



HAL
open science

Évaluation de l'hétérogénéité intra-et inter-sites des propriétés hydrodynamiques des sables de Fontainebleau

Albane Saintenoy, Emmanuel Leger, Clémence Houzé, Lea Pannecoucke, Mathieu Le Coz, Xavier Freulon, Charlotte Cazala, Chantal de Fouquet

► To cite this version:

Albane Saintenoy, Emmanuel Leger, Clémence Houzé, Lea Pannecoucke, Mathieu Le Coz, et al.. Évaluation de l'hétérogénéité intra-et inter-sites des propriétés hydrodynamiques des sables de Fontainebleau. GEOPS - Université Paris Saclay. 2020. hal-04454971

HAL Id: hal-04454971

<https://hal.science/hal-04454971>

Submitted on 13 Feb 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Copyright



Jalon 2: Rapport sur la Tâche 4 du projet KRI-TERRE, soutenu par le programme Plan d'Investissement d'Avenir et accompagné par l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs.

Synthèse des résultats de terrain: Évaluation de l'hétérogénéité intra- et inter-sites des propriétés hydrodynamiques des sables de Fontainebleau

Albane Saintenoy, Emmanuel Léger, Clémence Houzé, Léa Pannecoucke, Mathieu Le Coz, Xavier Freulon, Charlotte Cazala et Chantal de Fouquet

20 décembre 2020



Sommaire

1	Introduction	3
1.1	Éléments de théorie	5
1.2	Sites d'études	5
2	Matériels et méthodes	8
2.1	Expériences classiques	8
2.1.1	Mesures gravimétriques	8
2.1.2	Drainage en colonnes suspendues	8
2.1.3	Analyses granulométriques	8
2.1.4	Infiltrométrie Porchet	9
2.2	Méthode Porchet-GPR	9
2.2.1	Modélisation numérique	10
3	Résultats	14
3.1	Mesures classiques	14
3.1.1	Granulométrie et paramètres de Rosetta	14
3.1.2	Paramètres issus des colonnes suspendues	16
3.1.3	Conductivités hydrauliques issues des mesures Porchet	17
3.2	Porchet-GPR	19
3.2.1	Analyse des liens entre les paramètres	20
3.2.2	Variabilité intra- et inter-sites	25
4	Discussion	32
4.1	Sensibilité des données aux erreurs de mise en place du dispositif	32
4.2	Drainage vs infiltrations, Dynamique vs stationnaire	34
4.3	Rosetta vs Porchet et Porchet-GPR	34
5	Conclusion	36
	Appendices	41

A	Méthode de pointage des temps d'arrivées radar	42
B	Figures site par site	43
B.1	Auffargis	44
B.2	Bilboquet	52
B.3	Poligny	58

Chapter 1

Introduction

Les transferts d'eau entre l'atmosphère et les nappes souterraines, se font au travers de la **zone critique** (Brantley et al., 2007). Ce concept de zone critique, relativement récent (Richter and Mobley, 2009; Amundson et al., 2007), représente la zone de la proche surface où siège de nombreuses interactions, entre la biosphère, l'hydrosphère et la lithosphère. Ces interactions, sous formes de flux d'énergie ont différentes formes physiques, liquide, thermique, gazeuse mettant en jeux de nombreuses disciplines telles que la physique, la chimie, la pédologie. Nous nous intéresserons ici au transfert d'énergie qui sont vectorisés par l'eau sous forme liquide en interaction avec le sol sur le premier mètre. La compréhension de l'écoulement au sein de cette zone est cruciale pour les modèles hydrogéologiques, que ce soit pour des problématiques agricoles, environnementales ou encore pour suivre l'évolution de panaches de pollution (Pannecoucke et al., 2019).

La dynamique d'écoulement au sein des sols, pour être comprise et modélisée, nécessite la connaissance du couple de fonctions i) de rétention en eau $\theta(h)$, et ii) de conductivité hydraulique $K(h)$. Ces deux fonctions représentent respectivement la relation entre la teneur en eau volumique du sol θ et le potentiel matriciel h ¹, ainsi que la relation entre la conductivité hydraulique du sol K et ce potentiel. L'étude Kosugi et al. (2002) résume les différentes expressions mathématiques qui existent et qui sont utilisées dans la littérature. Ces modèles mathématiques, qui décrivent $\theta(h)$ et $K(\theta)$, sont des fonctions paramétriques, ajustées en fonction des différents sols. Parmi les modèles proposés, celui de Mualem-van Genuchten (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980) est largement utilisé, notamment pour sa simplicité et sa capacité à ajuster le comportement d'une grande variété de sols. D'autres modèles existent et sont tout aussi valables pour certain type de sol (Brooks and Corey, 1964; Kosugi, 1994).

On associe donc généralement un sol à un jeu de paramètres hydrodynamiques. Le problème de caractérisation des propriétés d'écoulement au sein d'un sol devient donc un problème de détermination multi-paramètres hydrodynamiques. L'estimation de ces paramètres hydrodynamiques peut-être effectuée en laboratoire sur des échantillons (classiquement de l'ordre de 250 cm³). Les techniques de laboratoire les plus connues sont des mesures en drainage sur des colonnes suspendues (Dane and Hopmans, 2002b), ou par évaporation (Peters and Durner, 2008; Schindler, Durner, Von Unold, Mueller and Wieland, 2010; Schindler, Durner, von Unold and Müller, 2010; Peters et al., 2015) ou encore par mesure de débits passant au sein des échantillons comme la méthode "multi-step outflow" (Eching et al., 1994).

Les méthodes de terrain sont nombreuses pour estimer un des paramètres hydrodynamiques, la conductivité hydraulique à saturation, K_s , depuis la surface:

- les infiltromètres en simple ou double anneau en appliquant une charge positive à la surface du

¹Nous utilisons ici l'unité métrique du potentiel.

sol (Müntz et al., 1905),

- les infiltromètres à disques (Perroux and White, 1988; Clothier and White, 1981) appliquant un intervalle de succion permettant de remonter à $K(h)$,
- les infiltromètres de type Porchet (Porchet and Laferrere, 1935) qui permettent d'estimer la conductivité hydraulique à saturation K_s en suivant la dynamique d'infiltration de l'eau au fond d'un forage à faible profondeur en y maintenant une charge d'eau constante.

Une autre alternative classique consiste à utiliser des fonctions de pédo-transfert reliant les paramètres hydrodynamiques à des caractéristiques physiques du sol pouvant être facilement mesurées comme la distribution granulométrique. Ainsi la fonction de pédo-transfert Rosetta (Schaap et al., 2001) utilise une approche de classification hiérarchisée à partir d'une base de données collectées sur un grand nombre d'échantillons. Elle permet, à partir d'une simple analyse texturale du contenu en sable, limon et argile et en incluant ou non la densité apparente de l'échantillon, d'estimer l'ensemble des paramètres hydrodynamiques des fonctions de rétention en eau et de conductivité hydraulique, intervenant dans le modèle de Mualem - van Genuchten Mualem (1976); van Genuchten (1980). Elle est largement utilisée dans de nombreuses publications (Alvarez-Acosta et al., 2012; Rubio, 2008; Twarakavi et al., 2009) afin d'obtenir une estimation rapide de ces paramètres. Cette méthode a été récemment revue et améliorée avec une version *Python* Rosetta3 (Zhang and Schaap, 2017).

Les méthodes de terrain classiques ne permettent pas de remonter à l'ensemble complet des paramètres hydrodynamiques. Les méthodes de laboratoire sont effectuées sur des volumes de sols réduits et souvent remaniés ce qui limite la possibilité de représenter l'ensemble des processus au sein de la zone vadose (Binley et al., 2002). De plus, les deux approches, terrain et laboratoire, se révèlent longues, lourdes et fastidieuses à mettre en œuvre. Les méthodes d'estimation par fonction de pédo-transfert proviennent des mesures de laboratoire et ont des problèmes de représentation entre différentes échelles (Boivin and Touma, 1988; Shouse et al., 1995; Mzuku et al., 2005; Wang and Franz, 2015). Ces critiques sont d'autant plus fortes pour les sols sableux qui sont souvent remaniés et sur lesquels on attend que les variations de compaction aient une influence non négligeable sur les paramètres hydrodynamiques.

Pour répondre à ces problématiques, un certain nombre de méthodes géophysiques ont été développées (Huisman et al., 2003; Binley et al., 2002; Rubin and Hubbard, 2006), se basant la plupart du temps sur la variation d'une propriété intrinsèque mesurée en fonction de la teneur en eau. Les outils géophysiques sont en effet devenus, pour la plupart, non destructifs et rapides d'utilisation, ce qui les rend particulièrement attractifs pour une utilisation in-situ. Les articles de Robinson et al. (2008) et Huisman et al. (2003) présentent un tour d'horizon de l'ensemble des méthodes géophysiques applicables aux problématiques de l'hydrologie de la zone vadoze. Parmi tous les outils disponibles, les plus développés dans le cadre des études en hydrologie sont les mesures de résistivité électrique (Zhou et al., 2001) et les méthodes électromagnétiques (Sheets and Hendrickx, 1995; Akbar et al., 2005), parfois couplés à des mesures de type "Time Domain Reflectometry" (Lambot et al., 2004).

Le radar de sol (GPR) utilise la variation de la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans un milieu, pour en déduire la présence de changements de propriétés électromagnétiques. La vitesse des ondes électromagnétiques est très sensible à la présence d'eau et est communément utilisée pour mesurer la teneur en eau des sols (Huisman et al., 2003; Annan, 2005; Doolittle et al., 2006; Léger et al., 2020). Ainsi, la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le sol diminue lorsque la teneur en eau augmente². On peut ainsi réaliser des mesures entre deux forages pour estimer une ou plusieurs propriétés hydrodynamiques du sol comme c'est le cas dans un certain nombre d'études (Rucker and Ferré, 2004; Kowalsky et al., 2005; Looms et al., 2008).

²Considérant les autres paramètres constant: porosité, conductivité, perméabilité magnétique, etc.

D'autres études se concentrent sur l'utilisation du radar en surface comme les méthodes de réflexion mono-offset (Moysey, 2010) et multi-offset (Steelman et al., 2012; Busch et al., 2013). Ainsi, une méthode, proposée par Saintenoy et al. (2008) et reprise par Léger et al. (2015), utilise des données GPR de surface pour estimer les paramètres hydrodynamiques de sols sableux. La méthode repose sur le suivi d'un bulbe d'infiltration lors d'une expérience d'infiltration d'eau de type simple anneau (Léger et al., 2014) ou Porchet (Léger et al., 2015) dans un forage de faible profondeur. Les temps d'arrivée de la réflexion des ondes à la surface du bulbe sont inversées via une boucle d'optimisation de type SCE-UA (Duan et al., 1992), en utilisant des modélisations numériques couplant hydrodynamisme en milieu poreux via le code SWMS2D (Simunek et al., 1994) et électromagnétisme via le code gprMax (Giannopoulos, 2005; Warren et al., 2016)). Les résultats obtenus sont comparés à des estimations faites sur des échantillons en laboratoire.

L'objectif de l'étude présentée ici est de reprendre et d'améliorer la méthode hydrogéophysique, que nous appellerons Porchet-GPR, de Léger et al. (2015) pour réaliser des mesures in-situ. Cette méthode a été déployée sur différentes étendues de sables de Fontainebleau. Les résultats sont comparés à des mesures de perméamétrie de type Porchet, à l'utilisation de la fonction de pédotransfert Rosetta3 à partir de mesures granulométriques et des mesures en colonnes suspendues. Nous regardons la possibilité de mesurer la variabilité spatiale intra-site et inter sites des paramètres hydrodynamiques de ces sables de Fontainebleau avec ces mesures Porchet-GPR.

1.1 Éléments de théorie

Nous avons introduit le couple de fonctions $(\theta(h), K(h))$ permettant de modéliser les écoulements dans la zone non saturée. Regardons ici leur formulation mathématique. Le modèle de (van Genuchten, 1980) décrit la courbe de rétention en eau en mettant en relation la teneur en eau θ d'un échantillon au potentiel h suivant

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[1 + (\alpha h)^n]^{-1+1/n}, \quad (1.1)$$

avec θ_r (cm^3/cm^3) la teneur en eau résiduelle, θ_s (cm^3/cm^3) la teneur en eau à saturation, α (cm^{-1}) un paramètre d'ajustement inversement proportionnel à la valeur d'entrée d'air³, et n (sans dimension) un deuxième paramètre d'ajustement lié à la pente de la courbe au point d'inflexion.

La conductivité hydraulique K en fonction de la teneur en eau θ , est décrite dans le modèle de Mualem (1976) par

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\lambda \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{n}{n-1}} \right)^{\frac{n-1}{n}} \right]^2, \quad (1.2)$$

où K_s (cm/s) est la conductivité hydraulique à saturation. Le paramètre λ dépend de la tortuosité. D'après Mualem, une valeur de $\lambda = 0.5$, permet de tenir compte d'une isotropie suffisante pour la plupart des sols. C'est cette valeur que nous utiliserons par la suite.

L'objectif est de proposer une méthode de terrain pratique et courte à mettre en oeuvre pour remonter à un jeu de paramètres hydrodynamiques de Mualem - van Genuchten (MvG), $\{n, \alpha, K_s\}$ à partir de données GPR.

1.2 Sites d'études

Plusieurs campagnes de mesures ont été effectuées sur des dépôts alluvionnaires: i) une parcelle agricole sur les limons du plateau de Saclay, ii) un sol rapporté de sable et de remblais sur le campus

³Succion à laquelle les pores contenant l'eau capillaire commence à se dé-saturer

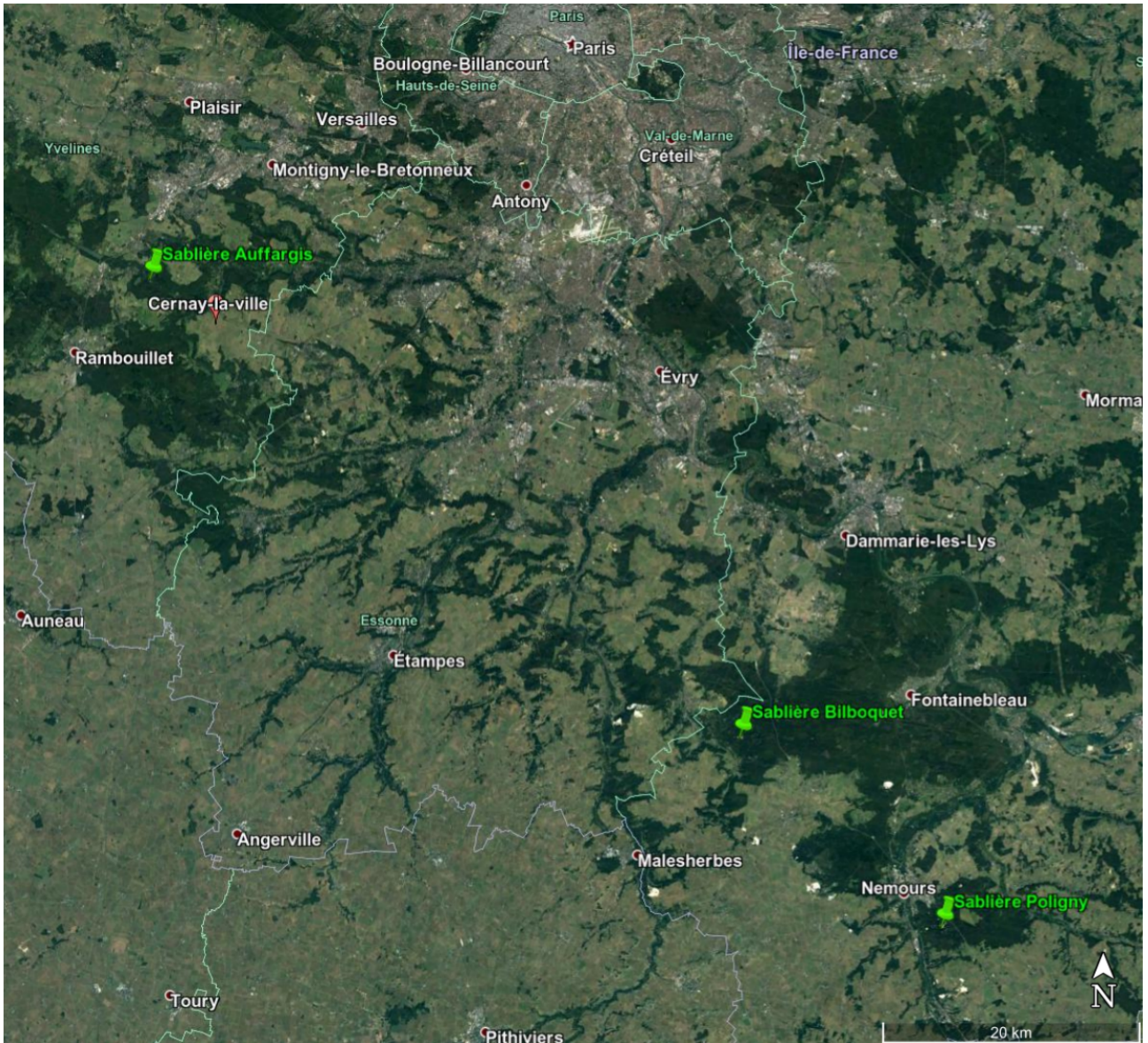


Figure 1.1: Carte positionnant les trois sites de mesures discutés dans ce rapport : sablières de Auffargis, Bilboquet et Poligny.

d'Orsay, iii) deux étendues de sable de Fontainebleau: près d'Auffargis, site du Bilboquet près de Noisy-École, iv) deux autres étendues de sable de Fontainebleau issues en partie du ré-aménagement d'anciennes carrières de grès, Poligny près de Nemours et la Troche à Palaiseau, v) une sablière de bord de Loire à Courbouzon, proche du Centre Nucléaire de Saint-Laurent-des-eaux, vi) le site du SCERES à Strasbourg avec une piscine de sable de bord du Rhin, vii) des dépôts d'alluvions de Yedoma (Iakoutie, Russie).

Pour ce rapport, nous nous sommes concentrés sur la formation des sables de Fontainebleau en présentant les résultats obtenus sur les sablières d'Auffargis, de Bilboquet et de Poligny (figure 1.1. Sur chacun des trois sites étudiés, différentes expériences ont été répétées:

- des prélèvements d'échantillons de sol pour analyses gravimétriques de teneur en eau, granulométrie et mesures de courbes de rétention en eau en colonnes suspendues,
- des infiltrations de type Porchet-GPR.

Chapter 2

Matériels et méthodes

2.1 Expériences classiques

2.1.1 Mesures gravimétriques

Une fois au laboratoire, l'ensemble des échantillons sont immédiatement pesés avant de passer à l'étuve à 105° pour une durée de 48 heures. Ils sont ensuite pesés à nouveau afin de déterminer leur teneur en eau gravimétrique initiale. La densité apparente et la porosité des échantillons en cylindre de volume calibré est calculée, ce qui permet le calcul des teneurs en eau volumique. Ces cylindres calibrés sont malheureusement peu nombreux. La teneur en eau volumique n'est donc pas accessible pour la plupart des échantillons.

2.1.2 Drainage en colonnes suspendues

Après l'estimation de la teneur en eau initiale des cylindres de sol calibrés, ceux-ci sont saturés en eau par capillarité avant d'être utilisés pour les mesures de drainage en colonnes suspendues (Dane and Hopmans, 2002*b,a*). Ils sont placés dans un entonnoir sur une plaque poreuse au contact d'une colonne d'eau à l'équilibre. L'eau contenue dans l'échantillon est progressivement drainée en faisant varier la charge appliquée au niveau de l'échantillon. La colonne utilisée permet d'appliquer une succion maximum de 2.3 m. Après application de cette valeur maximale, la teneur en eau de l'échantillon est pesée avant et après passage à l'étuve, et les volumes d'eau extraits à chaque succion appliquée sont transformés en teneur en eau volumique θ de l'échantillon. La courbe des couples (θ, h) ainsi obtenue est ajustée par le modèle de van Genuchten (1980) afin d'estimer les paramètres de rétention en eau de l'échantillon en condition de drainage.

2.1.3 Analyses granulométriques

L'ensemble des échantillons prélevés sur le terrain sont séchés (étuve à 105°C) puis passés au granulomètre laser. On obtient ainsi la répartition de la granulométrie de chaque échantillon selon les classes texturales USDA. Ces répartitions permettent de calculer des paramètres hydrodynamiques en utilisant le code python Rosetta3 (Zhang and Schaap, 2017).

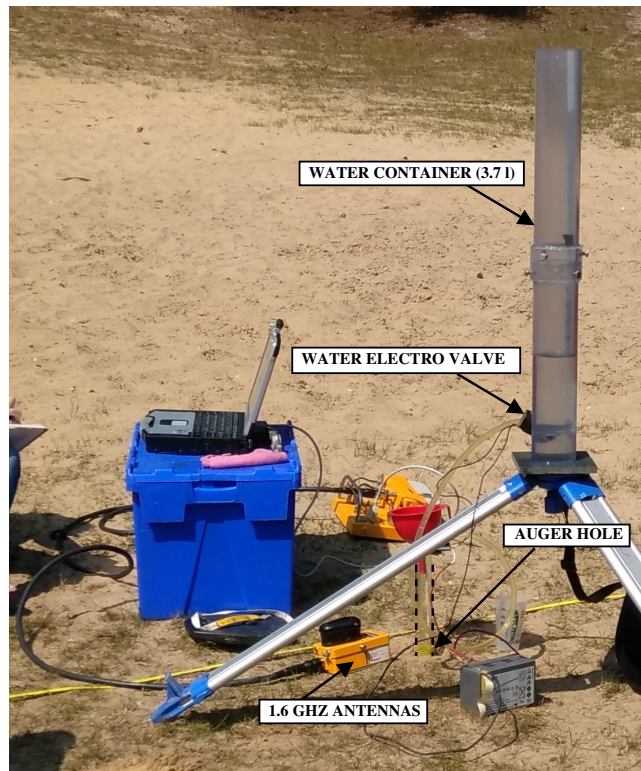


Figure 2.1: Dispositif de mesure utilisé sur le terrain: protocole Porchet-GPR.

2.1.4 Infiltrométrie Porchet

Des mesures d'infiltrométrie de type Porchet (Porchet and Laferrere, 1935) sont déployées sur les étendues sableuses pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation K_s . Un trou de 30 cm de profondeur et de 3.5 cm de rayon est effectué à l'aide d'une tarière manuelle de type Riverside. Un tuyau de rayon 2 cm dont l'extrémité est protégé par un filet à mailles fines pour empêcher la remontée de sable, est placé dans ce trou. Un réservoir de 3.7 l avec une ouverture commandée par un flotteur relié à une électro-vanne permet de remplir d'eau le fond du trou à une hauteur prédéfinie par la position du flotteur dans le tuyau. Nous prenons typiquement 5 cm de lame d'eau. Au cours de l'infiltration, le niveau d'eau du réservoir gradué est notée toutes les 30 secondes. On réalise des expériences d'infiltration d'une durée minimale de 6 minutes. Les variations du niveau de l'eau dans le réservoir sont converties en volume d'eau infiltrée en prenant en compte la surface de la colonne (3.8 cm de rayon). Les volumes cumulés au cours de l'infiltration s'alignent rapidement sur une droite. La pente de cette droite est convertie en valeur de conductivité hydraulique en divisant par la surface d'infiltration (surface de la base du cylindre de rayon 3.5 cm additionnée à celle de l'extérieur du cylindre de hauteur 5 cm).

2.2 Méthode Porchet-GPR

Le protocole de suivi radar d'une infiltration Porchet est décrit en détail dans l'article de Léger et al. (2015). Cependant, nous en reprenons dans le paragraphe suivant les grandes lignes. Le dispositif de mesure est présenté sur la figure 2.1. Avant de commencer l'infiltration, un couple d'antennes radar de la marque Malå est positionnée centré à 20 cm du centre du forage prévu pour l'infiltration d'eau. Les antennes sont placées tangentiellement au trou d'infiltration. Le radar de sol est paramétré pour enregistrer une trace d'environ 20 ns toutes les 5 secondes. Une fois le signal radar stabilisé, on peut commencer l'infiltration d'eau dans le trou. Pour initier l'infiltration, le volume d'eau correspondant

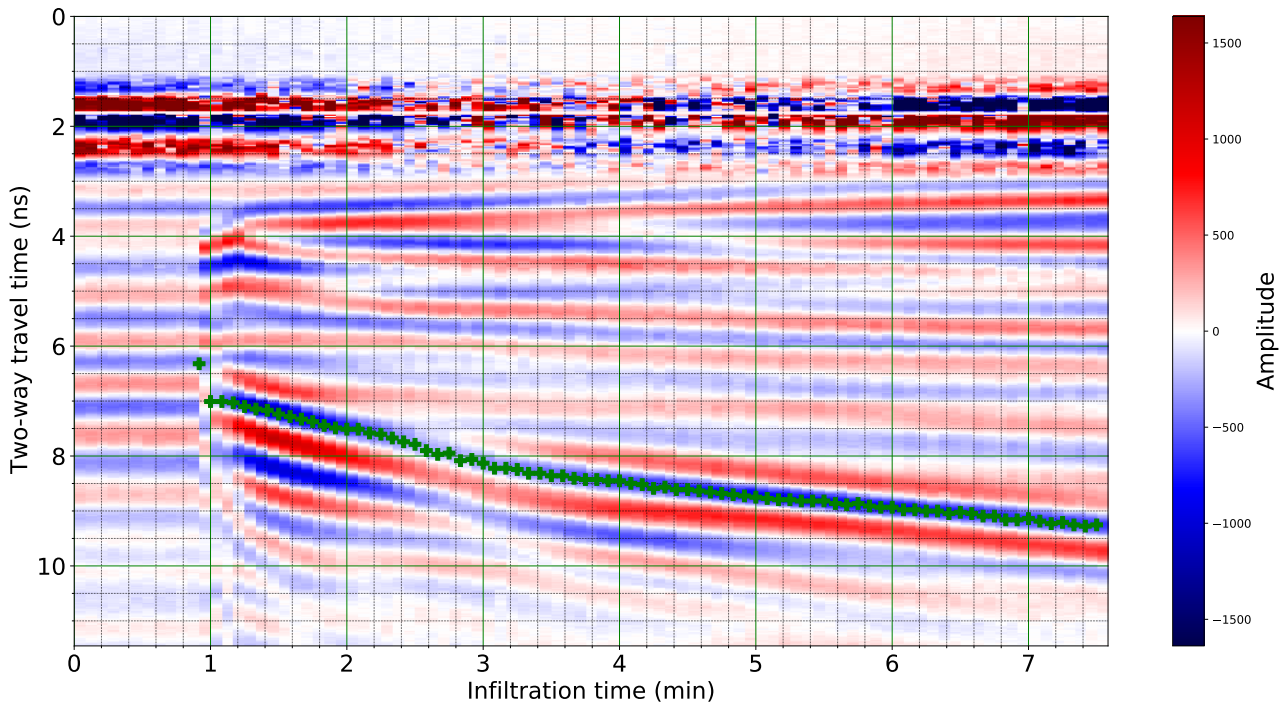


Figure 2.2: Radargramme acquis sur la sablière d'Auffargis au point de mesure A03m. La réflexion sur le fond du bulbe est mise en évidence par les croix vertes. Le seul traitement appliqué est un retrait de la trace moyenne.

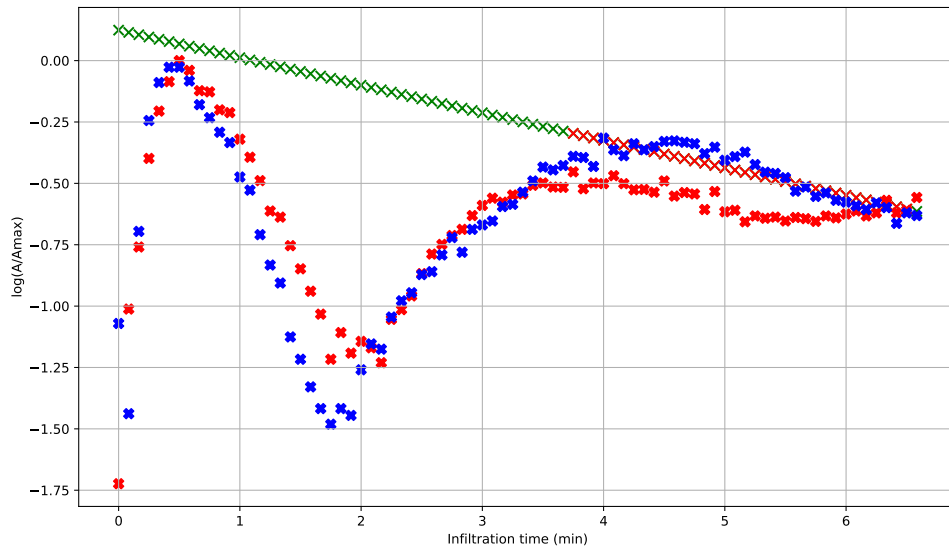
à une lame d'eau de 5 cm de haut dans un cylindre de 3 cm de rayon, est déversé dans le trou d'infiltration à l'aide d'un entonnoir. Les mesures s'effectuent toutes les 5 secondes avec les antennes statiques, tout au long de l'infiltration de l'eau.

Un exemple de radargramme mesuré à Auffargis est présenté sur la figure 2.2. Sur ce radargramme les temps d'arrivée de la réflexion sur la partie proximale du bulbe au cours de l'infiltration est pointée (croix vertes sur figure 2.2). Les volumes infiltrés au cours de l'acquisition de ce radargramme en particulier sont sur la figure 2.3b.

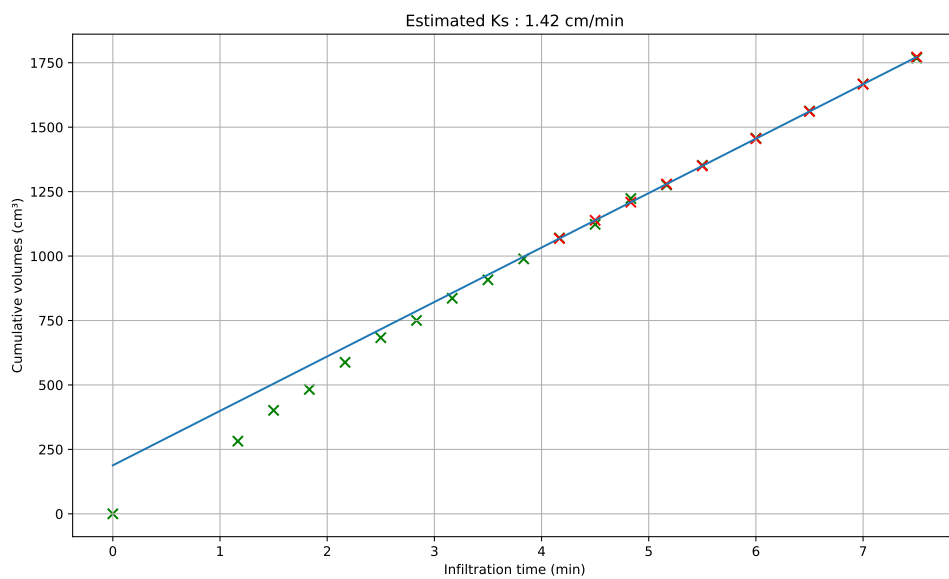
Nous avons cherché à étudier un attribut de la réflexion sur le bulbe autre que son temps d'arrivée: son amplitude. L'exemple présenté sur la figure 2.3a illustre bien la difficulté d'utiliser cet attribut. Les variations d'amplitudes sur les radargrammes expérimentaux sont "pollués" par les interférences avec le bruit électronique. Ce bruit crée des réflexions qui arrivent à temps constant et se superposent au signal qui nous intéresse. C'est ce qui explique la déflexion observée autour de 2 minutes d'infiltration sur la figure 2.3a. On a cherché à malgré tout utiliser l'amplitude en ajustant une droite sur la partie qui semble non polluée par les réflexions "parasites". Nous avons calculé la pente de cette droite et chercher à ajuster cet attribut avec les valeurs trouvées sur nos simulations numériques.

2.2.1 Modélisation numérique

Les mesures de terrain "volume infiltré" et "TWT radar" sont modélisées numériquement. Il s'agit de calculer les volumes d'eau infiltrée au cours du temps expérimental ainsi les temps d'arrivée de la réflexion observée sur les radargrammes. Le code de modélisation est écrit en python et est basé sur deux logiciels libres, SWMS2D (Simunek et al., 1994) pour la modélisation hydrodynamique et gprMax (Giannopoulos, 2005; Warren et al., 2016) pour la modélisation électromagnétique. Pour un jeu de paramètres hydrodynamiques (θ_r , θ_s , K_s , n , α) et une teneur en eau initiale θ_i , les cartes de teneur en eau, résultants des fonctions $\theta(h)$ et $K(\theta)$, correspondantes à chaque pas de temps



a.



b.

Figure 2.3: a) Logarithme népérien des amplitudes minimum (croix rouges) et maximum (croix bleues), en valeurs relatives à leur valeur maximale, de la réflexion sur la partie proximale du bulbe au cours de l'infiltration. b) Volume infiltré en cumulé au cours de l'infiltration (croix). La droite en bleu est obtenue par régression linéaire sur les volumes après 4 minutes d'infiltration pour évaluer une valeur de conductivité de 1.42 cm/min.

d'infiltration sont calculées grâce au code SWMS2D. Ces cartes de teneur en eau sont converties en cartes de permittivités diélectriques relatives en utilisant la formule volumique reliant la teneur en eau à la permittivité d'un milieu (formule dite de CRIM (Complex Refractive Index Method)) pour un sable:

$$\sqrt{\varepsilon} = (1 - \phi)\sqrt{\varepsilon_s} + \theta\sqrt{\varepsilon_e} + (\phi - \theta)\sqrt{\varepsilon_a}, \quad (2.1)$$

où ε_s , ε_e et $\varepsilon_a = 1$ sont les permittivités diélectriques relatives de la silice, de l'eau et de l'air. La porosité ϕ est fixée égale à la teneur en eau à saturation du sable θ_s ¹.

La trace radar correspondante à chaque carte de teneur en eau est calculée par gprMax en supposant un signal envoyé de type Ricker de fréquence 1 GHz, et une géométrie d'acquisition donnée (milieu homogène dans lequel on définit un forage de rayon et de profondeur donnés et une lame d'eau d'épaisseur fixée). Pour chaque jeu de paramètres hydrodynamiques, les traces calculées à chaque temps d'infiltration sont concaténées pour obtenir un radargramme simulé. Deux attributs de la réflexion principale observée sur ces radargrammes ont été utilisés comme données de comparaison avec les données de terrain: les temps d'arrivées de la réflexion sur le fond du bulbe et son amplitude maximum.

Une première étape lors du travail de recherche, a été de faire comme dans l'article de Léger et al. (2015), c'est-à-dire d'utiliser la méthode d'optimisation Single Complex Evolution SCE-UA (Duan et al., 1992) (UA étant les initiales de l'Université de l'Arizona). Cette méthode permet de rechercher le minimum global d'une fonction coût ayant de nombreux minima locaux. La fonction coût est calculée comme la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre les temps radar piqués sur les données de terrain et ceux des modèles simulés pour différents jeux de paramètres. Cette procédure met du temps à converger et ne donne que le jeu de paramètres qui ajuste aux mieux les données de terrain, sans pouvoir visualiser les relations entre les paramètres, ou la présence de minima locaux.

Dans une deuxième étape, nous avons choisi de calculer une multitude de modèles en échantillonnant l'espace des paramètres possibles. Les RMSE entre les données de terrain et les résultats des modèles sont calculées a posteriori. Cette méthode permet de visualiser les liens entre les paramètres et les sensibilités de la méthode à chacun des paramètres hydrodynamiques. La difficulté de cette approche est que les modèles sont calculés pour une géométrie de mesures Porchet-GPR donnée, en fixant la profondeur du trou, son rayon, la hauteur d'eau au fond du trou et la distance entre le trou et les antennes radar. Un premier jeu de 25600 modèles ont été calculés en deux temps, avec des paramètres de MvG prenant des valeurs dans les gammes indiquées dans le tableau 2.1, pour un trou de 30 cm de profondeur, 3 cm de rayon, 5 cm de hauteur d'eau et 20 cm de distance entre les centres des antennes et le centre du trou.

Dans la suite de ce rapport nous montrerons les résultats de cette deuxième méthode.

N modèles	θ_i	θ_r	θ_s	n	α (cm ⁻¹)	K_s (cm/min)
15360	[0.07, 0.1] pas=0.03	0.03	[0.3, 0.45] pas=0.05	[2, 11] pas=1	[1.5, 8.5] pas=0.5	[0.05, 2] pas=ln(0.25)
10240	[0.07, 0.1] pas=0.03	0.03	[0.3, 0.45] pas=0.05	[2, 11] pas=1	[1.5, 7.5] pas=1	[0.5, 1.25] pas=0.05

Table 2.1: Gammes de paramètres hydrodynamiques utilisées pour les calculs des 25600 modèles.

Sur chacun des 25600 modèles obtenus, nous avons pointés automatiquement (procédure décrite en

¹Ce choix d'hypothèse est discutable pour des sols argileux ou limoneux, mais est très proche de la réalité pour des sols sableux

annexe A) les TWT et l'amplitude maximum de la réflexion sur le fond du bulbe. La pente de la droite d'ajustement linéaire sur les amplitudes a mis en évidence des modèles pour lesquels le pointage automatique changeait de phase. Les sauts de phase résultent en une pente systématiquement positive. Nous avons décidé de retirer ces modèles de notre base de modèles pour le calcul des ajustement entre les modèles numériques et les modèles expérimentaux. Après retrait de ces modèles, notre base est constituée d'environ 22000 modèles numériques.

Pour finir la discussion sur les amplitudes, nous regarderons par la suite la valeur de la pente de décroissance des amplitudes sur certaines figures mais nous n'intégrons pas les différences de pentes dans le calcul de l'erreur quadratique entre données expérimentales et données simulées. Des essais de prises en compte de la pente de décroissance d'amplitude, nous ont fait réaliser que la courbe de rétention en eau avait peu d'effet sur les amplitudes des réflexions radar sur seulement 6 minutes d'infiltration.

Chapter 3

Résultats

3.1 Mesures classiques

3.1.1 Granulométrie et paramètres de Rosetta

Les analyses granulométriques (figure 3.1) effectuées sur l'ensemble des échantillons indiquent que les sables de Fontainebleau pris dans les différents sites se caractérisent par une granulométrie très homogène majoritairement composée de sable fin, entre 85 et 98 % selon les échantillons. La proportion en argile et en limon est très faible et souvent inférieure à 2 %. Le ratio "sable moyen"/"sable fin" est le plus variable d'un échantillon à l'autre avec une proportion de sable moyen variant de 1 à 8 %. Dans certaines sablières, on observe une légère variation spatiale de la granulométrie, mais pas de réelle tendance. De même, les échantillons prélevés à différentes profondeurs (10-110 cm) ne montrent pas de variabilité significative. Sur la figure 3.1, on observe une granulométrie moyenne légèrement plus grossière pour les sables du site de Poligny par rapport à la granulométrie des sables des deux autres sites. La granulométrie des échantillons d'Auffargis est la plus étalée, avec une proportion de grains de diamètre inférieure à 100 μm et supérieure à 200 μm plus importante que sur les deux autres sites.

Les données granulométriques permettent d'estimer les paramètres hydrodynamiques grâce à la fonction de pédotransfert Rosetta3 (Zhang and Schaap, 2017). Les résultats (figure 3.2) montrent que les paramètres n , K_s et α issus de Rosetta sont variables d'un échantillon à l'autre. Par exemple, à Auffargis:

- $n = 3.2 \pm 0.5$
- $\alpha = 3,4 \pm 0.1 \text{ m}^{-1}$
- $K_s = 0.6 \pm 0.2 \text{ cm.min}^{-1}$

Sur les paramètres obtenus en utilisant le programme Rosetta3, les variations minimales de la granulométrie ont un effet notable sur le paramètre n et surtout sur le paramètre K_s qui peut varier du simple au double. La fonction Rosetta est donc sensible aux variations même minimales de la teneur en sable et en limons, alors que la teneur en argile reste constante. L'effet de la granulométrie légèrement supérieure à Poligny se retrouve dans les valeurs de paramètres hydrodynamiques estimés par Rosetta (valeurs supérieures sur la figure 3.2). La gamme de granulométrie plus étalée pour les échantillons de la sablière d'Auffargis résulte en des valeurs de paramètres légèrement plus faibles.

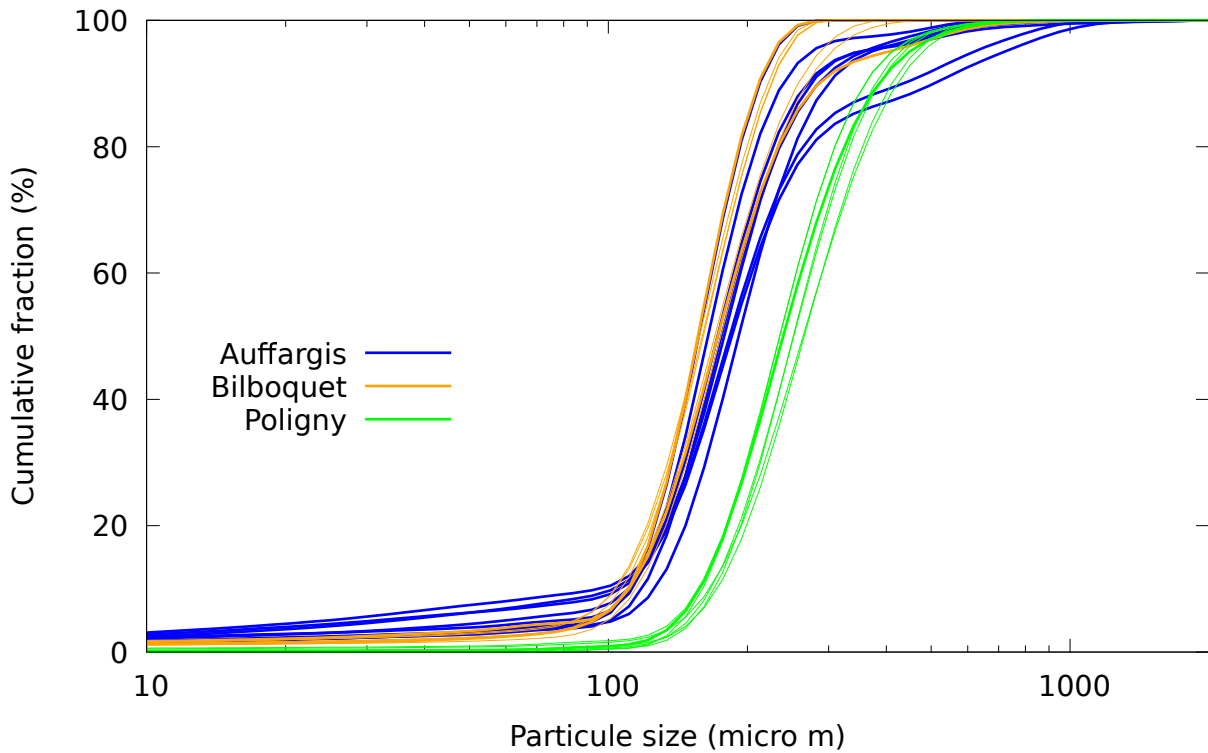


Figure 3.1: Synthèse des mesures effectuées au granulomètre laser sur les trois sites de sables de Fontainebleau.

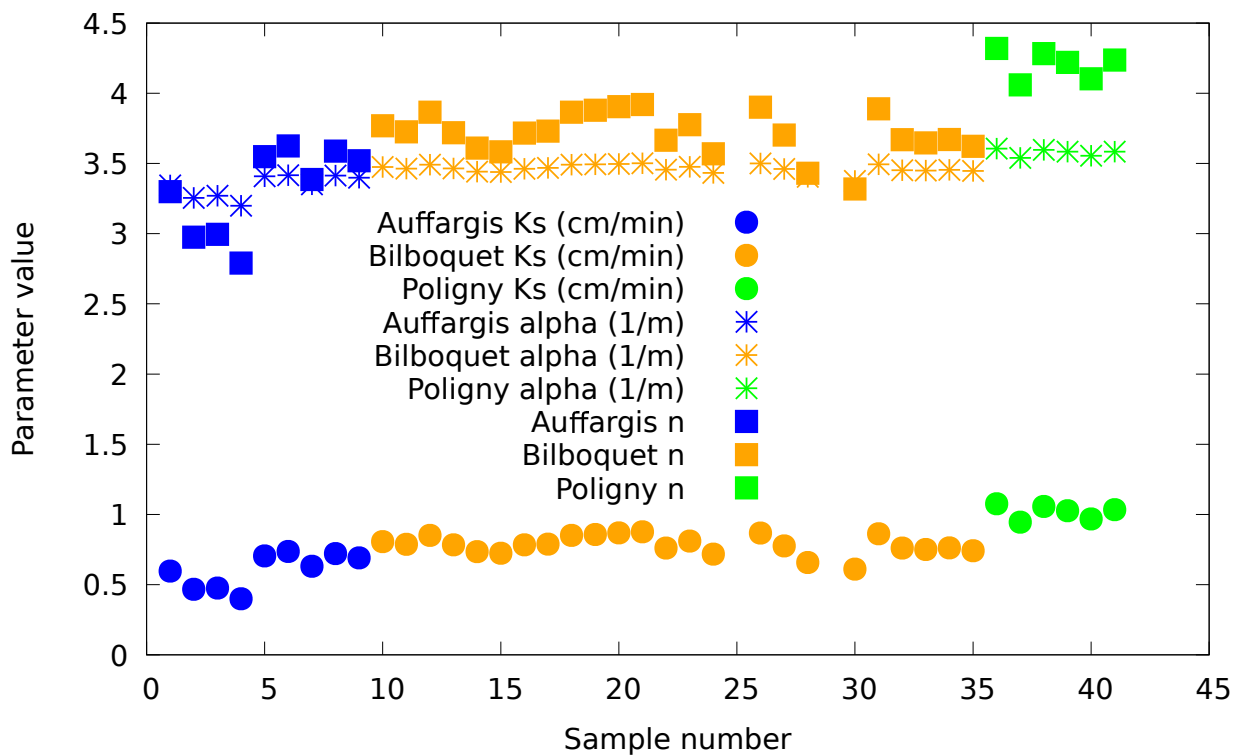


Figure 3.2: Synthèse des paramètres hydrodynamiques estimés par Rosetta à partir des mesures granulométriques de la figure 3.1.

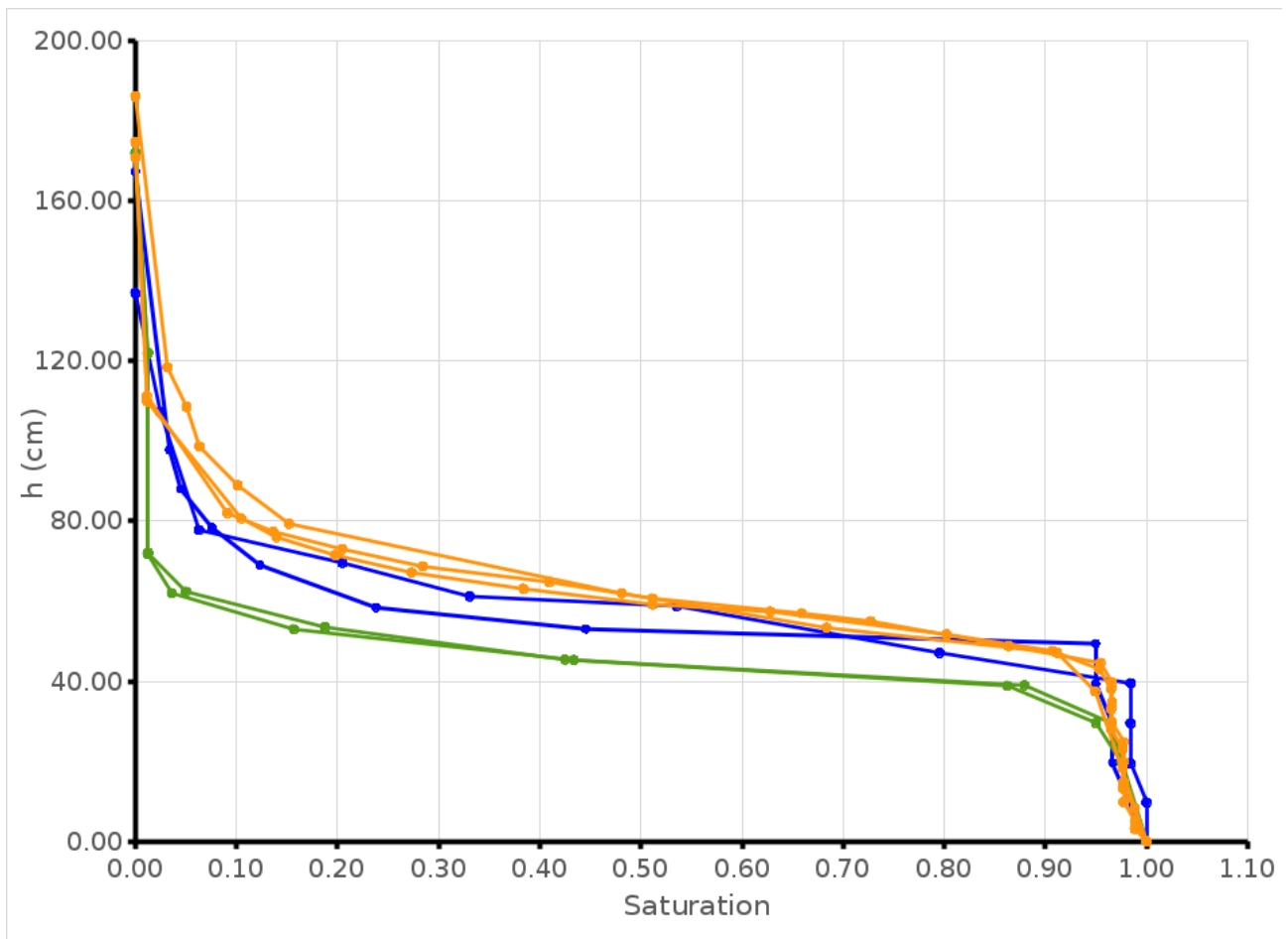


Figure 3.3: Synthèse des courbes de rétention en eau obtenues par mesures en colonnes suspendues sur des échantillons non remaniés provenant des trois sites: Auffargis (bleu), Bilboquet (orange) et Poligny (vert).

3.1.2 Paramètres issus des colonnes suspendues

Les résultats des expériences en colonnes suspendues nous permettent de retrouver les courbes de rétention en eau des échantillons prélevés sur les trois sites d'étude (figure 3.3). Toutes les expériences ont été réalisées en drainage. Comme sur les résultats de la granulométrie (figure 3.1), la courbe obtenue avec les échantillons du site de Bilboquet est légèrement au dessus de celle obtenue à Auffargis, elle même au dessus de celle obtenue à Poligny, lieu où les échantillons présentaient la granulométrie la plus grossière. Cependant, l'allure générale est similaire pour les trois courbes, très plate au niveau du point d'inflexion, ce qui indique une désaturation extrêmement rapide de l'échantillon à partir du point d'entrée d'air.

Les résultats obtenus sont ensuite ajustés par l'équation 1.1 pour estimer les paramètres θ_r , θ_s , α et n . La figure 3.4 montre pour un échantillon les histogrammes des valeurs obtenues en supposant une incertitude gaussienne sur les teneurs en eau de $0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ et sur les potentiels de 2 cm. Ces histogrammes présentent les résultats des ajustements de 10000 courbes obtenues en faisant varier chaque couple de points échantillonnés dans une distribution gaussienne centrée sur les points mesurés. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 3.1.

Les valeurs de θ_s sont estimées entre 0.33 et 0.41 alors que les valeurs de θ_r sont comprises entre 0.03 et 0.05. Les valeurs de α obtenues avec les échantillons de Poligny sont légèrement supérieures à celles obtenues aux deux autres sites (2 vs 1.7 m^{-1}). Le paramètre α étant inversement proportionnel à l'entrée d'air, ces résultats sont cohérents avec les courbes de la figure 3.3 où la valeur d'entrée d'air

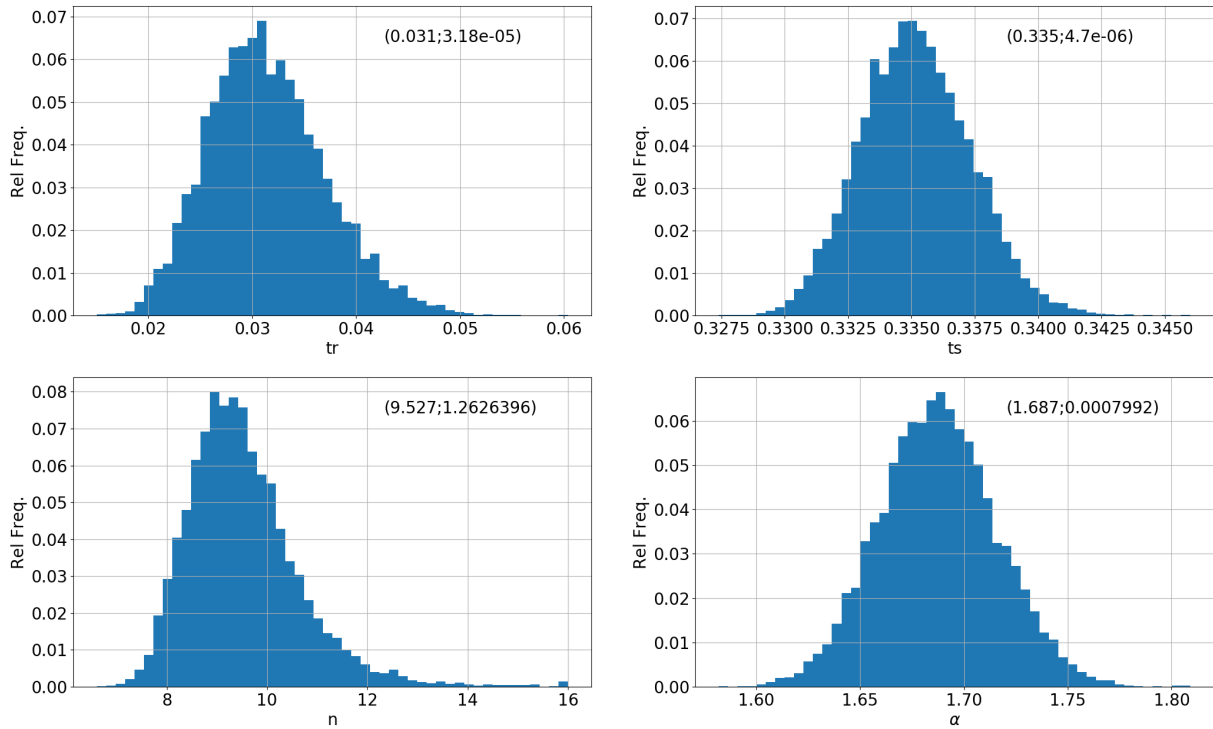


Figure 3.4: Exemple de distribution des paramètres de van Genuchten ajustant les mesures en colonnes suspendues pour l'échantillon Bilbo3. Sur chaque sous figure, les valeurs moyennes et écarts-types sont indiqués entre parenthèses.

est plus faible (environ 25 cm) à Poligny contre plus de 40 cm pour les échantillons des deux autres sites. Le paramètre n apparaît également comme variable d'un échantillon à l'autre, entre 7 et 10. Il est cependant à noter que la détermination du paramètres n par la méthode de colonne suspendue tend à le surestimer (Léger et al., 2020).

Les valeurs des paramètres obtenues à l'aide des colonnes suspendues sont bien en accord avec les caractéristiques physiques et granulométriques du sable de Fontainebleau. Ce sable est constitué de silice quasiment pure (avec très peu d'impuretés) et d'une granulométrie très homogène. Ces propriétés expliquent des valeurs de α relativement faibles alors que les valeurs de n sont très élevées. Une fois la valeur d'entrée d'air dépassée, ce sable se dé-sature très rapidement. Cependant, que ce soit pour α et n , les valeurs déterminées par colonnes suspendues ne sont pas dans les gammes de valeur proposées par la fonction de pédo-transfert Rosetta (figure 3.2). Les valeurs de α en colonnes suspendues sont environ deux fois plus faibles que celle de Rosetta. Celles de n sont environ 2 fois plus élevées.

3.1.3 Conductivités hydrauliques issues des mesures Porchet

La figure 3.5 présente toutes les courbes de volumes d'eau infiltrés sur toutes les expériences Porchet menées sur les trois sites de sables de Fontainebleau. Les volumes infiltrés mesurés sur les trois mesures effectuées à Auffargis (courbes bleues) sont plus faibles que celles des deux mesures Porchet de Bilboquet (courbes oranges). Pour Poligny (courbes vertes), les pentes des courbes de volumes sont très variées. Les pentes des courbes de volumes d'eau infiltrée en cumulé fournissent une estimation d'une valeur de conductivité hydraulique. Ces valeurs sont représentées sur la figure 3.6 avec les valeurs provenant de Rosetta3 appliqué aux distributions granulométriques des mêmes échantillons. La dispersion de ces valeurs sur le site de Poligny (entre 1.4 et 3.8 cm/min) est bien plus élevée que

Échantillon	n	α (cm ⁻¹)	θ_r	θ_s	θ_i
Auffargis1	10	1.7	0.03	0.37	0.07
Auffargis2	10	1.8	0.03	0.39	0.1
Bilbo1	7.2	1.8	0.05	0.42	0.11
Bilbo2	7.8	1.7	0.06	0.34	0.1
Bilbo3	9.5	1.7	0.03	0.34	0.11
Bilbo4	8.9	1.7	0.03	0.35	0.11
Poligny1	8	2	0.04	0.33	0.07
Poligny2	9	2	0.04	0.34	0.06

Table 3.1: Paramètres de van Genuchten (1980) ajustés sur les mesures de rétention en eau obtenues en colonnes suspendues.

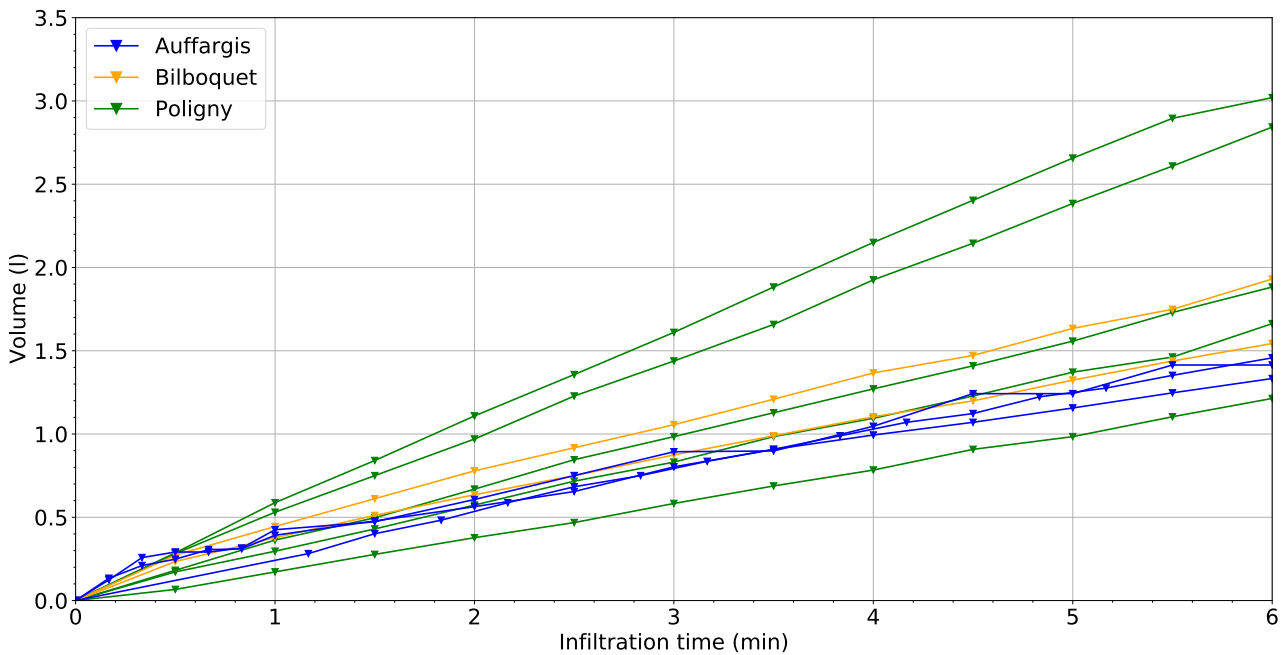


Figure 3.5: Courbes des volumes infiltrés au cours du temps sur chacune des expériences Porchet des trois sites.

sur les deux autres sites (1.16 et 1.42 cm/min pour Auffargis et 1.5 et 1.8 cm/min pour Bilboquet).

Les valeurs de conductivité hydraulique, issues des volumes infiltrés au cours des expériences de terrain de type Porchet, en supposant un rayon de 3.5 cm et une hauteur d'eau au fond du trou de 5 cm (valeurs que nous avons utilisées sur le terrain) sont bien supérieures à celles données par la fonction de pédo-transfert des données granulométriques. Les valeurs de conductivités hydrauliques obtenues par la méthode de Porchet sont très sensibles à la surface d'infiltration (elles résultent simplement de la division de la pente d'une droite ajustant les volumes cumulés par cette surface). Sur la figure 3.6, nous avons mis les points obtenus lorsque l'on fait varier le rayon du trou et la hauteur de la lame d'eau au fond du trou. Il est troublant de voir que les valeurs de Porchet et celles issues de Rosetta3 coïncident pour un rayon légèrement plus grand que celui mesuré à la surface, et une hauteur de lame d'eau de 8 cm au lieu de 5 cm comme réglée à l'aide du flotteur relié à l'électro-vanne du perméamètre. Il n'est pas impossible que le trou se soit légèrement agrandi à sa base au cours de l'infiltration, et que la zone endommagée par la pointe de la tarière ne joue pas dans l'estimation de la hauteur d'eau à prendre en compte dans ce calcul.

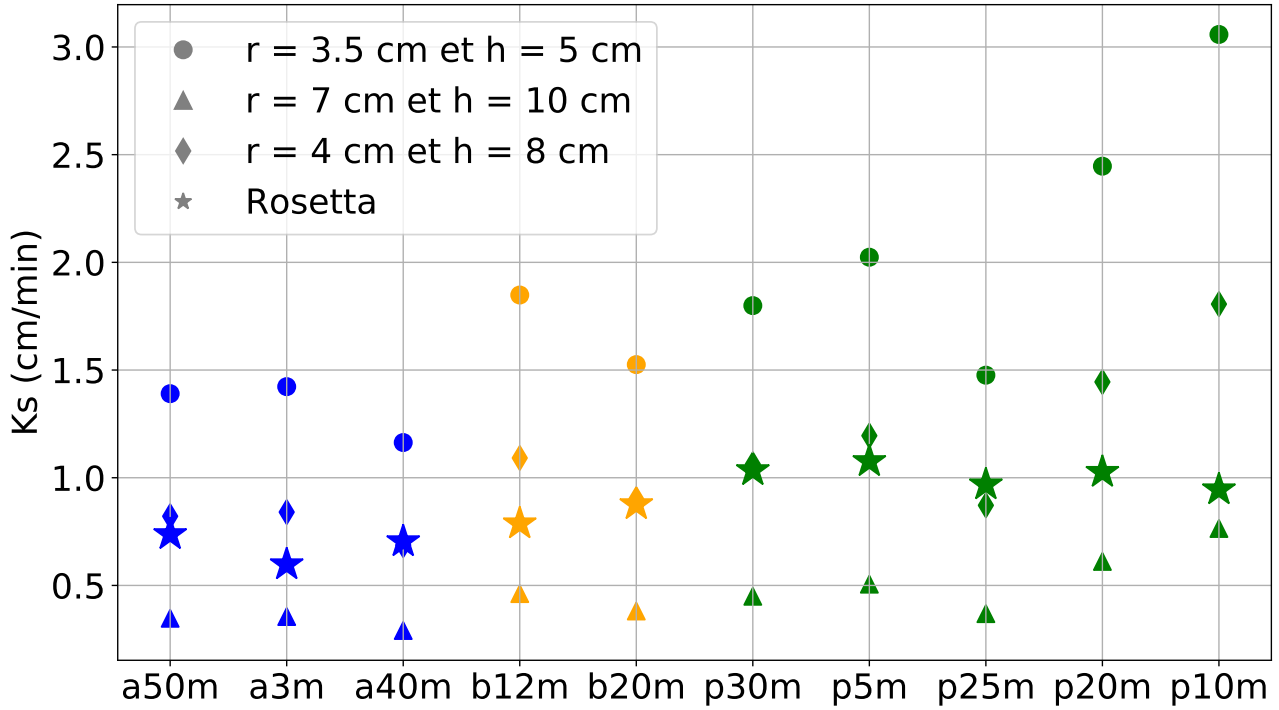


Figure 3.6: Synthèse des conductivités hydrauliques estimées par les mesures de volumes d'eau infiltrée au cours du temps des expériences de Porchet (Auffargis: bleu, Bilboquet: orange, Poligny: vert).

3.2 Porchet-GPR

Comme présenté en amont, la méthode Porchet-GPR ajuste les temps d'arrivées (TWT) de la réflexion sur le bulbe d'infiltration ainsi que les volumes d'eau infiltrés au cours du temps. Nous présenterons dans cette section, les différents résultats associés aux intervalles des paramètres hydrodynamiques ajustant aux mieux les jeux de données hydro-géophysiques.

Sur la figure 3.7 sont représentées toutes les courbes de temps d'arrivée relatifs (ramené à zéro) de la réflexion radar associée au bulbe pour toutes les expériences de type Porchet-GPR menées sur les trois sites de sables de Fontainebleau. Visuellement trois caractéristiques sont notables intra- et inter-site. Inter-site, les TWTs associés au site d'Auffargis sont plus faibles que ceux correspondant aux mesures de Bilboquet et de Poligny. Cette séparation entre les TWTs des différents sites n'apparaît franchement qu'au bout de la troisième minute, indiquant en première hypothèse, une différence de conductivité hydraulique à saturation plutôt que sur les autres paramètres impliquant les forces capillaires (n, α).

Intra-site, la variabilité des mesures semble la plus forte pour le site de Poligny, étant de plus celui avec les courbes de granulométrie les plus grossières, contrairement aux deux autres sites de Bilboquet et Auffargis, où les courbes de TWTs propres à chaque site ne présentent pas un étalement temporel (en terme de ns) important même si le site de Bilboquet ne présente que deux mesures.

Par la suite, nous nous concentrerons sur les modèles ajustant au mieux les données de TWTs et volumes mesurés. Les ajustements sont caractérisés par une fonction objective prenant comme valeurs les RMSE associés aux TWT, volumes et sommes quadratiques des deux. Elles seront dénommées : $RMSE_{TWT}$ entre TWT simulés et TWT expérimentaux, $RMSE_{VOL}$ entre volumes simulés et volumes expérimentaux, $RMSE_{TOT}$ qui est elle-même la RMSE des deux erreurs précédentes.

Du fait des forts liens intrinsèques entre les différents paramètres de MvG, nous proposons plusieurs

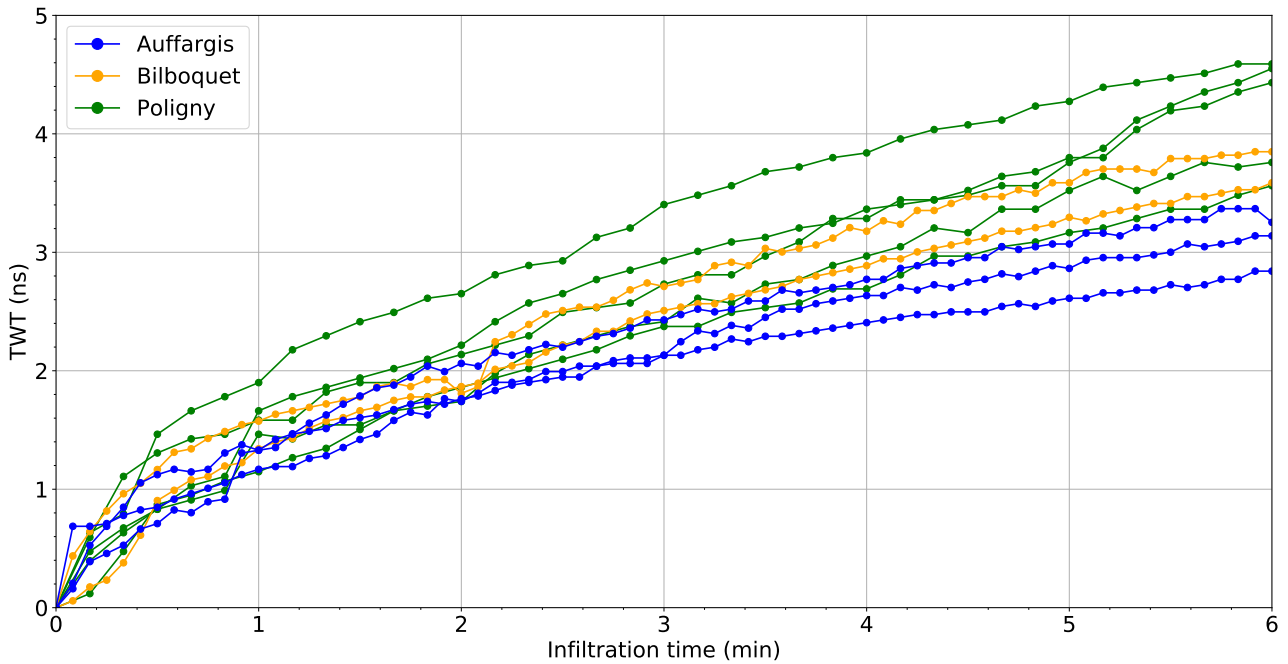


Figure 3.7: Courbes des temps d’arrivées (TWT) de la réflexion sur le bas du bulbe mesurés sur chacun des radargrammes.

représentations afin de visualiser les comparaisons entre simulations et expériences donnant lieu à des statistiques sur les paramètres hydrodynamiques:

- des projections en plan des nuages de points associés à tous les modèles, pour chaque couple de paramètres de MvG,
- des histogrammes des 1000 meilleurs modèles ajustant au mieux les données expérimentales (au sens de la $RMSE_{TOT}$).
- des graphiques sous forme coordonnées parallèles permettant de visualiser les liens entre les différents paramètres de MvG associés à des valeurs de RMSE ($RMSE_{VOL}$, $RMSE_{TWT}$ et $RMSE_{TOT}$).

Les cartes de sensibilité et tous les histogrammes obtenues sur chaque site sont mis en annexe B.

3.2.1 Analyse des liens entre les paramètres

Nous proposons de commencer par le site de Poligny comme exemple d’étude complète des différents graphiques.

Poligny

Toutes les figures composant la figure 3.8 sont construites de manière similaire. Les points représentent un couple de point des paramètres de MvG, par exemple le plan (K_s, n) . La couleur du point correspond à l’échelle de couleurs de $RMSE_{tot}$ présentée sur le sommet de la figure, où le rouge représente un bon ajustement et le bleu un mauvais. Les histogrammes présents sur la diagonale correspondent aux histogrammes des valeurs prises pour générer toute la base des modèles (tableau 2.1). Ils montrent que l’échantillonnage n’est pas uniforme pour tous les paramètres, notamment le paramètre K_s pour lequel les valeurs ont été générées en suivant une loi log-normale.

Trois catégories de couples de paramètres sont discernables: (1) ceux présentant une inter-liaison sous la forme d’une “vallée” de faibles RMSE donnant une relation entre les deux paramètres du couple, (2) ceux présentant une inter-liaison sous la forme d’une “vallée” de faibles RMSE donnant une relation pour l’un des deux paramètres du couple (3) ceux où les inter-liaisons semblent inexistantes:

1. Les couples (K_s, α) et (K_s, n) montre une franche relation entre ces trois paramètres,
2. Les couples $(K_s, \theta_s), (K_s, \theta_i)$ permettent de conforter le domaine de K_s ,
3. Les couples impliquant $n, \alpha, \theta_s, \theta_r$, montrent une absence de lien entre ces paramètres.

Au delà de l’aspect de liens visibles entre certains couples, ces figures montrent la capacité de la méthode à “raffiner” un intervalle de valeurs correspondant au meilleur ajustement, étant donc synonyme d’un succès de la méthode pour inférer un intervalle de valeurs probables pour un certain paramètre, ou couple de paramètres, à partir des données de volumes et TWTs.

À partir de ces premières projections en plan des nuages de points associés à tous les modèles, nous voyons d’ores et déjà la difficulté de déterminer certains paramètres avec notre méthode Porchet-GPR. Pour aller plus loin dans l’établissement d’intervalles probables des paramètres de MvG associés au site, nous proposons, sur la figure 3.9, les histogrammes normalisés pour les paramètres (α, n, K_s) (première ligne de la Figure 3.9) ainsi que les TWTs, volumes et amplitudes de la réflexion du bulbe, numériques et expérimentales (seconde ligne de la Figure 3.9) pour la mesure à 5 m le long du transect de Poligny.

Les histogrammes pour les paramètres n et α ne montrent pas de tendance forte poussant à caractériser une distribution centrée sur une valeur particulière. Cela sous-entend la difficulté de notre méthode à contraindre les valeurs de ces deux paramètres, malgré le très bon ajustement des TWTs et des volumes. Le pauvre ajustement des amplitudes est sans doute un indicateur de la source de ce manque d’indication pour les paramètres n et α (nous renvoyons le lecteur à la partie “Discussion” pour plus de détails sur cette non convergence).

À partir de ce constat, nous avons envisagé une autre approche “visualisatoire” consistant à sélectionner de petits intervalles de paramètres et mettre en lumière les inter-connexions de ces différents intervalles sur les RMSEs. C’est notamment ce qui est présenté sur la figure 3.10

De prime abord le graphique en coordonnées parallèles (Figure 3.10) illustrent le problème de contrainte des paramètres α, n ainsi que l’amplitude de l’onde du bulbe. En effet, tout l’intervalle de α et n échantillonne tout l’intervalle des $RMSE_{TOT}$, sans distribution apparente (comme constaté sur les histogrammes de la Figure 3.9). On remarque, de plus, grâce au dégradé de gris, les intervalles de paramètres les plus utilisés dans les 30% des meilleurs modèles, notamment sur les petites valeurs de K_s (3 ème colonne de la figure 3.10), et la tendance à avoir une distribution de valeurs de $RMSE_{VOL}$ (6 ème colonne) plus étalée sur les fortes valeurs que pour les $RMSE_{TWT}$ (5 ème colonne). En fixant la valeur de α à 3.5 m¹ en accord avec les valeurs issues de l’utilisation de Rosetta3 sur la granulométrie, et en fixant un intervalle de variation pour n entre 3 et 5 (voir figure 3.2 pour ces valeurs) et en se restreignant à une $RMSE_{TOT} < 0.03$, on constate que l’intervalle des valeurs de K_s est bien défini et qu’un constat similaire est possible sur les valeurs d’amplitudes (les modèles respectant ces contraintes sont en traits bleus sur la figure 3.10).

Conscient de la difficulté d’appréhender le précédent paragraphe sans pouvoir faire varier les intervalles, nous joignons en annexe les liens permettant d’interagir avec ces graphiques en coordonnées parallèles en temps réel.

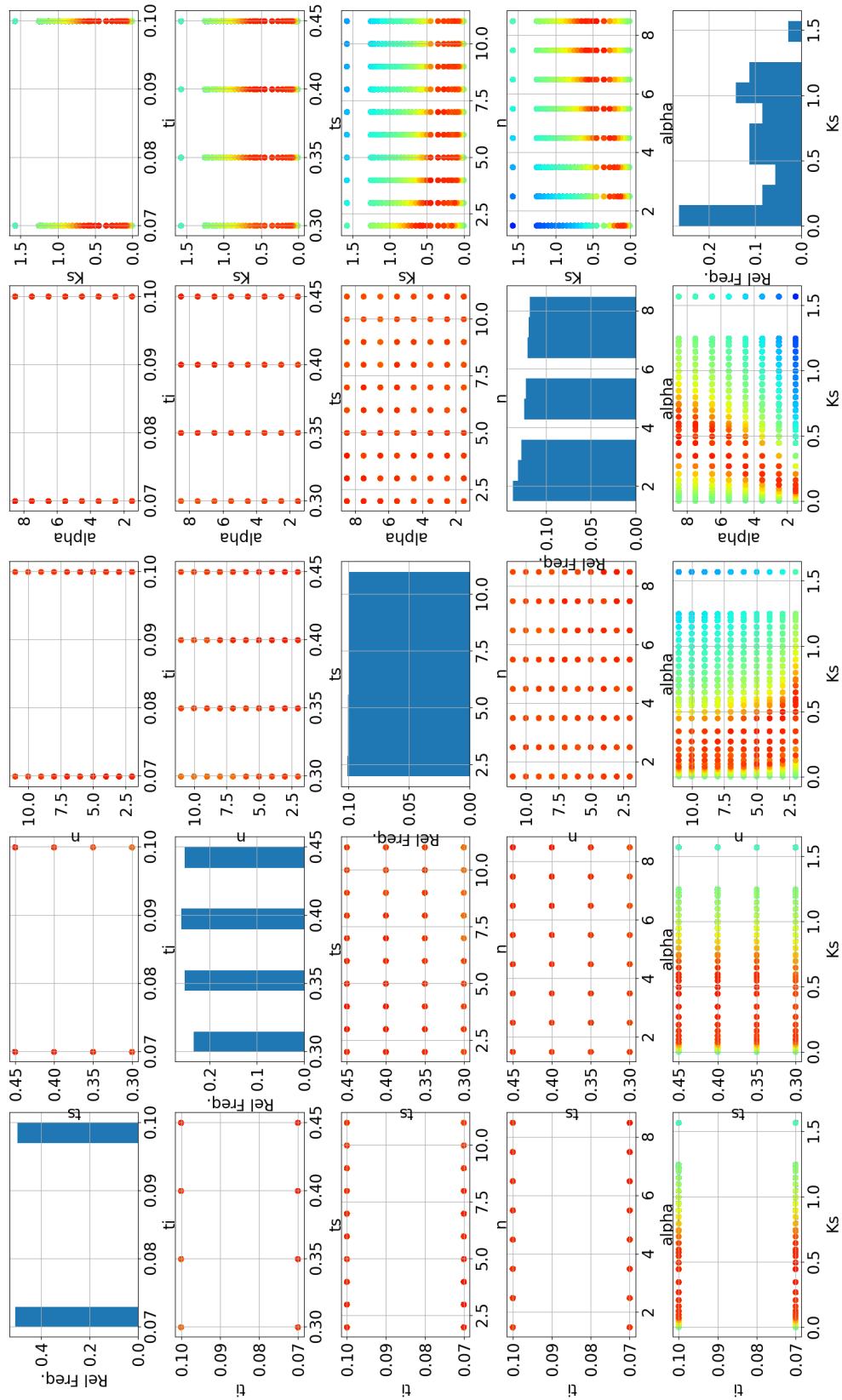


Figure 3.8: Projections en plan et histogrammes des ajustements des TWT et volumes expérimentaux. Diagonale: histogrammes des valeurs de chaque paramètre de MvG prises pour le calcul des 25600 modèles; Hors diagonale: nuage de points pour les différents couples de paramètres de MvG sur la mesure Porchet-GPR P05m (site de Poligny). Chaque point est coloré par sa valeur de $RMSE_{TOT}$, rouge étant la plus faible, bleu la plus forte. L'affichage des points est fait par ordre décroissant de $RMSE_{TOT}$.

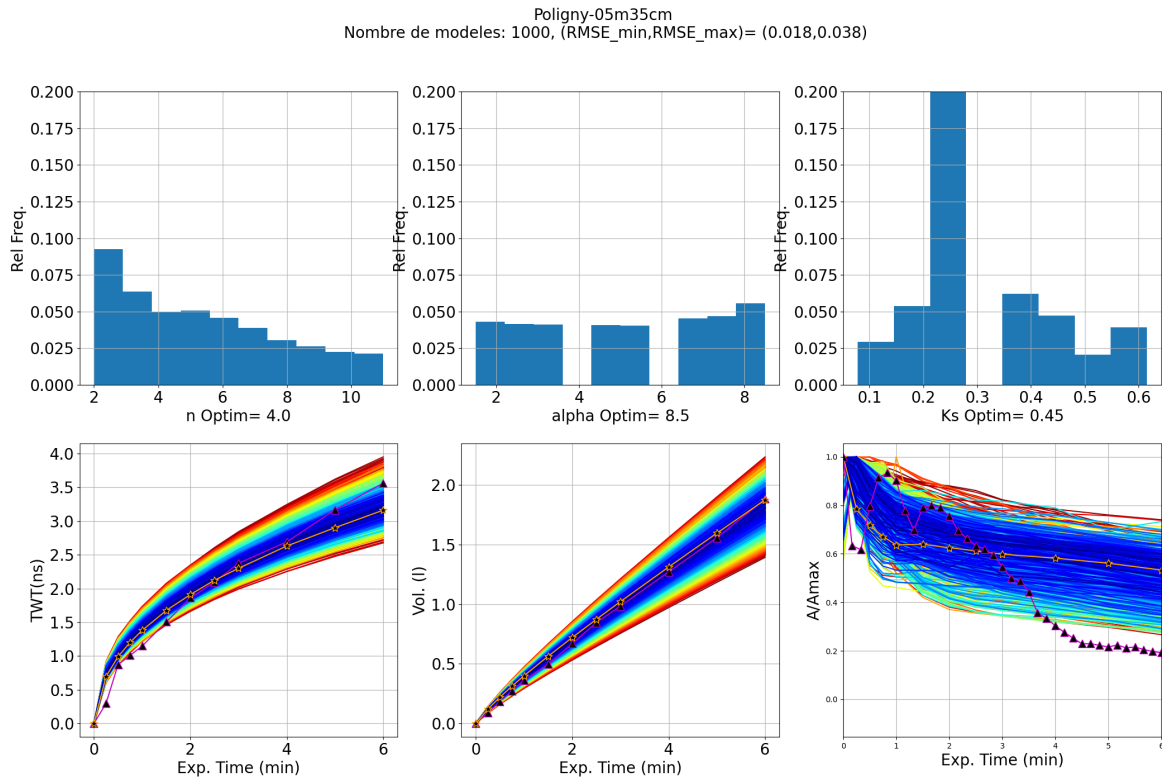


Figure 3.9: En haut: histogrammes normalisés des valeurs n , α , K_s des 1000 modèles avec la $RMSE_{TOT}$ la plus faible. Les valeurs du paramètre du meilleur modèle sont indiqués par "X Optim"; en bas: courbes de TWT, volumes infiltrés, et amplitude de la réflexion radar en fonction du temps d'infiltration, pour ces 1000 modèles (triangles mauves et noir: mesures expérimentales; étoiles oranges: meilleur modèle). Calculs fait sur la mesure P05m (site de Poligny).

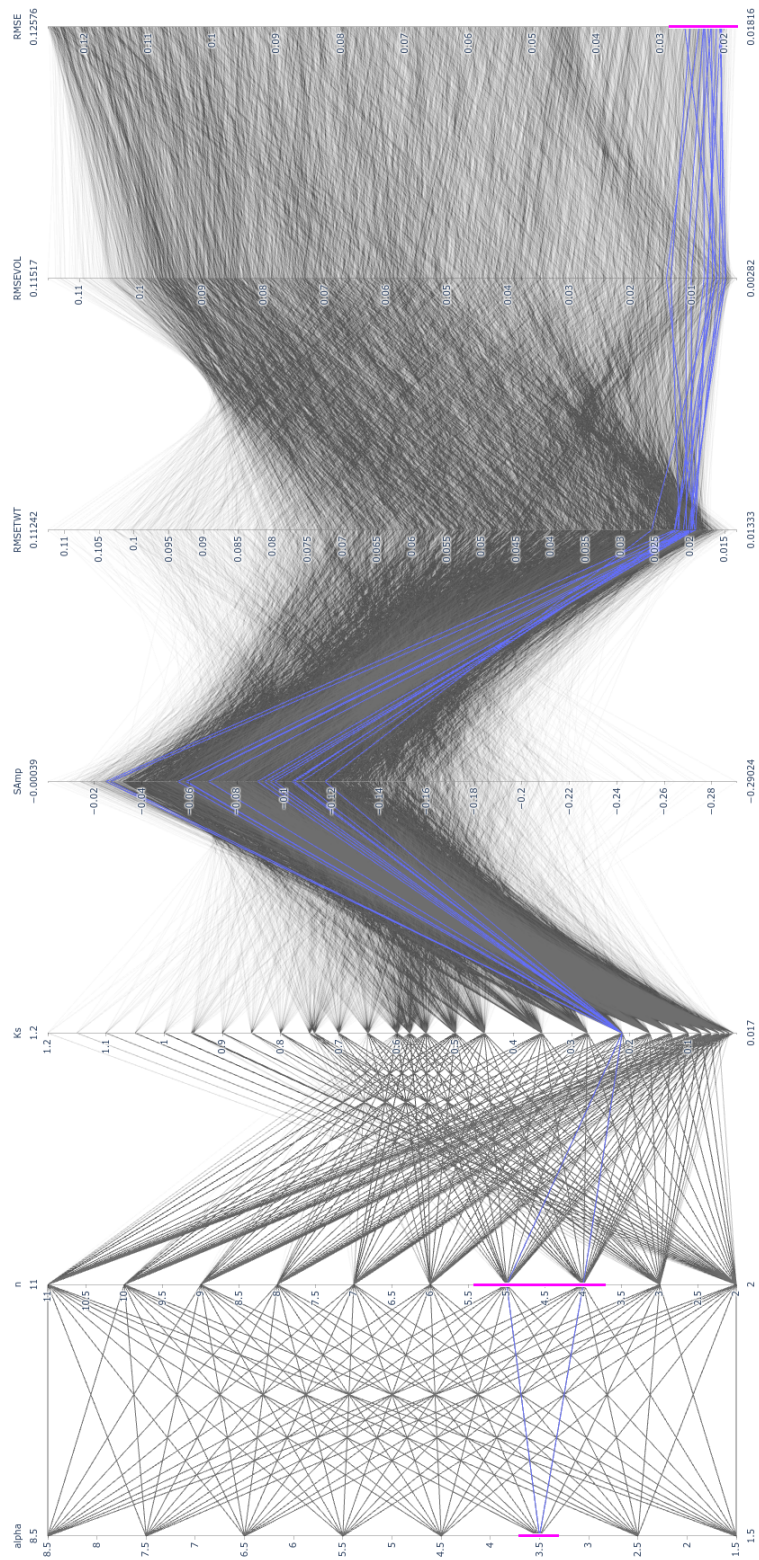


Figure 3.10: Visualisation des liens entre les paramètres et les RMSE sur la mesure P05m. Seuls les 30 % meilleurs modèles sont représentés. Capture d'écran d'un outil de visualisation interactif.

Auffargis

De manière similaire au site précédemment présenté en détails, on constate les mêmes inter-connexions entre les différents couples de paramètres pour le site d'Auffargis. En effet, visuellement, sur la figure 3.11, les mêmes couples (K_s, α) et (K_s, n) , exacerbent les mêmes liens que dans le cas de Poligny. De façon similaire, on retrouve la même absence de lien pour les autres couples où interviennent uniquement les paramètres $n, \alpha, \theta_r, \theta_i$.

On retrouve la même problématique et le même type de comportement sur les histogrammes de la Figure 3.12, montrant des ajustements avec les données expérimentales. Les histogrammes témoignent d'une facilité à restreindre l'intervalle du paramètre K_s , alors que les deux autres paramètres n et α semblent suivre des distributions uniformes.

En utilisant la même méthode de visualisation que celle présentée pour le site précédent, basée sur un graphique de coordonnées parallèles, on observe les mêmes inter-connexions entre les différents intervalles de paramètres. Seul un certain intervalle de K_s semble mener vers des basses valeurs de RMSE, synonymes de bon ajustement des données expérimentales, alors que les autres paramètres échantillonnent toutes les valeurs de RMSE.

Bilboquet

Afin d'alléger la lecture, et surtout, ne constatant pas de changements drastiques de comportement de notre méthode pour le site de Bilboquet, nous joignons en annexe B les mêmes types de graphiques présentés pour les deux autres sites.

La partie suivante se focalisera sur les variabilités présentes entre les différentes mesures effectuées sur chacun des sites ainsi que la comparaison des sites entre eux.

3.2.2 Variabilité intra- et inter-sites

Notre raisonnement sera basé sur une visualisation de distribution des paramètres sous forme de "violin plot". Ces graphes ont l'avantage de coupler une boîte à moustache à un graphique qui ajuste les histogrammes par une méthode d'estimation par noyau (ou encore méthode de Parzen-Rosenblatt, (https://fr.wikipedia.org/wiki/Estimation_par_noyau)). Par ce type de graphique, nous avons à la fois une information statistique (Q1, Q2, Q3), ainsi qu'une information sur la distribution des valeurs sur l'intervalle entier.

La figure 3.14 présente les distributions et boîtes à moustache pour les valeurs de n et α des 100 meilleurs modèles pour chacun des trois sites (compilant toutes les mesures de chacun des sites). Dans un premier temps, on observe que l'intervalle des distributions est similaire pour les trois sites pour le paramètre n . En effet, les intervalles parcourus sont similaires, seule la distance inter quartiles (IQR = Q3-Q1) est plus importante pour le site de Bilboquet, alors que cette distance (IQR) est similaire pour le site d'Auffargis et Poligny. Les valeurs moyennes sont quant à elles relativement similaires, même si légèrement inférieure pour le site d'Auffargis ($\bar{n} = 5$) comparée à Bilboquet et Poligny ($\bar{n} = 6$ pour les deux). Les aires de chacun des "violin plots" étant égales, on observe une plus grande probabilité d'obtenir des valeurs inférieures à 5 pour le site d'Auffargis, alors que les deux autres sites semblent plus uniformes sur cet aspect.

Contrairement au paramètre n , le paramètre α exacerbe plus de variabilité entre les différents sites. En effet, on constate un plus grande dispersion, mise en lumière par un IQR plus important pour le site d'Auffargis vis à vis des deux autres sites. La valeur moyenne, $\bar{\alpha}$ est cette fois croissante entre les différents sites, partant de $\bar{\alpha} = 5.7 m^{-1}$ pour la plus faible (Auffargis) et atteignant $\bar{\alpha} = 7.7 m^{-1}$ pour

Poligny. Le paramètre α étant inversement proportionnel à la valeur d'entrée d'air, nous retrouvons bien la classification observée sur les courbes de rétention en eau de la figure 3.3. Les aires permettent aussi de quantifier la dispersion des valeurs, avec une moins grande dispersion des valeurs pour le site de Poligny vis à vis des deux autres sites. Cette différence de distribution des valeurs de α peut être interprétée par une structure poreuse sur le site de Poligny différente des deux autres sites.

Enfin, nous proposons, sur la figure 3.15, le résumé des variations observées intra- et inter-sites pour le paramètre K_s . Cette figure est à comparer avec les mesures de K_s obtenues en utilisant les volumes infiltrés seul (figure 3.6). Cette figure, couplée avec la figure 3.16, montre plusieurs différences notables intra- et inter-sites.

Dans un premier temps, les distributions des valeurs de K_s montrent une plus grande différence inter-site que celles de n et α , avec une valeur moyenne qui passe de 0.2 cm/min pour Auffargis, à 0.3 cm/min pour Bilboquet et 0.4 cm/min pour Poligny. Cette tendance est observée aussi sur la figure 3.6.

Deuxièmement, le site d'Auffargis ne présente pas une variabilité intra-site importante vis à vis des deux autres sites. À l'opposée, les valeurs moyennes de K_s pour chaque mesure du site de Poligny sont dispersées, attestant d'une forte variabilité pour ce site, qui présente de plus les plus fortes mais aussi les plus faibles valeurs. On remarque aussi que pour une expérience donnée, les dispersivités les plus faibles sont observées pour ce même site de Poligny, à P30m et P25m, attestant de la bonne convergence de notre méthode pour des sites avec de fortes variabilités.

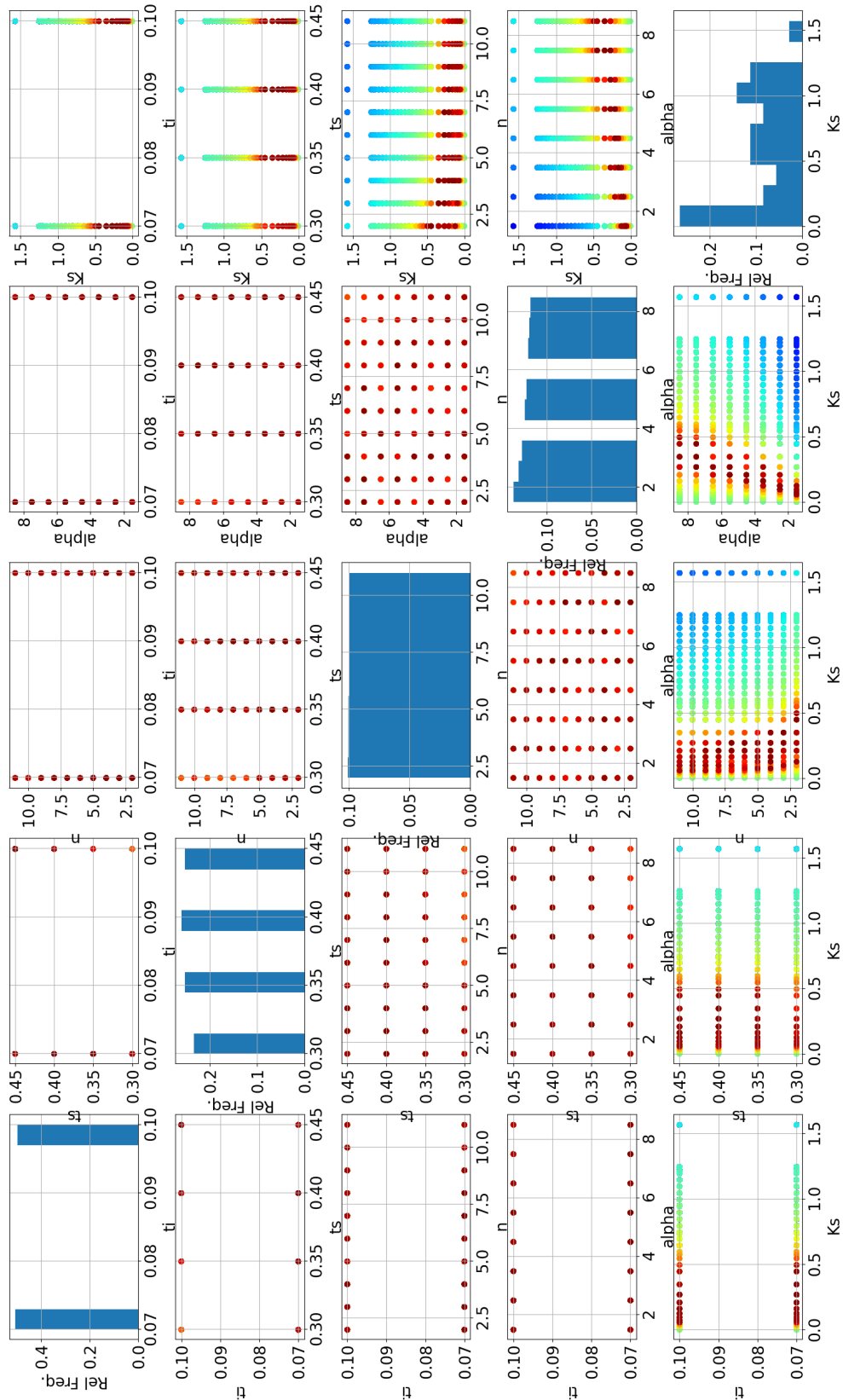


Figure 3.11: Projections en plan et histogrammes des ajustements des TWT et volumes expérimentaux. Diagonale: histogrammes des valeurs de chaque paramètre de MvG prises pour le calcul des 25600 modèles; Hors diagonale: nuage de points pour les différents couples de paramètres de MvG sur la mesure Porchet-GPR A03m (site de Auffargis). Chaque point est coloré par sa valeur de $RMSE_{TOT}$, rouge étant la plus faible, bleu la plus forte. L’affichage des points est fait par ordre décroissant de $RMSE_{TOT}$.

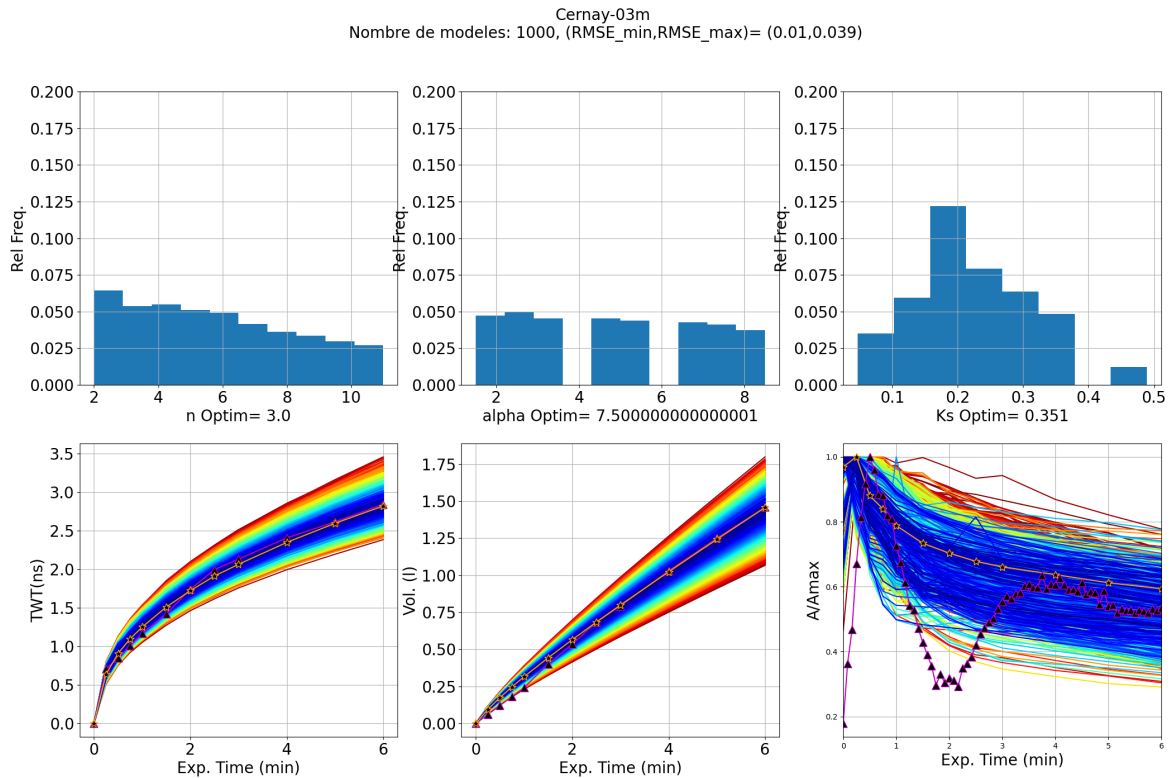


Figure 3.12: En haut: histogrammes normalisés des valeurs n , α , K_s des 1000 modèles avec la $RMSE_{TOT}$ la plus faible. Les valeurs du paramètre du meilleur modèle sont indiqués par "X Optim"; en bas: courbes de TWT, volumes infiltrés, et amplitude de la réflexion radar en fonction du temps d'infiltration, pour ces 1000 modèles (triangles mauves et noir: mesures expérimentales; étoiles oranges: meilleur modèle). Calculs fait sur la mesure A03m (site de Auffargis).

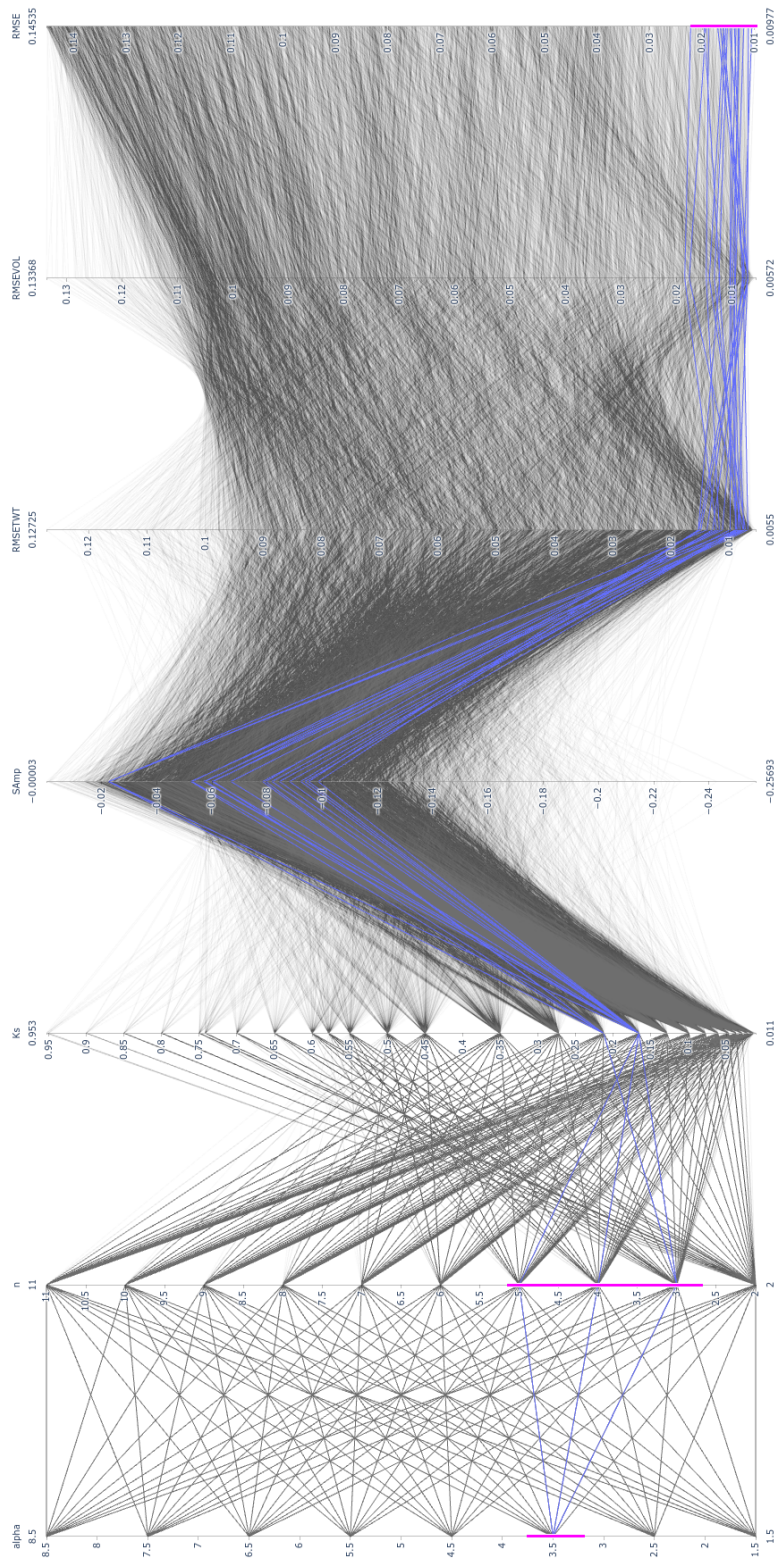
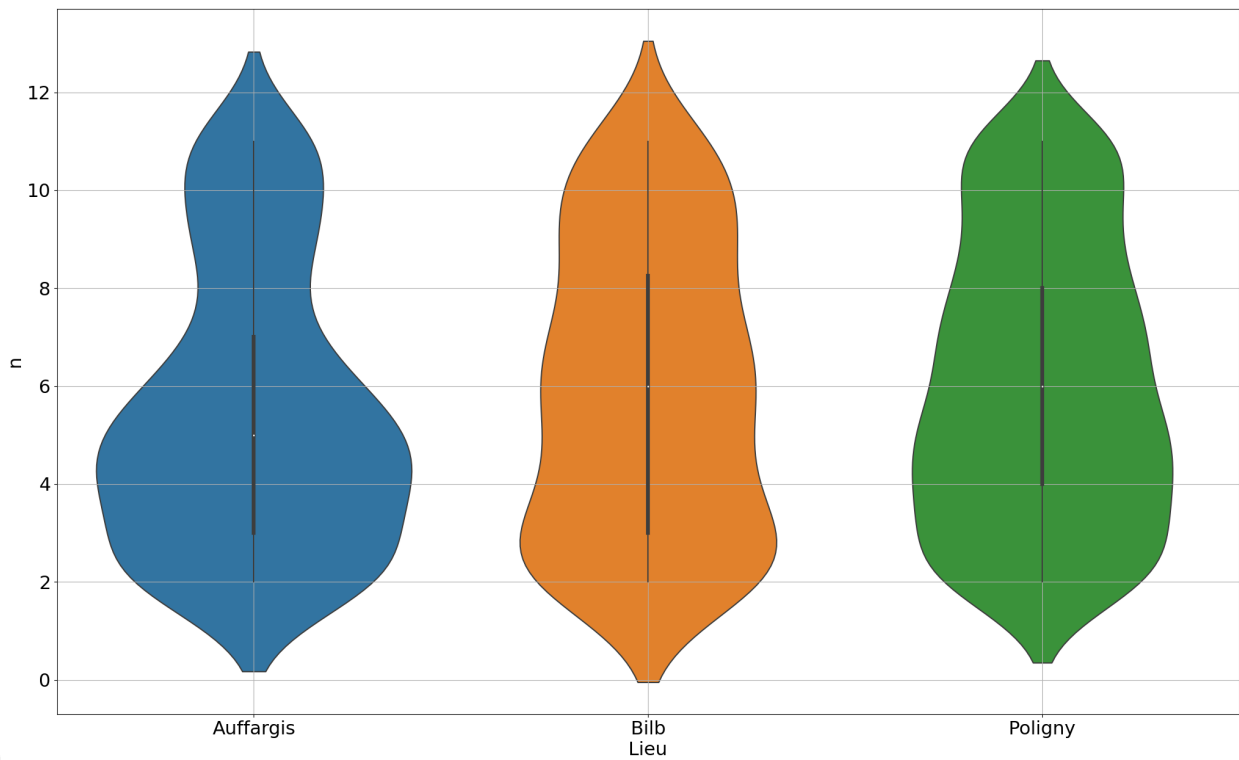
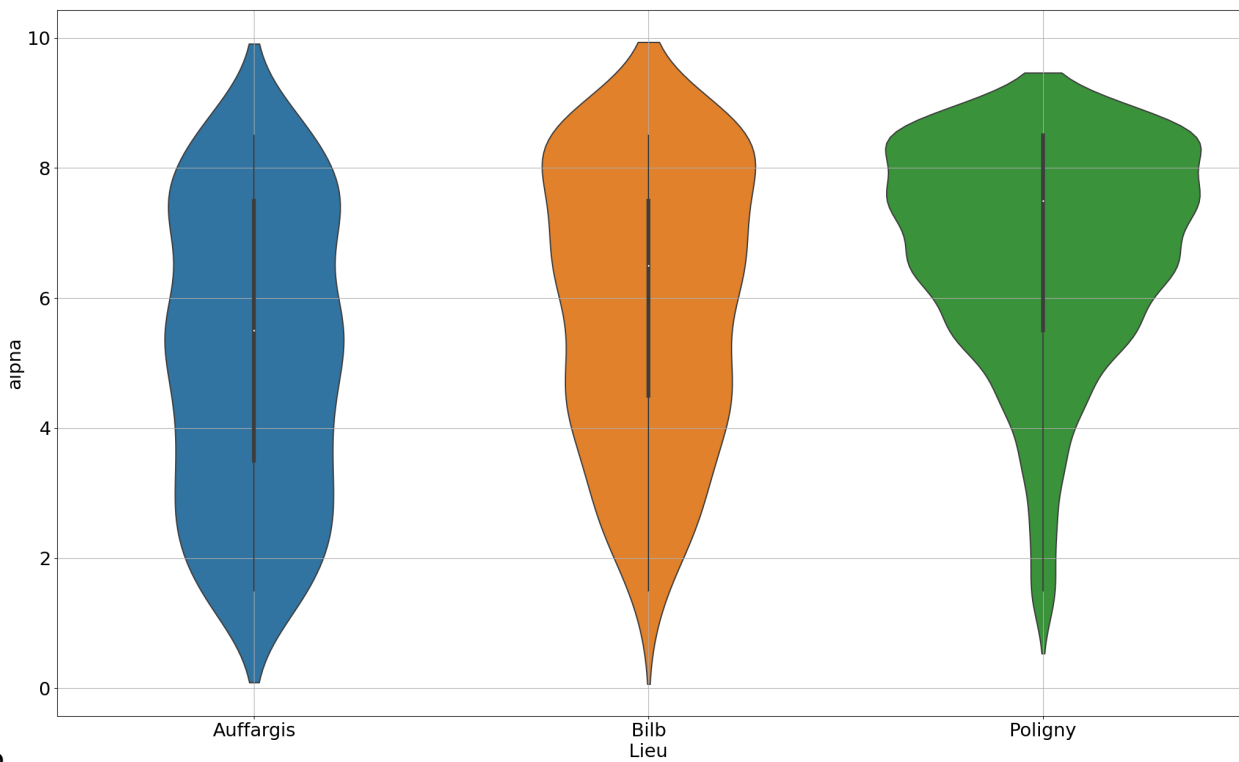


Figure 3.13: Visualisation des liens entre les paramètres et les RMSE sur la mesure P05m. Seuls les 30 % meilleurs modèles sont représentés. Capture d'écran d'un outil de visualisation interactif.



a.



b.

Figure 3.14: Résumé de toutes les valeurs de a) n , b) α des 100 meilleurs modèles, ajustant au plus près chaque mesure Porchet-GPR exploitable sur les trois sites.

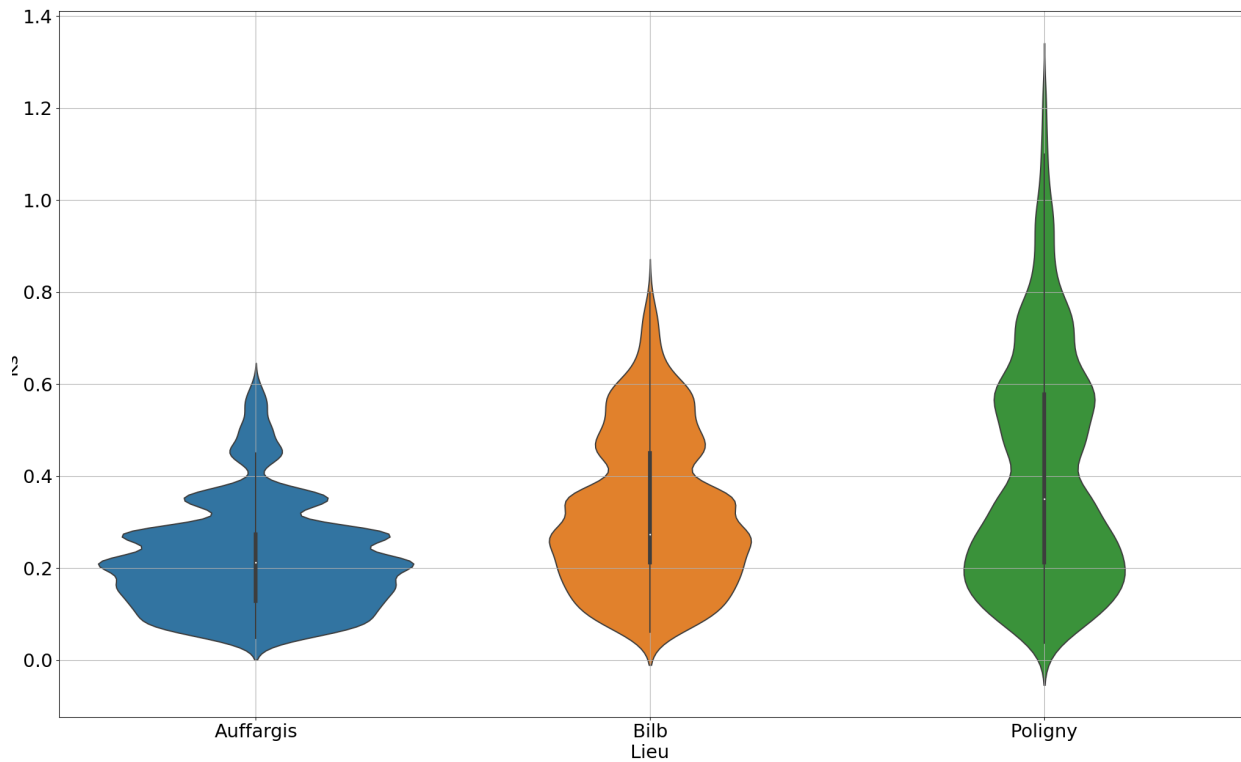


Figure 3.15: Résumé de toutes les valeurs de K_s des 1000 meilleurs modèles, ajustant au plus près chaque mesure Porchet-GPR exploitable sur les trois sites.

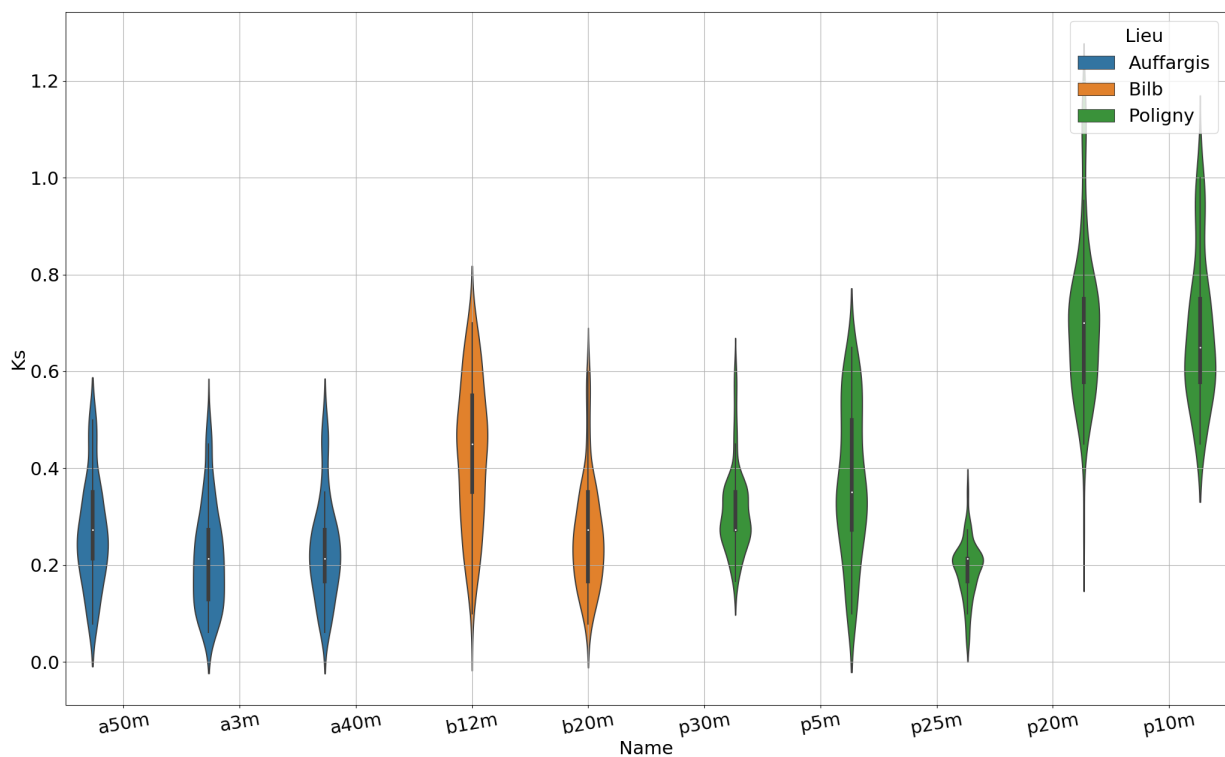


Figure 3.16: Valeurs de K_s des 100 modèles ajustant au mieux chaque jeux de mesures Porchet-GPR étudiés sur les trois sablières, Auffargis (bleu), Bilboquet (orange), Poligny (vert).

Chapter 4

Discussion

L'ensemble des expériences menées sur le terrain et en laboratoire ont permis de confronter les approches classiques de détermination des paramètres hydrodynamiques des sols en laboratoire et sur le terrain à une nouvelle approche in-situ combinant un suivi d'infiltration dynamique par radar de sol.

4.1 Sensibilité des données aux erreurs de mise en place du dispositif

À partir d'un modèle de référence avec une géométrie et des paramètres hydrodynamiques fixés, nous avons fait varier un par un, 4 paramètres géométriques: la distance trou-radar, la profondeur du trou, la charge imposée au fond du trou et le rayon du trou. Malgré toute l'attention de l'opérateur de terrain, ces quatre grandeurs sont difficiles à fixer avec précision. Par exemple la largeur du trou et sa profondeur dépendent beaucoup de la facilité avec laquelle le trou est creusé avec la tarière, en fonction de la présence de racines, ou de cailloux. D'autre fois, lorsque le sable est très sec, ou très grossier, le trou a tendance à s'effondrer et il est difficile d'être précis sur sa profondeur et son rayon. L'ensemble des distances sont mesurées à l'aide d'un décimètre avec une précision qui n'excède pas le demi centimètre.

Pour les calculs de sensibilité à ces paramètres géométriques, un modèle de référence est calculé pour un trou de 30 cm de profondeur, un rayon de 4 cm, une distance trou-radar de 20 cm et une hauteur d'eau au fond du trou de 10 cm. On utilise le jeu de paramètres hydrodynamiques ($\theta_r = 0.04$, $\theta_s = 0.43$, $\theta_i = 0.1$, $n = 4.2$, $\alpha = 0.046$ 1/cm, $K_s = 0.3$ cm/min).

La figure 4.1 résume les variations de RMSE liées aux variations du rayon et de la profondeur du trou, tous les autres paramètres fixés. Cette figure montre que, pour un rayon fixé, la RMSE reste constante le long des lignes verticales (à part quelques valeurs pour des modèles qui ne convergent pas). Par contre, le long d'une ligne horizontale, la $RMSE_{TOT}$ change de 0.01 à 0.04. Cette variation montre donc que les TWT et les volumes infiltrés sont donc très sensible au rayon du trou du forage. De même, nous nous attendons à une grande influence de la charge d'eau au fond du trou. Les calculs restent cependant à faire.

On peut supposer qu'une certaine part de la variabilité enregistrée sur les mesures peut être attribuée à des erreurs expérimentales. Pour limiter au maximum cet impact, nous avons mis en place sur le terrain un protocole le plus reproductible et invariant possible d'une mesure à l'autre. Un seul opérateur se charge de creuser l'ensemble des trous sur le site afin qu'une éventuelle erreur humaine soit reproduite de la même façon d'un trou à l'autre. De plus, il est apparu que l'utilisation d'une tarière de type Riverside dans les sols très sableux permet d'obtenir des trous plus réguliers avec une

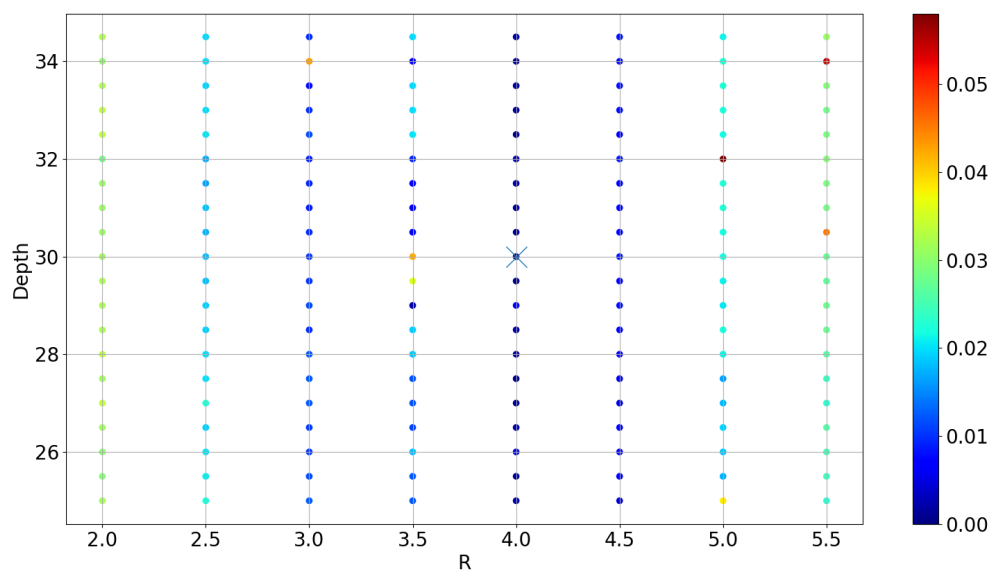


Figure 4.1: Valeurs de RMSE (barre de couleur) calculées entre les temps d'arrivée de la réflexion radar pour le modèle de référence et un modèle de rayon R (cm) et/ou de profondeur de trou (Depth (cm)) différents.

forme cylindrique régulière et un fond plus plat que celui obtenu avec une forme Edelman (utilisé lors que la première campagne de terrain sur le site d'Auffargis).

Malgré tous ces détails de mises en place, on observe sur les volumes infiltrés une variation de près d'un litre et demi sur les cinq mesures analysées sur le site de Poligny (figure 3.5). Une telle variation pourrait être liée aux variations de compaction sur cette ancienne carrière aménagée, que nous pourrions déterminer grâce aux variations de densité apparente. Ce paramètre n'a pas été estimé sur des échantillons prélevés sur les mesures Porchet-GPR. Nous pourrions envisager de refaire une série de mesures Porchet-GPR sur la carrière de Poligny en ajoutant l'ouverture d'une fosse à la fin de chaque infiltration pour prélever des échantillons avec des cylindres calibrés. Ceci permettrait d'estimer les variations de densité apparente.

Lors de l'acquisition des mesures Porchet-GPR étudiées ici, un petit tube crépiné sur 10 cm, de diamètre inférieur au diamètre du forage, était seulement posé dans le trou, sans forcer. La position du flotteur est défini par rapport à l'extrémité basse de ce tube intérieur. Il n'est donc pas impossible que la lame d'eau à prendre en compte soit plus élevée que les 5 cm. Des calculs sont en cours pour avoir une nouvelle base de modèles numériques avec une lame d'eau de 8 cm au lieu de 5 cm.

Par ailleurs, les radargrammes sont très sensibles à la présence de réflecteurs immobiles comme un caillou dans la zone d'infiltration. La présence d'un objet crée une réflexion supplémentaire qui peut se confondre avec la réflexion sur le fond du bulbe que l'on cherche à inverser. Un exemple est montré sur la mesure de Poligny au point P10m (figure B.17 de l'annexe B). Dans ce cas là, il était tout de même possible de distinguer la réflexion qui nous intéresse. Mais dans d'autres cas non, et ceci nous a empêché de traiter plusieurs radargrammes acquis sur le site du Bilboquet (seules 2 mesures Porchet-GPR sur plus de 6 ont pu être analysées). De travailler avec la réflexion ascendante permettrait de palier à ce problème dans les cas où elle est visible, comme à Auffargis.

Plus généralement, toutes ces expériences ont été menées à une petite échelle. Il était envisagé de mener ce genre d'expérience à plus grande échelle (forage de plusieurs mètres, avec des antennes plus basses fréquences). Cependant, il faut pouvoir créer un bulbe de taille beaucoup plus grande

pour palier à la diminution de résolution, ce qui n'est pas forcément simple. De plus, si on agrandit l'échelle, on augmente la chance d'avoir des réflecteurs "parasites" et de perdre les réflexions liées à la formation du bulbe d'infiltration. Donc ce changement d'échelle n'est pas forcément une bonne idée.

4.2 Drainage vs infiltrations, Dynamique vs stationnaire

Des différences notables sont apparues entre les résultats issus des expériences en colonnes suspendues faites en laboratoire (tableau 3.1) par rapport aux mesures ROSETTA (figure 3.2) expériences menées sur le terrain. Les expériences en laboratoire sont faites en conditions de drainage stationnaire, c'est à dire en dé-saturant l'échantillon à chaque pas de temps et en attendant que l'équilibre hydrostatique soit obtenu. Sur le terrain on travaille en infiltration dynamique, en saturant le sol de façon continue. Plusieurs phénomènes sont à considérer: l'hysteresis entre drainage et infiltration, et mesures dynamique vs mesures en équilibre hydrodynamique.

Sur des expériences effectuées en laboratoire sur des colonnes métriques, nous avons démontré qu'un phénomène d'hystérèse est présent conduisant à des variations notables sur les paramètres de van Genuchten lors d'expériences de drainages et d'imbibitions successives en dynamique (le pdf de l'article de Léger et al. (2020) est en Annexe ??). Ce phénomène intervient surtout sur le paramètre α et n'explique donc pas les différences de facteur 2 observées sur les valeurs de n .

Cependant, le fait d'infiltrer de l'eau de façon continue et dynamique sur un temps court peut conduire à une modification du milieu au niveau de la zone qui se sature, d'une part avec la présence de la phase gazeuse qui est chassée vers l'extérieur du bulbe, mais aussi par la modification locale de la pression au sein de l'échantillon qui peut conduire à une réorganisation locale des grains et donc une modification des flux d'écoulements.

Il est donc extrêmement difficile de conclure à un jeu de paramètres unique pour un sol considéré, compte tenu des différences de comportement entre ces deux types d'expérience. Lors d'une infiltration en zone non-saturée, le sol alterne des périodes de saturation et de désaturation, et peut donc afficher des comportements différents.

4.3 Rosetta vs Porchet et Porchet-GPR

Les paramètres issus de la granulométrie transformées en paramètres hydrodynamiques via la fonction de pédo-transfert ROSETTA (figure 3.2) montrent quelques variabilités intra- et inter-sites. Pour comparaison avec notre méthode Porchet-GPR, le seul paramètre que l'on puisse considérer est K_s , du fait de la difficulté de notre méthode à contraindre les autres paramètres. On observe que les résultats de notre méthode sont en accord avec ceux de ROSETTA, en effet, les K_s de Poligny sont supérieurs à ceux des autres sites.

Les estimations de ce paramètre d'après les mesures Porchet seules sont très sensibles à l'estimation de la surface d'infiltration comme démontrée par la figure 3.6. De façon simplifiée, les variations inter-sites sont plus ou moins similaires que ce soit d'après Rosetta, Porchet ou Porchet-GPR. Seules les mesures sur le site de Poligny montrent des variations dans les mesures de K_s issues de Porchet et Porchet-GPR 10 fois plus grandes que pour celles issues de Rosetta ((figure 3.2) et 3.16). Comme discuté dans le paragraphe 4.1, une analyse de l'influence de la densité apparente apporterait peut-être des explications à cette observation.

Un résultat intéressant de cette étude serait de montrer une hétérogénéité plus importante sur le site de

Poligny que ce que l'on pourrait inférer d'après les paramètres issus de Rosetta. Cependant, il faudrait coupler cela à une mesure de densité apparente et voir si d'inclure ce paramètre dans la fonction de pédo-transfert n'aboutirait pas à la même conclusion. Déjà, nous allons calculer les valeurs minimum et maximum qu'il est possible d'obtenir en faisant varier la densité apparente entre 1 et 2 en utilisant Rosetta. La figure 3.6 pourra être changée pour des boîtes à moustache ou des barres d'erreur ce qui permettra de mieux comparer toutes les mesures de K_s .

Chapter 5

Conclusion

La variabilité des paramètres hydrodynamiques des sols est extrêmement difficile à mettre en évidence à une échelle spatiale réduite. Dans le cadre d'une modélisation hydrogéologique à l'échelle d'une parcelle, le sol est en général considéré comme homogène et ne présentant qu'une valeur unique pour chacun des paramètres hydrodynamiques. Les études qui tentent de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale se basent le plus souvent sur les données granulométriques et l'utilisation de fonctions de pédotransfert comme ROSETTA. Dans notre étude, nous avons déployé une méthode de mesures de terrain de type Porchet-GPR sur différentes étendues de sable de Fontainebleau. Avec ce type de mesure, l'inversion des données de volumes infiltrés et temps de réflexion radar sur le bulbe d'infiltration, au cours du temps, permet d'estimer des histogrammes de valeurs de K_s qui expliquent la dynamique d'infiltration. Par contre, cette inversion n'apportent pas d'estimations précises des paramètres n et α . Pour aller plus loin dans cette analyse, nous pensons regarder l'amplitude et les TWT de la réflexion sur le haut du bulbe (la réflexion ascendante sur les radargrammes du type de celui de la figure 2.2). Une autre piste serait de regarder le contenu fréquentiel des réflexions radar qui évolue en fonction de la distribution de teneur en eau, comme utilisé dans le papier en annexe ?? (Léger et al., 2020).

Bibliography

- Akbar, M., Kenimer, A., Searcy, S. and Torbert, H. (2005), 'Soil water estimation using electromagnetic induction', *Transactions of the ASAE* **48**(1), 129–135.
- Alvarez-Acosta, C., Lascano, R. J., Stroosnijder, L. et al. (2012), 'Test of the rosetta pedotransfer function for saturated hydraulic conductivity', *Open Journal of Soil Science* **2**(03), 203.
- Amundson, R., Richter, D. D., Humphreys, G. S., Jobbágy, E. G. and Gaillardet, J. (2007), 'Coupling between biota and earth materials in the critical zone', *Elements* **3**(5), 327–332.
- Annan, A. P. (2005), *GPR method for hydrogeological studies*, Springer New York, p. 532.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. and Winship, P. (2002), 'Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging', *Journal of Hydrology* **267**(3-4), 147–159.
- Boivin, P. and Touma, J. (1988), 'Variabilité spatiale de l'infiltrabilité d'un sol mesurée par la méthode du double anneau', *Cah. Orstom, Sér. Pédol* **24**(3), 227–234.
- Brantley, S. L., Goldhaber, M. B. and Ragnarsdottir, K. V. (2007), 'Crossing disciplines and scales to understand the critical zone', *Elements* **3**(5), 307–314.
- Brooks, R. and Corey, A. (1964), 'Hydraulic properties of porous media. hydrol. paper 3, colorado state univ., fort collins, co.', *Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Paper No. 3. Colorado State Univ., Fort Collins, CO.* .
- Busch, S., Weihermüller, L., Huisman, J. A., Steelman, C. M., Endres, A. L., Vereecken, H. and van der Kruk, J. (2013), 'Coupled hydrogeophysical inversion of time-lapse surface gpr data to estimate hydraulic properties of a layered subsurface', *Water Resources Research* **49**(12), 8480–8494.
- Clothier, B. E. and White, I. (1981), 'Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field', *Soil Science Society of America Journal* **45**(2), 241–245.
- Dane, J. H. and Hopmans, J. W. (2002a), *Computational corrections*, Soil Science Society of America, Inc., Madison, WI., pp. 714–717.
- Dane, J. H. and Hopmans, J. W. (2002b), *Hanging water column*, Soil Science Society of America, Inc., Madison, WI., pp. 680–684.
- Doolittle, J., Jenkinson, B., Hopkins, D., Ulmer, M. and Tuttle, W. (2006), 'Hydropedological investigations with ground-penetrating radar (gpr): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils', *Geoderma* **131**(3-4), 317–329.
- Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V. (1992), 'Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models', *Water Resour. Res.* **28**(4), 1015–1031.

- Eching, S., Hopmans, J. and Wendroth, O. (1994), 'Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data', *Soil science society of America journal* **58**(3), 687–695.
- Giannopoulos, A. (2005), 'Modelling Ground Penetrating Radar by gprmax', *Construction and Building Materials* **19**(10), 755–762.
- Huisman, J. A., Hubbard, S. S., Redman, J. D. and Annan, A. P. (2003), 'Measuring soil water content with Ground Penetrating Radar: a review', *Vadose Zone Journal* **2**, 476–491.
- Kosugi, K. (1994), 'Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention', *Water Resources Research* **30**(4), 891–901.
- Kosugi, K., Dane, J. H. and Hopmans, J. W. (2002), *Parametric models*, Soil Science Society of America, Inc., pp. 739–755.
- Kowalsky, M. B., Finsterle, S., Peterson, J., Hubbard, S., Rubin, Y., Majer, E., Ward, A. and Gee, G. (2005), 'Estimation of field-scale soil hydraulic and dielectric parameters through joint inversion of GPR and hydrological data', *Water Resources Research* **41**.
- Lambot, S., Antoine, M., van den Bosh, I., Slob, E. C. and Vanclooster, M. (2004), 'Electromagnetic inversion of GPR signals and subsequent hydrodynamic inversion to estimate effective vadose zone hydraulic properties', *Vadose Zone Journal* **3**, 1072–1081.
- Léger, E., Saintenoy, A. and Coquet, Y. (2014), 'Hydrodynamic parameters of a sandy soil determined by Ground-Penetrating Radar inside a single ring infiltrometer', *Water Resources Research* **50**, 5459–5474.
- Léger, E., Saintenoy, A., Coquet, Y., Tucholka, P. and Zeyen, H. (2020), 'Evaluating hydrodynamic parameters accounting for water retention hysteresis in a large sand column using surface gpr', *Journal of Applied Geophysics* **182**, 104176.
- Léger, E., Saintenoy, A., Tucholka, P. and Coquet, Y. (2015), 'Hydrodynamic parameters of a sandy soil determined by ground-penetrating radar monitoring of porchet infiltrations', *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **9**(1), 188–200.
- Looms, M. C., Binley, A., Jensen, K. H., Nielsen, L. and Hansen, T. M. (2008), 'Identifying unsaturated hydraulic parameters using an integrated data fusion approach on cross-borehole geophysical data', *Vadose Zone Journal* **7**(1), 238–248.
- Moysey, S. M. (2010), 'Hydrologic trajectories in transient ground-penetrating-radar reflection data', *Geophysics* **75**(4), WA211–WA219.
- Mualem, Y. (1976), 'A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media.', *Water Resour. Res.* **12**(3), 513–522.
- Müntz, A., Faure, L. and E., L. (1905), 'Etudes sur la perméabilité des terres, faites en vue de l'arrosage', *Ann. De la Direction de l'Hydraulique* **f33**, pp. 45–53.
- Mzuku, M., Khosla, R., Reich, R., Inman, D., Smith, F. and MacDonald, L. (2005), 'Spatial variability of measured soil properties across site-specific management zones', *Soil Science Society of America Journal* **69**(5), 1572–1579.
- Pannecoucke, L., Le Coz, M., Houzé, C., Saintenoy, A., Cazala, C. and de Fouquet, C. (2019), 'Impact of spatial variability in hydraulic parameters on plume migration within unsaturated surficial formations', *Journal of Hydrology* **574**, 160–168.

- Perroux, K. M. and White, I. (1988), 'Designs for disc permeameters', *Soil Science Society of America journal* **52**(5), 1205–1215.
- Peters, A. and Durner, W. (2008), 'Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties', *Journal of Hydrology* **356**(1-2), 147–162.
- Peters, A., Iden, S. C. and Durner, W. (2015), 'Revisiting the simplified evaporation method: Identification of hydraulic functions considering vapor, film and corner flow', *Journal of hydrology* **527**, 531–542.
- Porchet, M. and Laferrere, H. (1935), 'Détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols en place', *Annales du Ministère de l'Agriculture* **64**, 5–68.
- Richter, D. d. and Mobley, M. L. (2009), 'Monitoring earth's critical zone', *Science* **326**(5956), 1067–1068.
- Robinson, D. A., Campbell, C., Hopmans, J., Hornbuckle, B., Jones, S., Knight, R., Ogden, F., Selker, J. and Wendroth, O. (2008), 'Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observations: a review', *Vadose Zone Journal* **7**, 358–389.
- Rubin, Y. and Hubbard, S. S. (2006), *Hydrogeophysics*, Vol. 50, Springer.
- Rubio, C. M. (2008), 'Applicability of site-specific pedotransfer functions and rosetta model for the estimation of dynamic soil hydraulic properties under different vegetation covers', *Journal of Soils and Sediments* **8**(2), 137–145.
- Rucker, D. F. and Ferré, T. (2004), 'Parameter estimation for soil hydraulic properties using zero-offset borehole radar', *Soil Science Society of America Journal* **68**(5), 1560–1567.
- Saintenoy, A., Schneider, S. and Tcholka, P. (2008), 'Evaluating Ground Penetrating Radar use for water infiltration monitoring', *Vadose Zone Journal* **7**, 208–214.
- Schaap, M. G., Leij, F. J. and Van Genuchten, M. T. (2001), 'Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions', *Journal of hydrology* **251**(3-4), 163–176.
- Schindler, U., Durner, W., Von Unold, G., Mueller, L. and Wieland, R. (2010), 'The evaporation method: Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the ceramic cup', *Journal of plant nutrition and soil science* **173**(4), 563–572.
- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G. and Müller, L. (2010), 'Evaporation method for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the measurement range', *Soil science society of America journal* **74**(4), 1071–1083.
- Sheets, K. R. and Hendrickx, J. M. (1995), 'Noninvasive soil water content measurement using electromagnetic induction', *Water resources research* **31**(10), 2401–2409.
- Shouse, P., Russell, W., Burden, D., Selim, H., Sisson, J. and Van Genuchten, M. T. (1995), 'Spatial variability of soil water retention functions in a silt loam soil', *Soil Science* **159**(1), 1–12.
- Simunek, J., Vogel, T. and van Genuchten, M. T. (1994), The SWMS-2D Code for Simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media, Technical Report Research Report No. 132, USDA-ARS U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California.

- Steelman, C. M., Endres, A. L. and Jones, J. P. (2012), 'High-resolution ground-penetrating radar monitoring of soil moisture dynamics: Field results, interpretation, and comparison with unsaturated flow model', *Water Resources Research* **48**(9).
- Twarakavi, N. K., Simunek, J. and Schaap, M. (2009), 'Development of pedotransfer functions for estimation of soil hydraulic parameters using support vector machines', *Soil Science Society of America Journal* **73**(5), 1443–1452.
- van Genuchten, M. T. (1980), 'A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils', *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**, 892–898.
- Wang, T. and Franz, T. E. (2015), 'Field observations of regional controls of soil hydraulic properties on soil moisture spatial variability in different climate zones', *Vadose Zone Journal* **14**(8).
- Warren, C., Giannopoulos, A. and Giannakis, I. (2016), 'gprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar', *Computer Physics Communications* **209**, 163–170.
- Zhang, Y. and Schaap, M. G. (2017), 'Weighted recalibration of the rosetta pedotransfer model with improved estimates of hydraulic parameter distributions and summary statistics (Rosetta3)', *Journal of Hydrology* **547**, 39–53.
- Zhou, Q. Y., Shimada, J. and Sato, A. (2001), 'Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography', *Water Resources Research* **37**(2), 273–285.

Appendices

Appendix A

Méthode de pointage des temps d'arrivées radar

Pour les radargrammes numériques, le temps d'arrivée de la première réflexion au temps 0 est estimé à partir de la permittivité diélectrique du sol initiale, la profondeur et la distance trou-radar utilisé lors de la création de chaque radargramme. Sur les radargrammes expérimentaux, ce temps est pointé manuellement. Puis une fenêtre glissante est définie afin de ne considérer que la réflexion avec l'amplitude la plus forte arrivant après celle pointée au temps précédent. Cette méthode simple s'est révélée assez efficace dans de nombreux cas mais présentait quand même une limitation principale. En effet, si la forme de l'onde réfléchie est modifiée dans le sous-sol, par exemple s'il y a interférence entre plusieurs réflexions, cela peut conduire à une modification de la forme de l'onde réfléchie, voir un changement de phases dans certains cas. Or, le pointage de la phase maximum dans ces cas donne un saut d'un maximum d'amplitude à un autre, ce qui est erroné.

Afin de palier à ce problème, nous avons mis en place un triple pointage. Nous avons ajouté le pointage des deux phases d'amplitude minimum encadrant le maximum. Une fois le pointage effectué le temps 0 est retranché afin de ne pas considérer les erreurs liées à la profondeur du trou et à la différence entre les pointages. Lorsque le pointage est correct, la forme de la courbe obtenue correspond à une fonction puissance de la forme at^b . Nous effectuons l'ajustement des données pointées par rapport à une fonction puissance puis nous calculons la RMSE entre le modèle proposé et les données. Par comparaison entre les trois courbes pointées, nous choisissons alors celui présentant la RMSE la plus faible par rapport à la fonction puissance, ce qui a pour effet de réduire grandement les erreurs liées au pointage automatique.

Appendix B

Figures site par site

Cette annexe regroupe tous les radargrammes et les différentes figures présentant les résultats d'ajustement des données expérimentales de TWT et de volumes par 25600 modèles calculés. Les figures sont de trois types:

- Type I: Projections en plan et histogrammes des ajustements des TWT et volumes expérimentaux. Diagonale: histogrammes des valeurs de chaque paramètre de MvG prises pour le calcul des 25600 modèles; Hors diagonale: nuage de points pour les différents couples de paramètres de MvG. Chaque point est coloré par sa valeur de $RMSE_{TOT}$, rouge étant la plus faible, bleu la plus forte. L'affichage des points est fait par ordre décroissant de $RMSE_{TOT}$.
- Type II: En haut: histogrammes normalisés des valeurs n , α , K_s des 1000 modèles avec la $RMSE_{TOT}$ la plus faible. Les valeurs du paramètre du meilleur modèle sont indiqués par "X Optim"; en bas: courbes de TWT, volumes infiltrés, et amplitude de la réflexion radar en fonction du temps d'infiltration, pour ces 1000 modèles (triangles mauves et noir: mesures expérimentales; étoiles oranges: meilleur modèle).
- Type III: graphique de coordonnées parallèles pour 30% des meilleurs modèles disponibles sur le site suivant:

<https://cirrus.universite-paris-saclay.fr/s/Po6dawDf2krcZED>.

B.1 Auffargis

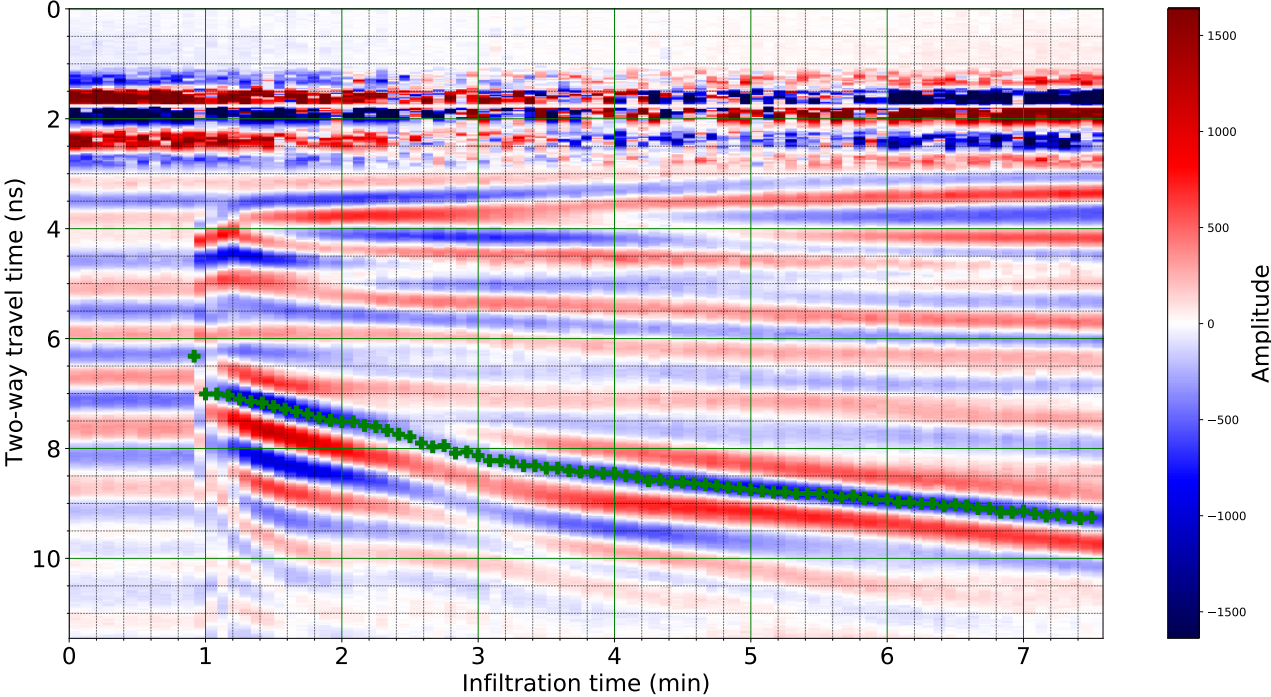


Figure B.1: Radargramme acquis sur la sablière d’Auffargis au point de mesure A03m.

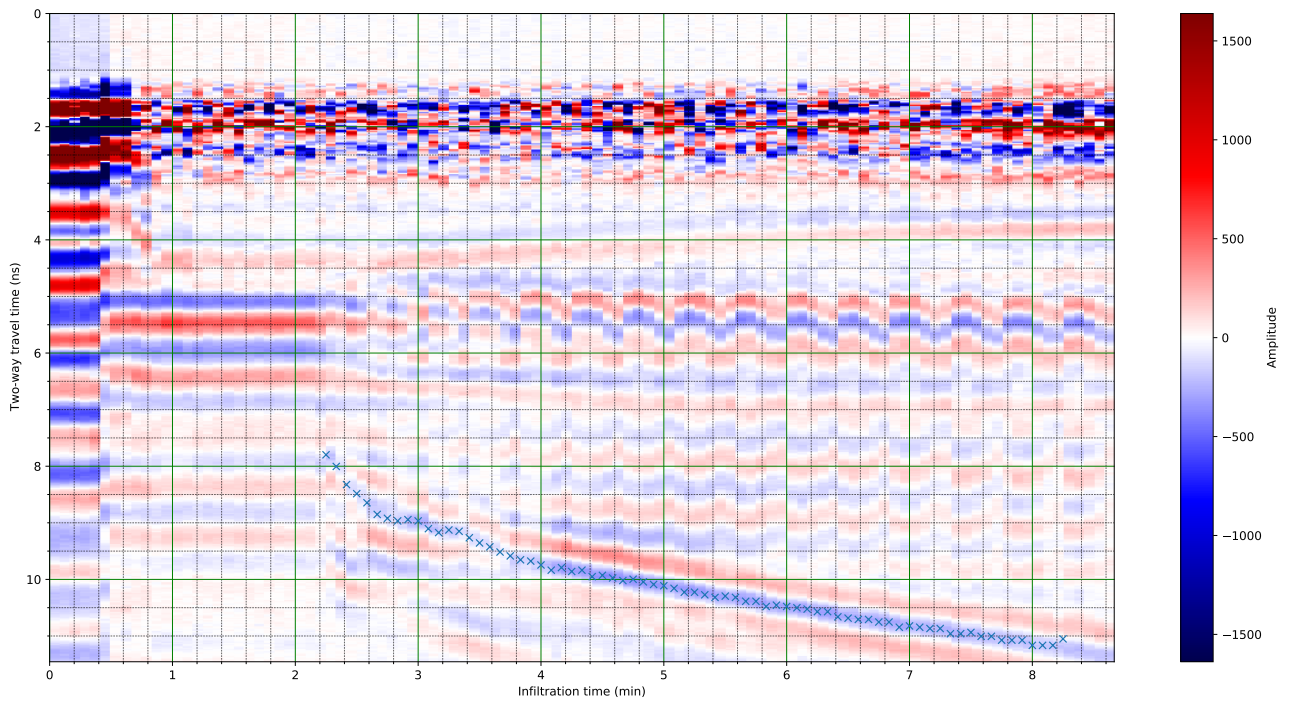


Figure B.2: Radargramme acquis sur la sablière d'Auffargis au point de mesure A40m.

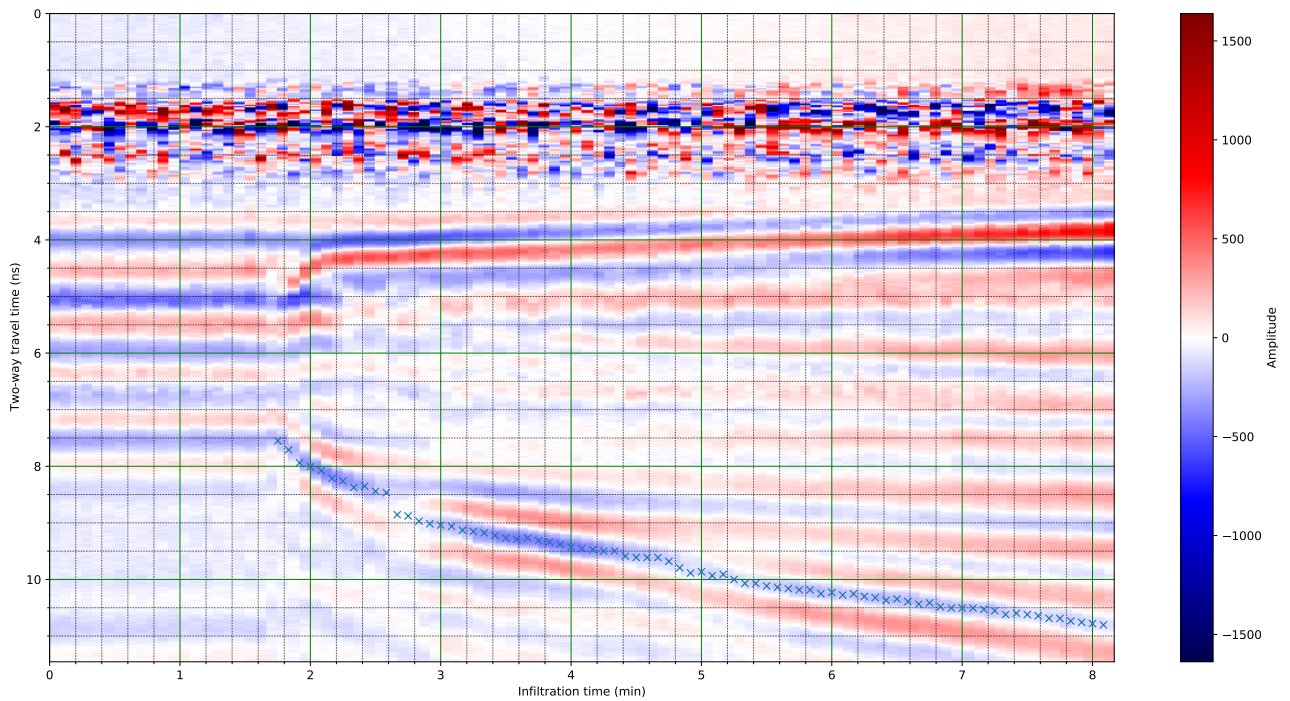


Figure B.3: Radargramme acquis sur la sablière d'Auffargis au point de mesure A50m.

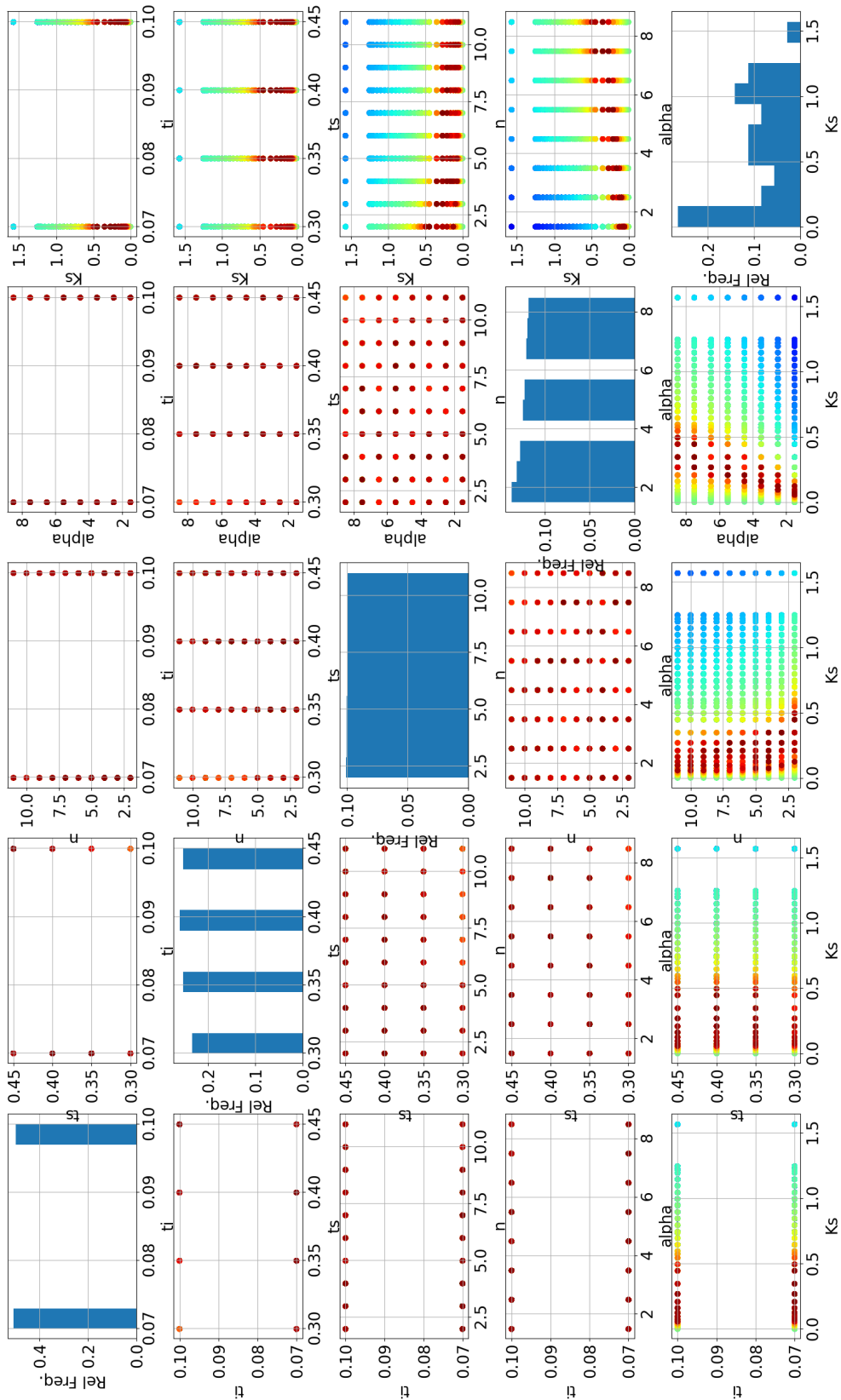


Figure B.4: Figure type I sur la mesure A03m (site d'Auffargis).

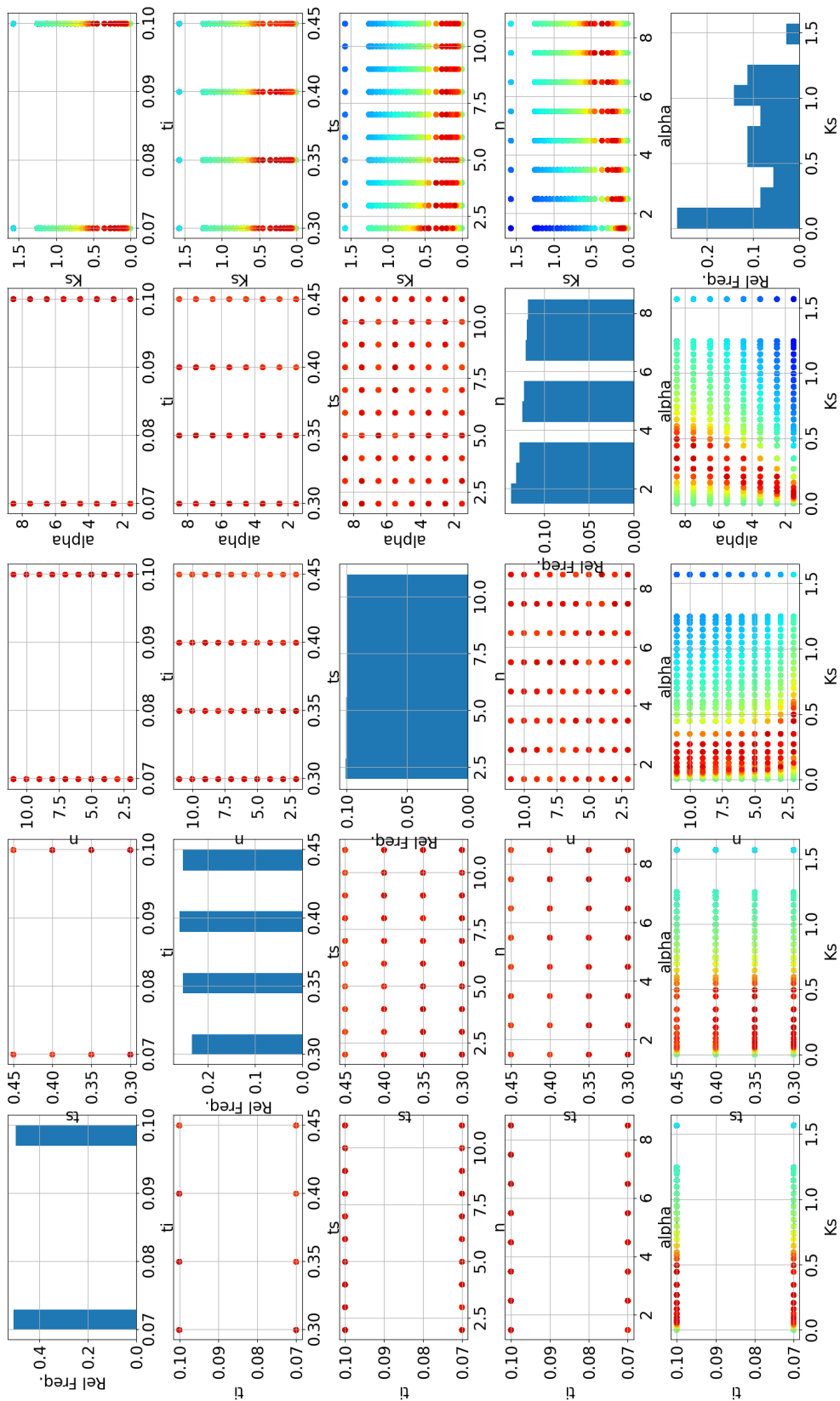


Figure B.5: Figure type I sur la mesure A40m (site d'Auffargis).

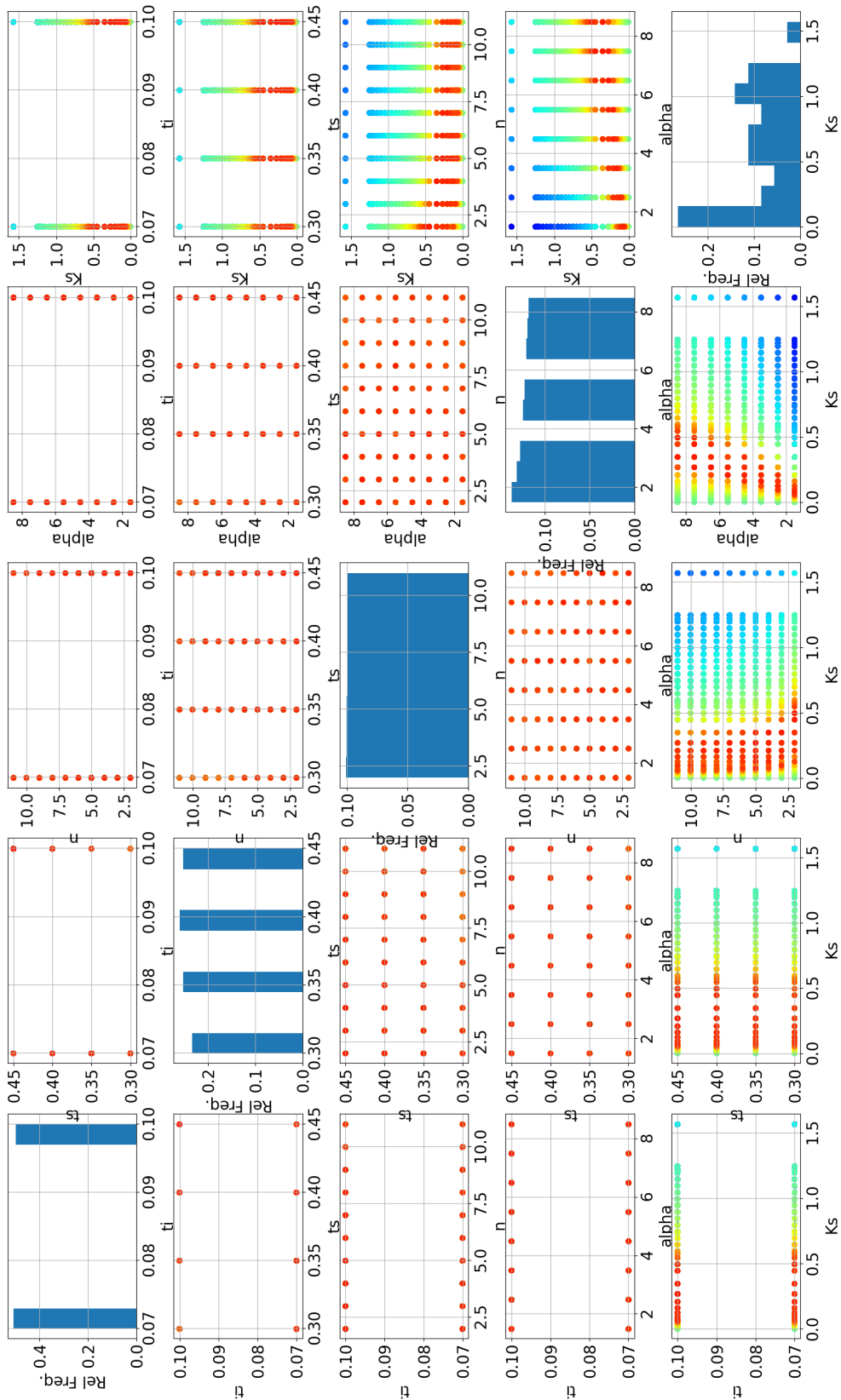


Figure B.6: Figure type I sur la mesure A50m (site d'Auffargis).

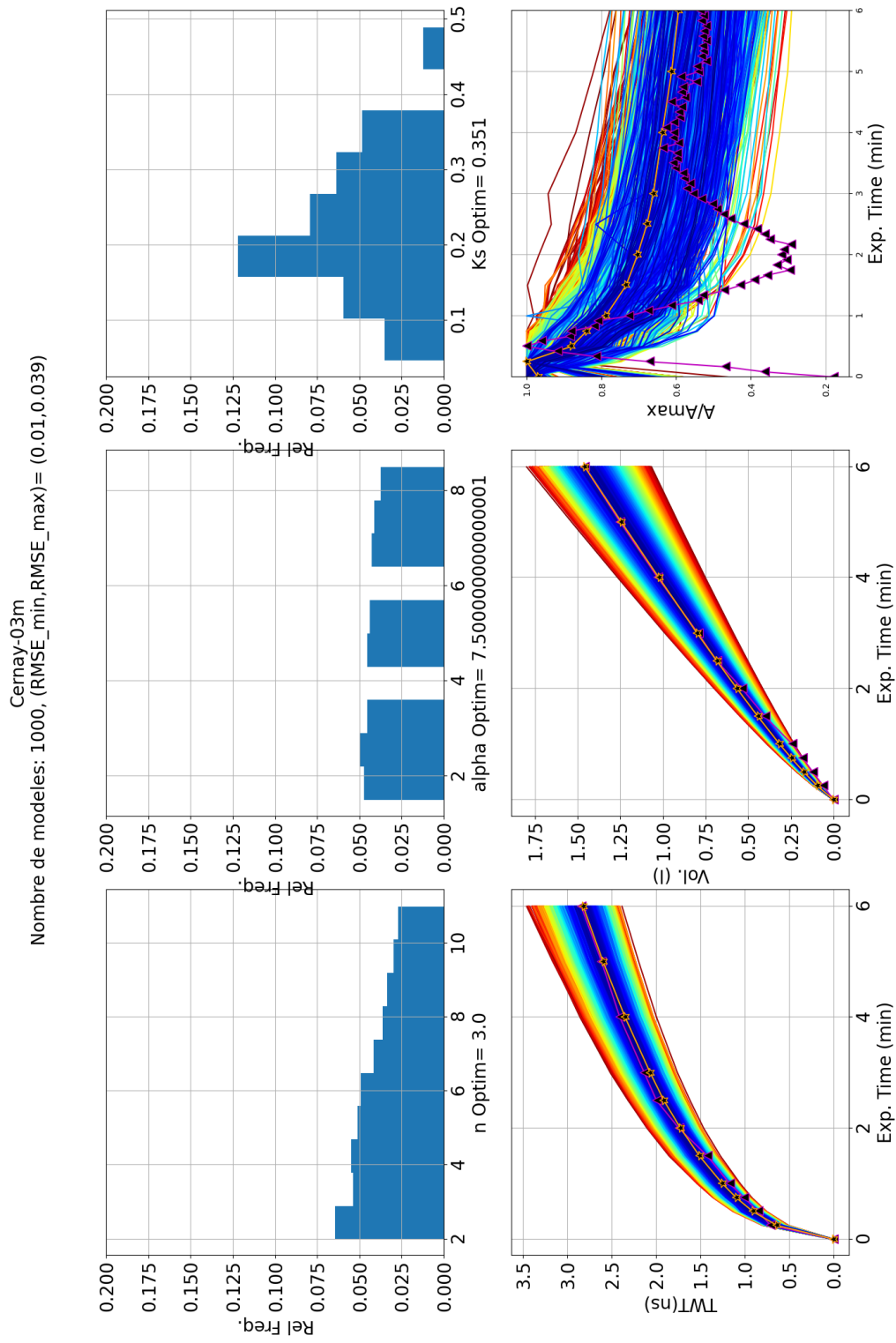


Figure B.7: Figure type II sur la mesure A03m (site d'Auffargis).

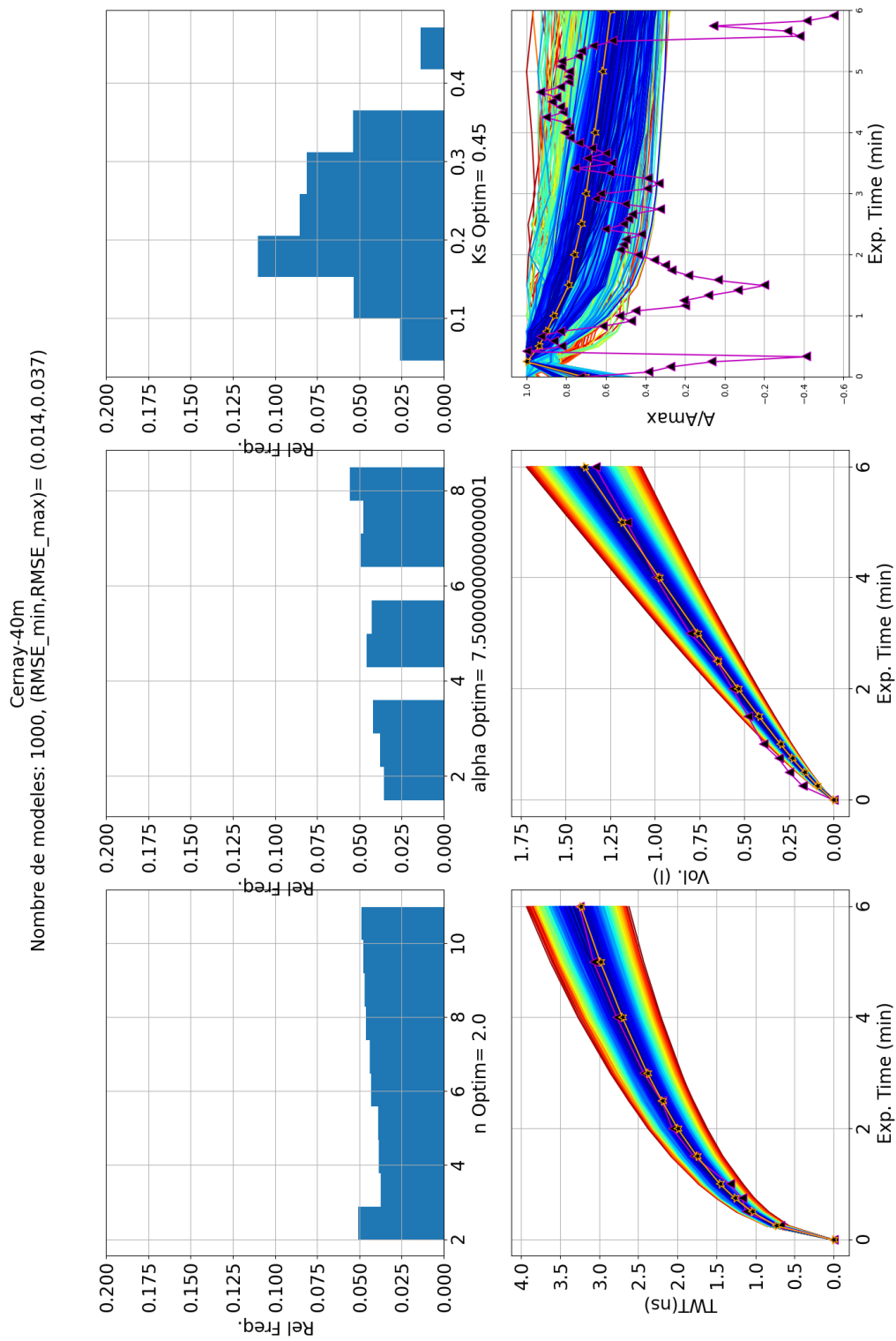


Figure B.8: Figure type II sur la mesure A40m (site d'Auffargis).

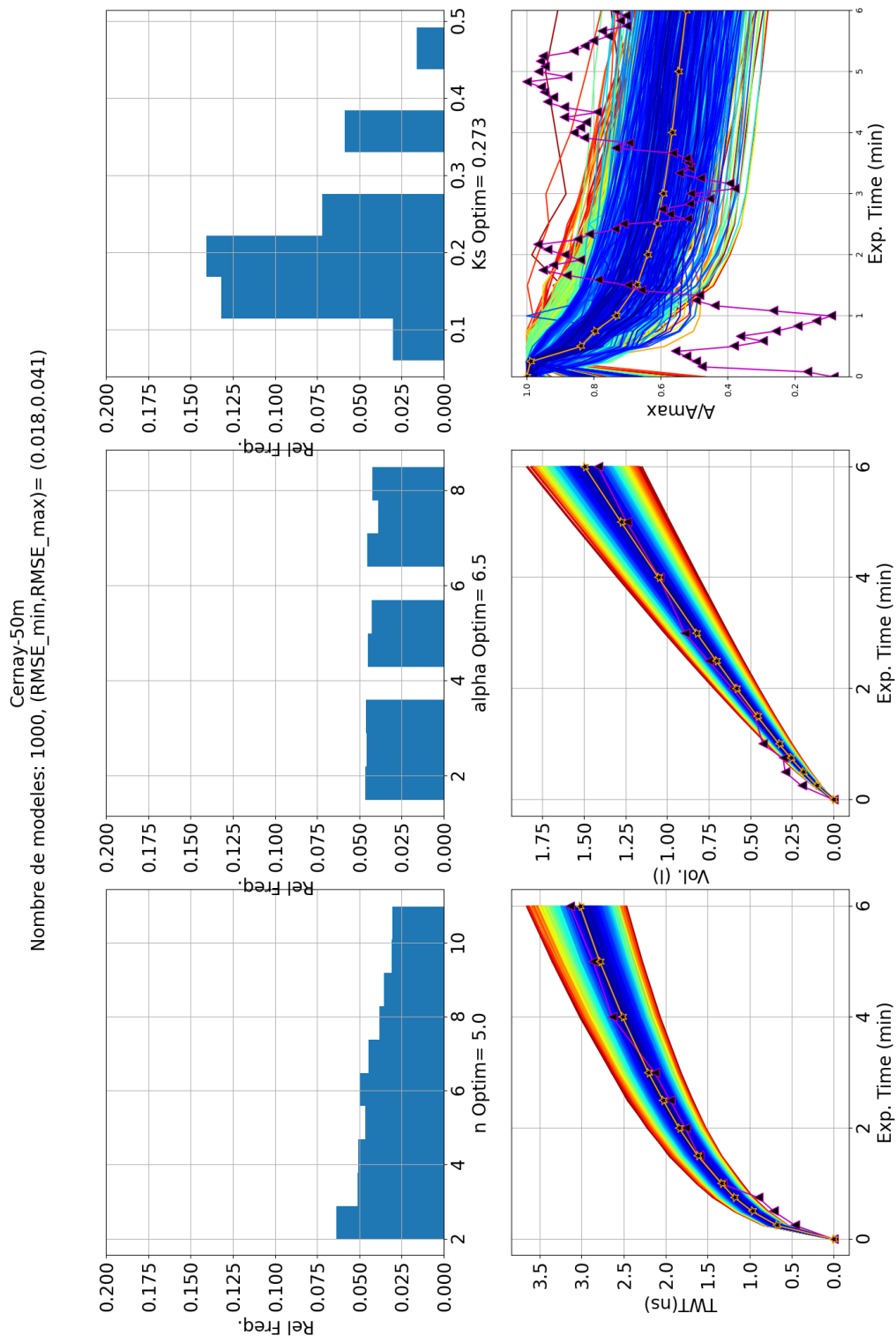


Figure B.9: Figure type II sur la mesure A50m (site d'Auffargis).

B.2 Bilboquet

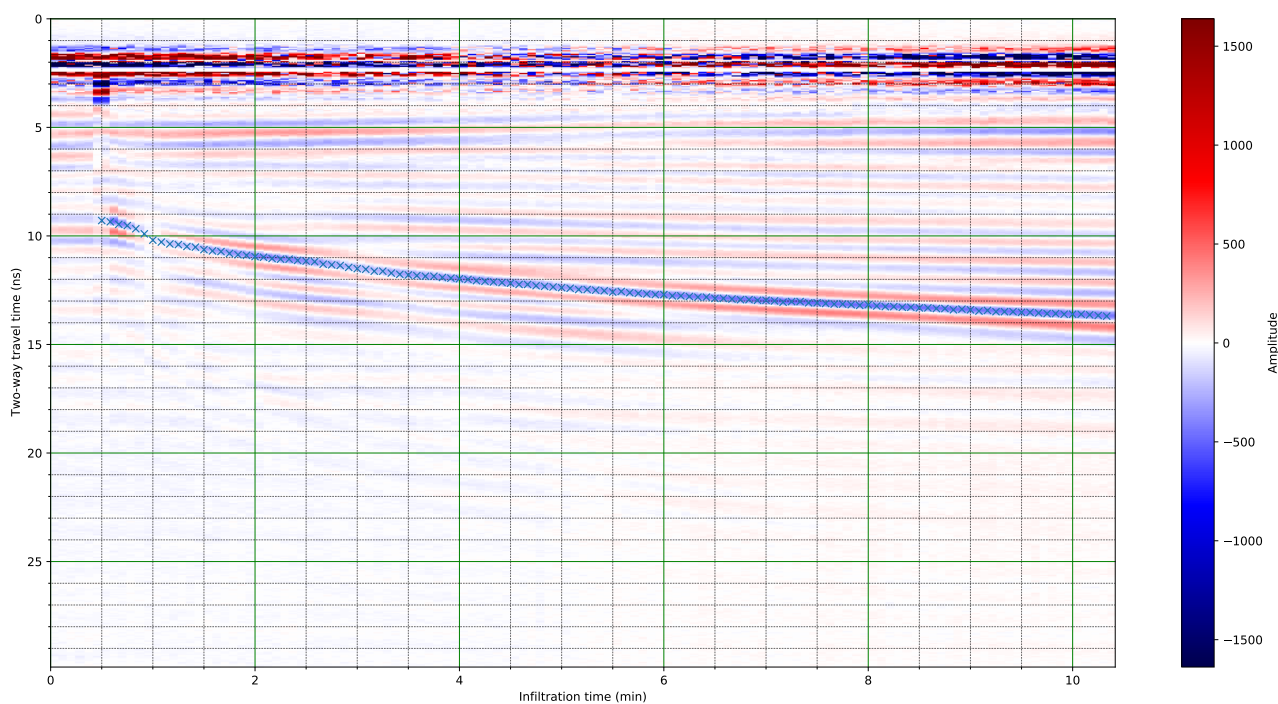


Figure B.10: Radargramme acquis sur la sablière du Bilboquet au point de mesure B12m.

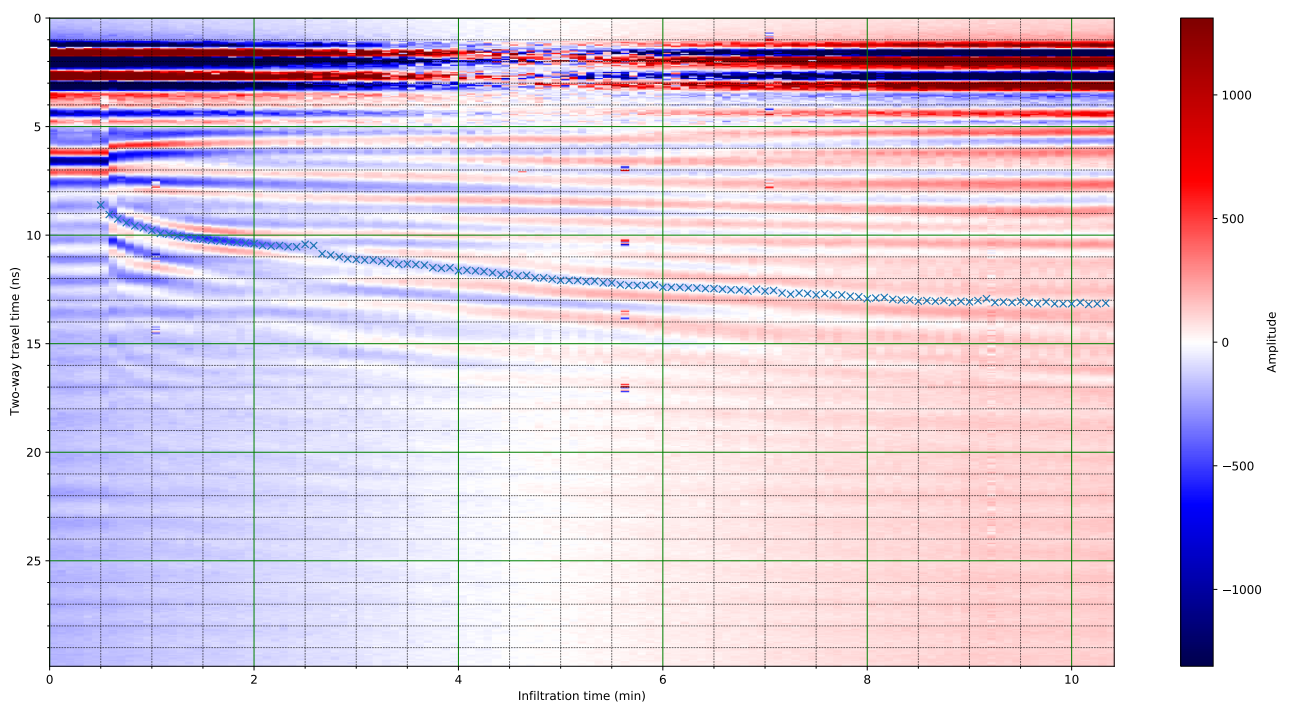


Figure B.11: Radargramme acquis sur la sablière du Bilboquet au point de mesure B20m.

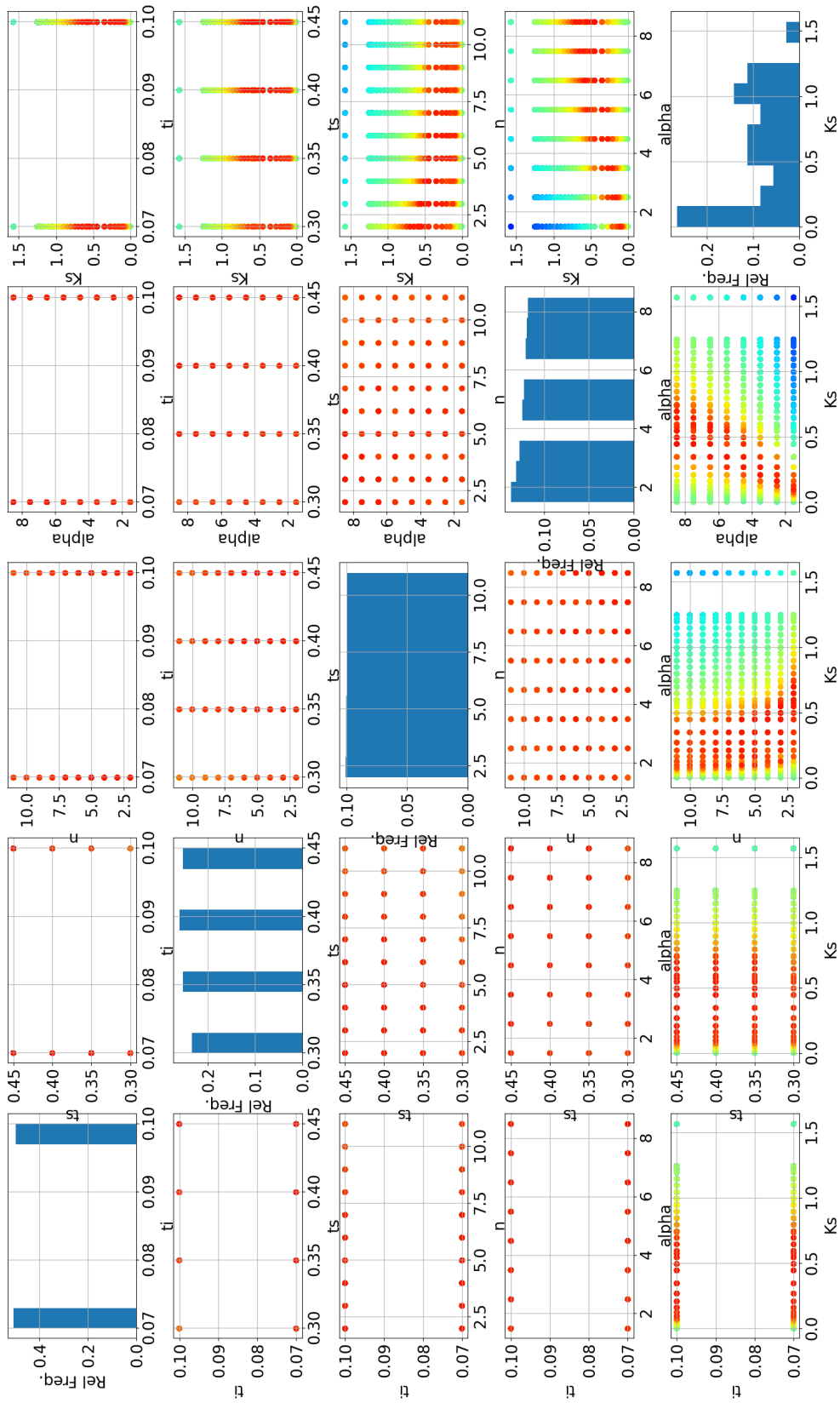


Figure B.12: Figure type I sur la mesure B12m (site du Bilboquet).

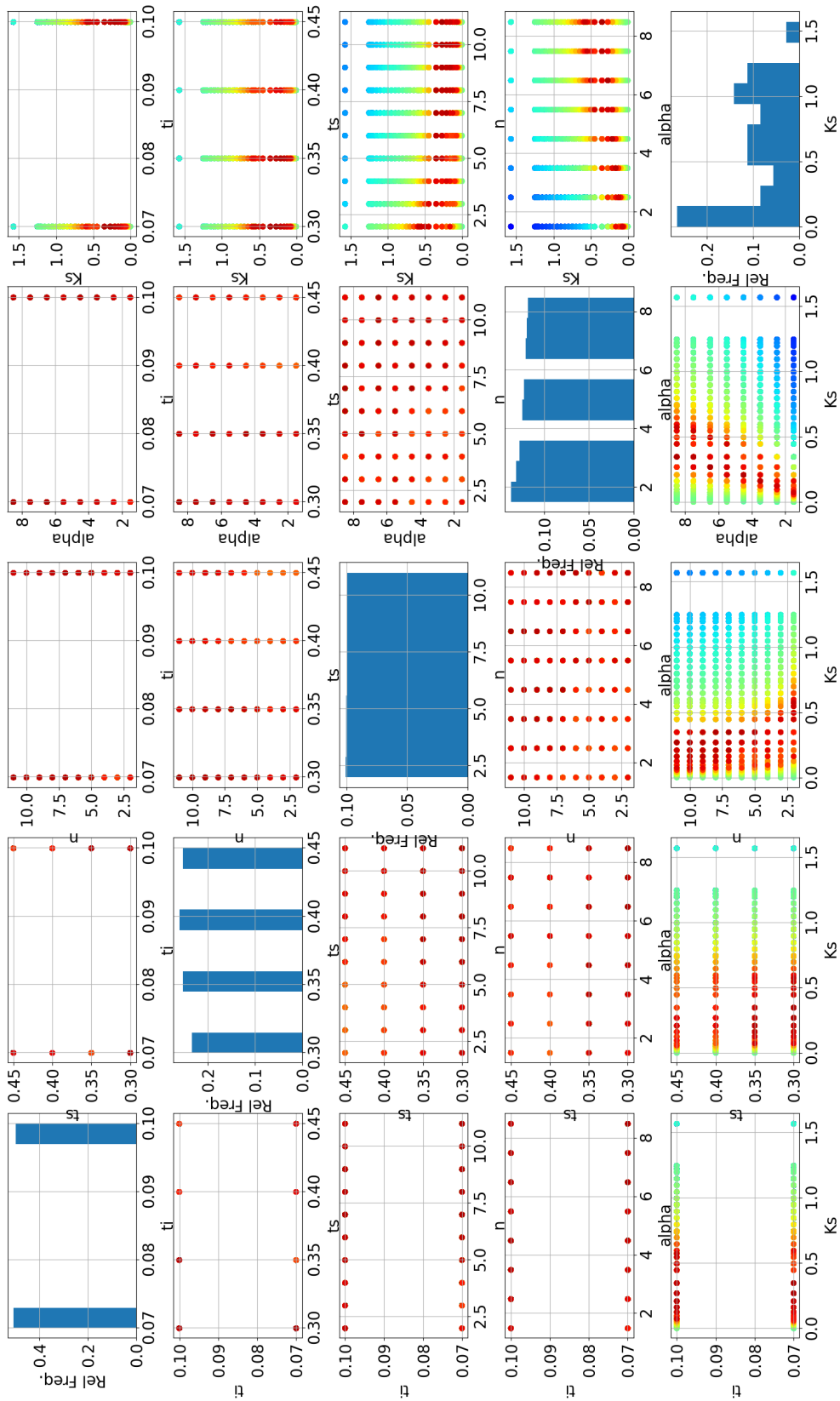


Figure B.13: Figure type I sur la mesure B20m (site du Bilboquet).

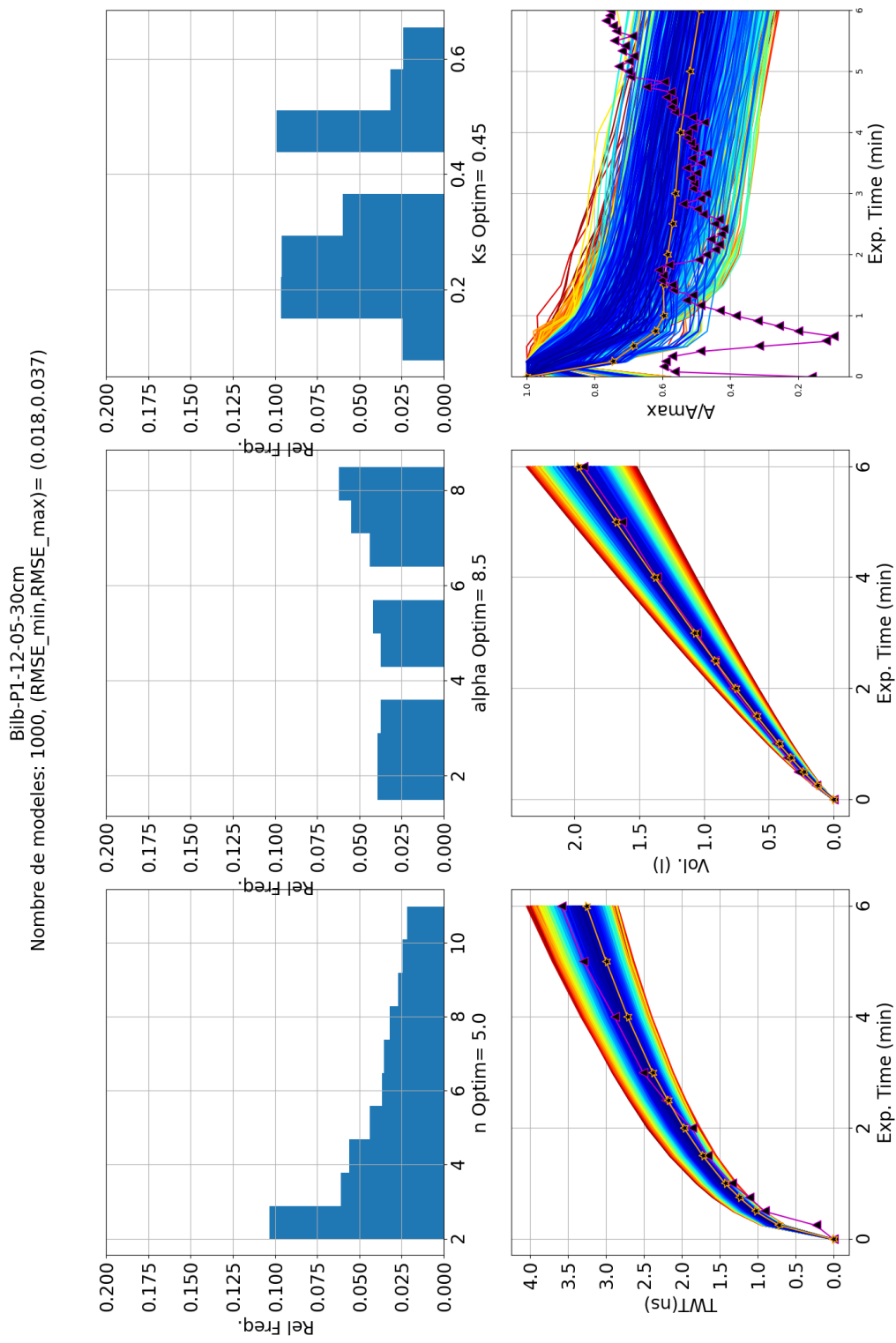


Figure B.14: Figure type II sur la mesure B12m (site du Bilboquet).

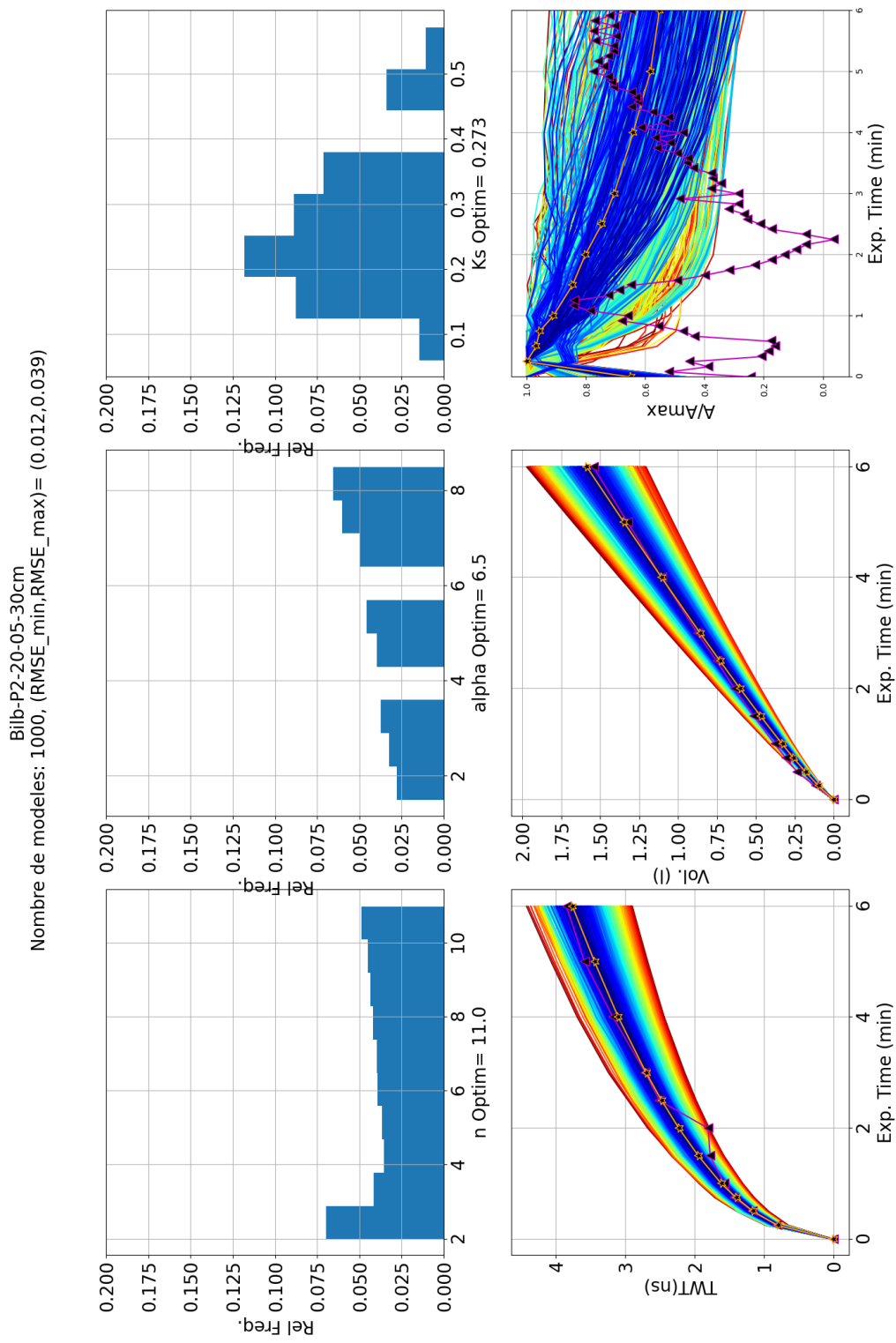


Figure B.15: Figure type II sur la mesure B20m (site du Bilboquet).

B.3 Poligny

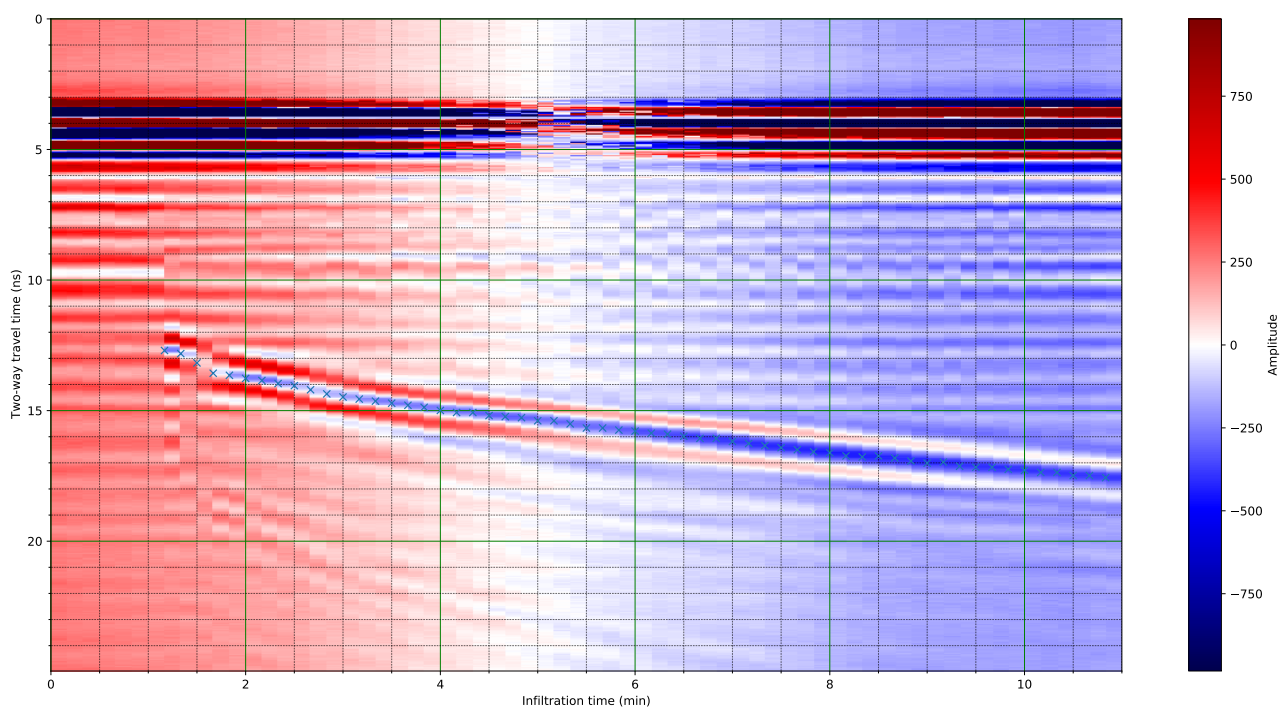


Figure B.16: Radargramme acquis sur la sablière de Poligny au point de mesure P05m.

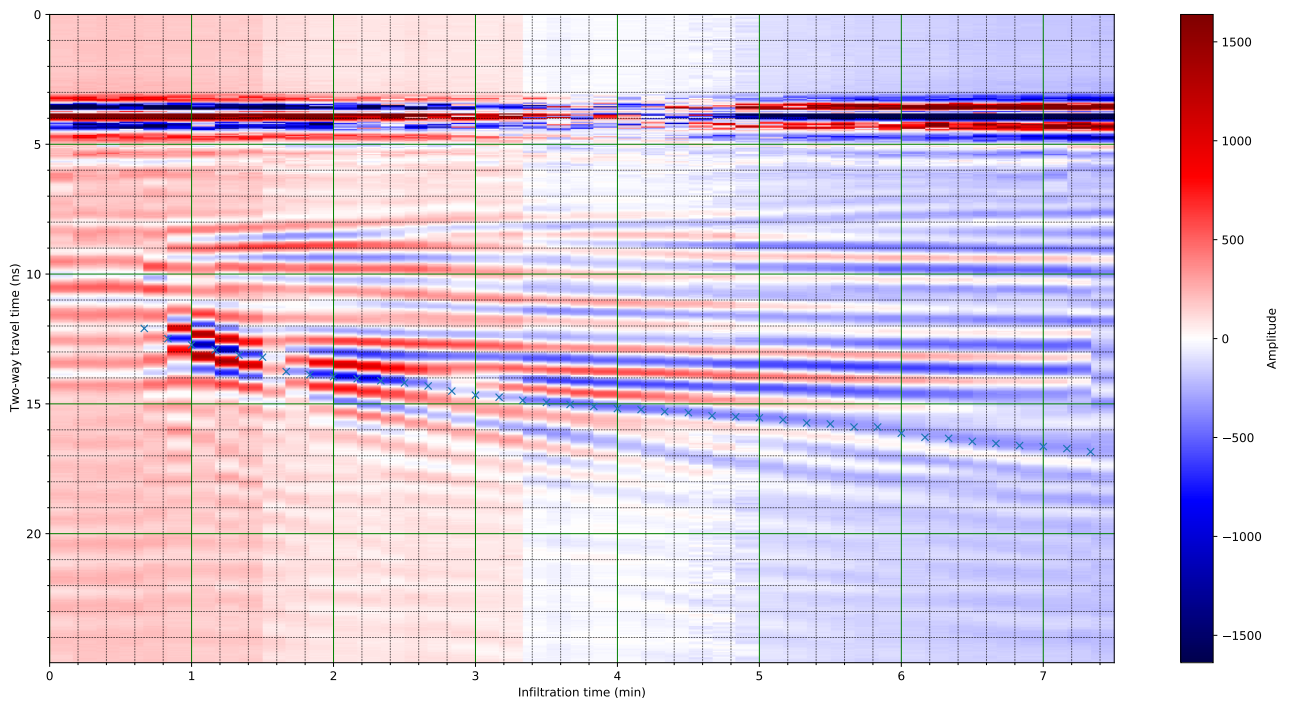


Figure B.17: Radargramme acquis sur la sablière de Poligny au point de mesure P10m.

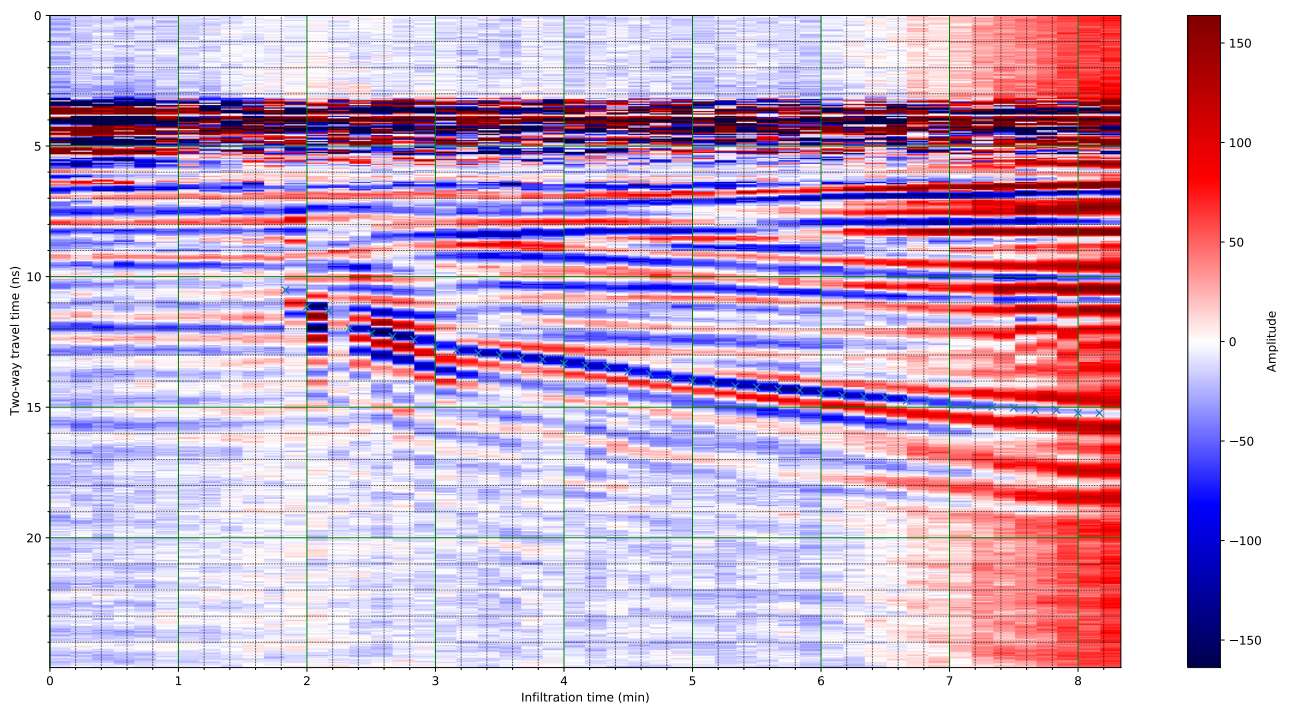


Figure B.18: Radargramme acquis sur la sablière de Poligny au point de mesure P20m.

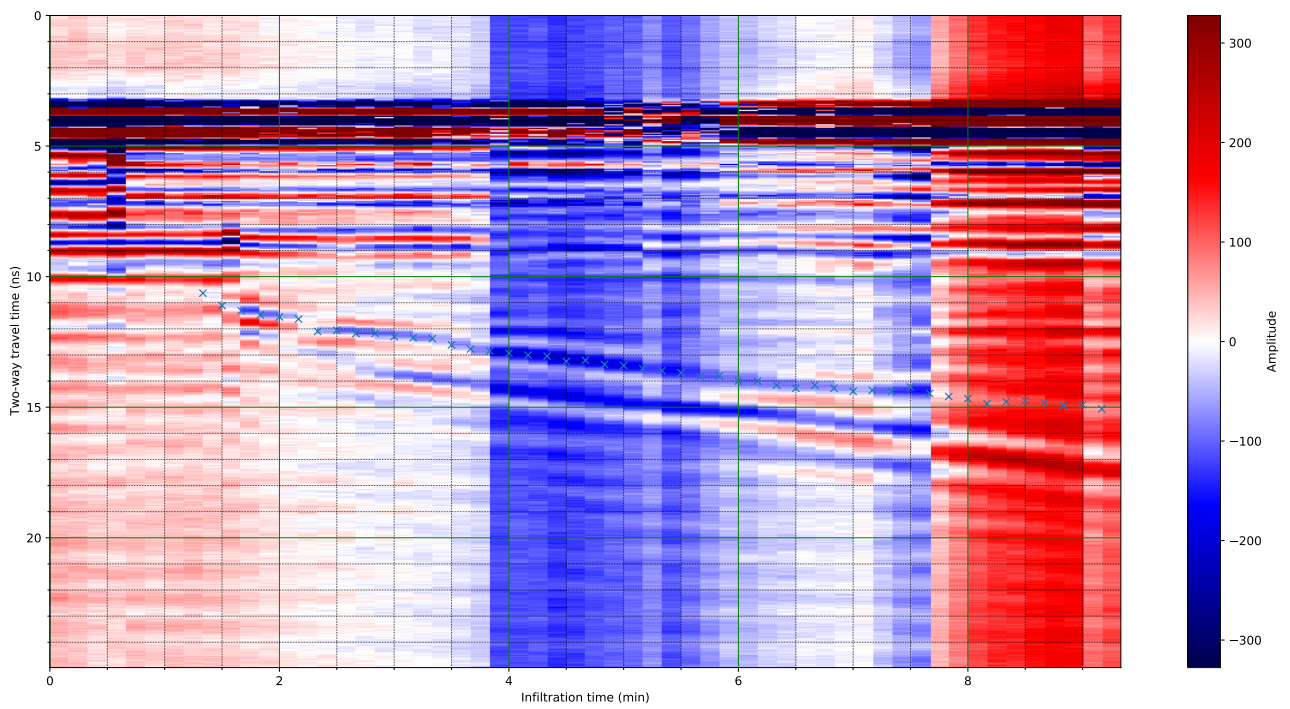


Figure B.19: Radargramme acquis sur la sablière de Poligny au point de mesure P25m.

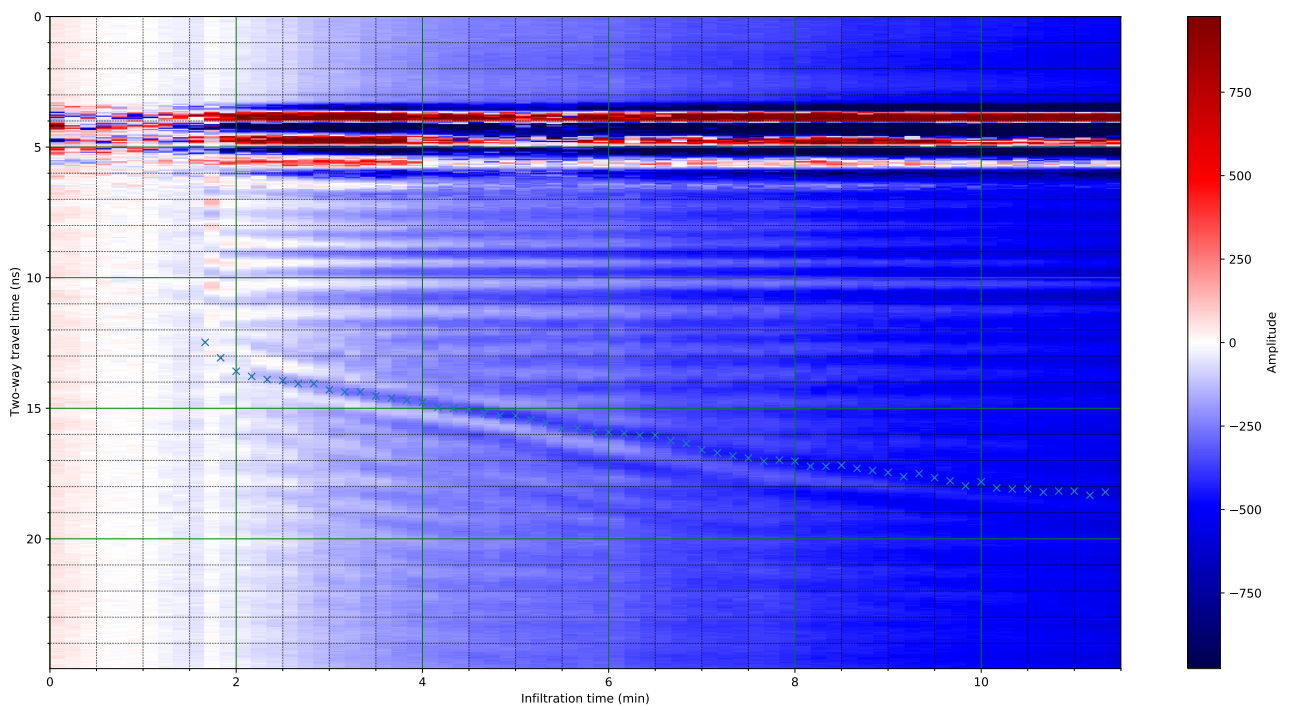


Figure B.20: Radargramme acquis sur la sablière de Poligny au point de mesure P30m.

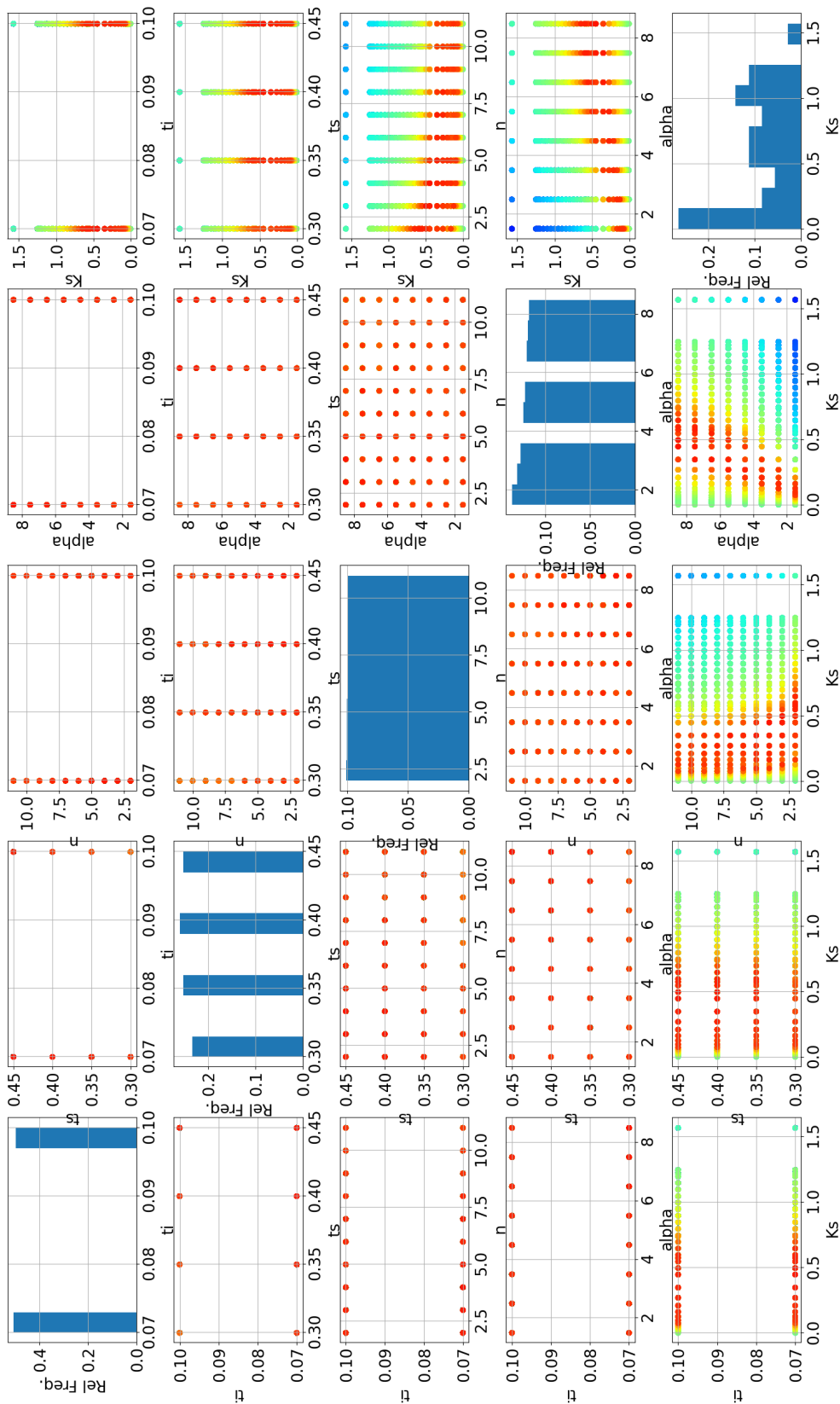


Figure B.21: Figure type I sur la mesure P05m (site de Poligny).

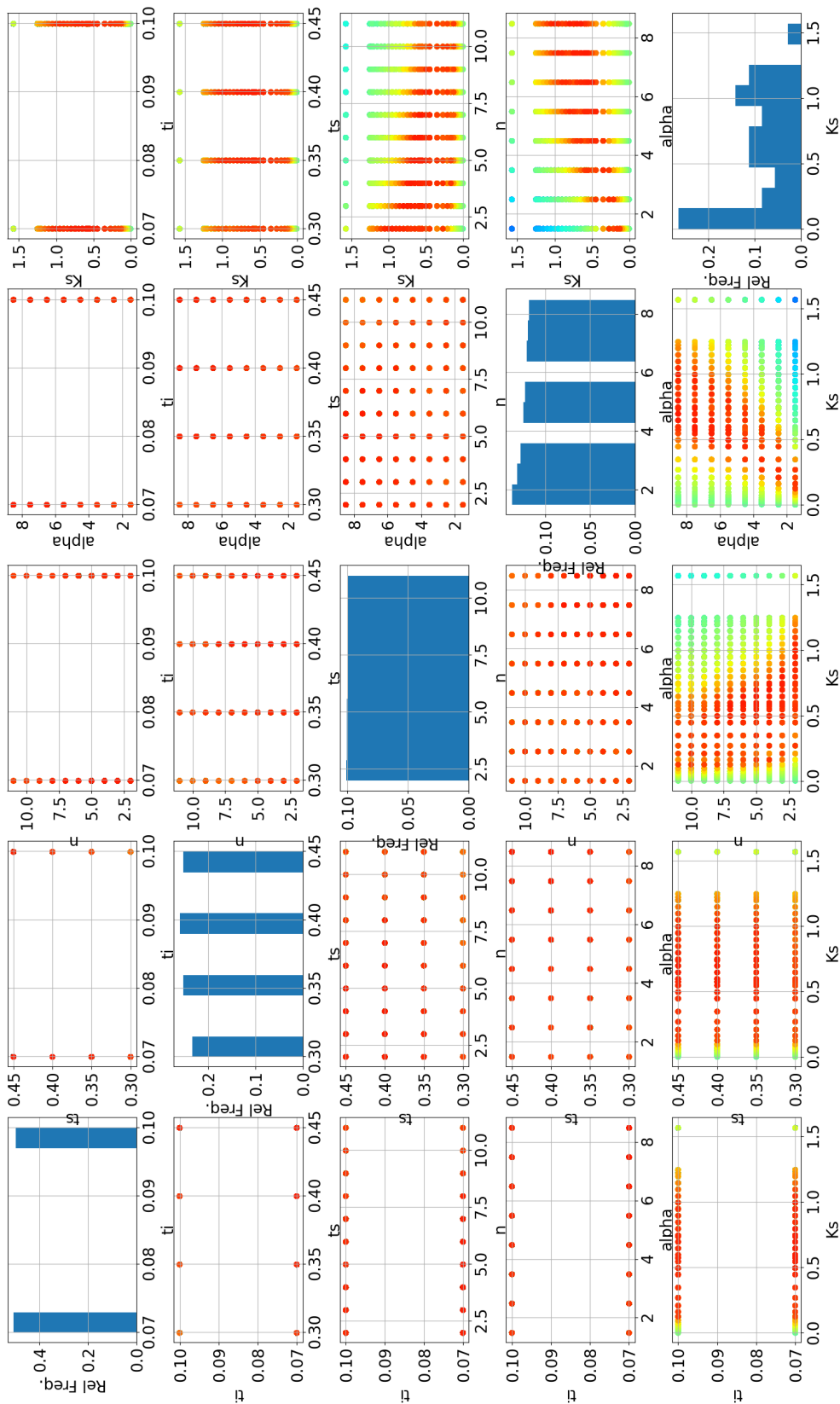


Figure B.22: Figure type I sur la mesure P10m (site de Poligny).

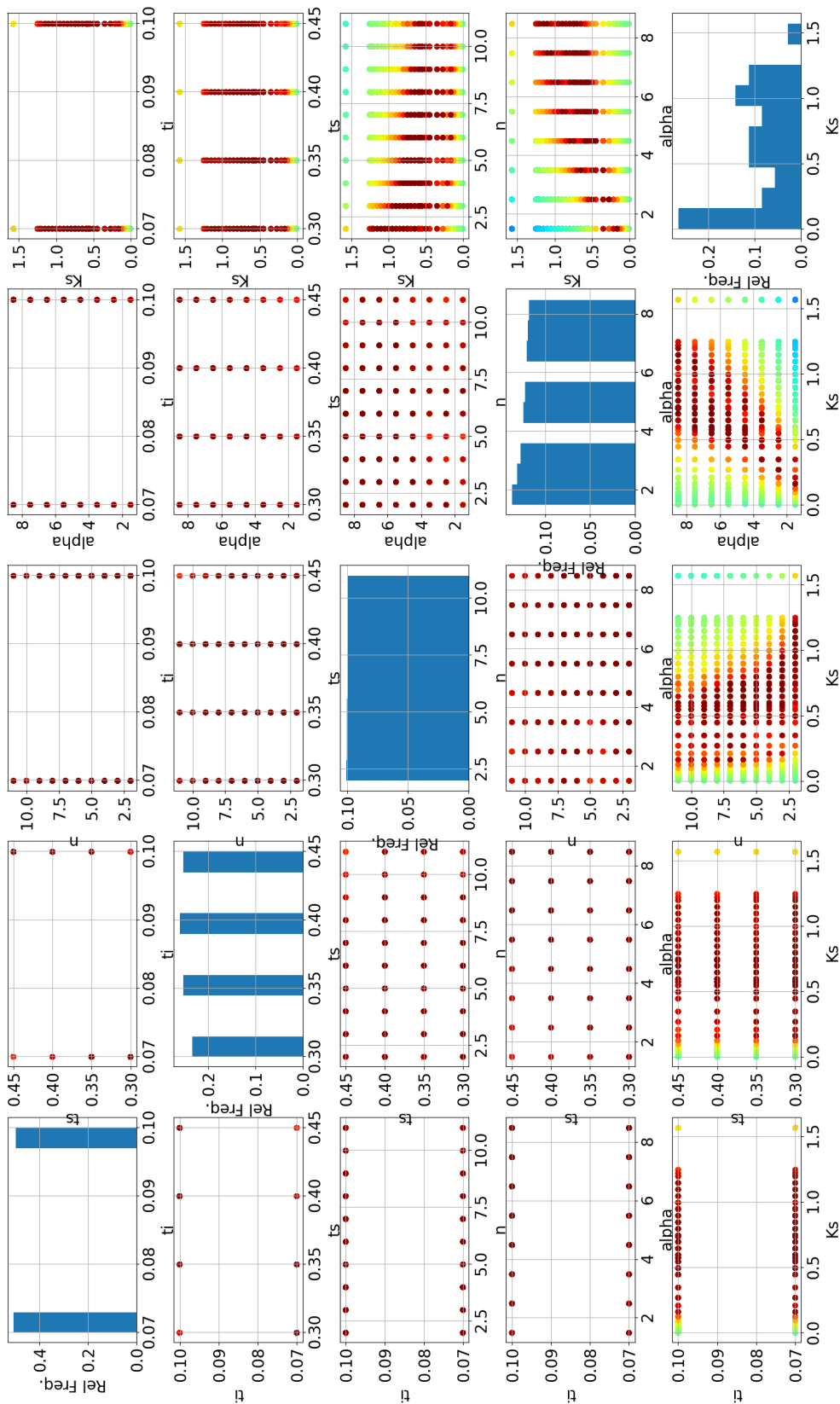


Figure B.23: Figure type I sur la mesure P20m (site de Poligny).

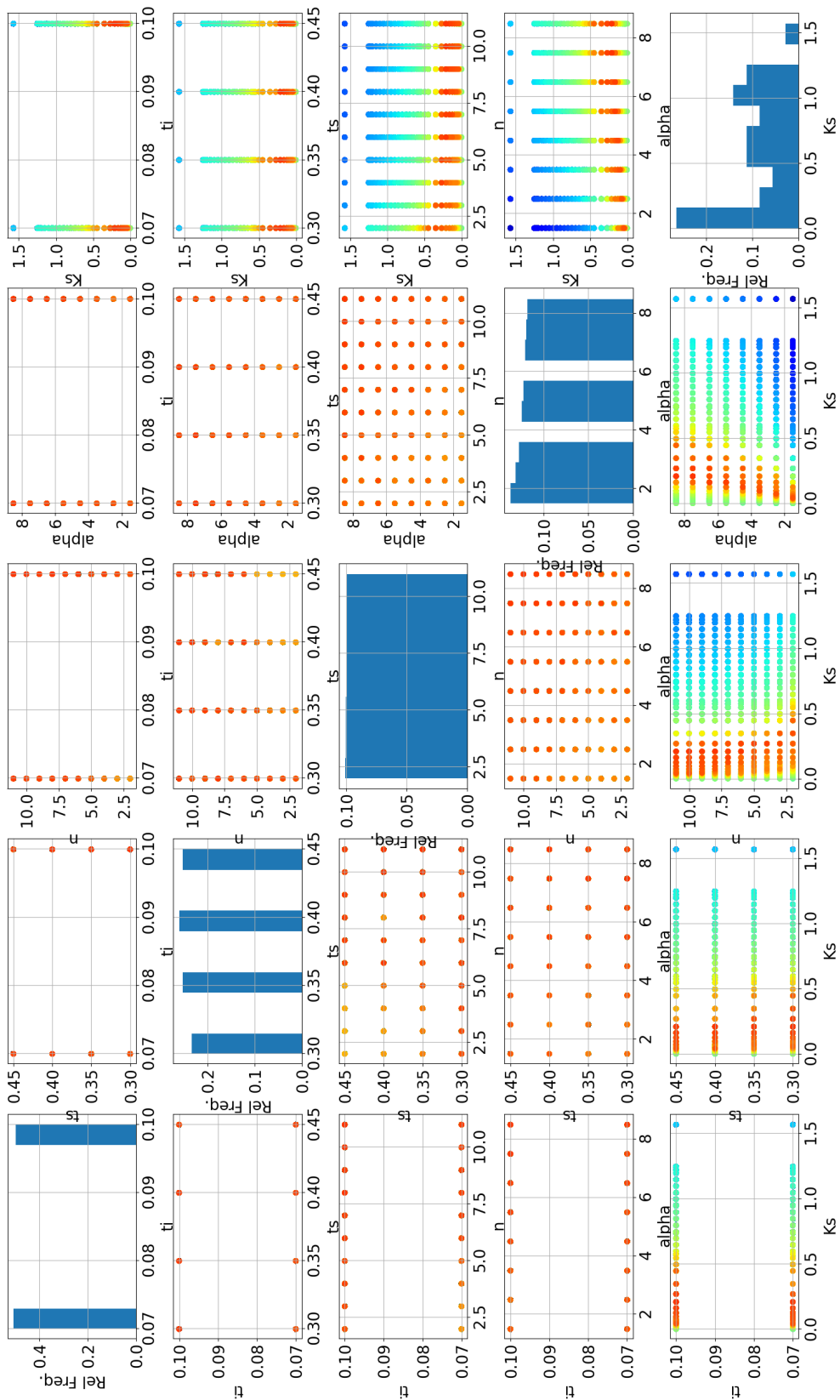


Figure B.24: Figure type I sur la mesure P25m (site de Poligny).

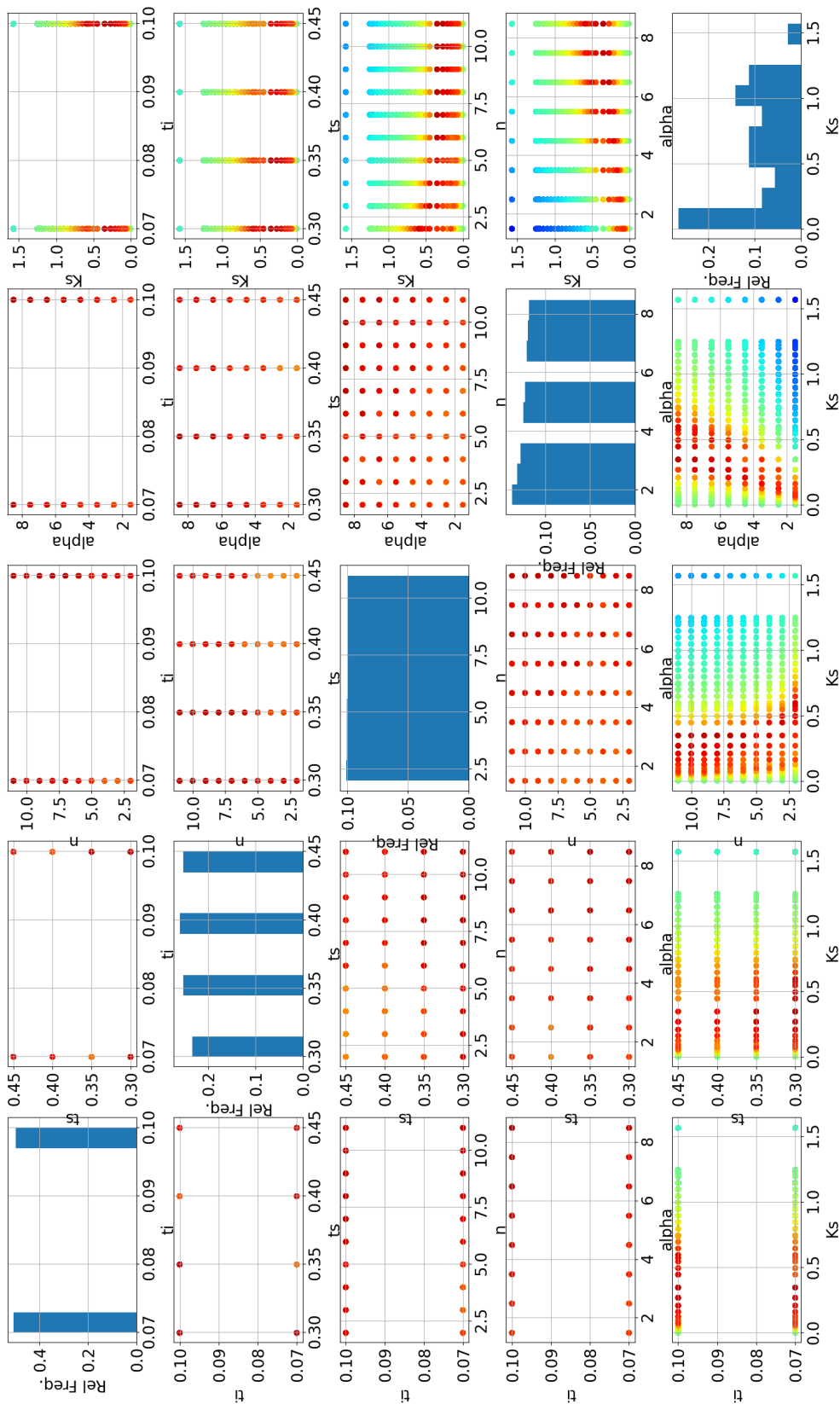


Figure B.25: Figure type I sur la mesure P30m (site de Poligny).

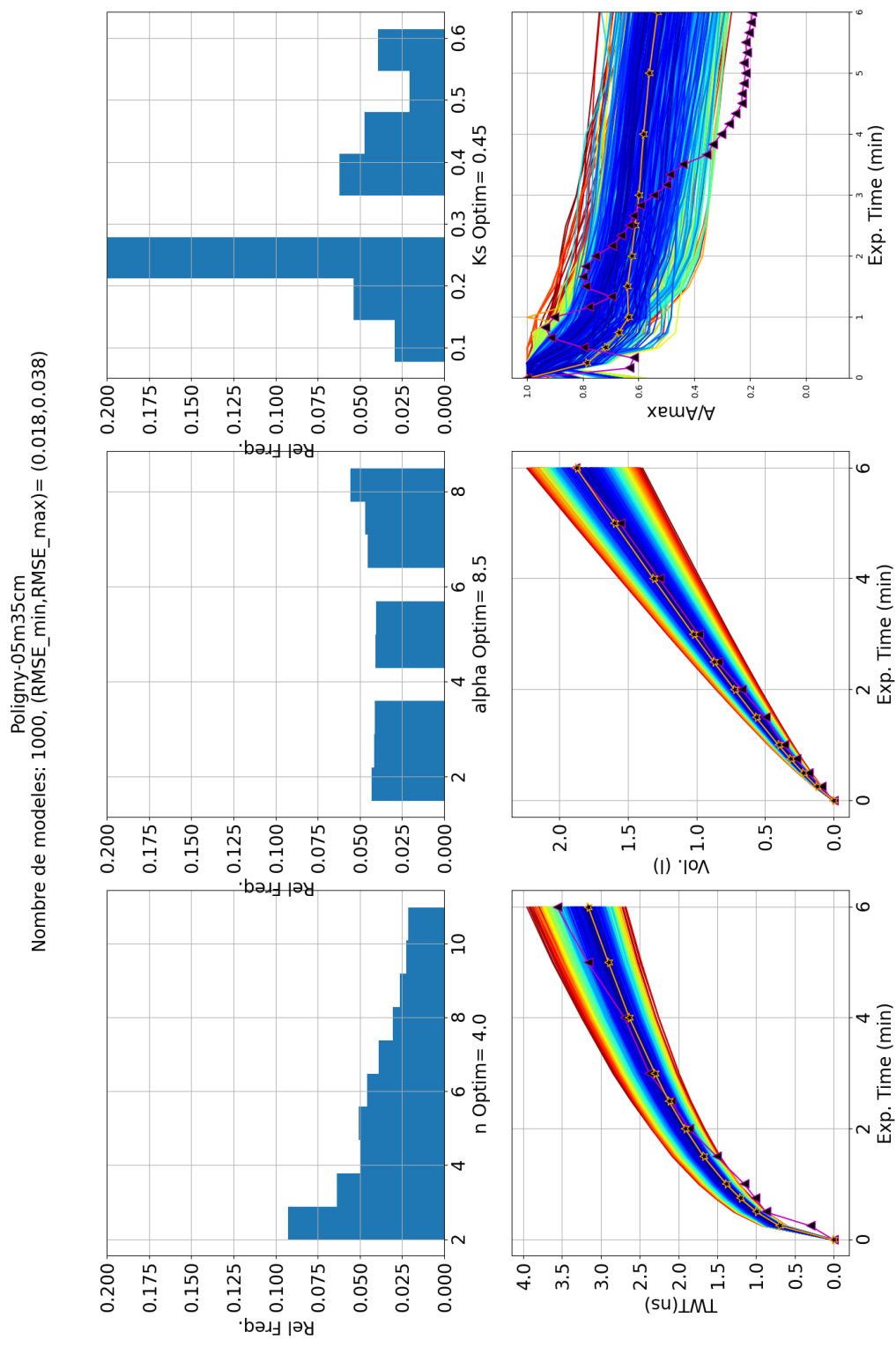


Figure B.26: Figure type II sur la mesure P05m (site de Poligny).

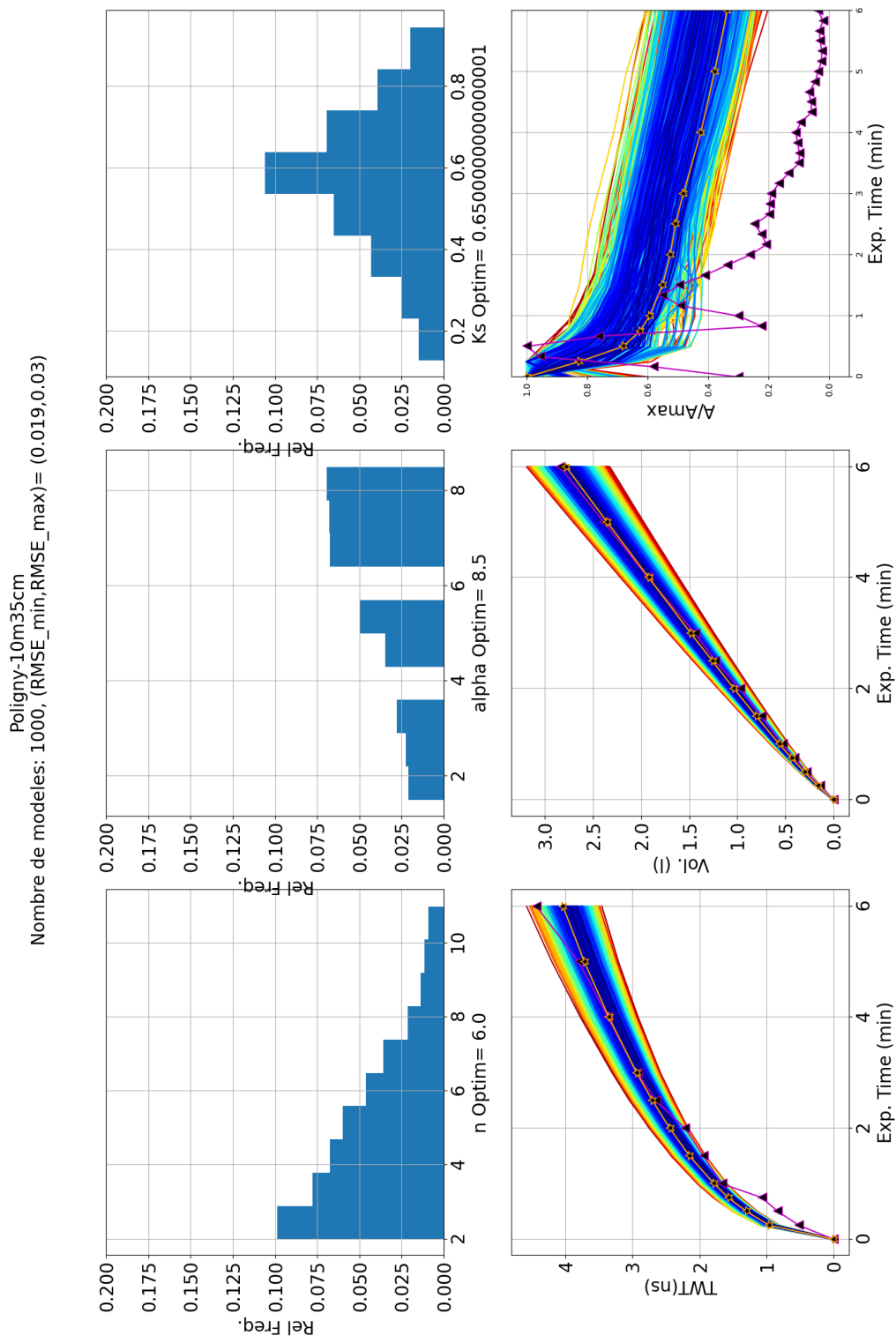


Figure B.27: Figure type II sur la mesure P10m (site de Poligny).

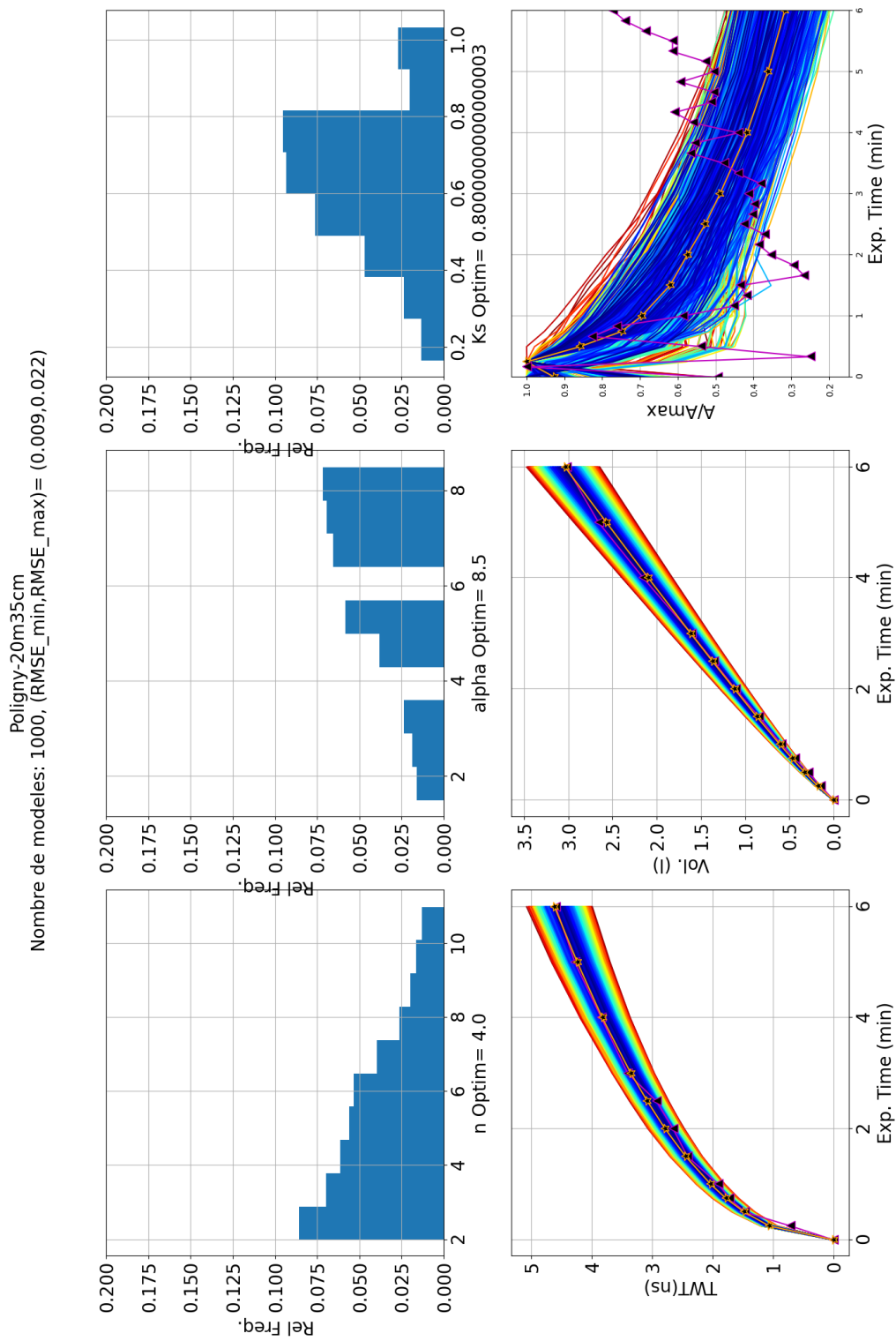


Figure B.28: Figure type II sur la mesure P20m (site de Poligny).

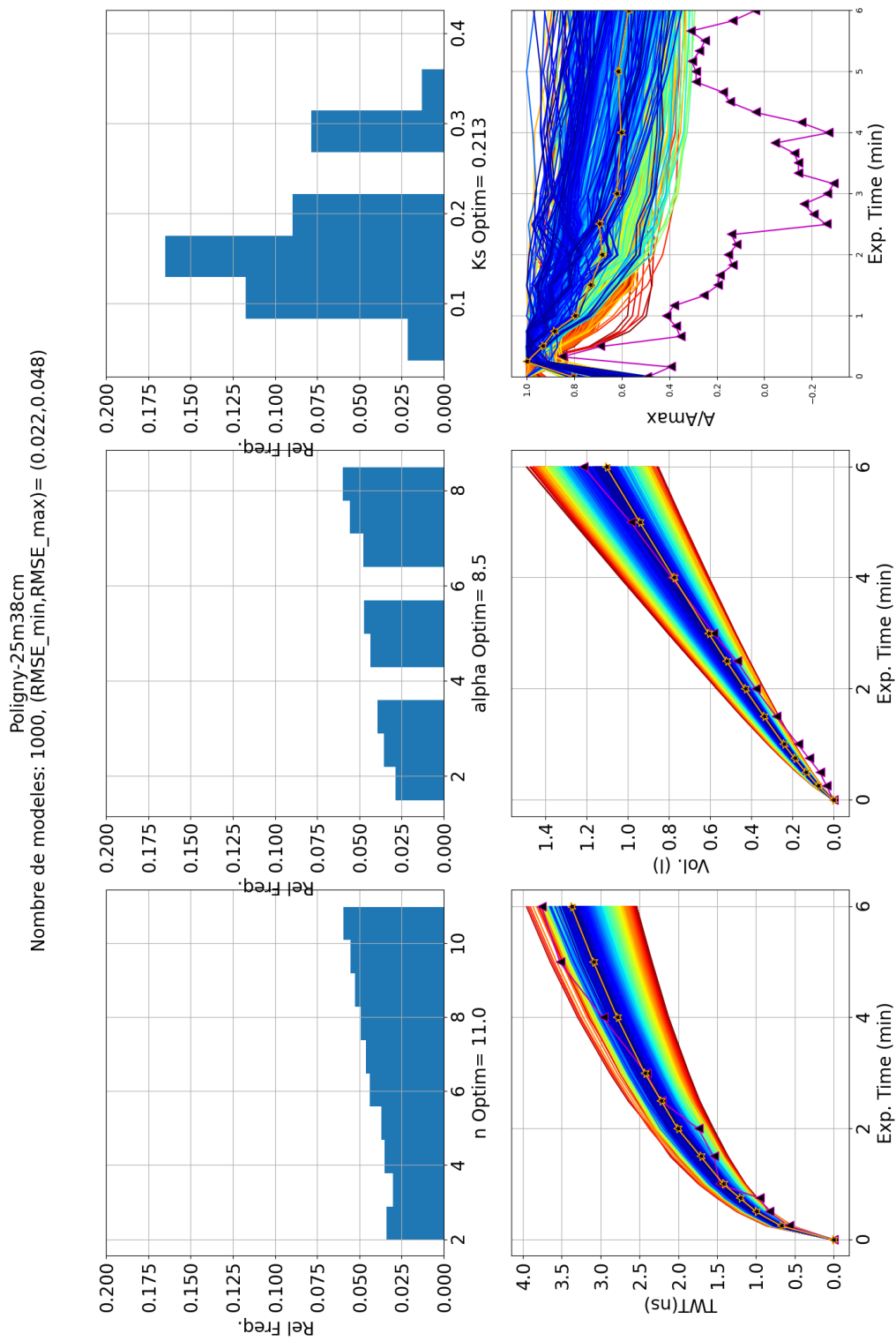


Figure B.29: Figure type II sur la mesure P25m (site de Poligny).

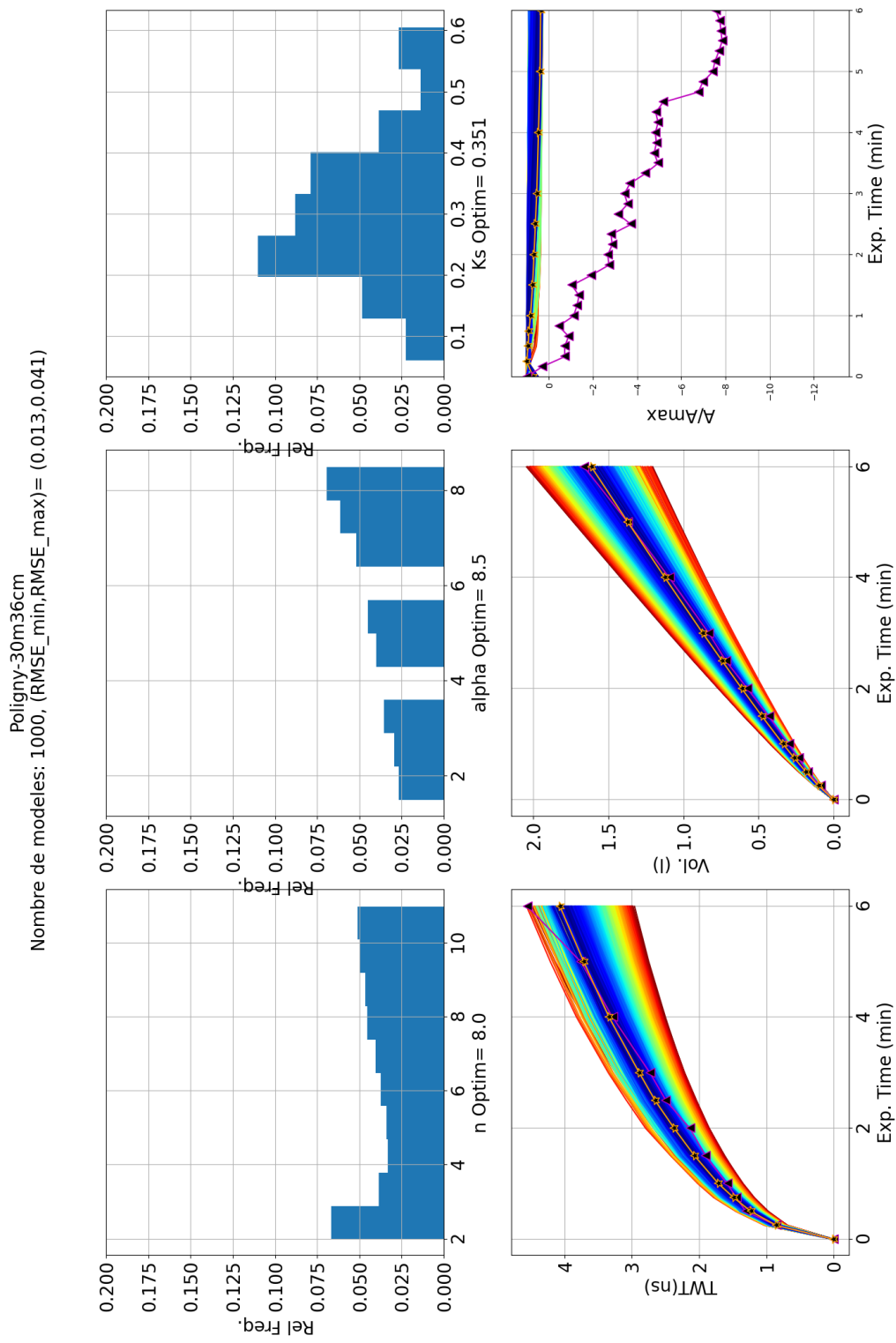


Figure B.30: Figure type II sur la mesure P30m (site de Poligny).