LIÈGE université Library

https://lib.uliege.be

https://matheo.uliege.be

Thermie d'un cours d'eau dépendant d'une source karstique : observations et modélisation - application au cas du Lez (en ce compris une introduction à la méthodologie de la recherche)

Auteur : Hastir, Lorris
Promoteur(s) : Brouyère, Serge
Faculté : Faculté des Sciences appliquées
Diplôme : Master en ingénieur civil des mines et géologue, à finalité spécialisée en géologie de l'ingénieur et de l'environnement
Année académique : 2025-2026
URI/URL : http://hdl.handle.net/2268.2/26611

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

Université de Liège - Faculté de Sciences Appliquées, Belgique
BRGM Occitanie - Site de Montpellier, France

Thermie d'un cours d'eau dépendant d'une source karstique : observations et modélisation – application au cas du Lez

Travail de fin d'études présenté en vue de l'obtention du grade de : Master Ingénieur Civil des Mines et Géologue, à finalité spécialisée en géologie de l'ingénieur et de l'environnement

Année académique 2025-2026

Auteur
HASTIR Lorris

Promoteur académique
BROUYERE Serge
Promoteur industriel
MARECHAL Jean-Christophe

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce travail de fin d'études.

Avant toute chose, je souhaite adresser mes plus sincères remerciements à mon directeur de mémoire, Serge Brouyère, chargé de cours et chercheur à l'Université de Liège, pour m'avoir offert l'opportunité de mener ce travail sur un sujet qui me passionnait particulièrement. Je lui suis très reconnaissant pour sa disponibilité et son encadrement tout au long de cette année, son écoute attentive, ses conseils avisés ainsi que pour les nombreuses réunions de suivi qui ont largement participé à l'aboutissement de ce mémoire.

Je transmets également mes plus chaleureux remerciements à l'ensemble de l'équipe du BRGM Occitanie, qui m'a accueilli au sein de l'unité Aquifères Karstiques et Socio-économie (AKS) de la Direction de l'Eau, à Montpellier, dans le cadre d'un stage réalisé en deux périodes. Je remercie tout particulièrement Jean-Christophe Maréchal, responsable de l'unité AKS et maître de stage, pour sa confiance et pour m'avoir permis d'intégrer ce travail de fin d'études à une étude collaborative de plus grande envergure. Je lui suis reconnaissant pour son implication constante, son suivi attentif, ses commentaires constructifs ainsi que pour les nombreuses mises au point organisées tout au long du projet.

Je tiens également à remercier Adrien Selles, Enzo Bronnec-Castanet Desages et Bernard Ladouche du BRGM pour leur accompagnement dans l'acquisition, le traitement et l'interprétation des données utilisées dans cette étude. Mes remerciements s'adressent aussi à Julie Fournely, technicienne au BRGM, pour sa participation aux campagnes de terrain lors des différentes phases d'acquisition des données.

J'adresse une pensée toute particulière à Émilie Lenoir, assistante de l'unité AKS, pour son accueil chaleureux, sa bienveillance et son dévouement dans l'organisation de mon séjour en France. Je la remercie également pour sa disponibilité chaque fois que j'ai eu besoin de son aide.

Je remercie le BRGM pour les nombreuses ressources scientifiques, techniques et documentaires mises à ma disposition au cours de ce travail. J'adresse également mes remerciements à Joël Otten, technicien et ingénieur industriel affecté au laboratoire de l'Unité d'Hydrogéologie et de Géologie de l'Environnement à l'Université de Liège, pour la réalisation des analyses des différents échantillons d'eau prélevés.

Je souhaite également remercier David Dorchies, ingénieur de recherche en hydro-informatique et hydraulique à l'INRAE, pour le temps qu'il m'a consacré afin de me former à l'utilisation du logiciel de simulation SIC^2. La qualité de ses explications et les nombreux échanges que nous avons eus, notamment lors de réunions en visioconférence, m'ont permis de me familiariser avec cet outil de modélisation numérique.

J'exprime enfin mes remerciements aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils portent à ce travail, ainsi que pour le temps consacré à sa lecture et à son évaluation.

Sur un plan plus personnel, je suis profondément reconnaissant envers mes parents, qui m'ont donné la possibilité de poursuivre ces études et qui m'ont soutenu sans relâche tout au long de mon parcours universitaire. Je remercie également très affectueusement mes parents, mes sœurs et mes grands-parents, pour leur soutien moral constant, leurs encouragements, leur confiance qu'ils m'ont toujours accordé lors de ces années d'études. Un grand merci à ma sœur Justine pour ses précieux conseils, ainsi que pour le temps qu'elle a consacré à la relecture de ce mémoire.

Pour terminer, je tiens à remercier spécialement mes camarades du master Ingénieur civil des mines et géologue. Leur bonne humeur et les nombreux moments partagés ont largement contribué à faire de ces deux années une expérience particulièrement enrichissante. Les collaborations mais aussi les amitiés nouées au cours de ce parcours resteront parmi les souvenirs les plus marquants de mes années universitaires.

Résumé

Dans un contexte de changement climatique, où les sources d'eaux souterraines et les écosystèmes qui en dépendent suscitent un intérêt croissant pour préserver la ressource en eau et l'équilibre écologique, ce travail de fin d'études s'inscrit dans le projet européen SentinelSpringS. Il se concentre sur la source karstique du Lez et le tronçon amont du fleuve Lez, à Montpellier (France), en lien avec la problématique du Chabot du Lez. L'objectif principal était d'évaluer la persistance de l'influence de la source sur les caractéristiques physico-chimiques du cours d'eau, notamment la minéralisation, la température et la concentration en oxygène dissous, tout en considérant l'impact des stratégies de pompage mises en œuvre.

Après une présentation du contexte environnemental et des services écosystémiques associés, l'analyse des données météorologiques, hydrométriques et piézométriques depuis le début des années 2000 met en évidence un régime méditerranéen soumis aux effets du réchauffement climatique. Les chroniques de température de l'eau et d'oxygène dissous acquises par l'EPTB et le BRGM montrent que la source exerce un effet tampon marqué, qui s'atténue rapidement vers l'aval sous l'influence des ouvrages transversaux et des conditions atmosphériques. Une tendance à l'eutrophisation, liée à des apports excessifs en nutriments, est observée en aval et à la confluence avec le Lirou, tandis que l'analyse conjointe des températures de l'eau et de l'air permet d'identifier une zone de transition du régime thermique entre une influence majoritaire des eaux souterraines à une domination atmosphérique au niveau du secteur CLB/Prades. Enfin, la caractérisation hydrochimique confirme un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, caractéristique des eaux karstiques, accompagné d'un dégazage progressif du CO_2 favorisant la précipitation de la calcite.

Dans un second temps, une modélisation analytique du régime thermique du Lez, fondée sur le concept de température d'équilibre et dictée par une hypothèse de stationnarité, a permis de simuler différents scénarios hydrologiques et météorologiques et d'estimer qu'avec un débit d'étiage de 230 l/s actuellement restitué à la source, le Chabot du Lez peut être soumis à une amplitude thermique maximale d'environ 16,2°C. Pour finir, une première amorce de modélisation hydrothermique numérique unidimensionnelle a été développée sous le logiciel SIC^2 afin de simuler l'évolution transitoire de la température de l'eau. Les principales limites de ce travail ainsi que les perspectives d'amélioration y sont discutées.

Abstract

In the context of climate change, where groundwater sources and the ecosystems that depend on them are attracting increasing interest for preserving water resources and ecological balance, this thesis is part of the European SentinelSpringS project. It focuses on the Lez karst spring and the upstream section of the Lez river in Montpellier, France, in relation to the issue of the Lez sculpin. The main objective was to assess the persistence of the spring's influence on the physicochemical characteristics of the watercourse, particularly mineralization, temperature, and dissolved oxygen concentration, while considering the impact of the pumping strategies implemented.

Following a presentation of the environmental context and associated ecosystem services, the analysis of meteorological, hydrometric, and piezometric data since the early 2000s highlights a Mediterranean regime subject to the effects of climate change. Water temperature and dissolved oxygen time series acquired by the EPTB and the BRGM show that the spring exerts a marked buffering effect, which rapidly diminishes downstream under the influence of transverse structures and atmospheric conditions. A trend toward eutrophication, linked to excessive nutrient inputs, is observed downstream and at the confluence with the Lirou, while the joint analysis of water and air temperatures identifies a thermal transition zone between a predominantly groundwater-influenced regime and an atmospheric-dominated regime in the CLB/Prades sector. Finally, the hydrochemical characterization confirms a calcium and magnesium bicarbonate facies, characteristic of the karst waters, accompanied by a progressive degassing of CO_2 that promotes calcite precipitation.

In a second step, an analytical model of the Lez's thermal regime, based on the concept of equilibrium temperature and assuming stationarity, allowed to simulate various hydrological and meteorological scenarios and estimate that, with a low-flow discharge of 230 l/s currently restored at the source, the Lez sculpin may be subject to a maximum temperature range of approximately 16.2°C. Finally, an initial one-dimensional numerical hydrothermal model was developed using the SIC^2 software to simulate the transient evolution of water temperature. The main limitations of this work, as well as prospects for improvements, are discussed.

Table des matières

1 Introduction **1**

2 Cas d'étude : la source du Lez et son fleuve **3**
2.1 Géographie . . . 3
2.2 Hydrologie . . . 4
2.3 Sols et Occupation du sol . . . 5
2.4 Géologie . . . 6
2.4.1 Carte géologique autour du système karstique du Lez . . . 6
2.4.2 Histoire géologique du bassin du Sud-Est et de la zone languedocienne . . . 7
2.4.3 Tectonique et karstification de la région nord-montpelliéraine . . . 7
2.5 Hydrogéologie . . . 9
2.5.1 Cadre général de l'aquifère du Lez . . . 9
2.5.2 Bassin hydrogéologique de la source du Lez . . . 11
2.5.3 Origine des eaux du Lez . . . 12
2.6 Services écosystémiques . . . 14
2.6.1 Pompage et gestion de l'aquifère du Lez pour l'alimentation en eau potable . . . 14
2.6.2 Le milieu aquatique et le Chabot du Lez . . . 16

3 Notions théoriques sur la thermie des cours d'eau **18**

4 Résultats des observations **20**
4.1 Caractérisation atmosphérique du secteur Lez . . . 20
4.1.1 Données météorologiques . . . 21
4.1.2 Coefficient de transfert de chaleur volumique et température d'équilibre . . . 24
4.2 Régime hydrologique amont du fleuve Lez . . . 28
4.2.1 Données pluviométriques . . . 28
4.2.2 Données hydrométriques . . . 29
4.2.3 Données piézométriques . . . 33
4.3 Chroniques de température de l'eau et de l'oxygène dissous du fleuve Lez . . . 34
4.3.1 Anciennes données de l'EPTB . . . 34
4.3.2 Données récentes du BRGM . . . 41
4.3.3 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air . . . 57
4.4 Caractérisation hydrochimique du fleuve Lez . . . 62
4.4.1 Données de terrain . . . 62
4.4.2 Campagne d'échantillonnage . . . 66

5 Modélisation du régime thermique du fleuve Lez **72**
5.1 Modélisation analytique . . . 72
5.1.1 Calibration et résultats du modèle analytique . . . 72
5.1.2 Simulation de scénarios hydrologiques et météorologiques . . . 76
5.2 Modélisation numérique . . . 79
5.2.1 Présentation générale du logiciel SIC^2 . . . 79
5.2.2 Module Topologie et Géométrie . . . 80
5.2.3 Module Hydraulique . . . 81
5.2.4 Module Qualité . . . 82

6 Conclusions générales et perspectives **85**

7 Bibliographie **89**

A Annexes **92**
A.1 Localisation des huit coupes géologiques . . . 92
A.2 Modèle 3D de la géologie autour de l'aquifère du Lez . . . 93
A.3 Échelle stratigraphique des temps géologiques . . . 94

A.4 Cartographie piézométrique et impacts des pompages sur le secteur de la source du Lez . . 95
A.5 Aire de répartition du Chabot du Lez (Cottus petiti) 96
A.6 Activation de la source temporaire du Lirou sous l'effet des précipitations 97
A.7 Récurrence des crues biennales et des crues vincennales à la station hydrométrique de la source à Saint-Clément-de-Rivière sur la période 2000-2025 97
A.8 Évolution de la saturation de l'eau en oxygène dissous aux sondes HOBO de Gué et de Prades lors de la campagne de 2016 97
A.9 Évolution de la température de l'eau du Lez aux sondes HOBO du BRGM avec la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 98
A.10 Évolution de la turbidité à la source du Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 98
A.11 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps horaire pour les huit sondes HOBO du BRGM lors de la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 98
A.12 Résultats des analyses des six échantillons d'eau du fleuve Lez effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 100

Liste des tableaux

4.1 Comparaison des statistiques principales de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent, de la radiation solaire et de l'humidité relative entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport (gris) et de Prades-le-Lez (noir) sur la période 2000-2025 . . . 21
4.2 Évolution de la température de l'air journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 . . . 23
4.3 Température moyenne de l'eau du fleuve Lez sur l'aire de répartition du Chabot du Lez selon le mois de l'année à partir de la loi sinusoïdale mensuelle . . . 24
4.4 Comparaison des statistiques principales de la température d'équilibre et du coeffient de transfert de chaleur entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport (gris) et de Prades-le-Lez (noir) sur la période 2000-2025 . . . 25
4.5 Évolution de la température d'équilibre journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 . . . 26
4.6 Évolution du cumul annuel des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 . . . 29
4.7 Comparaison des statistiques principales du débit moyen horaire et de la hauteur instantanée interpolée horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière (gris) et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (noir) sur la période 2000-2025 . . . 30
4.8 Évolution du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) aux stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez sur la période 2000-2025 . . . 31
4.9 Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau et de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO de Gué (gris) et de Prades (noir) lors de la campagne de 2016 . . . 35
4.10 Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau et de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO de Gué (gris), du Lirou (noir) et de Prades (*italique*) lors de la campagne de 2018 . . . 37
4.11 Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau et de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO du Lirou (gris) et de Prades (noir) lors de la campagne de 2020 . . . 39
4.12 Distance par rapport à la source du Lez des sondes HOBO de température de l'eau et/ou d'oxygène dissous installées par le BRGM dans le cadre du projet SentinelSpringS . . . 42
4.13 Statistiques principales de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent et de la radiation solaire à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) . . . 43
4.14 Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) . . . 46
4.15 Comparaison des statistiques principales de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO du BRGM (a) et du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b) durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) . . . 47
4.16 Statistiques principales de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent et de la radiation solaire à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) . . . 52
4.17 Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) . . . 54
4.18 Comparaison des statistiques principales du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) . . . 54
4.19 Paramètres de régression entre les températures de l'air et de l'eau pour les sondes HOBO du BRGM, au pas de temps hebdomadaire et en conditions d'étiage, durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) . . . 59

4.20 Paramètres de régression entre les températures de l'air et de l'eau, au pas de temps hebdomadaire et en conditions d'étiage, suite à la fusion des données issues du BRGM et de l'EPTB 59
4.21 Mesures ponctuelles collectées par le BRGM lors de la campagne estivale du 6 août 2025 . 63
4.22 Comparaison des mesures collectées à Amont Lavalette lors de l'après-midi du 6 août 2025 64
4.23 Mesures ponctuelles de la conductivité électrique lors des trois dernières campagnes de terrain du BRGM (10 novembre 2025 - 15 janvier 2026 - 1 avril 2026) 65
4.24 Valeurs des concentrations totales en cations et en anions ainsi que la balance ionique des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 66
4.25 Valeurs de la température, de la résistivité et de la conductivité électrique en laboratoire des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 67
4.26 Valeurs de la concentration en CO_2 libre, du pH (de saturation) et de l'indice de Langelier des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 67
4.27 Valeurs des différentes duretés et des titres alcalimétriques simple et complet des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 68
4.28 Valeurs des concentrations en cations ou en anions majeurs des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 69
5.1 Températures moyennes de l'eau du Lez enregistrées au pas de temps horaire par les différentes stations du BRGM sur la période du 27 novembre au 3 décembre 2025 73
5.2 Moyenne des données météorologiques horaires, du coefficient d'échange de chaleur et de la température d'équilibre pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025 74
5.3 Débits moyens enregistrés aux stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025 74
5.4 Répartition des coefficients de pondération (%) des stations hydrométriques pour chaque sonde HOBO du BRGM pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025 75
5.5 Amplitudes maximales de variation de la température de l'eau à 6000 m de la source selon le débit moyen restitué au fleuve Lez lors des périodes d'étiage 78

Table des figures

2.1 Localisation de la commune de Montpellier en France métropolitaine 3
2.2 Réseau hydrographique de la région montpelliéraine 4
2.3 Occupation du sol de la région montpelliéraine 5
2.4 Carte géologique de Montpellier au 250000e (édition BRGM, 2026) 6
2.5 Bassin d'alimentation de la source du Lez sous l'effet des pompages (Karstologia, 2013) . . 9
2.6 Log géologique et hydrogéologique schématique de l'aquifère des garrigues nord-montpelliéraines (Kong-A-Siou L., 2011) 10
2.7 Structuration de l'aquifère karstique du Lez par la faille des Matelles-Corconne (Maréchal et al., 2014) 11
2.8 Coupe hydrogéologique simplifiée de l'aquifère karstique du Lez avec distinction des bassins hydrogéologiques de la source en régime naturel et anthropisé ainsi que de l'impluvium (Karstologia, 2013) 12
2.9 Log géologique du forage du Triadou (Karstologia, 2013) 13
2.10 Coupe simplifiée de l'usine de pompage à la source du Lez (Karstologia, 2013) 15
2.11 Évolution des densités de Chabot du Lez au cours du temps entre Gué (amont de l'aire de répartition) et STEP Prades (aval de l'aire de répartition) (SYBLE, 2017) 17
4.1 Localisation des deux stations météorologiques (Météo France) à Montpellier 20
4.2 Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c), de la radiation solaire (d) et de l'humidité relative (e) entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 22
4.3 Évolution de la température de l'air journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport (a) et de Prades-le-Lez (b) sur la période 2000-2025 23
4.4 Comparaison des boîtes à moustaches de la température d'équilibre (a) et du coefficient de transfert de chaleur (b) entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 25
4.5 Évolution de la température d'équilibre journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport (a) et de Prades-le-Lez (b) sur la période 2000-2025 26
4.6 Évolution de la température d'équilibre journalière en fonction de celle de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 27
4.7 Histogramme de la température d'équilibre journalière à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 27
4.8 Évolution des précipitations journalières à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 28
4.9 Évolution du cumul annuel des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025 29
4.10 Localisation des deux stations hydrométriques (HydroPortail) dans la zone d'étude 29
4.11 Comparaison des boîtes à moustaches du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez sur la période 2000-2025 30
4.12 Évolution du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) à la station hydrométrique de la source à Saint-Clément-de-Rivière sur la période 2000-2025 32
4.13 Évolution du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) à la station hydrométrique de Lavalette à Montferrier-sur-Lez sur la période 2000-2025 . . . 32
4.14 Évolution du pourcentage du nombre d'heures par an où le débit moyen est inférieur à la valeur seuil de 230 l/s 33
4.15 Évolution du niveau piézométrique à la source du Lez sur la période 2000-2025 33
4.16 Localisation des sondes HOBO de température de l'eau et d'oxygène dissous installées par l'EPTB lors des périodes d'étiage en 2016, 2018 et 2020 dans le cadre du suivi du Chabot du Lez 34
4.17 Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau (a) et de l'oxygène dissous (b) entre les sondes HOBO de Gué et de Prades lors de la campagne de 2016 35

4.18 Évolution de la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez et de la température de l'eau (a), et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO de Gué et de Prades, ainsi que du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c) lors de la campagne de 2016 36
4.19 Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau (a) et de l'oxygène dissous (b) entre les sondes HOBO de Gué, du Lirou et de Prades lors de la campagne de 2018 . . 37
4.20 Évolution de la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez et de la température de l'eau (a), et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO de Gué, du Lirou et de Prades, ainsi que du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c) lors de la campagne de 2018 38
4.21 Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau (a) et de l'oxygène dissous (b) entre les sondes HOBO du Lirou et de Prades lors de la campagne de 2020 40
4.22 Évolution de la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez et de la température de l'eau (a), et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO du Lirou et de Prades, ainsi que du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c) lors de la campagne de 2020 41
4.23 Localisation des sondes HOBO de température de l'eau et/ou d'oxygène dissous installées par le BRGM dans le cadre du projet SentinelSpringS 42
4.24 Boîtes à moustaches de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 44
4.25 Évolution de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 45
4.26 Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 47
4.27 Comparaison des boîtes à moustaches de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO du BRGM (a) et du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b) durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 48
4.28 Évolution de la température de l'eau du Lez (a) et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO du BRGM, du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c), ainsi que des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez (d) durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 49
4.29 Évolution du niveau piézométrique à la source du Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 50
4.30 Évolution du débit moyen à la station hydrométrique du Lirou durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 50
4.31 Boîtes à moustaches de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) 52
4.32 Évolution de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) 53
4.33 Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM (a) et du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b) durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) 55

4.34 Évolution du débit moyen à la station hydrométrique du Lirou durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) 55
4.35 Évolution de la température de l'eau du Lez (a) aux sondes HOBO du BRGM, du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b), ainsi que des précipitations (c) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026) 56
4.36 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps hebdomadaire pour les huit sondes HOBO du BRGM lors de la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) - Débit de base (vert foncé) et de crue (orange) . 58
4.37 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps horaire (a, c et e) et hebdomadaire (b, d et f) suite à la fusion des données issues du BRGM et de l'EPTB - Débit de base (vert foncé), de crue de 2016 (violet), de 2018 (vert clair), de 2020 (bleu) et de 2025 (orange) 60
4.38 Paramètres des régressions linéaires obtenus entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps hebdomadaire pour les huit stations du BRGM, pour les trois secteurs résultant de la fusion des données entre le BRGM et l'EPTB et pour le capteur à la source du Lez 61
4.39 Régression linéaire à partir du point de la source du Lez avec ajout des couples (β_1, β_0) issus des seules données du BRGM (a), de la fusion des données du BRGM et de l'EPTB (b) 61
4.40 Répartition des points de mesure du BRGM lors de la campagne estivale du 6 août 2025 . 62
4.41 Évolution de la température de l'eau du fleuve Lez en fonction de la distance x à la source lors de la campagne estivale du 6 août 2025 réalisée par le BRGM 64
4.42 Représentation graphique des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 - Diagramme de Piper 70
4.43 Représentation graphique des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1 avril 2026 - Diagramme de Stiff (a) - Diagramme de Stabler (b) 71
5.1 Évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025 73
5.2 Équation linéarisée de $\ln(T_x - T_e)$ en fonction de la distance à la source pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025 75
5.3 Application du modèle analytique à la période du 11 au 17 novembre 2025 76
5.4 Simulation analytique de l'évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source selon différents débits restitués à la source du Lez avec les conditions météorologiques de la semaine du 27 novembre au 3 décembre 2025 (T_e = 6,2°C) 77
5.5 Simulation analytique de l'évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source selon différentes conditions météorologiques, représentées par la température d'équilibre, dans les conditions actuelles de débit réservé au Lez (Q_{moy} = 230 l/s) 77
5.6 Simulation analytique de l'évolution de la température moyenne de l'eau à 6 000 m de la source du Lez selon différentes valeurs de débits réservés au Lez et de températures d'équilibre 78
5.7 Profils longitudinaux du lit, de la berge et de la ligne d'eau du fleuve Lez simulés par le modèle hydraulique du logiciel SIC^2 en régime permanent entre la source du Lez et la station hydrométrique de Lavalette pour un débit d'étiage de 230 l/s 82
5.8 Simulation numérique en régime permanent de la température de l'eau du fleuve Lez à l'aide du module ALGEQUEAU du logiciel SIC^2 entre la source du Lez et la station hydrométrique de Lavalette pour la période estivale de 2018 84
A.1 Localisation des huit coupes sériées sur la carte géologique de Montpellier au 250000e (édition BRGM) (Maréchal et al., 2014) 92
A.2 Modèles géologiques 3D de la zone d'étude avec empilement progressif des divers entités stratigraphiques (Maréchal et al., 2014) 93
A.3 Échelle stratigraphique des temps géologiques (Encyclopædia, 2026) 94

A.4 A) Zoom sur le site expérimental du Terrieu : Courbes de rabattement (isovaleurs en mètres) induites par un essai de pompage au puits W. B) Carte piézométrique régionale (08/09/2006) : Réseau d'isopièzes (en mètres) (Jourde et al., 2011) 95
A.5 Aire de répartition du Chabot du Lez (SYBLE, 2015) 96
A.6 Évolution du débit moyen horaire à la station hydrométrique du Lirou au Triadou sur la période 2000-2025 97
A.7 Récurrence des crues biennales et des crues vincennales à la station hydrométrique de la source à Saint-Clément-de-Rivière sur la période 2000-2025 97
A.8 Évolution de la saturation de l'eau en oxygène dissous aux sondes HOBO de Gué et de Prades lors de la campagne de 2016 97
A.9 Évolution de la température de l'eau du Lez aux sondes HOBO du BRGM avec la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 98
A.10 Évolution de la turbidité à la source du Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 98
A.11 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps horaire pour les huit sondes HOBO du BRGM lors de la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) 99
A.12 Résultats des analyses des six échantillons d'eau du fleuve Lez effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 100

1 Introduction

Les sources établissent un lien naturel entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Alimentant de nombreux écosystèmes qui dépendent directement des eaux souterraines, elles constituent des indicateurs fondamentaux de la résilience des milieux aquatiques et participent à leur atténuation et adaptation face aux changements globaux (SentinelSpringS, 2024).

Du fait de leur débit, de leur régime thermique et des communautés écologiques qu'elles abritent, les sources jouent un rôle de « sentinelles » du changement climatique et de la durabilité des écosystèmes aquatiques, permettant ainsi de détecter précocement des signes de stress environnemental et des menaces pour la biodiversité (SentinelSpringS, 2024).

Reflétant les tendances climatiques générales, le fonctionnement des sources contribue, à ce titre et de manière centrale, au maintien de la stabilité hydrologique, à la préservation des services écosystémiques aquatiques et à la capacité d'adaptation des paysages écologiques face aux évolutions climatiques (SentinelSpringS, 2024).

Les apports et services écosystémiques que les eaux souterraines assurent via les sources sont multiples :

- Approvisionnement en eau : elles assurent un apport régulier en eau douce, essentiel à la fois aux écosystèmes aquatiques et aux usages humains (eau potable, élevage, etc.) (SentinelSpringS, 2024).
- Connectivité et régulation : elles relient les eaux souterraines aux milieux de surface, entretiennent les réseaux écologiques et contribuent au maintien du débit de base ainsi qu'à la qualité de l'eau des rivières et ruisseaux (SentinelSpringS, 2024).
- Biodiversité et habitat : elles sont des points chauds de biodiversité uniques, offrant des habitats variés et des conditions stables (température, nutriments) favorables aux espèces rares ou endémiques (SentinelSpringS, 2024).
- Résilience climatique : grâce à leur stabilité, elles fournissent de l'eau en période de sécheresse et soutient l'adaptation des écosystèmes aux variations climatiques (SentinelSpringS, 2024).
- Valeur culturelle et récréative : elles possèdent une dimension culturelle importante et offrent des espaces propices aux activités de loisirs (SentinelSpringS, 2024).

À ce jour, les actions à l'échelle mondiale pour faire face aux menaces pesant sur les sources restent limitées. Cette situation s'explique notamment par d'importantes lacunes en recherche, comme l'absence de bases de données reconnues et le manque de méthodes standardisées pour le suivi et la modélisation des sources (SentinelSpringS, 2024).

Pour y remédier, le projet européen SentinelSpringS a pour finalité de développer une base de données européenne en ligne dédiée à la surveillance des sources, de mettre en place des protocoles harmonisés de collecte de données et de proposer une vision globale de ces écosystèmes (SentinelSpringS, 2024).

Le travail de fin d'études s'inscrit dans le cadre de ce projet, soutenu par le programme Water4All, dans le cadre de son appel dédié aux services écosystémiques aquatiques. Ce dernier est un partenariat européen, cofinancé par l'Union européenne, dont l'objectif est de garantir la sécurité hydrique pour la planète à long terme (SentinelSpringS, 2024).

SentinelSpringS vise à introduire des méthodes de surveillance et de modélisation des sources à la fois efficaces, accessibles et durables comme outil de détection des tendances environnementales à long terme afin d'assurer la sécurité de l'eau et l'équilibre écologique (SentinelSpringS, 2024).

Le projet de recherche aspire également à étudier, en plus de l'impact du changement climatique, les effets des pressions anthropiques, telles que les nutriments, les pesticides, les contaminants émergents et la surexploitation des ressources en eau sur les sources (SentinelSpringS, 2024).

Dès lors, l'objectif est d'utiliser la modélisation climatique et l'analyse de scénarios afin de prévoir l'évolution future des sources et leurs effets en cascade sur les écosystèmes aquatiques et terrestres situés en aval. Le projet vise ainsi à anticiper et évaluer la résilience des sources face aux changements environnementaux à travers plusieurs indicateurs, notamment le débit, la température de l'eau, la conductivité électrique, ainsi que les concentrations en nutriments (SentinelSpringS, 2024).

Au-delà de la compréhension approfondie du fonctionnement hydro-écologique des sources et du développement d'une plateforme de données rentable pour leur suivi à long terme, le projet vise aussi à favoriser l'engagement et l'appropriation communautaire en leur donnant les connaissances et outils nécessaires pour participer activement à la surveillance et à la conservation des sources. Par ailleurs, il cherche à promouvoir des politiques et une gouvernance fondées sur des données probantes (SentinelSpringS, 2024).

Le projet SentinelSpringS prend en compte une grande diversité de sources, selon leur taille, leur débit, les usages du sol environnants, les conditions climatiques ainsi que leurs caractéristiques géologiques et biologiques. Il constitue ainsi une opportunité d'appliquer le concept de « Living Labs », en utilisant des sites d'étude comme cas concrets pour renforcer la recherche sur la sécurité de l'eau et la préservation de la biodiversité (SentinelSpringS, 2024).

Les sites d'échantillonnage sont choisis de manière à assurer une représentation complète des conditions étudiées. Ils couvrent d'abord différents types de sources, notamment les sources de plaine, karstiques et marines. Ils sont également répartis sur l'ensemble de la zone d'étude afin de prendre en compte les variations régionales du climat, de l'hydrologie et de l'utilisation des terres (SentinelSpringS, 2024).

La sélection intègre aussi la diversité des activités humaines présentes dans les bassins versants, ce qui permet d'évaluer leur influence sur la qualité de l'eau et les niveaux de contamination. Enfin, les données historiques disponibles (qualité de l'eau, occupation des sols, sources de pollution) sont utilisées pour guider et affiner le choix des sites (SentinelSpringS, 2024).

SentinelSpringS est un projet collaboratif s'inscrivant dans un consortium international avec 29 « Living Labs » identifiés à travers l'Union Européenne. Ces sites d'étude incluent notamment des localisations au Danemark, en France, en Italie, à Malte, en Pologne et au Portugal (SentinelSpringS, 2024).

En France, l'objectif scientifique du BRGM au sein du projet consiste à évaluer l'influence des eaux souterraines issues de sources karstiques sur les caractéristiques physico-chimiques des cours d'eau associés, ainsi que sur les écosystèmes aquatiques qui en dépendent. Pour ce faire, quatre cas d'étude ont été retenus sur lesquels des suivis et des données sont déjà disponibles :

- la source et le fleuve Lez avec la problématique du Chabot du Lez ;
- la source des Cent-Fonts et sa contribution à la régulation de la température du fleuve Hérault ;
- la source sous-marine de la Vise sous la lagune de Thau et son impact local sur la température et la salinité de la lagune autour de la source ;
- la source de la Loue avec la problématique de mortalité de poissons dans les rivières comtoises.

Ce travail se focalise sur la source du Lez ainsi que sur le fleuve éponyme. L'objectif spécifique de cette étude de cas est d'évaluer, dans un contexte de changement climatique, la persistance de l'impact physico-chimique de la source sur la qualité des eaux du fleuve Lez, notamment en termes de minéralisation, de température et de concentration en oxygène dissous. Par ailleurs, l'étude vise à analyser l'influence des stratégies de pompage mises en œuvre, avec une production annuelle de 35 millions de m^3 (1 080 l/s), sur les caractéristiques physico-chimiques du cours d'eau.

Ce mémoire s'articule autour de quatre chapitres principaux. Le premier introduit le cas d'étude en décrivant le système formé par la source du Lez, le fleuve Lez et son aquifère karstique via le contexte environnemental, en abordant différents aspects tels que la géographie, l'hydrologie, les sols, la géologie, l'hydrogéologie et les services écosystémiques associés.

Ensuite, le deuxième chapitre expose les notions théoriques relatives à la thermie des cours d'eau, en s'appuyant sur le concept de température d'équilibre et de coefficient d'échange de chaleur.

La troisième section dresse un état des lieux des données météorologiques, hydrométriques et piézométriques disponibles depuis le début des années 2000, complété par l'analyse de différentes chroniques de température de l'eau, d'oxygène dissous et par une caractérisation hydrochimique du fleuve Lez.

Enfin, le dernier chapitre est consacré à la modélisation du régime thermique du cours d'eau, à travers une approche analytique fondée sur la notion de température d'équilibre, avec la simulation de divers scénarios hydrologiques et météorologiques, et une première mise en œuvre d'un modèle hydrothermique numérique à l'aide du logiciel SIC^2.

2 Cas d'étude : la source du Lez et son fleuve

2.1 Géographie

En France, les formations carbonatées occupent environ 35% du territoire métropolitain et fournissent plus de la moitié de l'alimentation en eau potable. Parmi elles, l'aquifère karstique du Lez est la principale ressource en eau potable de la métropole de Montpellier, dans le département de l'Hérault au sud-est du pays (FIGURE 2.1). Reconnu pour sa grande qualité, il a largement permis l'essor économique de la huitième ville de France, située en région Occitanie (issue de la fusion administrative du Languedoc-Roussillon et de Midi-Pyrénées en 2016). Localisée à une quinzaine de kilomètres au nord de Montpellier, cette réserve d'eau souterraine s'étend sur une zone d'alimentation estimée à près de 380 km^2, sous l'effet des pompages (Karstologia, 2013).

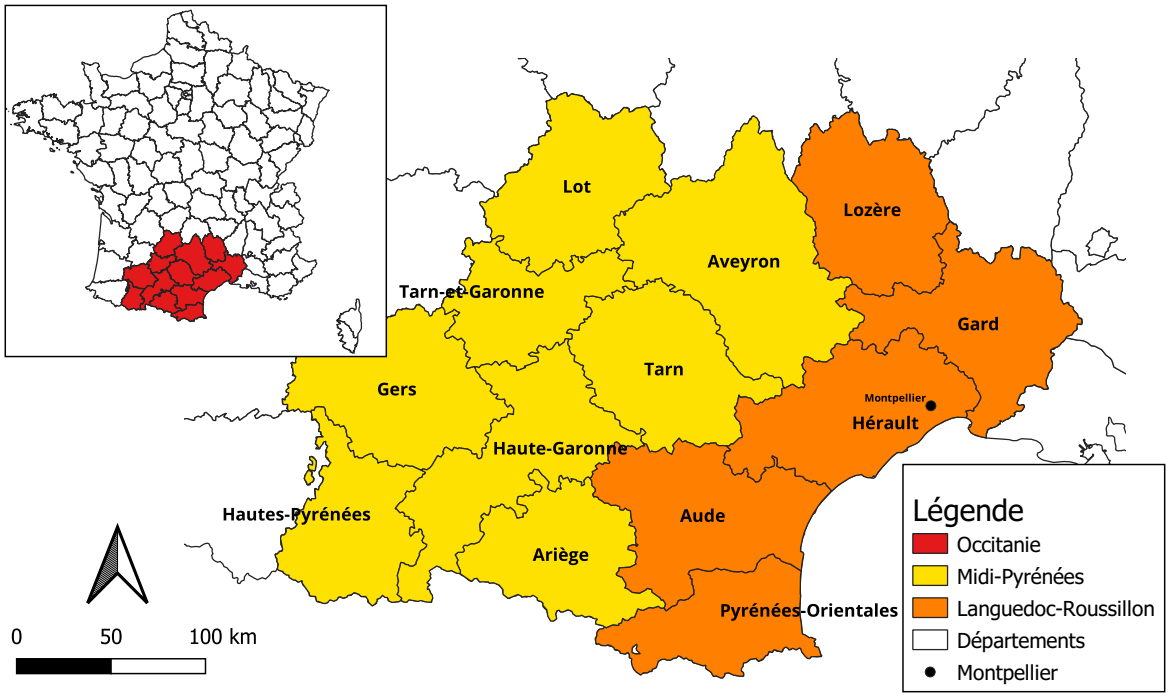


FIGURE 2.1 – Localisation de la commune de Montpellier en France métropolitaine

La source du Lez est la principale résurgence de cet hydrosystème situé sous les garrigues nord montpelliéraines, formées d'un ensemble de plateaux calcaires appelés causses (Jourde et al., 2011). Les eaux de ce vaste réseau sont également drainées par d'autres sources temporaires telles que le Lirou, Restinclières, la Fleurette et le Gour Noir. Classée comme la septième résurgence vauclusienne de France en termes de débit, la source pérenne du Lez se trouve sur le versant sud d'une élévation au nord de la commune de Saint-Clément-de-Rivière et se caractérise par une vasque située à une altitude de 65 m NGF, au niveau de la faille des Matelles-Corconne (Karstologia, 2013).

La source du Lez alimente le fleuve côtier éponyme long de 29 kilomètres. De régime méditerranéen, le fleuve Lez présente un premier secteur amont karstique, et une partie aval fortement anthropisée. En amont, le cours d'eau s'écoule vers le sud dans une plaine étroite, entre les villages de Saint-Clément-de-Rivière, Prades-le-Lez, Montferrier-sur-Lez et Clapiers, jusqu'à la station limnimétrique de Lavalette. À cet endroit, juste à l'amont immédiat de la ville de Montpellier, il draine un bassin versant topographique de 114 km^2 (Karstologia, 2013).

Lors de sa traversée de l'agglomération de Montpellier, le fleuve est fortement modifié par les aménagements humains, puisqu'il est équipé de 26 ouvrages hydrauliques, dont 21 seuils. En aval, le Lez rejoint la plaine littorale jusqu'à Lattes, avant de rejoindre les étangs palavasiens via un canal naturel formé entre l'étang d'Arnel et l'étang de Méjean. Il termine son parcours en se jetant dans la mer Méditerranée à Palavas-les-Flots (Karstologia, 2013).

2.2 Hydrologie

Le réseau hydrographique montpelliérain s'organise autour du fleuve Lez, qui prend sa source au nord de la métropole et qui se jette dans la mer Méditerranée. La source du Lez constitue l'exutoire principal et permanent du système karstique régional. À côté de cette résurgence, plusieurs sources temporaires, comme le Lirou ou Restinclières, apparaissent lors des périodes de hautes eaux (Jourde et al., 2011).

Bien que de taille modeste, le fleuve côtier est alimenté par de nombreux cours d'eau qui convergent vers le sud selon une organisation en entonnoir, visible sur la FIGURE 2.2.

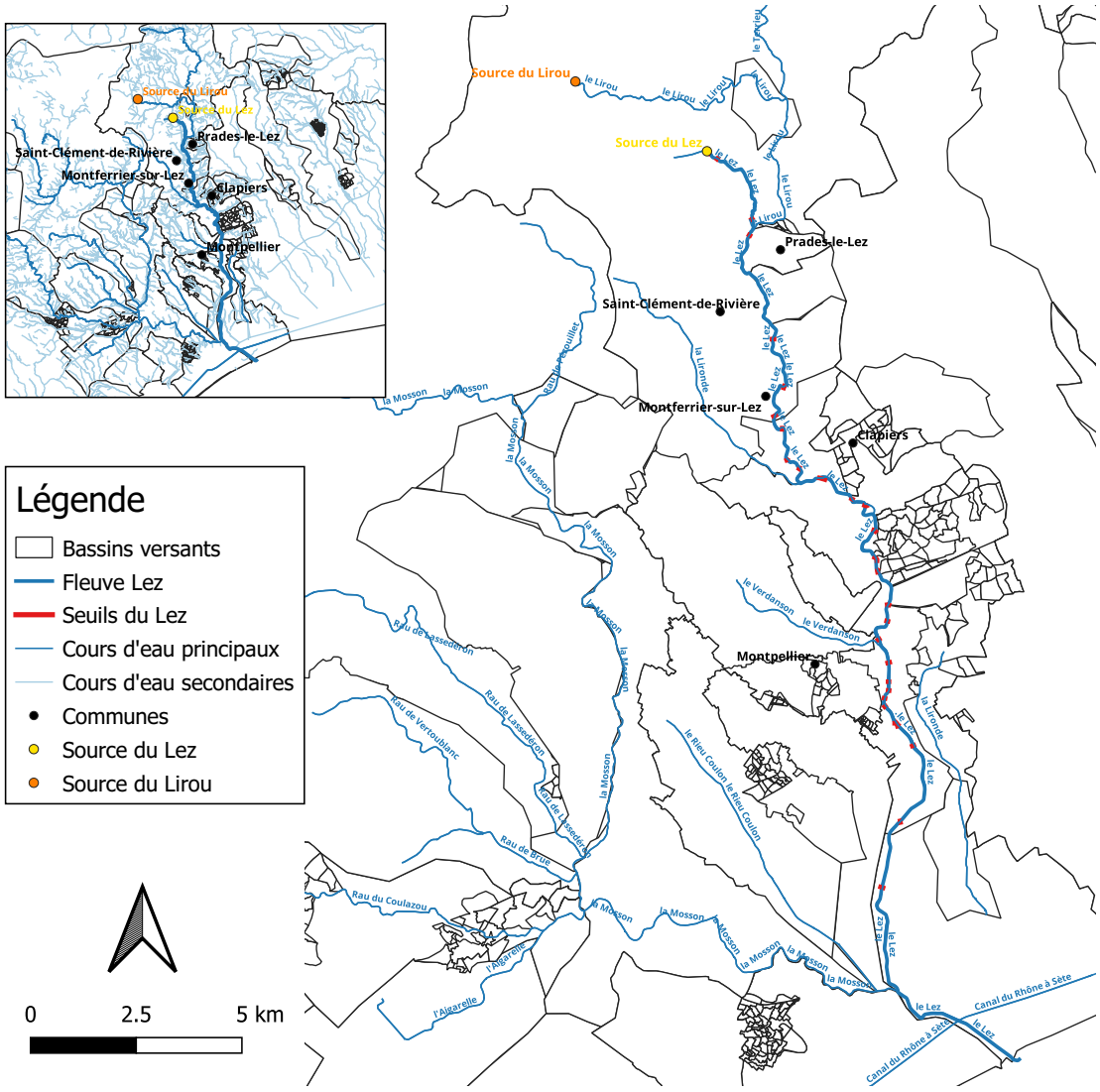


FIGURE 2.2 – Réseau hydrographique de la région montpelliéraine

En amont, ses principaux affluents sont le Lirou et la Lironde, deux rivières héraultaises intermittentes. Le Lirou, long d'environ 11 km, prend sa source (source du Lirou) sur la commune des Matelles et rejoint le Lez au nord de Prades-le-Lez. Il est lui-même alimenté par deux ruisseaux, le Terrieu et le Yorgues. La Lironde, plus courte de 4 km, naît à Saint-Gély-du-Fesc au nord de la commune de Saint-Clément-de-Rivière et se jette dans le Lez après la station de mesure de Lavalette, au nord du zoo de Montpellier (Karstologia, 2013 ; Sandre, 2017). Dans ce secteur karstique, le fleuve Lez a une pente d'écoulement moyenne de 3% pour une largeur moyenne de 10-15 m (Commune de Saint-Clément-de-Rivière, 2017a).

Dans la partie urbaine, sa pente d'écoulement est très faible (moins de 1%), sa largeur est de l'ordre de 25 m (Commune de Saint-Clément-de-Rivière, 2017a). Le Verdanson, ruisseau emblématique de près de 7 km, est en grande partie canalisé et bétonné ; il traverse le centre-ville avant de rejoindre le Lez. À l'ouest, le bassin de la Mosson constitue un système voisin important. Ce cours d'eau de plus de 38 km, principal affluent du Lez, draine les eaux des reliefs de la Gardiole et reçoit lui-même plusieurs ruisseaux, comme le Coulazou, la Brue et le Lasséderon (Karstologia, 2013 ; Sandre, 2017).

2.3 Sols et Occupation du sol

Au nord de Montpellier, la nature des sols dépend fortement du substrat géologique. La couverture pédologique y joue un rôle protecteur variable selon son épaisseur et sa texture (Batiot-Guilhe et al., 2012). Le territoire présente une grande diversité de formations, notamment des alluvions, des calcaires argileux, durs ou marneux, des conglomérats, des colluvions, des grès et des marnes (Jourde et al., 2011).

Les sols les plus épais se développent spécialement sur les formations marneuses et argileuses. À l'inverse, de nombreux secteurs, notamment sur les calcaires fracturés, se caractérisent par des sols très minces (souvent inférieurs à 40 cm), voire quasi absents et fortement caillouteux, offrant une protection limitée à l'hydrosystème du Lez (Batiot-Guilhe et al., 2012).

L'occupation du sol est majoritairement naturelle, mais elle subit une pression humaine croissante, surtout au sud du territoire. Environ 70% de la surface est constituée de milieux naturels, dominés par les forêts et les garrigues (35%), principalement installés sur les formations calcaires. D'autre part, les zones urbanisées en expansion couvrent près de 5% de la superficie (Batiot-Guilhe et al., 2012 ; Jourde et al., 2011).

Les espaces agricoles occupent plus de 20% du territoire, avec une nette prédominance de la viticulture, qui représente environ 63% des surfaces agricoles. La vigne (en particulier sur les terrains crétacés où les sols sont les mieux développés), les cultures et les prairies se retrouvent sur l'ensemble des formations, notamment en dehors des zones calcaires (Batiot-Guilhe et al., 2012 ; Jourde et al., 2011).

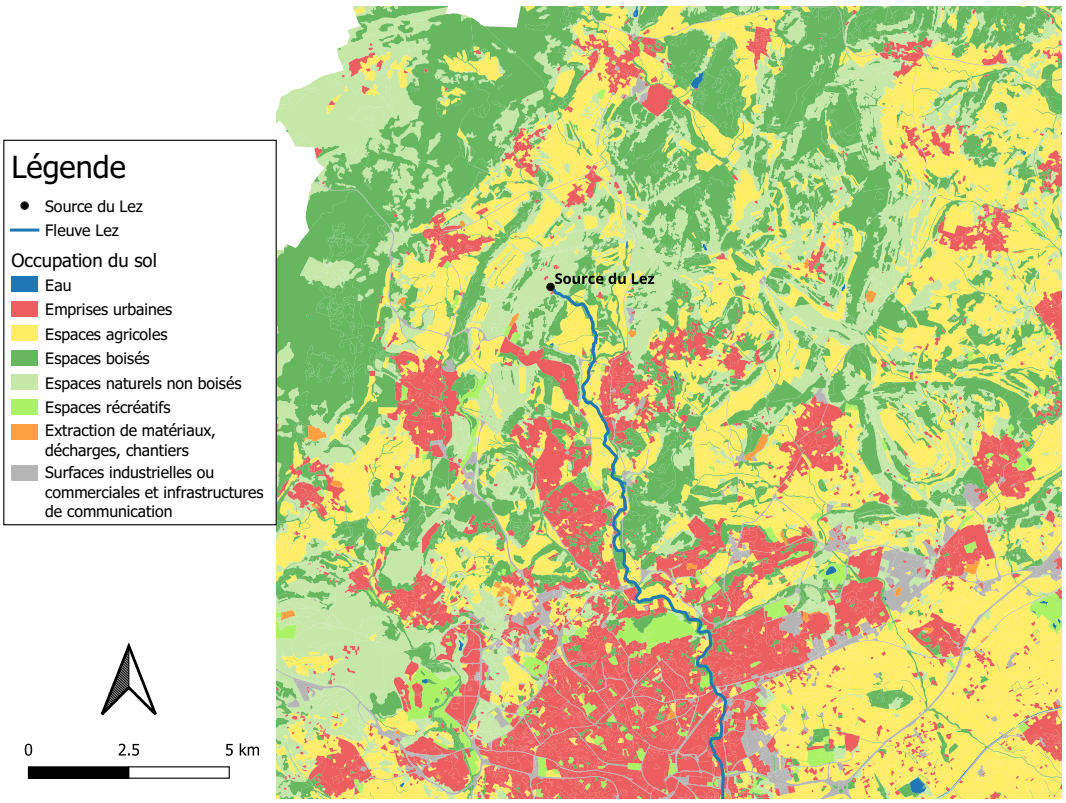


FIGURE 2.3 – Occupation du sol de la région montpelliéraine

La FIGURE 2.3 montre bien une occupation du sol dominée par les espaces naturels au nord, qu'ils soient boisés ou non, ainsi que par des zones agricoles. Ces dernières sont également très présentes au sud-est de la métropole de Montpellier. L'emprise urbaine, plus clairsemée au nord, permet d'identifier clairement le centre-ville de Montpellier au sud.

Dans sa partie amont karstique, le Lez traverse un environnement principalement agricole, longé par une ripisylve étroite, continue et dense, au sein duquel les parcelles artificielles laissent distinguer les villages de Saint-Clément-de-Rivière, Prades-le-Lez, Montferrier-sur-Lez et Clapiers. En revanche, dans sa partie anthropisée, au sud du zoo de Montpellier, considéré comme un espace récréatif, l'occupation du sol devient majoritairement urbaine avec une artificialisation totale du fleuve (profil recalibré).

2.4 Géologie

2.4.1 Carte géologique autour du système karstique du Lez

La carte géologique de Montpellier et de ses alentours à l'échelle du 250 000e (édition BRGM) est exposée à la FIGURE 2.4. La série cénozoïque y est particulièrement complète, avec la présence de la quasi-totalité des formations comprises entre le Maastrichtien et le Quaternaire (Bonnet, 1973).

Le tracé du fleuve Lez est immédiatement identifiable au centre de la carte grâce aux dépôts d'alluvions récentes du Quaternaire. Ces alluvions (Fz), dont la composition varie fortement selon le cours d'eau qui les a mises en place, prennent une réelle importance à Montpellier dans les vallées du Lez et de la Mosson, où elles présentent une nature principalement limoneuse (Bonnet, 1973).

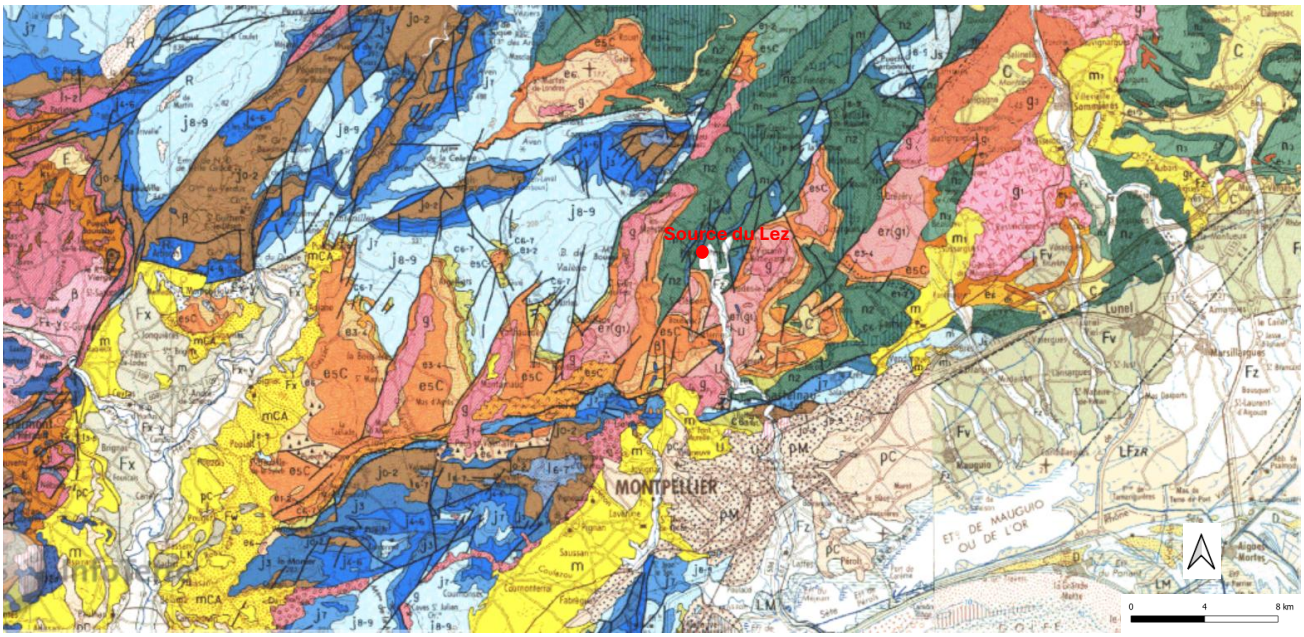


FIGURE 2.4 – Carte géologique de Montpellier au 250000e (édition BRGM, 2026)

Sur la zone de l'aquifère karstique du Lez, huit coupes interprétatives ont été effectuées afin de représenter l'ensemble de la couverture sédimentaire (Secondaire, Tertiaire et Quaternaire) reposant sur un socle primaire (Jourde et al., 2011). D'âge paléozoïque et fortement tectonisé par l'orogenèse hercynienne, ce dernier est surmonté en discordance par des formations permiennes (Bonnet, 1973).

Ces coupes (FIGURE A.1), à savoir cinq profils transversaux, orientés NW-SE et longs de 30 à 60 km, ainsi que trois coupes longitudinales, orientées SW-NE et longues de 50 à 60 km, mettent en évidence une géométrie structurale complexe, héritée de l'histoire tectono-sédimentaire du Languedoc. Celle-ci a notamment conduit à la formation de structures majeures comme le Pli de Montpellier et la faille des Cévennes (Jourde et al., 2011).

De nombreux accidents tectoniques affectent à la fois le socle et/ou la couverture sédimentaire, résultant de différentes phases compressives ou distensives, qui ont largement contribué à façonner l'organisation structurale actuelle (Jourde et al., 2011).

La géométrie des coupes a conduit à l'élaboration d'un modèle 3D de la géologie autour de l'aquifère du Lez (FIGURE A.2). Ce modèle offre une meilleure visualisation des formations aquifères et permet d'affiner la compréhension et le modèle conceptuel du système karstique (Maréchal et al., 2014).

2.4.2 Histoire géologique du bassin du Sud-Est et de la zone languedocienne

La FIGURE A.3 reprend l'échelle stratigraphique des temps géologiques. Du Trias au Jurassique, la région connaît une phase tectonique globalement calme et subsidente, durant laquelle la zone languedocienne est entièrement immergée avec de faibles variations eustatiques (Jourde et al., 2011).

Au Trias moyen et supérieur, des dépôts d'argilites sulfatées, riches en sulfates de calcium, se mettent en place en discordance sur le Permien. Leur épaisseur varie de 100 à 300 m en bordure, mais peut dépasser 1 000 m au centre du bassin sub-alpin (Jourde et al., 2011).

Au Jurassique, les dépôts évoluent vers des formations carbonatées : calcaires, dolomies et calcaires argileux sur les plateformes, tandis que des sédiments marneux s'accumulent dans les zones plus profondes. Une subsidence importante permet alors l'accumulation de plus de 12 000 m de sédiments au cœur du bassin. Seules les zones proches des hauts-fonds émergent lors des régressions marines, subissant érosion et karstification (Jourde et al., 2011).

Ensuite, au Crétacé, la configuration du bassin évolue, passant au domaine vocontien, avec une sédimentation de type argilo-calcaire. Les régions des Causses et du sud du Languedoc émergent alors, favorisant l'érosion et le développement de la karstification (Jourde et al., 2011).

Au Crétacé supérieur, des bassins continentaux se mettent en place tandis que la sédimentation se poursuit, avec une migration du bassin vers le nord. La région de Nîmes est d'abord submergée au Crétacé inférieur, puis émergée au Crétacé supérieur, ce qui permet la karstification des calcaires dès cette période. À la fin de cette époque, l'ensemble du bassin est émergé (Jourde et al., 2011).

Le Tertiaire est marqué par d'importants bouleversements tectoniques. À l'Éocène, une phase compressive liée à la formation des Pyrénées entraîne la structuration de la région, avec la mise en place de reliefs et le développement de la karstification dans les roches jurassiques et crétacées. Par la suite, à l'Oligocène, une phase de rifting associée à l'ouverture du Golfe du Lion provoque la formation de bassins sédimentaires qui se remplissent progressivement (Jourde et al., 2011).

Au Miocène, les effets des événements tectoniques alpins, combinés à la crise de salinité messinienne, entraînent un développement maximal de la karstification, en contribuant à la formation de karsts très profonds, situés sous le niveau actuel de la mer sur l'ensemble de la région (Jourde et al., 2011).

Enfin, au Quaternaire, les fluctuations du niveau marin liées aux cycles de glaciation ont également permis le développement de la karstification de la région ainsi que la réactivation des anciens réseaux karstiques (Jourde et al., 2011).

2.4.3 Tectonique et karstification de la région nord-montpelliéraine

Dans le sud-est de la France, les aquifères karstiques résultent de la superposition de nombreuses phases de karstification (Jourde et al., 2011).

Au Crétacé moyen, le retrait de la mer, dû à des mouvements verticaux, entraîne la formation de l'isthme durancien (Bonnet, 1973). Son ouverture permet le dépôt de bauxites allochtones issues de l'érosion du Massif central, qui viennent combler et fossiliser des réseaux karstiques développés dans les calcaires jurassiques supérieurs et crétacés inférieurs (Jourde et al., 2011).

Du Crétacé supérieur à l'Éocène, le bombement lithosphérique lié au front pyrénéen provoque l'émersion des terrains carbonatés, favorisant leur karstification. Certaines surfaces de paléokarst contiennent des remplissages sédimentaires datés du Paléocène. À cette époque, les variations du gradient hydraulique, d'abord orienté du sud vers le nord, puis du nord vers le sud, contribuent à intensifier la karstification des massifs jurassiques et crétacés (Jourde et al., 2011).

Lors de la crise messinienne au Miocène, l'abaissement de plus de 1 500 m du niveau de la mer Méditerranée entraîne un creusement important des réseaux karstiques et la réactivation de systèmes plus anciens hérités du Secondaire (Jourde et al., 2011).

Enfin, au Plio-Quaternaire, l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires provoque à la fois la réactivation d'anciens karsts et la formation de nouveaux réseaux souterrains (Jourde et al., 2011).

Dans la région nord-montpelliéraine, les phases de karstification, du Jurassique au Miocène, sont étroitement liées aux épisodes tectoniques majeurs. Ces derniers entraînent une forte fracturation des massifs carbonatés, contrôlée par des régimes d'extension ou de compression, qui conditionnent l'ouverture ou la fermeture des fractures. Ces discontinuités ont ensuite permis la circulation de l'eau, à l'origine des premières dissolutions et du développement des réseaux karstiques (Maréchal et al., 2014).

Dans les zones peu déformées, ces réseaux s'orientent majoritairement selon les axes nord-sud et est-ouest, tandis qu'à proximité des grands accidents tectoniques, ils suivent plutôt une direction nord-est – sud-ouest (Jourde et al., 2011).

La karstification est-ouest débute au Crétacé moyen, lors de l'ouverture de l'isthme durancien, sous l'effet d'une extension nord-sud qui ouvre des fractures est-ouest et facilite l'infiltration de l'eau. La karstification nord-sud, quant à elle, se met en place à l'Éocène durant l'orogenèse pyrénéenne. Elle résulte à la fois de la compression nord-sud, qui génère et ouvre un réseau de fractures conjuguées, et des variations du gradient hydraulique régional (sud-nord puis nord-sud), favorisant la karstification dans cette direction (Jourde et al., 2011).

Les grands accidents tectoniques, comme la faille des Matelles-Corconne, ont joué un rôle majeur au cours des différentes phases tectoniques. Lors de l'ouverture du golfe du Lion à l'Oligocène, cette faille fonctionne en régime normal, mettant en contact les terrains aquifères jurassiques avec des formations imperméables du Crétacé inférieur (Jourde et al., 2011).

La zone endommagée associée à cette faille, large d'environ 200 m, est marquée par de nombreuses fractures subparallèles ouvertes à cette période, avec le paléogradient hydraulique perpendiculaire à la faille. Dès lors, le contexte tectonique oligocène a réorienté la direction générale des écoulements (initialement nord-sud), en les contraignant à suivre la faille, ce qui en a facilité la karstification (Jourde et al., 2011).

2.5 Hydrogéologie

2.5.1 Cadre général de l'aquifère du Lez

À l'origine d'un réseau karstique bien développé à l'échelle régionale, l'hydrosystème du Lez appartient à l'unité hydrogéologique des garrigues nord-montpelliéraines, dont il est le sous-système hydrogéologique principal. Les aquifères karstiques de Sauve, en rive droite du Vidourle, et des Fontanilles, en rive gauche de l'Hérault, présentent une importance plus limitée. (Karstologia, 2013).

Les limites du système karstique du Lez sont définies par plusieurs structures et des accidents tectoniques majeurs (FIGURE 2.5) : à l'ouest par la vallée et le fleuve de l'Hérault, au nord-ouest par la faille des Cévennes, au nord-est par le Vidourle, à l'est par le bassin d'effondrement oligocène de Sommières et au sud par le chevauchement de Montpellier (Karstologia, 2013).

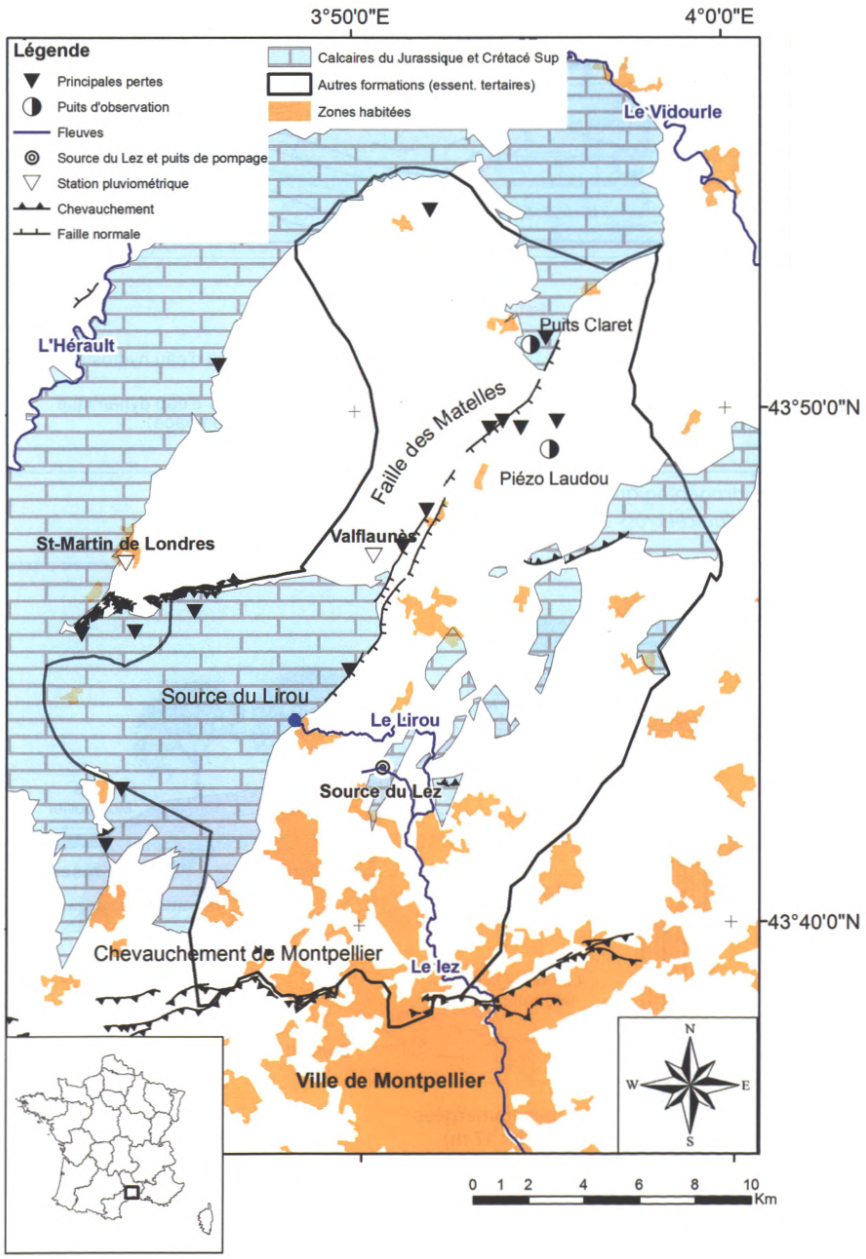


FIGURE 2.5 – Bassin d'alimentation de la source du Lez sous l'effet des pompages (Karstologia, 2013)

Parmi l'ensemble des calcaires de la série géologique de la FIGURE 2.6, ceux formés de manière continue du Bajocien au Berriasien (Jurassique moyen à Crétacé inférieur) constituent le principal réservoir aquifère. Leur grande épaisseur, l'étendue de leurs affleurements, leur forte fracturation et l'intensité de leur karstification leur confèrent un rôle hydrogéologique majeur, confirmé par la présence de nombreuses sources, à la fois pérennes et temporaires (Bonnet, 1973).

Le réservoir de l'aquifère du Lez se développe au sein des formations massives de calcaires intensément fracturés et karstifiés, datant du Jurassique supérieur (Oxfordien à Kimméridgien) et du Crétacé inférieur (Berriasien), avec une épaisseur entre 650 et 1100 m (Batiot-Guilhe et al., 2012).

Le substratum peu perméable du système karstique est constitué par les marnes et marno-calcaires du Callovo-Oxfordien (Jurassique moyen). Lorsque l'aquifère est recouvert, son toit est formé par l'épaisse série marneuse et marno-calcaire du Valanginien inférieur (Crétacé inférieur) (Karstologia, 2013).

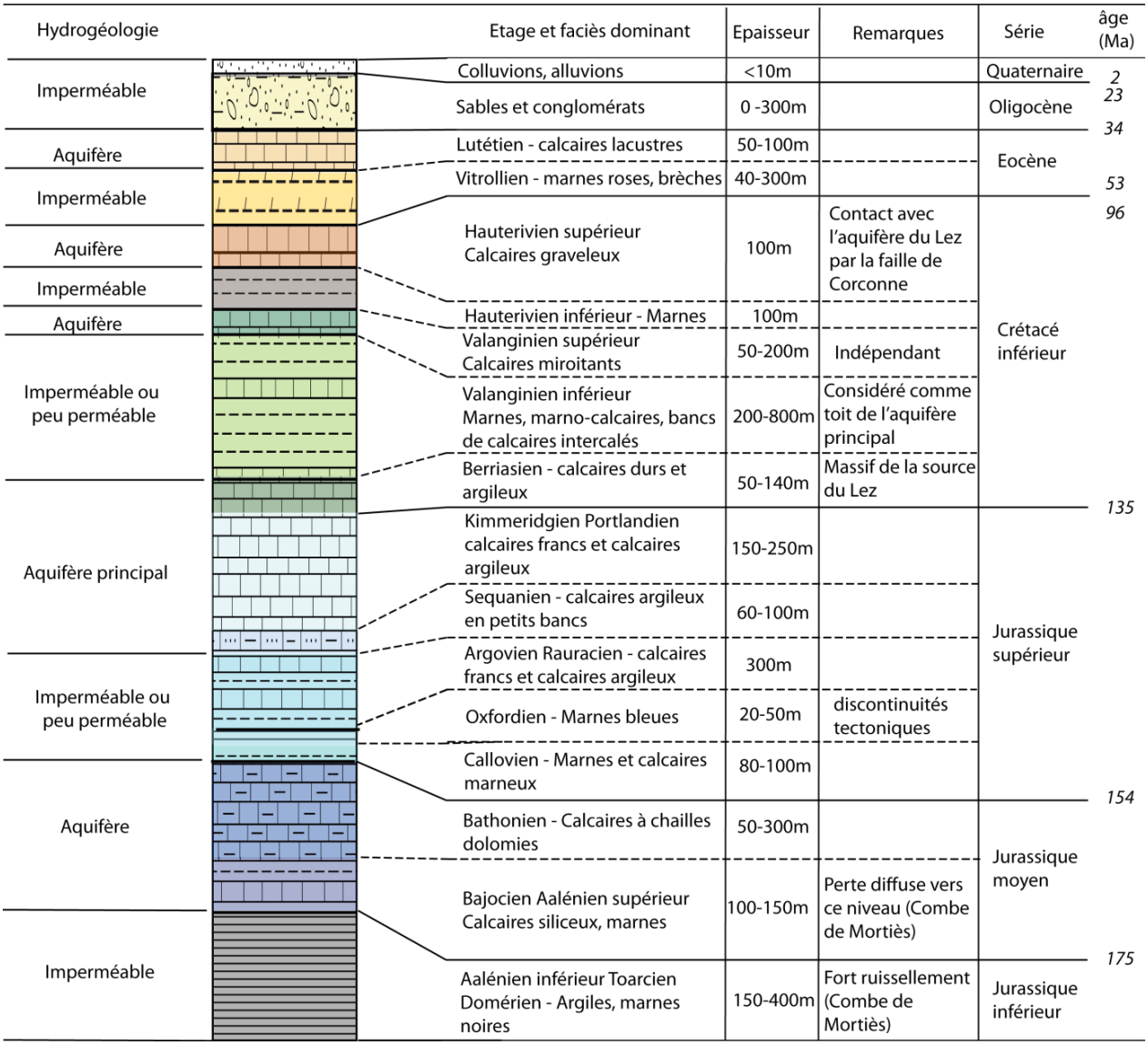


FIGURE 2.6 – Log géologique et hydrogéologique schématique de l'aquifère des garrigues nord-montpelliéraines (Kong-A-Siou L., 2011)

Le système karstique du Lez est fortement affecté par de nombreuses failles, qui mettent en contact soit des formations carbonatées aquifères du Jurassique moyen ou inférieur, permettant des échanges hydrauliques entre ces réservoirs, soit des formations marneuses imperméables, favorisant l'apparition de sources de débordement (Karstologia, 2013).

À l'échelle locale, la mise en contact du réservoir aquifère avec des terrains imperméables par l'intermédiaire d'une faille est à l'origine de l'exsurgence principale qu'est la source du Lez. De nombreuses sources temporaires, telles que le Lirou, apparaissent également, principalement le long de failles majeures ou secondaires qui structurent l'aquifère (Karstologia, 2013).

En effet, se localisant dans une zone fortement déformée, la source du Lez émerge à la faveur d'une faille normale mettant en contact les calcaires du Berriasien avec les marno-calcaires du Valanginien, ce qui confère au système karstique du Lez un fonctionnement de karst barré (Batiot-Guilhe et al., 2012).

2.5.2 Bassin hydrogéologique de la source du Lez

La faille des Matelles-Corconne joue un rôle clé dans le fonctionnement de l'aquifère du Lez, en le divisant en deux compartiments hydrogéologiques à l'échelle régionale (FIGURE 2.7). (Karstologia, 2013 ; Maréchal et al., 2014) :

- Au sud-est de la faille, l'aquifère principalement captif se développe dans les formations du Jurassique supérieur et du Berriasien, majoritairement recouvertes par des marnes imperméables du Valanginien inférieur. Le réservoir, situé à plusieurs centaines de mètres de profondeur, peut toutefois affleurer localement grâce au jeu des failles, comme la faille du Lez où se situe la source du Lez (Karstologia, 2013 ; Maréchal et al., 2014).
- Au nord-ouest, l'aquifère est globalement libre, mais il est subdivisé par la faille du Pic Saint-Loup. Celle-ci distingue une zone méridionale où le réservoir affleure, d'une zone septentrionale où il est sous couverture des formations marneuses imperméables et des calcaires valanginiens, lui conférant un fonctionnement captif (Karstologia, 2013 ; Maréchal et al., 2014).

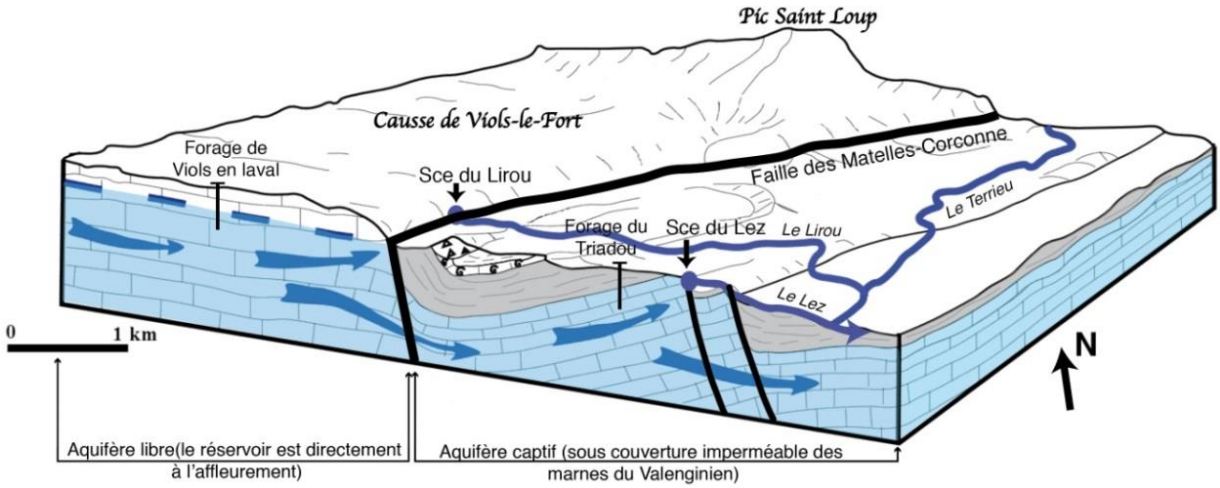


FIGURE 2.7 – Structuration de l'aquifère karstique du Lez par la faille des Matelles-Corconne (Maréchal et al., 2014)

La couverture tertiaire, de par sa nature plutôt marneuse, confine les horizons aquifères. En son absence, par un manque de dépôt ou du fait de l'érosion, les formations aquifères deviennent libres (Jourde et al., 2011). Le bassin hydrogéologique du Lez, estimé à une superficie de 380 km^2 sous l'effet des pompages, distingue différentes zones de recharge selon la nature de la couverture géologique (Karstologia, 2013) :

- Les calcaires du Jurassique et du Crétacé supérieur couvrent une surface comprise entre 80 et 100 km^2 et constituent les secteurs principaux où se réalise la recharge diffuse de l'aquifère par les précipitations efficaces, formant l'impluvium principal (Karstologia, 2013).
- À l'inverse, les formations marno-calcaires du Crétacé sont beaucoup moins perméables. La part d'eau de recharge qui ne contribue pas aux écoulements de surface peut alimenter, par drainance, le réservoir jurassique. L'impluvium associé aux formations crétacées est estimé à environ 120 km^2. Il comprend les bassins versants des zones de pertes, qui participent ponctuellement à la recharge en permettant l'infiltration directe des eaux de ruissellement (Karstologia, 2013).
- En revanche, les formations tertiaires, couvrant près de 160 km^2, considérées comme très peu perméables, participent de manière négligeable à la recharge du système karstique (Karstologia, 2013).

Environ un tiers du bassin hydrogéologique assure une recharge directe de l'aquifère à travers les formations carbonatées du Jurassique. Un autre tiers du bassin, caractérisé par un ruissellement important lors des précipitations estivales, contribue partiellement à la recharge de l'aquifère, qui se fait à la fois par des infiltrations concentrées au niveau des pertes localisées dans les cours d'eau, et par drainance à travers les formations marno-calcaires du Crétacé inférieur (Karstologia, 2013).

La délimitation du bassin hydrogéologique et de l'impluvium de la source du Lez dépend de deux particularités du système karstique (FIGURE 2.8) : la présence de zones sous couverture peu perméable, qui dissocie bassin hydrogéologique et zone d'infiltration, et l'impact des pompages, qui modifient l'extension du bassin hydrogéologique de la source (régime naturel ou anthropisé) (Maréchal et al., 2014).

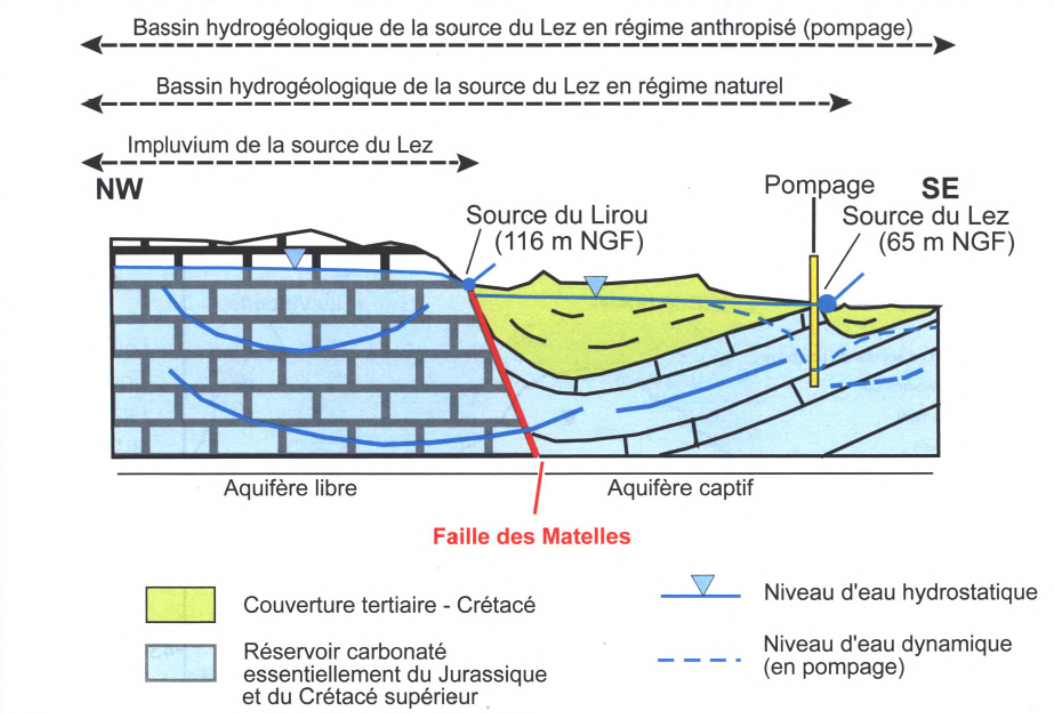


FIGURE 2.8 – Coupe hydrogéologique simplifiée de l'aquifère karstique du Lez avec distinction des bassins hydrogéologiques de la source en régime naturel et anthropisé ainsi que de l'impluvium (Karstologia, 2013)

En régime naturel, le bassin hydrogéologique correspond à la zone où les écoulements souterrains convergent vers la source du Lez. En période d'étiage, les pompages induisent un rabattement qui étend ce bassin vers l'aval, au sud-est de la source (Maréchal et al., 2014).

L'impluvium est la zone d'infiltration des eaux qui alimentent la source du Lez. Elle regroupe les zones de recharge où l'aquifère est libre, ainsi que les secteurs de pertes, qui collectent les eaux de ruissellement en domaine couvert, permettant une infiltration directe vers le système karstique (Maréchal et al., 2014).

2.5.3 Origine des eaux du Lez

À un kilomètre à vol d'oiseau de la source du Lez, dans la zone captive, le forage du Triadou de 333 m de profondeur a atteint le réservoir de l'aquifère après avoir traversé près de 200 m de marnes et de marno-calcaires valanginiens (FIGURE 2.9). Le réservoir capté est constitué de calcaires marneux berriasiens d'une épaisseur d'environ 70 m, puis de calcaires massifs du Jurassique supérieur jusqu'au fond du forage (Karstologia, 2013).

Durant le forage du Triadou, les deux principales arrivées d'eau, représentant près de 80% des apports, ont été localisées entre 220 et 225 m de profondeur dans le Berriasien, et entre 265 et 270 m à l'interface Berriasien–Malm. Ces dernières correspondaient aux apports les plus significatifs, suggérant que cette interface exerce un contrôle majeur sur la karstification (Karstologia, 2013).

La zone, où les apports sont importants dans le Berriasien, est alimentée par des cavités karstiques, attestant la présence d'un réseau karstique bien développé et d'une forte connectivité avec le réservoir aquifère. L'interface Berriasien–Jurassique supérieur est également caractérisée par une zone fortement karstifiée. Une faible arrivée d'eau a été détectée dans les formations marno-calcaires imperméables du Valanginien, indiquant une perméabilité horizontale notable (Karstologia, 2013).

Enfin, la source du Lez semble être constituée d'un mélange de plusieurs types d'eaux issues de différents compartiments du système karstique :

- Circulations peu profondes au sein de l'aquifère supérieur (calcaires du Jurassique supérieur et du Berriasien) (Karstologia, 2013).
- Interactions avec les eaux de surface et influence des eaux ayant été en contact avec les marno-calcaires valanginiens (Karstologia, 2013).
- Circulations profondes des eaux, facilitées par la présence d'importantes failles mettant en contact l'aquifère supérieur avec le réservoir inférieur du Jurassique moyen (Karstologia, 2013).
- Remontée de fluides d'origine plus profonde. Une contribution d'eau ayant circulé au contact avec des évaporites (Karstologia, 2013).

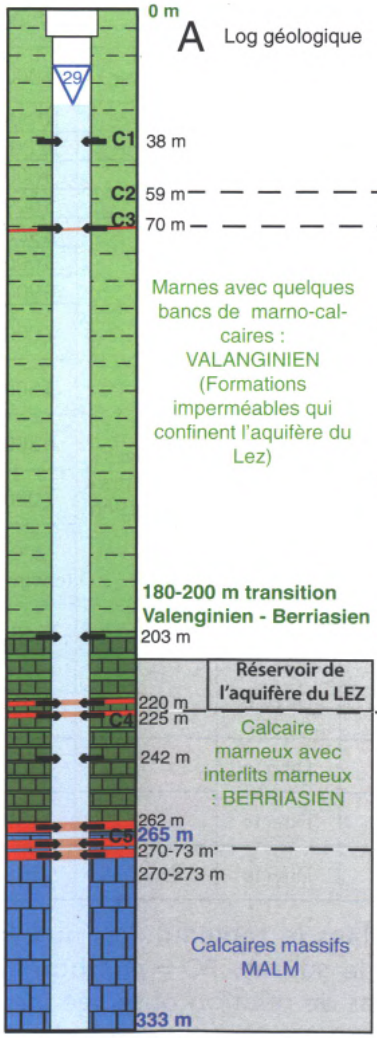


FIGURE 2.9 – Log géologique du forage du Triadou (Karstologia, 2013)

La contribution des eaux profondes augmente surtout lors des premières crues automnales par effet piston ainsi qu'en période de basses eaux, notamment lorsque les réserves du karst sont sollicitées par les pompages. Cette participation se manifeste par une élévation de la température et de la minéralisation (Cl, B, Li, Na, Sr, Mg, SO_4 et Ba), témoignant d'eaux ayant circulé en profondeur et à long temps de résidence (Jourde et al., 2011).

En effet, la source du Lez montre des variations physico-chimiques marquées au cours du cycle hydrologique, avec des valeurs de conductivité et de température plus faibles en hiver (Maréchal et al., 2014). Par contre, les variations isotopiques de l'eau (Oxygène-18 et Deutérium) restent limitées, révélant une forte capacité de stockage de l'aquifère (Jourde et al., 2011).

À l'inverse, la source du Lirou réagit rapidement aux épisodes pluvieux, avec des variations isotopiques importantes. Des infiltrations rapides ont également été mises en évidence à l'aide du Carbone Organique Total (COT), surtout à la source temporaire dont la signature chimique traduit le drainage d'un compartiment superficiel de l'aquifère (Jourde et al., 2011).

2.6 Services écosystémiques

La source du Lez assure plusieurs services et biens écosystémiques majeurs :

- En contribuant au maintien du débit des eaux de surface, notamment à des fins récréatives telles que la baignade, la pêche et la pratique de sports nautiques comme le canoë-kayak (Karstologia, 2013).
- En constituant une ressource importante pour l'approvisionnement en eau potable. Avec une production annuelle de l'ordre de 35 millions de m^3 (1 080 l/s), elle dessert près de 350 000 habitants, ce qui en fait le deuxième point de captage d'eaux souterraines le plus important au monde (Karstologia, 2013).
- En jouant un rôle crucial dans l'approvisionnement en eau et dans la régulation thermique du milieu aquatique dépendant des eaux souterraines. Le fleuve Lez abrite une espèce endémique, le Chabot du Lez, lui confèrant depuis 2001 le statut de site protégé NATURA 2000 (Karstologia, 2013).

Cependant, la pression croissante des activités humaines sur son bassin versant, notamment les prélèvements d'eau, les effluents domestiques et agricoles, ainsi que le changement climatique menace l'ensemble de l'écosystème (Karstologia, 2013).

La gestion de l'aquifère du Lez revêt alors une dimension multi-usage afin de répondre à plusieurs enjeux majeurs. Elle doit permettre de satisfaire les besoins croissants en alimentation en eau potable, tout en contribuant à la réduction des risques d'inondation. En effet, le Lez, qui traverse la ville de Montpellier, peut provoquer des crues importantes lors des épisodes pluvieux de type cévenol en automne. Parallèlement, la gestion de cette ressource doit également intégrer la préservation des milieux aquatiques et le maintien de leur équilibre écologique (Karstologia, 2013).

2.6.1 Pompage et gestion de l'aquifère du Lez pour l'alimentation en eau potable

À Montpellier, les calcaires du Secondaire affleurent sur plus de la moitié du territoire et constituent la principale ressource en eau souterraine. Grâce à quelques captages stratégiques, ils fournissent environ 80% des volumes actuellement exploités (Bonnet, 1973).

Plus largement, les aquifères karstiques représentent des réservoirs d'eau souterraine, particulièrement adaptés pour répondre à la hausse des besoins en eau liée à la croissance démographique dans les régions méditerranéennes, littorales et métropolitaines (Karstologia, 2013).

Historiquement, l'exploitation du vaste ensemble karstique du Lez pour l'alimentation en eau potable de Montpellier remonte au $18^{ème}$ siècle. En 1765, un aqueduc de 14 km achemine l'eau de la source de Saint-Clément jusqu'au réservoir du Peyrou, avec un débit de 25 l/s par simple gravité (gestion passive). Face à l'insuffisance de ce débit, l'aqueduc fut prolongé en 1854 de 5 km jusqu'à la source du Lez, permettant d'ajouter un prélèvement équivalent de 25 l/s (Karstologia, 2013).

Par la suite, les volumes captés ont été progressivement augmentés : 125 l/s en 1879, puis 250 l/s en 1900. En 1931, la capacité de prélèvement du débordement de la source a atteint 400 l/s, tout en garantissant un débit réservé minimal de 160 l/s à l'écoulement du fleuve (Karstologia, 2013).

Au début des années 1960, les besoins en eau potable de la ville de Montpellier sont devenus trop importants pour être couverts par les installations existantes de la source du Lez. Il a alors été nécessaire de recourir à une ressource complémentaire : l'eau du Rhône, acheminée à Lavalette par le canal Philippe Lamour. Celle-ci a été traitée à la station de Portaly, mise en service en 1964 avec une capacité initiale de 200 l/s, puis renforcée en 1968 par une extension de 300 l/s supplémentaires (Karstologia, 2013).

À partir de 1968, la gestion de la source du Lez est devenue active avec l'installation de trois pompes immergées dans la vasque de l'exutoire, positionnées à –6,60 m par rapport au seuil. Chaque pompe avait une capacité unitaire de 430 l/s, permettant en dehors des périodes d'étiage un débit total d'environ 1 100 l/s. Les essais de pompage menés en 1965 (800 l/s) puis en 1969 (1 200 l/s) ont confirmé l'important potentiel d'exploitation de l'aquifère karstique. Cependant, en période d'étiage, l'abaissement du niveau d'eau entraîne le désamorçage des pompes et limite le prélèvement maximal à environ 700 l/s nécessitant toujours un recours à l'eau traitée du Bas-Rhône (Karstologia, 2013).

Afin de sécuriser l'approvisionnement en eau potable même en période d'étiage, un nouveau point de captage a été mis en service avec la construction de l'usine souterraine Jacques Avias en 1982. Cette installation permet une gestion active et une exploitation optimale de la ressource, en s'affranchissant des fortes variations de débit de la source. Elle sollicite ainsi les réserves du karst pour prélever des débits supérieurs aux débits d'étiage lors des périodes de fort stress hydrique (Karstologia, 2013).

Actuellement, l'eau de la source du Lez est captée grâce à trois groupes de pompage, chacun constitué de deux pompes immergées en série, permettant des débits compris entre 600 et 1 000 l/s. Ces installations sont réparties dans trois des quatre forages verticaux interceptant le conduit karstique principal (FIGURE 2.10). Le débit pompé moyen atteint environ 1 080 l/s alors que la capacité maximale de pompage est de 1 700 l/s (Karstologia, 2013). Un quatrième groupe de pompage, installé dans le dernier puits de l'usine en septembre 2015, est exclusivement dédié au débit réservé (Régie des eaux Montpellier 3M, 2025).

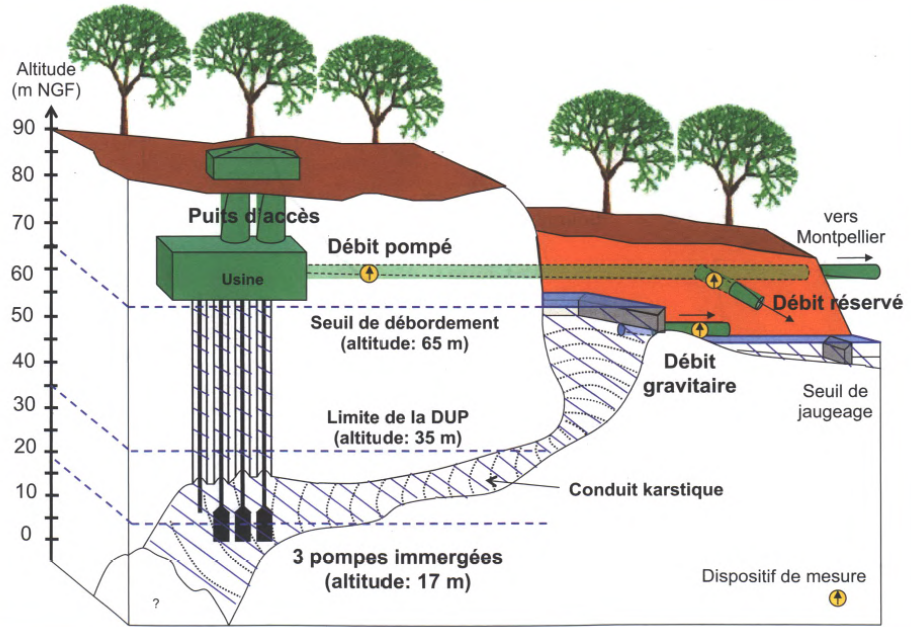


FIGURE 2.10 – Coupe simplifiée de l'usine de pompage à la source du Lez (Karstologia, 2013)

La température moyenne annuelle de la source est d'environ 15,75°C, avec une légère variation saisonnière : elle atteint près de 17°C en été lors des basses eaux et descend à 14,5°C après de fortes pluies. Depuis la mise en place du système de pompage, les mesures horaires indiquent que la température de l'eau pompée fluctue toujours entre 14,5 et 17°C. Par contre, la température moyenne annuelle de l'eau de pluie est estimée à 13,5°C soit une différence de 2,25°C à celle de la source du Lez (Vasseur, 2023).

Le niveau d'eau minimal est fixé à 35 m NGF, ce qui correspond à un rabattement maximal autorisé de 30 m sous le seuil de débordement naturel de la source (65 m NGF). Par ailleurs, le débit réservé de 160 l/s, systématiquement restitué au fleuve Lez à la source lorsque celle-ci ne déborde pas, jugé insuffisant et non basé sur des considérations environnementales, a été revu à la hausse à 230 l/s avec un premier palier en 2016 à 180 l/s. Il est à noter que les débits pompés en période d'étiage (1 200 à 1 700 l/s) sont supérieurs à ceux enregistrés en hautes eaux (900 l/s) (Karstologia, 2013).

Cette exploitation reste toutefois possible au vu du contexte hydrogéologique favorable. En été, le débit de pompage dépasse la production naturelle de l'aquifère, les réserves sont sollicitées et le niveau d'eau baisse progressivement jusqu'à 35 m NGF. La vasque se retrouve dénoyée contrairement à l'hiver où le pompage devient inférieur au débit naturel avec l'écoulement à la source. Chaque automne, les pluies rechargent rapidement l'aquifère et le niveau piézométrique remonte jusqu'à la vasque (Karstologia, 2013).

En effet, en période estivale, les pompages provoquent une baisse de plusieurs dizaines de mètres du niveau piézométrique dans le drain karstique du Lez, entraînant l'arrêt du débordement de la source et des cycles annuels similaires à des essais de pompage. À l'échelle régionale, cette influence s'étend à plus de 30 km en amont et permet de mettre en évidence les principales directions d'écoulement (FIGURE A.4), avec une perméabilité maximale parallèle à la faille des Matelles-Corconne (Jourde et al., 2011).

Les précipitations méditerranéennes abondantes rétablissent ainsi les réserves consommées en été, ce qui réduit l'intensité des crues de début de saison. Effectivement, les premières pluies s'infiltrent d'abord dans l'aquifère avant d'alimenter directement les crues. Le karst joue donc un rôle d'écrêteur de crue puisque ce vaste système présente une capacité de stockage pouvant atteindre l'équivalent de 150 mm de précipitations (7 Mm^3 d'eau) lorsque l'aquifère est déprimé en raison des pompages intensifs de la période estivale (Karstologia, 2013).

Suite aux caractéristiques de circulation dans les réseaux karstiques, le volume d'eau mobilisé dans les crues éclair y est beaucoup plus important que dans d'autres contextes géologiques. Une fois les terrains karstiques saturés, le système contribue à amplifier la crue et à augmenter les débits du fleuve Lez avec la participation de l'ensemble des précipitations. Le refus à l'infiltration vers l'aquifère et les circulations rapides vers l'aval hydraulique au sein des conduits karstiques ou des transferts de pression, notamment au niveau des sources et résurgences de trop-plein, contribuent fortement aux écoulements de surface (Karstologia, 2013).

2.6.2 Le milieu aquatique et le Chabot du Lez

La protection des écosystèmes aquatiques du fleuve Lez est essentielle, surtout en période de basses eaux et le soutien du débit par une partie des eaux pompées est indispensable à son équilibre écologique.

Le Chabot du Lez (Cottus petiti) est un petit poisson carnivore d'eau douce endémique au Lez et est l'un des plus petits poissons d'eau douce d'Europe. Adulte, il mesure entre 2 et 6 cm pour un poids maximum de 4 g et vit en moyenne 2 ans. Distinct du Cottus gobio, il se caractérise par une grosse tête et un corps allongé. Espèce protégée et menacée, il figure comme en danger critique d'extinction sur la Liste rouge des poissons d'eau douce de France métropolitaine (SYBLE, 2015).

Ce cottidé occupe la partie amont du fleuve, depuis la source jusqu'au sud de Prades-le-Lez. Il a été observé, de manière marginale, dans des affluents comme le Lirou. Son aire de répartition, très restreinte, s'étend sur environ 5,5 km, avec une limite aval située au nord de Montferrier-sur-Lez, près du Château des Tilleuls, là où les faciès profonds et colmatés deviennent défavorables (Figure A.5). Cette limite acte la séparation entre le Lez dit rapide ou lent et le Lez à granulométrie grossière ou fine (SYBLE, 2015).

Le Chabot du Lez est dépourvu de vessie natatoire et passe d'une cache à une autre en trouvant refuge entre les pierres et les galets du fond. Mauvais nageur et très territorial, il se déplace peu, par petits bonds, sur une distance n'excédant généralement pas 150 m. Son habitat typique correspond à des eaux fraîches, bien oxygénées, courantes et peu profondes (en moyenne 30 cm, rarement plus de 70 cm), avec une préférence pour les zones à courant turbulent d'environ 30 cm/s. Il fréquente surtout les zones amont des cours d'eau, en particulier les émergences karstiques (SYBLE, 2015).

La reproduction de ce poisson benthique s'étale principalement de février à juillet, avec parfois une reprise en automne. Les femelles déposent de petites pontes fixées au plafond de cavités ou sous des pierres plates, que les mâles protègent. Les conditions optimales de reproduction dépendent de la stabilité thermique du milieu et se situent autour de 15 à 16°C (SYBLE, 2015).

Grâce à l'influence de la source karstique, la température du Lez descend rarement en dessous de 14°C en hiver. En été, le faible débit, accentué par les infiltrations et les prélèvements, favorise toutefois une tendance à l'eutrophisation. Malgré cela, la qualité physico-chimique de l'eau reste bonne dans la zone occupée par le Chabot, avec des températures maximales qui restent modérées grâce à la régulation thermique de la source. Par ailleurs, le débit réservé, restitué désormais directement à la source (200 m en amont de l'ancien point de rejet), garantit la permanence des écoulements, créant ainsi des conditions favorables à sa reproduction (SYBLE, 2015, 2017).

Dans la partie amont du Lez, l'environnement agricole, marqué par une ripisylve dense, subit une forte pression urbaine liée à l'expansion démographique et économique de l'agglomération montpelliéraine. La fréquentation humaine croissante, surtout en été, représente une menace importante sur des sites sensibles clés de reproduction. Elle entraîne le piétinement de la ripisylve et la dégradation des berges, la perturbation du lit mineur, des pollutions ainsi que le dérangement de la faune (SYBLE, 2015).

De plus, les transformations morphologiques historiques du fleuve ont profondément dégradé la qualité des habitats en créant une forte déconnexion latérale, qui réduit les zones d'expansion des crues, et une connectivité longitudinale perturbée par les seuils. Ces derniers constituent aussi des obstacles limitant la migration du Chabot qui est incapable de franchir plus de 20 cm de hauteur. En outre, l'effet tampon thermique apporté par la source karstique s'atténue rapidement en aval, notamment sous l'effet des remous générés par ces aménagements (SYBLE, 2015, 2017).

Au cours des dernières années, le Lez a connu un déficit de crues morphogènes biennales, essentielles au renouvellement des galets et graviers. Cette absence facilite l'envahissement par les herbiers avec une couverture végétale aquatique qui se développe fortement, réduisant les habitats favorables aux Chabots. Par ailleurs, le fleuve subit un excès de nutriments (phosphates et nitrates), particulièrement en aval du Lirou, entraînant une dystrophie du milieu et des proliférations algales (SYBLE, 2017).

L'aire de répartition du Chabot du Lez est restée stable depuis vingt ans, limitée entre la source et le Château des Tilleuls, avec une densité numérique décroissante vers l'aval. En revanche, ses effectifs ont fortement chuté : les populations ont été divisées par dix en quinze ans (Figure 2.11). L'état irrégulier de la population est jugé défavorable et les causes exactes de cette diminution préoccupante ne sont pas encore totalement élucidées (SYBLE, 2017).

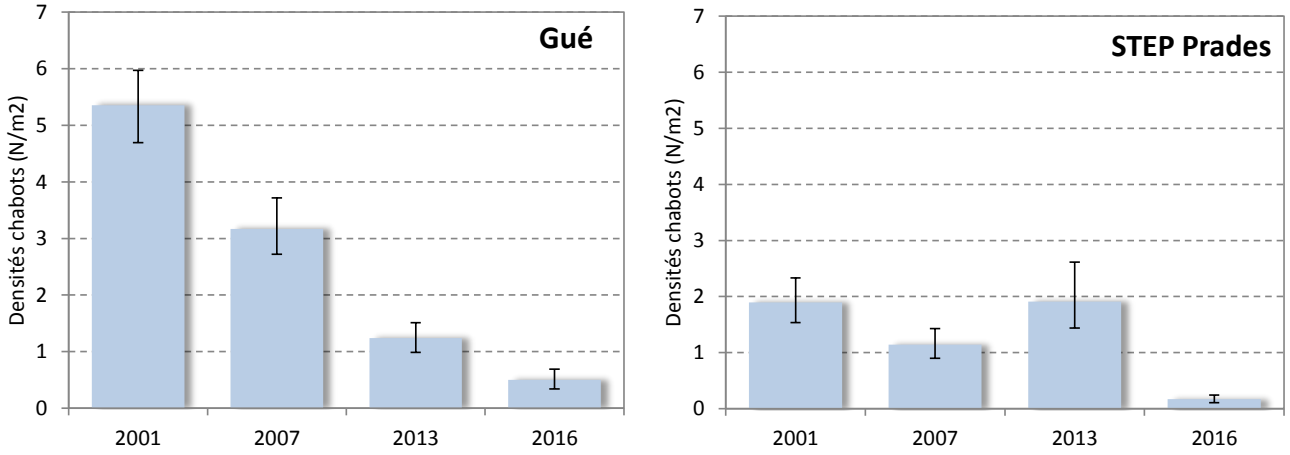


Figure 2.11 – Évolution des densités de Chabot du Lez au cours du temps entre Gué (amont de l'aire de répartition) et STEP Prades (aval de l'aire de répartition) (SYBLE, 2017)

L'objectif de ce travail de fin d'études peut alors essayer d'apporter des éléments de réponse à cette problématique. En effet, le Chabot du Lez est un poisson particulièrement reconnu pour sa forte sensibilité aux variations thermiques ainsi qu'aux modifications des paramètres physico-chimiques, comme la concentration en oxygène dissous. Les changements observés dans ces caractéristiques pourraient ainsi contribuer à expliquer le déclin marqué de ses populations au cours des dernières décennies.

Dès lors, l'étude s'inscrit dans un contexte hydrologique et écologique spécifique et se concentre sur le tronçon du Lez compris entre sa source karstique et le Château de Lavalette, juste au nord du zoo de Montpellier. Elle vise à analyser l'évolution des paramètres physico-chimiques, en particulier la température, en lien avec le fonctionnement de la source karstique et les pratiques de pompage, afin d'évaluer leurs impacts potentiels sur le milieu aquatique.

3 Notions théoriques sur la thermie des cours d'eau

Dans l'étude des effets potentiels du changement climatique sur les écosystèmes d'eau douce, en particulier les poissons, la température de l'eau constitue un facteur crucial. Elle en est un indicateur déterminant pour la qualité de l'eau, la santé de la biodiversité et la durabilité des écosystèmes. En modifiant les propriétés physiques et chimiques de l'eau (densité, conductivité, pH, oxygène dissous...), la température conditionne les habitats aquatiques. Chaque espèce possède une tolérance thermique précise, et toute variation peut perturber son équilibre, menaçant ainsi les communautés biologiques (Du et al., 2018).

Avec l'augmentation possible de la température de l'eau causée par le changement climatique, la température des cours d'eau peut être modélisée en fonction des conditions hydrologiques et météorologiques afin d'y anticiper les impacts sur les espèces aquatiques.

L'évolution de la température d'une masse d'eau homogène sur toute sa section (hypothèse de mélange complet) peut être décrite en tenant compte des échanges de chaleur aux interfaces eau–air et eau–sédiments. Au-delà de 0°C, une forte corrélation est observée entre la température de l'eau et celle de l'air, les flux thermiques ayant tendance à rapprocher la température de surface de l'eau de celle de l'atmosphère. Pour analyser la relation physique entre la température de l'air et celle de l'eau plus finement, l'équation unidimensionnelle d'advection de chaleur peut être utilisée (Mohseni et al., 1999) :

$$A\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial (QT)}{\partial x} = \frac{bS}{\rho_w c_{pw}} \tag{3.1}$$

Avec :

T : la température du cours d'eau (°C)
t : le temps (s)
A : la section transversale de l'écoulement (m^2)
x : la distance dans la direction de l'écoulement (m)
Q : le débit du cours d'eau (m^3/s)
b : la largeur moyenne du cours d'eau (m)
S : le terme source (W/m^2)
ρ_w : la masse volumique de l'eau (kg/m^3)
c_{pw} : la chaleur spécifique de l'eau (J/kg/°C)

Le terme source S correspond à la somme des flux de chaleur échangés au travers des interfaces air/eau et sédiment/eau (Mohseni et al., 1999). Comme l'échange avec les sédiments est généralement faible vis-à-vis de celui avec l'atmosphère, il est souvent négligé (Du et al., 2018). Dans le cadre du fleuve Lez, aucun apport d'eau à travers les sédiments n'est observé, la source du Lez constituant le seul apport au cours d'eau en période d'étiage.

Ainsi, principalement déterminé par les flux à l'interface air/eau, ce taux d'échange peut être linéarisé grâce au concept de température d'équilibre proposé par Edinger et al. (1968) :

$$S = K_e(T_e - T) \tag{3.2}$$

Avec :

T_e : la température d'équilibre (°C)
K_e : le coefficient de transfert de chaleur volumique ($W/m^2/°C$)

La température d'équilibre correspond à la température hypothétique qu'atteindrait l'eau sous l'effet d'un réchauffement/refroidissement atmosphérique constant, lorsqu'il n'y a plus aucun échange de chaleur à l'interface air/eau (S = 0). Le coefficient de transfert de chaleur volumique est fonction de la température de l'air T_a (°C), du point de rosée T_d (°C) et de la vitesse du vent wnd (m/s) (Mohseni et al., 1999).

Le taux d'échange thermique peut ainsi être décrit à partir du coefficient d'échange et de la température d'équilibre, tous deux dépendant directement de paramètres météorologiques mesurables. La notion essentielle de cette équation réside dans le fait que le taux d'échange de chaleur dépend directement de l'écart entre la température réelle de l'eau et la température d'équilibre (Edinger et al., 1968).

En remplaçant le terme source S de l'équation 3.2 dans l'équation 3.1 et en résolvant l'équation différentielle, la formule suivante est obtenue (Mohseni et al., 1999) :

$$T(x) = T_e + (T_0 - T_e) \exp\left(-\frac{K_e b x}{\rho_w c_{pw} Q}\right) \tag{3.3}$$

Avec :

T_0 : la température de l'eau en amont (°C)

L'utilisation de l'équation 3.3 pour modéliser l'évolution longitudinale de la température d'un cours d'eau repose sur une hypothèse de travail fondamentale : la stationnarité. En adoptant ce mode permanent plutôt que transitoire, les variations temporelles de la température d'équilibre sont négligées, de sorte que le profil thermique dépend uniquement de la distance à l'amont. Les conditions hydrauliques, telles que le débit, la largeur ou la profondeur, sont quant à elles considérées comme constantes.

Cette équation met en évidence que la température de l'eau $T = T(x)$ évolue le long de la distance x entre la température d'équilibre et la température de l'eau en amont. Cette dernière dépend notamment de la géologie, du climat et des activités humaines (Mohseni et al., 1999). En supposant le coefficient d'échange K_e, la température de l'eau se rapproche de la température d'équilibre de façon exponentielle en s'éloignant vers l'aval (Edinger et al., 1968).

En résumé, la température d'équilibre résulte des échanges thermiques à l'interface air–eau et le coefficient de transfert de chaleur volumique exprime la rapidité avec laquelle la température de l'eau s'ajuste à ces flux de chaleur. Cette température d'équilibre évolue en permanence selon les conditions météorologiques, tandis que la température réelle de l'eau tend constamment à s'en rapprocher.

L'équation 3.3 peut être réarrangée et linéarisée, conduisant à la forme finale :

$$\ln(T_x - T_e) = \ln(T_0 - T_e) - \gamma x \tag{3.4}$$

Avec :

$$\gamma = \frac{K_e b}{\rho_w c_{pw} Q} \tag{3.5}$$

Les équations reliant le coefficient d'échange et la température d'équilibre permettent de modéliser l'évolution spatiale et temporelle de la température d'une masse d'eau. Elles aident à mieux comprendre l'influence des conditions météorologiques et à estimer les différents termes du bilan thermique (Edinger et al., 1968).

Le coefficient d'échange de chaleur peut être estimé à l'aide de relations empiriques qui tiennent compte de la vitesse du vent, de la température du point de rosée et de la température initiale de l'eau T_{wi} (°C). Ces relations sont exprimées sous la forme de trois équations (Du et al., 2018) :

$$K_e = 4{,}5 + 0{,}05 T_{wi} + \beta \cdot f(\mathrm{wnd}) + 0{,}47 f(\mathrm{wnd}) \tag{3.6}$$

Avec :

$$f(\mathrm{wnd}) = 9{,}2 + 0{,}46 \mathrm{wnd}^2 \tag{3.7}$$

$$\beta = 0{,}35 + 0{,}015 \left(\frac{T_d + T_{wi}}{2}\right) + 0{,}0012 \left(\frac{T_d + T_{wi}}{2}\right)^2 \tag{3.8}$$

La température d'équilibre peut être évaluée à partir d'une relation empirique faisant intervenir le coefficient de transfert de chaleur volumique, la température du point de rosée ainsi que la radiation solaire slr (W/m²) (Du et al., 2018) :

$$T_e = T_d + \frac{slr}{K_e} \tag{3.9}$$

4 Résultats des observations

4.1 Caractérisation atmosphérique du secteur Lez

Premièrement, le coefficient d'échange de chaleur volumique et la température d'équilibre, deux paramètres étroitement liés aux conditions météorologiques, sont calculés sur le secteur du Lez pour la période 2000-2025. L'année 2026 n'est pas intégrée à l'analyse afin d'éviter tout biais lié à une année incomplète ; seules les 26 dernières années entières sont prises en compte.

L'objectif de cette section est d'établir des statistiques sur ces deux paramètres ainsi que sur les données météorologiques associées, afin de dégager des valeurs moyennes de référence et d'étudier leur éventuelle évolution en lien avec le changement climatique dans la région montpelliéraine.

Les variables météorologiques nécessaires à ces calculs, à savoir la température de l'air, la température du point de rosée, la vitesse du vent et la radiation solaire, proviennent de la base de données climatiques de Météo-France (2026). À Montpellier, deux stations météorologiques, visibles à la FIGURE 4.1, sont implantées à proximité du fleuve Lez.

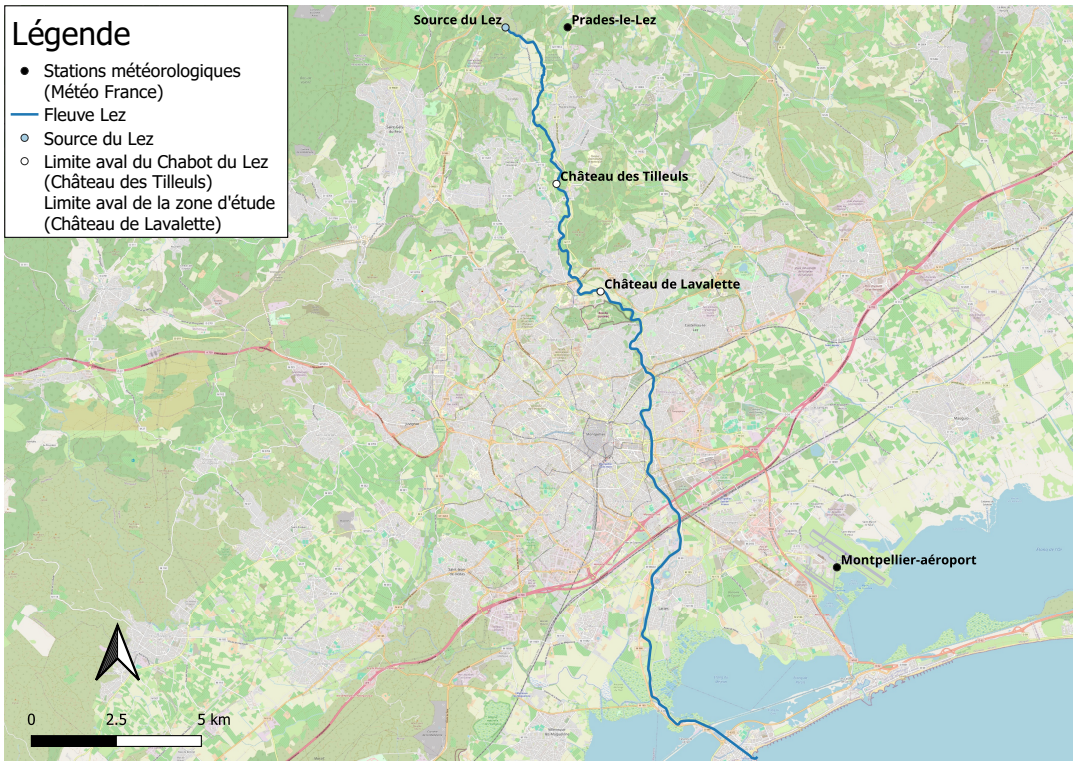


FIGURE 4.1 – Localisation des deux stations météorologiques (Météo France) à Montpellier

La station Montpellier-aéroport (Montpellier), située à 1 m d'altitude, se trouve en aval du Lez, dans sa partie anthropisée, à environ 6 km à vol d'oiseau de son embouchure en mer Méditerranée. La station de Prades-le-Lez (Prades), établie à 69 m d'altitude, est localisée en amont du Lez, dans son secteur karstique, à moins de 2 km à vol d'oiseau de la source du Lez.

Bien que la station de Prades-le-Lez soit idéalement placée dans la zone d'étude, entre la source du Lez et le Château de Lavalette, les deux stations météorologiques ont été retenues pour plusieurs raisons. D'une part, la station de Prades-le-Lez ne dispose pas de l'équipement nécessaire pour mesurer la radiation solaire. Les données de rayonnement solaire utilisées seront donc identiques à celles de la station Montpellier-aéroport.

D'autre part, les données climatologiques de base au pas de temps horaire de la station de Prades-le-Lez ne sont disponibles qu'à partir de 2020, ce qui limite leur exploitation sur l'ensemble de la période étudiée. Enfin, l'utilisation simultanée des deux stations permettra de comparer les variables météorologiques enregistrées et d'évaluer l'importance des écarts éventuels entre les mesures. La station de Prades-le-Lez, située au cœur de la zone d'étude, sera utilisée comme référence de comparaison.

Dans un premier temps, les données horaires des variables météorologiques ont été exploitées afin de déterminer les différents coefficients de transfert de chaleur ainsi que les températures d'équilibre. Cependant, les résultats obtenus présentaient d'importantes fluctuations, qui n'étaient pas réellement exploitables. Les données climatiques journalières, dont les moyennes sont très fidèles aux données horaires, ont donc été privilégiées par la suite, permettant ainsi de lisser les variations dans une certaine mesure.

Selon le jeu de données publiques accessibles sur Météo France, la température de l'air est la moyenne quotidienne des températures horaires sous abri (en °C, avec une précision de 0,1°C). La vitesse du vent est la moyenne quotidienne de la force du vent moyenne sur 10 min à 10 m (en m/s, avec une précision au dixième) et la radiation solaire est le rayonnement global quotidien en J/cm^2, qui est rapporté en W/m^2 via le coefficient de conversion approprié.

La température du point de rosée n'est disponible qu'au pas de temps horaire (en °C, au dixième de degré près). Afin d'obtenir une valeur journalière, la formule de Magnus-Tetens peut être utilisée (Lawrence, 2005). Cette relation empirique, couramment employée en météorologie, permet de calculer la température du point de rosée à partir de la température de l'air et de l'humidité relative HR (%).

L'équation 4.1 utilisée repose sur les constantes a = 17,625 et b = 243,04°C, proposées par Alduchov et al. (1996). Cette version optimisée de la formule de Magnus améliore la précision des calculs par rapport aux coefficients historiquement utilisés (a = 17,27 et b = 237,3°C). Elle permet de limiter l'erreur maximale à moins de 0,1°C pour des températures de l'air comprises entre -40°C et 50°C.

$$T_d = \frac{b \times \alpha(T_a, HR)}{a - \alpha(T_a, HR)} \tag{4.1}$$

Avec :

$$\alpha(T_a, HR) = \frac{a \times T_a}{b + T_a} + \ln\left(\frac{HR}{100}\right) \tag{4.2}$$

Une dernière remarque concernant les calculs du coefficient d'échange de chaleur volumique et de la température d'équilibre porte sur la hauteur de référence utilisée pour la mesure de la vitesse du vent. Selon Edinger et al. (1974), la hauteur standard recommandée est de 7 m au-dessus de la surface de l'eau. Toutefois, dans les stations météorologiques sélectionnées, la vitesse du vent est prise à une hauteur de 10 m, aucune mesure n'étant disponible à 2 m.

4.1.1 Données météorologiques

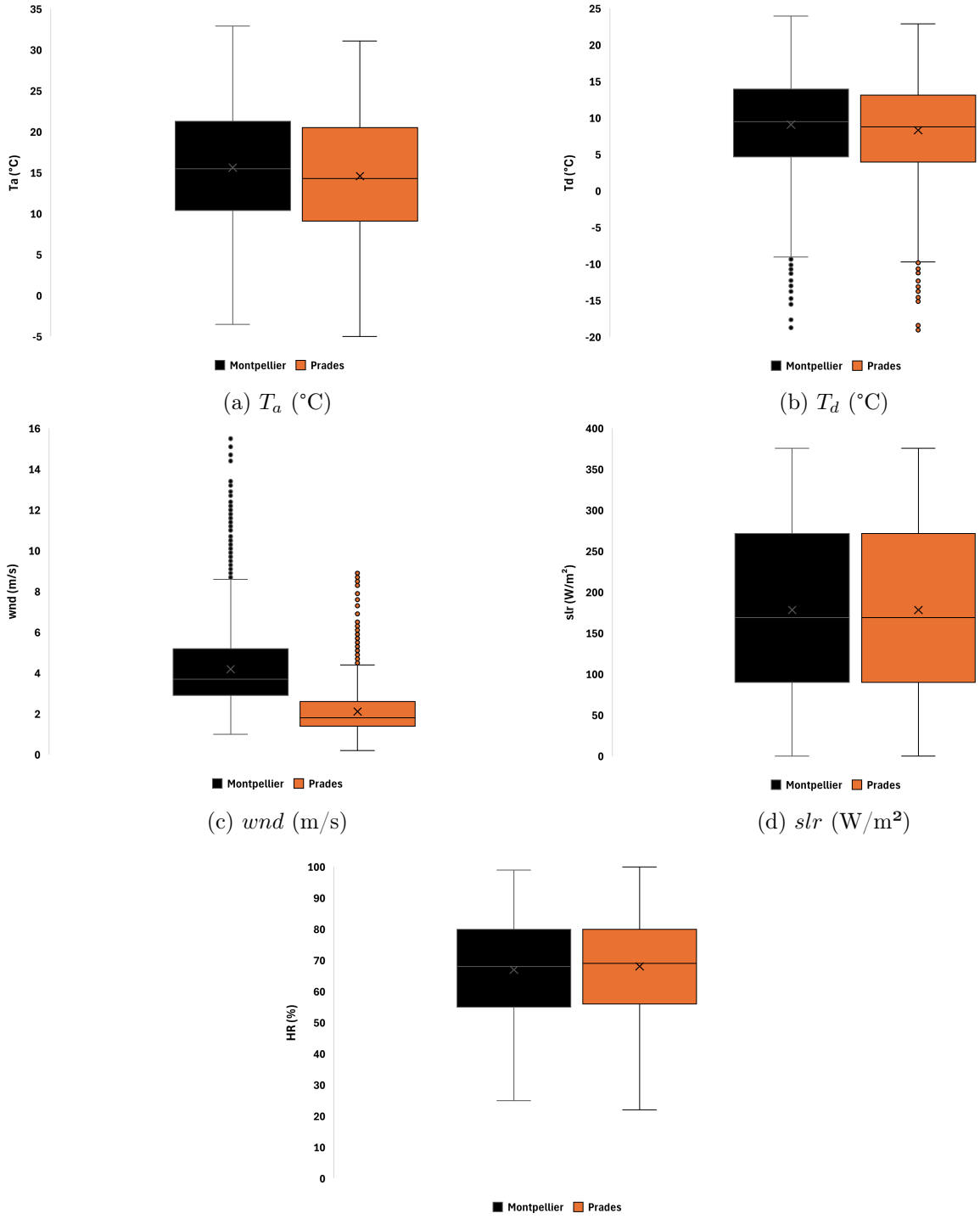
Pour comprendre les caractéristiques des conditions météorologiques, les statistiques principales ainsi que leurs représentations graphiques sous forme de boîtes à moustaches des données atmosphériques sont reprises dans le Tableau 4.1 et la Figure 4.2 respectivement. Cette approche nous permettra d'identifier les tendances centrales, la dispersion et les valeurs extrêmes de la température de l'air, de la température du point de rosée, de la vitesse du vent, de la radiation solaire ainsi que de l'humidité relative.

	T_a (°C)	T_d (°C)	wnd (m/s)	slr (W/m^2)	HR (%)
Min	-3,5 | -5,0	-18,7 | -19,1	1,0 | 0,2	0 | 0	25 | 22
Q1	10,4 | 9,1	4,7 | 4,0	2,9 | 1,4	90 | 90	55 | 56
Moyenne	15,6 | 14,6	9,1 | 8,3	4,2 | 2,1	178 | 178	67 | 68
Médiane	15,5 | 14,3	9,5 | 8,8	3,7 | 1,8	169 | 169	68 | 69
Q3	21,3 | 20,5	14,0 | 13,1	5,2 | 2,6	272 | 272	80 | 80
Max	32,9 | 31,1	24,0 | 22,9	15,5 | 9,0	376 | 376	99 | 100
Écart-type	6,7 | 7,1	6,6 | 6,4	1,8 | 1,1	102 | 102	15 | 16

Table 4.1 – Comparaison des statistiques principales de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent, de la radiation solaire et de l'humidité relative entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport (gris) et de Prades-le-Lez (noir) sur la période 2000-2025

À Prades-le-Lez, la température de l'air varie de -5°C à 31,1°C, avec une moyenne de 14,6°C et une médiane de 14,3°C, ce qui suggère une distribution relativement symétrique des températures. La température du point de rosée, allant de -19,1°C à 22,9°C, montre également une certaine amplitude. La médiane (8,8°C) est légèrement supérieure à la moyenne (8,3°C), révélant une légère asymétrie négative (FIGURE 4.2b). L'écart-type visible dans le TABLEAU 4.1 est comparable à celui de la température de l'air.

Reliée à la température de l'air et la température du point de rosée, l'humidité relative offre une variabilité importante et équilibrée, sans toutefois descendre en-dessous de 22%. La moyenne et la médiane sont très proches avec respectivement 68% et 69%, tandis que la valeur maximale atteint 100%.



(a) T_a (°C)

(b) T_d (°C)

(c) *wnd* (m/s)

(d) *slr* (W/m²)

(e) HR (%)

FIGURE 4.2 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c), de la radiation solaire (d) et de l'humidité relative (e) entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

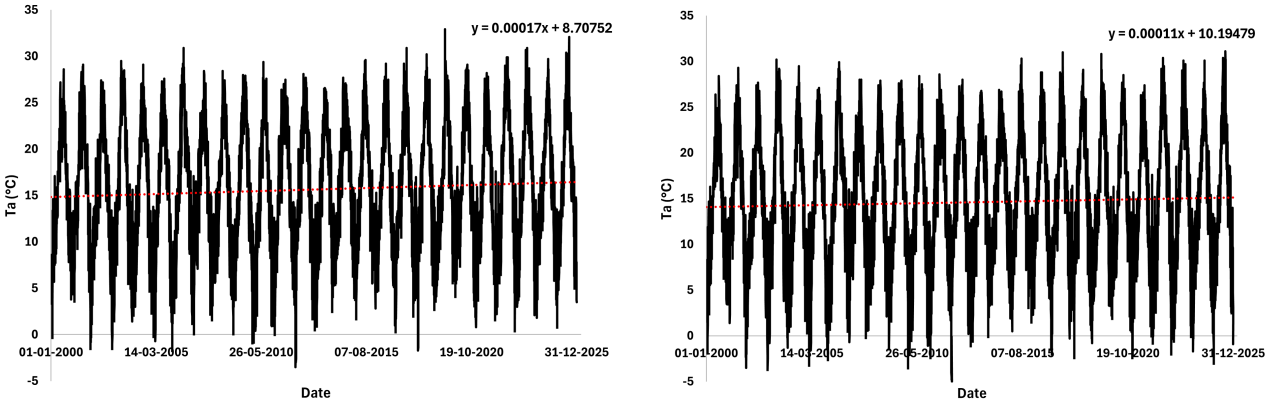
La vitesse du vent, variant de 0,2 m/s à 9 m/s, est plus stable par son écart-type plus faible à celui des températures. Le fait que la moyenne de 2,1 m/s soit supérieure à la médiane de 1,8 m/s indique bien l'asymétrie positive de la boîte à moustaches de la FIGURE 4.2c. La radiation solaire présente la plus grande étendue avec un écart-type de 102 W/m², soulignant une très forte dispersion des données, ce qui reflète l'irrégularité de l'ensoleillement. La légère différence entre la moyenne de 178 W/m² et la médiane de 169 W/m² implique une distribution plus étirée vers les valeurs élevées (FIGURE 4.2d).

Par comparaison, la station de Montpellier-aéroport enregistre une température de l'air moyenne supérieure d'environ 1°C, ce qui se répercute également sur la température du point de rosée, tandis que l'humidité relative reste très semblable entre les deux stations météorologiques.

Le rayonnement solaire est, par définition, identique puisqu'il provient des mêmes données utilisées pour les calculs. En revanche, la différence la plus marquée concerne la vitesse du vent, dont les valeurs moyennes sont environ deux fois plus élevées à la station de Montpellier-aéroport, avec des pics extrêmes plus importants. Cette situation s'explique par l'installation de la station au sein de l'aéroport de Montpellier, directement soumis à l'influence de la proximité de la mer Méditerranée.

De ce fait, il est donc possible que cette vitesse de vent plus élevée pèse sur les calculs du coefficient de transfert de chaleur, puisque la formule empirique appliquée pour le déterminer (équation 3.6) comporte deux termes dépendant directement de la vitesse du vent.

Une autre analyse intéressante consiste à tracer l'évolution de la température de l'air journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur les 26 dernières années (FIGURE 4.3). Les deux stations montrent une tendance positive de l'évolution de la température de l'air.



(a) Montpellier-aéroport (b) Prades-le-Lez

FIGURE 4.3 – Évolution de la température de l'air journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport (a) et de Prades-le-Lez (b) sur la période 2000-2025

À Prades-le-Lez, la pente de la tendance est estimée à $1{,}068 \times 10^{-4}$ °C/jour. Sur l'ensemble de la période étudiée, cela correspond à une variation de $\Delta T_a = 26 \times 365{,}25 \times 1{,}068 \times 10^{-4} \approx 1{,}014$°C. Ainsi, la température de l'air journalière aurait augmenté d'environ 1°C depuis l'an 2000. À contrario de la vitesse du vent, les autres paramètres météorologiques présentent également une tendance à la hausse.

À la station Montpellier-aéroport, l'évolution de la température de l'air journalière est plus importante, avec le coefficient directeur de la courbe de tendance linéaire égal à $1{,}679 \times 10^{-4}$°C/jour. Cela se traduirait par une augmentation de $\Delta T_a = 26 \times 365{,}25 \times 1{,}679 \times 10^{-4} \approx 1{,}594$°C, en lien avec l'évolution climatique observée dans la région montpellieraine (Montpellier Méditerranée Métropole, 2024).

	Pente ($\times 10^{-4}$ °C/jour)	**ΔT_a (°C)**
Montpellier-aéroport	1,679	+ 1,594
Prades-le-Lez	1,068	+ 1,014

TABLE 4.2 – Évolution de la température de l'air journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

4.1.2 Coefficient de transfert de chaleur volumique et température d'équilibre

En plus de la sensibilité de l'équation empirique 3.6 à la vitesse du vent dans le calcul du coefficient d'échange de chaleur, cette dernière dépend significativement de la température initiale de l'eau (T_{wi}). Or, aucune chronique de mesure continue de la température du Lez n'est disponible entre sa source et la limite aval de l'aire de répartition du Chabot du Lez (Château des Tilleuls) sur la période 2000-2025.

En raison de cette absence de données, les calculs fortement dépendants de cette variable nécessitent une modélisation de la température de l'eau. Il a donc été choisi de représenter son évolution par une loi sinusoïdale mensuelle, cohérente avec une température moyenne à la source du Lez proche de 15,75°C. Cette variation est comprise entre 10 °C en hiver (janvier) et 20 °C en été (juillet).

La borne basse de cet intervalle se justifie par le fait que, sur les 5,5 premiers kilomètres du fleuve, le minimum de la température de l'eau descend rarement en-dessous de cette valeur en période hivernale. La borne haute correspond, quant à elle, à la température de l'eau maximale observée sur le tronçon amont du Lez lors de mesures ponctuelles dans des conditions estivales.

La loi sinusoïdale mensuelle adoptée est décrite par la formule 4.3, où m représente le mois de l'année. Les deux paramètres principaux de cette fonction sont sa moyenne, fixée à 15°C, et son amplitude, égale à 5°C. Le décalage $m - 4$ permet d'ajuster la phase de la sinusoïde afin que le mois de janvier corresponde au minimum annuel de température et le mois de juillet corresponde au maximum.

$$T_w = 5 \times \sin\left(\frac{2\pi}{12}(m-4)\right) + 15 \tag{4.3}$$

L'évolution de la température moyenne de l'eau du fleuve Lez au cours de l'année, estimée à partir de la loi sinusoïdale mensuelle, sur l'aire de répartition du Chabot du Lez est décrite dans le Tableau 4.3.

Mois de l'année	$\boldsymbol{m}$	$\boldsymbol{T_w}$ **(°C)**
Janvier	1	10,0
Février	2	10,7
Mars	3	12,5
Avril	4	15,0
Mai	5	17,5
Juin	6	19,3
Juillet	7	20,0
Août	8	19,3
Septembre	9	17,5
Octobre	10	15,0
Novembre	11	12,5
Décembre	12	10,7

Table 4.3 – Température moyenne de l'eau du fleuve Lez sur l'aire de répartition du Chabot du Lez selon le mois de l'année à partir de la loi sinusoïdale mensuelle

Avec cette approche, les statistiques principales des valeurs journalières du coefficient d'échange de chaleur volumique et de la température d'équilibre sur les 26 dernières années du Tableau 4.4 sont représentées graphiquement avec des boîtes à moustaches à la Figure 4.4.

À la station de Prades-le-Lez, la température d'équilibre varie entre -10,7°C à 36,4°C, soit une amplitude plus importante que celle observée pour la température de l'air ou la température du point de rosée. La distribution des valeurs apparaît relativement symétrique, comme en témoigne la proximité entre la moyenne de 17,6°C et la médiane de 17,7°C.

Le coefficient de transfert thermique, compris entre 12,6 W/m²/°C et 47,3 W/m²/°C, présente également une distribution assez symétrique sur la boîte à moustaches de la FIGURE 4.4b. Les valeurs élevées impactent peu la distribution, la moyenne (19,1 W/m²/°C) restant proche de la médiane (18,8 W/m²/°C).

L'essentiel à retenir ici est que la température d'équilibre avoisine les 18°C et que le coefficient d'échange thermique est de l'ordre de 19 W/m²/°C à Prades-le-Lez.

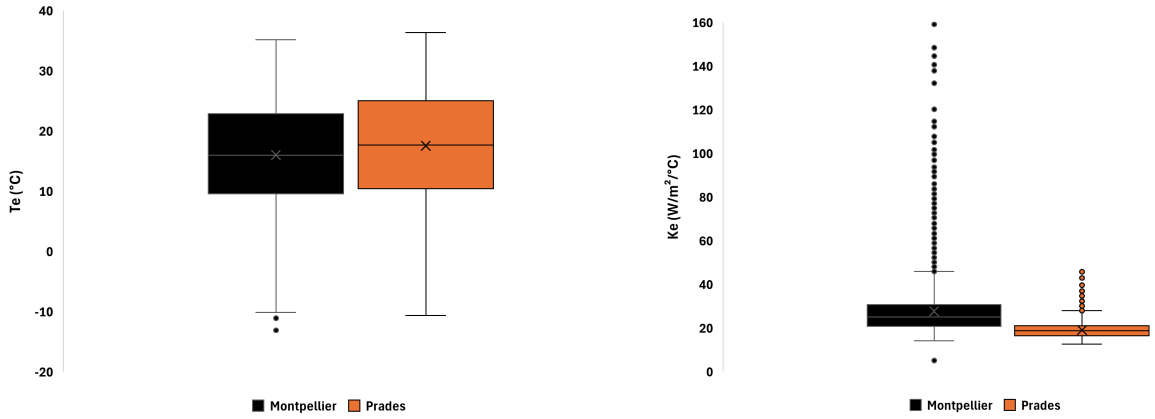
	T_e (°C)	K_e (W/m²/°C)
Min	-13,1 | -10,7	5,1 | 12,6
Q1	9,6 | 10,4	20,7 | 16,4
Moyenne	16,0 | 17,6	27,7 | 19,1
Médiane	16,0 | 17,7	25,0 | 18,8
Q3	22,9 | 25,0	30,8 | 21,0
Max	35,1 | 36,4	159,1 | 47,3
Écart-type	8,5 | 9,0	11,4 | 3,6

TABLE 4.4 – Comparaison des statistiques principales de la température d'équilibre et du coeffient de transfert de chaleur entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport (gris) et de Prades-le-Lez (noir) sur la période 2000-2025

En comparaison, la température d'équilibre à Montpellier-aéroport est en moyenne inférieure d'environ 1,5°C, alors que la température de l'air y était en moyenne supérieure de 1°C. Cette différence s'explique principalement par la vitesse du vent, nettement plus élevée à l'aéroport de Montpellier.

En effet, l'augmentation de la vitesse du vent entraîne des valeurs plus importantes du coefficient d'échange de chaleur, ce qui conduit à des températures d'équilibre plus faibles d'après l'équation 3.9.

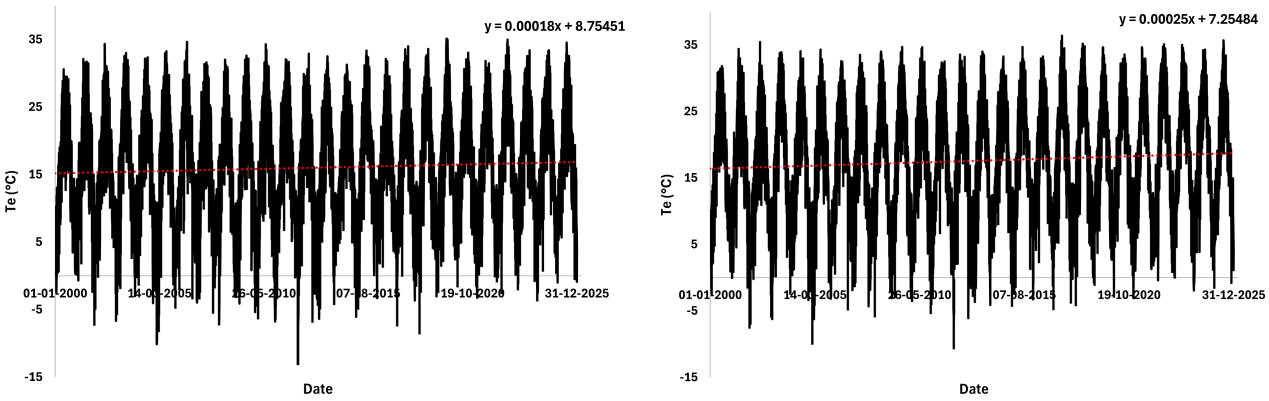
Le coefficient d'échange thermique démontre ainsi une amplitude très importante, atteignant 154 W/m²/°C, ainsi qu'un écart-type élevé de 11,4 W/m²/°C, traduisant une forte dispersion des valeurs. Dès lors, sa moyenne, nettement plus élevée et égale à 27,7 W/m²/°C, est fortement influencée par la présence de nombreuses valeurs extrêmes.



(a) T_e (°C) (b) K_e (W/m²/°C)

FIGURE 4.4 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température d'équilibre (a) et du coefficient de transfert de chaleur (b) entre les stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

De la même manière que pour la température de l'air, l'évolution de la température d'équilibre journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez peut être tracée sur la période 2000-2025 (FIGURE 4.5). Les deux stations affichent, une nouvelle fois, une tendance positive au cours de la période étudiée.



(a) Montpellier-aéroport (b) Prades-le-Lez

FIGURE 4.5 – Évolution de la température d'équilibre journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport (a) et de Prades-le-Lez (b) sur la période 2000-2025

Cependant, contrairement à la station de Montpellier-aéroport, où l'augmentation de la température d'équilibre est comparable à celle de la température de l'air, la station de Prades-le-Lez montre une évolution différente (TABLEAU 4.5). La pente de la tendance linéaire y atteint $2,496 \times 10^{-4}$°C/jour, ce qui correspondrait à une augmentation $\Delta T_e = 26 \times 365{,}25 \times 2{,}496 \times 10^{-4} \approx 2{,}370$°C de la température d'équilibre depuis le début du siècle.

Ce résultat est particulièrement remarquable. Bien que l'augmentation de la température de l'air à la station de Prades-le-Lez soit plus faible, c'est pourtant cette station qui présente la plus forte augmentation de la température d'équilibre. Cela s'explique par une hausse de la température du point de rosée et du rayonnement solaire à cette station sur les 26 dernières années, ainsi que par une diminution du coefficient d'échange thermique liée à une baisse de la vitesse du vent.

	Pente ($\times 10^{-4}$ °C/jour)	**ΔT_e (°C)**
Montpellier-aéroport	1,762	+ 1,673
Prades-le-Lez	2,496	+ 2,370

TABLE 4.5 – Évolution de la température d'équilibre journalière aux stations météorologiques de Montpellier-aéroport et de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

Après avoir comparé l'importance des écarts des variables météorologiques entre les mesures des deux stations retenues, les données atmosphériques de la station météorologique de Prades-le-Lez seront priorisées dans la suite de ce rapport, dans la mesure de leurs disponibilités.

L'évolution de la température journalière de l'air au cours des dernières années a une tendance positive similaire à celle observée pour la température d'équilibre, suggérant l'existence d'une possible corrélation entre ces deux paramètres. L'évolution de la température d'équilibre en fonction de la température de l'air sur la période 2000-2025 est illustrée à la FIGURE 4.6.

Le graphique met en exergue une forte corrélation linéaire positive entre la température de l'air et la température d'équilibre, décrite par la droite de régression : $T_e = 1{,}141 \times T_a + 0{,}911$. Cette relation indique qu'une augmentation de 1°C de la température de l'air entraîne en moyenne une hausse d'environ 1,141°C de la température d'équilibre.

Malgré cette tendance linéaire marquée, les points présentent une certaine dispersion autour de la droite de régression, comme le montre le coefficient d'ajustement $R^2 = 0{,}814$.

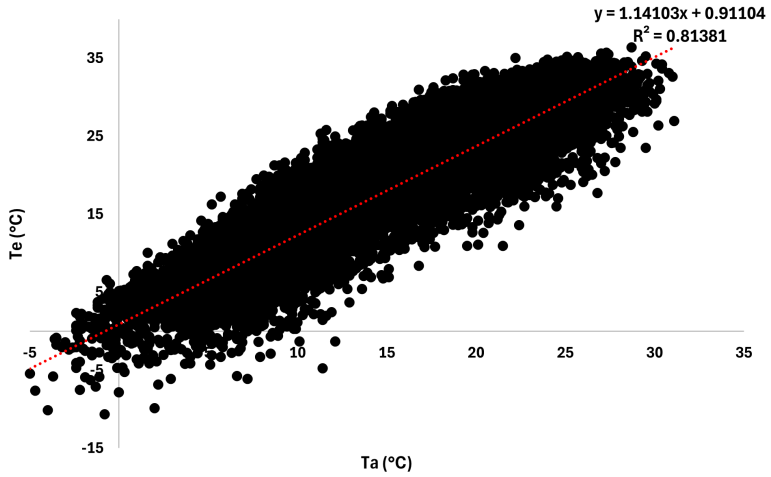


FIGURE 4.6 – Évolution de la température d'équilibre journalière en fonction de celle de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

Une dernière étude, qu'il est jugé pertinent de réaliser, consiste à représenter l'histogramme de la température d'équilibre journalière à la station de Prades-le-Lez afin de visualiser la dispersion des valeurs et d'identifier l'intervalle dans lequel se concentre la majorité des données depuis l'an 2000 (FIGURE 4.7).

Sur cet histogramme, la majorité des valeurs de la température d'équilibre se situe entre 0 et 35°C, les valeurs extrêmes ne représentant qu'une faible proportion de l'ensemble. Sur un total de 9 439 données, 1,5% sont inférieures à 0°C et 0,1% dépassent 35°C. Avec une distribution relativement bien symétrique, la répartition est assez équilibrée autour de l'intervalle 15-20°C, ce qui est cohérent avec la médiane observée de 17,7°C pour la température d'équilibre.

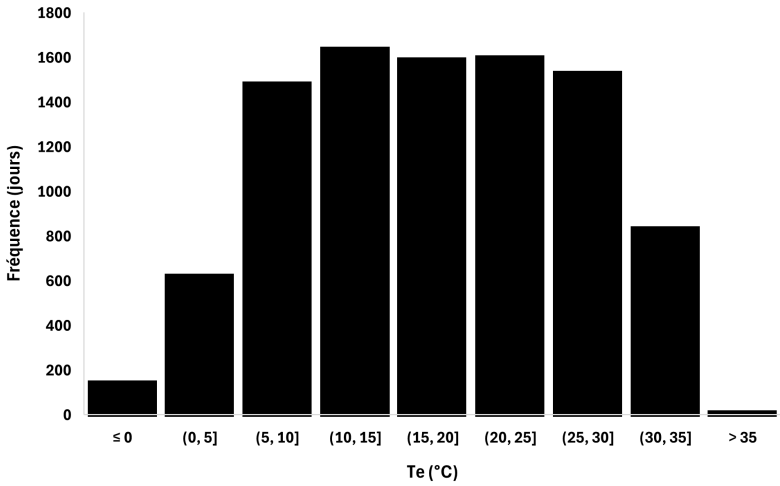


FIGURE 4.7 – Histogramme de la température d'équilibre journalière à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

4.2 Régime hydrologique amont du fleuve Lez

4.2.1 Données pluviométriques

À mi-chemin entre les données météorologiques et les données hydrométriques, les données pluviométriques constituent un élément intermédiaire essentiel à étudier. En effet, les précipitations P (mm) influencent directement les phénomènes hydrologiques observés dans les cours d'eau.

Pour rappel, le bassin versant du Lez est soumis à un climat méditerranéen, caractérisé par une forte saisonnalité des précipitations, avec des périodes de sécheresses estivales et des épisodes pluvieux intenses, notamment lors des épisodes cévenols d'octobre et novembre (Maréchal et al., 2012). Ce fonctionnement entraîne une alternance entre des périodes d'étiage prononcées et des crues automnales parfois brutales. Les pluies en automne permettent également la recharge rapide des réserves souterraines fortement sollicitées durant l'été (Batiot-Guilhe et al., 2012).

Les données pluviométriques utilisées proviennent de la station météorologique de Prades-le-Lez, située dans le bassin versant du Lez. Comme mentionné précédemment, les données horaires n'étant disponibles qu'à partir de 2020, les données journalières ont été retenues (en mm, avec une précision au dixième), les résultats obtenus étant très proches de ceux calculés à partir des données horaires.

Sur la FIGURE 4.8, l'évolution des précipitations journalières sur la période 2000-2025 met en évidence de nombreux pics à intervalles relativement réguliers, correspondant aux épisodes de pluies intenses automnales (maximum de 261,6 mm, le 6 octobre 2014). Le dernier épisode de pluies intenses recensé est celui du 22 décembre 2025, avec plus de 120 mm de précipitations tombées en 24 heures. À l'inverse, les précipitations sont fréquemment nulles durant la période estivale.

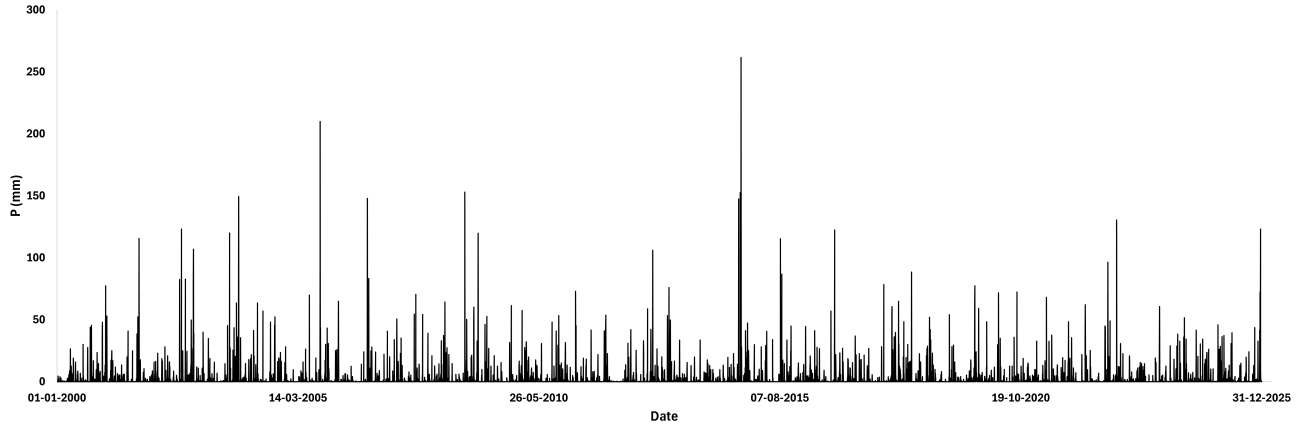


FIGURE 4.8 – Évolution des précipitations journalières à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

Ces épisodes pluvieux significatifs entraînent une réactivation rapide des sources temporaires de l'hydrosystème du Lez, comme le Lirou (FIGURE A.6). Cette dernière, dont le débit est nul en période d'étiage, se remet rapidement en écoulement sous l'effet de la recharge de l'aquifère et de l'augmentation de la pression hydraulique dans le système karstique.

Une tendance à la diminution des précipitations semble également apparaître. Afin de mieux l'analyser, la FIGURE 4.9 présente l'évolution du cumul annuel des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025.

Sur ce graphique, le cumul pluviométrique annuel moyen est d'environ 833 mm. Cette valeur reste cohérente avec celui de 924 mm estimé sur la période allant de janvier 1961 à mai 2008 à partir d'une chronique de pluie pondérée établie avec les données de trois stations de Météo-France : Valflaunès Plaine, Saint-Martin-de-Londres et Montpellier-Fréjorgues (Jourde et al., 2011).

Ce cumul annuel des précipitations montre une tendance à la baisse depuis l'an 2000, avec une pente estimée à $-$ 4,87 mm/an, correspondant à une diminution totale d'environ 127 mm des précipitations cumulées sur l'ensemble de la période étudiée (TABLEAU 4.6).

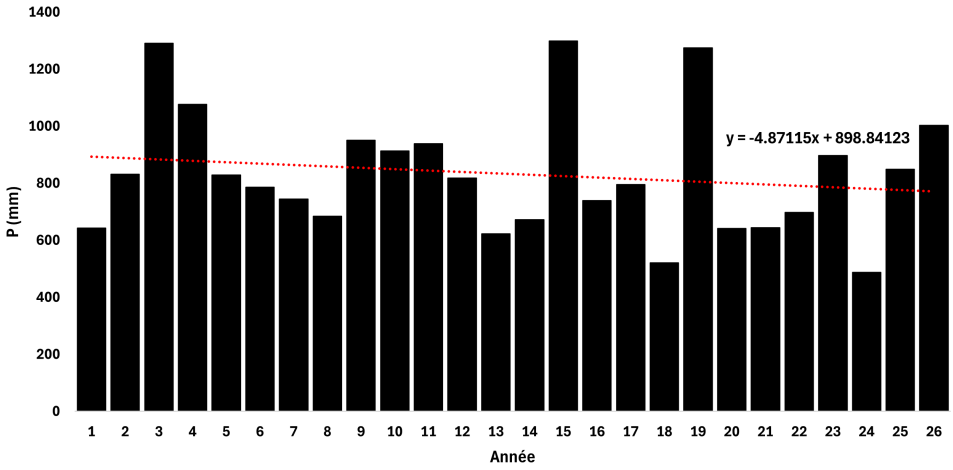


FIGURE 4.9 – Évolution du cumul annuel des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

	Pente (mm/an)	**ΔP (mm)**
Prades-le-Lez	– 4,871	– 126,646

TABLE 4.6 – Évolution du cumul annuel des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez sur la période 2000-2025

4.2.2 Données hydrométriques

Après avoir abordé les données pluviométriques, il convient de s'intéresser aux données hydrométriques. Sur sa partie amont, le Lez est équipé de deux stations hydrométriques : la station de la source à Saint-Clément-de-Rivière (61 m d'altitude), implantée à environ 350 m en aval de la source du Lez, et la station de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (34 m d'altitude), localisée à plus d'un kilomètre en amont du Château de Lavalette (HydroPortail, 2026). Leur localisation est affichée à la FIGURE 4.10.

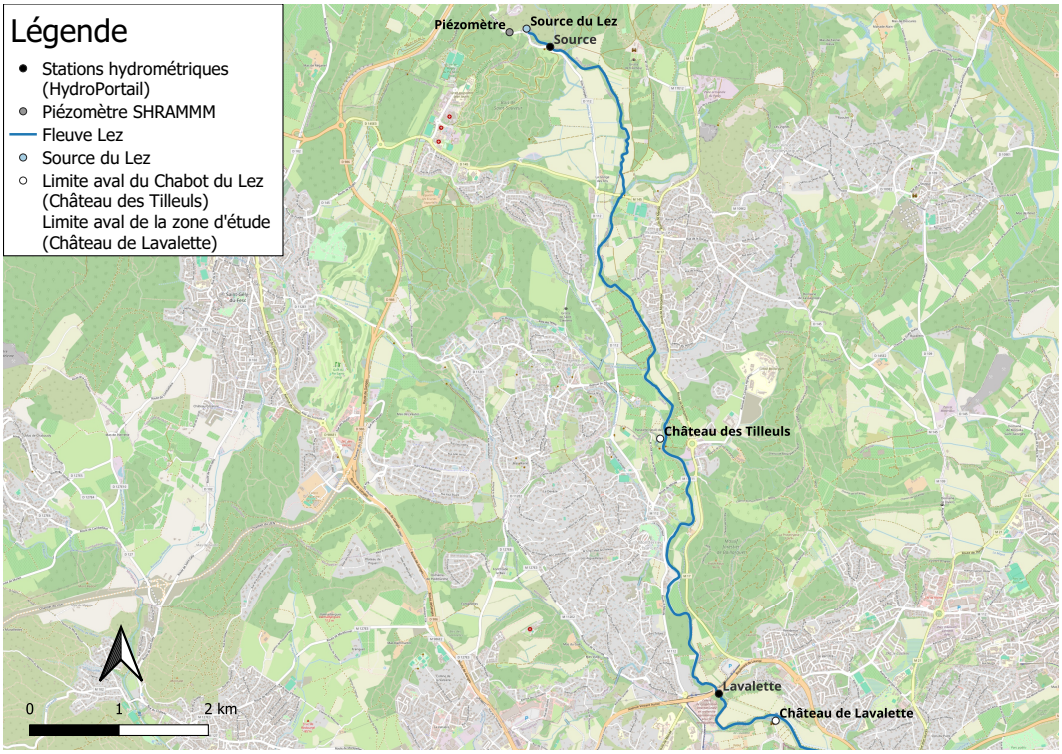


FIGURE 4.10 – Localisation des deux stations hydrométriques (HydroPortail) dans la zone d'étude

Sur la période 2000-2025, il est à signaler que les enregistrements de la station hydrométrique de la source exposent une interruption entre 2007 et 2011, correspondant à une absence de données de 1 352 jours, soit environ 3,7 ans. En comparaison, la station hydrométrique de Lavalette ne compte qu'un manque de données limité à 77 jours.

De la même manière que pour les conditions météorologiques, afin de caractériser le fonctionnement hydrologique du fleuve Lez, les statistiques principales ainsi que leurs représentations graphiques sous forme de boîtes à moustaches sont présentées pour les débits moyens horaires Q_{moy} et les hauteurs d'eau instantanées interpolées horaires H. Ces éléments sont regroupés dans le TABLEAU 4.7 et la FIGURE 4.11.

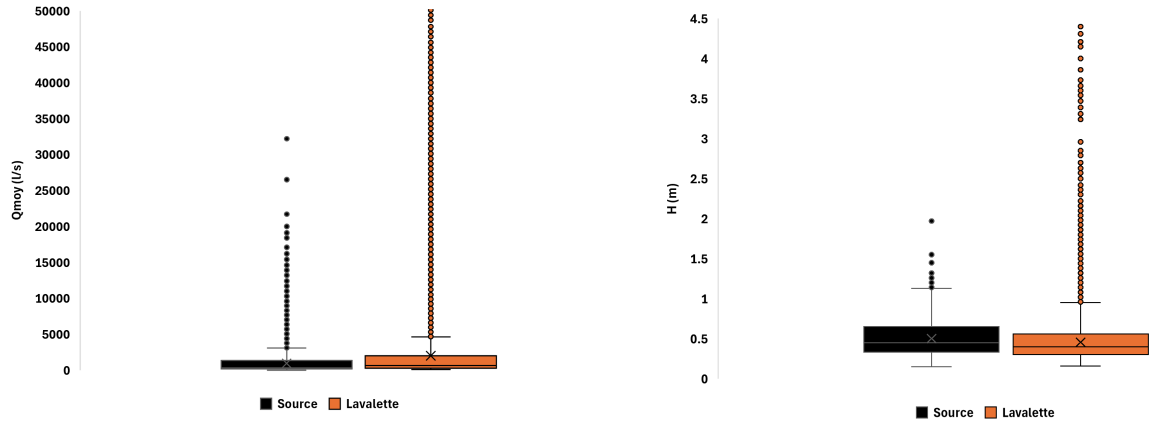
	Q_{moy} (l/s)	H (m)
Min	1 | 49	0,15 | 0,16
Q1	184 | 255	0,33 | 0,30
Moyenne	947 | 1992	0,50 | 0,46
Médiane	310 | 631	0,45 | 0,40
Q3	1350 | 2010	0,65 | 0,56
Max	32300 | 486000	1,97 | 4,40
Écart-type	1253 | 6593	0,18 | 0,21

TABLE 4.7 – Comparaison des statistiques principales du débit moyen horaire et de la hauteur instantanée interpolée horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière (gris) et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (noir) sur la période 2000-2025

La station de Lavalette avance un débit moyen de 1 992 l/s, soit plus du double de celui de la source (947 l/s). Cette différence de débit s'accentue significativement lors des événements extrêmes : le débit maximal enregistré à Lavalette atteint 486 000 l/s, contre 32 300 l/s à la source.

La distribution des débits est fortement asymétrique pour les deux sites (FIGURE 4.11a), car la moyenne est largement supérieure à la médiane (631 l/s à Lavalette et 310 l/s à la source). Cette dernière valeur représente près de 30 % du débit moyen pompé pour l'alimentation en eau potable, estimé à 1 080 l/s.

Cette asymétrie positive indique que le régime hydrologique est marqué par des épisodes de crues brèves mais intenses qui tirent la moyenne vers le haut, alors que le débit médian est bien plus faible. L'écart-type du débit à Lavalette est environ cinq fois plus élevé qu'à Saint-Clément, confirmant une très forte instabilité hydrologique à Lavalette.



(a) Q_{moy} (l/s) (b) H (m)

FIGURE 4.11 – Comparaison des boîtes à moustaches du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez sur la période 2000-2025

Un contraste intéressant apparaît entre le débit et la hauteur d'eau. Bien que la station de Lavalette ait un débit moyen plus élevé, sa hauteur d'eau moyenne (0,46 m) et sa médiane (0,40 m) restent légèrement inférieures à celles observées à la source (0,50 m et 0,45 m respectivement). Cela peut s'expliquer par une morphologie du lit du Lez différente, avec un cours d'eau plus large en aval et plus étroit en amont.

En revanche, l'amplitude des crues est nettement plus vaste à Lavalette, où la hauteur maximale atteint 4,40 m contre seulement 1,97 m à la source. Ces données s'expliquent par le fait que la station de Lavalette, située en aval, reçoit des apports supplémentaires importants provenant du Lirou, de plusieurs petits ruisseaux ainsi que des eaux collectées sur le bassin versant du Lez à partir de la station de la source. Cela justifie des volumes d'eau plus élevés ainsi que des pics de crue nettement plus élevés.

Ensuite, il est pertinent d'étudier au cours du temps l'évolution des débits moyens horaires et les hauteurs d'eau instantanées interpolées horaires aux stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (FIGURES 4.12 et 4.13) sur la période 2000-2025.

Tout d'abord, il est remarquable que les FIGURES 4.12a, 4.12b, 4.13a et 4.13b affichent des pics directement liés aux épisodes de fortes précipitations sur le bassin du Lez, avec un décalage approximatif de 3 h entre la station de la source et celle de Lavalette.

L'épisode pluvieux le plus intense, survenu le 6 octobre 2014 avec 261,6 mm de précipitations, correspond également à la crue la plus importante enregistrée sur les deux stations hydrométriques. De plus, la dernière pluie majeure recensée, le 22 décembre 2025, se dénote clairement des dernières années par une augmentation drastique du débit ainsi que de la hauteur d'eau, aussi bien à la source qu'à Lavalette.

Sur ces figures, le régime hydrologique du Lez met en évidence des variations saisonnières, avec des périodes de basses eaux durant l'été. Ces variations apparaissent particulièrement bien sur les hauteurs d'eau, tandis qu'elles sont moins visibles sur les débits, les valeurs extrêmes de crue ayant tendance à écraser les données vers le bas.

Les données disponibles à la station hydrométrique de la source indiquent des débits de 11 400 l/s pour les crues biennales et de 25 300 l/s pour les crues vincennales (SYBLE, 2017). La FIGURE A.7 permet d'évaluer la récurrence de ces crues sur le bassin versant amont du Lez sur la période 2000-2025.

Depuis le début du siècle, les débits atteignent régulièrement la valeur de la crue biennale lors des premières années de la période étudiée. Au total, cinq crues biennales ont été recensées au début des années 2000, contre seulement deux événements récents en 2014 et 2025. Par ailleurs, deux crues vicennales ont été identifiées, en 2003 et en 2014. Le régime hydrologique de la dernière décennie se distingue ainsi nettement de celui du début du millénaire, avec des crues devenues moins fréquentes.

En effet, comme mentionné précédemment, le Lez a connu ces dernières années un déficit de crues morphogènes biennales, capables de remobiliser les substrats, notamment les galets et les graviers recherchés par le Chabot du Lez pour la reproduction, l'alimentation et les zones de refuge. Jouant un rôle essentiel dans la dynamique des habitats aquatiques, ces crues sont donc indispensables au maintien d'un habitat favorable et fonctionnel pour cette espèce endémique du fleuve Lez (SYBLE, 2017).

Une tendance à la baisse des débits est perceptible aux stations hydrométriques de la source et de Lavalette sur la période 2000-2025. Les coefficients directeurs des tendances linéaires sont respectivement de $-4{,}288 \times 10^{-2}$ l/s/jour et $-5{,}398 \times 10^{-2}$ l/s/jour. Cela correspond à une diminution du débit moyen d'environ -407 l/s à la source et -513 l/s à Lavalette depuis l'an 2000. Cette tendance se répercute également sur les hauteurs d'eau, avec des pentes de $-1{,}787 \times 10^{-5}$ m/jour à la source ($\Delta H = -0{,}170$ m) et de $-1{,}370 \times 10^{-5}$ m/jour à Lavalette ($\Delta H = -0{,}130$ m) (TABLEAUX 4.8a et 4.8b).

Il convient toutefois de préciser que ces régressions linéaires constituent une première approche indicative de la tendance générale des débits et des hauteurs d'eau, compte tenu de l'asymétrie des distributions et de la non-normalité des résidus.

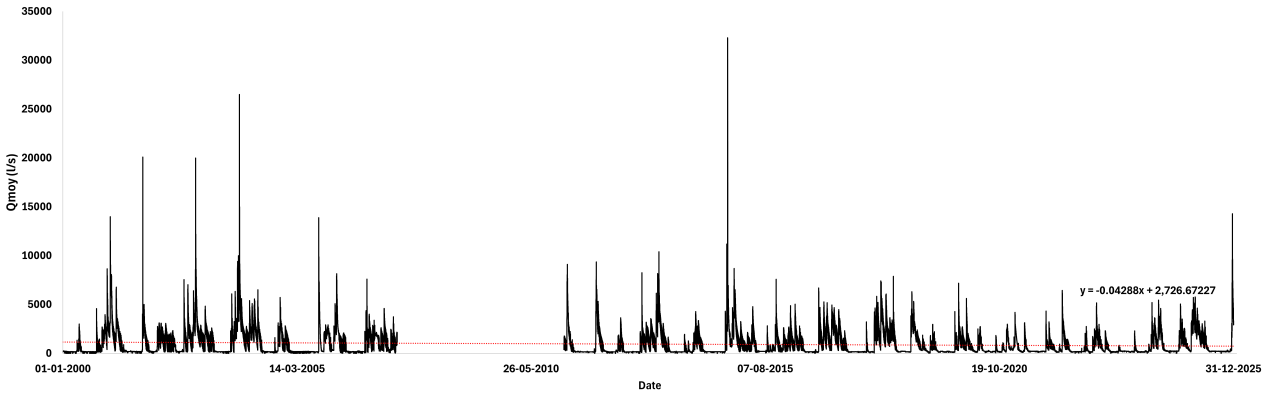
	Pente ($\times 10^{-2}$ l/s/jour)	**ΔQ_{moy} (l/s)**
Source	− 4,288	− 407,190
Lavalette	− 5,398	− 512,621

(a) Débit moyen horaire

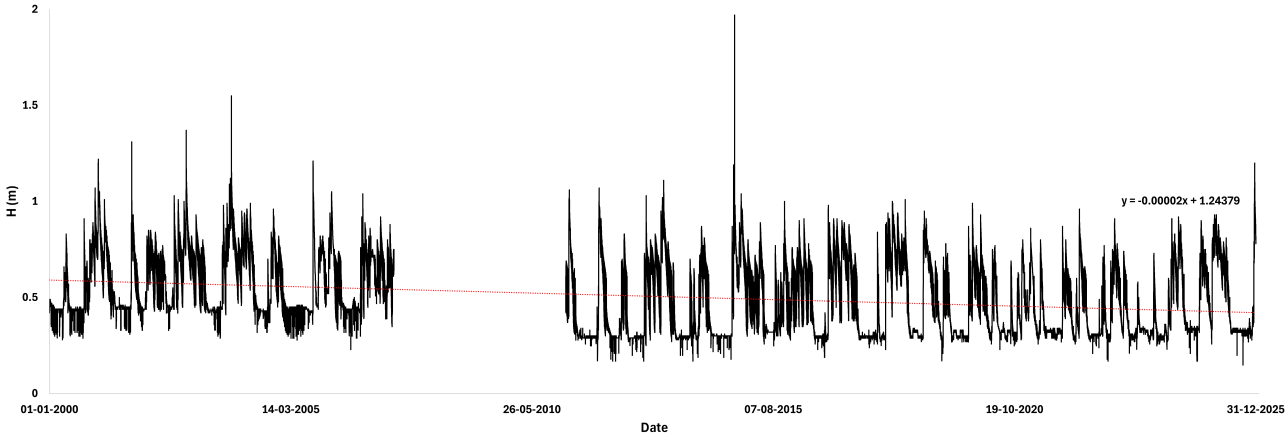
	Pente ($\times 10^{-5}$ m/jour)	**ΔH (m)**
Source	− 1,787	− 0,170
Lavalette	− 1,370	− 0,130

(b) Hauteur instantanée interpolée horaire

TABLE 4.8 – Évolution du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) aux stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez sur la période 2000-2025

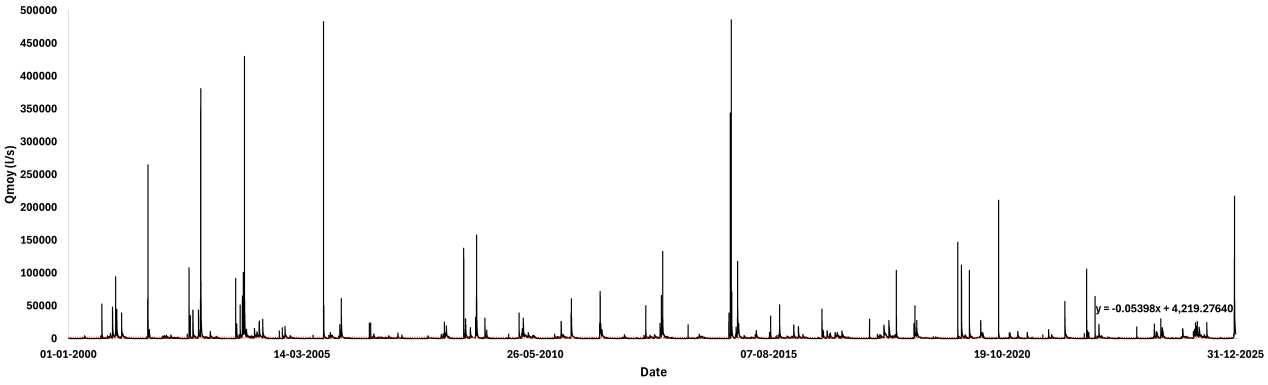


(a) Q_{moy} (l/s)

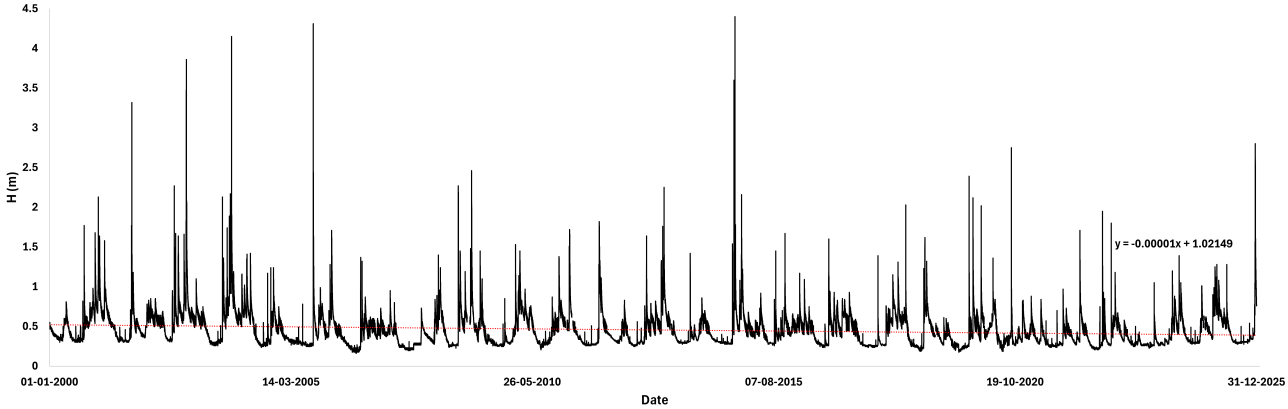


(b) H (m)

FIGURE 4.12 – Évolution du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) à la station hydrométrique de la source à Saint-Clément-de-Rivière sur la période 2000-2025



(a) Q_{moy} (l/s)



(b) H (m)

FIGURE 4.13 – Évolution du débit moyen horaire (a) et de la hauteur instantanée interpolée horaire (b) à la station hydrométrique de Lavalette à Montferrier-sur-Lez sur la période 2000-2025

Enfin, un dernier point mérite une attention particulière : le débit réservé de 230 l/s à la source du Lez, mis en place afin d'assurer le bon état de conservation du Chabot du Lez. La FIGURE 4.14 illustre, pour chaque année de la période 2000-2025, le pourcentage d'heures durant lesquelles le débit moyen est passé sous cette valeur seuil.

Depuis que le premier palier de révision du débit réservé a été fixé à 180 l/s en 2016, ce graphique montre que le minimum actuel systématiquement restitué de 230 l/s n'était que rarement respecté. Les dépassements sous cette valeur seuil se concentrent principalement en période estivale et autour de cette saison. Globalement, la proportion de temps passée sous le seuil était de l'ordre de 40% avant 2016, contre environ 36% après 2016. Une légère tendance à une meilleure conformité au débit réservé est observée, bien que celle-ci demeure limitée.

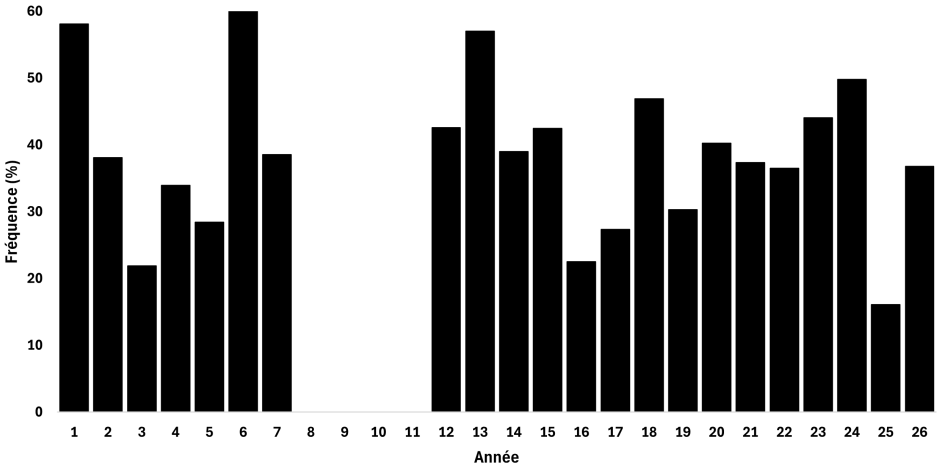


FIGURE 4.14 – Évolution du pourcentage du nombre d'heures par an où le débit moyen est inférieur à la valeur seuil de 230 l/s

4.2.3 Données piézométriques

La FIGURE 4.15 représente l'évolution du niveau piézométrique à la source du Lez sur la période 2000-2025. Les données proviennent d'un piézomètre exploité par le Suivi Hydrogéologique des Aquifères de la Régie de Montpellier Méditerranée Métropole et situé à 200 m à l'ouest de la source (FIGURE 4.10).

Le graphique expose une dynamique piézométrique marquée par des cycles annuels similaires à ceux observés lors d'essais de pompage au niveau d'un puits (Jourde et al., 2011). Durant la période estivale, les réserves de l'aquifère sont fortement sollicitées et le niveau d'eau diminue progressivement jusqu'à environ 35 m NGF. Cette baisse, moins extrême ces dernières années, s'explique par un débit de pompage supérieur à la production naturelle de l'aquifère, entraînant le dénoyage de la vasque de la source.

À l'inverse, chaque automne, où le débit de pompage redevient inférieur au débit naturel alimentant la source, les précipitations permettent une recharge rapide de l'aquifère. Le niveau piézométrique remonte alors progressivement jusqu'à retrouver le niveau de la vasque (65 m NGF).

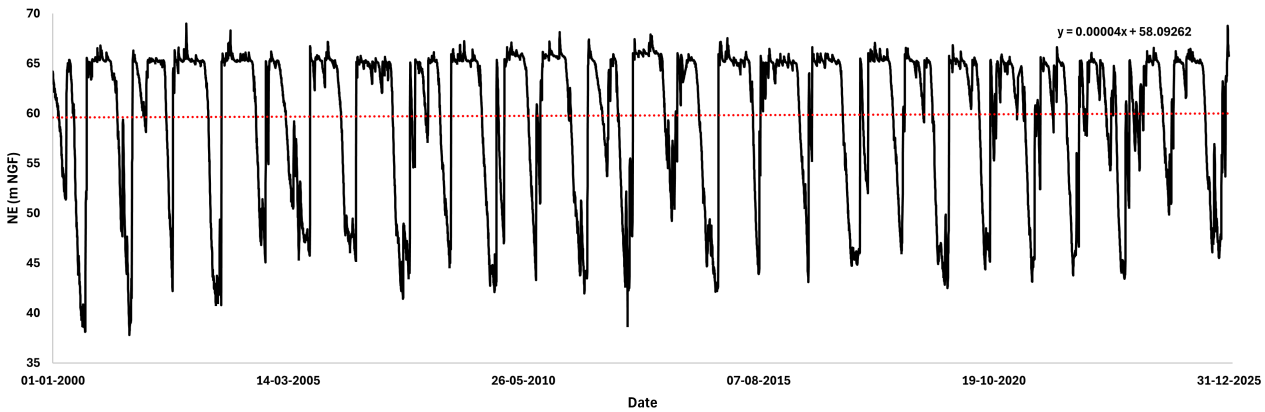


FIGURE 4.15 – Évolution du niveau piézométrique à la source du Lez sur la période 2000-2025

4.3 Chroniques de température de l'eau et de l'oxygène dissous du fleuve Lez

4.3.1 Anciennes données de l'EPTB

Dans le cadre du suivi du Chabot du Lez sur son aire de répartition, s'étendant sur environ 5,5 km depuis la source du Lez, l'EPTB Lez, établissement public territorial du bassin du Lez chargé de la gestion de l'eau, des cours d'eau, de la prévention des inondations ainsi que de la préservation et de la restauration des milieux aquatiques, a effectué des mesures en continu de la température de l'eau et de l'oxygène dissous sur le fleuve Lez durant les périodes d'étiage estival de 2016, 2018 et 2020 (EPTB, 2026).

Trois sondes HOBO U26 ont été installées au niveau du passage à gué (Gué), à environ 500 m de la source du Lez, de la confluence du Lirou (Lirou), à plus 2,5 km de la source, et de l'ex-STEP de Prades (Prades), à près de 4 km de la source, dont leur localisation est présentée à la Figure 4.16. Les données ont été enregistrées avec un pas de temps de 30 minutes, puis converties en données horaires.

En 2016, les chroniques s'étendent de mai à septembre aux stations du Gué et de Prades. En 2018, seule année disposant des trois stations, les mesures couvrent la période de juillet à octobre. Enfin, en 2020, les suivis ont été réalisés de mai à septembre aux stations du Lirou et de Prades.

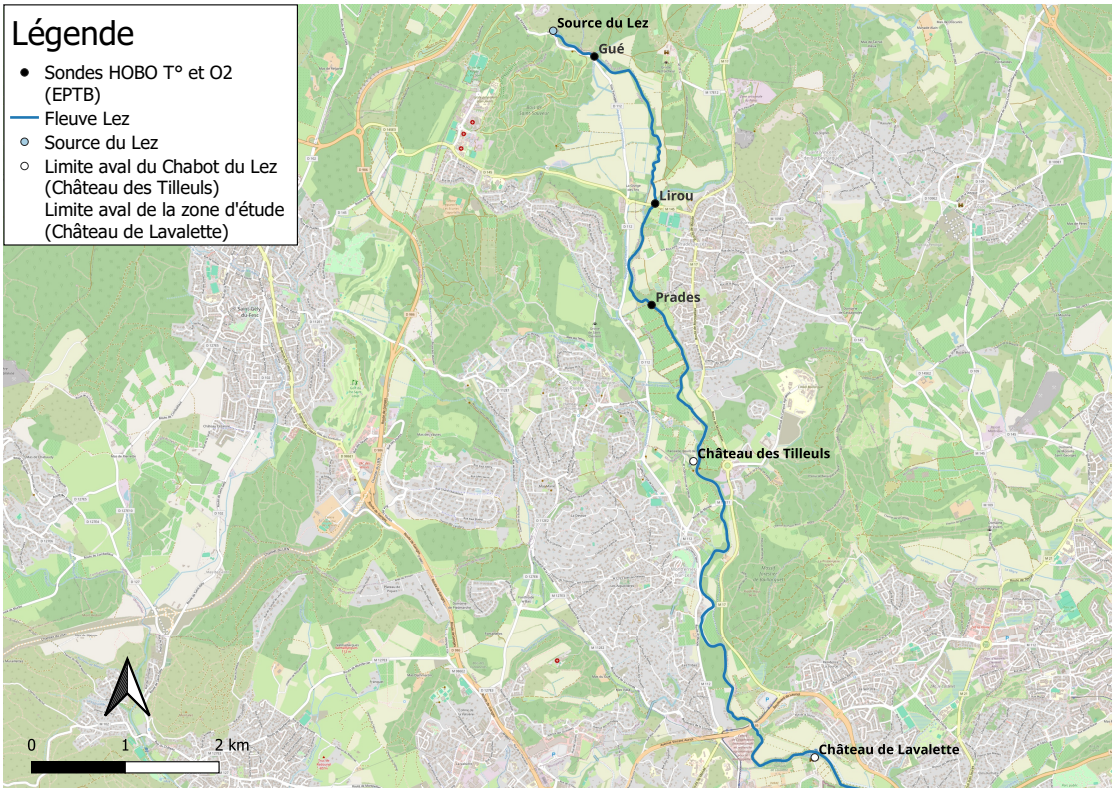


Figure 4.16 – Localisation des sondes HOBO de température de l'eau et d'oxygène dissous installées par l'EPTB lors des périodes d'étiage en 2016, 2018 et 2020 dans le cadre du suivi du Chabot du Lez

Afin d'analyser les chroniques de température de l'eau du Lez et d'oxygène dissous obtenues lors des campagnes de 2016, 2018 et 2020, les principales statistiques descriptives ainsi que leurs représentations graphiques sous forme de boîtes à moustaches sont répertoriées respectivement dans les Tableaux 4.9, 4.10 et 4.11 ainsi que dans les Figures 4.17, 4.19 et 4.21.

De plus, les données horaires de débit moyen mesurées aux stations hydrométriques de la source et de Lavalette, ainsi que les données horaires de température de l'air sous abri (en °C, au dixième de degré), ont été exploitées sur les mêmes périodes que les chroniques collectées par l'EPTB Lez afin de permettre des comparaisons et d'étudier d'éventuelles influences.

Les données de température de l'air proviennent de la station Montpellier-aéroport pour les étés 2016 et 2018, et de la station de Prades-le-Lez pour l'été 2020, les données horaires étant, pour rappel, indisponibles pour cette station avant cette année-là.

L'évolution de la température de l'eau du Lez et de l'oxygène dissous, en lien avec la température de l'air ainsi que les débits moyens selon les différentes stations de mesures associées aux campagnes de 2016, 2018 et 2020, est affichée aux FIGURES 4.18, 4.20 et 4.22.

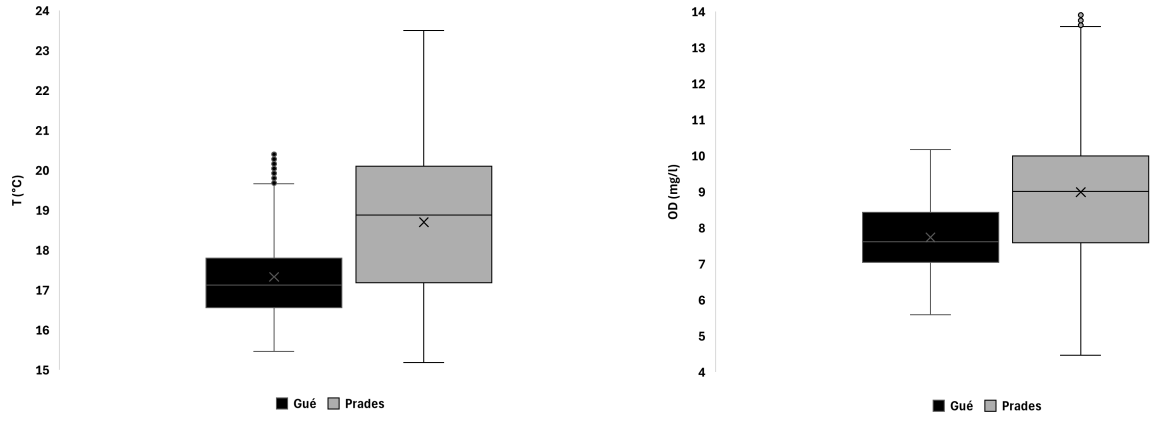
	T_w (°C)	OD (mg/l)
Min	15,5 | 15,2	5,59 | 4,46
Q1	16,6 | 17,2	7,04 | 7,59
Moyenne	17,3 | 18,7	7,73 | 8,99
Médiane	17,1 | 18,9	7,61 | 9,01
Q3	17,8 | 20,1	8,43 | 9,99
Max	20,4 | 23,5	10,17 | 13,95
Écart-type	1,1 | 1,8	1,00 | 1,60

TABLE 4.9 – Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau et de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO de Gué (gris) et de Prades (noir) lors de la campagne de 2016

Entre mai et septembre 2016, la station à Gué offre une amplitude thermique plus faible (4,9°C) que celle observée à Prades (8,3°C), avec un réchauffement progressif de l'eau lors de son transit vers l'aval. La température moyenne passe ainsi de 17,3°C à Gué à 18,7°C à Prades, soit une hausse de 1,4°C. Plus notable encore, les températures maximales atteignent 23,5°C à Prades contre seulement 20,4°C en amont.

Ces différences d'amplitude s'expliquent vraisemblablement à la fois par l'effet tampon lié à la thermie de l'eau restituée au niveau du captage de la source du Lez, et par le réchauffement de l'eau le long du cours d'eau, notamment au niveau des zones de remous hydrauliques associées aux seuils qui jalonnent son lit (SYBLE, 2017).

Contrairement à ce que suggère la solubilité théorique des gaz, selon laquelle l'eau chaude retient généralement moins d'oxygène, une augmentation de la concentration moyenne en oxygène dissous est observée en aval, avec 8,99 mg/l contre 7,73 mg/l à Gué. Cette hausse s'accompagne également d'une variabilité beaucoup plus marquée à l'aval. Les valeurs maximales atteignent 13,95 mg/l à Prades, contre 10,17 mg/l en amont, tandis que les minima sont respectivement de 4,46 mg/l à l'aval et 5,59 mg/l à Gué.

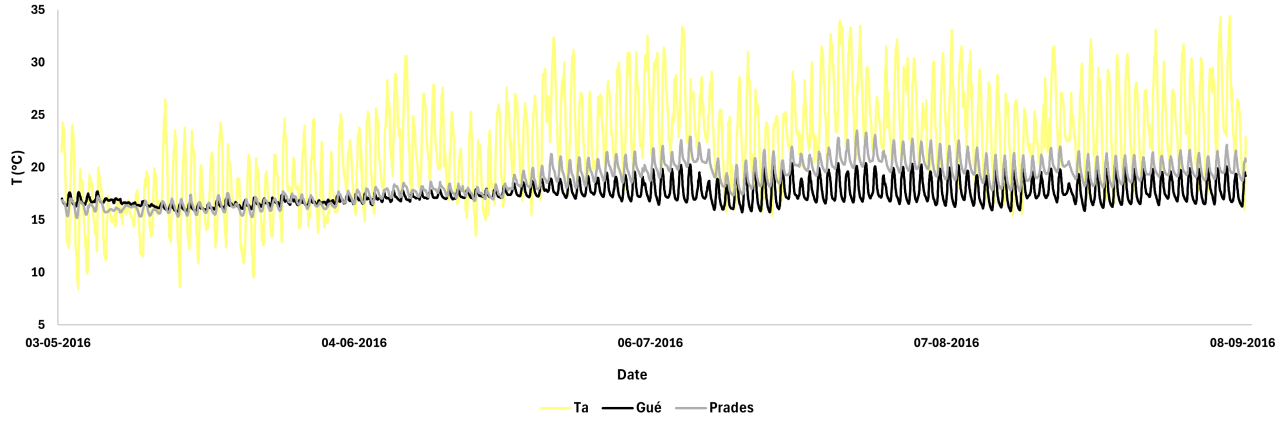


(a) T_w (°C) (b) OD (mg/l)

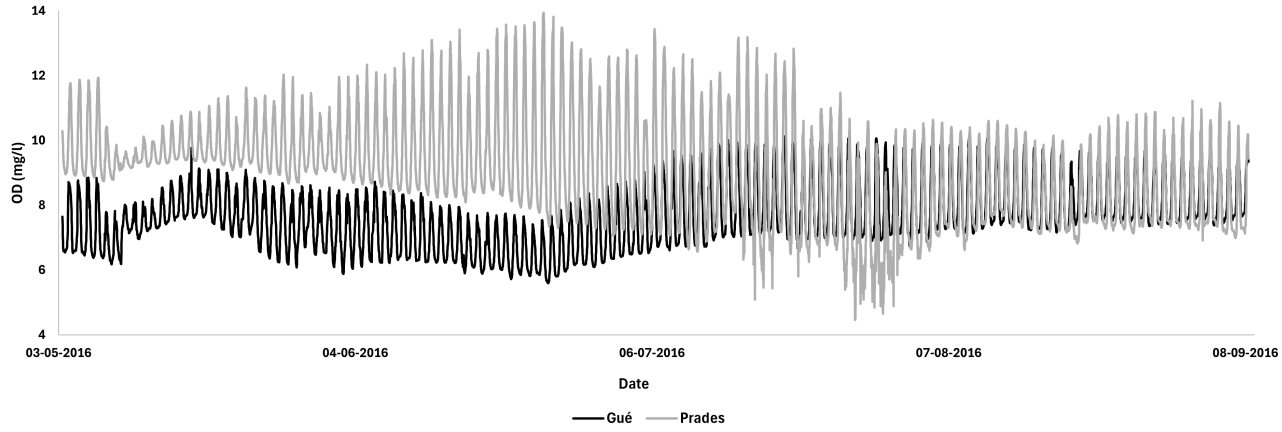
FIGURE 4.17 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau (a) et de l'oxygène dissous (b) entre les sondes HOBO de Gué et de Prades lors de la campagne de 2016

De début mai à mi-juin, les températures de l'eau mesurées à Gué et à Prades sont très proches, en raison de températures de l'air encore modérées. De plus, les valeurs de débits très élevées conduisent à un signal thermique assez bien amorti. À partir de la mi-juin, avec l'entrée en période d'étiage et l'augmentation des températures estivales typiques du climat de Montpellier, les températures de l'eau enregistrées à l'aval deviennent systématiquement supérieures à celles observées en amont (FIGURE 4.18a).

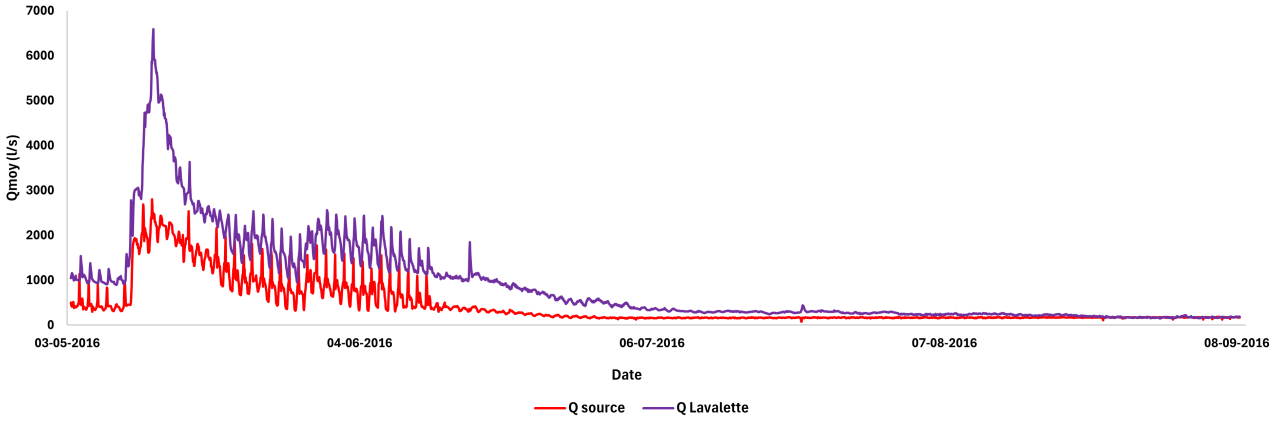
En effet, l'effet tampon lié à l'influence karstique de la source du Lez s'atténue rapidement vers l'aval, où le régime thermique est davantage impacté par les remous hydrauliques des ouvrages transversaux. Les amplitudes journalières sont plus marquées au niveau du Gué qu'à Prades du fait de l'inertie thermique qui s'expriment davantage à ce niveau (SYBLE, 2017).



(a) T_a et T_w (°C)



(b) OD (mg/l)



(c) Q_{moy} (l/s)

FIGURE 4.18 – Évolution de la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez et de la température de l'eau (a), et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO de Gué et de Prades, ainsi que du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c) lors de la campagne de 2016

Un certain lissage des concentrations en oxygène dissous est également constaté lors des conditions hydrologiques encore soutenues (FIGURES 4.18b et 4.18c). En outre, les variations journalières restantes semblent caractéristiques de l'activité de la flore aquatique. Les oscillations en oxygène dissous plus importantes en aval traduisent une activité biologique intense. En journée, les végétaux aquatiques et les algues entraînent une production accrue d'oxygène, pouvant conduire à des phénomènes de sursaturation, ce qui explique les pics mesurés à Prades. À l'inverse, durant la nuit, la respiration des organismes domine, entraînant une surconsommation d'oxygène et donc une diminution des concentrations (SYBLE, 2017).

En complément à la FIGURE A.8, la saturation en oxygène dissous a été calculée à partir de la solubilité de l'oxygène, elle-même dépendante de la température de l'eau et de la pression atmosphérique (Aminot et al., 2004). Les résultats mettent en exergue une tendance à l'eutrophisation, avec des taux de sursaturation dépassant 130% à Prades, tandis que la station du Gué affiche des valeurs globalement plus faibles, régulièrement avec un état de bonne qualité (SYBLE, 2017).

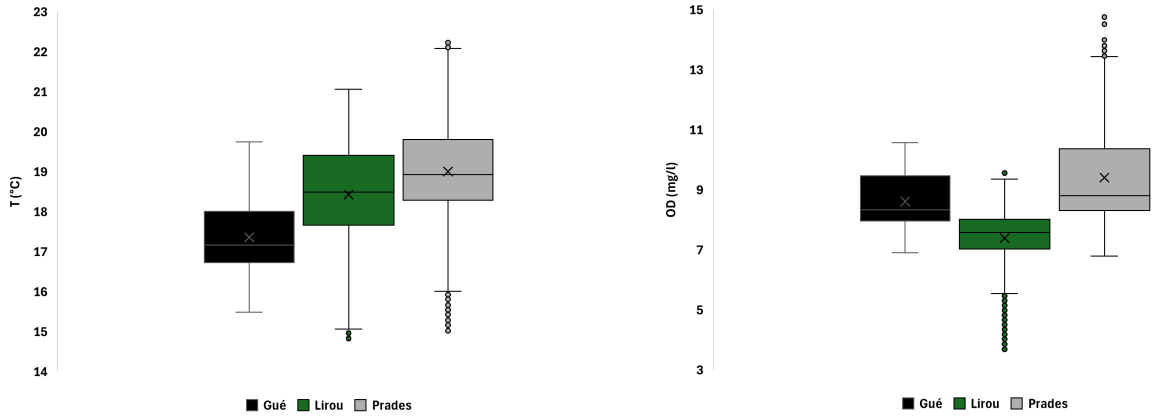
	T_w (°C)			OD (mg/l)		
Min	15,5	14,8	*15,0*	6,90	3,68	*6,79*
Q1	16,7	17,7	*18,3*	7,96	7,02	*8,30*
Moyenne	17,4	18,4	*19,0*	8,61	7,38	*9,40*
Médiane	17,2	18,5	*18,9*	8,33	7,57	*8,80*
Q3	18,0	19,4	*19,8*	9,46	8,01	*10,36*
Max	19,7	21,1	*22,3*	10,56	9,55	*14,75*
Écart-type	0,9	1,2	*1,3*	0,86	0,91	*1,48*

TABLE 4.10 – Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau et de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO de Gué (gris), du Lirou (noir) et de Prades (*italique*) lors de la campagne de 2018

L'étude de la campagne estivale de 2018 permet d'affiner la compréhension des processus de réchauffement et d'oxygénation du fleuve Lez grâce à l'ajout de la sonde intermédiaire au niveau du Lirou. En 2018, la température de l'eau confirme une progression linéaire vers l'aval : la température moyenne passe de 17,4°C à Gué, à 18,4°C au Lirou, puis atteint 19,0°C à Prades (TABLEAU 4.10).

Comparativement à 2016, les températures minimales restent similaires entre Gué et Prades, tandis que, malgré une température moyenne de l'air supérieure, les pics de chaleur extrêmes sont légèrement moins élevés en 2018 avec des maxima de 22,3°C à Prades et 19,7°C à Gué, contre respectivement 23,5°C et 20,4°C en 2016. En conséquence, les écarts-types plus faibles en 2018 traduisent une variabilité thermique légèrement réduite, bien qu'une amplitude importante persiste à la station du Lirou.

L'apport majeur des données de l'été 2018 réside dans l'observation de l'effondrement des concentrations en oxygène dissous au niveau du Lirou (FIGURE 4.19b). Alors que la station à Gué indique une concentration moyenne de 8,61 mg/l, le Lirou affiche la valeur moyenne la plus faible du linéaire étudié avec 7,38 mg/l, avant une remontée en aval marquée à 9,40 mg/l. Le minimum enregistré au Lirou est particulièrement critique, atteignant seulement 3,68 mg/l, ce qui contraste fortement avec les minima mesurés la même année en amont (6,90 mg/l) et à Prades (6,79 mg/l).



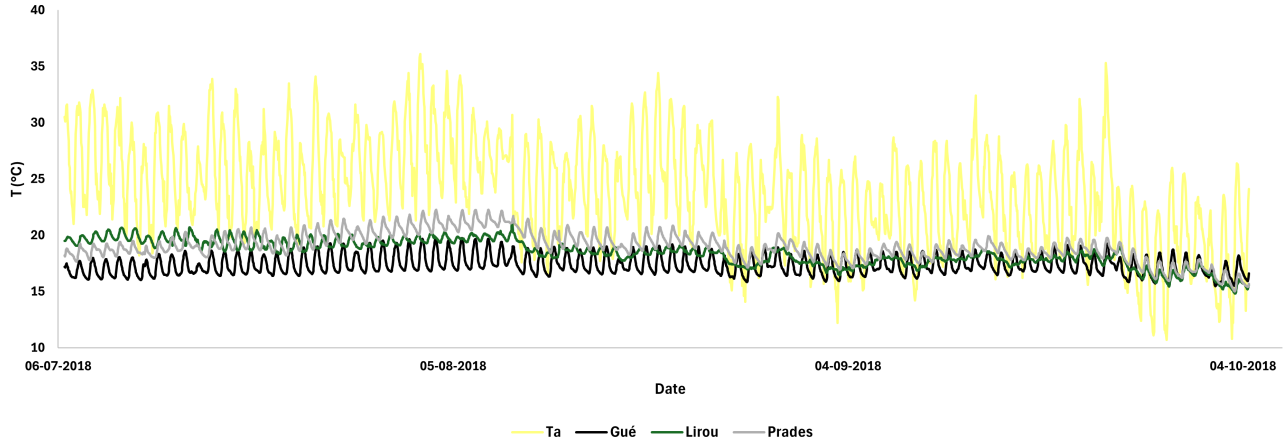
(a) T_w (°C) (b) OD (mg/l)

FIGURE 4.19 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau (a) et de l'oxygène dissous (b) entre les sondes HOBO de Gué, du Lirou et de Prades lors de la campagne de 2018

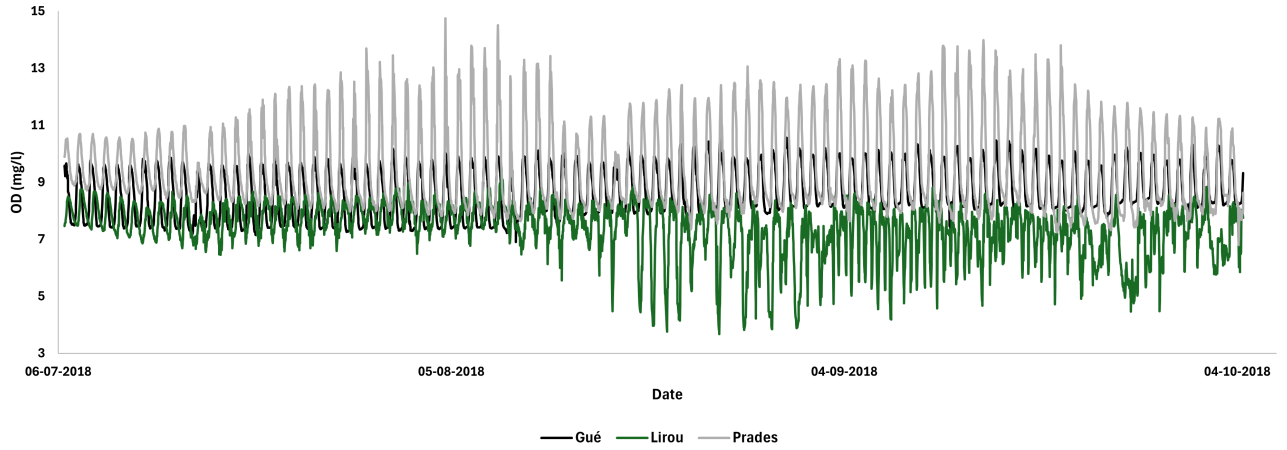
La comparaison entre 2016 et 2018 révèle une tendance à une augmentation générale de l'oxygénation des eaux du Lez sur les deux stations en commun, ce qui renforce l'hypothèse d'une activité biologique de plus en plus nette lors des épisodes estivaux.

L'anomalie aperçue au niveau du Lirou, caractérisée par une baisse brutale des concentrations en oxygène dissous, suggère que le Lez souffre d'un enrichissement en nutriments particulièrement en aval de la confluence du Lirou, se manifestant par un phénomène de proliférations algales (SYBLE, 2017).

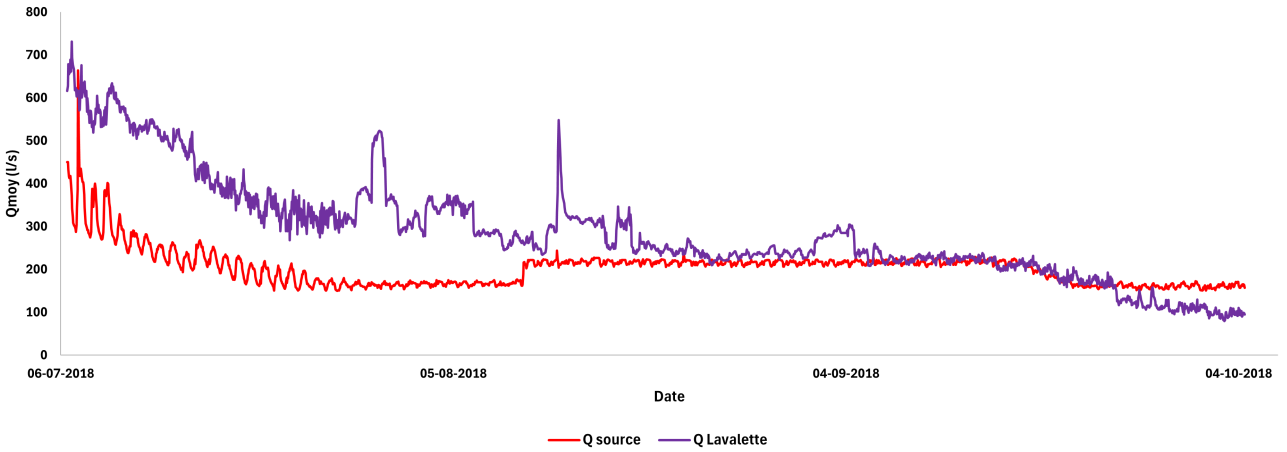
En effet, à l'aval de cette confluence, un processus de colmatage algal apparaît problématique. Des apports ponctuels mais potentiellement excessifs en matière organique et en composés azotés peuvent être suspectés, en lien avec l'intermittence du Lirou. Cet excès de nutriments est susceptible de favoriser le développement d'hydrophytes sur la partie amont du cours d'eau (SYBLE, 2017).



(a) T_a et T_w (°C)



(b) OD (mg/l)



(c) Q_{moy} (l/s)

FIGURE 4.20 – Évolution de la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez et de la température de l'eau (a), et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO de Gué, du Lirou et de Prades, ainsi que du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c) lors de la campagne de 2018

Au début de juillet 2018, des débits encore supérieurs aux conditions d'étiage entraînent une température de l'eau à Prades légèrement inférieure à celle du Lirou, en lien avec des apports plus frais issus des précipitations sur le bassin versant du Lez. Par la suite, la dynamique thermique estivale redevient classique, avec une augmentation progressive de la température de l'eau vers l'aval selon le gradient Gué - Lirou - Prades (FIGURE 4.20a).

La FIGURE 4.20b étale des oscillations plus importantes de l'oxygène dissous à Prades, témoignant d'une perturbation plus marquée du milieu en aval du Lez. Ces fluctuations s'expliquent par des apports en nutriments (phosphore et azote) favorisant une forte activité photosynthétique des algues en journée.

Au mois de juillet, les débits encore relativement élevés assurent une dilution efficace des apports en nutriments et en matière organique à la station du Lirou. Les processus de dégradation biologique, responsables de la consommation d'oxygène, restent alors atténués par le volume d'eau circulant. Par ailleurs, des débits plus soutenus favorisent un meilleur brassage de l'eau avec l'atmosphère, contribuant à un certain niveau d'oxygénation dans une moindre mesure.

Avec la diminution des débits en période d'étiage, les processus de dégradation biologique deviennent alors prépondérants. D'importantes quantités d'oxygène sont consommées pour décomposer l'excès de matière organique présent dans le secteur du Lirou. Cette consommation s'accentue particulièrement durant la nuit, lorsque la photosynthèse cesse alors que la respiration microbienne se poursuit.

Enfin, le débit réservé minimal de 160 l/s apparaît clairement sur la FIGURE 4.20c. Un effort de soutien d'étiage est notamment visible entre la mi-août et la mi-septembre, avec une augmentation du débit permettant d'atteindre l'objectif des 230 l/s à la station hydrométrique de la source du Lez.

À partir de la fin du mois de septembre, le débit moyen enregistré à la station de Lavalette devient inférieur à celui mesuré à la source. Cette situation pourrait s'expliquer par des phénomènes d'infiltration des eaux de surface vers la nappe d'accompagnement du Lez, mais également par des prélèvements anthropiques le long du cours d'eau, principalement destinés à l'irrigation durant la période d'étiage.

	T_w (°C)	OD (mg/l)
Min	16,6 | 15,9	0,44 | 2,75
Q1	18,0 | 18,1	6,17 | 7,17
Moyenne	18,6 | 19,2	7,22 | 8,73
Médiane	18,5 | 19,3	7,40 | 8,22
Q3	19,2 | 20,3	8,25 | 9,75
Max	20,8 | 23,2	16,19 | 21,01
Écart-type	0,8 | 1,4	1,71 | 2,41

TABLE 4.11 – Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau et de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO du Lirou (gris) et de Prades (noir) lors de la campagne de 2020

L'étude de la dernière campagne estivale de 2020 valide l'ensemble des conclusions établies lors des suivis précédents. Malgré le fait que la station à Gué n'a pas été instrumentée cette année-là, les campagnes de 2016 et 2018 avaient déjà mis l'accent sur une plus faible variabilité de la température de l'eau du Lez et des concentrations en oxygène dissous à cet endroit. Ce dernier conserve ainsi un profil plus stable et plus frais, jouant un rôle de réservoir tampon sous l'influence karstique de la source du Lez.

Le gradient thermique entre les deux stations se confirme également en 2020. Plus chaude et plus instable, Prades enregistre une température moyenne de 19,2°C avec un maximum de 23,2°C, tandis que le Lirou indique une moyenne de 18,6°C et des pointes maximales à 20,8°C. L'écart-type plus élevé à Prades souligne une nouvelle fois un stress thermique plus prononcé (TABLEAU 4.11).

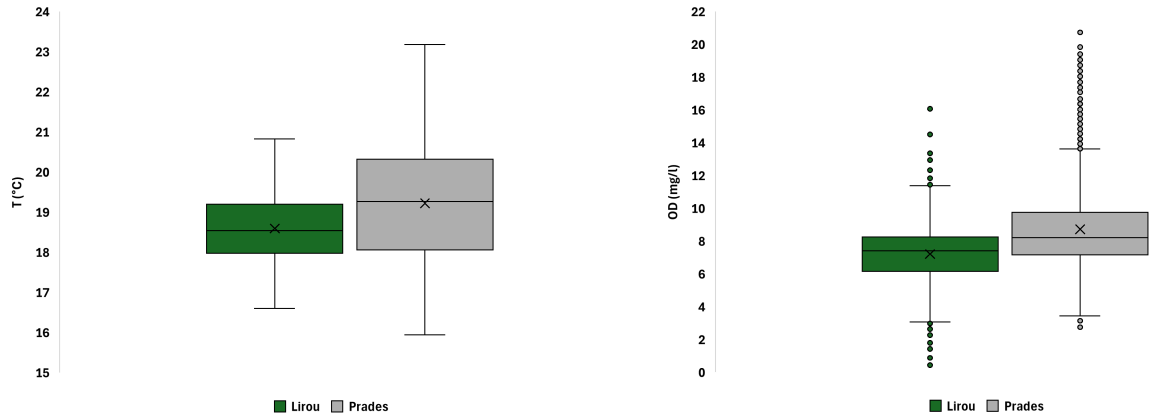
L'influence tampon de la source karstique sur le fonctionnement thermique du cours d'eau s'altère progressivement vers l'aval, notamment à Prades, où l'eau se réchauffe sous l'effet du transit hydrologique et des remous hydrauliques générés par les ouvrages transversaux (SYBLE, 2017).

Le suivi de 2020 marque une dernière étape importante dans l'évolution physico-chimique du Lez, confirmant une tendance croissante à l'eutrophisation et une instabilité biologique de plus en plus accentuée. Ce phénomène se traduit surtout par une amplification spectaculaire des valeurs extrêmes d'oxygène dissous au cours des années.

Effectivement, l'écart-type atteint en 2020 est particulièrement frappant : 2,41 mg/l à Prades et 1,71 mg/l au Lirou, contre respectivement 1,48 et 0,91 mg/l en 2018. Cette hausse de la variabilité traduit des cycles biologiques de plus en plus intenses, alternant production diurne d'oxygène par photosynthèse et consommation nocturne liée à la respiration et à la dégradation de la matière organique.

À Prades, les concentrations maximales d'oxygène dissous augmentent fortement, passant de 13,95 mg/l en 2016 à 14,75 mg/l en 2018, puis atteignant un pic extrême de 21,01 mg/l en 2020, ce qui témoigne d'une surproduction d'oxygène associée à une activité algale excessive. Au Lirou, les maxima atteignent 9,55 mg/l en 2018 et 16,19 mg/l en 2020, confirmant également une dynamique biologique soutenue.

En parallèle, les phases de consommation d'oxygène deviennent plus sévères. Le Lirou en 2020 enregistre un minimum critique de 0,44 mg/l, nettement inférieur à celui de 2018 (3,68 mg/l), suggérant des épisodes proches de l'anoxie, probablement liés à une dégradation importante de matière organique. À Prades, le minimum chute également à 2,75 mg/l contre 6,79 mg/l en 2018, attestant du même processus.



(a) T_w (°C) (b) OD (mg/l)

FIGURE 4.21 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau (a) et de l'oxygène dissous (b) entre les sondes HOBO du Lirou et de Prades lors de la campagne de 2020

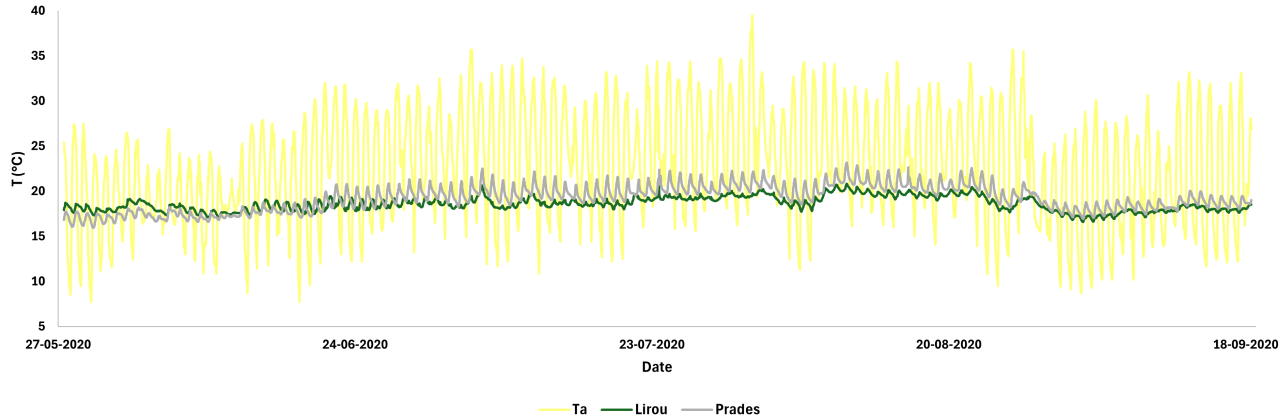
À nouveau, lorsque les débits sont plus élevés en lien avec des précipitations tombées sur le bassin versant du Lez, les variations de la température de l'eau (FIGURE 4.22a) et des concentrations en oxygène dissous (FIGURE 4.22b) apparaissent plus lissées notamment à Prades.

Au début des mesures continues de 2020, la température de l'eau en aval est légèrement inférieure à celle observée au Lirou, en raison d'apports d'eau plus fraîche. En revanche, en période d'étiage, les fluctuations de l'oxygène dissous redeviennent très importantes, en lien avec l'activité intense de la flore aquatique.

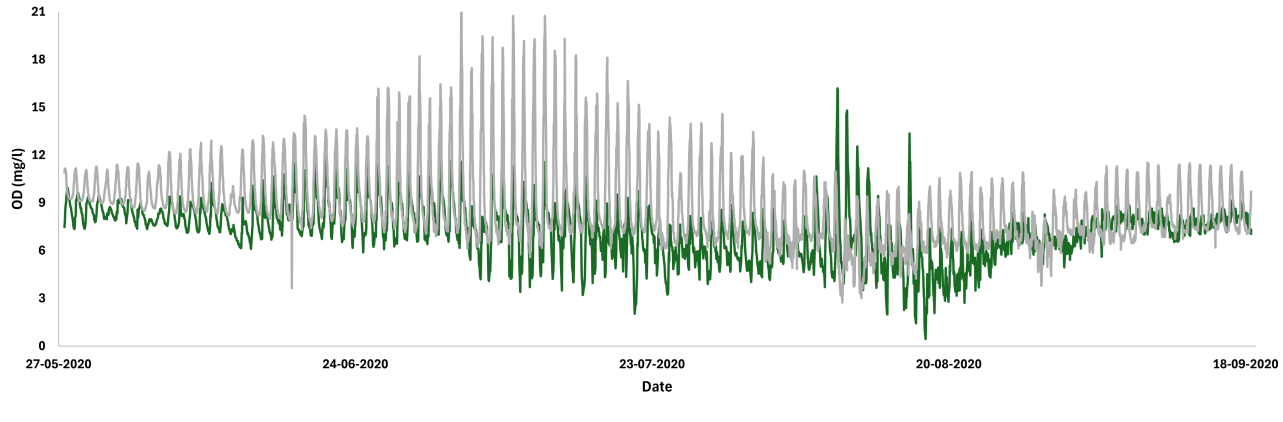
Enfin, la FIGURE 4.22c met en évidence la tentative du débit réservé cible de 230 l/s, malgré une brève diminution à la fin du mois d'août au débit minimal imposé de 160 l/s.

En conclusion, d'un point de vue physico-chimique, le Lez apparaît perturbé, avec un apport excessif en nutriments phosphorés et/ou azotés induisant une dystrophie du milieu, spécialement en aval du fleuve au niveau de Prades. Le cours d'eau semble également affecté par une pollution nutritive plus prononcée en aval de la confluence du Lirou, comme en témoignent les proliférations algales observées (SYBLE, 2017).

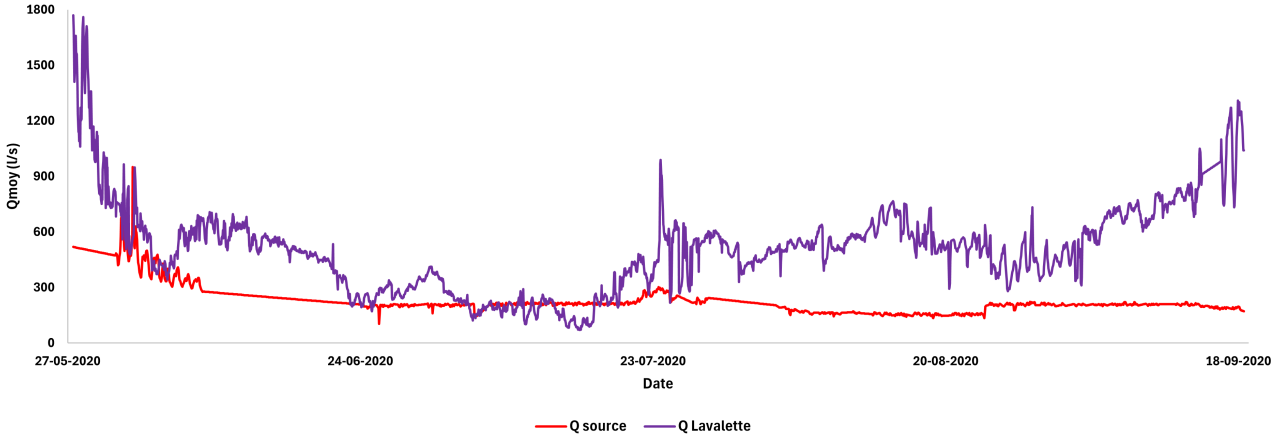
Cette dystrophie peut être mise en relation avec la diminution de la fréquence des crues morphogènes au cours des dernières années. Ces crues, lorsqu'elles se produisent, jouent un rôle essentiel en remobilisant les substrats (galets, graviers) et en arrachant la végétation aquatique, contribuant ainsi au renouvellement des habitats et à la limitation de l'envasement et des proliférations biologiques. Leur raréfaction encourage donc l'installation durable des processus d'eutrophisation et de déséquilibre écologique.



(a) T_a et T_w (°C)



(b) OD (mg/l)



(c) Q_{moy} (l/s)

FIGURE 4.22 – Évolution de la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez et de la température de l'eau (a), et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO du Lirou et de Prades, ainsi que du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c) lors de la campagne de 2020

4.3.2 Données récentes du BRGM

Dans le cadre du projet SentinelSpringS, le BRGM Occitanie (Site de Montpellier) a installé, le 10 novembre 2025, huit sondes HOBO U26 le long du Lez, entre la source karstique et le Château de Lavalette. Six sondes HOBO-T mesurent uniquement la température de l'eau, tandis que deux sondes HOBO-T-O2 enregistrent à la fois la température et l'oxygène dissous au pas de temps horaire.

Les six sondes HOBO-T sont réparties de l'amont vers l'aval aux stations Aqueduc, Amont_Lirou, Aval_Lirou, Tilleuls, Moulin_Boudet et Lavalette. Les deux sondes HOBO-T-O2 sont installées à Grange_pins et CLB. Leur localisation est présentée à la FIGURE 4.23, tandis que leur distance par rapport à la source karstique est indiquée dans le TABLEAU 4.12.

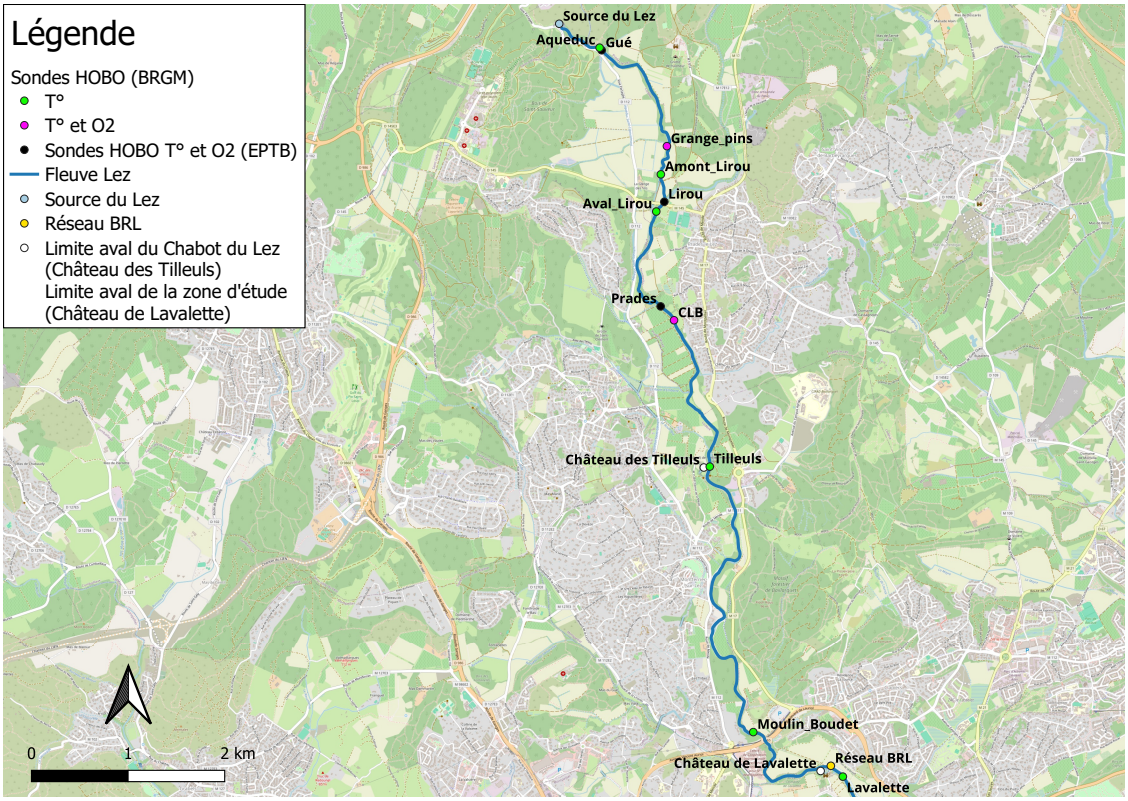


FIGURE 4.23 – Localisation des sondes HOBO de température de l'eau et/ou d'oxygène dissous installées par le BRGM dans le cadre du projet SentinelSpringS

La majorité des capteurs ont été disposés dans les premiers kilomètres du Lez, au sein de sa partie amont karstique correspondant à l'aire de répartition du Chabot du Lez. La station Aqueduc, située au plus près de l'exsurgence principale de l'aquifère du Lez, permet notamment de caractériser le régime thermique du Lez tamponné au niveau de la source karstique. Les stations Amont_Lirou et Aval_Lirou ont, quant à elles, été positionnées afin d'étudier l'influence de la confluence avec le Lirou, cours d'eau intermittent, sur les paramètres physico-chimiques du Lez.

La sonde Moulin_Boudet est implantée à environ 200 m en amont de la station hydrométrique de Lavalette. Le capteur Lavalette, localisé à 170 m en aval du Château de Lavalette, vise à caractériser l'influence des apports d'eau du Rhône (réseau BRL), dont l'un des principaux objectifs est le soutien d'étiage du Lez, en plus de sécuriser l'eau potable pour l'agglomération de Montpellier.

Sondes HOBO (BRGM)	**Distance x (m)**
Aqueduc	517
Grange_pins	1 947
Amont_Lirou	2 304
Aval_Lirou	2 730
CLB	4 143
Tilleuls	5 906
Moulin_Boudet	9 400
Lavalette	10 926

TABLE 4.12 – Distance par rapport à la source du Lez des sondes HOBO de température de l'eau et/ou d'oxygène dissous installées par le BRGM dans le cadre du projet SentinelSpringS

L'implantation des sondes Aqueduc, Aval_Lirou et CLB correspond approximativement aux anciennes stations de suivi (Gué, Lirou et Prades) mises en place par l'EPTB Lez lors des campagnes de 2016, 2018 et 2020 dans le cadre du suivi du Chabot du Lez.

Le capteur Aqueduc se situe ainsi à environ 40 m en amont de l'ancienne station Gué. L'ancienne station Lirou est davantage proche du capteur Aval_Lirou, localisée à 130 m en aval de la confluence, alors que le capteur Amont_Lirou se trouve à environ 300 m en amont. Enfin, l'ancienne station de Prades est située à environ 200 m en amont du nouveau capteur CLB.

Une première collecte des données de température et d'oxygène dissous a été réalisée le 15 janvier 2026, après la crue importante du 22 décembre 2025 observée dans la sous-section consacrée aux données hydrométriques (Sous-section 4.2.2). Cette intervention avait également pour objectif de vérifier que les capteurs étaient toujours en place et n'avaient pas été emportés par la crue.

Les deux sondes HOBO-T-O2, Grange_pins et CLB, ont toutefois dû être renvoyées au fabricant en raison d'un problème de batterie. Une seconde collecte de données a ensuite été effectuée le 1er avril 2026 afin d'enrichir le jeu de données et de réinstaller la sonde CLB, tandis que la sonde Grange_pins n'était pas encore opérationnelle à cette date.

Afin d'analyser les chroniques de température de l'eau du Lez et d'oxygène dissous collectées le 15 janvier 2026, les données horaires de débit moyen mesurées aux stations hydrométriques de la source et de Lavalette, ainsi que les données météorologiques horaires issues de la station de Prades-le-Lez, ont été exploitées sur la même période que les mesures de suivi réalisées par le BRGM afin de permettre des comparaisons et d'étudier d'éventuelles influences.

Tout d'abord, les principales statistiques descriptives ainsi que leurs représentations graphiques sous forme de boîtes à moustaches des données météorologiques de la station de Prades-le-Lez (température de l'air, du point de rosée, vitesse du vent et radiation solaire) sont répertoriées respectivement dans le Tableau 4.13 ainsi que dans la Figure 4.24.

	T_a (°C)	T_d (°C)	wnd (m/s)	slr (W/m²)
Min	-9,2	-14,5	0,0	0
Q1	3,7	-2,5	0,8	0
Moyenne	7,6	3,4	1,9	66
Médiane	8,8	3,6	1,6	0
Q3	12,4	9,8	2,7	75
Max	21,2	16,3	9,3	472
Écart-type	6,4	7,1	1,4	120

Table 4.13 – Statistiques principales de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent et de la radiation solaire à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

Ces données climatiques vont être comparées aux données météorologiques journalières analysées précédemment dans la Sous-section 4.1.1. Pour rappel, les données horaires présentent des valeurs moyennes très proches de celles obtenues à partir des données journalières. En revanche, les valeurs minimales et maximales diffèrent davantage en raison de l'effet de lissage induit par la moyenne journalière, alors que les données horaires permettent de mieux prendre en compte les variations entre le jour et la nuit.

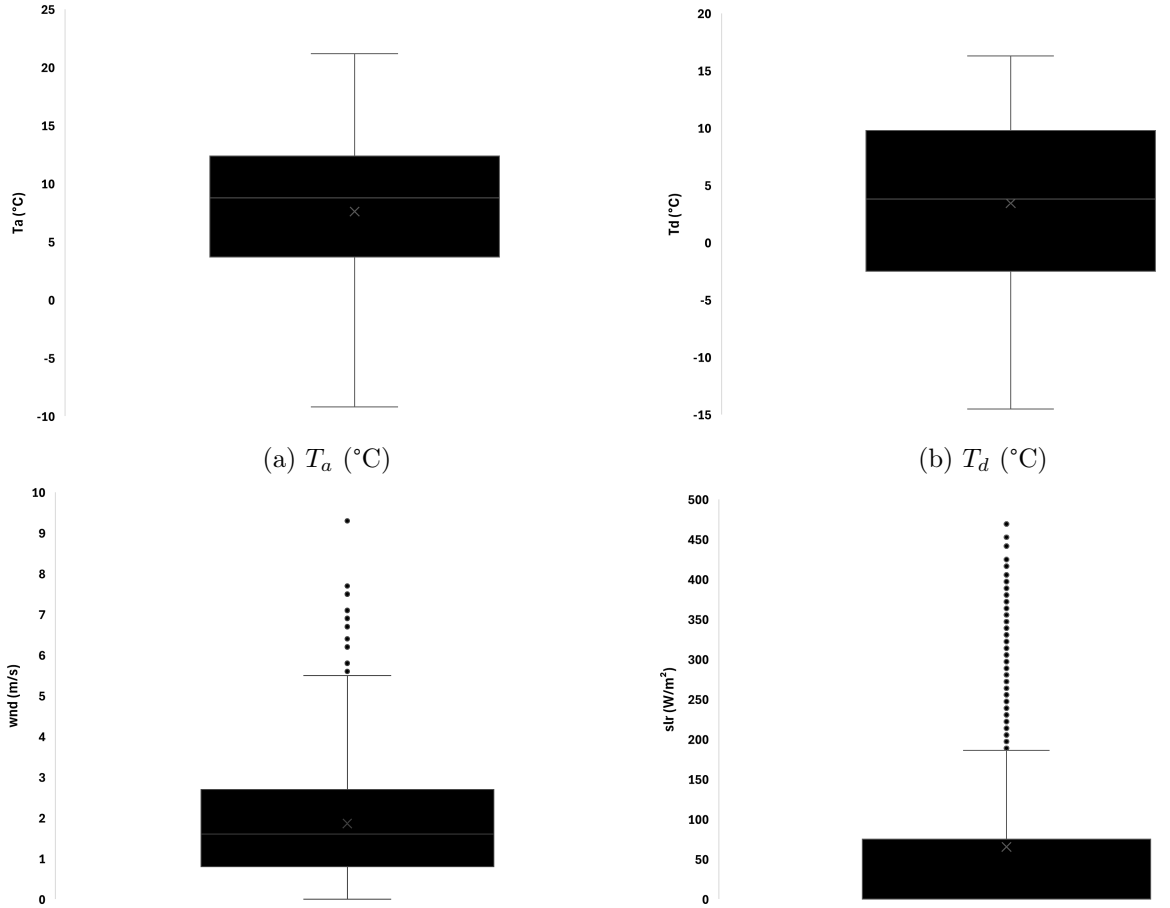
Il convient également de noter que les statistiques établies sur les données journalières portaient sur les 26 dernières années complètes, tandis que les nouvelles données horaires couvrent uniquement la période allant du 11 novembre 2025 au 14 janvier 2026.

Concernant les données horaires de température de l'air, l'ensemble des valeurs observées est logiquement plus faible que celles issues des analyses précédentes, en raison du caractère automnal-hivernal de la période étudiée. Celle-ci apparaît toutefois particulièrement froide, correspondant à la deuxième période automne-hiver la plus froide de la dernière décennie après celle de 2024-2025. La température du point de rosée suit également la même tendance.

La température de l'air présente une moyenne de 7,6°C et une médiane de 8,8°C, tandis que la température du point de rosée affiche une moyenne de 3,4°C et une médiane de 3,6°C. L'écart entre moyenne et médiane pour la température de l'air traduit une légère asymétrie négative de la distribution, contrairement à la température du point de rosée dont la distribution apparaît plus symétrique. Les minima très prononcés atteignent respectivement -9,2°C et -14,5°C.

Les données de vitesse du vent sont, quant à elles, très proches des statistiques établies précédemment, avec une moyenne de 1,9 m/s, une médiane de 1,6 m/s et des rafales atteignant jusqu'à 9,3 m/s.

L'interprétation des données de rayonnement solaire doit cependant être réalisée avec davantage de précaution. Bien que la moyenne reflète des conditions moins ensoleillées, les statistiques des données horaires sont fortement influencées par les périodes nocturnes, qui introduisent de nombreuses valeurs nulles et tirent la distribution vers le bas. Cela se traduit par une asymétrie positive marquée (FIGURE 4.24d). À l'inverse, les valeurs maximales enregistrées en journée sont plus élevées dans les données horaires que dans les données journalières, ces dernières étant atténuées par l'effet de lissage sur 24 heures.



(a) T_a (°C)

(b) T_d (°C)

(c) *wnd* (m/s)

(d) *slr* (W/m^2)

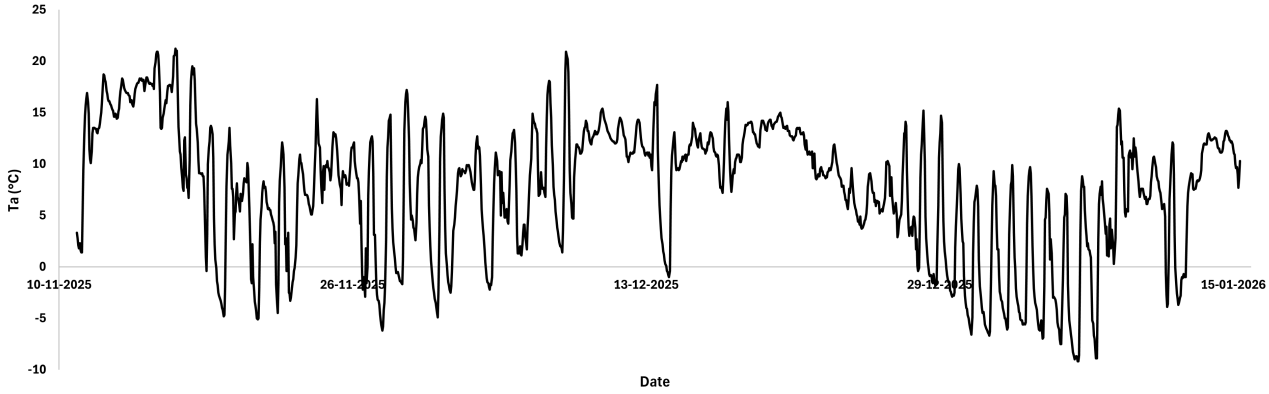
FIGURE 4.24 – Boîtes à moustaches de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

L'évolution de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent et de la radiation solaire à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données est affichée à la FIGURE 4.25.

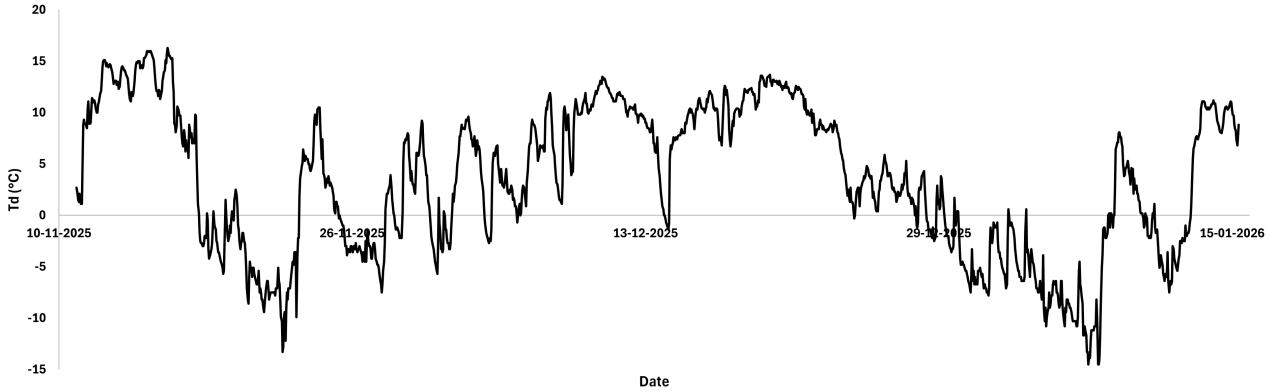
Les courbes de température de l'air et de température du point de rosée révèlent des évolutions similaires, caractérisées par de fortes oscillations au cours du temps. Deux épisodes particulièrement froids se distinguent nettement : le premier entre la fin novembre 2025 et le début décembre 2025, et le second entre la fin décembre 2025 et le début janvier 2026. Cette seconde période froide apparaît plus durable et plus stable, tandis que la première montre des variations plus marquées.

L'évolution de la vitesse du vent est globalement plus stable, bien qu'un pic notable apparaisse à la fin de la

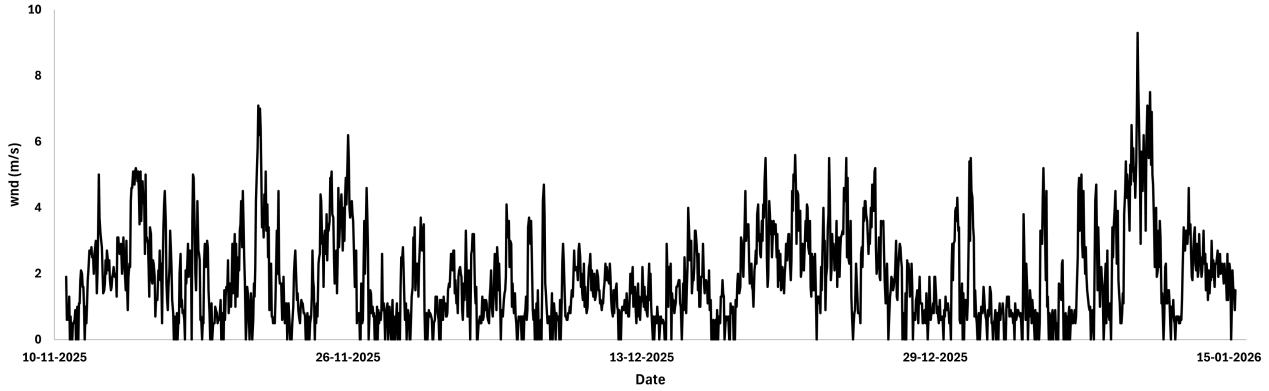
période étudiée. Le rayonnement solaire montre également une relative stabilité, à l'exception de périodes situées vers la mi-décembre et la mi-janvier, caractérisées par des valeurs plus faibles correspondant probablement à des journées davantage couvertes.



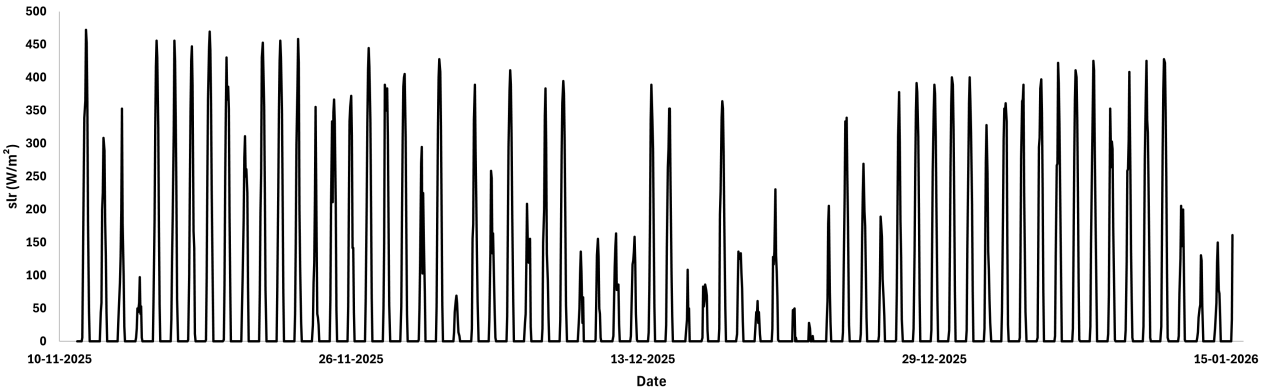
(a) T_a (°C)



(b) T_d (°C)



(c) *wnd* (m/s)



(d) *slr* (W/m^2)

FIGURE 4.25 – Évolution de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

Connaissant les conditions météorologiques durant cette première période de collecte, les statistiques principales ainsi que les boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez et de l'oxygène dissous des sondes HOBO du BRGM sont listées respectivement dans les Tableaux 4.14 et 4.15a ainsi que dans les Figures 4.26 et 4.27a. De même, les statistiques des débits moyens horaires enregistrés aux stations hydrométriques de la source et de Lavalette sont reprises dans le Tableau 4.15b et la Figure 4.27b.

Contrairement aux résultats des campagnes estivales de 2016, 2018 et 2020 effectuées par l'EPTB Lez, l'analyse des chroniques de température de l'eau collectées par le BRGM révèle une dynamique thermique du Lez radicalement différente entre novembre 2025 et janvier 2026. Alors qu'en période estivale la température de l'eau augmente progressivement vers l'aval, un gradient inverse de refroidissement progressif et relativement linéaire est ici observé depuis l'amont.

La température moyenne décroît continuellement le long du cours d'eau, passant de 15,4°C à la station Aqueduc, située au plus près de la source karstique, à 12,5°C à Lavalette. La même tendance est constatée pour les médianes, qui diminuent de 15,4°C à 12,6°C. De manière générale, les moyennes restent légèrement inférieures aux médianes pour l'ensemble des capteurs, en raison des deux épisodes extrêmement froids ayant ponctuellement abaissé les températures.

Cette inversion du profil thermique s'explique par la saison hivernale : les sondes en amont conservent une forte inertie thermique liée à l'origine souterraine de l'eau, tandis que les secteurs aval sont davantage soumis au refroidissement de l'air ambiant.

L'évolution des températures minimales confirme cette tendance. Alors que le minimum à Aqueduc reste relativement élevé avec 12,6°C, les minima diminuent progressivement vers l'aval jusqu'à atteindre 8,6°C à la station des Tilleuls, avant de se stabiliser autour de 9,0°C à Moulin_Boudet et Lavalette. À l'inverse, les températures maximales demeurent relativement proches de 17°C sur la majorité du tronçon, avant une légère diminution aux capteurs les plus en aval, avec 15,9°C à Moulin_Boudet et 16,2°C à Lavalette.

	Min	Q1	Moyenne	Médiane	Q3	Max	Écart-type
Aqueduc	12,6	15,2	15,4	15,4	15,9	17,3	0,8
Grange_pins	11,2	14,5	14,9	15,2	15,7	17,2	1,2
Amont_Lirou	10,6	14,1	14,7	15,1	15,6	17,2	1,4
Aval_Lirou	10,5	13,6	14,3	14,5	15,3	17,1	1,4
CLB	9,6	12,6	13,7	14,1	14,8	17,0	1,7
Tilleuls	8,6	11,5	13,1	13,6	14,4	17,0	2,0
Moulin_Boudet	9,0	11,1	12,7	13,1	14,0	15,9	1,8
Lavalette	9,0	10,8	12,5	12,6	14,0	16,2	1,9

Table 4.14 – Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

Enfin, une augmentation nette de la variabilité thermique est observée vers l'aval. La sonde Aqueduc apparaît comme la plus stable, avec un écart-type de seulement 0,8°C, traduisant un milieu fortement tamponné par l'influence karstique de la source. Cette variabilité augmente progressivement en descendant le linéaire, atteignant 2,0°C aux Tilleuls, 1,8°C à Moulin_Boudet et 1,9°C à Lavalette.

Si cette plus faible variabilité à Moulin_Boudet apparaît plus surprenante et sera discutée ultérieurement, celle mesurée à Lavalette pourrait s'expliquer par l'impact des apports d'eau du Rhône situés au-delà de la zone étudiée, qui exerceraient également un effet tampon sur la température de l'eau en période d'étiage.

Par ailleurs, la forte variabilité enregistrée au niveau des Tilleuls pourrait être influencée par les rejets de la station d'épuration de Rouargues implantée juste en amont, dont les effluents, avec un débit d'environ 100 m^3/h, se déversent dans le Lez via le fossé des Rouargues et peuvent localement modifier les mesures de température de la sonde des Tilleuls (Commune de Saint-Clément-de-Rivière, 2017b).

Plus globalement, cette instabilité thermique croissante traduit une sensibilité accrue des stations en aval aux conditions météorologiques hivernales, illustrant la perte progressive de l'influence régulatrice de la source karstique au profit des conditions climatiques locales.

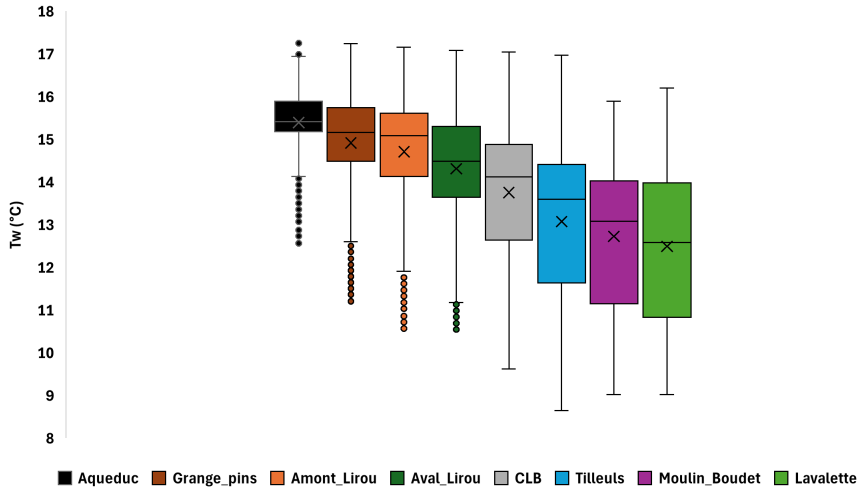


FIGURE 4.26 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

Ensuite, l'étude des données d'oxygène dissous recueillies par le BRGM met en exergue un comportement nettement plus stable que celui observé lors des campagnes estivales, tout en conservant une différenciation entre l'amont et l'aval du fleuve Lez. Dans l'ensemble, les résultats traduisent ainsi un milieu plus équilibré en période hivernale, avec une légère augmentation de l'oxygénation vers l'aval.

Dès lors, la concentration moyenne en oxygène dissous entre les deux stations, passe de 8,35 mg/l à Grange_pins à 8,87 mg/l à la station CLB. Cette tendance se retrouve également pour les valeurs maximales, avec un pic de 11,74 mg/l à CLB contre 10,52 mg/l en amont. Cette hausse peut s'expliquer par le refroidissement progressif de l'eau vers l'aval constaté durant cette période, l'eau froide ayant une meilleure capacité de dissolution de l'oxygène, ainsi que par un brassage physique du cours d'eau.

Cependant, le capteur CLB exhibe un écart-type plus élevé que Grange_pins (0,95 contre 0,61). Il enregistre paradoxalement le minimum le plus faible de la campagne avec 5,12 mg/l, tandis que Grange_pins ne descend pas sous 6,93 mg/l. Ces résultats suggèrent une réactivité biologique et/ou physique plus marquée dans les secteurs en aval. Comme pour la température de l'eau, cela confirme une plus grande sensibilité des zones en aval aux variations du milieu, y compris en période hivernale.

En comparaison avec les résultats obtenus durant l'été 2020, les données hivernales illustrent clairement le ralentissement de l'activité biologique. Les pics extrêmes de sursaturation en oxygène ainsi que les épisodes critiques proches de l'anoxie recensés ne sont plus présents. Le fonctionnement du système apparaît ici principalement contrôlé par des processus physiques liés à la saison froide, tels que le refroidissement de l'eau et le brassage hydrodynamique, contrairement au régime estival davantage dominé par les processus biologiques. Les concentrations en oxygène dissous demeurent ainsi dans des gammes compatibles avec un état écologique plus sain et sans manifestation aiguë d'eutrophisation.

	Grange_pins	**CLB**
Min	6,93	5,12
Q1	7,91	8,36
Moyenne	8,35	8,87
Médiane	8,41	9,15
Q3	8,63	9,48
Max	10,52	11,74
Écart-type	0,61	0,95

(a) OD (mg/l)

	Source	**Lavalette**
Min	166	490
Q1	233	692
Moyenne	1 819	7 735
Médiane	351	1 035
Q3	2 390	5 210
Max	14 300	217 000
Écart-type	2 396	19 229

(b) Q_{moy} (l/s)

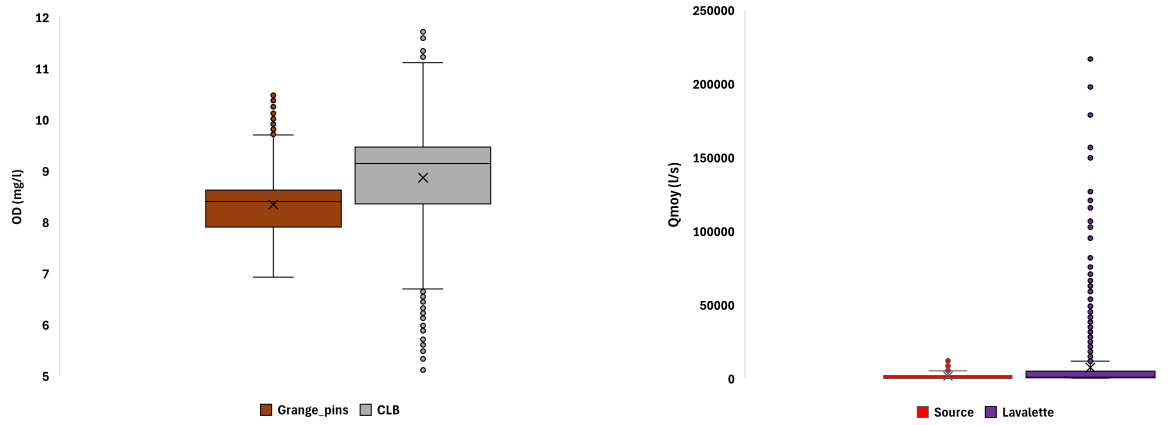
TABLE 4.15 – Comparaison des statistiques principales de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO du BRGM (a) et du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b) durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

L'analyse des débits moyens horaires entre novembre 2025 et janvier 2026 révèle une activité hydrologique nettement plus intense que celle décelée en moyenne sur la période historique 2000-2025, tout en confirmant la forte disparité entre les stations hydrométriques de la source et de Lavalette.

Durant cette période, le débit moyen enregistré à Lavalette atteint 7 735 l/s, soit près de quatre fois la moyenne historique de la station (1 992 l/s). À la source, le débit moyen s'élève à 1 819 l/s, soit environ le double de sa valeur habituelle. Cette augmentation généralisée des volumes d'eau s'accompagne encore une fois d'une distribution fortement asymétrique. À Lavalette, la moyenne est ainsi environ sept fois supérieure à la médiane (1 035 l/s), tandis qu'à la Source elle est presque six fois plus élevée que la médiane (351 l/s). Cela indique que la période de suivi a été marquée par, au moins, un épisode de crue soudain et intense plutôt que par un maintien durable de débits élevés.

Le contraste entre l'amont et l'aval apparaît particulièrement marqué lors des extrêmes hauts. Alors que la station de la source atteint un débit maximal de 14 300 l/s, celle de Lavalette culmine à 217 000 l/s, illustrant la capacité du bassin versant aval à concentrer des volumes d'eau considérables. Cette dynamique résulte notamment des apports du Lirou, cours d'eau intermittent, ainsi que de l'ensemble des petits ruisseaux rejoignant le Lez.

Globalement, la période se caractérise donc par des apports en eau largement supérieurs à la normale, mais répartis de manière très irrégulière dans le temps. Ces statistiques reflètent probablement le passage de conditions proches du débit d'étiage à la crue importante du 22 décembre 2025 observée précédemment, laquelle constitue, pour rappel, la première crue biennale détectée sur le Lez depuis une dizaine d'années.



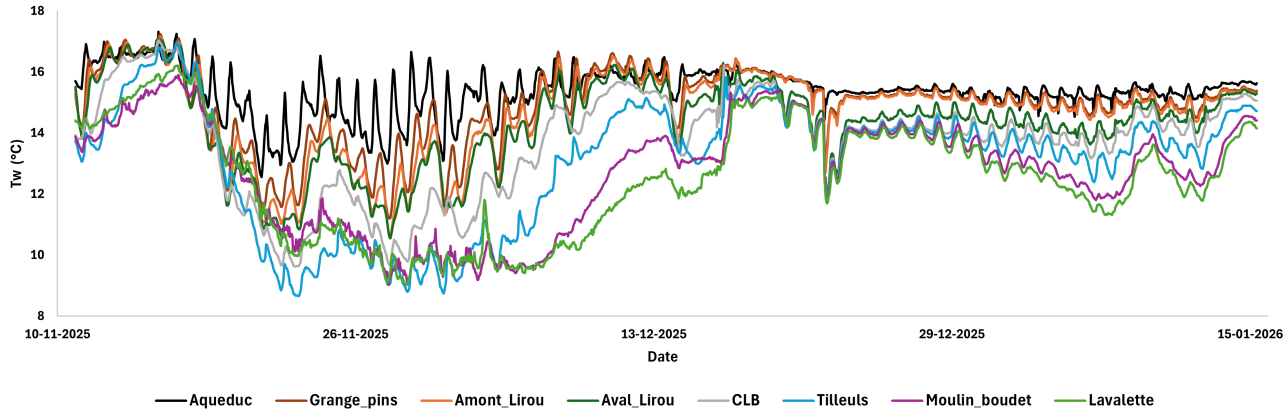
(a) OD (mg/l) (b) Q_{moy} (l/s)

FIGURE 4.27 – Comparaison des boîtes à moustaches de l'oxygène dissous entre les sondes HOBO du BRGM (a) et du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b) durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

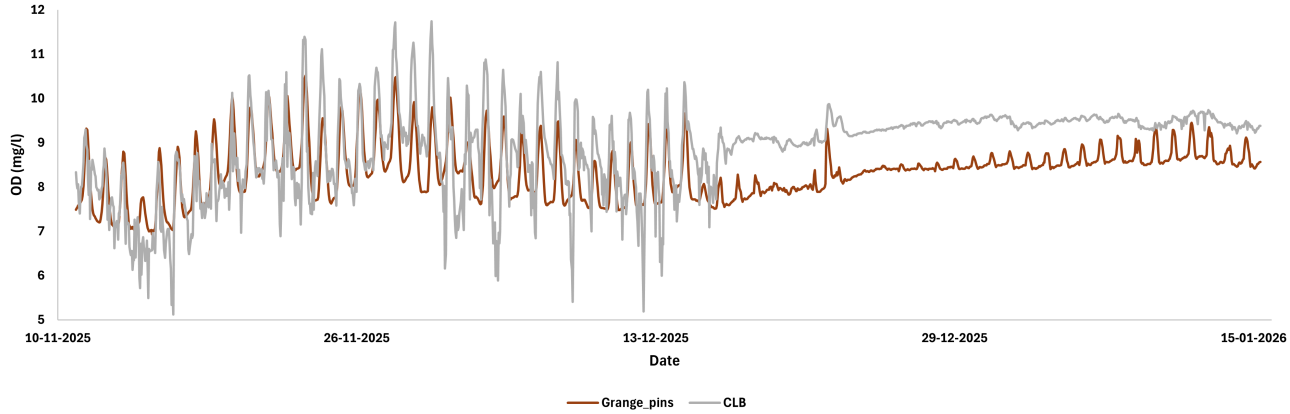
L'évolution de la température de l'eau du Lez et de l'oxygène dissous, ainsi que les débits moyens selon les différentes stations de mesures en lien avec les précipitations enregistrées à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données est affichée à la FIGURE 4.28.

Tout d'abord, la FIGURE 4.28d met en évidence que la période des pluies automnales intenses n'était pas encore terminée. Deux épisodes principaux peuvent être distingués : un premier épisode, bref, autour du 2 décembre 2025, puis un second épisode beaucoup plus marqué, s'étendant sur une dizaine de jours après la mi-décembre, avec une intensité maximale atteignant près de 25 mm de précipitations en une heure.

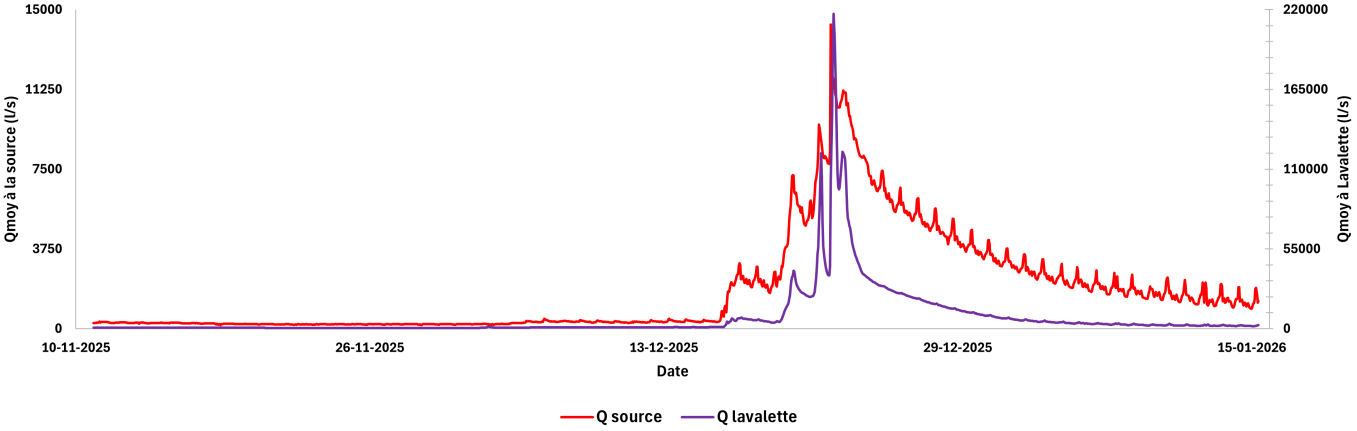
Ces précipitations importantes sur le bassin du Lez ont provoqué une remontée du niveau piézométrique de l'aquifère (FIGURE 4.29). Le premier épisode pluvieux entraîne ainsi une hausse rapide d'environ 10 m, le niveau passant approximativement de 53 à 63 m NGF. Le second épisode, pourtant plus intense, n'élève le niveau piézométrique que d'environ 5 m supplémentaires, dépassant les 65 m NGF, correspondant au niveau de la vasque de la source du Lez.



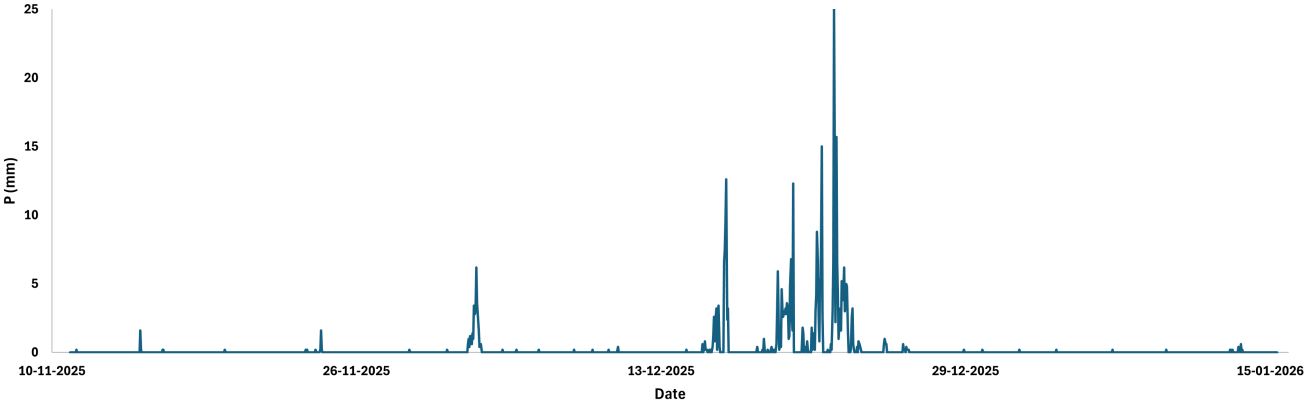
(a) T_w (°C)



(b) OD (mg/l)



(c) Q_{moy} (l/s)



(d) P (mm)

FIGURE 4.28 – Évolution de la température de l'eau du Lez (a) et de l'oxygène dissous (b) aux sondes HOBO du BRGM, du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (c), ainsi que des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez (d) durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

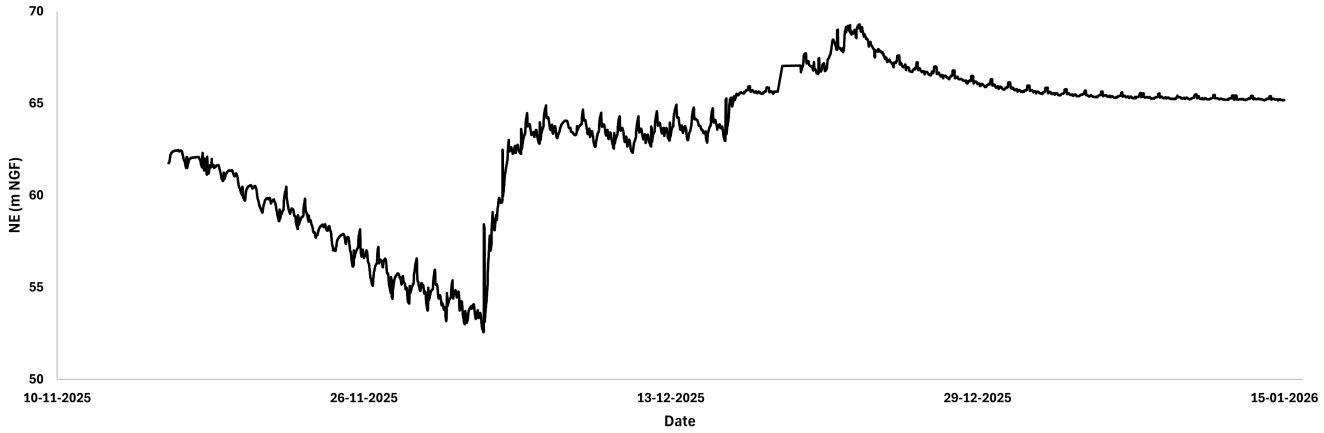


FIGURE 4.29 – Évolution du niveau piézométrique à la source du Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

Étant donné que l'aquifère était déjà proche de la saturation lors du second épisode, le karst ne joue plus pleinement son rôle d'écrêteur de crue. Une fois les terrains karstiques saturés, les précipitations alimentent directement les écoulements de surface et participent davantage à l'amplification des débits du fleuve. Le refus d'infiltration vers l'aquifère, les circulations rapides au sein des conduits karstiques ainsi que les transferts de pression au niveau des sources et résurgences de trop-plein contribuent alors fortement à l'augmentation des écoulements vers l'aval.

Ces épisodes pluvieux entraînent également une réactivation rapide des sources temporaires de l'hydrosystème du Lez, notamment celle du Lirou. La FIGURE 4.30 montre en effet que le débit du Lirou est nul en période normale, ce cours d'eau étant intermittent. Le premier épisode pluvieux réactive la source du Lirou de manière limitée, tant en durée qu'en intensité. En revanche, lors de la crue du 22 décembre 2025, la réactivation devient très importante, avec un débit de pointe atteignant environ 25 000 l/s.

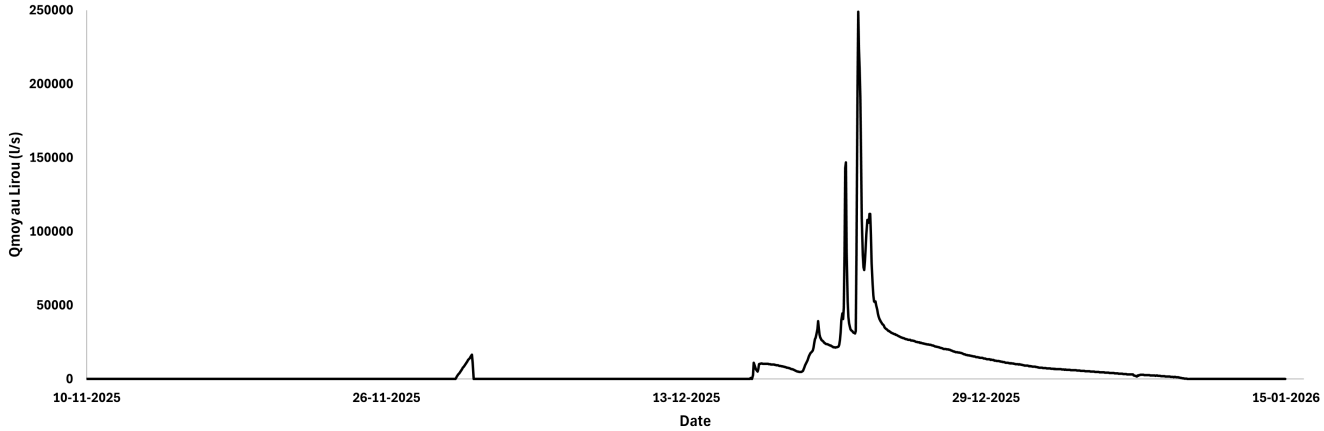


FIGURE 4.30 – Évolution du débit moyen à la station hydrométrique du Lirou durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

La crue du 22 décembre 2025 apparaît très nettement à la FIGURE 4.28c, avec une augmentation brutale du débit moyen aux stations hydrométriques de la source et de Lavalette sur le Lez.

Plusieurs éléments intéressants ressortent également de ce graphique. D'une part, au début de la période étudiée, les débits correspondent globalement à des conditions d'étiage. Une légère augmentation des débits est observable lors du bref épisode de pluie, surtout à Lavalette, mais celle-ci reste peu visible en raison de l'ampleur exceptionnelle du pic de crue du 22 décembre 2025, qui tend à écraser les autres variations sur la représentation graphique.

En outre, des varaiations marquées des débits moyens sont observées après la crue, principalement à la station de la source et de manière plus atténuée à Lavalette pour les mêmes raisons d'échelle graphique. Ces oscillations sont liées au pompage de l'aquifère du Lez. Les minima apparaissent notamment durant la nuit, période durant laquelle les pompages sont majoritairement réalisés, afin de bénéficier de coûts d'électricité plus faibles. Ces fluctuations sont également visibles sur le graphique représentant l'évolution du niveau piézométrique de l'aquifère du Lez au cours de la période étudiée (FIGURE 4.29).

La Figure 4.28a exhibe clairement le contraste de l'évolution de la température de l'eau du Lez entre la période d'étiage et celle de haut débit. Lors des conditions d'étiage, la température de l'eau montre des oscillations importantes, fortement influencées par les variations de la température de l'air. À l'inverse, à la suite de la crue du 22 décembre 2025, l'influence de la température de l'air sur celle de l'eau devient moins prononcée et les oscillations thermiques apparaissent davantage lissées.

Deux épisodes de refroidissement marqués de la température de l'eau coïncident avec les deux périodes atmosphériques froides identifiées précédemment (Figure A.9). Le second refroidissement apparaît toutefois moins accentué, en raison du volume d'eau plus important présent dans le fleuve.

Sur l'ensemble de la période étudiée, les températures de l'eau tendent progressivement à converger vers la température de l'air de l'amont vers l'aval. Cependant, cette tendance est moins visible pour les deux stations les plus en aval lors du premier épisode de grand froid en conditions d'étiage. Les courbes issues de ces sondes ne présentent pas les minima attendus au regard des autres capteurs et indiquent également un certain retard dans leur réponse thermique.

Pour la station de Lavalette, cette particularité s'explique par les apports d'eau du réseau BRL, susceptibles de modifier fortement la température du cours d'eau lorsque les soutiens d'étiage sont activés. Les mesures continues montrent d'ailleurs dès les premiers jours un comportement thermique atypique par rapport aux autres stations. Concernant Moulin_Boudet, une certaine inertie thermique semble intervenir sur ce capteur. Celle-ci pourrait être liée à la morphologie du secteur, caractérisé par un volume d'eau important et une vitesse d'écoulement nulle enregistrée au niveau de la sonde.

La crue du 22 décembre 2025 se traduit également par un refroidissement des eaux sur toutes les sondes, en particulier aval. Cette baisse de température s'explique à la fois par l'activation de la source temporaire du Lirou, apportant des eaux plus froides que celle du Lez, ainsi que par les apports directs des eaux de pluie plus fraiches. Parallèlement, la turbidité des eaux du Lez augmente fortement en raison de la remobilisation des sédiments accumulés sous l'effet des écoulements violents de la crue (Figure A.10).

Enfin, une différence marquée apparaît entre les stations situées en amont et en aval du Lirou avant et après la crue. En conditions de faibles débits, les courbes de température restent relativement proches. En revanche, lors des hauts débits, une séparation nette des courbes est observée, traduisant l'apport d'eaux plus froides provenant du Lirou à l'aval de la confluence avec le Lez.

Pour finir, la Figure 4.28b représentant l'évolution de l'oxygène dissous sur la période étudiée met clairement en évidence des variations plus marquées à la sonde aval de CLB qu'au capteur amont de Grange_pins. À la suite de la crue du 22 décembre 2025, les débits élevés tendent à lisser les fluctuations des concentrations en oxygène dissous. Malgré cela, la station CLB conserve des teneurs en oxygène dissous globalement plus élevées que celles observées à Grange_pins.

De plus, en comparaison avec l'évolution de la température de l'eau, ce graphique souligne le processus physique selon lequel l'eau froide possède une meilleure capacité de dissolution de l'oxygène. Une corrélation inverse apparaît ainsi entre la température de l'eau et la concentration en oxygène dissous : les deux périodes les plus froides correspondent globalement aux concentrations en oxygène dissous les plus élevées enregistrées aux deux sondes HOBO-T-O2.

Dans un deuxième temps, les principales statistiques descriptives (Tableau 4.16) et les boîtes à moustaches (Figure 4.31) des données météorologiques sur la période élargie de novembre 2025 à avril 2026 mettent l'accent sur une évolution nette des conditions climatiques par rapport à la première phase de l'étude. Cette évolution traduit peu à peu le passage de l'hiver vers le printemps, caractérisé par un réchauffement global des conditions atmosphériques sur l'ensemble de la période.

La température moyenne de l'air augmente d'environ 1°C, passant de 7,6°C à 8,7°C, tandis que celle du point de rosée progresse de 3,4°C à 4,2°C. Les valeurs médianes évoluent dans le même sens, avec une hausse de 8,8°C à 9,6°C pour la température de l'air et de 3,6°C à 5,0°C pour le point de rosée.

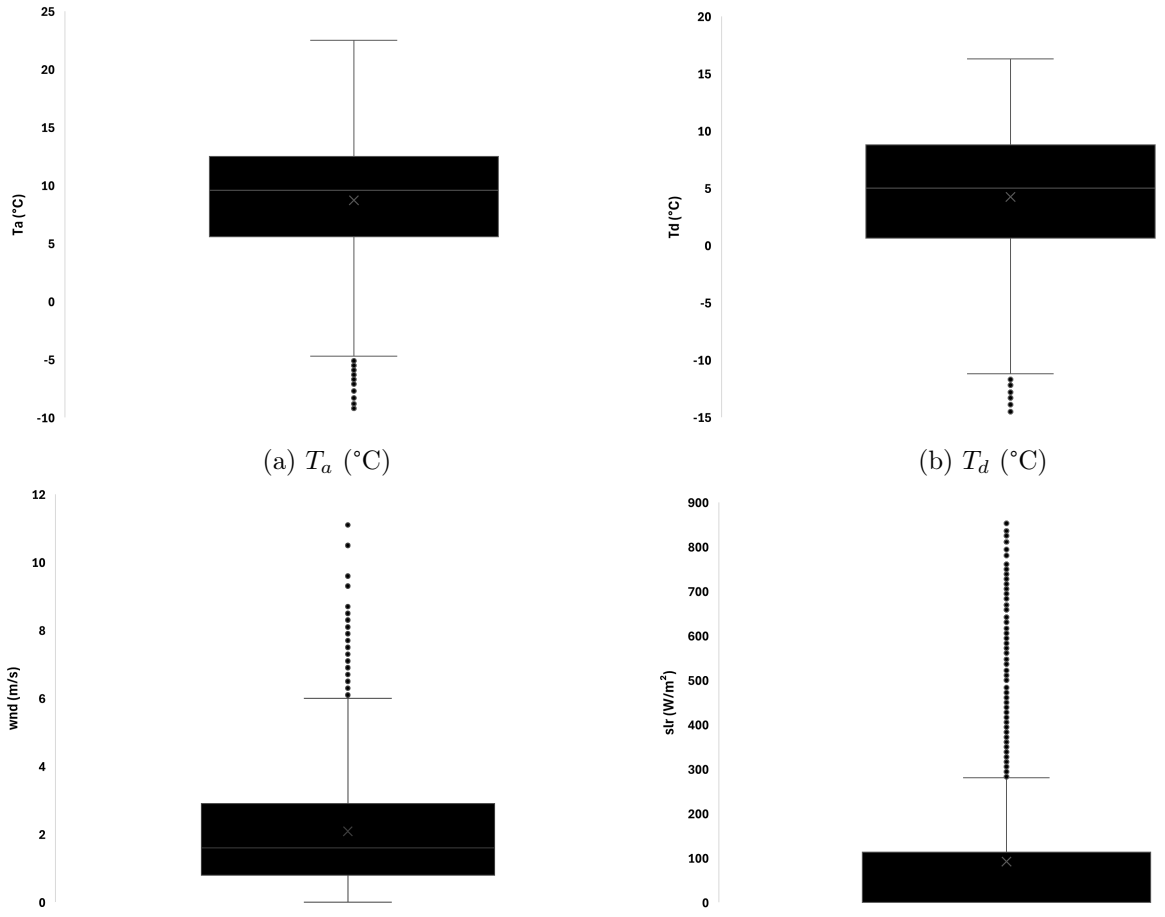
Si la température minimale de l'air reste identique à -9,2°C, indiquant que les épisodes les plus froids se sont produits durant la première phase de collecte des données, la température maximale atteint désormais 22,5°C contre 21,2°C auparavant, témoignant de conditions printanières plus douces en fin de période.

	T_a (°C)	T_d (°C)	wnd (m/s)	slr (W/m²)
Min	-9,2	-14,5	0,0	0
Q1	5,6	0,8	0,8	0
Moyenne	8,7	4,2	2,1	93
Médiane	9,6	5,0	1,6	0
Q3	12,5	8,8	2,9	112
Max	22,5	16,3	11,1	853
Écart-type	5,6	5,8	1,8	169

TABLE 4.16 – Statistiques principales de la température de l'air, du point de rosée, de la vitesse du vent et de la radiation solaire à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

Cette évolution saisonnière s'accompagne également d'une diminution de la variabilité thermique. L'écart-type de la température de l'air diminue de 6,4 à 5,6°C, tandis que celui de la température du point de rosée passe de 7,1 à 5,8°C. Ces résultats suggèrent des conditions thermiques plus stables et une diminution de la fréquence de chocs froids extrêmes en fin de période.

Concernant le vent, les modifications restent relativement limitées. Les vitesses deviennent toutefois légèrement plus élevées et plus variables, avec une moyenne passant de 1,9 à 2,1 m/s et des rafales maximales atteignant désormais 11,1 m/s contre 9,3 m/s précédemment. Cette évolution se répercute par une augmentation de l'écart-type, de 1,4 à 1,8 m/s.



(a) T_a (°C)

(b) T_d (°C)

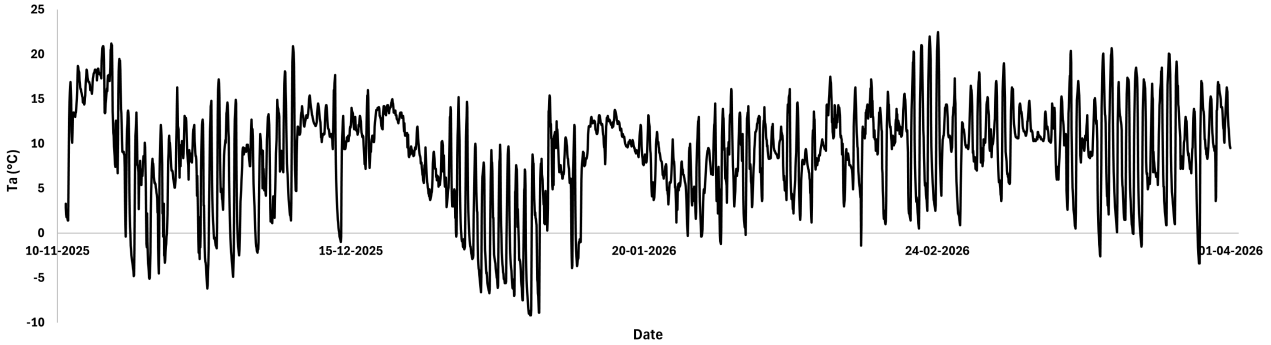
(c) wnd (m/s)

(d) slr (W/m²)

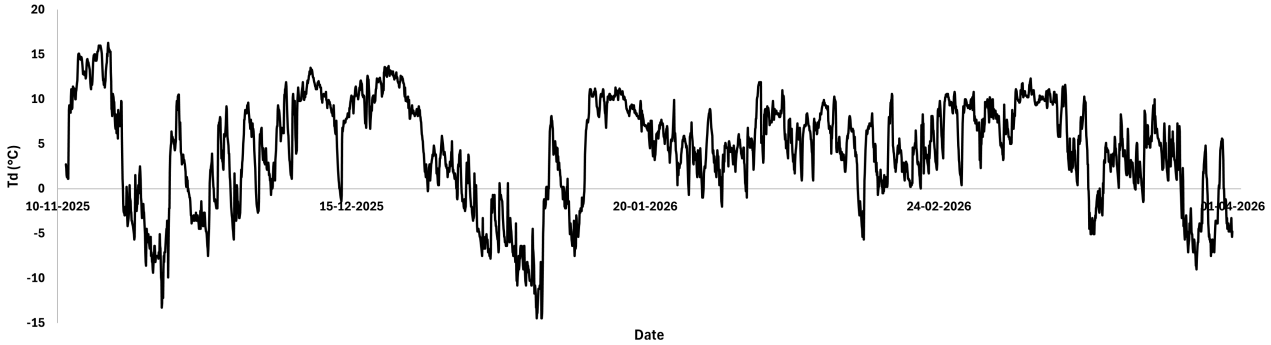
FIGURE 4.31 – Boîtes à moustaches de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

Le changement le plus spectaculaire concerne cependant le rayonnement solaire. La radiation solaire maximale augmente fortement, passant de 472 W/m² à 853 W/m², tandis que la moyenne progresse de 66 à 93 W/m². Cette augmentation importante de l'ensoleillement illustre la transition progressive vers le printemps. La hausse de l'énergie solaire disponible contribue directement au réchauffement observé et favorise également la reprise de l'activité photosynthétique au sein des milieux aquatiques du Lez.

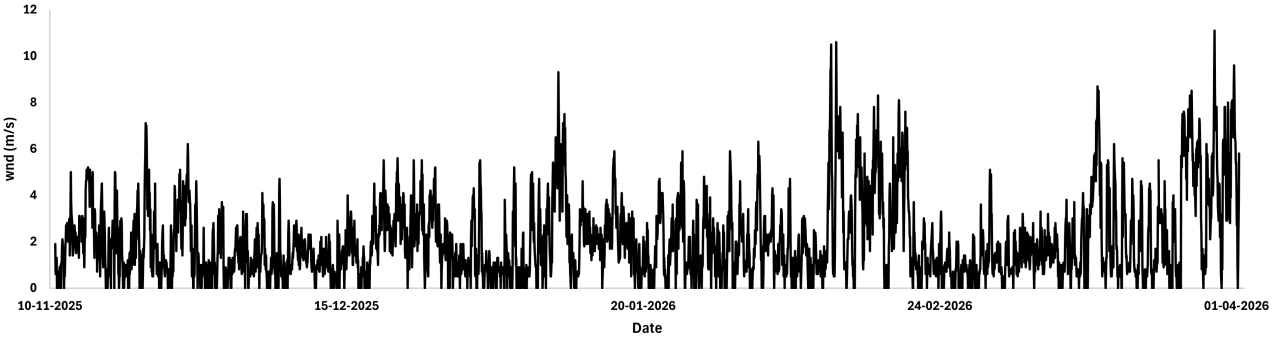
Graphiquement, la FIGURE 4.32 illustre manifestement qu'après la première période de collecte des données, l'ensoleillement devient plus important, accompagné de températures globalement plus élevées et plus stables. Parallèlement, les rafales de vent apparaissent plus marquées, mais de manière irrégulière.



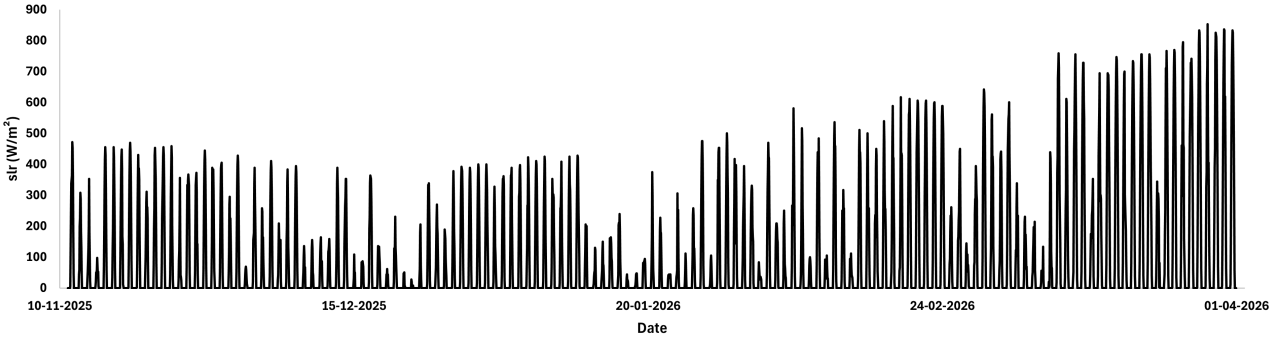
(a) T_a (°C)



(b) T_d (°C)



(c) *wnd* (m/s)



(d) *slr* (W/m²)

FIGURE 4.32 – Évolution de la température de l'air (a), du point de rosée (b), de la vitesse du vent (c) et de la radiation solaire (d) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

Les statistiques principales ainsi que les boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez des sondes HOBO du BRGM, ainsi que des débits moyens aux stations hydrométriques de la source et de Lavalette, sont répertoriées respectivement dans les Tableaux 4.17 et 4.18 ainsi que dans les Figures 4.33a et 4.33b. Contrairement à la première période de collecte de données, les chroniques de température de l'eau et de concentration en oxygène dissous des stations Grange_pins et CLB ne sont pas disponibles, ces deux sondes étant, pour rappel, hors service durant la deuxième période de suivi.

	Min	Q1	Moyenne	Médiane	Q3	Max	Écart-type
Aqueduc	12,6	15,2	15,3	15,3	15,6	17,3	0,6
Amont_Lirou	10,6	14,9	14,9	15,1	15,3	17,2	1,0
Aval_Lirou	10,5	14,4	14,6	14,8	15,2	17,1	1,1
Tilleuls	8,6	13,6	13,8	14,2	14,8	17,0	1,6
Moulin_Boudet	9,0	13,1	13,6	14,0	14,5	15,9	1,5
Lavalette	9,0	12,7	13,3	13,9	14,3	16,2	1,5

Table 4.17 – Comparaison des statistiques principales de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

Les conditions météorologiques plus douces et régulières à partir de févier 2026 se traduisent directement dans les mesures de température de l'eau aux différentes sondes du Lez. Les statistiques descriptives (Q1, moyenne, médiane et Q3) sont globalement plus élevées que lors de la première phase de suivi, ce qui reflète le réchauffement progressif lié à la sortie du cœur de l'hiver. En revanche, les valeurs extrêmes (minima et maxima) restent globalement comparables à celles de la première période. L'écart-type diminue par ailleurs sur l'ensemble des capteurs, traduisant une plus grande stabilité thermique du système.

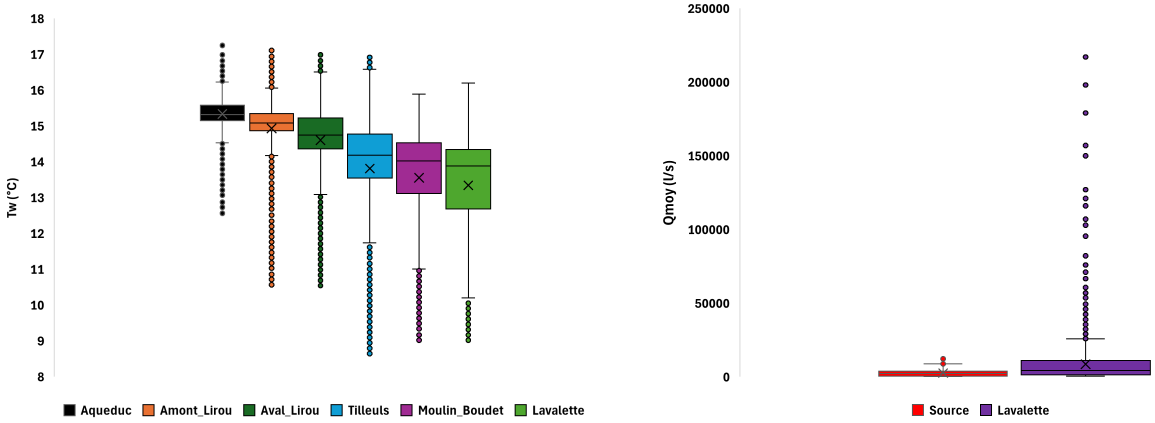
Cette stabilité s'explique à la fois par des conditions atmosphériques plus homogènes et par des débits encore importants dans le cours d'eau, qui limitent les amplitudes thermiques et atténuent les variations rapides de température de l'eau. Que ce soit à la station hydrométrique de la source ou à celle de Lavalette, les mêmes tendances sont constatées : des écarts-types plus faibles, des extrêmes inchangés, et des statistiques centrales (Q1, moyenne, médiane, Q3) globalement plus élevées.

	Source	Lavalette
Min	166	490
Q1	558	1 298
Moyenne	2 590	8 593
Médiane	2 240	4 280
Q3	3 880	11 100
Max	14 300	217 000
Écart-type	2 065	14 177

Table 4.18 – Comparaison des statistiques principales du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

Suite à la diminution de l'écart-type, les boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez aux différents capteurs apparaissent plus resserrées qu'au cours de la première période, où elles étaient nettement plus étendues. Dans ce contexte plus stable, les valeurs extrêmes (minima et maxima), associées aux fortes variations de la température de l'air en conditions d'étiage, se situent désormais plus fréquemment en dehors des moustaches de ces graphiques. Cela traduit une distribution plus compacte des valeurs centrales et une meilleure séparation entre le régime habituel et les épisodes thermiques exceptionnels.

Les boîtes à moustaches des différents débits ont, quant à elles, des distributions qui deviennent plus symétriques, révélant un régime hydrologique plus stable. À la source, la moyenne de 2 590 l/s est désormais proche de la médiane de 2 240 l/s, tandis qu'à Lavalette elle ne représente plus qu'environ deux fois la médiane, contre un facteur proche de sept lors de la première période. Cette évolution confirme un retour vers un régime d'écoulement plus régulier, tout en restant relativement bien soutenu.



(a) Q_{moy} (l/s) (b) Q_{moy} (l/s)

FIGURE 4.33 – Comparaison des boîtes à moustaches de la température de l'eau du Lez entre les sondes HOBO du BRGM (a) et du débit moyen horaire entre les stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b) durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

Pour finir, l'évolution de la température de l'eau du Lez aux sondes HOBO du BRGM, du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez, ainsi que des précipitations à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données, est représentée à la FIGURE 4.35.

Après l'épisode exceptionnel de précipitations ayant provoqué la crue biennale du 22 décembre 2025, plusieurs épisodes pluvieux de moindre intensité se sont succédés jusqu'au 1er avril (FIGURE 4.35c). Deux périodes principales peuvent être distinguées : la première, débutant juste après la première collecte de données autour du 15 janvier, s'étend sur environ un mois jusqu'à la mi-février et correspond à des précipitations globalement modérées ; la seconde, plus marquée, intervient aux alentours du 9 mars 2026.

Ces épisodes pluvieux ont entraîné une nouvelle augmentation des débits moyens enregistrés aux stations de la source et de Lavalette sur le Lez. La FIGURE 4.35b met ainsi en évidence la persistance du pic majeur du 22 décembre 2025, ainsi qu'un dernier pic de débit lié aux précipitations du mois de mars.

Entre ces deux événements principaux, le débit est rythmé par des hausses secondaires soudaines rattachées aux épisodes pluvieux moins intenses mais plus réguliers. Cette succession de variations dessine ainsi un profil hydrologique en dents de scie, caractéristique d'un régime influencé par des apports pluviométriques intermittents mais récurrents.

En outre, ces précipitations hivernales relativement abondantes ont permis de remonter à nouveau le niveau piézométrique de l'aquifère karstique du Lez jusqu'au niveau de la vasque de la source du Lez, réactivant ainsi l'écoulement de la source du Lirou durant ces deux périodes humides (FIGURE 4.34).

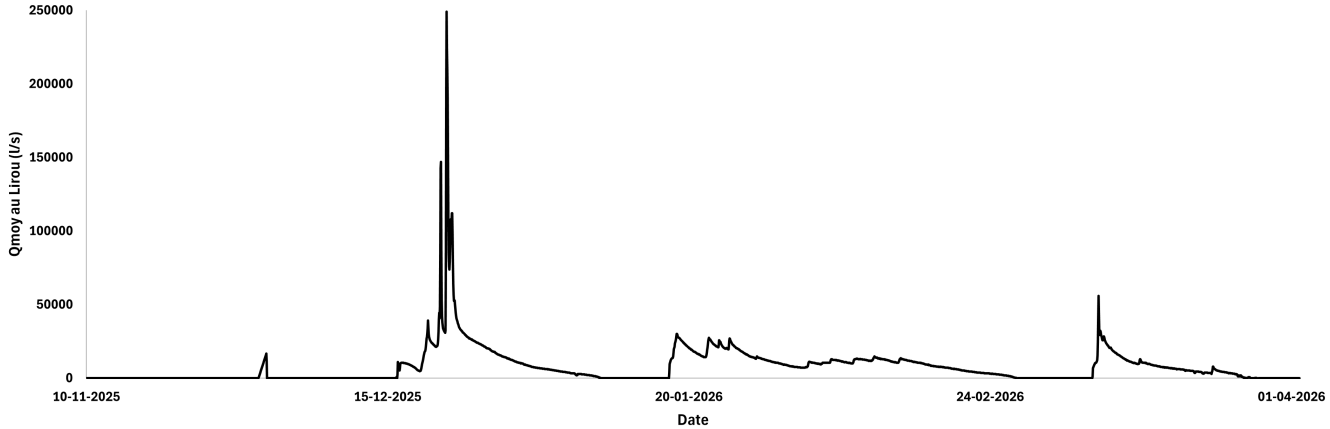
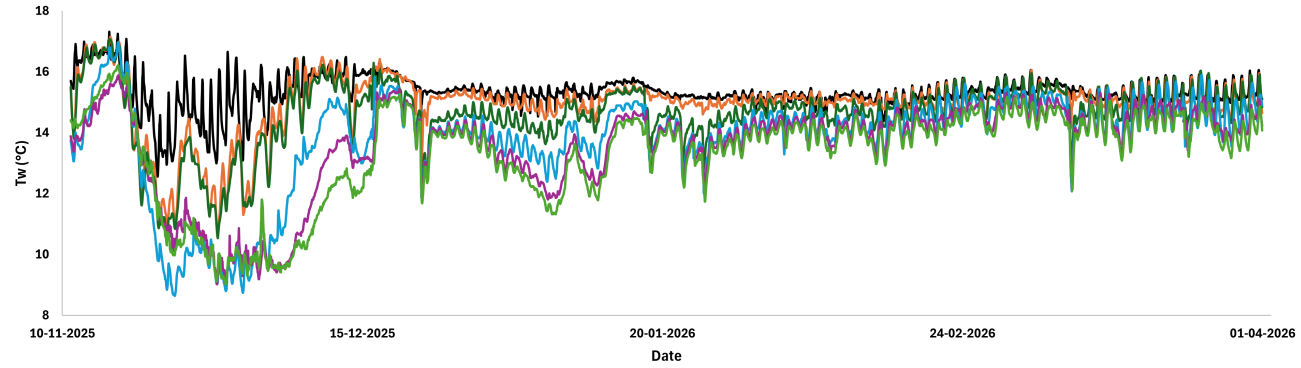
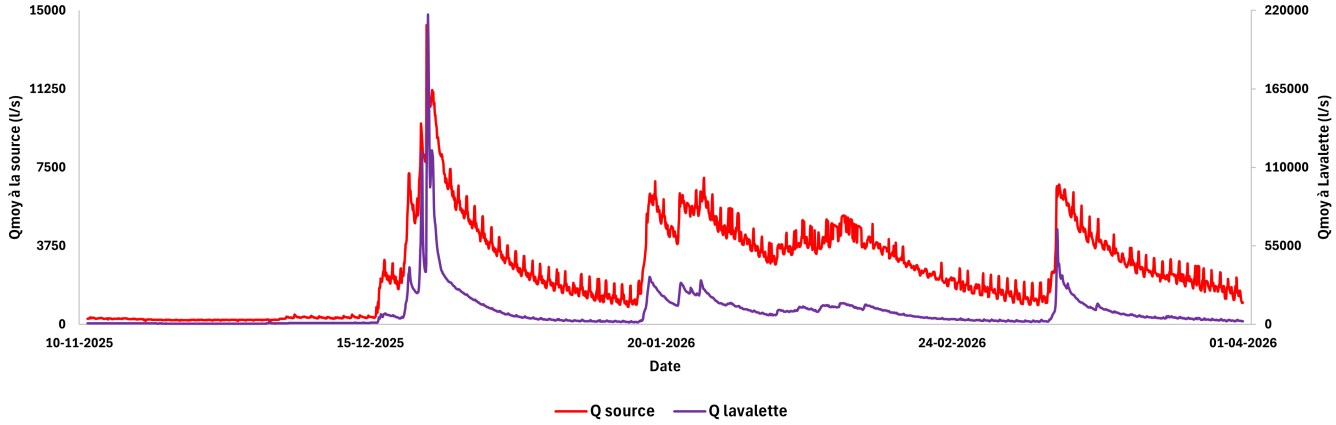


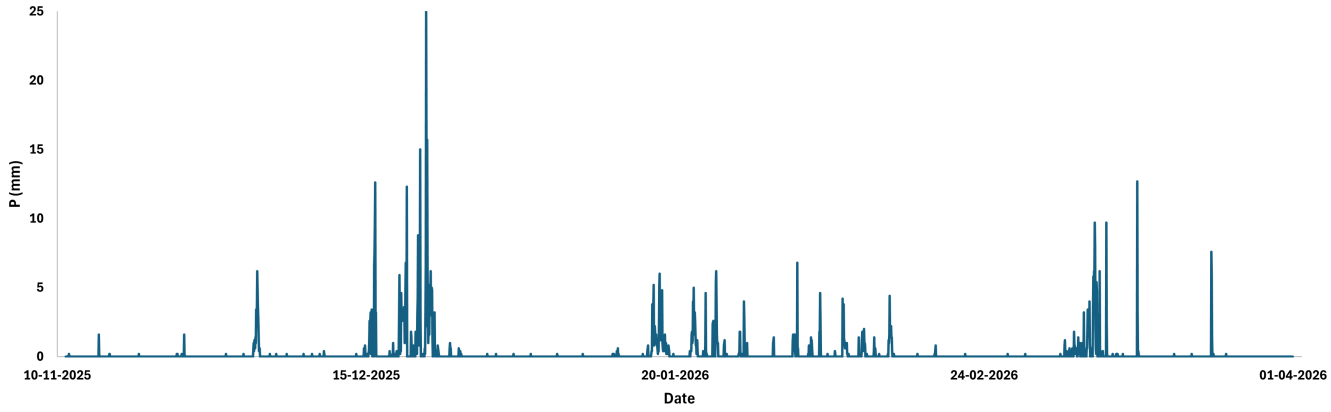
FIGURE 4.34 – Évolution du débit moyen à la station hydrométrique du Lirou durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)



(a) T_w (°C)



(b) Q_{moy} (l/s)



(c) P (mm)

FIGURE 4.35 – Évolution de la température de l'eau du Lez (a) aux sondes HOBO du BRGM, du débit moyen aux stations hydrométriques de la source du Lez à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (b), ainsi que des précipitations (c) à la station météorologique de Prades-le-Lez durant les deux périodes de collecte de données (novembre 2025 - avril 2026)

La FIGURE 4.35a illustre une nouvelle fois le contraste, très impressionnant, de l'évolution thermique de l'eau le long du fleuve Lez entre les conditions d'étiage et les périodes de débits plus élevés.

Lors des phases de baisse des débits, les courbes de température tendent à s'écarter, traduisant une influence plus marquée des conditions atmosphériques et des variations thermiques. À l'inverse, lorsque les débits augmentent, ces courbes se rapprochent, signe d'un système plus homogène et mieux brassé.

Lors des pics de crue, une chute de la température de l'eau est encore révélée, liée aux apports d'eaux de pluie plus froides ainsi qu'à la contribution des eaux issues du Lirou. Dans l'ensemble, une organisation thermique plus structurée et linéaire des sondes de l'amont vers l'aval est retrouvée, selon la séquence suivante : Aqueduc, Amont_Lirou, Aval_Lirou, Tilleuls, Moulin_Boudet et Lavalette sur le Lez.

4.3.3 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air

À partir des données de températures de l'eau du Lez enregistrées par les sondes HOBO du BRGM durant la première période de collecte, du 10 novembre 2025 au 15 janvier 2026, caractérisée par un débit majoritairement à l'étiage, et des températures de l'air correspondantes, l'évolution de la température de l'eau en fonction de celle de l'air est présentée à la Figure A.11 pour chacune des stations de mesure.

Cette approche permet de distinguer les sondes selon leur degré d'influence par les eaux souterraines ou par les conditions atmosphériques à l'aide d'une régression linéaire de la forme $T_w = \beta_1 T_a + \beta_0$.

Le coefficient directeur β_1 traduit la sensibilité de la température de l'eau aux variations atmosphériques : une faible pente caractérise un milieu fortement tamponné par les apports souterrains, tandis qu'une pente élevée reflète une emprise plus marquée des conditions météorologiques. L'ordonnée à l'origine β_0 constitue, quant à elle, un indicateur de l'influence thermique permanente de l'apport karstique, des valeurs élevées traduisant une contribution importante des eaux souterraines qui maintient une température de l'eau relativement stable, même lorsque la température de l'air diminue fortement.

L'analyse des différents graphiques met en avant deux comportements thermiques distincts, liés au régime hydrologique du Lez, bien que cette distinction tende à s'atténuer pour les capteurs les plus en aval. Lors des débits de base marqués par des points verts, les stations présentent une sensibilité modérée aux conditions atmosphériques et les pentes des régressions linéaires augmentent globalement de l'amont vers l'aval, indiquant un impact croissant de la température de l'air, sauf pour Moulin_Boudet et Lavalette.

À l'inverse, en période de débit post-crue, représentée par des points orange, les pentes deviennent très faibles et les ordonnées à l'origine élevées, traduisant un fort effet tampon associé aux apports massifs d'eaux souterraines issues de l'aquifère karstique du Lez. Le comportement thermique devient beaucoup plus stable et relativement insensible aux variations de la température atmosphérique. Enfin, un groupe de points plus froids, en bleu, est identifié autour du pic de crue du 22 décembre 2025, correspondant aux apports directs d'eaux pluviales qui refroidissent temporairement les eaux du fleuve.

Les nuages de points se révèlent toutefois fortement dispersés en raison des données acquises au pas de temps horaire qui intègre les variations journalières importantes liées à l'alternance jour-nuit. Afin de mieux mettre en évidence les relations entre la température de l'eau et celle de l'air, les séries horaires de T_w et T_a ont été lissées à l'aide d'une moyenne mobile sur 7 jours (Figure 4.36).

Ce traitement améliore nettement les corrélations, avec des coefficients de détermination généralement proches de 0,9, et permet de mieux distinguer l'influence respective du souterrain et de l'atmosphère. Les différents couples de points (T_w, T_a) s'alignent alors davantage autour des droites de régression, à l'exception des stations Moulin_Boudet et Lavalette, dont la dispersion reste plus importante en raison d'effets locaux liés respectivement à la morphologie hydraulique du site et aux apports d'eau extérieurs.

Après lissage, les périodes de haut débit conservent des coefficients directeurs très faibles sur l'ensemble du linéaire, confirmant la faible sensibilité de la température de l'eau aux variations atmosphériques sous l'effet du fort apport karstique. De Aqueduc à Lavalette, les pentes augmentent seulement de 0,045 à 0,130. Les ordonnées à l'origine restent élevées à la suite des volumes d'eau importants, bien qu'elles diminuent progressivement de 15,185°C à 12,530°C de l'amont vers l'aval.

En conditions d'étiage, la sensibilité thermique augmente nettement. En excluant Moulin_Boudet et Lavalette, les pentes des régressions de l'amont vers l'aval passent de 0,221 à 0,689, tandis que les ordonnées à l'origine suivent une évolution inverse, décroissant progressivement de 13,360°C à l'Aqueduc à 6,204°C aux Tilleuls (Tableau 4.19).

Ces résultats montrent que les stations les plus proches de la source karstique conservent une forte inertie thermique et une faible dépendance aux conditions météorologiques, tandis que les stations situées plus en aval sont davantage influencées par la température de l'air. Ils traduisent ainsi l'atténuation progressive de l'influence thermique de l'aquifère au fur et à mesure de l'éloignement de la source.

Au vu de la courte période durant laquelle les températures de l'eau du Lez ont été enregistrées en conditions d'étiage, il est intéressant de reprendre les chroniques de température des trois anciennes stations de suivi de l'EPTB : Gué, Lirou et Prades (Sous-section 4.3.1).

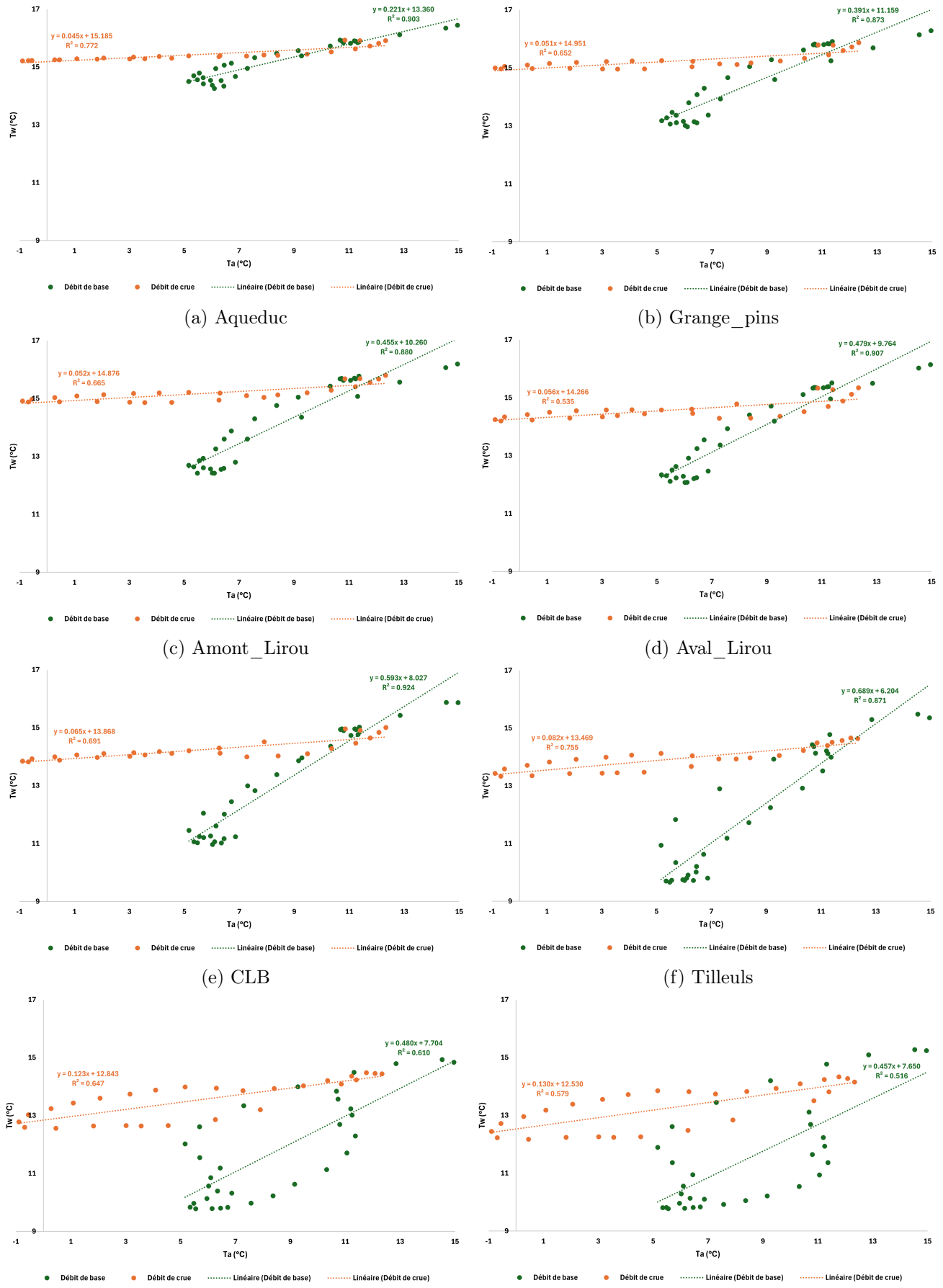


FIGURE 4.36 – Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps hebdomadaire pour les huit sondes HOBO du BRGM lors de la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026) - Débit de base (vert foncé) et de crue (orange)

	β_1 : Pente	β_0 : Ordonnée à l'origine (°C)	R^2 : Coefficient de détermination
Aqueduc	0,221	13,360	0,903
Grange_pins	0,391	11,159	0,873
Amont_Lirou	0,455	10,260	0,880
Aval_Lirou	0,479	9,764	0,907
CLB	0,593	8,027	0,924
Tilleuls	0,689	6,204	0,871
Moulin_Boudet	0,480	7,704	0,610
Lavalette	0,457	7,650	0,516

TABLE 4.19 – Paramètres de régression entre les températures de l'air et de l'eau pour les sondes HOBO du BRGM, au pas de temps hebdomadaire et en conditions d'étiage, durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

Compte tenu de leur proximité avec les capteurs Aqueduc, Aval_Lirou et CLB respectivement, les mesures du BRGM et de l'EPTB ont été fusionnées afin d'étoffer le jeu de données et d'analyser plus finement la relation entre la température de l'air et celle de l'eau sur ces trois secteurs du cours d'eau.

À nouveau, l'évolution de la température de l'eau en fonction de la température de l'air est exposée à la FIGURE 4.37 pour ces trois secteurs, d'abord au pas de temps horaire (a), puis au pas de temps hebdomadaire afin de lisser les variations. Une distinction nette est encore appliquée entre les conditions de débit de base et de crue de 2016 (violet), de 2018 (vert clair), de 2020 (bleu) et de 2025 (orange).

Le plateau correspondant à la crue de 2025 se singularise encore par une température de l'eau relativement insensible aux variations de la température de l'air. Ce résultat est également vérifié, bien que de manière moins marquée, lors des épisodes de débits élevés de 2016, 2018 et 2020.

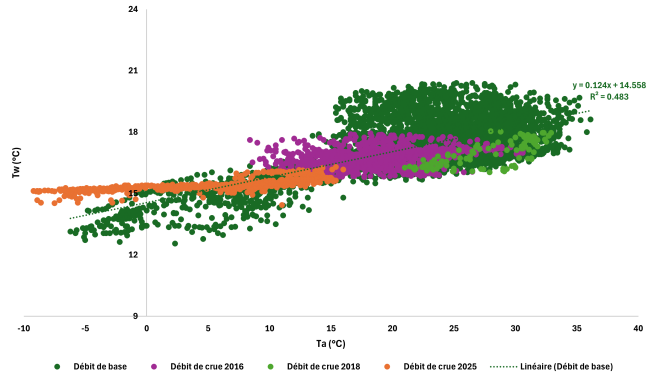
Les observations réalisées précédemment à partir des chroniques de l'EPTB entre le Lirou et Prades sont également confirmées. Lorsque les débits sont élevés, la température de l'eau tend à être plus élevée au niveau du Lirou et qu'à Prades, en raison des apports d'eaux de pluie plus froides en provenance du bassin du Lez.

Sur ces graphiques, les couples de points associés à la période de suivi hivernale se regroupent principalement dans la partie inférieure gauche, tandis que ceux issus des trois campagnes estivales se situent davantage dans la partie supérieure droite. Malgré cette large gamme de conditions thermiques, l'ensemble des données reste bien aligné autour des droites de régression. Les coefficients de détermination sont en effet excellents pour les trois secteurs étudiés, avec des valeurs supérieures à 0,9 (TABLEAU 4.20).

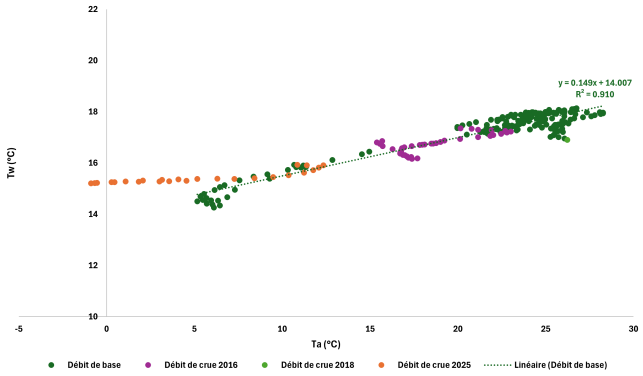
En conditions de débit de base, ces trois droites de régression apparaissent plus robustes que précédemment puisqu'elles intègrent à la fois des données hivernales et estivales. Les pentes, bien que plus faibles que celles obtenues avant la fusion des jeux de données, continuent d'augmenter de l'amont vers l'aval, passant de 0,149 à Aqueduc/Gué à 0,421 à CLB/Prades. Les ordonnées à l'origine, quant à elles plus élevées qu'auparavant, diminuent progressivement de 14,007°C à Aqueduc/Gué à 9,453°C à CLB/Prades.

	β_1 : Pente	β_0 : Ordonnée à l'origine (°C)	R^2 : Coefficient de détermination
Aqueduc et Gué	0,149	14,007	0,910
Aval_Lirou et Lirou	0,316	11,124	0,942
CLB et Prades	0,421	9,453	0,944

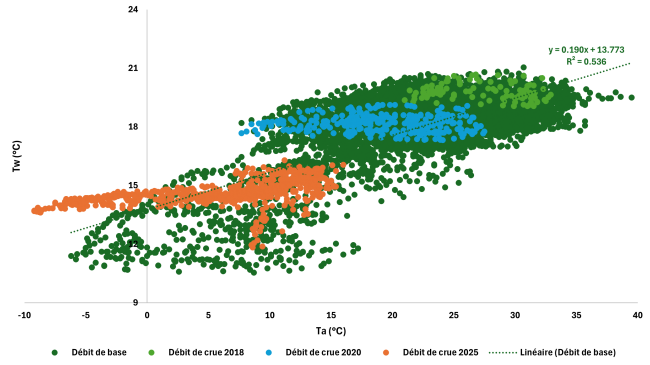
TABLE 4.20 – Paramètres de régression entre les températures de l'air et de l'eau, au pas de temps hebdomadaire et en conditions d'étiage, suite à la fusion des données issues du BRGM et de l'EPTB



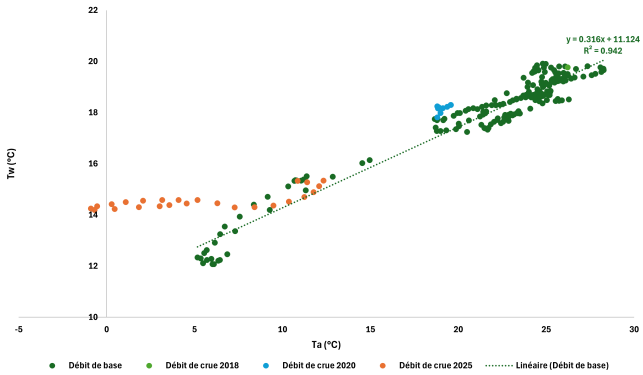
(a) Aqueduc et Gué



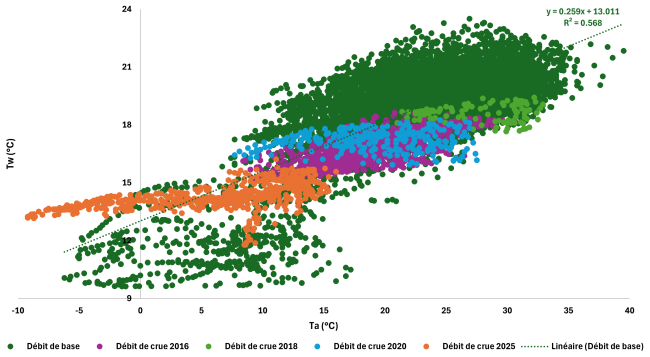
(b) Aqueduc et Gué



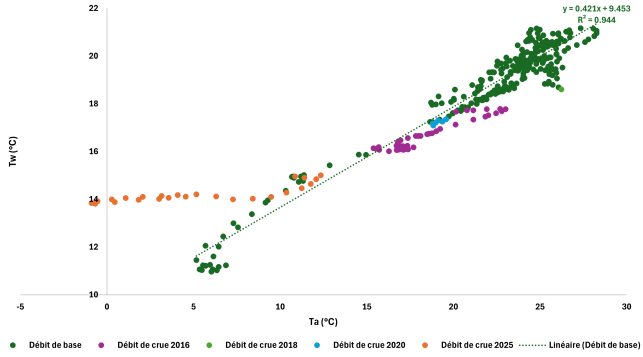
(c) Aval_Lirou et Lirou



(d) Aval_Lirou et Lirou



(e) CLB et Prades



(f) CLB et Prades

FIGURE 4.37 – Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps horaire (a, c et e) et hebdomadaire (b, d et f) suite à la fusion des données issues du BRGM et de l'EPTB - Débit de base (vert foncé), de crue de 2016 (violet), de 2018 (vert clair), de 2020 (bleu) et de 2025 (orange)

En outre, il est judicieux d'illustrer sur un même graphique (FIGURE 4.38) l'ensemble des couples (β_1, β_0) issus des TABLEAUX 4.19 et 4.20. À ces données s'ajoute le point correspondant au capteur situé à la source du Lez, caractérisé par une très faible pente de 0,059 et une ordonnée à l'origine de 15,567°C.

Ces deux derniers paramètres de régression entre la température de l'air et celle de l'eau ont été calculés au pas de temps hebdomadaire en conditions d'étiage pour la seule année disposant de données à pas de temps fin, à savoir 2020. L'ordonnée à l'origine obtenue (15,567°C) est, par ailleurs, très proche de la température moyenne annuelle de la source, estimée à environ 15,75°C.

Les points, établis à partir des couples (β_1, β_0) représentant les différentes stations, s'alignent relativement bien selon une nouvelle droite théorique. Cette relation peut être décrite par une seconde régression linéaire de la forme : $y = -\beta_0 x + \beta_0$, permettant de quantifier l'influence des eaux souterraines sur le cours d'eau (Beaufort et al., 2015).

En effet, les points des sondes situées dans la partie gauche du graphique, caractérisés par une pente inférieure à 0,5, traduisent une emprise majoritaire des eaux souterraines sur la température de l'eau du Lez. Au contraire, les points localisés dans la partie droite, associés à des pentes supérieures à 0,5, indiquent une influence atmosphérique prédominante sur le régime thermique du cours d'eau.

La FIGURE 4.38 met en évidence le très bon alignement des six premières stations du BRGM, indiquées par des points noirs, avec le point brun correspondant à la source du Lez. Les dernières stations marquées par des points rouges, Moulin_Boudet et Lavalette, s'écartent de cette tendance et sont donc systématiquement exclues de l'analyse en raison de leur comportement particulier. Les trois points gris issus de la fusion des données du BRGM et de l'EPTB s'alignent également correctement avec le point de la source, selon une droite théorique qui diffère sensiblement de celle obtenue avec les seules données du BRGM.

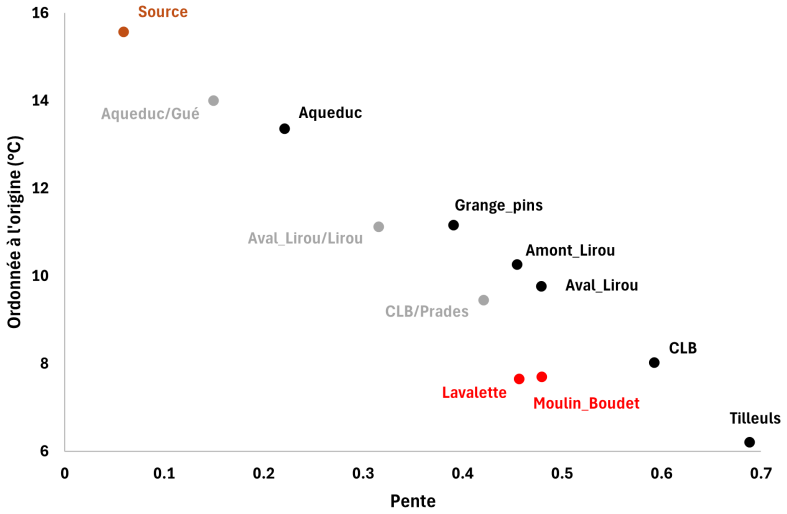
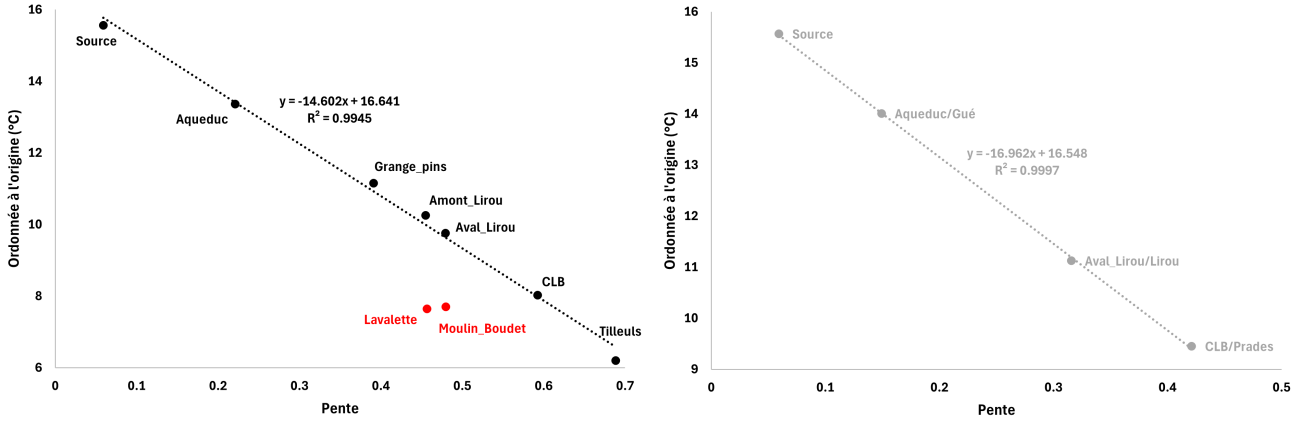


FIGURE 4.38 – Paramètres des régressions linéaires obtenus entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps hebdomadaire pour les huit stations du BRGM, pour les trois secteurs résultant de la fusion des données entre le BRGM et l'EPTB et pour le capteur à la source du Lez

Ainsi, les résultats obtenus à partir des seules données du BRGM suggèrent qu'à partir de la station Aval_Lirou, l'influence atmosphérique devient prédominante sur la température de l'eau du fleuve Lez. En revanche, l'intégration des données de l'EPTB modifie légèrement cette interprétation. Le secteur correspondant à CLB/Prades passe alors d'une situation dominée par l'influence atmosphérique à une situation où l'impact des eaux souterraines demeure majoritaire. Ce changement paraît plus cohérent avec la position de ce secteur, qui correspond à la limite aval de l'aire de répartition du Chabot du Lez.

Deux nouveaux graphiques sont alors présentés à la FIGURE 4.39. Le graphique de gauche établit une régression linéaire à partir des couples (β_1, β_0) issus des seules données du BRGM, avec l'ajout du point de la source du Lez. Celui de droite dresse une régression linéaire à partir des couples issus de la fusion des données du BRGM et de l'EPTB, également complétés par le point de la source.

Cette dernière régression apparaît plus pertinente, car elle respecte mieux la relation de la forme $y = -\beta_0 x + \beta_0$, avec un coefficient de détermination quasi parfait de 0,9997. Cependant, β_0, qui représente la température moyenne de l'eau à la source du Lez, est légèrement surestimée en raison du fait que les données estivales de l'EPTB sont beaucoup plus nombreuses que les données hivernales du BRGM.



(a) BRGM (b) BRGM et EPTB

FIGURE 4.39 – Régression linéaire à partir du point de la source du Lez avec ajout des couples (β_1, β_0) issus des seules données du BRGM (a), de la fusion des données du BRGM et de l'EPTB (b)

4.4 Caractérisation hydrochimique du fleuve Lez

4.4.1 Données de terrain

Préalablement à l'acquisition des chroniques de température de l'eau et de concentration en oxygène dissous effectuées par l'EPTB, une première campagne de terrain du fleuve Lez a été menée par le BRGM, le 6 août 2025, afin d'établir un profil longitudinal de la température du cours d'eau depuis la source du Lez en amont jusqu'à l'entrée de la ville de Montpellier en aval.

Le parcours a débuté au Château de Lavalette, puis a remonté le fleuve à travers les communes de Montferrier-sur-Lez et de Prades-le-Lez, jusqu'à la source située à Saint-Clément-de-Rivière. Durant ce parcours, des mesures de température de l'eau T_x, de conductivité électrique CE et de teneur en oxygène dissous OD ont été réalisées en différents points accessibles du cours d'eau.

L'objectif principal de ce terrain était de caractériser le régime thermique du Lez lors de conditions météorologiques correspondant à une journée chaude et typiquement estivale. Un second terrain était initialement prévu en hiver 2026 durant une journée représentative des conditions froides. Cependant, les températures hivernales n'ont pas été suffisamment froides pour répondre aux objectifs fixés.

Cette première campagne s'est déroulée en après-midi, à partir de 13:00, période où la température de l'air reste relativement stable. Le temps était ensoleillé vers 13:30, avant une couverture nuageuse marquée vers 14:30, puis un retour à des conditions ensoleillées après 16:30. Afin de limiter l'influence de ces variations atmosphériques, les déplacements entre les différents points de mesure ont été effectués aussi rapidement que possible, de manière à conserver des conditions météorologiques comparables.

Chaque point de mesure sur le terrain a été noté par un identifiant allant de L1 à L17, correspondant aux 17 relevés opérés. Les coordonnées GPS relevées aux différents points de mesure, ayant permis de calculer les distances par rapport à la résurgence principale du Lez, ont ensuite été intégrées dans une carte SIG afin de visualiser leur répartition sur la zone d'étude (Figure 4.40).

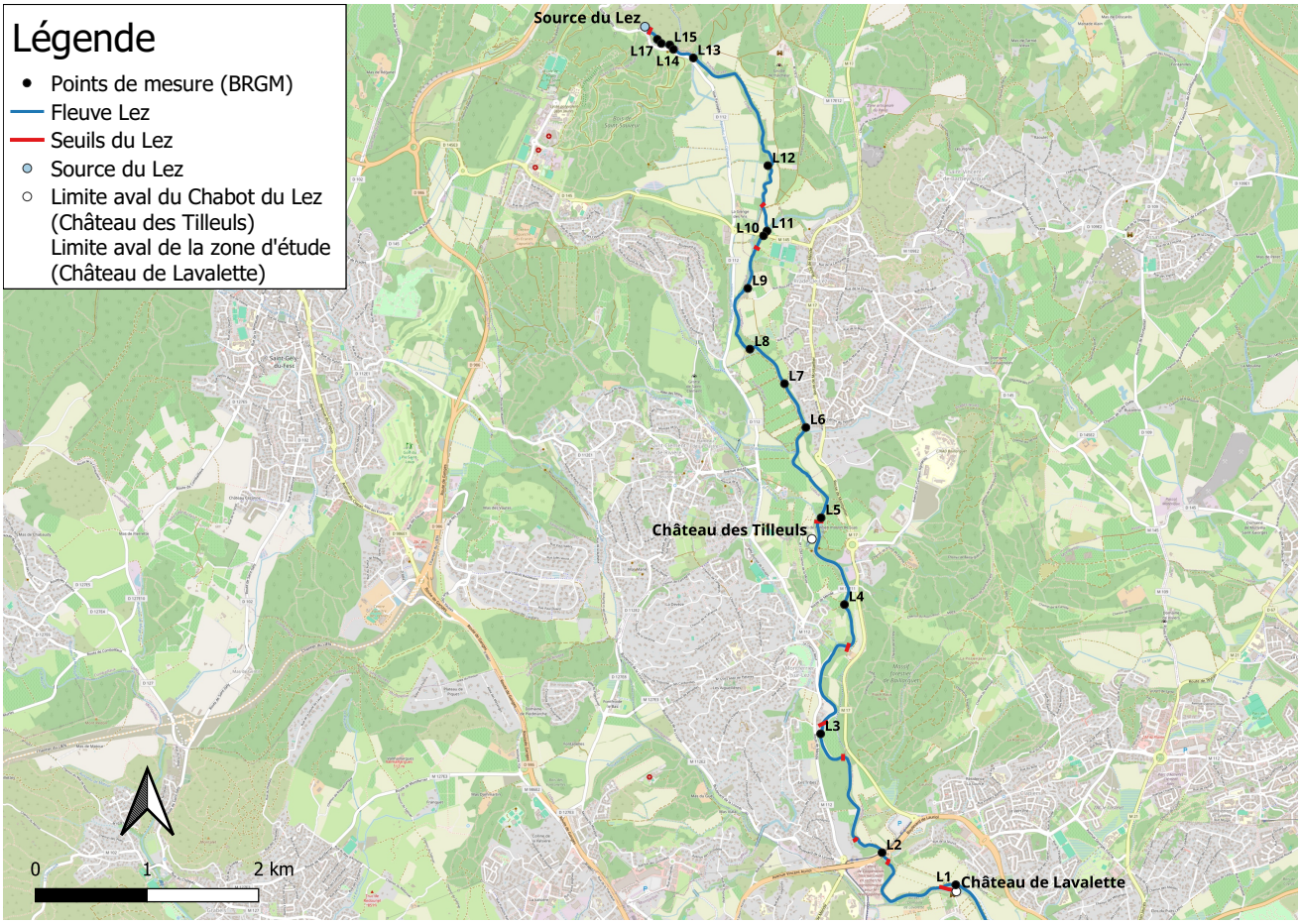


Figure 4.40 – Répartition des points de mesure du BRGM lors de la campagne estivale du 6 août 2025

Pour chaque arrêt, les informations suivantes ont été collectées : nom du site, heure, conductivité électrique (μS/cm), température de l'eau (°C), teneur en oxygène dissous (%) ainsi que la distance précise par rapport à la source du Lez (m). Ces données sont synthétisées dans le Tableau 4.21.

ID	**Nom**	**Heure**	**CE (μS/cm)**	**T_x (°C)**	**OD (%)**	**Distance x (m)**
L17	Aval source haut	17:45	759	17,1	94,5	116
L16	Aval source bas	17:42	760	17,1	94,8	162
L15	Nouvelle passerelle (amont seuil)	17:30	759	17,2	95,5	238
L14	Nouvelle passerelle (aval seuil DRFA)	17:26	759	17,7	104,5	287
L13	Canal Grange des Pins (aval)	17:22	753	17,8	97,0	491
L12	D112 Stop 1	17:00	738	18,0	102,5	1 880
L11	Seuil du Moulin Neuf (aval)	16:42	739	17,8	91,0	2 528
L10	Pont de Prades	16:33	730	18,2	94,5	2 583
L9	Amont ancienne step	16:12	698	19,2	120,0	3 090
L8	Plage aval ancienne step	16:00	677	19,6	111,0	3 747
L7	Aval Jardins familiaux Association Impasse des pommiers	15:45	677	19,5	122,0	4 235
L6	Ruisseau des Pendances	15:10	680	20,0	$< 68,0$	4 666
L5	Rond-point Peugeot	14:40	662	20,4	$< 66,0$	5 647
L4	Amplifon (aval du pont)	14:25	672	21,3	100,9	6 588
L3	ICE Motors (aval)	14:15	669	21,9	96,2	8 045
L2	Heliotel	14:00	652	21,6	85,7	9 517
L1	Amont Lavalette	13:45	643	22,1	101,2	10 680

Table 4.21 – Mesures ponctuelles collectées par le BRGM lors de la campagne estivale du 6 août 2025

La conductivité électrique, mesurée à 25°C, présente une tendance naturelle à la diminution de l'amont vers l'aval. Ce résultat est remarquable puisque, bien que les mesures concernent des eaux de surface, la conductivité électrique observée est du même ordre que celle des eaux souterraines, confirmant l'origine souterraine du Lez.

L'eau, enrichie en CO_2 par l'activité biologique du sol, acquiert un caractère acide favorisant la dissolution des formations calcaires. En circulant dans le système karstique, elle se charge en ions calcium Ca^{2+} et bicarbonate HCO_3^-, ce qui explique sa forte minéralisation dès la source.

Après l'exutoire, le contact avec l'atmosphère entraîne un dégazage du CO_2, ce qui implique notamment la précipitation de calcite. Ce processus, associé à d'autres réactions physico-chimiques, contribue à la diminution progressive de la conductivité électrique vers Lavalette.

Ce dégazage du CO_2 déplace donc l'équilibre chimique de la réaction suivante (équation 4.4) :

$$Ca^{2+}(aq) + 2\,HCO_3^-(aq) \rightleftharpoons CaCO_3(s) + CO_2(g) + H_2O(l) \tag{4.4}$$

Pour compenser la perte de CO_2, les ions calcium et bicarbonate se recombinent et précipitent sous forme de carbonate de calcium solide (calcite), qui se dépose progressivement sur le lit du cours d'eau.

Ensuite, les mesures de la température de l'eau montrent, quant à elles, une augmentation vers l'aval. En effet, l'eau jaillit à la source à environ 17°C en été, puis se réchauffe progressivement au contact de l'air en s'écoulant vers l'aval. Une température de l'eau plus élevée encourage par ailleurs le dégazage du CO_2, ce qui peut amplifier les processus de précipitation de calcite évoqués précédemment.

Enfin, la teneur en oxygène dissous reste globalement proche de la saturation, avec une moyenne d'environ 100%. Les points L5 et L6 n'ont cependant pas pu être répertoriés, car les mesures étaient instables : elles affichaient respectivement 66% et 68%, des valeurs qui continuaient à diminuer sans se stabiliser. La procédure a donc dû être interrompue à cause de la décroissance trop lente et du temps limité en raison des contraintes liées aux variations de la température de l'air au cours du temps.

En fin de journée, à 18 : 20, un contrôle a été effectué au premier arrêt de la campagne de terrain, à savoir Lavalette, qui est le point le plus en aval de la source, afin de comparer les paramètres relevés entre le début et la fin d'après-midi. Les résultats montrent que la conductivité électrique et la teneur en oxygène dissous sont restées quasi identiques, tandis que la température de l'eau n'a pas varié (Tableau 4.22). Cette stabilité est rassurante si elle s'explique par la couverture nuageuse importante en milieu d'après-midi, ayant contribué à maintenir une température de l'eau constante. Au contraire, si la mesure du début d'après-midi se situe sur la pente ascendante et celle de la fin d'après-midi sur la pente descendante d'un maximum journalier, la situation serait moins favorable.

ID	**Nom**	**Heure**	**CE (μS/cm)**	**T_x (°C)**	**OD (%)**
L1	Amont Lavalette	13 : 45	643	22,1	101,2
L1	Amont Lavalette	18 : 20	645	22,1	97,4

Table 4.22 – Comparaison des mesures collectées à Amont Lavalette lors de l'après-midi du 6 août 2025

En outre, il est possible de tracer l'évolution de la température de l'eau en fonction de la distance à la source, comme illustré à la Figure 4.41. Ce graphique démontre clairement l'augmentation progressive de la température de la source vers l'aval. Cette croissance laisse suggérer un profil de type exponentiel conforme à l'équation 3.3 présentée à la Section 3, dont les variations sont analysées ci-après.

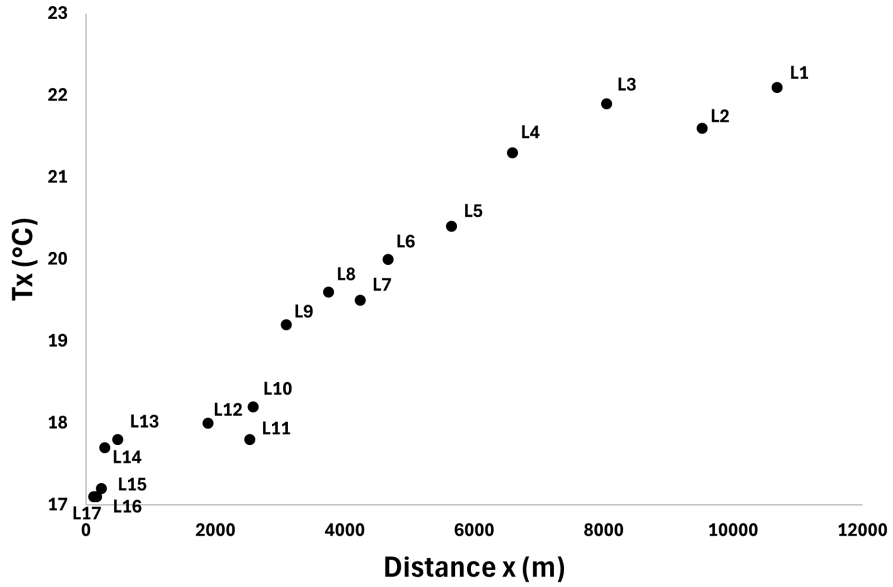


Figure 4.41 – Évolution de la température de l'eau du fleuve Lez en fonction de la distance x à la source lors de la campagne estivale du 6 août 2025 réalisée par le BRGM

L'arrêt L3 montre une température plus élevée qu'attendue probablement causée par le seuil situé juste en amont de la mesure. En effet, les eaux situées juste en aval des seuils peuvent présenter des températures supérieures aux valeurs escomptées. Cela s'explique probablement par le fait que, en amont du seuil, l'eau est plus stagnante et moins agitée, ce qui favorise un réchauffement plus rapide. De plus, la pellicule superficielle, plus chaude que l'eau en profondeur, est celle qui déferle par-dessus les seuils.

Ensuite, il y a une très légère augmentation de la température au point L8 par rapport au point 7. Cela pourrait être dû à l'impact local de la ripisylve apportant moins d'ombrage, à la potentielle épaisseur plus faible du cours d'eau ou à une mesure de la température de l'eau pas tout à fait stabilisée. Enfin, le raisonnement inverse pourrait être apporté pour la température plus faible au stop L11.

D'autres mesures ponctuelles de conductivité électrique et de température de l'eau ont également été réalisées par le BRGM dans le cadre du projet SentinelSpringS. Ces relevés ont été effectués à l'emplacement des huit stations équipées de sondes HOBO U26, lors de leur installation le 10 novembre 2025, puis au cours des campagnes de collecte des données des 15 janvier et 1er avril 2026.

Si les mesures ponctuelles de température n'apportent pas d'informations nouvelles en raison d'un contraste relativement faible avec la température de l'air, un changement apparaît de manière évidente dans les valeurs de conductivité électrique selon le régime hydraulique du fleuve Lez (Tableau 4.23).

	10 novembre 2025	15 janvier 2026	1 avril 2026
Source/L17	795	750	732
Aqueduc	785	740	730
Grange_pins	796	748	729
Amont_Lirou	796	744	729
Aval_Lirou	795	740	725
CLB	785	740	726
Tilleuls	832	738	726
Moulin_Boudet	742	731	713
Arrivée BRL	473	X	X
Lavalette	571	720	704

TABLE 4.23 – Mesures ponctuelles de la conductivité électrique lors des trois dernières campagnes de terrain du BRGM (10 novembre 2025 - 15 janvier 2026 - 1 avril 2026)

Une première observation concerne systématiquement les valeurs de conductivité électrique recensées au point L17, situé au plus près de la source du Lez. Celles-ci sont plus élevées lors des deux premières campagnes de terrain, réalisées en conditions de débit de base, que lors des deux campagnes suivantes caractérisées par des débits beaucoup plus importants.

Cette différence se justifie par le fonctionnement de l'aquifère karstique. En période de basses eaux, la conductivité électrique de la source augmente, traduisant une sollicitation accrue des réserves souterraines par les pompages. La signature chimique de l'eau évolue alors d'une contribution des eaux issues du Jurassique supérieur, vers une mobilisation de niveaux plus profonds (Karstologia, 2013).

Néanmoins, les conductivités électriques listées à la source du Lez restent toujours supérieures à 700 μS/cm, ce qui est en accord avec le fait que même les eaux les plus diluées des eaux souterraines présentent une forte minéralisation supérieure à 600 μS/cm (Batiot-Guilhe et al., 2012).

Bien qu'une diminution de la conductivité électrique de l'amont vers l'aval demeure visible, le contraste entre la source et Lavalette est nettement plus marqué en période d'étiage qu'en période de hautes eaux. Lorsque les débits sont faibles, le temps de transit de l'eau est plus long, ce qui favorise le dégazage du CO_2 et la précipitation de la calcite tout au long du Lez. Ces processus physico-chimiques ont alors le temps de s'exprimer pleinement, entraînant une diminution progressive de la minéralisation vers l'aval.

À l'inverse, lors des périodes de débits élevés, l'eau transite beaucoup plus rapidement entre la source et l'aval. Malgré un certain dégazage du CO_2, le temps disponible est insuffisant pour permettre une précipitation significative de la calcite. Le contraste de conductivité est alors beaucoup plus faible.

En ce qui concerne la station Aqueduc, une légère diminution de la conductivité électrique est observée lors des campagnes du 10 novembre 2025 et du 15 janvier 2026. Cette baisse peut s'expliquer par la présence du premier seuil aménagé du Lez, localisé à environ 200 m en aval de la source. Alors que le lit mineur naturel ne dépasse qu'une dizaine de mètres de largeur en amont et en aval, cet ouvrage transforme localement un habitat d'eau courante en un plan d'eau artificiel de plus de 100 m de long et 35 m de large (SYBLE, 2017). Cette zone de faible vitesse d'écoulement offre ainsi une surface de contact prolongée avec l'atmosphère, intensifiant le dégazage du CO_2 et la précipitation de la calcite.

Enfin, les mesures effectuées à la station de Lavalette le 10 novembre 2025, alors que le Lez était en période d'étiage, mettent en exergue l'influence des apports d'eau du Rhône via le réseau BRL destinés au soutien d'étiage. La conductivité électrique y est plus faible suite au mélange entre les eaux du Lez, plus minéralisées, et les eaux du Rhône, moins minéralisées. Cet impact se ressent également pour la température de l'eau. À cette date, la température mesurée passe de 11,5°C au capteur Moulin_Boudet à 12,2°C à Lavalette, indiquant l'arrivée d'une eau plus chaude que celle du Lez sur ce secteur.

4.4.2 Campagne d'échantillonnage

Lors du terrain du 1er avril 2026, une campagne d'échantillonnage a également été menée afin d'analyser la composition chimique des eaux du Lez. Ainsi, six échantillons ont été prélevés entre la source du Lez et Lavalette : un à la source (L17) et cinq autres à proximité de certaines stations équipées de sondes HOBO U26 du BRGM, de manière à obtenir un espacement d'environ 2 km entre les points de prélèvement.

Les prélèvements d'eau de surface ont été réalisés dans des flacons de 250 mL, conditionnés au préalable pour éviter toute contamination externe et remplis sans bulle d'air afin de limiter le dégazage du CO_2. Les analyses ont ensuite été effectuées au laboratoire de l'Unité d'Hydrogéologie et de Géologie de l'Environnement de l'Université de Liège (Tableau A.12).

Cette campagne, basée sur ces six échantillons, a pour objectif de caractériser la minéralisation des eaux du fleuve en lien avec la source du Lez et de comparer leur composition chimique le long du cours d'eau afin d'identifier d'éventuelles évolutions entre l'amont et l'aval.

Parmi les informations utiles collectées figurent notamment le pH et le pH de saturation pH_{sat}, la conductivité électrique (μS/cm), la température de l'eau (°C) et la résistivité électrique RE de laboratoire (Ω.cm), l'indice de Langelier LSI, les titres alcalimétriques simple TA et complet TAC (°fr) et les duretés totale, permanente et temporaire (°fr). La concentration en CO_2 libre ainsi que les principaux ions majeurs et mineurs (mg/l) ont également été recueillis.

Certaines concentrations en ions mineurs n'ont pas pu être quantifiées dans le jeu de données car elles étaient inférieures aux limites de détection analytiques. Cependant, ce sont essentiellement les ions majeurs qui permettent de quantifier l'hydrogéochimie des échantillons.

Afin de vérifier la cohérence des échantillons prélevés sur le terrain, une balance ionique (BI) a été calculée pour chaque analyse à l'aide de la formule 4.5. Cette méthode repose sur le principe de neutralité électrique, selon lequel toute eau naturelle doit présenter un équilibre entre les charges positives et négatives. La somme des concentrations en cations doit donc être égale en théorie à celle en anions.

$$\text{BI } (\%) = \frac{\sum_{\text{cations}} - \sum_{\text{anions}}}{\sum_{\text{cations}} + \sum_{\text{anions}}} \times 100 \tag{4.5}$$

Le calcul de la balance ionique, exprimée en meq/l, prend ainsi en compte les principaux éléments majeurs présents dans l'eau. Les concentrations initialement exprimées en mg/l sont alors converties en meq/l en divisant chaque concentration par la masse molaire de l'ion puis en multipliant le résultat par la valeur absolue de sa valence. Les valeurs des concentrations totales en cations $[\text{Cations}]_{\text{total}}$ et en anions $[\text{Anions}]_{\text{total}}$ ainsi que la balance ionique des six échantillons d'eau prélevés lors du terrain du 1er avril 2026 sont répertoriées dans le Tableau 4.24.

	$[\text{Cations}]_{\text{total}}$ (meq/l)	**$[\text{Anions}]_{\text{total}}$ (meq/l)**	**Balance ionique (%)**
Source/L17	7,97	7,69	1,78
Amont_Lirou	7,96	7,56	2,57
CLB	7,76	7,41	2,33
Tilleuls	7,42	7,08	2,36
Moulin_Boudet	6,95	6,63	2,40
Lavalette	6,99	6,55	3,25

Table 4.24 – Valeurs des concentrations totales en cations et en anions ainsi que la balance ionique des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026

Une balance ionique est généralement considérée comme acceptable lorsque sa valeur absolue est inférieure à 5%. Dans le cas présent, les écarts obtenus croissent vers l'aval mais ne dépassent pas 4%, ce qui atteste de la bonne qualité analytique des échantillons et de la fiabilité des résultats obtenus. À l'inverse, un écart plus important entre les charges cationiques et anioniques dans le jeu de données pourrait révéler une erreur analytique ou la présence d'autres espèces ioniques significatives non prises en compte.

À titre de vérification complémentaire, la conductivité électrique divisée par 100 est du même ordre de grandeur que la somme des concentrations en cations ou en anions majeurs exprimées en meq/l, ce qui confirme la cohérence globale des analyses chimiques.

Il convient de noter que certains paramètres, tels que la température de l'eau, la conductivité électrique et le pH, sont préférentiellement mesurés directement sur le terrain. Bien que ces paramètres soient également déterminés au laboratoire, leur interprétation n'est pas toujours pertinente. La température de l'eau doit notamment être prise in situ, car la température des échantillons tend à s'équilibrer avec celle de l'air ambiant, rendant les mesures de laboratoire peu représentatives des conditions naturelles.

La conductivité électrique est quant à elle influencée par la température : plus l'eau est chaude, plus la conductivité augmente. Ce paramètre constitue un bon indicateur du degré de minéralisation de l'eau, puisqu'il dépend directement de la concentration en ions dissous. Afin de pouvoir comparer les échantillons, les valeurs sont donc normalisées à 25°C. La résistivité électrique représente l'information inverse de la conductivité. Elles traduisent toutes les deux la capacité de l'eau à conduire le courant électrique : une eau riche en ions présente une conductivité élevée et, inversement, une résistivité faible.

Les conductivités au laboratoire sont légèrement plus faibles que les valeurs obtenues sur le terrain, tout en conservant la même tendance à la diminution vers l'aval. Par conséquent, la résistivité électrique augmente progressivement depuis la source (Tableau 4.25). Les faibles écarts observés entre les mesures de terrain et de laboratoire peuvent s'expliquer le dégazage du CO_2, par les conditions de conservation et de transport des échantillons et des différences d'étalonnage des appareils de mesure.

	T_w (°C)	**RE (Ω.cm)**	**CE (μS/cm)**
Source/L17	17,4	1394,9	716,9
Amont_Lirou	17,9	1406,3	711,1
CLB	18,2	1450,3	689,5
Tilleuls	18,7	1502,9	665,4
Moulin_Boudet	19,1	1580,5	632,7
Lavalette	20,0	1572,3	636,0

Table 4.25 – Valeurs de la température, de la résistivité et de la conductivité électrique en laboratoire des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026

La diminution de la concentration en CO_2 libre, estimée à partir du pH et du TAC via Langelier, de 29,37 mg/l à 8,02 mg/l entre la source et Lavalette confirme un dégazage massif du CO_2 au contact de l'atmosphère (Tableau 4.26), contribuant ainsi à une conductivité électrique moindre de l'eau vers l'aval. La diminution progressive du CO_2 dans l'eau, lui conférant un caractère acide, se traduit également le long du cours d'eau par une augmentation du pH, les eaux devenant de plus en plus basiques. Le pH de l'échantillon L17 de 6,95 indique une caractéristique cohérente avec les résultats reportés dans Batiot-Guilhe et al. (2012), qui décrivent une eau de source globalement neutre au niveau du Lez.

	CO_2 libre (mg/l)	**pH**	**pH_{sat}**	**LSI**	**Caractère**
Source/L17	29,37	6,95	6,91	0,04	Incrustant
Amont_Lirou	11,79	7,34	6,92	0,42	Incrustant
CLB	9,61	7,42	6,93	0,49	Incrustant
Tilleuls	9,64	7,39	6,99	0,40	Incrustant
Moulin_Boudet	10,59	7,31	7,07	0,24	Incrustant
Lavalette	8,02	7,42	7,08	0,34	Incrustant

Table 4.26 – Valeurs de la concentration en CO_2 libre, du pH (de saturation) et de l'indice de Langelier des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026

L'indice de Langelier, dépendant de plusieurs paramètres tels que la température, la dureté calcique ou encore le pH, correspond à la différence entre le pH mesuré de l'échantillon et son pH de saturation. Il permet d'évaluer l'équilibre calco-carbonique de l'eau et de classer les échantillons selon leur caractère agressif ou entartrant. Bien que l'eau soit relativement à l'équilibre au niveau de la source du Lez, les valeurs de l'indice de Langelier augmentent vers l'aval et traduisent un caractère incrustant. Cette évolution implique la précipitation du carbonate de calcium sous forme de calcite, en cohérence avec le dégazage du CO_2 recensé le long du cours d'eau.

La dureté totale TH d'une eau correspond à la somme de la dureté temporaire Ht et de la dureté permanente Hp, et reprend la concentration globale en ions calcium et magnésium dissous. La dureté temporaire est liée aux carbonates et bicarbonates de calcium et de magnésium. Elle est directement associée à l'alcalinité, mesurée par le TAC, qui regroupe l'ensemble des ions bicarbonates et carbonates. Cette fraction de la dureté peut être partiellement éliminée par chauffage ou ébullition. La dureté permanente, en revanche, correspond aux ions calcium et magnésium associés à d'autres anions tels que les sulfates, chlorures ou nitrates. Elle ne peut pas être supprimée par simple chauffage.

En pratique, la dureté temporaire ne peut pas dépasser ni le TAC ni la dureté totale. Lorsque cette dernière est supérieure ou égale au TAC, ce qui est généralement le cas, la dureté temporaire est assimilée au TAC. Le TA diffère du TAC en ce qu'il ne prend pas en compte les bicarbonates. Il dépend notamment du pH : lorsque celui-ci est inférieur à 8,2, les ions hydroxydes et carbonates sont absents ou négligeables, ce qui rend le TA nul (Tableau 4.27).

L'eau de la source du Lez présente une forte dureté, confirmée par les analyses réalisées : la dureté totale dépasse 30°fr, classant ainsi l'eau dans la catégorie des eaux très dures, caractéristique typique des systèmes karstiques et reflet direct de la nature calcaire du réservoir. Le long du parcours, une diminution progressive de la dureté calcaire est notée avec un adoucissement de plus de 4°fr, cohérent avec la précipitation de carbonate de calcium dans le lit du cours d'eau.

Cette évolution est visible sur le TAC, qui décroît simultanément de 30,7°fr à 24,8°fr. La baisse conjointe de ces paramètres traduit la sortie progressive des ions Ca^{2+} et HCO_3^- de la phase dissoute, sous forme de $CaCO_3$ solide, constituant une signature du dégazage du CO_2 et de la précipitation de la calcite.

Dans ce contexte, la dureté temporaire est égale au TAC puisque la dureté totale lui est supérieure. La dureté permanente correspond alors à la fraction restante après élimination de la dureté temporaire. Enfin, le TA reste nul sur l'ensemble du profil, le pH demeurant inférieur à 8,2, ce qui indique l'absence significative d'ions carbonates libres et une alcalinité essentiellement portée par les ions bicarbonates.

	TH (°fr)	**Hp (°fr)**	**Ht (°fr)**	**TA (°fr)**	**TAC (°fr)**
Source/L17	34,7	4,0	30,7	0,0	30,7
Amont_Lirou	34,9	4,6	30,3	0,0	30,3
CLB	34,3	4,6	29,7	0,0	29,7
Tilleuls	32,4	4,6	27,8	0,0	27,8
Moulin_Boudet	30,0	4,6	35,4	0,0	35,4
Lavalette	30,1	5,3	24,8	0,0	24,8

Table 4.27 – Valeurs des différentes duretés et des titres alcalimétriques simple et complet des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026

En ce qui concerne les éléments majeurs repris dans le Tableau 4.28, les ions calcium et bicarbonate sont largement majoritaires, exprimés aussi bien en masse qu'en concentration molaire (mmol/l), et contrôlent l'essentiel de la minéralisation de l'eau du Lez. Leur abondance résulte de la dissolution des formations calcaires par les eaux souterraines enrichies en CO_2.

Une diminution régulière de leurs concentrations est observée vers l'aval, en lien avec le dégazage progressif du CO_2 et la précipitation de la calcite. Les teneurs en calcium passent ainsi de 125,23 mg/l à la source à 105,56 mg/l à Lavalette, tandis que les bicarbonates diminuent de 374,17 mg/l à 301,66 mg/l.

Les paramètres température, pH, calcium et bicarbonates affichent également de fortes corrélations. Lors des périodes de crue, l'arrivée d'eaux récemment infiltrées peut entraîner une augmentation simultanée de la température et des concentrations en Ca^{2+} et HCO_3^-, accompagnée d'une légère diminution du pH liée à l'apport d'eaux de pluie plus riches en CO_2 (Karstologia, 2013).

Les teneurs en chlorures Cl^- et en sodium Na^+du Lez sont anormalement élevées pour une source karstique régionale (Dörfliger, 2010). Les concentrations en chlorures restent proches de 35 mg/l tout au long du parcours, tandis que celles en sodium se maintiennent autour de 22 mg/l. La forte corrélation entre ces deux ions suggère une contribution d'eaux profondes circulant au contact de formations évaporitiques, notamment par dissolution de l'halite (Batiot-Guilhe et al., 2012).

En effet, les travaux antérieurs ont montré que la composition chimique de la source du Lez résulte du mélange de trois pôles principaux : un pôle associé à l'aquifère du Crétacé, un pôle lié à l'aquifère du Jurassique et un pôle profond. En moyenne, les contributions sont estimées à 67% pour le Crétacé, 24% pour le Jurassique et 9% pour le pôle profond. Bien que minoritaire, ce dernier peut représenter plus de 20% des écoulements avec des teneurs en Cl^- souvent supérieures à 100 mg/l lors de certaines périodes de crue, illustrant la complexité du fonctionnement hydrogéologique du karst du Lez (Karstologia, 2013).

La source du Lez indique également des teneurs en magnésium Mg^{2+} et en sulfates SO_4^{2-} légèrement supérieures à celles d'autres exutoires voisins, probablement issues de la dissolution de calcaires dolomitiques pour le magnésium et de formations marneuses à gypse pour les sulfates (Batiot-Guilhe et al., 2012).

Les concentrations en magnésium sont relativement stables tout au long du cours d'eau, autour de 9 mg/l, tandis que celles en sulfates augmentent légèrement, passant de 22,50 mg/l à la source à 25,33 mg/l à Lavalette. Cette hausse peut s'expliquer par la circulation de l'eau au contact des terrains marno-calcaires du Valanginien, riches en sulfates, ainsi que, de manière limitée, par des apports diffus d'origine agricole liés à l'utilisation de certains engrais (Karstologia, 2013).

	Ca^{2+} (mg/l)	**Mg^{2+} (mg/l)**	**Na^+ (mg/l)**	**K^+ (mg/l)**	**Cl^- (mg/l)**	**SO_4^{2-} (mg/l)**	**NO_3^- (mg/l)**	**HO_3^- (mg/l)**
Source/L17	125,23	8,40	23,12	1,05	36,17	22,50	3,46	374,17
Amont_Lirou	125,50	8,74	21,95	0,98	34,32	22,44	3,63	368,74
CLB	122,53	9,01	20,23	1,07	31,99	23,39	4,01	361,26
Tilleuls	115,14	8,88	21,08	1,20	33,41	23,66	4,86	338,22
Moulin_Boudet	105,76	8,92	21,04	1,04	34,01	24,50	4,38	309,16
Lavalette	105,56	9,17	21,41	1,11	34,93	25,33	4,54	301,66

TABLE 4.28 – Valeurs des concentrations en cations ou en anions majeurs des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026

Les concentrations en potassium K^+ demeurent très faibles et aux alentours de 1 mg/l tout au long du profil. Si des teneurs élevées en potassium peuvent parfois indiquer une contribution d'eaux profondes dans le cas du Lez, les enrichissements enregistrés en début de crue, associés à des concentrations élevées en nitrates, révèlent principalement l'influence des activités agricoles, particulièrement marquées sur les formations crétacées du bassin versant où les sols sont les plus développés (Karstologia 2013).

Á propos du dernier anion majeur, les teneurs en nitrates NO_3^- montrent, quant à elles, une légère augmentation entre la source et Lavalette, allant de 3,46 à 4,54 mg/l. Ces concentrations restent largement inférieures aux normes de potabilité à la source du Lez et témoignent d'une absence de contamination chronique notable. Néanmoins, cette hausse vers l'aval traduit un certain impact des activités humaines présentes sur le bassin versant, notamment agricoles ou domestiques (Karstologia 2013).

Cette sensibilité est cohérente avec le fonctionnement karstique de l'aquifère du Lez. La forte perméabilité des formations calcaires et la présence de nombreuses zones d'infiltration rendent la ressource particulièrement vulnérable aux contaminations. Environ 50% du bassin d'alimentation de la source est classé en zone de vulnérabilité élevée, correspondant à des terrains calcaires faiblement recouverts, les zones de très forte vulnérabilité se concentrant au niveau des bassins versants des pertes (Karstologia, 2013).

Des contaminations ponctuelles ont, d'ailleurs, déjà été identifiées sur l'hydrosystème du Lez, principalement lors des épisodes de crue (Jourde et al., 2011). Enfin, les teneurs en pesticides restent généralement très faibles, mais certains composés en lien avec les périodes d'application des herbicides peuvent occasionnellement dépasser les seuils de potabilité lors de ces événements hydrologiques (Karstologia 2013).

Dans l'ensemble, la source du Lez présente une eau dure, riche en calcaire, avec un pH proche de la neutralité et une bonne qualité chimique globale (Karstologia 2013). Les analyses des différents échantillons montrent des concentrations du même ordre de grandeur que celles attendues pour ce type de système karstique, sans anomalie particulière ni contamination significative.

Une analyse graphique des résultats des échantillons d'eau peut ensuite être réalisée à l'aide du logiciel Diagrammes (Simler, 2025) afin de visualiser plus clairement le jeu de données et de vérifier les interprétations précédentes.

Dans un premier temps, le diagramme de Piper est un outil de représentation graphique trilinéaire permettant de déduire le faciès hydrochimique des eaux du Lez. Il représente l'ensemble des six prélèvements sur un même graphique composé de deux diagrammes ternaires à la base : l'un pour les cations majeurs, l'autre pour les anions majeurs. Les positions des échantillons dans ces deux triangles sont ensuite projetées vers un losange central, qui synthétise la composition chimique globale de l'eau.

Comme l'illustre la Figure 4.42, le diagramme de Piper met en évidence un faciès hydrochimique bicarbonaté calcique et magnésien pour l'ensemble des échantillons du Lez. Cette composition prédominante est caractéristique des eaux du Lez issues des terrains calcaires (Batiot-Guilhe et al., 2012).

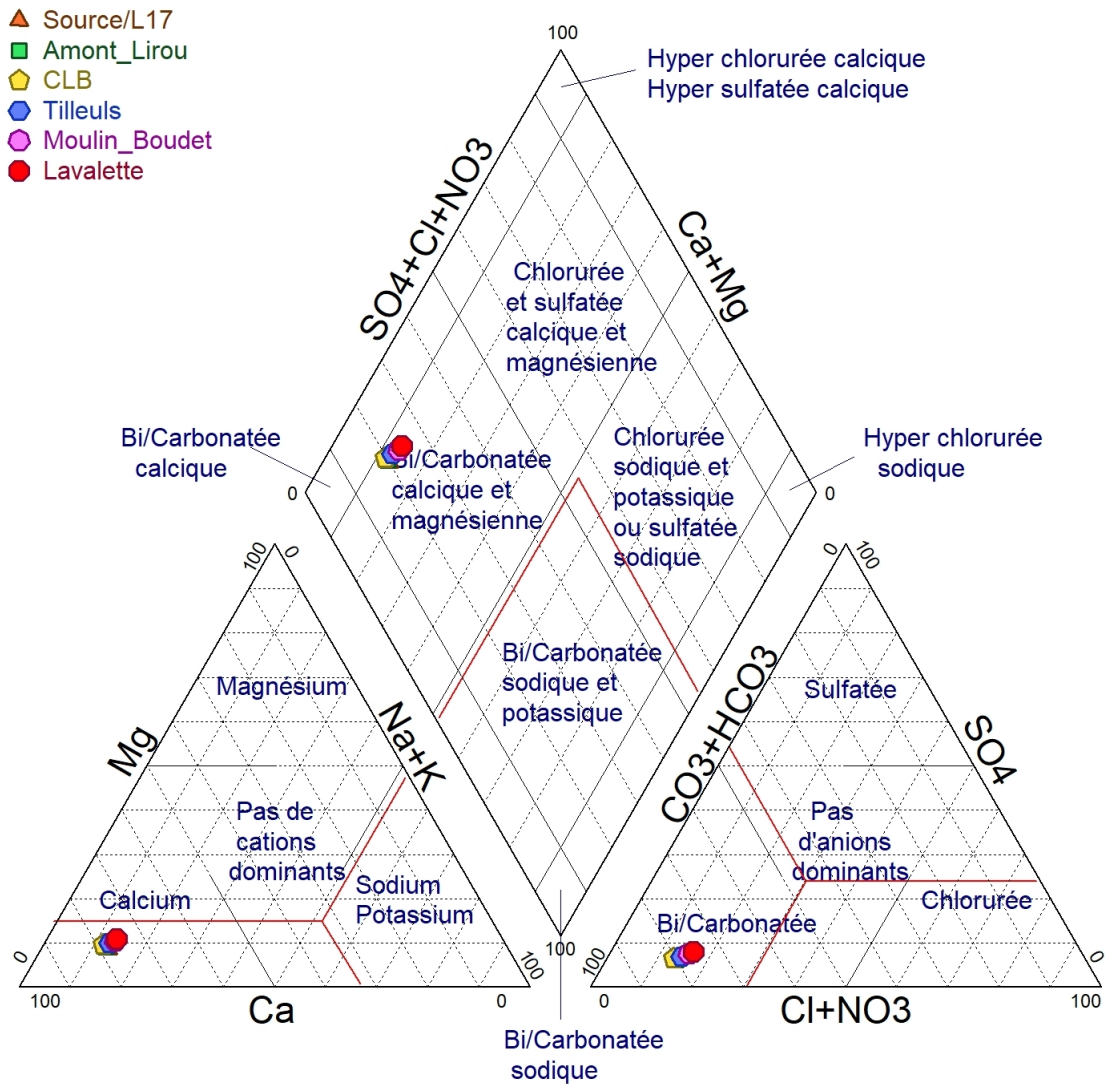


Figure 4.42 – Représentation graphique des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026 - Diagramme de Piper

Par la suite, le diagramme de Stiff permet de représenter individuellement la composition chimique de chaque échantillon et d'en comparer rapidement la minéralisation. Cette représentation graphique oppose les principaux cations à gauche aux principaux anions à droite, exprimés en meq/l. Les concentrations sont reliées sous la forme d'un polygone dont la géométrie constitue une signature hydrochimique caractéristique de chaque échantillon.

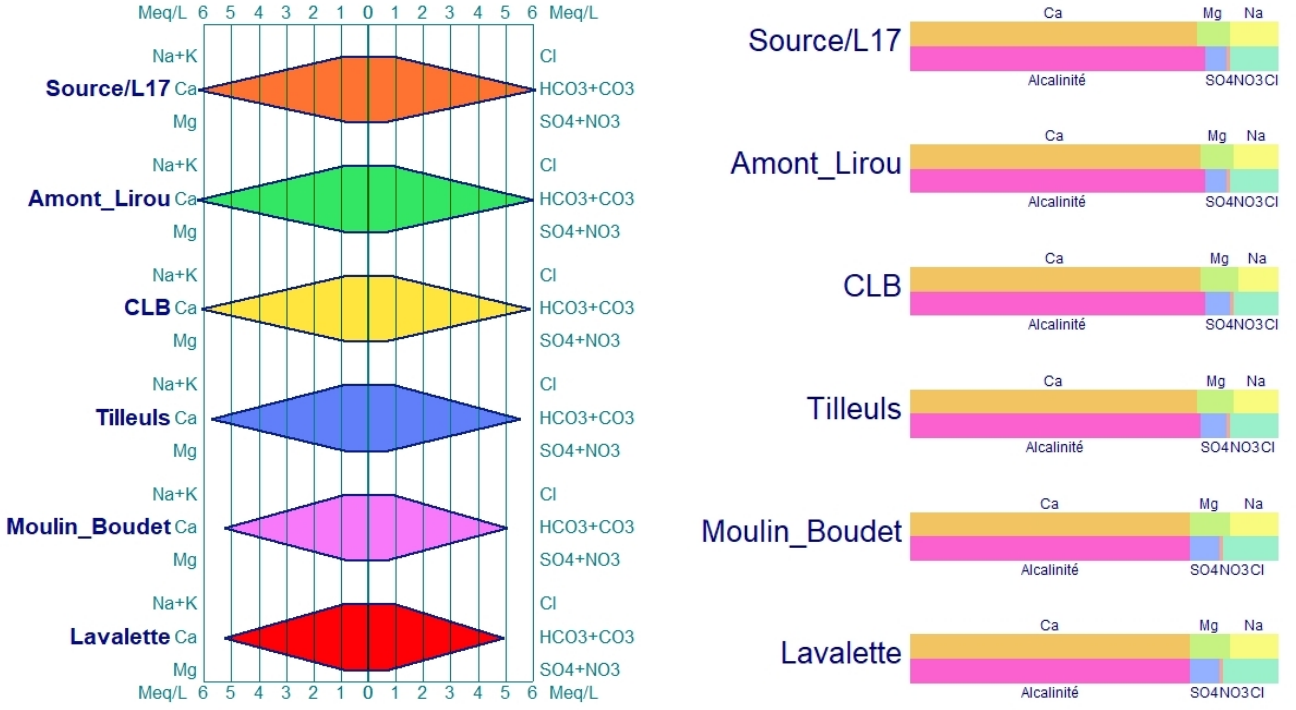
Par la même occasion, le diagramme de Stabler permet de visualiser la balance ionique des eaux en représentant, sous la forme de deux colonnes de même dimension, la contribution respective des principaux cations et anions à la composition chimique totale. Sous une forme normalisée dans le logiciel Diagrammes, cet outil facilite ainsi la comparaison des proportions relatives des différentes espèces ioniques indépendamment du niveau global de minéralisation des échantillons.

Les conséquences du dégazage du CO_2 et de la précipitation de la calcite se distinguent clairement sur le diagramme de Stiff (FIGURE 4.43a). Les concentrations en calcium et en bicarbonates dépassent 6 meq/l à l'amont du cours d'eau, puis diminuent tout au long du parcours pour atteindre un peu plus de 5 meq/l à l'aval. Cette évolution se symbolise par des polygones de plus en plus compacts au fur et à mesure de l'écoulement, reflétant la baisse de la minéralisation carbonatée entre la source du Lez et Lavalette.

L'évolution des indices de saturation en calcite calculés à l'aide du module PHREEQC du logiciel Diagrammes apporte un argument supplémentaire en faveur de ces processus. Pour rappel, un indice de saturation compris entre ±0,5 est considéré comme caractéristique d'un équilibre entre l'eau et le minéral concerné. Un indice positif indique une sursaturation de la solution et une tendance à la précipitation du minéral, tandis qu'un indice négatif correspond à une sous-saturation et favorise sa dissolution.

Les valeurs obtenues le long du Lez diminuent progressivement de 0,17 à la source à 0,01 à Lavalette, traduisant une baisse de la sursaturation de l'eau vis-à-vis de la calcite au cours de l'écoulement. Bien que les eaux demeurent proches de l'équilibre avec ce minéral, cette diminution continue est cohérente avec le dégazage du CO_2 et la précipitation de calcite observés entre l'amont et l'aval du cours d'eau.

Enfin, le diagramme de Stabler n'apporte pas d'information supplémentaire majeure par rapport aux analyses antérieures (FIGURE 4.43b). Il confirme toutefois la diminution progressive de la proportion relative des ions calcium et bicarbonates entre les prélèvements d'eau situés à proximité de la résurgence principale de l'aquifère du Lez et ceux effectués plus en aval.



(a) Diagramme de Stiff

(b) Diagramme de Stabler

FIGURE 4.43 – Représentation graphique des six prélèvements d'eau effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1 avril 2026 - Diagramme de Stiff (a) - Diagramme de Stabler (b)

5 Modélisation du régime thermique du fleuve Lez

Dans un contexte de réchauffement climatique, en tenant compte des échanges de chaleur entre le cours d'eau et l'atmosphère, il est particulièrement intéressant de modéliser l'évolution de la température des eaux du fleuve Lez en fonction des conditions météorologiques et hydrologiques et d'anticiper les impacts éventuels sur les écosystèmes aquatiques, notamment sur le Chabot du Lez.

Deux approches complémentaires peuvent être mises en œuvre : une modélisation analytique fondée sur le concept de température d'équilibre, présenté précédemment à la Section 3 consacrée à la thermie des cours d'eau, et une modélisation numérique réalisée à l'aide du logiciel de simulation SIC^2.

5.1 Modélisation analytique

La modélisation analytique s'appuie donc sur un modèle thermique intégrant la notion de température d'équilibre et la résolution du bilan énergétique d'un cours d'eau dans le but d'évaluer l'impact du dérèglement climatique lié au changement atmosphérique sur la température de l'eau.

Ce type de modèle a notamment été employé dans d'autres études telles que dans Beaufort et al. (2015), développant par ailleurs une approche par propagation du signal thermique le long du réseau hydrographique. La température de l'eau est alors déterminée au pas de temps horaire pour chaque tronçon du cours d'eau, depuis les nœuds en amont jusqu'à l'exutoire, en tenant compte des caractéristiques hydrologiques et météorologiques rencontrées lors de son parcours.

L'utilisation de l'équation 3.3 [1] (Section 3) pour décrire l'évolution longitudinale de la température de l'eau du Lez repose toutefois sur une hypothèse fondamentale de stationnarité. Les variables d'entrée du modèle, telles que les conditions météorologiques et hydrologiques, la géomorphologie du cours d'eau ou encore la végétation riveraine, sont supposées constantes sur la zone étudiée. Cette forte hypothèse de régime permanent permet ainsi d'obtenir une solution analytique simplifiée du problème thermique.

Dans les travaux de Beaufort et al. (2015), le temps de parcours de l'eau entre l'amont et l'aval d'un tronçon considéré constitue un paramètre primordial dans le calcul de la température de l'eau en aval. Lorsque celui-ci est inférieur à une heure, les forçages météorologiques et hydrologiques peuvent être considérés comme constants sur l'ensemble du tronçon, ce qui permet d'appliquer directement l'équation analytique entre le nœud en amont et le nœud en aval.

En revanche, lorsque le temps de parcours dépasse une durée de soixante minutes, les conditions atmosphériques évoluent au cours du trajet de la masse d'eau. Le tronçon est alors subdivisé en plusieurs pas d'espace correspondant à la distance parcourue en une heure, afin de calculer successivement l'évolution de la température de l'eau dans des conditions stationnaires (Beaufort et al., 2015).

Dans le cadre de l'étude de l'évolution de la température du Lez entre la source et le château de Lavalette, l'objectif est d'évaluer le comportement thermique du fleuve en lien avec la conservation du Chabot du Lez, dont la limite aval de répartition est située au niveau du château des Tilleuls, à environ 6 km de la résurgence principale de l'aquifère karstique du Lez. Compte tenu de la longueur relativement limitée de la zone étudiée et dans un souci de simplification de l'approche, le modèle analytique basé sur l'équation 3.3 a été utilisé en faisant abstraction du temps de parcours de l'eau entre l'amont et l'aval.

5.1.1 Calibration et résultats du modèle analytique

Afin de s'affranchir des fluctuations météorologiques à court terme, le modèle analytique a été appliqué aux chroniques de température de l'eau du Lez enregistrées par les sondes HOBO du BRGM au pas de temps horaire sur des périodes d'une semaine complète. En effet, l'utilisation du modèle sur des périodes trop courtes conduit à des résultats peu satisfaisants, les variations naturelles de température mettant en évidence les limites de l'hypothèse de régime permanent face aux processus transitoires réels.

L'hypothèse de stationnarité constituant un élément fondamental de la modélisation analytique, une approche à l'échelle hebdomadaire a été dès lors privilégiée. Ce choix permet de lisser les variations de courte durée tout en conservant des conditions météorologiques et hydrologiques aussi stables que possible, rendant ainsi la calibration et l'application du modèle plus pertinentes.

1. $T(x) = T_e + (T_0 - T_e)\exp(-K_e b x/\rho_w c_{pw} Q)$

Le modèle a été employé sur une période spécifique issue de la première collecte de données du BRGM. En effet, cette campagne de mesures correspond principalement à des conditions proches du débit de base, pour lesquelles l'impact atmosphérique sur la température de l'eau est le plus prononcé. À l'inverse, lors des périodes de débits élevés faisant suite à la crue du 22 décembre 2025, le comportement thermique du cours d'eau devient plus stable et fortement amorti en raison de volumes d'eau plus importants, rendant le système moins sensible aux fluctuations de la température de l'air.

La période étudiée, s'étalant sur la semaine du 27 novembre au 3 décembre 2025, a été sélectionnée en raison de conditions hydrologiques relativement stables et proches de l'étiage. Après l'épisode de crue, une forte disparité des débits a été mesurée entre les stations hydrométriques de la source et de Lavalette. Sur le plan météorologique, cet intervalle présente également des conditions passablement homogènes, avec un rayonnement solaire globalement constant. Cette semaine correspond à la fin de la première période de froid intense recensée, avec des variations de températures de l'air encore relativement modérées.

Pour cette semaine, les températures de l'eau du Lez enregistrées au pas de temps horaire par les différents capteurs du BRGM ont été moyennées sur l'ensemble de la période afin d'obtenir une température représentative de chaque station (Tableau 5.1).

Sondes HOBO (BRGM)	**Distance x (m)**	**T_x (°C)**
Aqueduc	517	14,7
Grange_pins	1 947	13,3
Amont_Lirou	2 304	12,6
Aval_Lirou	2 730	12,3
CLB	4 143	11,1
Tilleuls	5 906	9,7
Moulin_Boudet	9 400	9,8
Lavalette	10 926	9,8

Table 5.1 – Températures moyennes de l'eau du Lez enregistrées au pas de temps horaire par les différentes stations du BRGM sur la période du 27 novembre au 3 décembre 2025

La Figure 5.1 illustre l'évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source sur ces sept jours et met bien en exergue le comportement particulier des deux dernières stations en aval, Moulin_Boudet et Lavalette, attribuable respectivement à la morphologie hydraulique locale du site et à des apports d'eau du réseau BRL en condition d'étiage.

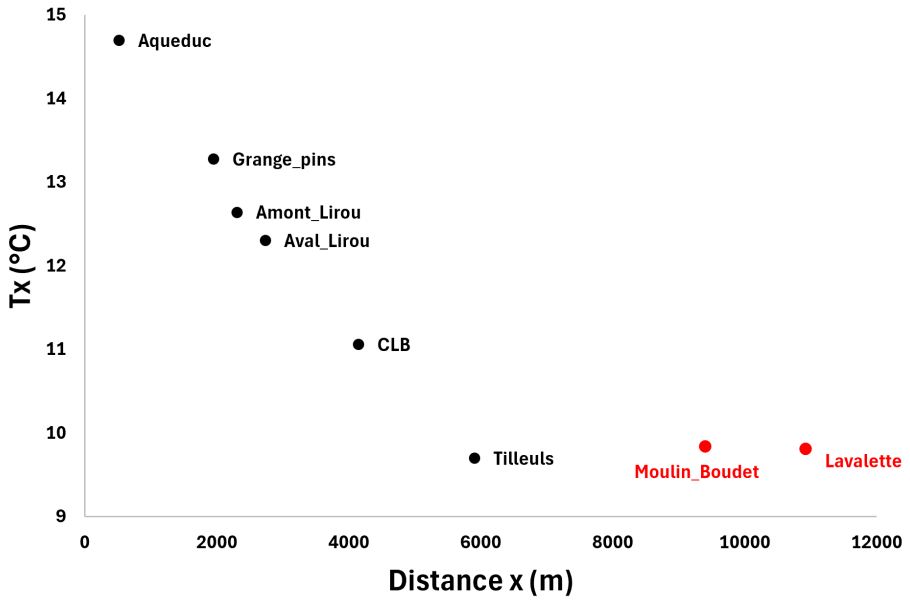


Figure 5.1 – Évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025

Les données météorologiques horaires mesurées entre le 27 novembre et le 3 décembre 2025 ont été employées afin d'estimer les valeurs moyennes du coefficient d'échange de chaleur K_e et de la température d'équilibre T_e sur ces sept jours. Ces deux paramètres, directement liés aux conditions atmosphériques, notamment la température du point de rosée T_d, la vitesse du vent *wnd* et le rayonnement solaire *slr*, ont été calculés au pas de temps horaire à partir des équations 3.6 à 3.9 présentées dans la SECTION 3, puis moyennés sur l'ensemble de la semaine.

De plus, le terme T_{wi}, représentant la température initiale du fleuve, intervient également dans les calculs. Les températures enregistrées par les sondes HOBO du BRGM au pas de temps précédent ont donc été utilisées pour déterminer le coefficient de transfert thermique et la température d'équilibre à chaque pas de temps. Les moyennes de ces deux paramètres ainsi que des variables météorologiques sont inscrites dans le TABLEAU 5.2.

$\mathbf{T_a}$ (°C)	$\mathbf{T_d}$ (°C)	wnd (m/s)	slr (W/m²)	$\mathbf{T_e}$ (°C)	$\mathbf{K_e}$ (W/m²/°C)
5,4	1,6	1,3	76	6,2	15,6

TABLE 5.2 – Moyenne des données météorologiques horaires, du coefficient d'échange de chaleur et de la température d'équilibre pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025

Par comparaison aux statistiques quotidiennes établies sur la période 2000–2025, les conditions observées durant cette semaine de fin d'automne apparaissent cohérentes pour l'ensemble des paramètres considérés. Les valeurs moyennes obtenues sont de 5,4°C pour la température de l'air, 1,6°C pour la température du point de rosée, 1,3 m/s pour la vitesse du vent, 76 W/m² pour le rayonnement solaire, 6,2°C pour la température d'équilibre et 15,6 W/m²/°C pour le coefficient d'échange de chaleur.

Il convient toutefois de rappeler que ces moyennes ont été étudiées sur une seule semaine située entre fin novembre et début décembre, tandis que les statistiques de la période 2000–2025 intègrent l'ensemble des saisons de l'année. L'élément essentiel à retenir pour la suite est que la température d'équilibre moyenne est estimée à 6,2°C et que le coefficient moyen d'échange de chaleur vaut 15,6 W/m²/°C.

De même, les débits moyens enregistrés entre le 27 novembre et le 3 décembre 2025 par les deux stations hydrométriques localisées sur la partie amont du Lez sont de 213 l/s à la station de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de 585 l/s à la station de Lavalette à Montferrier-sur-Lez (TABLEAU 5.3).

Bien que cet écart soit nettement plus faible que lors des périodes de hautes eaux, il reste relativement élevé en raison des précipitations des journées précédentes sur le bassin du Lez qui rejoignent progressivement le cours d'eau entre la source et Lavalette, entraînant une augmentation du débit vers l'aval.

	Source	**Lavalette**
$\boldsymbol{Q_{moy}}$ **(l/s)**	213	585

TABLE 5.3 – Débits moyens enregistrés aux stations hydrométriques de la source à Saint-Clément-de-Rivière et de Lavalette à Montferrier-sur-Lez pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025

Afin d'estimer le débit moyen représentatif de l'ensemble du réseau de capteurs thermiques, une interpolation spatiale linéaire a été réalisée entre les deux stations hydrométriques encadrant le tronçon étudié. Pour chaque sonde, un coefficient de pondération a été calculé en fonction de sa position relative entre ces deux stations, de manière à quantifier l'influence respective de chacune d'elles sur le débit local.

En omettant les capteurs Moulin_Boudet et Lavalette, les coefficients d'influence de la station hydrométrique en aval, à 9 600 m de la source du Lez, varient ainsi de 1,8% pour la sonde Aqueduc à 60,1% pour Tilleuls [2], le complément à 100% correspondant à l'influence de la station de la source (TABLEAU 5.4).

La moyenne des coefficients obtenus pour les six capteurs conduit à une pondération globale de 27,8% pour la station hydrométrique en aval et de 72,2% pour la station hydrométrique en amont. Dès lors, le débit moyen du réseau peut être estimé à 316 l/s comme une combinaison pondérée des débits moyens mesurés aux deux stations hydrométriques [3].

2. Coefficient de pondération d'une sonde par rapport à Lavalette = $(x_{sonde} - x_{Source})/(x_{Lavalette} - x_{Source})$
3. $Q_{moy} = 0{,}722 Q_{Source} + 0{,}278 Q_{Lavalette}$

	Source	Lavalette
Aqueduc	98,2	1,8
Grange_pins	82,7	17,3
Amont_Lirou	78,9	21,1
Aval_Lirou	74,3	25,7
CLB	59,0	41,0
Tilleuls	39,9	60,1

TABLE 5.4 – Répartition des coefficients de pondération (%) des stations hydrométriques pour chaque sonde HOBO du BRGM pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025

En connaissant la température de l'eau en fonction de la distance à la source ainsi que la température en amont imposée, de l'ordre de 15,5°C, et la température d'équilibre calculée à 6,2°C, il est envisageable de représenter l'équation 3.4 sous forme graphique. À partir de la FIGURE 5.2, la pente décroissante de la droite de régression, correspondant au paramètre γ de l'équation 3.5, peut être déterminée.

Ce paramètre γ va permettre d'estimer la valeur du produit $K_e b$, puisque tous les autres termes de l'équation sont connus. La masse volumique de l'eau est prise égale à 1000 kg/m^3, sa chaleur spécifique à 4182 J/kg/°C et le débit moyen de la partie amont du fleuve est fixé à 316 l/s.

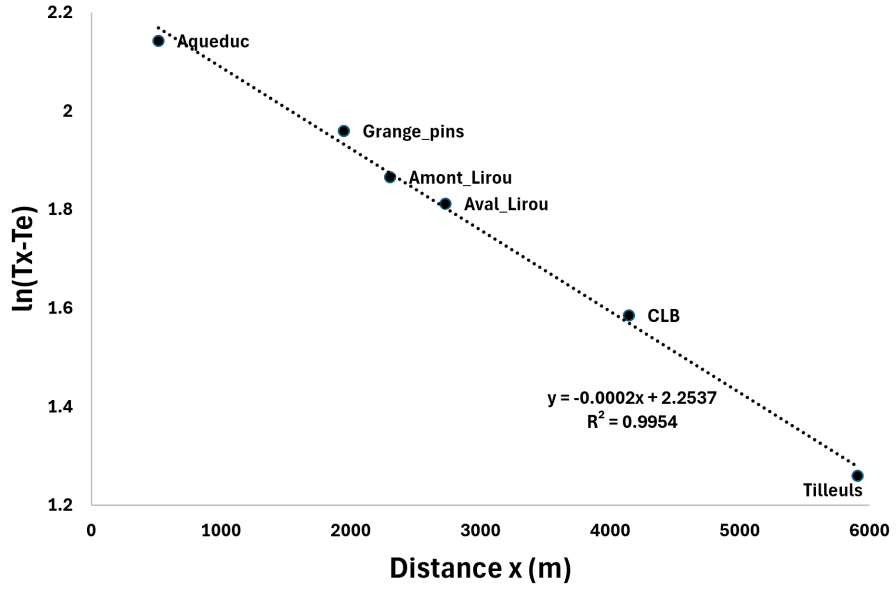


FIGURE 5.2 – Équation linéarisée de ln(T_x - T_e) en fonction de la distance à la source pour la période du 27 novembre au 3 décembre 2025

Le coefficient de détermination R^2 = 0,9954 indique un excellent ajustement du modèle aux données. L'ordonnée à l'origine, égale à 2,2537, est très proche de la valeur théorique ln(T_0 - T_e) = 2,2323, ce qui confirme la cohérence de la régression obtenue.

Enfin, la pente négative de la droite, égale à -1,6508 $\times 10^{-4}$, donne quant à elle un produit $K_e b$ de 218,35 W/m/°C. Sachant la valeur moyenne du coefficient d'échange de chaleur ainsi que le produit $K_e b$, il devient possible d'estimer la largeur moyenne du cours d'eau à environ 14,03 m.

Cette valeur apparaît cohérente avec les caractéristiques du fleuve dans son secteur karstique, où la largeur du lit est généralement comprise entre 10 et 15 m entre la source du Lez et Lavalette en conditions d'étiage (Commune de Saint-Clément-de-Rivière, 2017a). En outre, la période étudiée du 27 novembre au 3 décembre 2025 présente un débit moyen légèrement supérieur au débit d'étiage, ce qui explique que la largeur estimée se situe dans la partie haute de cette fourchette.

La pertinence de la valeur obtenue pour le produit $K_e b$ peut également être vérifiée d'une autre façon. En considérant le coefficient de transfert thermique déterminé à 15,6 W/m^2/°C et une largeur moyenne du Lez comprise entre 10 et 15 m, les valeurs attendues pour $K_e b$ se situent entre 156 et 234 W/m/°C. La valeur calculée de 218,35 W/m/°C s'inscrit pleinement dans cet intervalle.

De plus, les mesures ponctuelles de largeur réalisées au niveau des sondes HOBO du BRGM lors de la dernière campagne de terrain du 1er avril 2026 indiquent une largeur moyenne de l'ordre de 13 m, ce qui conforte la cohérence des résultats obtenus pour la partie amont du fleuve Lez.

L'application du modèle analytique doit toutefois être interprétée avec prudence. À titre d'exemple, le modèle appliqué à la semaine du 11 au 17 novembre 2025, caractérisée par des conditions météorologiques encore plus stables que celles de la période précédemment étudiée (écart-type de la température de l'air d'environ 3,9°C contre 6,1°C), conduit à une température d'équilibre de 14,7°C, un coefficient d'échange thermique de 21,1 W/m²/°C, un produit $K_e b$ de 265,78 W/m/°C et une largeur moyenne du cours d'eau d'environ 12,6 m (FIGURE 5.3).

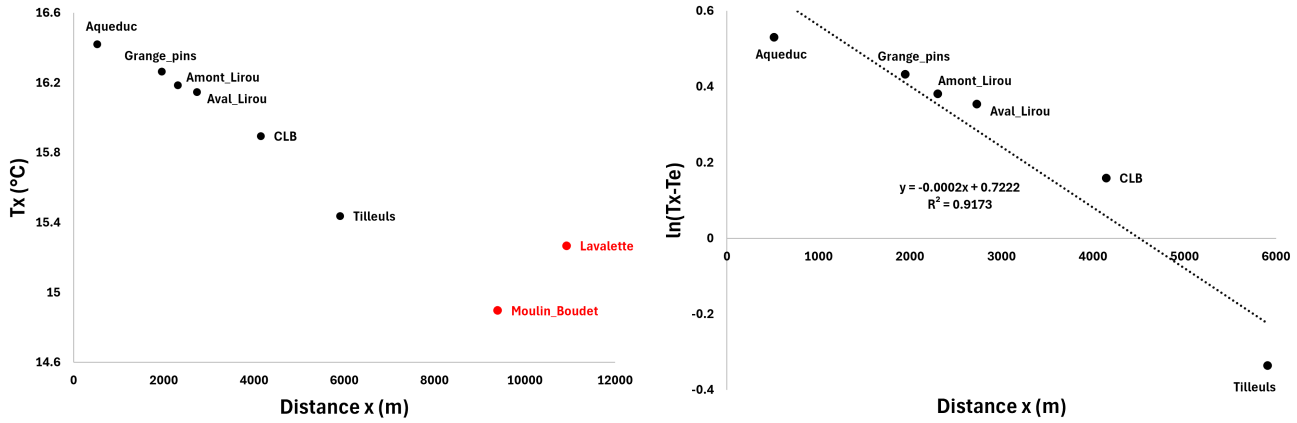


FIGURE 5.3 – Application du modèle analytique à la période du 11 au 17 novembre 2025

Bien que ces résultats puissent paraître pertinents et du même ordre de grandeur que les estimations antérieures, ils ne reflètent pas fidèlement le comportement réel du système. En effet, la température moyenne de l'air sur cette semaine, proche de 15,1°C, est très similaire à celle de l'eau, ce qui limite fortement le contraste thermique entre l'atmosphère et la masse d'eau nécessaire à l'établissement d'un profil longitudinal robuste de la température des eaux du Lez en fonction de la distance à la source.

Par ailleurs, ces résultats semblent considérablement influencés par des précipitations, mis en évidence par une différence plus marquée des débits enregistrés entre la station hydrométrique en amont et celle en aval. Ces apports d'eaux de pluie beaucoup plus froides affectent principalement la partie aval du cours d'eau et modifient le coefficient directeur de la droite de régression utilisé pour déterminer le paramètre γ de l'équation 3.5, ce qui conduit in fine à une fausse estimation du produit $K_e b$.

5.1.2 Simulation de scénarios hydrologiques et météorologiques

L'ordre de grandeur du produit $K_e b$ étant désormais connu et la température en amont toujours fixée à 15,5°C, le modèle analytique peut être utilisé pour simuler différents scénarios et estimer l'évolution de la température du Lez le long du cours d'eau. Il permet ainsi d'évaluer l'influence de diverses conditions hydrologiques et météorologiques sur le régime thermique du fleuve et d'anticiper les variations potentielles de température lors des périodes d'étiage se manifestant essentiellement durant la saison estivale.

D'une part, l'histogramme des températures d'équilibre journalières sur la période 2000–2025, présenté précédemment à la FIGURE 4.7, met en évidence une forte concentration des valeurs entre 5°C et 30°C. Il est alors pertinent d'étudier l'évolution de la température du fleuve en faisant varier la température d'équilibre dans cet intervalle représentatif des conditions météorologiques rencontrées sur le bassin.

D'autre part, les débits d'étiage enregistrés constituent un second paramètre d'intérêt. Le débit restitué à la source du Lez est, en effet, passé ces dernières années de 160 l/s à 230 l/s, avec une valeur intermédiaire de 180 l/s. Il est, par conséquent, judicieux d'analyser l'impact du débit du fleuve du Lez sur la température de l'eau en le faisant varier de 50 l/s à 300 l/s.

Dans un premier temps, il est intéressant d'examiner l'évolution de la température de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source pour différents débits restitués à l'exsurgence principale de l'aquifère karstique.

La FIGURE 5.4 présente ainsi les profils thermiques simulés pour des débits moyens compris entre 50 et 300 l/s, tout en conversant les conditions météorologiques de la semaine du 27 novembre au 3 décembre 2025, à savoir avec une température d'équilibre de 6,2°C.

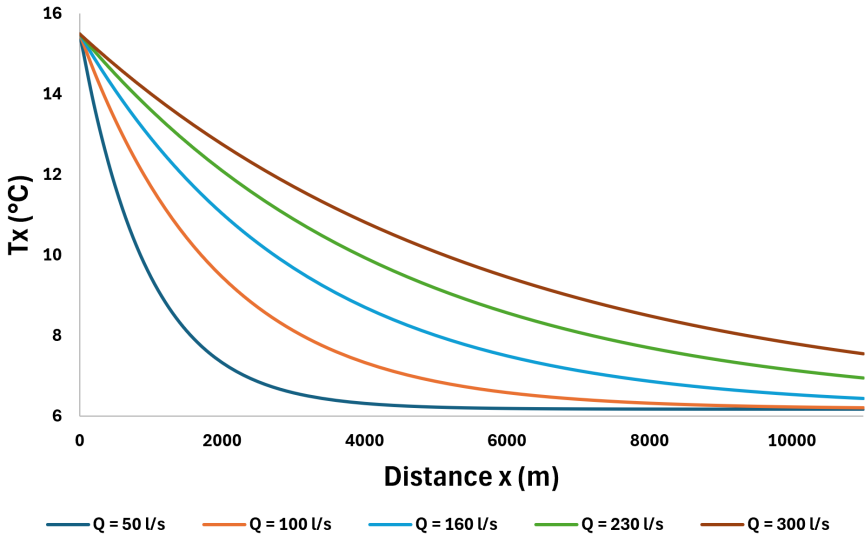


FIGURE 5.4 – Simulation analytique de l'évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source selon différents débits restitués à la source du Lez avec les conditions météorologiques de la semaine du 27 novembre au 3 décembre 2025 ($T_e = 6{,}2$°C)

Il est remarquable de constater que, pour de très faibles débits, la forme exponentielle décrite par l'équation analytique 3.3 apparaît clairement. La température de l'eau évolue rapidement vers la température d'équilibre au fur et à mesure de l'écoulement vers l'aval. Par contre, lorsque les débits moyens sont plus élevés, cette évolution devient beaucoup plus progressive et la forme exponentielle est moins perceptible.

Pour une même distance parcourue, la variation de température est nettement plus importante avec un débit de 50 l/s qu'avec un débit de 300 l/s. Alors que les faibles débits favorisent les échanges thermiques entre le cours d'eau et l'atmosphère, les débits élevés confèrent au fleuve une plus grande inertie thermique.

Dans un second temps, il est possible de représenter l'évolution de la température de l'eau en fonction de la distance à la source pour le débit actuellement restitué au Lez, fixé à 230 l/s, tout en considérant une gamme de températures d'équilibre comprise entre 5 et 30 °C (FIGURE 5.5).

Cette représentation est particulièrement explicite et permet d'évaluer, pour une distance donnée à la source du Lez, l'amplitude potentielle des variations de température de l'eau sur une année complète sous les conditions hydrologiques actuelles.

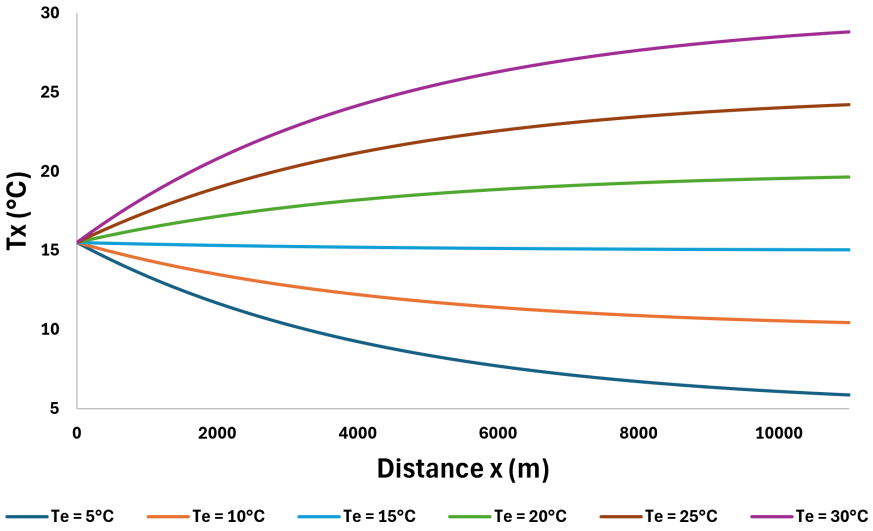


FIGURE 5.5 – Simulation analytique de l'évolution de la température moyenne de l'eau du Lez en fonction de la distance à la source selon différentes conditions météorologiques, représentées par la température d'équilibre, dans les conditions actuelles de débit réservé au Lez ($Q_{moy} = 230$ l/s)

Enfin, la limite aval de l'aire de répartition du Chabot du Lez étant située à environ 6 km de la source, il est spécialement utile d'évaluer la température du cours d'eau à cette distance. L'analyse de l'évolution de la température de l'eau simulée à 6000 m de la résurgence, pour différentes valeurs de débit et de température d'équilibre, permet de prédire l'amplitude des variations thermiques auxquelles cette espèce endémique peut être amenée à subir en fonction du débit moyen du fleuve Lez (FIGURE 5.6).

Ce graphique expose clairement l'influence du débit sur le régime thermique du cours d'eau. Les faibles débits favorisent les échanges de chaleur avec l'atmosphère et conduisent ainsi à des variations de température de l'eau plus importantes. À l'inverse, les débits élevés, de par une plus grande inertie thermique, limitent les variations de température, jouant un rôle tampon vis-à-vis des conditions météorologiques.

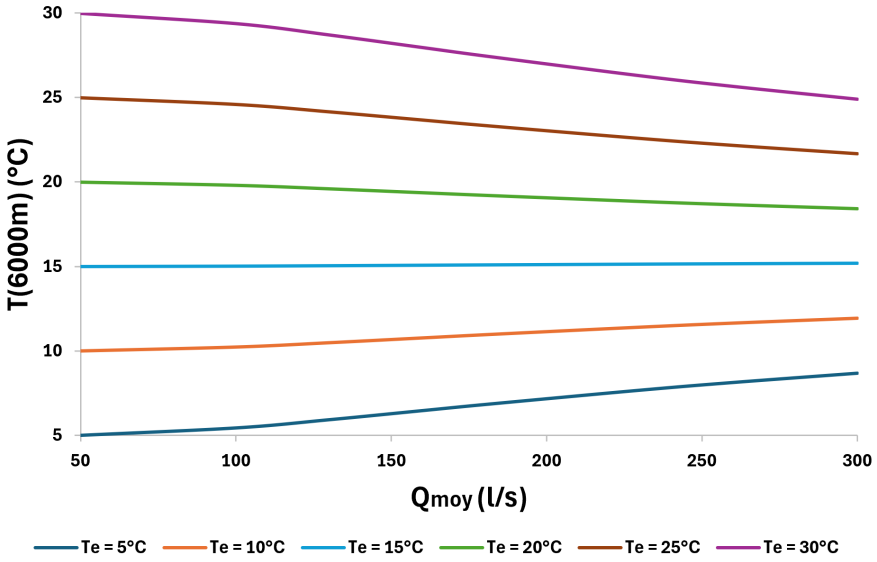


FIGURE 5.6 – Simulation analytique de l'évolution de la température moyenne de l'eau à 6 000 m de la source du Lez selon différentes valeurs de débits réservés au Lez et de températures d'équilibre

Le TABLEAU 5.5 reprend les amplitudes maximales de variation de la température de l'eau à 6000 m de l'exsurgence principale de l'aquifère du Lez pour différents débits moyens et indique une différence supérieure à 8°C entre les scénarios de 50 l/s et de 300 l/s.

Ces résultats confirment l'intérêt du maintien, voire de l'augmentation, du débit réservé à la source du Lez durant les périodes d'étiage afin de limiter les variations thermiques susceptibles d'affecter les écosystèmes aquatiques. À l'heure actuelle, le débit restitué de 230 l/s permet de contenir l'amplitude maximale des variations à environ 16,2°C au niveau de la limite aval de l'aire de répartition du Chabot du Lez.

Q_{moy} (l/s)	50	100	160	180	230	300
ΔT_{max} (°C)	25,0	23,9	21,5	20,6	18,6	16,2

TABLE 5.5 – Amplitudes maximales de variation de la température de l'eau à 6000 m de la source selon le débit moyen restitué au fleuve Lez lors des périodes d'étiage

Les résultats issus de ces simulations analytiques doivent être cependant maniés avec précaution. Il serait notamment nécessaire de comparer l'ordre de grandeur du produit $K_e b$ à d'autres estimations obtenues à partir de chroniques de température du Lez en périodes d'étiage dans des conditions hydrologiques et météorologiques beaucoup plus stables. Dans ce cadre, la valeur de 218,35 W/m/°C semble légèrement élevée, ce qui peut s'expliquer par des conditions hydrologiques quelque peu supérieures au débit d'étiage, conduisant à une surestimation indirecte de la largeur du cours d'eau.

Par ailleurs, certaines simulations reposent sur des scénarios extrêmes peu susceptibles de se produire en réalité, notamment des débits très faibles de 50 l/s, ainsi que sur les bornes basses et hautes de la plage de températures d'équilibre (5 à 30°C), la valeur retenue de 6,2°C pour la semaine du 27 novembre au 3 décembre 2025 étant représentative de la deuxième période la plus froide de la dernière décennie.

Enfin, il convient de rappeler qu'en automne-hiver, les débits moyens observés à la source du Lez sont généralement bien supérieurs aux débits d'étiage, principalement caractéristiques de la période estivale.

5.2 Modélisation numérique

Afin de s'extraire de l'hypothèse de stationnarité sur laquelle repose la modélisation analytique fondée sur le concept de température d'équilibre, une approche de modélisation numérique a été initiée à l'aide du logiciel SIC^2. Contrairement au modèle analytique qui décrit une évolution vers un état d'équilibre sous des conditions hydrologiques et météorologiques constantes, le modèle numérique permet de représenter le comportement transitoire du cours d'eau en simulant l'évolution de la température de l'eau au cours du temps en réponse aux variations des forçages atmosphériques et hydrologiques.

Le recours à ce logiciel de simulation permet également de prendre en compte la complexité du fonctionnement hydraulique réel du Lez. En résolvant les équations de l'écoulement à surface libre, SIC^2 détermine rapidement et rigoureusement les lignes d'eau, les vitesses et les débits, tout en intégrant les caractéristiques propres au fleuve montpelliérain telles que sa géomorphologie et la présence d'ouvrages hydrauliques, notamment les seuils.

Cette modélisation hydraulique constitue un préalable indispensable à la simulation de la température de l'eau, les caractéristiques de l'écoulement (hauteur d'eau, vitesse, largeur du miroir d'eau) contrôlant directement les échanges d'énergie thermique entre le cours d'eau et l'atmosphère.

Le modèle permet, en outre, de prendre en compte des paramètres tels que l'ombrage de la ripisylve, particulièrement important sur le Lez où alternent des secteurs fortement boisés et des portions plus ouvertes. L'influence de ces facteurs sur le bilan thermique est difficilement représentable par une approche analytique en régime permanent, constituant l'un des principaux intérêts de la modélisation numérique.

L'objectif de ce chapitre consiste à présenter les premières étapes de la mise en œuvre d'un modèle hydrothermique du fleuve Lez à l'aide de SIC^2. En raison de dysfonctionnements rencontrés au sein du module thermique du logiciel, dont la correction n'a pas pu être réalisée dans les délais impartis faute de disponibilité des développeurs, il n'a pas été possible d'aboutir à une simulation numérique pleinement fonctionnelle de la température de l'eau. Cette partie se concentre donc sur les principales démarches de la construction du modèle qui constituent une base de travail pour le développement ultérieur d'une modélisation plus complète.

5.2.1 Présentation générale du logiciel SIC^2

Le logiciel SIC^2 (Simulation Intégrée des Canaux et de leur Contrôle), développé par l'INRAE, est un logiciel de modélisation hydraulique unidimensionnelle (1D) destiné à la simulation des écoulements des canaux d'irrigation, des rivières, des fleuves et des réseaux d'assainissement (UMR G-EAU, 2026). Cet outil efficace permet aux gestionnaires et aux chercheurs de tester rapidement différentes configurations de conception ou de gestion et d'analyser des épisodes de crues ou d'étiages (Dorchies et al., 2013).

Contrairement à de nombreux modèles 1D d'hydraulique à surface libre principalement dédiés à la modélisation des cours d'eau naturels, SIC^2 se distingue par son orientation initiale vers les canaux d'irrigation. Il intègre ainsi une bibliothèque complète d'ouvrages (vannes, seuils horizontaux, obliques ou trapézoïdaux, ou dispositifs de régulation automatique hydromécaniques) et assure une représentation continue des différents régimes d'écoulement ainsi que de leurs transitions, notamment entre écoulement à surface libre et écoulement en surverse (Dorchies et al., 2013).

Les simulations hydrauliques reposent sur la résolution des équations de Saint-Venant en régime permanent ou transitoire. Le logiciel est capable de traiter des réseaux de topologie variés, qu'ils soient ramifiés ou maillés, ainsi que des cours d'eau comportant des lits mineur, moyen et majeur ou des casiers aux nœuds (Dorchies et al., 2013).

Au-delà de la modélisation hydraulique, SIC^2 comprend un module de qualité couplé au calcul hydraulique unidimensionnel. Celui-ci permet de simuler le transport et l'évolution de différents paramètres tels que la température de l'eau, les substances chimiques, les algues ou les sédiments (Dorchies et al., 2013).

Sa structure modulaire permet ainsi de construire successivement le modèle topographique, le modèle hydraulique puis le modèle de qualité, ce qui en fait un outil complet particulièrement adapté au développement d'un modèle hydrothermique du fleuve Lez.

5.2.2 Module Topologie et Géométrie

Le premier mode de SIC^2, dédié à la topologie et à la géométrie, constitue la fondation de toute modélisation hydraulique. Il est chargé de définir l'environnement physique du réseau en gérant l'ensemble des données topographiques nécessaires aux calculs hydrauliques (UMR G-EAU, 2026).

La première étape consiste à construire la topologie du réseau qui repose sur deux entités fondamentales : les nœuds et les biefs. Les nœuds correspondent aux points de connexion du réseau et sont positionnés aux extrémités des tronçons ainsi qu'aux emplacements où sont définies les conditions aux limites (entrées et sorties de débit). Les biefs représentent, quant à eux, les tronçons continus du cours d'eau reliant deux nœuds successifs (UMR G-EAU, 2026).

La géométrie du cours d'eau est ensuite décrite à l'aide de profils en travers (sections). Afin de représenter fidèlement la morphologie du lit (mineur, moyen et majeur), des sections sont définies au début et à la fin de chaque bief, à chaque changement de largeur ou de géométrie, ainsi qu'à l'amont et à l'aval de chaque ouvrage hydraulique (sections singulières). Les profils sont généralement importés sous la forme de couples abscisse-cote, ce qui permet de conserver la dissymétrie réelle des sections d'un cours d'eau naturel, contrairement à une représentation simplifiée en largeur-cote (UMR G-EAU, 2026).

Avant tout calcul hydraulique, le logiciel vérifie de manière automatique la cohérence du réseau lors de son enregistrement, puis lance le mailleur TALWEG. Cette étape indispensable à la préparation du modèle contrôle la complétude de la topologie (raccordement des nœuds, présence des sections amont et aval des biefs, cohérence des pentes, etc.) et signale les éventuelles erreurs susceptibles de compromettre les simulations hydrauliques (UMR G-EAU, 2026).

Une fois ces vérifications effectuées, TALWEG génère le maillage de calcul en interpolant, le long des biefs, des profils intermédiaires à tirant d'eau constant entre les sections de données renseignées, selon un pas d'espace défini. Il transforme ainsi une description topographique discontinue en un modèle géométrique continu directement exploitable pour la résolution des équations de Saint-Venant (UMR G-EAU, 2026).

Afin d'optimiser les performances de calcul tout en conservant une précision satisfaisante, SIC^2 simplifie automatiquement les profils en supprimant les points dont l'influence sur la surface mouillée (inférieure à 1%) ou sur le périmètre mouillé (inférieure à 5%) est négligeable. Cette optimisation permet de réduire le coût numérique des simulations tout en garantissant un maillage suffisamment fin (UMR G-EAU, 2026).

Le travail de modélisation du fleuve Lez a débuté par la récupération d'un modèle SIC^2 préexistant, développé par l'INRAE en 2003. Ce modèle initial couvrait l'ensemble du Lez, de sa source jusqu'à son exutoire en mer, ainsi que les affluents du Terrieu et du Lirou. Il s'appuyait sur des données géométriques de type abscisse-cote issues des études du BCEOM (1988 et 2006), complétées par plusieurs campagnes de relevés de terrain (Borrell Estupina et al., 2012).

Pour les besoins de cette étude, ce modèle a été simplifié afin de ne conserver que le tronçon compris entre la source du Lez et l'amont de la station hydrométrique de Lavalette à Montferrier-sur-Lez. L'affluent du Lirou ainsi que toute la partie aval du réseau ont ainsi été supprimés, ce qui a permis d'alléger le modèle tout en concentrant les simulations sur le secteur étudié.

Afin d'améliorer la représentation géométrique du cours d'eau, le modèle de 2003 a été, par après, enrichi par l'intégration d'une cinquantaine de nouveaux profils en travers au format abscisse-cote entre la source et Lavalette. Ces profils ont été extraits des cartes publiques d'aléa inondation au 1/5000 des communes de Saint-Clément-de-Rivière, Prades-le-Lez, Montferrier-sur-Lez et Clapiers. Leur géoréférencement dans un SIG a permis de digitaliser leur tracé et de déterminer précisément leur position le long du fleuve. En revanche, l'absence de profils de type abscisse-cote entre la source du Lez et la confluence avec le Lirou a constitué une limite importante lors de cette phase de construction.

Enfin, un travail spécifique a été mené sur les ouvrages hydrauliques, en particulier les seuils dont la localisation a été vérifiée et, si nécessaire, corrigée. Conformément aux recommandations de l'UMR G-EAU (2026), une section aval a également été créée à la même abscisse que chaque seuil. Cette section reprend la géométrie du profil situé immédiatement à l'aval, tandis que celle du seuil est définie soit de manière intrinsèque soit à partir du profil amont. Cette méthode facilite l'interprétation des résultats hydrauliques ainsi que la lecture des profils longitudinaux générés par SIC^2 (UMR G-EAU, 2026).

5.2.3 Module Hydraulique

Une fois la géométrie du cours d'eau définie, la deuxième unité de SIC^2 prend le relais pour simuler les écoulements à partir des lois de la dynamique des fluides. Ce mode résout les équations unidimensionnelles de Saint-Venant afin de calculer la ligne d'eau ainsi que les principales caractéristiques hydrauliques en tout point du réseau, notamment les débits, les vitesses d'écoulement, les largeurs au miroir ou encore nombre de Froude. Ces variables hydrauliques constituent les paramètres indispensables à la modélisation ultérieure des échanges thermiques entre le cours d'eau et l'atmosphère (UMR G-EAU, 2026).

Les calculs reposent sur deux solveurs distincts mais complémentaires : FLUVIA, dédié aux simulations en régime permanent, et SIRENE, utilisé pour les simulations en régime transitoire (UMR G-EAU, 2026).

Le solveur FLUVIA calcule la ligne d'eau en régime permanent et fournit les conditions initiales nécessaires aux simulations transitoires. Avant son exécution, le scénario hydraulique est soumis à une vérification automatique de la cohérence et de la complétude des données saisies (UMR G-EAU, 2026).

Son fonctionnement requiert la définition des coefficients de rugosité de Manning-Strickler sur l'ensemble du réseau, des débits imposés aux nœuds amont ainsi que des conditions limites aux nœuds aval, qui peuvent être définies sous la forme d'une cote imposée, d'un débit imposé ou d'une relation débit-cote. Les nœuds situés aux extrémités du réseau sont ainsi systématiquement associés à des prises servant de conditions aux limites dans les algorithmes de calcul hydraulique (UMR G-EAU, 2026).

Une fois le calcul en régime permanent validé, la ligne d'eau obtenue peut être importée comme condition initiale d'un nouveau scénario hydraulique. Le solveur SIRENE résout alors les équations de Saint-Venant en régime transitoire afin de simuler l'évolution temporelle des débits, des hauteurs d'eau et des vitesses à chaque pas de temps (UMR G-EAU, 2026).

Le module hydraulique permet également de représenter des configurations plus complexes en intégrant des apports et prélèvements latéraux (infiltrations), des prises aux nœuds intermédiaires ainsi que les ouvrages hydrauliques présents sur le cours d'eau, notamment les seuils du Lez. Chaque ouvrage est associé à une section singulière et est caractérisé par plusieurs paramètres, tels que sa largeur, la cote de sa crête et un ou plusieurs coefficients de débit intervenant directement dans le calcul des écoulements (UMR G-EAU, 2026).

Les hypothèses classiques de l'hydraulique unidimensionnelle sont retenues, avec une surface libre supposée horizontale dans chaque section en travers, des vitesses transversales négligeables et une distribution hydrostatique des pressions (UMR G-EAU, 2026).

Enfin, une étape essentielle consiste au calage hydraulique du modèle. Celui-ci est généralement réalisé en régime permanent en ajustant progressivement, de l'aval vers l'amont, les coefficients de Strickler du lit ainsi que les coefficients de débit des ouvrages afin de reproduire au mieux les niveaux d'eau observés sur le terrain. Une fois calibré, le modèle permet d'atteindre une précision de l'ordre de quelques centimètres sur les lignes d'eau simulées. Les paramètres de calcul proposés par défaut dans SIC^2 sont, par ailleurs, généralement suffisants pour obtenir une solution numérique stable et précise, y compris pour des réseaux maillés relativement complexes (UMR G-EAU, 2026).

Dans le cadre de l'application au fleuve Lez en conditions d'étiage, le travail s'est concentré sur la simulation d'un écoulement permanent mono-dimensionnel en considérant exclusivement un régime fluvial. Dans cette configuration, le calcul de la ligne d'eau est réalisé de l'aval vers l'amont à l'aide du solveur FLUVIA. Dans le cas d'un régime torrentiel, les calculs seraient effectués de l'amont vers l'aval.

La mise en œuvre du modèle a nécessité la définition des conditions aux limites du cours d'eau. Au nœud amont, situé à la source du Lez, un débit constant de 230 l/s a été imposé, correspondant au débit réservé au Lez en période d'étiage. Conformément aux conventions de SIC^2, ce débit entrant est saisi avec un signe positif. Pour le seul nœud intermédiaire, au niveau de la confluence avec le Lirou, une condition de débit nul a été retenue, cet affluent étant considéré comme à sec durant les basses eaux. Enfin, au nœud aval localisé à la station hydrométrique de Lavalette, une cote d'eau de 34,73 m NGF a été imposée. Cette valeur résulte de l'altitude du site (34,43 m NGF) à laquelle a été ajoutée une hauteur d'eau représentative de 0,30 m NGF, généralement enregistrée à cet endroit lors des débits d'étiage.

Les coefficients de rugosité de Manning-Strickler ainsi que les caractéristiques des ouvrages hydrauliques (seuils) issus du modèle de 2003 ont été conservés, tout en posant l'absence de termes d'infiltration le long du parcours du fleuve. Les résultats de la simulation hydraulique en régime permanent sont présentés à la FIGURE 5.7, qui montre les profils longitudinaux des cotes du lit, de la berge et de la ligne d'eau sur le tronçon étudié en période d'étiage.



FIGURE 5.7 – Profils longitudinaux du lit, de la berge et de la ligne d'eau du fleuve Lez simulés par le modèle hydraulique du logiciel SIC^2 en régime permanent entre la source du Lez et la station hydrométrique de Lavalette pour un débit d'étiage de 230 l/s

La simulation confirme la cohérence hydraulique du modèle : la cote de l'eau demeure en permanence inférieure à celle de la berge, ce qui exclut tout débordement, conformément aux conditions d'étiage simulées. Les profils mettent également en évidence les pertes de charge associées aux différents seuils du Lez, matérialisées par des chutes successives de la ligne d'eau. Enfin, le calcul converge correctement vers la condition limite imposée à l'aval, avec une cote finale de 34,73 m NGF, attestant de la stabilité numérique de la simulation.

Il convient toutefois de souligner que ce modèle n'a pas pu faire l'objet d'un calage hydraulique complet. En l'absence de mesures de hauteurs d'eau de terrain, les coefficients de rugosité et de débit des ouvrages n'ont pas pu être ajustés afin de reproduire fidèlement les niveaux observés. Le modèle est néanmoins entièrement structuré et pourra être calibré ultérieurement dès que ces données seront disponibles.

5.2.4 Module Qualité

La dernière unité du logiciel SIC^2, correspondant au mode ALGEQUEAU, constitue l'étape finale de la modélisation, en permettant de simuler la qualité des eaux à partir des résultats hydrauliques obtenus avec les solveurs FLUVIA ou SIRENE. Initialement conçu pour représenter le développement des algues dans les canaux d'irrigation, ce module a été étendu pour suivre jusqu'à six types de classes de qualité, parmi lesquels figure notamment la température de l'eau T (°C) (UMR G-EAU, 2026).

Le transport de la chaleur est modélisé de l'amont vers l'aval au moyen d'une équation d'advection-diffusion, résolue à l'aide du schéma numérique de Holly-Preissmann. Dans ce cadre, la température de l'eau en chaque point du réseau découle à la fois de la température des apports amont et des échanges thermiques entre la masse d'eau, l'atmosphère et, éventuellement, le substrat (UMR G-EAU, 2026).

Le cœur du module, formulé par l'équation 5.1, repose sur la résolution d'une équation de transport couplée à un bilan d'échange thermique complet. Le terme de variation temporelle de la température de l'eau, noté E_T (°C/s) et décrit par l'équation 5.2, est déterminé à partir de la puissance surfacique P (W/m^2) reçue à la surface de l'eau (UMR G-EAU, 2026).

Cette puissance, exprimée par l'équation 5.3, résulte d'un bilan énergétique global décomposé en plusieurs flux : le rayonnement solaire direct R_N, le rayonnement atmosphérique R_a, le rayonnement infrarouge émis par la surface de l'eau R_e, le flux de chaleur sensible associé aux échanges par convection et conduction entre l'eau et l'air H_s, ainsi que le flux de chaleur latente lié à l'évaporation H_e (UMR G-EAU, 2026).

La résolution de ces équations mobilise plusieurs constantes physiques fondamentales, notamment la masse volumique de l'eau, sa capacité calorifique, la largeur au miroir L_m (m), ainsi que l'émissivité de l'eau, fixée à 0.97. Les équations utilisées sont décrites ci-dessous, incluant, entre autres, le coefficient de dispersion longitudinale D (m^2/s) (UMR G-EAU, 2026).

$$\frac{\partial ST}{\partial t} + \frac{\partial QT}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(DS\frac{\partial T}{\partial x}\right) + SE_T \tag{5.1}$$

$$E_T = \frac{L_m P}{\rho_w c_{pw} S} \tag{5.2}$$

$$P = (1 - C_m)((1 - a)R_N + R_a - R_e - H_s - H_e) \tag{5.3}$$

Les échanges de chaleur avec le fond du cours d'eau peuvent également être pris en considération à travers le périmètre mouillé. Toutefois, ces flux conductifs sont généralement jugés faibles par rapport aux échanges atmosphériques et au regard des processus de convection de la masse d'eau. Ils sont fréquemment négligés en assimilant le lit à une interface adiabatique. Par ailleurs, ils restent délicats à paramétrer, car ces échanges dépendent fortement des propriétés thermiques du substrat ainsi que de sa température (UMR G-EAU, 2026).

Le calcul des échanges thermiques de surface avec l'atmosphère, qui constitue le principal moteur des variations de température de l'eau, nécessite la définition de plusieurs variables météorologiques. Celles-ci peuvent être imposées constantes ou évolutives dans le temps. Il s'agit notamment de la température de l'air, de l'humidité relative, de la vitesse du vent, du rayonnement net ainsi que de l'albédo a, généralement fixé à une valeur moyenne de 0,03 pour un plan d'eau (UMR G-EAU, 2026).

L'un des principaux atouts du module ALGEQUEAU dans le cadre de l'étude thermique du Lez réside dans la possibilité d'introduire des coefficients de masquage C_m, définis de manière analogue aux coefficients de rugosité de Strickler. Ces coefficients, compris entre 0 et 1, permettent de représenter l'effet d'ombrage exercé par la ripisylve ou par des ouvrages couverts sur les échanges thermiques entre le cours d'eau et l'atmosphère. Une valeur $C_m = 0$ correspond à une absence totale de masquage, tandis qu'une valeur $C_m = 1$ traduit un masquage complet, annulant l'ensemble des flux d'échange à la surface. Il convient néanmoins de souligner que ce coefficient est supposé constant dans le temps : le logiciel ne permet pas encore de prendre en compte les variations de l'ombrage liées à l'orientation du soleil au cours de la journée (UMR G-EAU, 2026).

Pour finir, l'utilisation du module Qualité de SIC^2 pour le fleuve Lez a incarné la partie la plus exploratoire de cette modélisation numérique. L'objectif était de préparer la mise en œuvre de simulations transitoires de la température de l'eau le long du cours d'eau, en testant dans un premier temps le comportement du modèle en régime permanent.

Pour cette première simulation, une condition limite de température de 17°C a été imposée au nœud amont, correspondant à la source du Lez. Cette valeur est représentative de la température de l'eau recensée à la source en période estivale.

Afin de représenter les échanges thermiques entre le cours d'eau et l'atmosphère, les données météorologiques intégrées au modèle correspondent aux conditions moyennes de l'été 2018. Le choix de cette période avait pour but de permettre, à terme, une comparaison entre les températures simulées par ALGEQEAU et les chroniques de température mesurées par les sondes de l'EPTB lors de cette campagne estivale.

Le paramétrage de l'albédo a été posé à 0.03. Un travail spécifique a également été réalisé sur les coefficients de masquage afin de représenter correctement l'hétérogénéité de la ripisylve le long du Lez. Ainsi, un coefficient de 0 a été affecté aux secteurs entièrement découverts, 0,2 aux tronçons où une seule rive est boisée, 0,4 aux portions bordées d'une ripisylve dense sur les deux rives, et jusqu'à 0,8 sous les ponts et autres ouvrages procurant un ombrage très important.

Cependant, les premiers résultats obtenus, visibles à la Figure 4, ont mis en exergue des incohérences majeures. Alors que les conditions météorologiques estivales devraient conduire à un réchauffement progressif de l'eau au cours de son écoulement vers l'aval, les simulations montrent au contraire une diminution de la température le long du fleuve, bien que la condition limite imposée de 17°C à la source soit respectée.

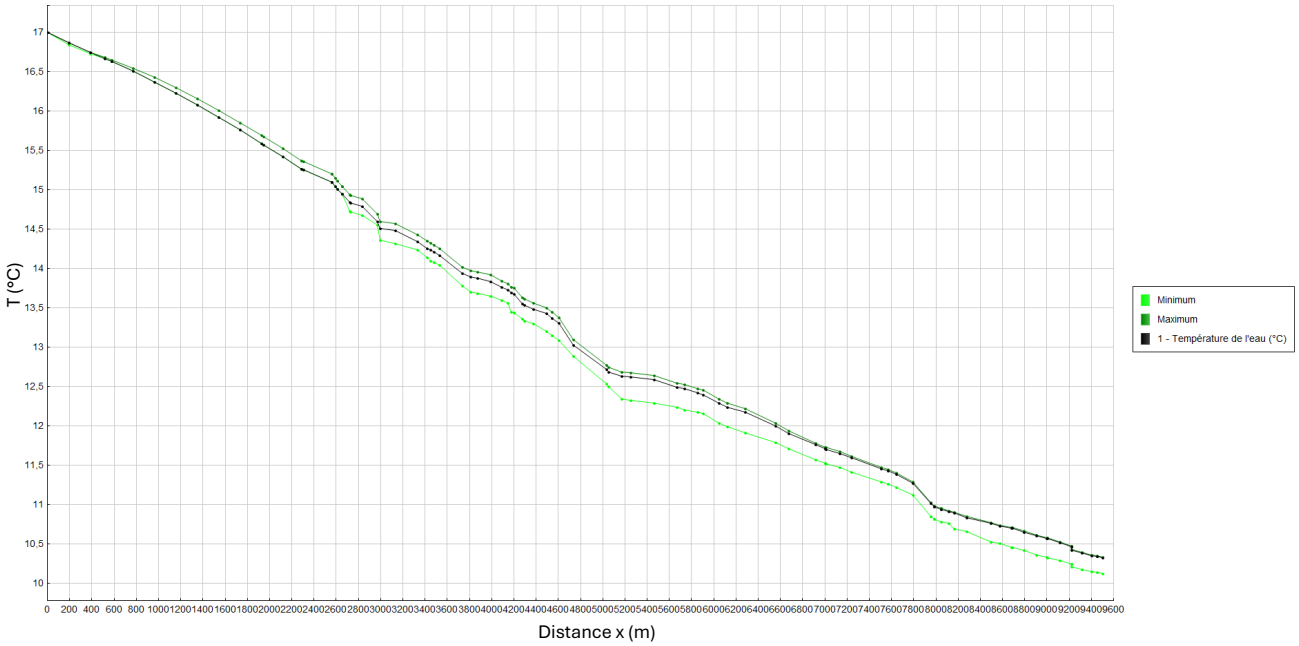


FIGURE 5.8 – Simulation numérique en régime permanent de la température de l'eau du fleuve Lez à l'aide du module ALGEQUEAU du logiciel SIC^2 entre la source du Lez et la station hydrométrique de Lavalette pour la période estivale de 2018

Malgré une convergence du modèle, ces résultats suggèrent l'existence d'une anomalie dans l'implémentation du module de calcul thermique SIC^2. En conséquence, les simulations transitoires de température de l'eau n'ont pas pu être exploitées dans le cadre de cette étude et le développement du modèle hydrothermique devra être poursuivi après correction de ce dysfonctionnement.

6 Conclusions générales et perspectives

Dans un contexte de changement climatique, les sources d'eaux souterraines et les écosystèmes qui en dépendent suscitent un intérêt croissant afin de préserver la sécurité de l'eau et l'équilibre écologique. Dans cette perspective, le projet SentinelSpringS vise à utiliser les sources comme des « sentinelles » du changement climatique et de la durabilité des écosystèmes aquatiques. Il tente ainsi à développer des méthodes de suivi et de modélisation des sources afin d'évaluer les impacts des changements globaux et des pressions anthropiques, tout en contribuant à la création d'une base de données européenne, à l'implication des acteurs locaux et à la promulgation de politiques pour une gestion durable des ressources en eau.

Ce travail de fin d'études s'inscrit dans ce cadre en prenant pour cas d'étude la source karstique du Lez ainsi que le tronçon amont du fleuve Lez à Montpellier en France, en lien avec la problématique au Chabot du Lez. L'objectif principal était d'évaluer la persistance de l'influence de la source sur les caractéristiques physico-chimiques du cours d'eau, en particulier la minéralisation, la température et la concentration en oxygène dissous, tout en considérant l'impact des stratégies de pompage mises en œuvre.

Pour répondre à ces objectifs, ce mémoire s'est articulé autour de deux volets complémentaires. Le premier repose sur l'analyse d'un vaste ensemble de données acquises sur le site d'étude, tandis que le second est consacré à la modélisation du régime thermique du Lez à travers une approche analytique fondée sur les notions de température d'équilibre et de coefficient d'échange thermique, ainsi qu'une première mise en œuvre d'un modèle hydrothermique numérique à l'aide du logiciel SIC^2.

Le premier chapitre de ce travail introduit le cas d'étude en décrivant le système formé par la source pérenne du Lez, principale exsurgence de l'aquifère karstique du Lez, et le fleuve qu'elle alimente, dont le débit réservé en période d'étiage est passé de 160 à 230 l/s au cours des dernières années. Il s'intéresse au contexte environnemental du site en abordant notamment la géographie, l'hydrologie, les sols, la géologie, et l'hydrogéologie, ainsi que les principaux services écosystémiques associés.

En effet, la source du Lez contribue au maintien du débit des eaux de surface, notamment à des fins récréatives, et constitue une ressource importante pour l'approvisionnement en eau potable. Avec une production annuelle de l'ordre de 35 millions de m^3, elle dessert près de 350 000 habitants, ce qui en fait le deuxième point de captage d'eaux souterraines le plus important au monde. Elle joue également un rôle essentiel dans l'approvisionnement en eau et dans la régulation thermique du milieu aquatique dépendant des eaux souterraines. Sur ses 5,5 premiers kilomètres, le fleuve Lez abrite notamment une espèce endémique menacé, le Chabot du Lez, particulièrement sensible aux variations de température.

Tout d'abord, depuis le début des années 2000, des statistiques journalières ont été établies à partir des données météorologiques, de la température d'équilibre et du coefficient d'échange thermique, avec une comparaison entre les deux stations météorologiques situées sur le secteur du Lez. Sur cette période, la température de l'air a augmenté de plus de 1°C sur les deux stations. L'augmentation est encore plus marquée pour la température d'équilibre, avec une hausse supérieure à 2°C sur la station la plus proche de la source du Lez. La station située à l'aval du fleuve met en évidence l'influence de la proximité de la mer Méditerranée, notamment à travers la vitesse du vent. Par ailleurs, une forte corrélation linéaire positive s'est avérée entre la température de l'air et la température d'équilibre.

L'étude des précipitations enregistrées à proximité de la source du Lez démontre bel et bien un bassin soumis à un climat méditerranéen, caractérisé par des étés secs et des épisodes pluvieux intenses en automne, susceptibles de réactiver des sources temporaires à la suite de la saturation de l'aquifère. Depuis l'an 2000, une tendance à la baisse des cumuls annuels des précipitations est dressée, correspondant à une diminution d'environ 127 mm sur la période étudiée. Le dernier épisode pluvieux intense recensé correspond à l'événement du 22 décembre 2025, avec plus de 120 mm de pluie tombés en 24 heures.

Ensuite, l'analyse du régime hydrologique aux stations amont et aval de la zone d'étude met en exergue des étiages prononcés en période estivale et des épisodes de crue en réponse aux événements pluvieux, avec une très forte variabilité du cours d'eau en aval, sous l'influence des apports du Lirou et du bassin du Lez. Les séries hydrométriques horaires (débits moyens et hauteurs d'eau instantanées interpolées) révèlent une tendance globale à la baisse depuis le début du siècle sur les deux stations. Effectivement, le Lez connait un déficit de crues morphogènes biennales, nécessaires au remaniement des substrats et au maintien d'habitats favorables au Chabot du Lez.

De plus, le respect du débit réservé de 230 l/s à la source du Lez est rarement atteint, en particulier durant la période estivale. Une légère amélioration est toutefois identifiée sur les dernières années, avec une proportion de situations sous le seuil passant d'environ 40% avant 2016 à près de 36% après 2016.

L'évolution du niveau piézométrique à la source du Lez sur la période 2000-2025 dessine des cycles annuels marqués, comparables à ceux observés lors d'essais de pompage. Le niveau d'eau diminue progressivement jusqu'à atteindre le minimum autorisé d'environ 35 m NGF, en lien avec une forte sollicitation des réserves de l'aquifère en été. Cependant, cette situation tend à être moins extrême au cours de la dernière décennie. À l'inverse, les épisodes de précipitations automnales entraînent une recharge rapide de l'aquifère, permettant une remontée du niveau piézométrique jusqu'au niveau de la vasque (65 m NGF).

L'examen des mesures continues de température de l'eau et d'oxygène dissous acquises par l'EPTB sur le fleuve Lez lors des périodes d'étiage estival de 2016, 2018 et 2020, met en avant un profil relativement stable en amont du cours d'eau. Cette stabilité thermique et physico-chimique est liée à l'effet tampon exercé par la source karstique. Par la suite, son influence tend à s'altérer progressivement vers l'aval sous l'effet du réchauffement progressif de l'eau au cours de son transit et des zones de remous hydrauliques générées par les ouvrages transversaux, notamment les seuils jalonnant le long du lit du fleuve.

Une dystrophie du milieu, de plus en plus accentuée en aval du Lez, est constatée à travers une augmentation de la concentration et de la variabilité de l'oxygène dissous, traduisant une activité biologique importante de la flore aquatique. Cette évolution dans le temps est cohérente avec une tendance à l'eutrophisation du cours d'eau, liée à des apports excessifs en nutriments phosphorés et/ou azotés, favorisant le développement et l'intensification de l'activité photosynthétique des algues.

Les mesures d'oxygène dissous en aval de la confluence du Lirou suggèrent également que le Lez est affecté par cet enrichissement trophique en lien avec l'intermittence du Lirou. Ce phénomène se traduit par un colmatage algal pouvant être associé à la diminution de la fréquence des crues morphogènes, lesquelles jouent habituellement un rôle de limitation de l'envasement et de régulation des proliférations biologiques.

Les chroniques hivernales de température de l'eau du BRGM montrent, au contraire, un refroidissement progressif et globalement linéaire le long du cours d'eau, avec le régime thermique en amont influencé par l'origine souterraine des eaux. En progressant vers l'aval, cette régulation thermique s'atténue au profit des conditions atmosphériques. Le secteur de Moulin_Boudet indique toutefois une inertie thermique particulière, probablement liée aux caractéristiques morphologiques locales, notamment un volume d'eau plus important et une vitesse d'écoulement nulle au niveau de la sonde de mesure. En aval du fleuve, les apports d'eau provenant du Rhône via le réseau BRL, activés lors des périodes de soutien d'étiage, apparaissent susceptibles de modifier de manière significative la température du cours d'eau.

L'étude des données hivernales d'oxygène dissous illustre clairement une diminution de l'activité biologique du milieu. Le fonctionnement du système semble alors principalement gouverné par des processus physiques liés à la saison froide, notamment le refroidissement progressif de l'eau vers l'aval et le brassage hydrodynamique du cours d'eau. Dans ce contexte, une tendance générale à l'augmentation de l'oxygénation est avérée vers l'aval, tandis que les concentrations mesurées restent relativement stables, compatibles avec un état écologique globalement plus sain.

Les débits moyens durant cette période mettent en évidence une forte disparité entre les stations hydrométriques amont et aval du fleuve, ainsi qu'un contraste net dans l'évolution de la température de l'eau et de la concentration en oxygène dissous suite au passage de conditions proches du débit d'étiage à la crue importante du 22 décembre 2025. Lors des périodes de bas débits, les courbes de température de l'eau traduisent une influence plus marquée des conditions atmosphériques. En hautes eaux, cette influence de la température de l'air devient moins dominante et les variations thermiques apparaissent plus amorties. Les débits élevés contribuent également à lisser les fluctuations des concentrations en oxygène dissous.

En outre, cet épisode de crue se traduit par un refroidissement des eaux, particulièrement en aval du fleuve. Cette diminution de température s'explique à la fois par l'activation de la source temporaire du Lirou, consécutive à la saturation de l'aquifère karstique et apportant des eaux plus froides que celles du Lez, ainsi que par les apports directs d'eaux pluviales plus fraîches. Il en résulte une différence plus prononcée entre l'amont et l'aval, notamment au niveau de la confluence avec le Lirou.

Dans un second temps, l'analyse de l'évolution hebdomadaire de la température de l'eau en fonction de la celle de l'air pour chaque station de mesure du BRGM montre que les couples de points (T_w, T_a) s'alignent autour de droites de régression de la forme $T_w = \beta_1 T_a + \beta_0$ avec une atténuation progressive de l'influence thermique des eaux souterraines au profit des conditions atmosphériques à mesure de l'éloignement de la source. Les résultats confirment également qu'en période de hauts débits, les apports karstiques importants maintiennent une température de l'eau stable et peu sensible aux variations de la température de l'air. À l'inverse, en période d'étiage, la sensibilité du cours d'eau aux conditions météorologiques croît progressivement de l'amont vers l'aval.

Compte tenu de la courte durée des chroniques acquises en conditions d'étiage, les données de l'EPTB ont été intégrées à celles du BRGM afin de renforcer la robustesse de l'analyse. Malgré une représentation plus importante des données estivales de l'EPTB par rapport aux données hivernales du BRGM, l'ensemble des mesures reste fortement corrélé, avec des coefficients de détermination supérieurs à 0,9.

Par ailleurs, l'ensemble des couples de valeurs (β_1, β_0), complété par celui de la source du Lez, s'aligne selon une nouvelle droite théorique permettant d'identifier la zone de transition où le régime thermique du fleuve passe d'une influence majoritaire des eaux souterraines à une domination atmosphérique. En ne considérant que les données du BRGM, cette transition est localisée à partir de la station Aval_Lirou. En revanche, l'intégration des chroniques de l'EPTB décale cette limite vers le secteur CLB/Prades, où l'influence des eaux souterraines demeure majoritaire.

Pour finir, une caractérisation hydrochimique du fleuve Lez, effectuée à partir de six échantillons prélevés le long du cours d'eau, a attestée d'une eau dure, riche en carbonates, de bonne qualité chimique globale avec un pH proche de la neutralité. Les analyses ont conforté un faciès hydrochimique bicarbonaté calcique et magnésien, caractéristique des eaux de l'aquifère karstique du Lez.

Les résultats dévoilent également une diminution progressive de la conductivité électrique vers l'aval, tout en conservant des valeurs du même ordre de grandeur que celles des eaux souterraines, confirmant ainsi l'influence persistante de la source sur le cours d'eau. À la sortie de l'aquifère, le contact avec l'atmosphère provoquent un dégazage du CO_2, sursaturé dans l'eau, entraînant une augmentation du pH et la précipitation de la calcite. Ces processus sont particulièrement marqués en période d'étiage, lorsque le temps de transit de l'eau est plus long et leur laisse davantage le temps de s'exprimer.

Le deuxième volet du rapport consacré à la modélisation du régime thermique du fleuve Lez débute par une approche analytique fondée sur le concept de température d'équilibre, reposant sur une hypothèse de stationnarité. Cette notion a été appliquée aux chroniques de température de l'eau acquises par le BRGM sur une période d'une semaine durant laquelle les conditions météorologiques et hydrologiques étaient relativement stables, avec des débits proches de l'étiage. La calibration du modèle s'est révélée satisfaisante, puisqu'elle a permis d'estimer une largeur moyenne du cours d'eau d'environ 14,03 m, cohérente avec les mesures ponctuelles réalisées lors des campagnes de terrain ainsi qu'avec la largeur du Lez généralement observée dans son secteur karstique, comprise entre 10 et 15 m.

Par après, ce modèle analytique a été utilisé en simulant différents scénarios météorologiques et hydrologiques afin de prédire l'évolution de la température du Lez et d'anticiper les effets potentiels sur les écosystèmes aquatiques, en particulier sur le Chabot du Lez. Les simulations ont été réalisées en faisant varier la température d'équilibre entre 5 et 30°C ainsi que le débit réservé à la source entre 50 et 300 l/s.

Les résultats, estimés à 6 km de la source, correspondant approximativement à la limite aval de l'aire de répartition du Chabot du Lez, montrent que les amplitudes maximales de variation thermique diffèrent de plus de 8°C entre les scénarios extrêmes de 50 et 300 l/s. Actuellement, le débit restitué de 230 l/s permet de limiter cette amplitude maximale, que l'espèce endémique est amenée à subir, à environ 16,2°C.

Ces évaluations soulignent ainsi l'intérêt du maintien, voire de l'augmentation, du débit réservé à la source du Lez durant les périodes d'étiage, essentiellement estivales, afin de limiter les variations thermiques du cours d'eau susceptibles d'affecter les écosystèmes aquatiques.

Afin de s'affranchir de l'hypothèse de stationnarité inhérente au modèle analytique, une première amorce de modélisation numérique unidimensionnelle a été entreprise à l'aide du logiciel SIC^2, avec pour objectif de simuler l'évolution transitoire de la température de l'eau le long du fleuve Lez.

Le modèle hydrothermique développé permet ainsi de représenter la topologie et la géométrie du cours d'eau, ainsi que les principaux ouvrages transversaux, notamment les seuils, grâce au mode topographique. L'unité hydraulique résout ensuite les équations de Saint-Venant afin de caractériser rigoureusement les écoulements, contrôlant directement les échanges thermiques entre le cours d'eau et l'atmosphère. Finalement, le module Qualité offre la possibilité, en plus des conditions météorologiques, d'intégrer l'effet de l'ombrage de la ripisylve au moyen de coefficients de masquage, sur le bilan thermique du fleuve.

Bien que le modèle hydraulique obtenu se soit révélé cohérent, les dysfonctionnements rencontrés au sein du module thermique du logiciel n'ont pas permis d'aboutir à une simulation satisfaisante de la température de l'eau. Cette première démarche constitue néanmoins une base de travail solide pour le développement futur d'un modèle hydrothermique transitoire plus complet.

Ce modèle numérique ouvre de nombreuses perspectives pour la poursuite de cette étude. Au-delà de l'évaluation de l'impact des stratégies de pompage mises en œuvre sur le régime thermique du Lez dans un contexte de changement climatique, il pourra être utilisé pour tester différentes configurations d'aménagement du cours d'eau. Il permettra notamment d'analyser les effets d'une restauration des connexions latérales et de la connectivité longitudinale perturbée par la présence des seuils. La suppression de ces deniers ouvrages pourrait, en effet, modifier le fonctionnement hydraulique et thermique du fleuve, en réduisant les zones de réchauffement en améliorant la continuité écologique favorable au Chabot du Lez et en préservant plus durablement l'effet tampon apporté par la source karstique vers l'aval.

Une limite importante de ce travail réside dans la faible disponibilité des chroniques de température de l'eau du Lez au niveau des différentes stations de mesure du BRGM, en particulier en période d'étiage. L'acquisition ultérieure de nouvelles séries de données continues permettrait de consolider les analyses réalisées, notamment celles portant sur les relations entre la température de l'eau et la température de l'air, et de mieux caractériser la zone de transition où le régime thermique du fleuve passe d'une influence majoritaire des eaux souterraines à une domination des conditions atmosphériques.

Enfin, la période étudiée a été marquée par la crue exceptionnelle du 22 décembre 2025, qui a fortement perturbé une partie des chroniques disponibles. L'acquisition de séries temporelles plus longues par le BRGM permettrait ainsi de renforcer la robustesse de la modélisation analytique. Effectivement, les résultats obtenus avec ce modèle fondé sur une hypothèse de régime permanent, doivent être interprétés avec prudence, les conditions météorologiques et hydrologiques observées durant les faibles débits n'étant pas pleinement représentatives des situations les plus stables susceptibles d'être rencontrées sur le Lez.

7 Bibliographie

Alduchov, O. A., & Eskridge, R. E. 1996. Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure. Journal of Applied Meteorology (1988-2005), 601-609. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0601:IMFAOS>2.0.CO;2

Aminot, A., & Kérouel, R. 2004. Hydrologie des écosystèmes marins : paramètres et analyses. Editions Quae. https://books.google.be/books?id=dd7qZIWQGb8C

Batiot-Guilhe C., Seidel J.L., Maréchal J.C., Ladouche B., Prié V., Cernesson F., Dorfliger N., Blanc M., Léonardi V., Vion P.Y. Avec la collaboration de Bancon C., Fenet H., Gonzalez C., Spinelli S., Van-Exter S. 2014. Projet de gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Caractérisation hydrochimique ; qualité chimique, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème associé. Rapport RP-61013-FR, 291 pages, 18 annexes. https://brgm.hal.science/hal-03146466

Beaufort, A., Moatar, F., & Curie, F. 2015. Température des cours d'eau : analyse des données et modélisation : application au bassin de la Loire. Université François-Rabelais de Tours, Laboratoire GéHCO–GéoHydrosystèmes Continentaux–EA, 6293. https://www.eaufrance.fr/sites/default/files/documents/pdf/Rapport_UnivTours_Temperature.pdf

Bonnet, A., Andrieux, J., Mattauer, M., Coubès, L., & Paloc, H. 1973. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Montpellier (990). Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 28 p. http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0990N.pdf

Borrell Estupina V., Maréchal J.-C., Coustau M., Fleury P., Jourde H., Kong A Siou L., Ladouche B., Malaterre P.-O., Mazzilli N., Ricci S. 2012. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Modèles numériques de fonctionnement de l'hydrosystème, Rapport RP-60222-FR, 253 pp., 113 fig., 32 tab., 2 ann. https://brgm.hal.science/hal-03143801

BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). 2026. InfoTerre : Le visualiseur de données géoscientifiques [Carte géologique interactive]. Consulté le 03/05/2026, sur https://infoterre.brgm.fr/page/cartes-geologiques

Commune de Saint-Clément-de-Rivière. 2017a. Plan Local d'Urbanisme : 4.2.c - Plan de Prévention des Risques d'Inondation (PPRi). Ville de Saint-Clément-de-Rivière. https://www.saint-clement-de-riviere.xyz/doc/documents/2076/4-2c-SCR-PPRI1017.pdf

Commune de Saint-Clément-de-Rivière. 2017b. Plan Local d'Urbanisme : 4.3.a - Notice sur les réseaux. Ville de Saint-Clément-de-Rivière. https://www.saint-clement-de-riviere.xyz/doc/documents/2076/4-3a-SCR-NoticeReseaux1017.pdf

Dorchies D., Baume J-P. & Malaterre P-O. 2013. « SIC-2, un logiciel pour la gestion des canaux, rivières et fleuves », Sciences Eaux & Territoires, 2013/2 Numéro 11, p. 48-49. https://stm.cairn.info/revue-sciences-eaux-et-territoires-2013-2-page-48?lang=fr

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 ; BRGM RP- 58237-FR, 246 pp., 82 ill., 5 ann. https://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-58237-FR.pdf

Du, X., Shrestha, N. K., Ficklin, D. L., & Wang, J. 2018. Incorporation of the equilibrium temperature approach in a Soil and Water Assessment Tool hydroclimatological stream temperature model. Hydrology and Earth System Sciences, 22(4), 2343-2357. https://doi.org/10.5194/hess-22-2343-2018

Edinger, J. E., Duttweiler, D. W., & Geyer, J. C. 1968. The response of water temperatures to meteorological conditions. Water Resources Research, 4(5), 1137-1143. https://doi.org/10.1029/WR004i005p01137

Edinger, J. E., Brady, D. K., & Geyer, J. C. 1974. Heat exchange and transport in the environment (Vol. 14). Palo Alto, California : Electric Power Research Institute. https://www.osti.gov/biblio/5874507

Encyclopædia Universalis France. 2026. Stratigraphie : échelle des temps géologiques. Consulté le 02/05/2026, sur https://www.universalis.fr/encyclopedie/echelle-stratigraphique/

HydroPortail. 2026. Site d'accès aux données d'hydrométrie et d'hydrologie. Consulté le 11/05/2026, sur https://hydro.eaufrance.fr/

EPTB Lez. 2026. Établissement Public Territorial du Bassin du Lez. Consulté le 14/05/2026, sur https://eptb-lez.fr/

Jourde H., Dörfliger N., Maréchal JC., Batiot-Guilhe C., Bouvier C., Courrioux G., Desprats JF., Fullgraf T., Ladouche B., Leonardi V., Malaterre PO., Prié V., & Seidel J.L. 2011. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Synthèse des connaissances récentes et passées, Rapport RP-60041-FR, 355 pp, 5 ann. https://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-60041-FR.pdf

Karstologia. 2013. Revue de karstologie et de spéléologie physique, n°62, 2e semestre 2013. La source du Lez (Hérault). https://www.persee.fr/issue/karst_0751-7688_2013_num_62_1

Kong-A-Siou L. 2011. Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France). Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. https://theses.hal.science/tel-00649103

Lawrence, M. G. 2005. The relationship between relative humidity and the dewpoint temperature in moist air : A simple conversion and applications. Bulletin of the American Meteorological Society, 86(2), 225-234. https://doi.org/10.1175/BAMS-86-2-225

Maréchal J.-C., Borrell-Estupina V., Caballero Y., Cernesson F., Fleury P., Jay-Allemand M., Ladouche B. & Malaterre P.-O. 2012. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Simulations numériques de différents scénarios de changements globaux, Rapport RP-61050-FR, 235 pp., 157 ill., 13 tab., 2 ann. https://brgm.hal.science/hal-03143862v1

Maréchal, JC., Ladouche, B., Batiot-Guilhe, C., Borrell-Estupina, V., Caballero, Y., Cernesson, F., Dörfliger, N., Fleury, P., Jay-Allemand, M., Jourde, H., Leonardi, V., Malaterre, PO., Seidel, JL., & Vion PY. 2014. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – synthèse des résultats et recommandations – Rapport BRGM/RP-61051-FR, 126 pages. https://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-61051-FR.pdf

Météo-France. 2026. Données climatologiques de base. Consulté le 04/04/2026, sur https://meteo.data.gouv.fr/datasets

Mohseni, O., & Stefan, H. G. 1999. Stream temperature/air temperature relationship : a physical interpretation. Journal of hydrology, 218(3-4), 128-141. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00034-7

Montpellier Méditerranée Métropole. 2024. Synthèse du diagnostic de vulnérabilité du territoire au changement climatique. Stratégie d'adaptation au changement climatique. https://www.montpellier.fr/actions/competences/climat-energie/le-plan-climat-air-energie-territorial-pcaets/strategie-dadaptation-au-changement-climatique

Régie des eaux de Montpellier Méditerranée Métropole. 2025. Les 10 ans de la Régie des eaux : 2015 - 2025. Brochure d'information. Consulté le 05/05/26, sur https://regiedeseaux.montpellier3m.fr/medias/pdf/Fichiers-Regie-des-Eaux-Montpellier.pdf

Sandre (Service d'administration nationale des données et référentiels sur l'eau) - Eaufrance. 2017. BD CARTHAGE métropole : Cours d'eau selon la version Carthage 2017. Consulté le 04/05/2026, sur https://www.sandre.eaufrance.fr

SentinelSpringS Consortium. 2024. SentinelSpringS - Springs as sentinels of climate change and sustainability of aquatic ecosystems. Water4all Call Springs full proposal final Proposition.

Simler R. 2025. Avignon Université. Logiciels. Équipements de terrain et de laboratoire. https://terre-et-eau.univ-avignon.fr/equipements-de-terrain-et-de-laboratoire/logiciels/

Syndicat du Bassin du Lez - SYBLE. 2015. LE CHABOT DU LEZ (Cottus petiti). Monographie et perspective pour l'amélioration des connaissances de l'espèce. http://www.syble.fr/uploads/images/natura/monographie_Chabot%20du%20Lez.pdf

Syndicat du Bassin du Lez - SYBLE. 2017. Suivi et conservation du Chabot du Lez. Rapport de synthèse. http://www.syble.fr/uploads/pdf/Rapport_Suivi_Chabot_du_Lez_2016.pdf

UMR G-EAU. 2026. SIC^2 : Logiciel de Simulation Intégrée des Canaux et de leur Contrôle. Consulté le 17/06/2026, sur https://sic.g-eau.fr/

Vasseur, G. 2023. Geothermal heat advected by the recharge of underground conduit. Case study of the karstic spring of Lez (Hérault, France). Comptes Rendus. Géoscience, 355(S1), 533-557.Atwood G. (2017). https://doi.org/10.5802/crgeos.163

A Annexes

A.1 Localisation des huit coupes géologiques

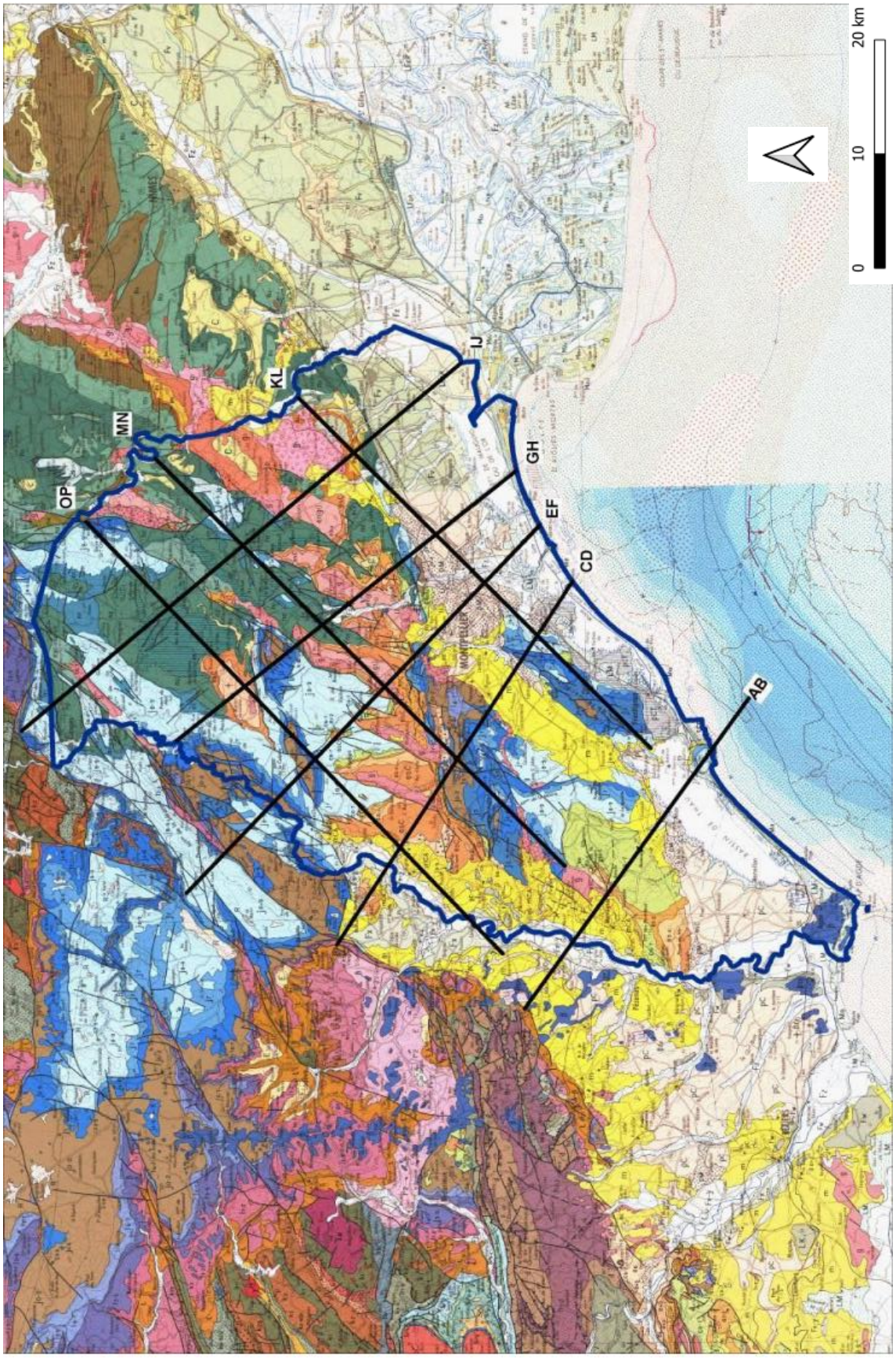


FIGURE A.1 – Localisation des huit coupes sériées sur la carte géologique de Montpellier au 250000e (édition BRGM) (Maréchal et al., 2014)

A.2 Modèle 3D de la géologie autour de l'aquifère du Lez

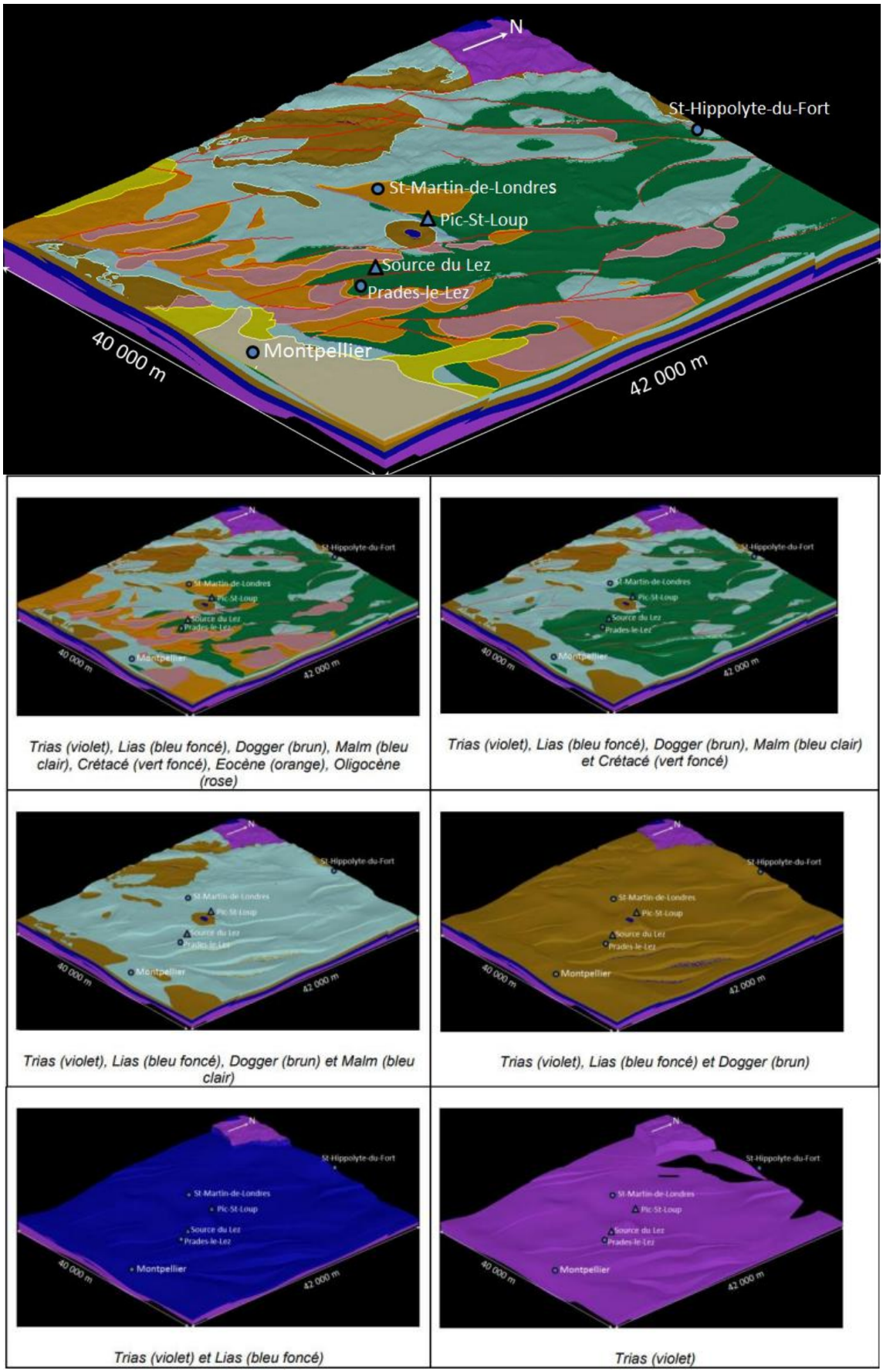


FIGURE A.2 – Modèles géologiques 3D de la zone d'étude avec empilement progressif des divers entités stratigraphiques (Maréchal et al., 2014)

A.3 Échelle stratigraphique des temps géologiques

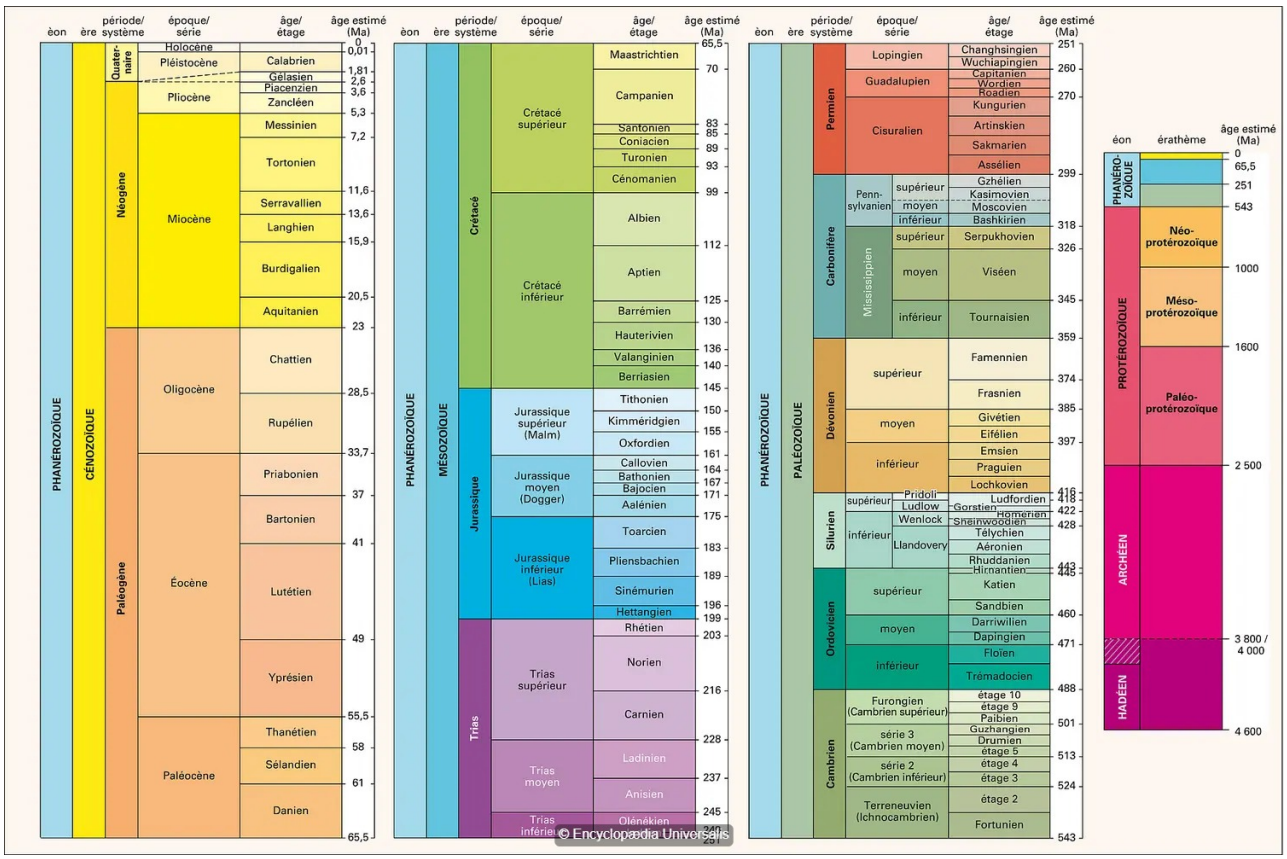


FIGURE A.3 – Échelle stratigraphique des temps géologiques (Encyclopædia, 2026)

A.4 Cartographie piézométrique et impacts des pompages sur le secteur de la source du Lez

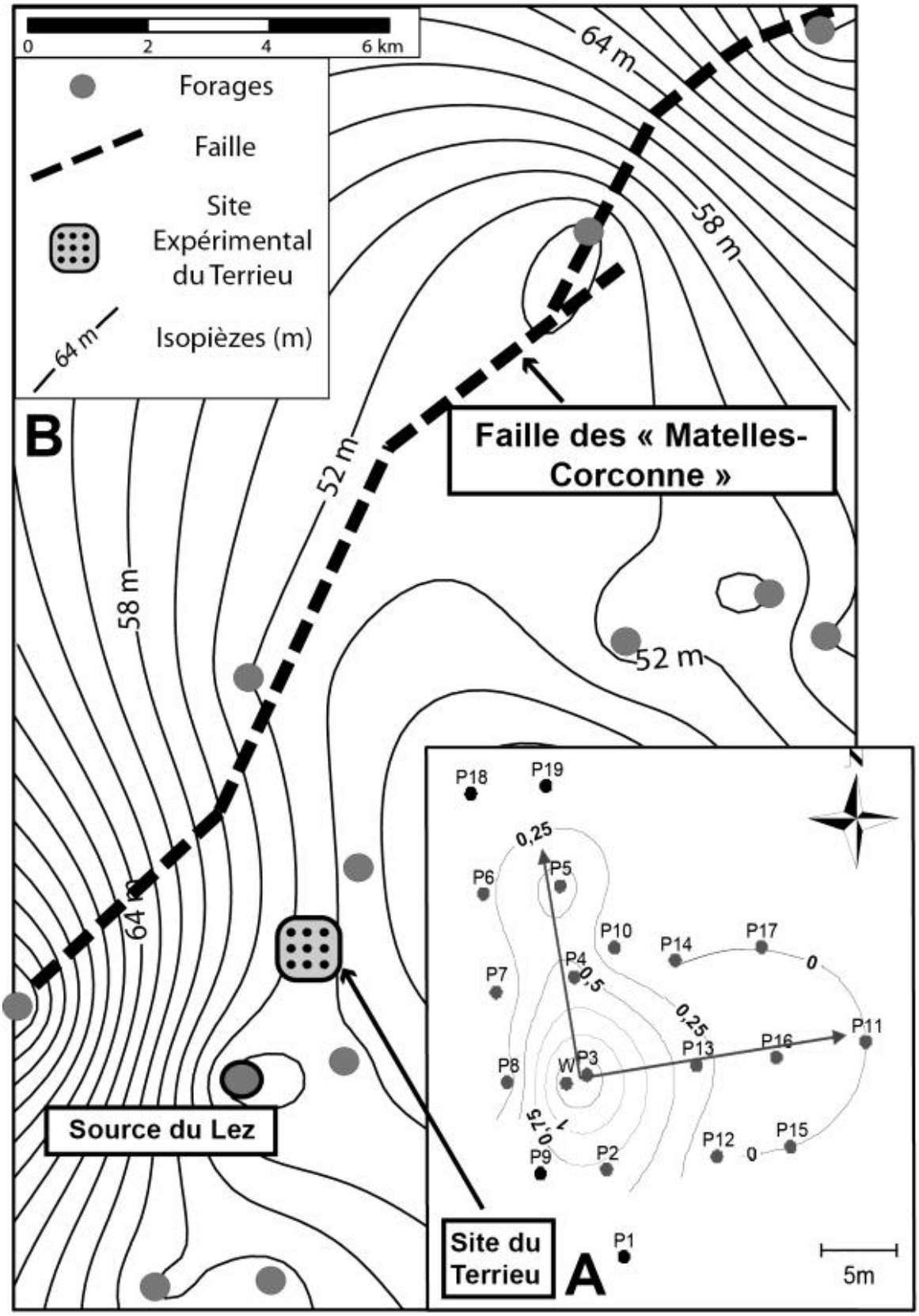


FIGURE A.4 – A) Zoom sur le site expérimental du Terrieu : Courbes de rabattement (isovaleurs en mètres) induites par un essai de pompage au puits W. B) Carte piézométrique régionale (08/09/2006) : Réseau d'isopièzes (en mètres) (Jourde et al., 2011)

A.5 Aire de répartition du Chabot du Lez (Cottus petiti)

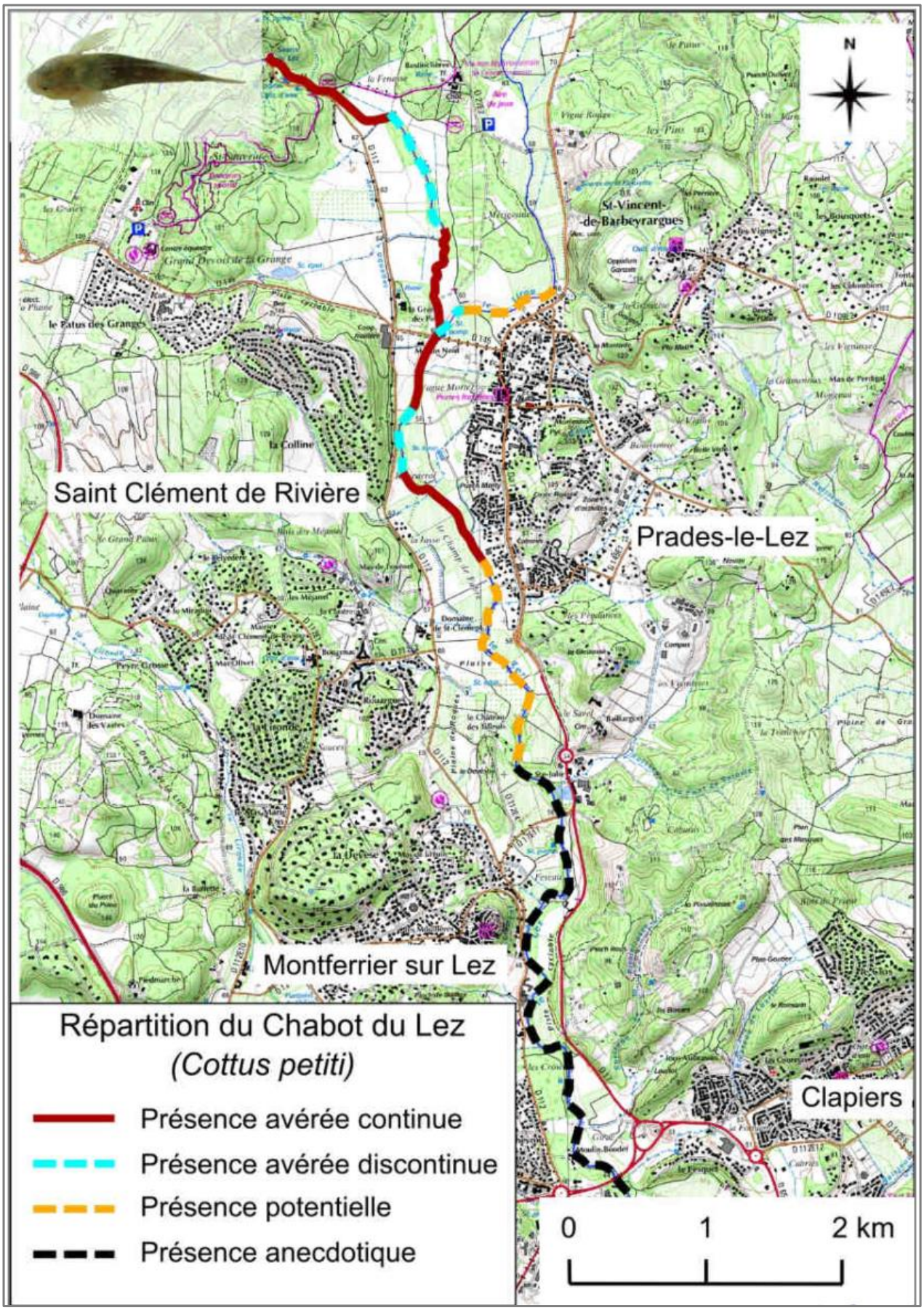


FIGURE A.5 – Aire de répartition du Chabot du Lez (SYBLE, 2015)

A.6 Activation de la source temporaire du Lirou sous l'effet des précipitations

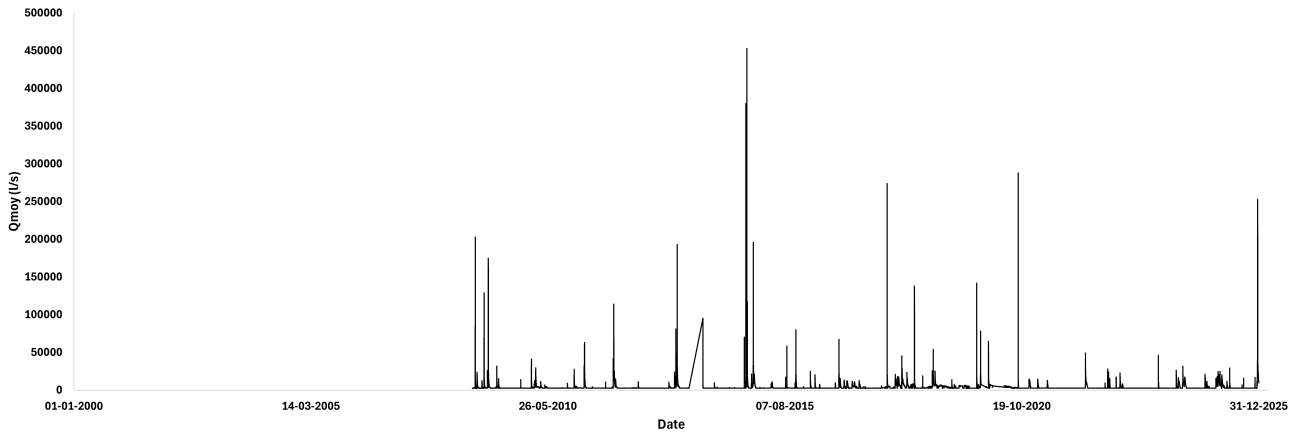


FIGURE A.6 – Évolution du débit moyen horaire à la station hydrométrique du Lirou au Triadou sur la période 2000-2025

A.7 Récurrence des crues biennales et des crues vincennales à la station hydrométrique de la source à Saint-Clément-de-Rivière sur la période 2000-2025

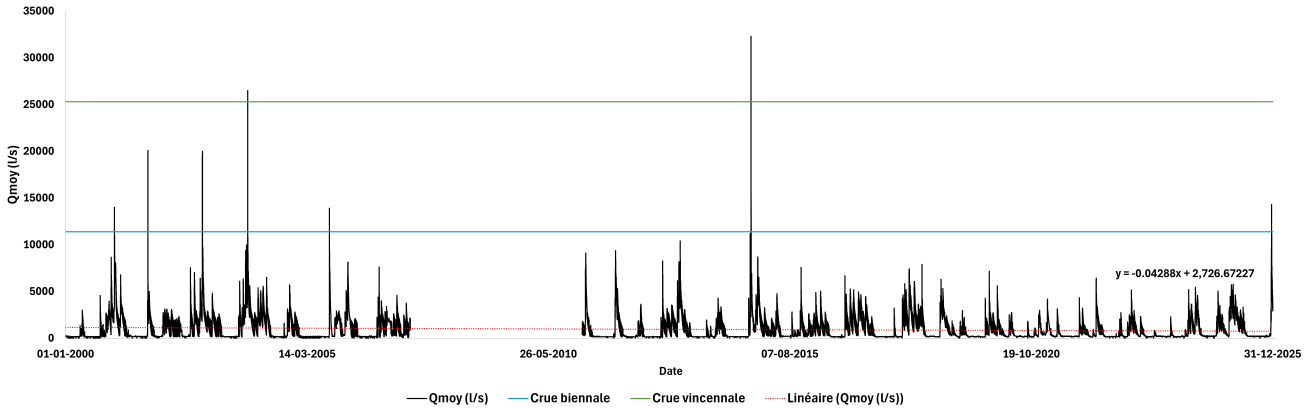


FIGURE A.7 – Récurrence des crues biennales et des crues vincennales à la station hydrométrique de la source à Saint-Clément-de-Rivière sur la période 2000-2025

A.8 Évolution de la saturation de l'eau en oxygène dissous aux sondes HOBO de Gué et de Prades lors de la campagne de 2016

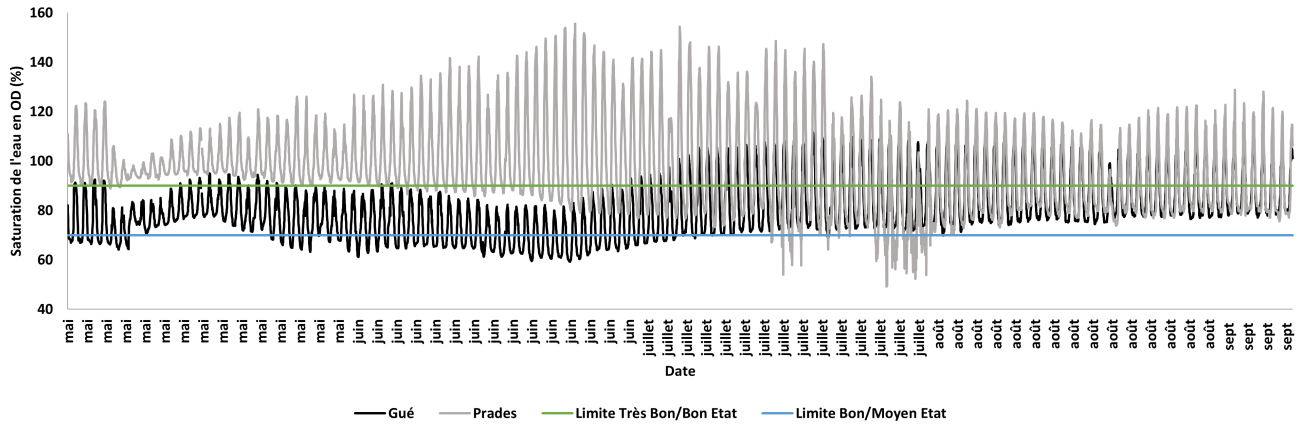


FIGURE A.8 – Évolution de la saturation de l'eau en oxygène dissous aux sondes HOBO de Gué et de Prades lors de la campagne de 2016

A.9 Évolution de la température de l'eau du Lez aux sondes HOBO du BRGM avec la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

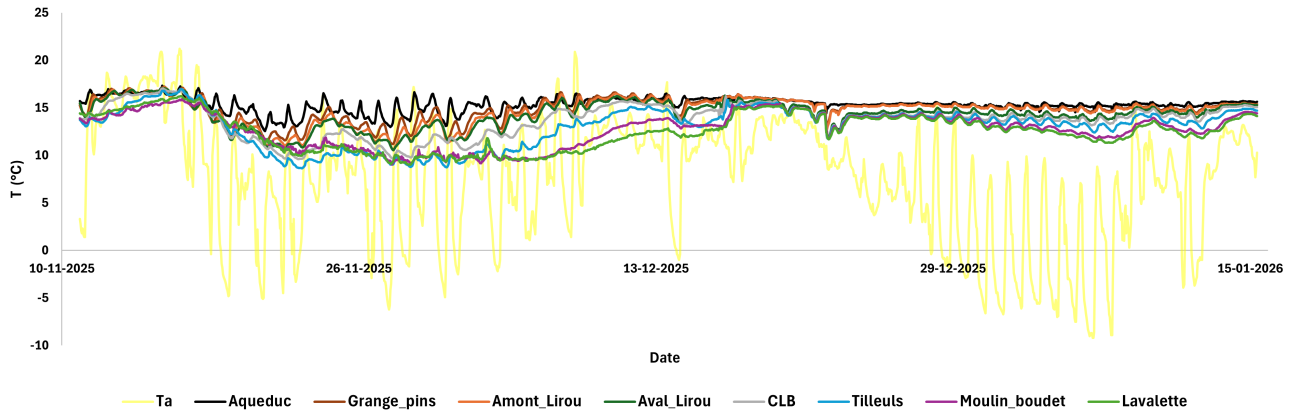


FIGURE A.9 – Évolution de la température de l'eau du Lez aux sondes HOBO du BRGM avec la température de l'air à la station météorologique de Prades-le-Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

A.10 Évolution de la turbidité à la source du Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

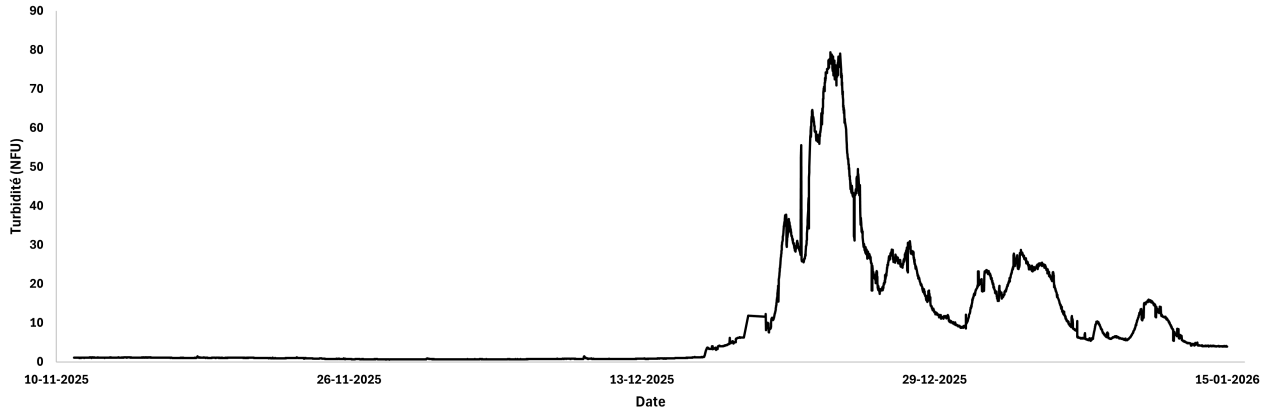
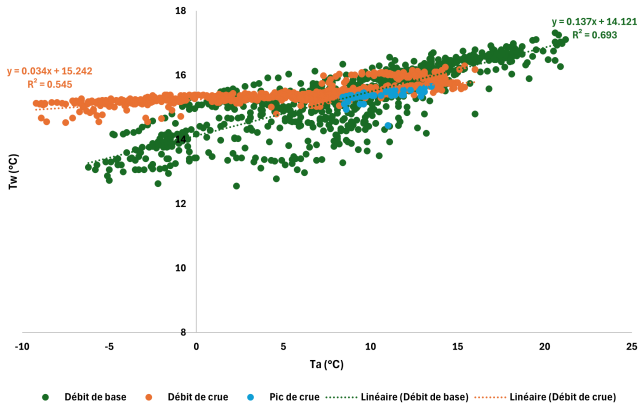
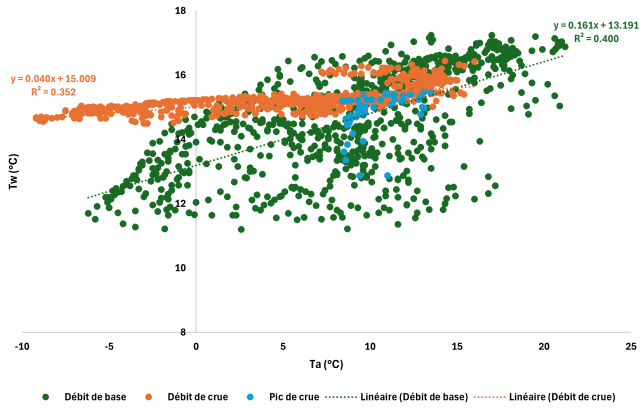


FIGURE A.10 – Évolution de la turbidité à la source du Lez durant la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

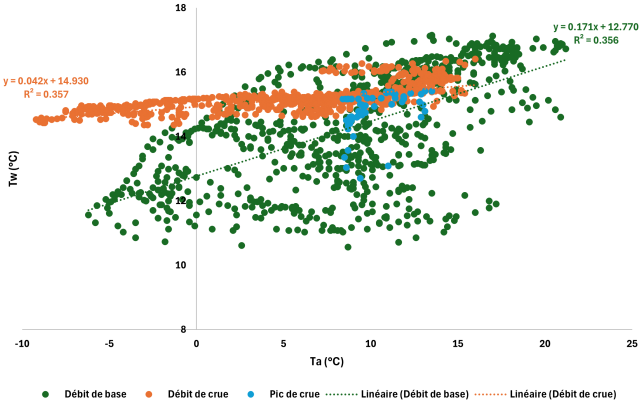
A.11 Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps horaire pour les huit sondes HOBO du BRGM lors de la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)



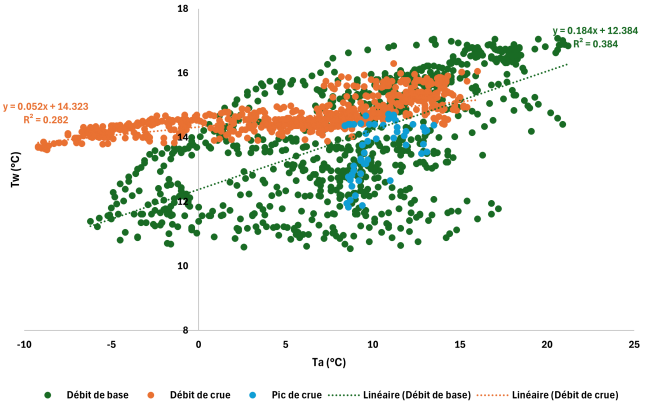
(a) Aqueduc



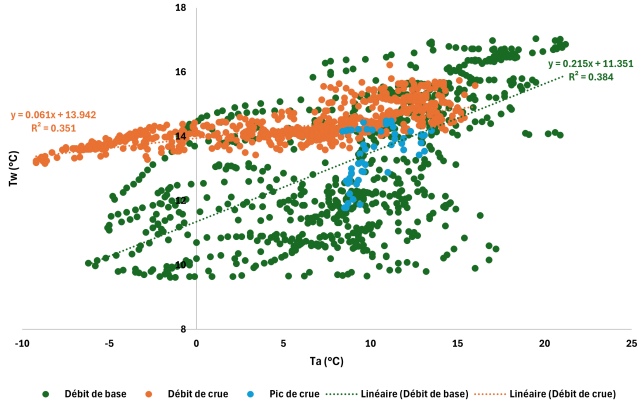
(b) Grange_pins



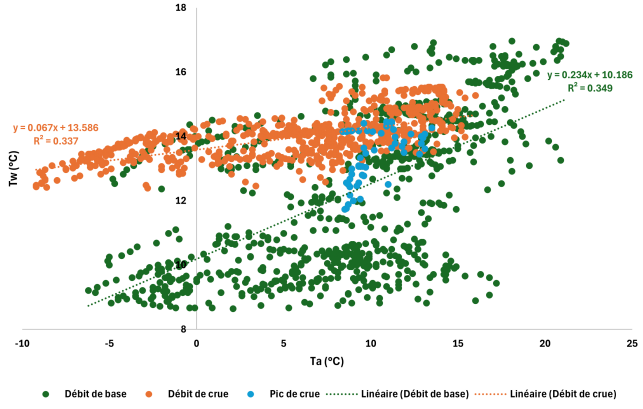
(c) Amont_Lirou



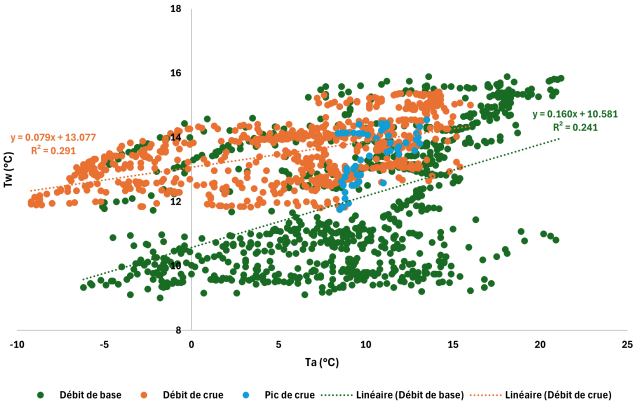
(d) Aval_Lirou



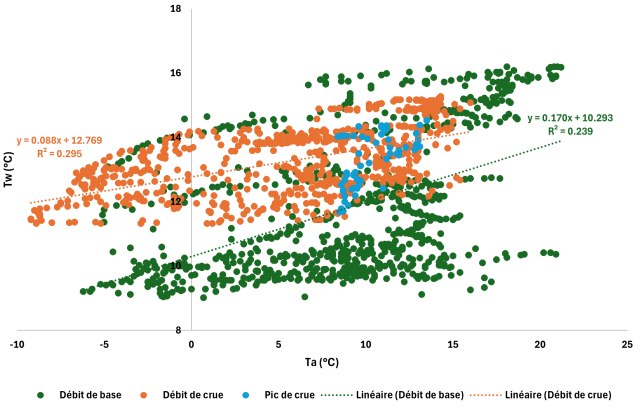
(e) CLB



(f) Tilleuls



(g) Moulin_Boudet



(h) Lavalette

FIGURE A.11 – Relation entre la température de l'eau et la température de l'air au pas de temps horaire pour les huit sondes HOBO du BRGM lors de la première période de collecte de données (novembre 2025 - janvier 2026)

A.12 Résultats des analyses des six échantillons d'eau du fleuve Lez effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026

	ID Labo		S336	S337	S338	S339	S340	S341
	ID Sample		Source Lez	Amont lirou	CLB	Tilleuls	Moulin Boude	La Valette
PHYSICO-CHIMIE : METROHM (TITRANDO 905)	Conductivité à 25°C	µS/cm	716.9	711.1	689.5	665.4	632.7	636.0
	Résistivité	Ω.cm	1394.9	1406.3	1450.3	1502.9	1580.5	1572.3
	Température	°C	17.4	17.9	18.2	18.7	19.1	20.0
	pH		6.95	7.34	7.42	7.39	7.31	7.42
	pH saturation		6.91	6.92	6.93	6.99	7.07	7.08
	Indice Langelier		0.04	0.42	0.49	0.40	0.24	0.34
	Caractère		Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
	Dureté total	°f	34.7	34.9	34.3	32.4	30.0	30.1
	Dureté permanente	°f	4.0	4.6	4.6	4.6	4.6	5.3
	Dureté temporaire	°f	30.7	30.3	29.7	27.8	25.4	24.8
	TA	°f	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	TAC	°f	30.7	30.3	29.7	27.8	25.4	24.8
	Ca2+	mg/L	125.23	125.50	122.53	115.14	105.76	105.56
		méq/L	6.25	6.26	6.11	5.74	5.27	5.26
	OH-	mg/L	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	CO32-	mg/L	0.18	0.45	0.52	0.46	0.35	0.44
		méq/L	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
	HCO3-	mg/L	374.17	368.74	361.26	338.22	309.16	301.66
		méq/L	6.13	6.04	5.92	5.54	5.07	4.95
	CO2 libre	mg/L	29.37	11.79	9.61	9.64	10.59	8.02
CHROMATOGRAPHIE IONIQUE : METROHM (PROFESSIONEL 850 AnCat)	K+	mg/L	1.05	0.98	1.07	1.20	1.04	1.11
		méq/L	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
	Li+	mg/L	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	n.d.
		méq/L	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mg2+	mg/L	8.40	8.74	9.01	8.88	8.92	9.17
		méq/L	0.69	0.72	0.74	0.73	0.73	0.76
	Na+	mg/L	23.12	21.95	20.23	21.08	21.04	21.41
		méq/L	1.01	0.95	0.88	0.92	0.91	0.93
	NH4+	mg/L	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		méq/L	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Sr2+	mg/L	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.64
		méq/L	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
	Br-	mg/L	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.01
		méq/L	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl-	mg/L	36.17	34.32	31.99	33.41	34.01	34.93
		méq/L	1.02	0.97	0.90	0.94	0.96	0.98
	F-	mg/L	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11
		méq/L	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
	NO2-	mg/L	0.02	0.02	0.33	0.01	0.11	0.15
		méq/L	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
	NO3-	mg/L	3.46	3.63	4.01	4.86	4.38	4.54
		méq/L	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07
	PO43-	mg/L	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		méq/L	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	SO42-	mg/L	22.50	22.44	23.39	23.66	24.50	25.33
		méq/L	0.47	0.47	0.49	0.49	0.51	0.53
	Cations (total)	méq/L	7.97	7.96	7.76	7.42	6.95	6.99
	Anions (total)	méq/L	7.69	7.56	7.41	7.08	6.63	6.55

FIGURE A.12 – Résultats des analyses des six échantillons d'eau du fleuve Lez effectués sur le terrain lors de la campagne d'échantillonnage du 1er avril 2026