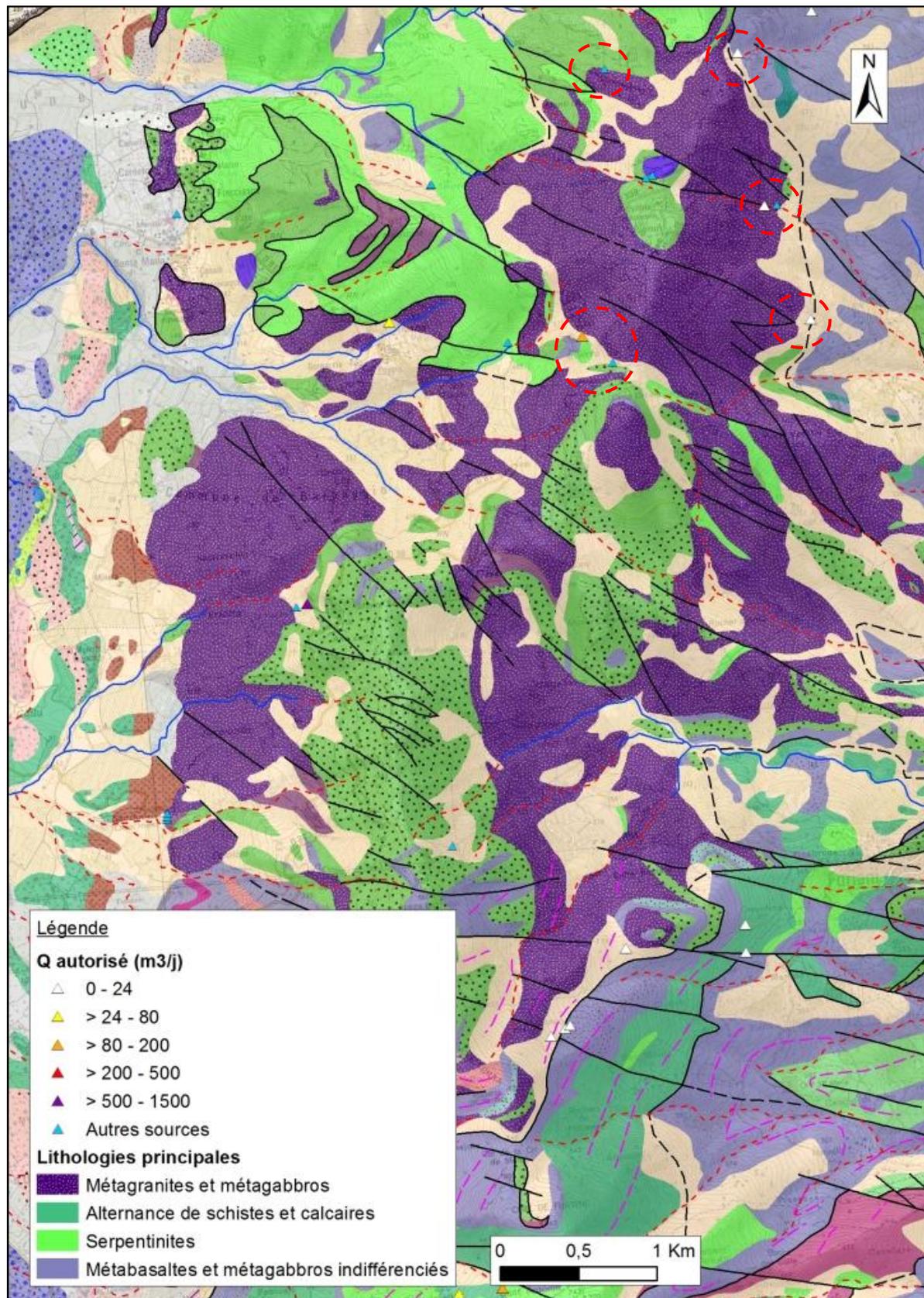


Illustration 82 : Carte de localisation des sources dans le secteur du Pigno et de Teghime. Sont cerclées de rouge les sources issues des métagranites et métagabbros.

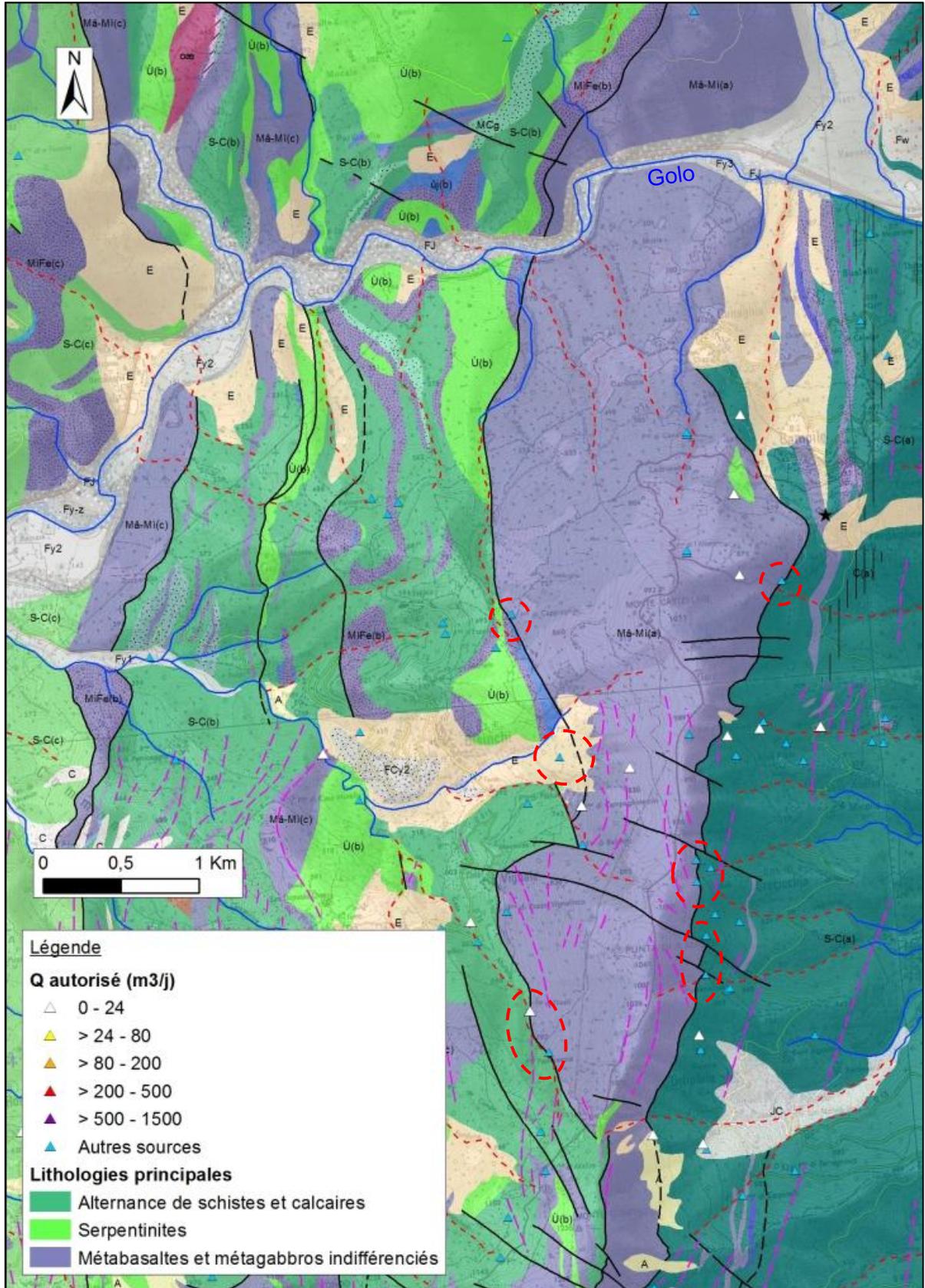


Illustration 83 : Carte de localisation des sources dans le secteur du Monte Castellare. Sont cerclées de rouge les sources localisées au contact entre les métagabbros et metabasalts et les schistes.

7.5.4. Sources et serpentinites

Les serpentinites sont des roches basiques à ultrabasiques qui font partie du cortège ophiolitique. En Corse alpine, les massifs les plus importants se situent dans le Cap-Corse sur la façade occidentale et en constituent la crête.

L'illustration 87 met en évidence la densité relativement faible de sources identifiées dans le Cap-Corse et en particulier au sein et aux abords des massifs de serpentinites. Ces serpentinites sont principalement bordées par des formations de metabasaltes et métagabbros qu'elles surmontent. Ces contacts sont également marqués par la présence, sur des surfaces relativement importantes, d'éboulis. D'après les données sur les sources disponibles, peu de sources sont recensées au contact entre les serpentinites et les metabasaltes et métagabbros. Les sources identifiées, qui présentent par ailleurs parmi les débits les plus importants relevés sur la région, sont plutôt localisées à l'interface entre les metabasaltes / métagabbros et les schistes et calcschistes sous-jacents, au niveau de placages d'éboulis.

Une étude hydrogéologique a récemment été réalisée sur le bassin versant de la Presa (affluent de la Bravone, fleuve situé en Castagniccia) sur la commune de Matra (Illustration 86) par le BRGM en partenariat avec Geoderis (Genevier *et al.*, 2012).

L'analyse du contexte d'émergence des trois sources identifiées sur le bassin versant (Illustration 103) et localisées à l'interface entre les serpentinites et les schistes a mis en évidence que ce sont les serpentinites qui constituent la formation aquifère et les schistes le mur peu perméable au contact duquel l'eau émerge. Ces sources sont par ailleurs pérennes. Le débit de la source située la plus au nord (Pietravezza 1, 11151X0010/PIETRA) a pu être mesuré en août et novembre 2012 et correspondait à 1,75 l/s. Le débit identique mesuré lors des deux jaugeages réalisés dans des conditions hydroclimatiques différentes (étiage marqué et début des hautes eaux) suggère un comportement hydrodynamique des serpentinites relativement inertiel en accord avec une perméabilité faible du milieu.

Des jaugeages différentiels ont été réalisés sur le cours d'eau de la Presa à l'étiage en août 2012. A l'étiage, lorsqu'il n'y a plus de précipitations, le débit des rivières résulte de la vidange des aquifères. La mesure de ce débit permet donc d'accéder à une donnée intégratrice de la vidange des aquifères présents dans le bassin versant et ainsi d'une part approcher le potentiel aquifère des formations géologiques présentes dans le bassin et d'autre part de distinguer les zones où les aquifères contribuent le plus à l'alimentation de la rivière à l'étiage. Les cinq sites ayant fait l'objet de mesures de débit sur la Presa se répartissent ainsi, de l'amont vers l'aval (Illustration 86) :

- pour les deux premiers le cours d'eau s'écoule à l'interface entre les serpentinites et les schistes ;
- pour le troisième il s'écoule sur les serpentinites ;
- et pour les deux derniers la Presa circule sur les metabasaltes.

Les débits mesurés ont été reportés dans le graphique de l'illustration 84 en fonction de la distance au premier site de jaugeage.

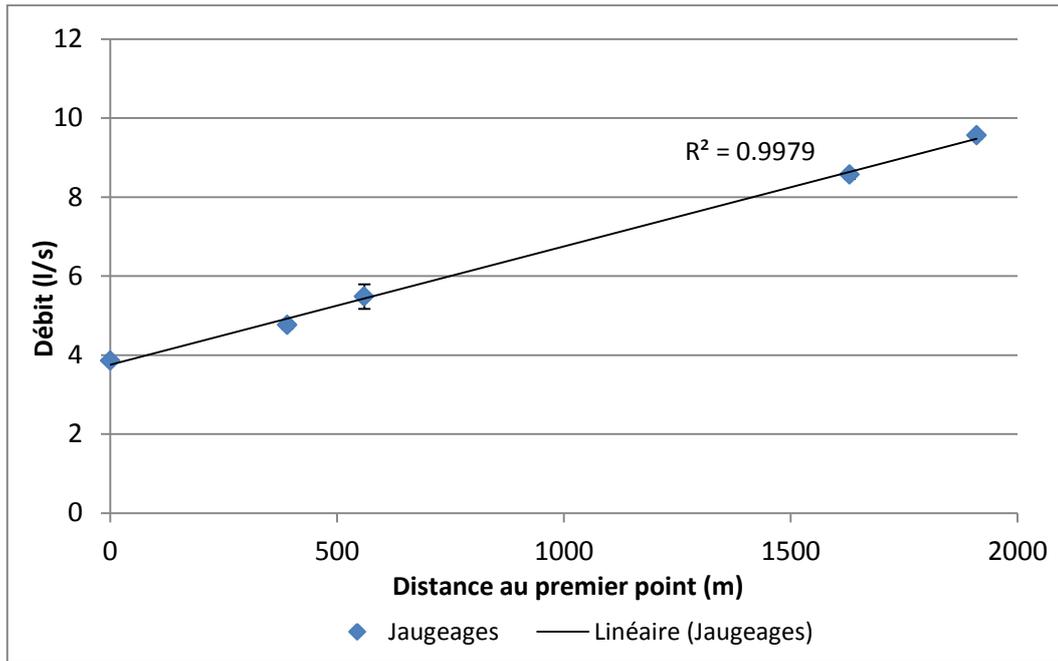


Illustration 84 : Débits de la Presa mesurés par dilution du sel à l'étiage 2012 en fonction de la distance au premier site de jaugeage. Les barres d'erreur sont les écarts-type calculés sur les différentes injections de sel réalisées par site.

Le graphique montre que de l'amont vers l'aval, le débit de la Presa augmente de façon linéaire (coefficient de détermination de 0,998) à l'étiage en l'absence de précipitations et de ruissellement. Cela révèle que sur ce tronçon :

- l'alimentation de la Presa par l'aquifère se fait de façon homogène et continue ;
- la charge hydraulique est plus élevée dans l'aquifère que dans le cours d'eau (Illustration 85) ;
- les propriétés hydrodynamiques et le gradient hydraulique de l'aquifère sont uniformes dans l'aquifère que constituent les serpentinites et les metabasaltes. Il n'y a pas de modification dans les écoulements lors du passage du cours d'eau des serpentinites aux metabasaltes.

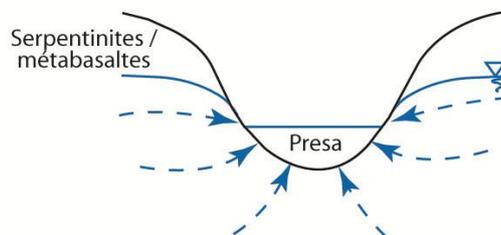


Illustration 85 : Schématisation de la répartition de la charge hydraulique dans l'aquifère (d'après Dewandel et al., 2004).

Les observations faites sur le bassin versant de la Presa d'une part et dans le Cap-Corse d'autre part tendent à montrer qu'il n'existe pas de contrastes de perméabilité marqués entre les serpentinites et metabasaltes / métagabbros. L'eau souterraine circule donc probablement

de l'un vers l'autre sans rencontrer de barrière hydraulique, via les fractures qui les affectent. Ces deux types de formation sont aquifères et leurs perméabilités sont probablement voisines.

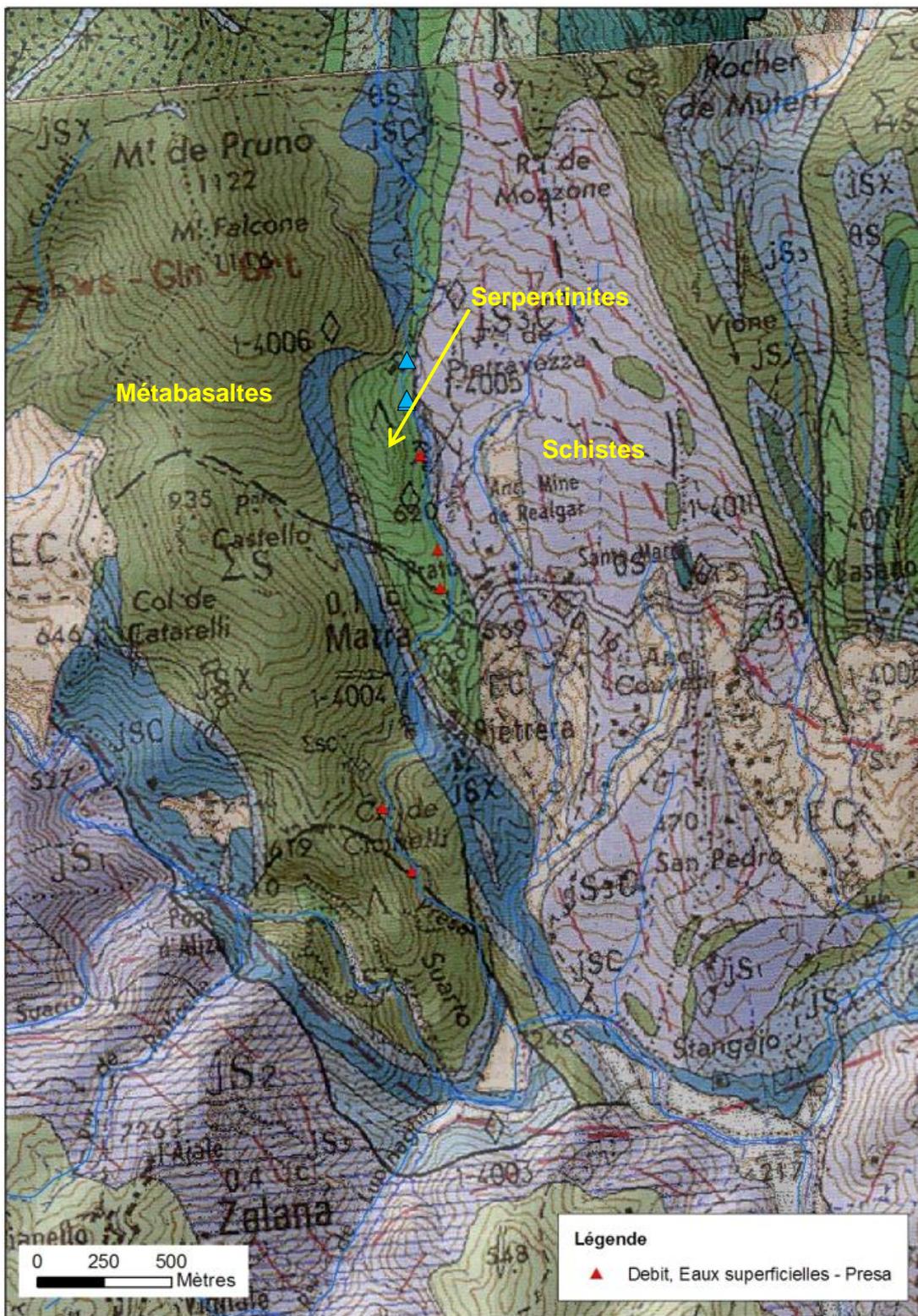


Illustration 86 : Localisation des sources (triangles bleus) et jaugeages (triangles rouges) réalisés lors de l'été 2012 sur le bassin versant de la Presa

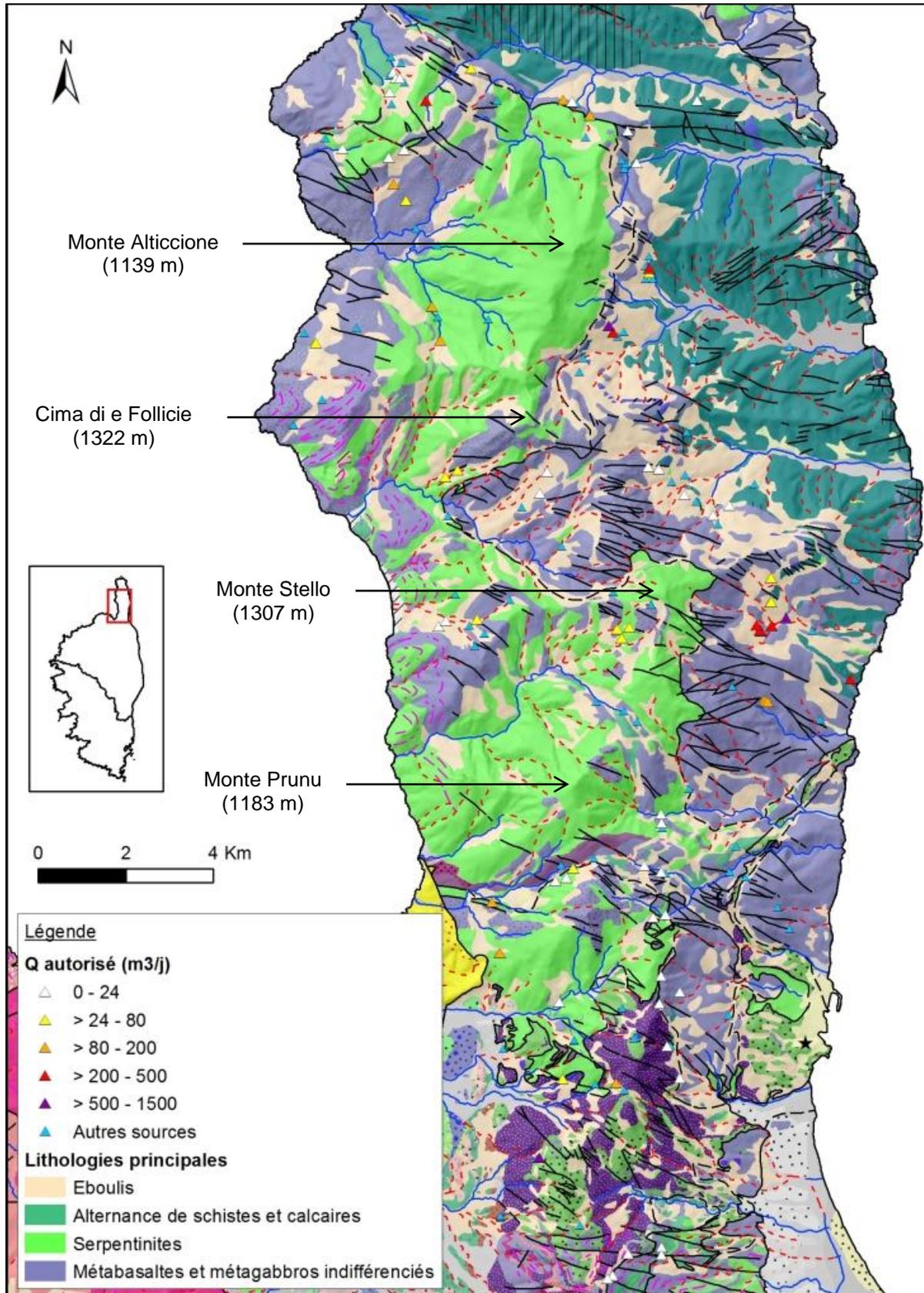


Illustration 87 : Carte de localisation des sources par rapport aux massifs de serpentinites dans le Cap-Corse.

8. Etude des phénomènes karstiques

Les aquifères karstiques résultent d'un processus complexe de karstification et d'évolution au cours du temps. La karstification résulte de la dissolution des roches carbonatées (ou sulfatées) au contact de l'eau chargée en gaz carbonique qui l'acidifie et qui est principalement issu du sol (activité biologique). Cette eau élargit progressivement les vides initiaux dans lesquels elle circule (discontinuités stratigraphiques et tectoniques), en façonne les parois et les agrandit jusqu'à créer de véritables chenaux qui facilitent l'infiltration et accentuent le processus amorcé. Il en résulte des paysages de surface caractéristiques (lapiaz, dolines, etc.) associés à un paysage souterrain constitué par les grottes et les gouffres.

Les dimensions de ces vides présentent une très grande variabilité, depuis les fissures micrométriques à millimétriques jusqu'à des conduits de quelques dizaines de mètres de section et longs de plusieurs kilomètres. Il en résulte des vitesses d'écoulement à l'intérieur de l'aquifère très variables, allant de moins de quelques centimètres par heure à plusieurs centaines de mètres par heure. Ces circulations souterraines très rapides sont l'une des principales caractéristiques hydrogéologiques des aquifères karstiques (Dörfliger *et al.*, 2010).

8.1. INDICES DE KARSTIFICATION

Les roches carbonatées présentes en Corse alpine n'échappent pas au phénomène de karstification même s'il n'est pas très démonstratif sur la région.

D'après les données issues de l'inventaire des cavités sur le département de la Haute-Corse (Gonzalez, 2010, données fournies par le Comité Départemental de Spéléologie de Haute-Corse), sont recensées 90 cavités sur la Corse alpine, mises à part les 32 cavités classées confidentielles. Parmi ces 90 cavités, 70 sont situées au sein de massifs de roches carbonatées (calcaires, cipolins ou calcschistes) et sont présentées sur l'illustration 88 ci-après.

Les cavités recensées affectent les massifs carbonatés de la plupart des unités litho-tectoniques.

Certaines caractéristiques des cavités les plus grandes de la Haute-Corse sont connues (Bigot, 2004). Cela concerne une vingtaine de cavités et les données disponibles sont :

- leur développement (longueur des réseaux) ;
- leur dénivellation (dénivelé entre le point le plus haut et le point le plus bas).

Sur ces 20 cavités, le développement moyen est de 200 m avec un maximum de 750 m. Le dénivelé moyen est de 31 m et le maximum est de 61 m. Ces caractéristiques mettent en évidence le développement limité des phénomènes de karstification sur la région, probablement dû à la nature même des formations en présence qui présentent fréquemment des impuretés. En effet, les formations carbonatées de la Corse alpine peuvent être relativement riches en silice notamment sous forme de nodules de quartz ou de minces lits détritiques limitant le potentiel de karstification.

D'après les données disponibles, aucune relation n'existe entre l'altitude de la cavité et sa longueur de développement ou son dénivelé. Il n'existe pas non plus de relation entre le développement de la cavité et son dénivelé.

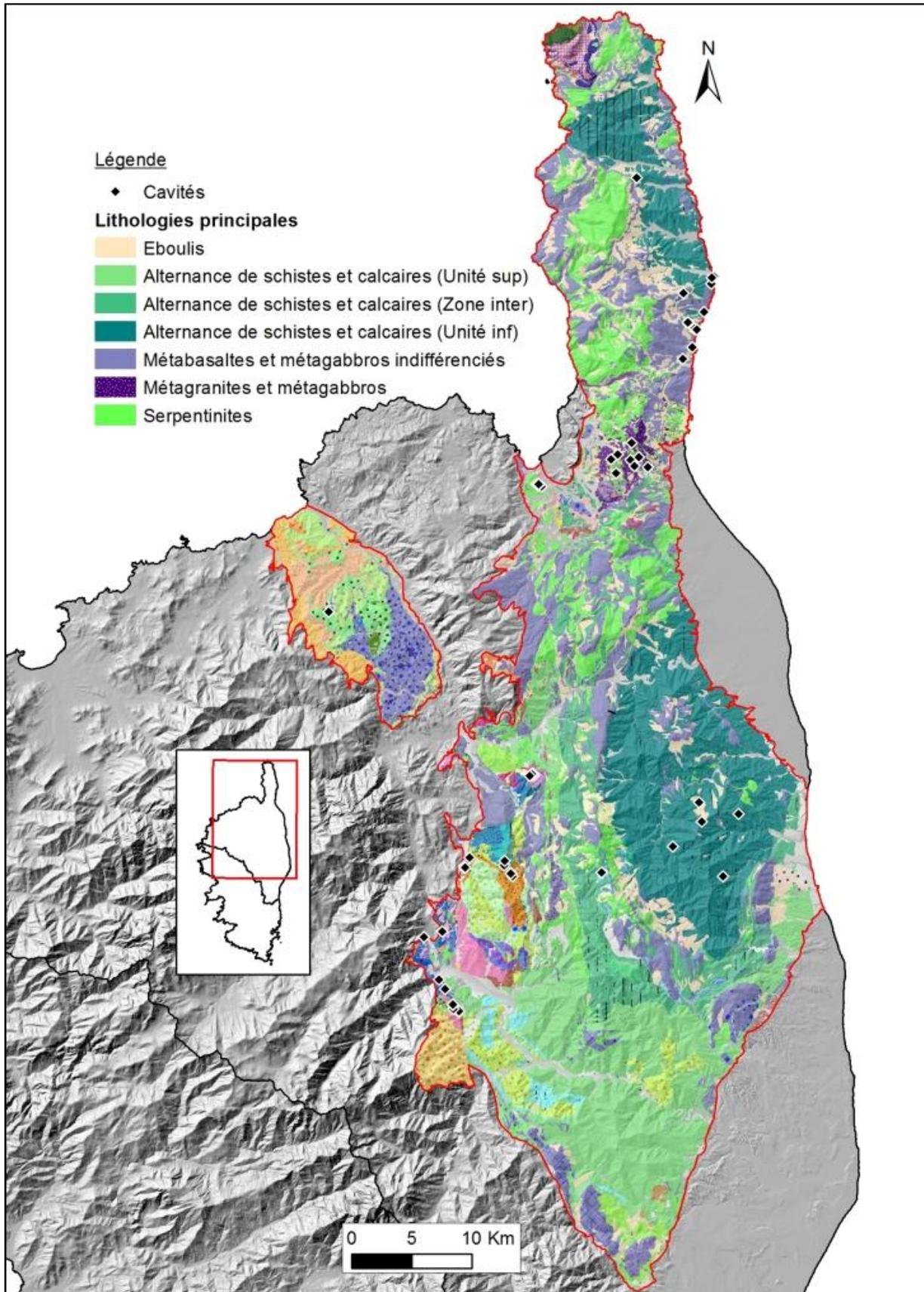


Illustration 88 : Répartition des cavités recensées sur la Corse alpine

Ces cavités se développent généralement à la faveur de la fracturation selon les directions de fracture principales, comme c'est le cas par exemple sur le massif de Castiglione situé au sud de Saint-Florent, le long de l'Aliso (Ferrandini *et al.*, 1994 et Pereira *et al.*, 1999).

La grande majorité des cavités connues sur la région sont sèches et ne sont pas le siège d'écoulements importants. Des suintements peuvent cependant être observés, contribuant à la formation de concrétions (Illustration 89). La plupart de ces systèmes ne sont plus actifs, l'époque pendant laquelle ils l'ont été n'est pas connue.

D'autres indices de karstification tels que les lapiaz peuvent être localement observés mais sont généralement peu développés et peu démonstratifs.

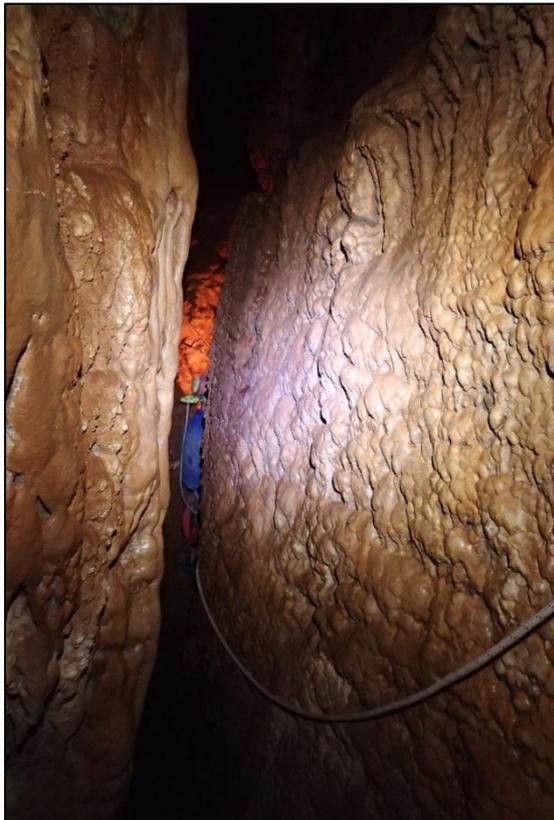


Illustration 89 : Gouffre de I Luminelli sur la commune de Morosaglia (dolomies jurassiques de l'unité pré-piémontaise de Caporalino - Pedani). A gauche : concrétions sur les parois d'une diaclase dans la cavité, à droite : affleurement de la dolomie aux abords de la cavité.

Quelques massifs de cipolins constituant des aquifères karstiques sont néanmoins connus : le bassin d'alimentation de la source de Fontanetto (sud du col de Teghime), le Monte Canarino, le bassin d'alimentation de la source de La Glacière.

8.2. SYSTEMES KARSTIQUES CONNUS

8.2.1. Fontanetto

La source de Fontanetto a fait l'objet d'une étude hydrogéologique en vue de l'instauration des périmètres de protection du captage (Dominici *et al.*, 1992). Les principaux éléments de cette étude sont présentés ci-après.

Le bassin d'alimentation de la source de Fontanetto (11045X0103/FONTAN) est situé sur les communes de Barbaggio, Poggio d'Oletta et Furiani. Il s'étend du col de Teghime (536 m) au nord, au Monte alla Torre (852 m) au sud. Il est plus ou moins bordé au nord et à l'ouest par la D38 qui mène à Oletta.

La source de Fontanetto se situe sur la commune de Barbaggio et donne naissance au ruisseau de Brietta. Elle sourd à environ 350 m d'altitude sur le flanc ouest du Monte Secco (662 m).

Les précipitations annuelles moyennes sur le secteur sont relativement faibles et sont d'environ 650 mm (période de 1970 à 2000).

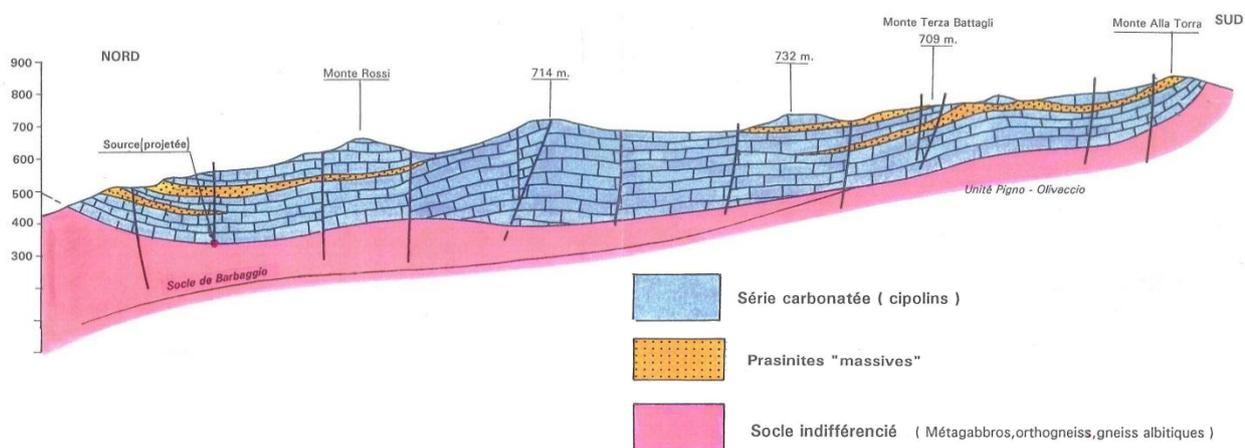
Le bassin d'alimentation de la source de Fontanetto se développe dans l'écaïlle du Pigno-Olivaccio du Domaine des Schistes Lustrés. Ce massif est composé d'un socle métamorphique et métasédimentaire ainsi que d'un ensemble ultramafique de serpentinites.

Le bassin, qui correspond aux formations de socle métasédimentaire, est principalement constitué de cipolins et quartzites auxquels sont associés des métagabbros et metabasaltes (carte à l'annexe 5). L'accumulation de cipolins et quartzites peut atteindre 300 m d'épaisseur au niveau de la source de Fontanetto. Ces formations constituent des bancs dépassant rarement une vingtaine de mètres d'épaisseur séparés par des niveaux de metabasaltes (prasinites) discontinus. Les cipolins, intensément plissés, sont affectés de plis isoclinaux couchés dans le plan de foliation.

Les formations qui constituent le substratum du bassin font également parties de l'unité du Pigno-Olivaccio. Il s'agit d'un socle métamorphique principalement composé de métagranites et métagabbros.

Les plissements des formations géologiques en place au Miocène inférieur se traduisent par une série d'anticlinaux et de synclinaux d'axe nord-sud à nord nord-est sud sud-ouest dans les formations du Cap-Corse. Les monts Alla Torre se situent le long de l'un de ces anticlinaux. La partie sommitale de l'anticlinal est légèrement déformée par un repli prenant l'aspect d'une gouttière. Cette gouttière affecte le socle du bassin ainsi que les cipolins et quartzites ; l'ensemble s'abaisse vers le nord (Illustration 90).

Les formations du bassin sont également affectées d'un système très serré de diaclases et failles verticales et subverticales globalement orientées nord-ouest sud-est. Les niveaux de cipolins et quartzites sont ainsi morcelés et découpés en plans perpendiculaires à la foliation qui est horizontale.



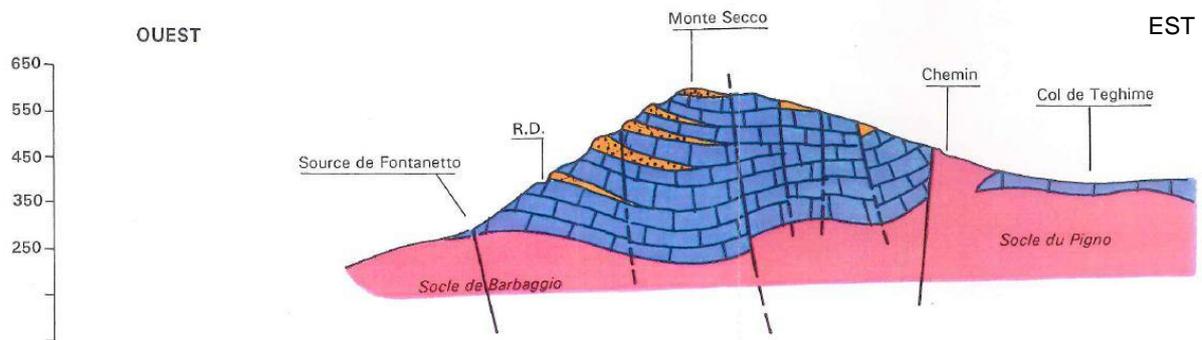


Illustration 90 : Coupes géologiques interprétatives du bassin d'alimentation de la source de Fontanetto (Dominici et al., 1992)

Les cipolins et quartzites constituent les formations aquifères du bassin et les métagabbros et métagranites constituent le substratum imperméable.

L'ensemble des cipolins et quartzites et l'allure synforme de l'ensemble du massif sont favorables à la circulation des eaux et à leur infiltration et constituent un aquifère. La gouttière que forme le bassin, marquée par les pendages des cipolins, est dissymétrique, les bords étant plus relevés à l'est et au sud qu'à l'ouest et au nord. Ainsi, l'écoulement des eaux est privilégié vers le nord-ouest, secteur de l'émergence de Fontanetto. La source constitue par ailleurs le seul point d'émergence visible d'importance du bassin. En outre, les surfaces d'éboulis, présentent dans plusieurs secteurs du bassin, favorisent l'infiltration des eaux de façon moins rapide que par l'intermédiaire des fractures affectant les cipolins.

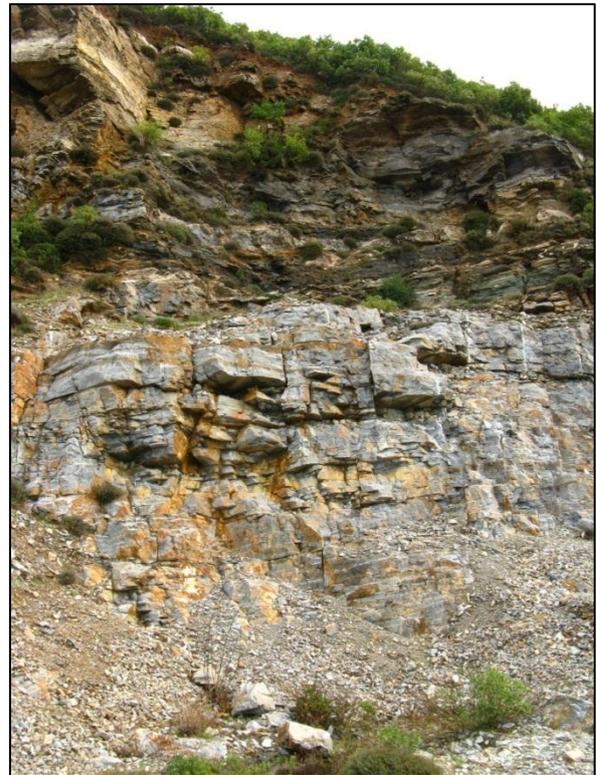


Illustration 91 : Photographies de bancs de cipolins constituant le bassin d'alimentation de la source de Fontanetto. A gauche : cipolins fracturés situés sur la partie sommitale du massif ; à droite : bancs de cipolins situés en contre-haut de la source, en bordure de la D38.

L'aquifère est alimenté par les eaux météoriques qui s'infiltrent sur toute l'étendue des affleurements carbonatés de la partie sommitale plus ou moins lapiazée et les flancs du massif. L'affleurement des cipolins constitue un bassin d'alimentation d'une surface d'environ 3,5 km².

Le suivi journalier du débit de la source sur la période du 07/08/1991 au 15/10/1992 a mis en évidence pour cette année un débit moyen de 20,58 l/s, un débit minimal de 15,99 l/s le 27/10/1991 et un débit maximal de 44,25 l/s le 25/11/1991. Ces débits font partie des plus importants connus sur la Corse. A l'étiage le débit spécifique (débit divisé par la surface du bassin d'alimentation) est de 4,6 l/s/km². Le régime de la source a été qualifié de karstique, marqué d'une part par une augmentation rapide du débit de la source lors de précipitations traduisant une transmission rapide de l'onde de crue dans le réseau fissuré en grand et d'autre part par un tarissement amorti mettant en évidence la vidange de la porosité en petit de la roche.

8.2.2. Monte Canarinco

Le Monte Canarinco est un massif de cipolins et quartzites situé à l'est du col de Teghime (Illustration 92 et Illustration 93) et directement au nord-est du bassin d'alimentation de la source de Fontanetto (cf. chapitre 8.2.1 précédent). De façon comparable à la source de Fontanetto, les cipolins reposent sur un socle de métagranites et métagabbros. Une source connue des spéléologues (Comité départemental de Spéléologie de Haute-Corse) est localisée au contact entre les cipolins et les métagranites qui semblent constituer un substratum peu perméable favorisant son émergence (Illustration 92).

Le massif du Canarinco présente des traces de karstification notables telle qu'une petite cavité nommée « Etrangement de Canarinco » et des traces de dissolution sur la partie sommitale du massif (Illustration 93).

La source ne figure pas dans la BSS et n'a semble-t-il jamais fait l'objet d'étude. La source n'a pas pu être visitée dans le cadre de la présente étude, le chemin d'accès n'ayant pas été démaquisé depuis longtemps. Mais de mémoire de spéléologue, son débit serait relativement important et pérenne.

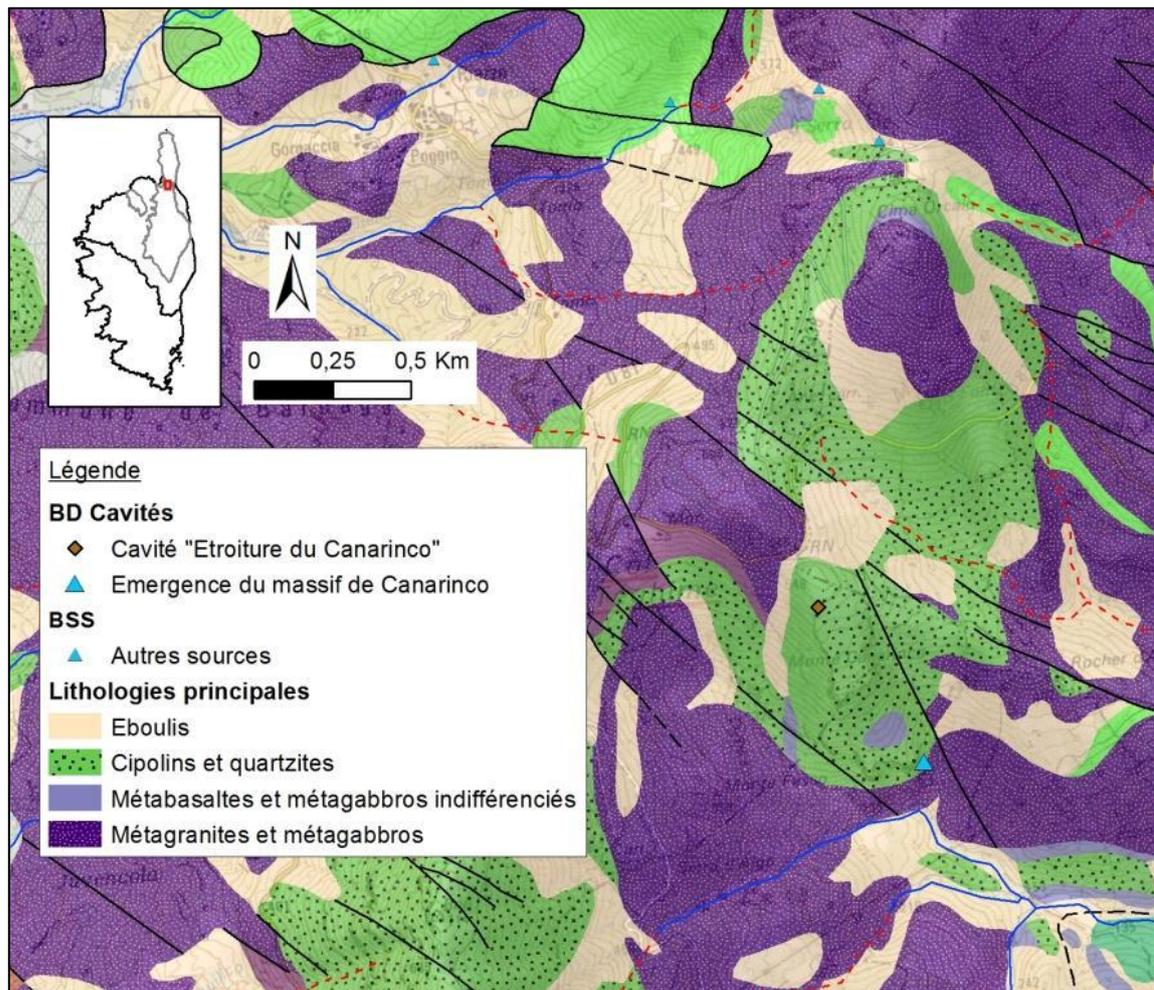


Illustration 92 : Localisation du Monte Canarinco et de son émergence sur fond de la carte géologique harmonisée au 1/50 000.

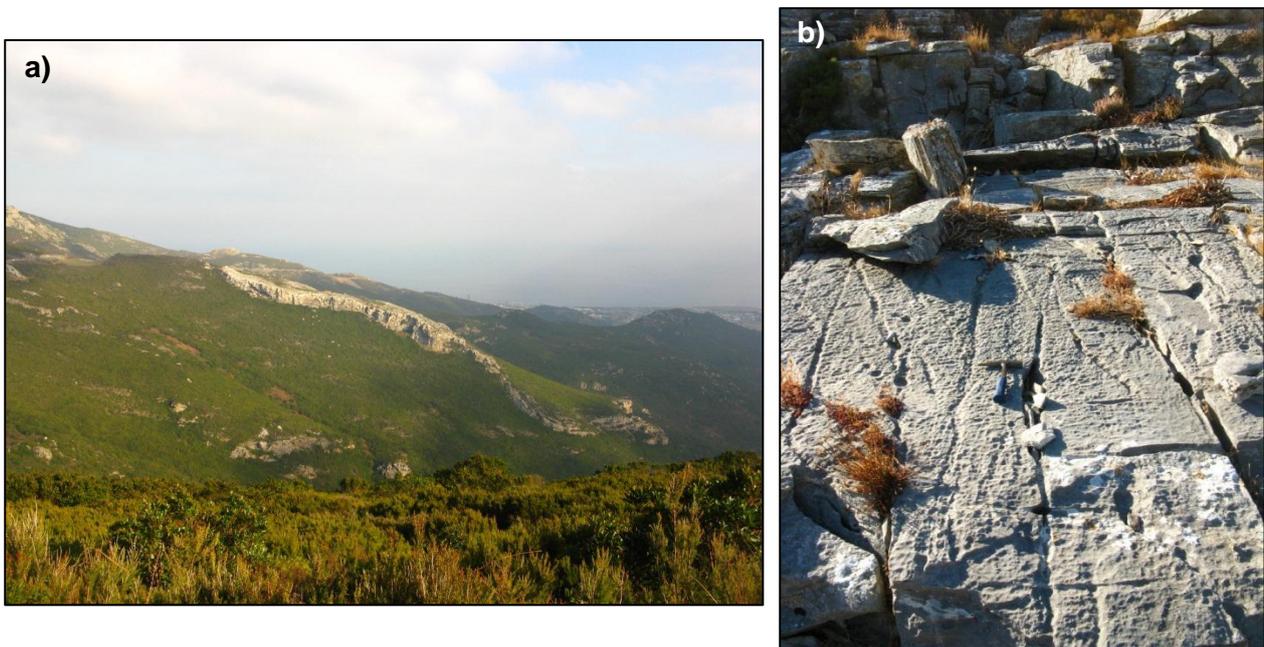


Illustration 93 : Formation de Cipolins du Monte Canarince en discordance sur le socle de métagabbros et métagranites faisant partie de l'éclaille du Pigno-Olivaccio : a) vue des cipolins plissés et affectés de failles depuis la crête au sud du col de Teghime, b) affleurement du cipolin fracturé présentant des traces de dissolution et correspondant à un lapiaz.

8.2.3. Source de la Glacière (Brando)

a) Contexte géographique et géologique

La source de la Glacière (11042X0120/BRANDO) est l'émergence qui présente les débits les plus importants du Cap-Corse. Elle est située sur la commune de Brando (carte à l'annexe 5), au nord de Bastia, en bordure littorale à 50 m NGF d'altitude. Elle est utilisée pour l'alimentation en eau potable de la commune.

Cette source est issue d'un massif de cipolins plus ou moins massifs coincés entre deux niveaux de prasinites et dans lesquels un réseau de conduits et de cavités pénétrables issus de la dissolution de la roche se développe (grotte de Brando). Les cipolins sont affectés de nombreuses fractures ouvertes probablement à l'origine de l'émergence. L'épaisseur de la formation atteint plusieurs dizaines de mètres.

Le débit d'étiage de la source est d'environ 10 l/s. D'après les données de suivi du débit de la source par la DIREN, la source aurait atteint un débit de 160 l/s lors d'une crue exceptionnelle en novembre 1993 (pluviométrie record sur la région).

L'extension du bassin d'alimentation de la source n'est pas connue mais dans l'étude de définition des périmètres de protection de la source de Dominici en 1991, il est admis que la source pourrait être alimentée par les massifs de prasinites environnants et par l'infiltration d'écoulements de surface issus du bassin versant du Traghetto situé directement au nord de la source (carte en annexe 5).



Illustration 94 : A gauche : falaise de cipolins surmontant l'émergence, à droite : falaise du massif de cipolins affleurant en amont de la source au niveau de l'ancienne carrière de e Torre.

Afin de caractériser le fonctionnement hydrogéologie de la source de La Glacière et de faire une description quantitative des phénomènes étudiés, une analyse fonctionnelle par traitement du signal des données issues du suivi de l'émergence a été réalisée.

b) Données disponibles

La source de La Glacière fait partie du réseau de suivi quantitatif des eaux souterraines de la Corse et suit la masse d'eau souterraine « Formations métamorphiques Corse Est ». Une sonde de pression permet le suivi de la hauteur d'eau au niveau du griffon de la source, dans un canal de concentration des écoulements.

La mesure est effectuée au pas de temps horaire et le suivi est réalisé depuis janvier 2009.



Illustration 95 : Griffon de la source de La Glacière et dispositif de suivi de la hauteur d'eau

La source est captée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Brando. Les prises d'eau sont situées au bout du canal d'écoulement, dans un petit bassin de décantation (Illustration 96). Elles influencent directement la hauteur d'eau mesurée car il n'y a pas de seuil entre le canal d'écoulement et le bassin de décantation qui permettrait d'isoler le dispositif de mesure des prises d'eau. La hauteur d'eau mesurée est également influencée par un système de seuil fermé par une trappe qui s'ouvre quand le niveau d'eau permet une poussée suffisante en période de crue. Cela engendre un cycle de quelques minutes qui fait remonter brusquement le niveau d'eau au-dessus des rebords du canal d'écoulement puis, une fois que la trappe s'ouvre, fait redescendre le niveau de l'eau très rapidement.

La pompe de la prise d'eau se déclenche en fonction du niveau dans le réservoir, sa mise en route n'est donc pas cyclique.

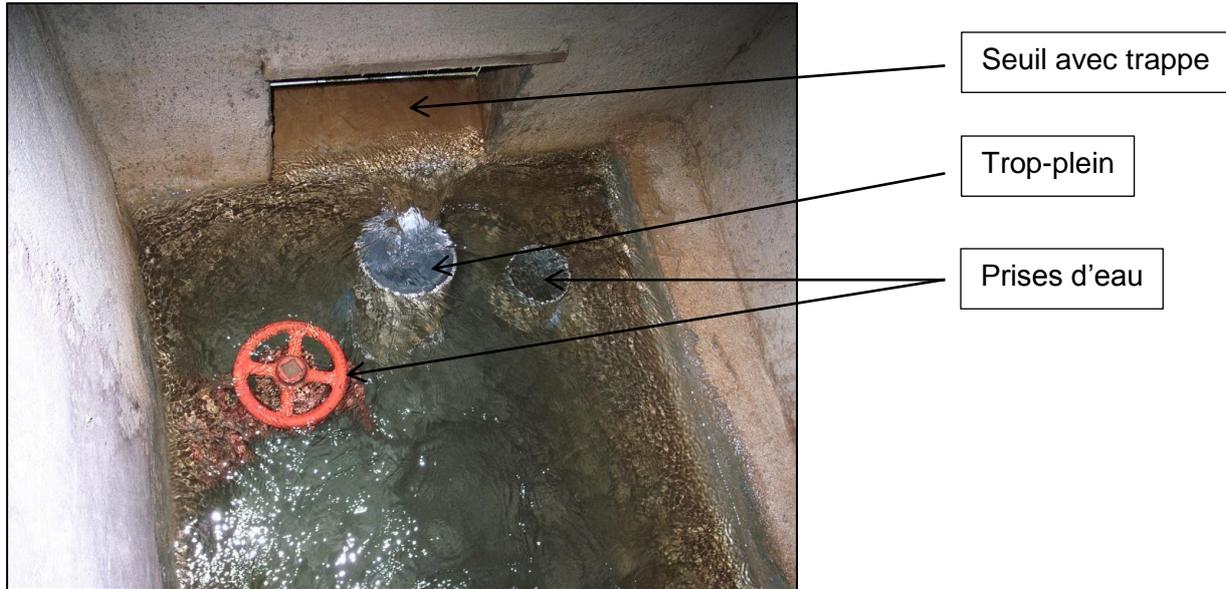


Illustration 96 : Bassin de décantation au bout du canal d'écoulement

Les données disponibles pour l'étude de la source sont (Illustration 97) :

- la chronique de profondeur de l'eau dans le canal d'écoulement du 29/01/2009 au 19/06/2013 au pas de temps horaire. La chronique des débits correspondante n'existe pas faute d'un aménagement du site permettant la mesure de débit et l'établissement d'une courbe de tarage donnant le débit en fonction de la hauteur d'eau ;
- la chronique de la température de l'eau de l'émergence s'étalant sur la même période au pas de temps horaire ;
- la chronique des précipitations enregistrées à la station de Météo France de Cap-Sagro (n°20 281 001, à 111 m NGF d'altitude, située à 4 km au nord de la source de La Glacière) du 01/01/2009 au 30/09/2011 au pas de temps journalier.

Afin de s'affranchir le plus possible de l'influence des prélèvements sur la chronique de la profondeur de l'eau, une chronique journalière a été constituée en sélectionnant la valeur de profondeur la plus faible chaque jour (donc le niveau le plus haut, Illustration 98).

La source est marquée par un cycle annuel. La chronique du niveau met en évidence une période de hautes eaux s'étalant globalement de octobre jusqu'à mai et une période d'étiage de juin à septembre. La superposition de la chronique du niveau de la source avec celle des précipitations (Illustration 99) montre la réactivité de la réponse de la source suite à un évènement pluvieux. La chronique semble également mettre en évidence un changement dans le mode d'alimentation de la source lors des phases de vidange qui est pointé sur l'illustration 98 par des flèches rouges. Cette modification traduit une diminution de la vitesse de vidange du réservoir qui pourrait correspondre à la contribution de fissures de taille plus petite que celles qui ont engendré l'augmentation rapide du niveau (et donc du débit) de la source suite à la sollicitation du système par les précipitations.

La variation de la température de l'émergence été / hiver présente une amplitude de 2 à 3°C selon les années. A l'étiage, la température plafonne à 14,3°C. La température évolue de façon inverse au débit de la source. A partir de l'automne et avec le retour des précipitations, la

température de l'eau, qui plafonnait à 14,3°C à la fin de l'étiage, diminue. Les précipitations qui s'infiltrent dans l'aquifère sont plus froides et viennent alimenter la source. Chaque évènement pluvieux engendre une diminution rapide de la température de l'eau. Lorsqu'il n'y a plus de précipitations et que l'étiage s'installe, la température de l'eau augmente progressivement et se met à l'équilibre avec l'encaissant dont la température doit être de 14,3°C.

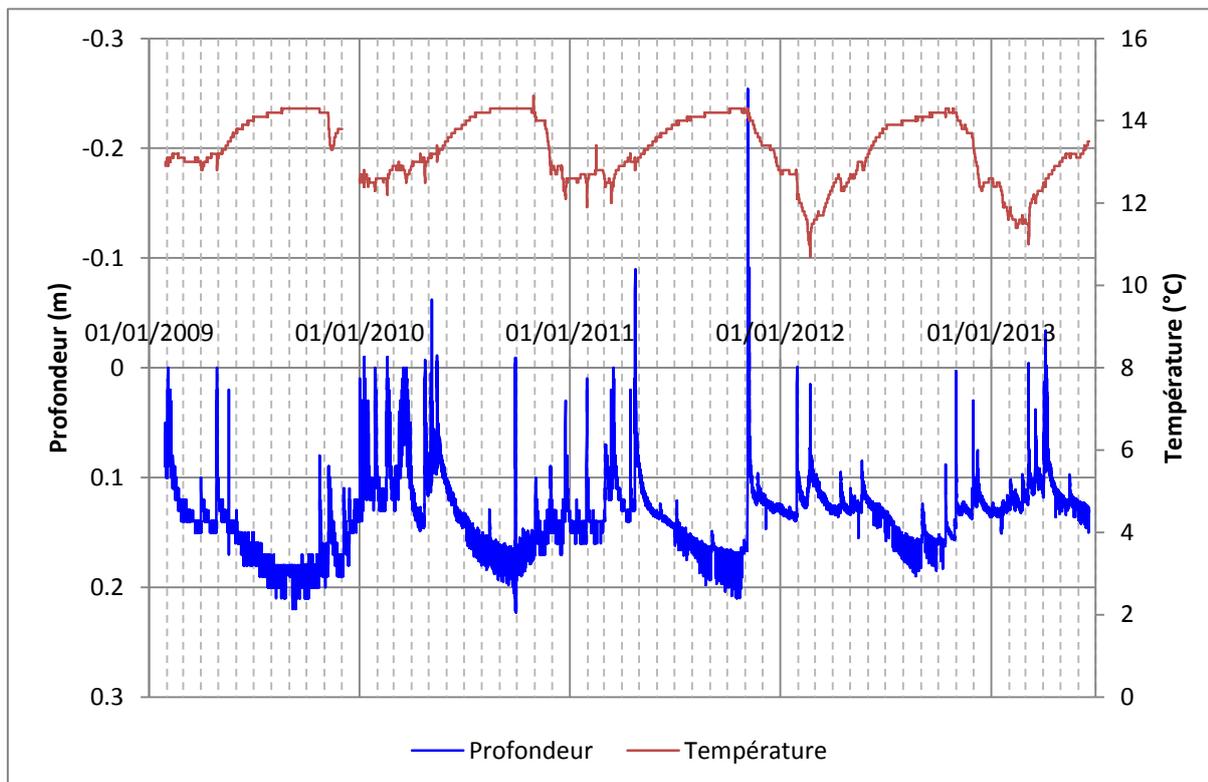


Illustration 97 : Profondeur de l'eau dans le canal d'écoulement de la source et température de l'eau entre 2009 et 2013 au pas de temps horaire. L'influence des prélèvements est bien marquée sur les périodes d'étiage.

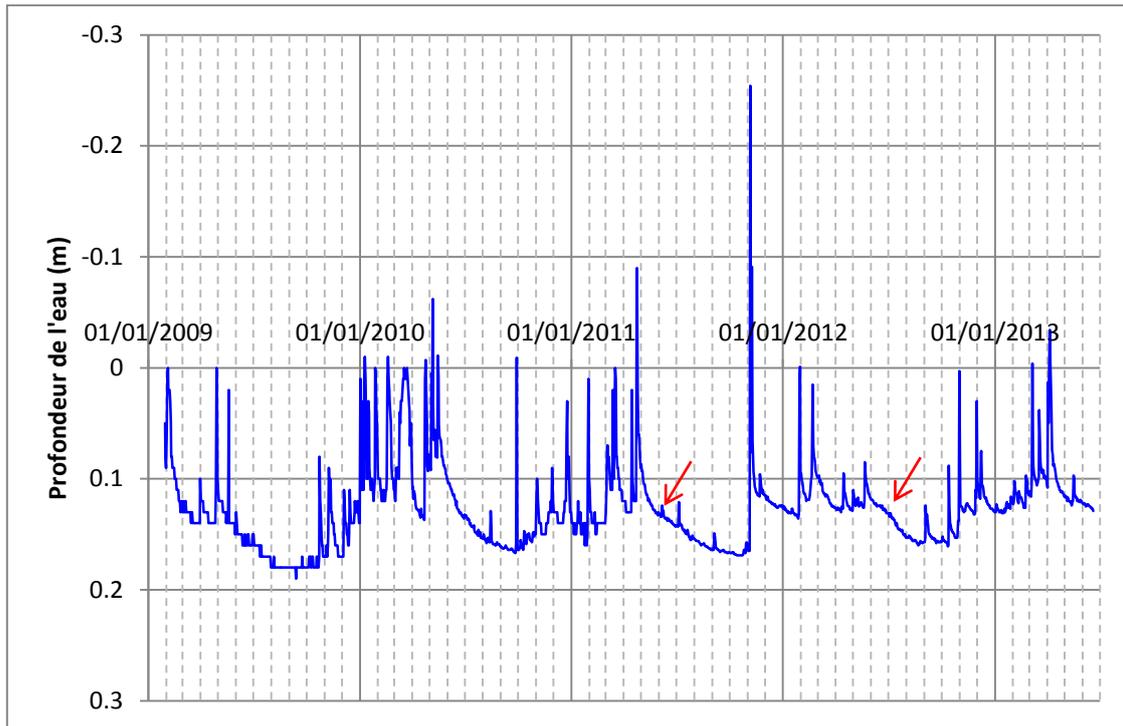


Illustration 98 : Chronique de la profondeur de l'eau du canal d'écoulement de la source au pas de temps journalier (sélection de la valeur minimale journalière). Les flèches rouges marquent une modification dans le mode d'alimentation de la source.

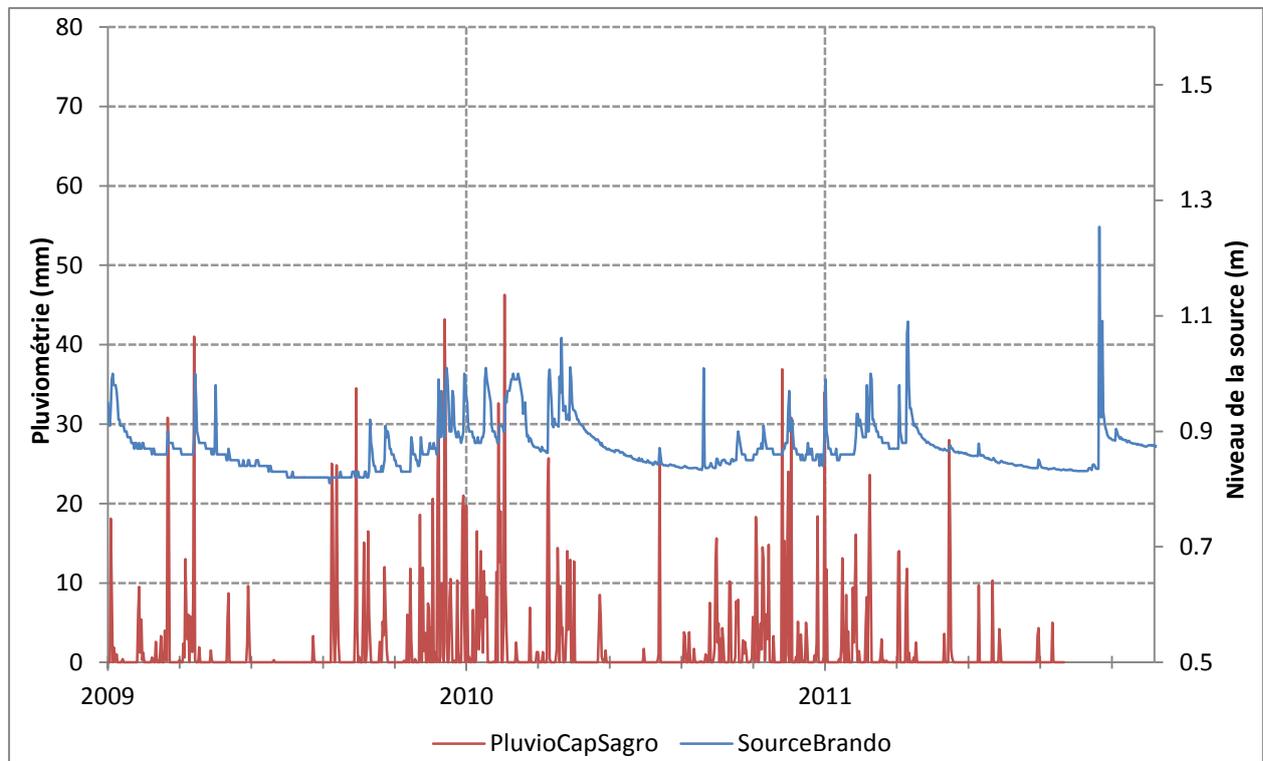


Illustration 99 : Pluviométrie à la station Météo France de Cap-Sagro et niveau de la source entre 2009 et 2011.

c) Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de la source par traitement du signal

• Principe de l'analyse par traitement du signal

Le principe de base de ces méthodes est d'assimiler le système aquifère à un filtre qui laisse plus ou moins passer l'information contenue dans un signal d'entrée (l'état du système ne dépend que des entrées plus ou moins récentes). Dans cette approche, l'aquifère est assimilé à une « boîte noire » dont la pluie et la piézométrie, par exemple, représentent respectivement l'entrée et la sortie. La méthode consiste donc à analyser et comparer des signaux d'entrées (précipitations, marée, etc.) et de sortie (piézométrie).

Les chroniques des signaux d'entrée et de sortie peuvent être traitées séparément dans le domaine temporel (analyse corrélatoire simple), ou dans le domaine fréquentiel (analyse spectrale simple) ou bien l'un par rapport à l'autre (analyses corrélatoire et spectrale croisées).

Concernant l'étude de la source de La Glacière, ce sont des analyses dans le domaine temporel qui ont été réalisées par l'intermédiaire des corrélogrammes simple et croisé.

Ces analyses ont été réalisées avec le logiciel Tempo qui a été développé par le BRGM (Pinault, 2007).

• Analyse corrélatoire simple (autocorrélation)

Dans une série temporelle, il peut exister une corrélation entre les valeurs successives de la série jusqu'à une certaine « portée » temporelle. C'est par exemple le cas des séries piézométriques, où la dépendance temporelle peut varier de quelques semaines à plusieurs mois (voire années) en fonction de l'inertie de l'aquifère.

Cette corrélation peut se mesurer par l'intermédiaire d'un coefficient d'autocorrélation qui représente la corrélation de la série avec elle-même, décalée d'un certain intervalle de temps. Les valeurs du coefficient d'autocorrélation en fonction du décalage temporel permettent d'établir un graphique appelé corrélogramme.

Pour des séries piézométriques ou de débits, la lecture de ce graphique fournit, entre autres informations, des indicateurs sur l'effet mémoire de la nappe. S'il y a aussi dans la série des cycles à certaines fréquences, le corrélogramme reproduit ces cycles à la même fréquence. Tout processus aléatoire marquant une tendance à long terme reproduira un corrélogramme dont la décroissance est lente. Dans le cas contraire, le corrélogramme tend plus ou moins rapidement vers 0, caractérisant ainsi le degré d'autocorrélation du processus stationnaire (processus aléatoire ne dépendant pas du temps, sans tendance à la hausse ou à la baisse dans le temps, comme la pluie par exemple, si elle n'est pas impactée par un changement climatique).

Résultats :

Le corrélogramme de la pluviométrie (Illustration 100) met en évidence une décroissance très rapide traduisant l'absence de toute tendance à long terme et mettant en évidence la stationnarité de la série. Exprimé autrement, cela signifie que les précipitations qui se produisent le jour j n'ont aucune influence sur les précipitations du jour $j+1$.

Le corrélogramme de la chronique de température de l'émergence présente une lente décroissance traduisant l'inertie de l'évolution de la température, contrairement à la pluviométrie

pour laquelle chaque évènement est indépendant du précédent et du suivant. Le corrélogramme présente également un phénomène d'une période de 361 jours, soit environ une année, marqué par un coefficient de corrélation élevé de 0,89. Ce phénomène peut être assimilé à la récurrence des pluies automnales qui se produisent chaque année à la même période.

Le corrélogramme du niveau de la source au pas de temps journalier présente un double pic à 361 et 403 jours avec des coefficients de corrélation respectivement de 0,36 et 0,37. Ce phénomène périodique peut également être assimilé à la récurrence des pluies automnales chaque année, traduisant la recharge annuelle de l'hydrosystème. Les différents « pics » affectant le corrélogramme sont liés à du « bruit mathématique » ; une chronique plus longue permettrait de lisser ces artéfacts.

Le corrélogramme du niveau de la source au pas de temps horaire ne met en évidence aucun phénomène périodique. Les pompages visibles sur la chronique brute n'apparaissent pas car ils ne sont pas cycliques, leur déclenchement n'est pas régulier.

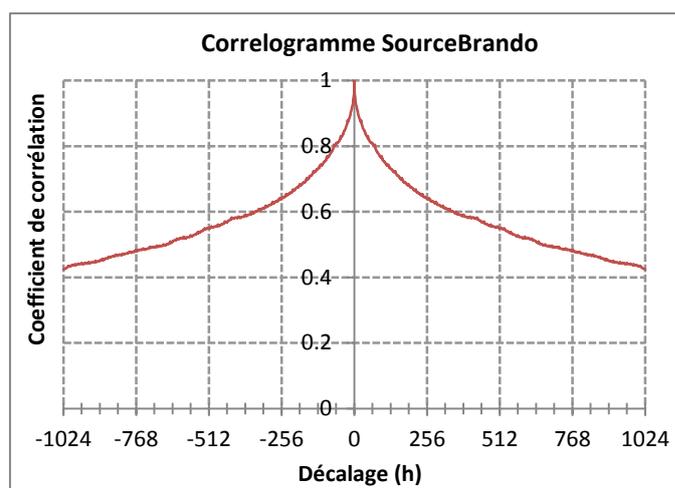
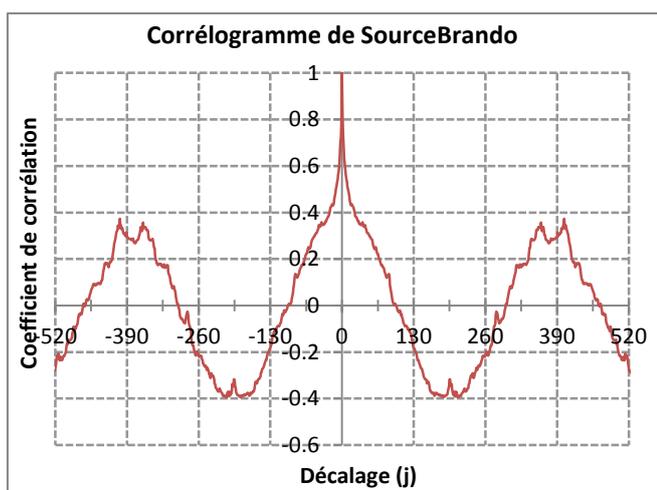
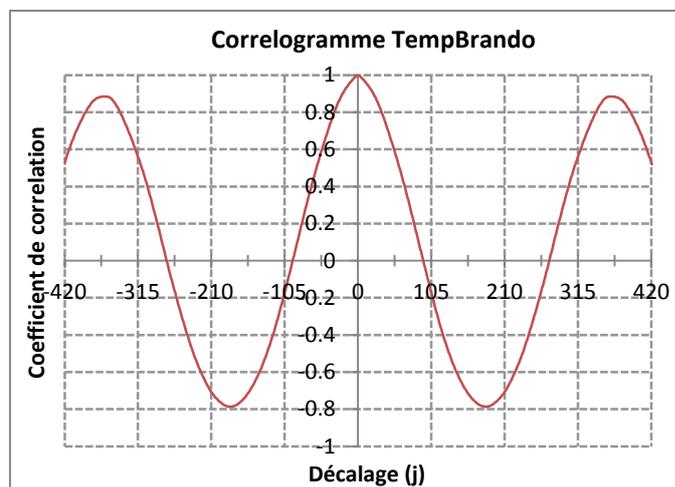
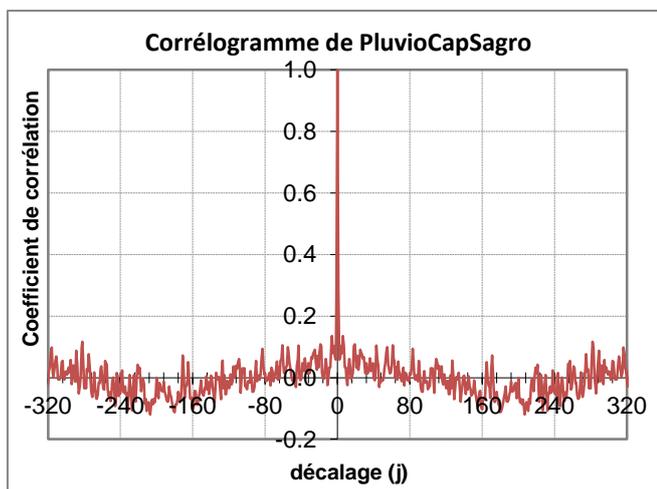


Illustration 100 : Corrélogrammes simples de la pluviométrie et de la température de la source au pas de temps journalier et corrélogrammes simples du niveau de la source de Brando au pas de temps journalier à gauche et au pas de temps horaire à droite.

• Corrélogrammes croisés

Le corrélogramme croisé permet d'analyser les relations de causalité entre deux séries et fournit une indication sur la réponse impulsionnelle du système. Il formalise la relation entrée-sortie d'un système et donc la fonction de transfert (au sens de la théorie du signal). Par exemple, le corrélogramme croisé de la pluviométrie (entrée) avec la piézométrie (sortie) permet d'obtenir une estimation du temps de réponse moyen de l'aquifère suite à un épisode pluvieux.

Résultats :

Le corrélogramme croisé (au pas de temps journalier) de la pluviométrie au Cap-Sagro avec le niveau de la source de La Glacière donne un coefficient de corrélation maximal pour un jour de décalage traduisant la forte réactivité de l'aquifère suite à un épisode pluvieux. Le coefficient de corrélation est de 0,33, ce qui est relativement faible. Cela signifie que le signal de la pluviométrie est filtré. La superposition de la chronique du niveau de la source avec celle de la pluviométrie (Illustration 99) met en évidence que certains événements pluvieux ne donnent pas lieu à une augmentation du niveau de la source ou une augmentation trop faible pour être cohérente avec l'intensité de l'évènement pluvieux. Ce phénomène s'explique par le fait que l'apparition et l'intensité d'un évènement pluvieux peut varier sur de courtes distances (contexte montagneux favorable).

D'après la forme de la réponse impulsionnelle du corrélogramme pluie / niveau, la corrélation des deux signaux, bien que marquée par un pic à 1 jour, perdure jusqu'à environ 130 jours avant de diminuer plus rapidement jusqu'à 240 jours. Ce corrélogramme traduit dans un premier temps une réponse rapide du système à une sollicitation par des pluies (pic à 1 jour) qui se matérialise par une infiltration de l'eau du massif vers la source par les fractures et conduits les plus ouverts et d'autre part une réponse plus lente qui correspond probablement à l'infiltration de l'eau dans le massif via le réseau de fissures plus petites qui entraîne un retard dans le transfert de l'eau vers l'exutoire et donc l'amortissement de la vidange du réservoir. Ce type de réponse impulsionnelle peut traduire un fonctionnement de type double porosité caractéristique des aquifères karstiques.

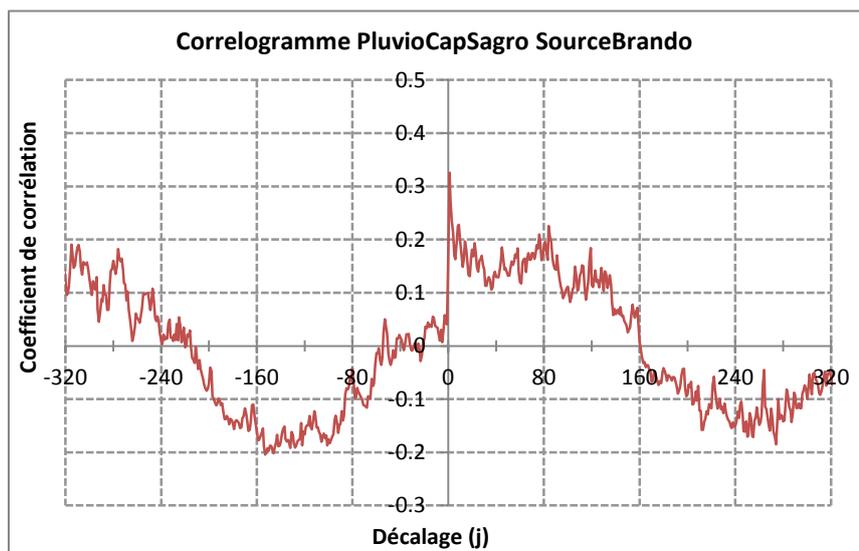


Illustration 101 : Corrélogramme croisé au pas de temps journalier entre la pluviométrie et le niveau de la source.

Le corrélogramme croisé de la pluviométrie (entrée) avec la température de la source (sortie) présente une anti-corrélation entre ces deux variables s'expliquant par le fait que l'infiltration de la pluie (froide) dans l'aquifère entraîne une diminution de la température de l'eau, et non une augmentation. Le coefficient de corrélation est maximal à 1 jour (-0.21), en cohérence avec le croisement de la pluie avec le niveau de la source. La corrélation se maintient à -0.21 sur une période d'environ cinquante jours, soit la période pendant laquelle la dernière pluie influence encore la température de l'émergence avant que celle-ci ne se mette petit à petit en équilibre avec l'aquifère.

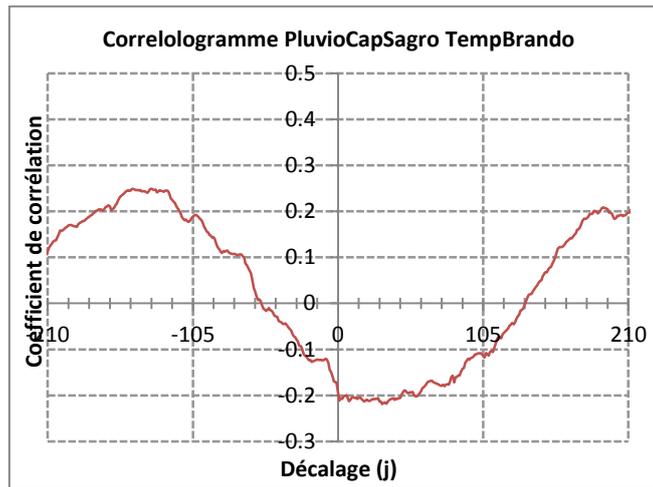


Illustration 102 : Corrélogramme croisé de la pluviométrie avec la température de la source au pas de temps journalier.

Il serait intéressant de coupler le suivi niveau et température de la source à un suivi de la conductivité électrique afin de voir si l'infiltration de l'eau de pluie dans l'aquifère, notamment lors des importants épisodes pluvieux automnales, engendre la remobilisation d'eaux plus évoluées (et donc plus minéralisées) stockées dans l'aquifère par « effet piston », par exemple.

L'analyse des chroniques du niveau de la source, de sa température et de la pluviométrie au Cap Sagro par traitement du signal a permis de quantifier les phénomènes influençant le niveau (et donc le débit) de la source et ainsi de caractériser les processus de son alimentation.

Ces analyses ont ainsi mis en évidence le caractère karstique de l'aquifère qui semble se manifester par une double réponse liée à une double porosité du massif de cipolins : d'une part la forte réactivité de l'aquifère suite aux précipitations (moins de 1 jour) qui traduirait l'existence de circulations rapides au sein du massif, et d'autre part la réponse plus lente qui correspondrait à la vidange des petites fissures du massif (matrice).

9. Bilan préliminaire du potentiel aquifère par l'analyse du tarissement de quatre cours d'eau

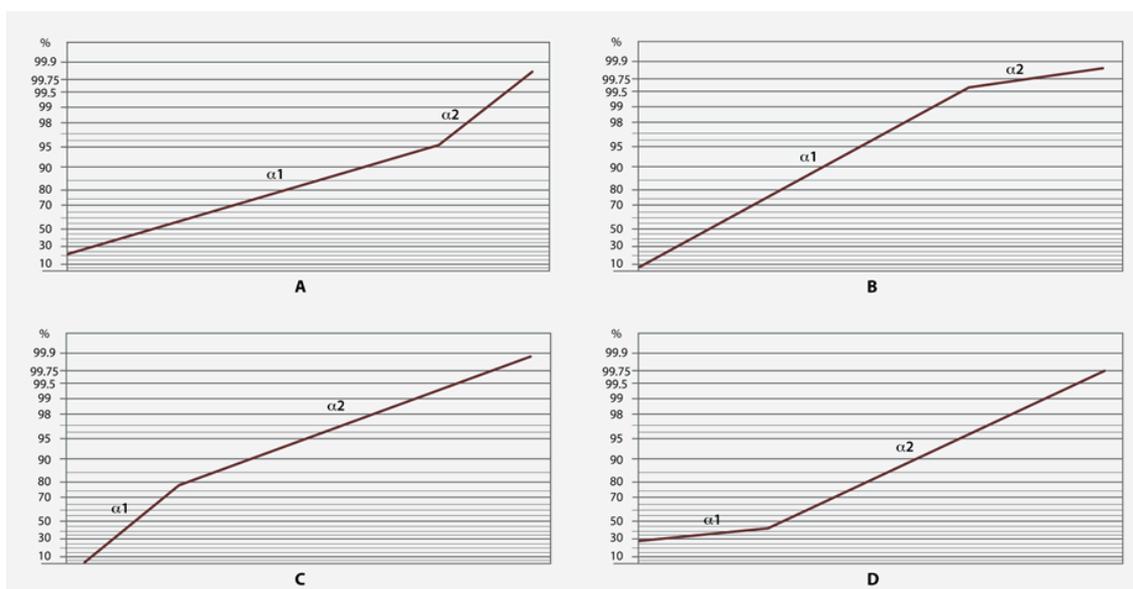
Une évaluation des volumes dynamique issus de la vidange des aquifères de plusieurs cours d'eau a été menée afin de réaliser un premier bilan du potentiel aquifère des formations de la Corse alpine. Au préalable, les données de débits des cours d'eau ont fait l'objet d'une analyse des débits classés afin d'identifier les modifications de comportement hydrodynamique et de repérer les éventuelles influences de prélèvements (prises d'eau). Pour l'évaluation des volumes dynamiques, deux méthodes complémentaires ont été mises en œuvre : la formule de Maillet appliquée à la période de récession et le « Base flow index » appliqué sur toute la chronique.

9.1. PRINCIPE DE L'ANALYSE DES DEBITS CLASSES

La méthode des débits classés a pour objet de caractériser les différents régimes d'écoulement observables sur un exutoire. Le principe général est d'identifier des événements particuliers (fuites, mises en réserve) à partir de modifications qu'elles induisent sur l'hydrogramme.

Cette méthode, proposée par Mangin (1975) et mise au point initialement pour des débits de source en région karstique, consiste à classer les débits par « classes de débits », à calculer la fonction de répartition empirique de la série, à reporter les résultats sur un graphique présentant une échelle de probabilité de type Log-normal et enfin à repérer les ruptures de pente traduisant des modifications du comportement hydrodynamique.

L'interprétation des diagrammes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative, anomalies représentées par des variations de pente α . L'information obtenue sur le fonctionnement du système est différente selon que des ruptures apparaissent dans la partie du graphique relative aux forts ou aux faibles pourcentages de fréquences cumulées. Divers cas de figures peuvent être envisagés, comme le montre l'illustration 103 et l'illustration 104 ci-après, appliqués aux sources de systèmes karstiques.



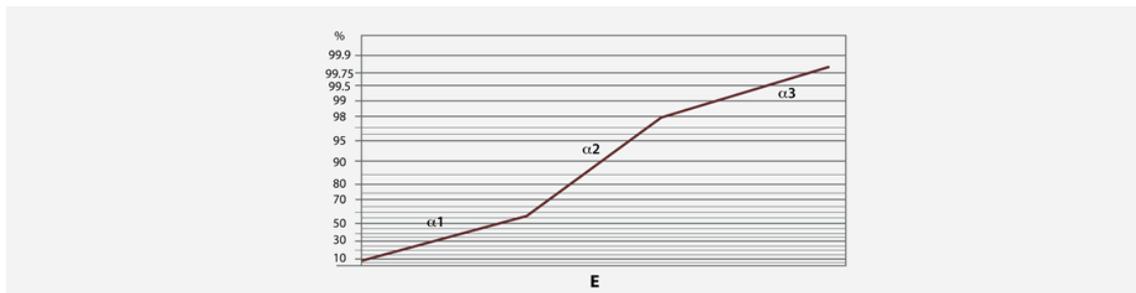


Illustration 103 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996). En ordonnées figure le pourcentage de fréquence d'apparition du débit cumulé et en abscisse les débits mesurés. Les données apparaissent dans un graphique gaussien-logarithmique.

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation(s)
A	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts pourcentages de fréquence cumulée	<ul style="list-style-type: none"> - Mise en fonctionnement de trop-pleins - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
B	$\alpha_2 < \alpha_1$	Forts pourcentages de fréquence cumulée	<ul style="list-style-type: none"> - Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles pourcentages	<ul style="list-style-type: none"> - Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha_2 > \alpha_1$	Faibles pourcentages	<ul style="list-style-type: none"> - Constitution d'une réserve
E	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture	<ul style="list-style-type: none"> - Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

Illustration 104 : Interprétation des ruptures de pente des droites caractéristiques des débits classés pour des sources karstiques (Marsaud, 1996).

9.2. CALCUL DU VOLUME DYNAMIQUE DE VIDANGE DES AQUIFERES PAR L'ANALYSE DU TARISSEMENT

L'analyse du tarissement d'un cours d'eau (diminution du débit au cours du temps lorsqu'il n'y a plus de précipitations et correspondant à la vidange de l'hydrosystème, Illustration 105) permet d'obtenir des informations sur les caractéristiques des aquifères qui participent au soutien des écoulements.

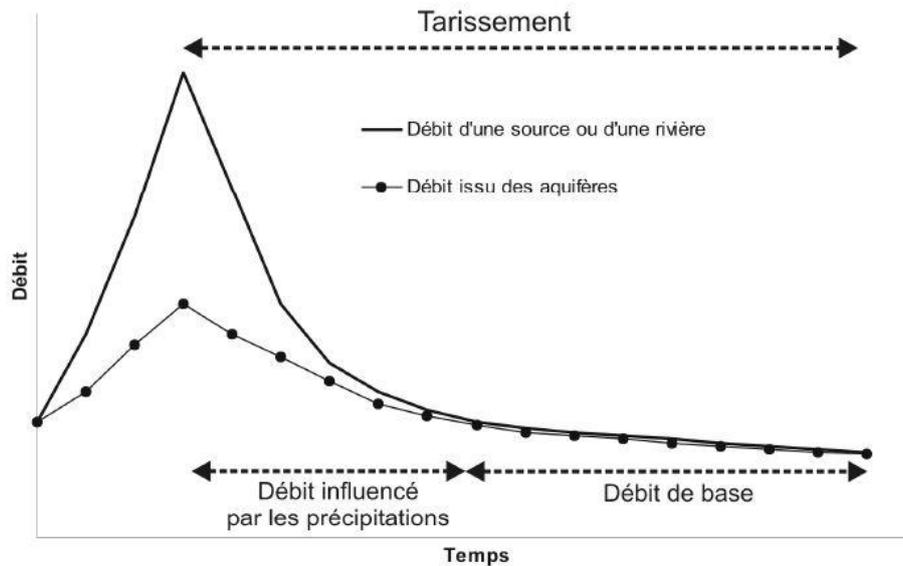


Illustration 105 : Caractéristiques d'un hydrogramme et identification de la phase de tarissement (d'après Caballero et al., 2007, modifié à partir de Dewandel et al., 2002).

Un grand nombre de travaux a été réalisé sur l'analyse du tarissement depuis plus d'un siècle, notamment sur les aquifères poreux ou considérés comme équivalents. Ces travaux ont donné lieu à différentes formulations conceptuelles de ce phénomène qui diffèrent suivant les bases sur lesquelles elles s'appuient (physiques ou empiriques). Une revue des méthodes existantes est proposée dans Dewandel *et al.*, 2002.

Deux parties peuvent être distinguées sur les courbes de récession et correspondent à un comportement hydraulique d'un des deux réservoirs définis :

- la décrue, qui correspond au débit influencé par les précipitations et durant laquelle l'infiltration de l'eau influence la vidange du réservoir ;
- la période du débit de base, qui débute à l'instant où le débit d'infiltration devient nul correspond à la vidange du réservoir de la zone noyée et obéit à la loi de Maillet.

La description analytique du modèle se fait à l'aide de la formule suivante :

$$\text{Equation 1} \quad Q(t) = \varphi(t) + \psi(t)$$

Où $\varphi(t)$ décrit la vidange de la zone noyée et $\psi(t)$ se rapporte au fonctionnement de la zone d'infiltration.

La vidange de la zone noyée est décrite par le modèle de Maillet. Il s'agit d'une solution analytique approximative de l'équation de diffusivité. Cette formule considère que le tarissement d'une source ou d'une rivière peut être assimilé à la vidange d'un réservoir au travers d'un bouchon poreux situé à sa base. L'équation de la vidange est alors de forme exponentielle (équation 1 ci-après), où Q_{R0} est le débit initial (m^3/s) c'est-à-dire le débit de tarissement extrapolé à la date du pic de crue (ne possède donc aucune réalité physique) et α (j^{-1}) est le coefficient de tarissement exponentiel qui est fonction des paramètres physiques du modèle de bouchon poreux.

$$\text{Equation 2} \quad \varphi(t) = Q_{R0} \times e^{-\alpha t}$$

Cette formulation sous une forme exponentielle indique que lorsque l'on se place dans un repère de coordonnées semi-logarithmique, la diminution du débit au cours du temps, hors influence des précipitations, peut être assimilée à une droite d'ordonnée à l'origine Q_0 et de pente α .

Le modèle utilisé pour décrire la fonction d'infiltration (la décrue) est la formulation de Mangin. Mangin propose l'utilisation d'une formule empirique (fonction homographe) :

$$\text{Equation 3} \quad \psi(t) = q_0 \frac{1-\eta t}{1-\varepsilon t}$$

Avec q_0 débit d'infiltration (m^3/s) à l'instant t_0 marquant la pointe de crue

ε coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (j^{-1})

η coefficient de vitesse d'infiltration (j^{-1}) qui est égal à l'inverse du temps d'infiltration (t_i).

Cette formulation a été utilisée pour simuler le tarissement des écoulements entre le pic de crue et le début de l'étiage.

L'étude du tarissement d'un écoulement consiste donc à essayer d'approcher la forme de l'hydrogramme au cours de la période dite de « débit de base » à l'aide des courbes représentatives des formulations décrites ci-dessus. Le problème consiste pour cette opération à bien délimiter le moment où les débits ne sont plus influencés par les précipitations.

L'intégration de la formule de Maillet entre $t = 0$ (début du tarissement) et $t = \infty$ (fin du tarissement), permet de déterminer le volume d'eau souterraine pouvant être drainé par la rivière. Ce volume, appelé « volume dynamique », V_d , exprimé en m^3 , peut être calculé grâce à l'équation 4 :

$$\text{Equation 4} \quad V_d = \frac{Q_0}{\alpha} \times 86400$$

Ce volume fournit ainsi une estimation de la ressource en eau souterraine (participant au débit du cours d'eau) contenue dans le bassin versant étudié. Cette estimation correspond cependant à un volume minimal de la ressource potentiellement disponible, puisque les aquifères du bassin étudié peuvent contenir de l'eau à des profondeurs inférieures au niveau de base que constitue le cours d'eau et ne pouvant être captées que par forage.

L'estimation de ce volume dynamique pour plusieurs années de situation hydrique différente (sèche à humide) permet d'évaluer l'effet de la recharge.

Les points de rupture identifiés par la méthode des débits classés permettent de guider l'analyse du tarissement et d'identifier les débits initiaux (Q_0) correspondant au point de départ de l'arrêt du ruissellement de surface et au début de la vidange de l'aquifère à proprement dite.

Dans les graphiques des résultats, les débits sont présentés sur une échelle logarithmique. L'échelle logarithmique place les valeurs sur l'axe en progression exponentielle et ainsi comprime les grands nombres en les rapprochant de 1 et dilate les nombres inférieurs à 1, facilitant l'analyse des débits d'étiage.

9.3. AUTRE APPROCHE DU TARISSEMENT : LE « BASE FLOW INDEX »

Le « base flow index » (BFI) a été développé lors d'une étude sur les écoulements lents au Royaume-Uni sur la nappe de la craie (Institute of Hydrology, 1980).

Le BFI est un indice qui correspond au rapport du débit de base sur le débit total calculé à partir d'un hydrogramme. Les valeurs de l'indice s'étalent de 0,9 pour un bassin versant perméable avec un régime d'écoulement très stable et une bonne capacité de stockage, à 0,15 – 0,2 pour un bassin versant très peu perméable caractérisé par la survenance de crues éclairs et au sein duquel le ruissellement est majoritaire.

La séparation du débit de base est réalisée à partir de séries de débit journalier. Le débit minimum de chaque période consécutive de 5 jours (qui ne se recouvrent pas) est calculé et les points d'inflexion de cette séquence de minimums sont identifiés. Les points d'inflexion, qui sont définis comme des points qui appartiennent à la courbe du débit de base, sont connectés les uns aux autres pour obtenir la courbe du débit de base de l'hydrogramme. Du fait du mode de calcul, la séparation du débit de base ne peut commencer au premier jour de la chronique et ne peut finir sur la dernière valeur.

L'avantage de cette méthode d'évaluation du débit de base d'un hydrogramme, contrairement aux formulations qui permettent la simulation de la période de tarissement seule, est d'être mise en œuvre sur l'ensemble de la chronique, incluant les phases de crue. Le BFI permet de calculer le volume de base correspondant à la vidange des aquifères sur toute l'année. Il est donc possible de comparer cette lame d'eau aux précipitations annuelles moyennes et ainsi d'estimer la part d'eau précipitée qui s'est infiltrée et qui a participé à la recharge des aquifères.

Il est cependant à noter que la méthode du « Base Flow Index » a été développée et validée pour des aquifères poreux (nappe de la craie), elle n'a pas été validée sur des milieux fissurés telle que la Corse alpine. Il semblait cependant intéressant de la mettre en œuvre dans la présente étude afin notamment d'obtenir une première estimation de la part d'eau précipitée qui est restituée au cours d'eau via la vidange des aquifères.

Les résultats de l'utilisation des formules de Maillet et Mangin et du BFI sont présentés dans les sous-chapitres suivants par bassin versant puis les résultats des quatre bassins versant sont comparés entre eux.

9.4. DONNEES DISPONIBLES

La zone d'étude recense quatre stations limnimétriques qui sont suivies par la DREAL et dont les chroniques de débits sont bancarisées dans la Banque Hydro (<http://hydro.eaufrance.fr>) :

- l'Aliso à Santo-Pietro-di-Tenda (Prise de Padula), station Y7505020 ;
- le Bevinco à Olmeta-di-Tuda (Lancone), station Y7315010 ;
- la Bravona à Tallone (site du barrage envisagé), station Y9215030 ;
- et le Luri à Luri (lieu-dit Piazza), station Y7415220.

La période de recouvrement des données des quatre stations s'étale de 2001 à 2009. Sur cette période n'ont été retenues que les années pour lesquelles les données ont été qualifiées de correctes par la DREAL dans la banque Hydro, correspondant aux années de 2002 à 2005 et l'année 2009.

La localisation des quatre bassins versant étudiés est présentée dans l'illustration 107. Le tableau ci-dessous regroupe les principales caractéristiques issues de la banque Hydro des quatre bassins versant étudiés.

Parmi les quatre cours d'eau, le fleuve de la Bravona présente les débits les plus élevés et le bassin versant le plus étendu, tandis que le Luri présente les débits les plus faibles et le bassin versant le plus petit.

BV	Superficie (km ²)	Préc ann moy (mm)	Alt station (m NGF)	Pente moy du cours d'eau (%)	Module ¹		QMNA5 ²		VCN3 ³ Quinquennale sec	
					m ³ /s	l/s/km ²	m ³ /s	l/s/km ²	m ³ /s	l/s/km ²
Aliso	33	930	75	11	0.240	7	0.004	0.12	Non calculé	-
Bevinco	54	950	209	6	0.390	7	0.037	0.69	0.025	0.46
Bravona	66	1100	100	7	0.816	12	0.082	1.24	0.051	0.77
Luri	17	880	85	11	0.198	12	0.002	0.12	0.001	0.06

Illustration 106 : Caractéristiques des quatre bassins versant étudiés

¹ C'est la moyenne des débits annuels sur une période d'observation suffisamment longue pour être représentative des débits mesurés ou reconstitués.

² Débit mensuel quinquennal sec (débit minimum se produisant en moyenne tous les 5 ans)

³ Débit minimal annuel enregistré sur 3 jours consécutifs.

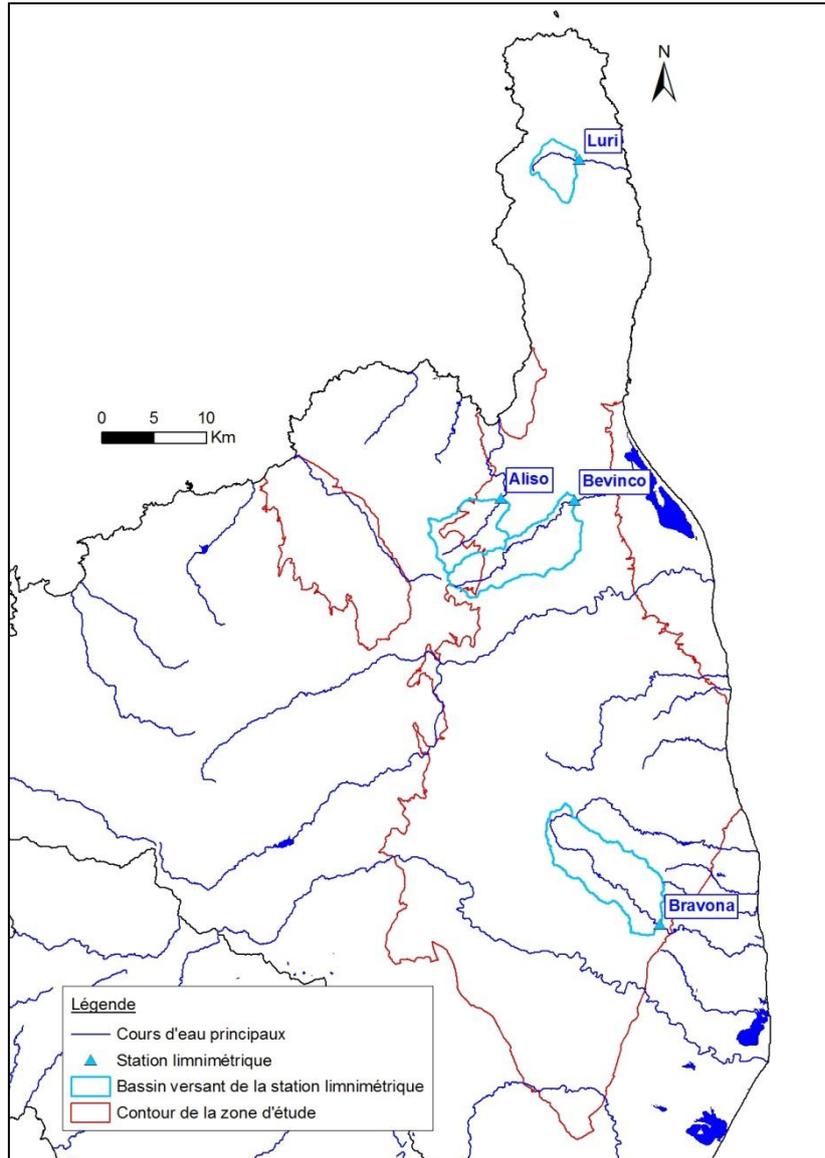


Illustration 107 : Localisation des bassins versant des stations limnimétriques de l'Aliso, du Bevinco, de la Bravona et du Luri.

9.5. SITUATION CLIMATIQUE DE LA PERIODE D'ANALYSE

L'analyse du tarissement des cours d'eau nécessite la connaissance de la situation climatique pendant les périodes étudiées afin de prendre le recul nécessaire dans l'interprétation des données.

Les bulletins de situation hydroclimatique de la Corse que publie la DREAL (et l'ex-DIREN) chaque mois (<http://www.corse.eaufrance.fr/>) et contenant un point sur la situation pluviométrique ont permis de déterminer la situation climatique de chaque année hydrologique étudiée. Ces informations sont synthétisées dans le tableau ci-après.

Année hydrologique	Situation climatique
2001 / 2002	Situation sèche à très sèche d'octobre 2001 à mars 2002. Situation humide de juin à août avec des événements pluvieux perturbant le tarissement des hydrosystèmes.
2002 / 2003	Situation normale d'octobre 2002 à janvier 2003. Situation très sèche au printemps et à l'été avec cependant quelques épisodes pluvieux pendant l'étiage.
2003 / 2004	Situation normale à humide de septembre 2003 à janvier 2004. Peu de précipitations en été donc tarissement peu perturbé.
2004 / 2005	Situation proche de la normale sur le printemps et l'été. Peu de précipitations en été donc tarissement non perturbé.
2008 / 2009	Situation proche de la normale à excédentaire sur l'année. Peu de précipitations en été donc tarissement non perturbé.

Illustration 108 : Caractérisation du contexte climatique en Corse sur les périodes analysées.

Les étiages 2002 et 2003 ayant été perturbés par des épisodes pluvieux, l'interprétation des données sur ces étiages est donc à prendre avec précautions.

9.6. BASSIN VERSANT DE L'ALISO

9.6.1. Contexte géographique et géologique

L'Aliso prend sa source en contre-bas du Bocca di Tenda (1219 m), dans le Nebbio, sur la commune de Sorio. Le cours d'eau est orienté sud-ouest nord-est sur la première moitié du parcours (correspondant à la partie étudiée ici), puis globalement sud-nord. Il se jette dans la mer Méditerranée, dans le golfe de Saint-Florent.

Le bassin versant de la station limnimétrique (Y7114020, Illustration 109), qui mesure 33 km², draine à la fois des formations de socle granitique (partie ouest) et des formations métamorphiques « alpines ».

Sur la partie ouest, représentant environ 35 % du bassin versant, les formations de socle drainées sont des granitoïdes et des formations du complexe basique du Tenda (principalement des gabbros et des diorites).

L'autre partie du bassin est constituée de plusieurs formations métamorphiques alpines appartenant à l'Unité Supérieure du Domaine des Schistes Lustrés :

- principalement des metabasaltes et métagabbros. Elles représentent environ 42 % du bassin versant ;
- des cipolins et calcschistes qui présentent un faciès ardoisier marqué et qui constituent des formations métasédimentaires océaniques. Elles représentent environ 5 % du bassin ;
- des serpentinites sur environ 3 % de la surface du bassin.

Le profil en long de l'Aliso, réalisé à partir du MNT⁴ de mailles 25 m, met en évidence plusieurs ruptures de pente sur son tracé (Annexe 7). La première est située au niveau du passage entre les formations de socle granitique et les metabasaltes et métagabbros. Cette rupture se traduit par une diminution de la pente. La deuxième rupture de pente se situe au passage avec les alluvions où la pente du cours d'eau diminue considérablement, environ 1,5 km en amont de la station limnimétrique.

Les dépôts alluvionnaires et les placages d'éboulis qui sont situés au droit de la station limnimétrique sont susceptibles de laisser infiltrer l'eau de l'Aliso et ainsi soustraire une partie du débit du cours d'eau. Cette configuration peut engendrer un biais dans l'interprétation des courbes de tarissement.

La station n'est pas ou faiblement influencée par des prélèvements en amont d'après la DREAL et présente une signification hydrologique. Au niveau de la station se situe la prise d'eau d'alimentation de la retenue du barrage de Padula qui n'a pas d'influence sur la mesure du débit de la station limnimétrique.

⁴ Modèle Numérique de Terrain

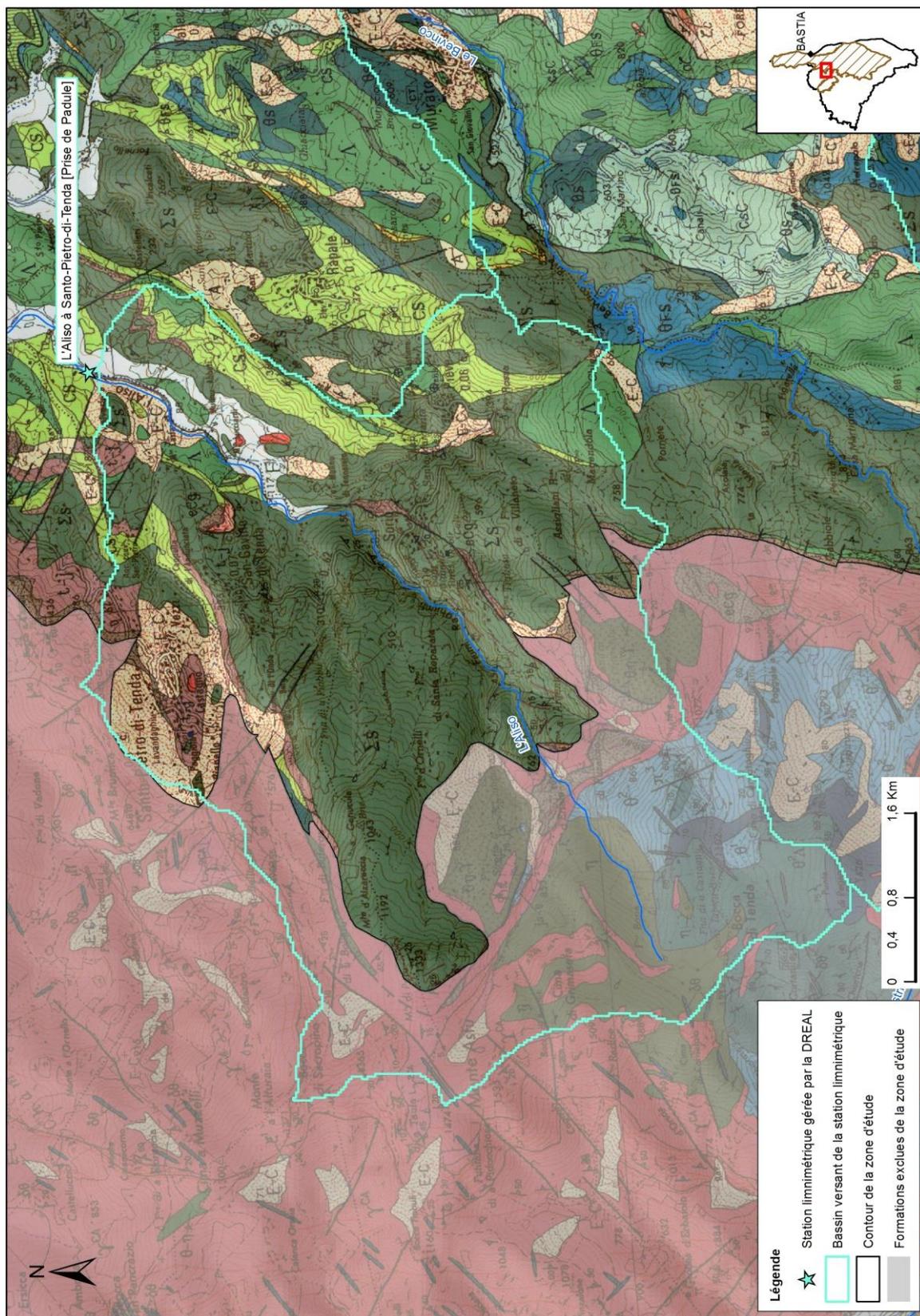


Illustration 109 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur l'Aliso

9.6.2. Analyse des débits classés

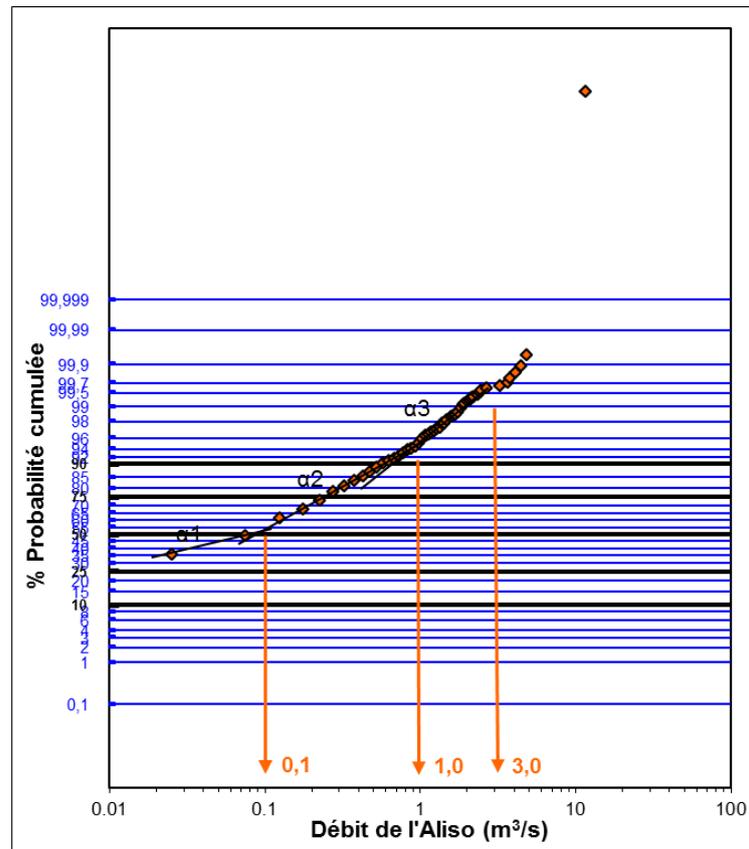


Illustration 110 : Courbe des débits classés de l'Aliso pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$

La courbe des débits classés de l'Aliso des années 2002 à 2005 et 2009 présente trois points de rupture (Illustration 110) :

- le premier correspond à un débit de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ et un pourcentage relativement élevé de probabilité cumulée de 50 %. Ce pourcentage signifie que les écoulements au sein du bassin versant ne sont pas majoritairement composés d'écoulements rapides (ruissellement de surface), il est a priori plus marqué par une contribution des écoulements souterrains au débit de la rivière ;
- le deuxième point de rupture correspond à un débit de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une probabilité cumulée de 94 % ;
- le troisième point de rupture correspond à un débit de $3 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un fort pourcentage de probabilité cumulée de 99,5 %. Au-delà de ce point la courbe n'est plus une droite, signifiant qu'au-delà de $3 \text{ m}^3/\text{s}$, la courbe de tarage n'est vraisemblablement plus valide.

L'augmentation de la pente de la droite successivement après le premier puis le deuxième point de rupture signifie que plus le débit augmente et moins le système évacue facilement les eaux. Ces caractéristiques peuvent traduire une mise sous réserve, un piégeage, qui pourrait correspondre à l'infiltration d'une partie du débit du cours d'eau dans les formations superficielles présentes en amont de la station limnimétrique.

Ce comportement est susceptible d'altérer l'interprétation des courbes de tarissement.

9.6.3. Calcul du débit de base de l'Aliso

a) Mangin - Maillet

Les résultats de la modélisation des périodes de tarissement sur les chroniques 2003, 2004, 2005 et 2009 de l'Aliso sont présentés ci-après.

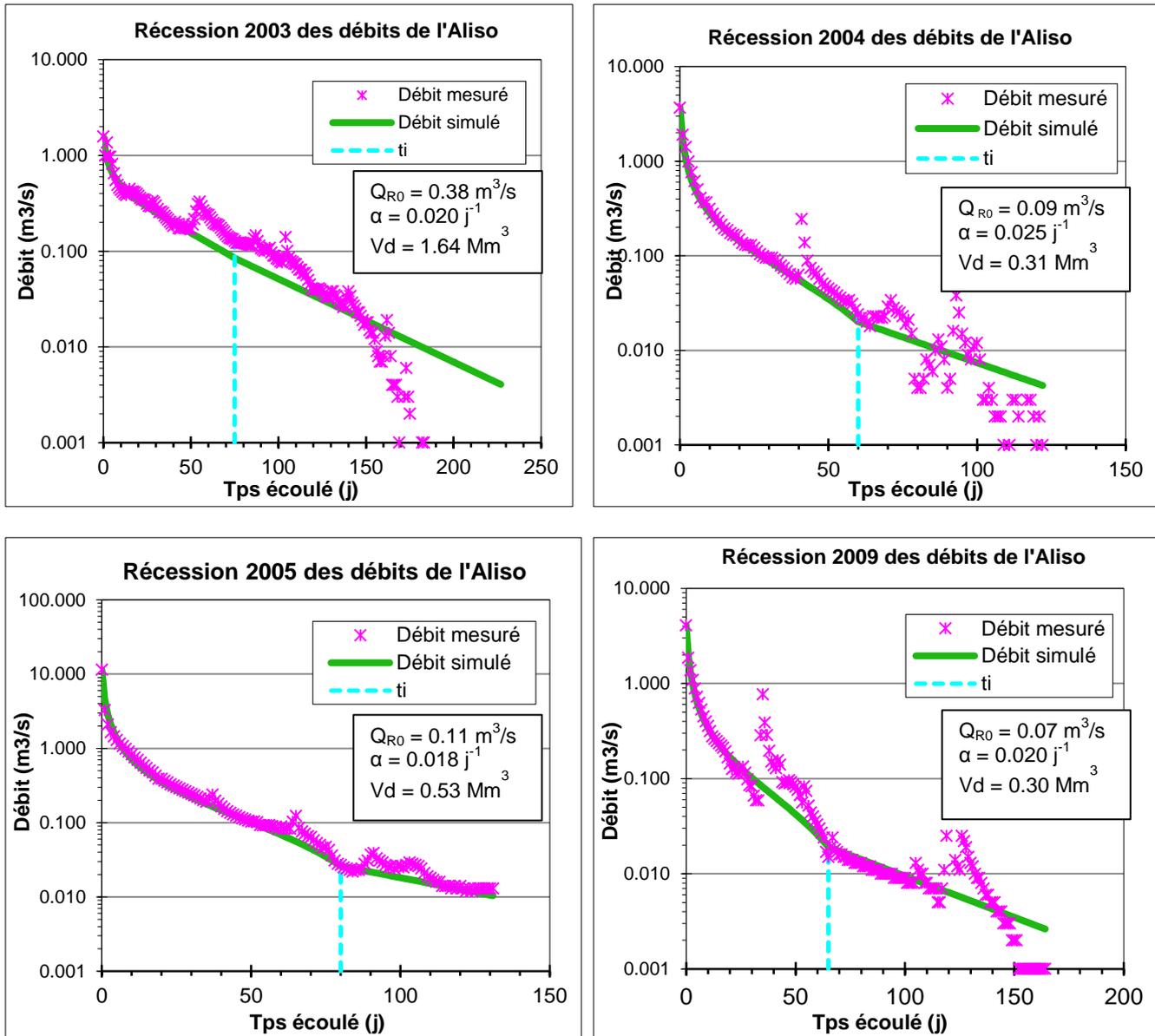


Illustration 111 : Analyses des courbes de tarissement de l'Aliso⁵

⁵ ti : temps de fin d'infiltration (en jours)

Les calages des années 2003, 2004 et 2009 sont de moins bonne qualité que celui de 2005 car d'une part la phase de tarissement a été perturbée par des épisodes pluvieux et d'autre part le débit du cours d'eau est descendu trop bas et sa mesure est devenue moins fiable, comme l'a montré l'analyse des débits classés.

Le tableau ci-après présente la moyenne des paramètres de calage des formulations Mangin – Maillet sur les 4 années étudiées :

Année	Q_{R0} (m^3/s)	Coefficient tarissement	Vol dyn (Mm^3)	Vol dyn (mm) ⁶	Q_0 pic crue (m^3/s)	Critère de Nash
2003	0.38	0.020	1.64	50	1.58	93.54
2004	0.09	0.025	0.31	9	3.68	98.29
2005	0.11	0.018	0.53	16	11.5	98.18
2009	0.07	0.020	0.30	9	4.08	97.78
Moyennes	0.16	0.020	0.70	21		

Illustration 112 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit de l'Aliso (bassin versant de 33 km²)

D'après les calages réalisés, le coefficient de tarissement de l'Aliso est en moyenne de 0.020 pour un volume dynamique moyen de 0.70 Mm^3 .

Le coefficient de tarissement présente une variabilité assez importante sur l'ensemble des quatre chroniques exploitées. Ce coefficient est fonction de la charge hydraulique dans l'aquifère et donc des conditions climatiques (pluviométrie). Plus la charge hydraulique est élevée (suite à une pluviométrie importante) et plus le coefficient de tarissement sera faible, permettant un meilleur soutien d'été du cours d'eau par la vidange des aquifères (phénomène bien marqué pour l'année 2005).

Comme attendu, l'analyse des résultats montre également que plus le débit de base (Q_{R0}) est élevé et plus le volume dynamique issu des aquifères sera important. En outre, il ne semble pas que ce soit le débit au pic de crue qui détermine l'importance du débit de base et donc le volume dynamique issu des aquifères. Cela met en évidence l'importance de la répartition dans le temps et de l'intensité des événements pluvieux dans leur rôle dans la recharge des aquifères : un événement pluvieux de forte intensité pourra être moins efficace dans la recharge que plusieurs événements de faible intensité car ils auront permis une meilleure infiltration. En outre, la recharge de l'aquifère dépend également de la situation climatique des semaines et mois précédents.

⁶ Le volume dynamique en mm correspond à la lame d'eau issue de la vidange des aquifères, il s'obtient en divisant le volume dynamique en Mm^3 par la superficie du bassin versant.

b) BFI

Les résultats du calcul du BFI sur la période de 2002 à 2005 pour l'Aliso sont présentés ci-après :

Année	BFI	Vol dyn total (Mm ³)	Vol dyn total (mm)	Part des Precip ann (%)	Vol dyn Réc ⁷ (Mm ³)	Vol dyn Réc (mm)
2003	0.66	3.10	94	10	1.97	60
2004	0.35	2.51	76	8	0.47	14
2005	0.52	4.71	143	15	1.37	41
Moyennes	0.50	3.44	104	11	1.27	38

Illustration 113 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit de l'Aliso

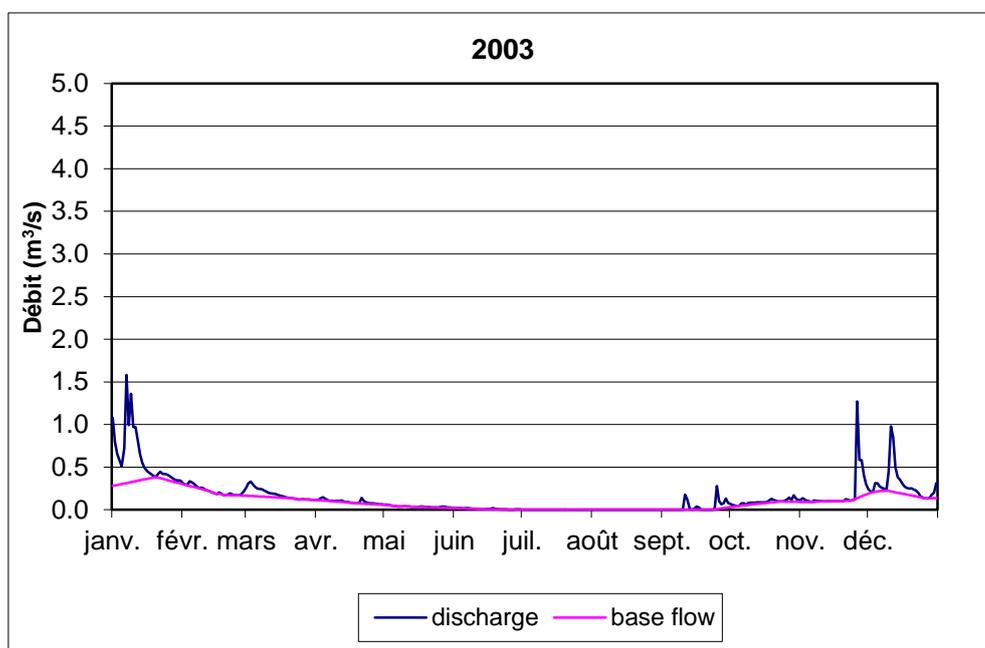


Illustration 114 : Débits observés dans l'Aliso en 2003 et courbe du débit de base calculé.

⁷ « Vol dyn Réc » correspond au volume dynamique calculé à partir de la courbe du débit de base sur la seule période de récession (la même que celle définit pour l'application de la formule de Maillet), contrairement au « Vol dyn total » qui correspond au volume dynamique calculé à partir de la courbe du débit de base sur toute l'année.

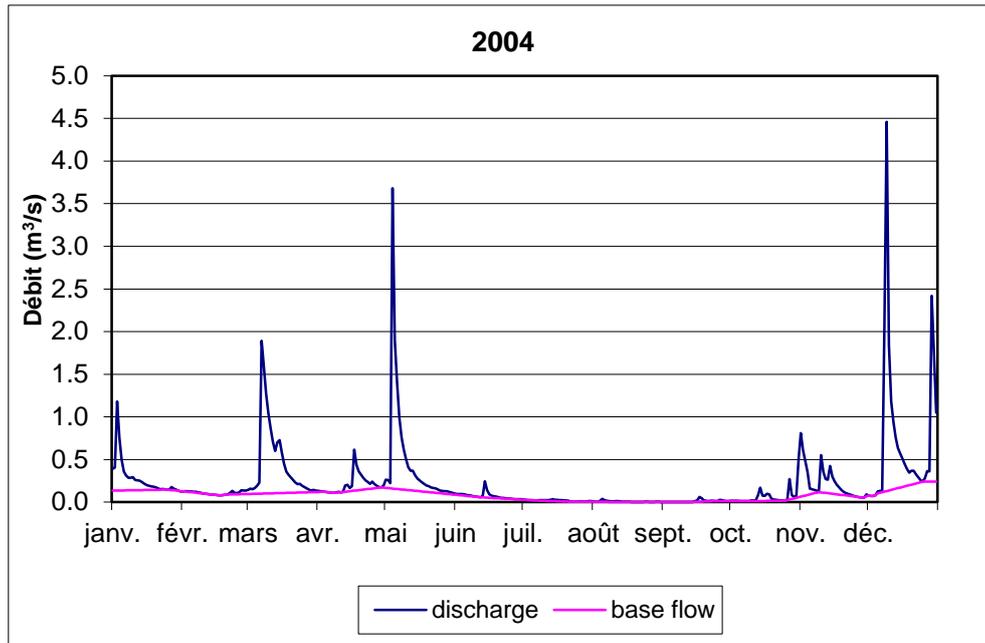


Illustration 115 : Débits observés dans l'Aliso en 2004 et courbe du débit de base calculé.

L'indice moyen du BFI sur le bassin versant est de 0.50, soit une valeur intermédiaire aux deux pôles perméable (0.9) et imperméable (0.2) décrits précédemment.

Les années 2003 et 2004 présentent les BFI les plus extrêmes avec le minimum sur 2004 (0.35) témoignant d'un apport à l'Aliso par les aquifères relativement faible et le maximum sur l'année 2003 (0.66). Cette disparité peut s'expliquer ainsi :

- le printemps et l'été 2003 ont été relativement secs, les épisodes pluvieux qui sont survenus au printemps étaient de faible importance et n'ont pas engendré de réelles crues dans le cours d'eau mais l'automne 2002 a été marqué par des crues relativement importantes. Ces crues d'automne ont permis la recharge de l'hydrosystème tandis que les petits épisodes pluvieux qui se sont produits au printemps n'ont pas engendré de ruissellement important et ont probablement permis l'infiltration de l'eau vers les aquifères et le maintien d'un certain niveau d'eau dans les différents compartiments de l'hydrosystème. La vidange des aquifères a permis un soutien important du débit de l'Aliso, engendrant un BFI élevé ;
- les épisodes pluvieux de l'automne 2003 étaient de faible ampleur ne permettant pas une réelle recharge de l'hydrosystème et le printemps 2004 a été marqué par des crues relativement importantes de l'Aliso mais dont le caractère ponctuel (en favorisant le ruissellement) n'a pas permis une recharge efficace des aquifères pour le soutien du cours d'eau, expliquant un BFI faible.

Ces résultats sont comparables à ceux de l'analyse du tarissement par Mangin-Maillet.

Ces observations mettent en évidence l'importance du schéma des précipitations dans la dynamique de recharge (plusieurs événements ponctuels éloignés les uns des autres dans le temps seront moins efficace dans la recharge que des événements de plus faible ampleur et rapprochés, les sols étant moins imperméabilisés dans ce deuxième cas).

Le calcul de la courbe du débit de base (courbe rose de l'illustration 114) pour chaque année de la chronique a permis de calculer le volume dynamique annuel correspondant. Rapporté à la pluviométrie annuelle moyenne du bassin versant de l'Aliso (930 mm), ce volume représente en moyenne 11 % de la lame d'eau précipitée.

Les résultats du calcul du volume dynamique de la période de récession comparés aux volumes dynamiques totaux montrent que le volume d'eau issu de l'aquifère qui soutient le cours d'eau au cours de l'étiage représente en moyenne environ 22 % du débit total du cours d'eau.

9.7. BASSIN VERSANT DU BEVINCO

9.7.1. Contexte géographique et géologique

Le Bevinco prend sa source sur les pentes orientales du Monte Reghia di Pozzo (1469 m d'altitude), sur la commune de Lento. Son parcours se termine dans l'Étang de Biguglia, situé dans la plaine de la Marana-Casinca, au sud de Bastia.

Le bassin versant de la station limnimétrique (Y7315010) mesure 54 km².

Du point de vue de la géologie, le bassin versant de la station (Illustration 116) présente, comme le bassin de l'Aliso, quelques formations du socle granitique sur la partie extrême sud-ouest (environ 15 % de la surface). Ces formations sont semblables à celles qui se trouvent dans le bassin versant de l'Aliso. Il s'agit de formations issues du complexe basique du Tenda, principalement représentées ici par des gabbro-norites.

Le reste du bassin versant est constitué de roches du domaine des Schistes Lustrés (Unité Supérieure et Zone Intermédiaire). Le bassin est ainsi majoritairement (près de 60 %) constitué de « roches vertes » qui sont des formations basiques du complexe ophiolitique (métabasaltes, métagabbros, serpentinites) et dans une moindre part par des schistes et calcaires (13 %).

Le profil en long du Bevinco, réalisé à partir du MNT de mailles 25 m, met en évidence un certain nombre de ruptures de pente sur son tracé (Annexe 7). Elles sont liées aux contacts lithologiques, aux failles ou certaines sont localisées intra-formation.

La station limnimétrique du Bevinco suivie par la DREAL est implantée en amont de la plaine, donc en dehors de toute influence d'alluvions. En revanche, de nombreuses prises d'eau sont implantées sur le cours du Bevinco, y compris en amont de la station. Les mesures faites au niveau de la station sont donc fortement influencées, limitant la pertinence et la signification hydrologique des données.

9.7.2. Analyse des débits classés

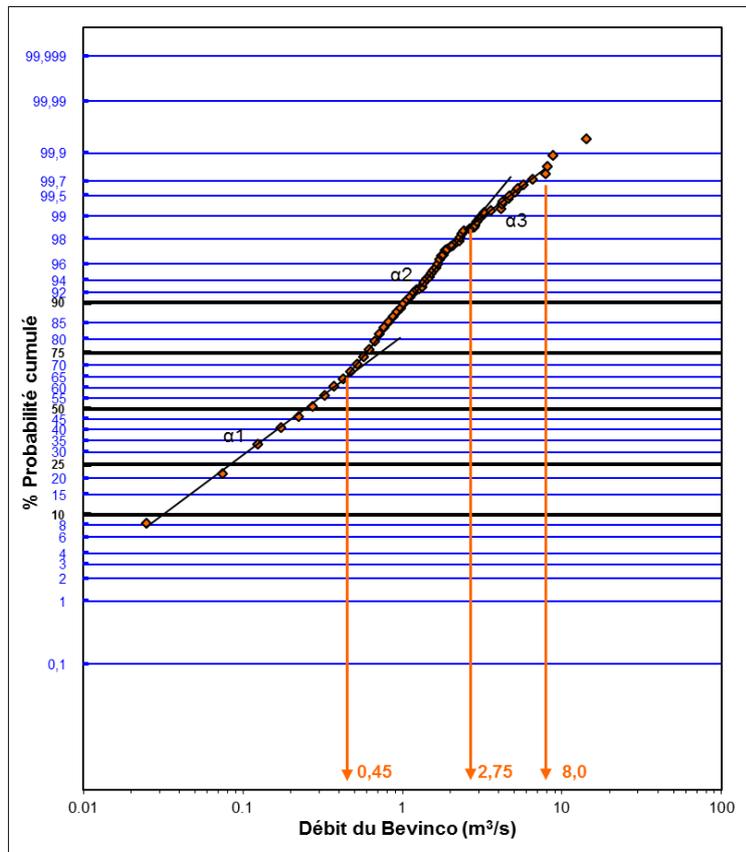


Illustration 117 : Courbe des débits classés du Bevinco pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$.

La courbe des débits classés du Bevinco des années 2002 à 2005 et 2009 présente trois points de rupture (Illustration 117) :

- le premier correspond à un débit de $0,45 \text{ m}^3/\text{s}$ et un pourcentage relativement élevé de probabilité cumulée de 65 %. Ce pourcentage signifie que les écoulements au sein du bassin versant ne sont pas majoritairement composés d'écoulements rapides (ruissellement de surface), le bassin est a priori plus marqué par une contribution des écoulements souterrains au débit de la rivière ;
- le deuxième point de rupture correspond à un débit de $2,75 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une probabilité cumulée de 98 % ;
- le troisième point de rupture correspond à un débit de $8 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un fort pourcentage de probabilité cumulée de 99,7 %. Au-delà de ce point la courbe n'est plus une droite, signifiant qu'au-delà de $8 \text{ m}^3/\text{s}$, la courbe de tarage n'est probablement plus valide (débordement de la station de jaugeage probable).

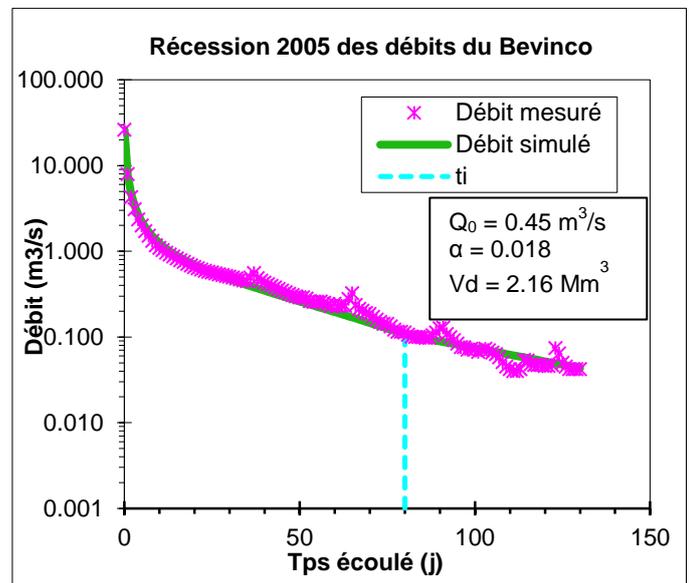
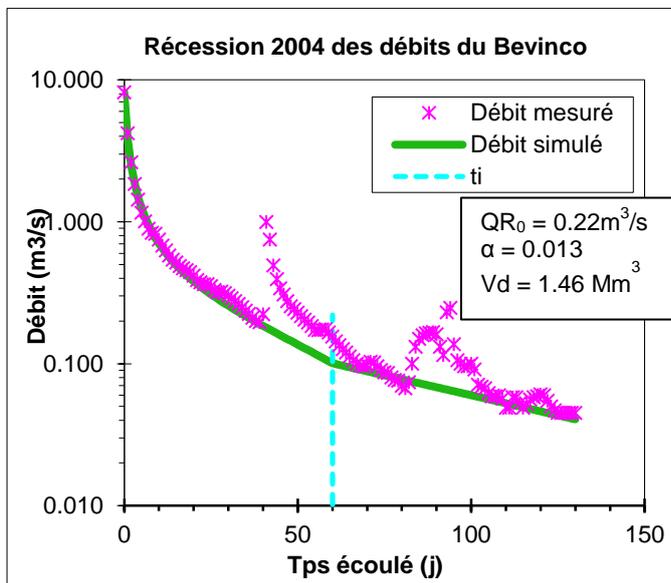
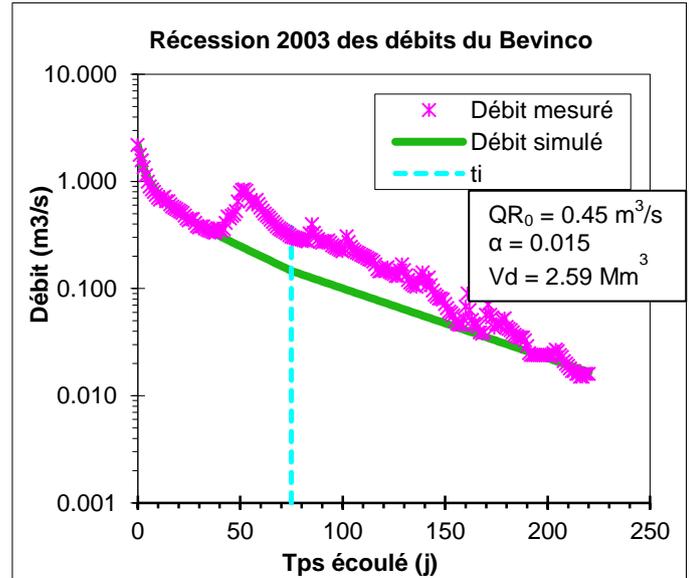
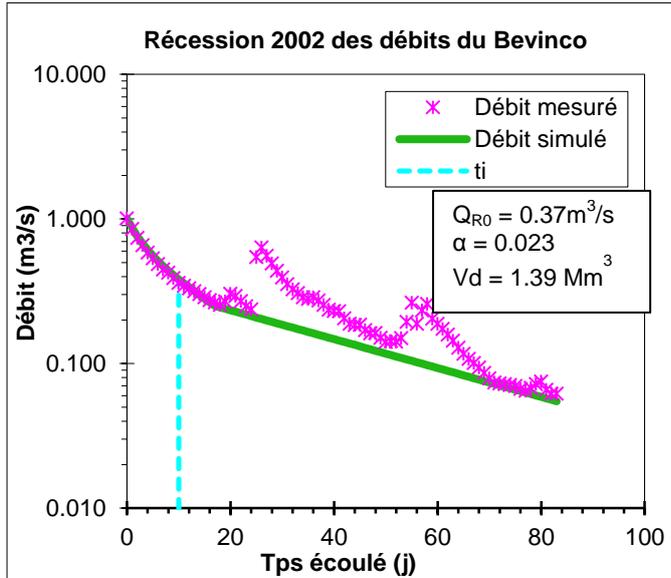
Mis à part les débits supérieurs à $8 \text{ m}^3/\text{s}$, cette courbe des débits marquée par une double rupture avec une augmentation de la pente de la droite en moyennes eaux est censée caractériser un système pour lequel il y a piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement. Dans le cas présent, l'augmentation de la pente de la droite en moyennes eaux, indiquant une évacuation des eaux par le bassin versant moins facilitée, est

susceptible de correspondre aux prélèvements des prises d'eau. Ce comportement est susceptible d'altérer l'interprétation des courbes de tarissement.

9.7.3. Calcul du débit de base

a) Mangin - Maillet

Les résultats de la modélisation des périodes de tarissement sur les chroniques 2002, 2003, 2004, 2005 et 2009 du Bevinco sont présentés ci-après.



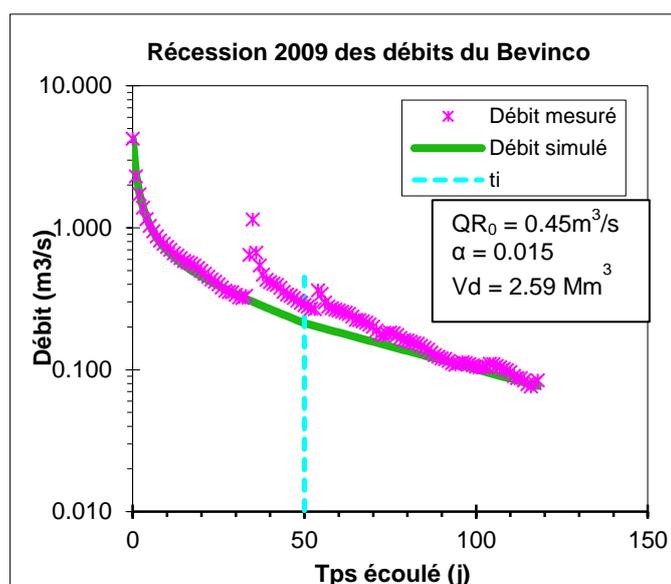


Illustration 118 : Analyse des courbes de tarissement du Bevinco par la formulation de Mangin - Maillet.

Le tableau ci-après présente la moyenne des paramètres de calage des formulations Mangin – Maillet sur les 4 années étudiées :

Année	Q_{R0} (m^3/s)	Coefficient tarissement	Vol dyn (Mm^3)	Vol dyn (mm)	Q_0 pic crue (m^3/s)	Critère de Nash
2002	0.37	0.023	1.39	26	1.01	67.23
2003	0.45	0.015	2.59	48	2.19	75.76
2004	0.22	0.013	1.46	27	8.16	98.13
2005	0.45	0.018	2.16	40	26.2	99.91
2009	0.45	0.015	2.59	48	4.24	95.05
Moyennes	0.39	0.017	2.04	38		

Illustration 119 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit du Bevinco (bassin versant de 54 km²).

D'après les calages réalisés, le coefficient de tarissement du Bevinco est en moyenne de 0.017 j⁻¹ pour un volume dynamique moyen de 2.04 Mm³.

D'après les calages réalisés, le coefficient de tarissement est variable d'une année à l'autre, entre 0.013 et 0.023.

b) BFI

Les résultats du calcul du BFI sur la période de 2002 à 2005 pour le Bevinco sont présentés ci-après :

Année	BFI	Vol dyn total (Mm ³)	Vol dyn total (mm)	Part des Precip ann (%)	Vol dyn Réc (Mm ³)	Vol dyn Réc (mm)
2002	0.60	7.26	135	14	1.27	26
2003	0.65	6.85	127	13	4.13	38
2004	0.45	8.43	156	16	1.75	35
2005	0.57	9.62	178	19	3.05	62
Moyennes	0.57	8.04	149	16	2.55	40

Illustration 120 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit du Bevinco

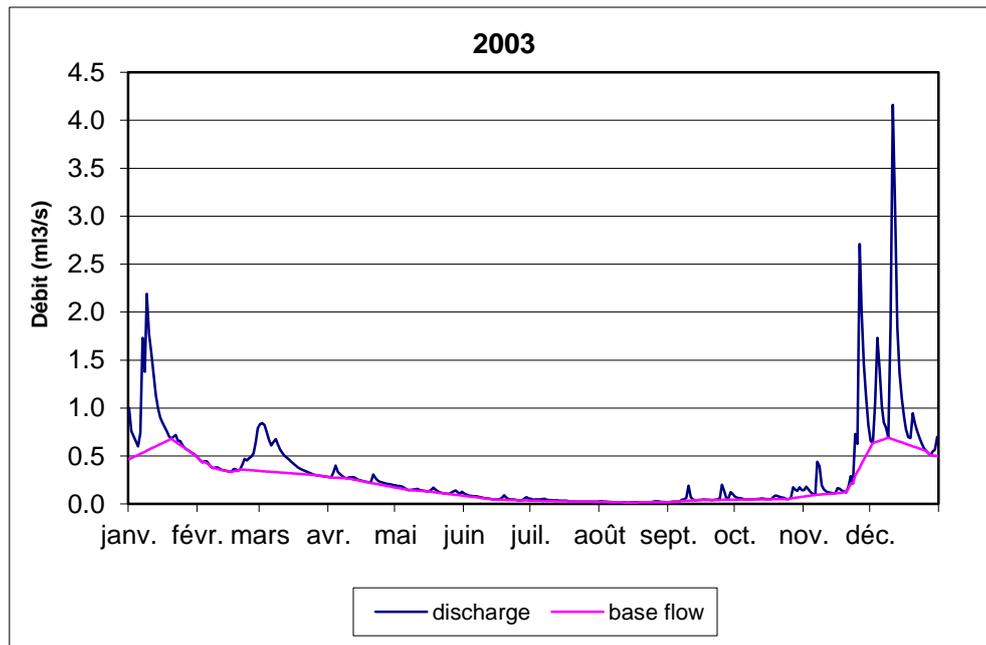


Illustration 121 : Débits observés dans le Bevinco en 2003 et courbe du débit de base calculé.

L'indice moyen du BFI sur le bassin versant est de 0.57, soit une valeur intermédiaire aux deux pôles perméable (0.9) et imperméable (0.2) décrits précédemment qui est légèrement supérieure à celle du bassin de l'Aliso.

Le calcul de la courbe du débit de base pour chaque année de la chronique a permis de calculer le volume dynamique annuel correspondant. Rapporté à la pluviométrie annuelle moyenne du bassin versant du Bevinco (950 mm) ce volume représente en moyenne 16 % de la lame d'eau précipitée, ce qui est un peu plus important que pour le bassin de l'Aliso (11 %).

Le coefficient de tarissement plus faible pour le Bevinco par rapport à l'Aliso est cohérent avec un BFI plus élevé pour le Bevinco. Ces résultats traduisent une meilleure capacité de stockage puis de vidange des aquifères du bassin du Bevinco que ceux de l'Aliso.

Les résultats du calcul du volume dynamique de la période de récession comparés aux volumes dynamiques totaux montrent que le volume d'eau issu de l'aquifère qui soutient le Bevinco au cours de l'étiage représente en moyenne environ 27 % du débit total du cours d'eau.

9.8. BASSIN VERSANT DE LA BRAVONA

9.8.1. Contexte géographique et géologique

La Bravona prend sa source sur le flanc ouest de la Punta di Caldane (1724 m d'altitude), au cœur de la Castagniccia. Le cours d'eau est globalement orienté nord-ouest sud-est puis sud-ouest nord-est dans la plaine côtière et se jette dans la mer Tyrrhénienne.

Le bassin versant de la station limnimétrique implantée sur la Bravona (Y9215030, Illustration 122), qui mesure 66 km², est constitué de roches du domaine des Schistes Lustrés (Unité Supérieure et Zone Intermédiaire). Le bassin est ainsi majoritairement constitué de « schistes et calcaires » (50 %) et dans une moindre part par des « roches vertes » (métabasaltes, métagabbros, serpentinites), correspondant à 33 % de la surface.

Plusieurs prises d'eau sont recensées sur le cours de la Bravona en amont de la station limnimétrique, venant influencer les mesures qui y sont faites.

Le profil en long du fleuve est présenté en annexe 7. Il met en évidence un certain nombre de ruptures de pente correspondant principalement aux variations de lithologies. Les pentes les plus fortes correspondent globalement aux roches vertes (serpentinites, métabasaltes, métagabbros) qui sont plus dures que les formations de schistes et calcaires pour lesquels les pentes du cours de la Bravona sont plus faibles.

La station limnimétrique est implantée au droit de dépôts alluvionnaires. Leur épaisseur est probablement réduite mais peut suffire pour laisser infiltrer de l'eau et substituer une partie du débit de la Bravona.

Les prises d'eau recensées sur le bassin et les dépôts alluvionnaires au niveau de la station sont susceptibles d'altérer la signification hydrologique des mesures et l'analyse du tarissement.

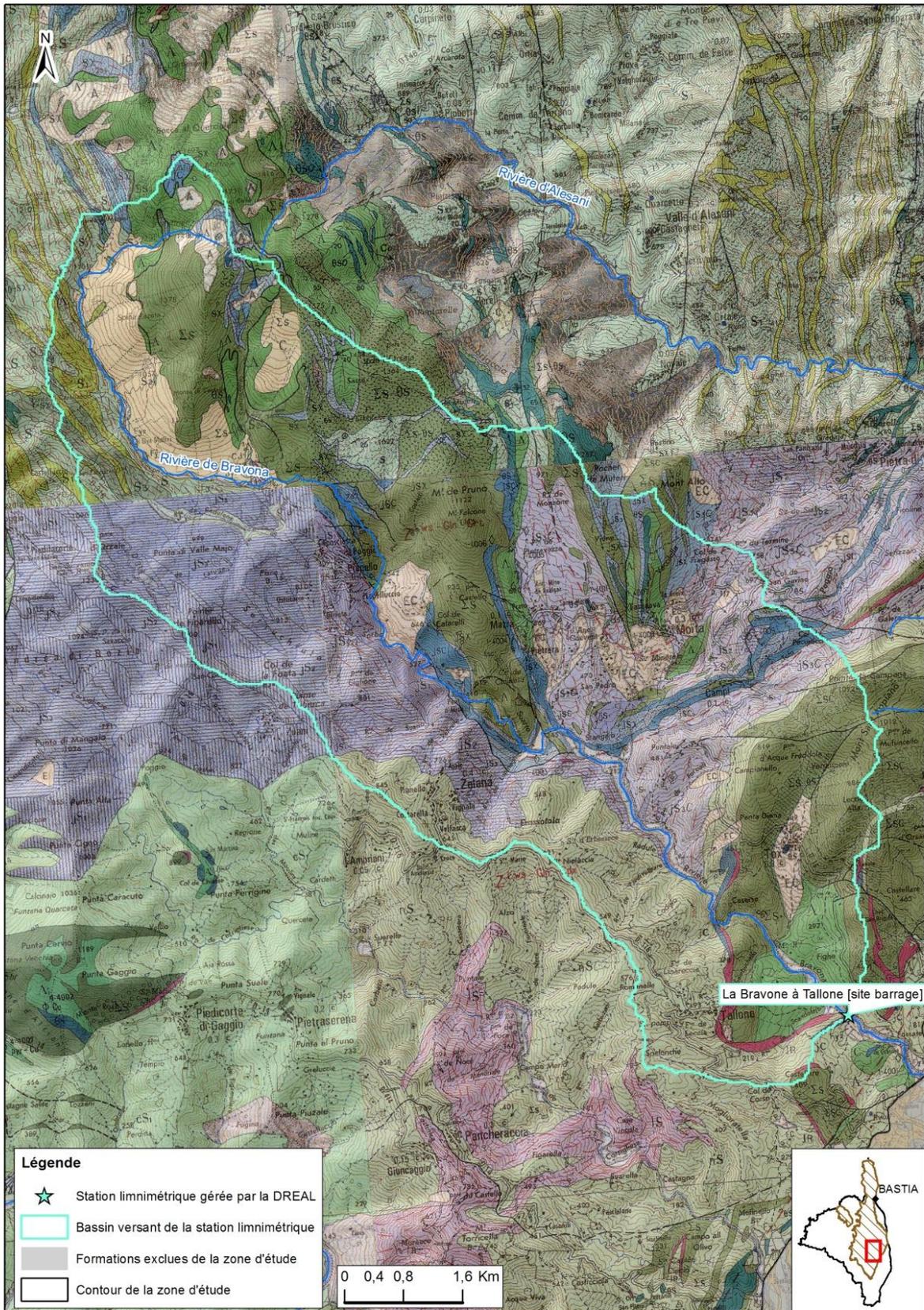


Illustration 122 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur la Bravona

9.8.2. Analyse des débits classés

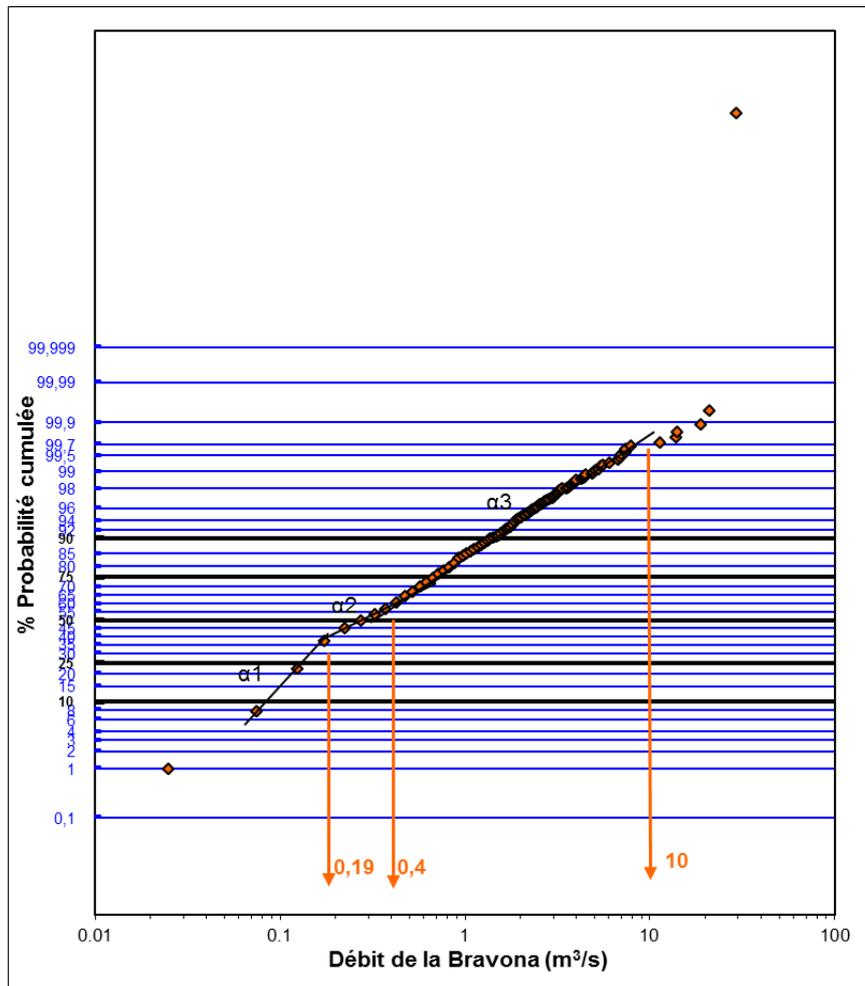


Illustration 123 : Courbe des débits classés de la Bravona pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de 0,05 m³/s.

La courbe des débits classés de la Bravona des années 2002 à 2005 et 2009 présente trois points de rupture (Illustration 123) :

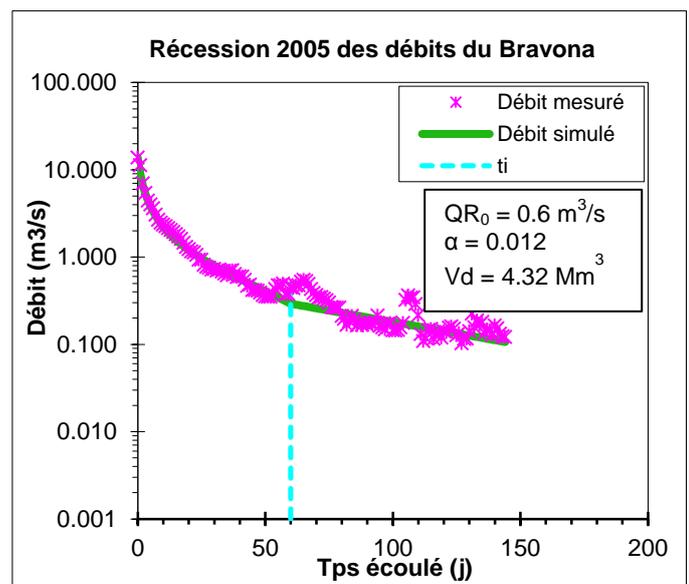
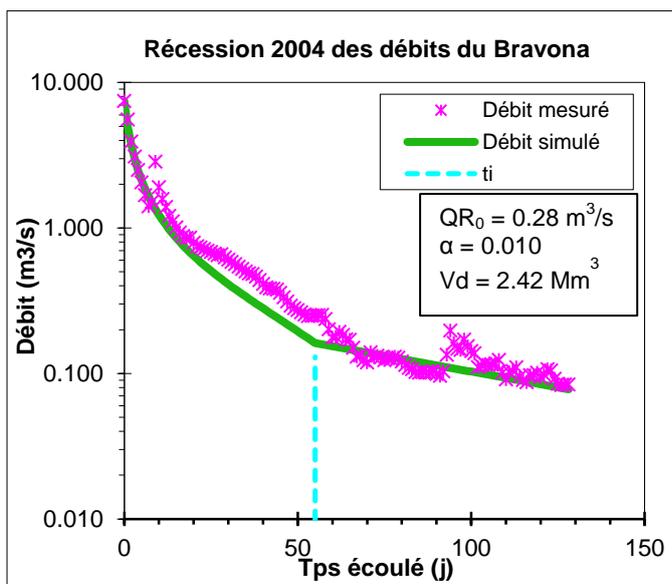
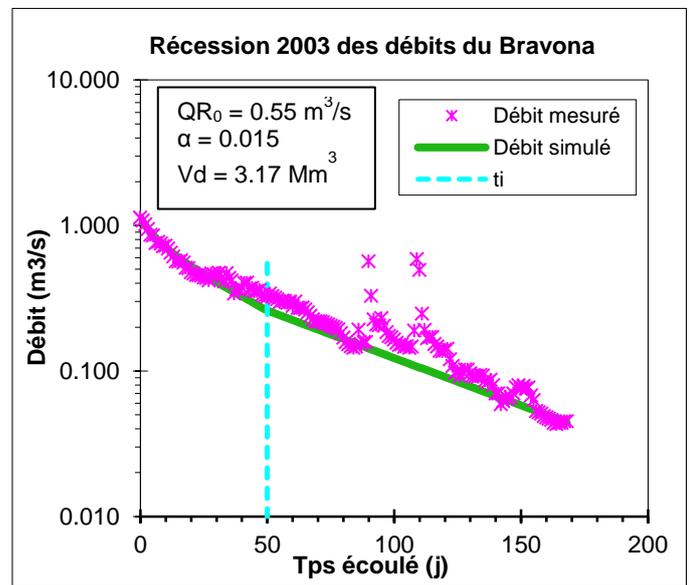
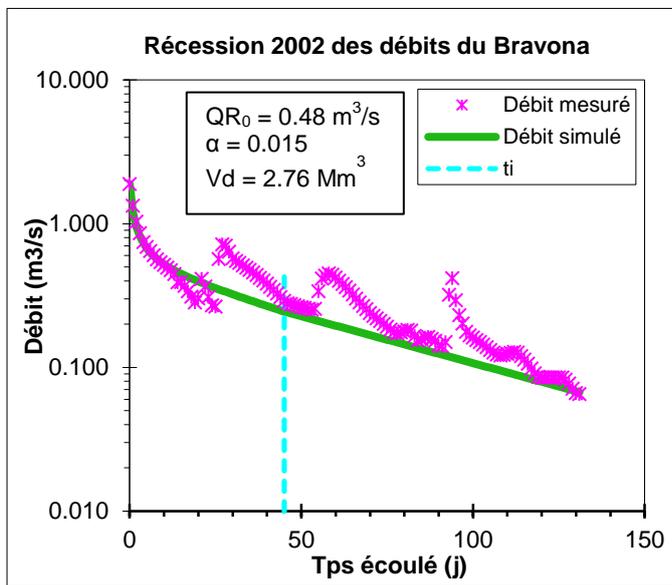
- le premier correspond à un débit de 0,19 m³/s et un pourcentage relativement faible de probabilité cumulée de 40 %. Ce pourcentage signifie que les écoulements au sein du bassin versant sont majoritairement composés d'écoulements rapides (ruissellement de surface). Contrairement aux bassins de l'Aliso et du Bevinco, celui-ci serait donc faiblement marqué par des apports souterrains au débit de la rivière ;
- le deuxième point de rupture correspond à un débit de 0,4 m³/s pour une probabilité cumulée de 60 %, il est peu marqué ;
- le troisième point de rupture correspond à un débit de 10 m³/s pour un fort pourcentage de probabilité cumulée de 99,7 %. Au-delà de ce point la courbe n'est plus une droite, signifiant qu'au-delà de 10 m³/s, la courbe de tarage n'est probablement plus valide (débordement de la station de jaugeage probable).

Mis à part les débits supérieurs à $10 \text{ m}^3/\text{s}$, cette courbe des débits est globalement marquée par un point d'inflexion avec un faible pourcentage de probabilité cumulée au-delà duquel la pente de la droite diminue, l'hydrosystème évacuant plus facilement les eaux. Le bassin est donc considéré comme majoritairement influencé par des écoulements rapides (ruissellement de surface).

9.8.3. Calcul du débit de base

a) Mangin-Maillet

Les résultats de la modélisation des périodes de tarissement sur les chroniques 2002, 2003, 2004, 2005 et 2009 de la Bravona sont présentés ci-après.



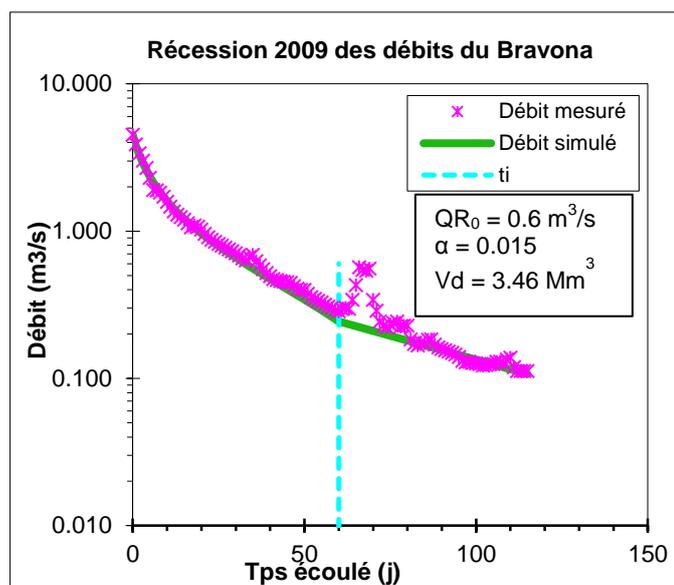


Illustration 124 : Analyse des courbes de tarissement de la Bravona par la formulation de Mangin - Maillet.

Le tableau ci-après récapitule les paramètres de calage pour chaque chronique analysée :

Année	Q_{R0} (m^3/s)	Coefficient tarissement	Vol dyn (Mm^3)	Vol dyn (mm)	Q_0 pic crue (m^3/s)	Critère de Nash
2002	0.48	0.015	2.76	42	1.89	78.84
2003	0.55	0.015	3.17	48	1.13	89.08
2004	0.28	0.010	2.42	37	7.44	96.28
2005	0.6	0.012	4.32	65	13.80	98.36
2009	0.6	0.015	3.46	52	4.49	98.88
Moyennes	0.50	0.013	3.23	49		

Illustration 125 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit de la Bravona (bassin versant de 66 km²).

D'après les calages réalisés, le coefficient de tarissement de la Bravona est en moyenne de 0.013 pour un volume dynamique moyen de 3.23 Mm³. Ce coefficient est relativement faible indiquant un soutien d'étiage relativement efficace.

Les cinq périodes de tarissement analysées ont été perturbées par des épisodes pluvieux mais c'est l'année 2002 qui l'a été le plus, expliquant un coefficient de Nash plus faible.

b) BFI

Les résultats du calcul du BFI sur la période de 2002 à 2005 pour la Bravona sont présentés ci-après :

Année	BFI	Vol base total (Mm ³)	Vol base total (mm)	Part des Precip ann (%)	Vol base Réc (Mm ³)	Vol base Réc (mm)
2002	0.57	6.21	94	9	2.25	25
2003	0.70	9.11	138	13	3.29	50
2004	0.42	11.00	167	15	2.52	46
2005	0.54	13.76	209	19	4.49	68
Moyennes	0.56	10.02	152	14	3.14	47

Illustration 126 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit de la Bravona

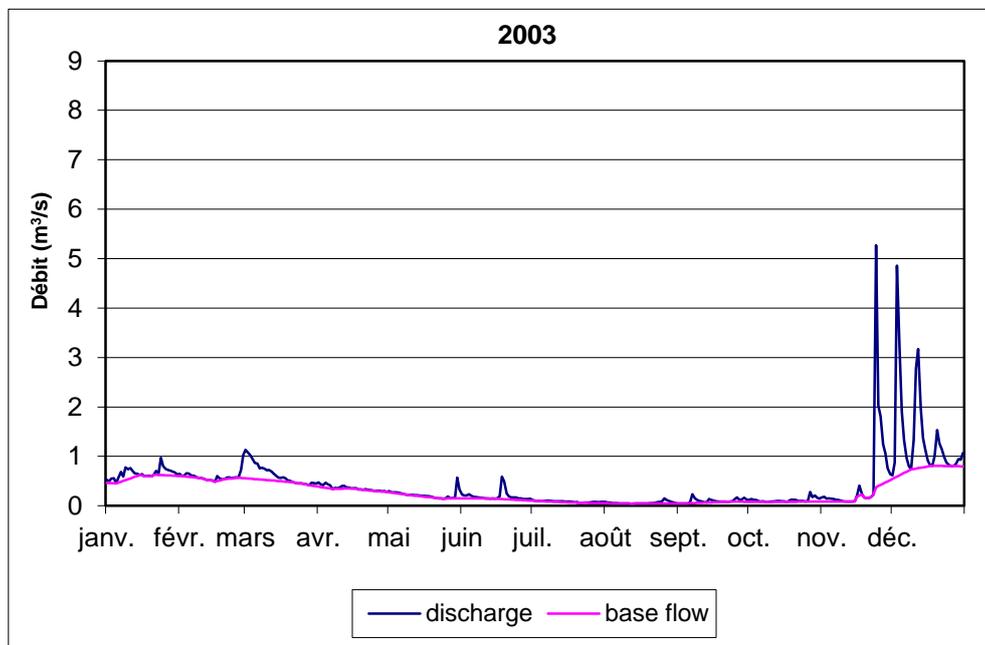


Illustration 127 : Débits observés dans la Bravona en 2003 et courbe du débit de base calculé.

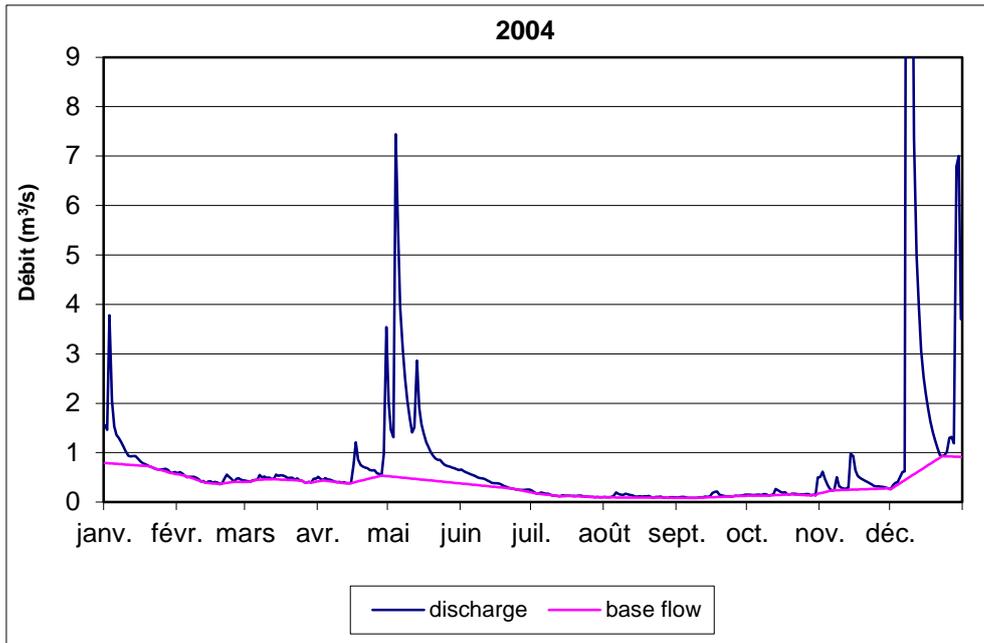


Illustration 128 : Débits observés dans la Bravona en 2004 et courbe du débit de base calculé.

L'indice moyen du BFI sur le bassin versant de la Bravona est de 0.56, soit une valeur intermédiaire aux deux pôles perméable (0.9) et imperméable (0.2) décrits précédemment. Cependant, dans le détail, le BFI présente une variabilité relativement importante. Le BFI minimum est de 0.42 en 2004 et le maximum est de 0.70 en 2003. Ces résultats mettent en évidence que les crues amorties du printemps 2003 ont favorisé l'infiltration de l'eau vers les aquifères qui ont ainsi mieux soutenu l'étiage tandis que les fortes crues du printemps 2004 ont engendré un ruissellement important limitant l'infiltration vers les aquifères.

Ces résultats mettent en évidence l'importance de la répartition dans le temps et de l'intensité des précipitations dans l'alimentation des aquifères et donc le soutien d'étiage du cours d'eau.

Le calcul de la courbe du débit de base pour chaque année de la chronique a permis de calculer le volume dynamique annuel correspondant. Rapporté à la pluviométrie annuelle moyenne du bassin versant de la Bravona (1100 mm) ce volume représente en moyenne 14 % de la lame d'eau précipitée.

Les résultats du calcul du volume dynamique de la période de récession comparés aux volumes dynamiques totaux montrent que le volume d'eau issu de l'aquifère qui soutient la Bravona au cours de l'étiage représente en moyenne environ 31 % du débit total du cours d'eau.

9.9. BASSIN VERSANT DU LURI

9.9.1. Contexte géographique et géologique

Le ruisseau de Luri, situé dans le Cap-Corse, prend sa source sur le Monte Grofiglieta (838 m d'altitude), dans la partie ouest de la commune de Luri. Il est orienté sud-ouest nord-est sur ses 2,5 premiers kilomètres puis est-ouest jusqu'à son embouchure dans la mer Tyrrhénienne au niveau du hameau de Santa-Severa, la marine de Luri.

Le bassin versant de la station limnimétrique (Y7415220) mesure 17 km².

Du point de vue de la géologie (Illustration 129), la partie sud du bassin est principalement constituée de serpentinites, métagabbros et metabasaltes (55 % du bassin). Dans la partie nord il s'agit de schistes et calcaires (25 % du bassin).

Le profil en long du Luri, réalisé à partir du MNT de mailles 25 m, met en évidence plusieurs rupture de pente dont une relativement bien marquée correspondant au passage des roches vertes aux schistes et calcaires puis la dernière qui est la plus marquée et qui correspond au passage aux alluvions déposées dans la plaine côtière.

La station limnimétrique est située dans la partie amont de la plaine et ainsi implantée dans les alluvions dont l'épaisseur est d'environ 7 m d'après les données des sondages implantés à proximité. A son débouché sur les alluvions, le Luri, par contraste de perméabilité, s'infiltré dans ces alluvions dont l'épaisseur est non négligeable, substituant ainsi une partie du débit de surface. Les mesures réalisées à la station limnimétrique, bien qu'a priori peu influencées par des prises d'eau en amont, ne restituent pas le débit total du fleuve, altérant l'analyse du tarissement.

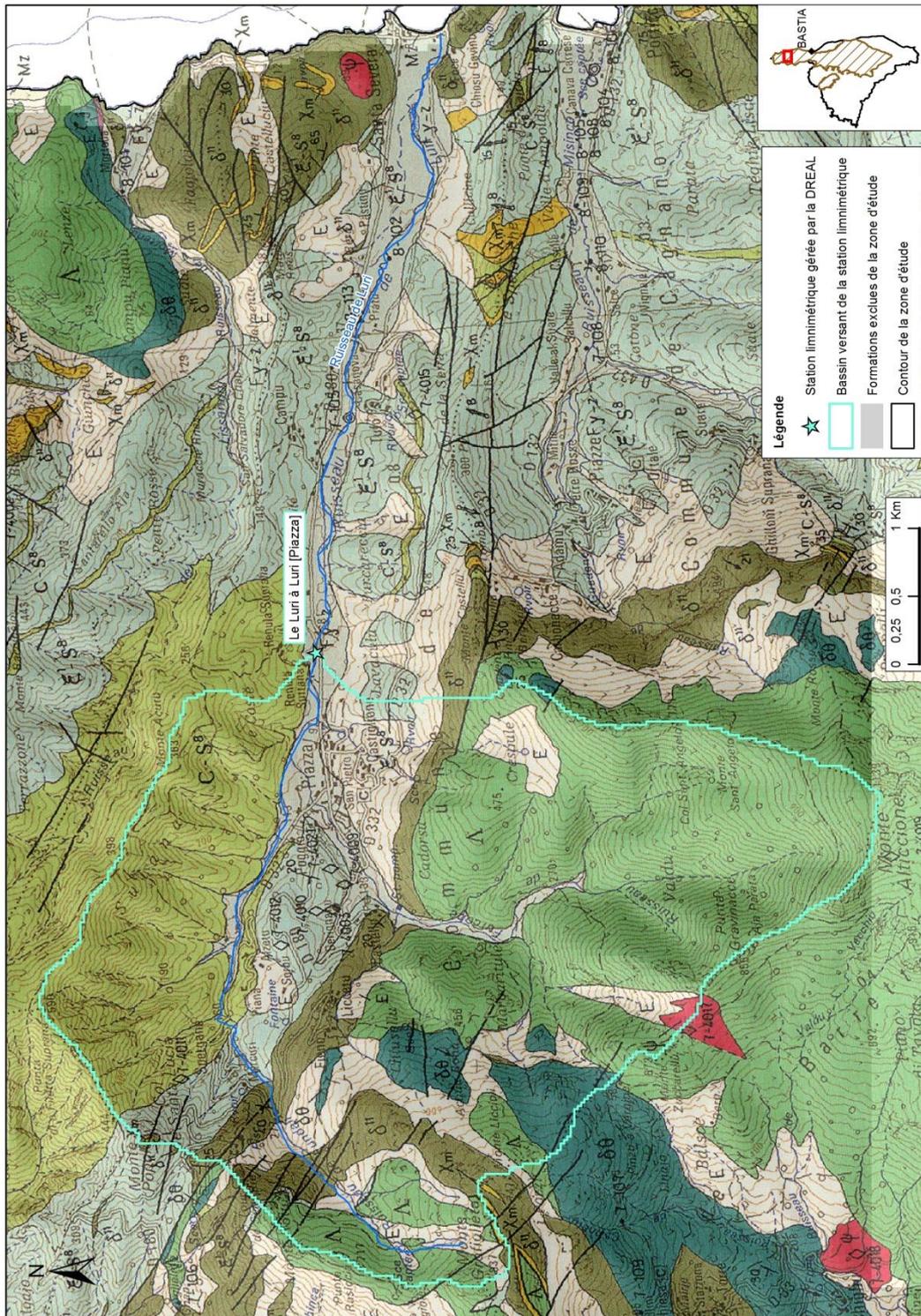


Illustration 129 : Contexte géologique du bassin versant de la station limnimétrique implantée sur le Luri

9.9.2. Analyse des débits classés

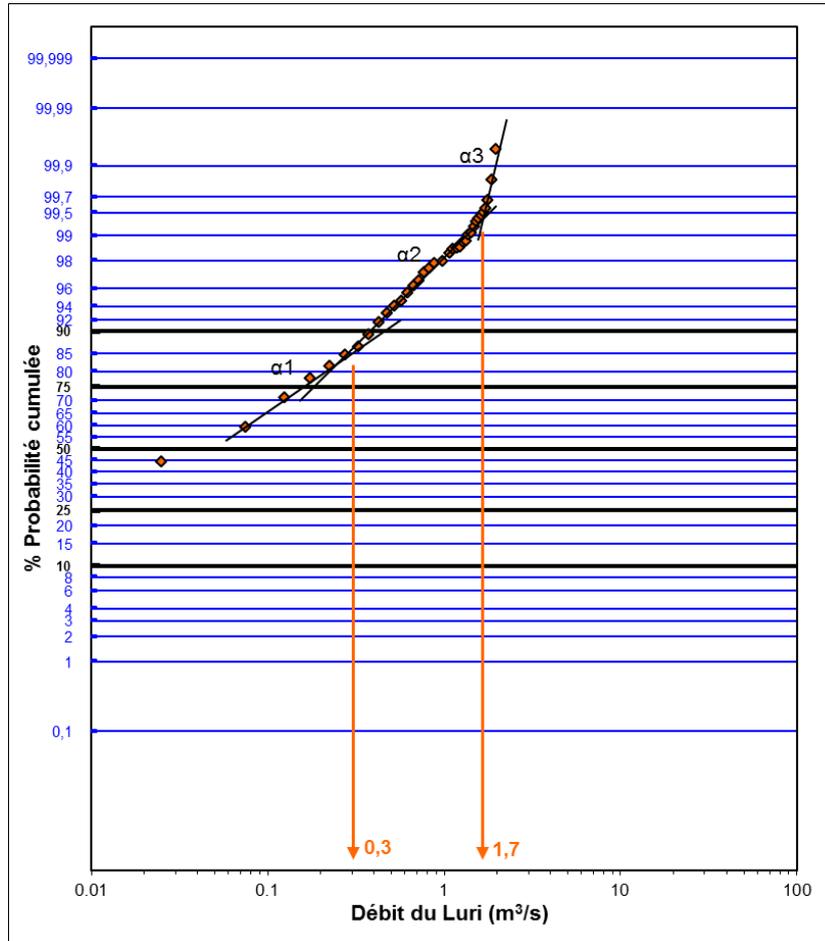


Illustration 130 : Courbe des débits classés du Luri pour les années 2002 à 2005 et 2009, par classe de débit de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$.

La courbe des débits classés du Luri des années 2002 à 2005 et 2009 présente deux points de rupture (Illustration 130) :

- le premier correspond à un débit de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ et un pourcentage très élevé de probabilité cumulée de 85 %. Ce pourcentage signifie que les écoulements au sein du bassin versant ne sont pas majoritairement composés d'écoulements rapides (ruissellement de surface), le bassin est majoritairement marqué par des écoulements souterrains qui contribuent au débit de la rivière, et ce malgré l'infiltration de l'eau dans les alluvions ;
- le deuxième point de rupture correspond à un débit de $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une probabilité cumulée de 99,5 %.

Le premier point du graphique correspondant au débit de $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$ ne s'aligne pas avec le reste des points, indiquant que pour les débits les plus faibles (quelques dizaines de litres par seconde) la courbe de tarage n'est pas valide.

L'augmentation de la pente de la droite successivement après le premier puis le deuxième point de rupture signifie que plus le débit augmente et moins le système évacue facilement les eaux. Ces caractéristiques peuvent traduire une mise sous réserve, un piégeage, qui pourrait

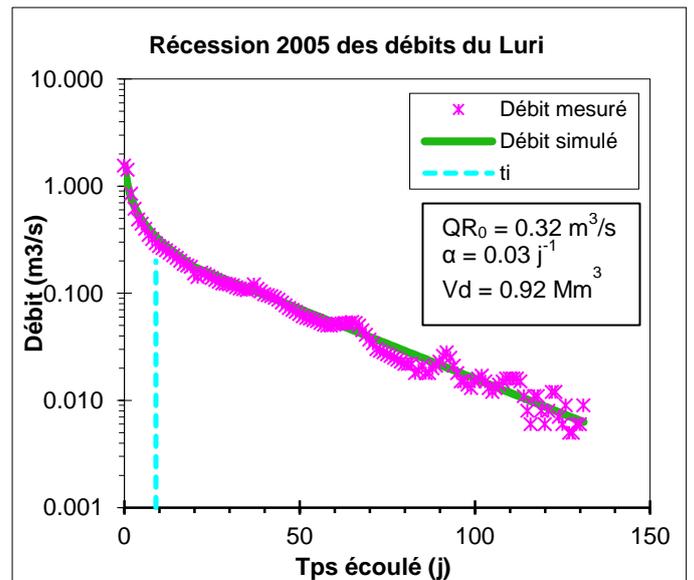
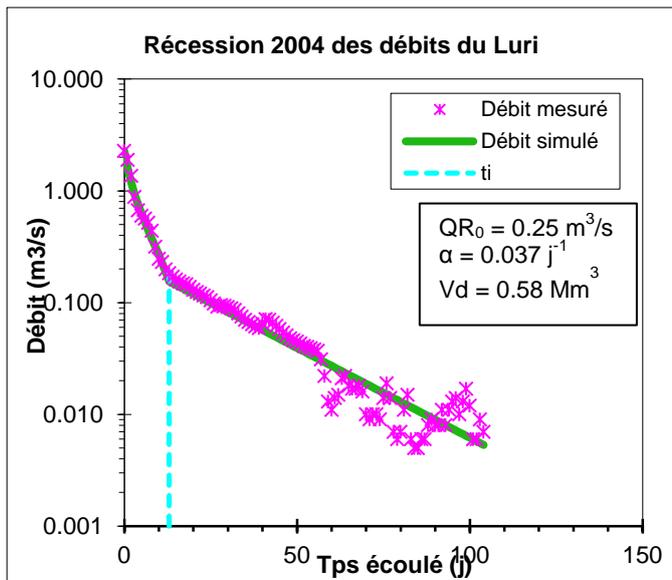
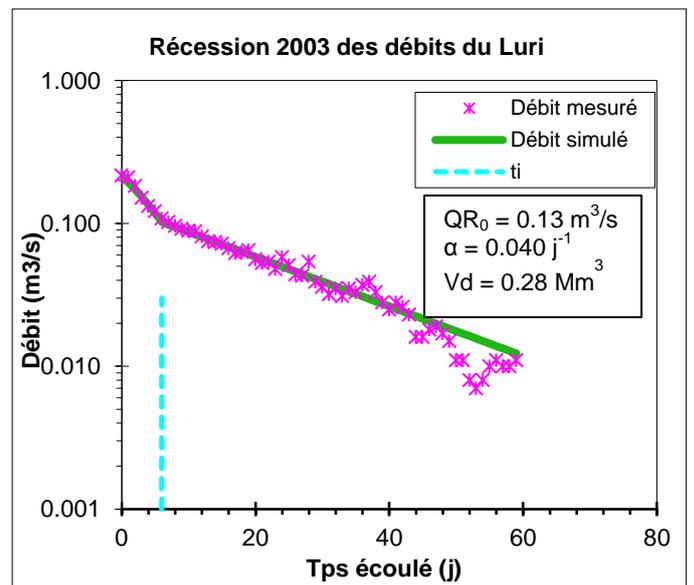
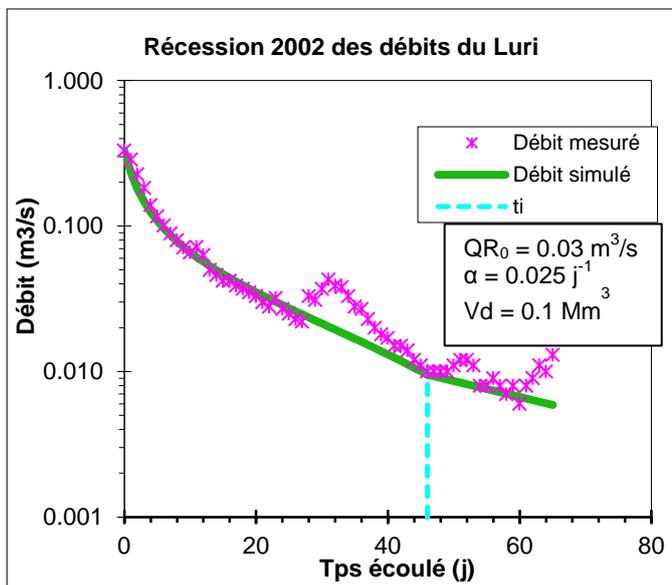
correspondre notamment à l'infiltration d'une partie du débit du cours d'eau dans les formations alluvionnaires présentes en amont et au droit de la station limnimétrique.

Ce comportement est susceptible d'altérer l'interprétation des courbes de tarissement.

9.9.3. Calcul du débit de base

a) Mangin-Maillet

Les résultats de la modélisation des périodes de tarissement sur les chroniques 2002, 2003, 2004, 2005 et 2009 du Luri sont présentés ci-après.



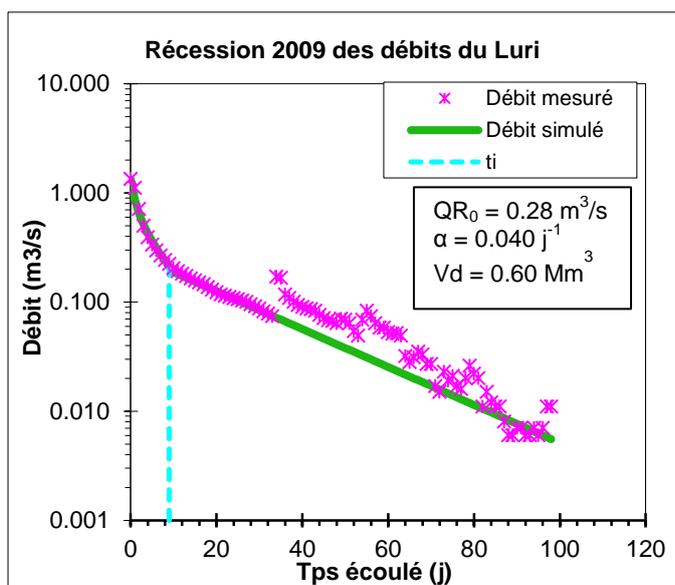


Illustration 131 : Analyse des courbes de tarissement du Luri par la formulation de mangin - Maillet

Le tableau ci-après récapitule les paramètres de calage pour chaque chronique analysée :

Année	Q_{R0} (m^3/s)	Coefficient tarissement	Vol dyn (Mm^3)	Vol dyn (mm)	Q_0 pic crue (m^3/s)	Critère de Nash
2002	0.03	0.025	0.1	6	0.33	96.13
2003	0.13	0.040	0.28	16	0.22	98.98
2004	0.25	0.037	0.58	34	2.27	98.60
2005	0.32	0.030	0.92	54	1.56	96.55
2009	0.28	0.040	0.6	35	1.34	96.74
Moyennes	0.20	0.034	0.50	29		

Illustration 132 : Détail des paramètres de calage des formulations Mangin-Maillet sur les chroniques de débit du Luri (bassin versant de 17 km²).

Les calages mettent en évidence le manque de fiabilité des données à l'étiage (principalement pour les années 2004 et 2005) car d'une part la phase de tarissement a été perturbée par des épisodes pluvieux et d'autre part le débit du cours d'eau est descendu trop bas et sa mesure est devenue moins fiable, comme l'a montré l'analyse des débits classés pour les débits inférieurs à 0.02 m³/s.

Cependant, d'après les calages réalisés, le coefficient de tarissement du Luri est en moyenne de 0.034 j⁻¹ pour un volume dynamique moyen de 0.50 Mm³. Ce coefficient est beaucoup plus élevé (vitesse de vidange plus élevée) que les autres bassins versant, indiquant un soutien d'étiage moins efficace (c'est-à-dire un bassin qui retient peu l'eau souterraine) ou étant lié à l'infiltration de l'eau dans les alluvions substituant une grande partie de l'écoulement de surface pendant l'étiage. Les données disponibles ne permettent pas de trancher.

b) BFI

Les résultats du calcul du BFI sur la période de 2002 à 2005 pour le Luri sont présentés ci-après :

Année	BFI	Vol base total (Mm ³)	Vol base total (mm)	Part des Precip ann (%)	Vol base Réc (Mm ³)	Vol base Réc (mm)
2002	0.48	1.07	63	7	0.11	6
2003	0.49	1.92	113	13	0.15	10
2004	0.48	2.78	164	19	0.48	27
2005	0.56	3.28	193	22	0.71	44
Moyennes	0.50	2.26	133	15	0.36	22

Illustration 133 : Résultats du calcul du BFI sur les chroniques de débit du Luri

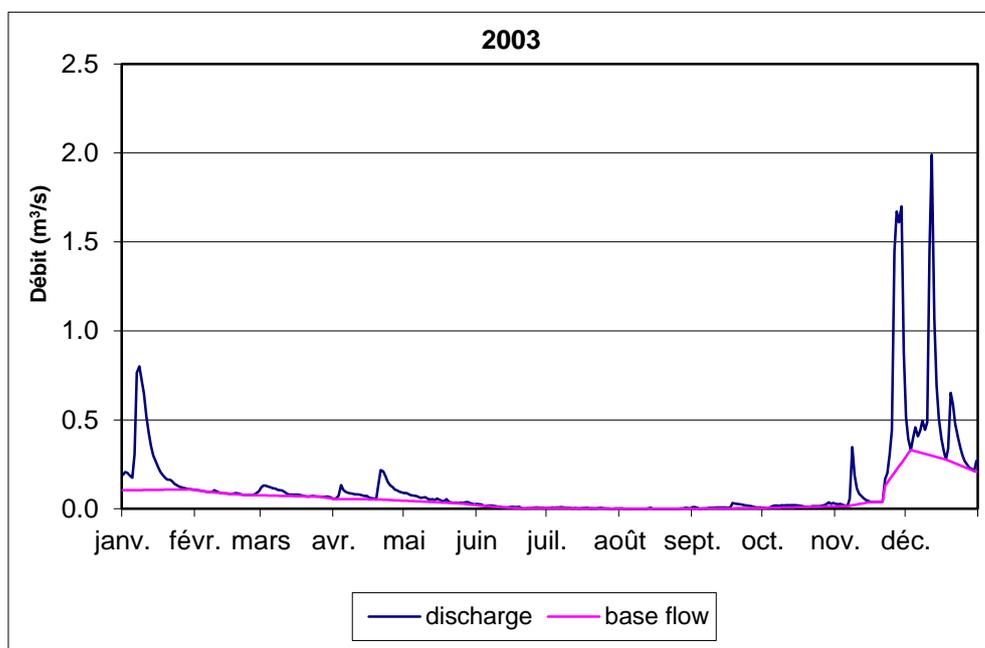


Illustration 134 : Débits observés dans le Luri en 2003 et courbe du débit de base calculé.

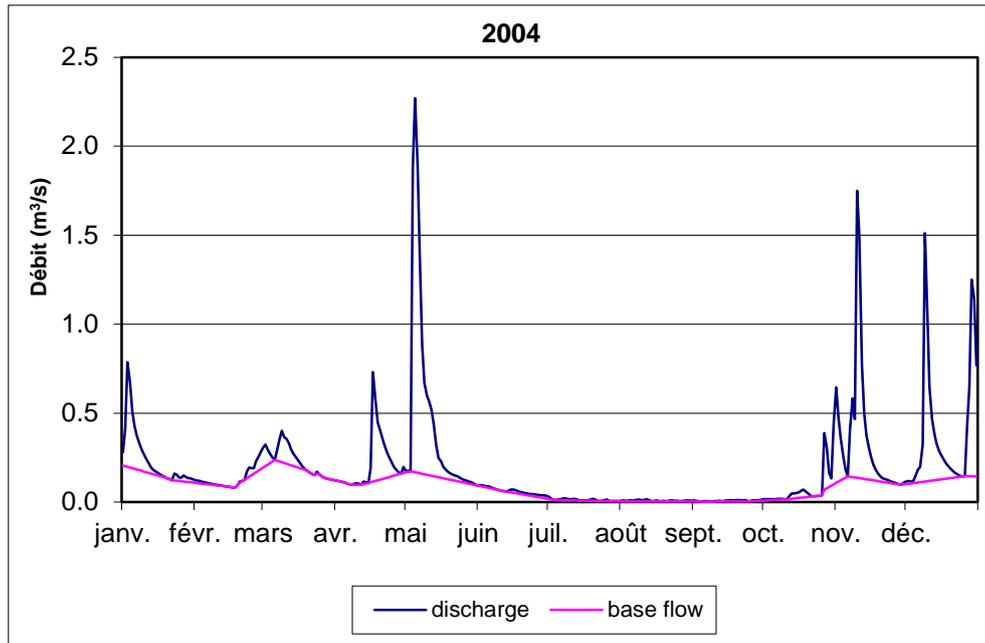


Illustration 135 : Débits observés dans le Luri en 2004 et courbe du débit de base calculé.

L'indice moyen du BFI sur le bassin versant du Luri est de 0.50, soit une valeur intermédiaire aux deux pôles perméable (0.9) et imperméable (0.2). Sur les quatre années de calcul, le BFI est stable, excepté pour l'année 2005 où il est sensiblement supérieur. Cela peut être expliqué par les crues répétées qui se sont produites sur le Luri cette année-là entre fin février et avril et qui ont permis une bonne recharge de l'hydrosystème.

Le calcul de la courbe du débit de base pour chaque année de la chronique a permis de calculer le volume dynamique annuel correspondant. Rapporté à la pluviométrie annuelle moyenne du bassin versant du Luri (880 mm) ce volume représente en moyenne 15 % de la lame d'eau précipitée.

Les résultats du calcul du volume dynamique de la période de récession comparés aux volumes dynamiques totaux montrent que le volume d'eau issu de l'aquifère qui soutient le Luri au cours de l'étiage représente en moyenne environ 17 % du débit total du cours d'eau, ce qui est plus faible que les autres bassins étudiés. Cela s'explique probablement par les alluvions sur lesquelles la station limnimétrique est implantée et qui substitue une partie du débit du cours d'eau qui s'y infiltre, en particulier pendant les périodes d'étiage.

9.10. SYNTHÈSE ET COMPARAISON DES QUATRE BASSINS VERSANTS ETUDIÉS

Les caractéristiques des bassins versant étudiés sont synthétisées dans les tableaux ci-après :

BV	Superf BV (km ²)	Prec ann moy (mm)	Pente moy cours d'eau (%)	% "roches vertes"	% schistes et calc	BV influencé par écoulements rapides	Coef tariss moy	Vol dyn moyen (Mm ³)	Vol dyn moyen (mm)	BFI moy	Part du vol dyn total sur les precip ann (%)
Aliso	33	930	11	45	8	Non	0.021	0.70	21	0.50	11
Bevinco	54	950	6	59	13	Non	0.017	2.04	38	0.57	16
Bravona	66	1100	7	33	51	Oui	0.013	3.23	49	0.56	14
Luri	17	880	11	55	26	Non	0.034	0.50	29	0.50	15

BV	Vol dyn moyen (Mm ³)	Vol dyn moyen (mm)	Vol dyn min (mm)	Vol dyn max (mm)	Variabilité interannuelle du vol dyn (mm)
Aliso	0.70	21	9	50	41
Bevinco	2.04	38	26	48	22
Bravona	3.23	49	37	65	28
Luri	0.50	29	6	54	48

Sur les quatre bassins versant, les coefficients de tarissement sont relativement élevés et sont compris entre 0.013 et 0.034. Cela témoigne d'une vidange rapide des hydrosystèmes et donc de réserves limitées disponibles pour le soutien d'étiage. Ces hydrosystèmes présentent une faible inertie, contrairement aux aquifères karstiques décrits dans le chapitre 8.2 précédent.

Concernant les volumes dynamiques rapportés à la surface des bassins versant drainés et exprimés en mm, d'après les données la variabilité interannuelle est importante pour les bassins de l'Aliso et du Luri tandis qu'elle l'est moins pour les bassins du Bevinco et de la Bravona qui présentent une superficie plus importante.

Pour les quatre bassins, la part du volume dynamique de vidange des aquifères sur les précipitations annuelles moyennes ne dépasse pas 16 %.

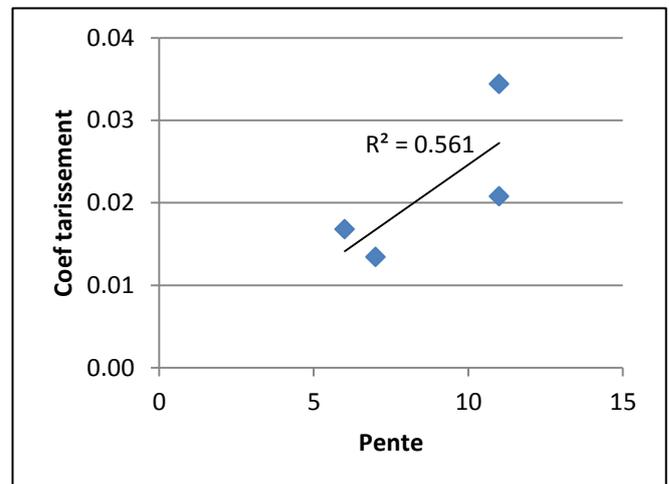
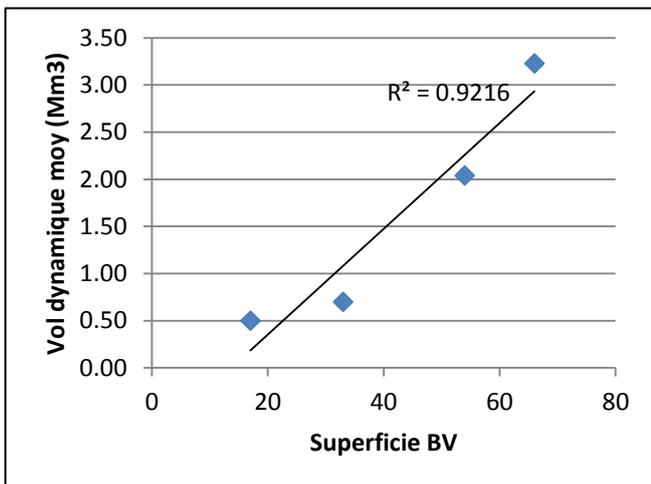
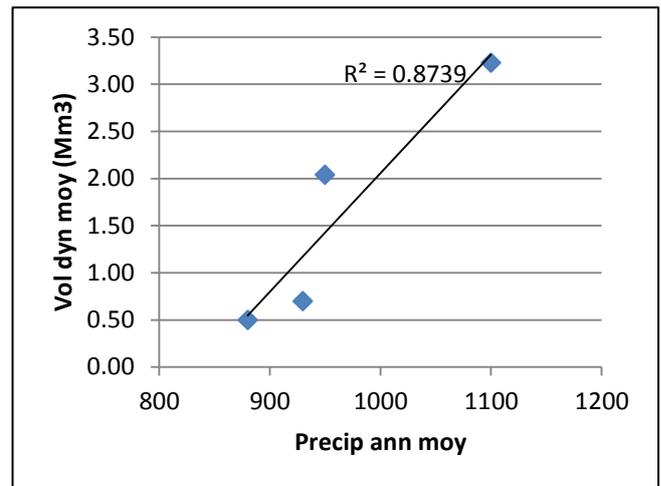
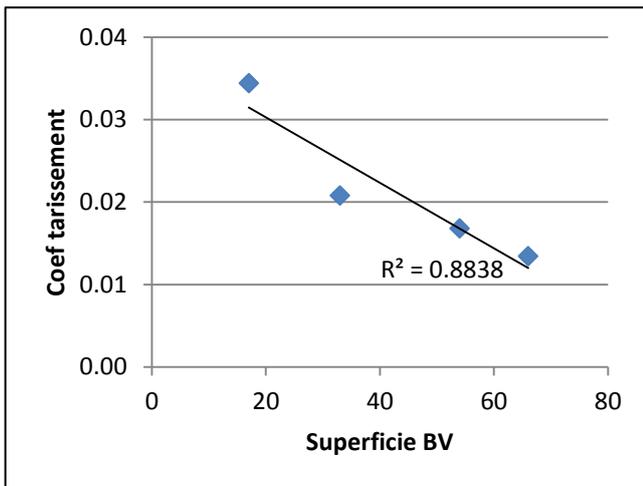
Les résultats mettent également en évidence l'impact de la répartition dans le temps et l'intensité des précipitations sur l'efficacité de la recharge : les petits épisodes pluvieux rapprochés semblent plus efficaces et permettent l'infiltration d'une lame d'eau plus importante (en proportion) que les gros événements pluvieux plus ponctuels et pour lesquels le ruissellement est majoritaire (ce type de régime de précipitations est cependant plus proche du régime pluvieux méditerranéen que connaît la Corse).

D'après l'étude du potentiel aquifère des formations granitiques (Frissant *et al.*, 2010), les caractéristiques du tarissement des cours d'eau (12 étudiés) drainant ces formations sont différentes de celles des cours d'eau de la Corse alpine :

- les coefficients de tarissement des fleuves de la Corse hercynienne sont inférieurs d'un facteur 10 (ils sont compris entre 0.003 et 0.008), indiquant une capacité aquifère plus importante ;

- les volumes dynamiques moyens rapportés à la superficie des bassins sont plus disparates que pour les cours d'eau de la Corse alpine qui ont été étudiés et peuvent être beaucoup plus faibles (13.5 mm) et beaucoup plus élevés (81.5 mm) ;
- ces volumes dynamiques présentent cependant une variabilité interannuelle globalement comparable à ceux de la Corse alpine.

Un travail de recherche de corrélation entre les différents paramètres calculés et la réalité physique des bassins versant a été mené sur les résultats de l'étude du tarissement sur les quatre bassins versant de la Corse alpine afin de voir si la géologie, les précipitations ou la superficie des bassins versant peuvent être déterminant sur le potentiel aquifère (Illustration 136).



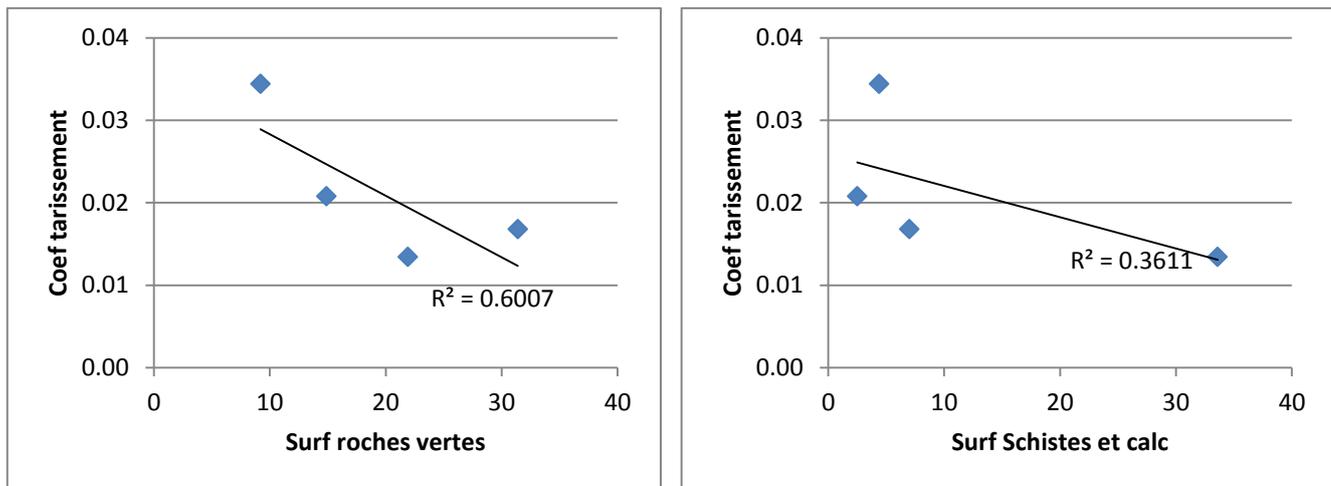


Illustration 136 : Recherche de corrélations entre les paramètres calculés et la réalité physique des bassins versant. La superficie de « roches vertes » désigne la superficie cumulée des serpentinites et des metabasaltes/métagabbros.

Ces corrélations mettent en évidence que plus le bassin versant présente une superficie importante plus la vitesse de tarissement est lente et plus le volume dynamique est élevé. En outre, le volume dynamique est d'autant plus grand que les précipitations sur le bassin sont élevées, témoignant de leur importance dans la recharge des aquifères. La tentative de corrélation du coefficient de tarissement avec la pente moyenne du cours d'eau donne des résultats plus nuancés (coefficient de détermination de 0.561) mais une tendance semble cependant se dessiner : plus la pente est élevée et plus le coefficient de tarissement et donc la vitesse de vidange semblent être élevés. La pente peut être assimilée au gradient hydraulique car la surface piézométrique dans l'aquifère suit la topographie (la pente représente alors le gradient hydraulique maximal). Donc plus la charge hydraulique de l'aquifère est élevée et plus la vitesse de vidange de l'aquifère l'est également. Ces résultats sont cohérents avec les équations.

Les tentatives de corrélation entre la géologie et le coefficient de tarissement mettent en évidence certaines tendances. La corrélation du coefficient de tarissement avec la superficie de « roches vertes » (désignant les serpentinites et les metabasaltes/métagabbros) du bassin versant tend à montrer que plus la superficie couverte par ces formations est importante et plus la vitesse de vidange de l'aquifère est amortie. La même corrélation avec la superficie de schistes et calcaires ne met pas en évidence de tendance fiable. D'après ces premières analyses, les aquifères qui se développent dans les « roches vertes » semblent présenter un comportement relativement inertiel suggérant une perméabilité réduite.

Pour valider ces tendances, il sera nécessaire de mettre en œuvre des jaugeages différentiels à l'étiage sur des bassins versant dont la géologie évolue de l'amont vers l'aval. En outre, à partir des caractéristiques des bassins versant (longueur du réseau de drainage pérenne, pente moyenne du bassin, etc.), la conductivité hydraulique de chaque bassin pourra être estimée et permettra d'améliorer l'évaluation du potentiel aquifère des formations de la Corse alpine.

10. Discussion et proposition d'un modèle hydrogéologique conceptuel préliminaire

Les différentes approches et analyses réalisées dans le cadre de cette étude mettent en évidence que les aquifères de la Corse alpine se caractérisent par l'hétérogénéité et la complexité de leur géologie qui induit des hétérogénéités dans les circulations d'eau souterraine. La synthèse des informations géologiques et hydrogéologiques acquises a permis d'établir un premier schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations de la Corse alpine (Illustration 137).

Les visites de terrain réalisées sur les zones de replats (pente inférieure à 10°) de la Corse alpine n'ont pas mis en évidence de profils d'altération (altérites + horizon fissuré) comparables à ceux qui se développent dans les formations granitiques et qui soient suffisamment développés pour avoir donné lieu à la formation d'aquifères d'altération. Des indices nets d'altération ont néanmoins été observés dans des gabbros pegmatoïdes non métamorphisés au niveau du sillon médian de la Corse, en bordure occidentale de la Castagniccia, et laissant envisager la présence d'un véritable aquifère d'altération. Cette partie de la chaîne présente cependant une histoire géologique différente de celle des unités métamorphiques avec un métamorphisme alpin réduit ou absent et une émergence plus ancienne permettant à l'érosion de s'exercer suffisamment longtemps.

La circulation des eaux souterraines au sein des massifs de la Corse alpine et la localisation des aquifères semblent principalement déterminées par la tectonique. Ce sont les discontinuités (failles, fractures, fissures, zones broyées) qui confèrent à ces massifs une certaine perméabilité.

L'analyse de l'évolution du débit air-lift à l'avancement de la foration dans une soixante de forages a mis en évidence que la zone fracturée productive est généralement comprise entre 0 et 40 m de profondeur et s'étend jusqu'à 70 – 80 m dans les formations de schistes et calcaires. L'analyse a également montré que les fractures les plus productives sont généralement localisées dans les quarante premiers mètres. L'origine de cet horizon perméable reste à déterminer mais peut être lié à la décompression lithostatique et/ou à des processus d'altération naissants.

L'étude de la répartition et de la localisation des sources a permis d'identifier les formations aquifères et les formations jouant le rôle de substratum imperméable. D'après les observations de terrain et les analyses cartographiques, les émergences sont généralement situées au contact de failles ou au niveau de contacts lithologiques à la faveur de contrastes de perméabilité.

Les serpentinites, metabasaltes et métagabbros constituent des aquifères qui sont à l'origine d'émergences qui peuvent être conséquentes (débits de plusieurs litres par seconde à l'étiage) si les massifs sont de taille importante comme c'est le cas dans le Cap-Corse avec les sources de Pietracorbara et de Brando (le rôle des placages d'éboulis dans l'importance des débits de ces émergences restant cependant à déterminer). Ces formations ne présentent pas de contraste de perméabilité entre elles mais peuvent, dans d'autres configurations, constituer des murs imperméables qui engendrent des émergences (par exemple source de Fontanetto qui sourd des cipolins au contact des métagabbros et métagranites). L'état de fracturation de ces formations semble être un paramètre déterminant dans leur potentiel aquifère mais reste à confirmer par des investigations complémentaires. Les observations menées sur le bassin

versant de la Presa tendent également à montrer que ces formations du cortège ophiolitique semblent peu transmissives et présenter une certaine inertie et donc une fonction de réservoir.

Les formations schisteuses se présentent comme des formations globalement peu perméables et compartimentées qui interrompent les circulations souterraines et favorisent les émergences comme dans le Cap-Corse avec les sources de Pietracorbara à la base du massif de serpentinites / prasinites ou en Castagniccia à la base de la crête occidentale également constituée de roches vertes ou à la base du massif de métagabbros du Monte Sant'Angelu. L'orientation de la schistosité semble être déterminante dans l'émergence si elle est orientée de façon perpendiculaire à la fracturation de la formation sus-jacente. Au sein même des formations schisteuses de la Castagniccia se trouvent de nombreuses émergences qui sourdent au contact de structures faillées ou à la faveur des hétérogénéités de la formation qui se traduisent par des alternances de schistes avec des calcschistes ou des cipolins, ces derniers étant plus perméables. La forte densité de ces sources en Castagniccia et leur faible débit (généralement inférieur à un litre par seconde à l'étiage) suggère des aquifères très compartimentés dans ces formations.

Les quelques massifs de cipolins présents en Corse alpine (Brando, Fontanetto, Canarincio) sont peu étendus mais présentent un caractère karstique et sont à l'origine de sources présentant les débits parmi les plus importants relevés. La karstification de ces massifs est peu développée mais leur confère une perméabilité en grand importance au regard des autres formations en présence.

Les calcschistes semblent présenter des caractéristiques intermédiaires aux schistes et cipolins avec la présence de phénomènes de dissolution des niveaux les plus calcaires leur conférant une certaine perméabilité.

Les schistes et les calcschistes sont les formations les plus exploitées par forage. Ils sont implantés sur les zones de fractures repérées par photo-interprétation et à proximité des thalwegs (axes de circulation des eaux privilégiés). Ces aquifères, dont la zone la plus perméable et productive correspond globalement aux 80 premiers mètres de profondeur, donnent lieu à des forages qui sont généralement peu productifs (quelques m³ par heure) et utilisés en complément du captage de sources.

Le potentiel aquifère des formations de la Corse alpine semble relativement limité, au regard des caractéristiques du tarissement des cours d'eau étudiés. D'après les analyses réalisées, les quatre bassins versant étudiés présentent des caractéristiques semblables et semblent réagir de façon similaire en termes de tarissement. Les coefficients de tarissement relativement élevés (entre 0.013 et 0.034) témoignent de leur faible inertie et d'une vidange rapide des hydrosystèmes et donc de réserves limitées pour le soutien d'étiage. D'après les résultats obtenus, la capacité de stockage de l'eau souterraine semble dépendante de la taille du bassin versant. La part du volume dynamique de vidange des aquifères sur les précipitations annuelles moyennes est globalement comprise entre 10 et 15 %. Il n'a pas pu être vérifié le lien entre la géologie des bassins versant et l'efficacité du soutien d'étiage. Les campagnes de jaugeages à l'étiage prévues dans le cadre de la phase 2 d'étude de l'hydrogéologie des formations de la Corse alpine sur l'ensemble de la zone d'étude devraient permettre de vérifier ces hypothèses, notamment au travers de jaugeages différentiels à l'étiage sur des bassins versant dont la géologie varie de l'amont vers l'aval (roches vertes puis schistes et calcschistes dans le Cap-Corse par exemple).

Les schémas ci-après synthétisent les principales caractéristiques des aquifères mises en évidence à partir de cette étude.

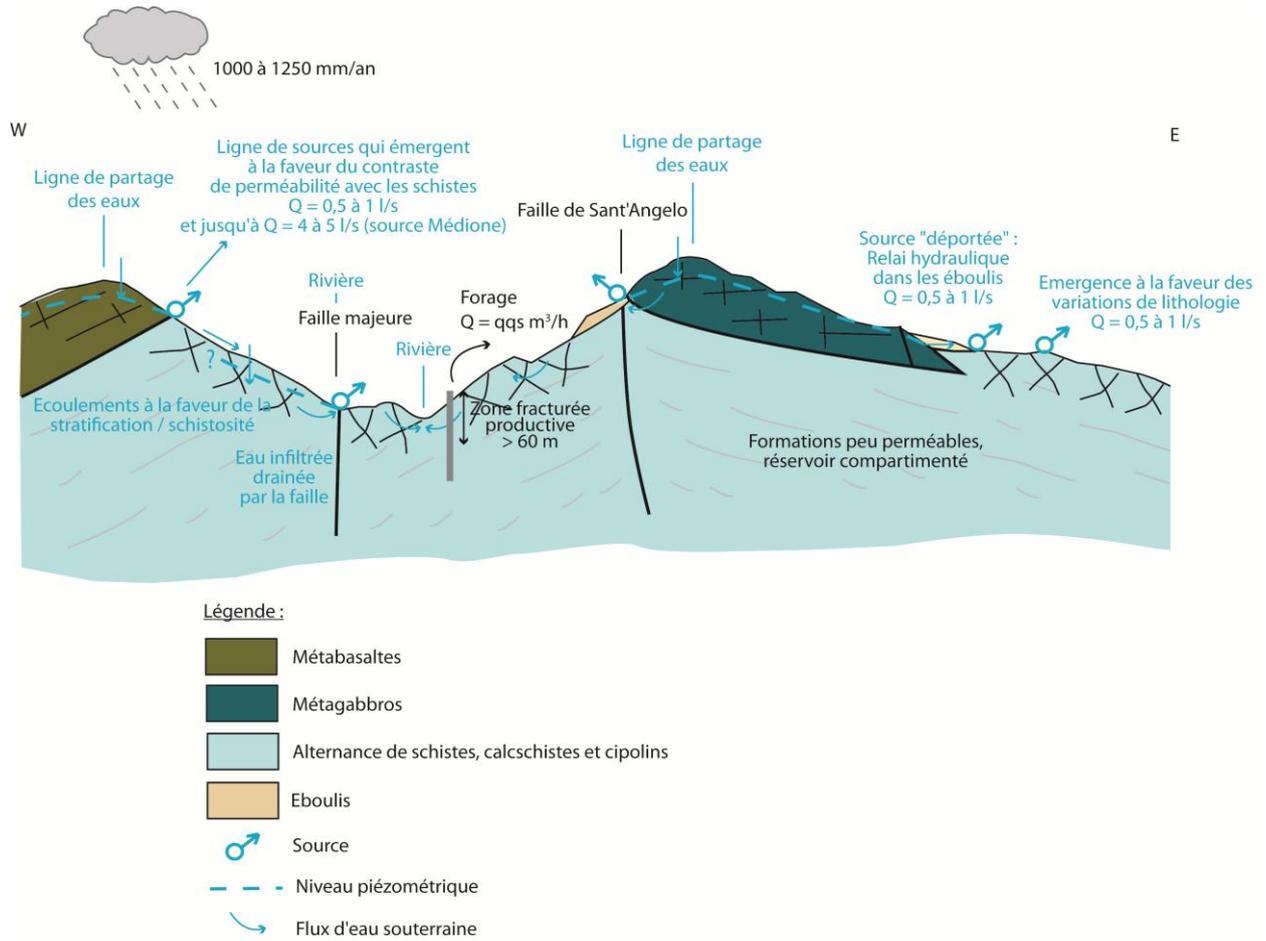


Illustration 137 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations de la Castagniccia entre la crête occidentale du Monte San Petrone et la crête orientale du Monte Sant'Angelo

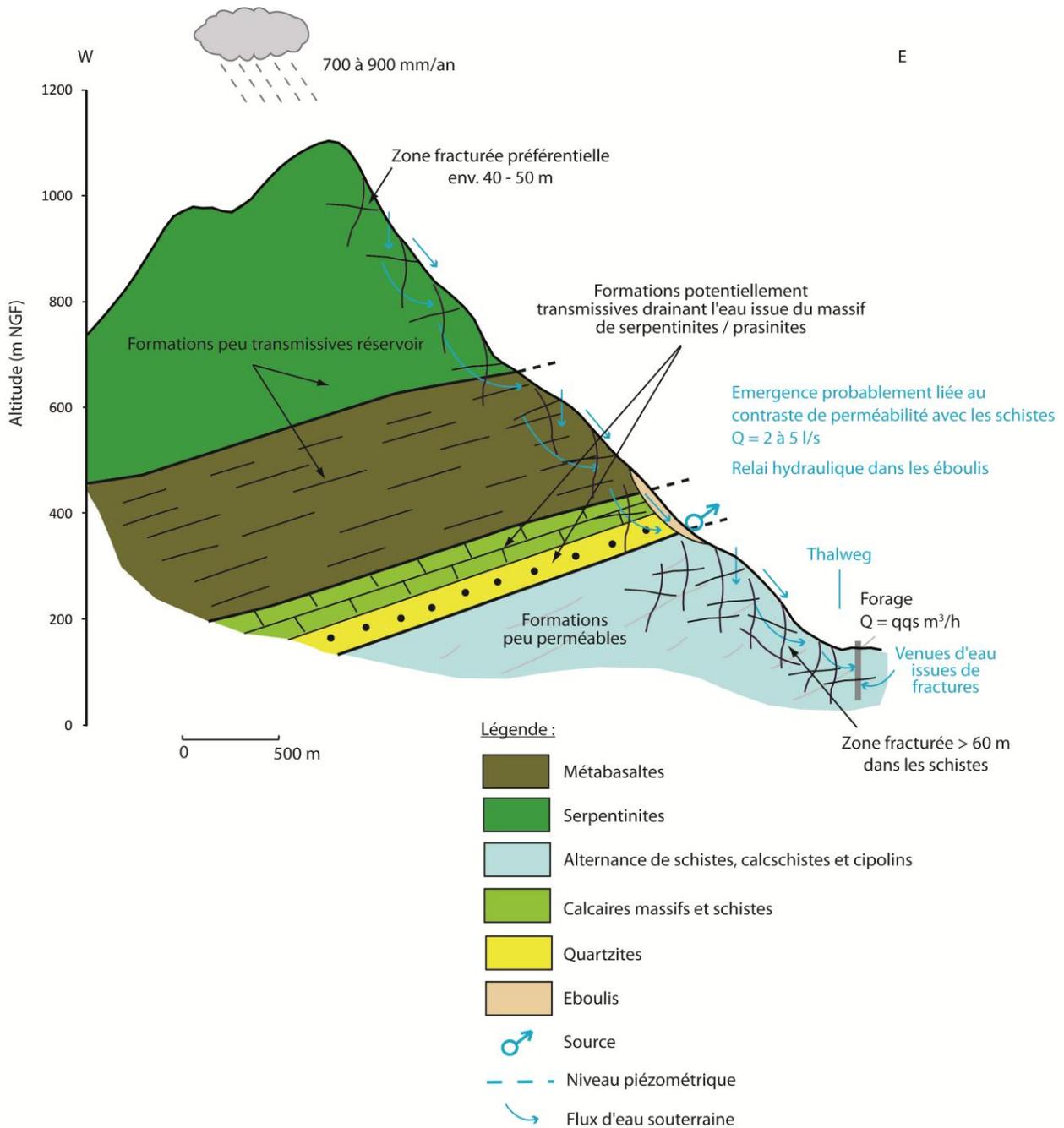


Illustration 138 : Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations du versant est du Cap-Corse (secteur de Pietracorbara).

11. Conclusions et perspectives

11.1. PRINCIPAUX RESULTATS

La synthèse des informations géologiques et hydrogéologiques acquises a permis d'établir un premier schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des formations de la Corse alpine.

Les visites de terrain réalisées sur les zones de replats de la Corse alpine n'ont pas mis en évidence de profils d'altération (altérites + horizon fissuré) comparables à ceux qui se développent dans les formations granitiques et qui soient suffisamment développés pour avoir donné lieu à la formation d'aquifères d'altération.

La circulation des eaux souterraines au sein des massifs de la Corse alpine et la localisation des aquifères semblent principalement déterminées par la tectonique. Ce sont les discontinuités (failles, fractures, fissures, zones broyées) qui confèrent à ces massifs une certaine perméabilité.

La zone fracturée productive est généralement comprise entre 0 et 40 m de profondeur et s'étend jusqu'à 70 – 80 m dans les formations de schistes et calcaires. L'origine de cet horizon perméable reste à déterminer mais peut être lié à la décompression lithostatique et/ou à des processus d'altération naissants.

L'étude de la répartition et de la localisation des sources a permis d'identifier les formations aquifères et les formations jouant le rôle de substratum imperméable. Les émergences sont généralement situées au contact de failles ou au niveau de contacts lithologiques à la faveur de contrastes de perméabilité. Les serpentinites, metabasaltes et métagabbros constituent des aquifères présentant une certaine inertie et qui sont à l'origine d'émergences qui peuvent être conséquentes (débits de plusieurs litres par seconde à l'étiage). Ces formations peuvent également, dans d'autres configurations, constituer des murs imperméables qui engendrent des émergences (source de Fontanetto). L'état de fracturation de ces formations semble être un paramètre déterminant pour leur potentiel aquifère. Les formations schisteuses se présentent comme des formations globalement peu perméables et compartimentées qui interrompent les circulations souterraines et favorisent les émergences. Les quelques massifs de cipolins présents en Corse alpine (Brando, Fontanetto, Canarinco) sont peu étendus mais présentent un caractère karstique et sont à l'origine de sources présentant les débits parmi les plus importants relevés. Les calcschistes semblent présenter des caractéristiques intermédiaires aux schistes et cipolins avec la présence de phénomènes de dissolution des niveaux les plus calcaires leur conférant une certaine perméabilité.

Les schistes et les calcschistes sont les formations les plus exploitées par forage qui sont implantés sur les zones de fractures repérées par photo-interprétation et à proximité des thalwegs (axes de circulation des eaux privilégiés). Ces aquifères, dont la zone la plus perméable et productive correspond globalement aux 80 premiers mètres de profondeur, donnent lieu à des forages qui sont généralement peu productifs (quelques m³ par heure) et utilisés en complément du captage de sources.

Le potentiel aquifère des formations de la Corse alpine semble relativement limité, au regard des caractéristiques du tarissement des cours d'eau étudiés. Les coefficients de tarissement relativement élevés (entre 0.013 et 0.034) témoignent de leur faible inertie et d'une vidange rapide des hydrosystèmes et donc de réserves limitées pour le soutien d'étiage. D'après les

résultats obtenus, la capacité de stockage de l'eau souterraine semblerait dépendante de la taille du bassin versant. La part du volume dynamique de vidange des aquifères sur les précipitations annuelles moyennes est globalement comprise entre 10 et 15 %.

11.2. PERSPECTIVES

Cette étude présente de nombreuses perspectives. Elle a permis de définir un premier schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique des aquifères de la Corse alpine mais un certain nombre d'éléments reste à préciser et de nombreux aspects restent à explorer afin d'améliorer la compréhension de ces hydrosystèmes dans le but de mieux les exploiter.

La phase 2 programmée de cette étude va consister à élaborer une carte du potentiel aquifère des formations métamorphiques alpines de la Corse à l'échelle régionale. Une campagne de jaugeages à l'étiage est prévue afin de déterminer les débits spécifiques des bassins versant de la zone. Cette campagne sera complétée par des jaugeages différentiels sur certains bassins dont la géologie évolue de l'amont vers l'aval afin de déterminer les paramètres hydrodynamiques (perméabilité) des aquifères par lithologie (Dewandel *et al.*, 2004) et de pouvoir extrapoler les résultats aux secteurs non couverts par les jaugeages. Ces jaugeages seront complétés par des reconnaissances géologiques de terrain où une attention particulière sera portée sur la fracturation qui est un élément déterminant dans la localisation des aquifères.

Les axes de développement suivants sont proposés :

- les sources constituent des exutoires et donc des regards sur les aquifères. Les étudier permet donc de mieux caractériser le fonctionnement des hydrosystèmes souterrains. La connaissance des émergences de la Corse alpine est partielle. Leur inventaire et leur caractérisation via la mesure des débits et des paramètres physico-chimiques permettrait de préciser le fonctionnement hydrogéologique de ces formations. En outre, le développement du suivi des débits et de la conductivité électrique des sources les plus importantes situées en contextes géologiques différents et le traitement de ces données permettrait de contribuer significativement à la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes ;
- étudier les processus de recharge des aquifères et de renouvellement de la ressource en eau par une caractérisation géochimique des eaux issues des formations alpines. Les données sur la chimie des eaux souterraines disponibles sur ADES pourront être utilisées et des campagnes supplémentaires pourront être menées afin d'étudier les interactions eaux-roches à l'origine de la minéralisation des eaux mais également les processus de mélanges d'eaux et de pollution. Les outils isotopiques pourront également être mis en œuvre (isotopes de l'eau par exemple) pour étudier les altitudes de recharge des aquifères et dater les eaux afin de préciser le fonctionnement hydrogéologique de ces aquifères ;
- l'étude du fond hydrogéochimique de la Corse (Cary *et al.*, 2013) a mis en évidence la présence d'un fond géochimique naturel élevé en antimoine et nickel dans les eaux souterraines du Cap-Corse en particulier. Bien que la présence et l'occurrence de ces éléments traces dans les aquifères exploités pour l'alimentation en eau potable soient suivies via les contrôles sanitaires de l'ARS sur les captages, la présence de ces métaux dans les points d'eau destinés à d'autres usages (domestiques, agricoles, etc.) n'est pas connue. Une cartographie fine de la présence des métaux lourds dans les aquifères de la Corse alpine permettrait de mieux gérer la ressource en eau et ses usages ;

- l'hydrothermalisme présent dans les formations de la Corse alpine (et en particulier dans la Castagniccia) pourra également être étudié afin d'améliorer la compréhension de ces hydrosystèmes particuliers dans le but d'améliorer la gestion des gisements déjà exploités (Orezza) et de développer l'utilisation des sources qui ne le sont pas.

12. Bibliographie

- Arvois R., Gravost M., Putallaz J. et Michel M. (1972) – Etude hydrogéologique de vallées alluviales et des communes du Cap-Corse. Rapport BRGM 72 SGN 133 PRC, 121 p., 6 ill., 4 ann.
- Berthier F., Demange J., Desplan A., coll. Dominici D., Rossi Ph. (1980) – Etude préliminaire des ressources géothermiques de la Corse. Rapport BRGM 80-SGN-784-GTH, 91 p., 24 fig., 6 tab.,
- Bigot J.-Y. (2004) - Spelunca Mémoires – Spéléométrie de la France. N°27. Fédération Française de Spéléologie.
- Boronina A, Renard P, Balderer W, Christodoulides A (2003) Groundwater resources in the Kouris catchment (Cyprus): data analysis and numerical modelling. *J Hydrol* 271:130–149
- Boronina, A., Balderer, W., Renard, P., Stichler, W. (2005) Study of stable isotopes in the Kouris catchment (Cyprus) for the description of the regional groundwater flow. *J. Hydrol* 308:214–226.
- Boronina, A., Renard, P., Balderer, W., Stichler, W. (2005) Application of tritium in precipitation and in groundwater of the Kouris catchment (Cyprus) for description of the regional groundwater flow. *Appl. Geochem.* 20, 1292-1308.
- Caballero Y., Blaise M., Renoir, A., Noël Y., Petit V. (2006) – Retour d'expérience sur les forages réalisés en Corse-du-Sud dans les zones de socle granitique. Rapport BRGM/RP-54140-FR. 41 p., 6 annexes, 14 ill.
- Caballero Y., Wyns R., Miehé J.M. *et al.* (2007) – Estimation de la réserve en eau souterraine participant au soutien d'étiage des rivières dans le socle granitique de Corse. Application au bassin versant du Haut-Rizzanese. Rapport final. BRGM/RP-55121-FR, 105 p., 65 ill., 1 ann.
- Caritg S., coll. Lahondère D., Rossi P. (2009) – Carte géologique harmonisée du département de la Haute-Corse. Rapport BRGM/RP-57748-FR, 438 p., 30 ill., 3 pl. hors texte.
- Desprats J.F. (2010) – Analyse statistique de paramètres morphologiques et climatiques sur les bassins versants de la Corse. Mise en place du SIG au niveau régional. Rapport BRGM RP-58567-FR, 35 p., 20 ill.
- Dewandel B, Lachassagne P, Bakalowicz M, Weng P, Al-Malki A (2003) Evaluation of aquifer thickness using recession hydrographs analysis. Application to the Oman ophiolite, hard-rock aquifer. *J Hydrol* 274:248–269.
- Dewandel B, Lachassagne P, Qatan A (2004) Spatial measurements of stream baseflow a relevant methodology for aquifer characterization and permeability evaluation. Application to a hard-rock aquifer, the Oman ophiolite. *Hydrol Process* 18:3391–3400.
- Dewandel B., Lachassagne P., Boudier F., Al-Hattali S., Ladouche B., Pinault J.L., Al-Suleimani Z. (2005) A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeology journal* (2005) 13: 708-726.

- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.C., Krishnamurthy N.S. (2006) - A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330, 260-284, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026.
- Dominici R., coll. Juncy G., Maillard J., Rossi Ph. (1979) – Evaluation des ressources hydrauliques. Ressources en eau des formations cristallines et cristallophylliennes de Corse. Approche géologique, hydrogéologique et géophysique. Rapport BRGM 79 SGN 790 CSC, 39 p., 9 ill.
- Dominici R. (1991) – Commune de Brando. Etude hydrogéologique préalable à l'évaluation des ressources en eaux souterraines. Définition des périmètres de protection des captages AEP. Rapport BRGM R32568 CSC 4S 91, 41 p., 9 ill., 1 ann.
- Dominici R., Farand R., Garnier J.L., Juncy G. (1992) – Etude hydrogéologique de la source de Fontanetto. Commune de Barbaggio (Haute-Corse). Rapport R34207, 31 p., 13 fig., 3 ann.
- Dörfliger N. (2010) – Guide méthodologique, les outils de l'hydrogéologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerin, N. Jozja, B. Marsaud, P-H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes. Rapport BRGM/RP-58237-FR, 246 p., 82 ill., 5 ann.
- Ferrandini J. et Salotti M. avec la collaboration de Bailon S., Bonifay M.F., Mourer-Chauviré C. et Réal-Testud A.M. (1995) – Découverte d'importants remplissages fossilifères d'âge pléistocène supérieur et holocène dans le karst de la région d'Oletta (Haute-Corse). [Discovery of considerable Upper Pleistocene and Holocene fossil fillings in the karst of Oletta region (Corsica)]. *GEOBIOS*, 28, 1: 117-124. Villeurbanne le 28/02/1995.
- Fournier I. (1994) – Etude hydrogéologique de la source de la Glacière. Commune de Brando (Haute-Corse). Rapport N1847, 5 p., 7 fig., 3 ann.
- Genevier M. (2013) – Etude environnementale détaillée du site minier de Matra (Haute-Corse). Volet hydrogéologie. Rapport final. BRGM/RP-62413-FR, 99 p., 32 ill., 4 ann.
- Gonzalez G. (2010) – Inventaire départemental des cavités souterraines hors mines du département de la Haute-Corse (2B). Rapport final. BRGM/RP-58864-FR, 90 p., 19 ill., 5 ann.
- Juncy G., Dominici R. (1981) – Alimentation en eau de la commune de Rogliano (Haute-Corse). Etude hydrogéologique. Rapport BRGM 81 SGN 763 CSC, 11 p., 4 ill.
- Lachassagne P., Wyns R. (2006) - Généralités. 4. Aquifères de socle, in *Aquifères et Eaux souterraines en France - Roux J.C. (Ed), AIH*, 2 vol., p. 43-51, BRGM Editions.
- Maréchal, J.C., Wyns R., Lachassagne P., Subrahmanyam K., Touchard F. (2003a) - Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'altération, *C.R. Geoscience*, vol.335, pp.451-460.
- Marsaud B. (1996) – Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux, pp305, Université Paris XI Orsay, thèse de doctorat.
- Pereira E., Rouzaud F., Salotti M., Dubois J.N., Ferrandini J., Otaviani-Spella M.M. et Quinif Y. (1999) – Castiglione (Oletta, Corsica) : relationships between phenomena of calcification and tectonic fossiliferous fracture dating. *Geodinamica Acta* 12 (1999) 371-375.

Pinault J.L. (2007) – Manuel utilisateur de TEMPO : logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie. BRGM/RP-55313-FR, 274 p., 253 fig., 2 tabl., 2 ann.

Wyns R., Gourry J.C., Baltassat J.M. et Lebert F. (1999) – Caractérisation multi-paramètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré. In GEOFCAN 1997 – Colloque de géophysique des sols études formations superficielles – Orstom – Bondy, France, 11-12/09/1997, Actes du colloque, 139-142.

Wyns R. (2002) – Climat, eustatisme, tectonique: quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 39, (2), 5-16.

Références des notices des cartes géologiques au 1/50 000 de la zone d'étude

Lahondère J.C., Lahondère D., Lluch D., Ohnenstetter M., Dominici R., Vautrelle C. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Luri (1102) – Orléans : BRGM, 50 p. Carte géologique par J.C. Lahondère, M. Durand-Delga, J.J. Guillou, L. Primel, M. Ohnenstetter (1992).

Rossi P., Lahondère J.C., Lluch D., Loye-Pilot M.D., avec la collaboration de Braud J., Dominici R., Dubois R., Durand-Delga M., Ferrandini J., Lahondère D. (1994) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Florent (1103). Orléans : BRGM, 93 p. Carte géologique par P. Rossi, J.C. Lahondère, D. Lluch, M.D. Loye-Pilot, M. Jacquet (1994).

Lahondère J.C. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bastia (1104) – Orléans : BRGM, 37 p. Carte géologique par J.C. Lahondère (1992).

Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.-C., Lahondère D. (2001) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Santo-Pietro-di-Tenda (1106). Orléans : BRGM, 224 p. Carte géologique par Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.-C. et coll. (Baud J.-R., Egal E., Lahondère D., Laporte D., Lluch D., Loye M.-D., Ohnenstetter M., Palagi P.) (2001).

Lahondère J.C., Conchon O., Lahondère D., Dominici R., Vautrelle C. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vescovato (1107). Orléans : BRGM, 67 p. Carte géologique par J.C. Lahondère, O. Conchon, D. Lahondère (1994).

Rossi P., Durand-Delga M., Caron J.M., Guieu G., Conchon O., Libourel G., Loye-Pilot M.D., avec la collaboration de Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Ferrandini J., Rouire J., Dominici R. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Corte (1110). Orléans : BRGM, 150 p. Carte géologique par P. Rossi *et al.* (1994).

Guieu G., Loye-Pilot M.D., Lahondère D., Ferrandini J. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cervione (1111). Orléans : BRGM, 50 p. Carte géologique par G. Guieu., M.D. Loye-Pilot, J.N. Mathely, C. Bercovici, P. Gaviglio (1994).

Amaudric du Chaffaut S., Bonin B., Caron J.-M., Conchon O. et Rossi Ph. avec la collaboration de Bambier A., Damiani L., Dominici R., Heetveld H. et Rouire J. (1985) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Venaco (1114). Orléans : BRGM, 41 p.

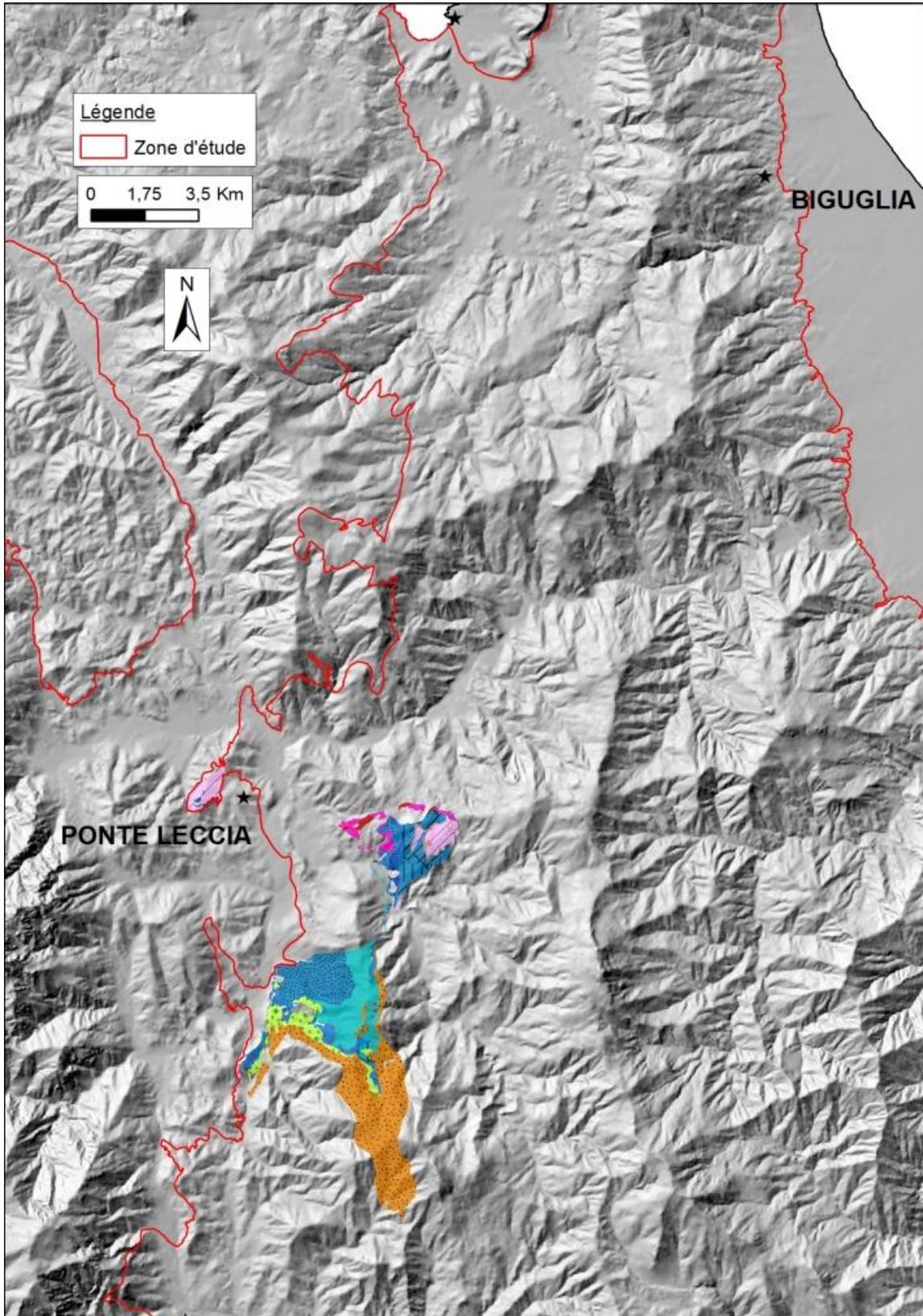
Caron J.M., Loye-Pilot M.D., avec la collaboration de Conchon O., Dominici R., Scius H., Vautrelle C. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pietra-di-Verde

(1115) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 51 p. Carte géologique par Caron J.M., Loyer-Pilot M.D., Conchon O., Scius H. (1990).

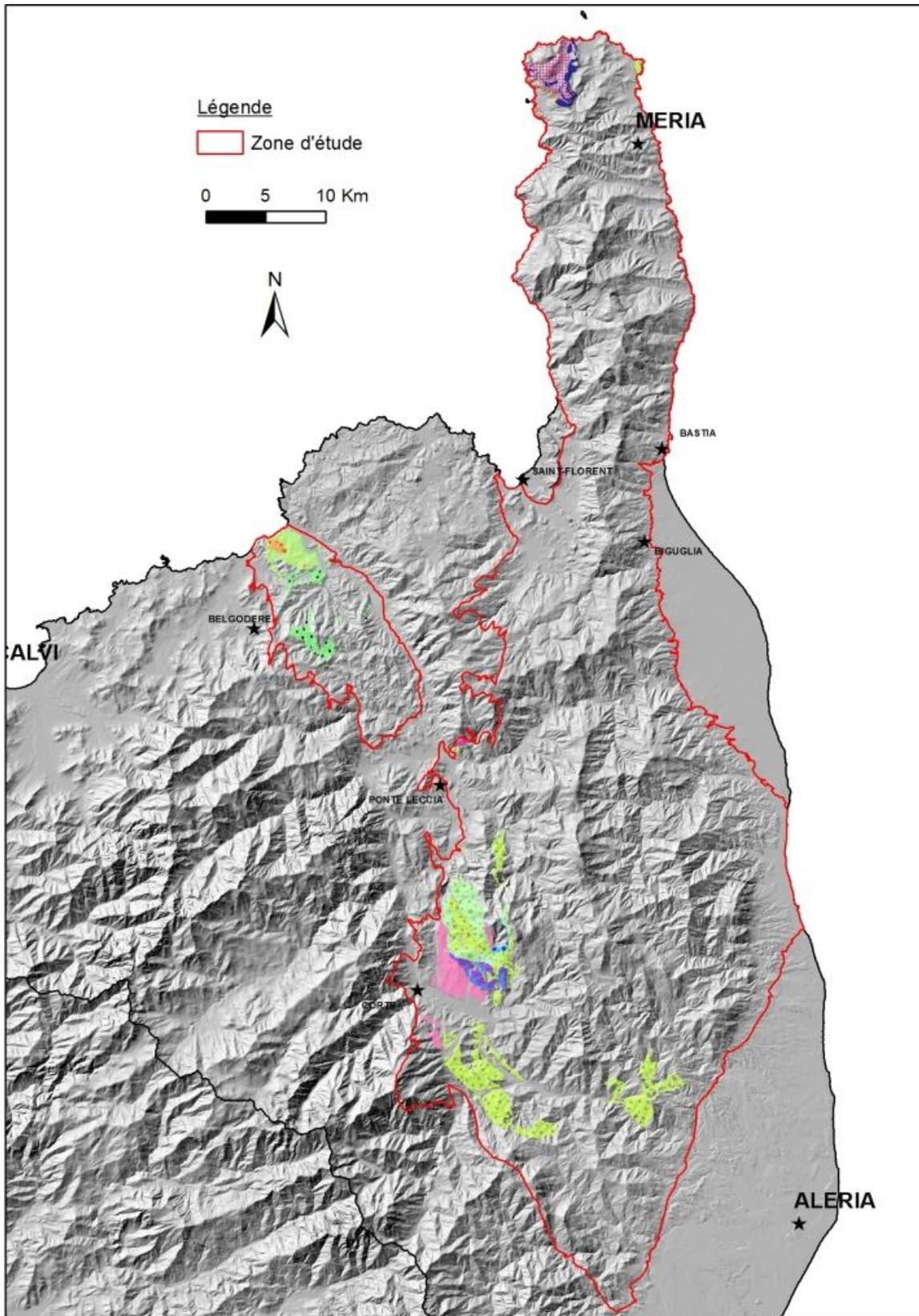
Annexe 1

Localisation des différentes unités litho-tectoniques de la Corse « alpine »

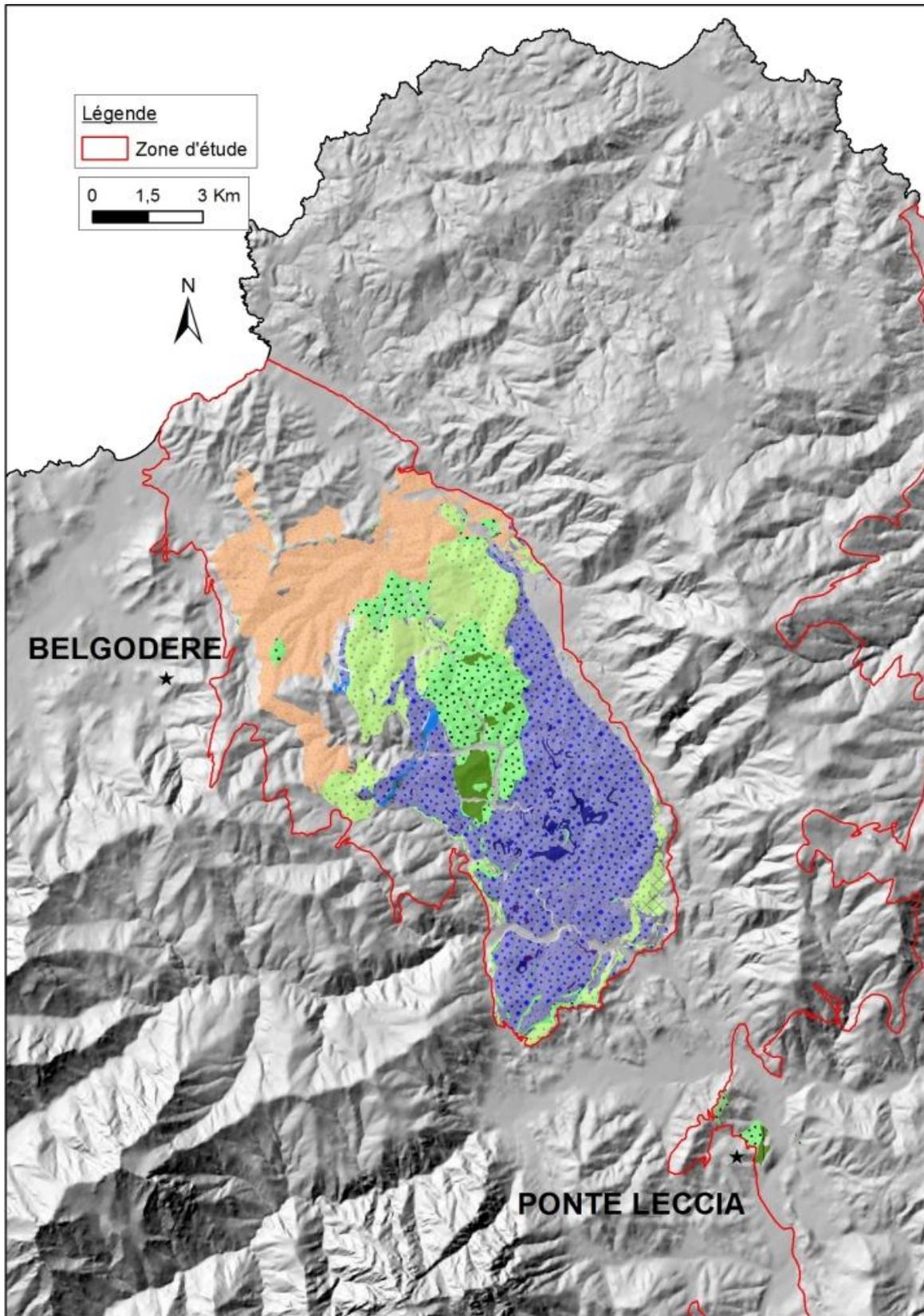
L'unité pré-piémontaise de Caporalino – Pedani :



Le domaine piémontais :

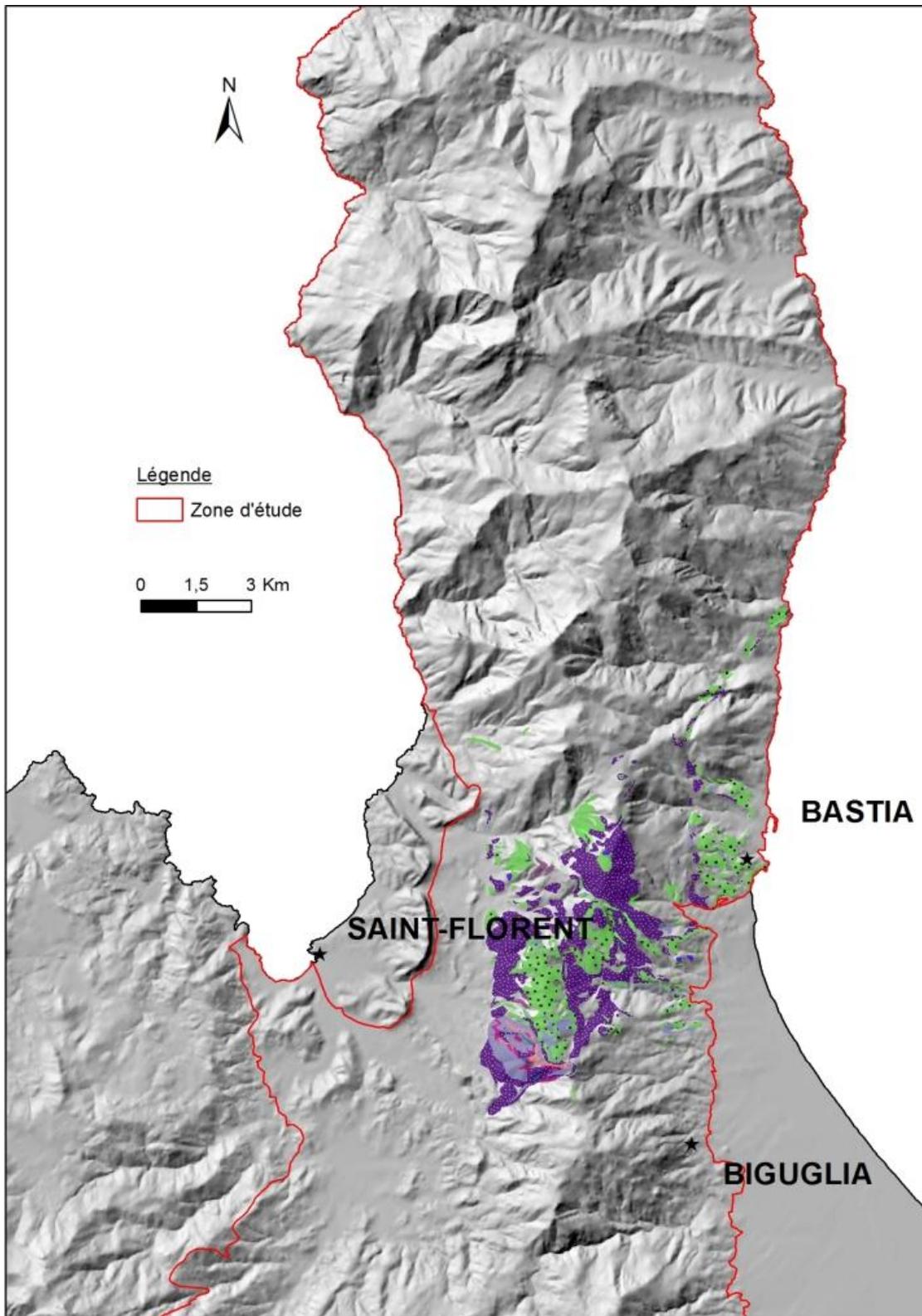


La nappe ophiolitique de Balagne :

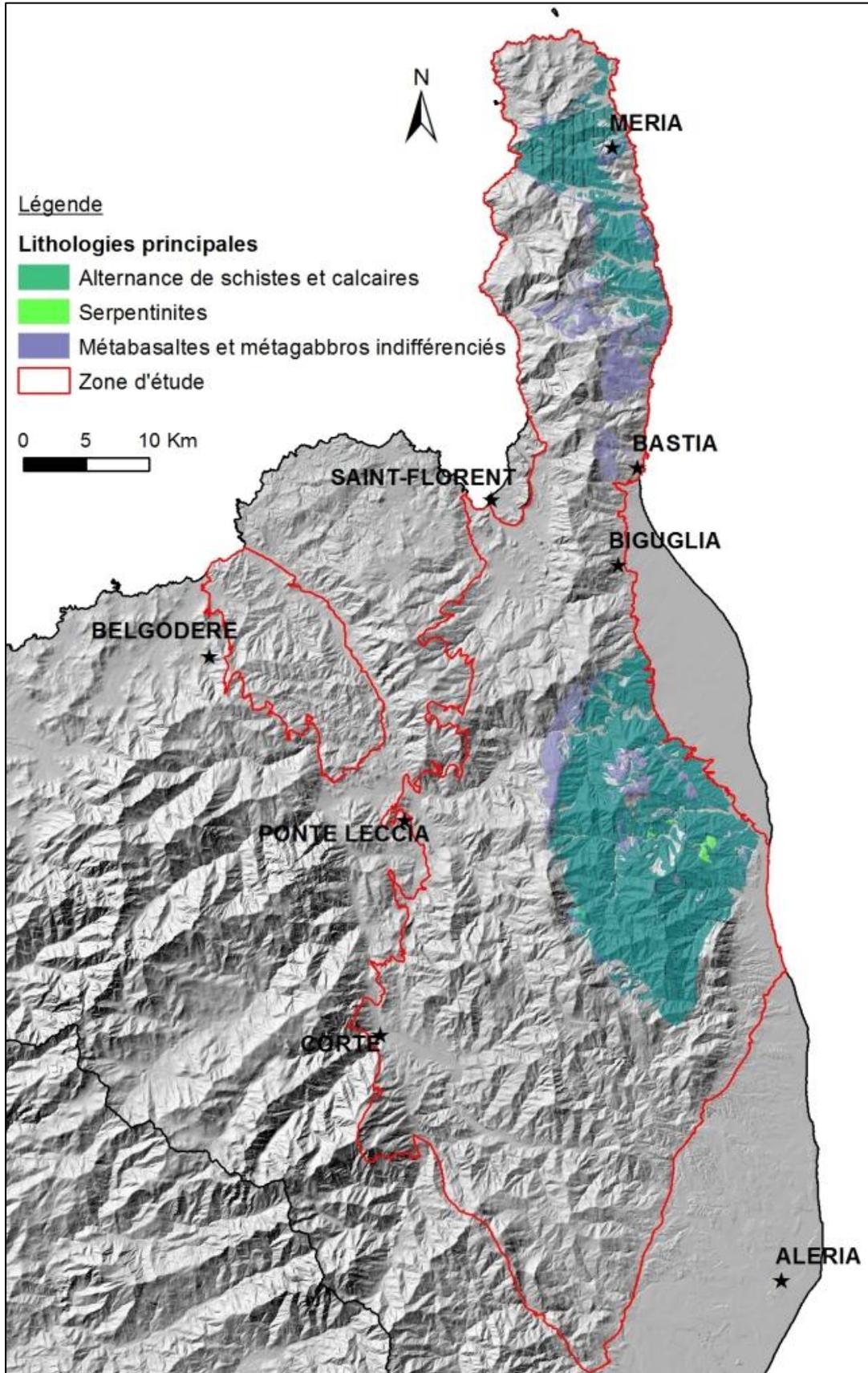


Le Domaine des Schistes Lustrés

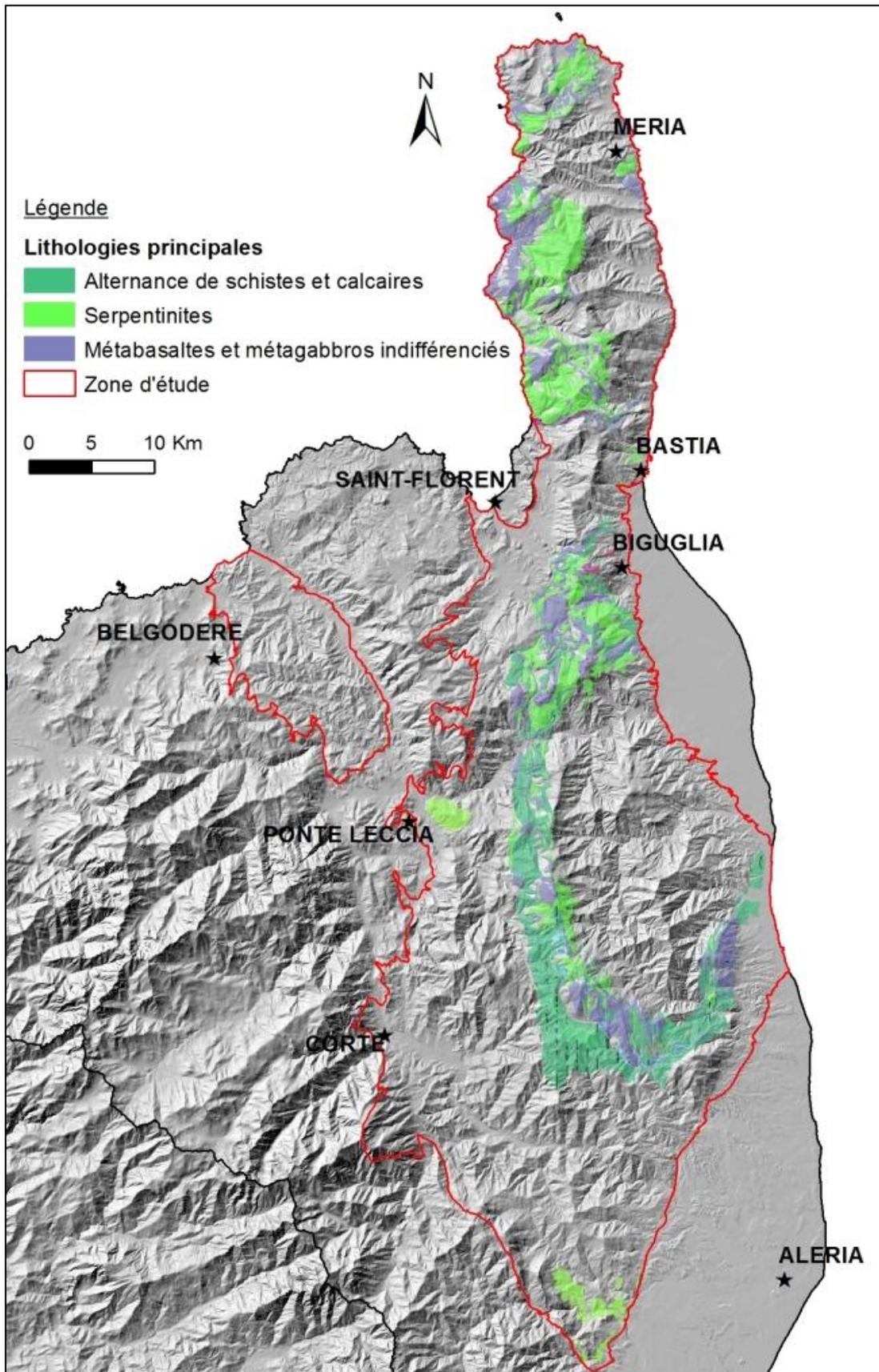
L'écaille du Pigno-Olivaccio :



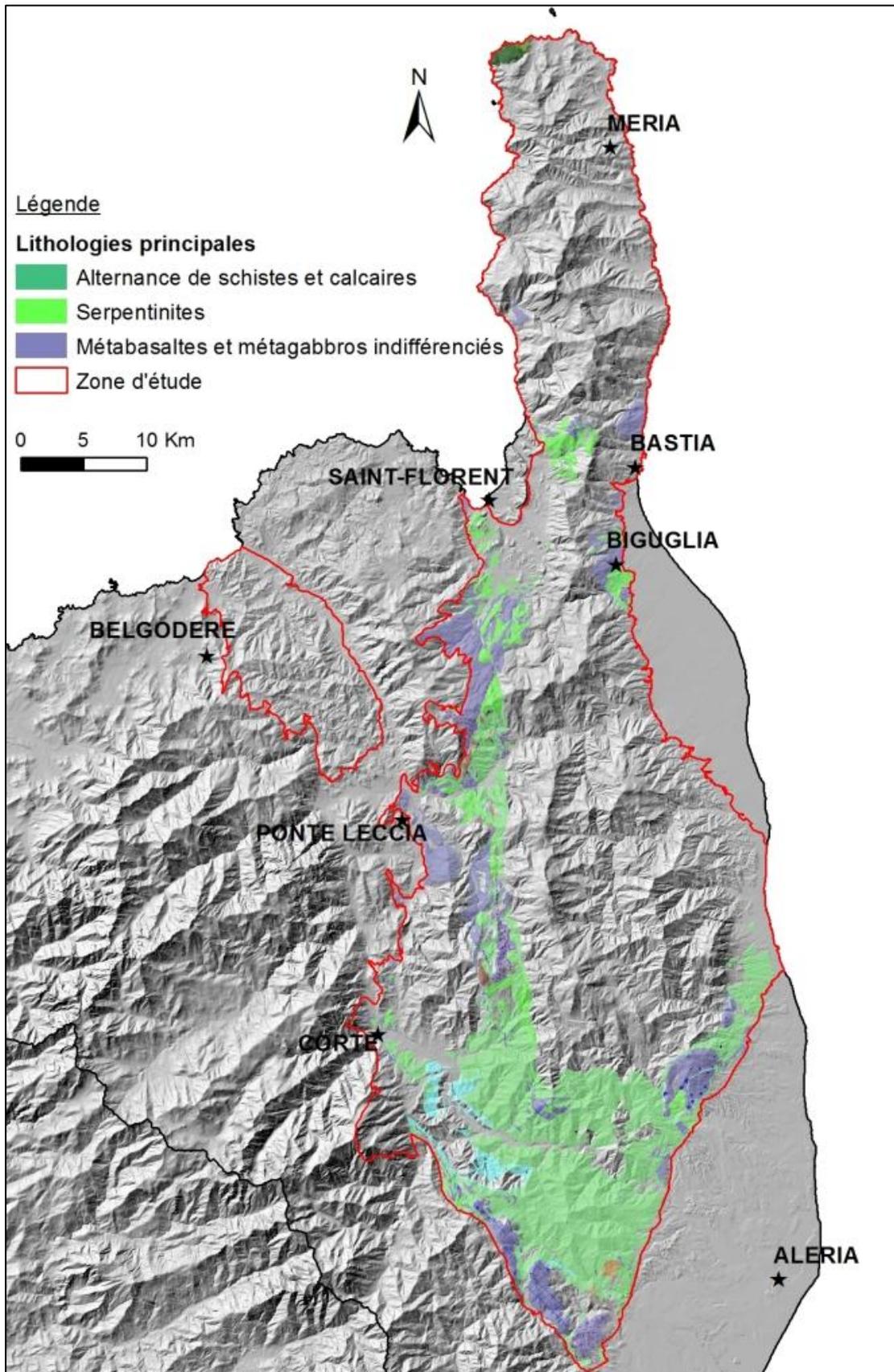
L'« Unité inférieure » :



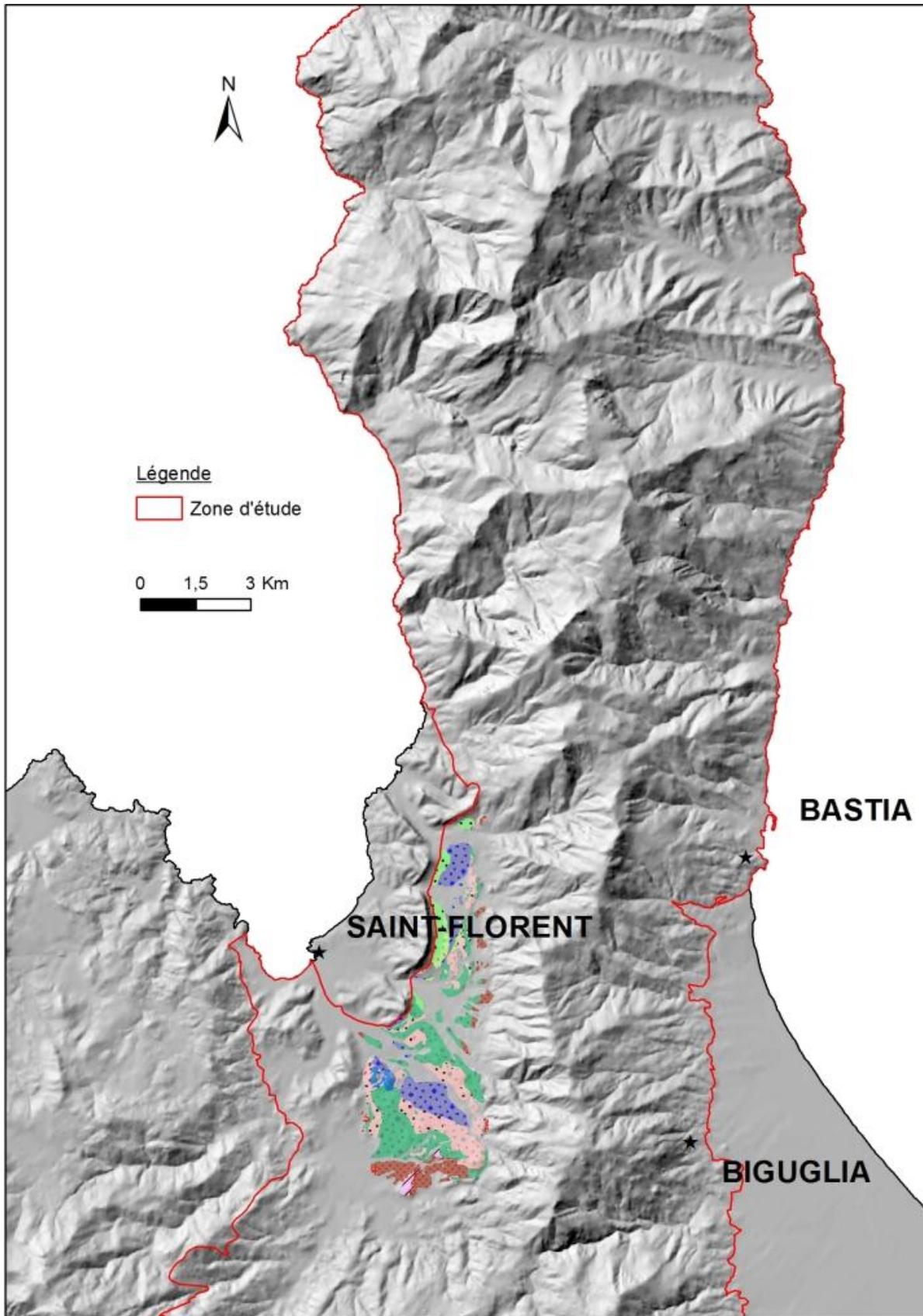
La « Zone intermédiaire » :



L'« Unité supérieure » :

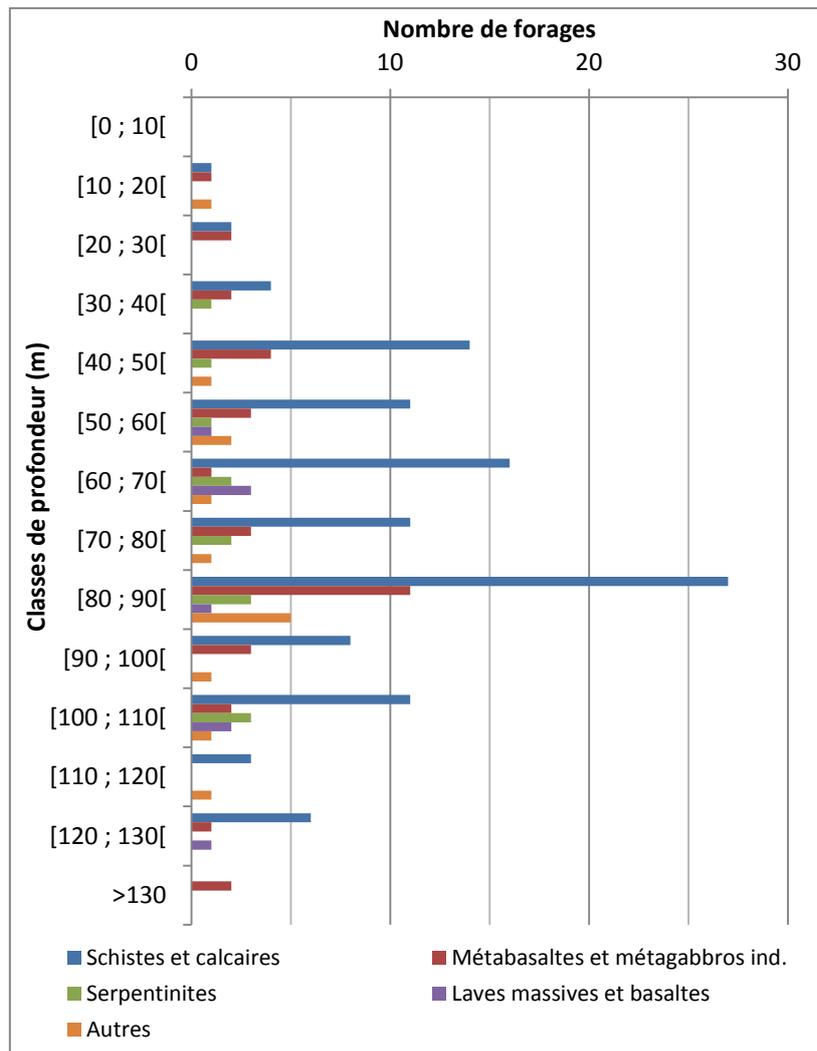


La nappe du Nebbio :

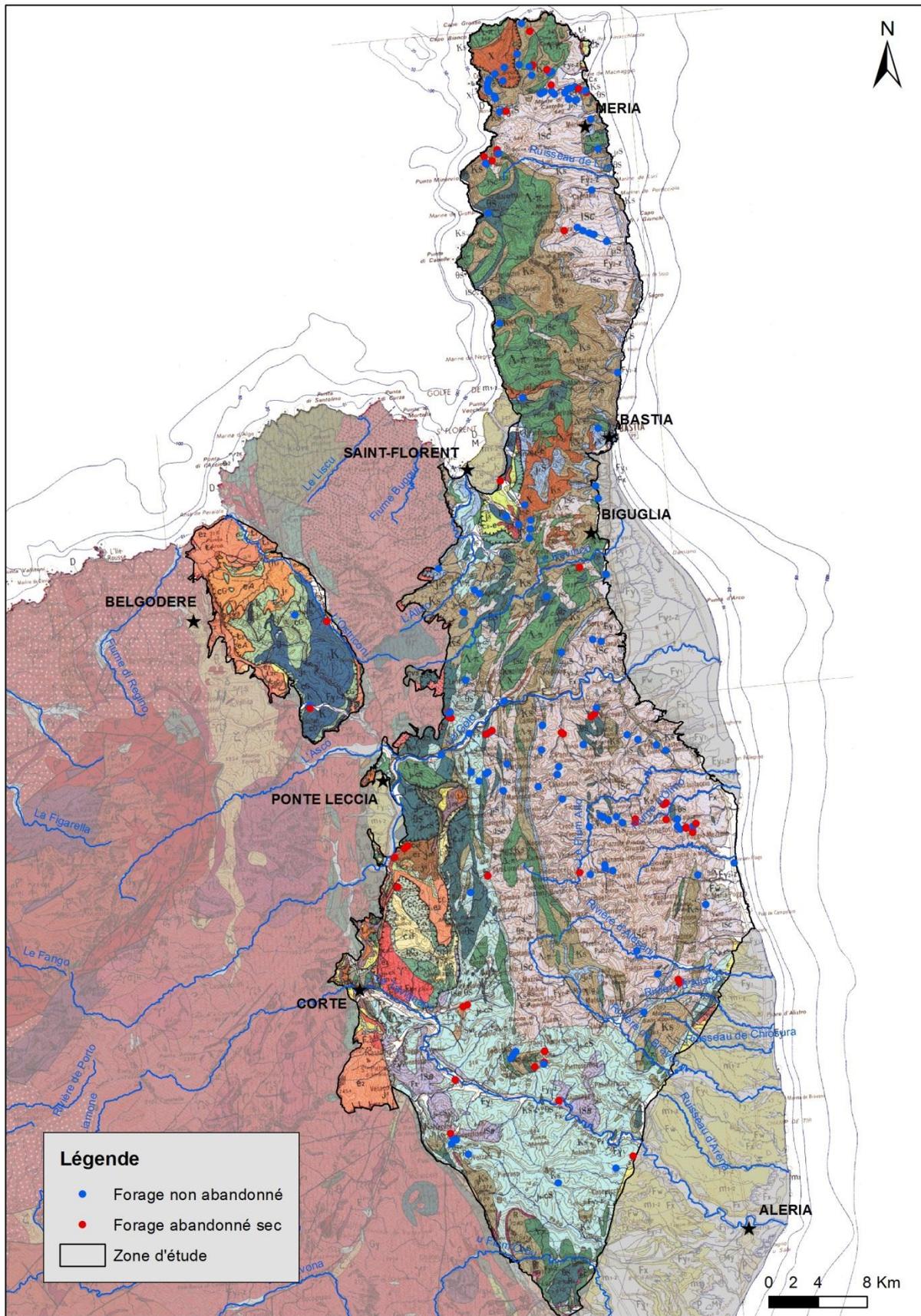


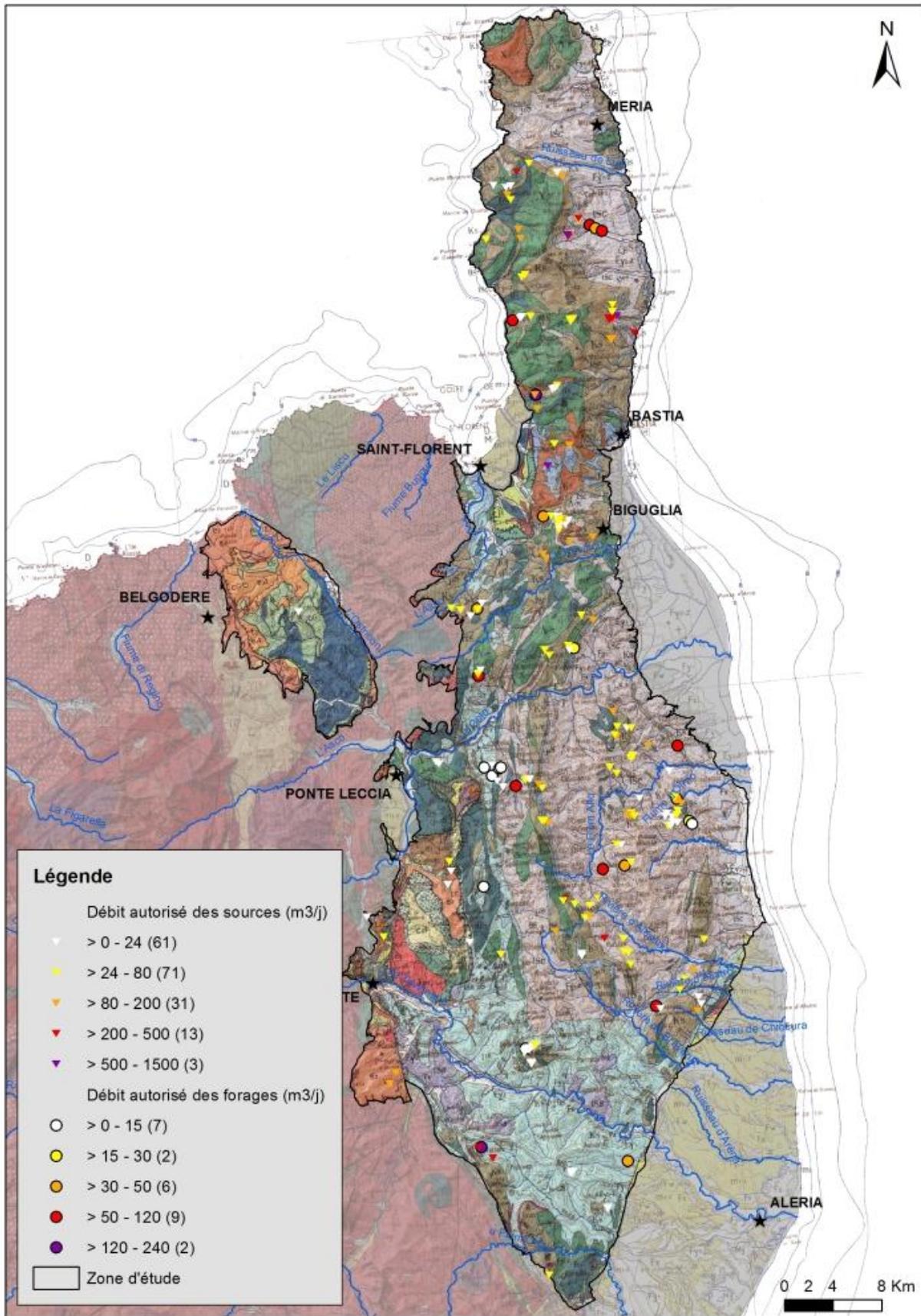
Annexe 2

Analyse des caractéristiques des forages et puits



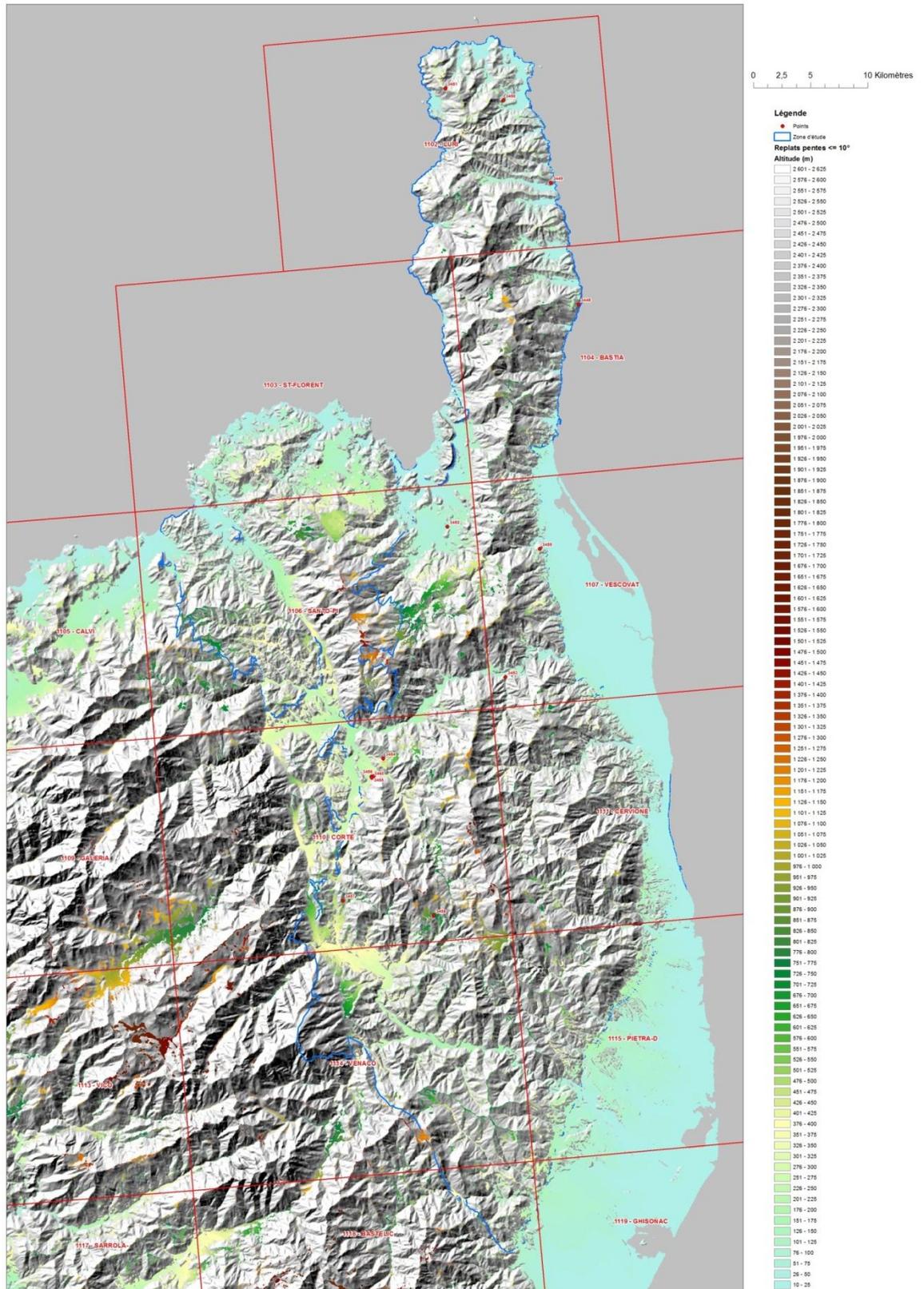
Profondeurs des forages et puits implantés dans les formations métamorphiques alpines par lithologie traversées (profondeur connue pour 184 forages des 189 étudiés)





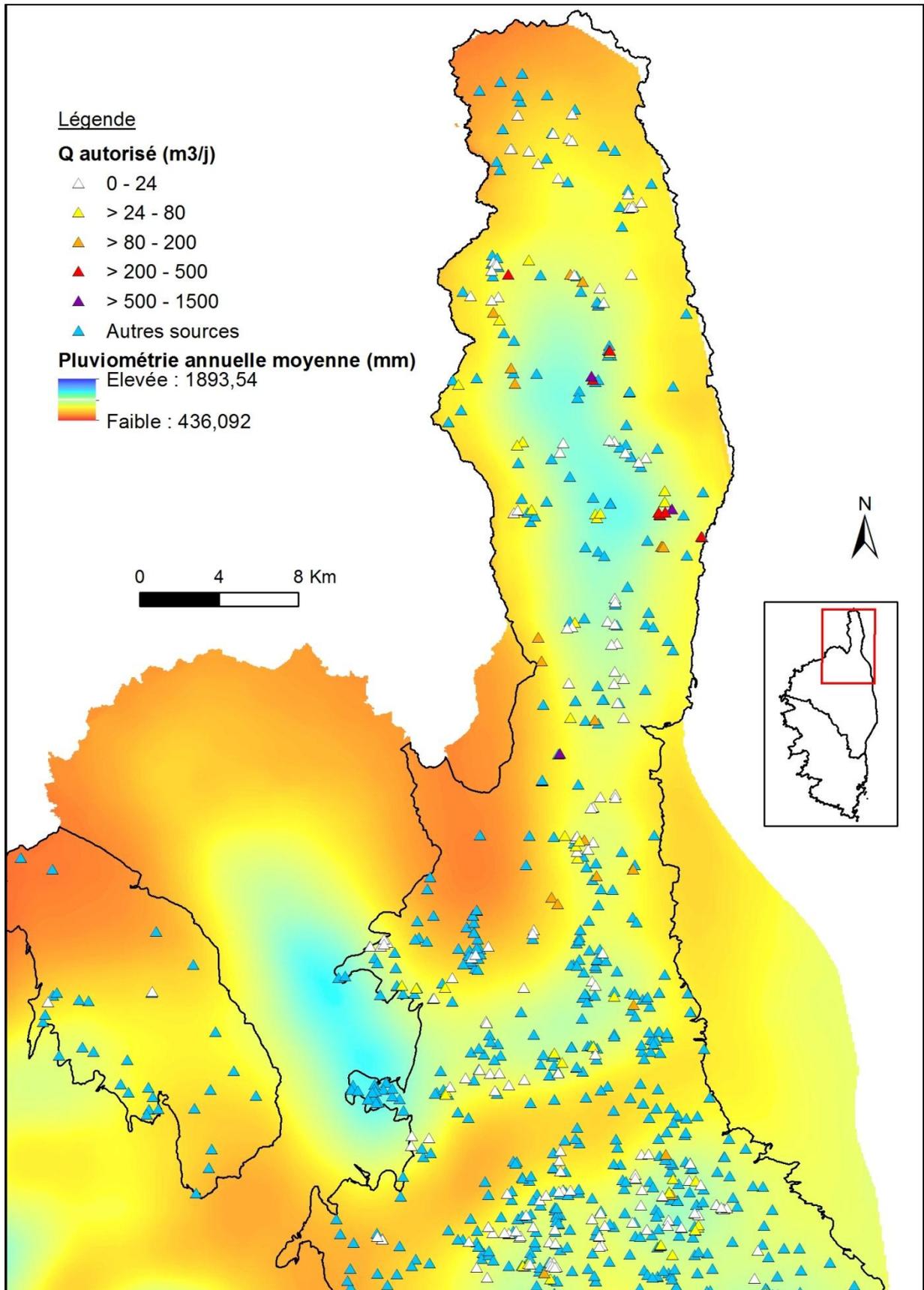
Annexe 3

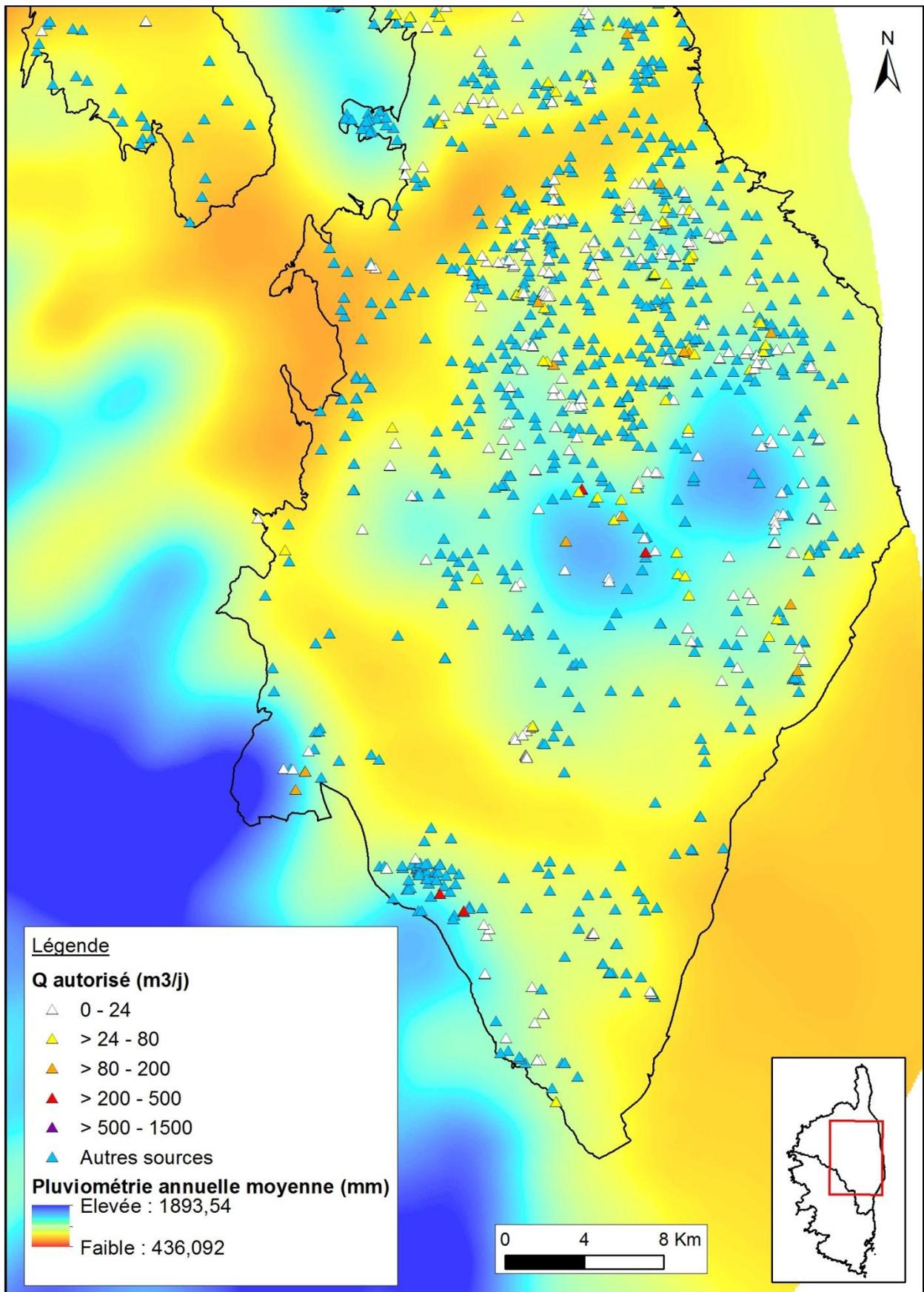
Carte des replats (pente $\leq 10^\circ$) et de leurs altitudes



Annexe 4

Répartition des sources en fonction de la pluviométrie annuelle moyenne

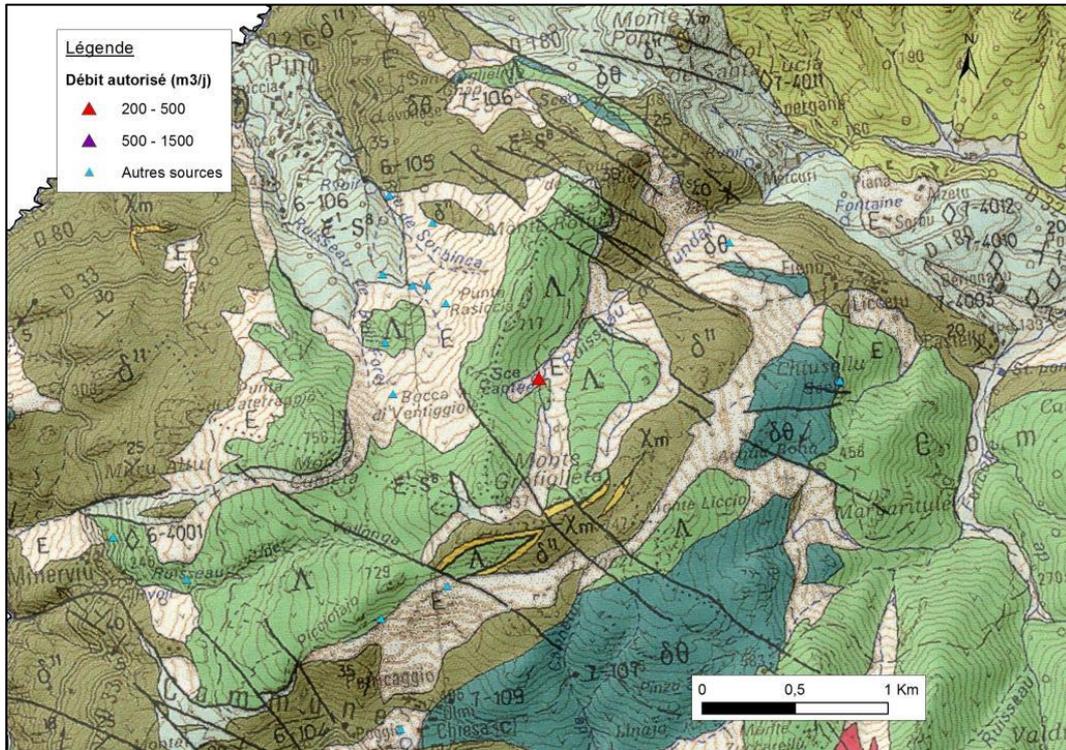




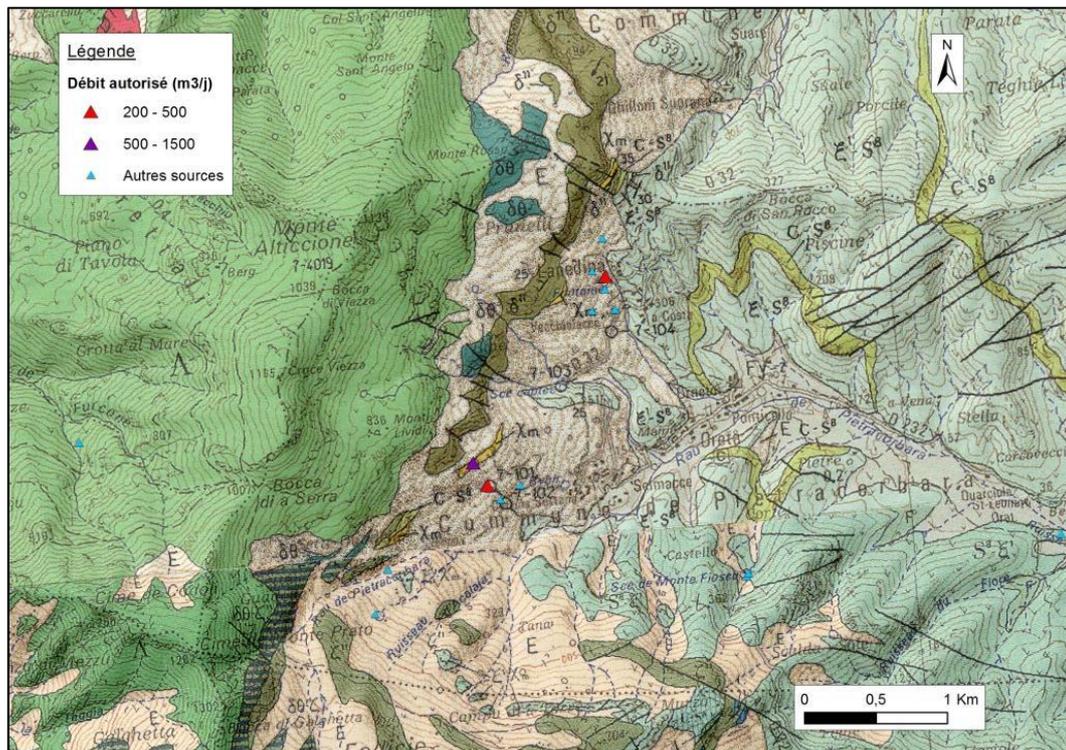
Annexe 5

Localisation des sources étudiées

Source de Luri :



Sources de Pietracorbara :



Sources de Brando :

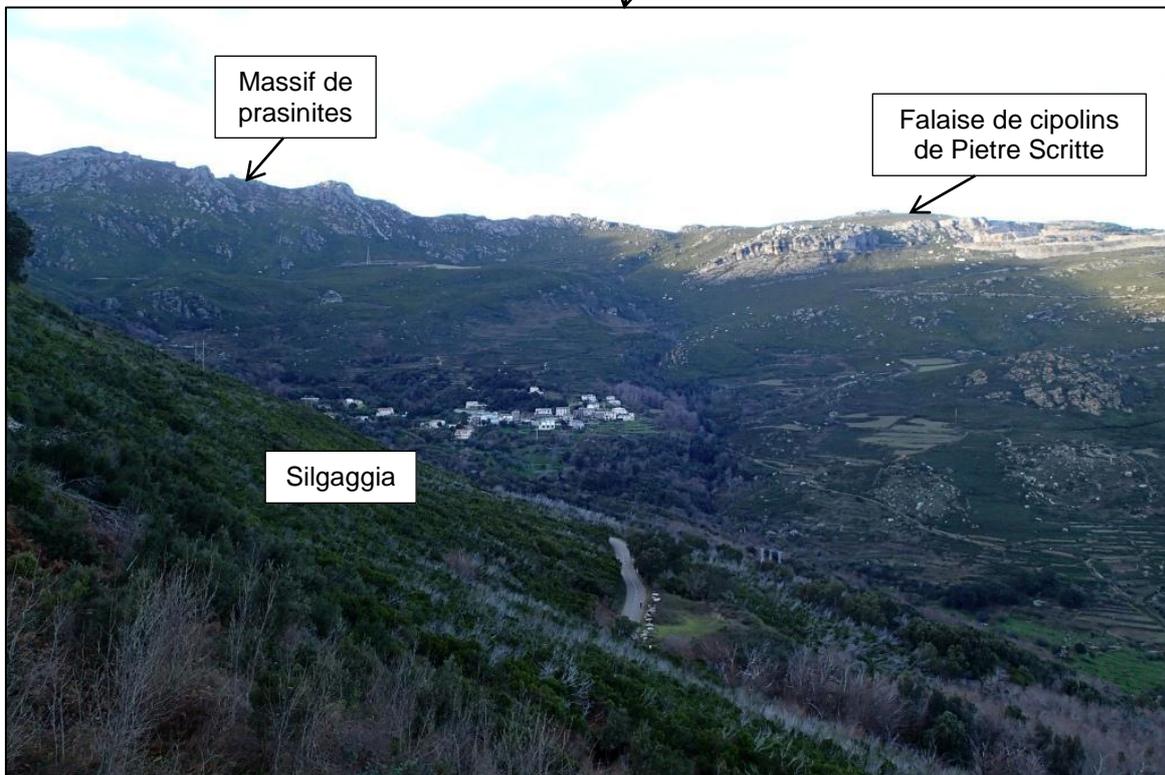
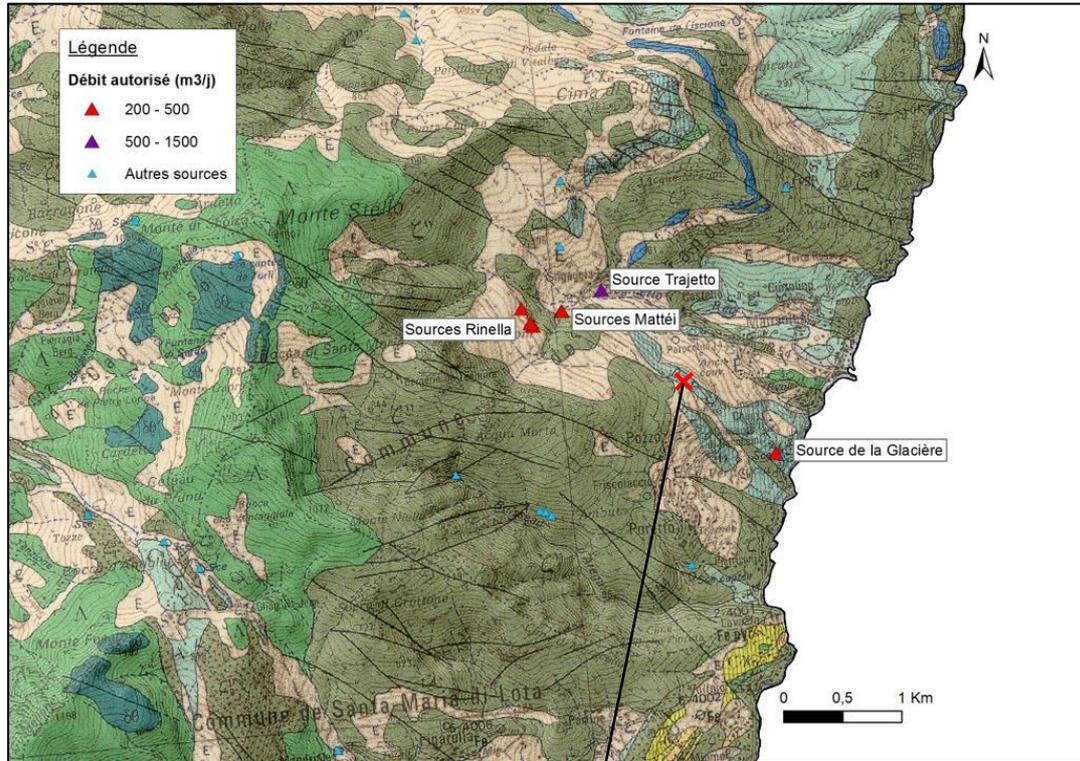
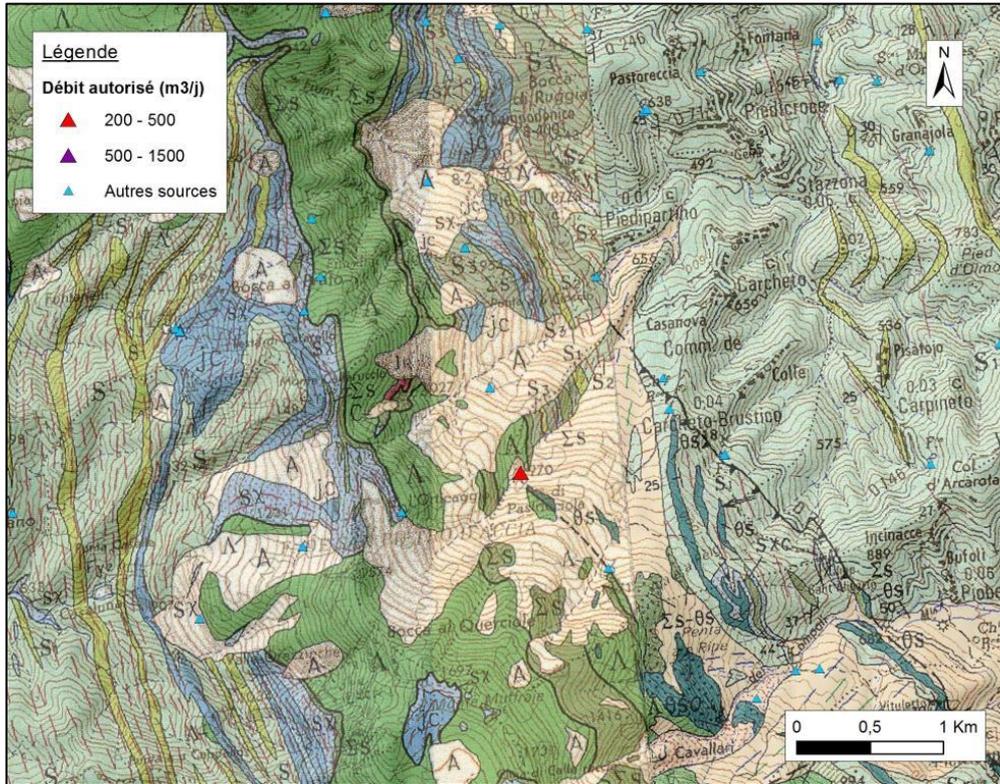
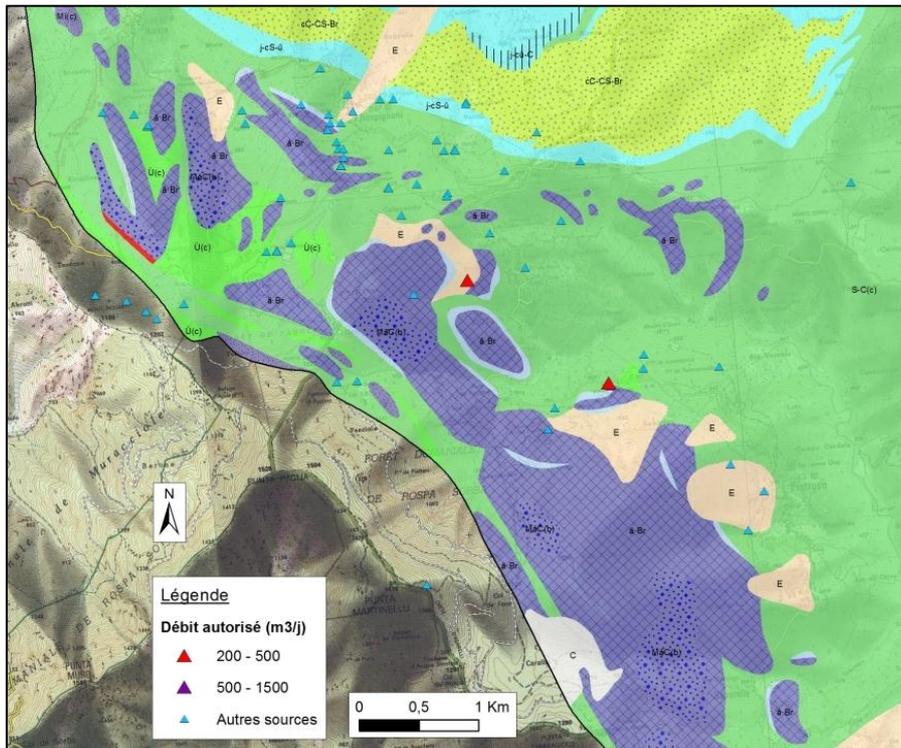


Photo prise vers le nord-ouest.

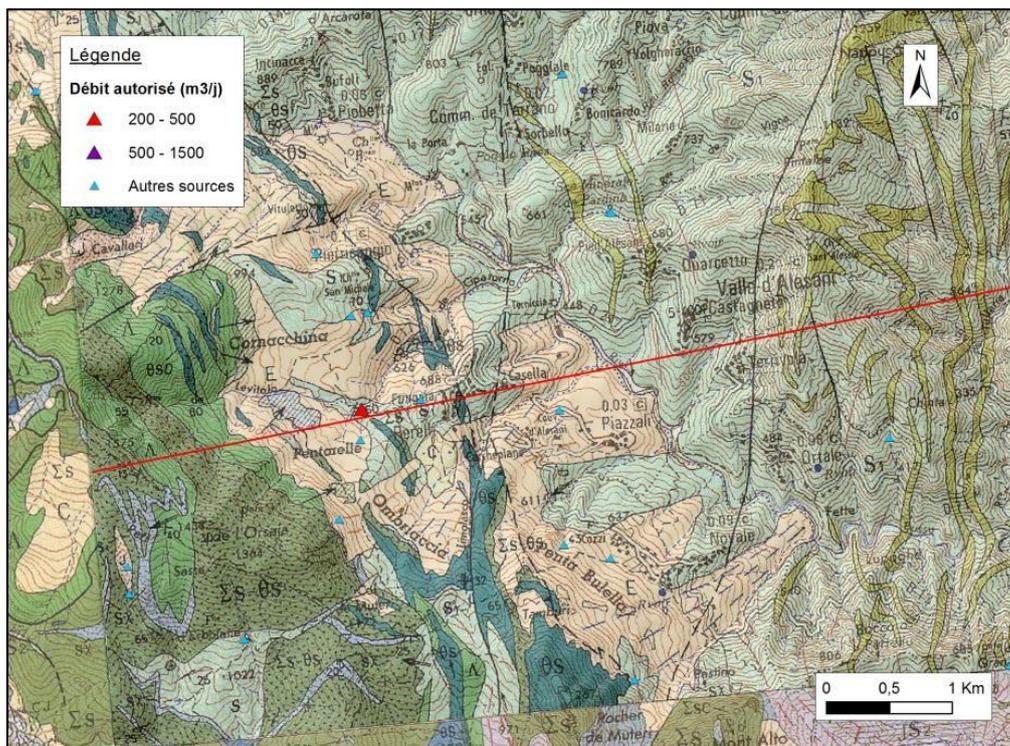
Source Boleru à Carcheto Brustico :



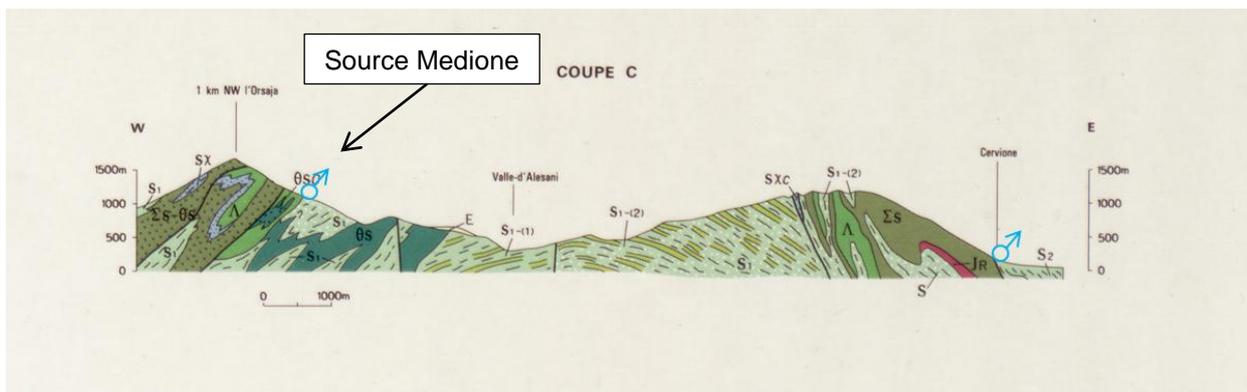
Sources Petra Mucchiosa (au nord) et Sambucchu (au sud) de Vezzani :



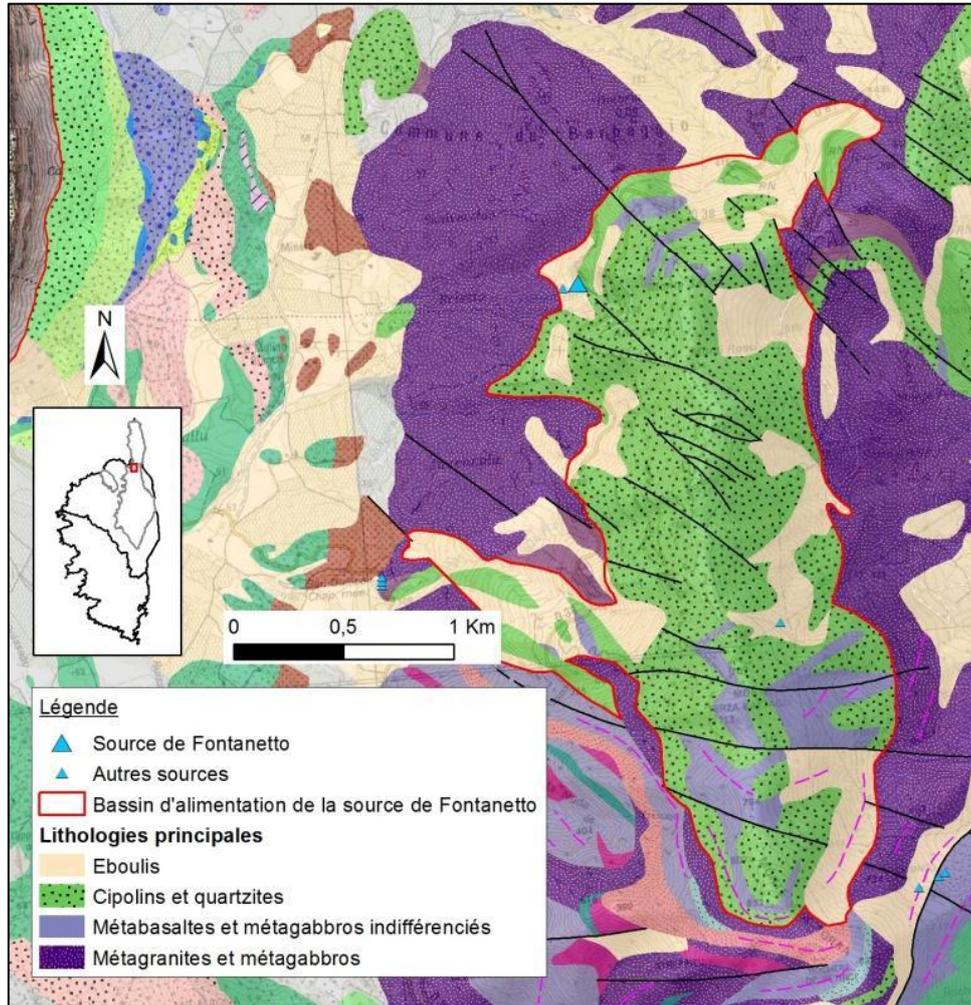
Source Medione de Perelli d'Alesani :



Coupe qui localise la source de Medione (tracé figuré sur la carte) :

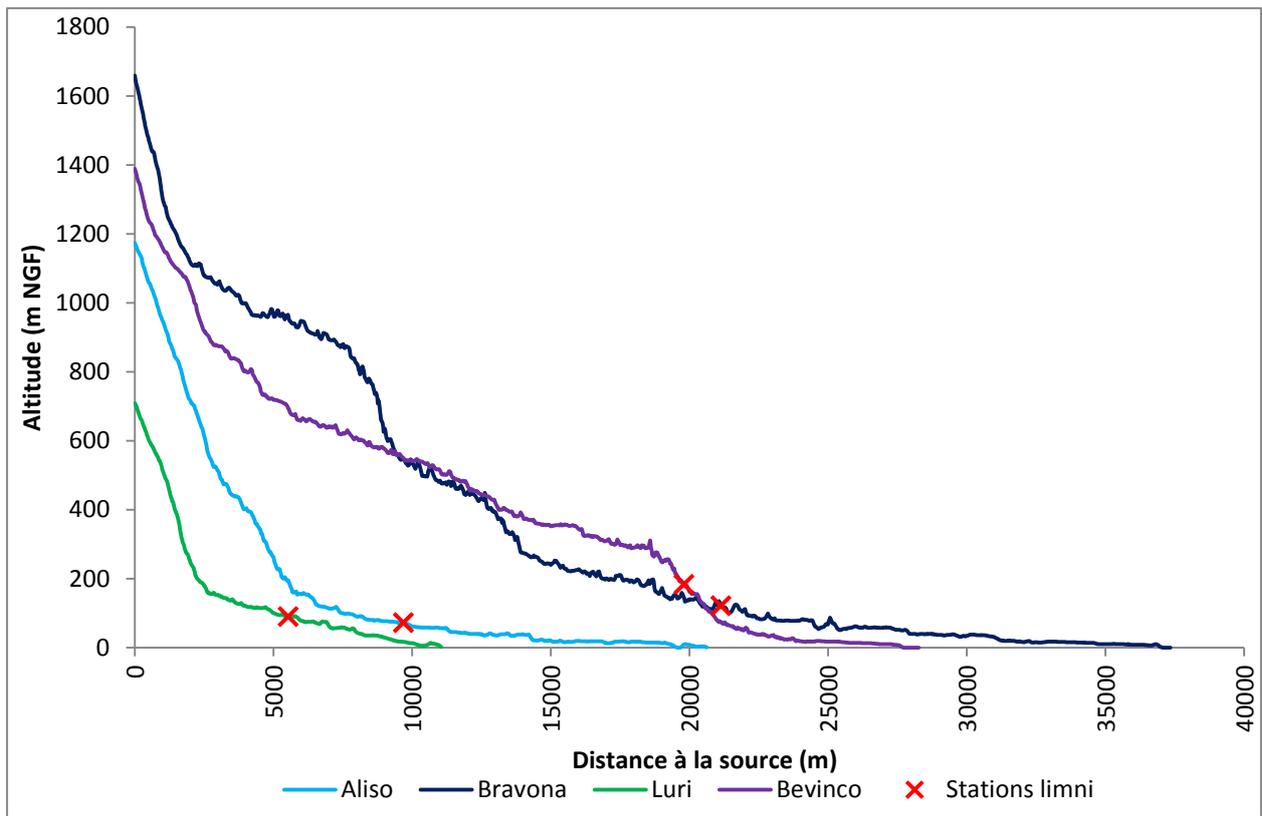


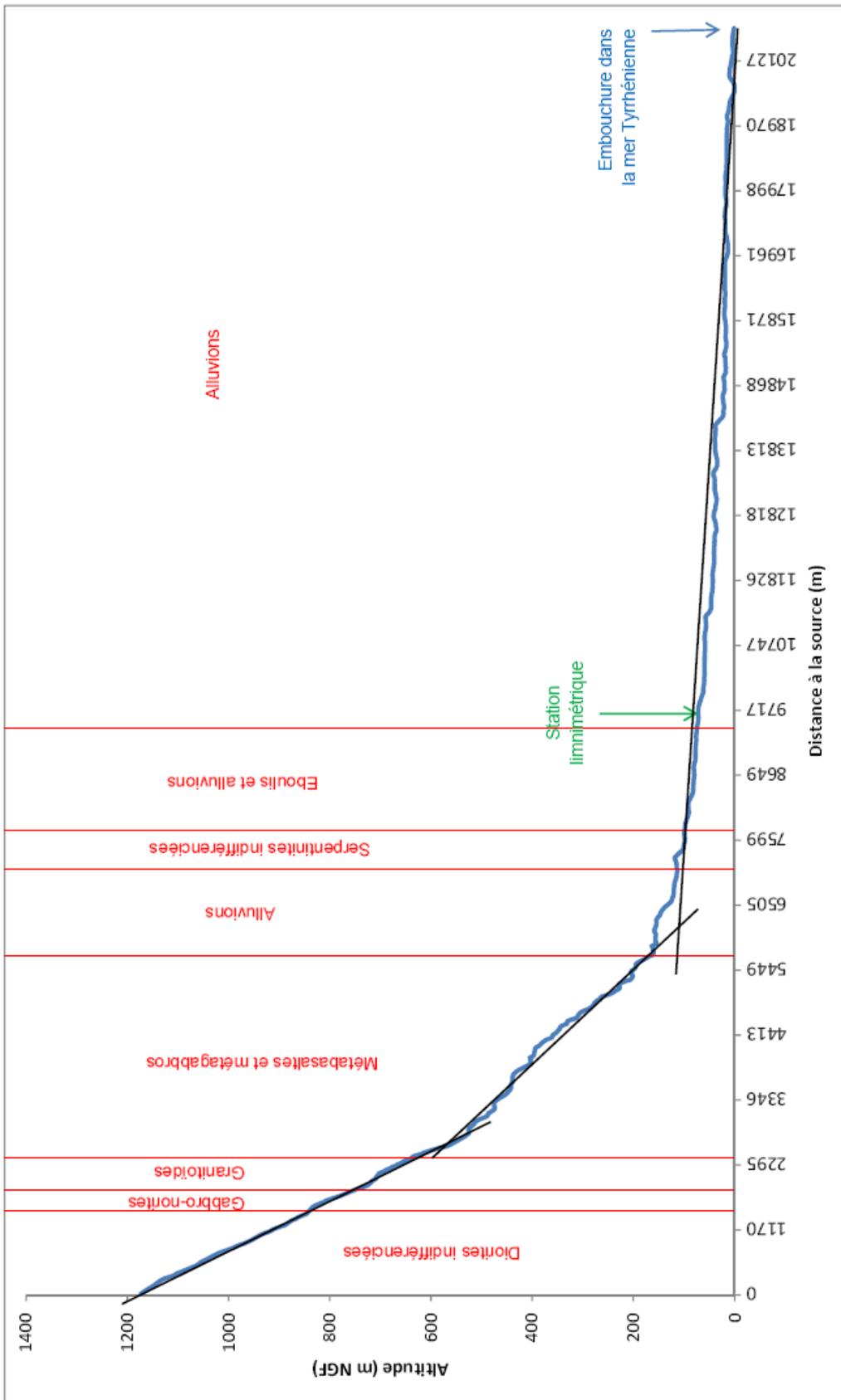
Source de Fontanetto à Barbaggio :



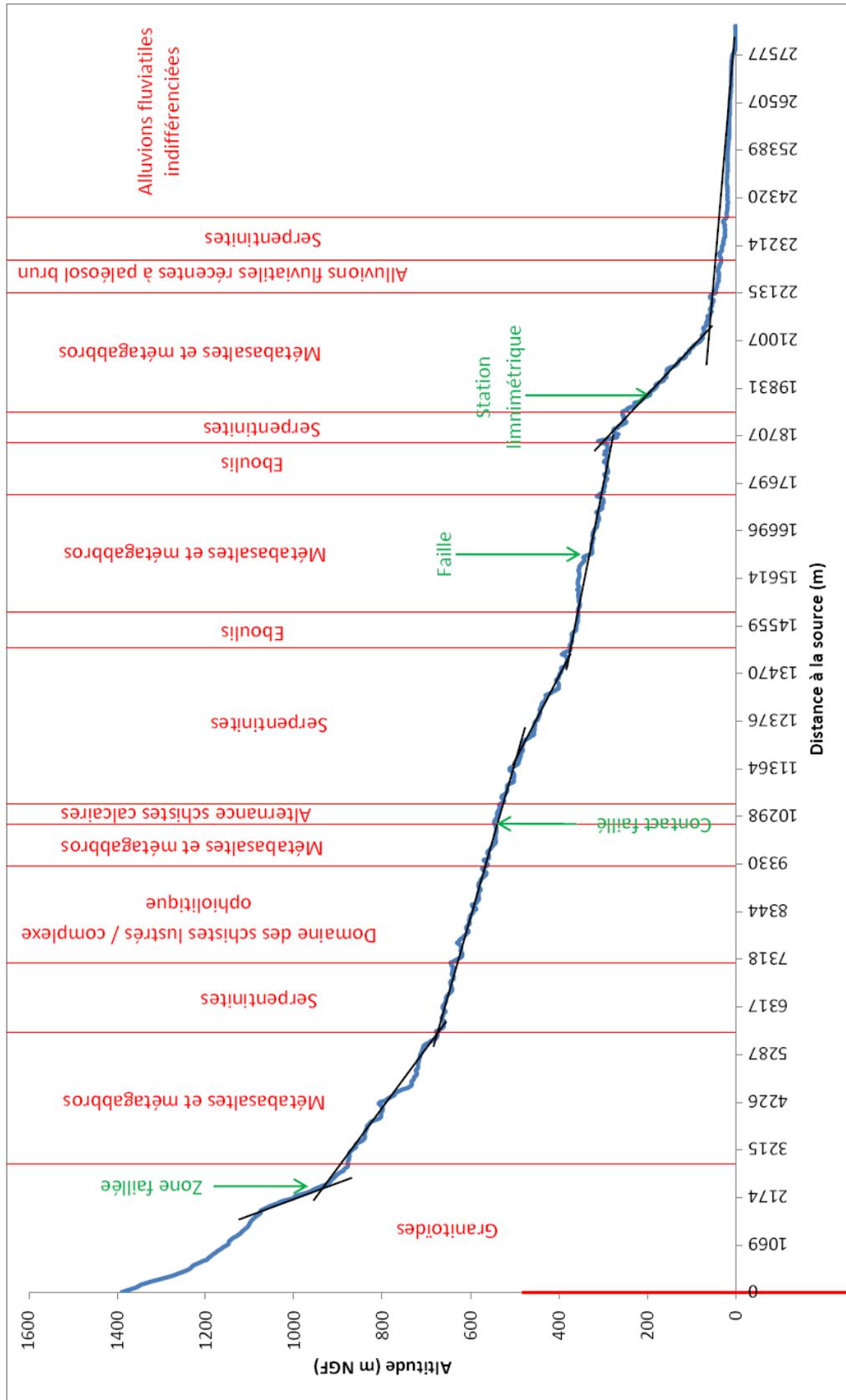
Annexe 6

Profils en long des quatre cours d'eau étudiés

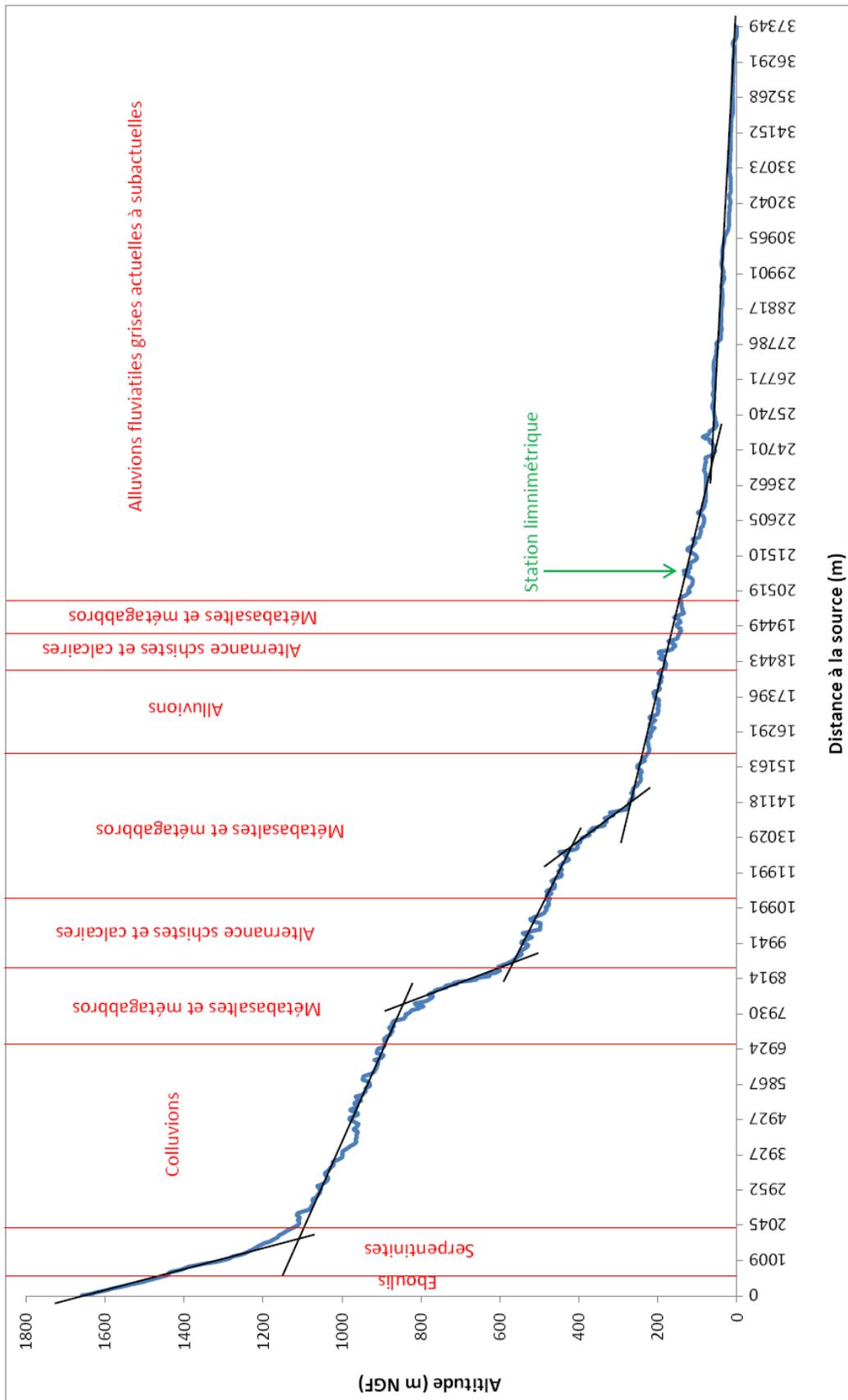




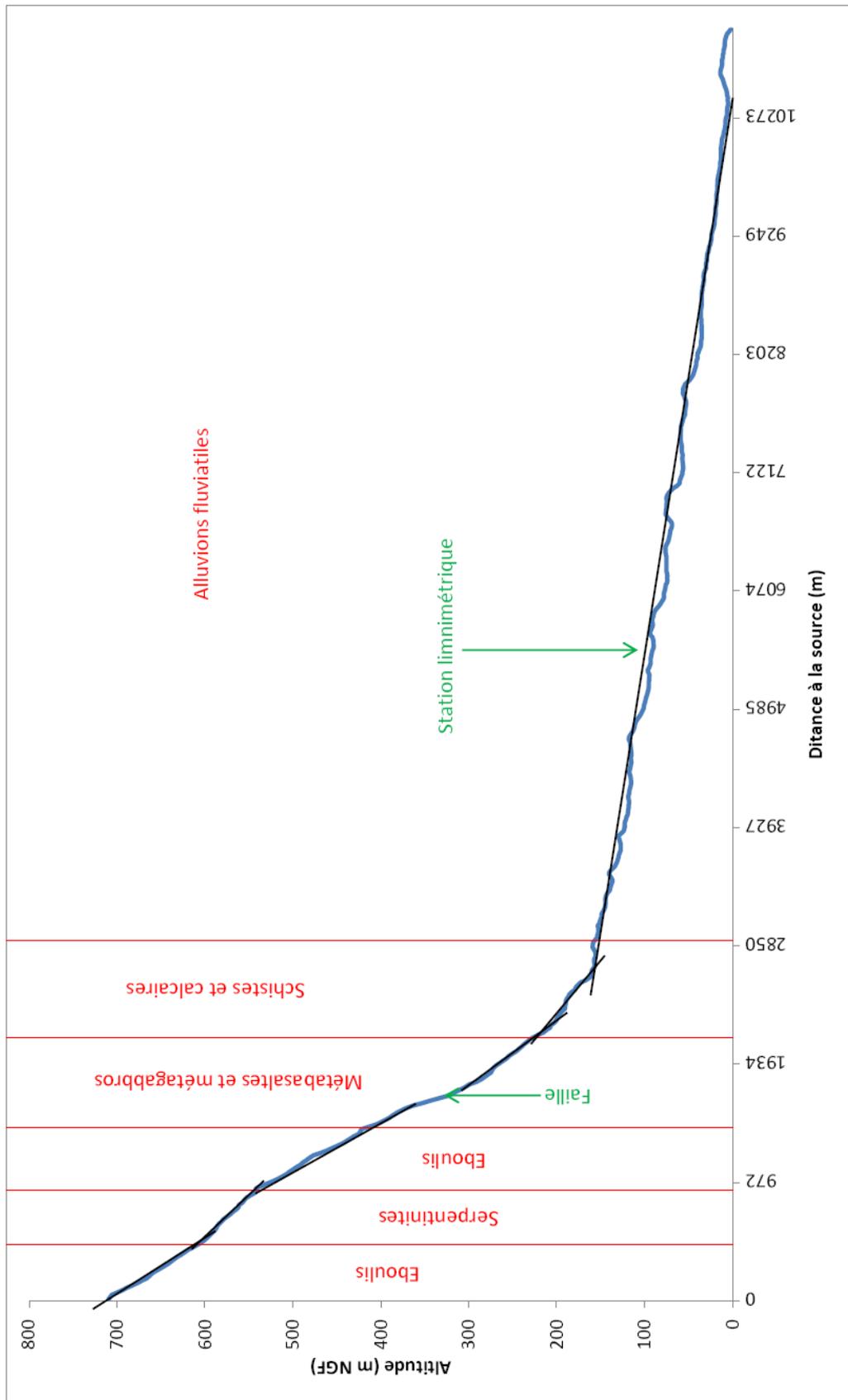
Profil en long de l'Aliso



Profil en long du Bevinco



Profil en long de la Bravona



Profil en long du Luri



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Direction Régionale Corse
Immeuble Agostini
ZI de Furiani
20600 – Bastia - France
Tél. : 04 95 58 04 33