

ÉVALUATION DES PROPRIETES THERMIQUES DE LA PLATE-FORME DU SAINT-LAURENT : MESURES AU LABORATOIRE ET APPROCHE DIAGRAPHIQUE

Par
Maher NASR

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Examineur interne	Erwan Gloaguen INRS-ETE
Examineur externe	Marc-André Richard Institut de recherche d'Hydro-Québec
Directeur de recherche	Michel Malo INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Jasmin Raymond INRS-ETE

REMERCIEMENTS

La première personne que je tiens à remercier est mon directeur de recherche le professeur **Michel Malo**, pour l'orientation, la confiance, l'encouragement qui ont constitué un apport considérable sans lequel ce travail n'aurait pas pu être mené au bon port. Qu'il trouve dans ce travail un hommage vivant à sa haute personnalité.

Je tiens à remercier sincèrement le professeur **Jasmin Raymond**, qui, en tant que codirecteur de recherche, s'est toujours montré à l'écoute et très disponible tout au long de la réalisation de ce mémoire, ainsi pour l'inspiration, l'aide et le temps qu'il a bien voulu me consacrer et sans qui ce mémoire n'aurait jamais vu le jour. Merci pour les longues discussions, merci pour tes précieux conseils, merci pour ton soutien moral, merci pour ta qualité humaine, MERCI....

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements au professeur **Erwan Gloaguen** qui m'a enseigné et qui par ses compétences m'a soutenu durant cette maîtrise. Tu restes parmi les meilleurs professeurs qui ont marqué ma vie universitaire.

Je n'oublie pas de remercier aussi Monsieur **Marc-André Richard** pour avoir accepté d'évaluer ce travail.

Enfin, j'exprime ma gratitude envers ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail et notamment le groupe de recherche de M. Malo : **Karine Bédard, Felix-Antoine Comeau et Emmanuelle Millet** ainsi que tous les autres collègues de l'INRS, de l'université Laval et d'Hydro-Québec avec qui j'ai eu l'honneur de travailler pendant deux années.

RÉSUMÉ

Une évaluation des propriétés thermiques du bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) a été réalisée. Les propriétés thermiques ciblées sont la conductivité et la capacité thermique massique. Des méthodes directes et d'autres indirectes ont été utilisées pour estimer ces propriétés. L'objectif principal de ce travail consiste à apporter une évaluation fiable de ces propriétés thermiques nécessaires pour une prospection efficace des ressources géothermiques du bassin. Ce travail s'inscrit dans un vaste projet qui étudie la possibilité d'installer une centrale électrique géothermique au Québec.

Dans une première étape, les caractéristiques thermiques de ce bassin ont été évaluées sur des échantillons de surface. Quarante-sept échantillons issus des différentes formations géologiques ont été analysés. Des mesures directes de la conductivité thermique ont été réalisées en laboratoire à l'aide d'une sonde à aiguille. La capacité thermique massique a été évaluée en utilisant la composition minéralogique déterminée sur des observations microscopiques. On a calculé ensuite les propriétés thermiques moyennes pour chaque unité du bassin.

Dans une seconde étape, des profils de conductivité thermique ont été déterminés à partir des données diagraphiques disponibles pour le bassin des BTSL. L'objectif de cette méthode indirecte est de réduire l'incertitude liée à l'hétérogénéité de ce paramètre. Deux approches, une basée sur des inversions et l'autre sur des régressions multilinéaires, ont été appliquées et des corrections de pression ainsi que de température ont été apportées aux profils de conductivité thermique. La résolution de l'équation de chaleur (Poisson) par différence finie a finalement permis d'évaluer la densité du flux de chaleur terrestre et de déterminer un profil de température pour chaque puits.

Les résultats démontrent que les formations argileuses des groupes d'Utica et de Sainte-Rosalie sont les plus isolantes, avec une conductivité thermique de l'ordre de 2.5 W/(m.K) et une capacité thermique massique de près de 850 J/(kg. K). En revanche, les formations gréseuses se présentent comme les unités les plus conductrices de chaleur. Les grès du Groupe de Potsdam, par exemple, montrent une conductivité thermique allant jusqu'à 6 W/(m.K) et une chaleur massique de 730 J/(kg. K).

La carte du flux de chaleur préparée montre des estimations allant de 40 mW/m² à 140 mW/m². Les températures moyennes calculées sont de l'ordre de de 32° C à 1000 m, 63° C à 2500 m, 95° C à 4000 m et 119° C à 5000 m de profondeur. Certaines valeurs élevées sont situées près de la ligne Logan qui délimite les provinces géologiques des Basses-Terres du Saint-Laurent des Appalaches.

Mots-clés: Géothermie profonde, plate-forme du Saint-Laurent, anomalies géothermiques, diagraphies, inversion, simulation, conductivité thermique, capacité thermique massique.

ABSTRACT

An evaluation of the thermal properties of the St. Lawrence Lowlands (SLL) Basin was performed. The properties of interest are the thermal conductivity and the specific heat capacity. Both direct and indirect methods were used to estimate these properties. The main objective of this work is to provide a reliable assessment of the thermal properties that are required for efficient exploration of geothermal resources in this basin. This work is part of a larger project studying the possibility of implementing a geothermal power plant in the province of Quebec.

As a first step, the thermal characteristics of this basin were evaluated using surface samples. Forty-seven samples were collected. They form a representative collection of almost the entire stratigraphic column of the SLL basin. Direct measurements of the thermal conductivity in the laboratory were performed with a needle probe. The specific heat capacity was evaluated using the percentage of minerals determined with microscopic observations. An average of these thermal properties was calculated for each geological unit of the basin.

Then, thermal conductivity profiles were inferred from well logs analysis with available borehole data for the SLL basin. The aim of this indirect method is to reduce the uncertainty linked to the heterogeneity of this parameter. Two approaches, the first one using inversions, the second based on statistical regressions, were used. Temperature and pressure corrections were applied for all the thermal conductivity profiles. Solving the heat equation by finite difference allowed finally to evaluate the heat flux density and to determine a temperature profile for each well.

The results show that fine-grained siliciclastic formations like the Utica and Sainte-Rosalie groups are the most insulating with a thermal conductivity of approximately 2.5 W/(m.K) and a specific heat capacity near 850 J/(kg.K). However, the sandstone formations represent the best heat conductors. The Potsdam Group sandstone, for example, shows a thermal conductivity higher than 6 W/(m.K) and a specific heat around 730 J/(kg.K).

Heat flow map for the SLL basin shows values ranging from 40 mW/m² to 140 mW/m². The calculated temperature averages is about 32° C at 1000 m, 63° C at 2500 m, 95° C at 4000 m and 119° C at 5000 m depth. Some highest values are located near the Logan's Line delineating the SLL geological province and the Appalachians.

Keywords: deep geothermal, St. Lawrence platform, geothermal anomalies, wireline well logs, inversion, simulation, thermal conductivity, heat capacity.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	iii
RÉSUMÉ.....	v
ABSTRACT.....	vii
TABLE DES MATIÈRES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES FIGURES.....	xv
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xix
1 INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 Mise en contexte.....	2
1.2 Problématique.....	3
1.3 Objectifs.....	4
1.4 Revue de littérature.....	4
1.4.1 La géothermie profonde.....	4
1.4.2 Travaux antérieurs au Québec.....	10
1.5 Cadre géologique du bassin des BTSL.....	15
1.6 Structure du mémoire.....	19
2 ÉVALUATION EN LABORATOIRE DES CARACTÉRISTIQUES THERMIQUES DU BASSIN SÉDIMENTAIRE DES BASSES-TERRES DU SAINT LAURENT.....	21
2.1 Introduction.....	21
2.2 Méthodologie et principe de base.....	22
2.2.1 Évaluation de la conductivité thermique.....	22
2.2.2 Évaluation de la capacité thermique massique.....	26
2.3 Résultats.....	27

2.3.1	Conductivité thermique.....	27
2.3.2	Capacité thermique massique	31
2.3.3	Diffusivité thermique	32
2.4	Discussion et conclusion.....	33
3	APPROCHE DIAGRAPHIQUE	35
3.1	Introduction.....	35
3.2	Méthodologie	36
3.2.1	Détermination de la conductivité à partir des données diagraphiques.....	36
3.2.2	Validations des modèles par des méthodes de laboratoire.....	47
3.2.3	Évaluation du flux de chaleur terrestre et prédiction de la température en profondeur 51	
3.3	Résultats	58
3.3.1	Profils de conductivité et de capacité thermique massique	58
3.3.2	Résultat de la validation des relations empiriques	61
3.3.3	Cartes du flux de chaleur en surface	66
3.3.4	Cartes de la température en profondeur	67
3.4	Discussion	72
3.4.1	Conductivité thermique.....	72
3.4.2	Les corrections apportées à la conductivité thermique	74
3.5	Conclusions du chapitre	77
4	CONCLUSIONS.....	79
4.1	Les limites de l'étude	80
4.2	Perspectives et recommandations :	82
5	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	85

6	ANNEXES :.....	93
6.1	DIAGRAPHIES UTILISÉES ET PROFILS DE CONDUCTIVITÉ THERMIQUE PAR PUIITS.....	93
6.2	PROFILS DE TEMÉRATURE, DU FLUX DE CHALEUR ET DE LA PRODUCTION DE CHALEUR PAR PUIITS.....	168

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Conductivité thermique mesurée avec une sonde a aiguille (W/(m.K)).....	30
Tableau 2.2: Conductivité thermique estimée selon les observations pétrographiques (W/(mK)).....	30
Tableau 2.3: Capacité thermique massique (J/(kg.k))	32
Tableau 2.4: Diffusivité thermique (mm ² /s).....	33
Tableau 3.1: Réponses diagraphiques spécifiques utilisées.	39
Tableau 3.2: Collections des minéraux utilisées lors de l'inversion de chaque unité.....	40
Tableau 3.3: Relations empiriques trouvées avec le nombre d'observations utilisées (N), le coefficient de détermination et l'erreur quadratique moyenne. ...	60
Tableau 3.4: liste des échantillons utilisés pour la validation des modèles statistiques.	61

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Schéma simplifié d'une centrale avec un réservoir à vapeur sèche d'après Trinnaman et al. (2004).....	7
Figure 1.2: Schéma simplifié d'une centrale avec un réservoir de saumures chaudes d'après Trinnaman et al. (2004).	8
Figure 1.3: Quelques réseaux de fractures utilisés pour la stimulation des systèmes HDR (Jung et al. 2003).....	9
Figure 1.4: Carte de densité du flux de chaleur terrestre construite par la combinaison entre la carte de l'Amérique du Nord et les données d'Hydro-Québec (Majorowicz et Minea 2012).	13
Figure 1.5: Carte géologique du bassin sédimentaire des BTSL d'après Globensky (1987).....	17
Figure 1.6: Colonne stratigraphique des BTSL, adaptée de Hofmann (1972), Globensky (1987), Salad Hersi et al. (2003) et Comeau et al. (2004).	18
Figure 1.7: Section sismique interprétée pour le bassin des BTSL avec les réservoirs potentiels, les couches couvertures et certains puis pétroliers adaptée de Castonguay et al. (2010)	19
Figure 2.1: Thermogramme d'un essai de mesure avec la sonde à aiguille.	25
Figure 2.2: Détermination de la conductivité thermique à partir du thermogramme, cas de l'étalon, $\lambda=0.369\text{W}/(\text{m.K})$	25
Figure 2.3: Répartition géographique de la conductivité thermique selon Cirois et al. (2015).....	28
Figure 3.1: Schéma simplifié de la prédiction de la conductivité thermique λ à partir des diagraphies de rayonnement gamma GR, de densité D, de porosité neutron NPHI, du facteur photo-électrique FPE et du temps de transit ΔT . x_{Qz} est	

la fraction du quartz ; x_{cal} est la fraction de calcite ; x_{dol} pour la dolomite ; x_{arg} pour l'argile ; x_{fld} fraction de feldspath et x_w est celle de l'eau.	37
Figure 3.2: Mesure de la conductivité thermique avec la méthode de la barre divisée, laboratoire de la Commission géologique du Canada au bureau de Calgary.....	49
Figure 3.3: Schéma simplifié de l'appareil de la barre divisée utilisée à la Commission géologique du Canada au bureau de Calgary. Adaptée de D.R. Issler et Jessop (2011).	50
Figure 3.4: Modèle simplifié de la discrétisation du sous-sol, où Δz est le pas spatial (0,1 à 0,3 m) et l'épaisseur de chaque couche, A_i et λ_i sont respectivement la conductivité thermique et la production de chaleur à l'intérieur de chaque couche et T_i est la température.	52
Figure 3.5: Production de chaleur déduite à partir de l'équation de Burrus (courbe noire) et de l'équation de Rybach (1998) et Mareschal et Jaupart (2004) (courbe rouge).	53
Figure 3.6: Exemple des enregistrements diagraphiques utilisés et de la colonne stratigraphique reconstruite dans le puits A252 : ce profil intersecté 4 unités géologiques, soit le Groupe de Chazy, la formation de Beauharnois, la formation de Theresa et la formation de Cairnside.	58
Figure 3.7: a) Courbe de conductivité thermique prédite (bleue) à partir d'inversion des diagraphies (même exemple que la Figure 3.6), et courbe résultant de l'application d'un filtre passe-bas (rouge) sur l'estimation initiale. b) Encadrement de Hashin et Shtrikman (1962) c) Résultats finaux obtenus avec le modèle de Hashin-Shtrikman (1962) et celui de la moyenne géométrique.....	59
Figure 3.8: Capacité thermique massique du squelette solide et de la roche pour l'exemple présenté dans les Figures 3.6 et 3.7.....	60
Figure 3.9: Erreurs relatives entre les carottes analysées et les prédictions des modèles empiriques.....	62

Figure 3.10 : Dispersion entre les valeurs de la conductivité thermique estimées avec l'approche diagraphique empirique et mesurées en laboratoire.	63
Figure 3.11: Effet de la correction de la pression et de la température a) sur la conductivité thermique, b) sur le flux de chaleur et c) sur la température.	65
Figure 3.12: Densité du flux de chaleur terrestre : a) sans correction et b) avec corrections de pression et de température.	66
Figure 3.13: Cartes des températures à différentes profondeurs de 1000 m à 5000 m, avec correction de la conductivité thermique pour les effets de température et pression à gauche et sans correction à droite.	69
Figure 3.14: Variogrammes utilisés pour l'interpolation des cartes de température: a) à 1000 de profondeur avec correction de la conductivité thermique et b) à 5000 m de profondeur sans correction de la conductivité thermique.....	71
Figure 3.15: zones proposées pour des futures études.	72
Figure 3.16: Erreur relative pour chaque diagraphie et erreur totale de l'inversion pour le puits A 252.	73
Figure 3.17: Correction de pression selon Fuchs et Forster (2014) pour une conductivité thermique initiale de $3 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{k})$	75
Figure 3.18: Effet du gradient de température sur la correction globale de la conductivité thermique.	76
Figure 3.19: Effet de la conductivité thermique initiale sur la correction globale de conductivité thermique selon la pression et la température combinées.....	76

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Nomenclature

A : matrice (n×p)

a : diffusivité thermique [L^2/t] - (m^2/s)

C : concentration [-]

Cp : capacité thermique massique [$L^2/(t^2 T)$] - ($J/(kg.k)$)

D : densité [-]

d : épaisseur [L]-(m)

d : matrice colonne (6,1)

E : effusivité thermique [$M/(Tt^{5/2})$] - ($J/(k.m^2.s^{1/2})$)

ER : erreur relative [%]

G : matrice carrée (6,6)

GR : rayon gamma [API]

M : matrice ((n+1) × (n+1))

NPHI : porosité neutron [-]

P : pression [$M/(Lt^2)$] - (Pa)

PFE : facteur photo-électrique [$L^2/électron$] - ($m^2/électron$)

q : flux de chaleur linéaire [$M/(Lt^3)$] - (W/m)

R : rayon [L]-(m)

T : température [T]-(K)

t : temps [t]-(s)

U : facteur photo-électrique volumique [L^{-1}] - (m^{-1})

u : tension [$ML^2/(T^3I)$] - (V)

V : fraction minérale [-]

v : vitesse [L/t] - (m/s)

Symboles grecques

λ : conductivité thermique $[M/(Tt^3)]$ - (W/(m.K))

γ : constante de Cauchy

α : pente de la courbe de chauffage $[T/t]$ -(K/s)

ρ : masse volumique $[M/L^3]$ -(Kg/m³)

φ : porosité [-]

Indice

atm : atmosphérique

éch : échantillon

est : estimé

vol : volumique

f : fluide

g1 : disque supérieur

g3 : disque inférieur

Hs : hashin et sthrikman

i , j : indices d'incrémentation

K : potassium

L : inférieur

mes : mesuré

P : onde P

rock : roche

s : sonde à aiguille

sd : fraction solide d'une roche

sh : shale

t : transposé d'une matrice

Th : thorium

u: supérieur

U : uranium

w: eau

Note :

L: grandeur unitaire pour la longueur.

M: grandeur unitaire pour la masse.

t: grandeur unitaire pour le temps.

T: grandeur unitaire pour le la température.

1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'énergie est un élément essentiel aussi bien pour l'individu que pour la société. Son importance est renforcée avec l'augmentation de la population mondiale et l'adaptation d'un nouveau mode de vie après la dernière période industrielle. Avec la consommation croissante, l'Homme s'est lancé à la recherche des nouvelles sources d'énergie. Les combustibles fossiles, le charbon puis les hydrocarbures ont fourni, sur plusieurs années, une bonne part de la consommation mondiale. Toute une industrie a été fondée pour la recherche, l'extraction et le traitement des hydrocarbures. C'est un élément qui continue de marquer l'économie internationale depuis plusieurs décennies.

L'utilisation de ces sources traditionnelles a été mise en question par les chocs pétroliers des années soixante-dix. A côté des raisons géopolitiques, l'effet néfaste de l'utilisation des hydrocarbures sur l'environnement a un impact sur le choix et l'utilisation de cette source d'énergie. L'émission des grandes quantités de gaz à effet de serre et son rôle majeur dans les changements climatiques ont renforcé la nécessité d'utiliser de nouvelles sources énergétiques plus propres. Le volet environnemental est devenu une composante essentielle dans une perspective de développement durable cherchée par toutes les sociétés. On assiste ainsi à un développement des nouvelles formes énergétiques qualifiées de renouvelables et de propres. L'énergie géothermique est considérée parmi ces nouvelles sources. Les applications de cette énergie sont multiples. Plusieurs projets destinés à la production d'électricité à partir de la géothermie profonde se sont installés à travers le monde. D'autres sont en cours d'étude. L'apparition de nouvelles générations des centrales capables d'exploiter les ressources géothermiques à plus basse température et les capacités de stimulation des réservoirs non conventionnels ont donné un certain essor à ce secteur. Le projet Soultz-sous-Forêts en Alsace en est un bel exemple (<http://www.geothermie-perspectives.fr/espace-regional/alsace>). Ce prototype français a démontré certains succès d'une nouvelle technologie visée à exploiter des ressources géothermiques qui étaient antérieurement non utilisables à travers la stimulation des réservoirs. La possibilité d'exploiter les ressources non conventionnelles offre ainsi des nouvelles perspectives pour produire de l'électricité géothermique hors des zones tectoniquement actives. La production de l'énergie géothermique, habituellement liée aux régions frontalières des limites de

plaques comme la ceinture de feu du Pacifique ou la ride médio-océanique atlantique, est désormais possible ailleurs dans les quatre coins de monde.

1.1 Mise en contexte

Le Québec n'est pas loin de ce contexte régional et mondial. Il a suivi de près les changements radicaux des stratégies énergétiques des sociétés modernes pendant les dernières décennies. Il a la même volonté pour appuyer l'utilisation des énergies renouvelables et pour lutter contre la pollution atmosphérique et l'émission des gaz à effet de serre. En fait, le Québec est déjà un leader du développement et de l'utilisation des énergies renouvelables en Amérique du Nord surtout avec le développement et l'utilisation de l'hydroélectricité depuis plus d'un demi-siècle. Ce programme couvre aujourd'hui une bonne partie des besoins énergétiques de la province et limite les émissions globales de CO₂ à seulement 0.8% en 2009 pour la production de l'électricité (source MDDEP).

En parallèle, le Québec a l'intention de maintenir l'énergie comme étant une composante principale dans l'approche du développement durable. Ceci a été traduit par une politique orientée vers la promotion des nouvelles formes énergétiques propres et sur l'innovation dans ce secteur. C'est dans ce cadre que s'inscrit l'intérêt d'Hydro-Québec, principal producteur, transporteur et distributeur d'électricité dans la province, pour évaluer le potentiel de produire l'électricité à partir de la géothermie profonde. Ce projet représente une nouvelle démarche pour renforcer la politique citée et pour diversifier les ressources énergétiques québécoises. En ce sens, ce projet est considéré comme une alternative possible pour soutenir l'électricité de sources hydriques et diversifier en conséquent les ressources énergétiques de la province. Un projet pilote de géothermie permettrait de maîtriser la technologie de production de cette énergie et le savoir-faire nécessaire à sa prospection. C'est une occasion de former et de transmettre une connaissance capitale dans un domaine de recherche encore peu exploré.

De plus, la géothermie profonde est un secteur mal développé au Canada. Comparé aux autres pays en bordure de la ceinture de feu du Pacifique, comme les États-Unis et les Philippines, les ressources géothermiques profondes canadiennes ne sont pas encore exploitées. Malgré les ressources considérables de l'Ouest canadien et la géologie favorable de cette région, l'utilisation de la géothermie pour la production de

l'électricité reste inexistante. Un projet québécois, à l'Est du pays, serait sans doute une première tentative à utiliser ces ressources dans le pays.

1.2 Problématique

Les ressources géothermiques du Québec ne sont pas encore bien répertoriées. Quelques études, comme celle de Grasby et al. (2011), ont avancé des hypothèses et des prédictions sur un potentiel géothermique globalement favorable au Canada. D'autres auteurs évoquent l'existence des ressources géothermiques, conventionnelles ou non conventionnelles, dans l'Est du pays (Majorowicz et Minea 2012). Il est ainsi nécessaire d'acquérir de nouvelles connaissances pour mettre en évidence des éventuelles ressources exploitables afin d'évaluer d'une façon plus exacte le potentiel géothermique québécois.

Géographiquement, le potentiel géothermique des ressources profondes de la province n'est pas uniforme. Certaines régions montrent des indices favorables pour une éventuelle exploitation, comme la Gaspésie ou le bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) (Majorowicz et Minea 2012). D'autres régions, peu étudiées, présentent un potentiel modéré comme la région nord du Québec ou de l'île d'Anticosti. Pour une meilleure caractérisation, un programme d'acquisition de connaissances pour chaque zone d'intérêt a été établi. Ce travail fait partie des travaux destinés essentiellement à évaluer le potentiel géothermique du bassin des BTSL. Le niveau de connaissances associé aux ressources de ce bassin se situe au stade de l'exploration comme le reste de la province. Il existe des études antérieures visant l'évaluation du potentiel géothermique de ce bassin (Majorowicz et Minea 2012, Raymond et al. 2012), mais les informations disponibles sont insuffisantes pour installer un projet pilote. Les estimations du flux de chaleur et de la température en profondeur, faites à l'échelle de l'Amérique du Nord (Blackwell et Richards 2004a) ou sur l'ensemble du Canada (Jessop et Church 1991, Majorowicz et al. 2009, Majorowicz et Grasby 2010a, Majorowicz et Moore 2008) sont à une échelle trop régionale pour être utilisées dans la recherche d'un site spécifique. D'autres estimations, faites à l'échelle du bassin, fournissent des résultats et des modèles basés uniquement sur des valeurs de conductivité thermique moyenne pour chaque formation (Majorowicz et Minea 2012). Elles ne tiennent pas compte de l'hétérogénéité qui existe dans le sous-sol. L'incertitude de telles études demeure élevée.

1.3 Objectifs

L'objectif principal de cette étude consiste à fournir une estimation de la conductivité et de la capacité thermique massique des différentes unités du bassin des BTSL en utilisant plusieurs méthodes. Ces paramètres thermiques forment, à côté de mesures de température, l'élément de base pour la modélisation du transfert de chaleur et pour le calcul des réserves d'où l'importance de leur évaluation.

En premier lieu, la conductivité et la capacité thermique massique ont été estimées au laboratoire sur un nombre restreint d'échantillons récoltés sur le terrain et dans les puits d'exploration pétrolière.

Le deuxième objectif consiste à développer une méthode capable d'évaluer la conductivité thermique à partir de données diagraphiques. Cette méthode indirecte, combinée aux résultats du laboratoire, est utilisée pour tenter de réduire l'incertitude de l'estimation de ce paramètre pour l'ensemble du bassin des BTSL.

1.4 Revue de littérature

Cette partie présente brièvement le cadre théorique lié à la géothermie profonde destinée à la production de l'électricité. Elle permet d'introduire quelques notions de base pour faciliter la compréhension du reste du travail. En deuxième lieu, une présentation géologique du bassin des BTSL a été réalisée.

1.4.1 La géothermie profonde

L'énergie géothermique d'une façon générale est définie comme étant la chaleur stockée dans la terre (Anonymous 2000, Rogner et al. 2000). Ceci inclut l'énergie emmagasinée aussi bien dans la roche solide que dans le fluide interstitiel. Souvent, les ressources géothermiques sont classées en plusieurs catégories. 1) Les ressources hydrothermales : ce sont des nappes de fluide chaud à l'état vapeur et liquide qui circulent dans des roches perméables à une profondeur d'un à trois kilomètres (Clauser 2006). La température peut atteindre des valeurs supérieures à 350° C. 2) Les ressources géopressurisées sont des réservoirs de saumures de haute pression et température qui renferment des gaz comme le méthane. L'énergie stockée est à la fois de nature chimique, thermique et hydraulique. 3) Les ressources liées aux systèmes

HDR (*hot dry rock*) : des roches chaudes et sèches qui sont aussi capables de produire de l'énergie. L'absence de perméabilité naturelle fait que ces systèmes nécessitent une stimulation du réservoir avant toute exploitation. L'existence des systèmes HDR peut être liée aux ressources hydrothermales comme elle peut être due à une anomalie locale de flux de chaleur terrestre. Dans certains cas, lorsque des fluides sont présents avec une porosité faible, le système géothermique sera qualifié de HWR (*hot wet rock*). Les deux systèmes sont regroupés dans un terme général appelé système géothermique ouvragé, stimulé ou amélioré, selon les auteurs du domaine. Le terme *enhanced geothermal system*, EGS, est couramment utilisé en anglais. Au fil du temps, ce type de système est devenu une description pour tous les réservoirs à faible perméabilité qui nécessitent une stimulation avant exploitation. 4) Les ressources liées au magma : avec une température qui varie entre 700 et 1200° C, les poches magmatiques possèdent un potentiel énergétique élevé mais ils restent encore difficilement exploités.

Comme les ressources minérales et les combustibles fossiles, l'énergie géothermique stockée et classée selon la faisabilité d'exploitation économique et l'incertitude géologique. Ainsi, on définit les ressources géothermiques comme la fraction accessible de «la chaleur en place» qui peuvent être produites durant un intervalle de temps donné. Les réserves géothermiques sont la fraction des ressources géothermiques accessibles économiquement dans un proche avenir (Muffler et Cataldi 1978). À titre d'indication, les ressources accessibles de base évaluées à l'échelle mondiale par Rogner et al. (2000) sont de l'ordre de $6 \cdot 10^{23}$ J. Seulement $5 \cdot 10^{21}$ J, soit moins que 1%, est considéré comme des ressources, dont $5 \cdot 10^{20}$ J est estimé comme des réserves pour les 20 prochaines années.

La génération d'électricité à partir de la géothermie profonde est effectuée d'une façon similaire aux centrales traditionnelles thermiques. Elle nécessite techniquement un fluide, souvent la vapeur d'eau, pour actionner des turbines. La chaleur est extraite soit d'un réservoir à vapeur sèche soit d'un réservoir à vapeur saturée, quand une fraction liquide persiste. Avec un système EGS, la vapeur est générée artificiellement. Lorsque le réservoir est de basse à moyenne température, la vapeur d'eau est remplacée par un fluide secondaire à basse température d'ébullition. Cette amélioration est connue sous le nom du cycle organique de Rankine. Selon la nature de la vapeur utilisée et la température du réservoir, plusieurs types de centrales sont définis.

Centrales à vapeur naturelle

Ce type de centrale est utilisé lorsque le réservoir exploité renferme des eaux soit à l'état liquide ou à l'état gazeux. Si la fraction gazeuse domine le fluide du réservoir, la vapeur, surchauffée et sous pression, pourrait être utilisée directement pour faire fonctionner les turbines. La chaleur stockée dans la vapeur surchauffée est acquise grâce aux échanges thermiques avec le roc. Ceci donne une meilleure efficacité pour les centrales opérant avec une vapeur sèche que celles utilisant une vapeur saturante. À titre d'exemple, presque la moitié de la production mondiale de l'électricité par la géothermie est assurée par seulement six centrales de ce type : Lardarello et Monte Amiata en Italie, les Geysers aux États-Unis, Matsukawa au Japon, Kamojang et Darajaten en Indonésie. Du point de vue ingénierie, la centrale peut renfermer ou non un condenseur. Sans condenseur, la vapeur passe à travers la turbine puis elle est rejetée directement dans l'atmosphère. C'est une option facile et peu coûteuse. Pour la deuxième alternative, la vapeur est condensée dans une tour de refroidissement (Figure 1.1). Ceci permet d'abaisser la pression à la sortie de la turbine et d'augmenter ainsi la quantité d'énergie qui sera extraite de la vapeur passant à travers la turbine. Pour illustrer cet effet, la production d'un kWh d'électricité par exemple demande entre 15 et 25 Kg de vapeur sans condenseur et entre 6 et 10 kg avec un condenseur (Lund et al. 2003). Avec un réservoir à vapeur saturante, la conception de la centrale est différente. La vapeur saturante de l'eau ne pourrait pas être utilisée pour actionner directement les turbines. Un risque d'altération pour les équipements en est la cause. Des séparateurs sont ajoutés pour une fin de protection. Ce type de réservoir est le plus commun. La centrale de Wairakei en Nouvelle-Zélande et celle de Vallée impériale aux États Unis sont deux exemples qui fonctionnent suivant cette technologie.

À une certaine température minimale, les centrales à vapeur naturelle décrites ci-dessus deviennent non rentables. Les centrales géothermiques binaires permettent d'exploiter des réservoirs d'une température modérée allant jusqu'à 85° C (Clauser 2006, Figure 1.2). Ce type de centrale est constitué par deux circuits thermiques (Figure 1.2) : le premier relie le puits de production au puits d'injection où circulent des eaux ou des saumures chaudes dans une boucle fermée. Le deuxième circuit passe par la turbine et le condenseur et rejoint le premier circuit dans un échangeur thermique. Il fait intervenir

un fluide secondaire de nature organique, comme le propane (C_3H_8), l'isobutane (C_4H_{10}), le pentane (C_5H_{12}), ou d'autres fluides secondaires.

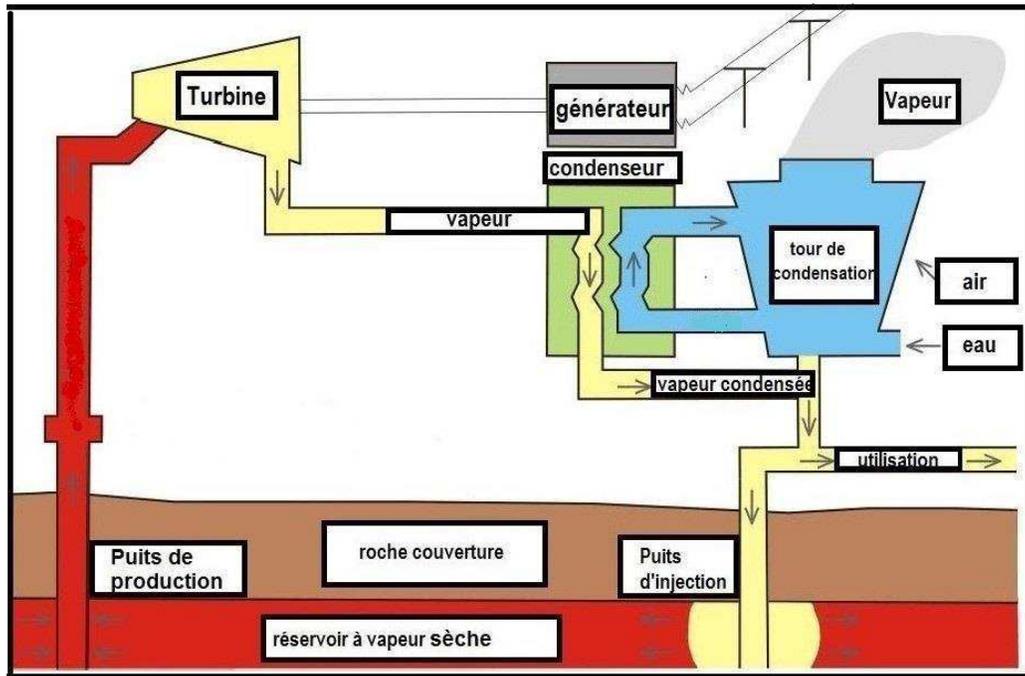


Figure 1.1: Schéma simplifié d'une centrale avec un réservoir à vapeur sèche d'après Trinnaman et al. (2004).

La chaleur extraite du fluide géothermique est utilisée pour évaporer le fluide secondaire dont la température d'ébullition est inférieure à celle de l'eau. Après avoir actionné la turbine, la vapeur est refroidie dans un condenseur. Les saumures refroidies dans le premier circuit sont soit déchargées dans un exutoire ou, plus couramment, réinjectées de nouveau dans le réservoir. Une centrale géothermique binaire demande une quantité d'eau de l'ordre de 400 Kg à une température de 85 à 150° C pour produire un KWh d'électricité (Barbier 2002). Parmi les centrales géothermiques binaires dans le monde, on peut citer celles de Wendel Hot Springs aux États-Unis ou de Bad Blumau et de Leyte aux Philippines.

En plus du cycle organique de Rankine, un autre cycle dit cycle de Kalina est utilisé aujourd'hui. Il fait intervenir à la place d'une solution organique un mélange d'eau et d'ammoniac (NH_3). Ce mélange possède des températures de vaporisation variables selon la fraction d'ammoniac. Une solution de 40% d'ammoniac est couramment utilisée mais peut baisser à 30% dans l'échangeur thermique puisque c'est l'ammoniac qui est turbiné. L'expérience a montré que cet effet permet d'améliorer considérablement

l'efficacité de la centrale de 10 à 20% (Clauser 2006). Cette technologie est utilisée à la centrale Husavik en Islande.

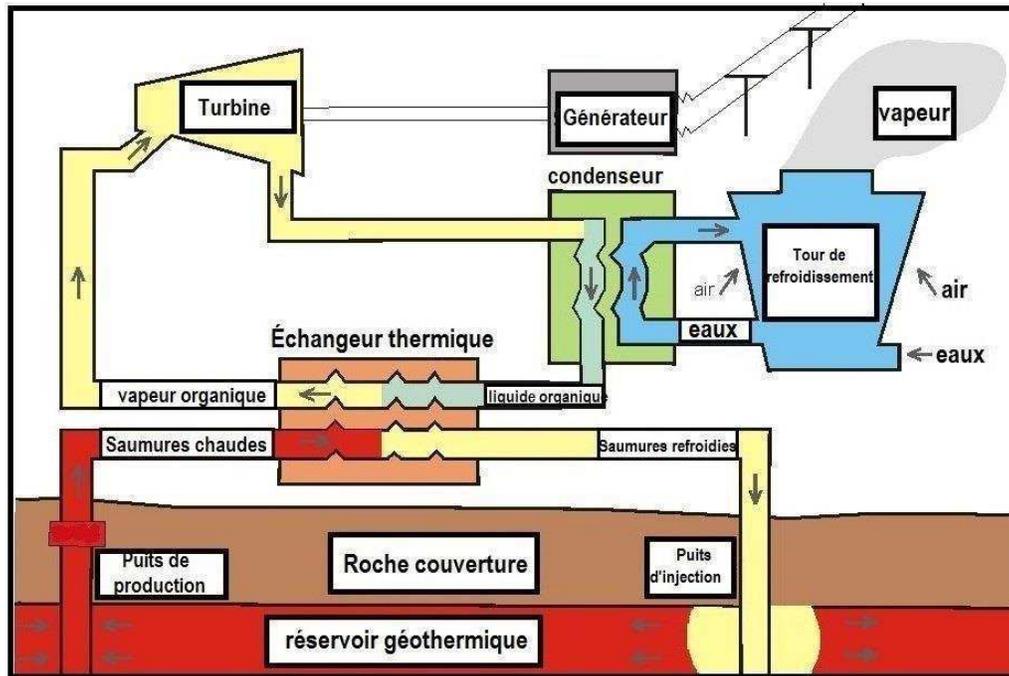


Figure 1.2: Schéma simplifié d'une centrale avec un réservoir de saumures chaudes d'après Trinnaman et al. (2004).

Réservoirs des systèmes géothermiques ouvragés

Les ressources géothermiques basées sur l'exploitation des réservoirs à vapeur naturelle sont limitées dans les zones de grandes activités tectoniques, soit les régions de subduction, les limites des plaques tectoniques et les rides médio-océanique. Leur exploitation est géographiquement restreinte. Le système ouvragé est une nouvelle technologie relativement récente inventée pour contourner cette contrainte. Le problème des perméabilités faibles qui limitent l'exploitation dans certains cas est résolue par la création d'une perméabilité artificielle par une fracturation hydraulique. Ainsi, tout milieu rocheux, accessible dans la croûte terrestre, avec une température suffisante pourrait accueillir un système ouvragé et produire de l'électricité. En pratique, deux à trois puits sont forés initialement espacés de quelques centaines de mètres. Ces puits qui communiquent avec le réservoir d'intérêt sont appelés puits d'injection. L'eau circule depuis les puits d'injection, à travers le réservoir EGS, pour rejoindre les puits de production. Des échanges thermiques se produisent lors de l'infiltration des eaux à

travers le milieu rocheux perméable et chaud. L'eau injectée retourne de nouveau vers la surface une fois réchauffée. Si la température est suffisamment élevée, l'eau peut se transformer en vapeur. Une grande importance est rattachée au réseau de fractures qui jouent le rôle d'échangeur thermique entre la roche et l'eau injectée. Au fil des années, plusieurs configurations ont été proposées et étudiées comme : 1) les réseaux de fractures verticales simples ou multiples testés dans le projet de Fenton Hill aux États-Unis (Brown et Duchane 1999) et celui Falkenberg en Allemagne (Figure 1.3 a, Jung 1989); 2) les réseaux de microfractures locales utilisés dans le projet de Rosemanowes au Royaume-Uni (Parker 1999) et à Ogachi et Hijiori au Japon (Kuriyagawa et Tenma 1999, Hori et al. 1999 et Figure 1.3 b); 3) les réseaux de fractures interconnectées ou de failles de réactivation, connus pour la centrale de Soultz-sous-Forêts en France (Baria et al. 1999, Figure 1.3 c) et la centrale Fjällbacka en Suède (Wallroth et al. 1999). Le contrôle du volume des roches fracturées et des dimensions du réseau peut se faire soit par la tomographie sismique active ou par la micro-sismique passive.

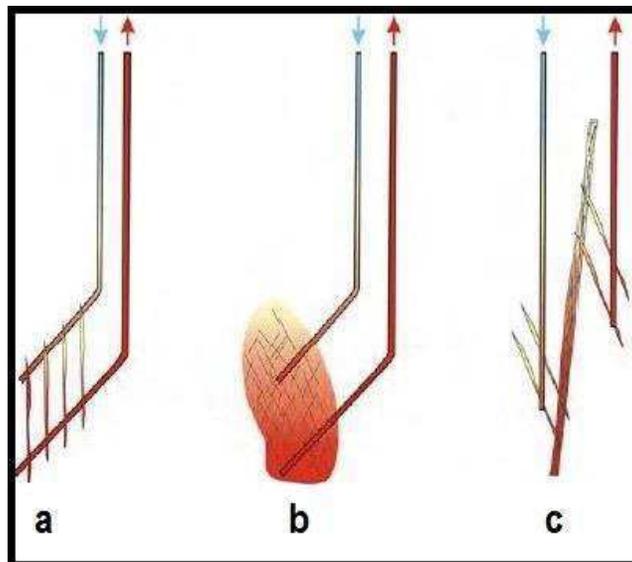


Figure 1.3: Quelques réseaux de fractures utilisés pour la stimulation des systèmes HDR (Jung et al. 2003)

La création d'une perméabilité artificielle nécessite une stimulation pour le réservoir géothermique. Ce processus cherche à créer des fractures interconnectées. Une bonne partie des techniques utilisées pour la stimulation des réservoirs EGS fait appel à une expertise déjà utilisée dans l'industrie pétrolière. Les méthodes les plus connues de stimulation sont : 1) la fracturation hydraulique qui consiste à injecter des fluides à un débit entre 10 et 100 l/s et une pression qui dépasse les 100 MPa; 2) la stimulation

chimique qui fait intervenir certains types d'acides; 3) la fracturation par des explosions contrôlées dans le réservoir. Néanmoins, certaines différences entre la stimulation des réservoirs géothermiques et pétroliers existent aussi. En premier lieu, la nature des roches à fracturer n'est pas la même dans les deux cas. Dans l'industrie pétrolière, la majorité des réservoirs sont constitués par de roches sédimentaires alors que les réservoirs EGS sont constitués souvent par des roches métamorphiques et ignées. Ces roches ont des propriétés rhéologiques et mécaniques différentes. En tenant compte de ces propriétés, la fracturation hydraulique dans les réservoirs pétroliers est capable généralement d'ouvrir des nouvelles fractures à des longueurs qui peuvent atteindre quelques centaines de mètres. Cependant dans un réservoir géothermique, le même processus tend plus à réactiver et à élargir les anciennes fractures que d'en créer de nouvelles (Clauser 2006). De plus, l'exploitation d'un système EGS demande un volume rocheux fracturé plus grand qu'un réservoir d'hydrocarbure (Clauser 2006).

1.4.2 Travaux antérieurs au Québec

Depuis plusieurs années, les travaux réalisés à l'échelle de l'Amérique du Nord ou sur l'ensemble du Canada ont été considérés comme les principales références sur la géothermie profonde au Québec. Ces études régionales ont été utiles pour définir un contexte global de la géothermie québécoise. Les travaux locaux (Majorowicz et Minea 2012, 2013 et 2015, Raymond et al. 2012, Bédard et al. 2014), publiés récemment, viennent détailler ce contexte.

Études régionales

Les premières études qui ont essayé de quantifier les ressources géothermiques nord-américaines remontent aux années quatre-vingt-dix avec la publication des premières cartes du flux de chaleur terrestre et de température par la société américaine de la géologie, «The Geological Society of America (GSA)» (Blackwell et Steele 1992). Ces cartes sont basées essentiellement sur des mesures de température in situ à l'équilibre. Blackwell et Richards ont publié en 2004 une mise à jour de ce travail. En plus des données utilisées dans la version précédente, Blackwell et Richards (2004a) ont ajouté des données issues de l'analyse des températures au fond des puits pétroliers. Au total, ils ont utilisé presque 2815 puits avec une évaluation du flux de chaleur terrestre pour

les États-Unis et 689 au Canada. Les puits pétroliers réinterprétés sont de l'ordre de 12211 pour les États-Unis et 239 pour le Canada. Blackwell et Richards (2004a) ont appliqué des corrections pour tenir compte de l'effet de refroidissement causé par la circulation de la boue de forage dans les puits. Ils ont utilisé pour cette fin une méthode empirique appelée méthode de Harrison (Harrison et al. 1983). Pour les calculs du flux de chaleur, des conductivités thermiques moyennes ont été considérées par région. Cette étude, quoiqu'elle touche de loin le cas québécois, reste parmi les premiers essais qui ont introduit l'utilisation des températures dans les puits pétroliers déjà forés pour le calcul du gradient géothermique et pour la quantification des ressources géothermiques. Grasby et al. (2011) ont publié une synthèse des différents aspects de la géothermie au Canada : le potentiel géothermique dans le pays, une estimation des ressources, les différentes technologies d'exploitation possibles, les aspects économique et environnemental de la géothermie au Canada. Ces auteurs ont concentré une partie de leur travail à détailler la géothermie profonde des bassins sédimentaires canadiens. Bien qu'ils ne désignent pas un bassin bien déterminé, ils évoquent que les ressources géothermiques des bassins sédimentaires sont généralement basses à modérées. À l'exception des études sur le potentiel géothermique des anciennes mines québécoises, les auteurs n'ont pas traité en détail la question de la géothermie dans cette province. La plupart des données qui peuvent être tirées de ce travail se présentent sous forme de cartes. Des cartes de température ont été présentées aussi bien pour les ressources thermiques superficielles, soit à 50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 250 m et 300 m, que pour les ressources profondes, soit à 3500, 6500 m et 10 000 m. Au Québec, la résolution ainsi que la couverture spatiale des données sont généralement insuffisantes pour évaluer le potentiel géothermique d'un petit bassin sédimentaire comme celui des BTSL. Une carte similaire a été préparée pour le gradient géothermique sur l'ensemble du Canada. Les valeurs varient entre 10 et 30° C/km pour l'ensemble de la province. Une carte pour le flux de chaleur terrestre qui ne couvre qu'une seule partie du Québec a aussi été présentée. Malgré la faible résolution, des valeurs du flux de chaleur entre 15 et 100 mW/m² ont été identifiées pour le Québec. Des conductivités thermiques moyennes par région ont été utilisées pour les calculs du flux de chaleur terrestre. Des valeurs entre 3 et 4.5 W/(m.K) ont été attribuées à la province de Québec.

Études locales

Parmi les premiers travaux qui ont traité du potentiel géothermique au Québec, on retrouve une étude publiée par Majorowicz et Minea en 2012. La démarche générale appliquée pour ce travail était largement inspirée des études régionales antérieures, mais sur une échelle plus restreinte. À l'instar de travaux de Blackwell et Richards (2004a), les auteurs ont basé leur analyse sur l'interprétation des données de température issues des puits d'exploration pétrolière disponibles dans la province. Au total, 979 puits ont été utilisés. Des corrections selon la méthode de Harrison et al. (1983), puis en utilisant la méthode SMU (Blackwell et Richards (2004b)), ont été appliquées sur les mesures de température au fond des puits. Les auteurs ont utilisé des valeurs de conductivité thermique et de production de chaleur moyennes pour l'extrapolation des températures en profondeur, soit de 1 à 4 W/(m.k) et de 1 à 1.2 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, respectivement. Majorowicz et Minea (2012) ont pu préparer ensuite une carte du flux de chaleur et des cartes de température pour les profondeurs suivantes : 4000, 5000, 6000 et 7000 m. Ils ont estimé la densité moyenne du flux de chaleur terrestre au Québec à 56.9 mW/m², légèrement inférieure à la moyenne canadienne évaluée à 64 mW/m². Les cartes de température qu'ils ont préparées montrent des températures supérieures à 150° C dans plusieurs localités du bassin et avec des profondeurs de l'ordre de 5000 à 6000 m. Ils ajoutent que dans le cas d'anomalies, la profondeur demandée pour atteindre cette température serait d'environ 4000 m. À la lumière de cette étude, Majorowicz et Minea (2012) désignent le sud du Québec comme étant la région qui possède le potentiel géothermique le plus favorable comparé au reste de la province. Ils indiquent que les bassins des BTSL et des Appalaches pourraient renfermer des ressources géothermiques hydrothermales liées aux aquifères chauds alors que le socle grenvillien est une cible potentielle pour un système géothermique ouvrages.

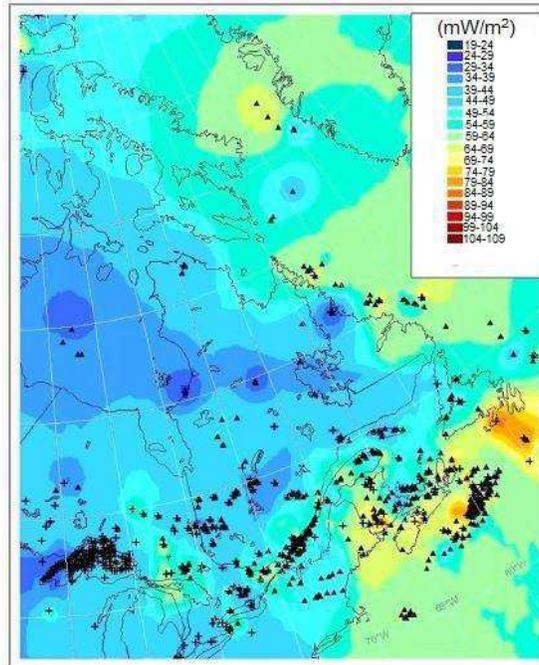


Figure 1.4: Carte de densité du flux de chaleur terrestre construite par la combinaison entre la carte de l'Amérique du Nord et les données d'Hydro-Québec (Majorowicz et Minea 2012).

Majorowicz et Minea ont publié en 2013 une deuxième étude qui traite uniquement du potentiel géothermique de la péninsule gaspésienne et des Iles de la Madeleine. Ils ont adopté la même méthodologie que précédemment. Les auteurs ont produit ainsi une carte de distribution de la température pour la région à 4000 m de profondeur. Ils ont identifié ensuite certaines zones dans la région avec un gradient de température de 5° C/100 m et une température de l'ordre de 110° C à une profondeur de 2000 m. Ils supposent pour expliquer ces anomalies potentielles une éventuelle remontée de saumures chaudes à travers un réseau de failles. Pour les Iles de la Madeleine, Majorowicz et Minea (2013) ont procédé par une simulation 2D de température pour analyser le potentiel géothermique de cette région. Les auteurs ont pu identifier le rôle majeur joué par le diapirisme des dômes de sel dans l'apparition de certaines anomalies locales aux Iles de la Madeleine. Ils mentionnent que les couches sédimentaires forment dans ce cas une couche isolante sur les dômes de sel connus comme un bon conducteur de chaleur. Cet effet cause une augmentation du gradient de température en marge des diapirs de sel et explique ainsi le résultat observé.

En parallèle, Raymond et al. ont publié en 2012 une première étude pour évaluer le potentiel géothermique du bassin des BTSL. Ils ont présenté des modèles géologiques 3D issus de la combinaison de données provenant des puits d'exploration pétrolière et

d'informations provenant des sections sismiques disponibles. Ce modèle a été utilisé ensuite pour cartographier la profondeur du toit des formations géologiques d'intérêt à savoir les formations de Cairnside et de Covey Hill ainsi que le socle du Grenville. Les auteurs indiquent que les formations du Groupe de Potsdam (Cairnside et Covey Hill) pourraient être considérées comme un réservoir géothermique potentiel à basse température. Des mesures de température non corrigées dans certains puits d'exploration pétrolière viennent soutenir cette hypothèse où une valeur de 99° C a été enregistrée à 3100 m au sud-est du bassin. Cette température perturbée par la circulation de la boue de forage est potentiellement plus froide que la température du roc à l'équilibre. Raymond et al. (2012) ont rappelé aussi que le socle cristallin reste une cible favorable pour un système géothermique ouvragé. Ils ont souligné le rôle que pourrait jouer certaines couches du bassin quant au piégeage de la chaleur en profondeur. Pour ces derniers auteurs, les groupes de Loraine, de Saint-Rosalie et d'Utica, à dominance d'argile et de silt, peuvent former avec leur basse conductivité thermique une couverture pour les réservoirs potentiels désignés. Pour l'exploitation des ressources hydrothermales, Raymond et al. (2012) ont proposé que des centrales binaires hybrides soient adaptées pour le Québec. Ces dernières centrales constitueraient une alternative pour exploiter des ressources à des températures modérées (Borsukiewicz-Gozdur 2010). Enfin, Raymond et al. suggèrent de collecter plus de données afin de mieux évaluer le flux de chaleur dans le but de réduire l'incertitude liée aux prédictions de la température du sous-sol. Pour la technologie d'exploitation proposée, une simulation thermodynamique est nécessaire selon les mêmes auteurs pour démontrer son efficacité économique.

À la lumière de ces recommandations, Bédard et al. (2014) ont réalisé une correction des mesures de température collectées dans le fond des puits d'exploration pétrolière du bassin des BTSL. Cette étude tend à réduire l'incertitude liée à l'évaluation de température en profondeur. Bédard et al. (2014) ont effectué des corrections suivant deux méthodes : une empirique, celle de Harrison qui a été déjà appliquée par Majorowicz et Minea (2012), et une autre analytique dite de Horner (Horner 1951, Goutorbe et al. 2006). Au total, 125 corrections ont été réalisées dans 82 puits. Les auteurs ont calculé ensuite les gradients géothermiques maximaux et minimaux avec chaque méthode. Ils ont trouvé des valeurs entre 1.4 et 3.7° C/100 m pour la méthode de Harrison et entre 1.4 et 2.4° C/100 m pour la méthode de Horner. En comparant ces résultats, Bédard et al. (2014) déduisent que la méthode de Harrison produit la

correction la plus élevée. La méthode de Horner nécessite plus de mesures ce qui la rend, selon Bédard et al. (2014), difficilement applicable à l'ensemble du bassin.

Récemment, Majorowicz et Minea (2015) ont publié une nouvelle étude où ils ont traité sur plusieurs plans de la faisabilité d'exploitation des ressources géothermiques au Québec. Des analyses des aspects géologique, économique et environnemental ont été présentées. Ils ont préparé cette fois des cartes décrivant les profondeurs nécessaires pour atteindre des températures de 80 à 120° C, soit les plus basses températures favorables pour une production de chaleur et d'électricité à une profondeur raisonnable. Ils privilégient une deuxième fois le sud de la province pour une potentielle exploitation. Ils désignent plus précisément des zones jugées favorables comme la région de Trois-Rivières ou celle de Sherbrooke. En fixant certains paramètres d'exploitation, soit la capacité thermique massique du fluide de transfert, le débit de pompage, la température du fluide après injection, ils parviennent à prévoir plusieurs scénarios possibles d'exploitation. Pour la faisabilité économique, Majorowicz et Minea (2015) ont pu définir une fonction capable de prédire le coût de la production. En se basant sur cette fonction, ils ont comparé la rentabilité économique de la production d'électricité à partir de la géothermie profonde selon les régions, soit le nord ou le sud du Québec, et avec d'autres sources d'énergie, soit principalement les hydrocarbures. Ils ont trouvé ainsi qu'une éventuelle production vers le sud québécois semble être plus optimale géographiquement. Ils ajoutent qu'à un certain débit de pompage, la production de l'énergie thermique pourrait être plus compétitive que le pétrole au Québec. Pour le volet environnemental, les auteurs ont précisé qu'une production optimisée avec une température de 120° C et un débit de 80 kg/s, il serait possible d'empêcher l'émission de $4 \cdot 10^4$ tonnes de CO₂ par année dans l'atmosphère.

1.5 Cadre géologique du bassin des BTSL

Le bassin sédimentaire des BTSL est situé au sud-est du Québec (dans l'est du Canada). Il forme une bonne partie de la province géologique de la plate-forme du Saint-Laurent (Brisebois et Brun 1994). Ce bassin est limité vers le nord-ouest par une discordance majeure qui le sépare du Bouclier canadien et vers le sud-est par la ligne Logan qui le sépare du domaine appalachien (Figure 1.5). C'est un vaste synclinal de structure à double plongée vers le nord-est et le sud-ouest qui couvre environ

20 000 km² de superficie. Il mesure presque 113 km de largeur vers le sud et se rétrécit vers le nord pour atteindre 3 à 4 km seulement près de la ville de Québec (Figure 1.5).

Les quelques dizaines de puits d'exploration pétrolière qui ont été forés depuis le dernier siècle et les travaux de terrain (Clark et Globensky 1976 a b c, Globensky 1987) ont permis de définir le contexte géologique du bassin sédimentaire. Sa colonne stratigraphique, qui cumule parfois plus que 3000 m d'épaisseur au sud-est, est formée par des roches peu déformées (légèrement plissées et localement faillées). Les dernières études divisent le bassin en neuf groupes (Figure 1.7). On trouve à la base le Groupe de Potsdam constitué par des grès et des conglomérats, d'âge Cambrien-Ordovicien inférieur. Il correspond à un milieu de dépôt peu profond. Il est divisé à son tour en deux formations : Covey Hill à la base et Cairnside au sommet. La première formation d'une puissance qui pourrait atteindre 518 m est constituée essentiellement par des grès feldspathiques avec des zones conglomératiques à la base (Clark 1972). Le Covey Hill montre une cimentation légère à dense ainsi que des valeurs de porosité et de perméabilité plus élevées, dans certaines localités, que le reste du bassin. Des moyennes entre 3.77 % et 6.09 % et entre 0.12 mD et 0.24 mD ont été enregistrées, respectivement, pour la porosité et la perméabilité (Bédard et al. 2012, Tran Ngoc et al. 2014). Moins épaisse (presque 244 m), la Formation de Cairnside est composée par des grès quartziques bien triés et localement bien cimentés (Globensky 1987). Les deux formations sont désignées par plusieurs auteurs comme des réservoirs potentiels et notamment en géothermie (Raymond et al. 2012, Nasr et al. 2015).

Le Groupe de Potsdam est surmonté par le Groupe de Beekmantown qui est formé par des dolomies et des grès dolomitiques d'âge Ordovicien inférieur à moyen. Le groupe est divisé en deux formations : Theresa et Beauharnois. La Formation de Theresa se présente comme une succession de grès quartzitique, de grès dolomitique et de dolomie massive d'origine marine. La puissance moyenne de cette formation est de 153 m. La Formation de Beauharnois est constituée par des dolomies grises à beiges, des niveaux de grès dolomitiques, et un shale dolomitique contenant des cavités remplies de calcite, de gypse et d'halite (Clark 1972, Globensky 1987). Elle cumule une puissance de 305 m.

Plus haut dans la séquence stratigraphique des BTSL, on trouve les groupes de Chazy, de Black River et de Trenton d'âge Ordovicien moyen à supérieur. Ils sont composés par différents types de calcaire (gréseux pour les deux premiers, argileux pour le

dernier) et correspondent à un milieu marin peu à moyennement profond. Les épaisseurs de ces groupes sont assez différentes : 100 m pour le Groupe de Chazy, 30 m pour le Groupe de Black River et 250 m pour le Groupe de Trenton. Ces groupes sont subdivisés en plusieurs formations et membres (Globensky 1987).

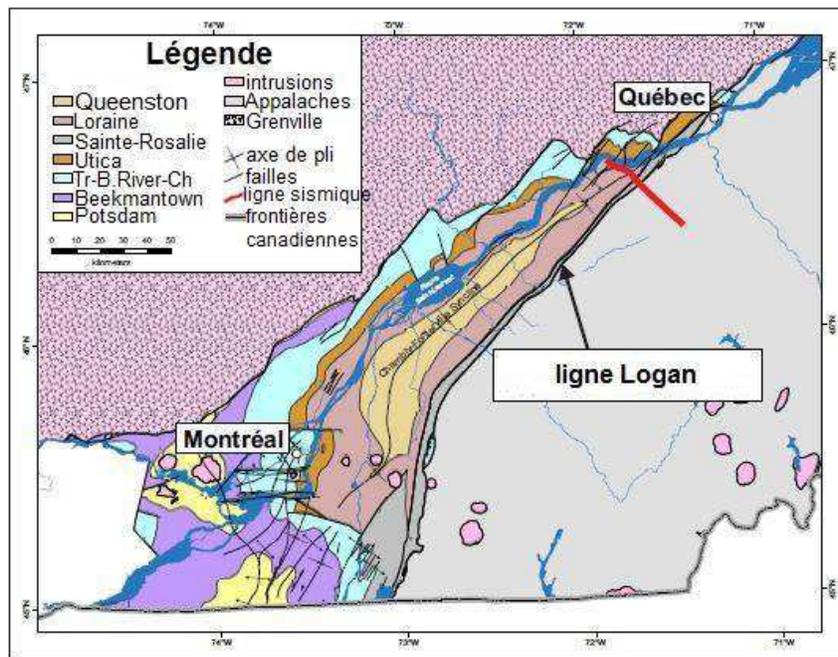


Figure 1.5: Carte géologique du bassin sédimentaire des BTSL d'après Globensky (1987).

Les trois groupes de Chazy, de Black River et de Trenton sont surmontés directement par un shale noir typique : le Shale d'Utica. Parfois bitumineuse, cette unité, d'âge Ordovicien supérieur, correspond à un niveau marin profond. L'Utica fait en moyenne 120 m d'épaisseur. Les groupes vers le sommet de la colonne stratigraphique sont ceux de Lorraine, de Sainte-Rosalie et de Queenston. Ils sont formés par des shales (gris ou rouges), des grès, des siltstones et du calcaire. Dans l'histoire de l'évolution du bassin, les deux premiers groupes correspondent à des turbidites syn-orogéniques alors que le dernier correspond à une molasse post-taconienne (Globensky, 1987, Lavoie, 1994). D'âge Ordovicien supérieur, ces unités sont les plus puissantes en épaisseur. Beaucoup d'auteurs les désignent avec le Shale d'Utica comme des couches de couverture (Raymond et al. 2012).

Finalement, l'ensemble du bassin des BTSL repose en discordance sur le socle cristallin du Grenville. Les roches du socle contiennent beaucoup de minéraux feldspathiques et du quartz.

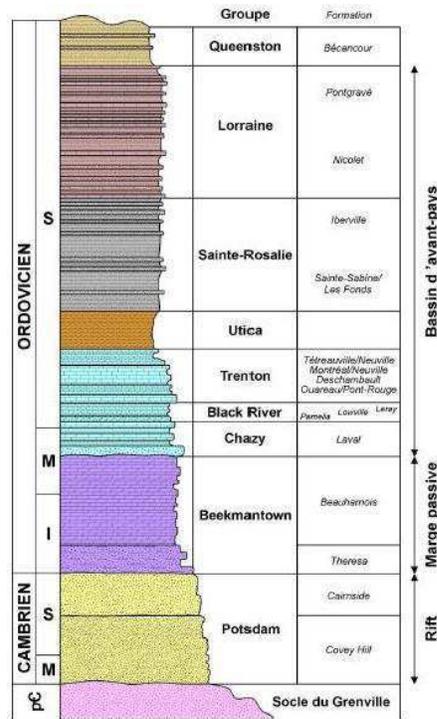


Figure 1.6: Colonne stratigraphique des BTSL, adaptée de Hofmann (1972), Globensky (1987), Salad Hersi et al. (2003) et Comeau et al. (2004).

Sur le plan structural, le bassin des BTSL montre plusieurs types d'accidents tectoniques témoignant chacun d'une phase précise de déformation. Parmi les accidents les plus présents dans le bassin, on retrouve sans doute le réseau de failles normales qui affecte le socle et l'ensemble des unités stratigraphiques. On arrive à l'identifier presque dans toutes les sections sismiques interprétées du bassin (Figure 1.7). Chronologiquement, l'existence de ces failles remonte à une extension pré-taconienne. L'orientation de ces failles normales est NE-SO entre Québec et Drummondville, NNE-SSO au sud-ouest du bassin et parfois E-O à ESE-ONO entre Montréal et le Lac Champlain. Ces failles ont joué un rôle majeur durant le dépôt des groupes de Trenton et d'Utica. Des indices d'un contrôle sédimentaire ont été déterminés sur le terrain pendant la compression taconienne (Lavoie 1994, Mehrtens 1988a, 1988b, Beaulieu et al. 1980). L'effet de l'orogénie taconienne est présent dans le bassin à travers des structures compressives et des séries de décrochements obliques. Certains auteurs interprètent ces failles comme des néoformations alors que d'autres les décrivent comme les résultats de la réactivation des anciennes failles normales (Malo et al. 2001). L'inversion taconienne pour le bassin des BTSL est exprimée par la reprise des failles normales en failles inverses. Des chevauchements tardifs ont été aussi attribués à cette

phase d'inversion. Plus tard, l'orogénèse acadienne a eu peu d'effet sur la plate-forme du Saint-Laurent. Certaines études ont pu démontrer récemment l'existence des failles normales et des décrochements, orientés NO, attribués à cette phase (Sasseville et al. 2008). Après l'Ordovicien, d'autres déformations tectoniques, soient des décrochements, ont été retrouvées (Paradis et Faure, 1994, Faure et al. 1996a, 1996b, 2004). Des intrusions ont été aussi enregistrées pendant le Mésozoïque. Eby (1984) et Bédard (1985) les ont attribués à l'ouverture de l'océan Atlantique. Ces intrusions ont permis l'apparition d'un métamorphisme de contact qui a affecté les roches du bassin des BTSL.

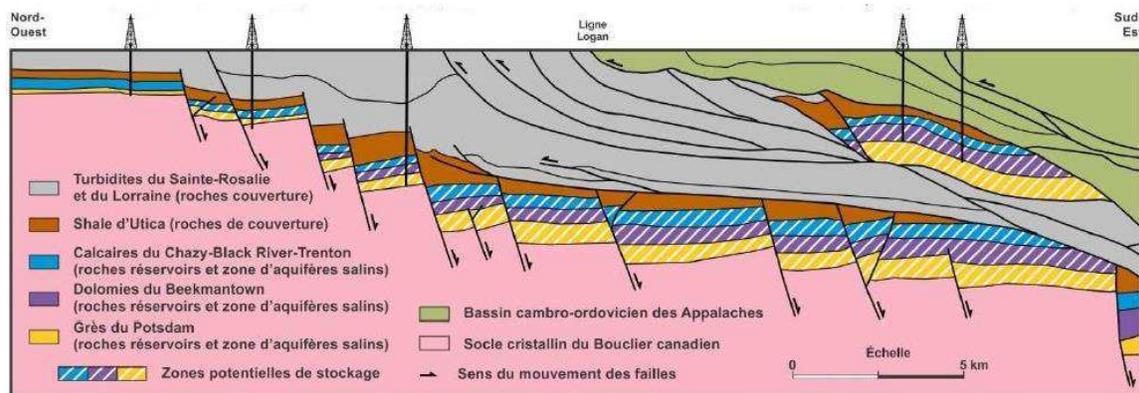


Figure 1.7: Section sismique interprétée pour le bassin des BTSL avec les réservoirs potentiels, les couches couvertures et certains puits pétroliers adaptée de Castonguay et al. (2010)

1.6 Structure du mémoire

Le présent document comporte quatre grands chapitres. Le premier est consacré à l'introduction générale et cherche à détailler le contexte du projet et les objectifs visés. Il comporte aussi une revue de littérature expliquant quelques généralités sur la géothermie profonde. Les études antérieures qui traitent du cas québécois y sont aussi incluses. Il s'achève enfin par une présentation géologique du bassin étudié.

Le corps du mémoire est constitué par deux chapitres, en plus de celui-ci qui concerne la revue de littérature. Le deuxième chapitre porte sur l'analyse des propriétés thermiques réalisées en laboratoire. Il est formé par une version modifiée d'un article publié dans les actes de la conférence GéoQuébec 2015 (Nasr et al. 2015). Le cadre géologique du bassin des BTSL, initialement présent dans l'article, a été déplacé dans le premier chapitre dans la même section afin d'harmoniser le mémoire et d'éviter la redondance des textes. Le troisième chapitre traite en détail de l'approche diagraphtique.

Il présente son apport pour calculer la conductivité thermique en continu et pour minimiser l'incertitude de résultats. Le corps de chaque chapitre a été structuré en deux parties de manière à avoir une section pour la méthodologie et une autre pour les résultats. Le dernier chapitre est consacré aux conclusions : il discute de l'atteinte des objectifs fixés, des limites de ce travail et des travaux futurs à entreprendre.

2 ÉVALUATION EN LABORATOIRE DES CARACTÉRISTIQUES THERMIQUES DU BASSIN SÉDIMENTAIRE DES BASSES-TERRES DU SAINT LAURENT

2.1 Introduction

Mises à part les ressources énergétiques fossiles (gaz ou pétrole), un bassin sédimentaire peut renfermer une autre source d'énergie importante : la géothermie. Visée comme une source alternative durable pour diversifier les apports énergétiques et réduire les émissions de gaz à effet de serre, l'énergie géothermique est considérée dans les balances énergétiques de plusieurs pays. Les premiers succès de certains prototypes issus des bassins sédimentaires (Soultz-sous-Forêts en France, Landau et Insheim en Allemagne) ont favorisé le développement des recherches scientifiques dans ce domaine (Forster 2010, Fuchs et Forster 2014, Forster et al. 2006, 2010, Hartmann et al. 2005, 2008, Clauser 2006, 2014 a et b).

Dans ce contexte, la plateforme des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) fait l'objet d'études scientifiques visant la quantification du potentiel géothermique de ce bassin sédimentaire. Malgré leur grande échelle, les études faites sur l'ensemble de l'Amérique du nord ou du Canada ont été considérées longtemps comme les seules estimations connues des ressources géothermiques québécoises (dernièrement Grasby et al. 2011). À l'échelle provinciale, les travaux de Majorowicz et Minea (2012) représentent les premières études qui ont traité en détail du potentiel géothermique au Québec. Ils ont démontré l'existence des ressources géothermiques (conventionnelle ou non), au niveau du bassin des BTSL et dans le domaine appalachien. Les résultats présentés suggèrent une température $T > 120^{\circ}\text{C}$ dans plusieurs endroits du bassin à une profondeur de 4 km. Par ailleurs, Raymond et al. (2012) ont défini les détails d'une exploitation éventuelle : ils ont identifié le Groupe de Potsdam comme un possible réservoir géothermique conventionnel de basse température ($T > 80^{\circ}\text{C}$ à 3km) et le socle précambrien comme une cible potentielle pour les systèmes géothermiques ouvrés (EGS; *enhanced geothermal system*). Ils ont également identifié le rôle joué par certaines formations géologiques thermiquement isolantes (Utica, Sainte-Rosalie, Lorraine) quant au piégeage de la chaleur dans les formations sous-jacentes. Malgré la contribution

originale de tels travaux, l'incertitude liée à l'analyse du potentiel géothermique des BTSL demeure élevée puisqu'une quantification des propriétés thermiques affectant les processus de transfert de chaleur dans le roc n'a pas été réalisée. L'objectif principal de notre travail est de fournir une évaluation en laboratoire des paramètres physiques d'intérêt, soit la conductivité et la capacité thermique massique. Cette étude vise ainsi à obtenir pour la première fois une caractérisation thermostratigraphique complète des BTSL.

2.2 Méthodologie et principe de base

Durant cette étude, l'évaluation des propriétés thermiques du bassin des BTSL a été faite sur des échantillons de surface. Les mesures ont été réalisées en laboratoire sauf pour certaines argiles de l'Utica qui montre un caractère friable qui rend ainsi l'échantillonnage difficile. Le choix d'exclure les mesures in situ est dicté par le fait que les agents météorologiques comme la température, le vent et l'humidité peuvent influencer considérablement les résultats. Par ailleurs, une campagne a été programmée pour échantillonner une collection représentative de toute la colonne stratigraphique du bassin des BTSL. Pour cela, les échantillons ont été ramassés soigneusement sur les affleurements-types pour chaque formation étudiée dans la région-type où elles ont été définies. Un à trois échantillons ont été prélevés par affleurements afin d'assurer une représentativité de toute la colonne stratigraphique. Lorsque possible, la collecte des échantillons de différents affleurements a été favorisée. Sur la cinquantaine d'échantillons ramassés, la conductivité thermique a été mesurée à l'aide d'une sonde à aiguille alors que la capacité thermique massique a été estimée grâce aux fractions minéralogiques décrites sur des lames minces.

2.2.1 Évaluation de la conductivité thermique

La conductivité thermique est une propriété physique régissant la diffusion de la chaleur en régime permanent. Elle définit la quantité de chaleur par unité de temps qui circule à travers une section transversale unitaire le long d'une unité de distance par unité de gradient de température (Clauser 2014b). Cette grandeur peut être évaluée soit par des méthodes directes soit par des méthodes indirectes.

Méthode directe

Pour la quantification directe de la conductivité thermique des échantillons, nous avons utilisé une technique de mesure appelée méthode de la sonde à aiguille. C'est une méthode standardisée sous la norme ASTM D5334 publiée en 2008. Elle consiste à insérer dans l'échantillon un élément chauffant que l'on suppose de longueur « infinie » et à analyser l'évolution de la température en fonction du temps. Dans notre cas, l'élément chauffant est une aiguille métallique d'un diamètre de 3.8 mm et d'une longueur de 60 mm. L'enregistrement de la température se fait à l'interface échantillon/sonde. La conductivité thermique est déduite ensuite à partir de l'analyse du thermogramme (courbe de l'évolution de la température en fonction du temps). En effet, considérant un échantillon homogène et isotrope, la variation de la température à l'interface de l'aiguille en phase de chauffage peut être reproduite avec l'équation de la ligne-source infinie (Figures 2.1 et 2.2 et norme ASTM D5334-08):

$$\Delta T(R_s, t) = \frac{-q}{4\pi\lambda} Ei\left(\frac{-R_s^2}{4at}\right) \quad (1.1)$$

où a (m^2/s) est la diffusivité thermique, t est le temps (s), R_s (m) est le rayon de la sonde, q (W/m) est la puissance injectée par unité de longueur et λ est la conductivité thermique (W/(m.K)). Ei est l'intégrale exponentielle définie par :

$$Ei(x) = \int_{-\infty}^x \frac{e^t}{t} dt = \gamma + \ln(x) + x + o(x^2) \quad (1.2)$$

où γ est la constante d'Euler. Développant l'équation 1.1 en série de Taylor-Young, on retrouve l'équation 1.3 (Rigacci, s.d) :

$$\Delta T(R_s, t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[\ln\left(\frac{4Dt}{R_s^2} e^\gamma\right) + \frac{R_s^2}{4at} + o\left(\frac{R_s^4}{(4at)^2}\right) \right] \quad (1.3)$$

Pour des temps longs, le thermogramme présente une tendance asymptotique qui est évaluée selon une simplification de l'équation 1.3 :

$$\Delta T(t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \ln(t) + \frac{q}{4\pi\lambda} \ln\left(\frac{4a}{R_s^2}\right) \quad (1.4)$$

Seule la partie asymptotique de la courbe de température en chauffage est utilisée pour déterminer la conductivité thermique. Ceci permet de minimiser l'effet de la résistance

thermique au contact de l'aiguille sur le résultat final de mesure. Ainsi, pour chaque essai, la pente α de l'asymptote du thermogramme est ajustée avec la méthode des moindres carrés (Figure 2.2) et la conductivité thermique est déterminée selon la formule

$$\lambda = \frac{q}{4\pi\alpha} \quad (1.5)$$

À noter que non seulement la courbe de chauffage peut être analysée, mais aussi la courbe de restitution de température. En effet, après un laps de temps t_1 , le chauffage est arrêté. La phase du refroidissement commence. Le retour de la température à l'équilibre est régi par l'équation suivante (norme ASTM D5334-08) :

$$\Delta T(R_s, t) = \frac{-q}{4\pi\lambda} \left[Ei\left(\frac{-R_s^2}{4at}\right) + Ei\left(\frac{-R_s^2}{4a(t-t_1)}\right) \right] \quad (1.6)$$

Suivant la même démarche appliquée sur l'équation 1, on arrive à exprimer aussi la valeur de la conductivité thermique pour la phase de restitution. De ce fait, la valeur de conductivité thermique attribuée sera une moyenne des valeurs déterminées pour chaque palier du thermogramme (Figure 2. 1). L'appareil de mesure utilisé est capable de traiter numériquement les données recueillies dans les deux phases pour afficher enfin la valeur de la conductivité thermique. Cette valeur est corrigée ensuite par un coefficient de calibration déterminé par une mesure d'essai sur un étalon selon la norme ASTM D5334-08. Qualifiée d'une méthode en régime transitoire, les mesures réalisées grâce à cette technique ont une erreur relative de l'ordre de 10%. Certaines mesures ont été effectuées sur des échantillons saturés en eau lorsque les échantillons présentent une porosité apparente. D'autres mesures ont été réalisées sur une pâte formée d'eau et de roche réduite en poudre. Cette alternative a été utilisée pour les échantillons friables dans lesquels il est impossible de percer un trou, comme les shales. Seulement la conductivité thermique de la fraction solide est accessible avec cette technique puisque les échantillons ont été broyés et la porosité de la pâte n'est pas caractéristique de celle observée pour les échantillons de roc. Rappelons enfin que toutes les mesures ont été effectuées à une température et une pression atmosphérique ambiantes.

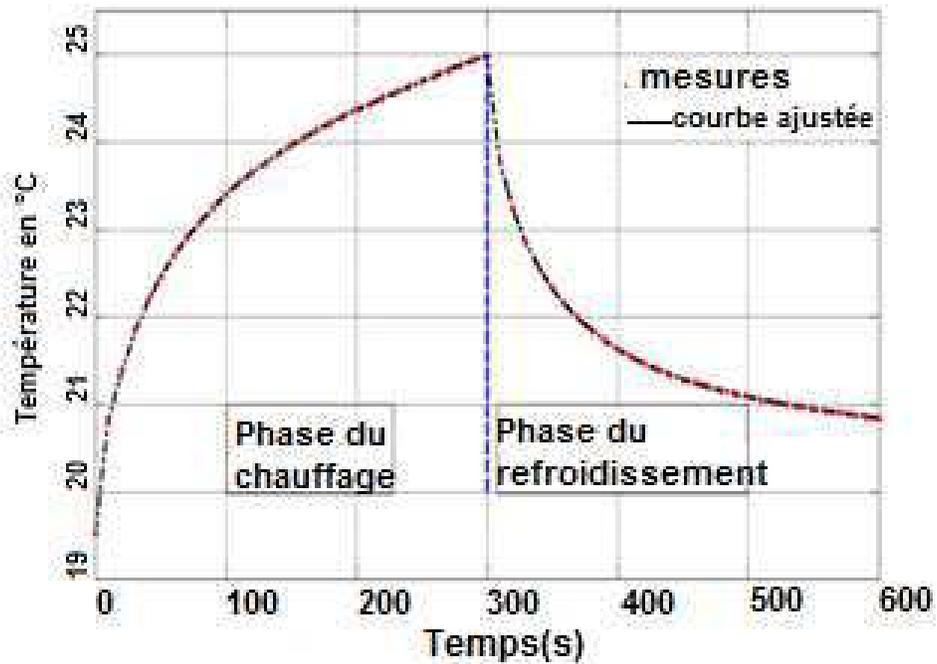


Figure 2.1: Thermogramme d'un essai de mesure avec la sonde à aiguille.

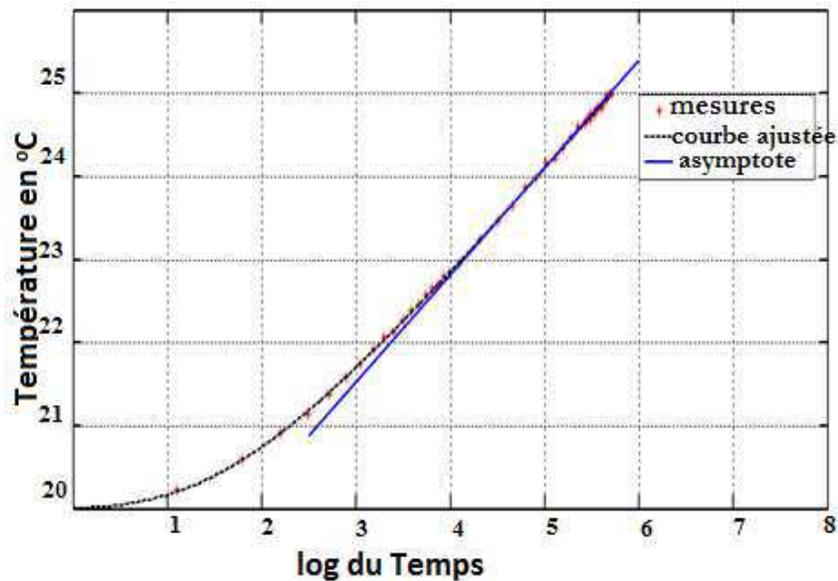


Figure 2.2: Détermination de la conductivité thermique à partir du thermogramme, cas de l'étalon, $\lambda=0.369\text{W}/(\text{m.K})$

Méthode indirecte

Un calcul de la conductivité thermique selon la composition minéralogique et la porosité peut également être réalisé en identifiant les fractions et la nature des phases liquide et

solide (Clauser 2006). Cette alternative permet d'identifier les facteurs qui influencent la conductivité thermique, comme les minéraux et la porosité, en plus de vérifier si les valeurs mesurées concordent avec les proportions identifiées. La fiabilité de cette méthode dépend de deux facteurs : la précision avec laquelle la minéralogie est déterminée et le choix de modèle adopté pour calculer la conductivité thermique. Pour notre projet, la minéralogie ainsi que la porosité de chaque échantillon ont été évaluées à partir d'observations microscopiques faites sur des lames minces et la méthode peut-être qualifiée de semi-quantitative. C'est une méthode relativement simple, rapide et peu coûteuse. En pratique, la minéralogie de chaque échantillon est réduite seulement aux teneurs des minéraux suivants : le quartz, la calcite, la dolomie, les minéraux argileux et les feldspaths. Concernant le modèle adopté pour calculer la conductivité thermique, une moyenne géométrique a été utilisée. C'est un modèle simple qui a montré une différence inférieure à 6% lorsque comparée aux mesures de laboratoire, surtout pour les structures où les pores communiquent bien (Clauser 2014b). Mathématiquement, la prédiction de la conductivité thermique par une moyenne géométrique se fait selon :

$$\ln(\lambda) = \sum_{i=1}^n V_i \times \ln(\lambda_i) \quad (1.7)$$

Où V_i et λ_i sont respectivement la fraction volumique et la conductivité thermique de chaque composante (i) constituant l'échantillon. Les valeurs λ_i sont celles des minéraux à l'état pur. De ce fait, il y a une légère tendance à surestimer la conductivité thermique avec cette méthode.

2.2.2 Évaluation de la capacité thermique massique

La capacité thermique massique (C_p en $J/(kg.k)$) est la quantité de chaleur nécessaire pour élever la température d'un degré d'une masse unitaire de roche (Clauser 2014a). C'est une grandeur extensive. Elle peut être déterminée par une moyenne arithmétique pondérée entre les différentes phases solide et liquide du roc (Waples et Waples 2004 a et b):

$$C_p = \frac{\rho_{sd} C_{p_{sd}} (1 - \varphi) + \rho_w C_{p_w} \varphi}{\rho_{rock}} \quad (1.8)$$

où Cp_{sd} et Cp_w (J/(kg.k)) sont, respectivement, les capacités thermiques des phases solide et liquide (eau), ρ_{sd} , ρ_w et ρ_{rock} (g/cm³) sont les masses volumiques du squelette solide, de l'eau et de la roche et φ est la porosité.

À son tour, la capacité thermique massique de la phase solide peut être déterminée par une moyenne arithmétique des différents minéraux constituant la roche (équation 1.9).

$$Cp_{sd} = \sum_{i=1}^n V_i \times Cp_i \quad (1.9)$$

Dans l'équation 1.9, Cp_i (J/(kg.k)) est la capacité thermique massique de chaque minéral (i) constituant la roche (Waples et Waples 2004 a et b). La fraction massique de chaque minéral a été déterminée à partir des observations faites sur des lames minces.

2.3 Résultats

2.3.1 Conductivité thermique

Distribution de la conductivité thermique dans les BTSL

Les conductivités thermiques déterminées en laboratoire sur un ensemble de 47 échantillons montrent des valeurs allant de 1.9 W/(m.K) jusqu'à 6.9 W/(m.K). Spatialement, la conductivité thermique est corrélée localement aux unités géologiques (Figure 2.3). La première conséquence de cette corrélation est la répartition non uniforme de la conductivité thermique en surface : les valeurs les plus élevées sont localisées principalement vers le sud-ouest où des formations gréseuses affleurent en surface. Le reste de l'étendue géographique du bassin des BTSL montre des valeurs de conductivité modérées en surface.

La deuxième conséquence de cette corrélation est la variation de la conductivité thermique sur des courtes distances. Cet effet est plus remarquable de part et d'autre de l'axe du synclinal, aux extrémités des flancs. En effet, en fonction du pendage des couches, les formations seront plus étroites engendrant un changement plus rapide en surface de la lithologie ainsi qu'une variation de la conductivité thermique.

La direction NE-SO des formations parallèlement à l'axe du synclinal induit aussi une sorte d'anisotropie spatiale : la conductivité thermique varie plus selon la direction NO-SE que selon celle NE-SO.

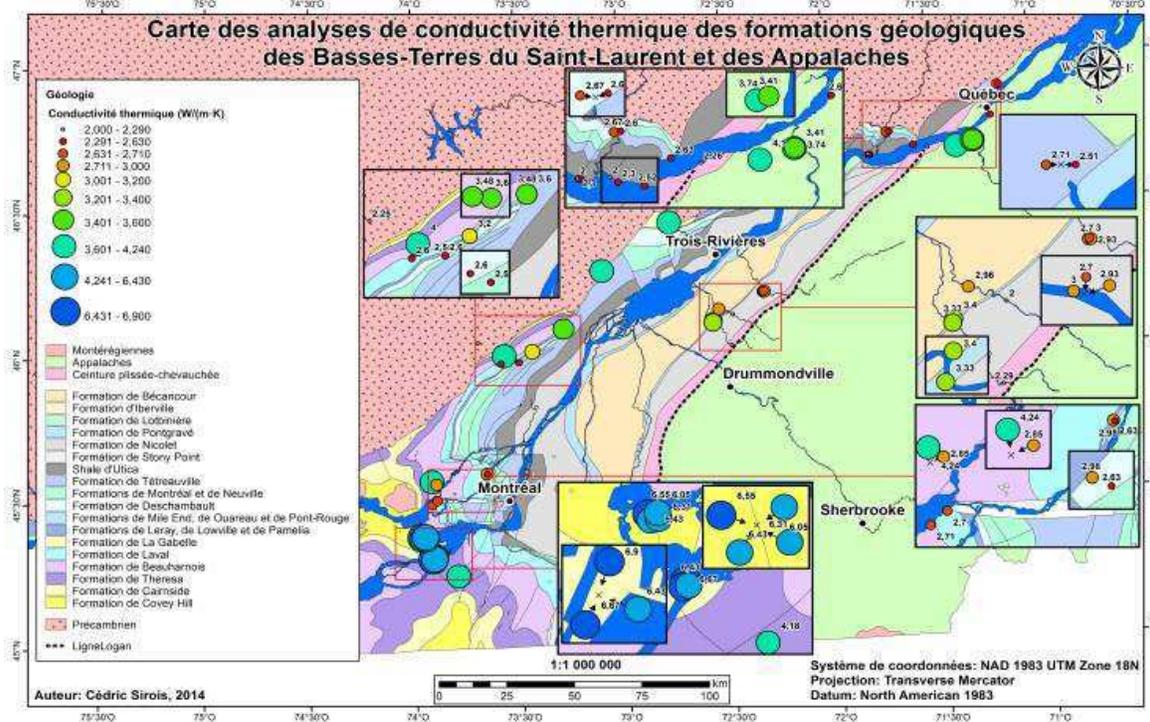


Figure 2.3: Répartition géographique de la conductivité thermique selon Cirois et al. (2015)

Conductivité thermique par groupe

Les tableaux 2.1 et 2.2 montrent la conductivité thermique moyenne par groupe estimée avec les deux méthodes présentées. Lors des estimations indirectes des conductivités thermiques, les valeurs λ_i sont prises pour des minéraux à l'état pur. De ce fait, il y a une légère tendance à surestimer la conductivité thermique avec l'approche indirecte.

La conductivité thermique la plus élevée est enregistrée pour le Groupe de Potsdam, soit 5.9 W/(m.K). Cette valeur relativement haute peut être expliquée par une minéralogie dominée par le quartz (jusqu'à 95%): un minéral qui présente une conductivité thermique de 7.6 W/(m.K) (Serra 1984), la plus élevée comparée aux autres minéraux.

D'autre part, le Groupe d'Utica se présente comme le groupe le plus isolant. Une valeur de 2.36 W/(m.K) est enregistrée pour la fraction solide de la matrice de roches

appartenant à ce groupe. En condition in situ, une conductivité thermique plus faible est envisagée puisque la fraction liquide sera prise en compte. Des mesures in situ confirment cet effet. Cette conductivité thermique faible est expliquée d'une part par la présence des minéraux argileux de faible conductivité thermique (Serra 1984, Brigaud et Vasseur 1989) au niveau du squelette solide et d'autre part par la porosité élevée.

Les autres groupes, soit Lorraine, Sainte-Rosalie, Chazy, Black River et Trenton, montrent des conductivités thermiques modérées allant de 2.37 à 2.78 W/(m.K). C'est le résultat d'une minéralogie faisant intervenir une combinaison de minéraux de faible et de haute conductivité thermique. Seul le Groupe de Beekmantown enregistre une moyenne qui dépasse 3.5 W/(m.K). C'est la dolomite, un minéral à conductivité relativement élevée (5.4 W/(m.K)) (Fertl et Frost 1980, Schon 1996) qui en est la cause.

Concernant le socle cristallin, les échantillons analysés le présentent aussi comme un matériel avec une conductivité thermique faible dont la moyenne est 2.5 W/(m.K). Les observations microscopiques témoignent que la présence de minéraux feldspathiques en est l'origine (Serra 1984, Sorokin et Vasseur 1989). Toutefois, les quatre échantillons de socle disponibles pour cette étude ne sont pas suffisants pour évaluer la variabilité de la conductivité thermique des différentes formations du Grenville.

Il faut mentionner que des signes d'anisotropie ont été démontrés sur certains échantillons. En effet, en mesurant la conductivité suivant des directions différentes, on a mis en évidence dans certains cas une variation directionnelle de la conductivité thermique. Cette anisotropie a été remarquée surtout pour des échantillons provenant du Groupe de Potsdam. La conductivité thermique mesurée perpendiculairement au plan de stratification est supérieure à celle mesurée parallèlement au litage. Une différence maximum de 20% est enregistrée.

Tableau 2.1: Conductivité thermique mesurée avec une sonde a aiguille (W/(m.K))

Groupe	N d'éch ¹	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	7	2.4	3	1.9
Sainte Rosale	4	2.8	4.1	2.3
Utica ³	4	2.4	2.7	1.9
Ch.-B.R.-Tr.2	12	2.7	3	2.2
Beekmanown	9	3.6	4.2	2.7
Potsdam	7	5.9	6.9	4.8
Grenville	4	2.40	2.7	2.2

1-Nombre d'échantillons

2-Chazy-Black River-Trenton

3-Mesure faite sur la fraction solide seulement

Tableau 2.2: Conductivité thermique estimée selon les observations pétrographiques (W/(mK))

Groupe	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	2.9	3.0	2.8
Sainte Rosalie	3.2	4.3	2.1
Utica	2.7	2.5	2.9
Ch.-B.R.-Tr. ¹	2.9	3.2	2.6
Beekmontown	4	5.1	3.1
Potsdam	6.1	7	5.9
Grenville	2.5	2.8	2.3

1-Chazy-Black River-Trenton.

Même nombre d'échantillons que le tableau 2.1.

2.3.2 Capacité thermique massique

Le tableau 2.3 montre les capacités thermiques massiques moyennes évaluées pour chaque groupe à partir de la minéralogie et de la porosité observée sur des lames mines. À noter que ces estimations semi-quantitatives ont été réalisées pour une température de 20 °C et sous une pression atmosphérique ambiante. La capacité thermique massique de l'ensemble des échantillons varie entre 730 J/(kg.k) et 900 J/(kg.k). La plage de variation de la capacité thermique massique est de 22 %, ce qui est plus étroit que celle de la conductivité thermique, soit 71 %. Cet effet s'explique par la faible variabilité de la capacité thermique massique des minéraux et par l'influence de la fraction liquide sur la capacité thermique massique globale d'une roche. En effet, l'eau qui présente une capacité thermique massique de 4 à 6 fois plus élevée qu'un minéral tend à limiter les variations de capacité thermique massique des roches qui ont une porosité semblable.

Pour la capacité thermique massique, les valeurs élevées sont estimées cette fois pour les groupes de Lorraine, Sainte-Rosalie, Utica, Chazy, Trenton, Black River et de Beekmantown. Ceci est expliqué par de fortes teneurs en eau pour les trois premiers groupes et par l'importance de la capacité thermique massique des solides pour les quatre derniers groupes.

D'autre part, la capacité thermique massique la plus faible a été estimée pour le socle de Grenville. Une fraction solide dominée par les minéraux feldspathiques et la très faible porosité sont les principales explications avancées. Le Groupe de Potsdam se présente entre les deux catégories précédentes : le squelette des solides possède une basse capacité thermique massique alors que la porosité variant de 3 à 35 % affecte la capacité thermique massique totale de la roche ayant des valeurs moyennes.

Tableau 2.3: Capacité thermique massique (J/(kg.k))

Groupe	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	866	869	865
Sainte Rosalie	821	847	796
Utica	834²	839²	829²
Ch.-B.R.-Tr.¹	851	884	83
Beekmantown	857	917	829
Potsdam	809	863	776
Grenville	734	744	732

1-Chazy-Black River-Trenton

2.3.3 Diffusivité thermique

La diffusivité thermique (α) est une propriété physique gouvernant la diffusion transitoire de chaleur. Elle est définie par le rapport de la conductivité thermique et de la capacité thermique massique. C'est un paramètre qui permet de relier ainsi les deux paramètres précédents. La diffusivité thermique est une propriété intéressante à déterminer puisqu'elle décrit la rapidité avec laquelle se propage la chaleur dans le sous-sol. Pour l'évaluation de la diffusivité thermique, les conductivités thermiques mesurées par la sonde à aiguille ont été utilisées. Elles se révèlent plus précises que celles déterminées avec l'approche indirecte.

Pour le cas du bassin des BTSL, le tableau 1.4 montre que le Groupe de Potsdam a la diffusivité thermique la plus élevée. Sa conductivité thermique importante combinée à sa capacité thermique massique modérée résulte en une diffusivité de l'ordre de $3 \text{ mm}^2/\text{s}$. Les autres groupes montrent des diffusivités thermiques modérées. Des valeurs de $1.2 \text{ mm}^2/\text{s}$ à $1.7 \text{ mm}^2/\text{s}$ sont enregistrées.

Tableau 2.4: Diffusivité thermique (mm² /s)

Groupe	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	1.12	1.92	0.97
Ste Rosalie	1.2	1.24	1.12
Utica	1.00	1.26	0.87
Ch.-B.R.-Tr.1	1.15	1.28	0.96
Beekmantown	1.53	1.85	1.20
Potsdam	3.02	3.38	2.69
Grenville	1.25	1.36	1.13

1-Chazy-Black River-Trenton

2.4 Discussion et conclusion

Une évaluation des propriétés thermiques du bassin des BTSL à partir des échantillons de surface a été réalisée. La conductivité thermique a été mesurée en laboratoire avec une sonde à aiguille alors que la capacité thermique massique a été estimée d'une façon semi-quantitative à l'aide de descriptions minéralogiques.

Les résultats dégagés de cette étude se présentent sous forme d'une analyse détaillée des propriétés thermiques de chaque groupe. Ceci permettra de réduire l'incertitude lors de l'évaluation du potentiel géothermique du bassin des BTSL. L'échantillonnage est représentatif de l'ensemble de la colonne stratigraphique, bien que des difficultés aient été éprouvées pour échantillonner les roches friables comme les shales.

Les conductivités thermiques les plus élevées ont été enregistrées pour les groupes de Potsdam et de Beekmantown. On envisage au sein de ces unités un bon échange thermique et un gradient de température faible. En revanche, le caractère isolant des couches superficielles du bassin (Lorraine, Sainte-Rosalie et Utica) combiné aux épaisseurs importantes qu'elles peuvent cumuler pourrait former une couche isolante. En présence d'un flux de chaleur donné, l'accroissement de température avec la profondeur sera plus important dans ces unités.

D'autre part, l'ensemble du bassin montre des capacités thermiques semblables. Les ressources géothermiques probables pour chaque unité seront principalement affectées par la température et le volume des réservoirs considérés. Les profondeurs auxquelles se situe chaque couche seront ainsi un facteur déterminant pour l'évaluation des ressources en place.

Des études supplémentaires peuvent être envisagées pour améliorer l'évaluation des propriétés thermiques. La méthode de la barre divisée qui se révèle plus exacte que la méthode de la sonde à aiguille pourrait permettre d'obtenir des valeurs additionnelles de la conductivité thermique. Des mesures faites sur des carottes donneraient des données en profondeur pour mieux évaluer la répartition des propriétés thermiques dans un milieu tridimensionnel. Enfin, les analyses diagraphiques des sondages dans le bassin des BTSL pourraient être utilisées pour quantifier les variations verticales des paramètres thermiques et obtenir une stratigraphie thermique plus fine.

3 APPROCHE DIAGRAPHIQUE

3.1 Introduction

Dans le cadre de l'exploration de ressources géothermiques des bassins sédimentaires, l'utilisation des diagraphies pour l'évaluation des propriétés thermiques, notamment la conductivité thermique du roc, est une méthode qui a été démontrée puis utilisée par plusieurs chercheurs (Merkel et al. 1976, Brigaud et al. 1990, Popov et al. 2003, Hartmann et al. 2005, Goutorbe et al. 2006, Fuchs et Forster 2014). Les auteurs décrivent principalement deux approches permettant de déduire un profil de conductivité thermique dans un puits à partir des enregistrements diagraphiques. La première consiste à procéder par une inversion pour déterminer la composition minéralogique (Savre 1963, Doveton et Cable 1979, Quirein et al. 1986) puis déduire avec un modèle approprié la conductivité thermique de la roche (Dove et Williams 1989, Brigaud et al. 1990, Demongodin et al. 1991, Vasseur et al. 1995, Midttømme et al. 1997). La deuxième approche consiste à utiliser des équations empiriques qui relient directement la conductivité thermique aux propriétés pétrophysiques (Beziat et al. 1992, Pribnow et al. 1993, Kukkonen et Peltoniemi 1998, Sundberg 2002, Popov et al. 2003, Goutorbe et al. 2006, Sundberg et al. 2009, Gegenhuber et Schon 2012). Les deux approches ont été discutées et comparées par plusieurs auteurs (Hartmann et al. 2005, Clauser 2014b et 2006, Fuchs et Forster 2014). Cependant, le nombre d'applications directes de ces approches dans un projet industriel est très limité, voire inexistant.

Ce travail a permis d'appliquer ces outils dans un projet concret. Il cherche à définir une méthodologie et une technique de prospection des ressources géothermiques des bassins sédimentaires basées sur les enregistrements diagraphiques. Le bassin sédimentaire des BTSL est l'objet de l'application de ces méthodes diagraphiques d'exploration. Sur ce cas de figure, les deux approches diagraphiques sont décrites et discutées en détail pour démontrer comment elles peuvent être intégrées pour une évaluation de la température du sous-sol. L'étude de ce cas dépasse toutefois les contributions apportées par l'utilisation des diagraphies. Elle cherche à fonder une stratégie d'exploration des ressources géothermiques applicable aux bassins sédimentaires d'une façon générale.

3.2 Méthodologie

La démarche générale adoptée consiste à déterminer pour chaque puits un enregistrement «continu» de la conductivité thermique en fonction de la profondeur puis à retrouver un profil de température. Dans cette partie, les deux étapes sont expliquées ainsi que le processus permettant le passage de la première à la deuxième.

3.2.1 Détermination de la conductivité à partir des données diagraphiques

Lorsque des mesures directes des propriétés thermiques sont difficiles à réaliser ou carrément impossibles, plusieurs méthodes indirectes peuvent être utilisées pour tenter de recalculer ces propriétés. Une première solution consiste à corrélérer la conductivité thermique à d'autres propriétés mesurables au laboratoire, dont la minéralogie déterminée avec la diffraction aux rayons X, la vitesse des ondes P et la porosité effective (Clauser 2006). Une deuxième méthode consiste à déduire la conductivité thermique à partir des enregistrements diagraphiques. Dans le cadre de ce projet, la deuxième approche semble être plus judicieuse à appliquer. D'un côté, le bassin des BTSL renferme plus que 140 puits pétroliers où des données diagraphiques sont disponibles. D'un autre côté, les premières méthodes proposées demandent des mesures in situ. Elles sont peu pratiques pour estimer la conductivité thermique dans un puits pétrolier. En théorie, deux approches permettent de déduire la conductivité thermique à partir des enregistrements diagraphiques (Figure 3.1). La première est basée sur une inversion des données pétrophysiques alors que la deuxième utilise des relations empiriques.

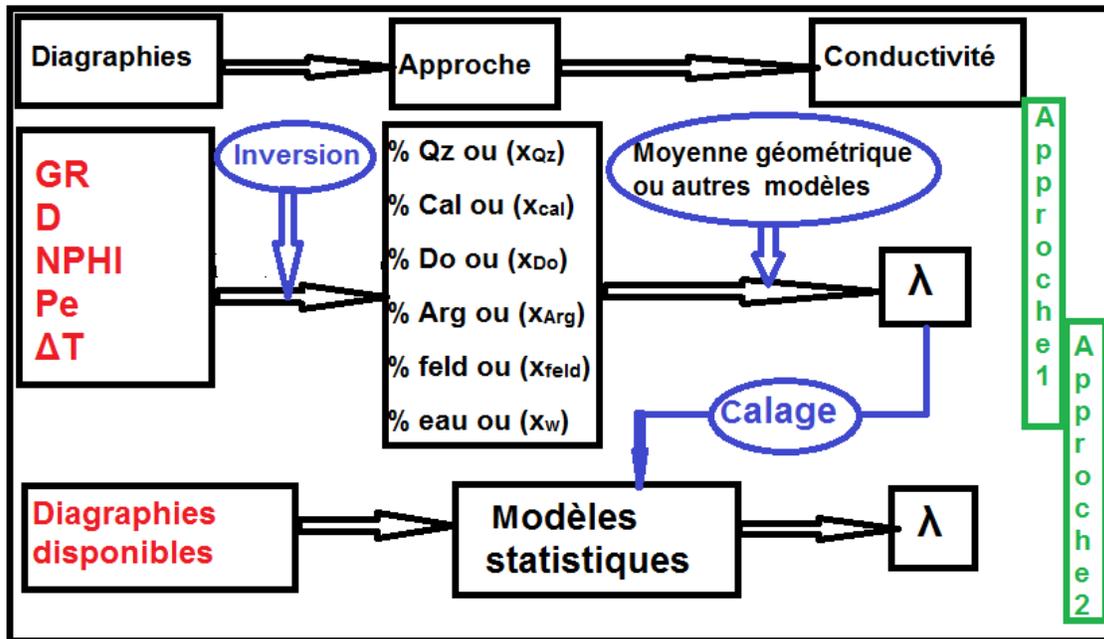


Figure 3.1: Schéma simplifié de la prédiction de la conductivité thermique λ à partir des diagraphies de rayonnement gamma GR, de densité D, de porosité neutron NPHI, du facteur photo-électrique FPE et du temps de transit ΔT . x_{Qz} est la fraction du quartz ; x_{cal} est la fraction de calcite ; x_{dol} pour la dolomite ; x_{arg} pour l'argile ; x_{fld} fraction de feldspath et x_w est celle de l'eau.

Approche 1 : inversion des données diagraphiques

L'application de cette méthode passe par deux étapes majeures (Figure 3.1). La minéralogie doit être déterminée au départ par l'inversion des données diagraphiques disponibles. Un modèle approprié permet ensuite l'estimation de la conductivité thermique à partir du pourcentage des minéraux et de la porosité totale retrouvés.

Le principe de base derrière les inversions de données diagraphiques est l'existence d'une approximation linéaire reliant la réponse d'un outil diagraphique et les signatures théoriques de chaque composante de la roche. Si R^j est la j ème mesure diagraphique d'une propriété pétrophysique, l'approximation linéaire évoquée pourrait s'écrire de la façon suivante :

$$R^j = \sum_{i=1}^n V_i \cdot r_i^j \quad (3.1)$$

Où V_i et r_i^j sont la fraction volumique et la réponse spécifique de la j ème diagraphie de la composante i de la roche (Doveton et Cable 1979, Hoppie 1996), et n est le nombre de composantes envisagées. Si plusieurs mesures diagraphiques sont considérées, soit p enregistrements, les termes de droite peuvent être rangés dans une matrice G en raison d'un enregistrement par ligne.

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} r_1^1 & r_2^1 & \dots & r_i^1 & \dots & r_n^1 \\ r_1^2 & r_2^2 & \dots & r_i^2 & \dots & r_n^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_1^j & r_2^j & \dots & r_i^j & \dots & r_n^j \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_1^p & r_2^p & \dots & r_i^p & \dots & r_n^p \end{pmatrix} \quad (3.2)$$

Les termes à gauche seront placés dans une matrice de colonnes \mathbf{d} (la matrice des mesures). Les n fractions V_i occuperont aussi une matrice de colonnes désignée \mathbf{X} .

$$\mathbf{d} = (R^1, R^2, \dots, R^j, \dots, R^p)^T \quad (3.3)$$

$$\mathbf{X} = (V_1, V_2, \dots, V_i, \dots, V_n)^T \quad (3.4)$$

Les p équations donnent en écriture matricielle le système suivant : « $\mathbf{G} \cdot \mathbf{X} = \mathbf{d}$ » avec $\sum_{i=1}^n V_i = 1$. La résolution de ce système dépend du nombre d'équations p et du nombre d'inconnus n . Trois cas se présentent ainsi : 1) si $n=p$ et G de rang plein, le système est dit de Cramer et une solution unique existe : $\mathbf{X} = \mathbf{G}^{-1} \cdot \mathbf{d}$; 2) si $n < p$, le problème est surdéterminé. Une solution au sens du moindre carré est envisageable; 3) si $n > p$, le système est sous déterminé. Mathématiquement des solutions par régularisation sont possibles. Néanmoins, la nature physique des inconnus (des fractions) met en doute la signification de toutes ces solutions (Clauser, 2006). Ce derniers cas est à éviter.

Dans notre exemple, cinq enregistrements diagraphiques ont été utilisés, soit le rayonnement gamma (en API), la densité, la porosité neutron, le temps de transit (en $\mu\text{s}/\text{m}$) et surtout le facteur photo-électrique (FPE; barns/cm³) jugé comme un bon indicateur de la lithologie. L'hypothèse d'une réponse linéaire apparaît justifiée pour certaines diagraphies comme la densité, le rayonnement gamma et la porosité neutron et non pour d'autres, notamment le temps de transit ΔT . Utiliser une relation empirique linéaire ou une linéarisation de la vraie réponse par des séries de Taylor sont deux solutions possibles. Hartmann et al. (2005) dans leur travail publié en 2005 ont démontré qu'avec seulement deux enregistrements (GR et ΔT) des estimations très acceptables de la conductivité thermique sont possibles. Avec l'utilisation de cinq (5) diagraphies et notamment le FPE, on espère retrouver des résultats de meilleure qualité. Le système matriciel de l'équation 3.1 s'écrira ainsi :

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} GR_{arg} & GR_{fld} & GR_{cal} & GR_{dol} & GR_{Qz} & GR_W \\ NPHI_{arg} & NPHI_{fld} & NPHI_{cal} & NPHI_{dol} & NPHI_{Qz} & NPHI_W \\ D_{arg} & D_{fld} & D_{cal} & D_{dol} & D_{Qz} & D_W \\ U_{arg} & U_{fld} & U_{cal} & U_{dol} & U_{Qz} & U_W \\ \Delta T_{arg} & \Delta T_{fld} & \Delta T_{cal} & \Delta T_{dol} & \Delta T_{Qz} & \Delta T_W \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

$$\mathbf{d} = (GR_{mes}, NPHI_{mes}, D_{mes}, U_{mes}, \Delta T_{mes}, 1)^T \quad (3.6)$$

$$\mathbf{X} = (V_{\text{arg}}, V_{\text{fld}}, V_{\text{cal}}, V_{\text{dol}}, V_{\text{Qz}}, V_{\text{w}})^T \quad (3.7)$$

Le tableau 3.1 résume toutes les valeurs des réponses diagraphiques spécifiques des composantes recherchées.

Tableau 3.1: Réponses diagraphiques spécifiques utilisées.

	GR (API)	NPHI	D	U (barns/cm ³)	ΔT (μs/m)	λ (W/(m.k))
Illite	250	0.2	2.75	11.05	211	1.8
Calcite	0	0	2.71	13.77	153	3.4
Dolomite	0	0.02	2.85	9	140	5.4
Quartz	0	-0.02	2.65	4.97	195	7.69
Albite	0	-0.01	2.62	4.35	165	2
Orthoclase	220	-0.02	2.57	7.5	233	2.25
Biotite	200	0.21	3	19.8	195	2
Eau	0	1.05	1.15	0.96	620	0.6

La sixième ligne ajoutée dans la matrice **G** et la colonne **d** veut dire que la somme des fractions des composantes cherchées doit être proche de 1. Cette condition ($\sum_{i=1}^6 V_i = 1$) a été ajoutée comme une équation supplémentaire dans le système pour deux raisons. Premièrement, une équation supplémentaire signifie l'ajout d'un sixième inconnu. La minéralogie cherchée sera fonction de cinq minéraux, soit l'argile (illite), les feldspaths (albite), la calcite, la dolomite, et le quartz ainsi que de la fraction liquide au lieu de quatre seulement. Deuxièmement, activer la condition en question à l'aide de l'opérateur Lagrangien va engendrer des erreurs d'inversion plus élevées que la méthode précédente ou elle est ajoutée comme une équation supplémentaire. Ceci permet aussi de retrouver des analyses minéralogiques dont la somme des composantes est toujours 100%, ce qui n'est pas trop significatif physiquement vu qu'il est rare qu'une somme des fractions atteigne 100% même pour des analyses en laboratoire.

À noter que les cinq minéraux choisis pour chercher leurs pourcentages doivent être changés d'une formation à une autre selon les informations géologiques disponibles (Tableau 3.2). Ainsi la configuration des minéraux présentée pour l'exemple a été

appliquée pour les groupes de Lorraine, d'Utica, de Trenton-Black River-Chazy, de Beekmantown et la Formation de Cairnside puisqu'ils sont tous d'une nature sédimentaire différente. Une autre collection de minéraux a été choisie pour la Formation de Covey Hill et le socle grenvillien afin de refléter la nature cristalline ou mixte de ces unités. Plus de minéraux feldspathiques ont ainsi été introduits.

Tableau 3.2: Collections des minéraux utilisées lors de l'inversion de chaque unité.

	Lorraine	Utica	Tr-Bk.R-Ch	Beekmantown	Cairnside	Covey Hill	Grenville
Illite	x	x	x	x	x	x	x
Calcite	x	x	x	x	x		
Dolomite	x	x	x	x	x	x	
Quartz	x	x	x	x	x	x	x
Albite	x	x	x	x	x	x	x
Orthoclase						x	x
Biotite							x

Pour résoudre le système $\mathbf{G}\cdot\mathbf{X}=\mathbf{d}$, une minimisation de la norme du résidu de deux termes du système a été utilisée ($\text{Min } \|\mathbf{G}\cdot\mathbf{X} - \mathbf{d}\|_2^2$). La solution demeure parfois inacceptable puisque des fractions négatives ou supérieures à 1 ont été retrouvées. Chercher une solution dans seulement $[0,1]^6$ est une approche possible pour résoudre ce problème. En résumant, la solution est donnée au sens du moindre carré avec la forme suivante : $\text{Min}\|\mathbf{G}\cdot\mathbf{X} - \mathbf{d}\|_2^2$ avec $0 \leq X \leq 1$.

Malheureusement la minimisation sous cette forme donne une solution « biaisée ». En effet, les termes à minimiser (équation 3.8) n'ont pas le même ordre de grandeur. En valeur absolue, le GR et le temps de transit ΔT sont les termes les plus présents dans l'expression à minimiser (équation 3.8).

$$\|\mathbf{G}\cdot\mathbf{X} - \mathbf{d}\|_2^2 = (GR_{\text{mes}} - GR_{\text{th}})^2 + (NPHI_{\text{mes}} - NPHI_{\text{th}})^2 + (D_{\text{mes}} - D_{\text{th}})^2 + (U_{\text{mes}} - U_{\text{th}})^2 + (\Delta T_{\text{mes}} - \Delta T_{\text{th}})^2 + (\sum V_i - 1)^2 \quad (3.8)$$

La solution trouvée va principalement dépendre de ces deux propriétés pétrophysiques qui ne sont pas des bons indicateurs de la minéralogie. De plus, la somme des fractions se trouve parfois loin de 100%. La solution qu'on a trouvée consiste à diviser chaque ligne de la matrice \mathbf{G} par l'élément correspondant de la matrice \mathbf{d} . Évidemment, il faut s'assurer qu'on ne divise pas par zéro. Cette condition est bien remplie puisque les

diagraphies mesurées et utilisées pour notre inversion sont supérieures à zéro sauf pour quelques cas rares pour NPHI dans un calcaire pur. Après cette étape, les matrices \mathbf{G} et \mathbf{d} ont les formes suivantes :

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} \text{GR}_{\text{arg}}/\text{GR}_{\text{mes}} & \text{GR}_{\text{fld}}/\text{GR}_{\text{mes}} & \text{GR}_{\text{cal}}/\text{GR}_{\text{mes}} & \text{GR}_{\text{dol}}/\text{GR}_{\text{mes}} & \text{GR}_{\text{Qz}}/\text{GR}_{\text{mes}} & \text{GR}_{\text{W}}/\text{GR}_{\text{mes}} \\ \text{NPHI}_{\text{arg}}/\text{NPHI}_{\text{mes}} & \text{NPHI}_{\text{fld}}/\text{NPHI}_{\text{mes}} & \text{NPHI}_{\text{cal}}/\text{NPHI}_{\text{mes}} & \text{NPHI}_{\text{dol}}/\text{NPHI}_{\text{mes}} & \text{NPHI}_{\text{Qz}}/\text{NPHI}_{\text{mes}} & \text{NPHI}_{\text{W}}/\text{NPHI}_{\text{mes}} \\ \text{D}_{\text{arg}}/\text{D}_{\text{mes}} & \text{D}_{\text{fld}}/\text{D}_{\text{mes}} & \text{D}_{\text{cal}}/\text{D}_{\text{mes}} & \text{D}_{\text{dol}}/\text{D}_{\text{mes}} & \text{D}_{\text{Qz}}/\text{D}_{\text{mes}} & \text{D}_{\text{W}}/\text{D}_{\text{mes}} \\ \text{U}_{\text{arg}}/\text{U}_{\text{mes}} & \text{U}_{\text{fld}}/\text{U}_{\text{mes}} & \text{U}_{\text{cal}}/\text{U}_{\text{mes}} & \text{U}_{\text{dol}}/\text{U}_{\text{mes}} & \text{U}_{\text{Qz}}/\text{U}_{\text{mes}} & \text{U}_{\text{W}}/\text{U}_{\text{mes}} \\ \text{T}_{\text{arg}}/\text{T}_{\text{mes}} & \text{T}_{\text{fld}}/\text{T}_{\text{mes}} & \Delta\text{T}_{\text{cal}}/\Delta\text{T}_{\text{mes}} & \Delta\text{T}_{\text{dol}}/\Delta\text{T}_{\text{mes}} & \Delta\text{T}_{\text{Qz}}/\Delta\text{T}_{\text{mes}} & \Delta\text{T}_{\text{W}}/\Delta\text{T}_{\text{mes}} \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \quad (3.9)$$

$$\mathbf{d} = (1, 1, 1, 1, 1, 1)^T \quad (3.10)$$

L'expression de la minimisation s'écrit ainsi :

$$\|\mathbf{G} \cdot \mathbf{X} - \mathbf{d}\|_2^2 = \left(\frac{\text{GR}_{\text{th}}}{\text{GR}_{\text{mes}}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\text{NPHI}_{\text{th}}}{\text{NPHI}_{\text{mes}}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\text{D}_{\text{th}}}{\text{D}_{\text{mes}}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\text{U}_{\text{th}}}{\text{U}_{\text{mes}}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\Delta\text{T}_{\text{th}}}{\Delta\text{T}_{\text{mes}}} - 1\right)^2 + \left(\sum V_i - 1\right)^2 \quad (3.11)$$

La recherche de la solution passe ainsi de la minimisation du résidu absolu à la minimisation du résidu relatif. Cette méthode permet de donner le même poids pour toutes les diagraphies. De cette façon, le conditionnement de la matrice \mathbf{G} s'améliore aussi et la solution devient moins sensible aux incertitudes des données. On pourrait encore améliorer notre solution en ajoutant une matrice de pondération \mathbf{W} pour tenir compte de certaines diagraphies.

$$\mathbf{W} = \begin{pmatrix} \alpha_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_2 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_3 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \alpha_4 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \alpha_5 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \alpha_6 \end{pmatrix} \quad (3.12)$$

La matrice de pondération est insérée de la façon suivante :

$$\|\mathbf{W} \cdot \mathbf{G} \cdot \mathbf{X} - \mathbf{W} \cdot \mathbf{d}\|_2^2 = \left(\alpha_1 \left(\frac{\text{GR}_{\text{th}}}{\text{GR}_{\text{mes}}} - 1\right)\right)^2 + \left(\alpha_2 \left(\frac{\text{NPHI}_{\text{th}}}{\text{NPHI}_{\text{mes}}} - 1\right)\right)^2 + \left(\alpha_3 \left(\frac{\text{D}_{\text{th}}}{\text{D}_{\text{mes}}} - 1\right)\right)^2 + \left(\alpha_4 \left(\frac{\text{U}_{\text{th}}}{\text{U}_{\text{mes}}} - 1\right)\right)^2 + \left(\alpha_5 \left(\frac{\Delta\text{T}_{\text{th}}}{\Delta\text{T}_{\text{mes}}} - 1\right)\right)^2 + \left(\alpha_6 \left(\sum V_i - 1\right)\right)^2 \quad (3.13)$$

Les coefficients de pondération sont maintenus constants (et valent l'unité) sauf pour α_4 et α_6 . Ces coefficients sont gardés entre $\sqrt{2}$ et $\sqrt{3}$. Des tests essai-erreur ont été utilisés pour déterminer les bonnes valeurs. Généralement, un coefficient proche de $\sqrt{3}$ a été utilisé pour une somme des fractions obtenue très loin de 100%. Le coefficient α_4 permet d'accorder davantage de poids au terme lié au FPE alors que le coefficient α_6 permet

d'approcher au maximum la somme des fractions à 1. Il pourrait être augmenté encore si la somme trouvée est loin de 100%. Le système matriciel doit être construit à chaque profondeur des puits pour obtenir la composition de la roche. La commande lsqin de Matlab a été utilisée pour résoudre un tel système linéaire.

La qualité de l'inversion est évaluée grâce au résidu $\|G \cdot X - d\|$. Un résidu qui demeure élevé peut être causé par la qualité des diagraphies utilisées ou l'absence d'un ou de plusieurs minéraux majeurs dans l'assemblage considéré. Il faut ainsi tester plusieurs assemblages minéralogiques dans le cas d'une erreur d'inversion élevée. En pratique, cette dernière a été contrôlée pour qu'elle reste toujours inférieure à 10%. L'ensemble des inversions pour chaque puits permet de reconstruire quantitativement la colonne stratigraphique du bassin.

Une fois que la composition minéralogique et que la valeur de porosité ont été déterminées, la seconde étape de cette approche permet d'estimer la valeur de la conductivité thermique. À ce sujet, de nombreux modèles ont été proposés, soit la théorie du milieu effectif (Bruggeman 1935), la moyenne de Voigt-Reuss-Hill (Clauser 2014b), la moyenne quadratique et la moyenne géométrique (Beardsmore et Cull 2001). Chaque modèle réussit à prédire la conductivité thermique pour certains cas et échoue pour d'autres avec une sous- ou une surestimation. Cependant, l'utilisation de la moyenne géométrique demeure plus fréquente puisque les valeurs obtenues se situent entre les prédictions minimums et maximums des autres méthodes (Hartmann et al. 2005, Goutorbe et al. 2006, Clauser 2014b). Les résultats du modèle géométrique démontrent une différence de l'ordre de 6% par rapport aux mesures de laboratoire (Fuchs et al. 2013). Mathématiquement, une moyenne géométrique s'écrit de la façon suivante :

$$\text{Log}(\lambda) = \sum_{i=1}^n V_i \times \text{Log}(\lambda_i) \quad (3.14)$$

où λ (W/(m.k)) est la conductivité de la roche, λ_i (W/(m.k)) est la conductivité thermique de chaque composante. Appliquant ce modèle sur les résultats de l'inversion, un profil de conductivité thermique peut être déterminé.

Hashin et Shtrikman (1962), plutôt que de donner une valeur unique de conductivité thermique à chaque profondeur, proposent un encadrement de cette propriété entre deux valeurs extrêmes. Ils ont défini un autre modèle capable également de prédire la conductivité thermique. Ce modèle appelé modèle de Hashin-Shtrikman est calculé

comme étant la moyenne de deux bornes d'encadrement λ_{HS}^L et λ_{HS}^U (figure 3.5 c).

$$\lambda_{HS} = \frac{1}{2}(\lambda_{HS}^L + \lambda_{HS}^U) \quad (3.15)$$

$$\lambda_{HS}^L = \lambda_f + \frac{1-\varphi}{\frac{1}{\lambda_s - \lambda_f} + \frac{\varphi}{3\lambda_f}}; \lambda_{HS}^U = \lambda_s + \frac{\varphi}{\frac{1}{\lambda_f - \lambda_s} + \frac{\varphi}{3\lambda_s}} \quad (3.16)$$

Dans l'équation 3.16, λ_f et λ_s sont respectivement la conductivité thermique du fluide occupant l'espace poreux et celle du squelette solide de la roche et φ est la porosité totale du roc.

En plus de la conductivité thermique, cette approche permet d'évaluer la capacité thermique massique C_p (J/ (kg.k)) définie comme la quantité de chaleur nécessaire pour élever la température d'un degré d'une masse unitaire de roche. Cette grandeur extensive peut être déterminée par une moyenne arithmétique pondérée entre les différentes phases solide et liquide du roc (Waples et Waples 2004 a et b):

$$C_p = \frac{\rho_{sd} C_{p_{sd}}(1-\varphi) + \rho_w C_{p_w} \varphi}{\rho_{rock}} \quad (3.17)$$

Avec

$$C_{p_{sd}} = \sum_{i=1}^n V_i \times C_{p_i} \quad (3.18)$$

où $C_{p_{sd}}$, C_{p_w} , C_{p_i} sont, respectivement, les capacités thermiques massiques de la phase solide, de la phase liquide (eau) et de chaque minéral composant la roche; ρ_{sd} , ρ_w et ρ_{rock} (Kg/m³) sont les masses volumiques du squelette solide, de l'eau et de la roche; φ est la porosité. Avec les mêmes données utilisées pour la prédiction de la conductivité thermique, un profil de la capacité thermique massique peut être déterminé.

Cette approche montre, selon plusieurs auteurs, moins d'incertitude que la seconde (Hartman et al. 2005). Dans notre cas, une incertitude de l'ordre de 6 à 12% est liée à cette approche. Cette incertitude peut être décomposée en deux composantes : une incertitude, liée à l'inversion et l'ajustement de données diagraphiques, évaluée par le résidu $\|G \cdot X - d\|$, comprise en valeur entre 0 à 10%. La deuxième incertitude est liée à l'utilisation de la moyenne géométrique estimée à 6% selon les observations de Fuchs et al. (2013).

Cette approche trouve cependant des limites. Premièrement, elle demande beaucoup de temps de calcul. Il faut inverser des milliers de matrices afin d'obtenir des résultats pour un seul puits. En moyenne, Matlab demande entre cinq et quinze minutes pour

inverser les données diagraphiques d'un seul puits (Processeur Intel(R) Core (TM) i5-3210M; mémoire RAM 4 Go). La surveillance de l'erreur de l'inversion ainsi que le changement en permanence de la collection des minéraux utilisés d'une formation à une autre rendent le calcul encore plus fastidieux. Deuxièmement, cette approche est limitée par le manque de données. En effet, c'est le nombre des diagraphies disponibles qui dicte souvent le nombre de minéraux que l'on cherche. Si ce nombre est réduit à quelques-uns par un manque de diagraphies, il devient nécessaire d'ignorer des éléments majeurs et de se contenter des minéraux les plus importants. Ceci va engendrer une erreur d'inversion plus élevée et par conséquent une incertitude plus importante dans le résultat final. La composition minéralogique retrouvée ne sera pas aussi assez significative. Généralement avec peu de diagraphies, on ne peut utiliser cette approche qu'avec des formations assez homogènes et d'une minéralogie simple. Outre que le nombre des diagraphies utilisées, leur nature est aussi un facteur déterminant. Il se trouve que certains enregistrements diagraphiques se présentent comme des meilleurs indicateurs de la lithologie que d'autres, par exemple le FPE. L'absence ou la présence d'une telle diagraphie influence sans doute la qualité des résultats.

Dans notre cas, cette approche a été appliquée pour des puits ayant les cinq enregistrements diagraphiques cités.

Approche 2 : méthodes empiriques

La seconde approche est basée sur l'utilisation des relations empiriques reliant directement la conductivité thermique de la roche à certaines propriétés pétrophysiques. Les grandeurs physiques utilisées ainsi que la nature des relations ont été le sujet de plusieurs discussions et révisions. Les tout premiers travaux ont utilisé des relations non linéaires (exponentielles) pour exprimer la conductivité thermique en fonction de la densité et du contenu en eau de la roche (Tikhomirov 1968). Les auteurs ont ensuite adopté des modèles linéaires avec des régressions multiples. Cette tendance est toujours conservée et se voit dans les travaux de plusieurs auteurs (Goss et al. 1975, Goss et Combs 1976, Evans 1977, Vacquier et al. 1988, Hartmann et al. 2005). Parallèlement, d'autres propriétés pétrophysiques ont été utilisées pour améliorer les corrélations empiriques. En plus de de la densité, Goss et al. ont introduit en 1975 la

porosité neutron φ_N et la vitesse des ondes P v_p (km/s) dans leurs équations, alors qu'Evans (1977) a ajouté le pourcentage de shale V_{sh} et l'inverse du carré de la porosité neutron ($1/\varphi_N^2$). Les travaux suivants sont des applications des différentes combinaisons entre les propriétés pétrophysiques citées (D , φ_N , V_{sh} , v_p), leurs carrés, leurs inverses simples et leurs carrés de l'inverse pour chercher des relations plus précises. La méthodologie générale derrière ces équations n'a pas changé et les auteurs essayent de comparer la valeur de la conductivité thermique calculée à celle mesurée sur des carottes ou des échantillons de surface pour déterminer les propriétés pétrophysiques correspondantes avant d'effectuer les régressions multilinéaires. La lithologie est presque toujours prise en compte lors de la détermination de ces relations. Les auteurs essayent de déterminer pour chaque type de lithologie (grès, argile, ou carbonate) une relation appropriée. Le but est de trouver des modèles applicables à l'échelle mondiale. Malheureusement, cet objectif n'est jamais atteint. Au contraire, Fuchs et Forster (2014) ont démontré qu'il est impossible de trouver des relations universelles reliant linéairement la conductivité thermique et les caractéristiques pétrophysiques citées. Dans le cadre de ce travail, des tentatives pour appliquer quelques relations déjà présentées ont été réalisées afin de comparer le résultat trouvé avec la conductivité thermique déterminée par la première approche sur les puits de référence. L'essai a échoué. Ceci est dû probablement à la complexité géologique des bassins sédimentaires d'un endroit à un autre, qui rend difficile l'utilisation d'une relation universelle. De plus le nombre de mesures utilisées pour le calage des régressions antérieures est assez faible pour une approche statistique. La majorité des auteurs se contente de quelques dizaines voire quelques centaines d'échantillons pour caler des équations censées avoir une application à l'échelle mondiale.

Devant l'impossibilité d'utiliser l'une des relations déjà déterminées, la réflexion trouvée consiste à déterminer des nouveaux modèles qui seront capables de prédire la conductivité thermique à l'échelle du bassin des BTSL. C'est une alternative qui semble être judicieuse puisque certaines relations déterminées dans d'autres travaux (Hartmann et al. 2005, Fuchs et Forster 2014) ont montré de bons résultats dans des applications à une échelle locale, soit l'échelle d'un bassin.

Concernant l'élaboration de ces modèles, certains éléments de la stratégie déjà adoptée seront conservés. Ainsi, le choix des modèles linéaires et toutes les variables explicatives liées aux propriétés pétrophysiques utilisées ont été appliquées de

nouveau. La principale différence avec les approches des auteurs précédents (Hartam et al. 2005, Clauser 2006) se résume dans la manière avec laquelle les modèles seront calés. L'absence d'un nombre suffisant de carottes pour le bassin des BTSL rend le calage des équations non significatif. La solution consiste ainsi à utiliser les profils de conductivité thermique déjà préparés dans les puits de référence pour caler les modèles cherchés. Ces estimations sont assez fiables dans notre cas pour être considérées comme des références de calage puisque le nombre et la qualité des diagraphies utilisées est suffisante, la qualité de l'inversion est acceptable et l'incertitude finale est qualifiée de faible. De plus, le nombre de données élevées issues de la première approche rend significatif le calage des modèles statistiques.

En pratique l'élaboration des régressions linéaires a passé par plusieurs étapes :

-1) Une sélection des points des courbes de référence a été réalisée au début. Ces données, issues des profils de conductivité thermique déjà déterminés par inversion, ont été choisies de manière à avoir une incertitude inférieure à 10 %. L'ensemble de ces points a été divisé en deux catégories : 80 % ont servi pour élaborer les modèles, le 20 % restant pour les tester par la suite. Le choix des données avec une erreur d'estimation faible garantit une bonne qualité des données de calage.

-2) Les formations et les groupes du bassin des BTSL ont été regroupés selon la lithologie dans plusieurs ensembles. Un modèle a été déterminé pour chaque ensemble. Ainsi les groupes de Sainte-Rosalie et de Lorraine constituent l'ensemble des formations argileuses; l'Utica, le Trenton, le Black River, le Chazy et le Beauharnois forment l'ensemble des formations carbonatées, et le Covey Hill et le Cairnside constituent le groupe des formations gréseuses. La nature lithologique de la Formation de Theresa définie par des successions des bancs gréseux et dolomitiques rend difficile son classement dans cet ensemble ou dans l'autre. En effet, les données issues de cette formation dégradent la qualité des régressions à chaque fois où elle était incluse dans ce groupe ou dans l'autre. Par conséquent, la solution fut de classer le Theresa dans un ensemble unique. Considérant sa nature lithologique différente, le socle forme aussi un ensemble unique. En résumé, cinq ensembles ont été définis et par conséquent cinq modèles sont envisagés.

-3) Les régressions ont été effectuées en utilisant la méthode de stepwise (Efroymsen, 1960). Elle permet de choisir d'une façon automatique les variables les plus

significatives pour chaque modèle. La colinéarité entre les différentes variables explicatives a été surveillée afin de conserver la qualité des relations inférées.

3.2.2 Validations des modèles par des méthodes de laboratoire

Avant d'utiliser les relations empiriques déterminées, des tests pour évaluer leur fiabilité ont été effectués. Pour une vérification robuste, les estimations fournies par les équations empiriques ont été comparées à des mesures directes de la conductivité thermique en laboratoire. Des carottes ont été collectées dans plusieurs puits où la conductivité thermique a été estimée avec les modèles élaborés. Au total, 21 échantillons ont été prélevés. Ces échantillons ont été choisis pour représenter toutes les unités du bassin.

Au laboratoire, les carottes ont été coupées de manière à avoir des échantillons cylindriques : leurs diamètres mesurent entre 22 mm et 40 mm alors que leurs épaisseurs varient entre 6 mm et 15 mm. Les deux faces pour chaque échantillon ont été polies par un abrasif afin d'éliminer toute rugosité et améliorer le contact entre l'échantillon et l'appareil de mesure pour un bon transfert thermique. La variation d'épaisseur au sein de chaque échantillon est réduite à 0.1 mm au maximum. Des mesures de la conductivité thermique ont été réalisées en utilisant deux méthodes distinctes, soit la plaque chauffante transitoire (Harris et al. 2014) et la barre divisée (Beck 1957, Beardsmore et Cull 2001). La méthode de la sonde à aiguille n'a pas été utilisée à cette étape de nos travaux. L'insertion d'une sonde est quasiment impossible dans une carotte sans la fissurer ou la disloquer.

Les mesures faites par la méthode de la plaque chauffante transitoire modifiée ont été réalisées par un laboratoire d'analyse externe, le Groupe CTT. Les échantillons utilisés étaient tous à l'état saturé sauf pour certains échantillons argileux à cause de leur friabilité. L'eau permet d'améliorer le contact thermique sonde/échantillon. Les mesures réalisées par cet instrument sont effectuées en régime transitoire. En pratique, cette méthode utilise une sonde sous la forme d'un disque. Cet élément joue le rôle d'une source de chaleur plane et d'un thermostat. La conductivité thermique est déterminée en analysant l'évolution temporelle de la tension entre les bornes de la résistance électrique du thermostat. Théoriquement, cette tension évolue en fonction du temps selon l'équation suivante (Harris et al. 2014) :

$$u(t) = m \times \sqrt{t} \quad (3.19)$$

Le coefficient m est proportionnel à la conductivité thermique et permet de retrouver sa valeur selon la formule suivante :

$$\frac{1}{m - m^*} = a \cdot \lambda + b \quad (3.20)$$

où m^* , a et b sont des coefficients d'étalonnage spécifiques pour chaque appareil de mesure. L'effusivité thermique e est reliée au coefficient m par relation suivante :

$$\frac{1}{m} = M \cdot e + C \quad (3.21)$$

où M et C sont respectivement la pente et l'intercepte de la droite de calibration.

L'effusivité déterminée est finalement utilisée pour recalculer la capacité thermique massique volumique C_{vol} (J/(m³.K)) :

$$C_{vol} = \frac{e^2}{\lambda} \quad (3.22)$$

La capacité thermique massique est déterminée ensuite comme étant le rapport de la capacité thermique volumique et de la masse volumique. Ce dernier paramètre a été évalué en connaissant la masse de chaque échantillon, mesurée par une balance de précision, et son volume déterminé avec un scanner à rayon X. Comme tout instrument de mesure, la méthode de la plaque chauffante nécessite une calibration pour les deux paramètres mesurés : la conductivité thermique et l'effusivité thermique. Des étalons sont ainsi requis. Cette méthode présente une incertitude de l'ordre de 5% (Haris et al. 2014). Son principal avantage se résume dans la flexibilité qu'elle montre et le temps de mesure réduit. La sonde est positionnée à l'interface de l'échantillon qui demande peu de préparation. Sa forme et son épaisseur n'influencent pas beaucoup le résultat final. Il suffit d'avoir une seule partie plate de l'échantillon pour réaliser la mesure. La méthode de la plaque chauffante est plus appropriée pour les échantillons friables et peu consolidés ou des opérations mécaniques comme le sciage et le taillage sont difficiles à réaliser. L'hétérogénéité au sein de l'échantillon est un élément important pour cette méthode de mesure. De préférence l'échantillon doit être le plus homogène possible. Pour ce travail, cette méthode a été plus utilisée pour évaluer la conductivité thermique des échantillons argileux. Pour les autres lithologies, une deuxième technique a été préférée. Il s'agit de la méthode de la barre divisée (Figure 3. 2), dite méthode de référence. Contrairement à la plaque chauffante, la méthode de la barre divisée est réalisée en régime permanent. L'échantillon est inséré au milieu d'une colonne

constituée par deux disques en verre (Figure 3.3) dont la conductivité thermique est connue. La colonne est en contact avec deux bains d'eau de température constante. Le bain supérieur avait une température constante de 26° C alors que celui d'en bas est maintenu à une température de 16° C. De cette façon, la température de l'échantillon est gardée proche de la température de l'air ambiant, soit 21° C afin de minimiser les pertes latérales de chaleur. Le bain supérieur est plus chaud que le bain inférieur pour empêcher les courants de convection. Le contact thermique est amélioré en utilisant des pistons plus larges que la colonne utilisée (Figure 3.2, Figure 3.3), en exerçant une pression sur l'ensemble du dispositif de 250 kPa et en lubrifiant toute la surface de contact avec de la glycérine. Les échantillons ont été analysés à l'état sec et saturé. A l'état saturé, l'échantillon a été enrobé dans un mince film en plastique pour empêcher toute perte d'eau par ses extrémités latérales.



Figure 3.2: Mesure de la conductivité thermique avec la méthode de la barre divisée, laboratoire de la Commission géologique du Canada au bureau de Calgary.

La conductivité thermique de l'échantillon est donnée par la relation suivante (Jessop 1990) :

$$\lambda_{\text{éch}} = \frac{d_s \lambda_g}{\frac{d_g \Delta T_2}{\Delta T_1 + \Delta T_3} - R \lambda_g} \quad (3.23)$$

où λ_s et λ_g sont respectivement la conductivité thermique de l'échantillon et des disques. λ_g est gardée à 1.36 W/(m·k) durant toutes les mesures, d_s est l'épaisseur moyenne de

l'échantillon, d_g est l'épaisseur combinée de deux disques de plexiglas, ΔT_1 est la différence de température de part et d'autre du disque de plexiglas supérieur, ΔT_3 est la différence de température de part et d'autre du disque de plexiglas inférieur et ΔT_2 est la différence de température à travers l'échantillon (Figure 3.3). R est une constante qui reflète la résistance thermique globale de l'instrument. Elle est évaluée pour cet appareil à 10^{-4} K.m²/W. lors de l'exécution des mesures, la relation 3.23 a échoué pour donner des valeurs acceptables de conductivité thermique. Le vieillissement de l'instrument ainsi que l'absence de plusieurs étalons est probablement responsable de ce résultat. Pour remédier à ce problème, une autre relation a été déterminée. Elle est basée sur un calcul physique qui suppose la continuité du flux de chaleur entre les deux bornes de barres.

$$\lambda_{\text{éch}} = \frac{d_s \lambda_g}{2 \Delta T_2} \left(\frac{\Delta T_3}{d_{g3}} + \frac{\Delta T_1}{d_{g1}} \right) \quad (3.24)$$

d_{g1} et d_{g3} sont respectivement l'épaisseur des disques de plexiglas supérieur et inférieur.

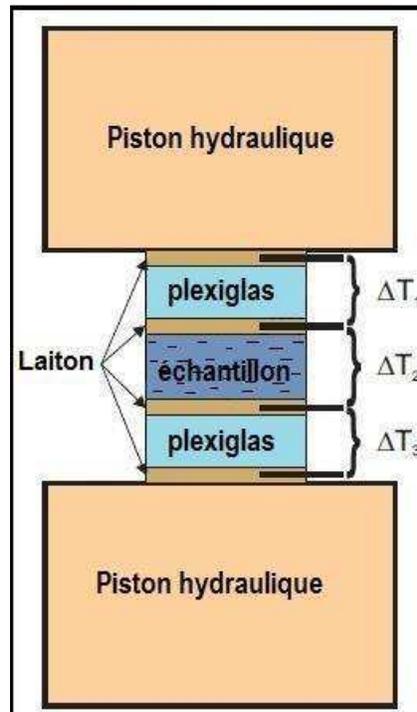


Figure 3.3: Schéma simplifié de l'appareil de la barre divisée utilisée à la Commission géologique du Canada au bureau de Calgary. Adaptée de D.R. Issler et Jessop (2011).

Pour quantifier l'incertitude des relations empiriques trouvées, deux paramètres ont été utilisés : l'erreur relative entre les conductivités thermiques estimées et mesurées et la

courbe de dispersion. Quant à l'erreur relative (Er), elle a été calculée de la manière suivante :

$$Er=100 \times \frac{|\lambda_{mes} - \lambda_{est}|}{\lambda_{mes}} \quad (3.25)$$

où λ_{mes} et λ_{est} sont respectivement les valeurs de la conductivité thermique mesurée et estimée, par les données diagraphiques disponibles, au même point. Cette grandeur a été évaluée pour les deux méthodes de mesure utilisées. Le diagramme de dispersion est formé par l'ensemble des points de coordonnées (λ_{mes} , λ_{est}). Ce nuage de points est tracé dans un repère orthonormé où l'axe des abscisses représente la conductivité thermique mesurée par les deux techniques décrites dans ce chapitre et l'axe des ordonnées représente la conductivité thermique estimée par les analyses diagraphiques.

3.2.3 Évaluation du flux de chaleur terrestre et prédiction de la température en profondeur

La densité du flux de chaleur terrestre et les estimations de la température dans le sous-sol sont deux paramètres importants pour évaluer le potentiel géothermique d'une région donnée. D'habitude, ces paramètres sont mesurés in situ avec un profil de température à l'équilibre dans un forage. Néanmoins, le coût élevé de la réouverture des puits pétroliers dans cette étude rend la tâche coûteuse et peu pratique. Une estimation indirecte de ces paramètres est souhaitable. Les profils de conductivité thermique déterminés pour chaque puits pourraient être un outil efficace pour les estimer. Étant donné les éléments présents dans ce problème, soit un enregistrement discret de la conductivité thermique par puits et des valeurs de température aux limites, la résolution numérique de l'équation de chaleur (l'équation de Poisson) par différences finies se présente parmi les alternatives possibles pour retrouver les grandeurs recherchées.

Présentation de la méthode

La résolution numérique des équations aux dérivées partielles, comme l'équation de chaleur, pourrait se faire d'une façon analytique ou numérique. Alors que la première méthode trouve rapidement sa limite pour les milieux naturels complexes, soit un sous-sol hétérogène par exemple, la deuxième offre plus de flexibilité. La méthode des

différences finies se présente parmi la seconde catégorie. Elle va être adoptée pour ce problème. Considérons l'équation de Poisson en régime permanent :

$$\lambda \nabla^2 T + A = 0 \quad (3.26)$$

où T (°K) est la température, A (W/m³) est la production de chaleur locale et ∇ est l'opérateur gradient. La méthode des différences finies est une façon d'approximer numériquement les dérivés par un simple rapport de différence. En pratique, le sous-sol a été discrétisé en plusieurs couches minces (Figure 3.4). Les couches sont d'une épaisseur de 10 à 30 cm de façon à supposer que la conductivité thermique et la production de chaleur sont constantes à l'intérieur de chaque couche. La résolution de l'équation de chaleur va permettre de déterminer une valeur de température définie à la limite de chacune de deux couches (Figure 3.4).

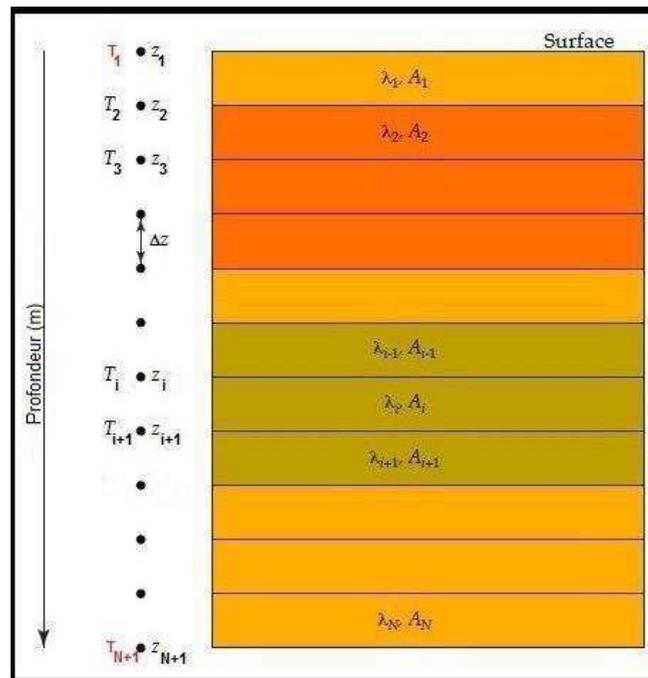


Figure 3.4: Modèle simplifié de la discrétisation du sous-sol, où Δz est le pas spatial (0,1 à 0,3 m) et l'épaisseur de chaque couche, A_i et λ_i sont respectivement la conductivité thermique et la production de chaleur à l'intérieur de chaque couche et T_i est la température.

Pour arriver à définir un profil de température, il faut estimer la conductivité thermique et la production de chaleur de chaque couche. La conductivité thermique a été déjà déterminée selon les données diagraphiques. Quant à la production de chaleur, elle a été estimée en utilisant des relations empiriques. Deux modèles ont été considérés. Le premier a été préposé par Burrus (1986) et permet de relier la production de chaleur

locale à des mesures diagraphiques du rayonnement gamma GR (API) de la façon suivante :

$$A = 0.0145 (GR - 5) \quad (3.27)$$

où A ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) est la production de chaleur. Le deuxième modèle donné par Rybach (1988) et Mareschal et Jaupart (2004) exprime la production de chaleur en fonction des concentrations de certains noyaux radioactifs :

$$A = D (9.52 C_U + 2.56 C_{Th} + 3.48 C_K) 10^{-5} \quad (3.28)$$

où D (kg/m^3) est la densité, C_U (ppm) est la concentration de la roche en uranium, C_{Th} (ppm) est la concentration en thorium et C_K (%) est la concentration en potassium.

Les deux approches ont été comparées dans un exemple pour le bassin des BTSL (Figure 3.5). En général, la deuxième approche semble être plus fiable puisqu'elle tient compte de la nature des éléments radioactifs désintégrés. Pour le cas du bassin des BTSL, la différence reste néanmoins minime (Figure 3.5). La disponibilité des valeurs de GR dans tous les puits rend plus facile l'utilisation de la méthode de Burrus (1986), ce qui a été privilégié pour cette étude.

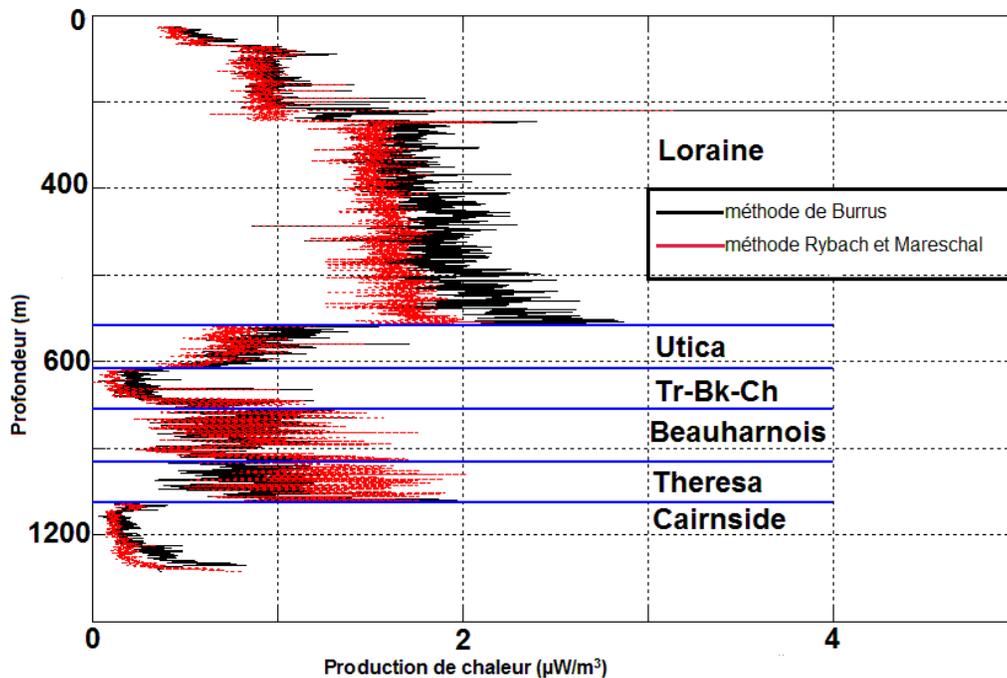


Figure 3.5: Production de chaleur déduite à partir de l'équation de Burrus (courbe noire) et de l'équation de Rybach (1998) et Mareschal et Jaupart (2004) (courbe rouge).

Correction de la conductivité thermique pour l'effet de la pression et de la température

La conductivité thermique déterminée par les deux approches précédentes a été estimée pour une température de 25° C et une pression atmosphérique. Les conditions qui règnent en profondeur ne sont pas les mêmes qu'en surface. La conductivité thermique est affectée par les variations de pression et de température surtout en grandes profondeurs (Clauser 2006). Des corrections aux profils de conductivité thermique ont ainsi été apportées avec des équations empiriques décrivant l'effet de la pression et de la température sur la conductivité thermique. Les deux effets sont décrits par des équations distinctes dont le résultat final a été additionné.

Pour la pression, peu de méthodes ont été retrouvées. La majorité des auteurs décrivent l'effet de ce paramètre sans avancer des quantifications. Toutefois, des équations applicables uniquement pour certaines lithologies ou pour certains intervalles de pression sont disponibles (Abdulagatova et al. 2009, Seipold 1990, Sorokin et al. 1982, Clauser et Huenges 1995, Clauser 2006). En 2014, Fuchs et Forster ont proposé une fonction de puissance pour exprimer la conductivité thermique à l'aide de la pression :

$$\lambda(P) = (1.095 \lambda_{1 \text{ atm}} - 0.172) * P^{0.0088 \cdot \lambda_{1 \text{ atm}} - 0.0067} \quad (3.29)$$

où P (MPa) est la pression et $\lambda_{1 \text{ atm}}$ est la conductivité thermique à une pression d'une atmosphère. Cette équation, qui a été callée par des mesures directes sur plusieurs lithologies (grès, shale calcaire), a montré un coefficient de détermination de 0.97. De même, appliquée dans une approche complète pour prédire des profils de température, cette relation a abouti à des estimations assez proches des mesures (Fuchs et Forster 2014). Ainsi, il semble judicieux de l'utiliser pour cette étude. Pour les valeurs de la pression à considérer, on a utilisé tout simplement la pression lithostatique avec une densité moyenne de 2.7.

Nombreuses sont les relations qui ont été proposées par les auteurs pour l'effet de la température sur la conductivité thermique (Kukkonen et al. 1999, Seipold 1990, Abdulagatov et al. 2009, Lee et Deming 1998). Parmi les équations les plus utilisées, on trouve celle de Sass et al. (1992) pour les roches cristallines et celle de Vosteen et Schellschmidt (2003) pour les roches métamorphiques et surtout sédimentaires. Pour

eux, la conductivité thermique pourrait s'exprimer en fonction de la température de la manière suivante :

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{a + T \left(b - \frac{c}{\lambda_0} \right)} \quad (3.30)$$

où a , b (K^{-1}) et c ($W/(m \cdot K^2)$) sont des constantes égales à 0.99, $34 \cdot 10^{-4}$ et $39 \cdot 10^{-4}$, respectivement, et λ_0 est la conductivité thermique à $0^\circ C$ calculée selon l'équation ci-dessous.

$$\lambda_0 = 0.54 \lambda_{25} + 0.5 \sqrt{1.16 \lambda_{25}^2 - 0.39 \lambda_{25}} \quad (3.31)$$

λ_{25} est la conductivité thermique à $25^\circ C$. Contrairement à la correction de pression, l'application de cette relation d'une manière directe ne peut pas être effectuée. En effet, cette équation suppose qu'on connaît à priori le profil de la température qui est le principal inconnu. La solution qu'on a trouvée consiste à linéariser l'équation de Vosteen et Schellschmidt (2003) par un développement limité au voisinage de 0 (voir équation 3.30). Ce développement est justifié puisque le terme incluant la température tend vers 0 grâce aux valeurs petites des coefficients b et c puis de l'insérer dans l'équation de Poisson. Le résultat obtenu est présenté dans l'équation suivante : l'équation (3.32)

$$a' \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z} \left[(b' \lambda_0 - c') \frac{\partial T^2}{\partial z} \right] = -A \quad (3.32)$$

où a' , b' (K^{-1}) et c' ($W/(m \cdot K^2)$) sont des nouvelles constantes retrouvées égales à 1.01, $34.69 \cdot 10^{-4}$ et $39.79 \cdot 10^{-4}$ respectivement. L'équation 3.32 décrit la propagation de la chaleur dans le sous-sol et tient compte en même temps de l'effet de la température sur la conductivité thermique. La correction se fait d'une façon implicite. La démarche générale consiste maintenant à résoudre l'équation (3.32) par différences finies. La solution va permettre d'obtenir un profil de température avec une conductivité thermique corrigée. Ce profil a permis ensuite de calculer le gradient de température $\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$ et de corriger le profil de conductivité thermique en appliquant l'équation (3.30) pour l'effet de température. Une fois qu'on a le gradient de température et la conductivité thermique corrigée pour les effets combinés de la pression et de la température, le calcul de la densité du flux de chaleur terrestre devient possible.

Résolution numérique

Avant d'expliquer en détail la résolution numérique de l'équation 3.32, certaines hypothèses jugées nécessaires pour simplifier le problème doivent être présentées. La première hypothèse spécifie que chaque couche dans le domaine de discrétisation (Figure 3.4) possède une distribution de conductivité thermique λ et de production de chaleur A homogène et isotrope. La conséquence directe de cette supposition est l'obtention d'un régime de transfert de chaleur verticale.

La deuxième hypothèse consiste à supposer que la température à moins de 50 m de la surface est constante et égale à 8° C dans le bassin des BTSL (Majorowicz et al. 2009). La valeur de 8° C provient de la température atmosphérique moyenne enregistrée près de la surface dans cette région du Québec. A noter que pour simplifier le problème, les variations paléoclimatiques ont été négligées et elles n'étaient pas considérées dans ce travail

Pour la solution, on rappelle que la méthode des différences finies consiste à remplacer la dérivée par un simple rapport de différence. En appliquant ce principe sur le premier terme de l'équation (3.32), on trouve cette expression :

$$a' \frac{\partial}{\partial z} (\lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z}) = a' \frac{\lambda_i \frac{(T_{i+1}-T_i)}{\Delta z} - \lambda_{i-1} \frac{(T_i-T_{i-1})}{\Delta z}}{\Delta z} = a' \left(\frac{\lambda_i}{\Delta z^2} T_{i+1} + \frac{\lambda_{i-1}}{\Delta z^2} T_{i-1} - \frac{\lambda_i + \lambda_{i-1}}{\Delta z^2} T_i \right) \quad (3.33)$$

Pour le deuxième terme :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[(b'\lambda_0 - c') \frac{\partial T^2}{\partial z} \right] = \frac{(b'\lambda_i - c')}{\Delta z^2} T_{i+1}^2 - \frac{(b'\lambda_{i-1} - c')}{\Delta z^2} T_{i-1}^2 - \frac{(b'\lambda_i - c') + (b'\lambda_{i-1} - c')}{\Delta z^2} T_i^2 \quad (3.34)$$

Finalement, on regroupe les deux termes et on retrouve la forme discrétisée de l'équation de chaleur pour chaque couche i :

$$a' \left(\frac{\lambda_i}{\Delta z^2} T_{i+1} + \frac{\lambda_{i-1}}{\Delta z^2} T_{i-1} - \frac{\lambda_i + \lambda_{i-1}}{\Delta z^2} T_i \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{(b'\lambda_i - c')}{\Delta z^2} T_{i+1}^2 + \frac{(b'\lambda_{i-1} - c')}{\Delta z^2} T_{i-1}^2 - \frac{(b'\lambda_i - c') + (b'\lambda_{i-1} - c')}{\Delta z^2} T_i^2 \right) = -A_i, \quad i=2 \dots N \quad (3.35)$$

L'ensemble de ces $N-1$ équations forme un système d'équations non linéaires qui pourrait être résolu sous une forme matricielle : Les inconnus T_i seront stockés dans une matrice colonne x de la manière suivante :

$$x = [T_1, T_2, T_3, T_4, \dots, T_{i-1}, T_i, T_{i+1}, \dots, T_{N-1}, T_N, T_{N+1}]^T \quad (3.36)$$

Les coefficients de l'équation 3.33 peuvent être arrangés dans une matrice M_1 avec $N+1$ lignes et $N+1$ colonnes:

$$\mathbf{M}_1 = \mathbf{a}' \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ \frac{\lambda_1}{\Delta z^2} & -\frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\Delta z^2} & \frac{\lambda_2}{\Delta z^2} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \frac{\lambda_2}{\Delta z^2} & -\frac{\lambda_3 + \lambda_2}{\Delta z^2} & \frac{\lambda_3}{\Delta z^2} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & \frac{\lambda_{i-1}}{\Delta z^2} & -\frac{\lambda_i + \lambda_{i-1}}{\Delta z^2} & \frac{\lambda_i}{\Delta z^2} & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \frac{\lambda_{N-1}}{\Delta z^2} & -\frac{\lambda_N + \lambda_{N-1}}{\Delta z^2} & \frac{\lambda_N}{\Delta z^2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (3.37)$$

Une matrice \mathbf{M}_2 est construite de la même façon que \mathbf{M}_1 pour stocker les éléments de l'équation 3.34. Il suffit cette fois de multiplier chaque valeur par la conductivité thermique λ_i utilisée par b' puis de lui soustraire la quantité c' . Les termes du second membre de l'équation 29 sont arrangés dans une matrice colonne \mathbf{H} de $N+1$ lignes :

$$\mathbf{H} = [T_1, \frac{-(A_1 + A_2)}{2}, \frac{-(A_2 + A_3)}{2}, \dots, \frac{-(A_{i-1} + A_i)}{2}, \dots, \frac{-(A_{N-1} + A_N)}{2}, T_{N+1}]^T \quad (3.38)$$

L'équation 3.35 s'écrit ainsi de la façon suivante :

$$\mathbf{M}_1 \cdot \mathbf{x} - \frac{1}{2} \cdot \mathbf{x}^T \cdot \mathbf{M}_2 \cdot \mathbf{x} = \mathbf{H} \quad (3.39)$$

La fonction 'fsolve' de matlab a été utilisée pour résoudre ce système non linéaire. La solution donne la température à chaque niveau i du sous-sol. Des conditions aux limites sont nécessaires pour la solution. On a utilisé ainsi des conditions de type Dirichlet en supposant qu'on connaît la température en surface (T_1) et au fond de chaque puits (T_{N+1}). À ce sujet, les mesures de la température dans les puits ont été corrigées pour l'effet de refroidissement causé par la circulation de la boue de forage (Bédard et al. 2014) en utilisant la méthode de Harrison (Harrison et al. 1983).

Préparation des cartes

La démarche décrite a été appliquées ensuite sur toutes les données diagraphiques disponibles et de qualité suffisante pour une interprétation quantitative. L'objectif est de retrouver des profils de température et du flux de chaleur terrestre pour chaque puits. Les valeurs de flux de chaleur en surface et celles de température pour certaines profondeurs ont été pointées sur ces courbes. Ces informations ont été interpolées en utilisant un code du Krigeage Simple préparé sur Matlab. Pour une meilleure qualité de cartes, certains repères géographiques ont été ajoutés comme les cours d'eau et les agglomérations urbaines principales de la province. Des couches arc GIS ont été utilisées pour cette fin.

3.3 Résultats

Les résultats tirés de la méthodologie décrite dans le paragraphe précédent sont présentés en partie dans cette section et en partie dans les chapitres annexes.

3.3.1 Profils de conductivité et de capacité thermique massique

L'inversion de données diagraphique a été réalisée pour trois puits typiques, soit A247, A252 et A257. Ces puits ont été choisis parce qu'ils présentent des enregistrements complets et de bonne qualité. De plus, lorsque combinés ensemble, ils interceptent toute la colonne stratigraphique du bassin. Pour chaque puits, la minéralogie a été déterminée en fonction de la profondeur z . Ceci permet de reconstruire, à chaque fois, la colonne stratigraphique du bassin des BTSL d'une manière quantitative (Figure 3.6).

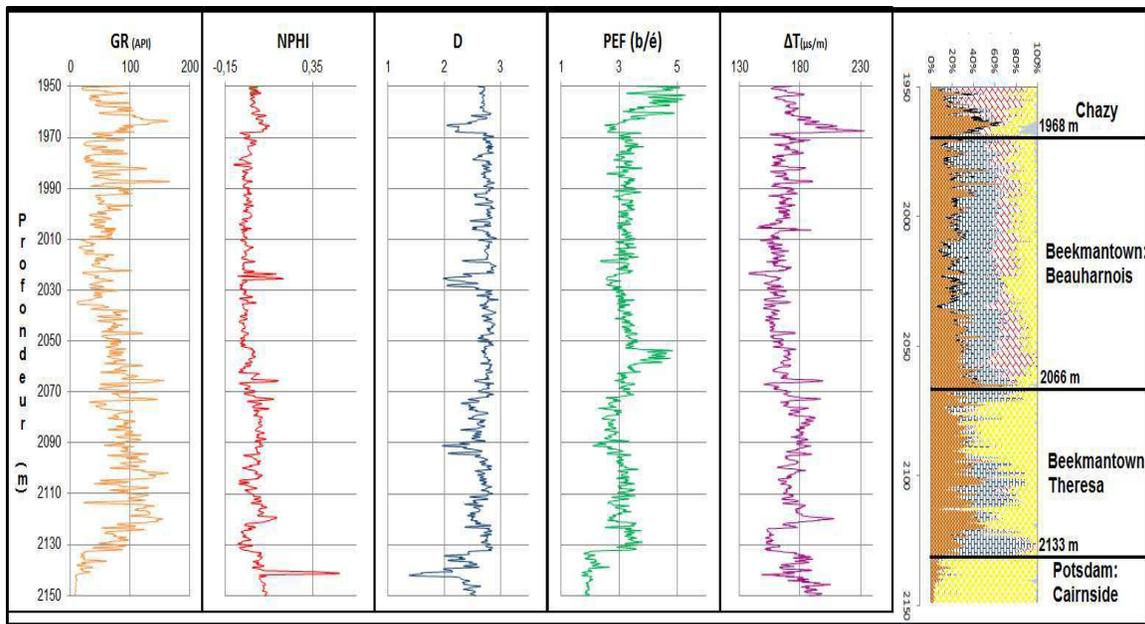


Figure 3.6: Exemple des enregistrements diagraphiques utilisés et de la colonne stratigraphique reconstruite dans le puits A252 : ce profil intersecté 4 unités géologiques, soit le Groupe de Chazy, la formation de Beauharnois, la formation de Theresa et la formation de Cairnside.

Les pourcentages des minéraux et de la porosité déterminés ont été utilisés pour retrouver un profil de conductivité thermique pour chaque puits. Considérant la faible incertitude de cette estimation, ces profils ont été qualifiés de profils de référence (Figure 3.7).

L'encadrement de Hashin et Shtrikman (1962) a été déterminé pour l'exemple présenté. Puis, les deux modèles soient la moyenne géométrique et celui de Hashin et Shtrikman ont été comparés (Figure 3.7c). La comparaison entre les deux courbes a révélé une quasi-coïncidence. Ceci est dû aux faibles valeurs de la porosité enregistrées dans ce secteur du bassin.

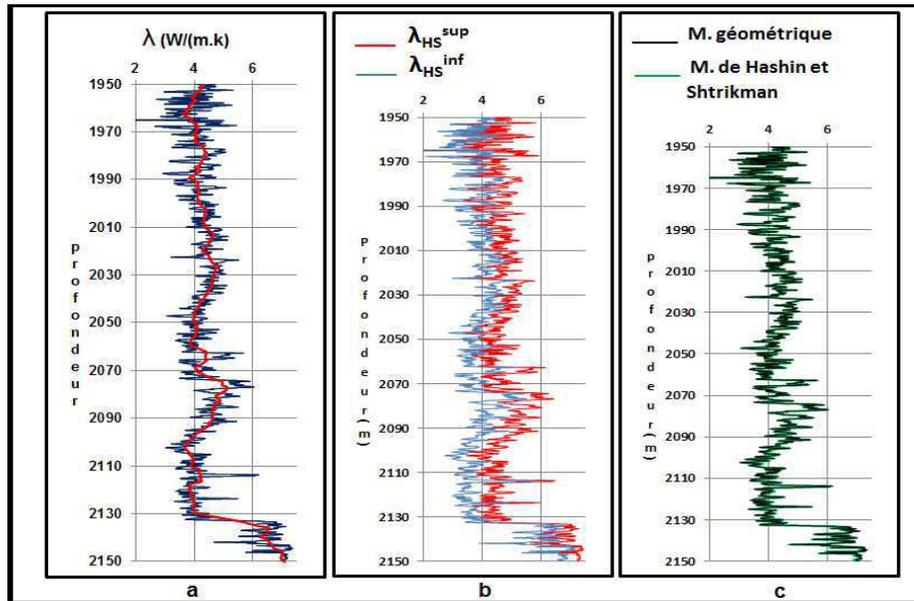


Figure 3.7: a) Courbe de conductivité thermique prédite (bleue) à partir d'inversion des diagraphies (même exemple que la Figure 3.6), et courbe résultant de l'application d'un filtre passe-bas (rouge) sur l'estimation initiale. b) Encadrement de Hashin et Shtrikman (1962) c) Résultats finaux obtenus avec le modèle de Hashin-Shtrikman (1962) et celui de la moyenne géométrique.

Les mêmes données issues de l'inversion ont permis aussi de préparer un profil de capacité thermique massique à travers le sous-sol (Figure 3.8). La capacité thermique massique de la partie solide a été comparée à la capacité thermique massique entière de la roche. Il apparaît aussi que la porosité a un effet direct sur la capacité thermique massique totale d'un roc. La courbe de la capacité thermique massique totale et de la partie solide seulement se distinguent dans les zones à forte porosité (Figure 3.8).

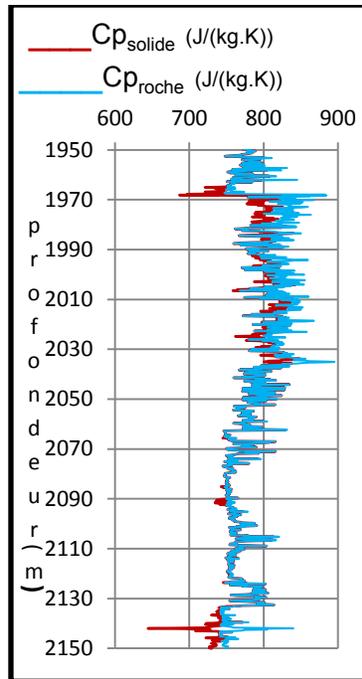


Figure 3.8: Capacité thermique massique du squelette solide et de la roche pour l'exemple présenté dans les Figures 3.6 et 3.7.

Avec les profils de conductivité thermique déterminée analytiquement dans les puits de référence, des relations empiriques ont été retrouvées pour exprimer la conductivité thermique grâce à un certain nombre de propriétés pétrophysiques. Selon la lithologie cinq équations ont été déterminées.

Tableau 3.3: Relations empiriques trouvées avec le nombre d'observations utilisées (N), le coefficient de détermination et l'erreur quadratique moyenne.

Formations	relations	N	R ²	RMSE(W/(m.k))
Formations argileuses				
(Gr. de Loraine, St Rosalie et d'Utica)	$\lambda = 2.44 + 0.03/\phi^2 - 3.03/v_p$	3010	0.64	0.17
Formations calcaireuses				
(Gr. de Tr.- Bk. Ri- Cha et for. Beauharnois)	$\lambda = 6.31 - 0.4 * Vsh - 0.017 * \rho - 15.38/v_p$	2699	0.57	0.32
Formations gréseuses				
(Gr.de Potsdam)	$\lambda = 6.95 - 0.026 * Gr - 9.50 * \phi$	1988	0.93	0.33
Theresa	$\lambda = 15.55 - 0.014 * GR - 13 * \phi - 1.43 * D$	155	0.73	0.35
Socle	$\lambda = 5.03 - 0.02 * GR - 6.33 * \phi + 0.31 * v_p$	3066	0.95	0.2

À noter qu'un nombre de données de calage élevé ainsi que des coefficients de détermination allant de 0.57 à 0.95 permettent de garantir une qualité moyenne à bonne

des relations trouvées considérant l'hétérogénéité du milieu. Les erreurs quadratiques moyennes, déterminées grâce aux données test, soit les 20 % des données initialement disponibles, montrent une erreur maximum de 0.35 W/(m.k). Cette valeur est acceptable pour des estimations indirectes de la conductivité thermique.

3.3.2 Résultat de la validation des relations empiriques

Un test de validation a été réalisé pour les modèles présentés dans le tableau 3 en suivant les instructions de la partie 3.2.2. Les échantillons utilisés sont présentés dans le tableau 3.4.

Tableau 3.4: liste des échantillons utilisés pour la validation des modèles statistiques.

échantillon	Puits	Formations	Profondeur	Qualité	λ_{est} Pla. Chauf. (W/(m.K))	λ_{est} B. Div. (W/(m.K))	λ_{mes} W/(m.K)
14CR01	A223	Beekmantown	970.8-970.78	A	4.64	4.37	3.75
14CR02	A223	Beekmantow	976.1-976.25	B	2.566	3.21	4.14
14CR05	A197	Tr-Bk-Ch	905.26-905.43	A	3.34	3.27	3.79
14CR06	A197	Beauharnois	1054.17-1054.38	A	4.37	3.53	3.77
14CR07	A197	Cairnside	1165.35-1165.59	B	6.12	5.91	6.07
14CR08	A197	Covey Hill	1371.75-1371.96	B	5.82	5.08	5.64
14CR09	A188	Grenville	1395.89-1396.2	C	3.13	2.67	3.8
14CR10	A188	Covey Hill	1389.4-1389.7	A	3.6	4.78	4.35
14CR11	A170	Covey Hill	431.3-431.44	B	4.54	3.29	4.67
14CR12	A170	Potsdam	374.75-374.95	A	5.13	4.69	5.46
14CR13	A170	Beauharnois	235.68-235.92	B	4.3	2.09	3.69
14CR14	A170	Theresa	230.52-230.73	B	4.04	4.06	3.43
14CR15	A126	Potsdam	1216.35-1216.5	A	6.036	6.19	6.30
14CR16	A126	Potsdam	1191.6-1191.8	B	5.76	5.53	5.64
14CR18	A185	indéterminé	3809.64-3809.85	C	3.479	3.32	3.84
14CR19	A196	Potsdam	1166.8-1166.93	B	3.06	2.96	3.03
14CR20	A196	Potsdam	1141.76-1141.65	A	6.019	5.56	5.04
14CR21	A257	Utica	507.36-507.47	A	3.08	2.88	2.94
14CR22	A257	Utica	480.95-481.25	C	1.83	-	2.68
14CR26	A228	Non-déterminé	1503.80-1504.04	B	4.652	3	3.62
14CR27	A228	Non-déterminé	1506.95-1507.05	B	3.8	2.68	3.7

Pla. Chauff. : méthode de la plaque chauffante.

B. Div. : méthode des barres divisées.

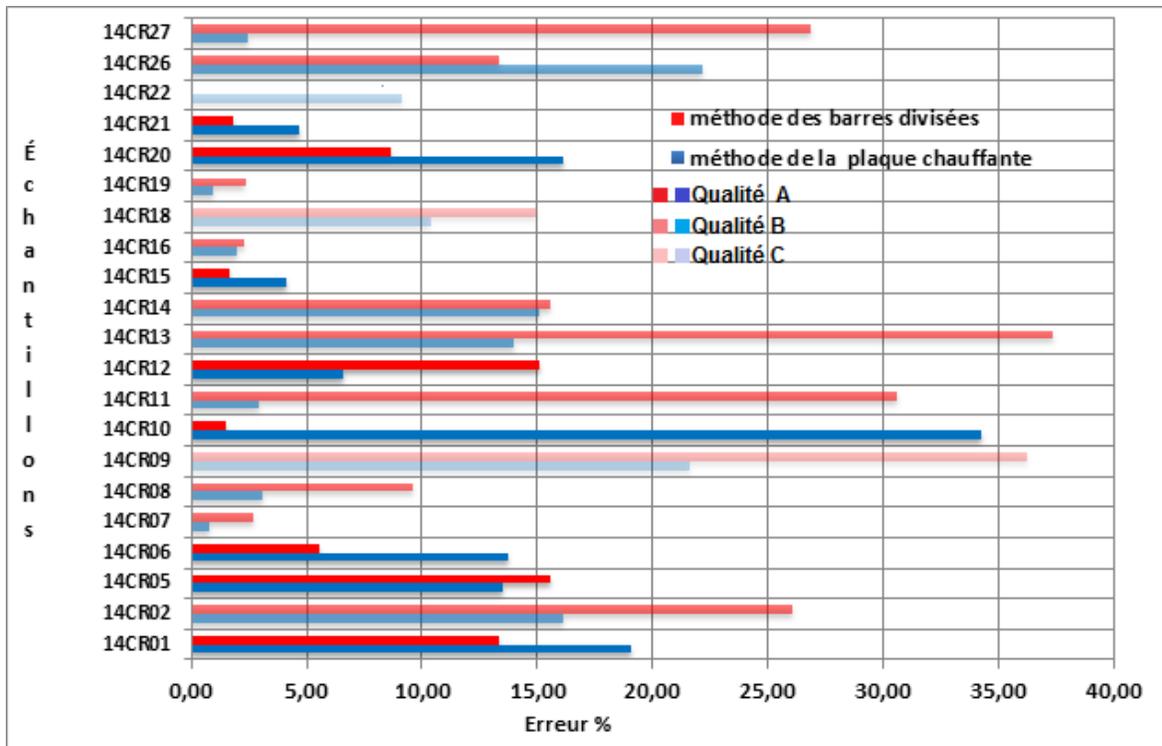


Figure 3.9: Erreurs relatives entre les carottes analysées et les prédictions des modèles empiriques.

Les erreurs enregistrées sont comprises entre 0.8 % et 37 % (Figure 3.9). L'erreur moyenne calculée sur les 45 échantillons est de l'ordre de 11 %. Les valeurs d'erreur les plus élevées sont expliquées par au moins quatre facteurs. La mauvaise qualité des données disponibles ainsi que l'absence occasionnelle d'une ou de plusieurs diagraphies sont à l'origine d'une partie de l'erreur. En outre, la différence de résolution spatiale entre la méthode d'estimation et les techniques de mesure en laboratoire représente aussi une partie de cette erreur. En effet, les diagraphies utilisées pour ces estimations possèdent un pouvoir de résolution entre 10 et 30 cm alors que les mesures ont été effectuées avec des mini-carottes sur une échelle de quelques dizaines de millimètres pour la méthode de la plaque chauffante transitoire et quelques centimètres pour la méthode de la barre divisée. De plus, la conductivité thermique déterminée avec les diagraphies est une valeur globale le long de la distance dictée par la résolution des outils diagraphiques. Selon l'homogénéité du sous-sol, un échantillon, de quelques centimètres de dimension, pourrait montrer une conductivité thermique plus au moins proche de la valeur globale de la tranche définie par les estimations diagraphiques.

Une autre raison qui pourrait expliquer aussi les erreurs élevées se trouve dans la définition de l'erreur relative elle-même. En effet, en divisant par la conductivité

thermique mesurée, l'erreur dépendra forcément de la valeur de cette dernière. En d'autres termes, pour la même erreur absolue enregistrée, l'erreur relative va être plus élevée pour les faibles mesures. Cet effet a été vérifié lorsqu'une bonne partie des échantillons, dont l'erreur dépasse 20%, a montré des valeurs de conductivité thermique modérées soient inférieures à 3 W/(m.k). La qualité de l'échantillon à mesurer peut être également un facteur d'erreur. Ceci a été bien noté pour la méthode de la barre divisée. L'épaisseur et la taille de l'échantillon avaient une influence notable sur la fiabilité de la mesure. Notamment, les mesures des échantillons mal taillés, mal polis, de petites taille ou peu épais ont plus d'incertitude (14CR02, 14CR09, 14CR13, 14CR18, 14CR26, 14CR27).

Outre que l'erreur relative, la dispersion entre les estimations et les mesures de la conductivité thermique a été analysée (Figure 3.10). L'interprétation du graphe montre que la dispersion maximale a été enregistrée pour des conductivités thermiques entre 3 et 4 W/(m.k). Ces valeurs correspondent généralement aux formations carbonatées. La qualité de la régression pour ce type de lithologie est la cause la plus probable. Rappelant qu'un coefficient de détermination de 0.57 a été trouvé pour ce modèle (Tableau 3.3). Cette valeur témoigne d'une qualité de régression modérée comparée aux autres modèles. Grâce aux équations validées, des profils de conductivité thermique ont été estimés pour tous les puits disponibles dans le bassin. En totalité, soixante-quinze profils ont été déterminés (voir Annexe 1).

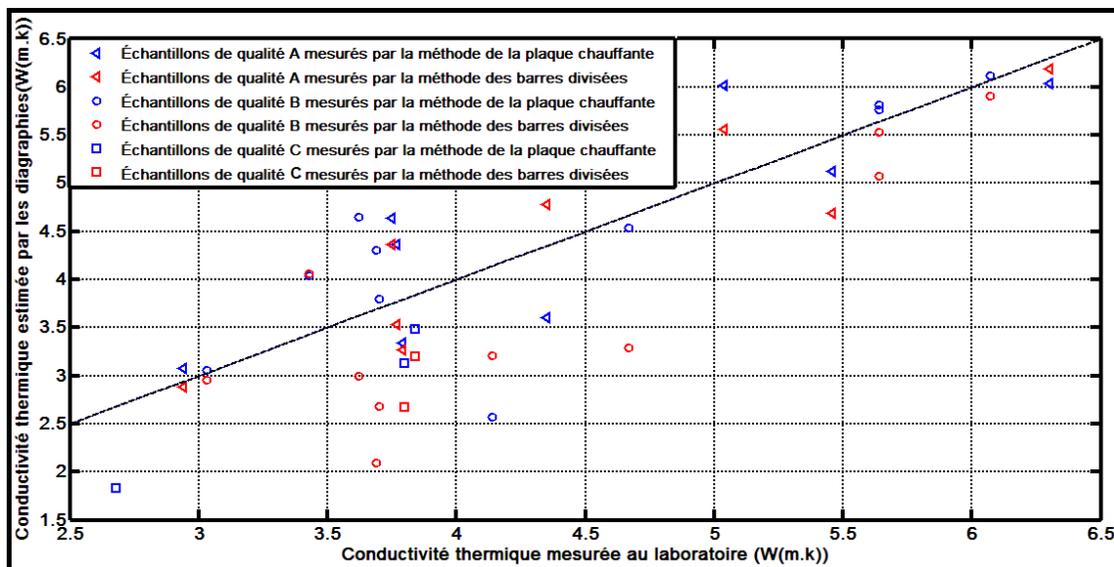
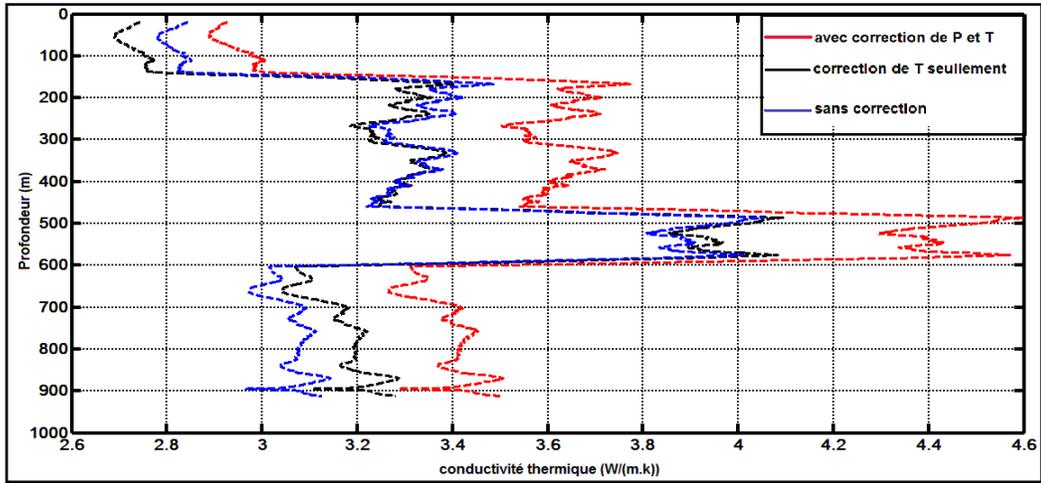


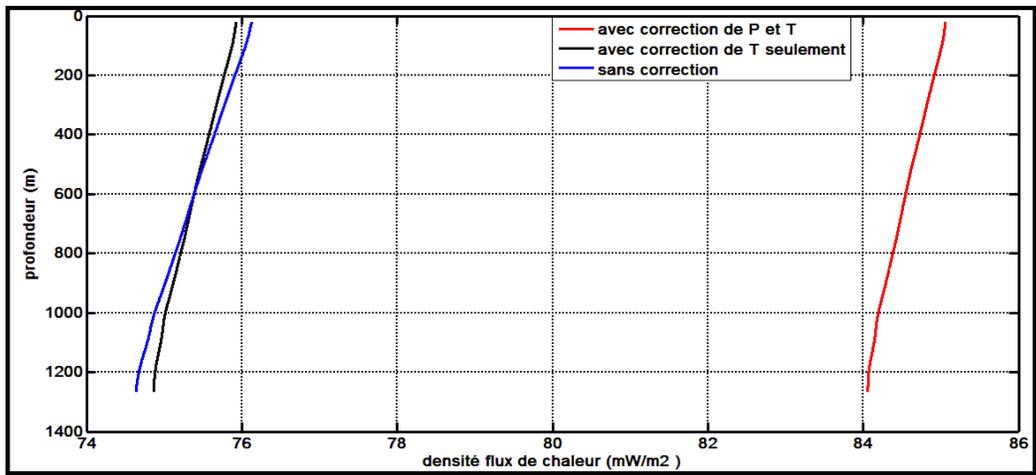
Figure 3.10 : Dispersion entre les valeurs de la conductivité thermique estimées avec l'approche diagraphique empirique et mesurées en laboratoire.

3.4.3 Effets des corrections de pression et de température

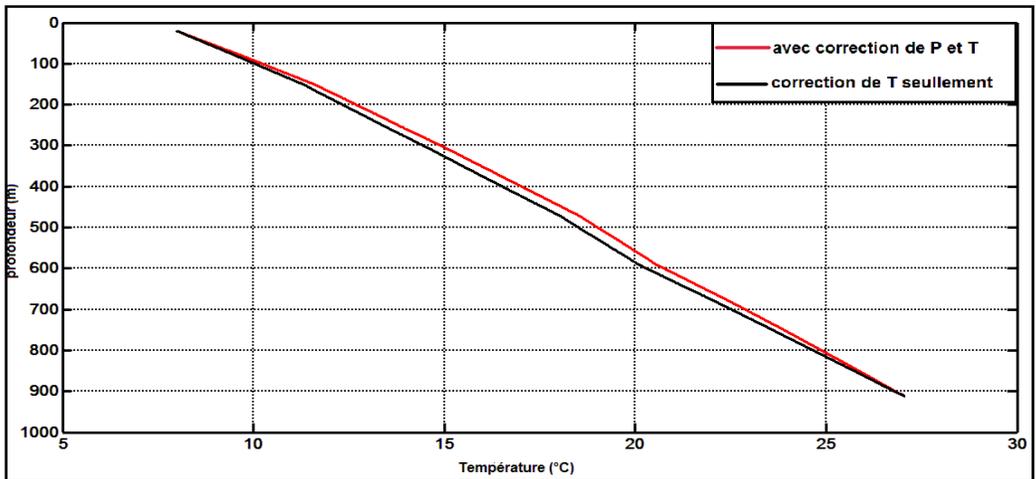
La correction de pression et de température apportée à la conductivité thermique a été examinée pour trois paramètres : le profil de température, le flux de chaleur terrestre et la conductivité thermique elle-même. La Figure 3.11 montre l'exemple d'une courbe de conductivité thermique avant les corrections (c'est-à-dire sous des conditions de température et de pression ambiante), après la correction de température seulement et enfin après l'application de deux corrections. Avant de commencer toute interprétation, rappelons que la conductivité thermique diminue lorsque la température augmente. Avec la correction de température seulement, la conductivité thermique augmente près de la surface puisque la température est encore inférieure à 25° C, alors qu'elle diminue avec la profondeur puisque la température devient supérieure à 25° C (Figure 3.11a). Entre les deux limites, les courbes se croisent marquant la profondeur ou la température du sous-sol est de 25° C. En ajoutant l'effet de la pression, la conductivité thermique résultante augmente et dépasse toujours la conductivité thermique initiale. En surface, les deux corrections sont d'un même signe positif. En revanche, elles sont de signe contraire en profondeur, soit négative pour la température et positive pour la pression.



a



b



c

Figure 3.11: Effet de la correction de la pression et de la température a) sur la conductivité thermique, b) sur le flux de chaleur et c) sur la température.

Pour le flux de chaleur, des résultats similaires ont été révélés (Figure 3.11 b). Selon la correction de température, on retrouve un flux plus élevé proche de la surface et moins élevé en profondeur et les deux courbes se croisent également. En ajoutant la correction de pression, le flux augmente de presque 10% et dépasse les valeurs précédentes.

L'ensemble des corrections n'a pas apporté de grandes modifications pour le profil de température (Figure 3.11 c). Une différence maximale de 1 à 2 degrés a été enregistrée pour les profils corrigés et non corrigés.

3.3.3 Cartes du flux de chaleur en surface

Un profil de température et une estimation du flux de chaleur terrestre en surface ont été déterminés pour chaque puits disponible dans le bassin. Les données obtenues représentés sur des cartes (Figure 3.12). Pour cela, un krigeage a été appliqué à cette étape du travail.

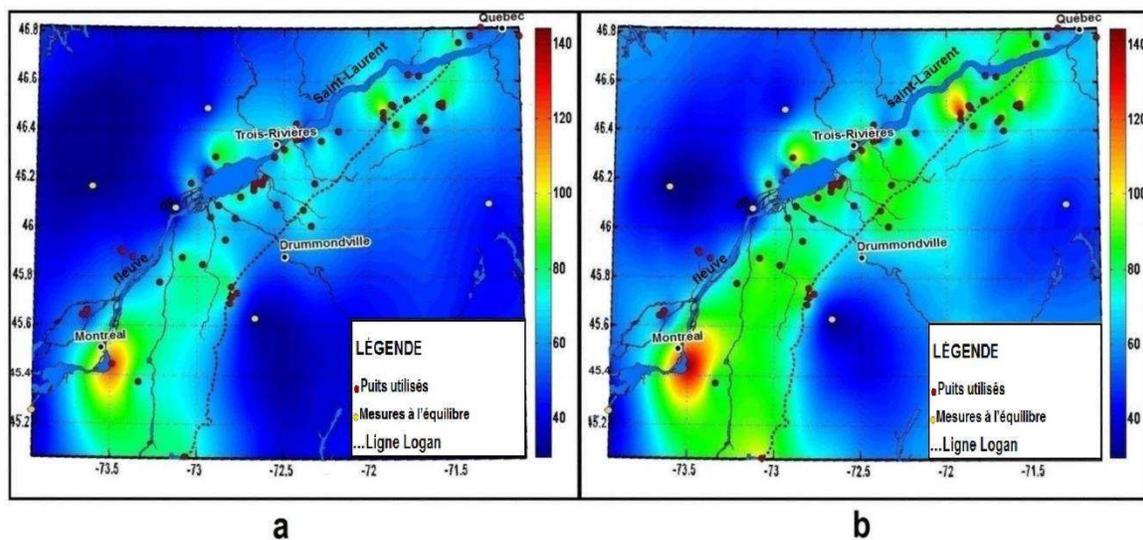


Figure 3.12: Densité du flux de chaleur terrestre : a) sans correction et b) avec corrections de pression et de température.

Soixante-quinze données de puits étaient disponibles pour cartographier le flux de chaleur en surface (Figure 3.12). La disposition des puits n'était pas idéale pour préparer la carte car les points sont arrangés diagonalement. Des zones sont couvertes par suffisamment de puits alors que d'autres ne le sont pas. Pour combler cette lacune, on a utilisé des valeurs du flux de chaleur, issues des travaux d'autres chercheurs (Jessop et al. 2005), dont les mesures ont été faites à l'équilibre. La carte présentée

comprend ainsi 81 points. Comme les corrections apportées aux profils de conductivité thermique avaient une grande influence sur le flux de chaleur terrestre, deux cartes du flux de chaleur avec et sans correction ont été préparées (Figure 3.12).

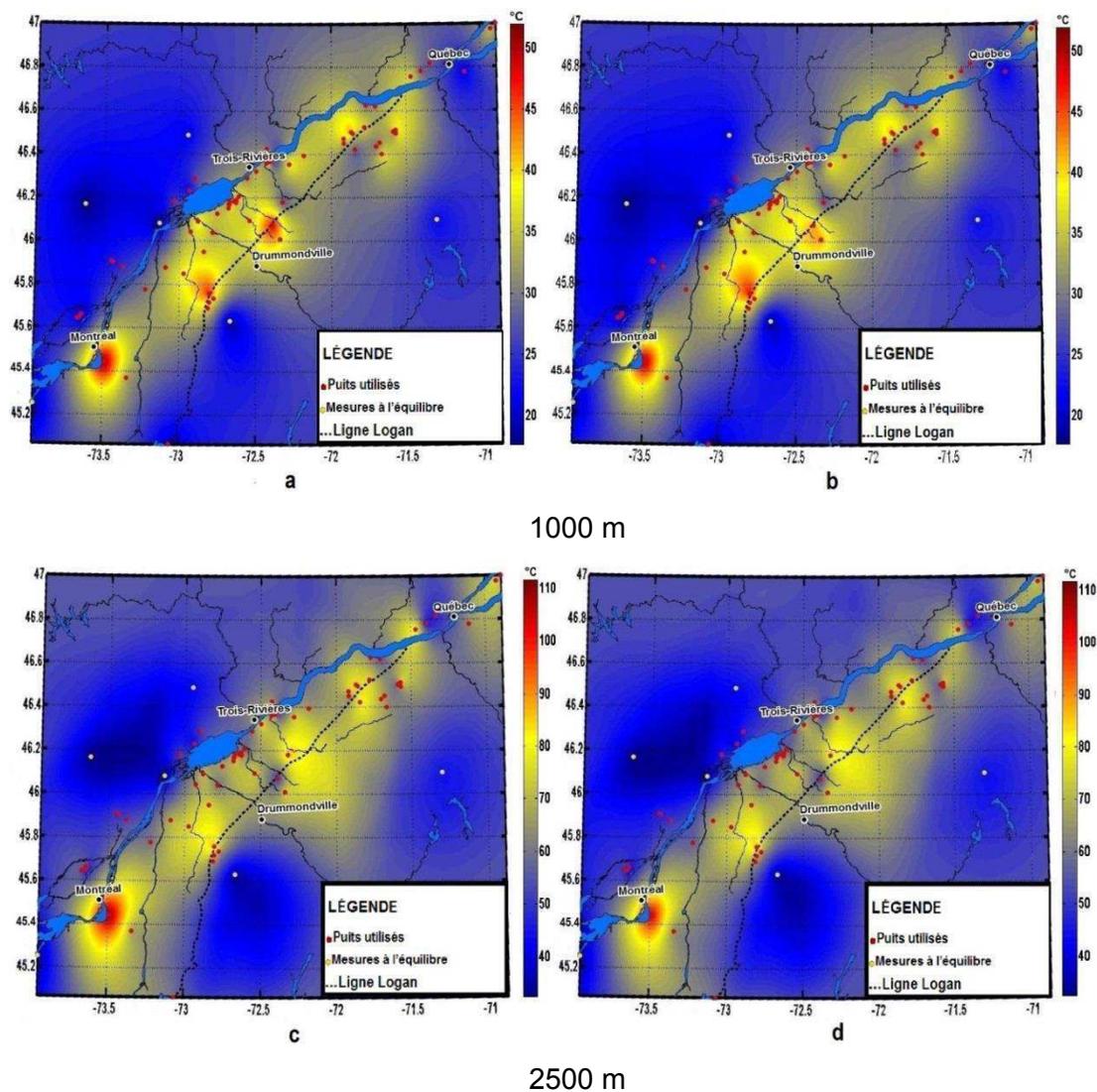
Les valeurs du flux de chaleur, mises en évidence par ces cartes, sont comprises entre 30 et 144 mW/m² pour les estimations corrigées et 30 et 126 mW/m² pour les valeurs non corrigées (Figure 3.12). En comparant les deux cartes, il semble clair que le flux de chaleur avec une correction de la conductivité thermique pour la pression est nettement plus élevé. Néanmoins les deux cartes qui donnent des contraintes minimales et maximales montrent des anomalies dans les mêmes secteurs. La majorité de ces anomalies sont localisées dans un couloir étroit entre le fleuve Saint-Laurent et la ligne Logan. Une première raison qui pourrait expliquer cette configuration est la densité des puits élevée dans ce couloir. Ce secteur du bassin est bien couvert par les données. Presque tous les puits disponibles sont forés uniquement dans cette zone. La seconde raison possible est liée aux mesures in situ ajoutées grâce aux travaux de Jessop et al. (les points jaunes sur les cartes). Ces mesures montrent des faibles valeurs comparées aux estimations. On pense que les forages peu profonds (< 500 m) dans lesquels ces mesures ont été effectuées représentent la cause la plus plausible qui justifie de telles valeurs. Sur les cartes, ces mesures sont toutes localisées à l'extérieur du couloir désigné (Figure 3.12). Elles peuvent expliquer donc les valeurs du flux de chaleur modérées interpolées dans ces zones.

À noter que quelques valeurs élevées du flux de chaleur sont localisées près de la faille Logan et sont justifiées par plusieurs puits offrant des observations. Cet accident tectonique leur donne peut-être une signification géologique étant donnée l'importante circulation des fluides qu'il pourrait assurer. D'autres anomalies thermiques comme celle située près de Montréal, encadrée par les parallèles 45,3 N et 45,5 N et les méridiens 73,25 W et 73,75 W, sont supportées par peu de données (un seul puits). De ce fait, l'étendue de ces anomalies doit être considérée avec précaution.

3.3.4 Cartes de la température en profondeur

Des cartes de la température ont été préparées pour des profondeurs de 1000, 2500, 4000 et 5000 m (Figure 3.13). Une grande partie des puits n'atteignent pas certaines de ces profondeurs, nous avons extrapolé la température en se basant sur les valeurs de

conductivité thermique provenant de l'analyse du profil de conductivité thermique ou des moyennes issues de travaux de terrain (chapitre 2). Le flux de chaleur a été extrapolé aussi en utilisant des valeurs moyennes de production de chaleur de $0.7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ au sein des formations sédimentaires et de $1.2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ au niveau de socle (Majorowicz et Minea 2012). Devant des corrections de pression et de température qui causent une augmentation importante de la conductivité thermique et du flux de chaleur, toutes les prédictions de température réalisées ont été refaites avec des données de flux non corrigées. C'est une méthode pour comparer les résultats d'une part et pour minimiser le risque d'autre part.



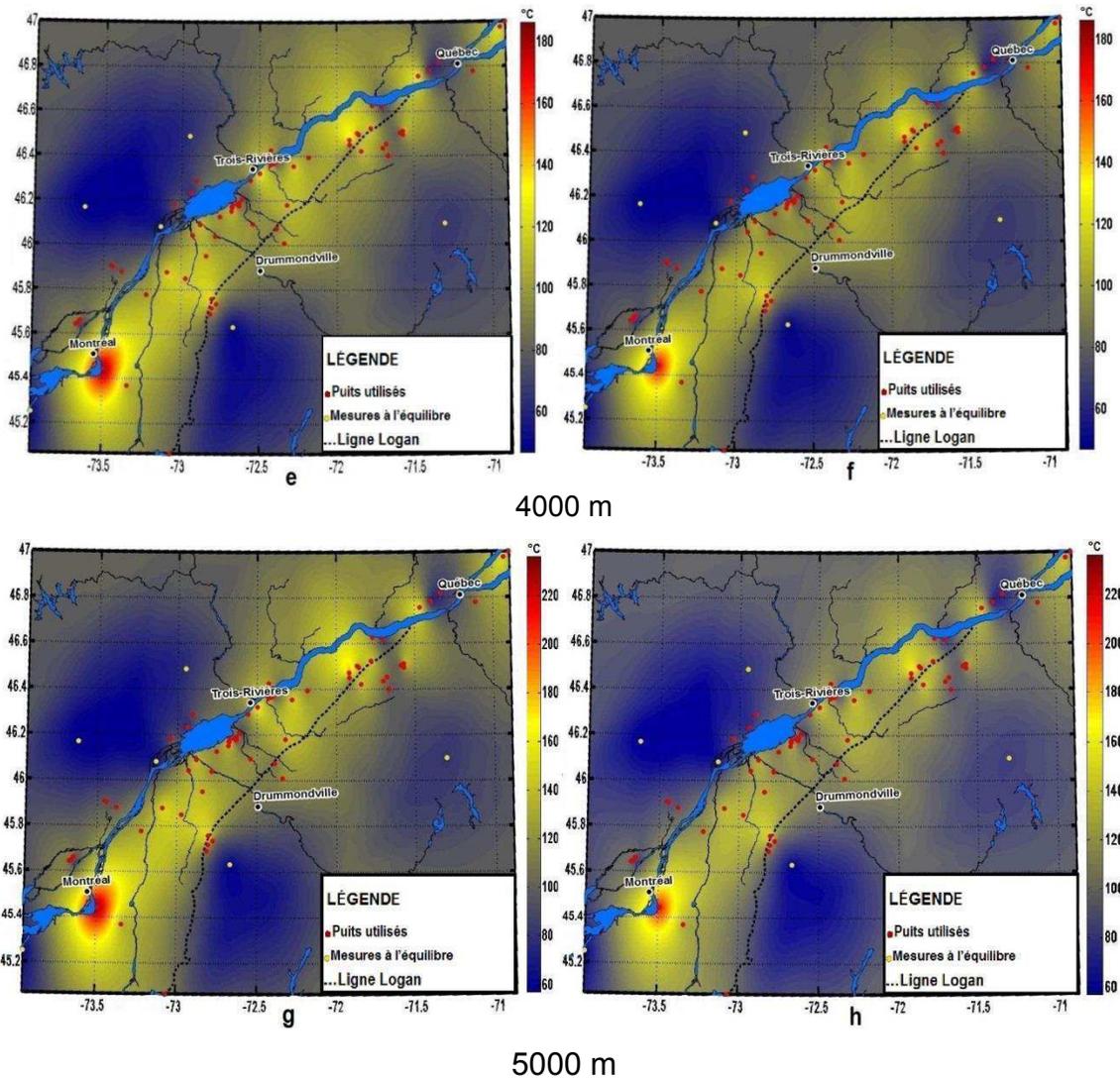


Figure 3.13: Cartes des températures à différentes profondeurs de 1000 m à 5000 m, avec correction de la conductivité thermique pour les effets de température et pression à gauche et sans correction à droite.

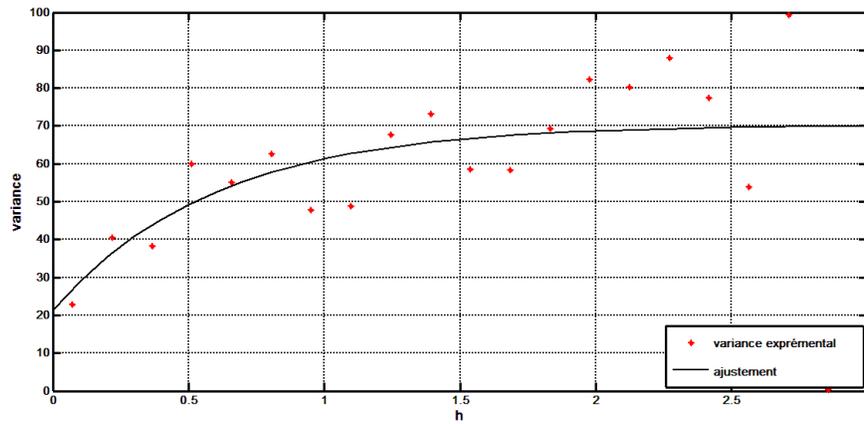
Avec ces données, on pourrait ainsi déterminer les gradients de température maximaux et minimaux pour certaines profondeurs du bassin. En effet, entre 1000 et 2500 m, le gradient minimal se situe autour de $1^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$ alors que la valeur maximale est de l'ordre de $4^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$. Entre 2500 et 4000 m, les gradients de température minimum et maximum sont de $2^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$ et de $5^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$, respectivement, alors qu'entre 4000 et 5000 m, ces même valeurs sont de $1.4^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$ et de $5^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$. Le gradient de température semble être plus important en profondeur. Cet effet est dû à une conductivité thermique moyenne moins élevée des roches en profondeur, essentiellement formées par un socle cristallin comme celui du Grenville.

Par définition, le krigeage simple utilisé pour interpoler les données requiert la connaissance préalable de la moyenne. Cette dernière a été évaluée par un krigeage ordinaire. C'est de cette manière que la température moyenne a été évaluée pour chaque profondeur avec la première série de cartes incluant les corrections de température et de pression sur la conductivité thermique. On enregistre ainsi une température moyenne de 32° C à 1000 m, 64° C à 2500 m, 95° C à 4000 m et 119° C à 5000 m de profondeur. Le gradient moyen calculé entre 1000 et 2500 m est de l'ordre de 2.13° C /100 m, de 2.08° C /100 m entre 2500 et 4000 m puis de 2.34° C/100 m entre 4000 et 5000 m. Pour les cartes préparées avec des conductivités thermiques non corrigées, la température moyenne a été évaluée à 32° C à 1000 m, 62° C à 2500 m, 92° C à 4000 m et 113° C à 5000 m. La différence entre les valeurs de température prédites avec et sans corrections de la conductivité thermique s'amplifie avec l'augmentation de la profondeur : elle passe de 0.35° C à 1000 m à presque 6° C à 5000 m. Les recours à des extrapolations en profondeur est à l'origine de cet effet. Rappelant que l'extrapolation des valeurs de température, dans les deux cas, fait intervenir pour le même puits des flux de chaleur corrigés et non corrigés de valeurs différentes. Ce résultat est bien visible en examinant les cartes préparées (Figure 3.13). Les cartes, sans et avec correction de la conductivité thermique, se ressemblent davantage à 1000 et 2500 m qu'à 4000 m et 5000 m.

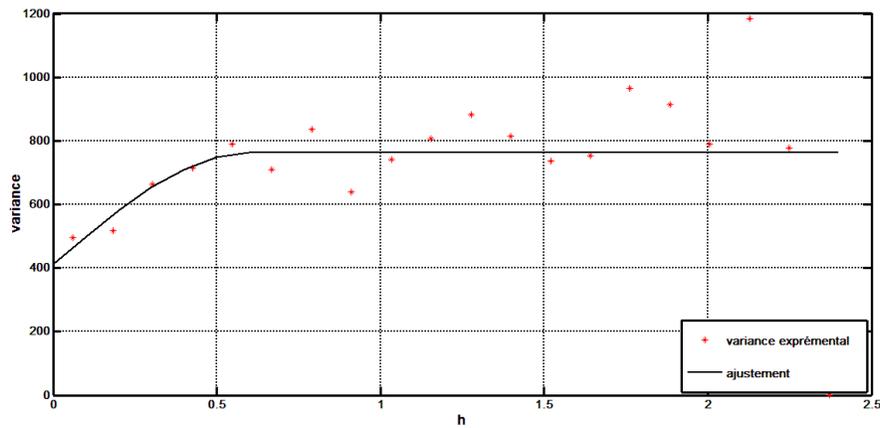
L'analyse spatiale des températures interpolées a révélé des variogrammes différents d'une carte à autre (Figure 3.14). Des cartes ont été interpolées avec des variogrammes sphériques alors que d'autres en utilisant des variogrammes exponentiels. Les paramètres utilisés pour chaque modèle, soit la portée, le palier et l'effet pépite ne sont pas aussi les mêmes. Cela signifie que le rayon d'influence de chaque point des données sur les points interpolés d'entourage varie d'une carte à l'autre. Cet effet aurait plus d'impact sur les zones de faible densité d'information et elles auraient tendance à avoir des valeurs plus ou moins proches des points d'observation voisins selon le variogramme adopté.

Cependant, presque les mêmes emplacements des zones chaudes et froides ont été retrouvés d'une carte à une autre. Certaines anomalies géothermiques ont été ainsi identifiées dans la figure 3.15. Il apparaît aussi que les contrastes régionaux de température s'atténuent progressivement avec l'augmentation de la profondeur. La

température à 5000 m de profondeur semble être plus homogène qu'à 1000 m de profondeur.



(a)



(b)

Figure 3.14: Variogrammes utilisés pour l'interpolation des cartes de température: a) à 1000 de profondeur avec correction de la conductivité thermique et b) à 5000 m de profondeur sans correction de la conductivité thermique.

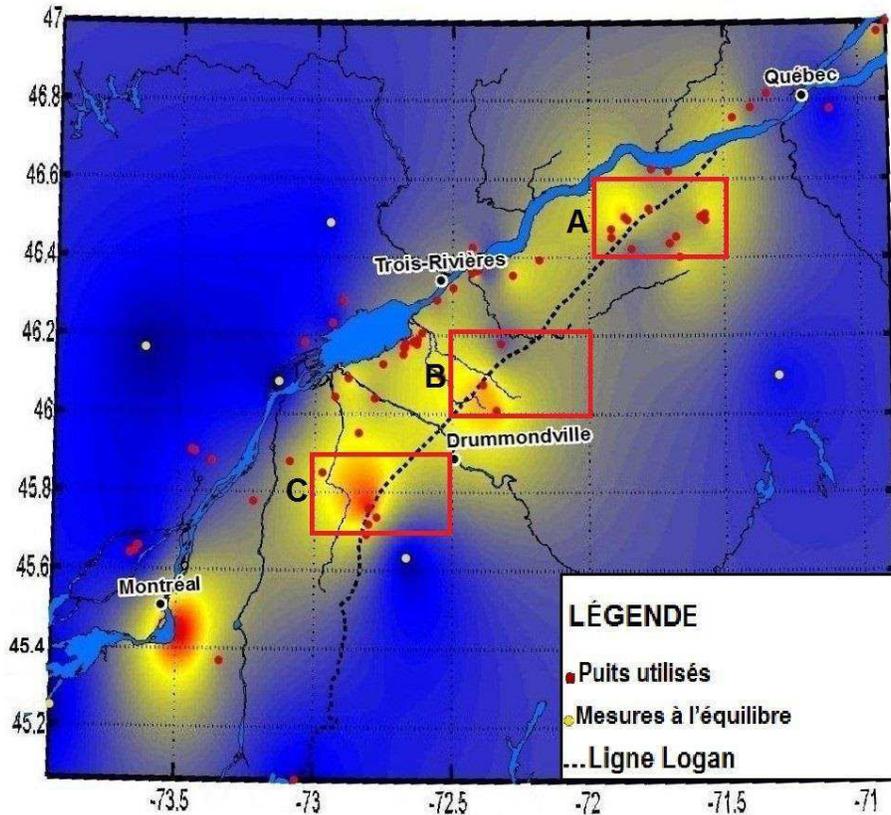


Figure 3.15: zones proposées pour des futures études.

3.4 Discussion

Le travail réalisé démontre qu'il est possible de déterminer des profils de température et le flux de chaleur à partir des profils de conductivité thermique issus d'une analyse quantitative des diagraphies. Dans cette partie, quelques éléments de cette méthodologie, qui semble avoir un rôle décisif dans les résultats obtenus, sont analysés en détail. Ceci intéresse essentiellement les approches menant à l'estimation de la conductivité thermique et les corrections de pression et de température qui ont été appliquées.

3.4.1 Conductivité thermique

Lors de l'inversion des données diagraphiques, l'erreur relative pour chaque diagraphie utilisée a été déterminée. Cette erreur est définie comme la différence entre la valeur de la propriété pétrophysique mesurées dans le puits et la valeur calculée à partir de la

composition minéralogique trouvée. Le temps de transit ΔT avait souvent la plus grande erreur parmi les enregistrements diagraphiques utilisés (Figure 3.15). Ceci est dû principalement au caractère fortement non linéaire de ce paramètre. La vitesse d'une onde sismique dans une roche ne vaut pas la somme des vitesses pour chaque composante. L'approximation linéaire utilisée résout en partie le problème. De même, l'erreur totale de l'inversion avait une légère tendance à augmenter avec la profondeur. En regardant les erreurs pour chaque enregistrement diagraphique, il est clair que cette augmentation est principalement causée par l'erreur liée au temps de transit ΔT . Ce paramètre est influencé par l'accroissement de la pression en profondeur. En effet, contrairement aux autres enregistrements, la vitesse d'une onde varie avec la pression. Les valeurs des propriétés pétrophysiques utilisées pour chaque minéral ne sont pas représentatives des conditions en profondeur. Des corrections du temps de transit pour l'effet de pression sont recommandables pour des travaux futurs. Cet effet reste toutefois secondaire et ne diminue pas la qualité des données obtenues par l'inversion.

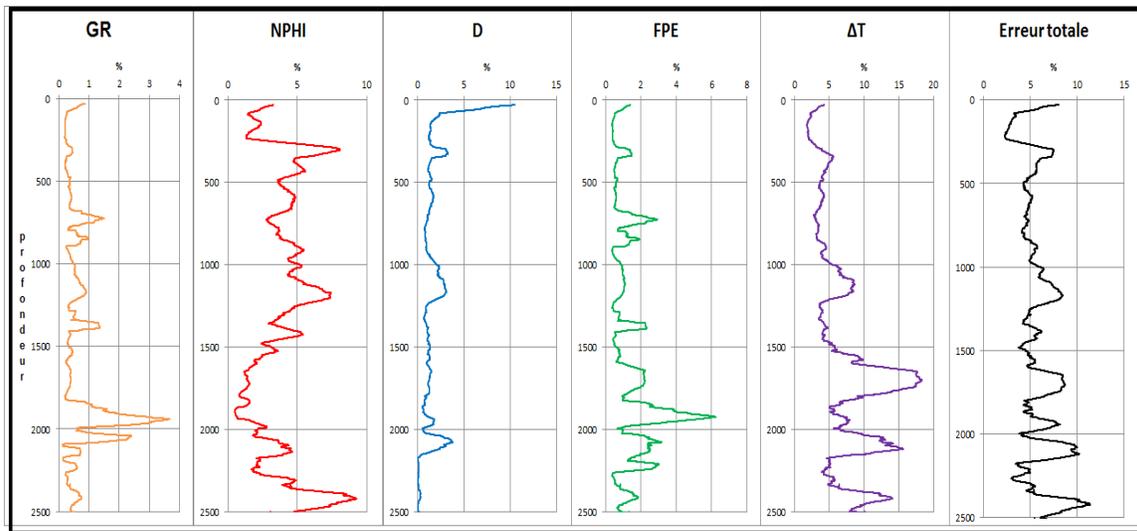


Figure 3.16: Erreur relative pour chaque diagraphie et erreur totale de l'inversion pour le puits A 252.

Pour la seconde approche d'évaluation empirique de la conductivité thermique, les modèles linéaires élaborés ont donné des conductivités thermiques moyennes semblables à celles obtenues dans des travaux antérieurs (Majorowicz et Minea 2015). Il arrive que pour certaines raisons, comme une mauvaise qualité des enregistrements diagraphiques ou une variation du diamètre des puits, ces équations échouent complètement et donnent un résultat illogique à une profondeur ponctuelle, par exemple une conductivité thermique négative. Les résultats ont été interpolés pour éviter de

rapporter une conductivité thermique non valable. Le nombre de points avec des résultats illogiques a été évalué pour chaque puits. Un pourcentage maximal de l'ordre de 1 % a été enregistré.

Parmi les relations empiriques trouvées, celle déterminée pour les formations carbonatées était de moins bonne qualité ($R^2 = 0.57$). Cet effet est dû au caractère «hétérogène» de cet ensemble. Il inclut des unités de nature différente bien qu'elles soient toutes des couches carbonatées. Il semble que le Groupe d'Utica et la Formation de Beauharnois du Groupe de Beekmantown soient à l'origine de la qualité de cette relation. La première unité montre une fraction argileuse importante alors que la deuxième est connue pour son aspect dolomitique.

3.4.2 Les corrections apportées à la conductivité thermique

L'application des corrections de pression et de température pour la conductivité thermique a montré des variations importantes. La conductivité thermique corrigée est plus élevée. Cette augmentation varie selon la profondeur dans les puits et les formations géologiques traversées. La correction appliquée de deux paramètres est positive dans l'ensemble. L'effet de pression qui est positif domine l'effet de température qui devient négatif en profondeur. Ce résultat semble être contradictoire avec certains travaux antérieurs. En effet, des auteurs décrivent l'effet de pression comme étant secondaire par rapport à l'effet de température (Clauser 2006) alors que d'autres l'ignorent complètement (Hartmann et al. 2005). D'ailleurs, rares sont les études qui décrivent quantitativement cet effet. En cherchant des justifications possibles, deux hypothèses ont été envisagées. Dans la première, on suppose que cet effet est dû entièrement à l'équation de correction de pression utilisée. Selon cette explication, le modèle donné par Fuchs et Forster (2014) surestime l'effet de pression. L'aspect exponentiel de cette équation fait que la correction sera plus importante près de la surface (Figure 3.16) où la pression est relativement faible. De plus la fiabilité de cette équation a été testée par Fuchs et Forster (2014) pour des pressions élevées, soit des profondeurs de plus de 2500 m. De ce fait, il semble que cette correction soit plus facilement applicable en profondeur que près de la surface. Cette hypothèse est soutenue par un effet maximal de la pression de l'ordre de 20%, tel que proposé par Clauser (2014b) et retrouvée en profondeur dans ce travail avec la correction de Fuchs et Forster. Devant cette incertitude, des cartes de la température en profondeur ont été

préparées avec et sans correction de la conductivité thermique selon les effets de la température et de la pression. Le lecteur peut ainsi apprécier les différents résultats et juger de l'impact des corrections apportées.

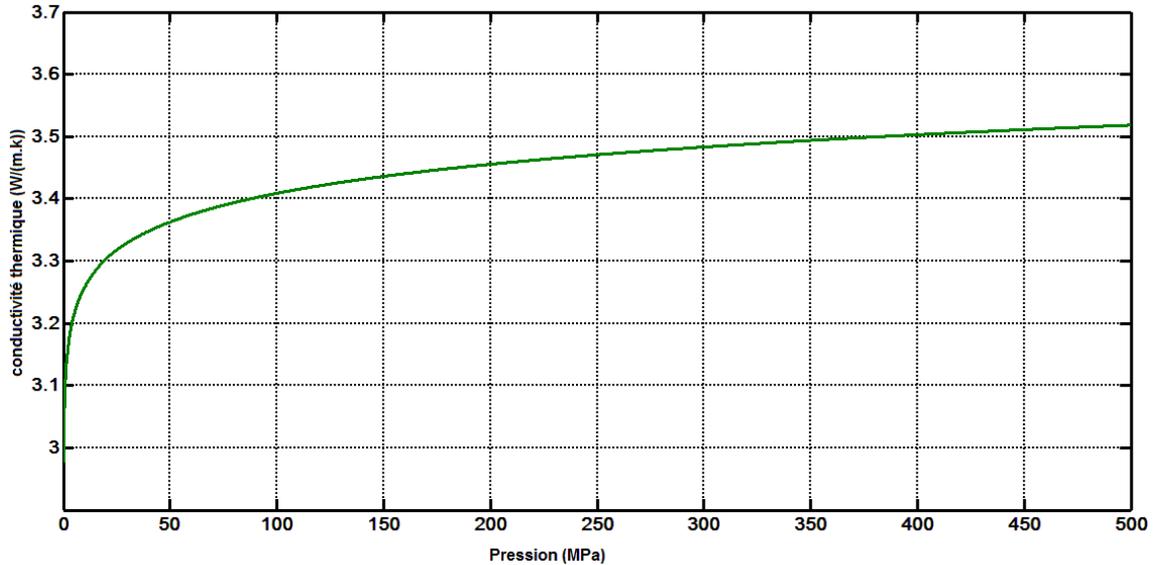


Figure 3.17: Correction de pression selon Fuchs et Forster (2014) pour une conductivité thermique initiale de 3 W/(m.k)

Le gradient thermique peu élevé dans le bassin des BTSL peut aussi être à l'origine de la faible correction de conductivité thermique selon la température observée. En d'autres termes, cela signifie que la température ne s'accroît pas suffisamment pour que l'effet de température compense l'effet de pression. Pour appuyer cette hypothèse, on a évalué théoriquement l'effet du gradient de température sur la correction globale de conductivité thermique selon la pression et la température combinée. La Figure 3.17 montre ainsi que plus le gradient géothermique est élevé plus la correction de température est importante et plus la correction totale devient négative en profondeur. Si on envisage un gradient de température de près de 2° C /100 m pour le bassin des BTSL, la conductivité thermique ne peut décroître qu'à une profondeur supérieure à 4000 m.

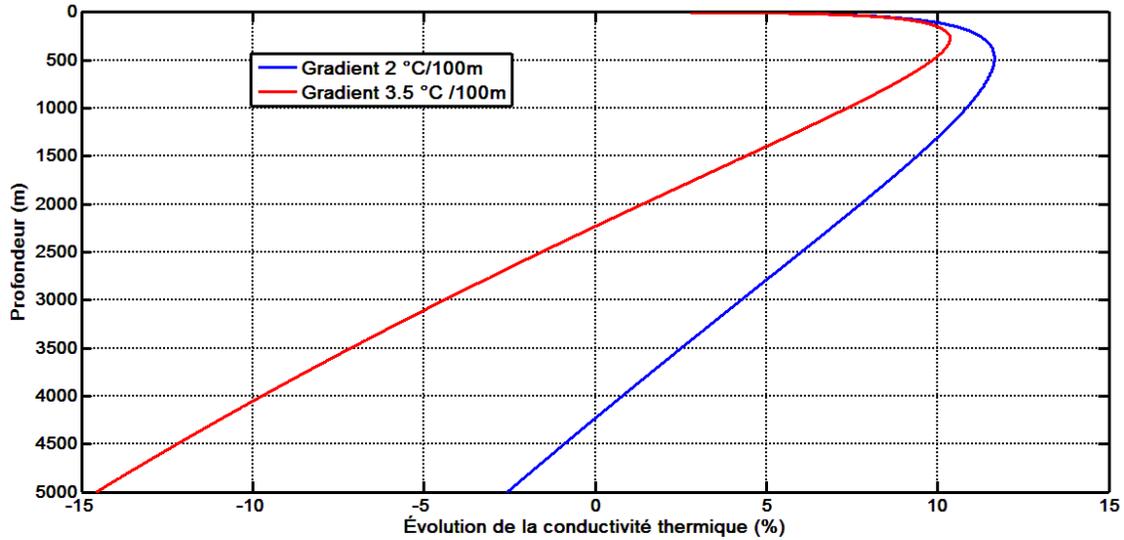


Figure 3.18: Effet du gradient de température sur la correction globale de la conductivité thermique.

En plus du gradient de température modéré, le bassin des BTSL montre des couches avec des conductivités thermiques assez élevées. Des valeurs supérieures à $6 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{k})$ sont possibles dans la Formation de Cairnside vers la base de la séquence sédimentaire. Cette conductivité thermique naturellement élevée utilisée avec la correction de Fuchs et Forster (2014) résulte en un effet dominant de la pression (Figure 3.18).

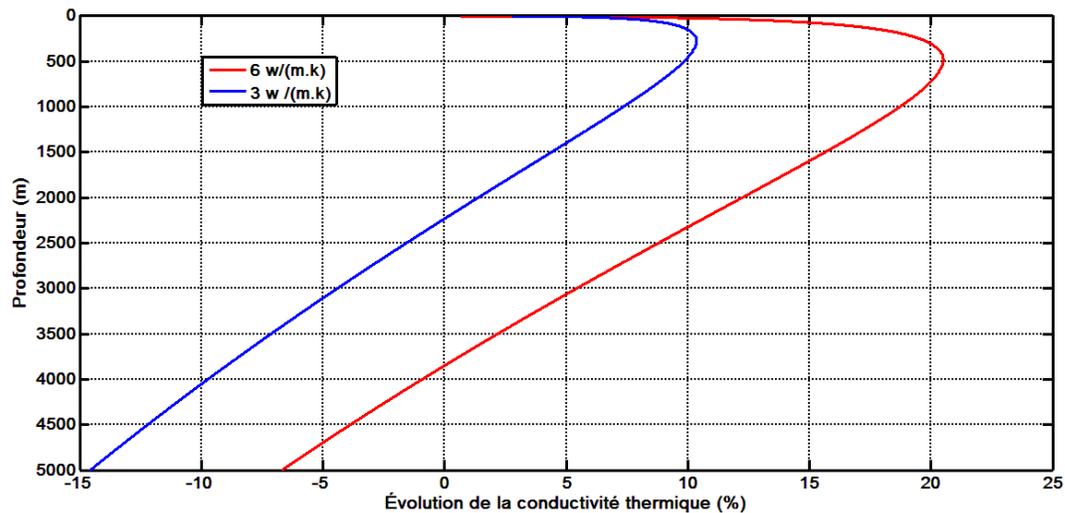


Figure 3.19: Effet de la conductivité thermique initiale sur la correction globale de conductivité thermique selon la pression et la température combinées.

Finalement la conductivité thermique élevée, causée par les corrections apportées, peut être expliquée par la combinaison des deux raisons déjà évoquées.

3.5 Conclusions du chapitre

Avec cet étude de cas, une stratégie complète a été présentée visant l'évaluation de la température dans le bassin sédimentaire des BTSL afin d'en déterminer le potentiel géothermique. Cette stratégie, basée sur l'utilisation des diagraphies, pourrait être appliquée dans d'autres bassins sédimentaires où des données diagraphiques sont disponibles.

Les travaux réalisés visaient à utiliser des enregistrements diagraphiques pour déduire des profils de conductivité thermique pour chacun des puits disponibles. Pour cela, des modèles reliant la conductivité thermique aux propriétés pétrophysiques ont été utilisés. À noter que le nombre de variables explicatives du modèle n'a pas d'importance lorsque comparé à la qualité de la régression et surtout la méthode de calage des équations. Ainsi, des régressions basées seulement sur des données de rayonnement gamma et de porosité neutron ont montré des résultats acceptables (Hartmann et al. 2005).

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour le calage des équations. Chacune présente des avantages et des inconvénients. La première consiste à utiliser un maximum de mesures de conductivité thermique réalisées sur des échantillons de carottes. Les valeurs trouvées sont utilisées avec les propriétés pétrophysiques mesurées dans le même puits et la même profondeur pour caler les modèles. Une deuxième méthode est possible lorsqu'on ne dispose pas de carottes. Elle consiste à mesurer cette fois la conductivité thermique et les propriétés pétrophysiques sur les mêmes échantillons de surface et d'utiliser ces données pour le calage. Un nombre important d'échantillons est toutefois nécessaire pour que les résultats soient valables. De plus, l'état des échantillons prélevés en surface peut différer de celui du roc en profondeur. Quant à la troisième méthode, elle consiste à caler les modèles empiriques avec les résultats issus d'une inversion des données diagraphiques, soit l'approche utilisée dans ce travail. Généralement, caler un modèle par un autre est une technique risquée. Son principal avantage réside dans le nombre de points de calage qu'elle peut fournir (>1000) alors que son inconvénient est le risque qu'il faut prendre à chaque fois : les données de calage peuvent être imprécises pour fournir des relations fiables. Une validation des modèles élaborés, avec des mesures effectuées sur des carottes par exemple, est requise pour minimiser ce risque. On recommande ici de choisir des puits

avec une bonne qualité de diagraphies et avec un nombre suffisant d'enregistrements, idéalement cinq comme GR, NPHI, D, ΔT et surtout FPE.

Une fois que les profils de conductivité thermique sont déterminés, des profils de température peuvent être estimés entre la surface et le fonds des puits. Le passage s'est fait par la résolution numérique de l'équation de chaleur « modifiée » avec la méthode des différences finies. Cette méthode a permis de considérer les effets de la température et de la pression sur la conductivité thermique. La densité du flux de chaleur est déterminée ensuite à partir des profils de température puis cartographiée à côté de la température.

Malgré la valeur ajoutée de cette stratégie, elle trouve toutefois certaines limites. Il apparaît d'abord que sans un minimum de puits, la présentation des cartes devient difficile voire non-significative. De plus, les profondeurs des puits utilisés sont des facteurs déterministes pour la préparation des cartes de température. Le recours à des extrapolations pour des profondeurs importantes, telle que celles à 5000 m et plus, affecte considérablement l'exactitude des résultats.

La démarche scientifique utilisée dans ce travail pour sonder le potentiel géothermique du bassin des BTSL a permis de contraindre l'évaluation de la température du sous-sol avec l'estimation de la conductivité thermique issue de données diagraphiques. L'utilisation de ces diagraphies contribue à réduire l'incertitude liée à l'estimation de la température en profondeur en considérant l'hétérogénéité des matériaux.

4 CONCLUSIONS

Au cours de ce travail, des méthodes directes et indirectes ont été utilisées pour évaluer les ressources géothermiques du bassin des BTSL. Des estimations des propriétés thermiques des différentes unités du bassin ont été faites sur des échantillons de surface. La conductivité thermique a été mesurée en laboratoire avec une sonde à aiguille. La capacité thermique massique a été estimée d'une façon semi-quantitative en évaluant les pourcentages des minéraux sur des observations microscopiques. Les valeurs trouvées sont en partie compatibles avec les prévisions décrites dans les études antérieures. Les moyennes retrouvées pour les groupes de Lorraine, de Sainte-Rosalie, d'Utica, de Trenton-Black River-Chazy sont assez proches des estimations données par d'autres auteurs (Majorowicz et Minea 2015). Cependant, les valeurs retrouvées pour les roches du Grenville et surtout pour les groupes de Potsdam et de Beekmantown sont plus ou moins différentes par rapport aux références citées. Majorowicz et Minea (2015), par exemple, attribuent des conductivités thermiques de 4.6 W/(m.k) pour le Beekmantown, 3.65 W/(m.k) pour le Potsdam et 3.4 W/(m.k) pour le socle tandis que la conductivité thermique retrouvée dans ce travail est de l'ordre de 3.56 W/(m.k) pour le Beekmantown, 5.9 W/(m.k) pour le Potsdam et 2.4 W/(m.k) pour le socle. Cette différence est possiblement due au nombre d'échantillons considéré dans notre cas et à la méthode d'estimation utilisée dans le cas des travaux cités qui n'est pas décrite en détail. L'hétérogénéité et l'anisotropie sont également des explications possibles. Ces nouvelles données viennent renforcer les hypothèses existantes sur le potentiel géothermique du bassin des BTSL (Majorowicz et Minea 2012, Raymond et al. 2012, Bédard et al. 2014) qui indiquaient que 1) les groupes de Potsdam et de Beekmantown constituent des réservoirs potentiels avec des aquifères salins, 2) le socle est une cible favorable pour des systèmes géothermiques ouvragés et 3) les groupes de Lorraine, de Sainte-Rosalie et d'Utica peuvent agir comme des couches isolantes thermiquement. Les estimations de conductivité et de la capacité thermique massique retrouvées dans le présent travail s'ajoutent aux évaluations antérieures pour détailler davantage les bases de données des mesures des propriétés thermiques dans le bassin des BTSL, pour la province de Québec et pour l'ensemble du Canada.

L'approche diagraphique avait pour but de réduire l'incertitude entourant les propriétés thermiques du sous-sol. En utilisant des profils de conductivité thermique, cette

démarche a permis de préparer des cartes du flux de chaleur et de la température en profondeur considérant l'hétérogénéité des matériaux géologiques. L'analyse de ces cartes montre que des températures de 80° C sont accessibles à des profondeurs de 2500 m dans certains endroits du bassin. L'analyse des cartes indique également que des températures de 120° C et de 150° C sont possibles à 4000 m et 5000 m de profondeur. La carte du flux de chaleur suggère une valeur moyenne d'environ 63 mW/m² pour le bassin sédimentaire des BTSL. Cette valeur semble être plus élevée que la moyenne donnée par Majorowicz et Minea (2012) pour l'ensemble des BTSL et des Appalaches, soit 57 mW/m², et confirme par conséquent les hypothèses qui attribuent à ce bassin un potentiel géothermique plus favorable que les autres régions de la province. Les cartes du flux de chaleur et de la température ont permis aussi de localiser certaines zones à potentiel géothermique favorable. Trois régions ont été identifiées, toutes situées le long de la faille Logan.

Au-delà du résultat trouvé pour le bassin des BTSL, l'approche diagraphique présentée constitue une nouvelle méthodologie pour évaluer les ressources géothermiques des bassins sédimentaires. Cette stratégie est une synthèse qui intègre plusieurs travaux antérieurs afin de considérer l'hétérogénéité des formations géologiques.

4.1 Les limites de l'étude

Malgré la contribution de la présente étude dans l'évaluation du potentiel géothermique du bassin des BTSL et des ressources géothermiques des bassins sédimentaires, certains éléments pourraient faire l'œuvre d'études supplémentaires. En premier lieu, il semble que le nombre d'échantillons utilisés pour les estimations directes de la conductivité thermique n'était pas suffisant pour certaines unités comme le socle grenvillien, le Groupe d'Utica et le Groupe de Sainte-Rosalie. Le temps nécessaire pour l'échantillonnage et la réalisation de mesures avec la méthode de sonde à aiguille est considérable. Le recours à des mesures répétitives sur le même échantillon pour réduire l'incertitude d'estimation augmente le temps d'analyse, soit en moyenne une journée par échantillon. Les tests d'anisotropie, en nombre de deux à trois par échantillon, exigent encore une charge de travail supplémentaire. Cette contrainte de temps implique une limite sur la quantité des échantillons à analyser.

Lors de l'inversion de données diagraphiques, des contraintes ont été appliquées pour certaines unités géologiques dont des analyses par diffraction aux rayons X étaient disponibles. Selon les informations retrouvées, un taux maximal ou minimal a été fixé pour certains minéraux. Ceci permet un calcul plus significatif de la minéralogie. La base de données du Ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie (Thériault 2012) a été utilisée pour contraindre les proportions des minéraux. Par manque de données, une contrainte liée à la minéralogie a été appliquée pour les groupes de Lorraine, de Sainte-Rosalie, d'Utica et de Trenton seulement. Une tentative pour utiliser des mesures de minéralogie sur les échantillons de surface pour le reste des formations a été entreprise. Le coût élevé des analyses par diffraction aux rayons X a rendu impossible d'utiliser cette méthode dans le cadre de notre travail. Une évaluation qualitative de la minéralogie de ces groupes faite sur des lames minces a été utilisée. L'absence d'une connaissance quantitative de la minéralogie des groupes de Chazy, Black River, Beekmantown, Potsdam et Grenville pourrait être améliorée lors de travaux futurs.

Les corrections de pression et de température apportées à la conductivité thermique sont une première tentative pour réduire l'incertitude finale sur l'estimation de ce paramètre en profondeur dans le bassin des BTSL. L'absence d'une loi physique décrivant cet effet justifie le recours à des relations empiriques. La relation de Vosteen et Schellschmidt (2003) a été utilisée pour la température alors que celle de Fuchs et Forster (2014) a été sélectionnée pour la pression. Ce sont les dernières mises à jour disponibles des lois empiriques traitant de l'effet de la pression et de la température. Le choix de ces méthodes a été basé sur des études antérieures (Clauser 2006, Hartmann et al. 2005) qui ont déjà utilisé ces relations. Pour la relation Vosteen et Schellschmidt (2003), elle semble qu'elle prédit bien l'effet de la température. La marge de la variation de la conductivité thermique avec la température trouvée était proche de celle décrite par Clauser (2006) et Hartmann et al. (2005). Malheureusement, ce n'était pas le cas avec la relation de Fuchs et Forster (2014). La correction de la pression trouvée a dépassé celle de la température. Plusieurs hypothèses ont été proposées dans ce travail pour expliquer cet effet (partie 3.4.2). Ces suppositions demandent des démonstrations. À noter aussi que la relation de Fush (2014) avait un impact plus important sur le flux de chaleur et les extrapolations de température.

Les résultats finaux de ce projet sont affectés par deux réalités incontournables. En premier lieu, la disposition des puits à l'intérieur du bassin épouse une forme allongée et

diagonale qui rend difficile l'interpolation entre les puits. Il y a des zones à faible et d'autres à forte densité de données. Les données concentrées à certains endroits ont engendré un effet pépité important pour les variogrammes utilisés lors de l'interpolation. D'autre part, la faible densité a fait apparaître des artéfacts indésirables dans les cartes de température et du flux de chaleur. En deuxième lieu, l'anomalie géothermique qui apparaît toujours près de Montréal (Figure 3.15) provient d'une seule donnée de température mesurée à 1445 m de profondeur. L'interpolation pour cette zone indique un flux de chaleur non corrigé de l'ordre de 127 mW/m^2 et une température de 180° C à 4000 m seulement. Ce résultat étant soutenu par un seul puits, il est difficile d'évaluer l'étendue de cette anomalie. De plus, les valeurs élevées du flux de chaleur et de température à ce point ont fait que les anomalies locales de moindre importance sont devenues moins visibles sur les cartes préparées.

4.2 Perspectives et recommandations :

A la lumière de cette étude, les points suivants sont recommandés :

- Pour les mesures directes de la conductivité thermique, il est suggéré de continuer l'échantillonnage des groupes de Beekmantown, de Potsdam et du socle de Grenville. Comme ces groupes ont montré des valeurs de conductivité thermique différentes par rapport à des travaux antérieurs, il semble judicieux de faire plus de mesures pour confirmer les résultats trouvés. Par ailleurs, des mesures de capacité thermique massique avec une méthode de référence sont aussi recommandées. La technique d'analyse thermique différentielle (ATD) ou celle de calorimétrie différentielle à balayage (DSC) pourraient être utilisées.
- L'anomalie majeure qui apparaît près de Montréal est due à un enregistrement d'une valeur élevée de température au fond du puits A 157. La vérification de la fiabilité de cette donnée est requise pour confirmer cette anomalie potentielle.
- Pour l'approche diagraphique, Il serait judicieux d'appliquer d'autres types de corrections de température et surtout de pression pour déterminer leur influence sur les résultats finaux. Dans ce sens, des analyses de laboratoire pourraient être utilisées pour vérifier l'effet de pression.
- Considérant l'importance de la capacité thermique massique pour le calcul de réserves géothermiques, développer une méthodologie pour estimer un profil de ce

paramètre est également une option à envisager. Les deux profils de conductivité et de capacité thermique massique pourraient être intégrés ensuite dans un modèle numérique tridimensionnel de température. Ce modèle permettra une meilleure visualisation de la distribution de la température que les cartes présentées dans ce travail. Ce modèle permettra aussi d'analyser les variations verticales de la température dans le bassin.

- Les cartes de température et du flux de chaleur ont montré certaines régions qui présentent un potentiel favorable. Approfondir les travaux de recherche dans ces zones est parmi les prochaines tâches à réaliser : des mesures de température et de conductivité thermique dans les puits seront nécessaires pour une vérification ultime du potentiel géothermique. Les zones désignées dans le présent travail sont en nombre de trois (Figure 3.15). La première, désignée par la lettre A, est encadrée par les parallèles 46.4 N et 46.6 N et les méridiens 71.5 W et 72 W, la deuxième, notée B, entre les parallèles 46 N et 46.2 N et les méridiens 72.5 W et 72 W et la troisième C est limitée par 45.7 – 45.9 N et 73 – 72.5 W.
- L'anisotropie de la conductivité thermique détectée pour certaines unités ouvre la question sur la possibilité d'avoir des transferts de chaleur horizontaux non négligeables dans le bassin. Pour tenir compte de cet effet, la résolution de l'équation de chaleur en 3D est nécessaire pour le développement des prochains modèles numériques.

5 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdulagatova, Z.Z., Abdulagatov, I.M., Emirov, S.N., 2009. Effect of temperature and pressure on the thermal conductivity of sandstone. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 46, 1055–1071.
- Anonymous, 2000. Thermal use of the underground; Part 1: Fundamentals, approvals, environmental aspects, VDI-Richtlinien VDI 4640/I, Verein deutscher Ingenieure (VDI), Düsseldorf.
- ASTM International, 2008. Standard Test Method for Determination of Thermal Conductivity of Soil and Soft Rock by Thermal Needle Probe Procedure. ASTM D5334-08. 100 Barr Harbor Drive, West Conshohocken, United States.
- Barbier, E., 2002. Geothermal energy technology and current status. *Renewable and Sustainable Energy Rev.* 6, 3-65.
- Baria, R., Baumgärtner, J., Gérard, A., Jung, R., Garnish, J., 1999. European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987–1996. *Geothermics*, 28, 655-669.
- Beardmore, G. R., Cull, J. P., 2001. *Crustal Heat Flow*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Beaulieu, J., Lajoie J., Hubert C., 1980. Provenance et modèle de dépôt de la Formation de la Rivière Nicolet; flysch taconique du domaine autochtone et du domaine externe des Appalaches du Québec. *Can. J. Earth Sci.* 17, 855-865.
- Beck, A., 1957. A Steady State Method for the Rapid measurement of the Thermal Conductivity of Rocks. *J. Sci. Instrum.* 34, 186-189.
- Bédard J.H., 1985. The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanisms of continental breakup. *Tectonophysics*. 113, 209-232.
- Bédard, K., Comeau, F.A., Malo, M., 2012. Capacité effective de stockage géologique du CO₂ dans le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement, INRSCO2-2012-V3.1, Québec, Québec, Canada
- Bédard, K., Raymond, J., Malo, M., Konstantinovskaya, E., Minea, V., 2014. St. Lawrence Lowlands Bottom-Hole Temperatures: Various Correction Methods. *GRC Transactions*. 38, 351-355.
- Beziat, A., Dardaine, M., Mouche, E., 1992. Measurements of the thermal conductivity of clay-sand and clay-graphite mixtures used as engineered barriers for high-level radioactive waste disposal, *Appl Clay Sci*, 6, 245-263.
- Blackwell, D. D. et Steele J. L., 1992. DNAG Geothermal Map of North America, scale 1:5,000,000, Geological Society of America.
- Blackwell, D.D. et Richards, M., 2004a. Geothermal map of North America: explanation of resources and applications. *Geothermal Resources Council Transactions*, 28,317-320.
- Blackwell, D.D. et Richards, M., 2004b. Calibration of the AAPG Geothermal Survey of North America BHT Data Base, AAPG Annual Meeting, Dallas, Texas.
- Borsukiewicz-Gozdur, A., 2010. Dual-fluid-hybrid power plant co-powered by low-temperature geothermal water. *Geothermics*. 39, 170-176.
- Brigaud, F. et Vasseur, G., 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 27, 77.
- Brigaud, F., Chapman, D.S., Le Douaran, S., 1990. Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *AAPG Bull.* 74, 1459-1477.

- Brisebois, D. et Brun, J., 1994. La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches. Dans *Géologie du Québec. Les publications du Québec, Gouvernement du Québec*, 95-120.
- Brown, D. W. et Duchane, R. H., 1999. Scientific progress on the Fenton Hill HDR project since 1983. *Geothermics*. 28, 591-601
- Bruggeman, D. A. G., 1935. Berechnung verschiedener Konstanten von heterogenen Substanzen—I. Dielektrizitätskonstanten und Leitfähigkeiten der Mischkörper aus isotropen Substanzen. *Annalen der Physik*. 24, 636–679.
- Burrus, J. 1986, Thermal Modelling in Sedimentary Basins. 1st IFP exploration research conference. Carcans, France.
- Castonguay, S., Lavoie, D., Dietrich, J. et Laliberte, J.-Y., 2010. Structure and petroleum plays of the St. Lawrence Platform and Appalachians in southern Quebec: insights from interpretation of MRNQ seismic reflection data. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 58, 219-234, <http://dx.doi.org/10.2113/gscpgbull>.
- Cirois, C., Raymond, J., Nasr, M., et Malo, M., 2015. Mapping the geoexchange potential of the St. Lawrence Lowlands from thermal conductivity measurements of rock samples. Réunion conjointe, AGC-AGU-AMC-UGC, Montréal.
- Clark, T.H., 1972, Stratigraphie et Tectonique des Basses-Terres du Saint-Laurent du Québec, Livret-guide de l'excursion C52, Congrès géologique international.
- Clark, T.H. et Globensky, Y., 1976a. Rapport géologique - Région de Sorel. Ministère des richesses naturelles - Direction générale des mines, Québec.
- Clark, T.H. et Globensky, Y., 1976b. Rapport géologique - Région de Verchères. Ministère des richesses naturelles - Direction générale des mines, Québec.
- Clark, T.H. et Globensky, Y., 1976 c. Région de Bécancour. Rapport Géologique. MRNF.
- Clauser, C. et Huenges, E., 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In Ahrens, T. J. (ed.), *Rock Physics and Phase Relations – a Handbook of Physical Constants*. Washington, DC: American Geophysical Union. AGU Reference Shelf. 3, 105–126.
- Clauser, C., 2006. Geothermal energy. In: Heinloth, K. (ed.), *Landolt-Börnstein, Group VII: Advanced Materials and Technologies 3: Energy Technologies, Subvol. C: Renewable Energies*, Springer Verlag, Berlin, 493–604.
- Clauser, C., 2014a. Thermal storage and transport properties of rocks: heat capacity and latent heat. *Encyclopedia of solid earth geophysics*. 1423-1431.
- Clauser, C., 2014b. Thermal storage and transport properties of rocks: thermal conductivity and diffusivity. *Encyclopedia of Solid Earth. Geophysics*, 1431-1449.
- Comeau, F.-A, Kirkwood, D., Malo, M., Asselin, E., Bertrand, R., 2004. Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution. *Can. J. Earth. Sci.* 41, 1473-1490,
- Demongodin, L., Pinoteau, B., Vasseur, G., Gable, R., 1991. Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris Basin, *Geophys J.Int.* 105, 675–691.
- Dove, R.E. et Williams, C.F., 1989. Thermal conductivity estimated from elemental concentration logs, *Nucl. Geophys.* 3, 107-112.
- Doveton, J.H. et Cable, H.W., 1979. Fast matrix methods for the lithological interpretation of geophysical logs, *Comput. Geol.* 3, 101–116.
- Eby, G.N., 1984. Geochronology of the Monteregian Hills alkaline igneous province, Quebec. *Geology*. 12, 468-470.
- Efroymson, M.A., 1960. Multiple regression analysis, *Mathematical Methods for Digital Computers*. Ralston A. and Wilf, H.S., Wiley, New York.
- Evans, T.R., 1977. Thermal properties of North Sea rocks. *Log Analyst*. 18, 3–12.

- Faure, S., Tremblay, A., Angelier, J., 1996a. Alleghanian paleostress reconstitution in the northern Appalachians. Intraplate deformation between Laurentia and Gondwana. *Geol. Soc. Am. Bul.* 108, 1467-1480.
- Faure, S., Tremblay, A., Angelier, J., 1996b. State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England-Quebec igneous province. *Tectonophysics.* 255, 111-134.
- Faure, S., Tremblay, A., Malo, M., 2004. Reconstitution of Taconian and Acadian paleostress regimes in the Quebec and northern New Brunswick Appalachians. *Can. J. Earth. Sci.* 41, 619-634.
- Fertl, W.H. et Frost, E. Jr., 1980. Evaluation of shaly clastic reservoir rocks. *J. Petrol. Tech.* 32, 1641-1646.
- Forster, A., 2006. Baseline characterization of the CO₂ SINK geological storage site at Ketzin. Germany. *Environ. Geosci.* 13, 145-161.
- Forster, A., 2010. Reservoir characterization of a CO₂ storage aquifer: the Upper Triassic Stuttgart formation in the Northeast German Basin. *Mar. Petrol. Geol.* 27, 2156-2172.
- Fuchs, S. et Forster, A., 2010. Rock thermal conductivity of Mesozoic geothermal aquifers in the Northeast German Basin. *Chem. Erde- Geochem.* 70, 1322.
- Fuchs, S., Schutz, F., Forster, H.-J. et Forster, A., 2013. Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: correction charts and new conversion equations. *Geothermics.* 47, 40-52.
- Fuchs, S. et Forster, A., 2014. Well-log based prediction of thermal conductivity of sedimentary successions: a case study from the North German Basin. *Geophys. J. Int.* 196, 291-311
- Gegenhuber, N. et Schöon, J., 2012. New approaches for the relationship between compressional wave velocity and thermal conductivity, *J. appl Geophys.* 76, 50-55.
- Globensky, Y., 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent.* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Québec, Canada.
- Goss, R.D., Combs, J., Timur, A., 1975. Prediction of thermal conductivity in rocks from other physical parameters and from standard geophysical well logs, in *Proceedings of the SPWLA 16th Annual Logging Symposium.*
- Goss, R.D. et Combs, J., 1976. Thermal conductivity measurement and prediction from geophysical well log parameters with borehole application, Final Report, Institute for Geosciences, University of Texas at Dallas. USA.
- Goutorbe, B., Lucazeau, F., Bonneville, A., 2006. Using neural networks to predict thermal conductivity from geophysical well logs, *Geophys. J. Int.* 161, 115-125.
- Grasby, S.E., Allen, D.M., Chen, Z., Ferguson, G., Jessop, A.M., Kelman, M., Ko, M., Majorowicz, J., Moore, M., Raymond, J. et Therrien, R. 2011. Geothermal energy resource potential of Canada, GSC, 6914.
- Harris, A., Kazachenko, S., Bateman, R., Nickerson, J., Emanuel, M., 2014. Measuring the thermal conductivity of heat transfer fluids via the modified transient plane source (MTPS). *J. Therm. Anal. Calorim.* 116, 1309-1314
- Harrison, W.E., Luza, K.V., Prater M.L., Reddr, R.J., 1983. Geothermal resource assessment in Oklahoma. *Oklahoma Geological Survey*, 83, 42.
- Hartmann, A., Rath, V., Clauser, C., 2005. Thermal conductivity from core and well log data. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 42, 1042-1055.
- Hartmann, A., Pechnig, R. et Clauser, C., 2008. Petrophysical analysis of regional-scale thermal properties for improved simulations of geothermal installations and basin-scale heat and fluid flow. *Int. J. Earth Sci.* 97, 421-433
- Hashin, Z. et Shtrikman, S., 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. *J. Appl. Phys.* 33, 3125-3131.

- Hofmann, H.J., 1972. Stratigraphy of the Montreal Area. Geological Survey of Canada, 2812.
- Hoppie B.W., 1996. High-resolution lithologic characterization of sequences on the New Jersey margin slope through inversion of leg 150 logging data for lithologies, in: Mountain GS, Miller KG, Blum P, Poag CW, Twitchell DC, editors. Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, 150. Texas: Texas A&M University, 385–409.
- Hori, Y., Kitano, K., Kaieda, H., Kiho, K., 1999. Present status of the Ogachi HDR Project, Japan, and future plan. *Geothermics*. 28, 637-645
- Horner, D.R., 1951. Pressure Build-up in Wells. 3rd World Petroleum Congress, The Hague, The Netherlands.
- Issler, D.R. et Jessop, A.M., 2011. Thermal conductivity analysis of Cenozoic, Mesozoic and Paleozoic core samples, Beaufort-Mackenzie Basin, northern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 6734.
- Jessop, A.M., 1990. Thermal Geophysics. *Developments in Solid Earth Geophysics*. 17, New York, Elsevier.
- Jessop, A.M. et Church, B.N., 1991. Geothermal drilling in the Summerland Basin, British Columbia, 1990. *Geol.Surv.Can. Open File 2348*.
- Jessop, A.M., et neuf autres, 2005. The Canadian geothermal data compilation. *Geol. Surv. Can.*, Open File 4887, un CD.
- Jung, R., 1989. Hydraulic in situ investigations of an artificial fracture in Falkenberg Granite. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 26, 301-308.
- Jung, R., Kabus, F., Kaltschmitt, M., Nill, M., Schröder, G., Rogge, S. in: Kaltschmitt, M., Wiese, A., Streicher, W., 2003, *Erneuerbare Energien*, Springer, Berlin.
- Kukkonen, I.T., Peltoniemi, S., 1998. Relationships between thermal and other petrophysical properties of rocks in Finland, *Phys. Chem. Earth.*, 23, 341–349.
- Kukkonen, I.T., Kuriyagawa, M., Tenma, N., 1999. Development of hot dry rock technology at the Hijiori test site. *Geothermics*. 28, 627-636.
- Lavoie, D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory. *Can. J. Earth Sci.* 31, 1309-1319, <http://dx.doi.org/10.1139/e94-113>
- Lee, Y. et Deming D., 1998. Evaluation of thermal conductivity temperature correlations applied in terrestrial heat flow studies. *J. Geophys. Res.* 103, 2447–54.
- Lund, J.W., Sanner, B., Rybach, L., Curtis, R., Hellström, G., 2003. Geothermal (ground-source) heat pumps a world overview. *Renewable Energy World*. 4, 218-227.
- Majorowicz, J.A. et Moore, M., 2008. Enhanced Geothermal Systems (EGS) Potential in the Alberta Basin. <http://www.ucalgary.ca>.
- Majorowicz, J., Grasby, S.E., Skinner, W., 2009. Estimation of shallow geothermal energy resources in Canada – Heat gain and sink. *Natural Resources Research*. 18, 95-108.
- Majorowicz, J.A. et Grasby, S.E., 2010a. Heat flow. Depth temperature variations and stored thermal energy for enhanced geothermal systems in Canada. *J. Geophys. Eng.* 7, 232-241.
- Majorowicz, J. A. et Minea, V., 2012. Geothermal energy potential in the St-Lawrence River area, Quebec. *Geothermics*. 43, 25-36.
- Majorowicz, J. A. et Minea, V., 2013. Geothermal anomalies in the Gaspésie Peninsula and Madeleine Islands, Québec. *GRC Transactions*. 37, 1-12
- Majorowicz, J. A. et Minea, V., 2015. Geological, Economical and Environmental Assessment of Combined Geothermal Power and Heat Generation in Québec, Canada. *Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia*.

- Malo, M., Cousineau, P., Sacks, P.E., Riva, J.F.V., Asselin, E., Gosselin, P., 2001b. Age and composition of the Ruisseau Isabelle Mélange along the Shickshock Sud fault zone: Constraints on the timing of mélanges formation in the Gaspé Peninsula. *Can. J. Earth. Sci.* 38, 21-42.
- Mareschal J.C., Jaupart C., 2004. Variations of surface heat flow and lithospheric thermal structure beneath the North American craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 65–77
- Mehrtens, C.J., 1988a. Comparison of foreland basin sequences: the Trenton Group in southern Quebec and central New York. In Keith B. D. (ed.), *The Trenton Group (Upper Ordovician series) of eastern North America*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*. 29, 139-157.
- Mehrtens, C.J., 1988b. Bioclastic turbidites in the Trenton Limestone; significance and criteria for recognition. In Keith B. D. (ed.), *The Trenton Group (Upper Ordovician Series) of eastern North America; deposition, diagenesis, and petroleum*, American Association of Petroleum Geologists. *Studies in Geology*. 29, 87-112.
- Merkel, R.H., Maccary, L.M., Chico, R.S., 1976. Computer techniques applied to formation evaluation, *Log Analyst*. 17, 3–10.
- Middtømme, K., Roaldset, E., Aagaard, P., 1997. Thermal conductivity of argillaceous sediments. 12, 355–363,
- Muffler, L. J. P. et Cataldi, R., 1978. Methods for regional assessment of geothermal resources *Geothermics*. 7, 53-89.
- Nasr, M., Raymond, J. et Malo, M., 2015. Évaluation en laboratoire des caractéristiques thermiques du bassin sédimentaire des basses-terres du saint Laurent. Conférence GeoQuébec 2015, La Société canadienne de géotechnique (SCG), 8.
- Paradis, S. et Faure, S., 1994. Relationships between deformation and cupriferous mineralization in the external nappe domain of the Quebec Appalachians. *Economic Geology*. 89, 936-943.
- Parker, R., 1999. The Rosemanowes HDR project 1983-1991. *Geothermics*. 28, 603-615
- Popov, Y., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D., Pohl, J., 2003. Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data, *Pure Appl. Geophys*. 160, 1137–1161.
- Pribnow, D., Williams, C.F., Burkhardt, H., 1993. Well log-derived estimates of thermal conductivity in crystalline rocks penetrated by the 4-KM deep KTB Vorbohrung. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1155–1158.
- Quirein, J., Kimminau, S., La Vigne, J., Singer, J., Wendel, F., 1986. A coherent framework for developing and applying multiple formation evaluation models, in *Proceedings of the SPWLA 27th Annual Logging Symposium*, Houston. 9, 13-17.
- Raymond, J., Malo, M., Comeau, F.A., Bédard, K., Lefebvre, R. et Therrien, R., 2012. Assessing the geothermal potential of the St. Lawrence sedimentary basin in Québec, Canada. *International Association of Hydrogeologists*, Niagara Falls, Ontario, 8.
- Rigacci, A., s.d. La mesure de conductivité thermique à travers l'exemple des super-isolants de type aérogels (PDF). École des mines de Paris. Centre énergétique et procédés. Paris, France. Tiré de http://www.materiatech-carma.net/html/pdf/clubmat32_CEP-ENSMP.pdf
- Rogner, H.-H., Goldemberg, J., Baker, J.W., Ba-N'Daw, S., Khatib, H., Popescu, A., Viray, F.L., 2000. *World Energy Assessment*, U. N. Development Programme, Bureau for Development Policy, <http://www.undp.org/seed/eap/activities/wea/>, New York 135-171
- Rybach L., 1988. Determination of heat production rate, In: Hanel R., Rybach L., Stegena L., (eds.), *Handbook of Terrestrial Heat- Flow Determination*, 125-142.

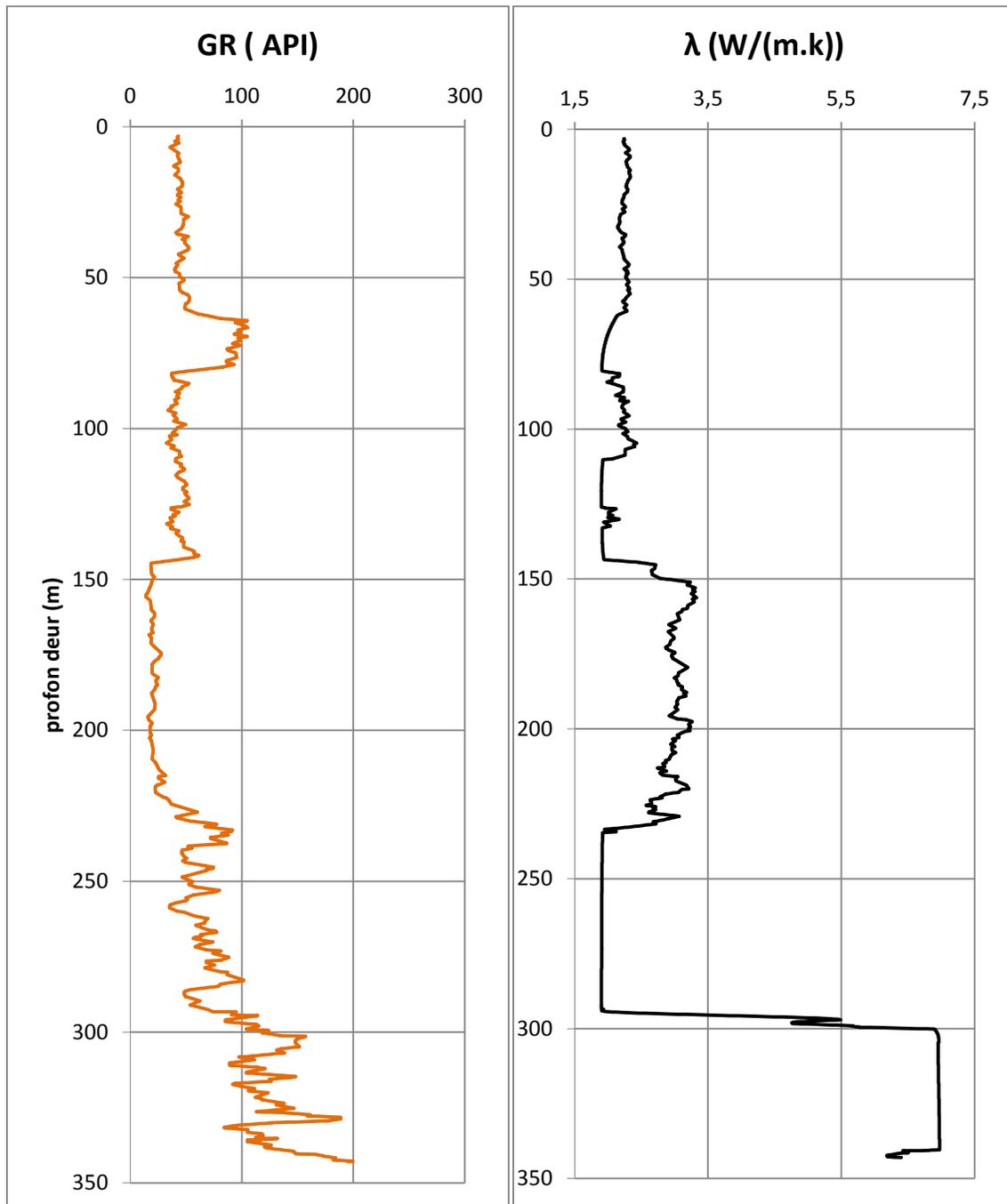
- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- SaladHersi, O., Lavoie, D., Nowlan, G.S., 2003. Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 40, 149-176
- Sasseville, C., Tremblay, A., Clauer, N., Liewig, N., 2008. K–Ar age constraints on the evolution of polydeformed fold–thrust belts: The case of the Northern Appalachians (southern Quebec). *J. Geodyn.* 45, 99-119.
- Savre, W.C., 1963. Determination of a more accurate porosity and mineral composition in complex lithologies with the use of the sonic, neutron and density Surveys, *J. Petrol. Tech.* 15, 945–959.
- Schon, J.-H., 1996. Physical properties of rocks, fundamentals and principles of petrophysics, in *Handbook of Geophysical Exploration. Seismic Exploration*. 18, 583.
- Seipold U., 1990. Pressure and temperature dependence of thermal transport properties for granites. *High Temp High Press.* 22, 541–8.
- Serra, O., 1984. *Fundamentals of Well-Log Interpretation—The Acquisition of Logging Data*, Elsevier.
- Sundberg, A., 2002. Determination of thermal properties at Aspo HRL. Comparison and evaluation of methods and methodologies for borehole KA 2599 G01, SKB Rapport, SKB.
- Sundberg, J., Back, P.-E., Ericsson, L.O., Wrafter, J., 2009. Estimation of thermal conductivity and its spatial variability in igneous rocks from in situ density logging, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 46, 1023–1028.
- Thériault, R., 2012. *Caractérisation du Shale d'Utica et du Groupe de Lorraine, Basses-Terres du Saint-Laurent -Partie 1 : Compilation des données*. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DV 2012-03, 212.
- Tikhomirov, V.M., 1968. The thermal conductivity of rocks and its relationship to density, moisture content, and temperature (in Russian), *Nef't'anoe Hoz'ajstvo*. 46, 36–40.
- TranNgoc, T.D., Lefebvre, R., Konstantinovskaya, E. et Malo, M., 2014. Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: Implications for CO2 geological storage. *Env. Earth Sci.* 72, 119-146.
- Trinnaman, J., Clarke, A., 2004. *Survey of Energy Resources*, World Energy Council, <http://www.worldenergy.org/wecgeis/publications/reports/ser/foreword.asp>, London.
- Sorokin J.A., Dzavadov L.N., Genshaft J.S., 1982. Thermal conductivity of calcite, hornblende and crystalline slate for pressures up to 8 GPa. *Russian Fiz. Zemli*. 8, 88–92.
- Vacquier, V., Mathieu, Y., Legendre, E., Blondin, E., 1988. Experiment on estimating thermal conductivity of sedimentary rocks from oil well logging, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 26, 63–63.
- Vasseur, G., Brigaud, F., Demongodin, L., 1995. Thermal conductivity estimation in sedimentary basins, *Tectonophysics*. 244, 167–174.
- Vosteen, H.-D. et Schellschmidt, R., 2003. Phys. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Chem. Earth*. 28, 499-509
- Wallroth, T., Eliasson, T., Sundquist, U., 1999. Hot dry rock research experiments at Fjällbacka, Sweden. *Geothermics*. 28, 617-625
- Waples, D.W. et Waples, J.S., 2004a. Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research*. 13, 97-122

Waples, D.W. et Waples, J.S., 2004b. A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 2: Fluids and Porous Rocks. Natural Resources Research. 13, 123-130.

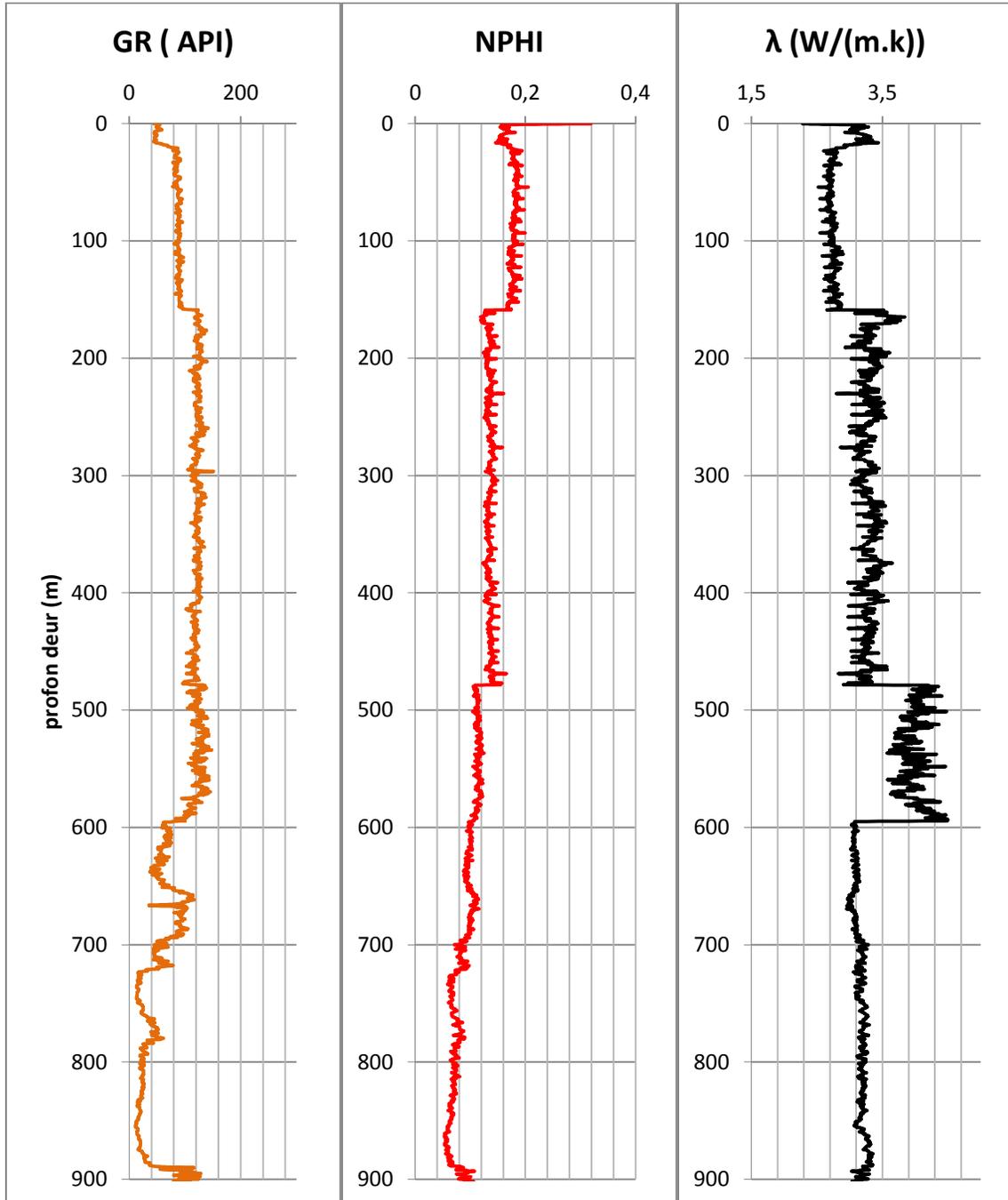
6 ANNEXES

6.1 DIAGRAPHIES UTILISÉES ET PROFILS DE CONDUCTIVITÉ THERMIQUE PAR Puits.

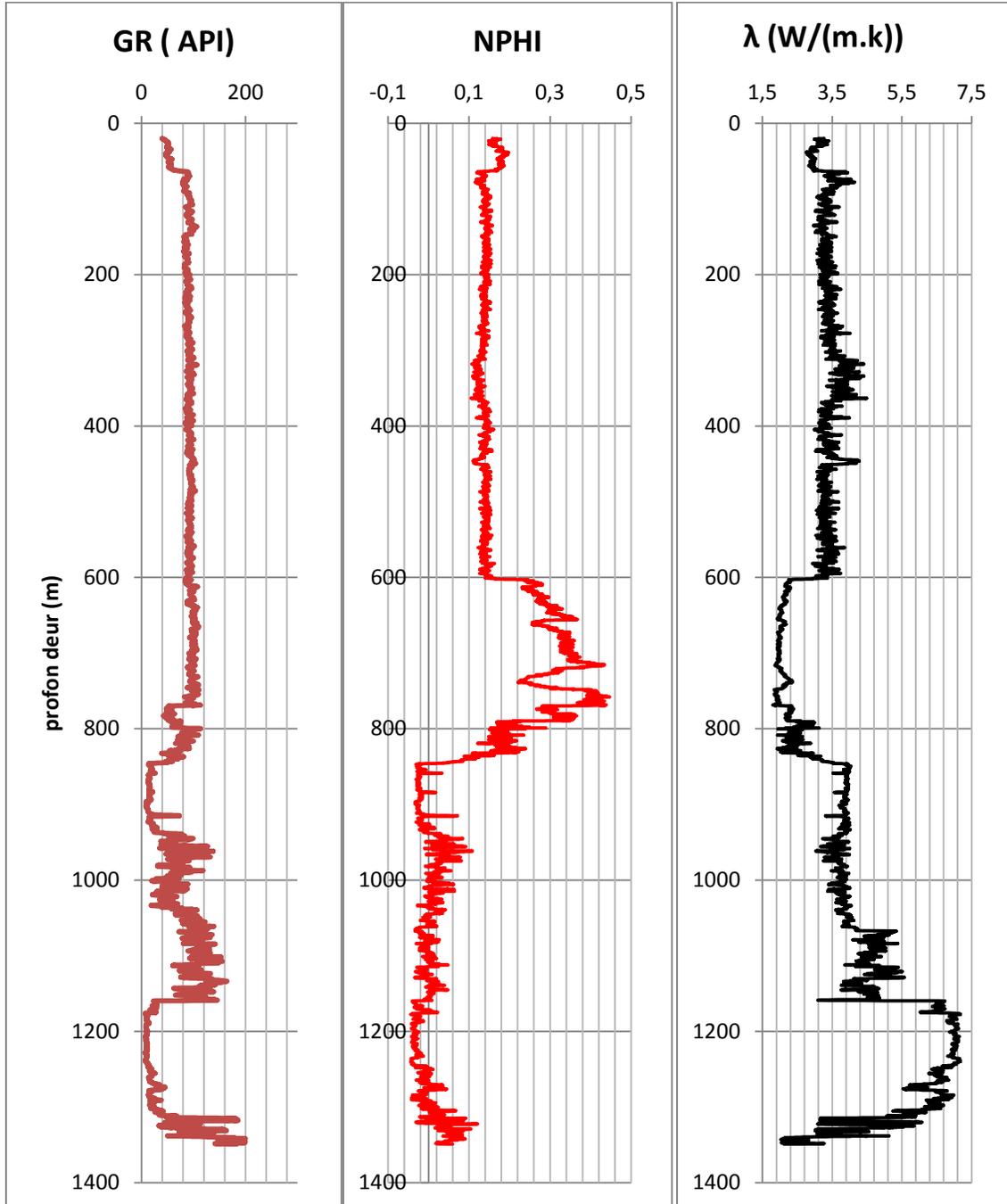
Puits 1: A013



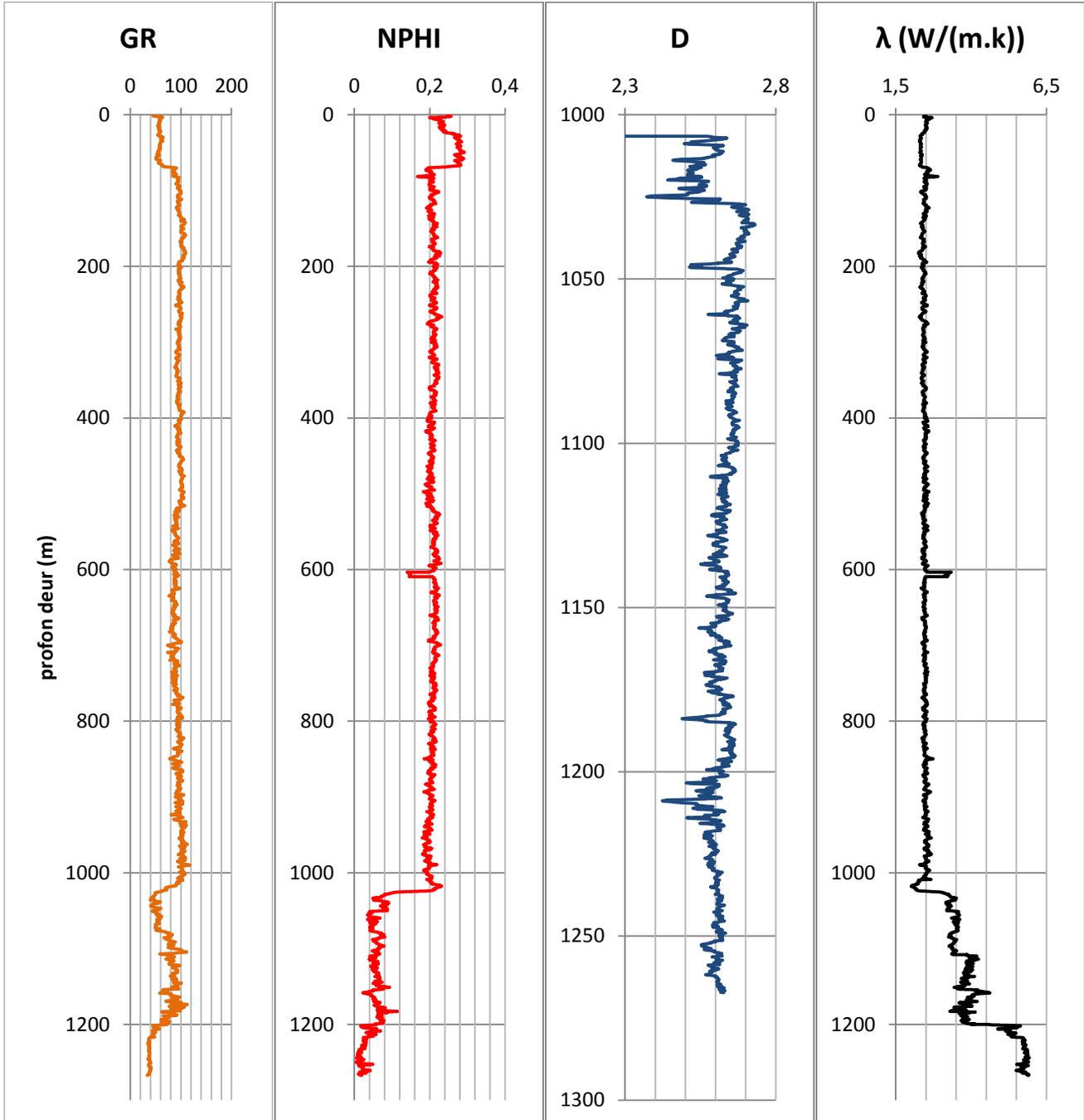
Puits 2: A063



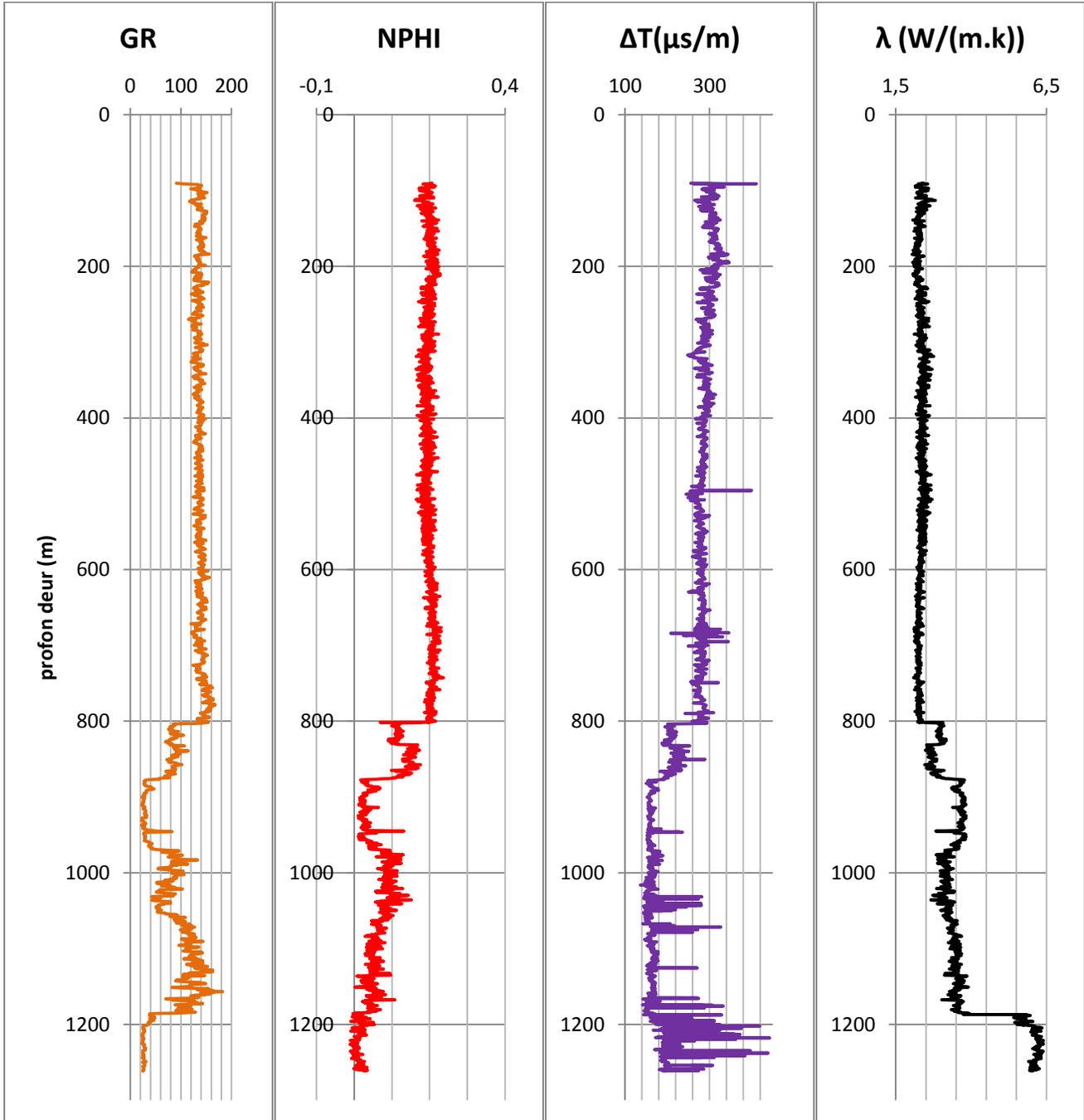
Puits 3: A065



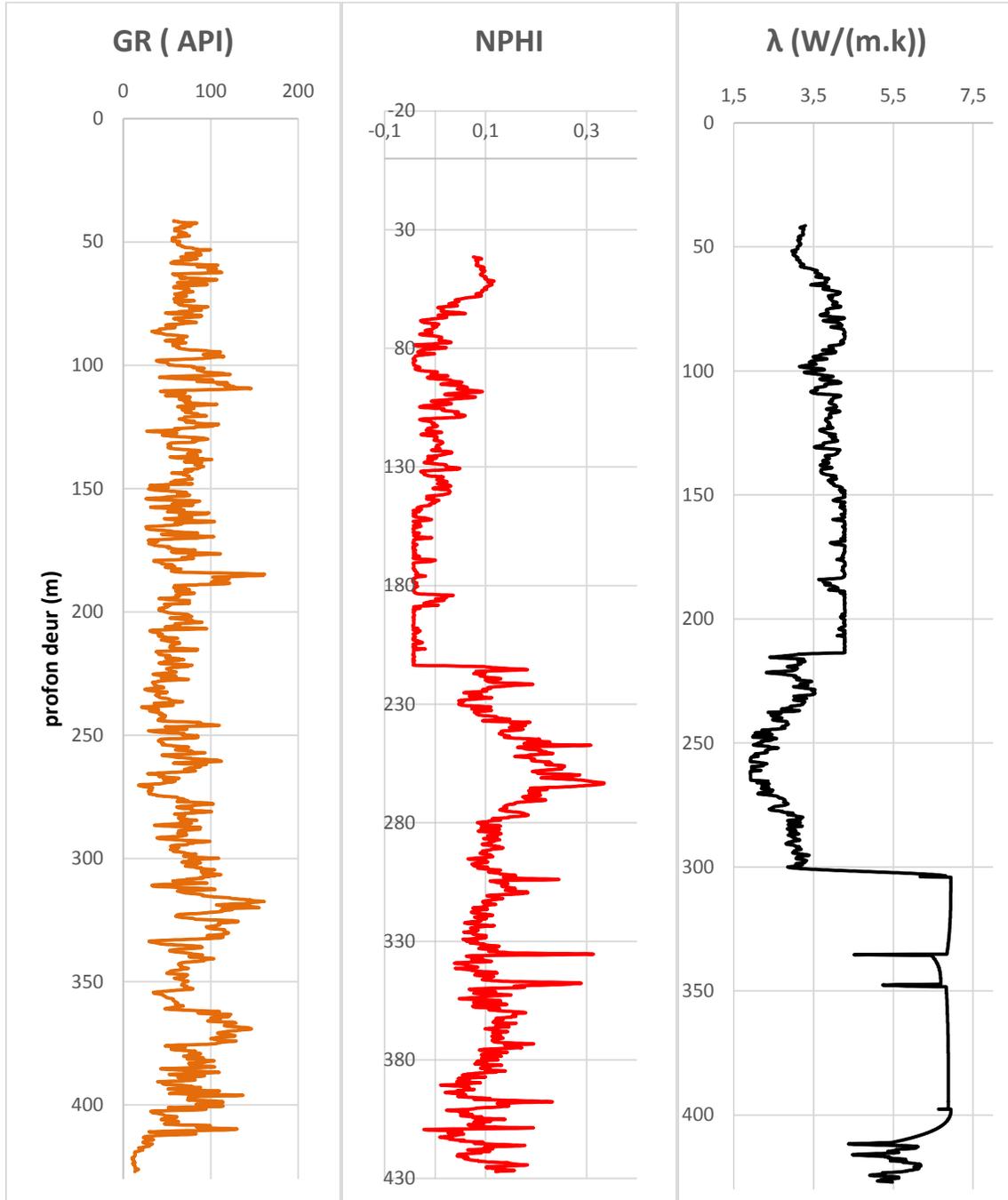
Puits 4: A125



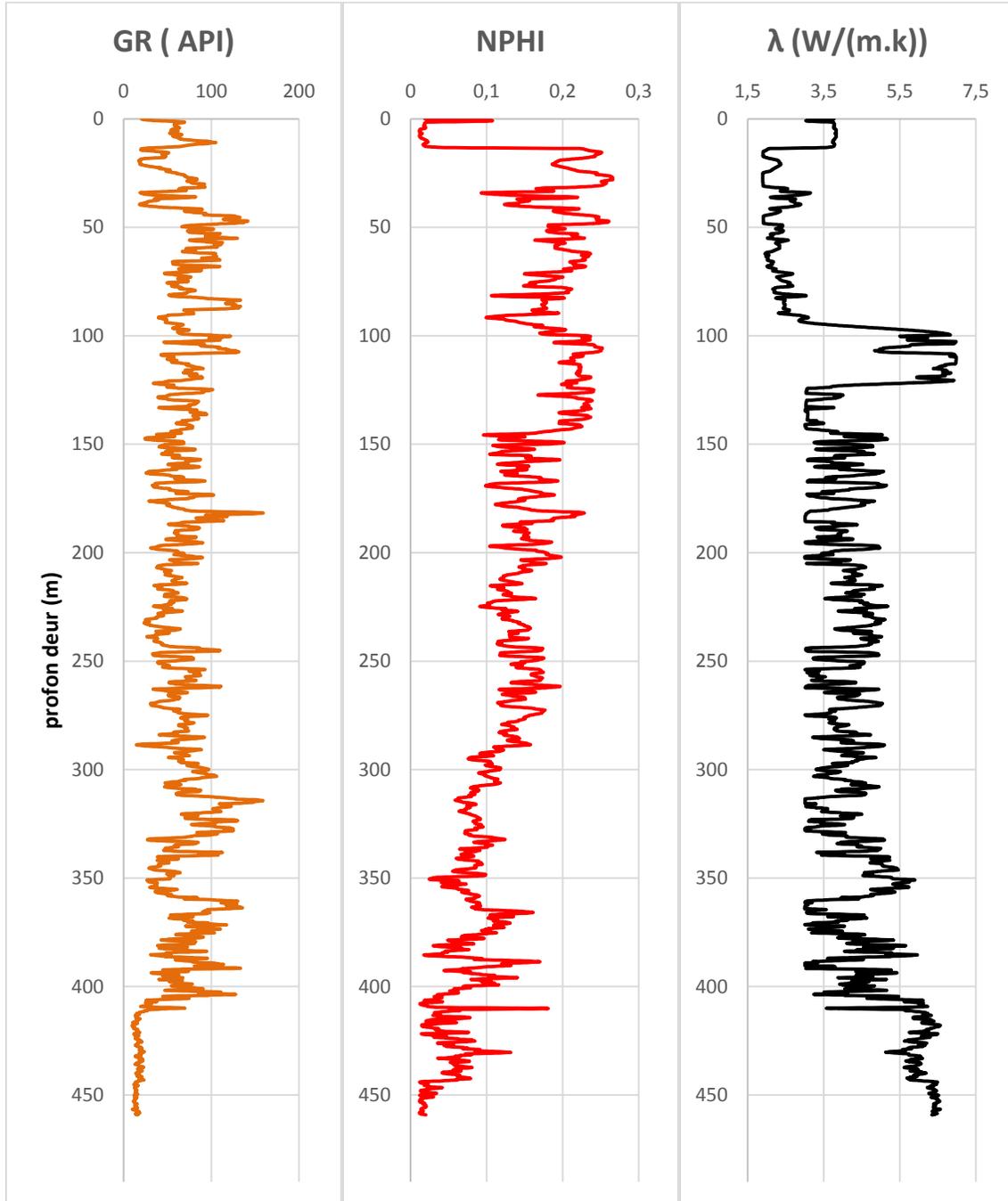
Puits 5: A126



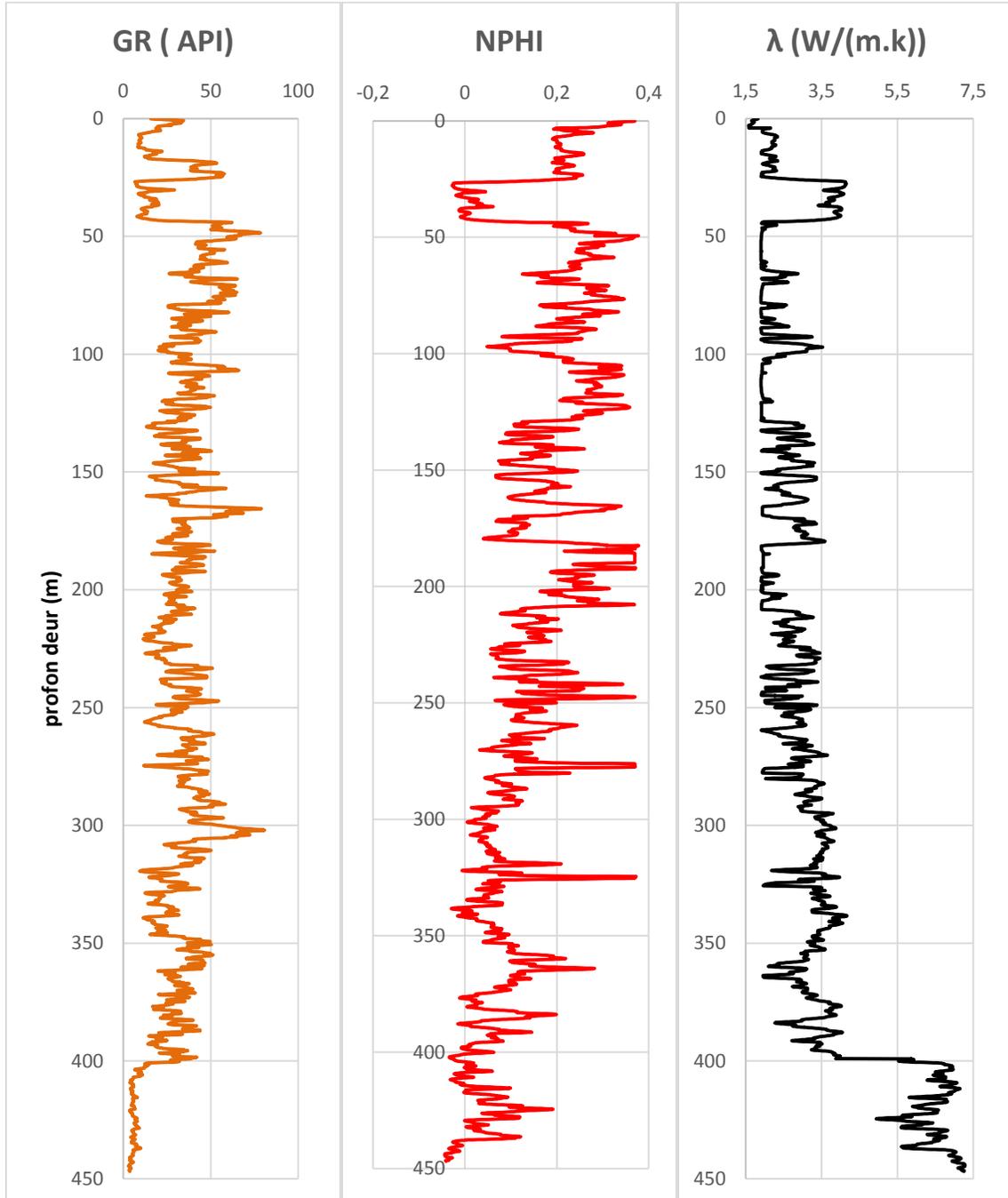
Puits 6: A134



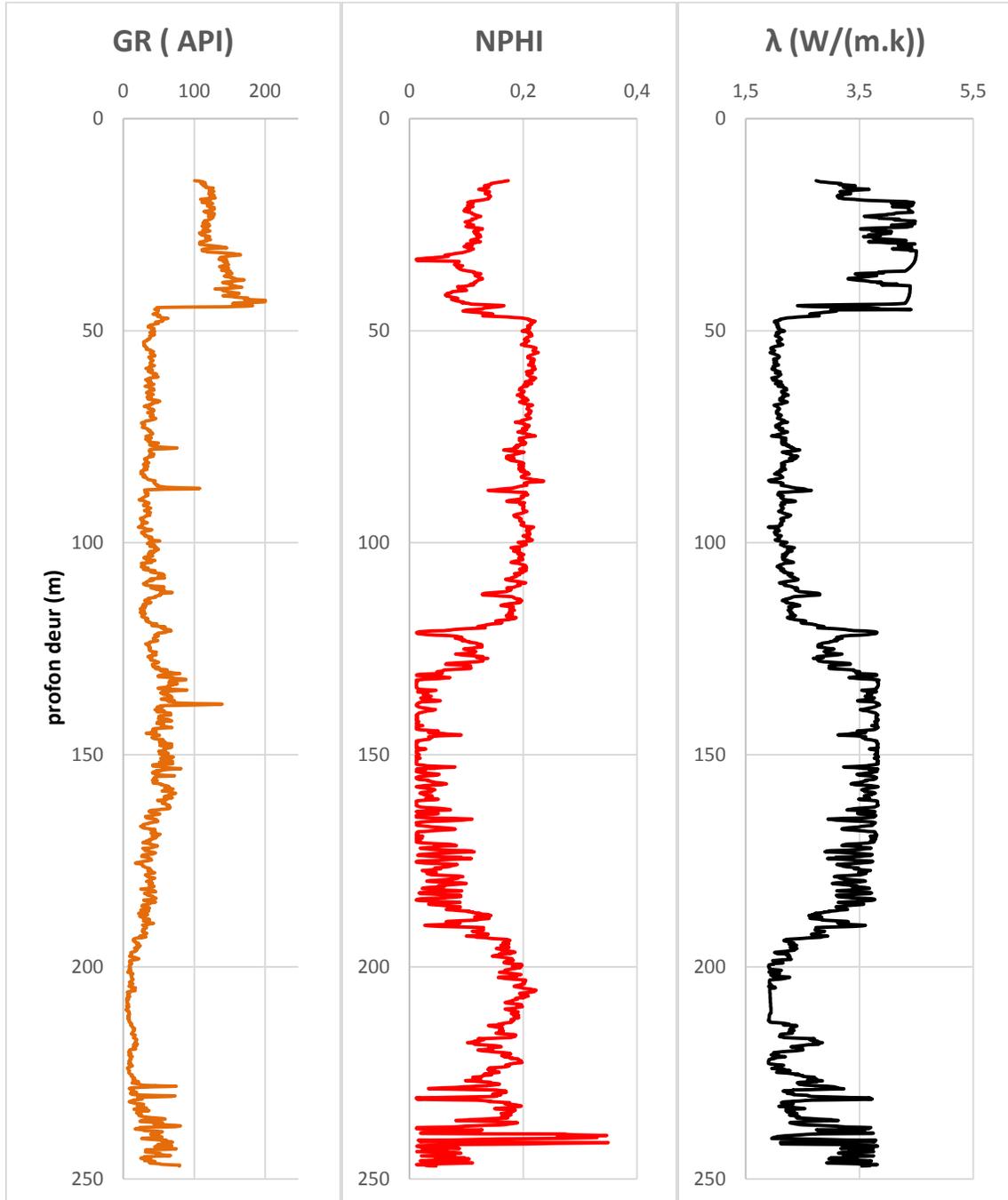
Puits 7: A135



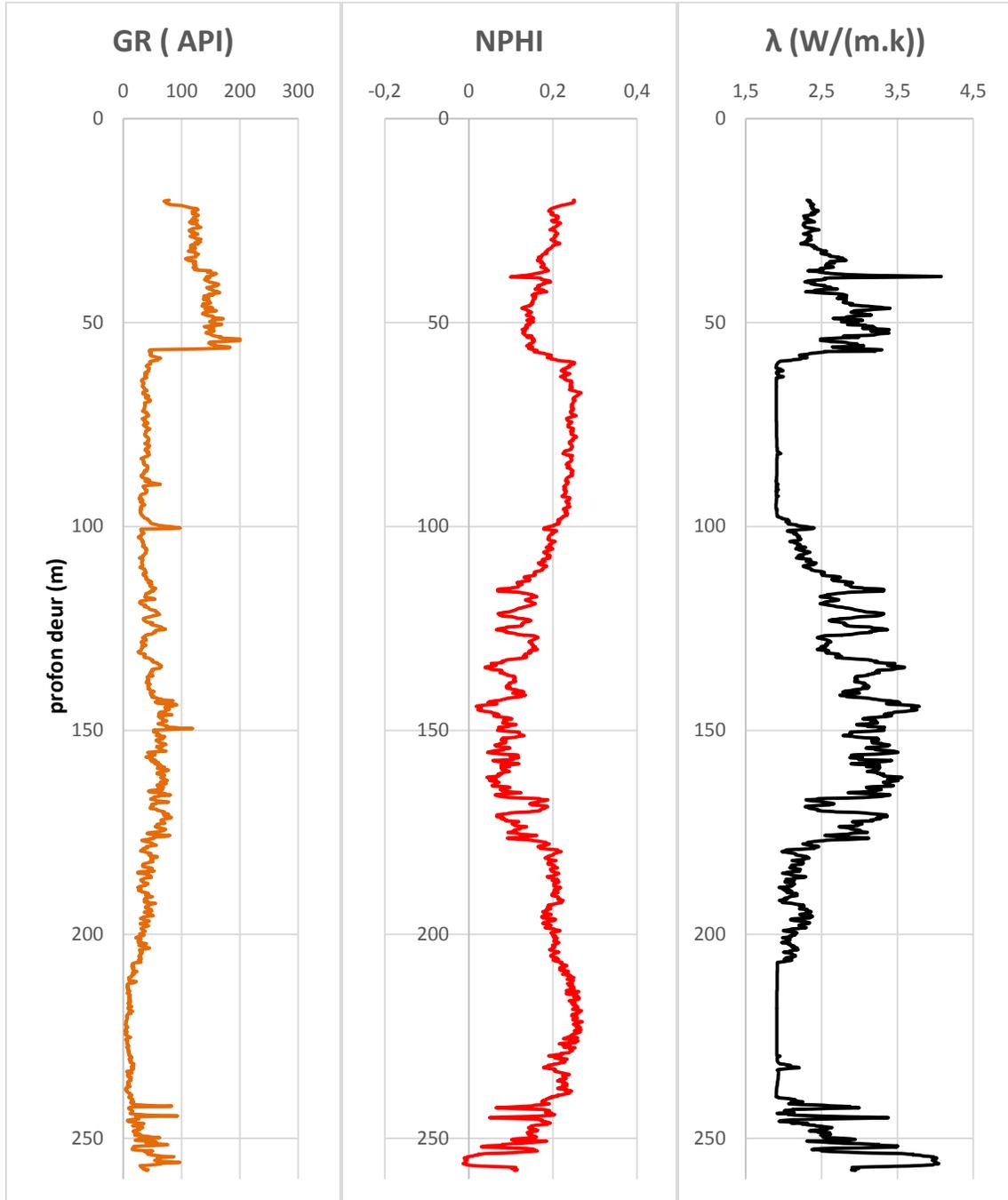
Puits 8: A136



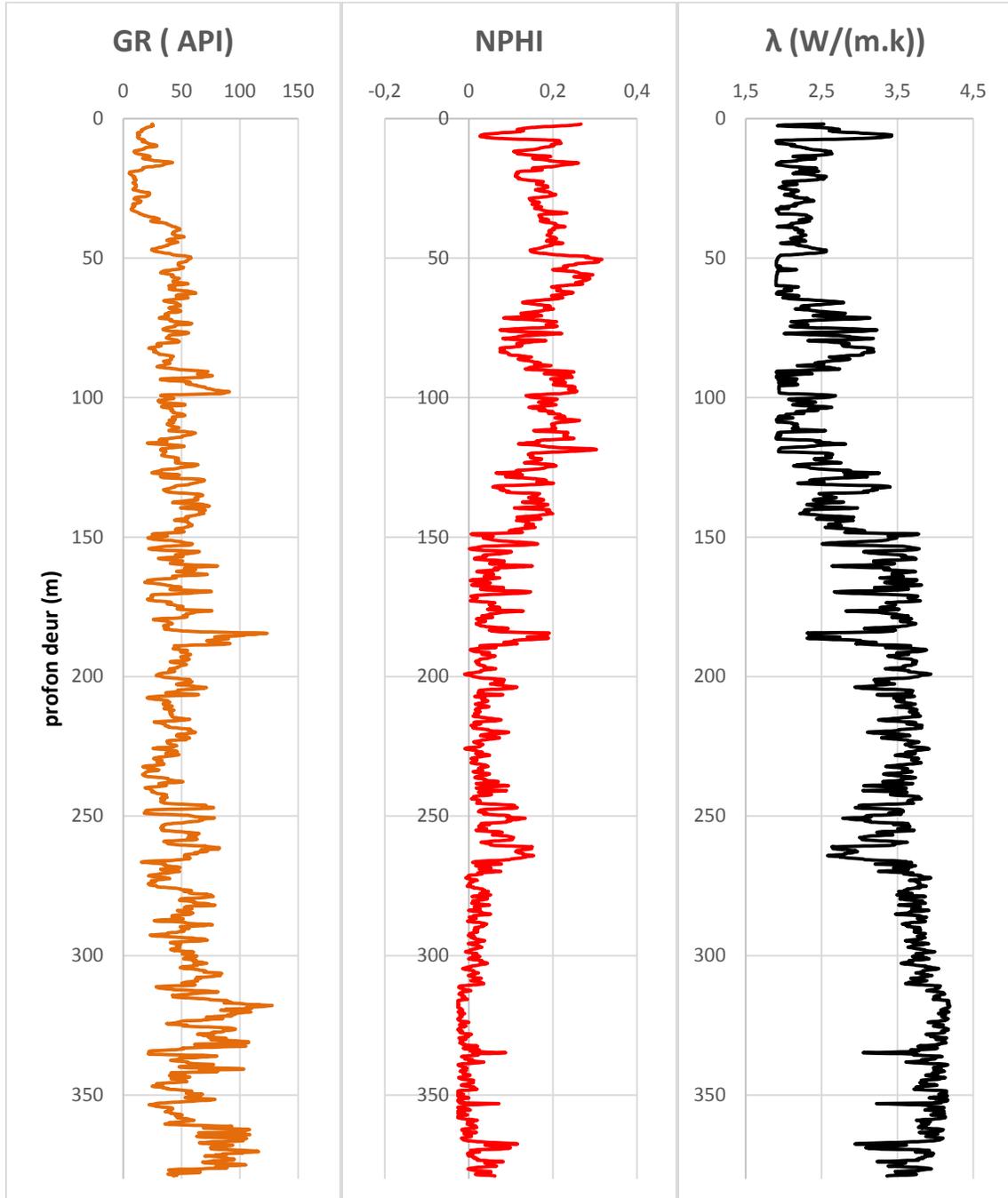
Puits 9: A147



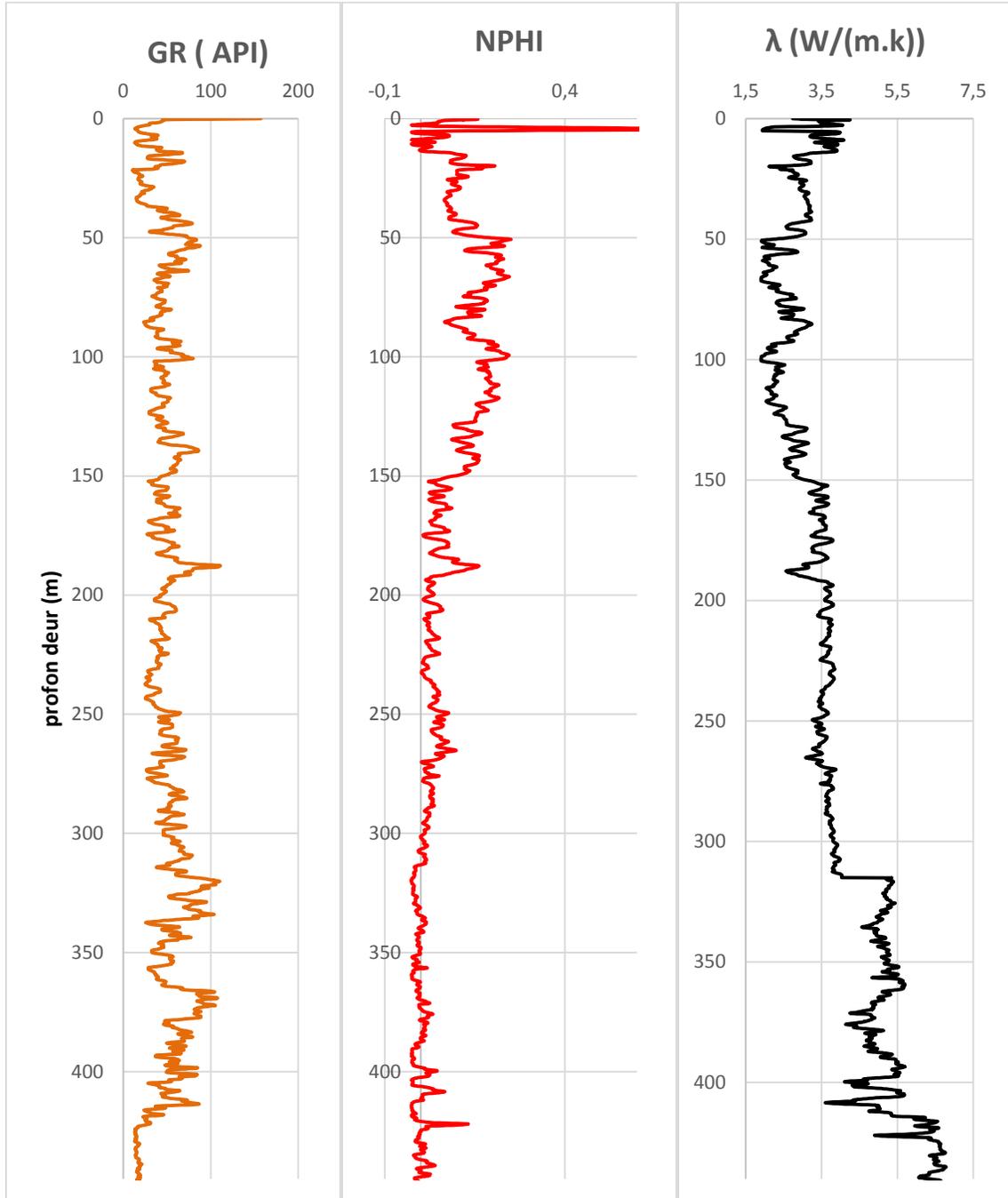
Puits 10: A148



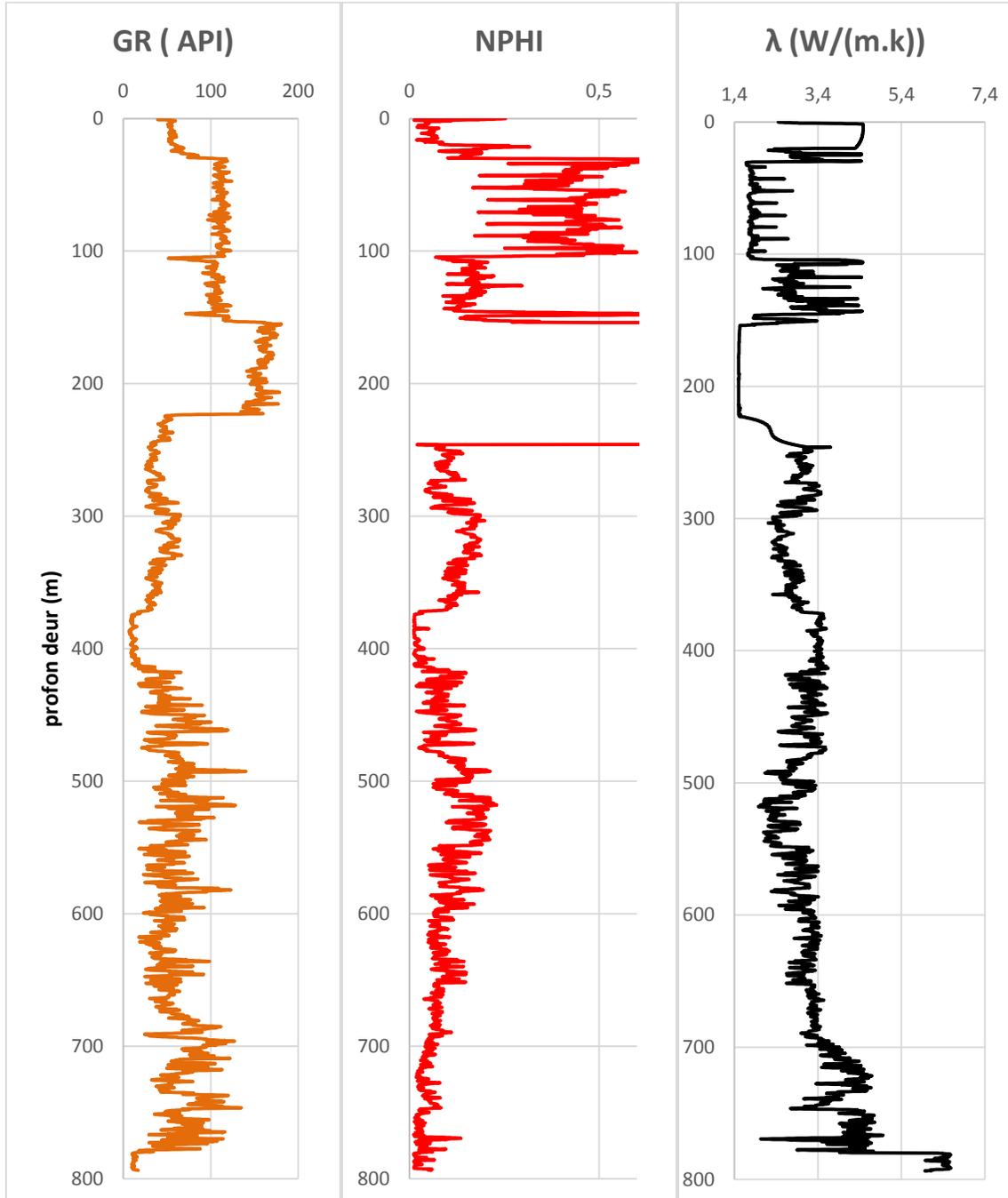
Puits 11: A149



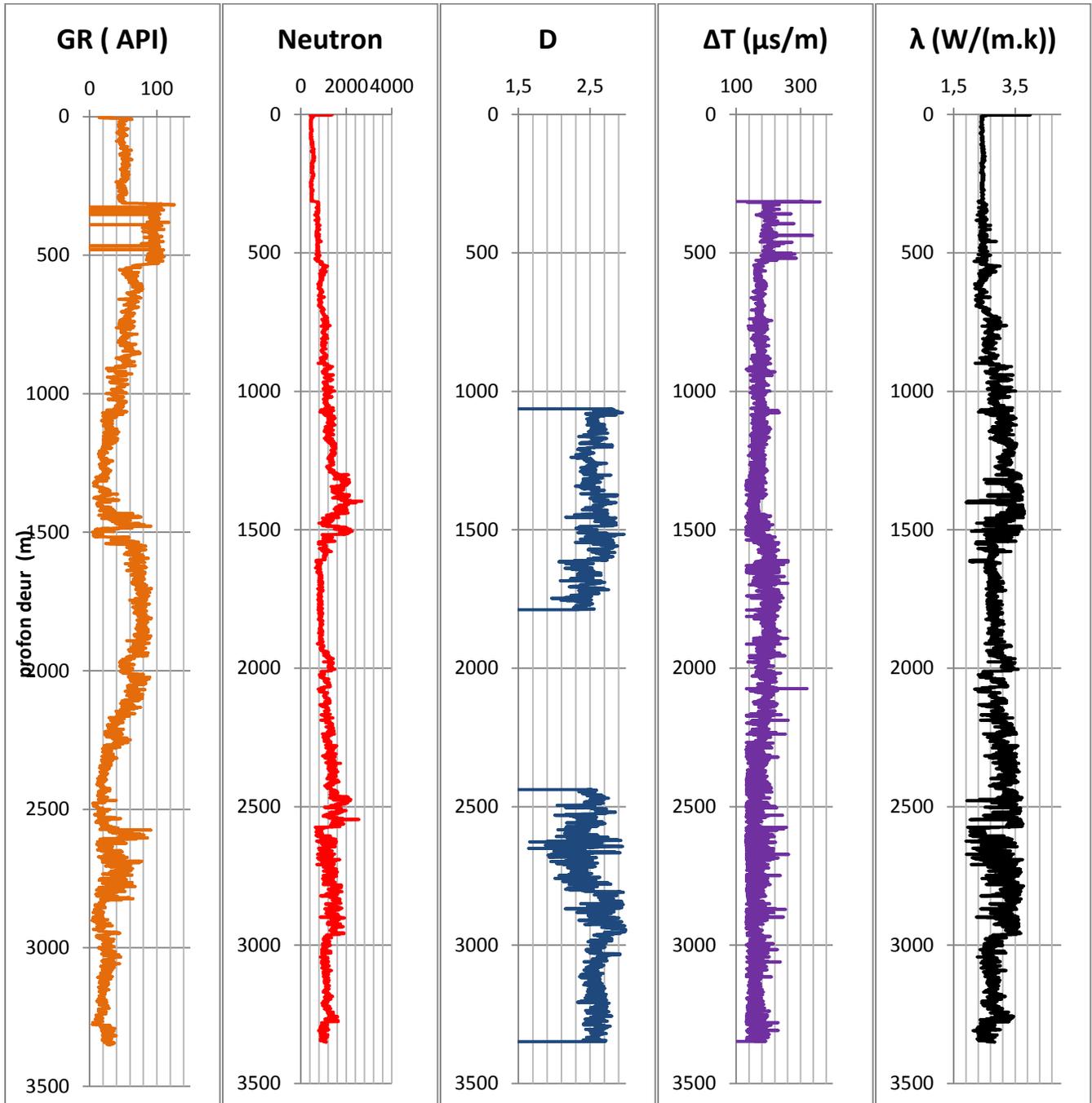
Puits 12: A150



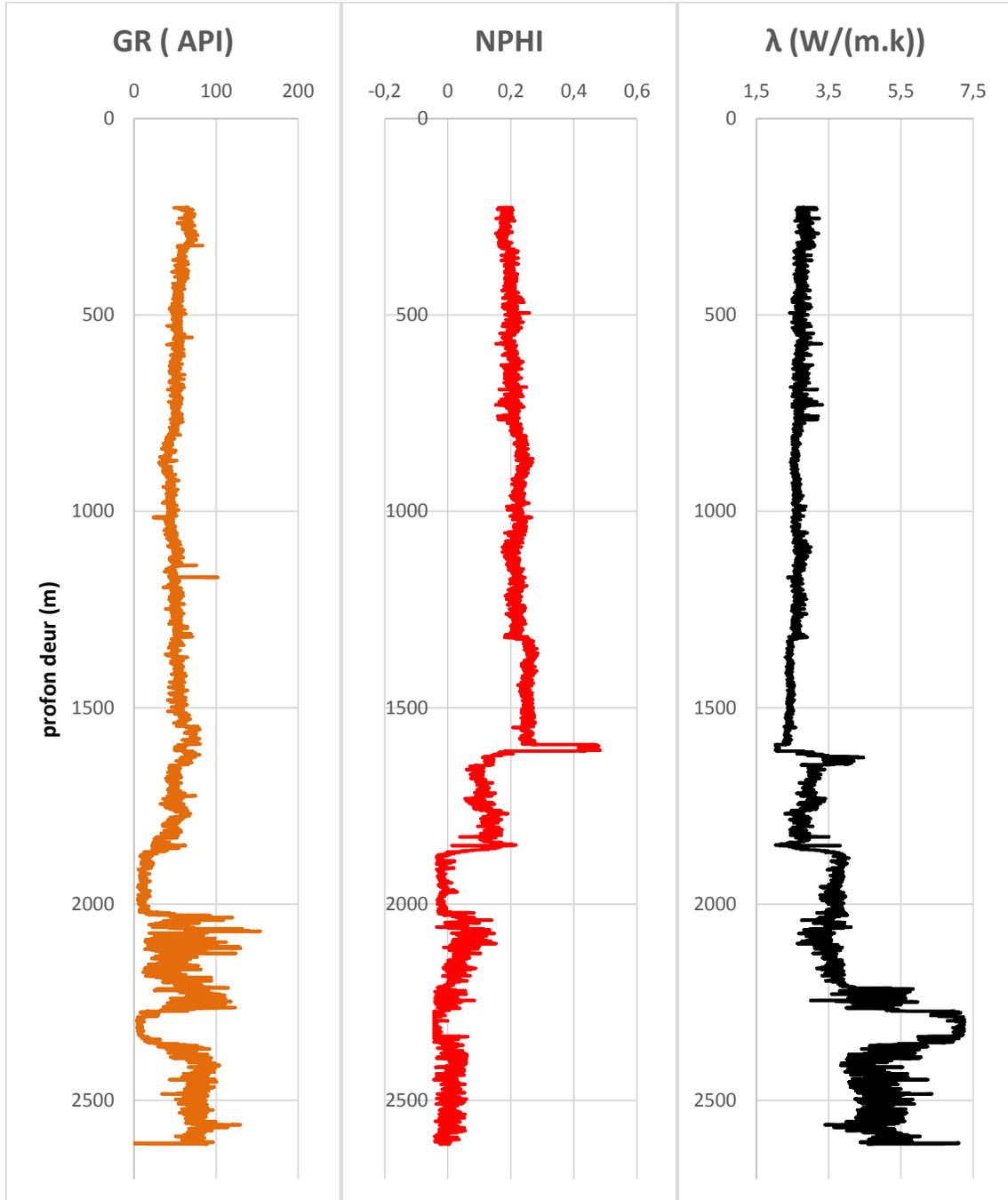
Puits 13: A151



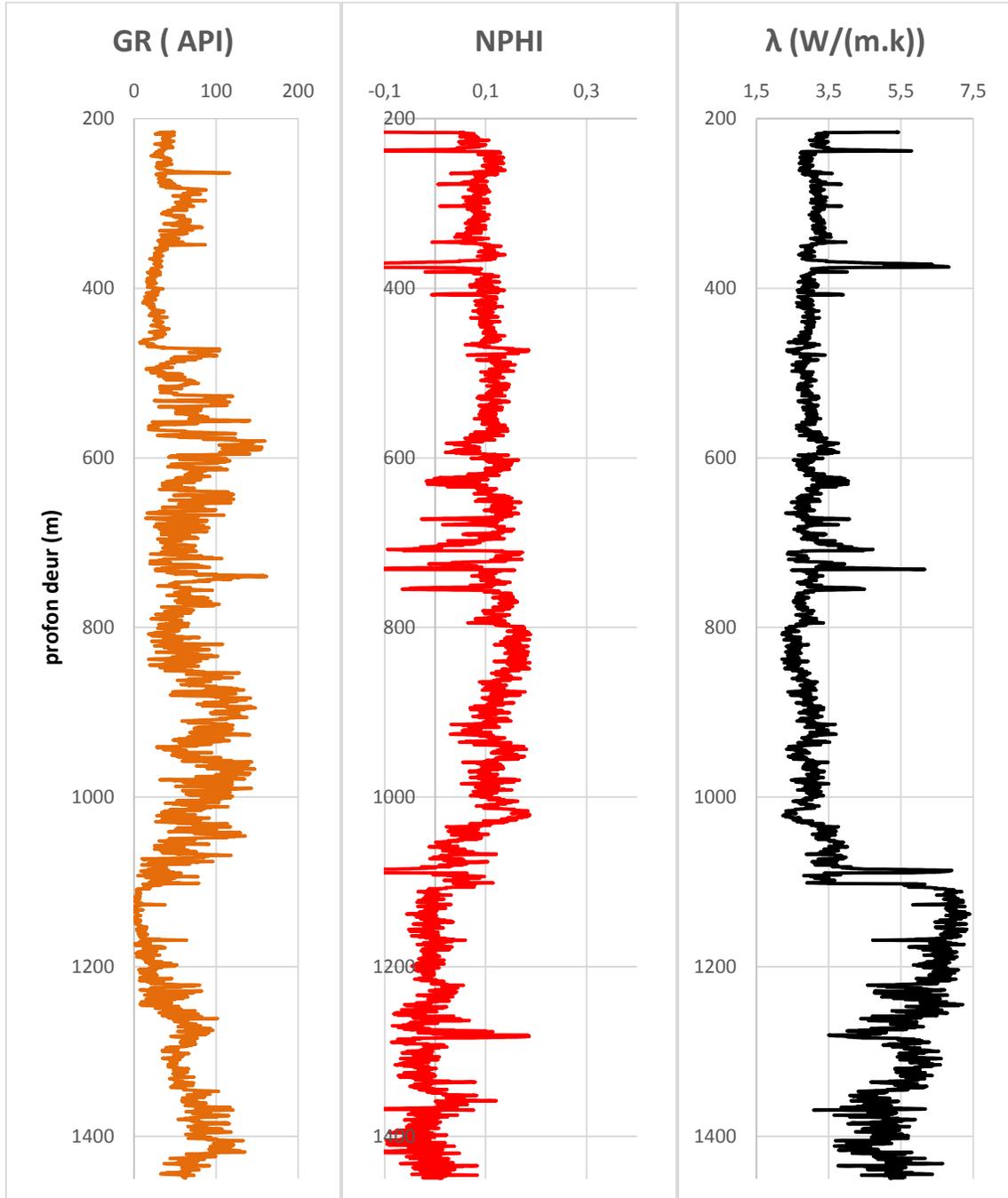
Puits 14: A152



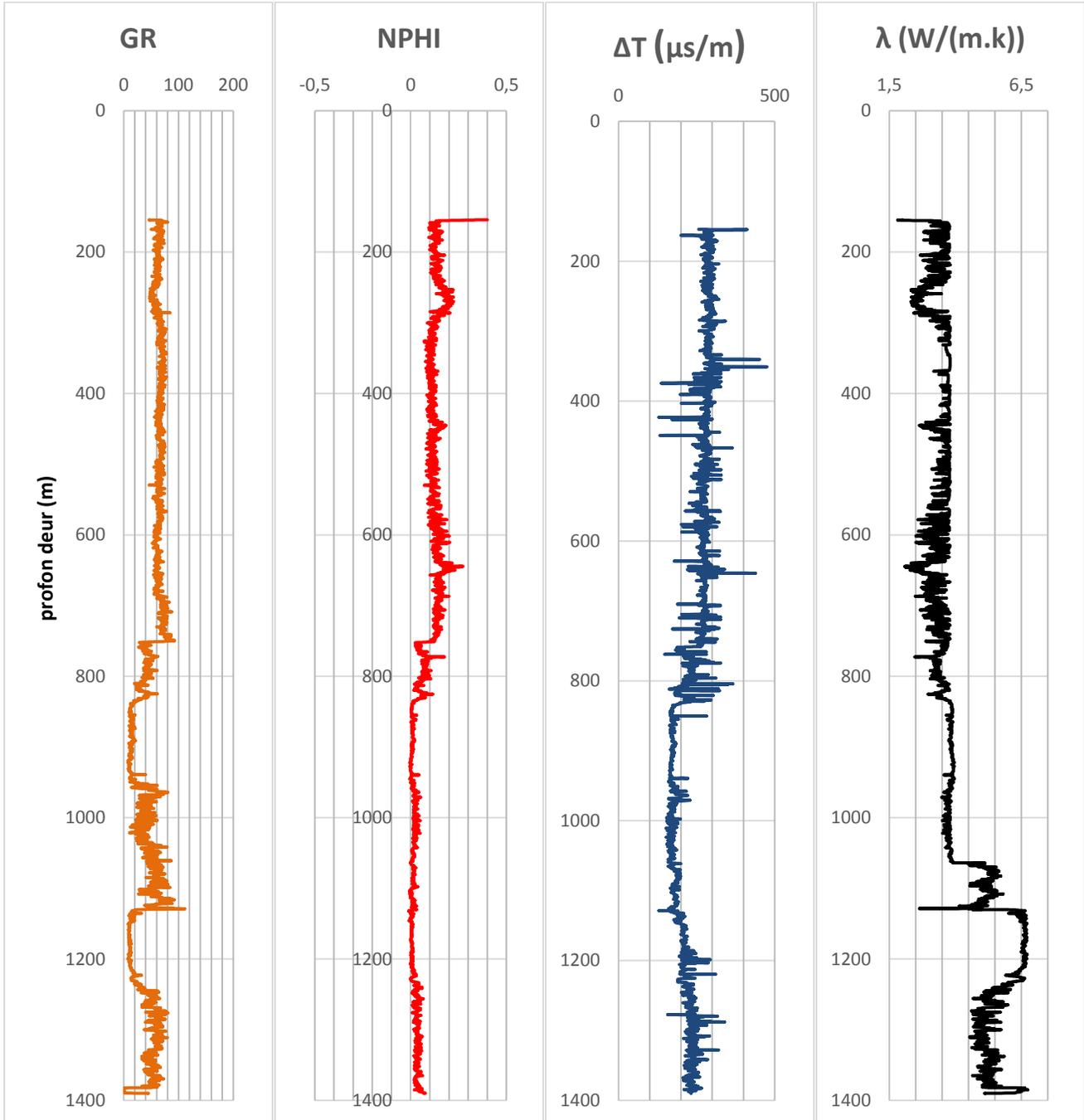
Puits 15: A156



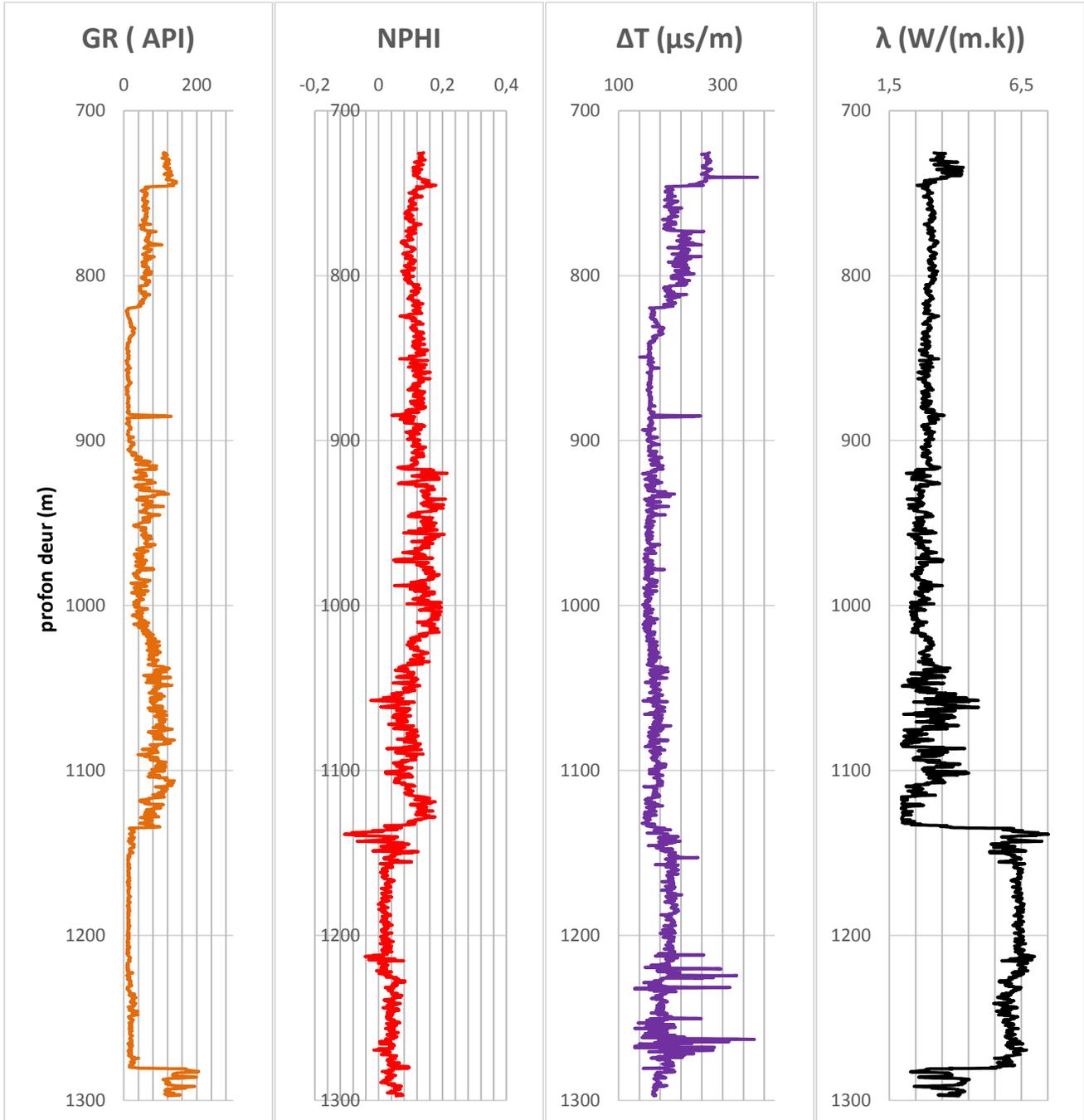
Puits 16: A157



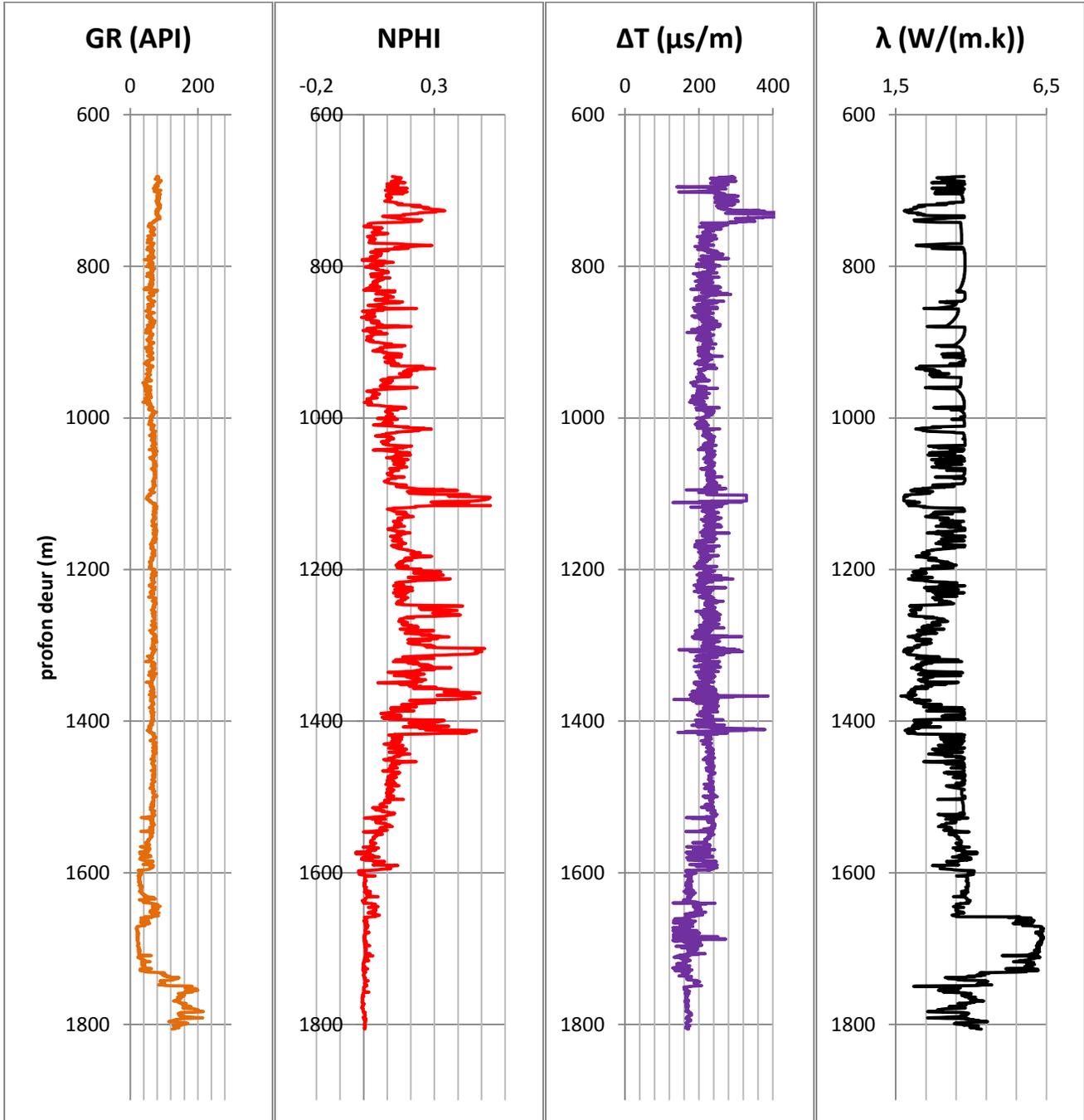
Puits 17: A158



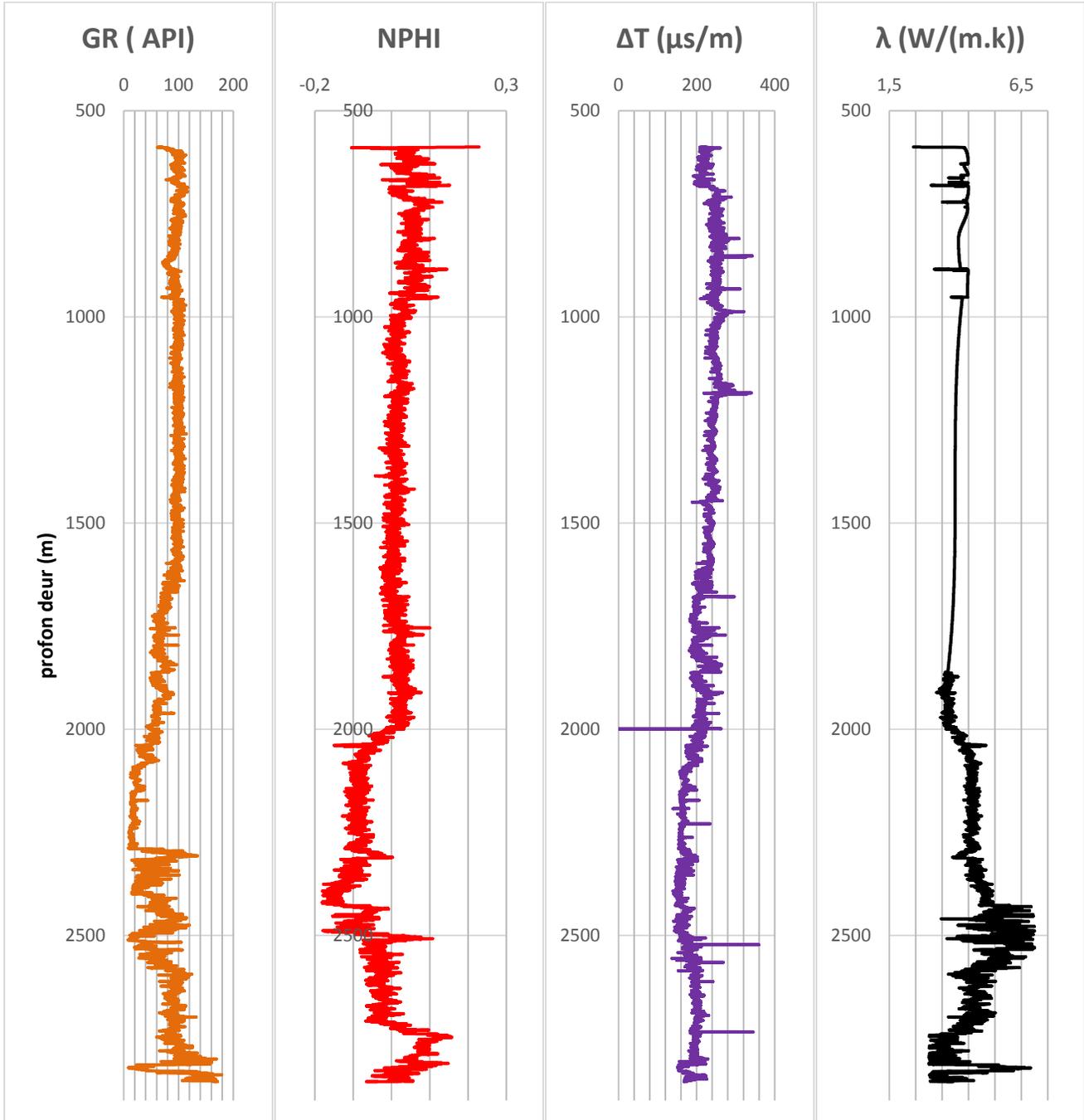
Puits 18: A159



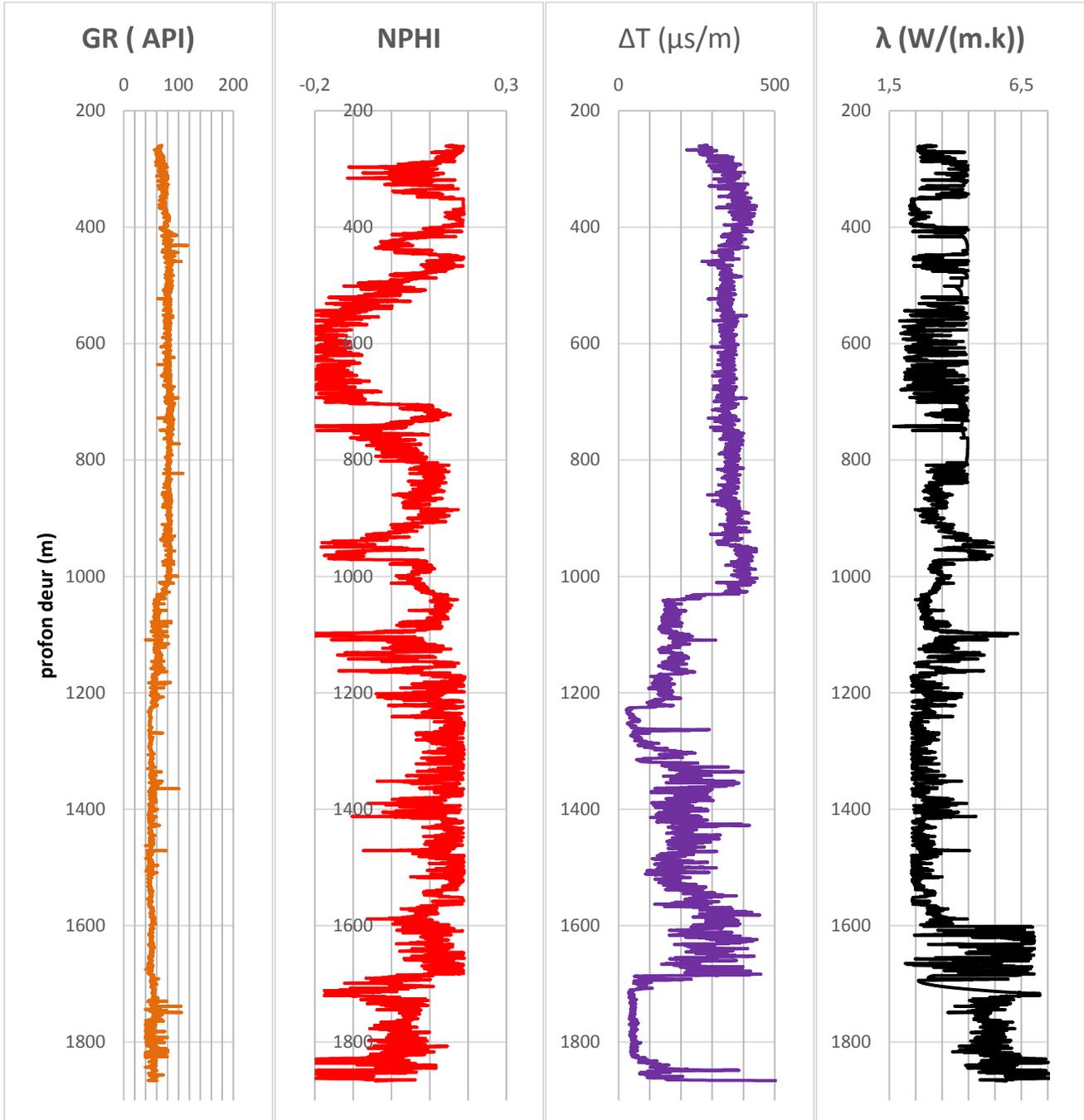
Puits 19: A160



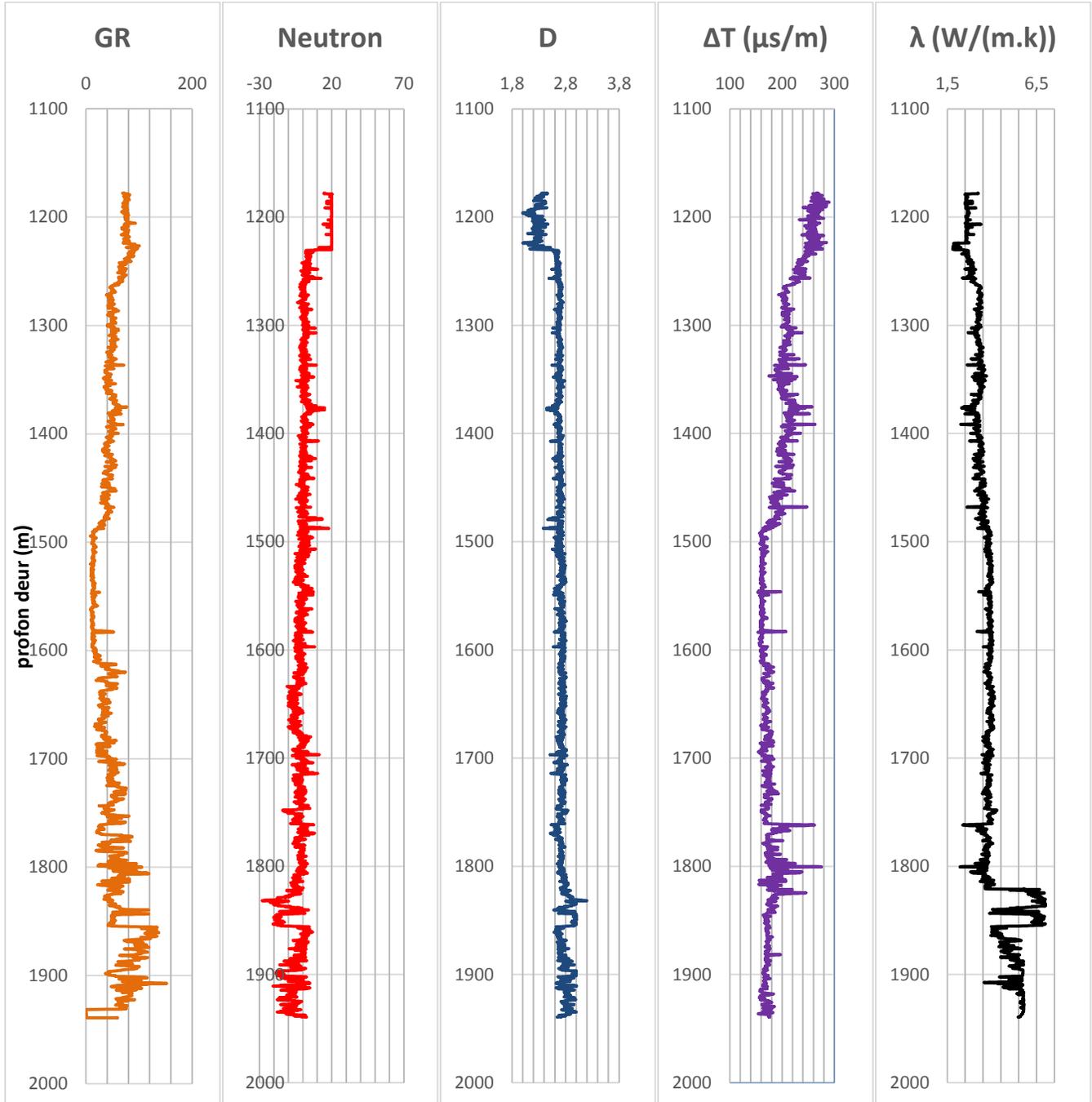
Puits 20: A161



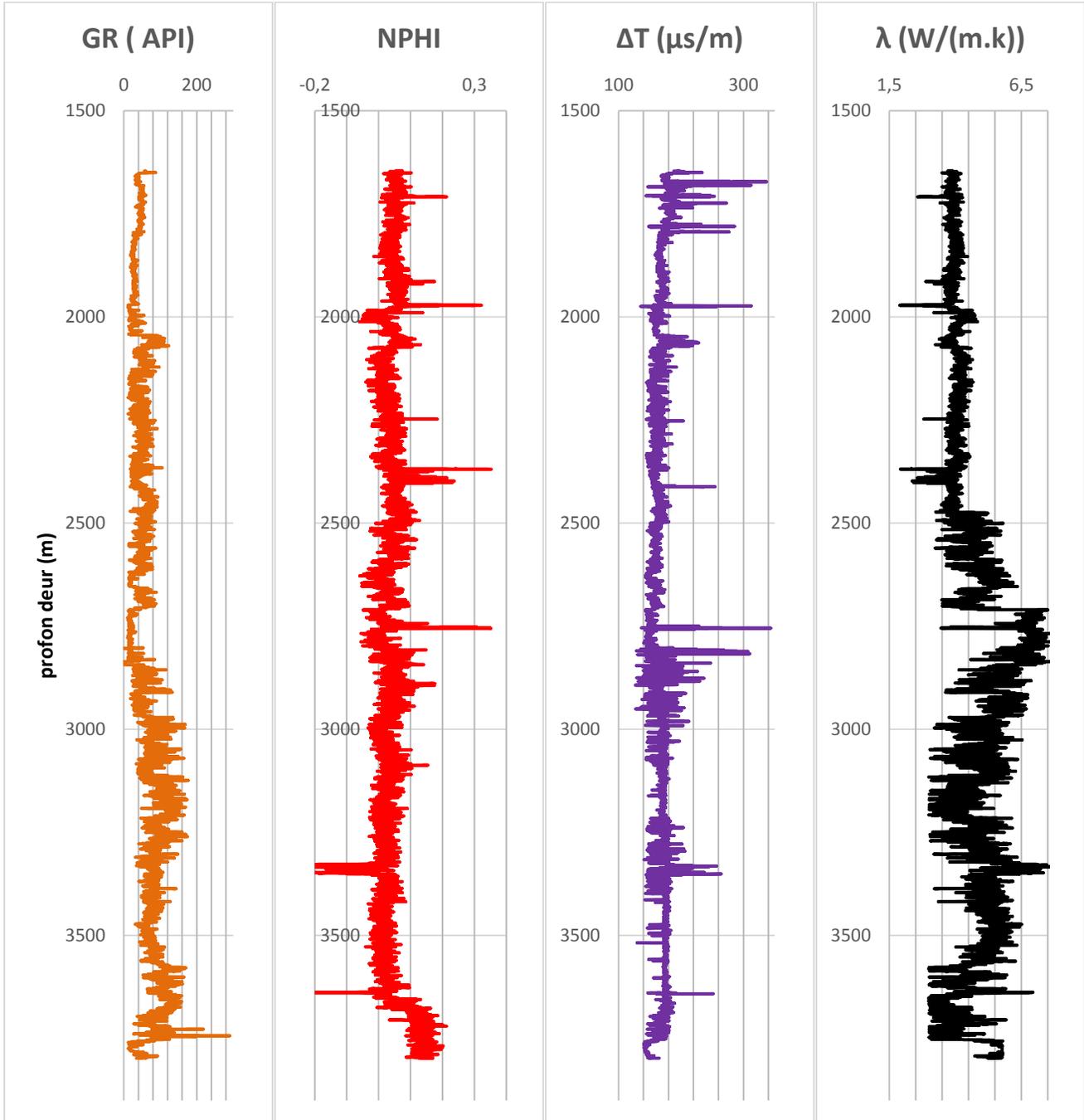
Puits 21: A162



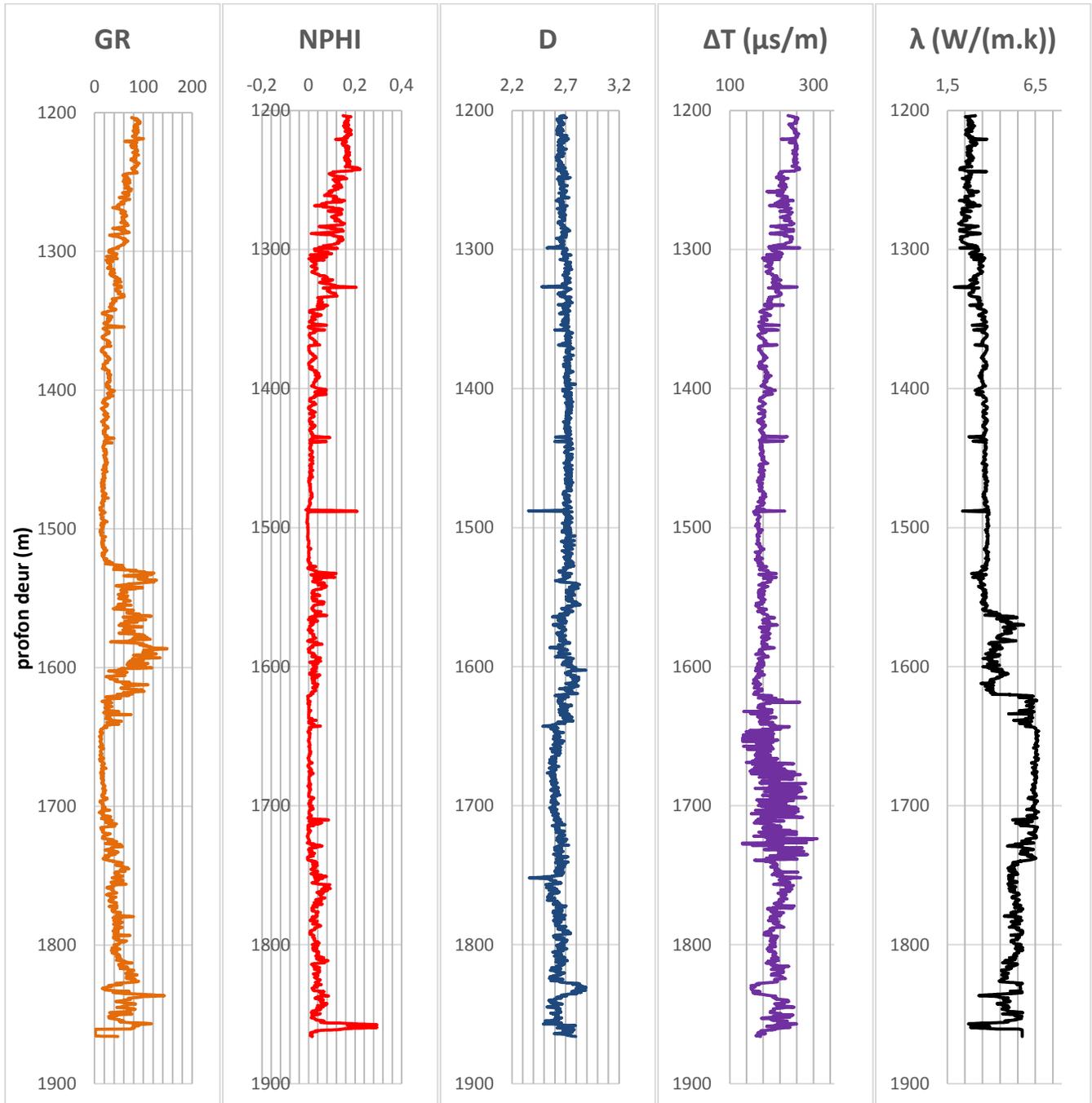
Puits 22: A165



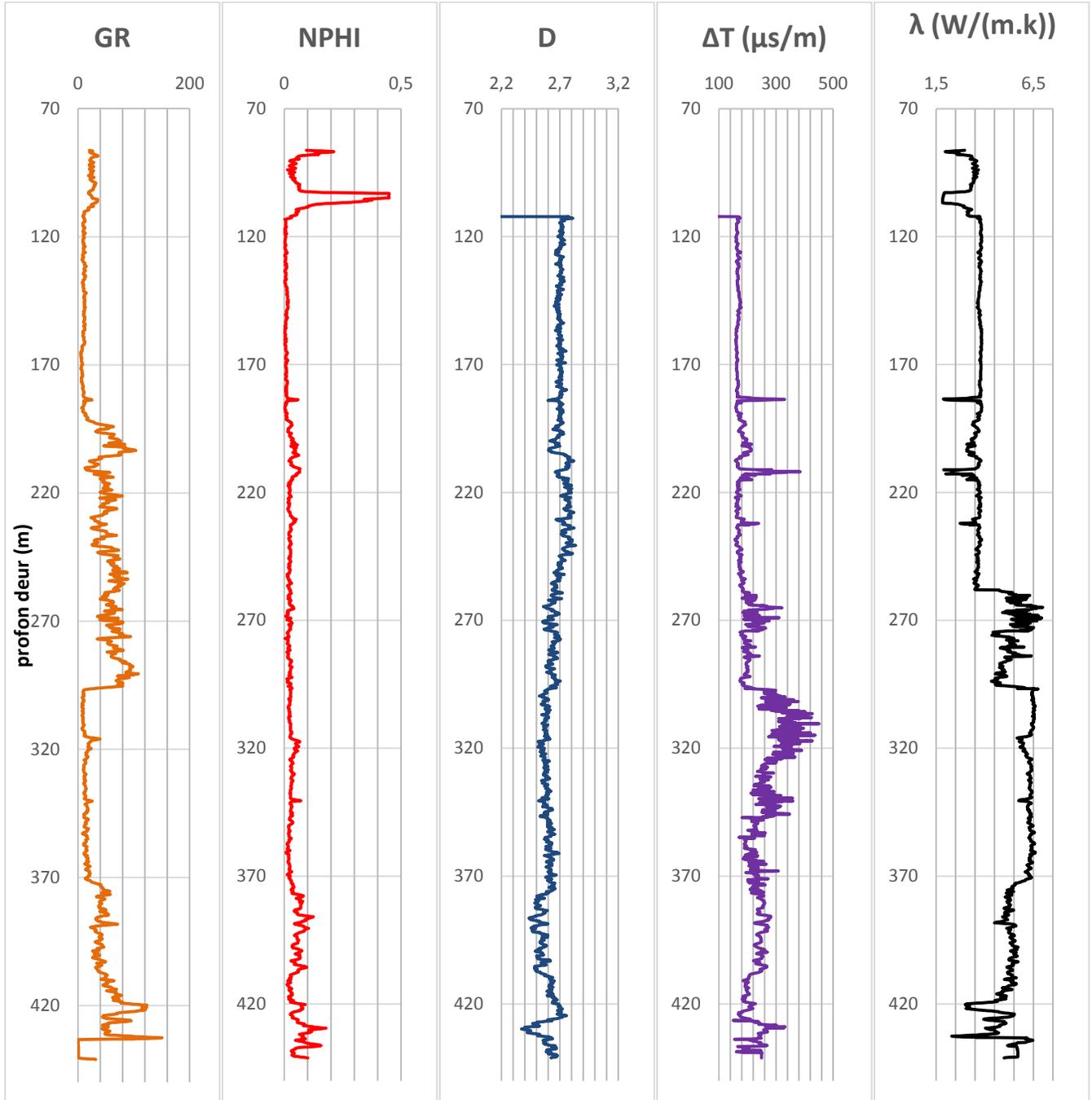
Puits 23: A166



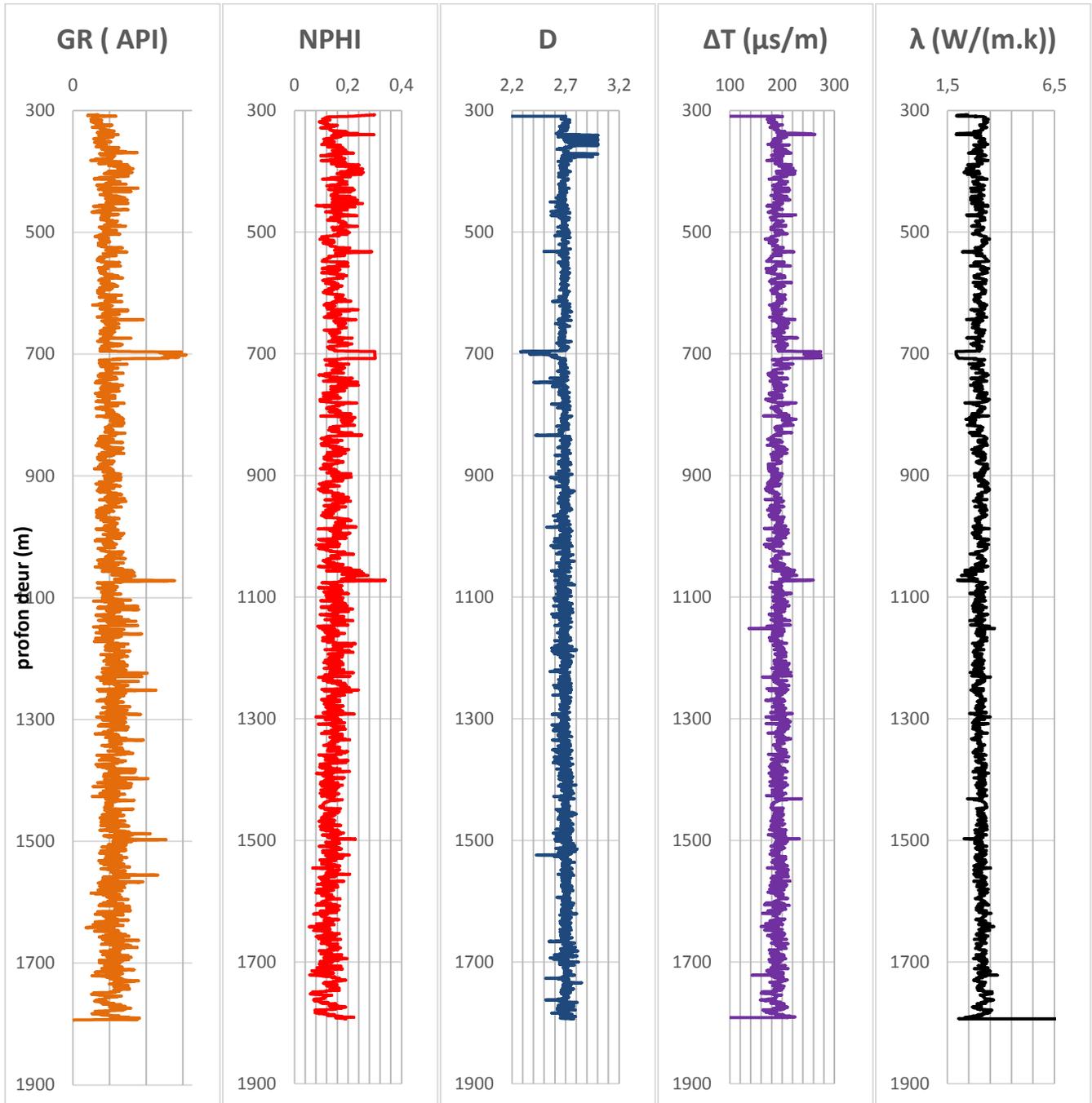
Puits 24: A167



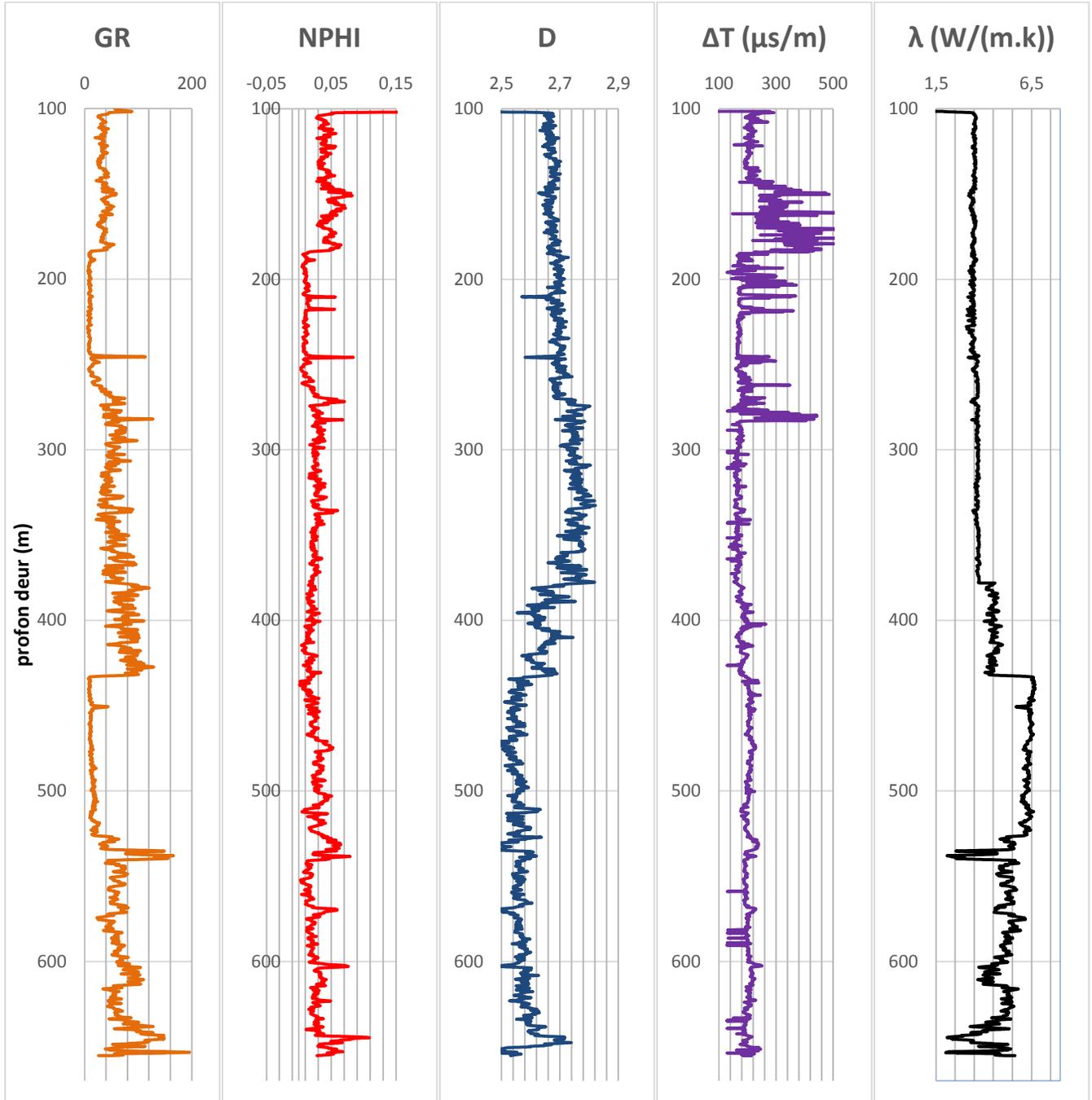
Puits 25: A170



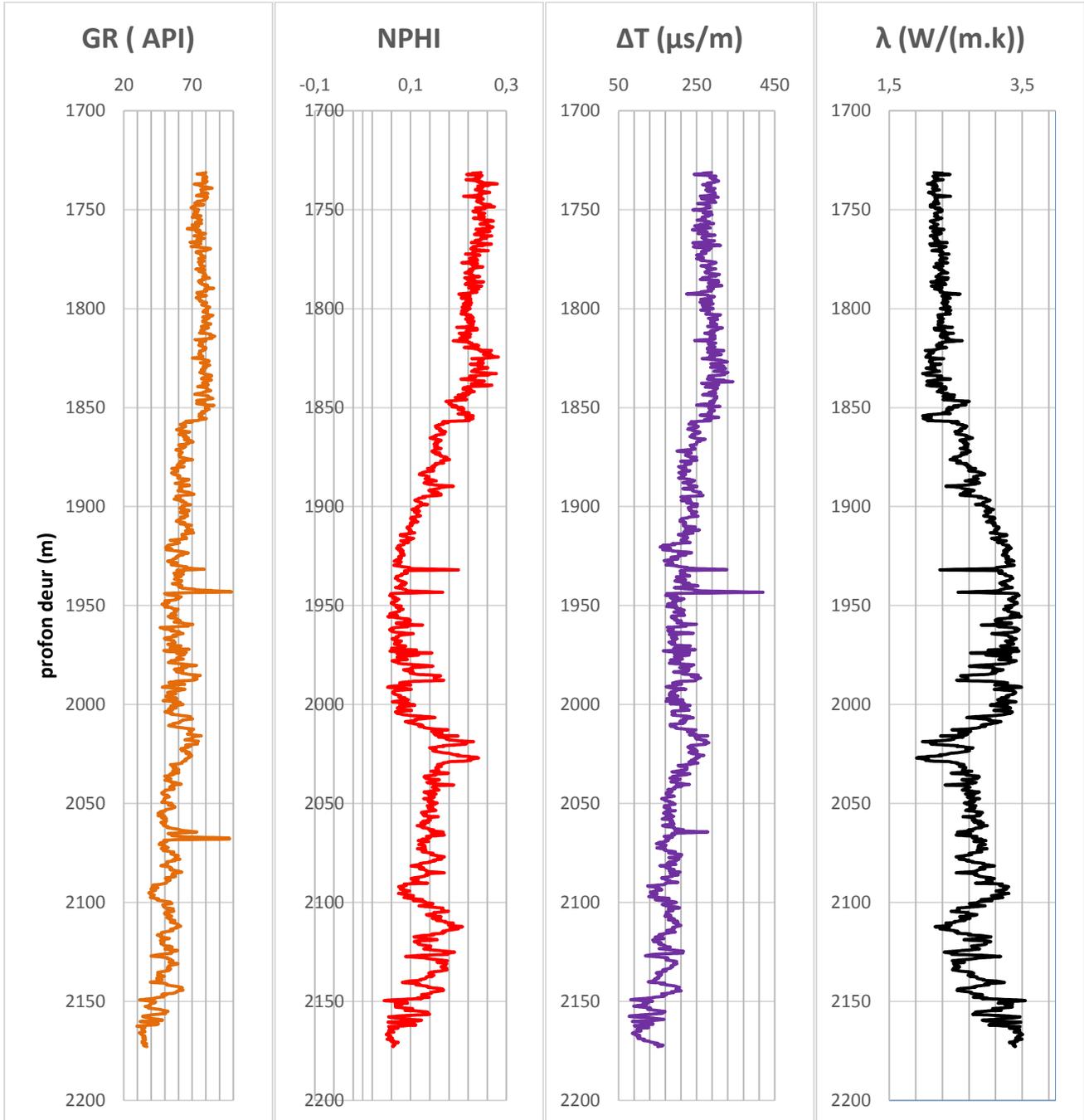
Puits 26: A171



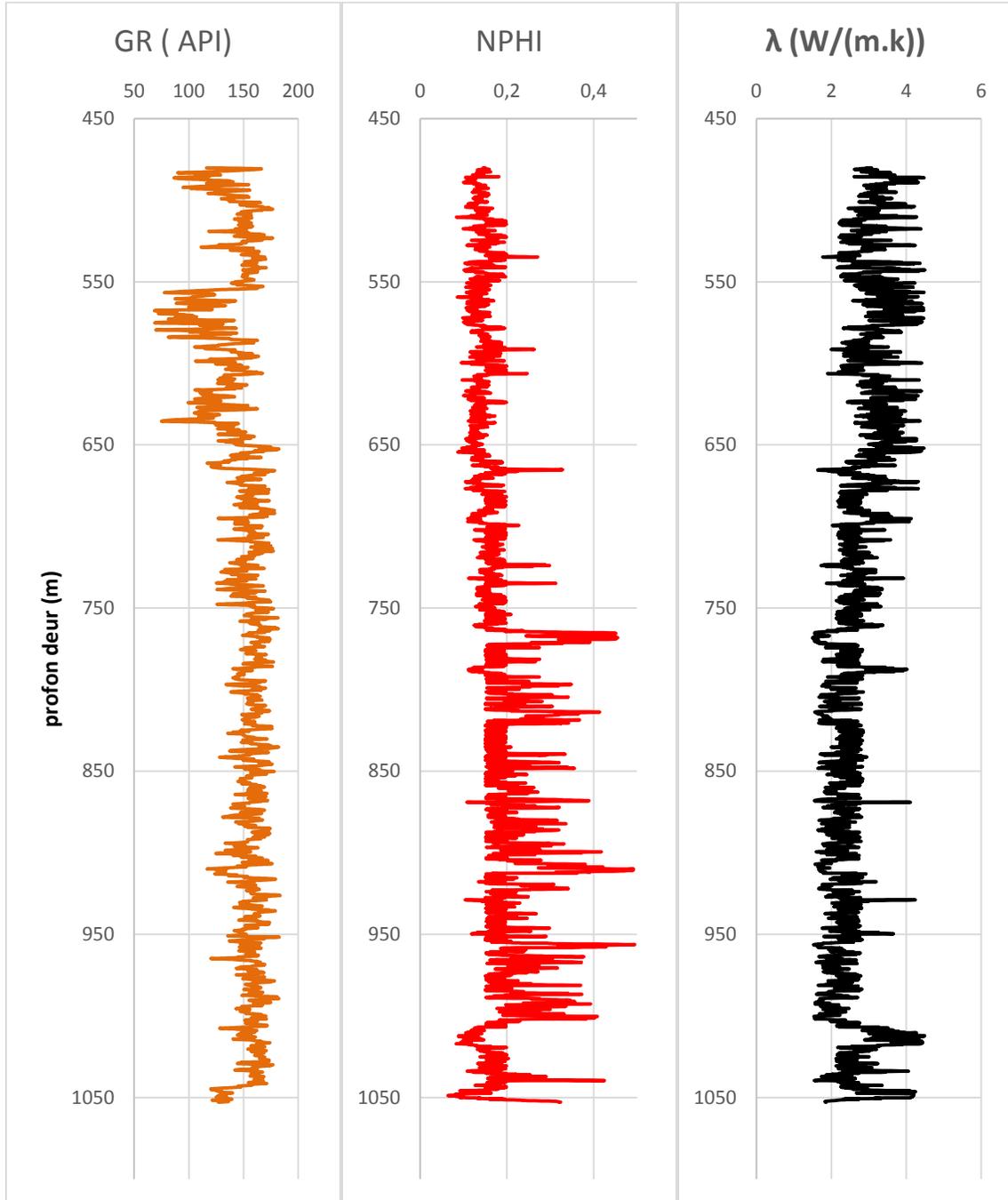
Puits 27: A172



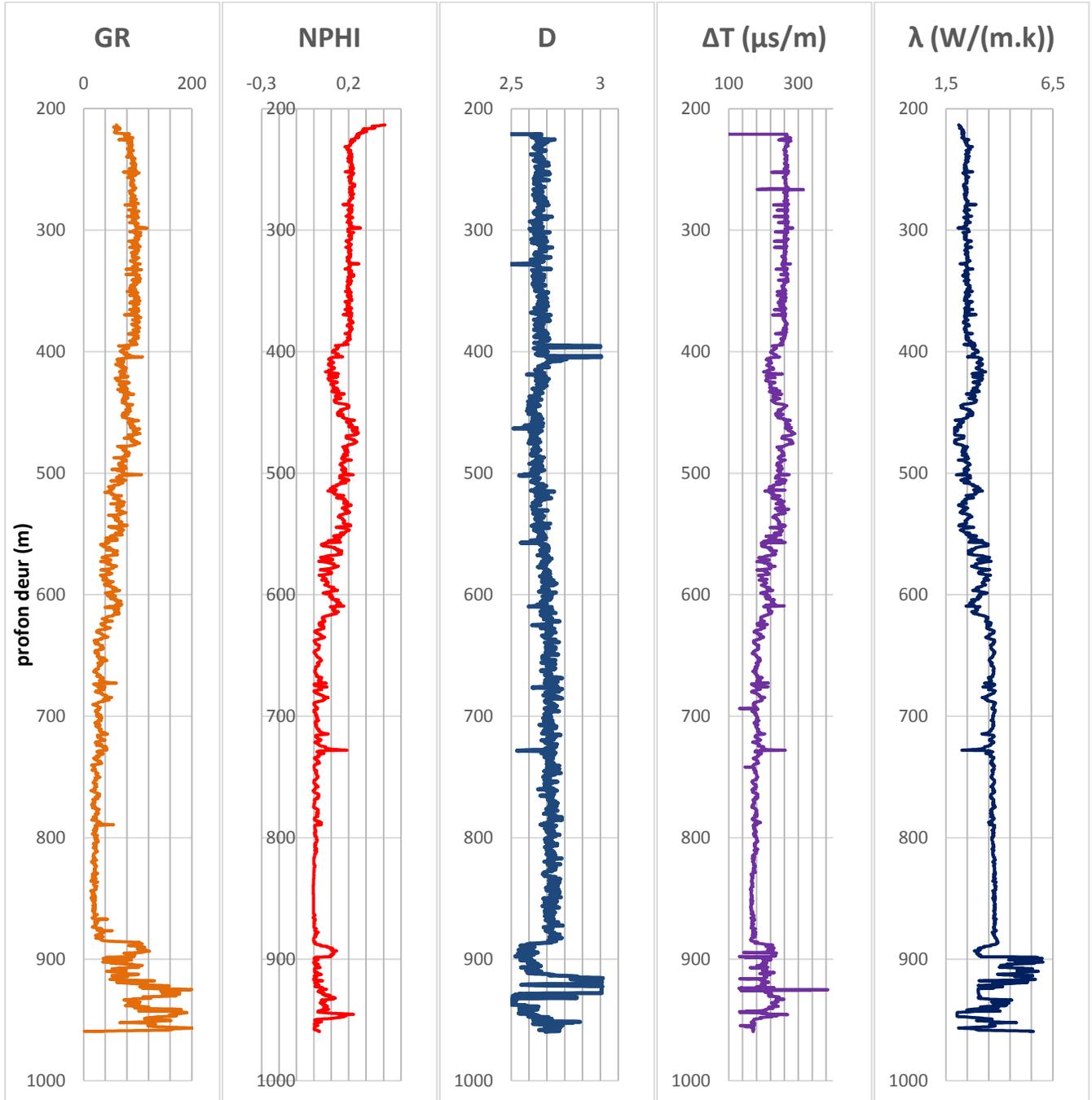
Puits 28: A173



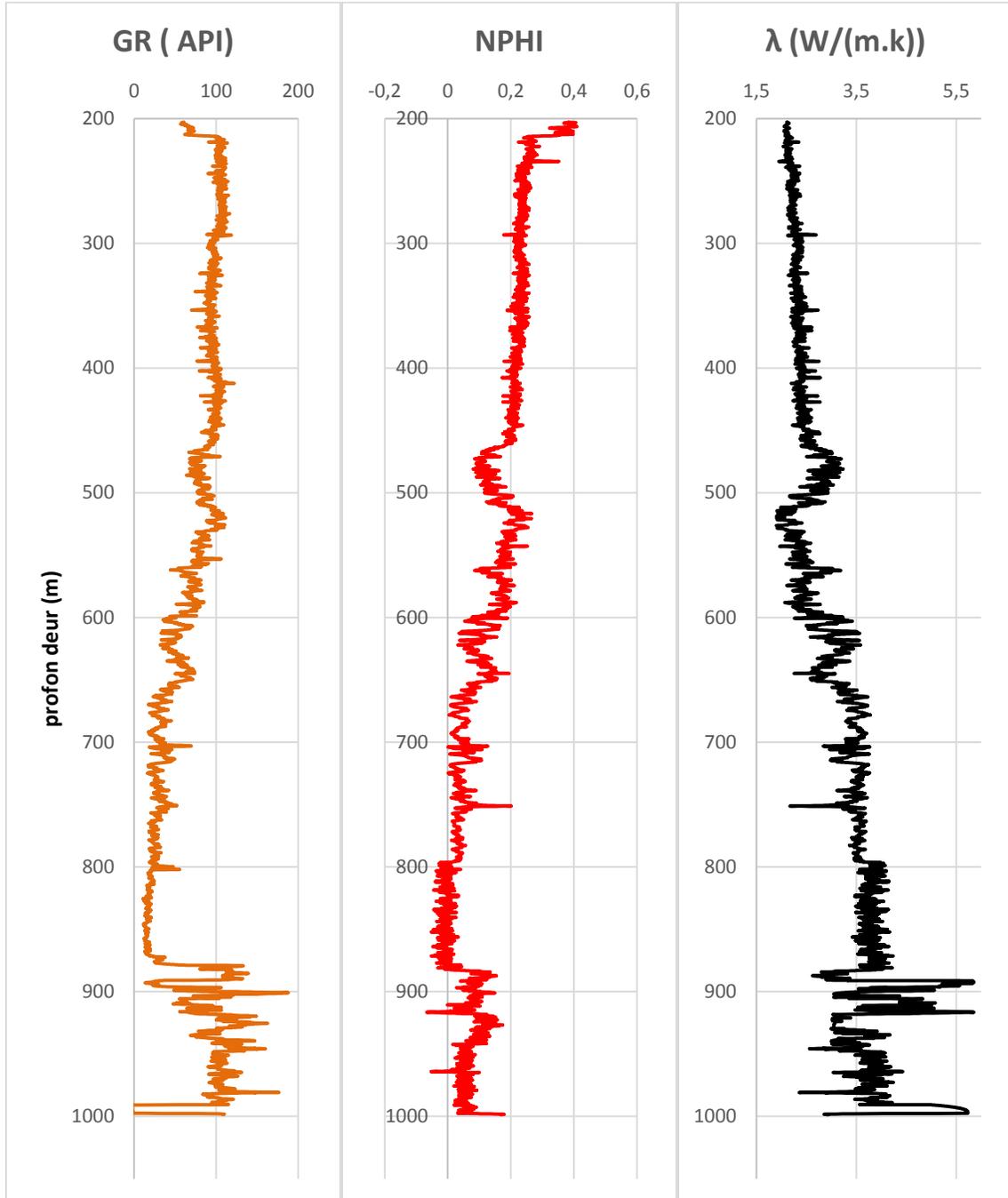
Puits 29: A174



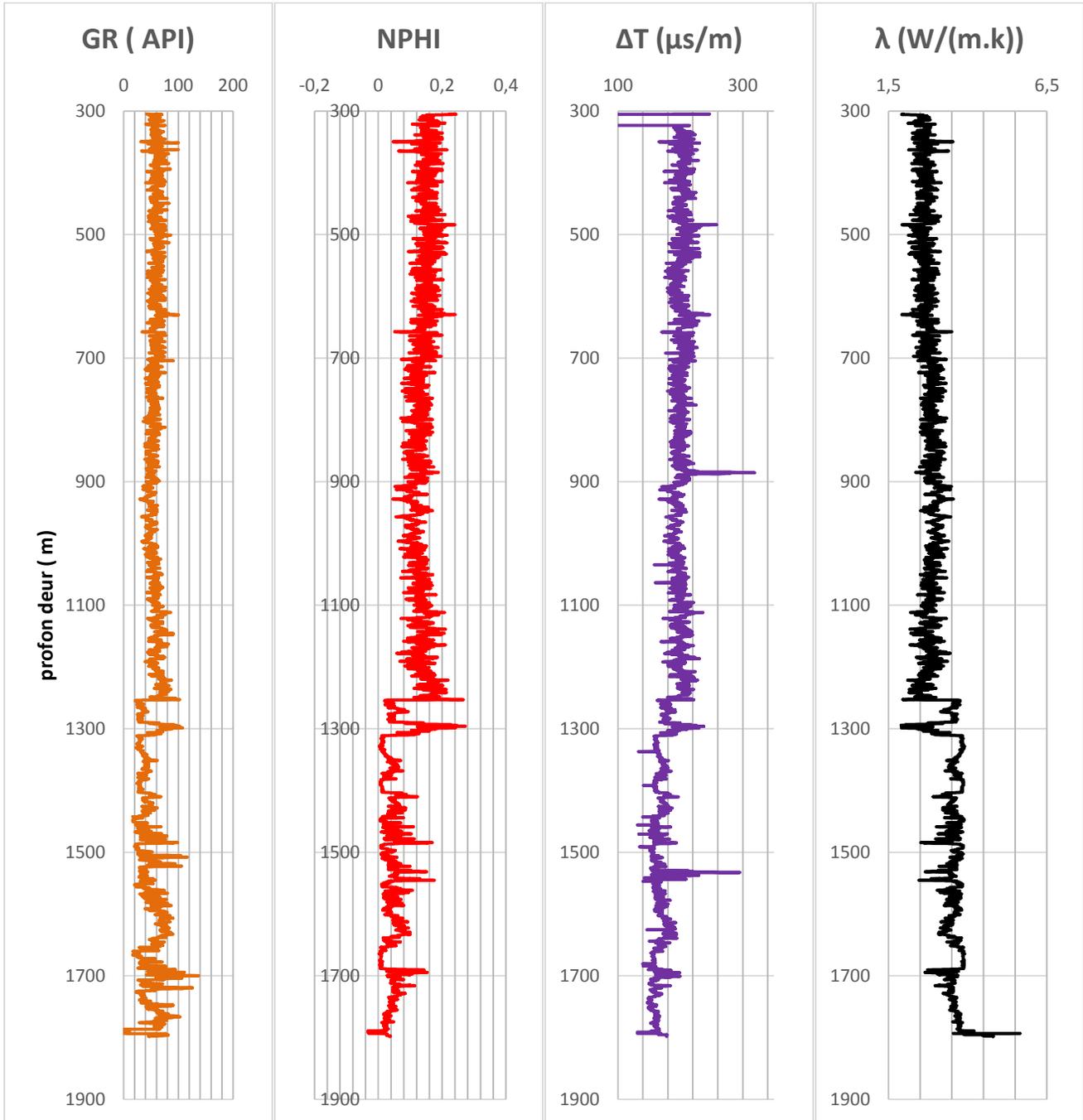
Puits 30: A175



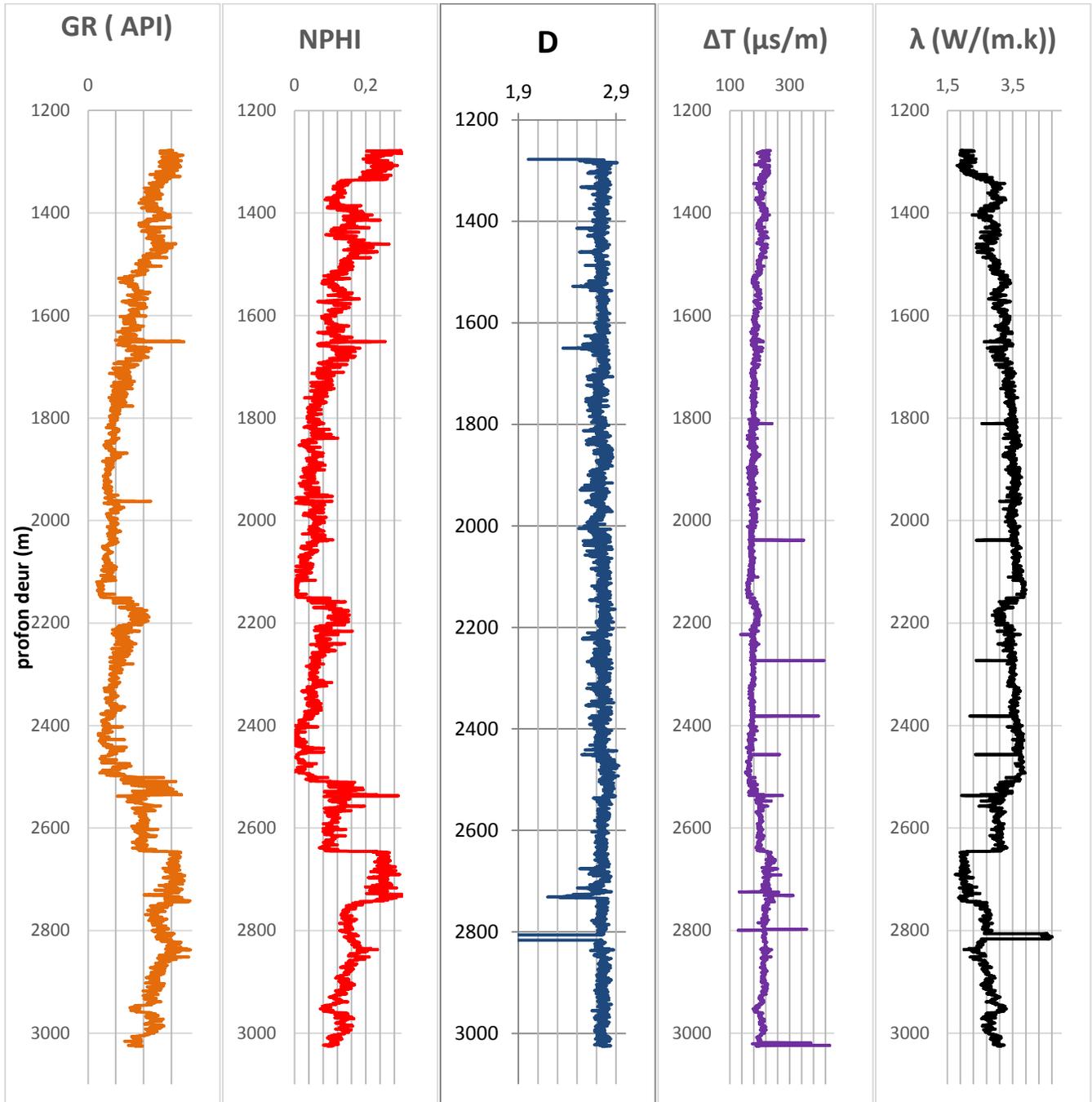
Puits 31: A176



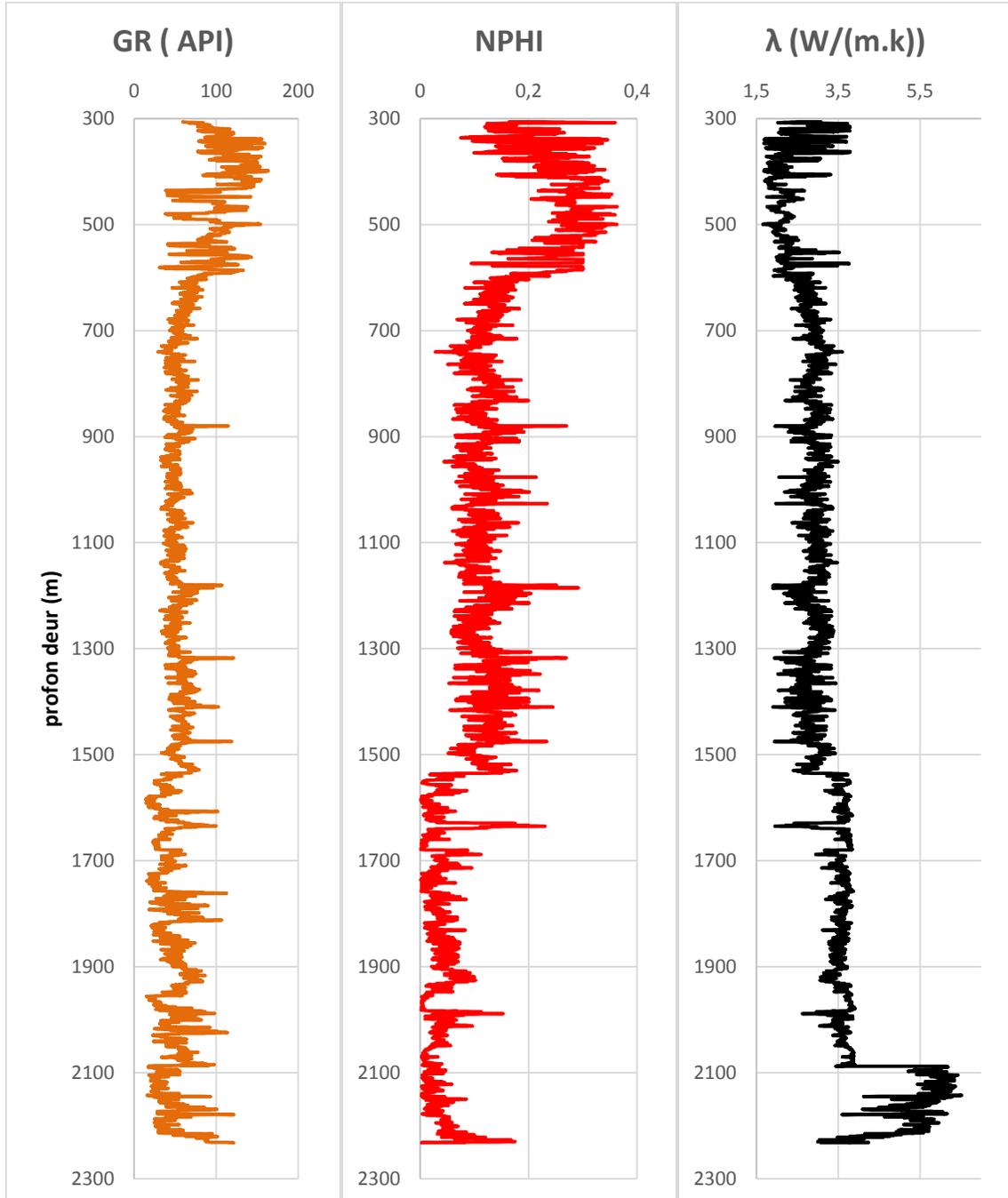
Puits 32: A178



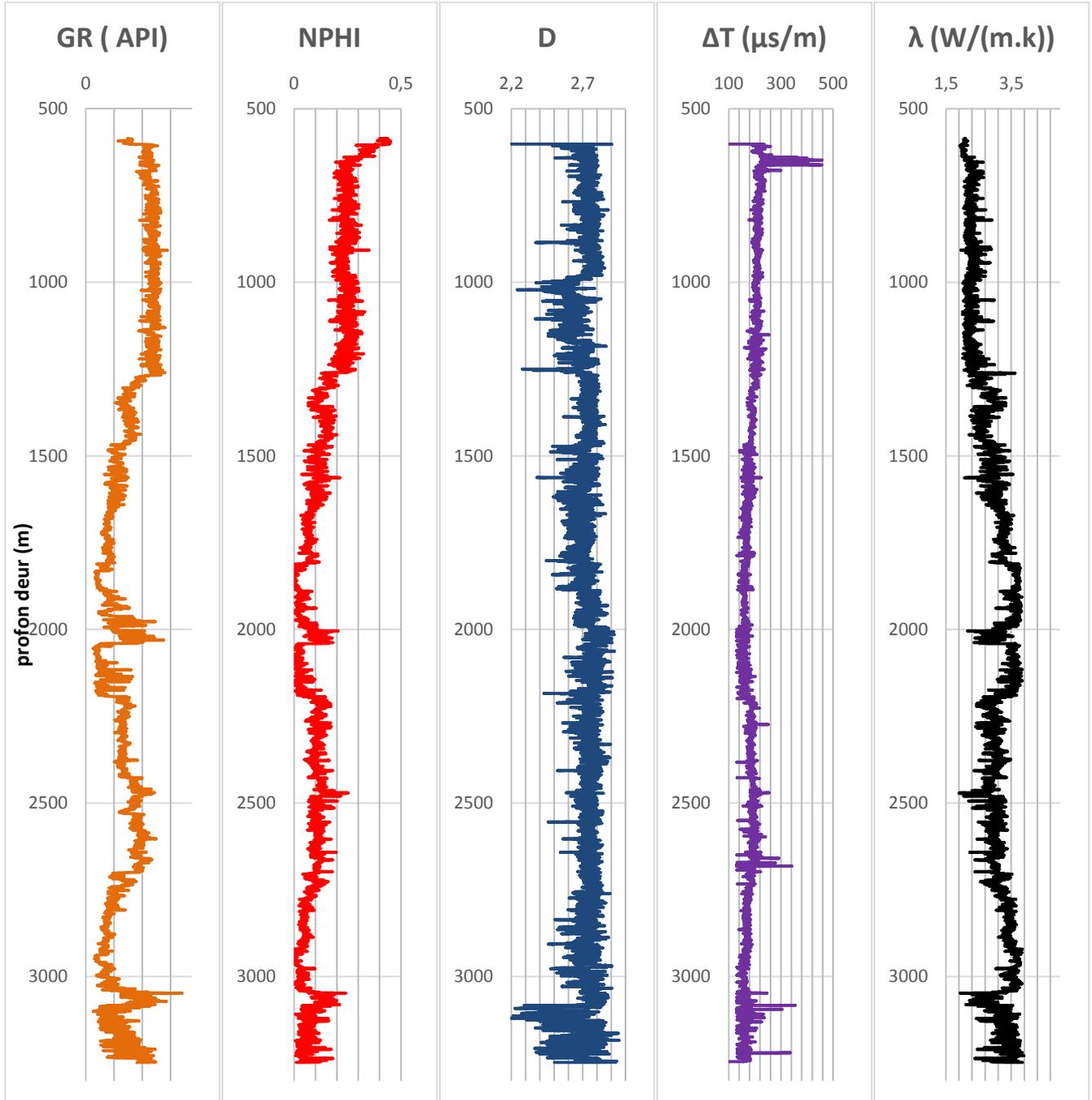
Puits 33: A179



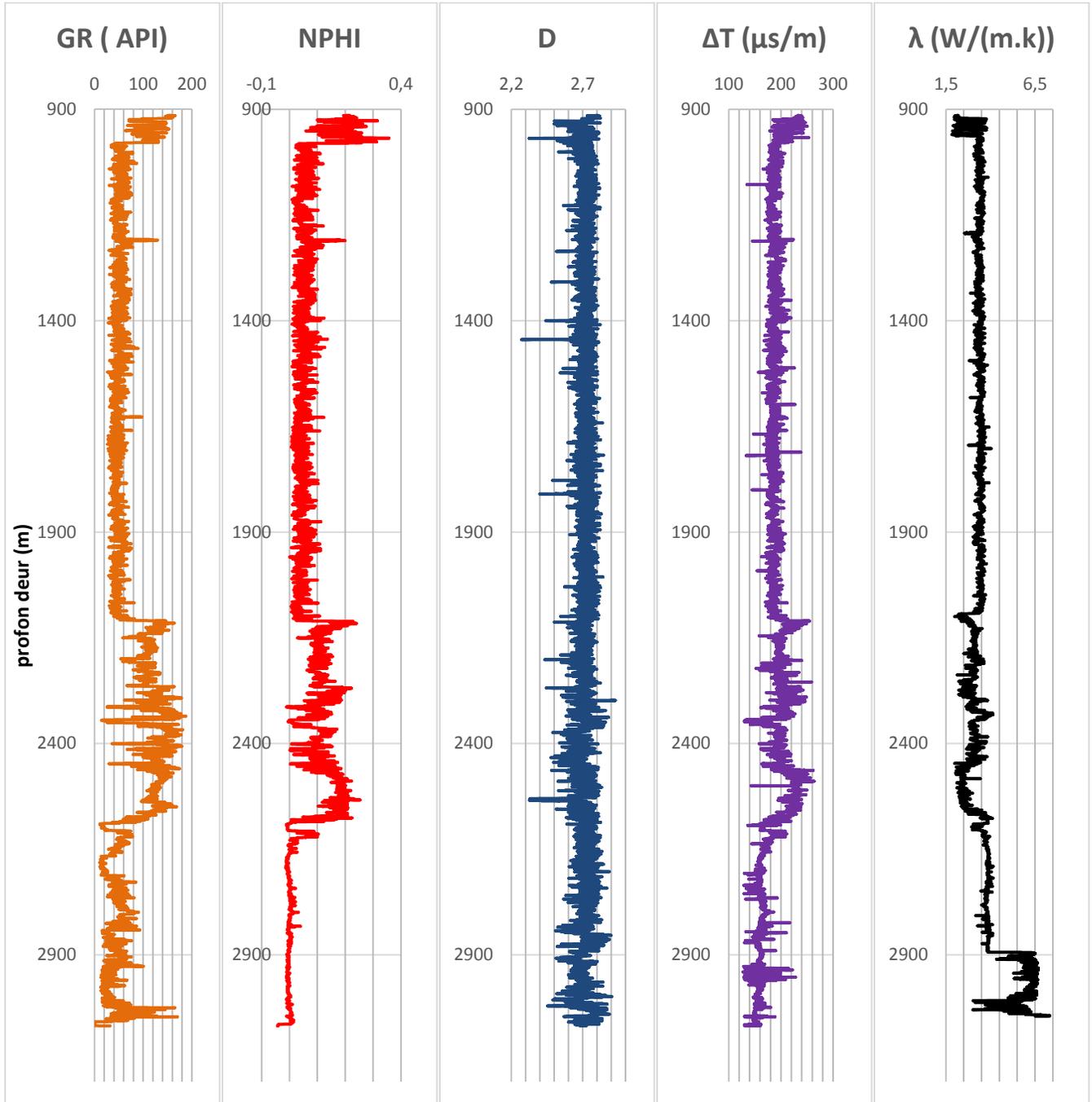
Puits 34: A180



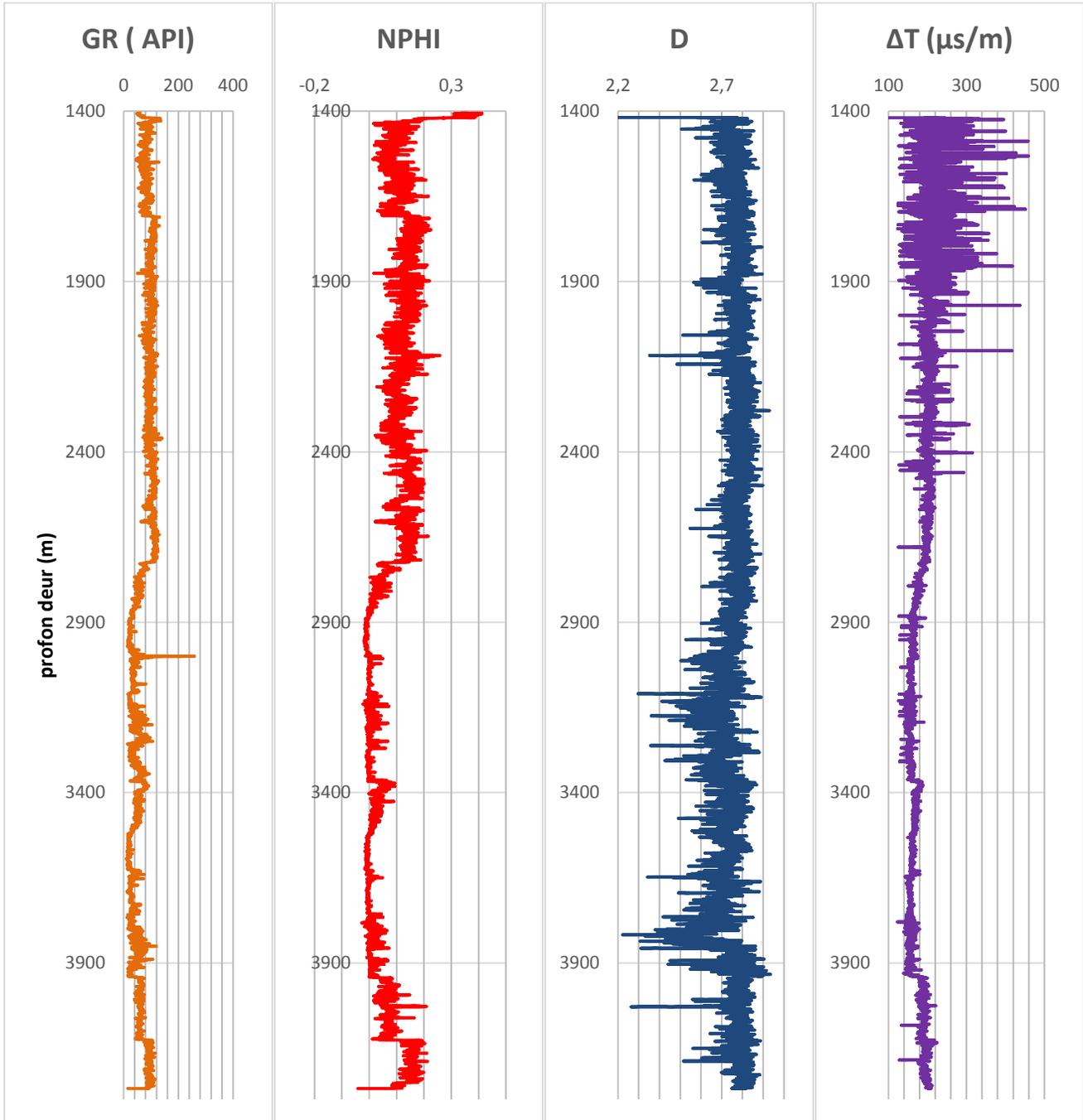
Puits 35: A181



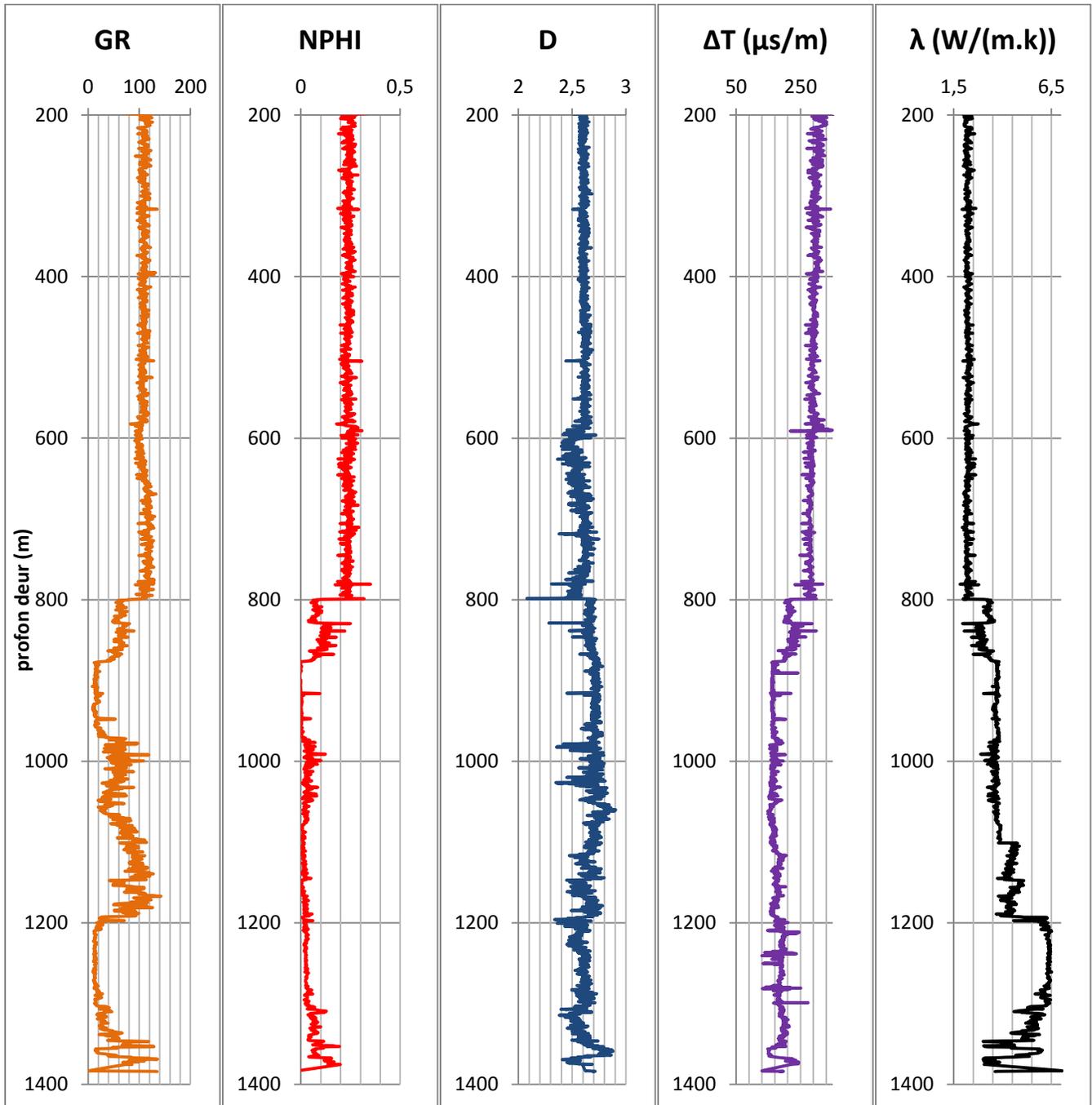
Puits 36: A184



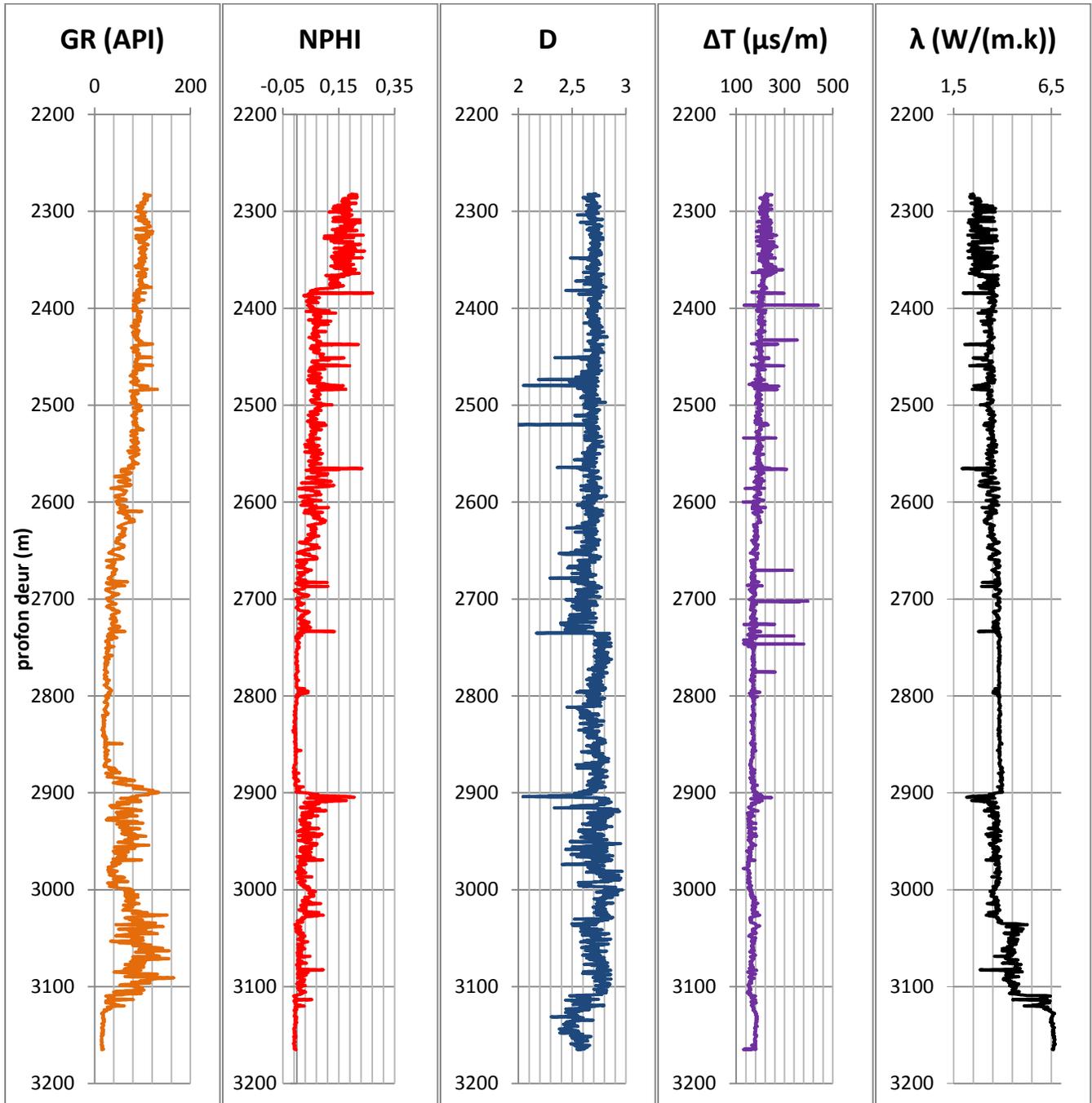
Puits 37: A185



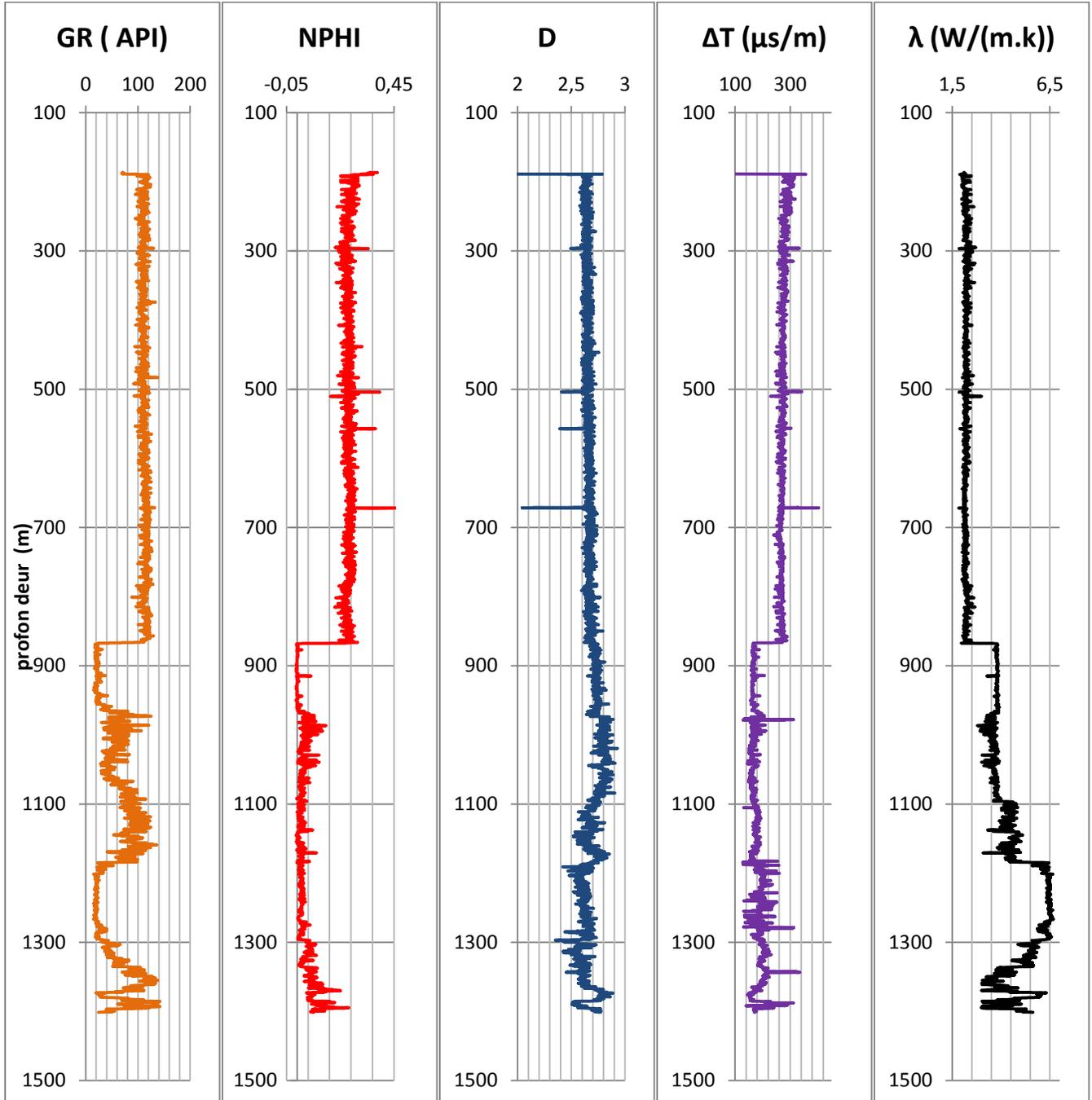
Puits 38: A186



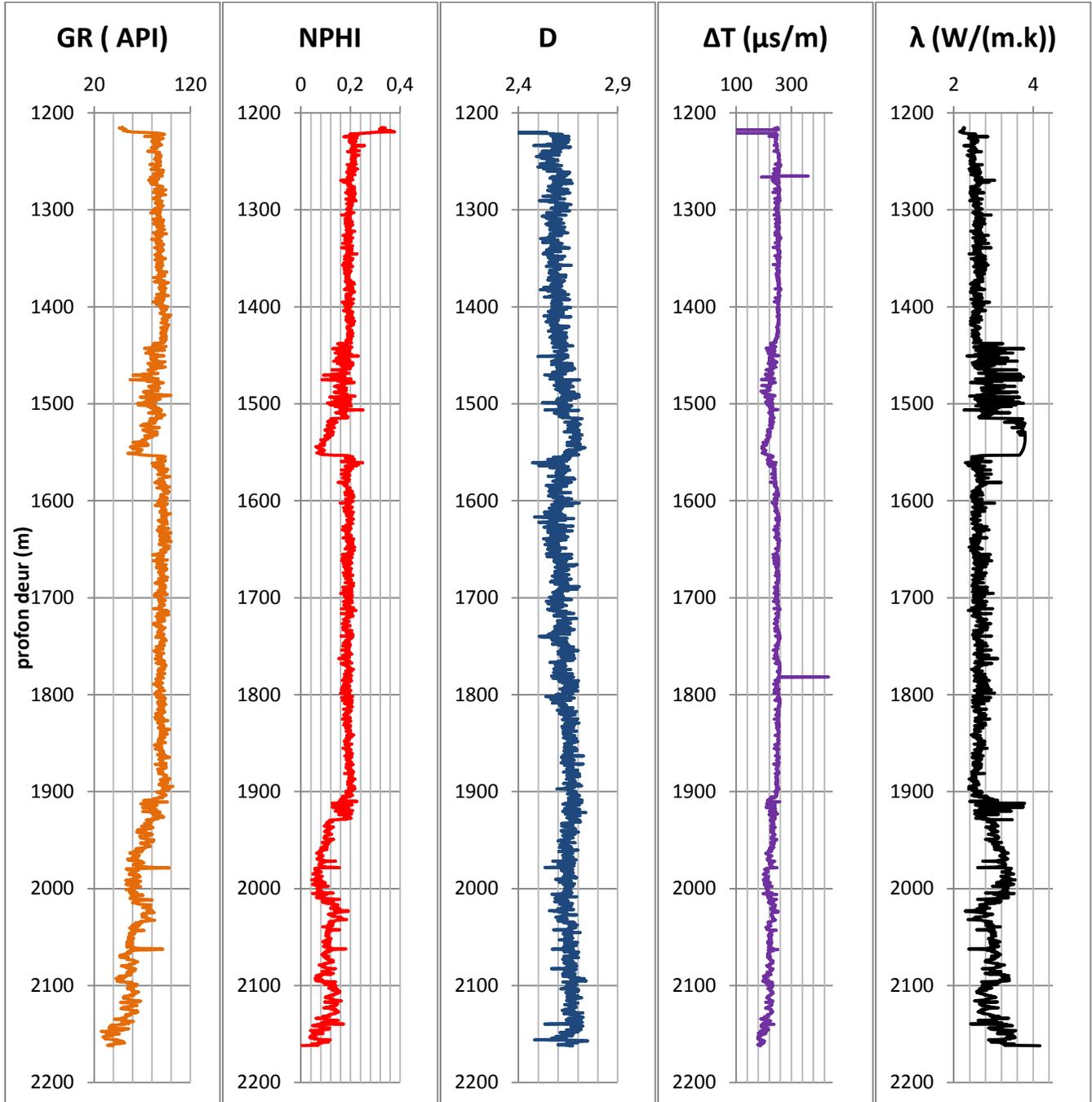
Puits 39: A187



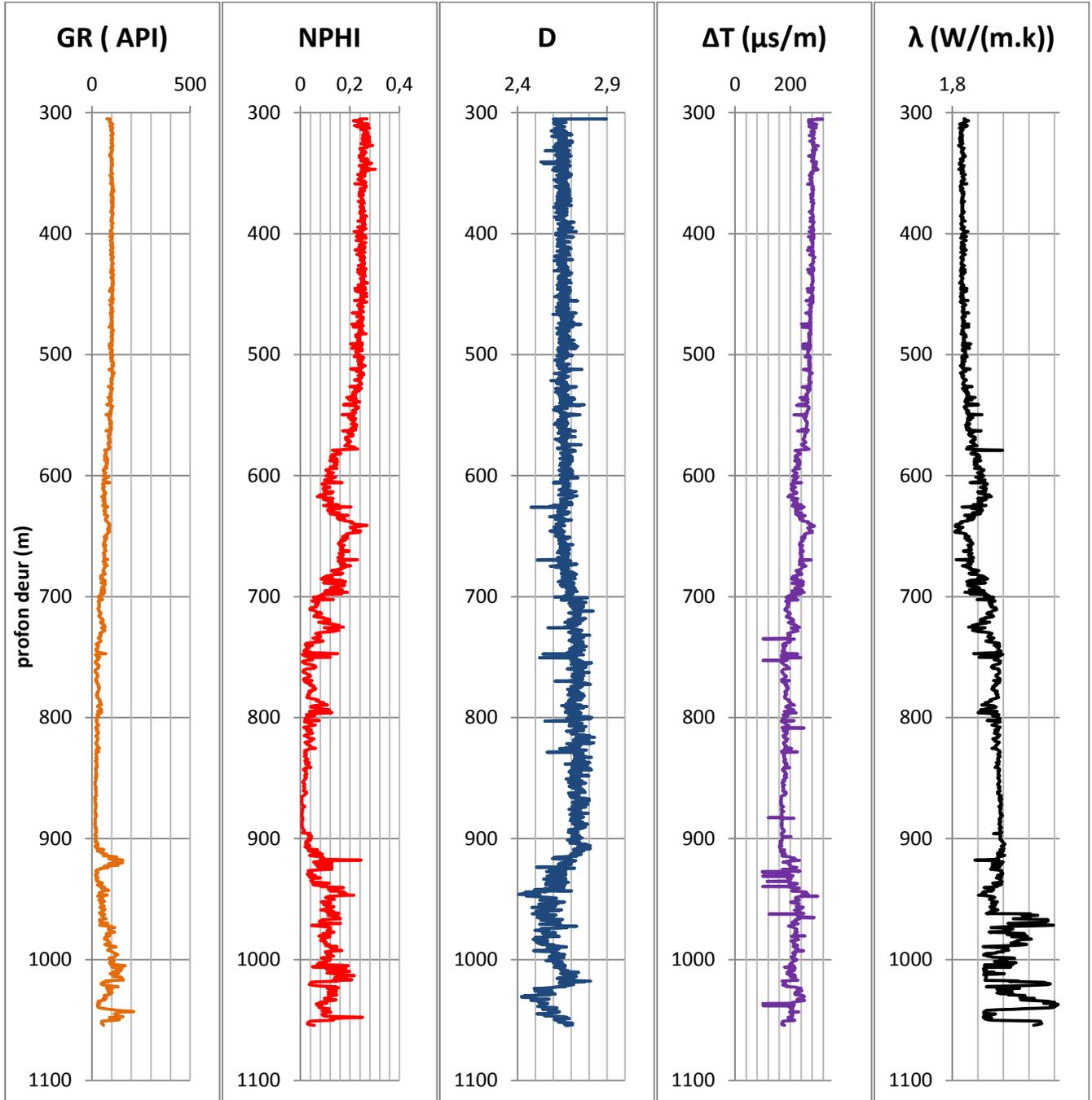
Puits 40: A188



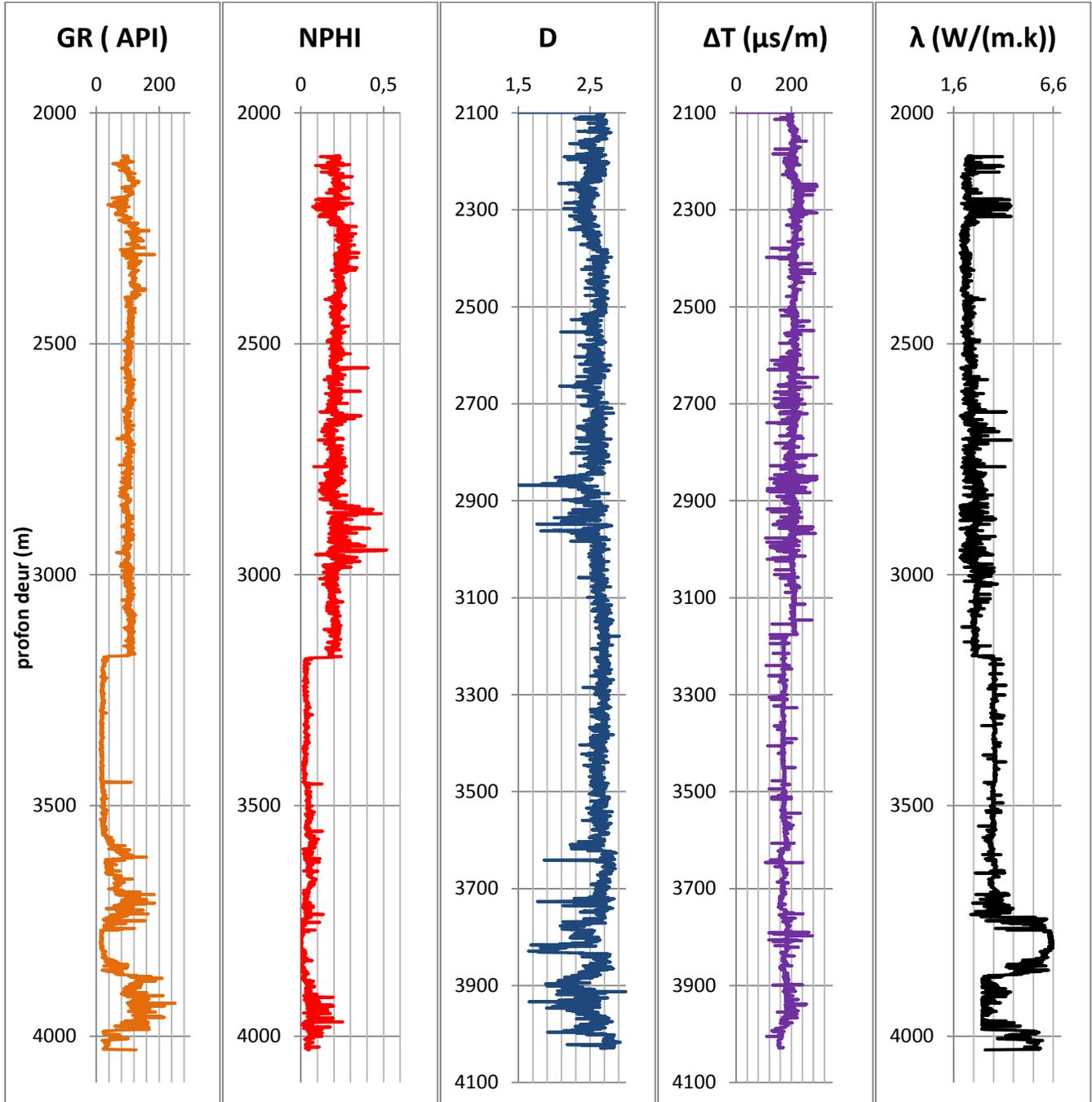
Puits 41: A190



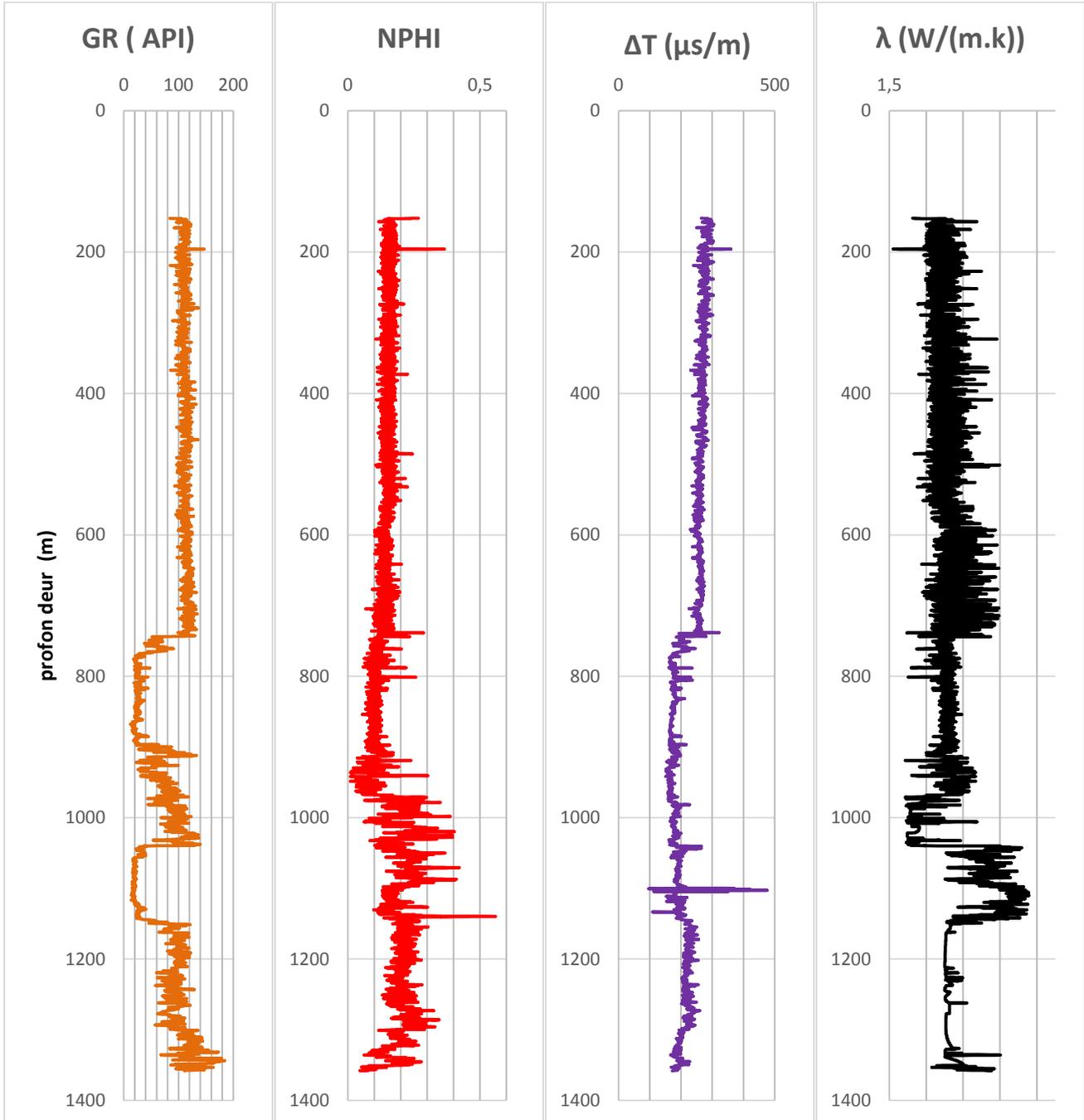
Puits 42: A192



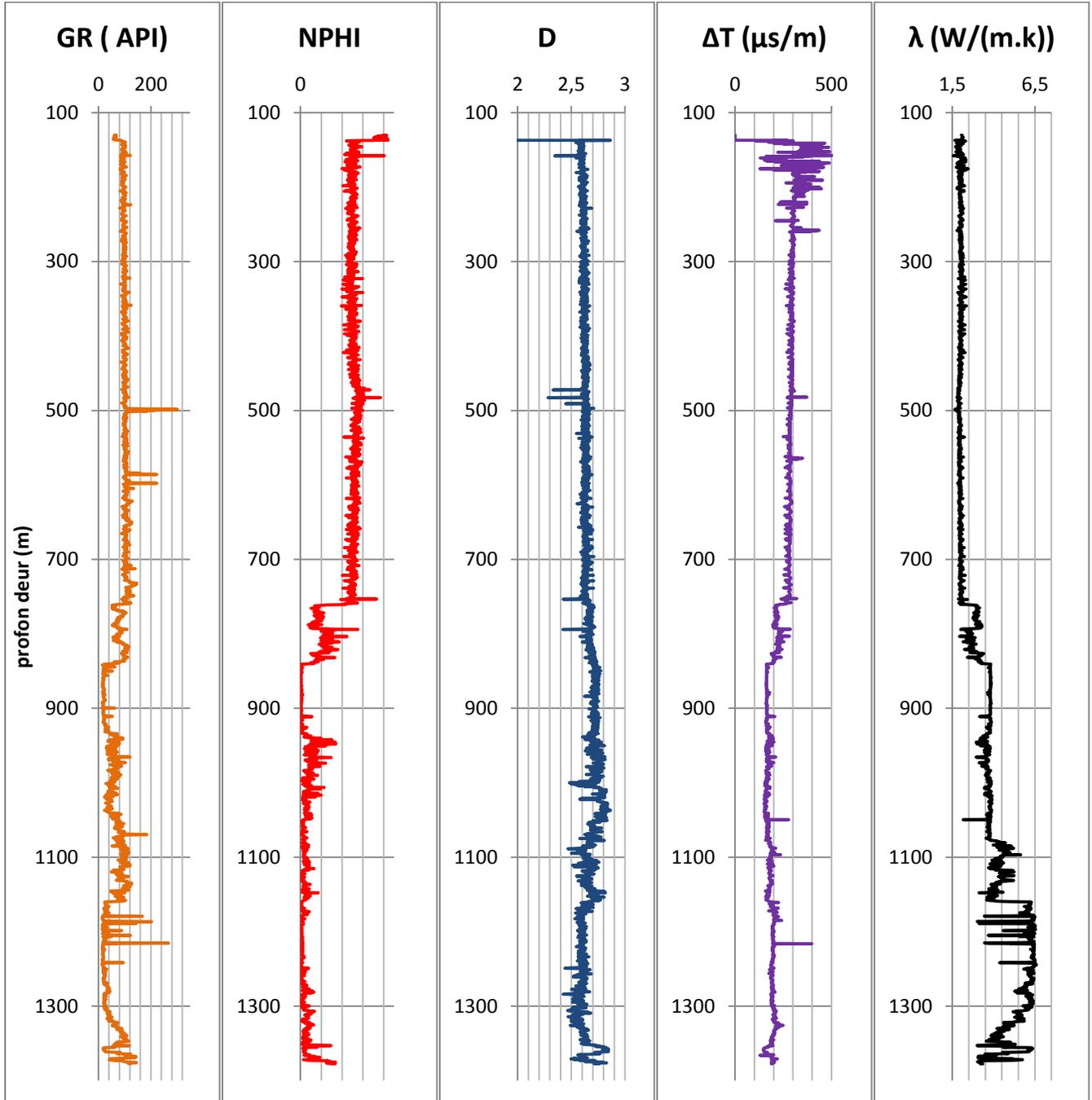
Puits 43: A194



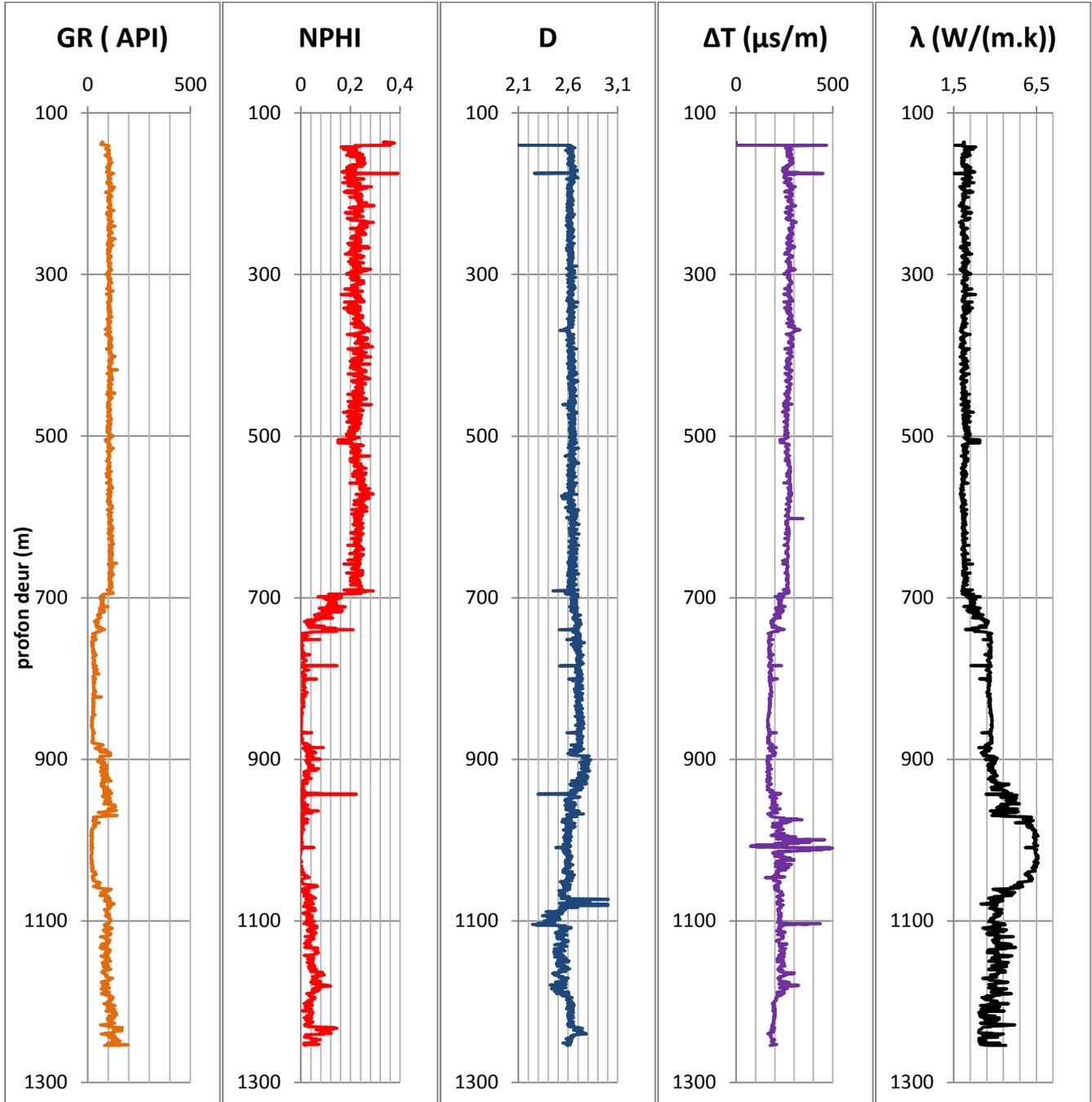
Puits 44: A196



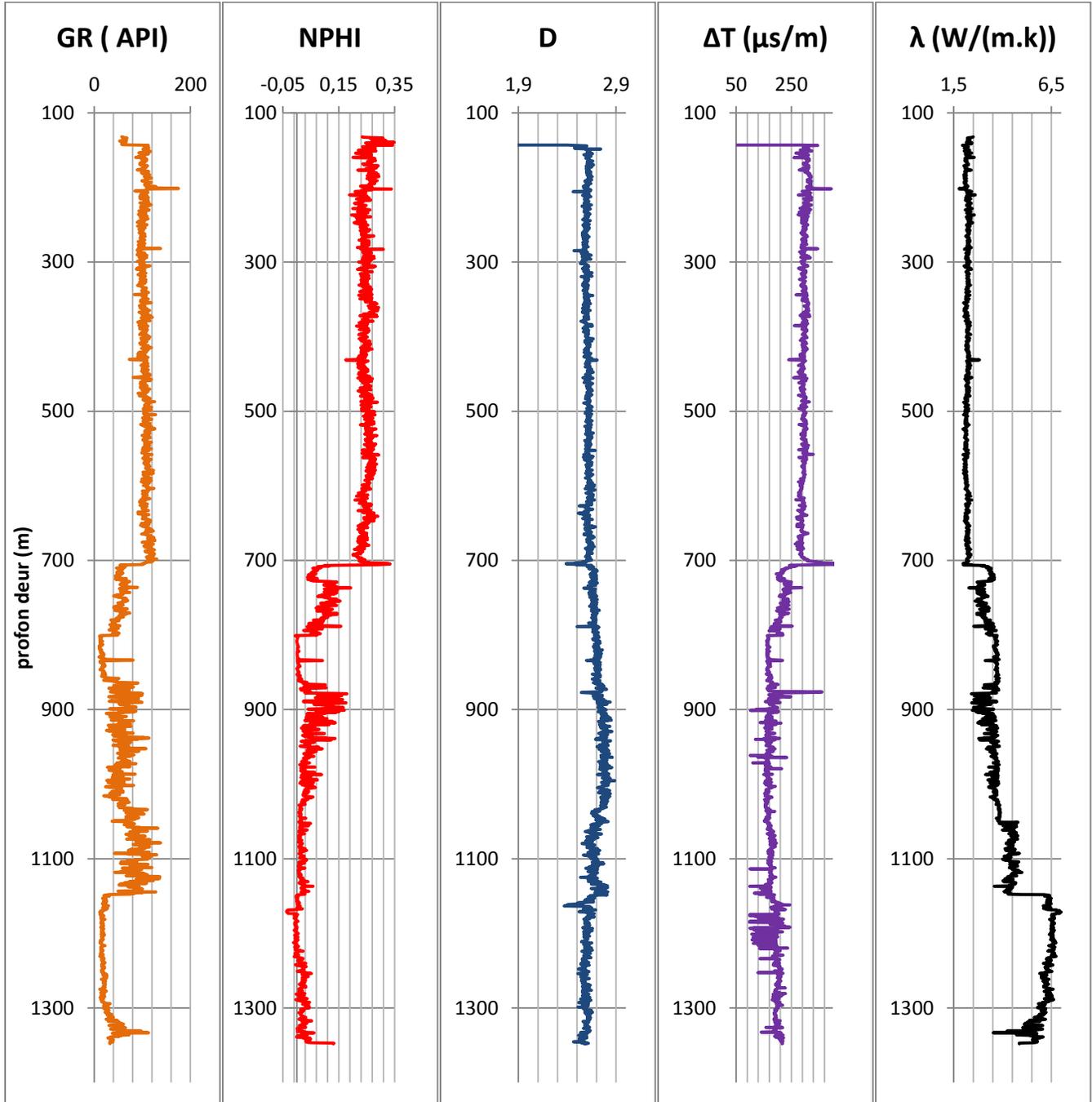
Puits 45: A197



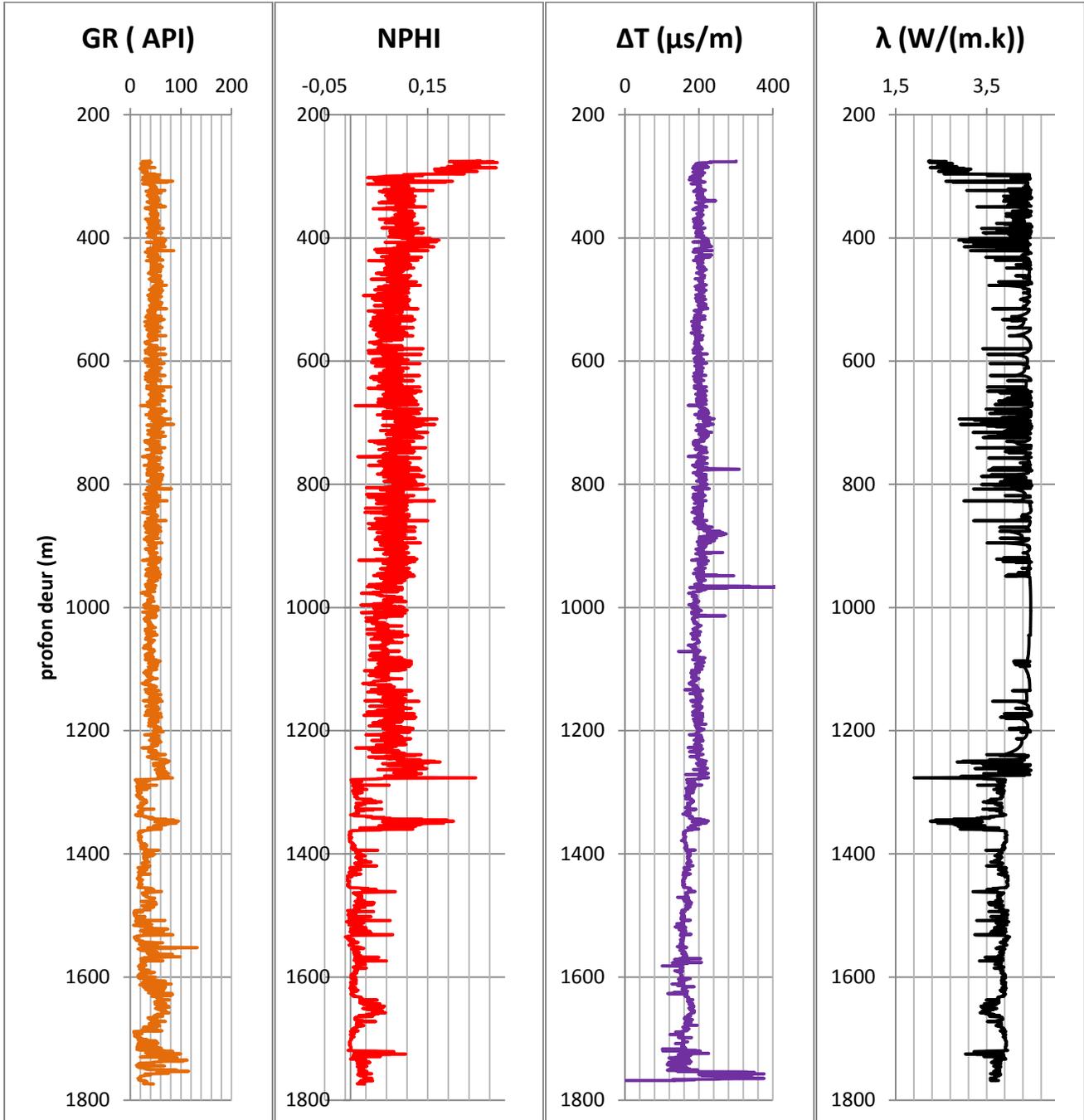
Puits 46: A198



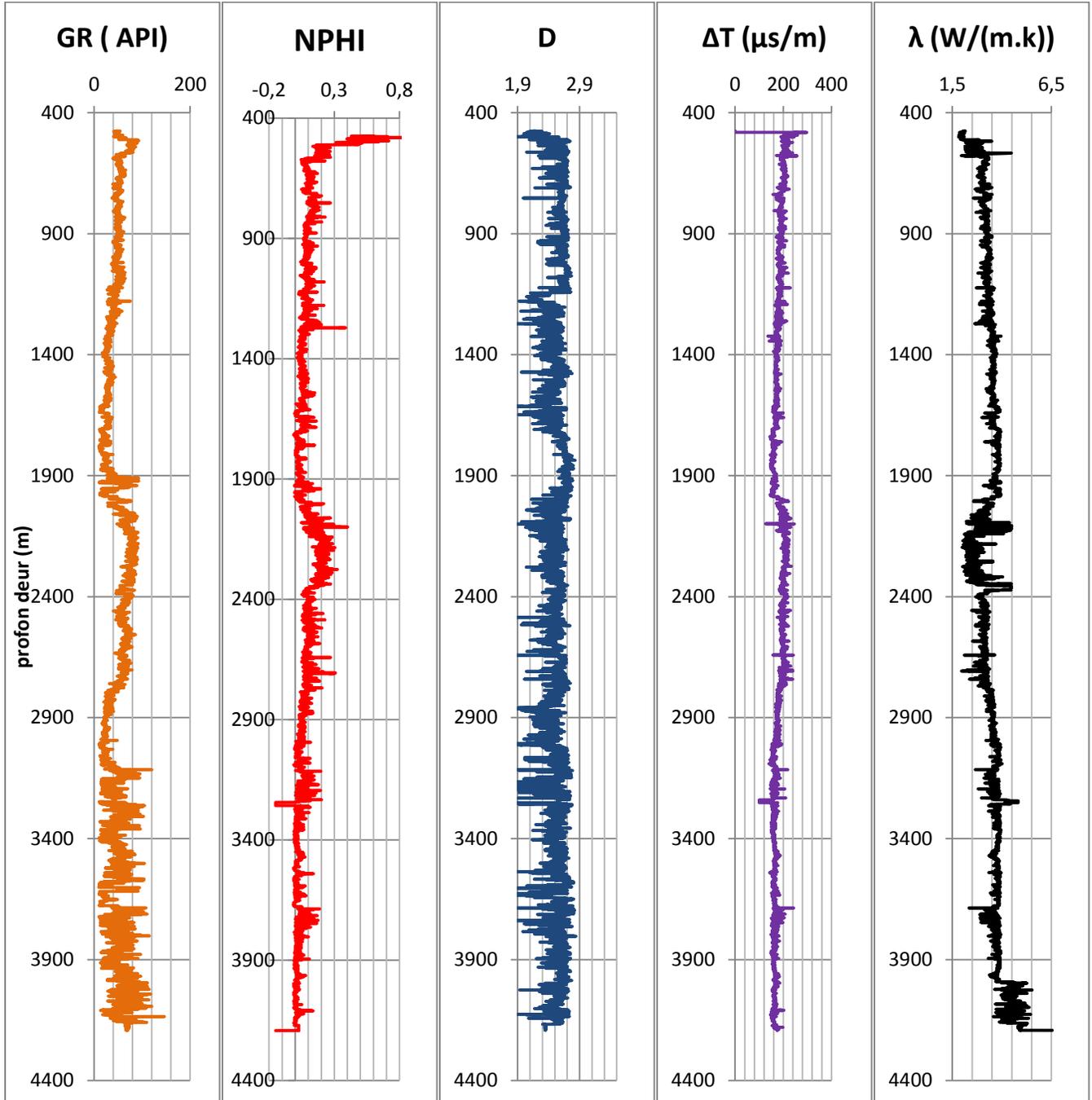
Puits 47: A199



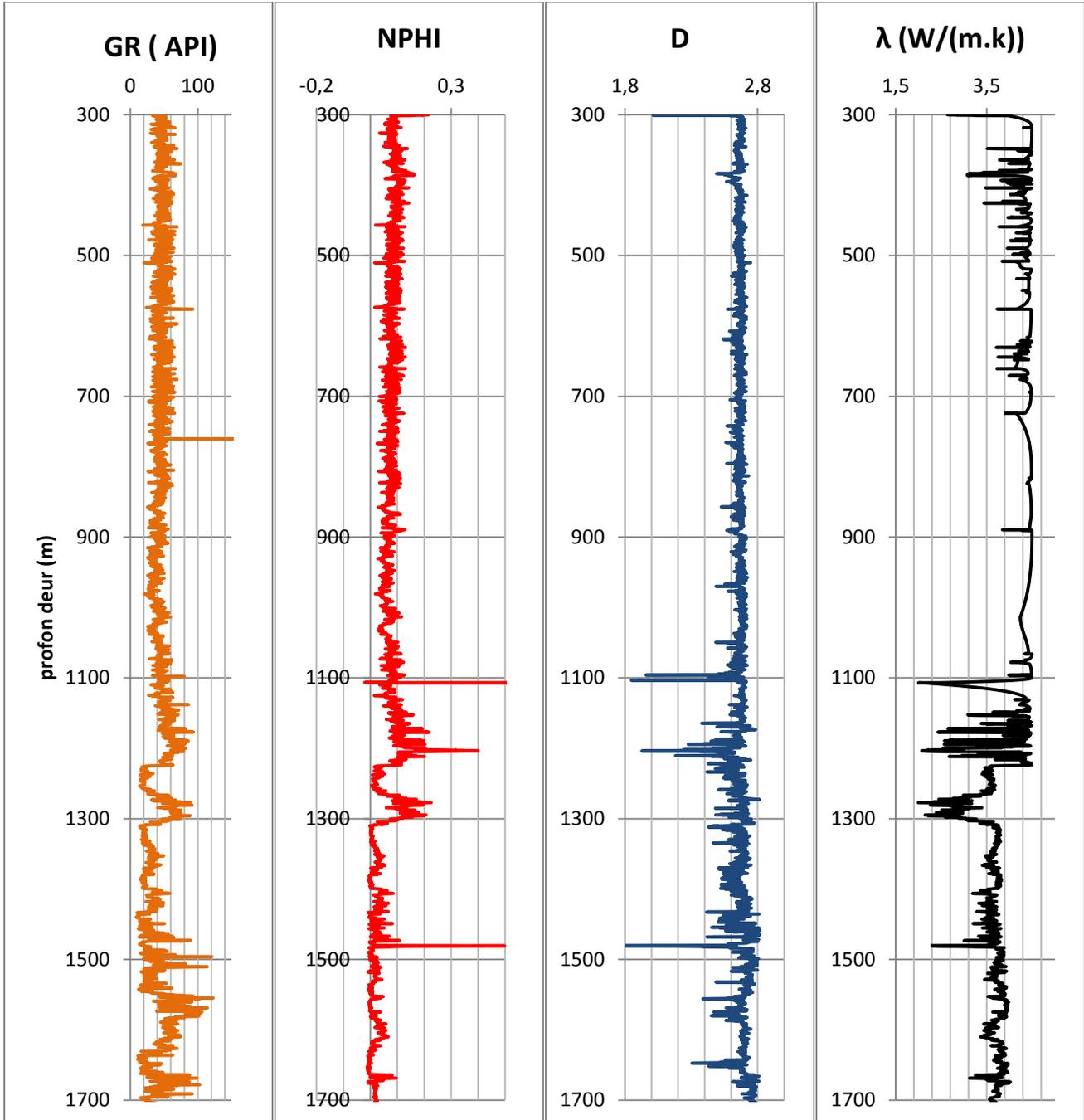
Puits 48: A200



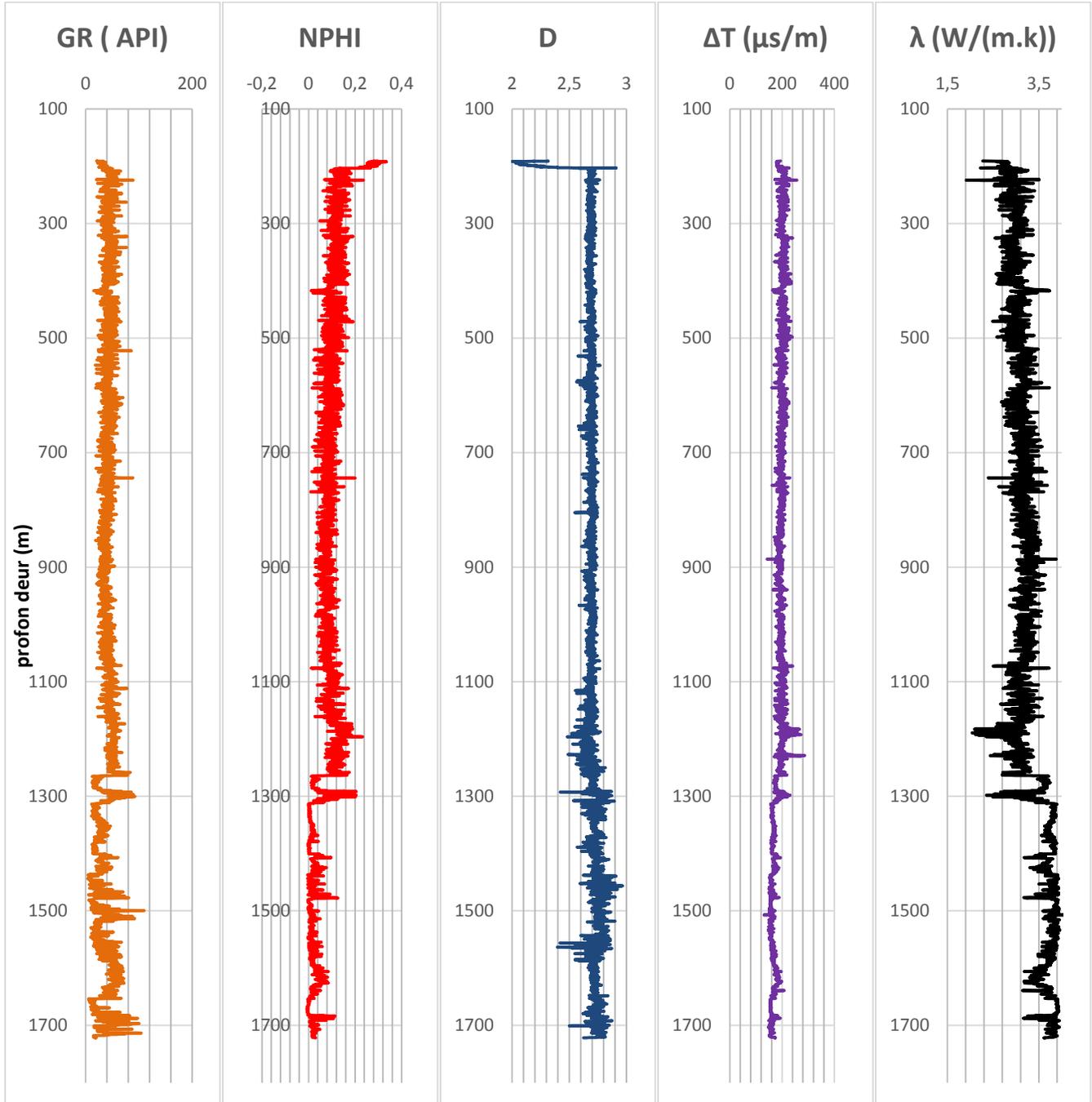
Puits 49: A214



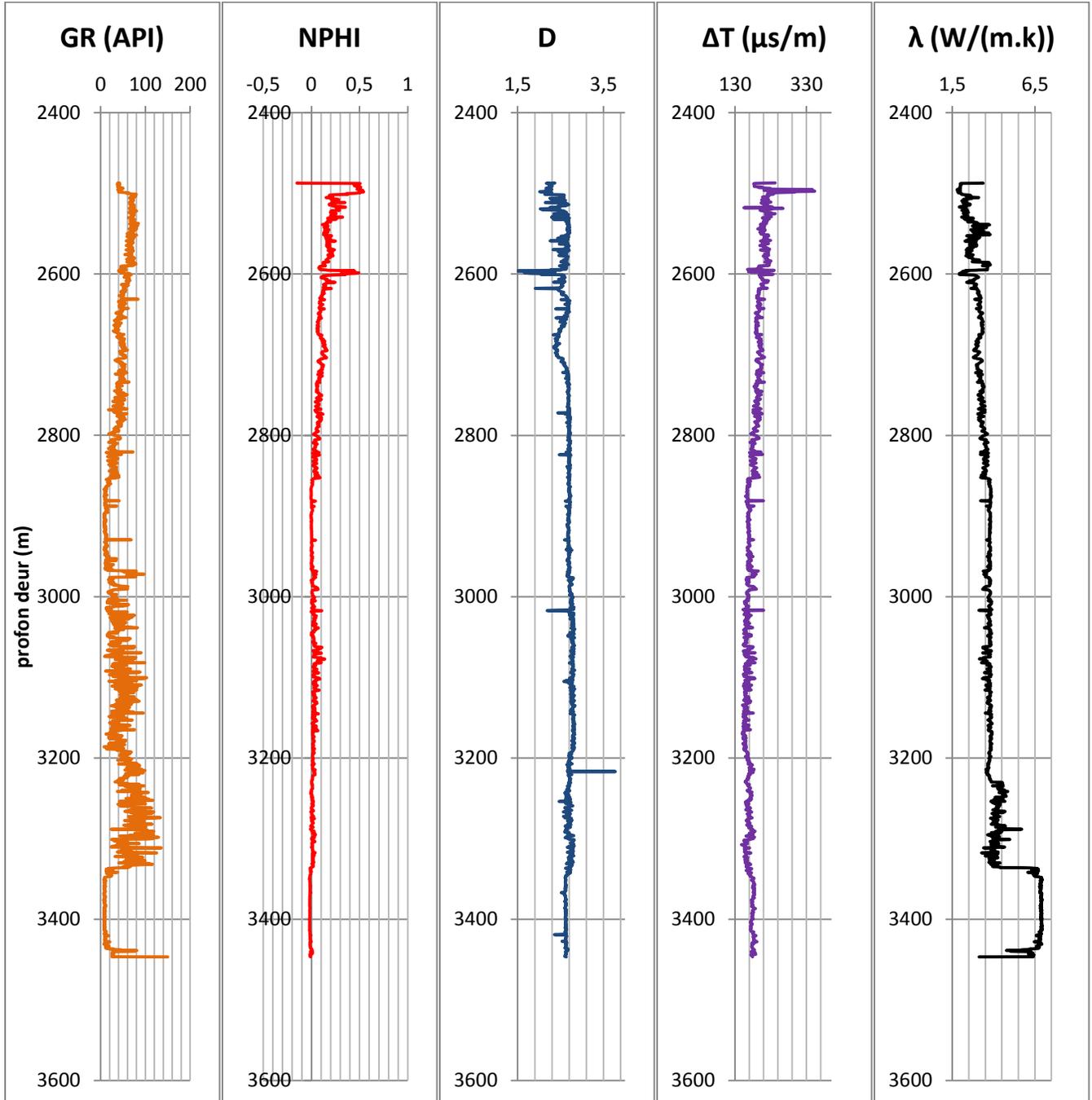
Puits 50: A215



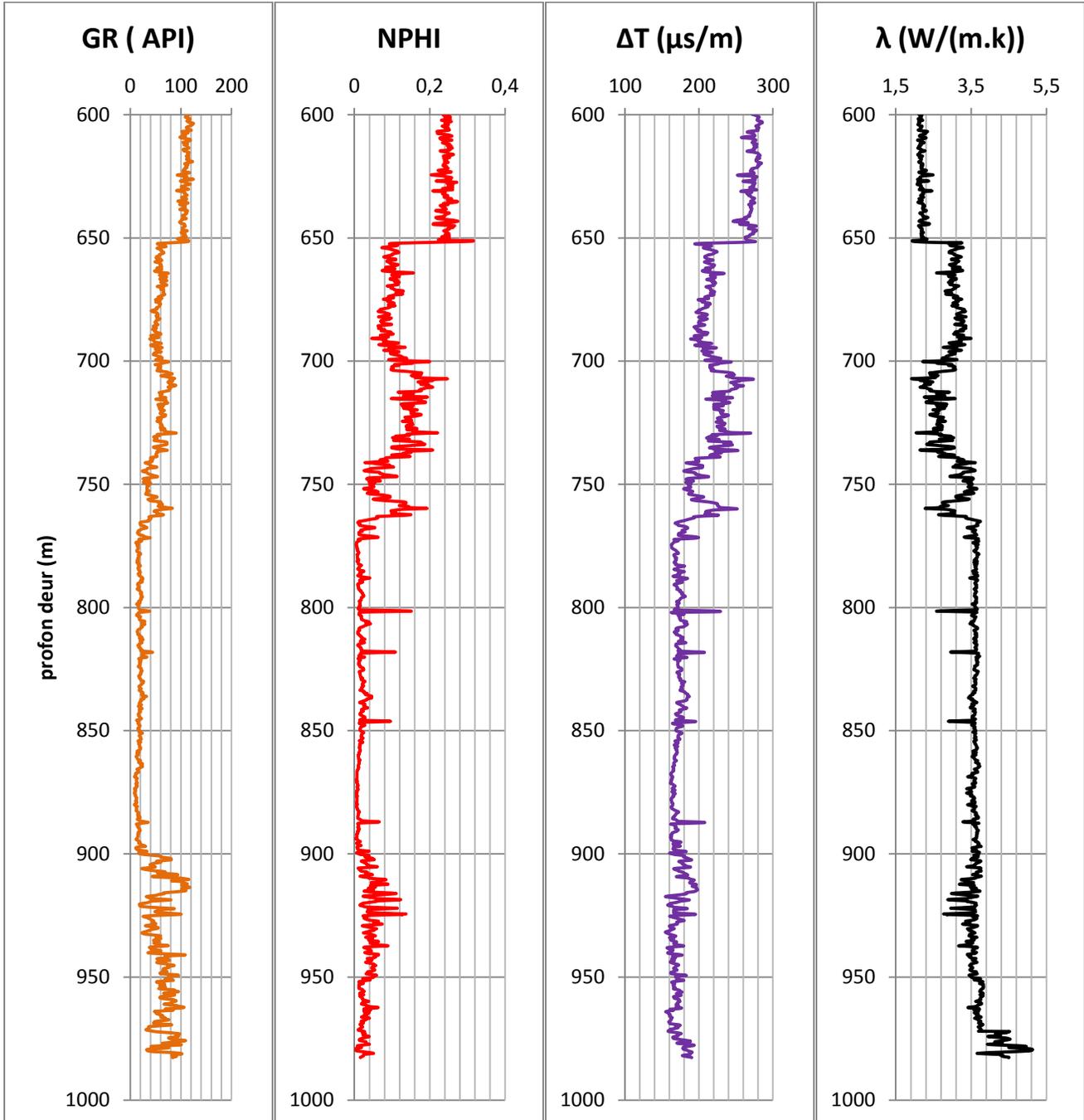
Puits 51: A221



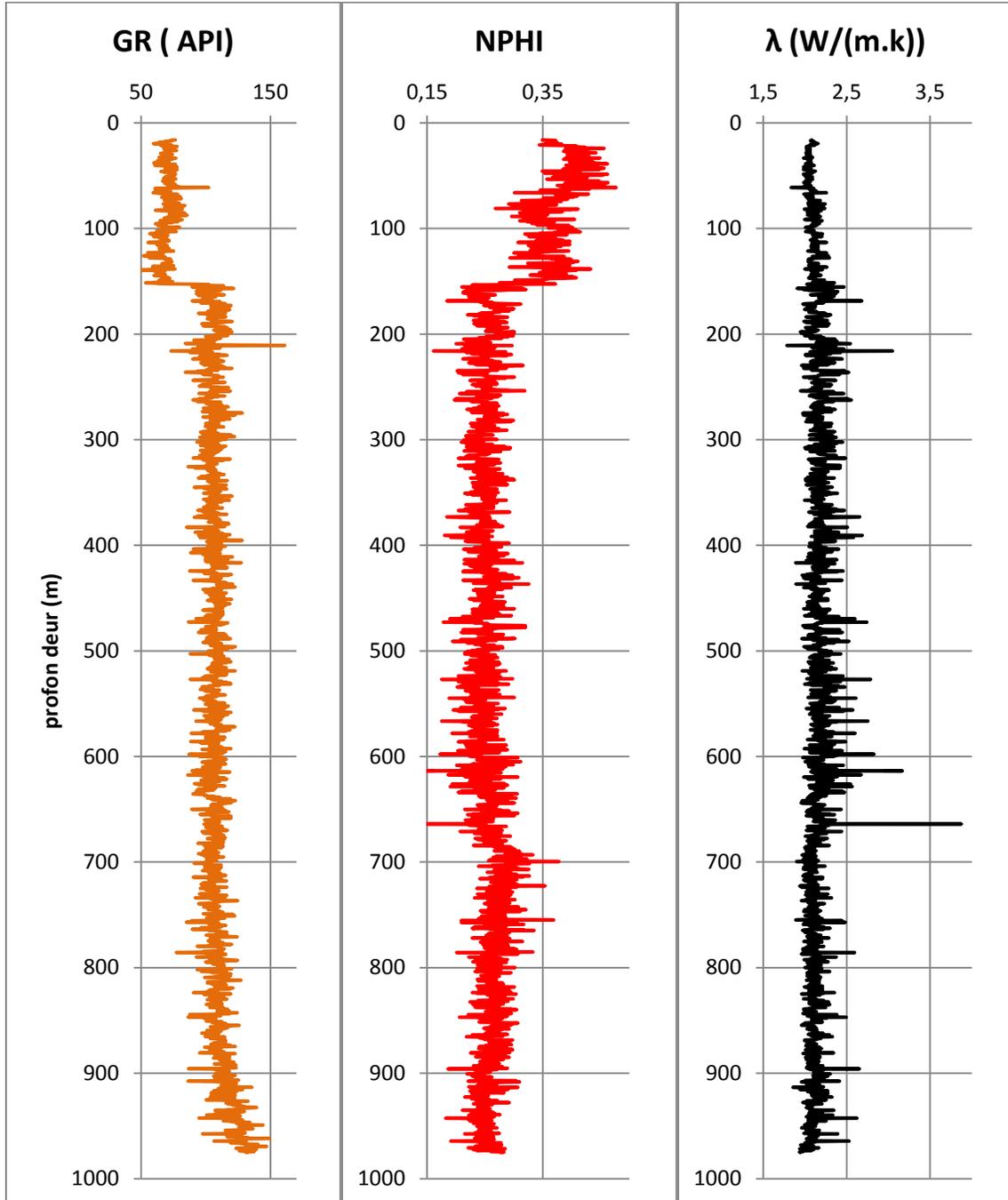
Puits 52: A222



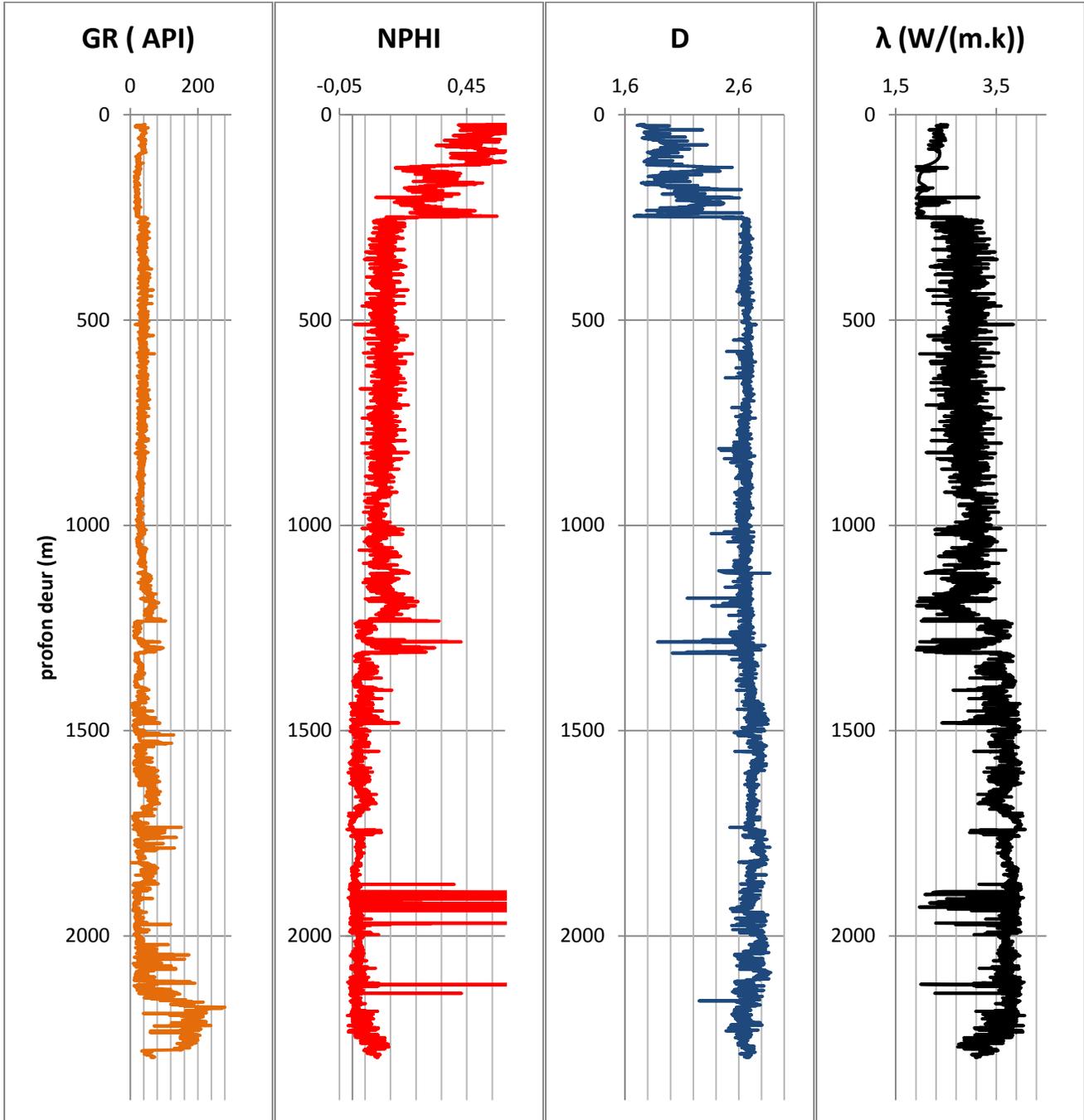
Puits 53: A223



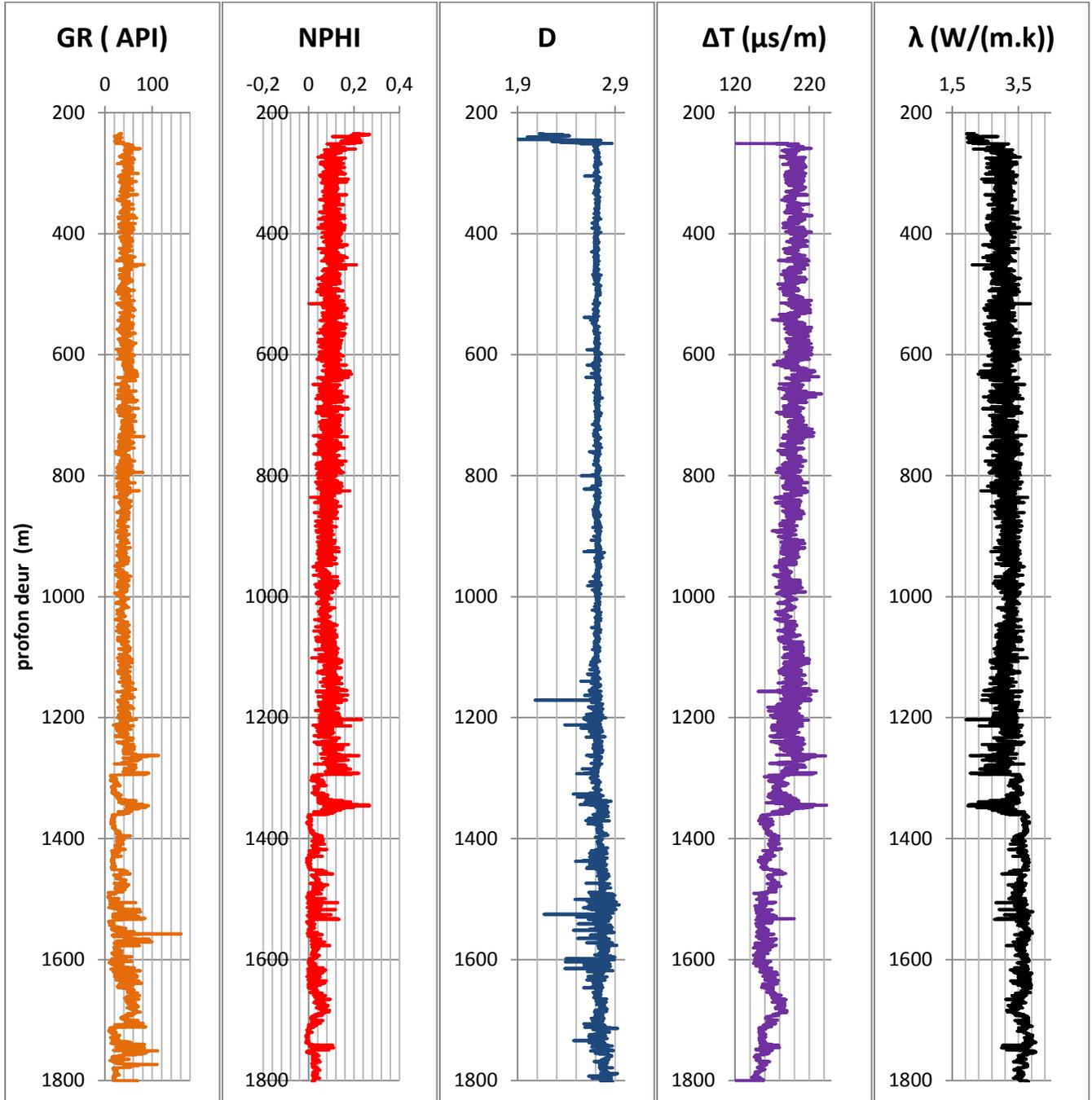
Puits 54: A224



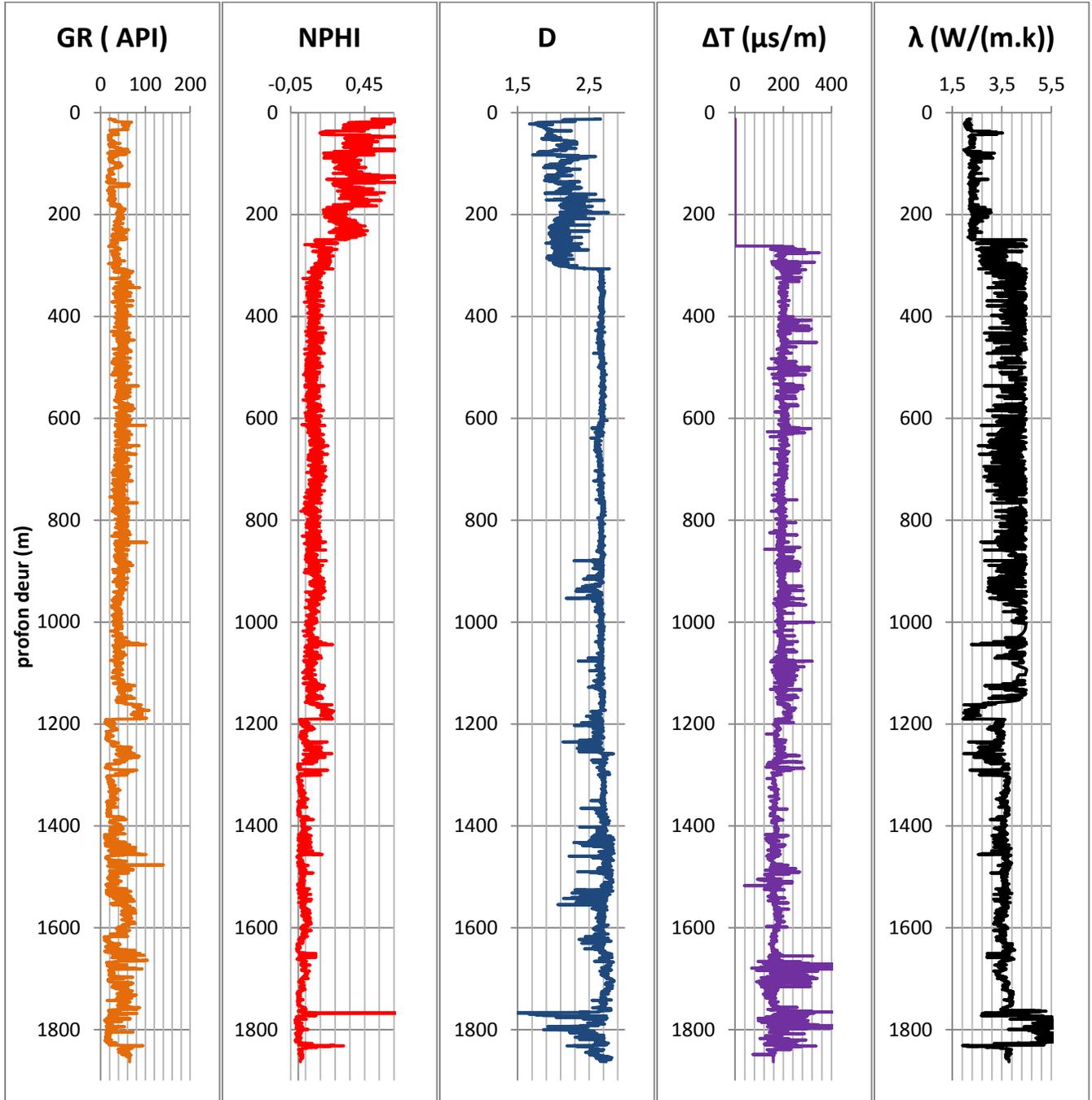
Puits 55: A225



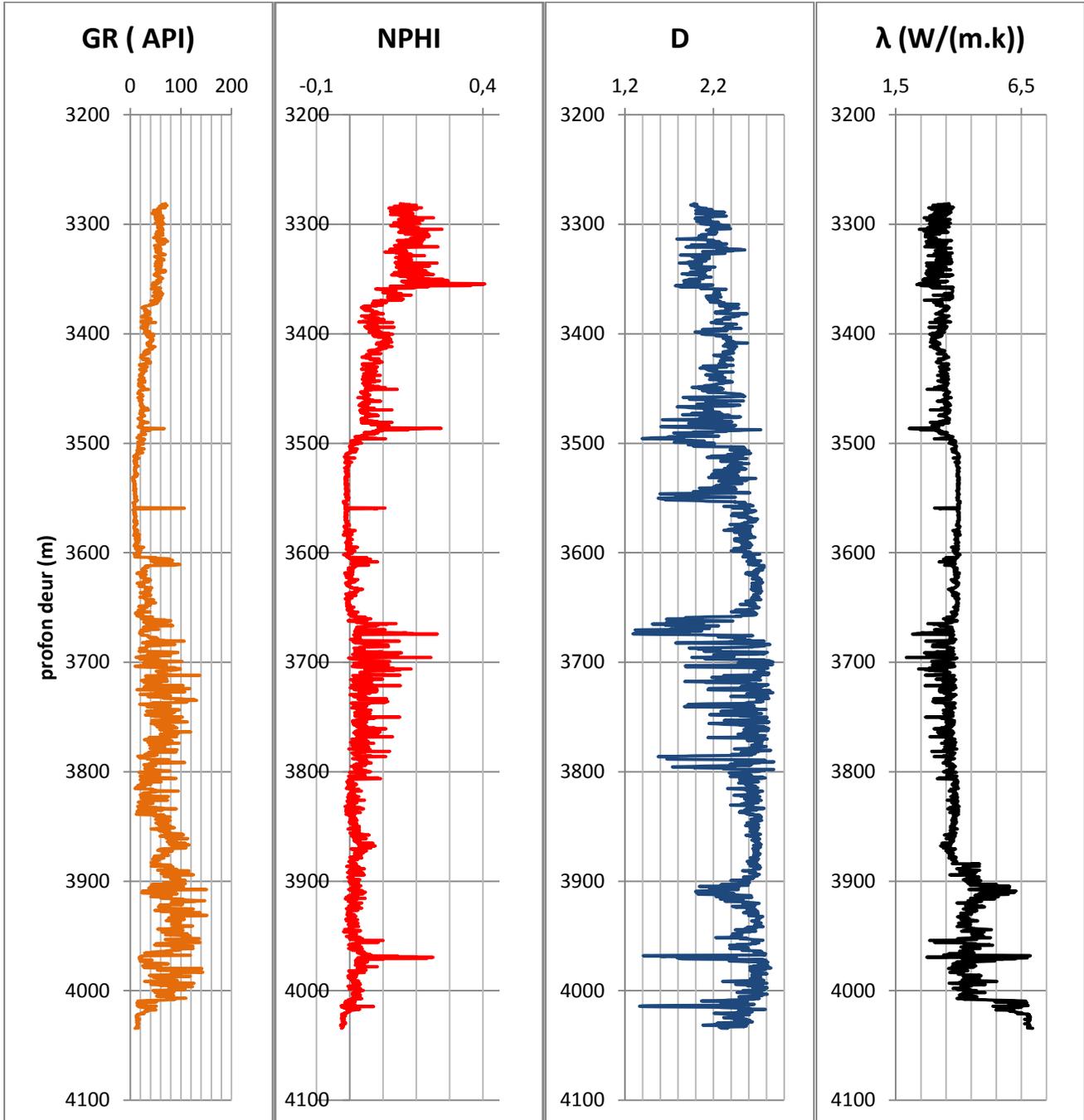
Puits 56: A227



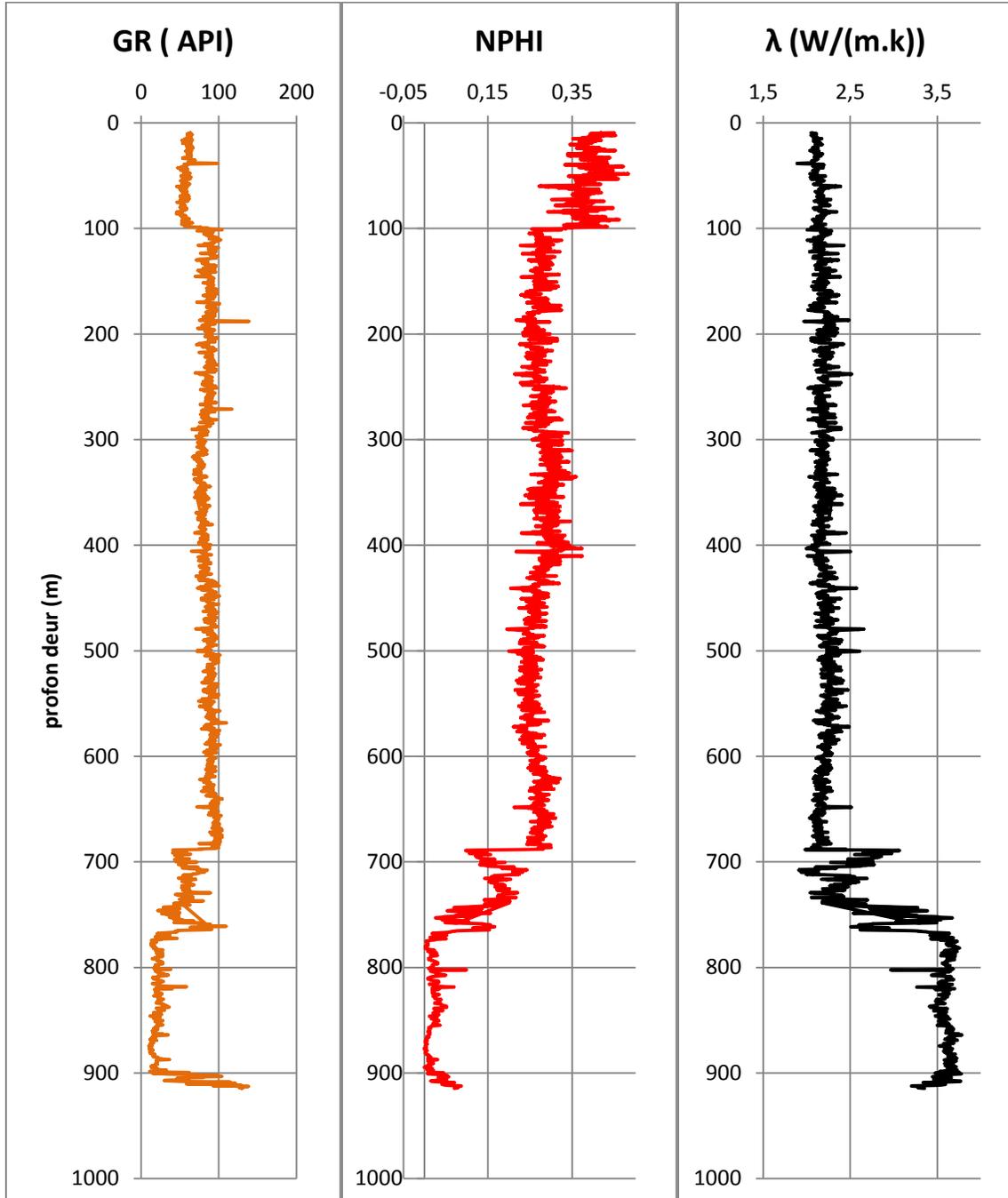
Puits 57: A228



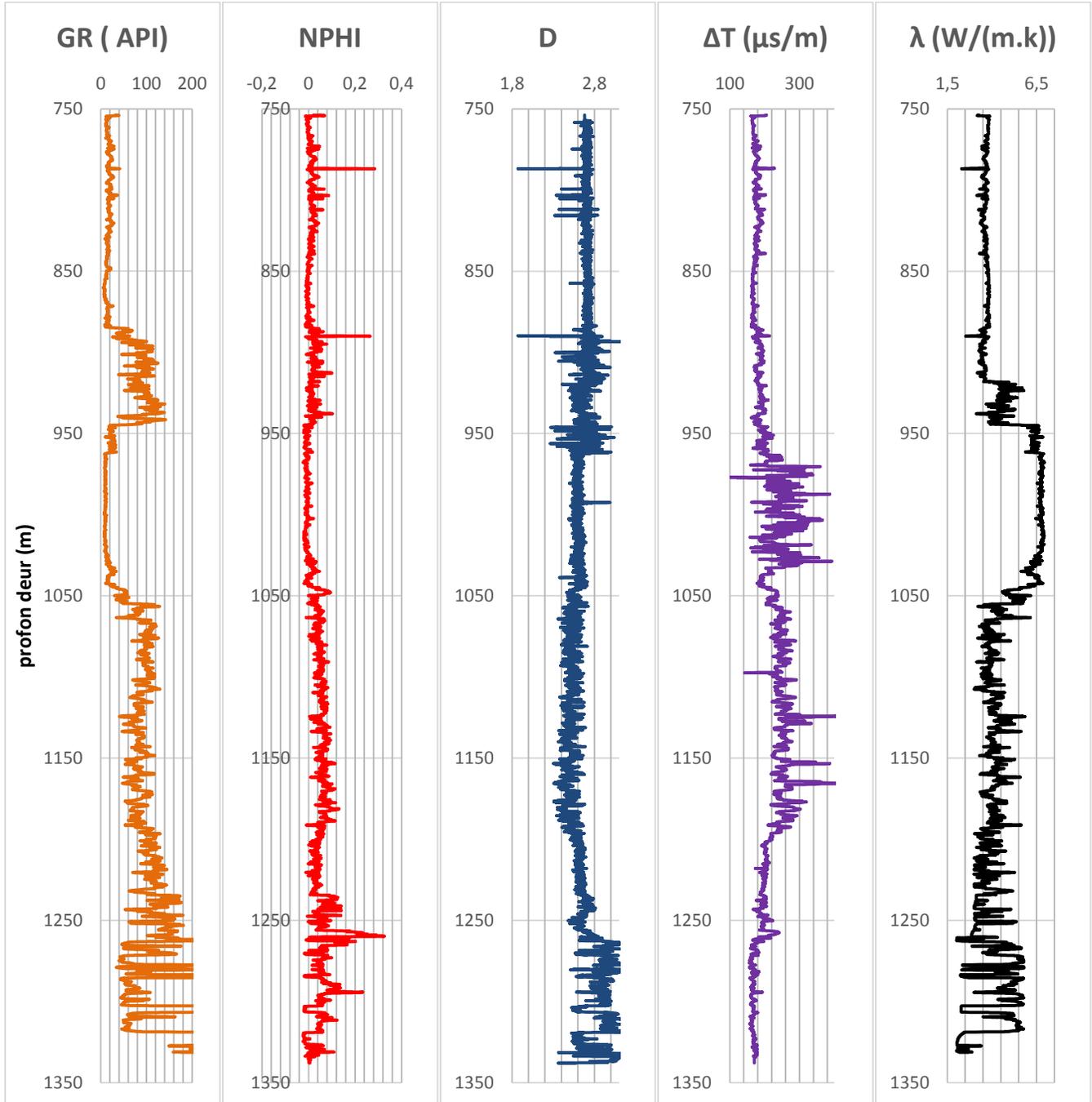
Puits 58: A229



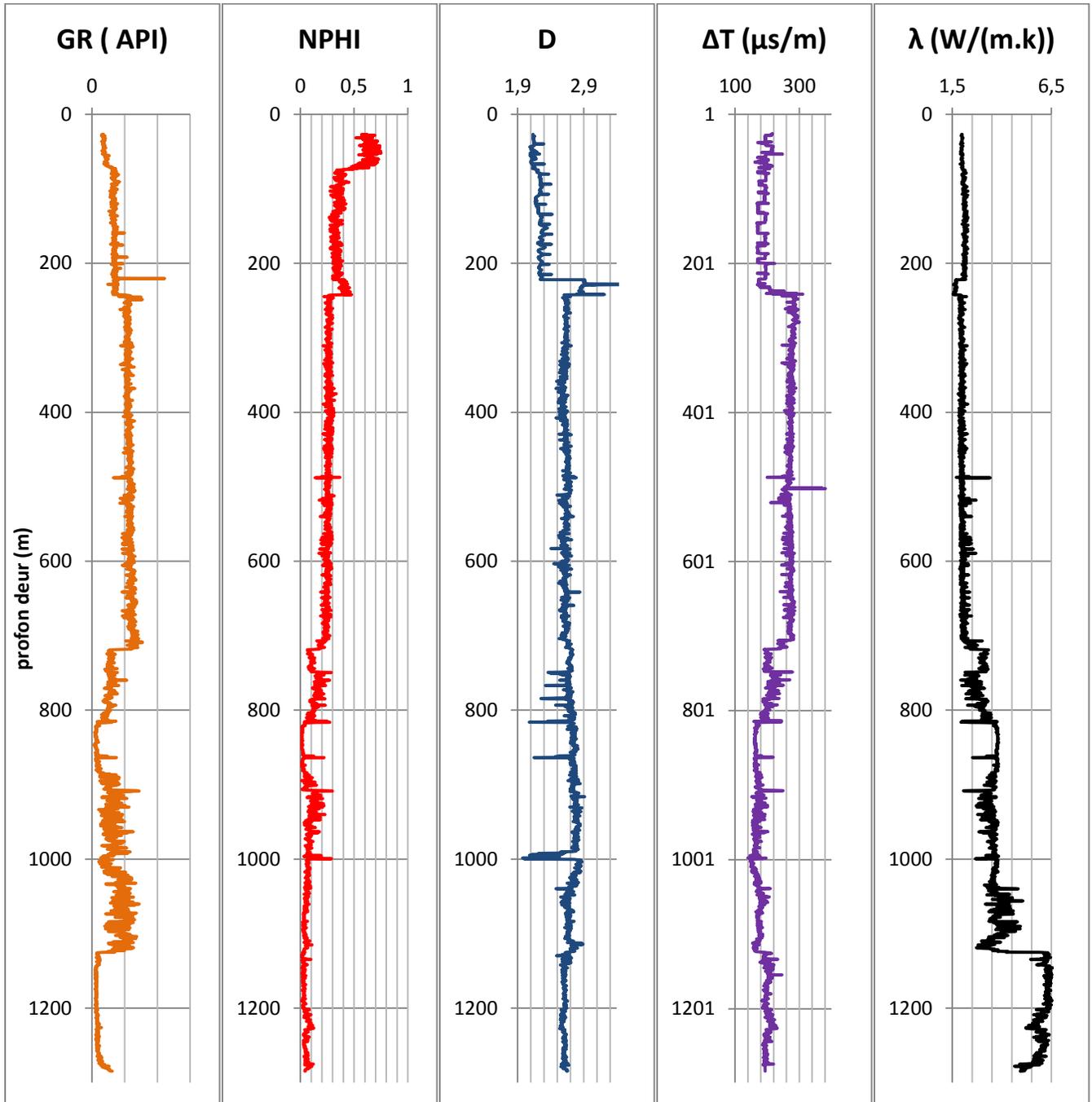
Puits 59: A236



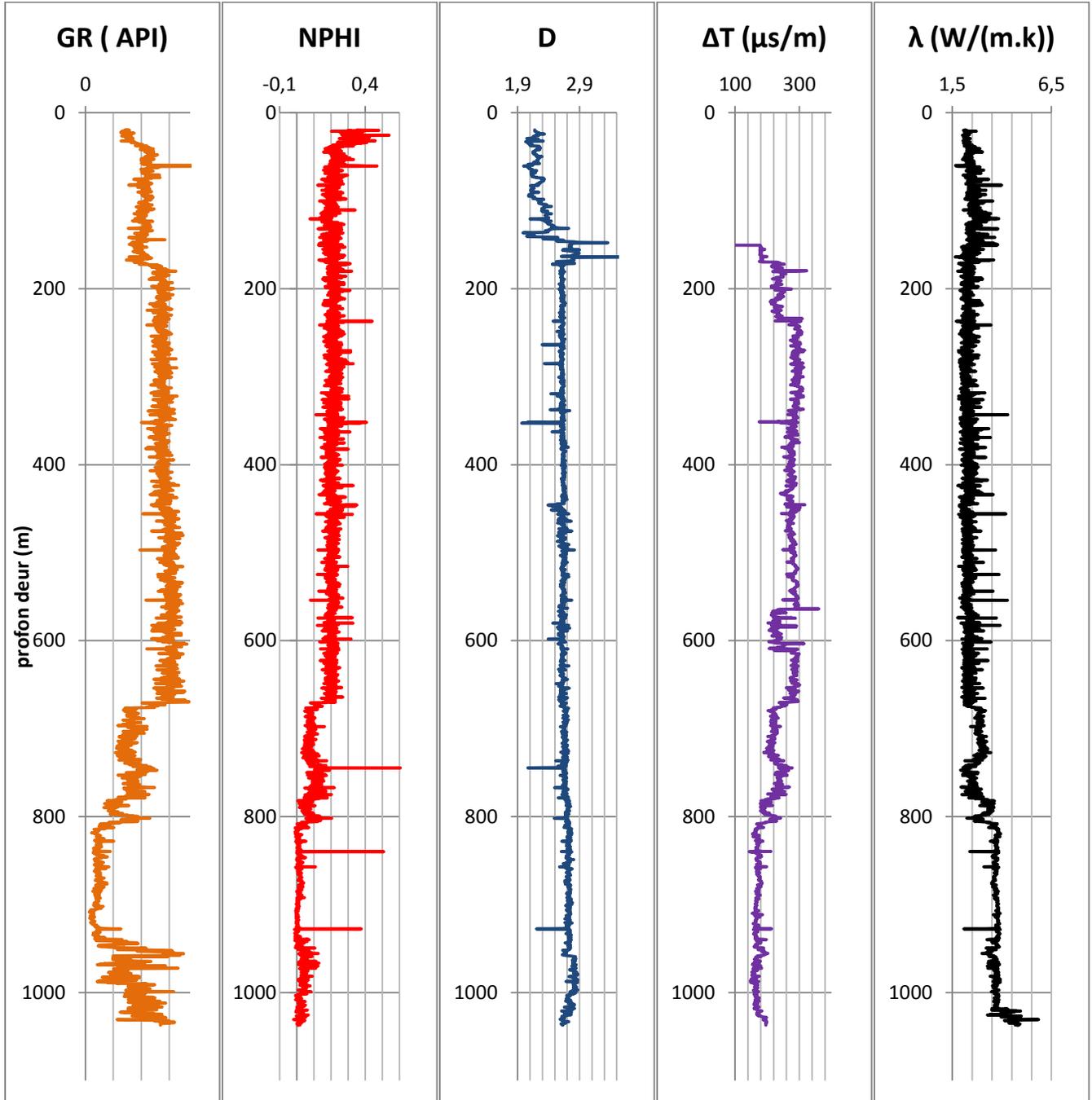
Puits 60: A246



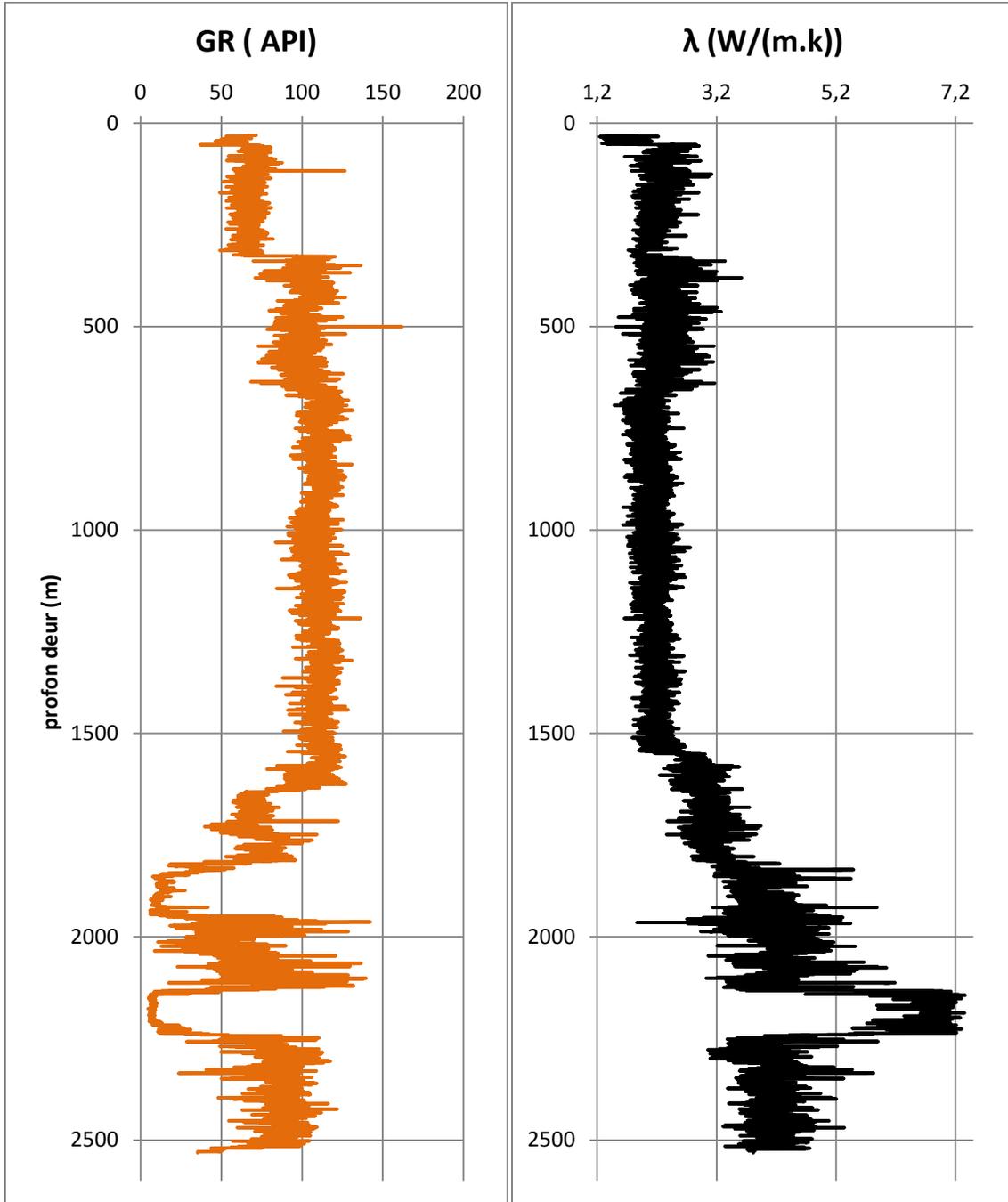
Puits 61: A248



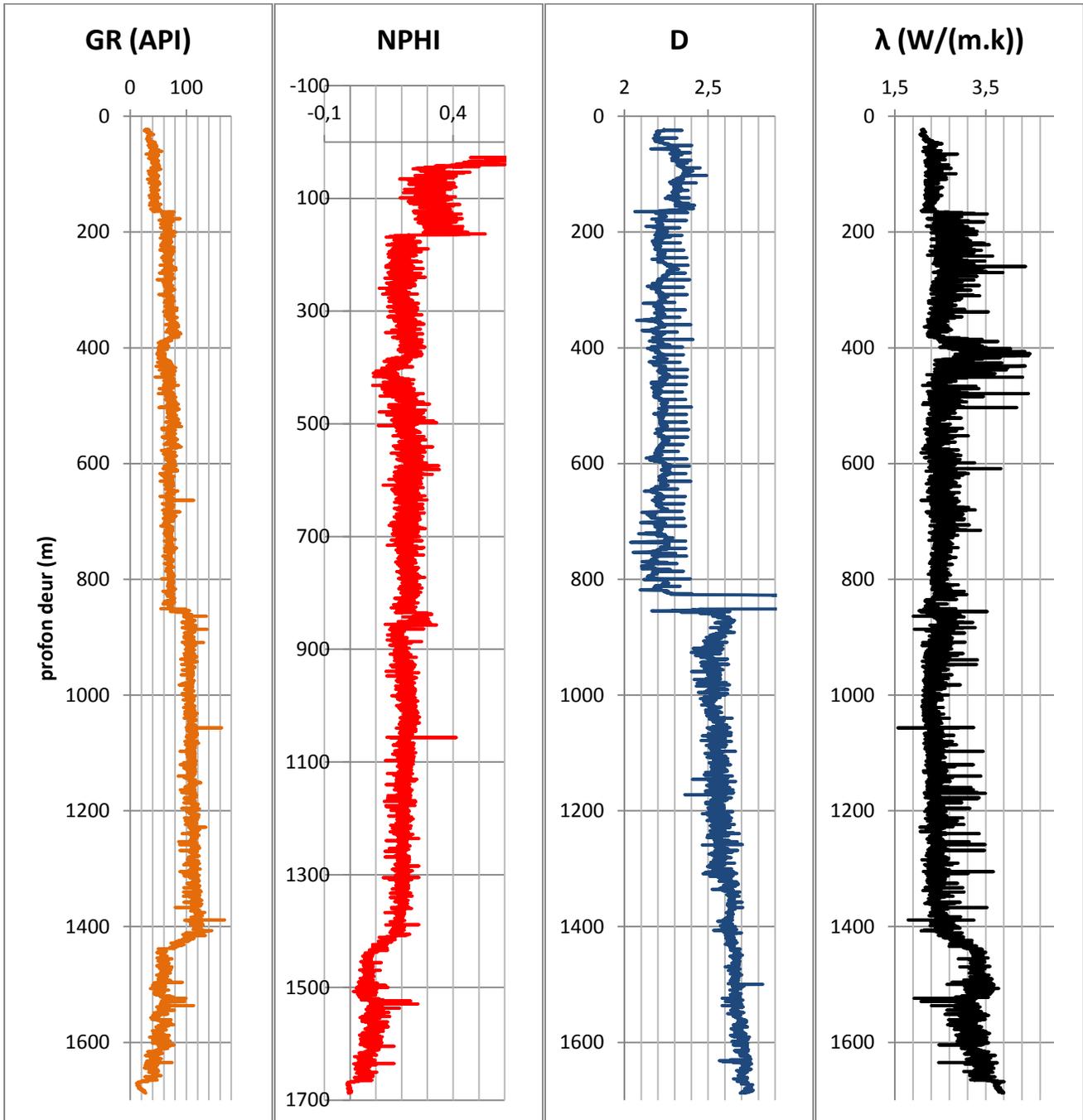
Puits 62: A250



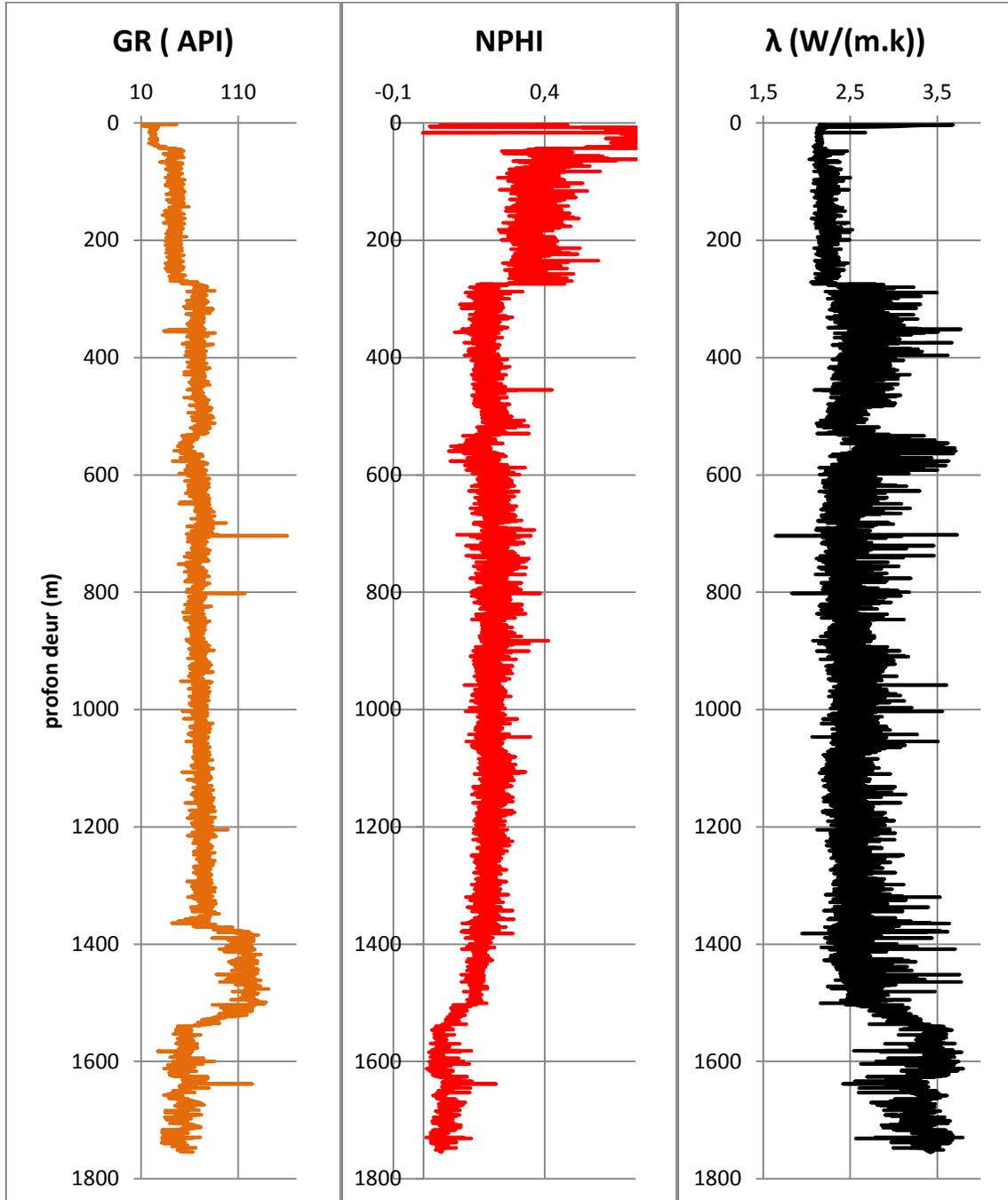
Puits 63: A252



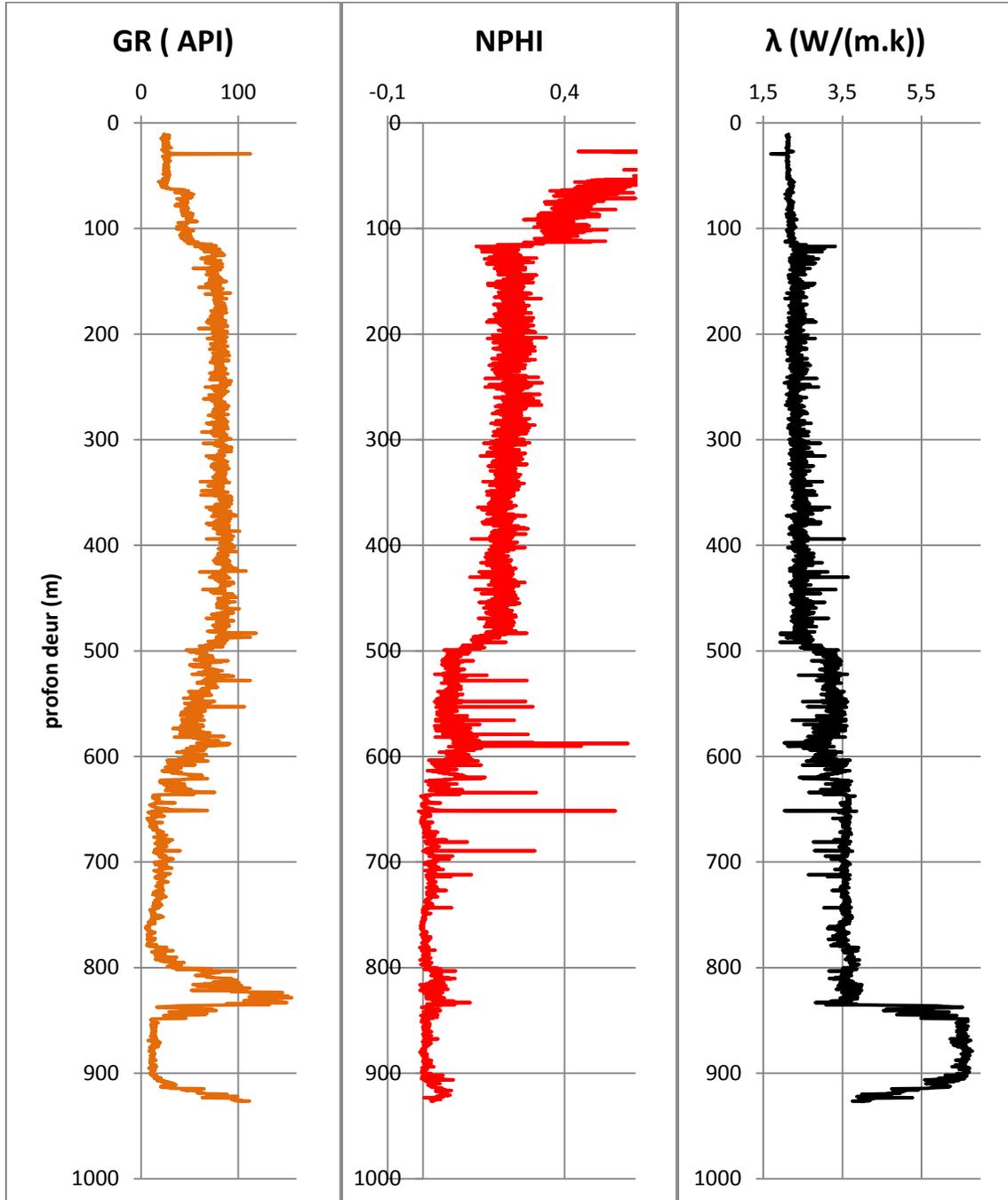
Puits 64: A253



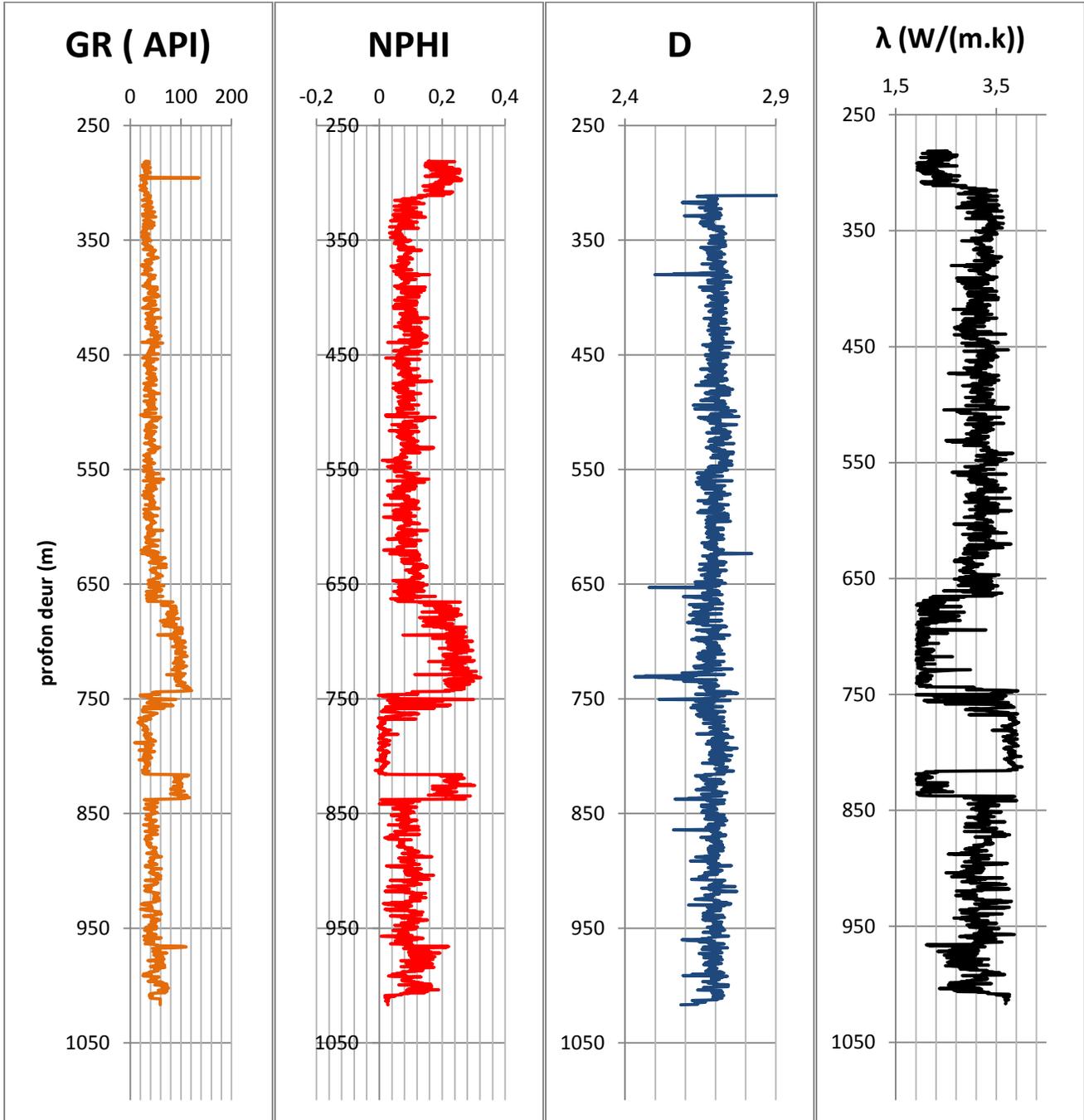
Puits 65: A254



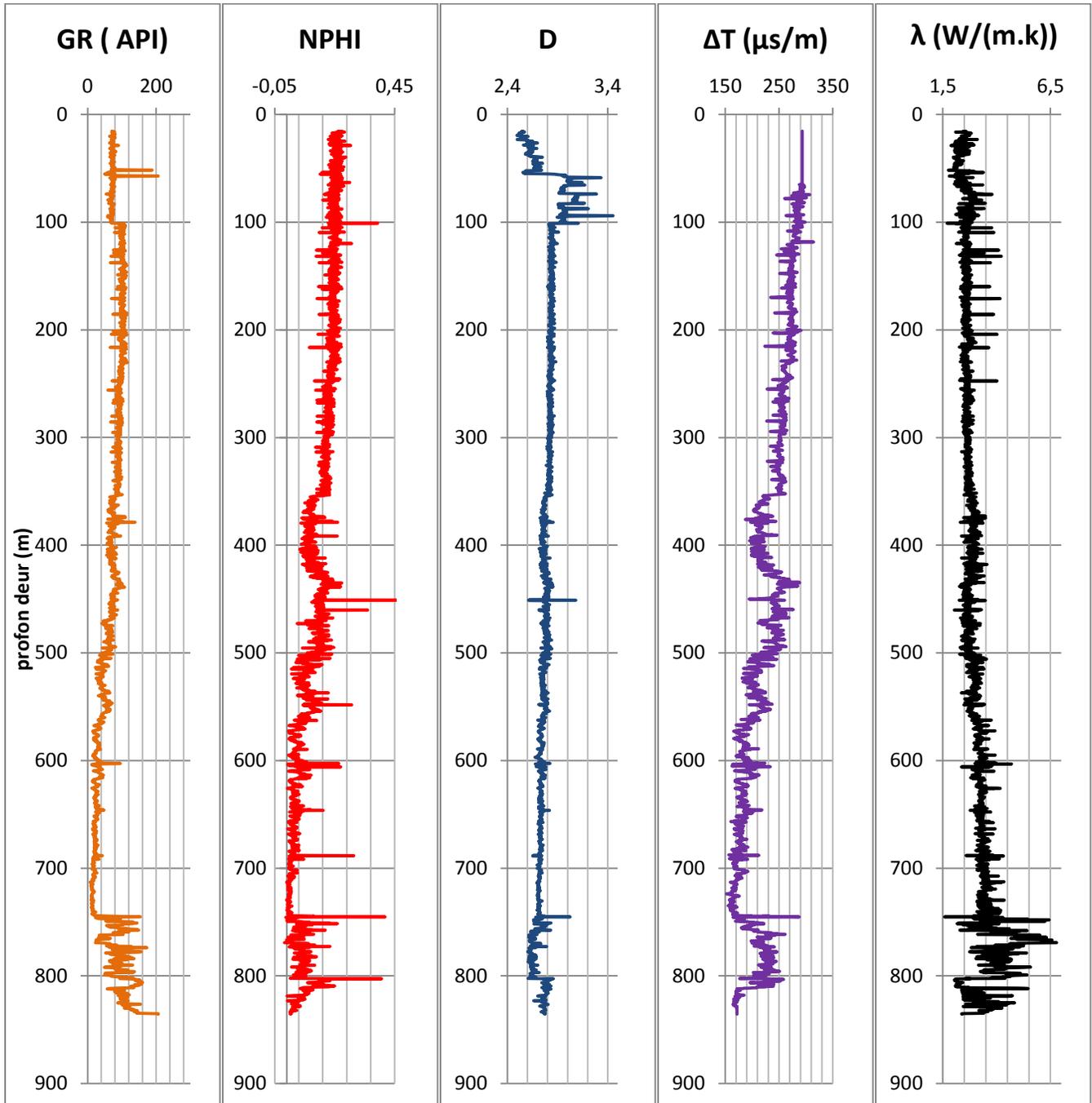
Puits 66: A255



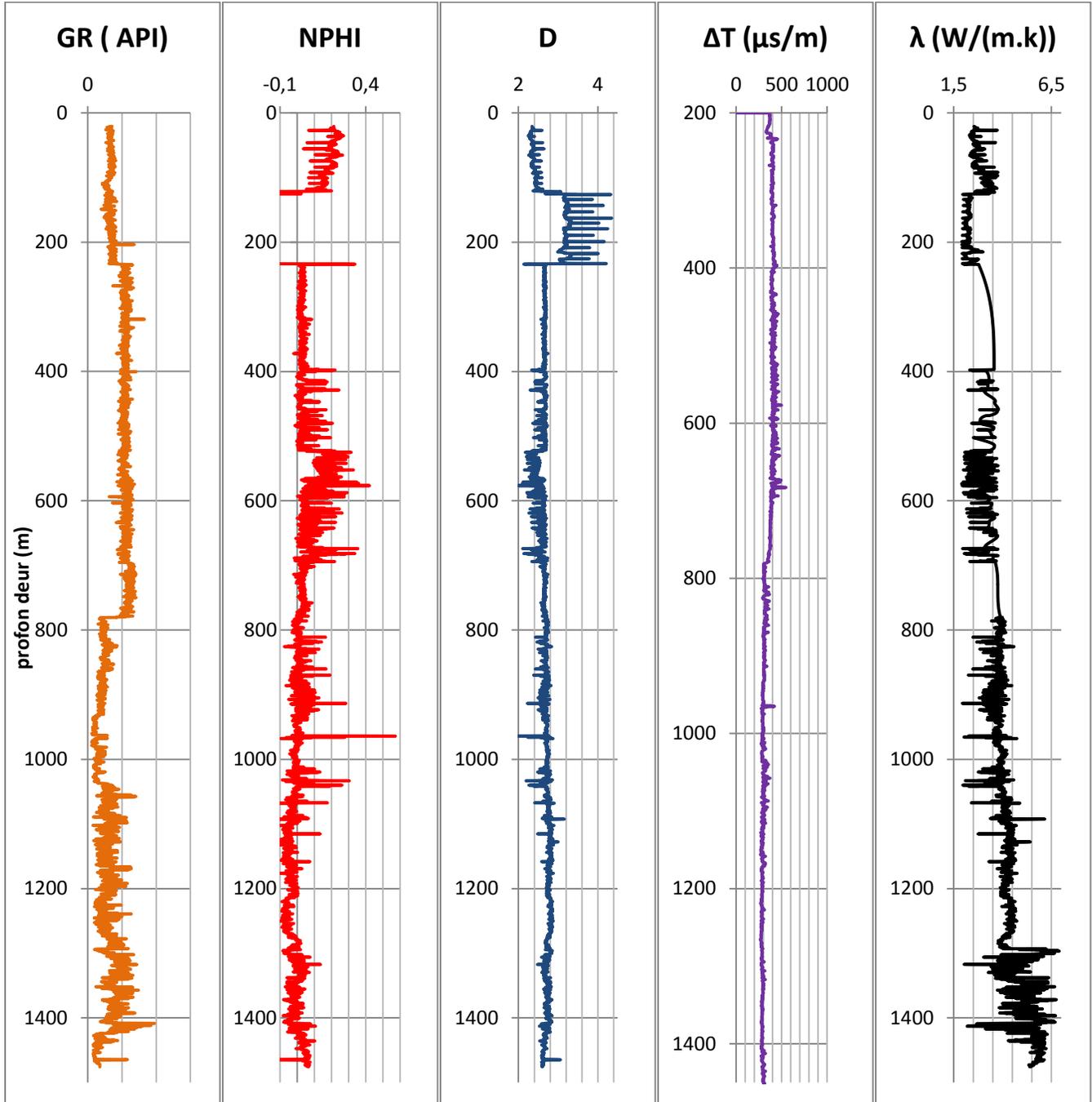
Puits 67: A256



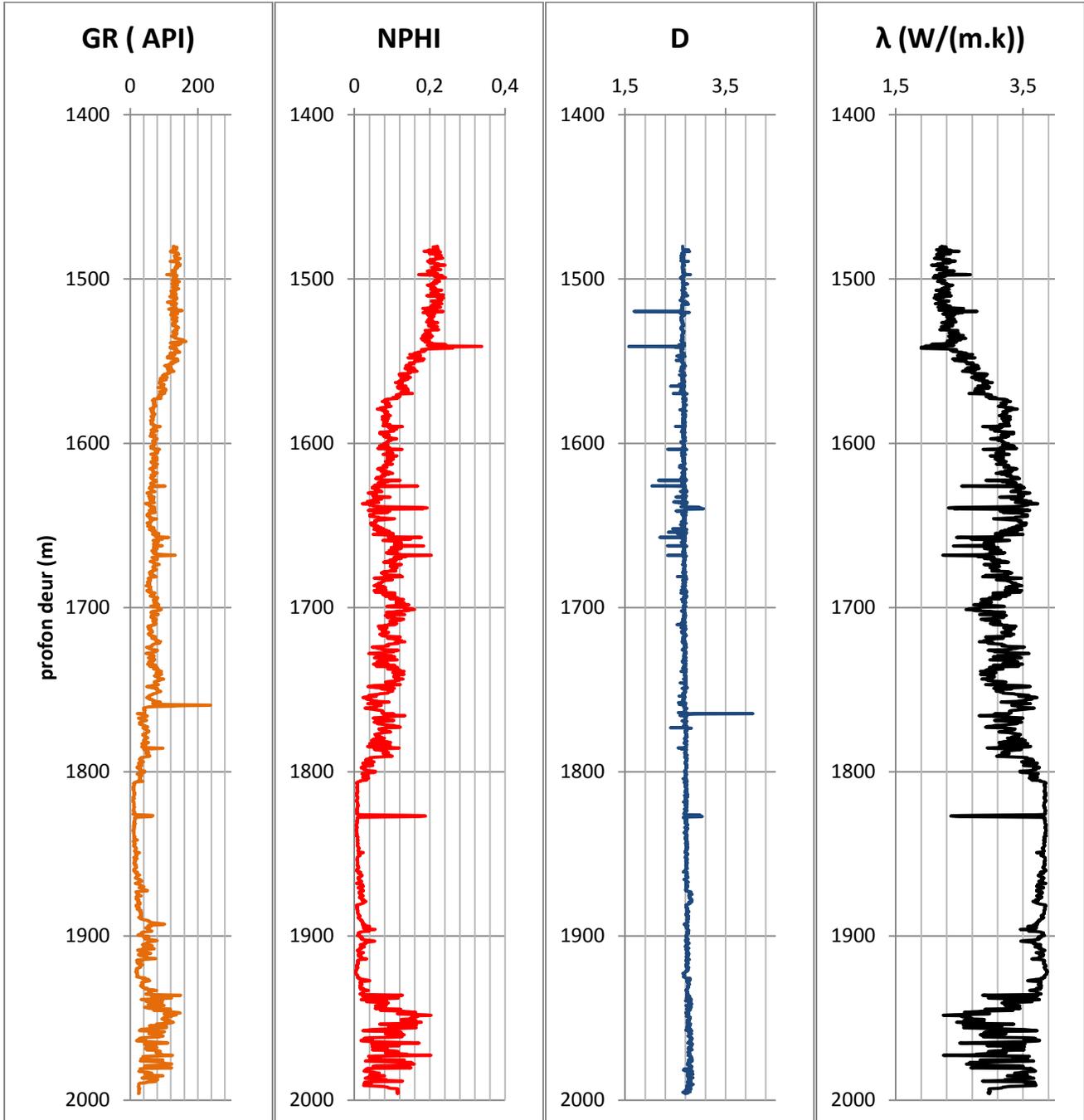
Puits 68: A257



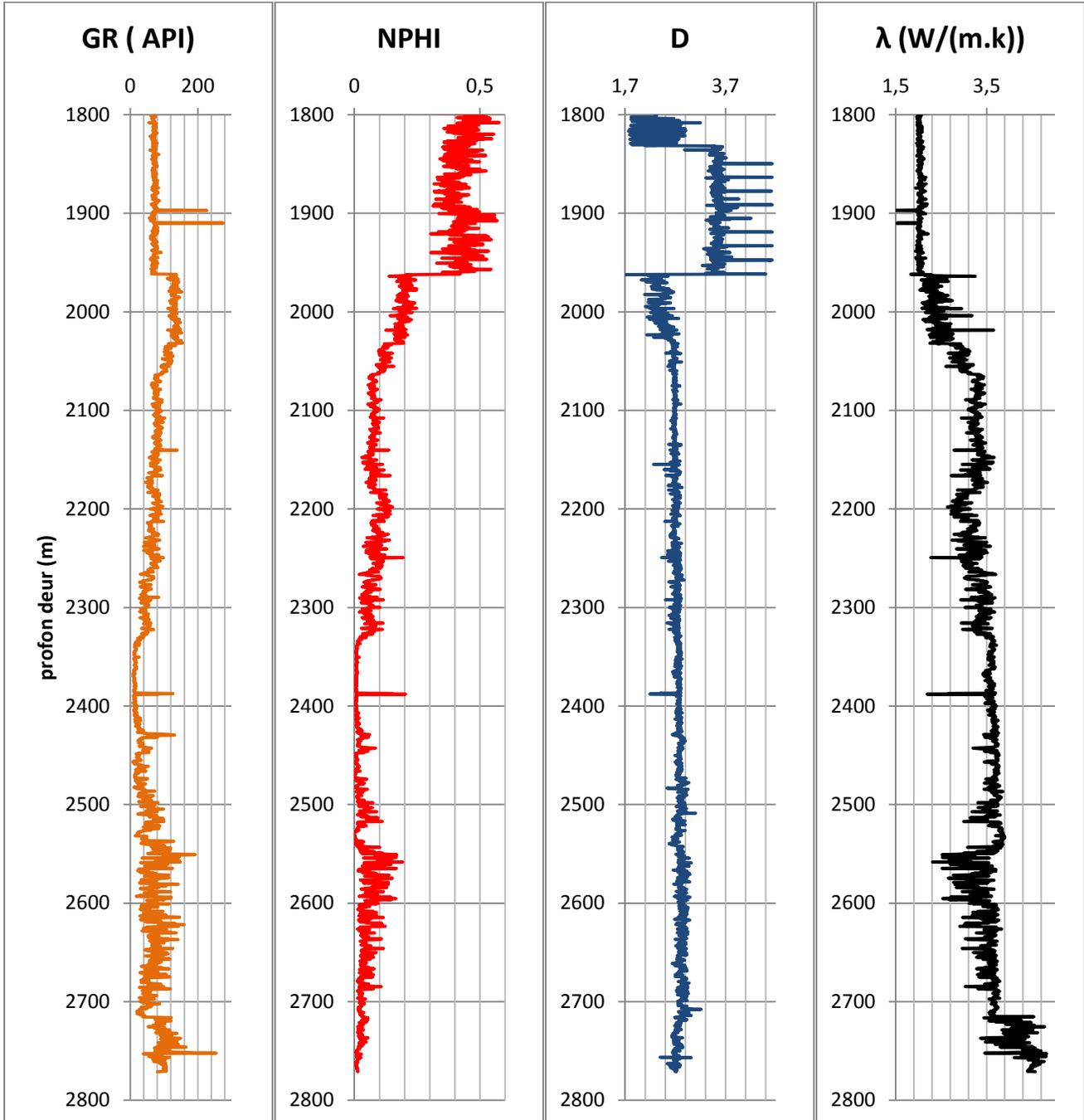
Puits 69: A258



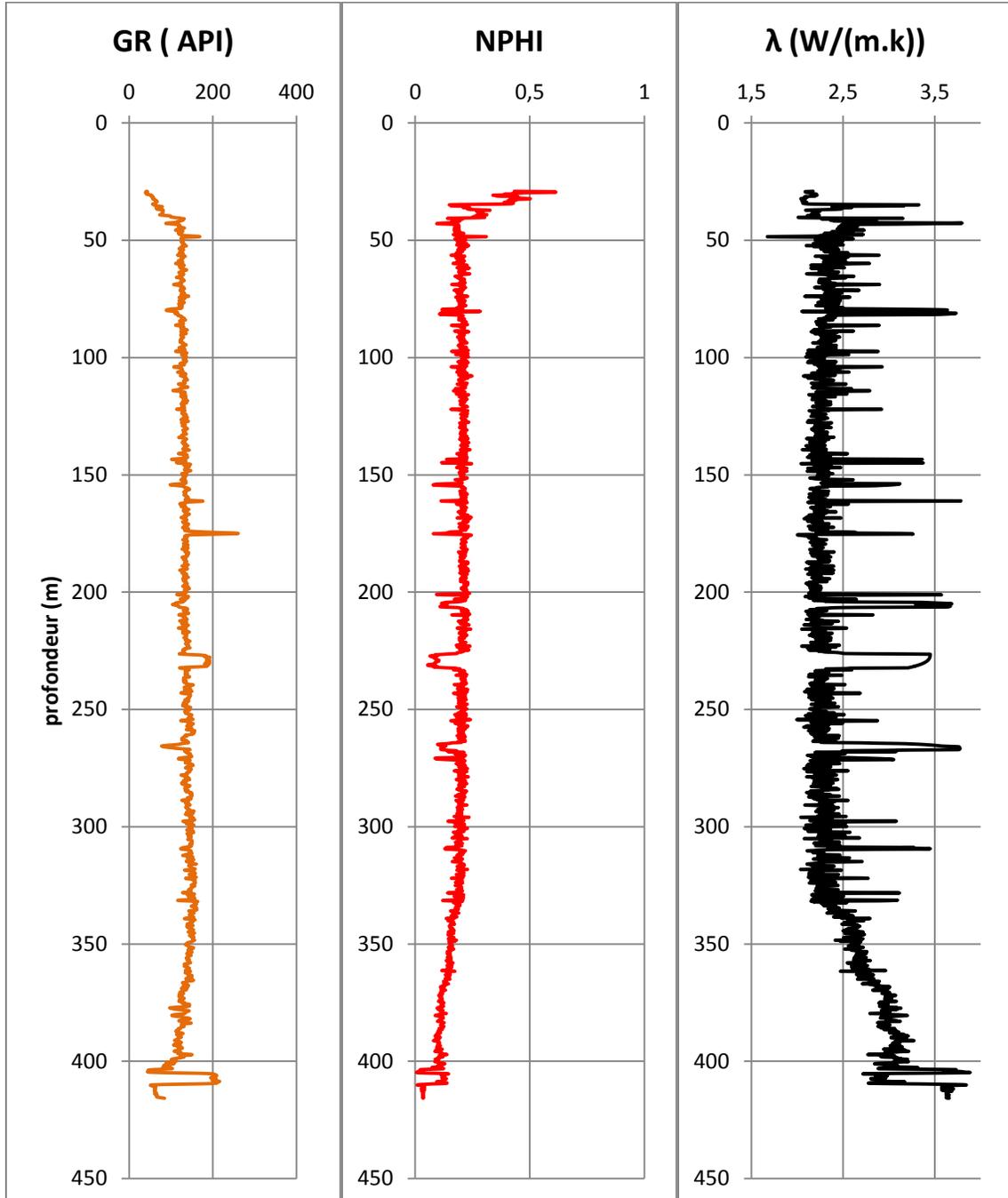
Puits 70: A259



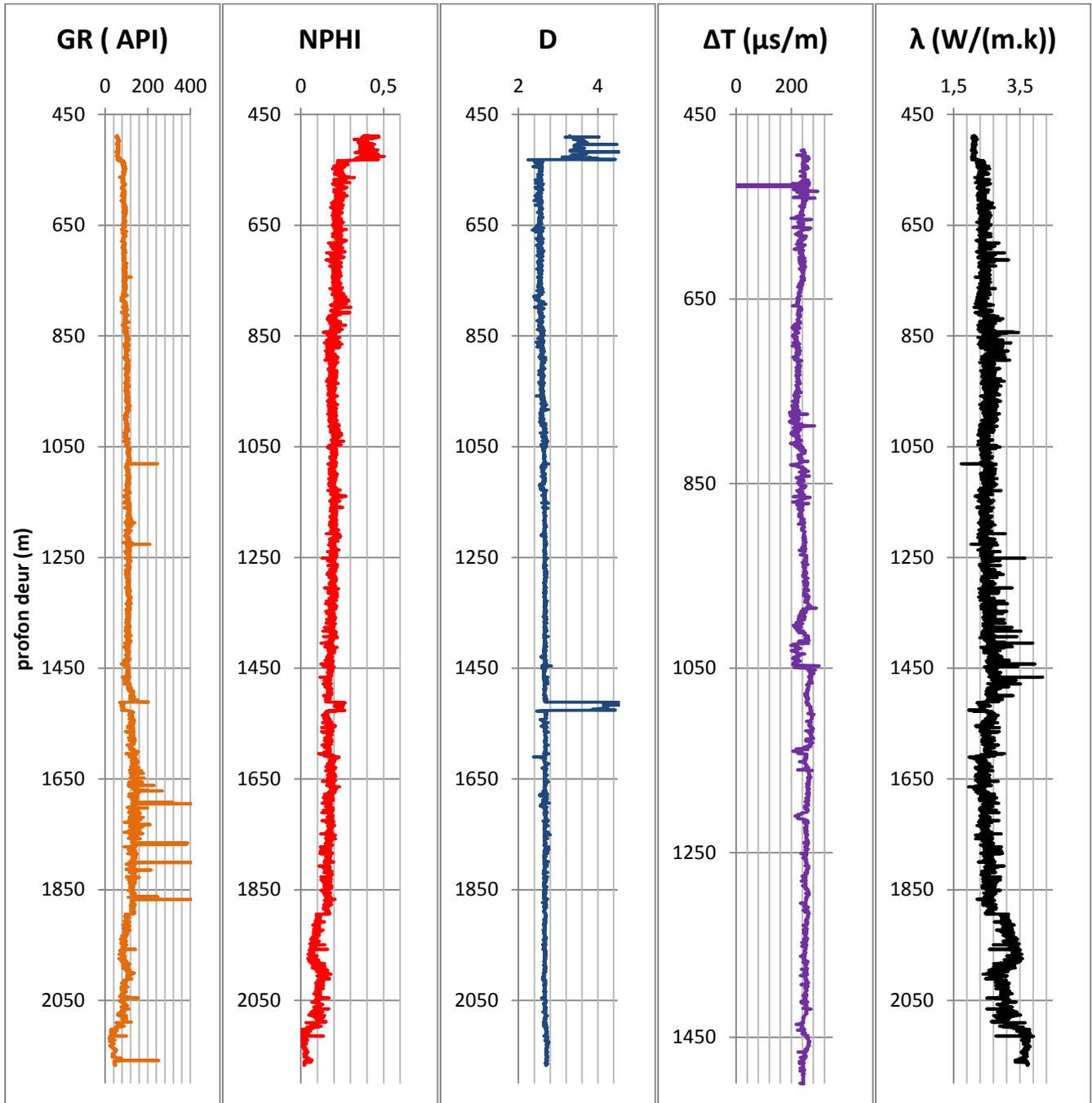
Puits 71: A261



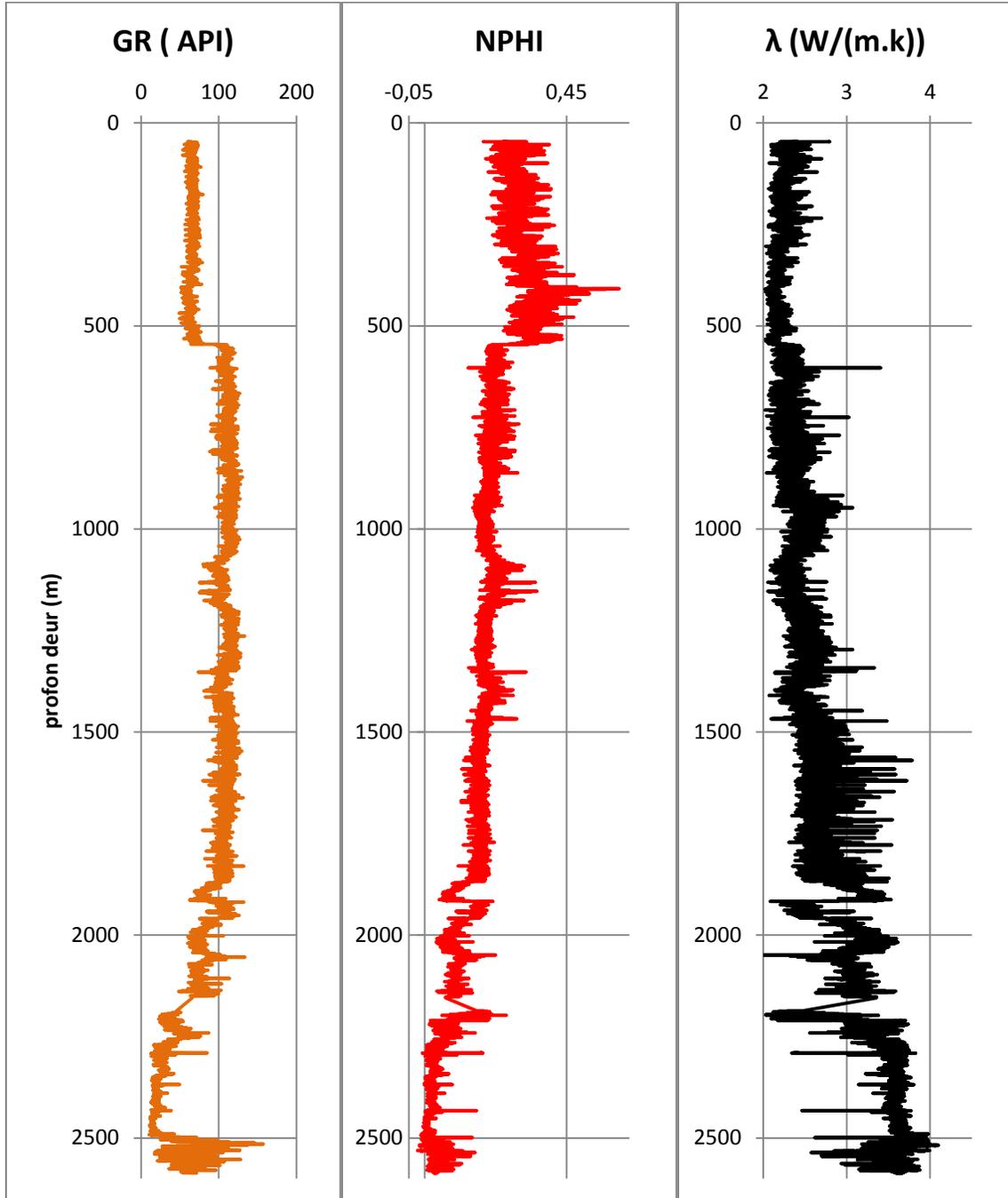
Puits 72: A263



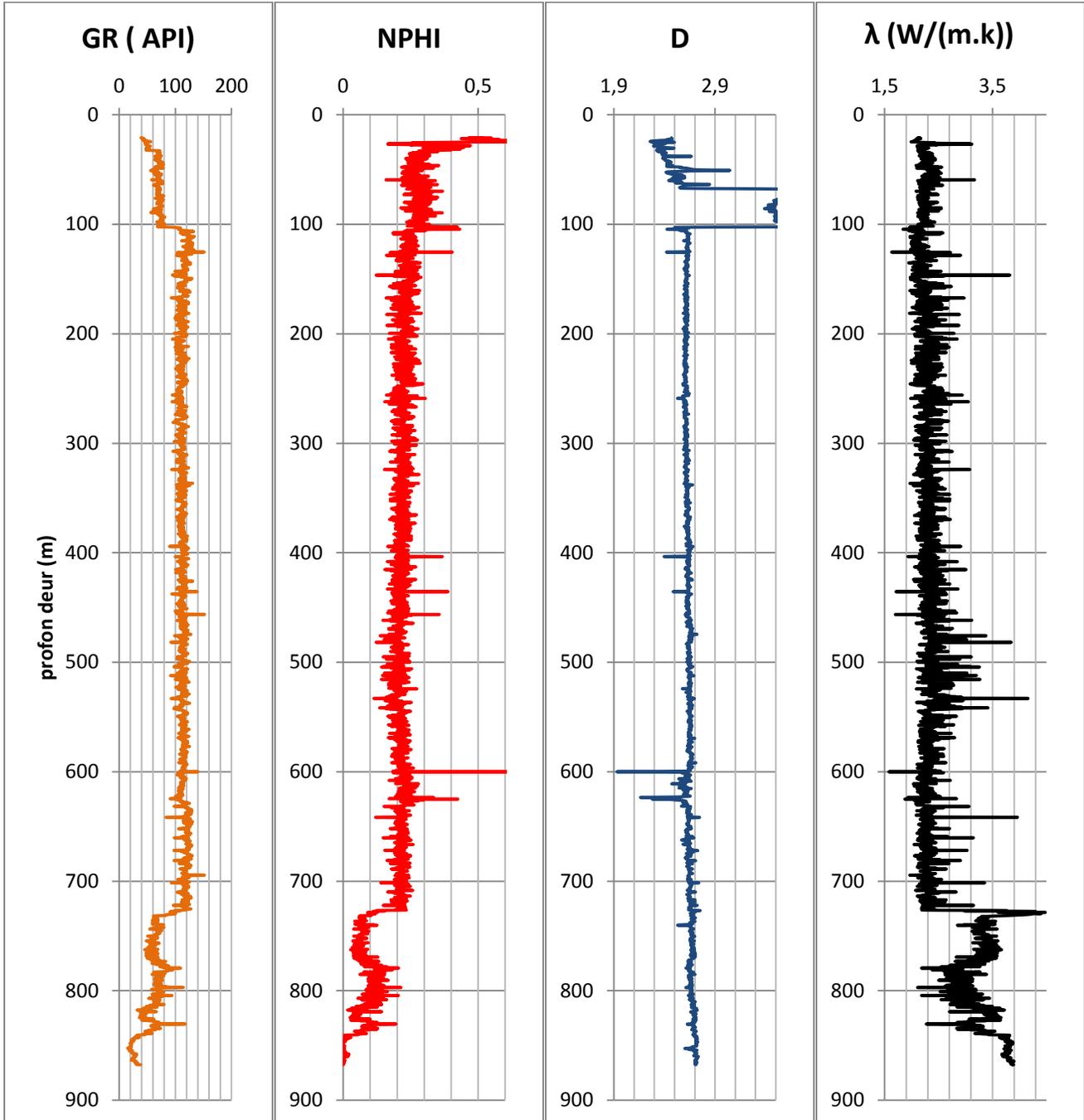
Puits 73: A266



Puits 74: A267

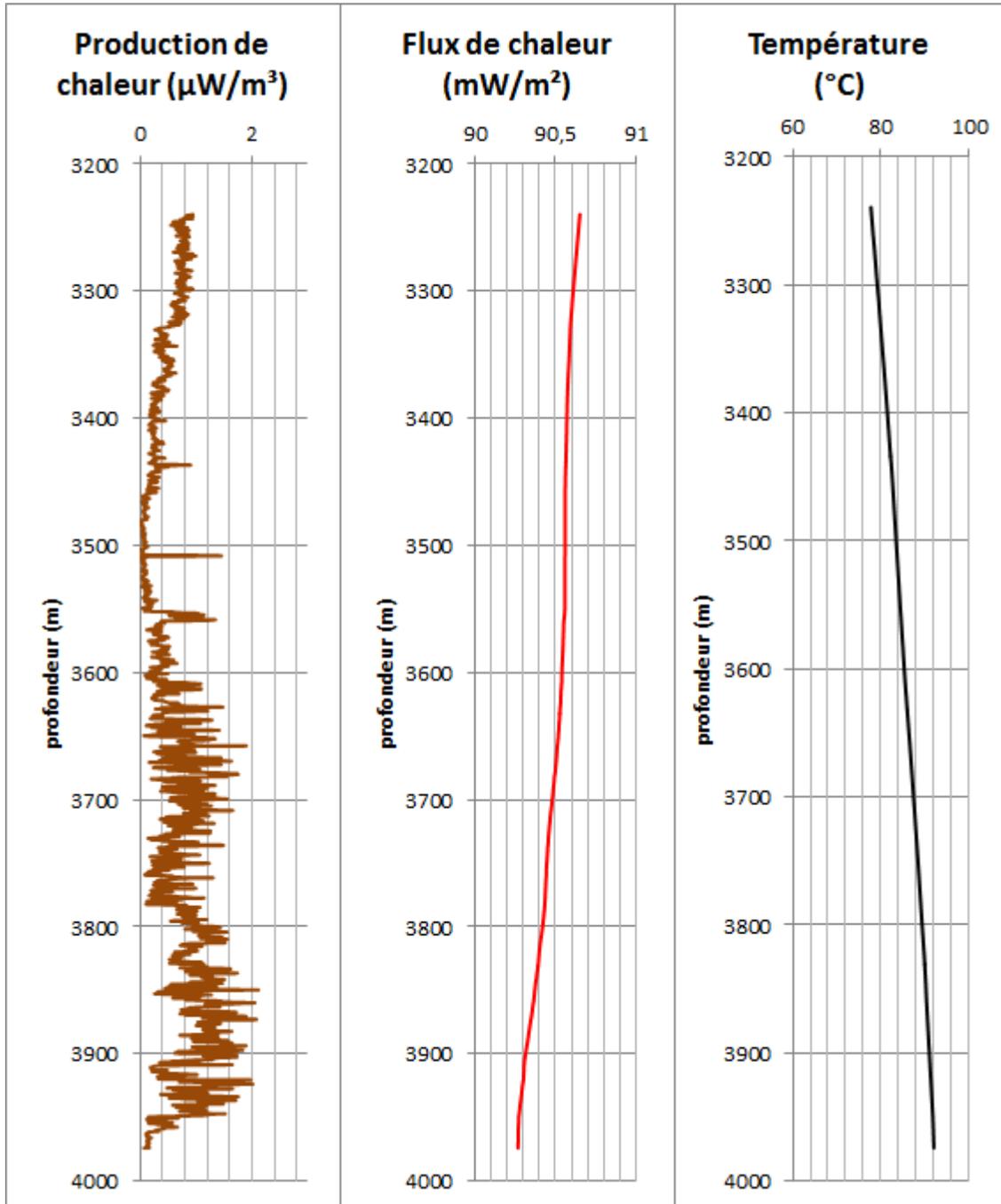


Puits 75: A270

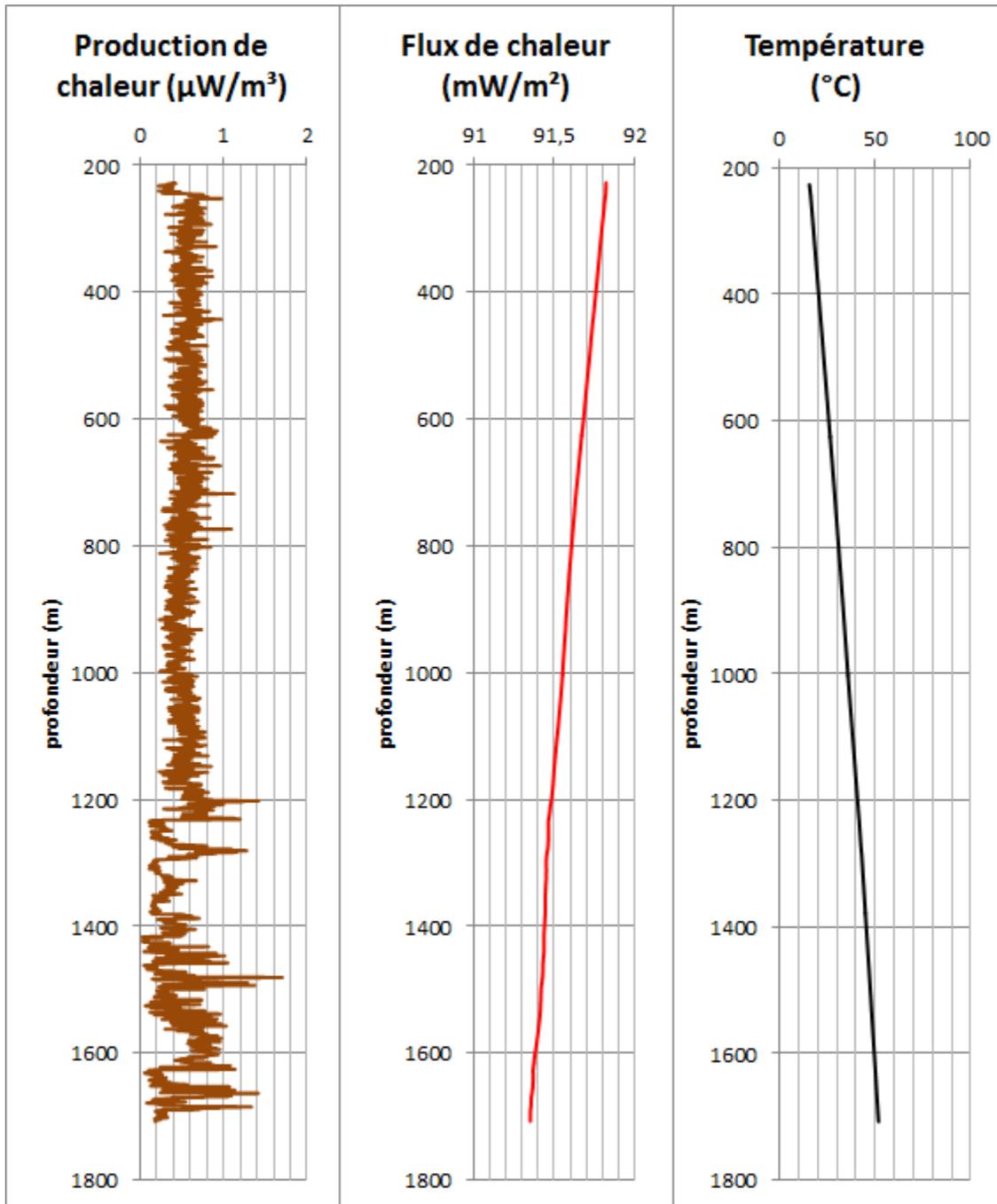


6.2 PROFILS DE TEMPÉRATURE, DU FLUX DE CHALEUR ET DE LA PRODUCTION DE CHALEUR PAR PUIITS

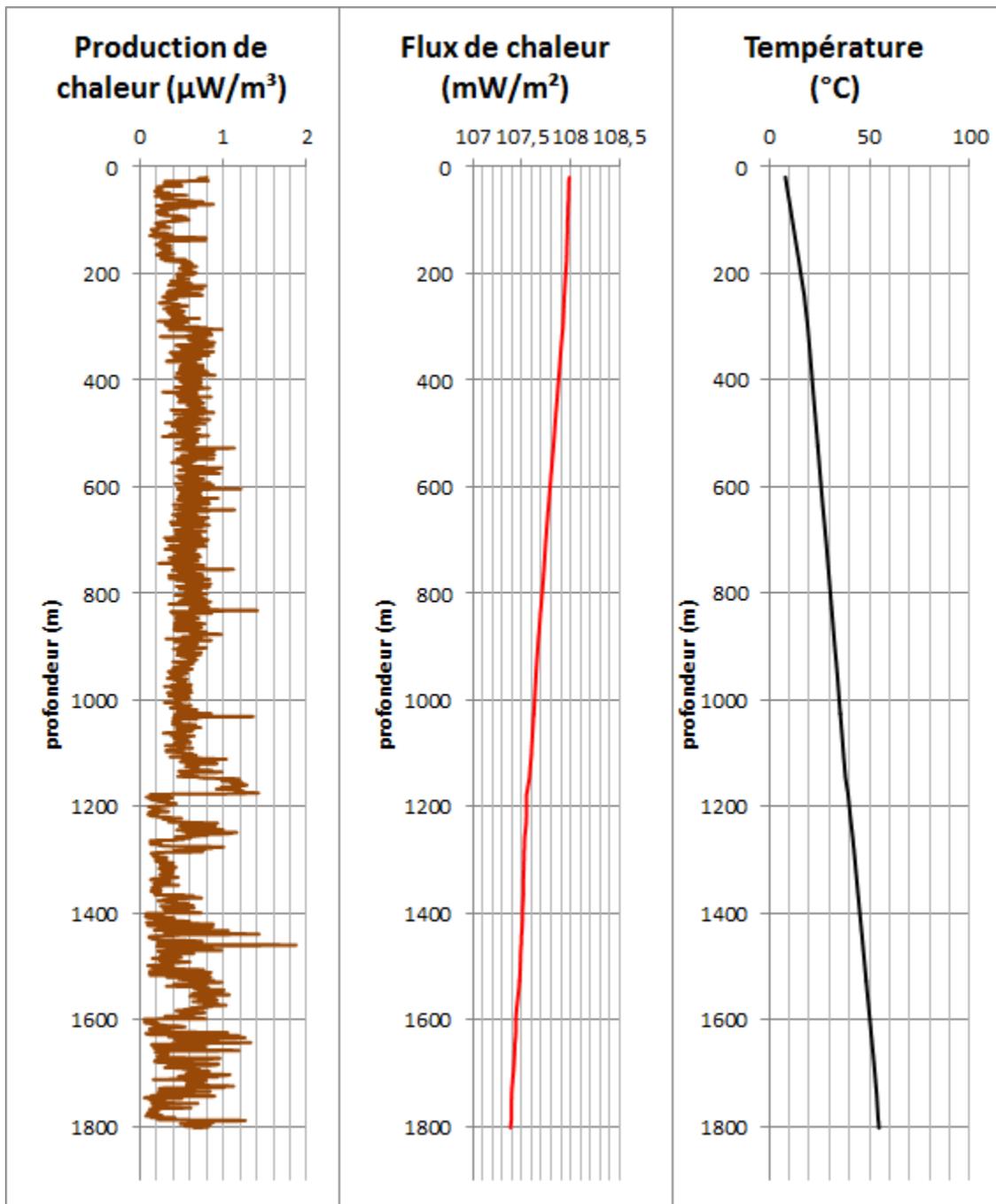
Puits 1 : A013



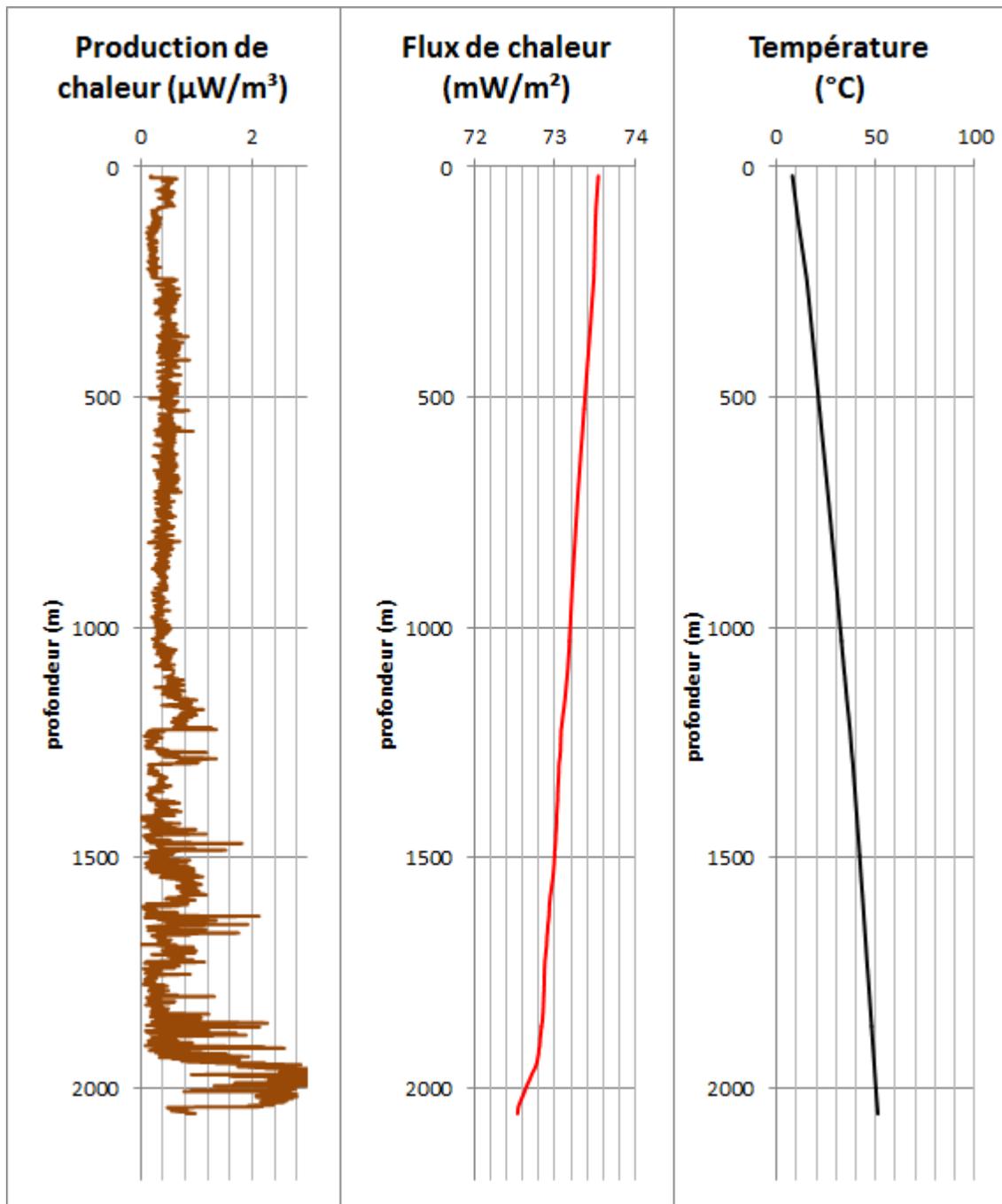
Puits 2 : A063



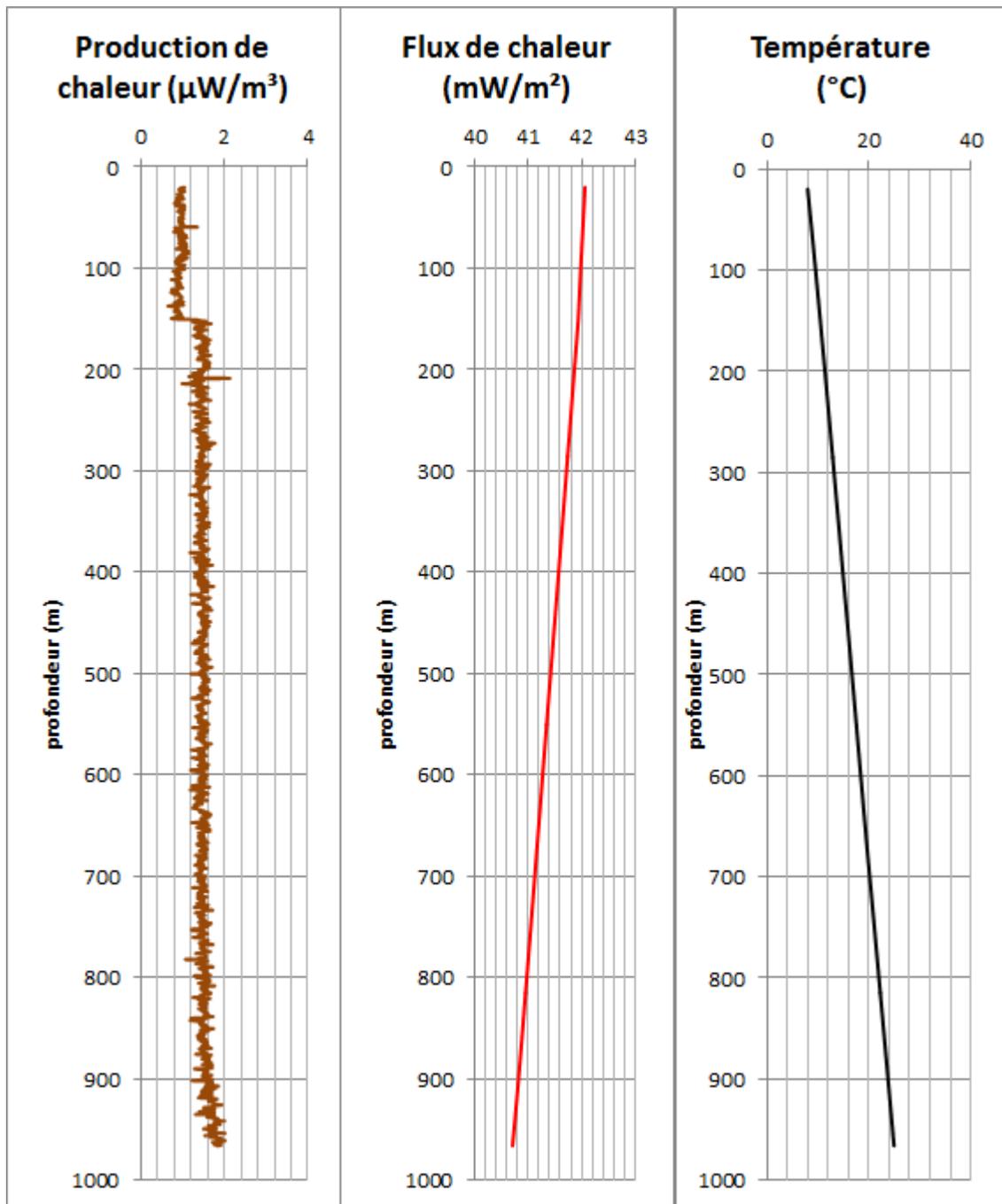
Puits 3 : A065



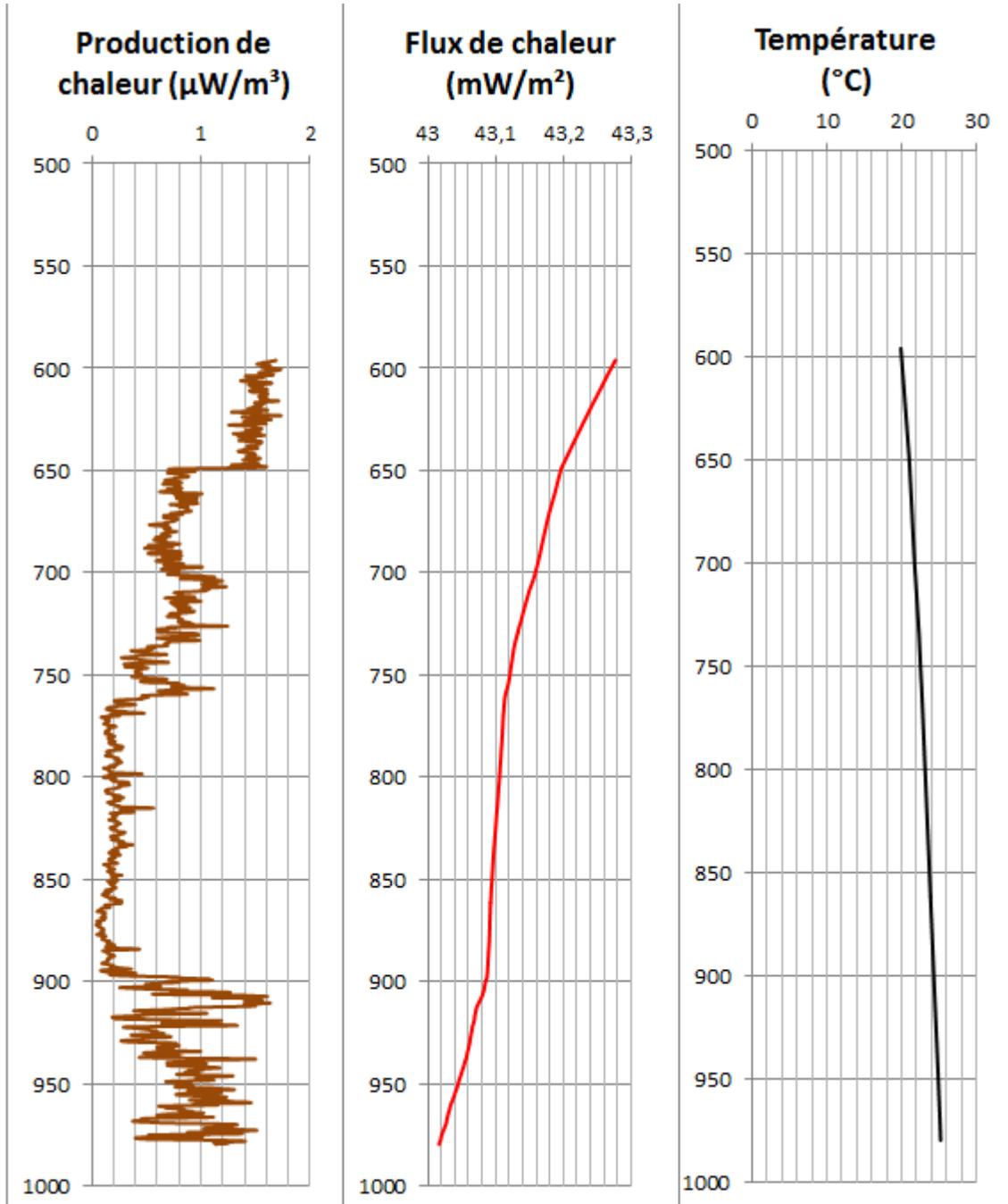
Puits 4 : A125



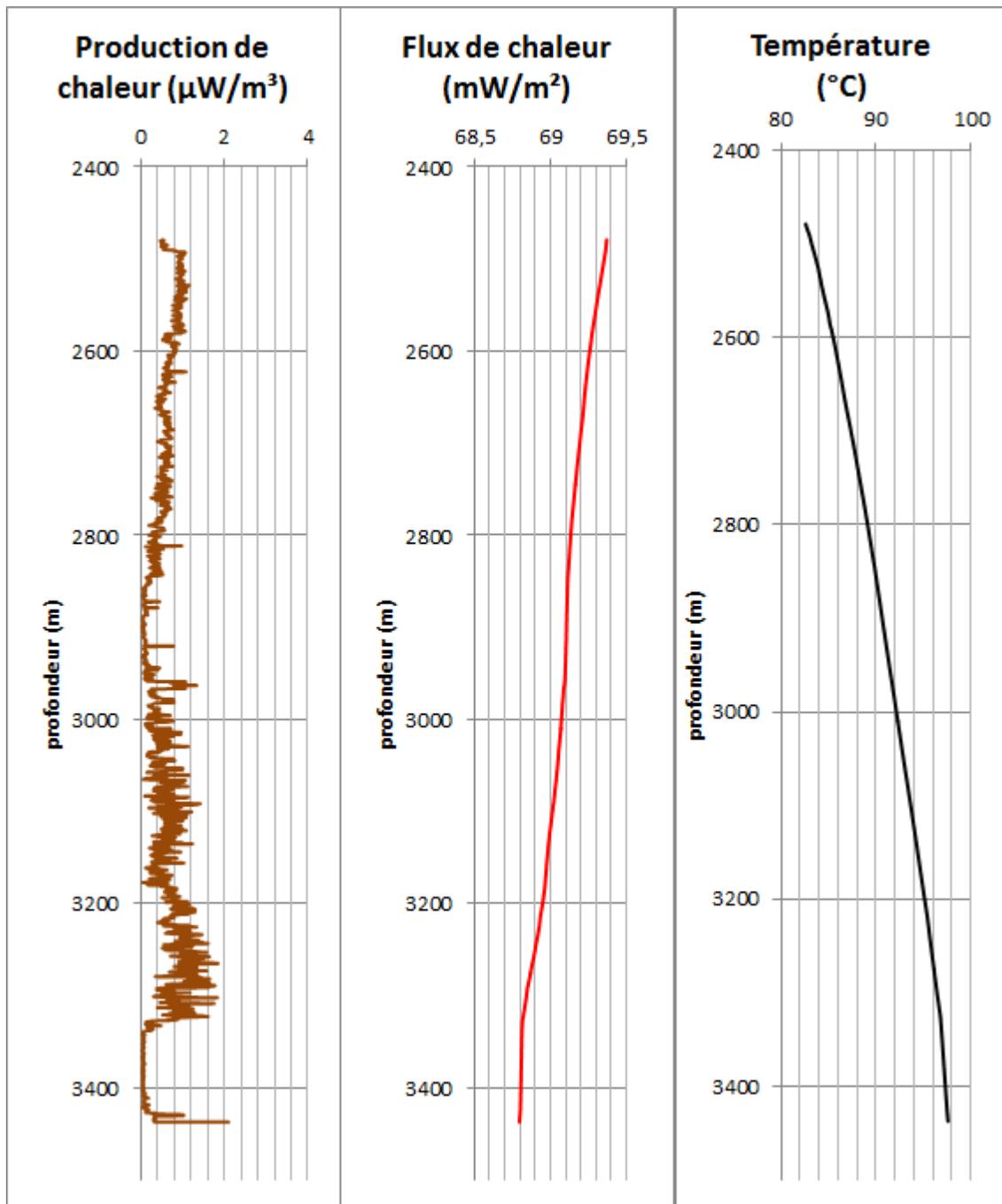
Puits 5 : A126



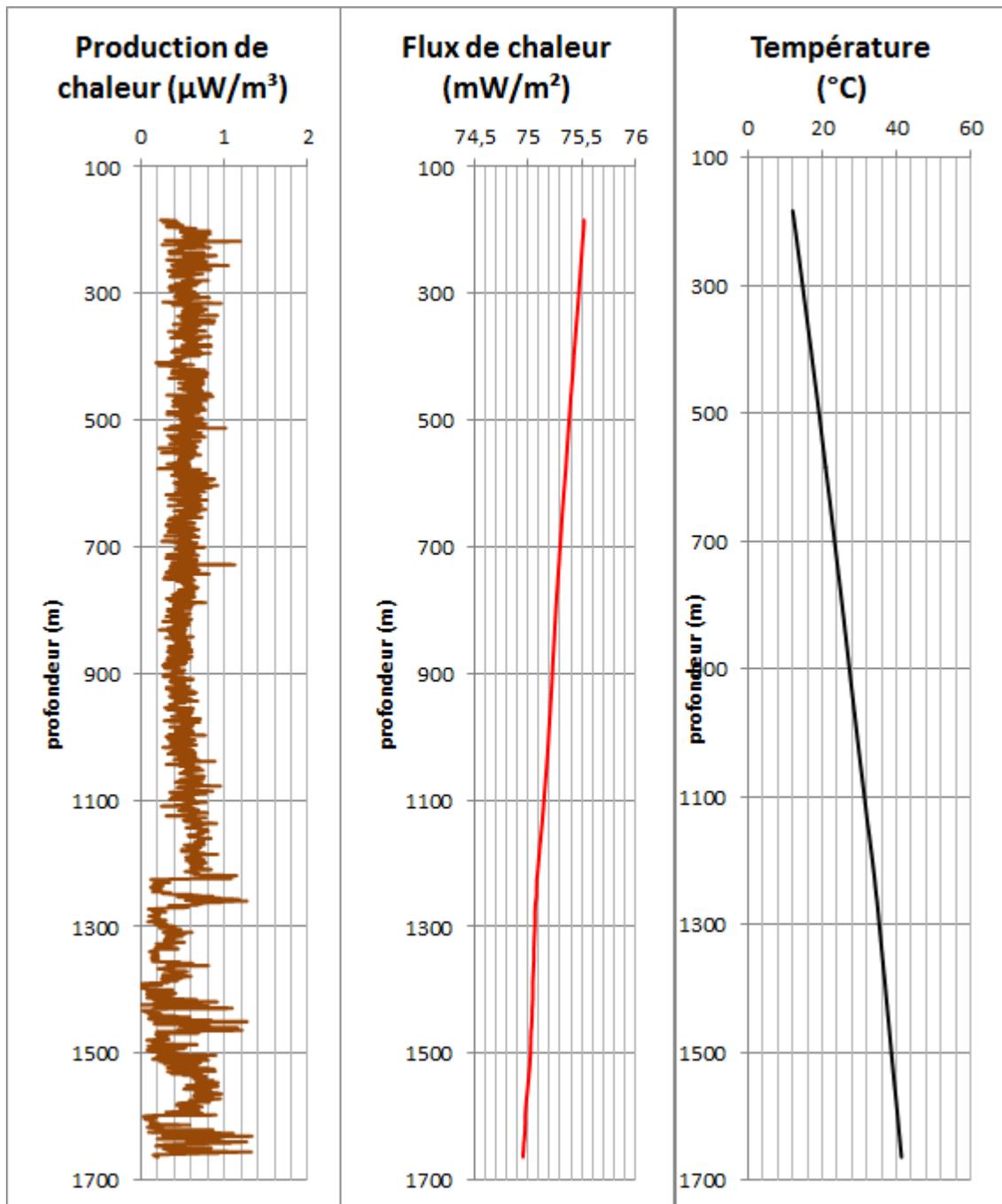
Puits 6 : A134



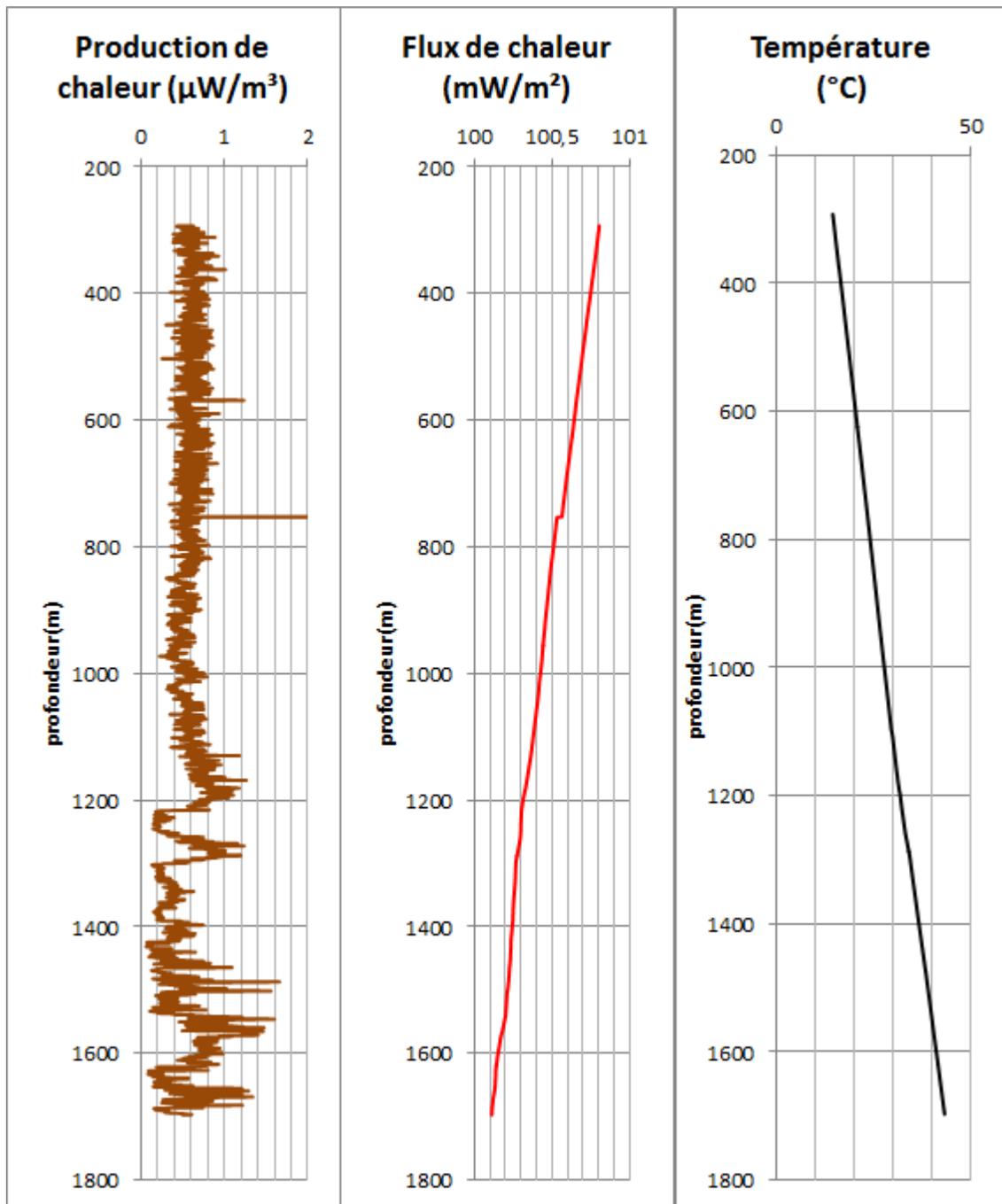
Puits 7 : A135



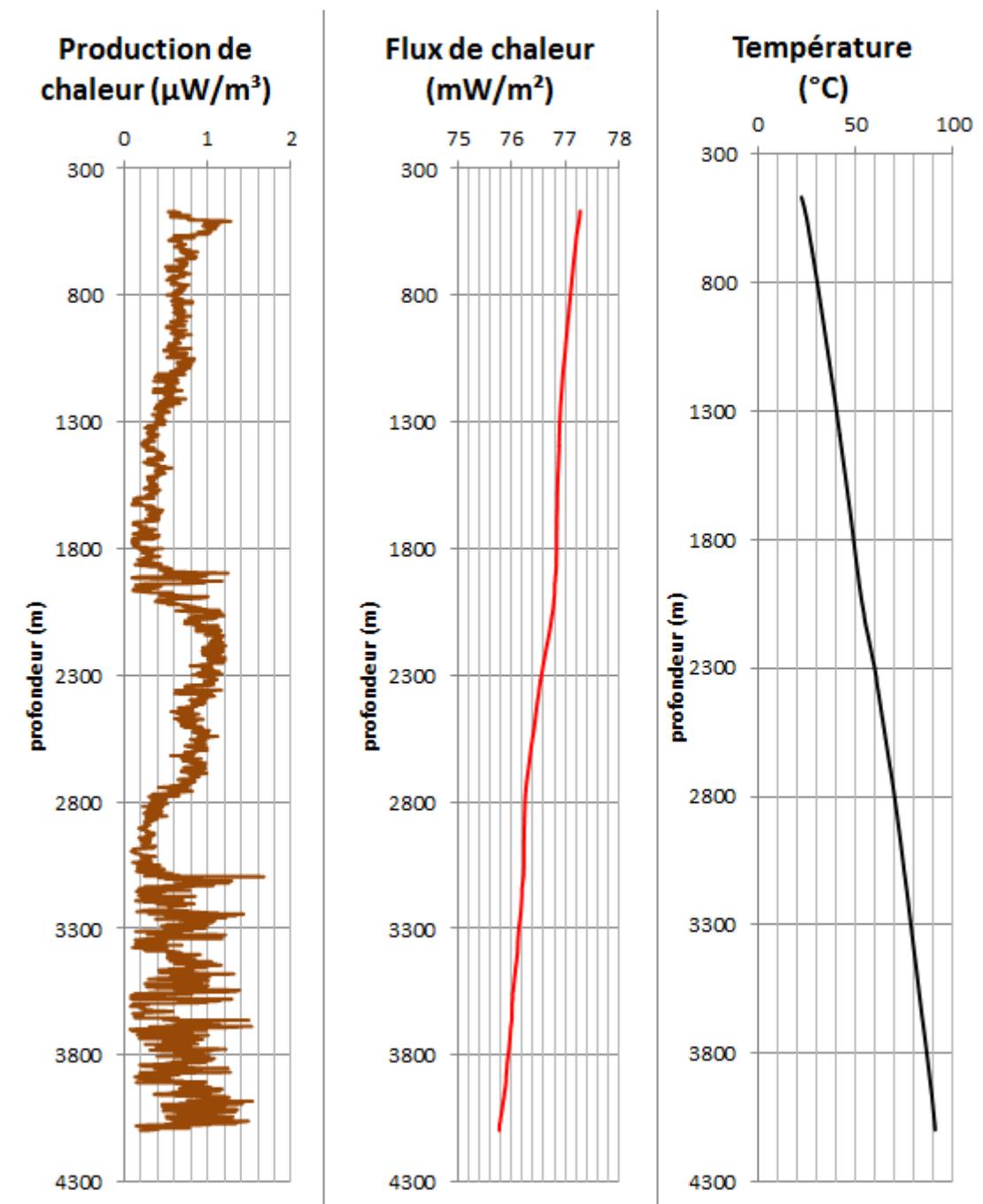
Puits 8 : A136



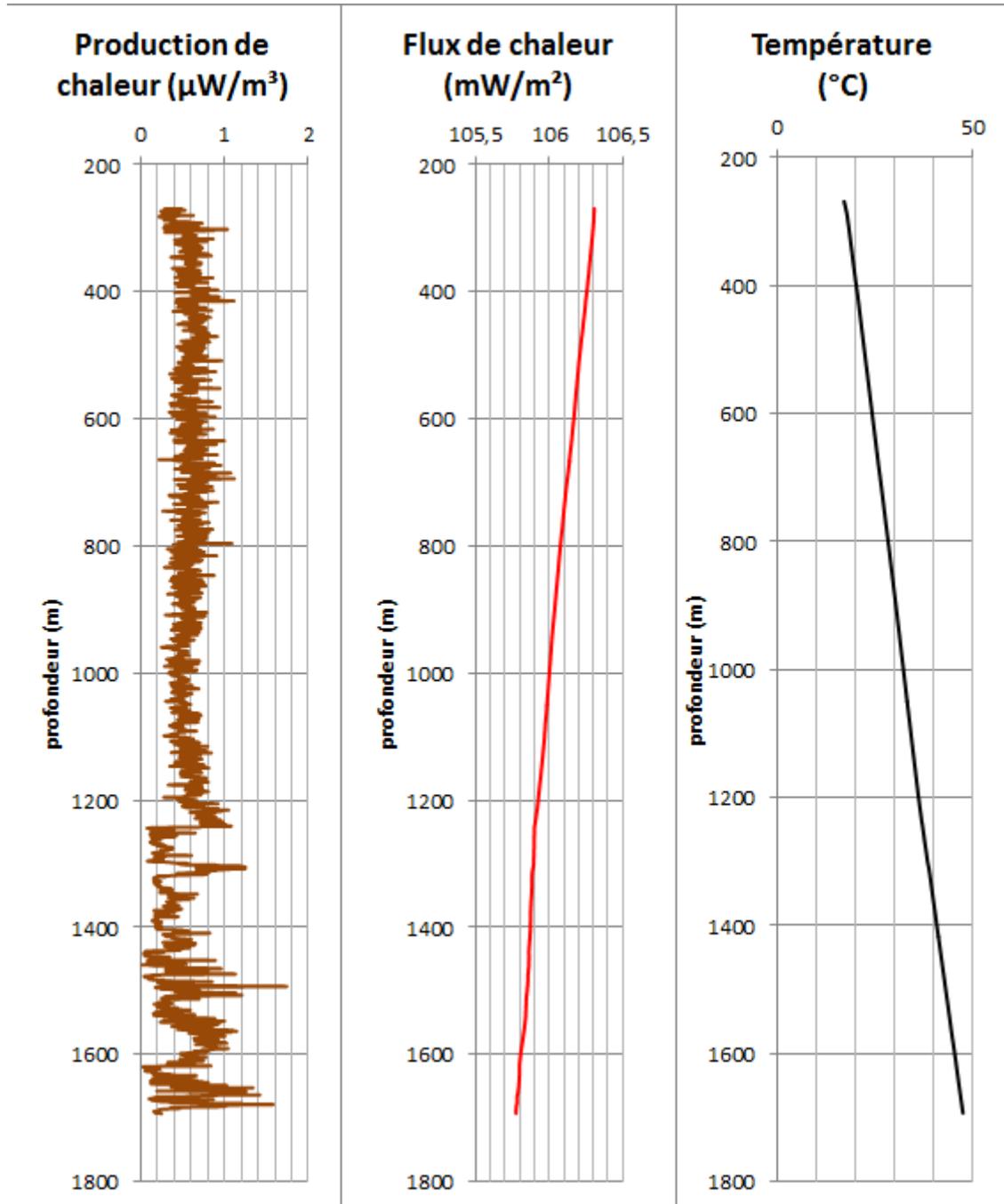
Puits 9 : A147



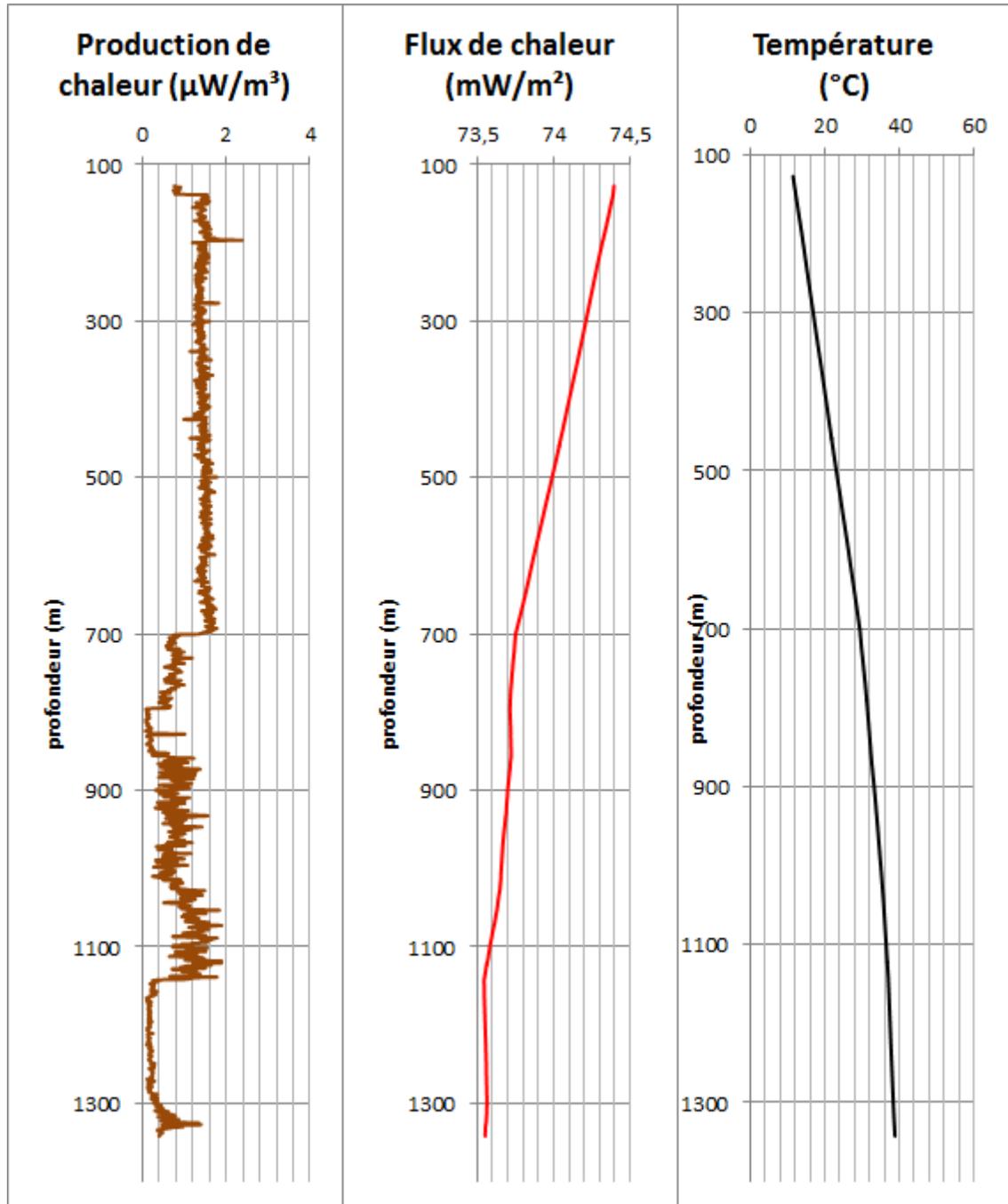
Puits 10 : A148



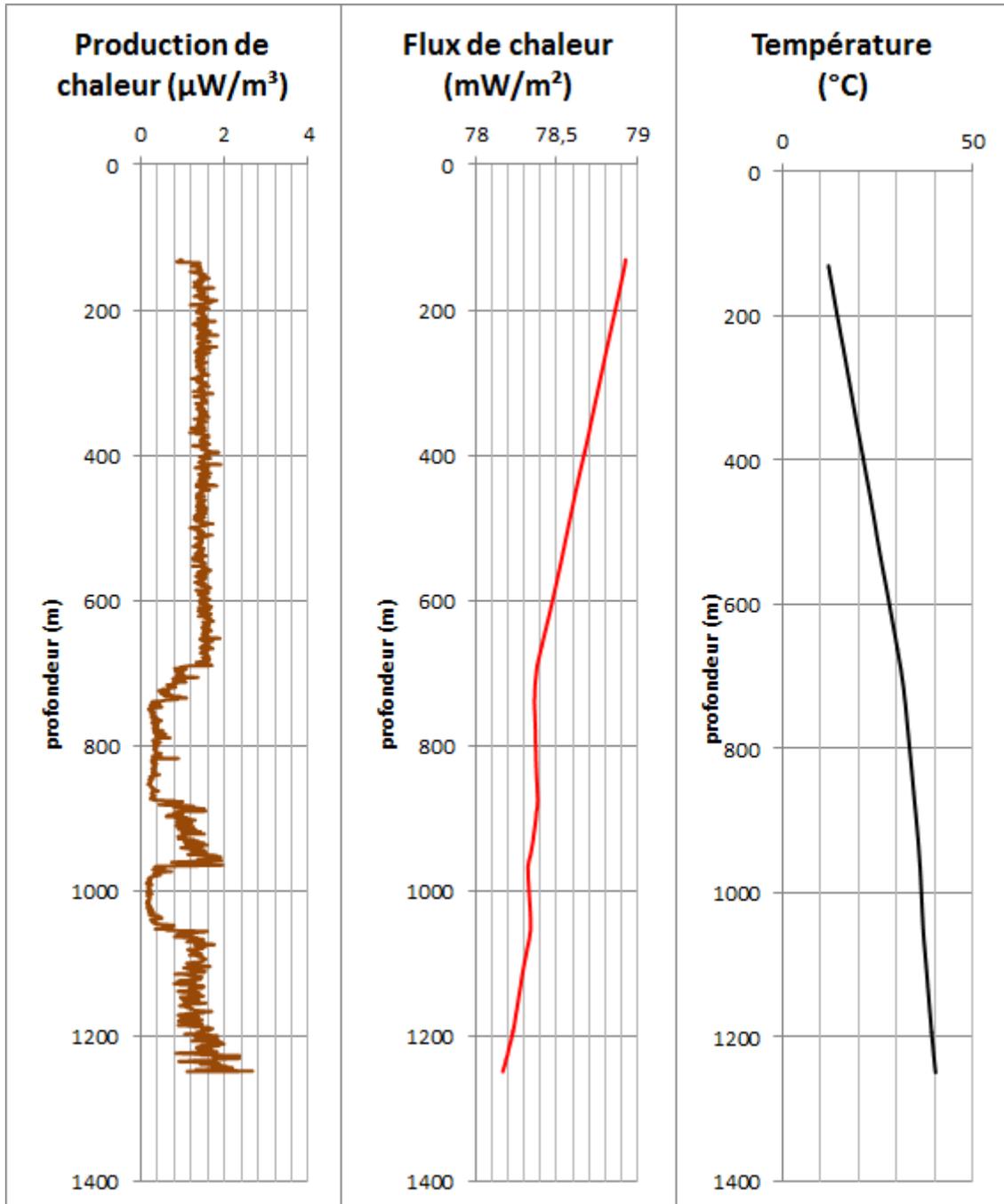
Puits 11 : A149



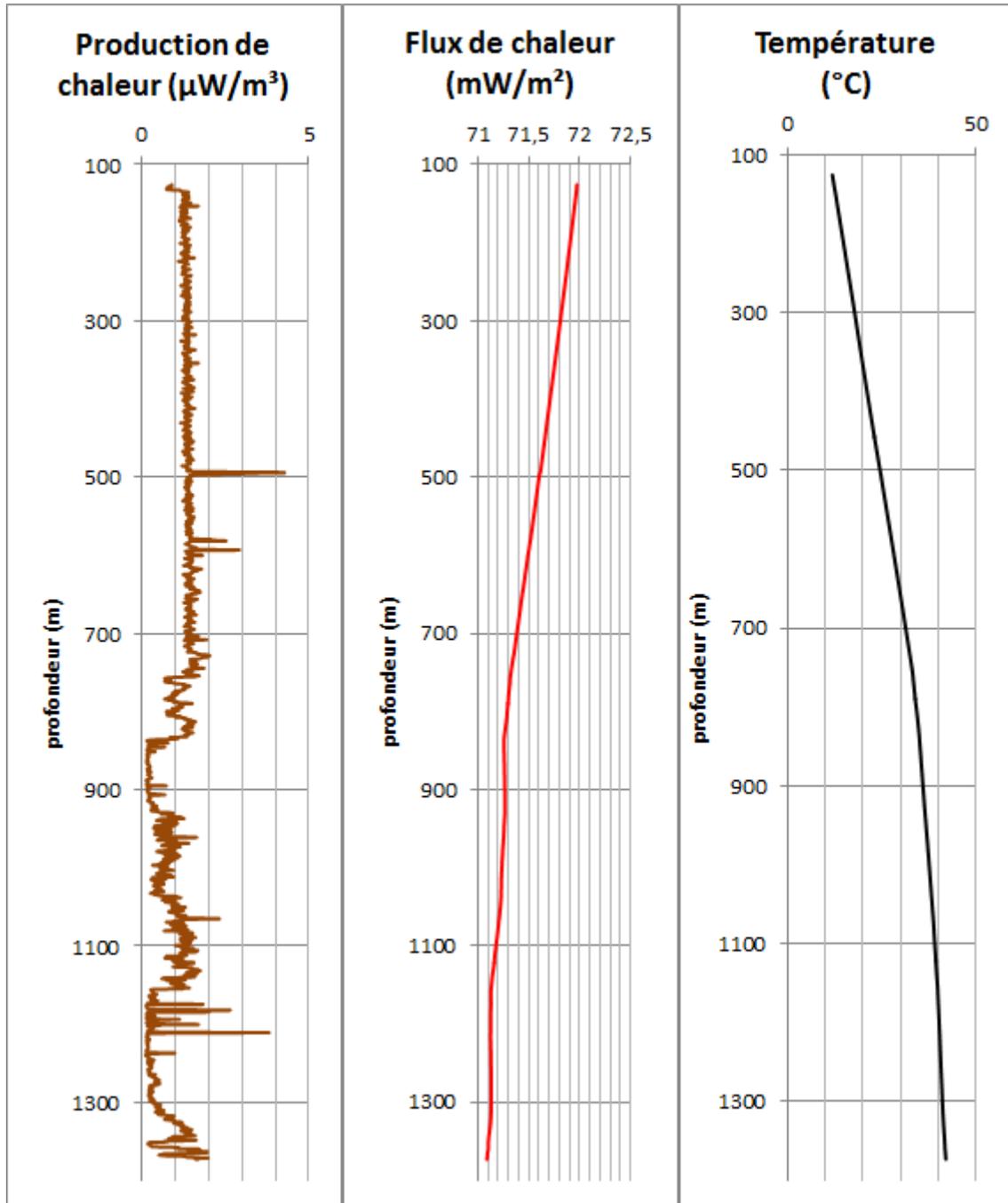
Puits 12 : A150



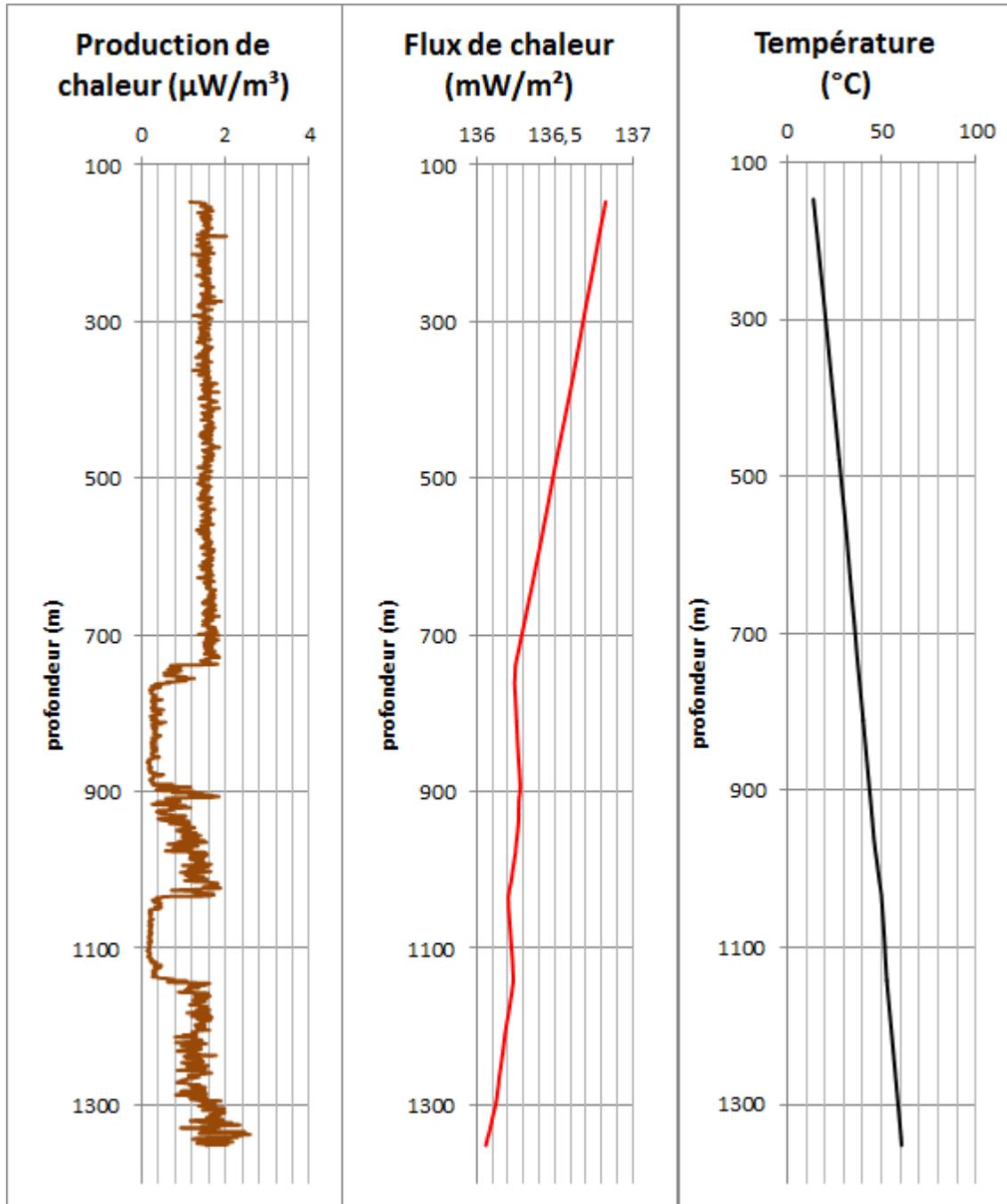
Puits 13 : A151



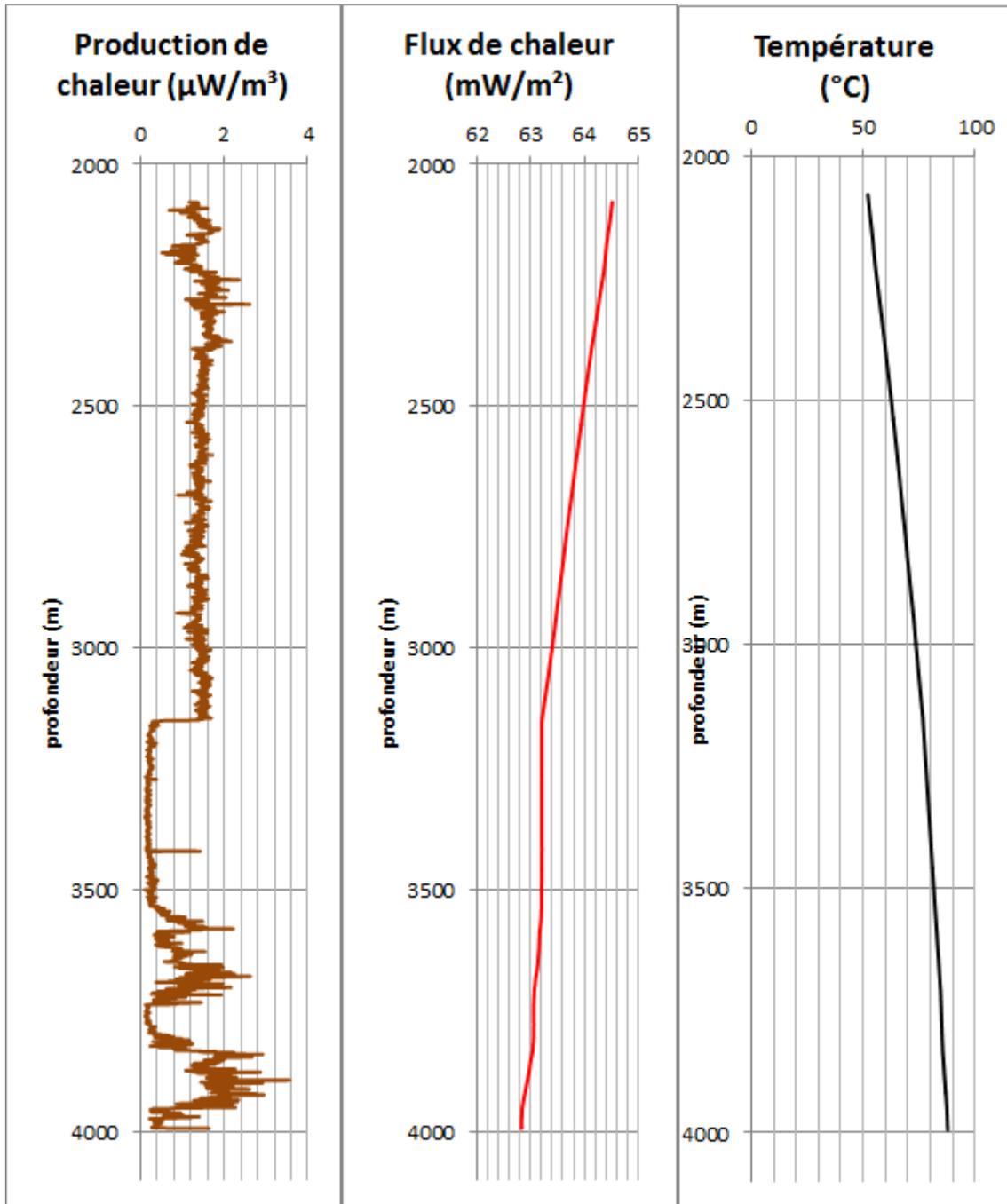
Puits 14 : A152



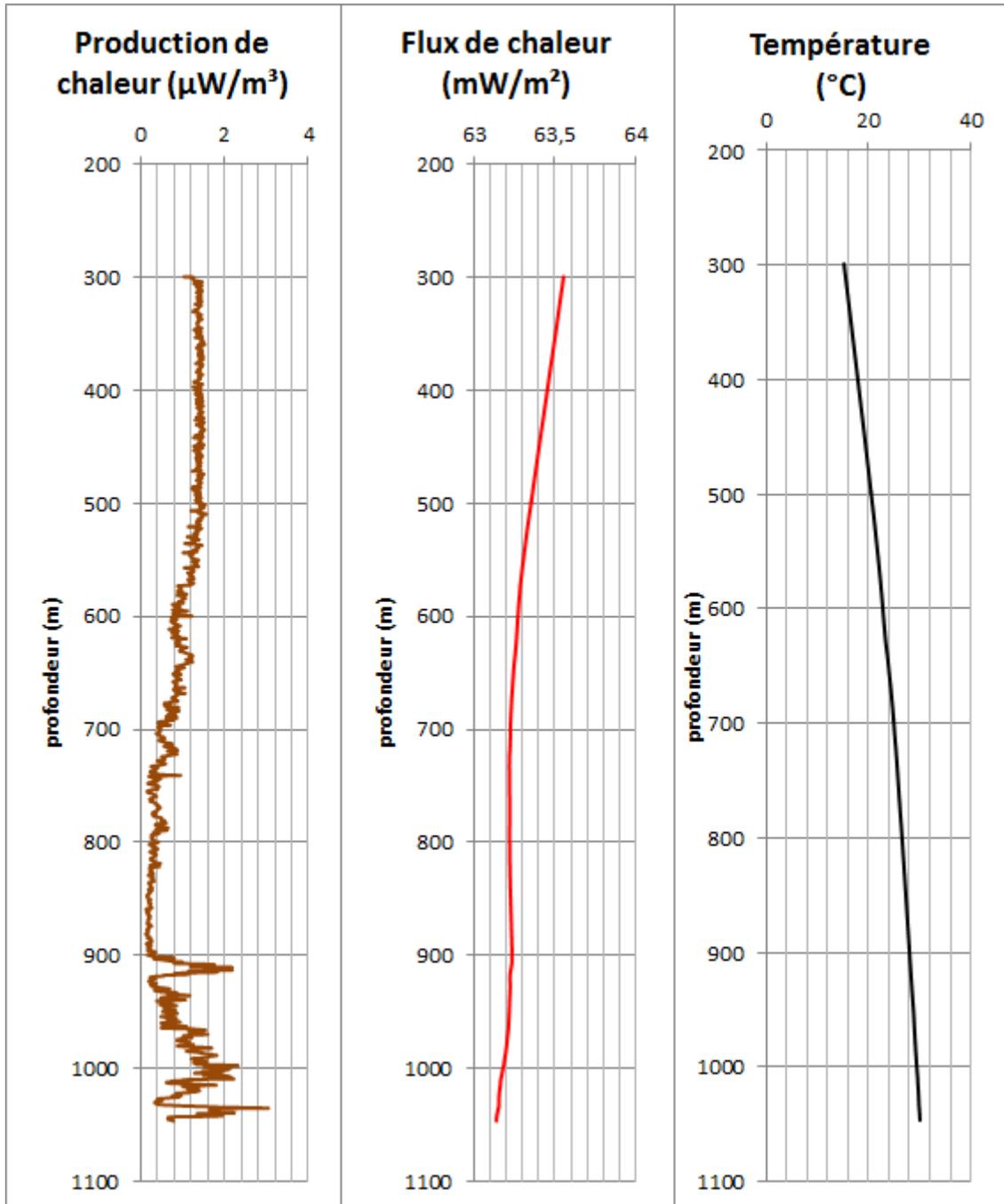
Puits 15 : A156



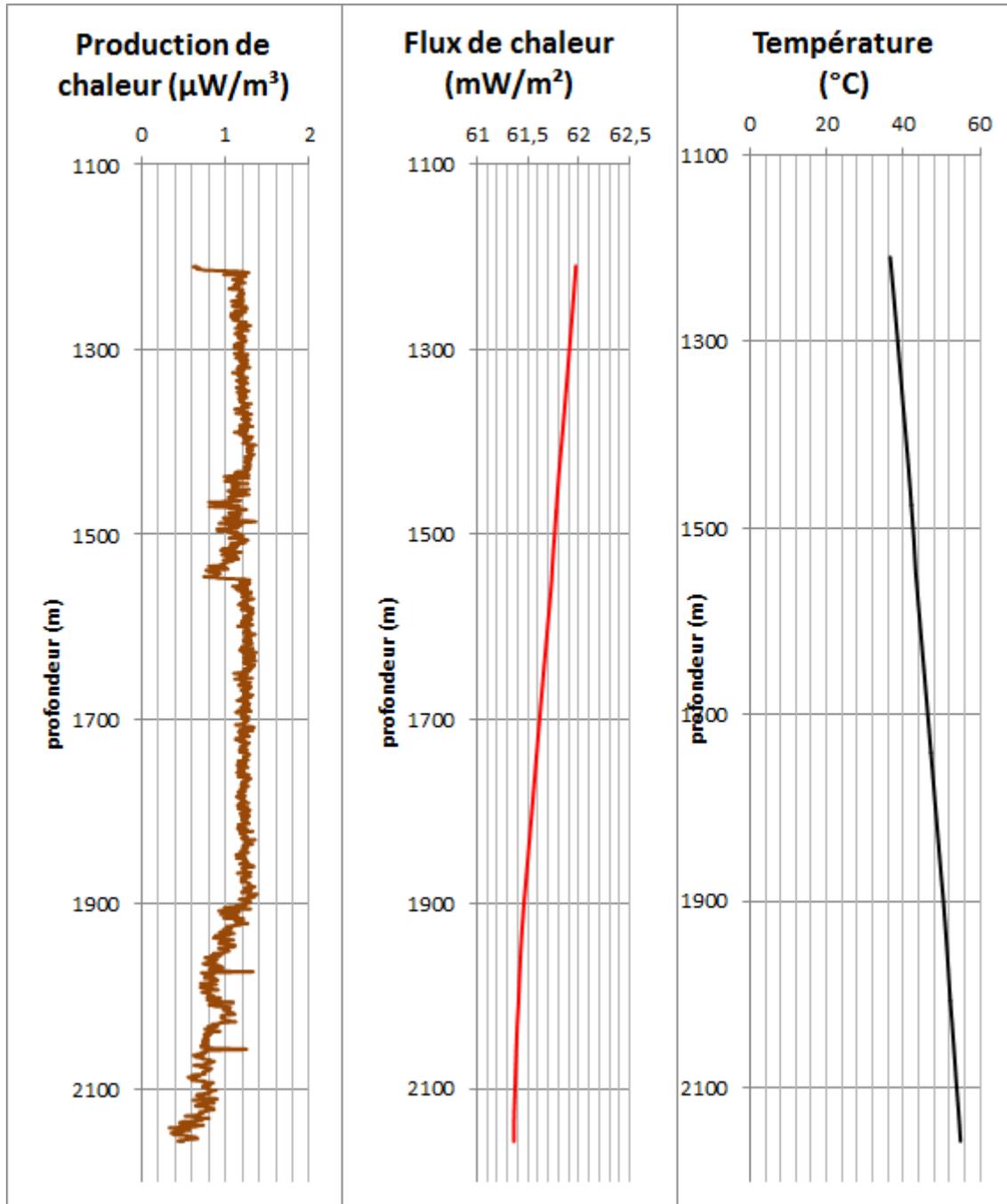
Puits 16 : A157



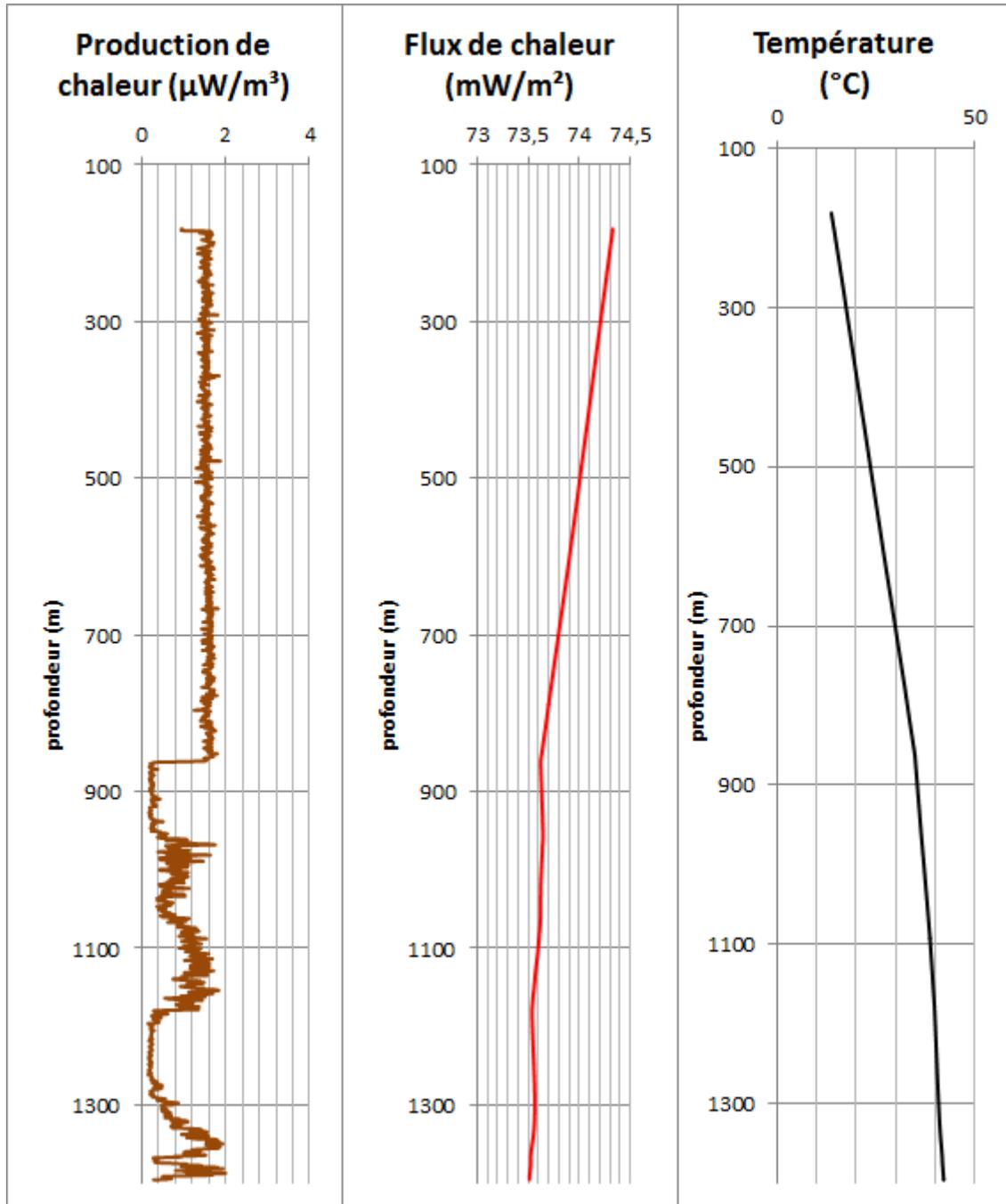
Puits 17 : A158



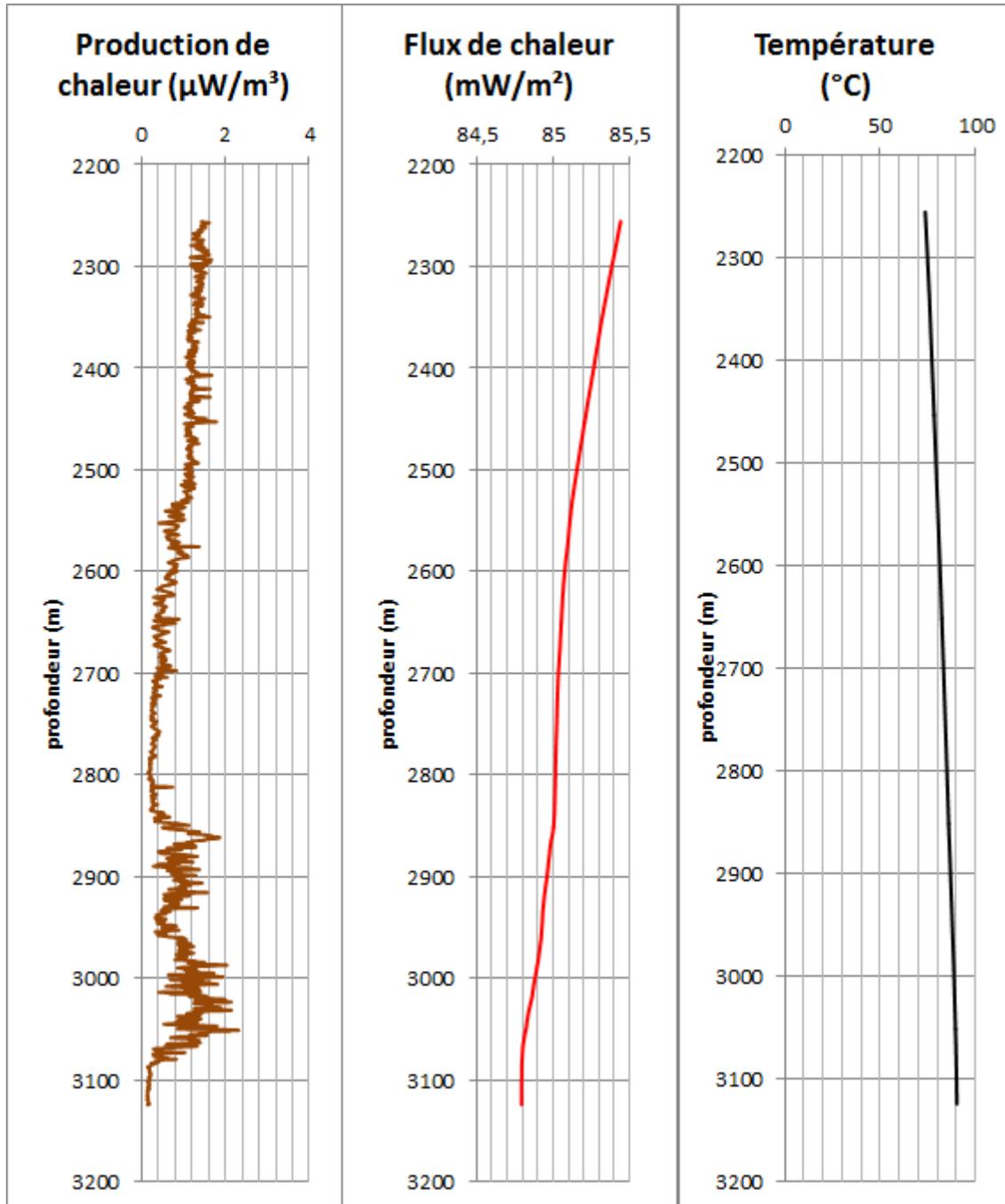
Puits 18 : A159



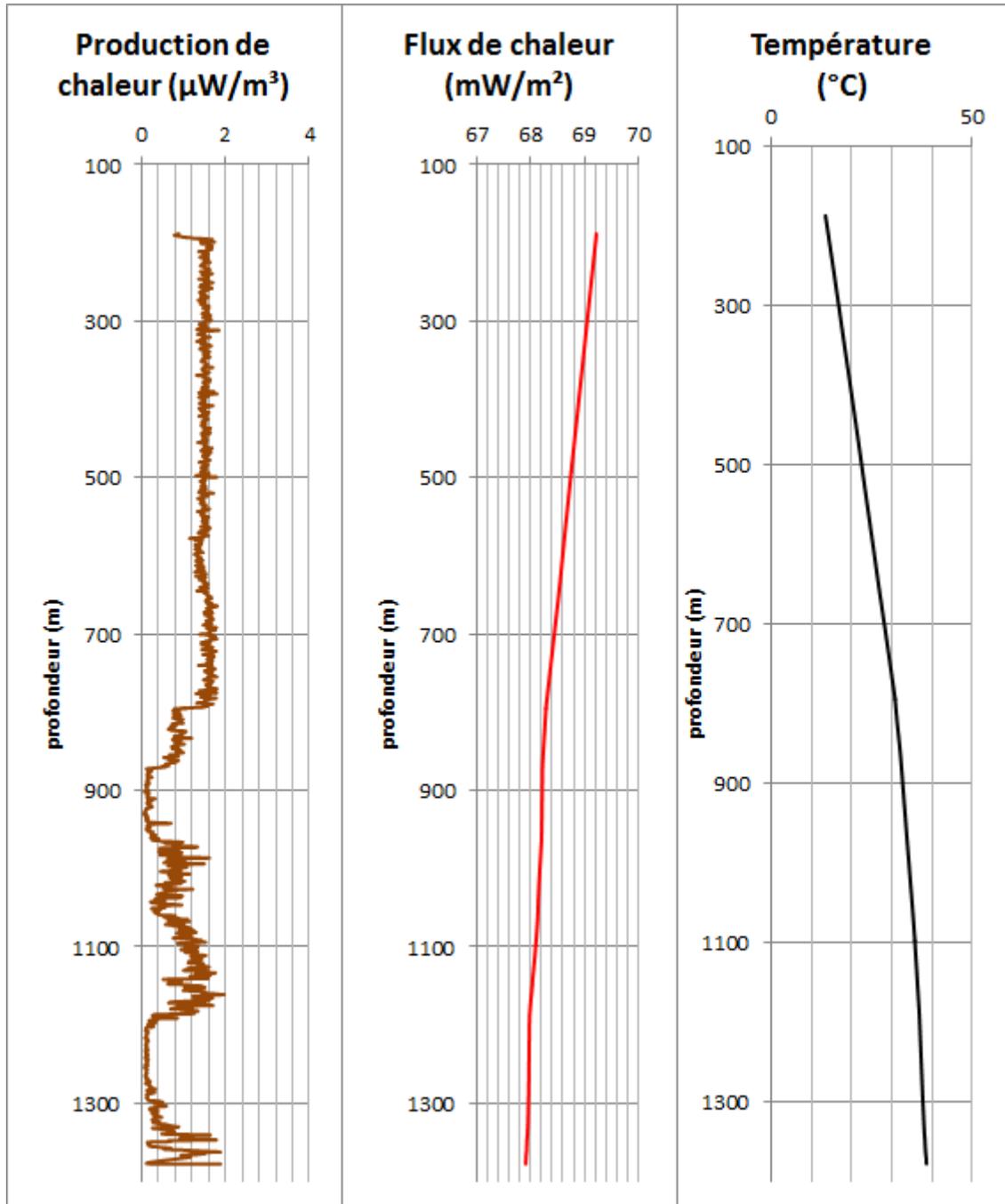
Puits 19 : A160



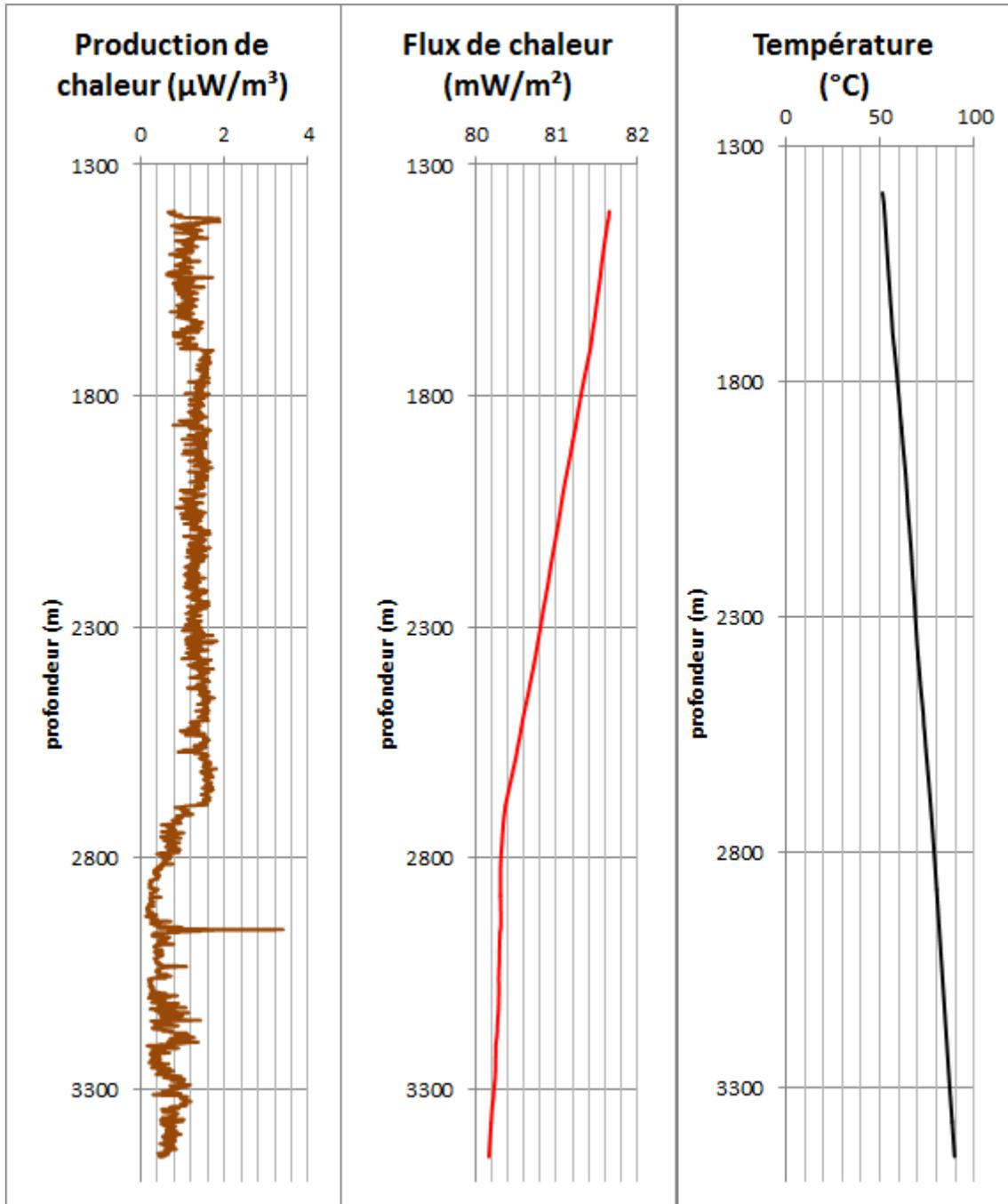
Puits 20 : A161



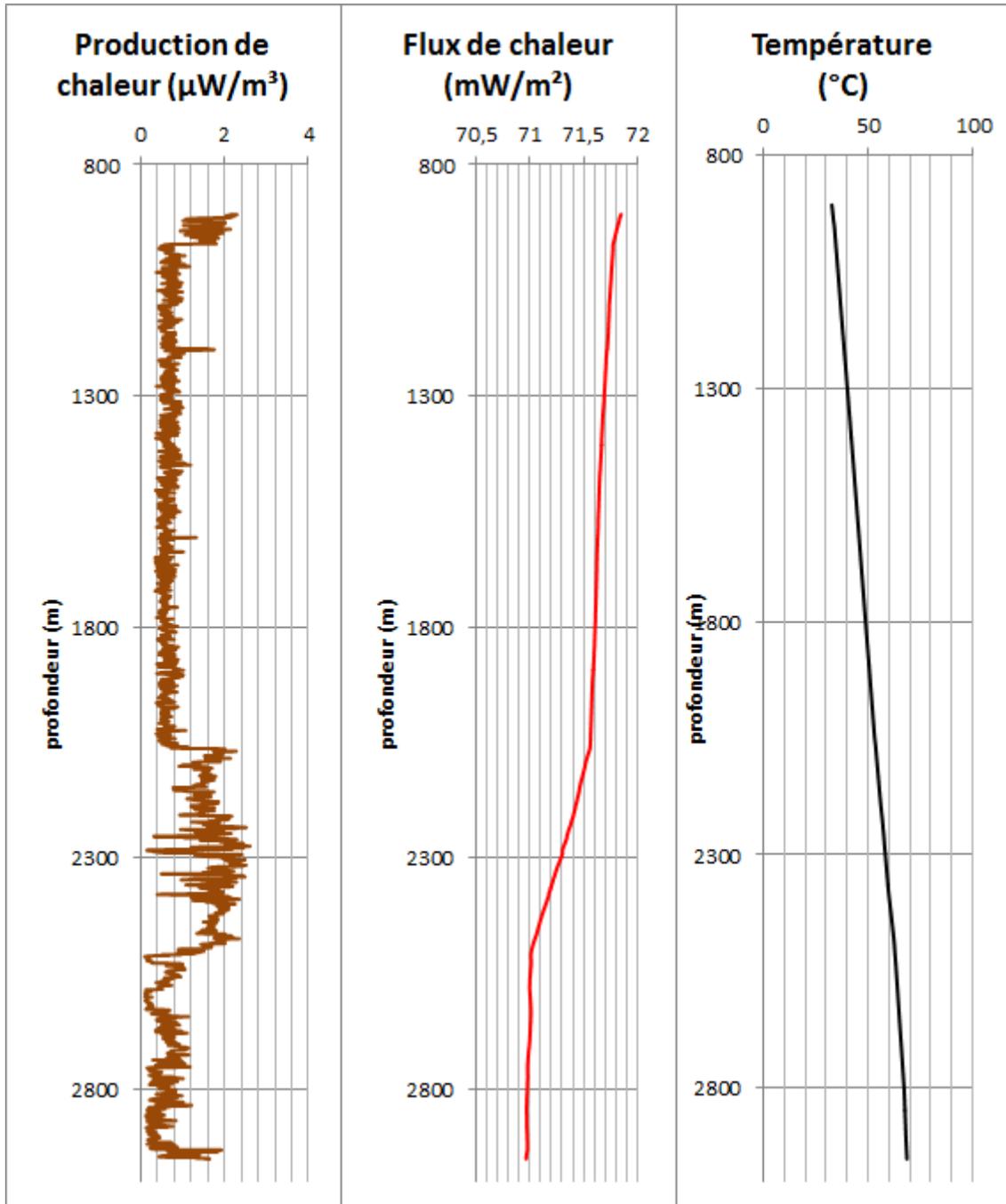
Puits 21 : A162



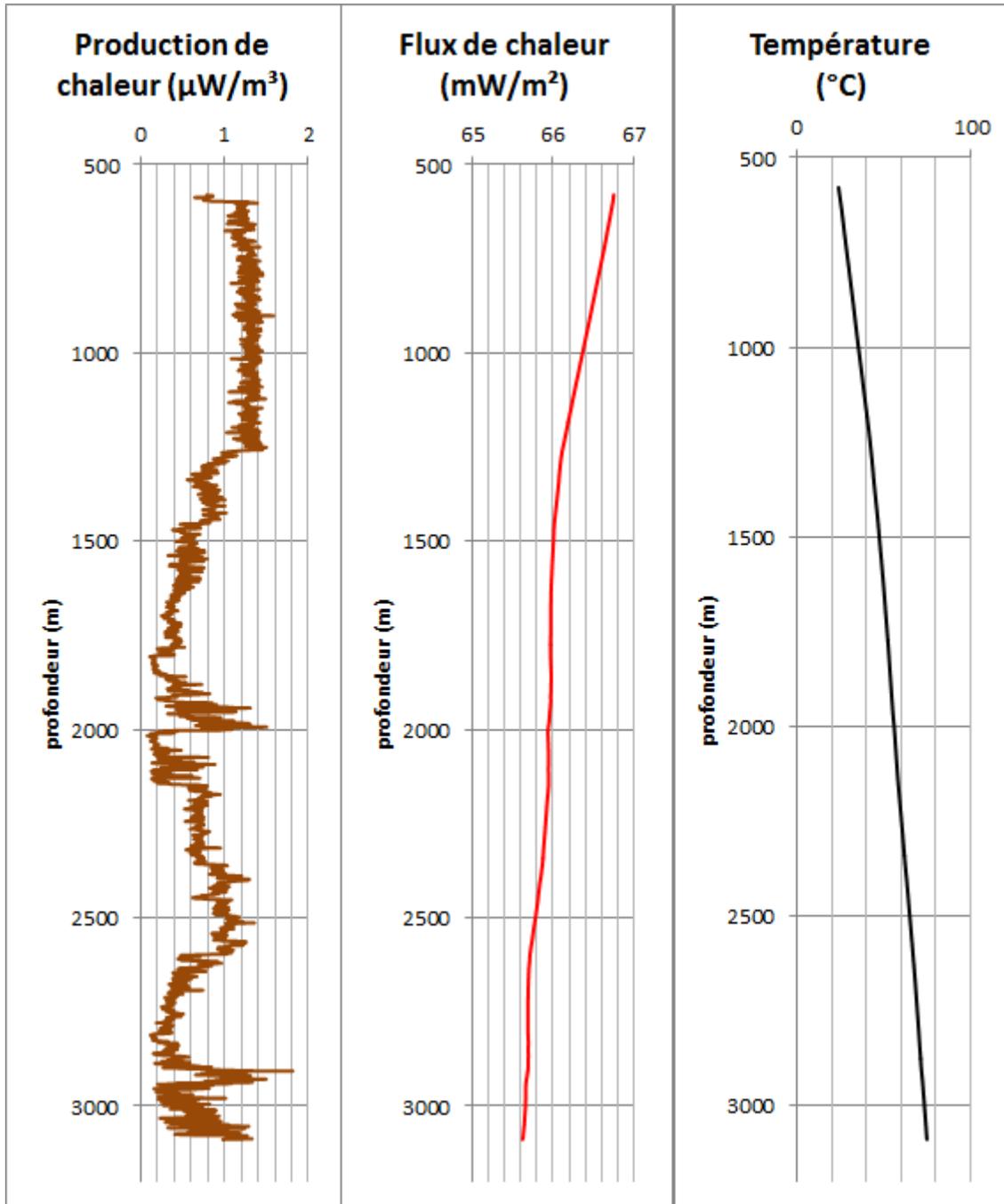
Puits 22 : A165



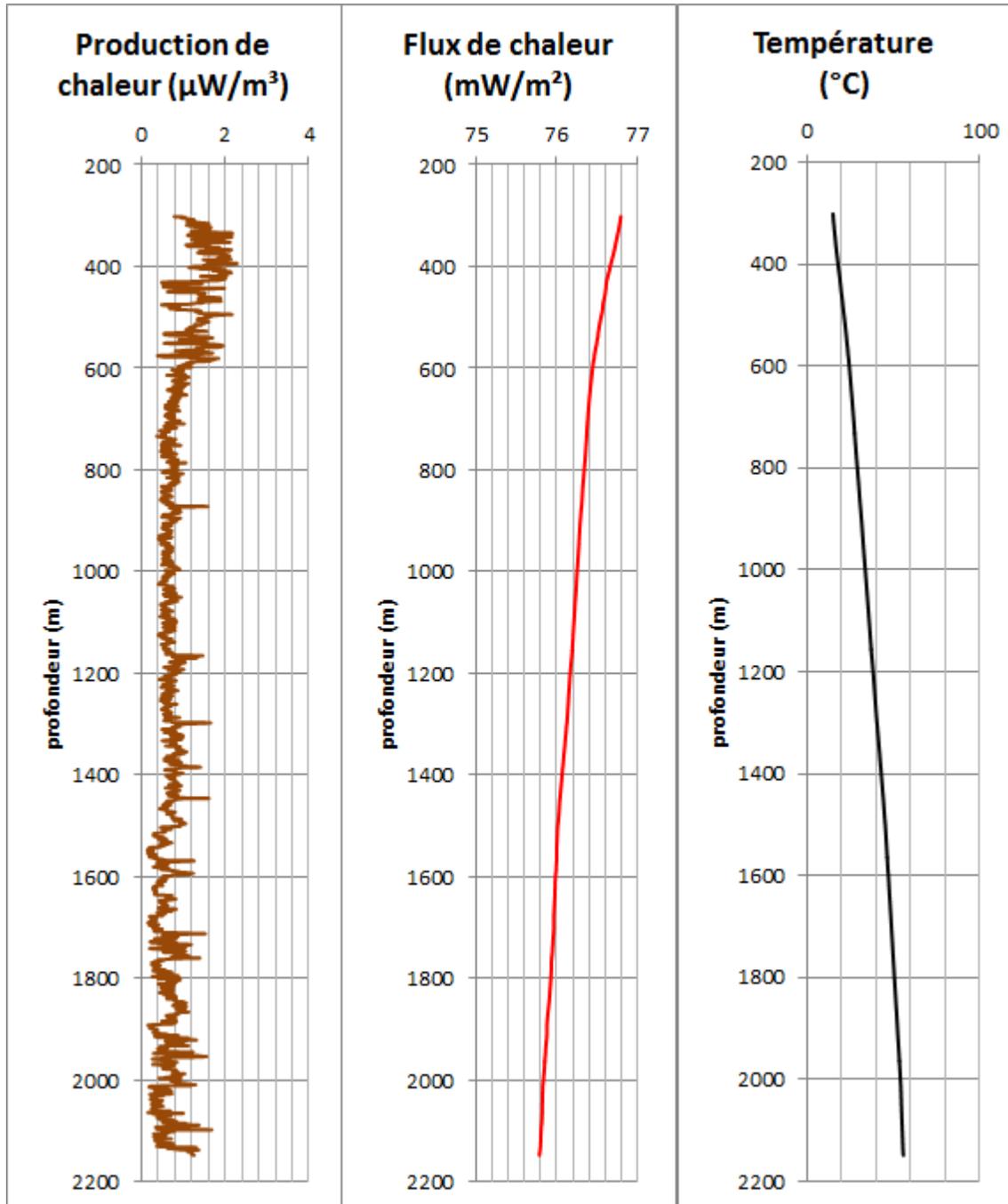
Puits 23 : A166



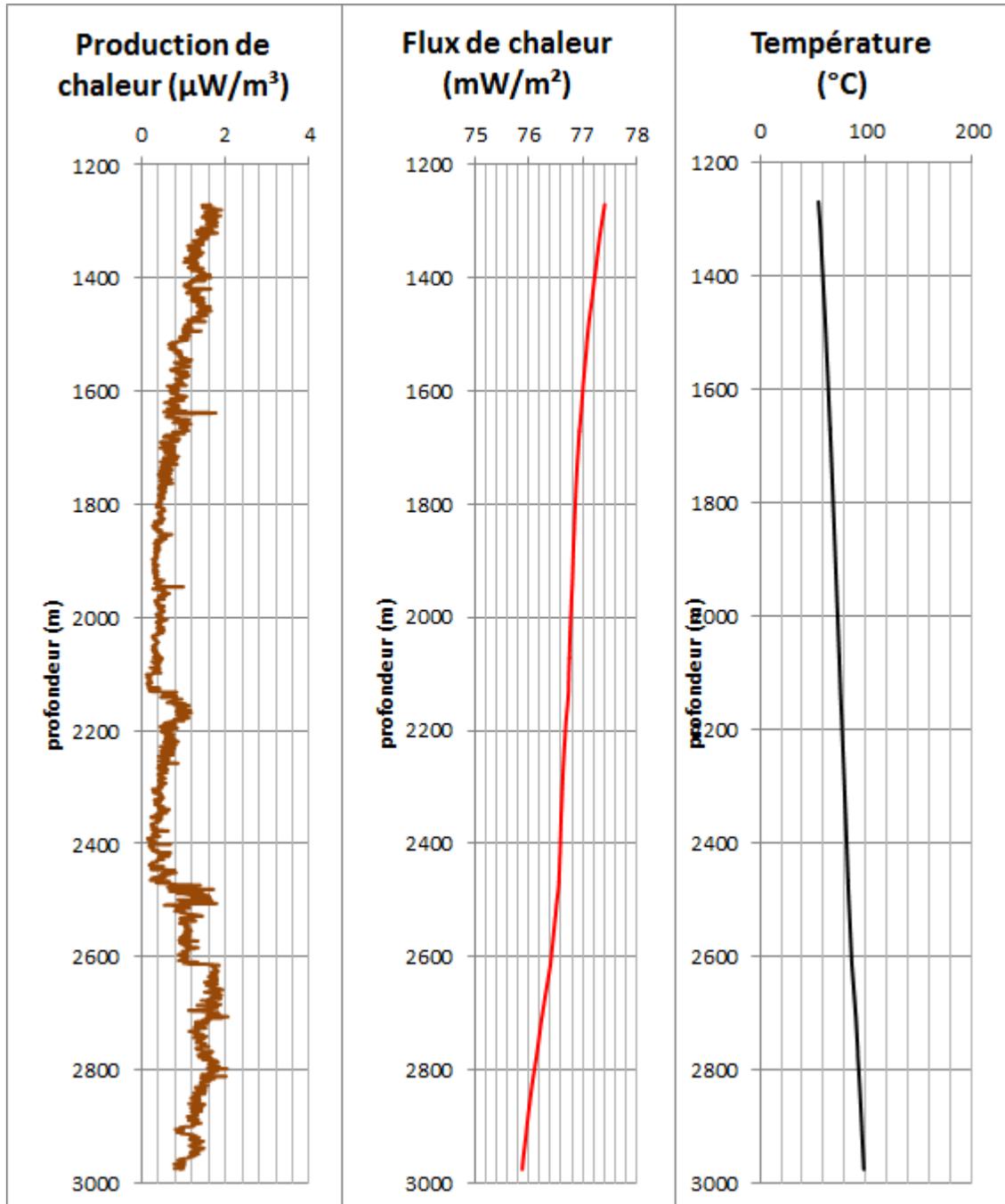
Puits 24 : A167



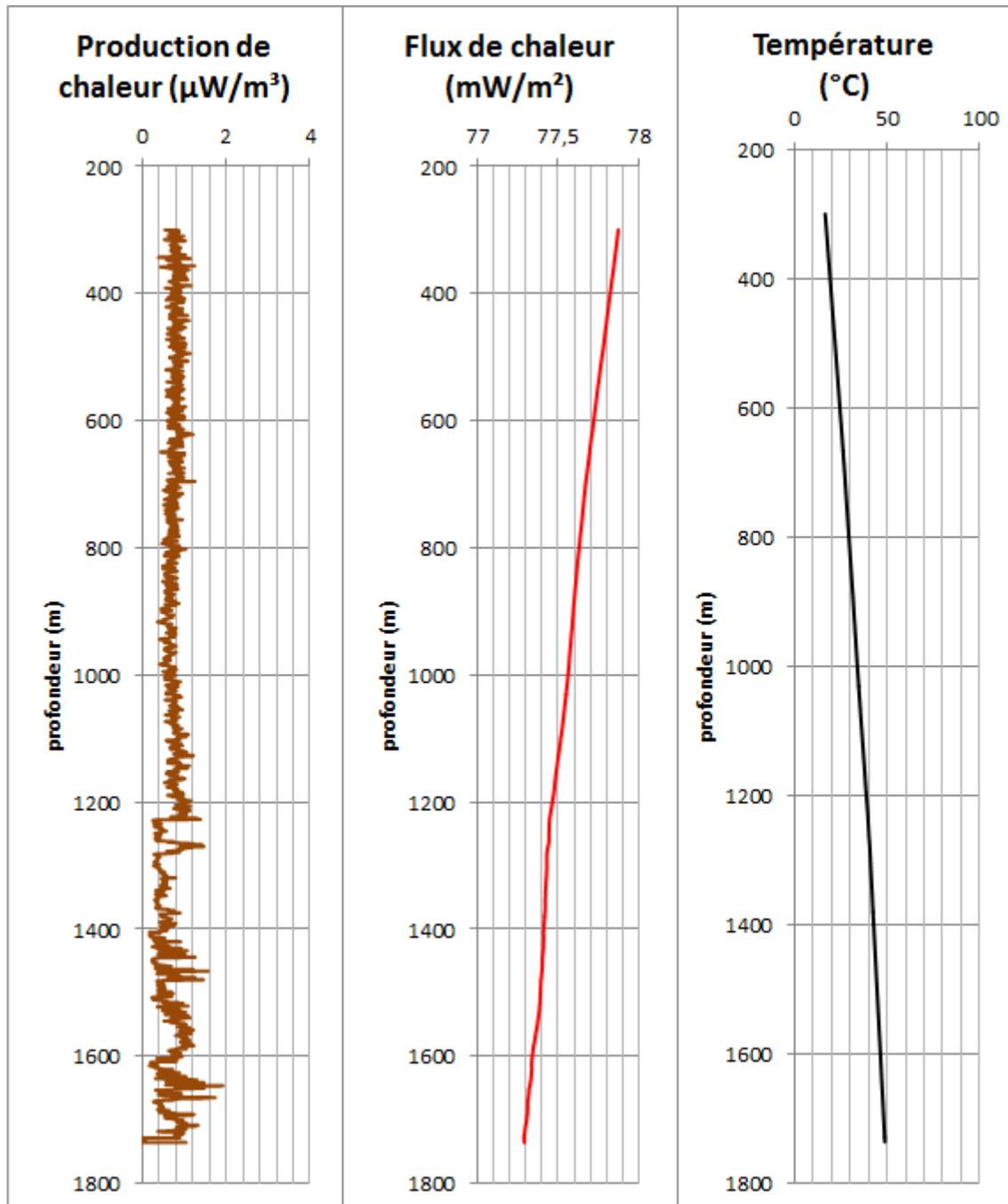
Puits 25 : A170



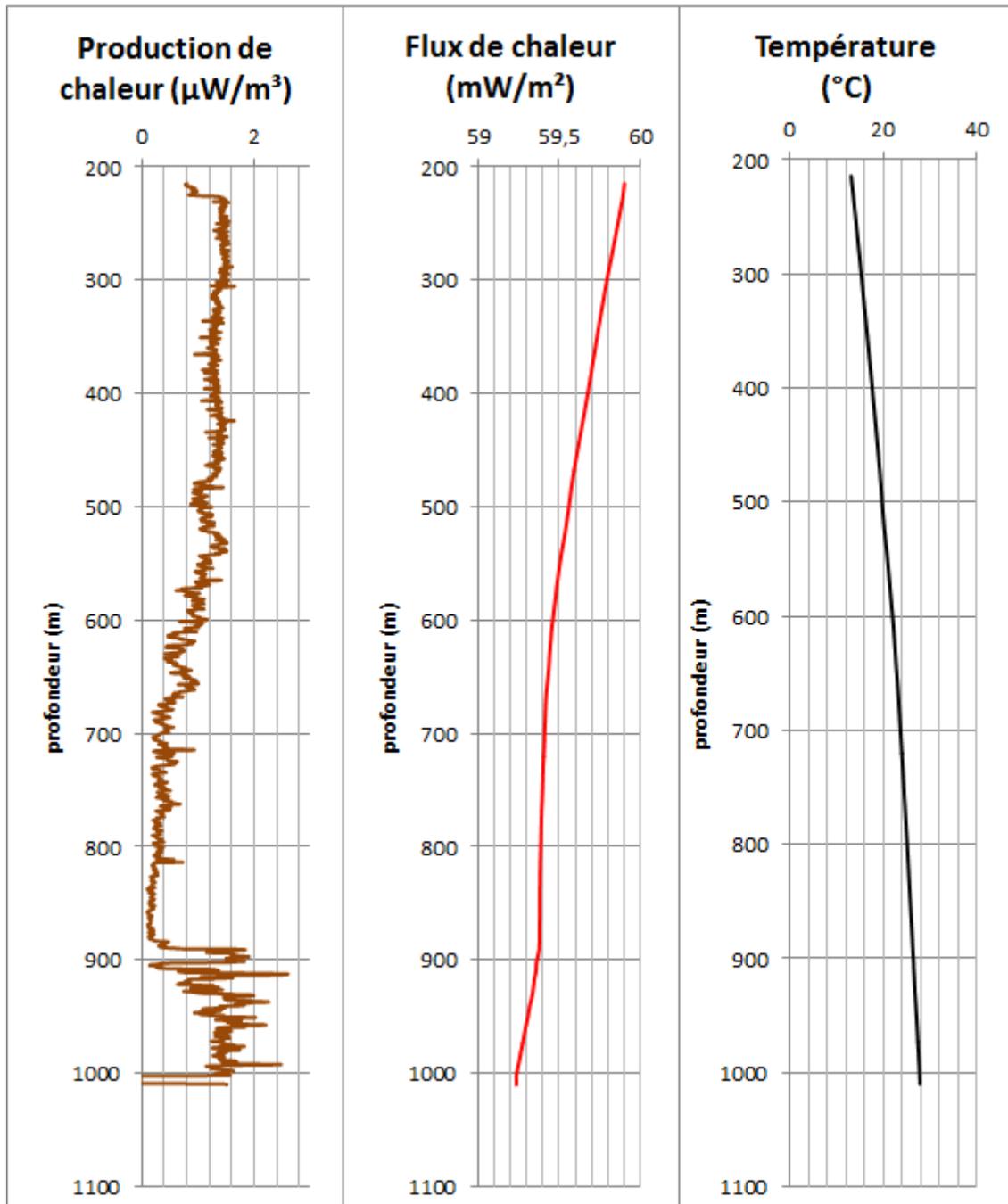
Puits 26 : A171



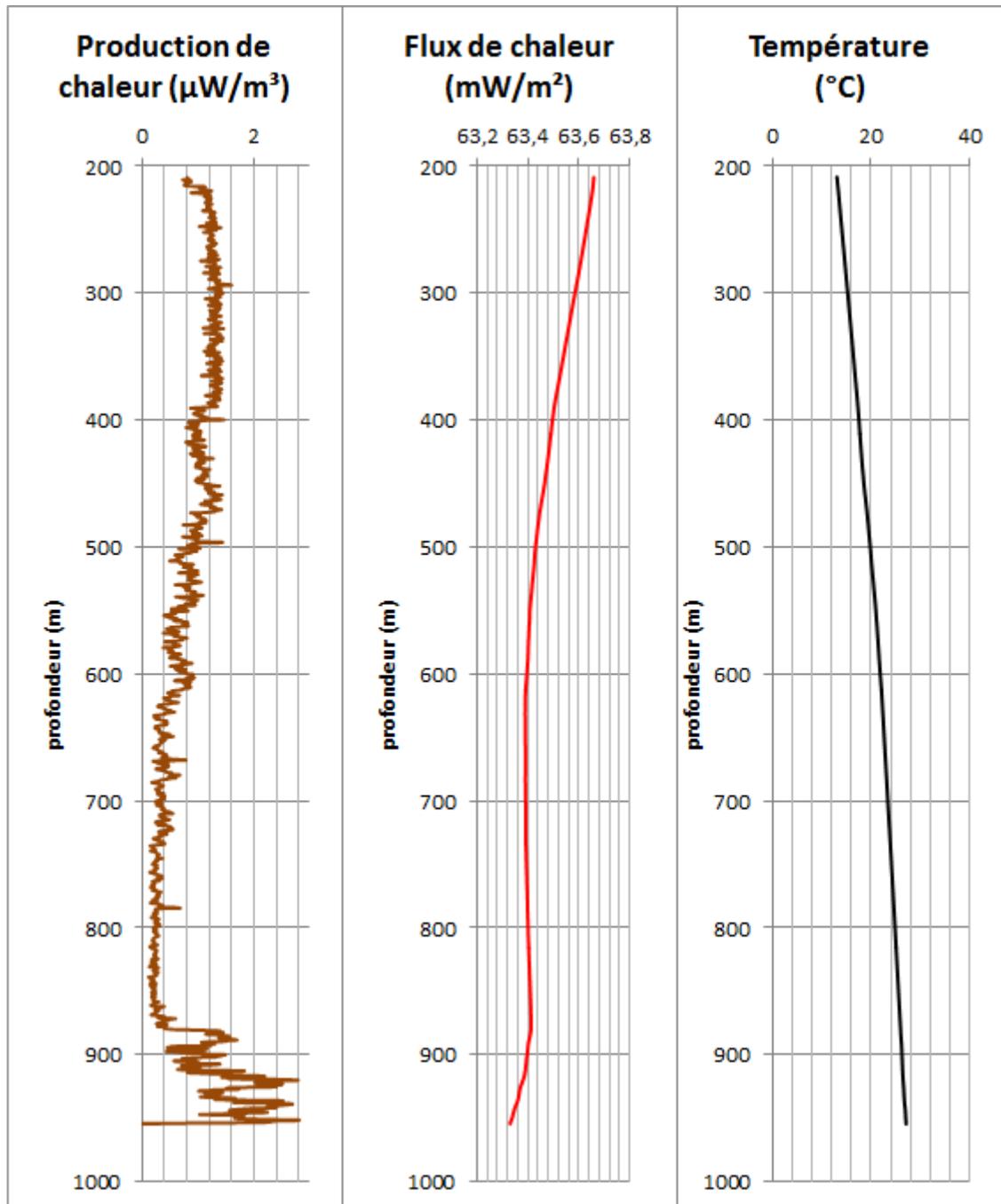
Puits 27 : A172



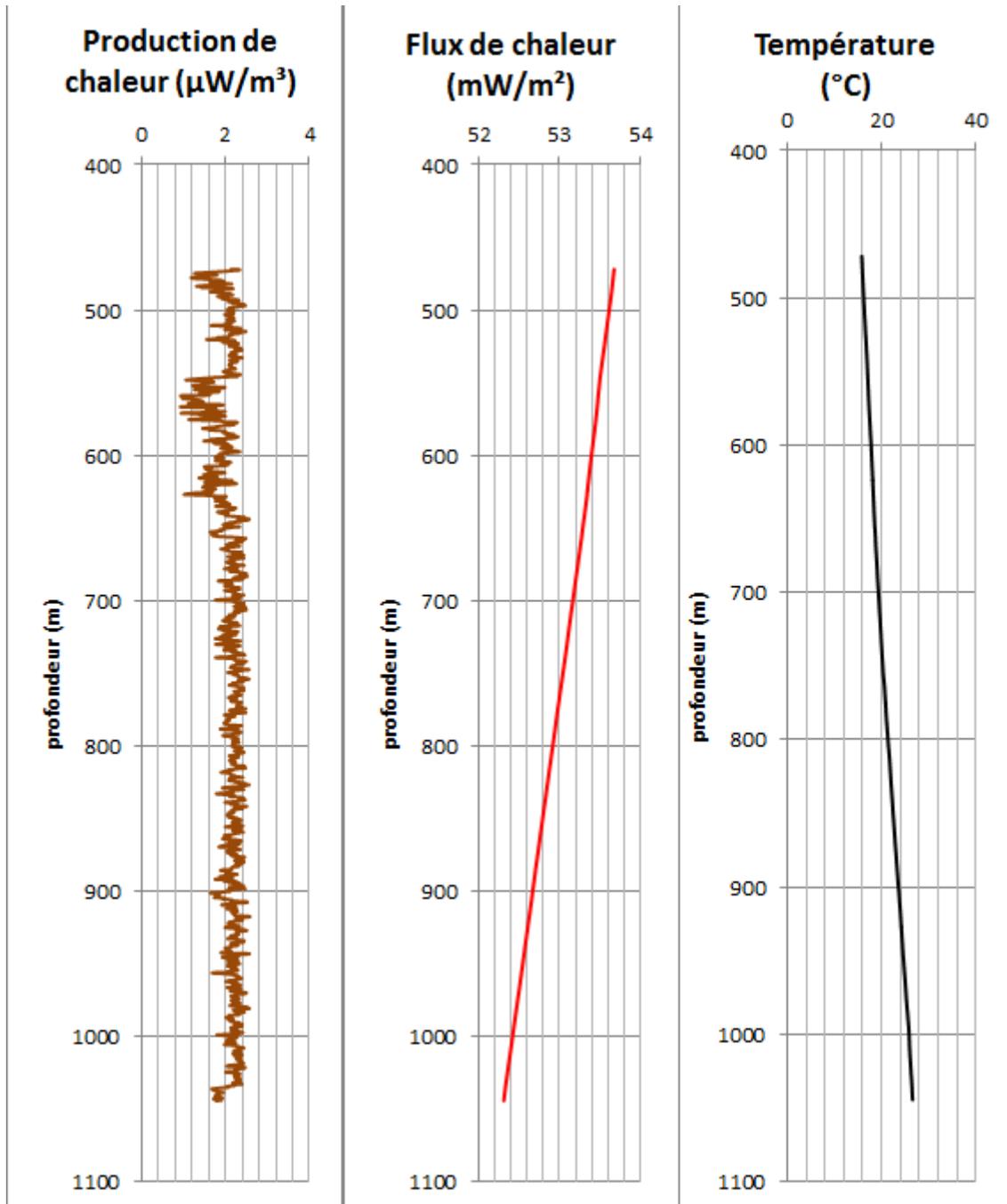
Puits 28 : A173



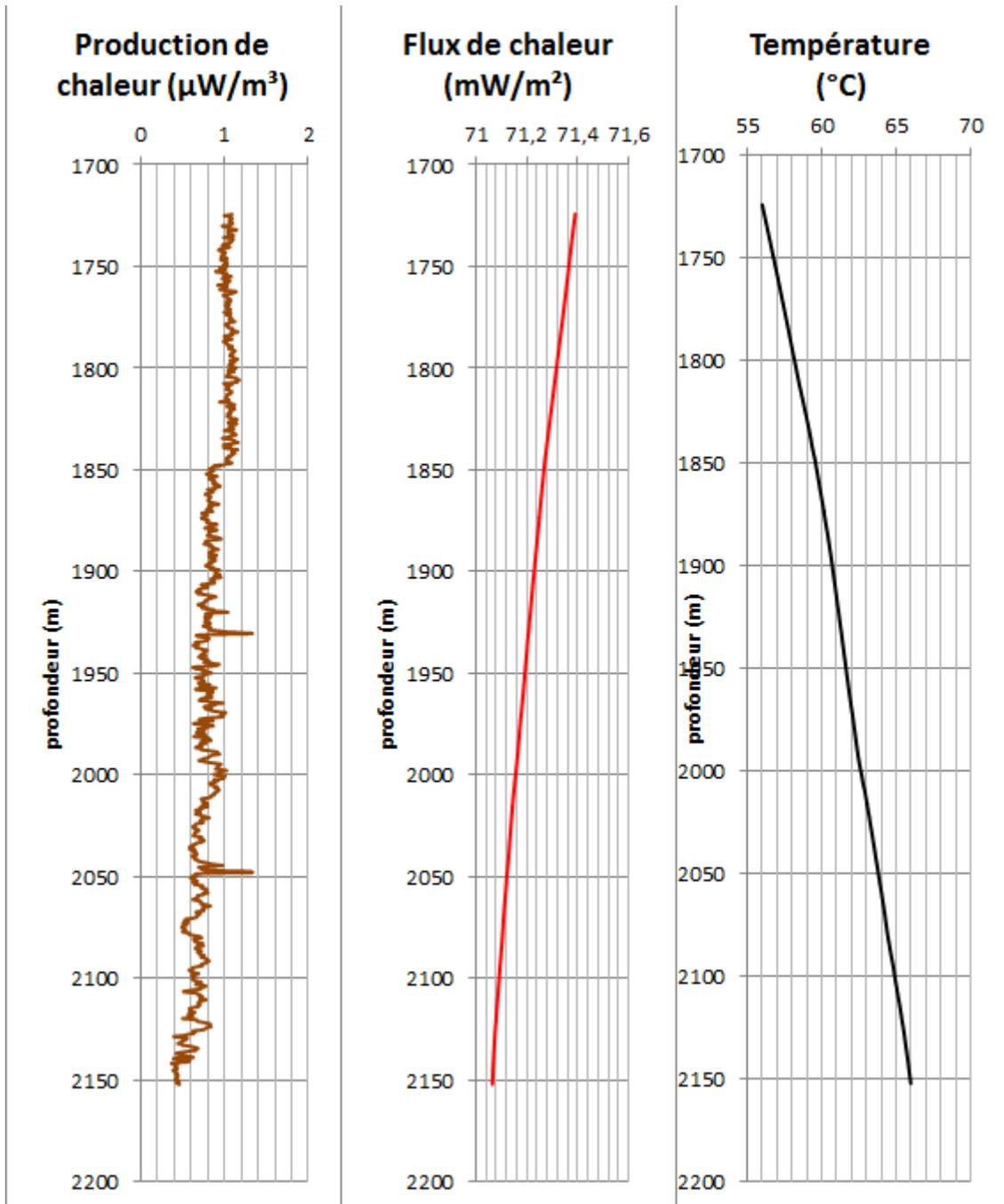
Puits 29 : A174



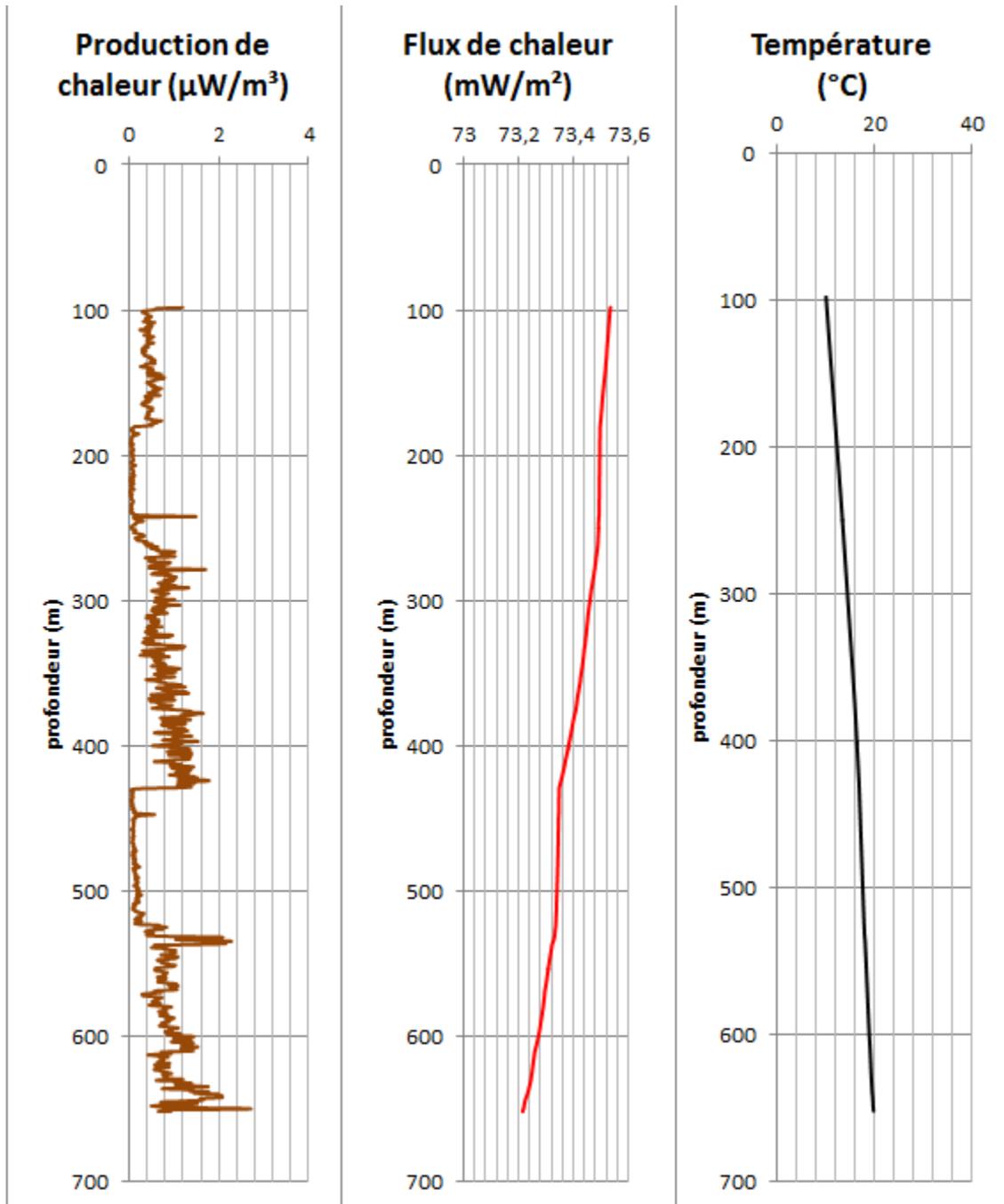
Puits 30 : A175



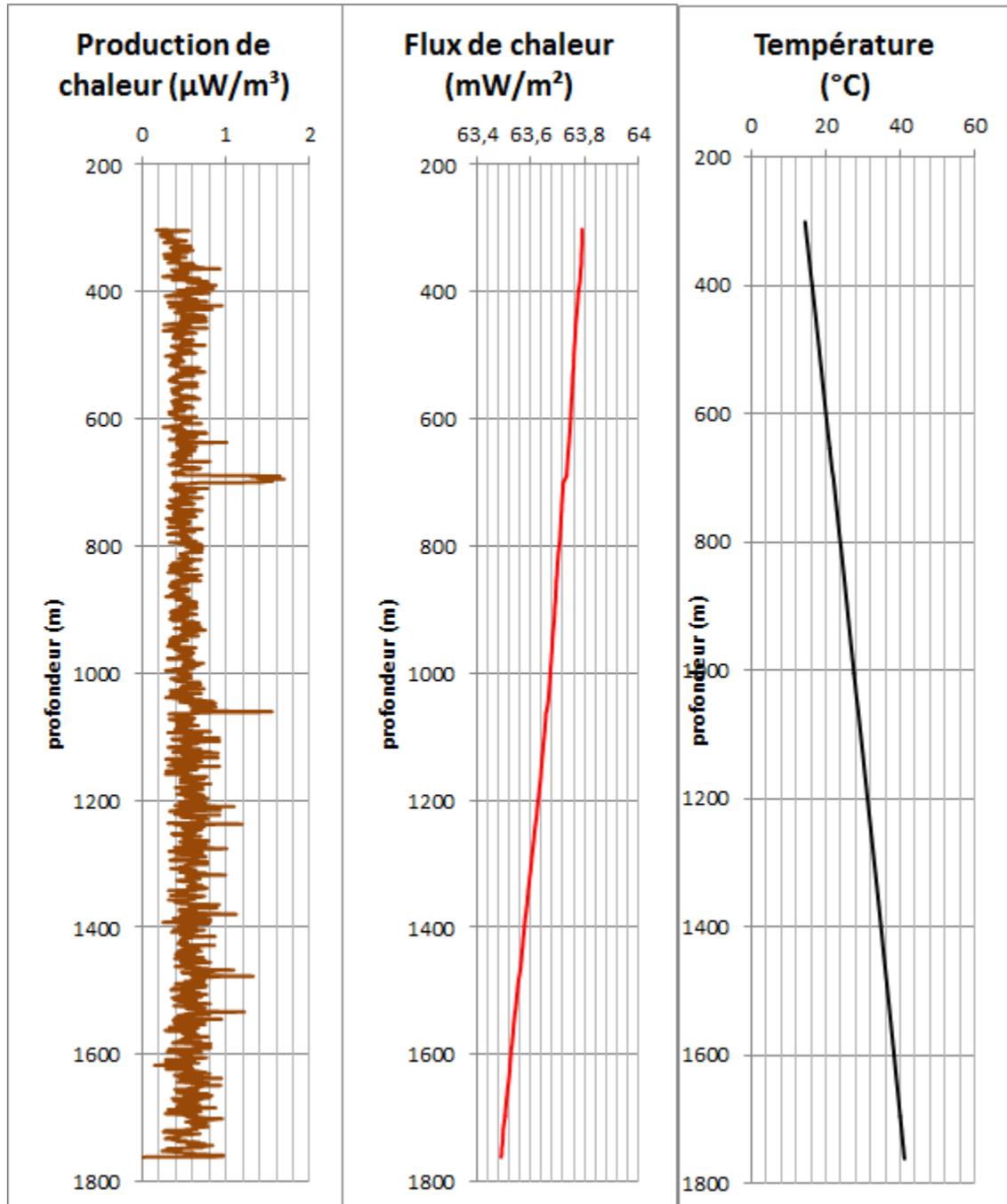
Puits 31 : A176



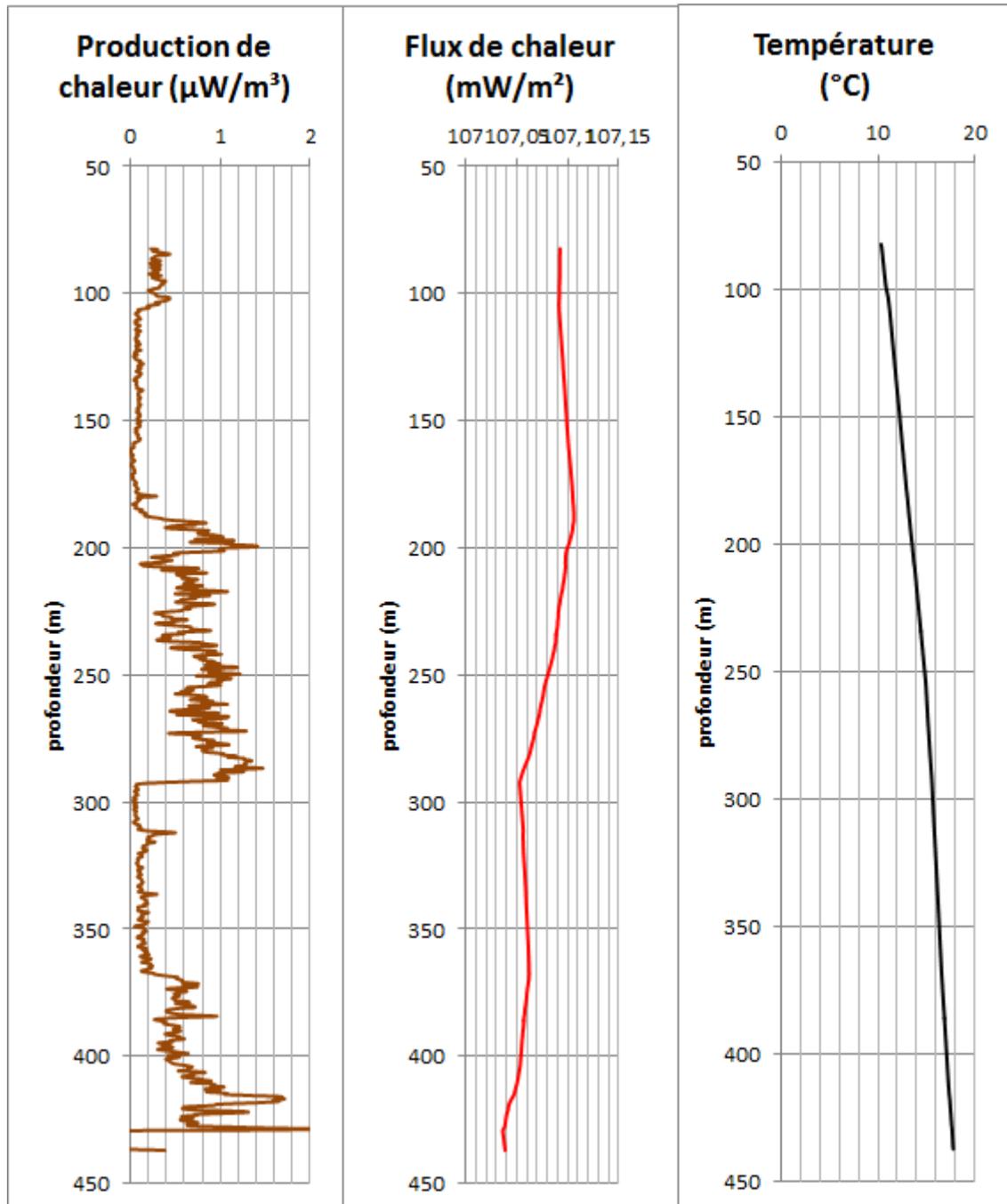
Puits 32 : A178



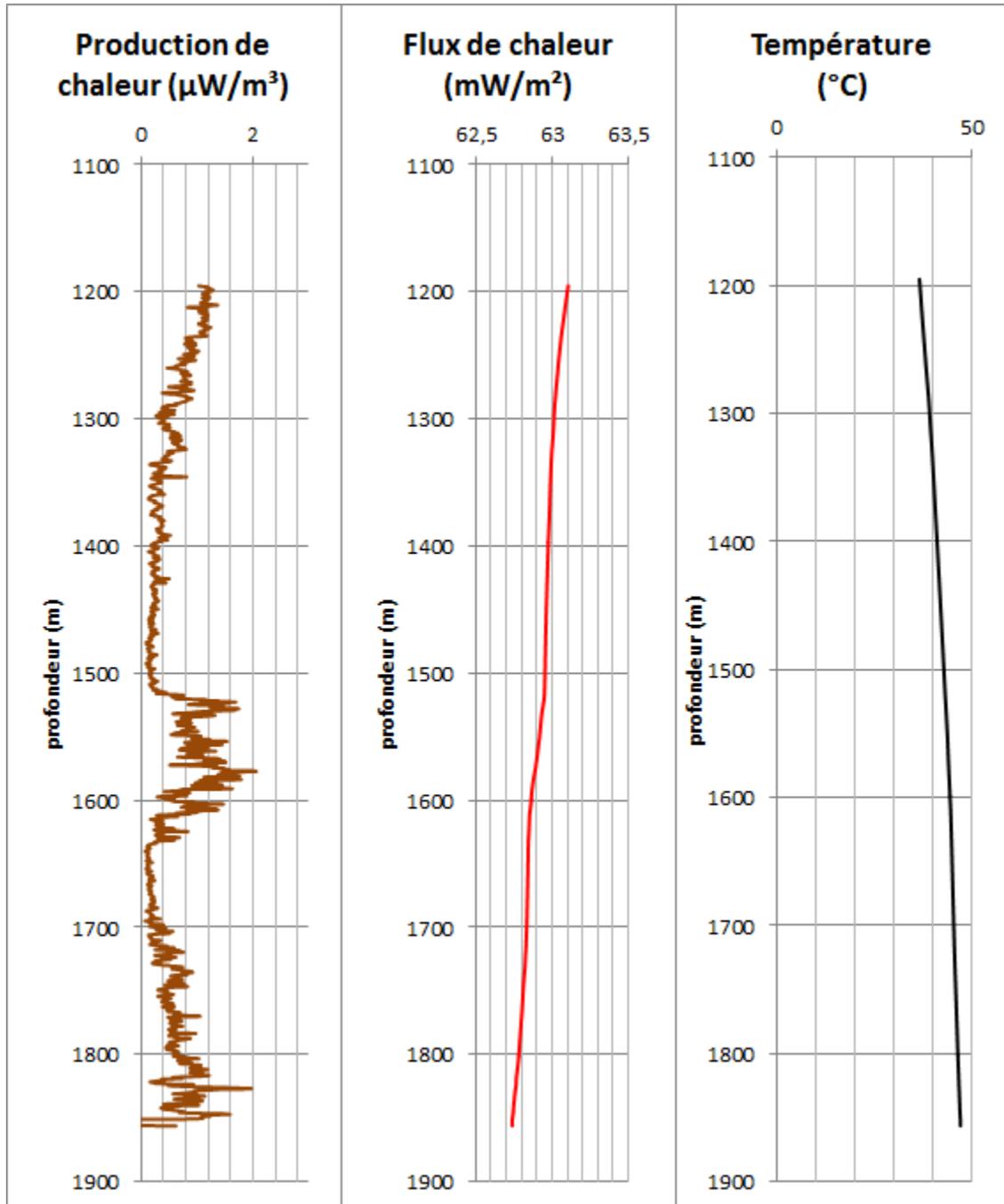
Puits 33 : A179



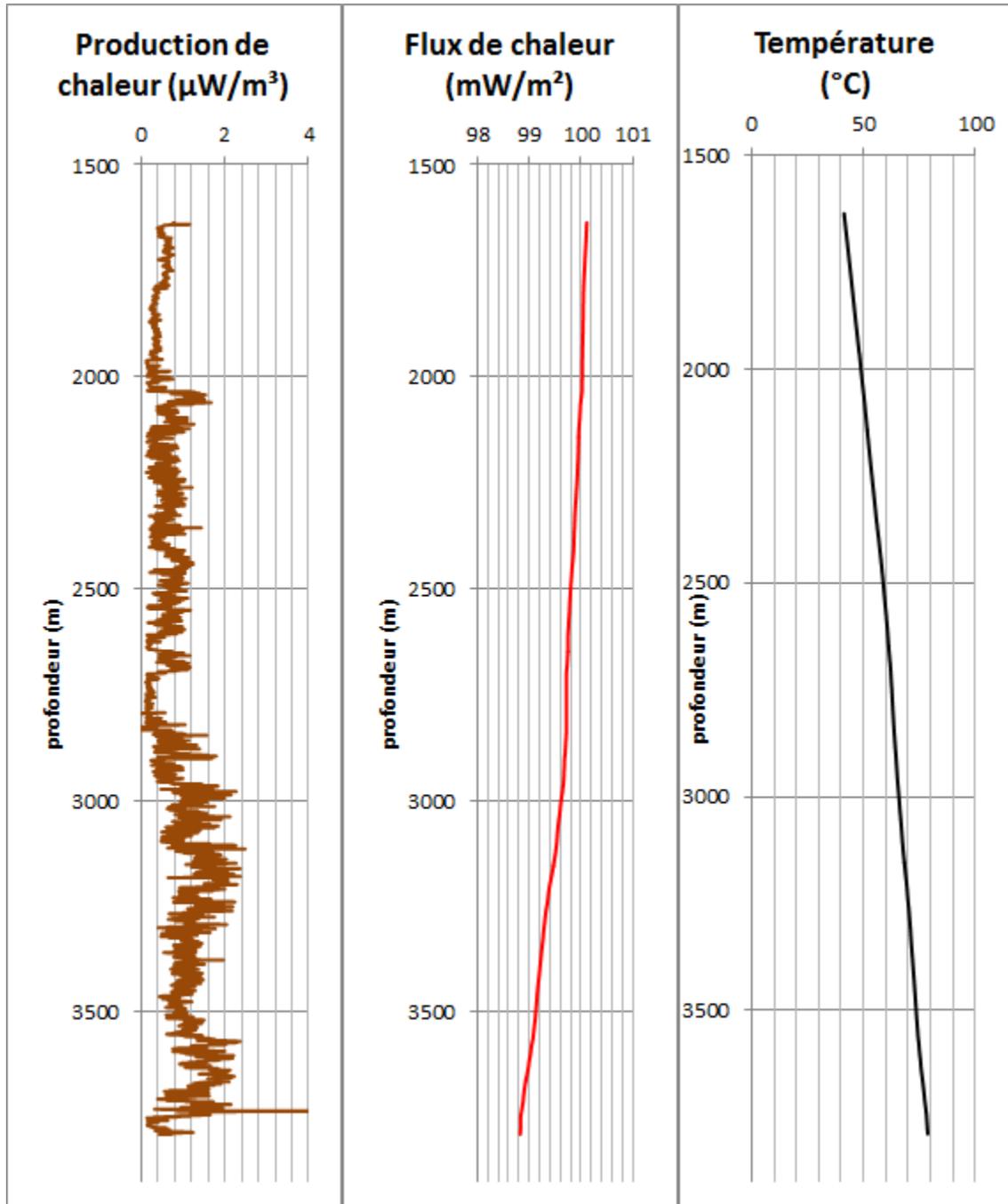
Puits 34 : A180



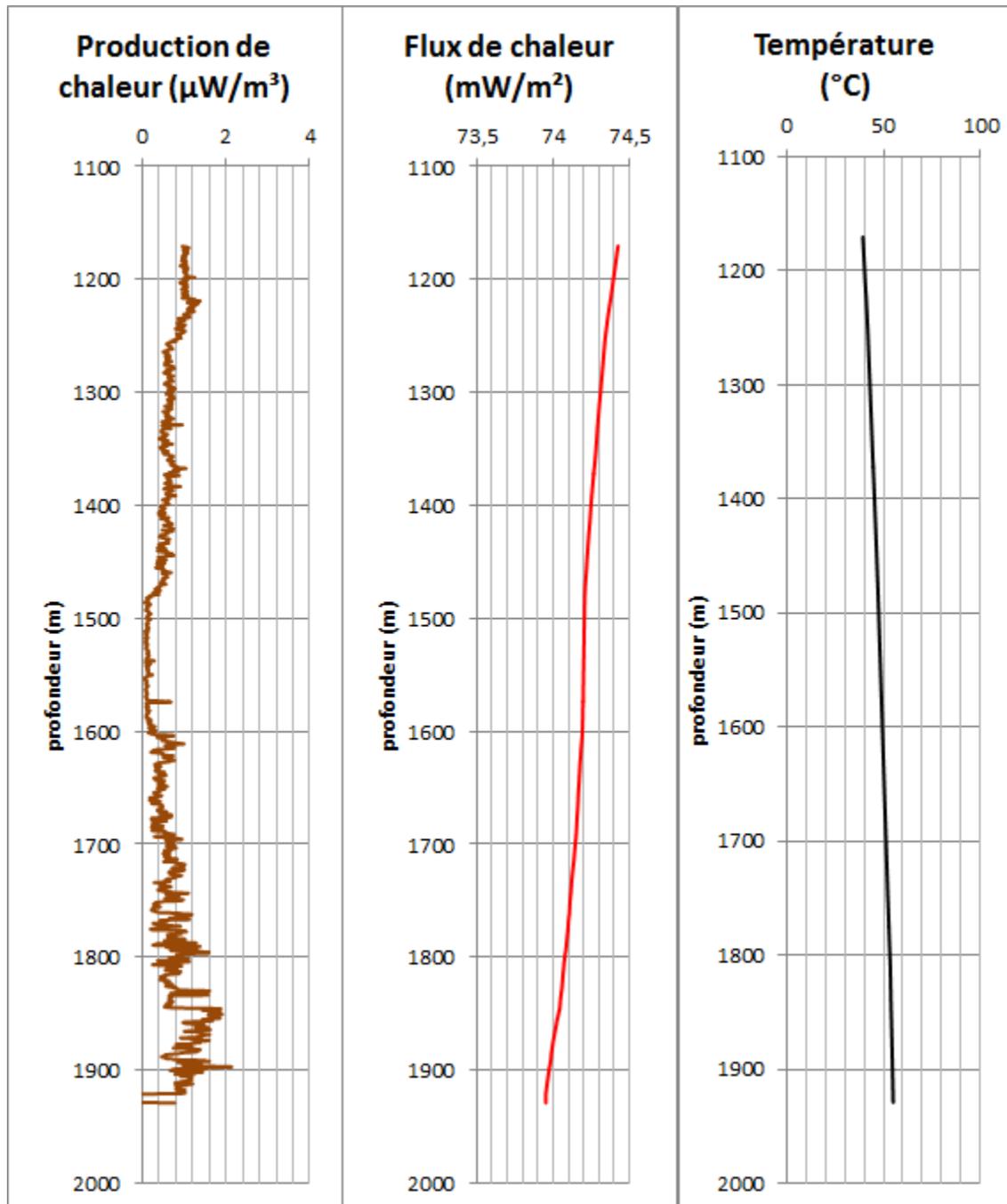
Puits 35 : A181



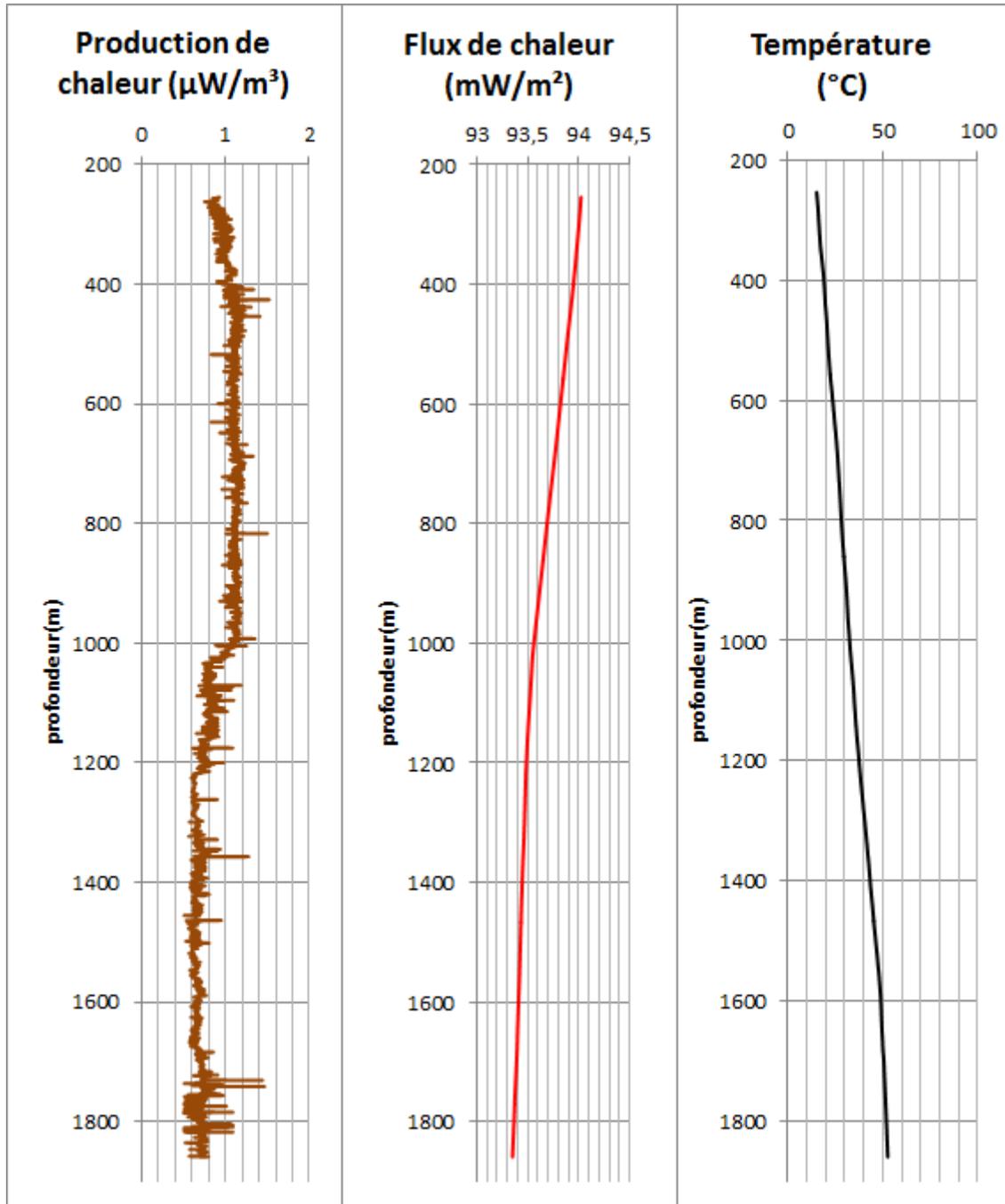
Puits 36: A184



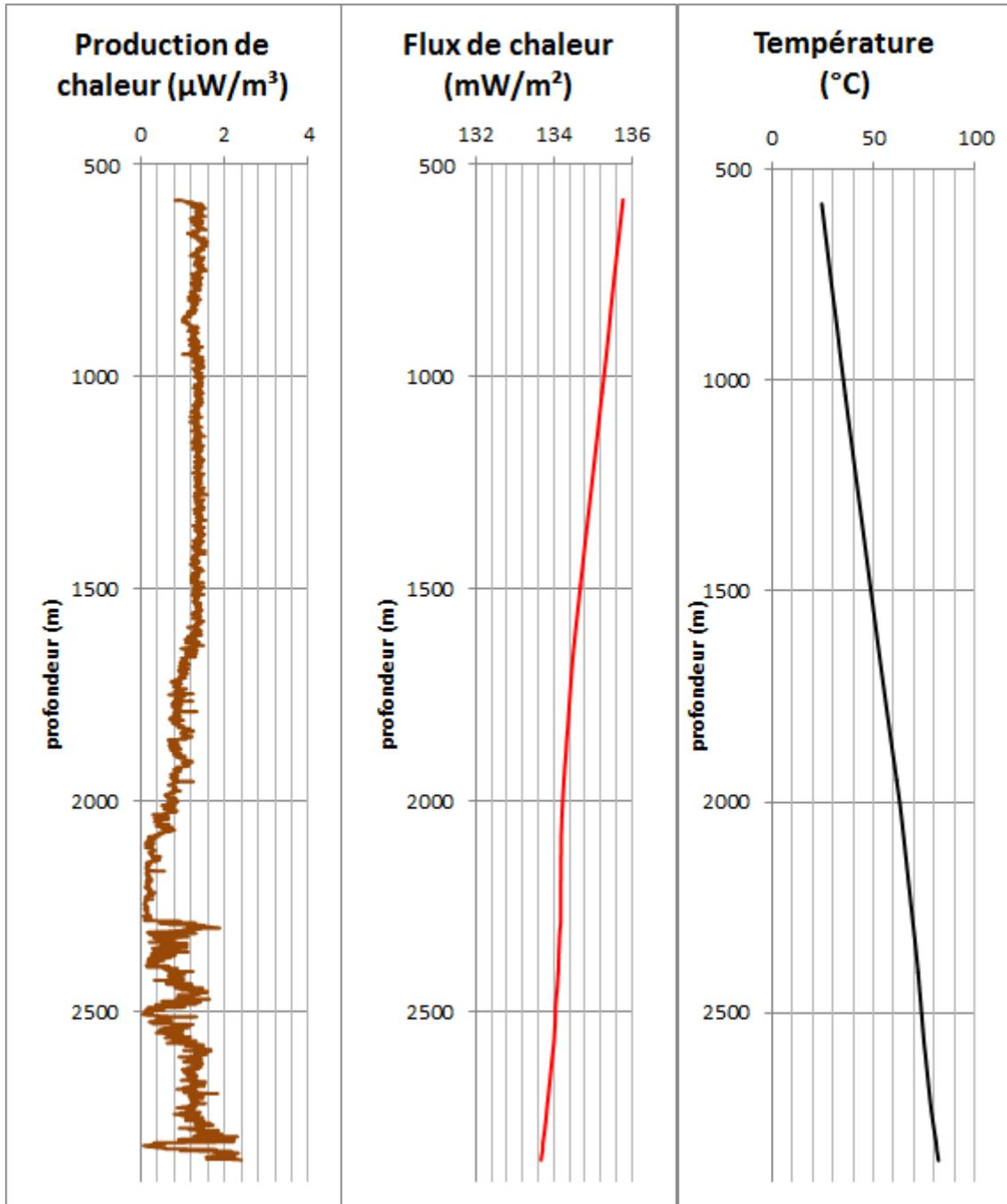
Puits 37 : A185



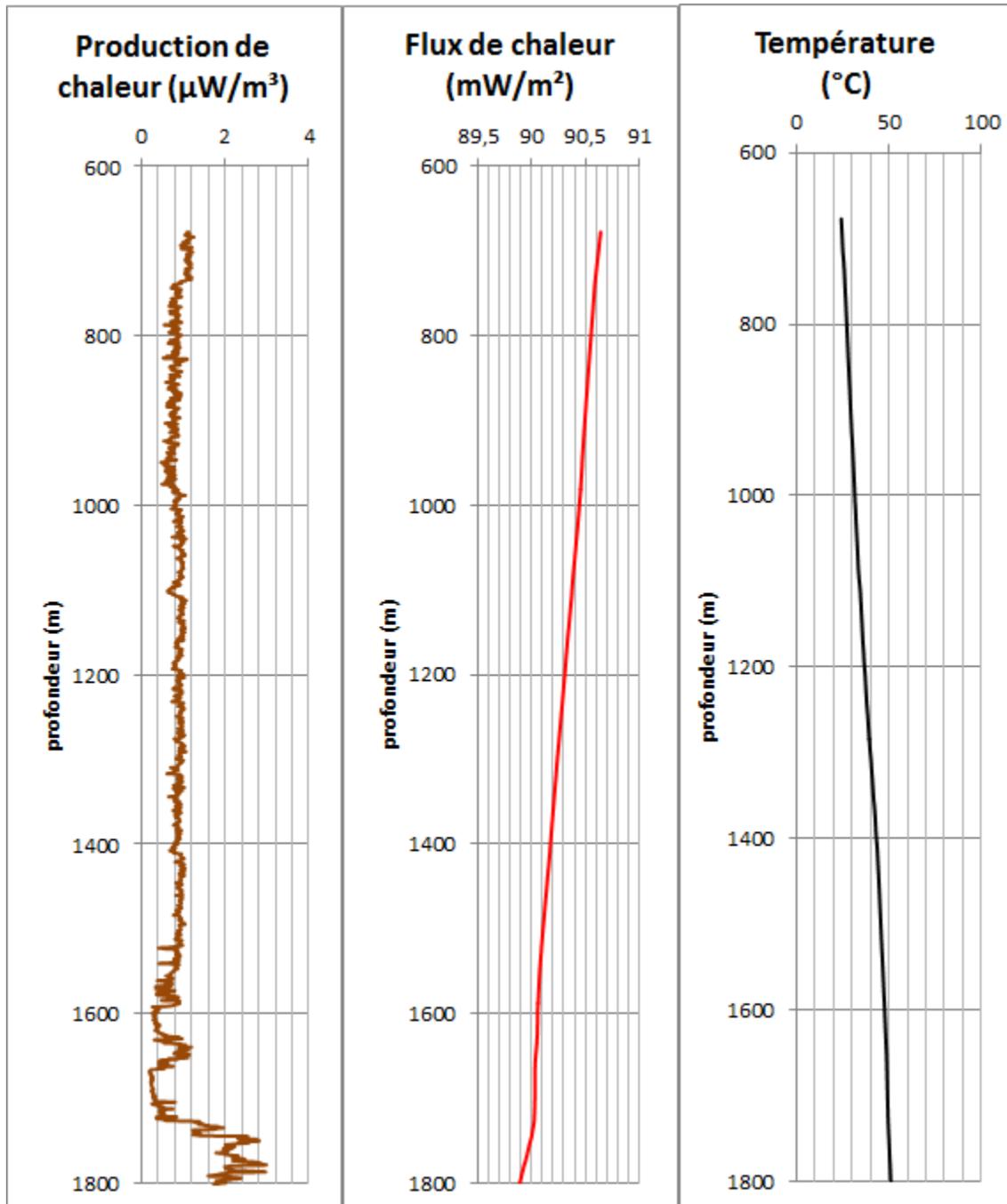
Puits 38 : A186



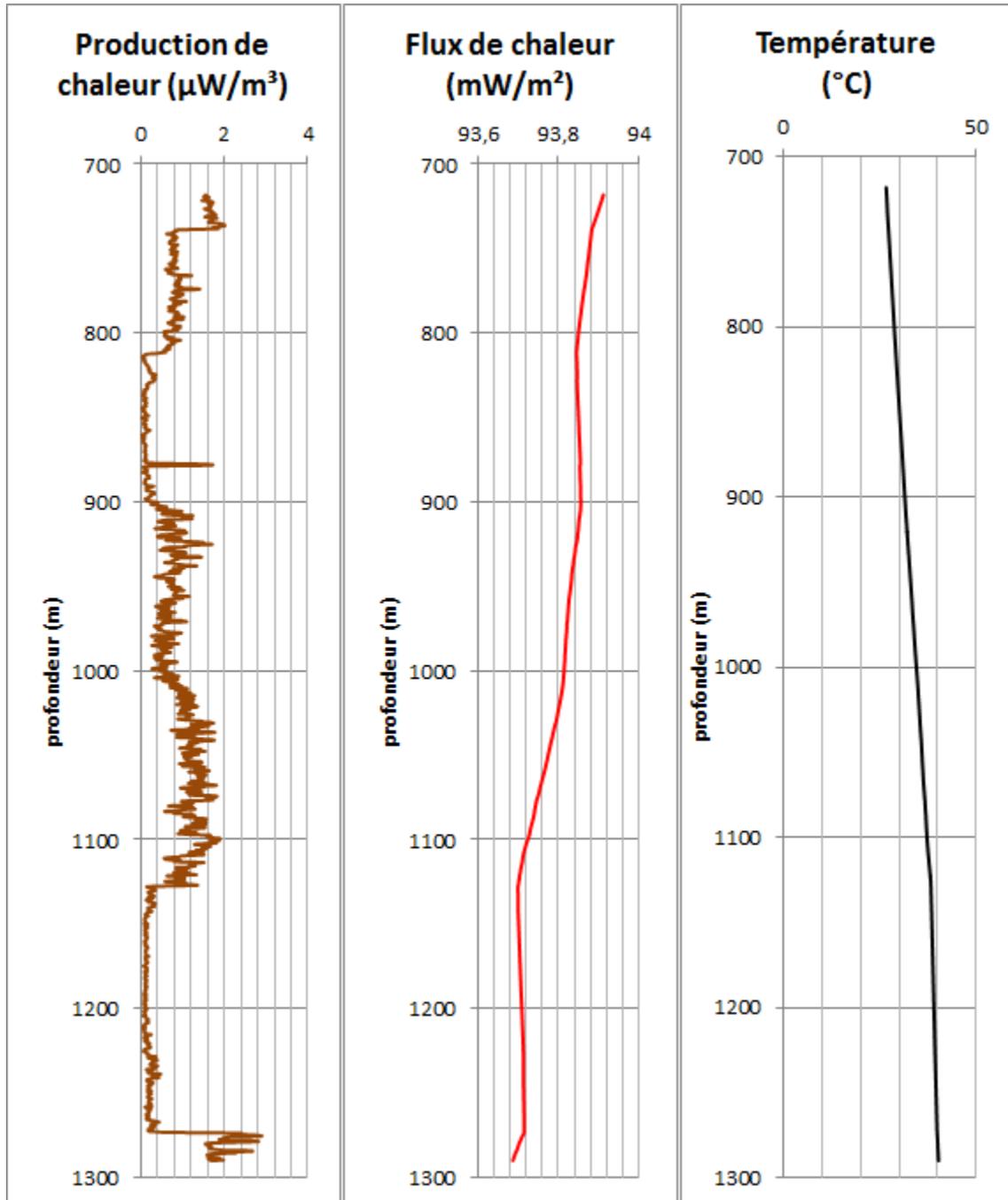
Puits 39: A187



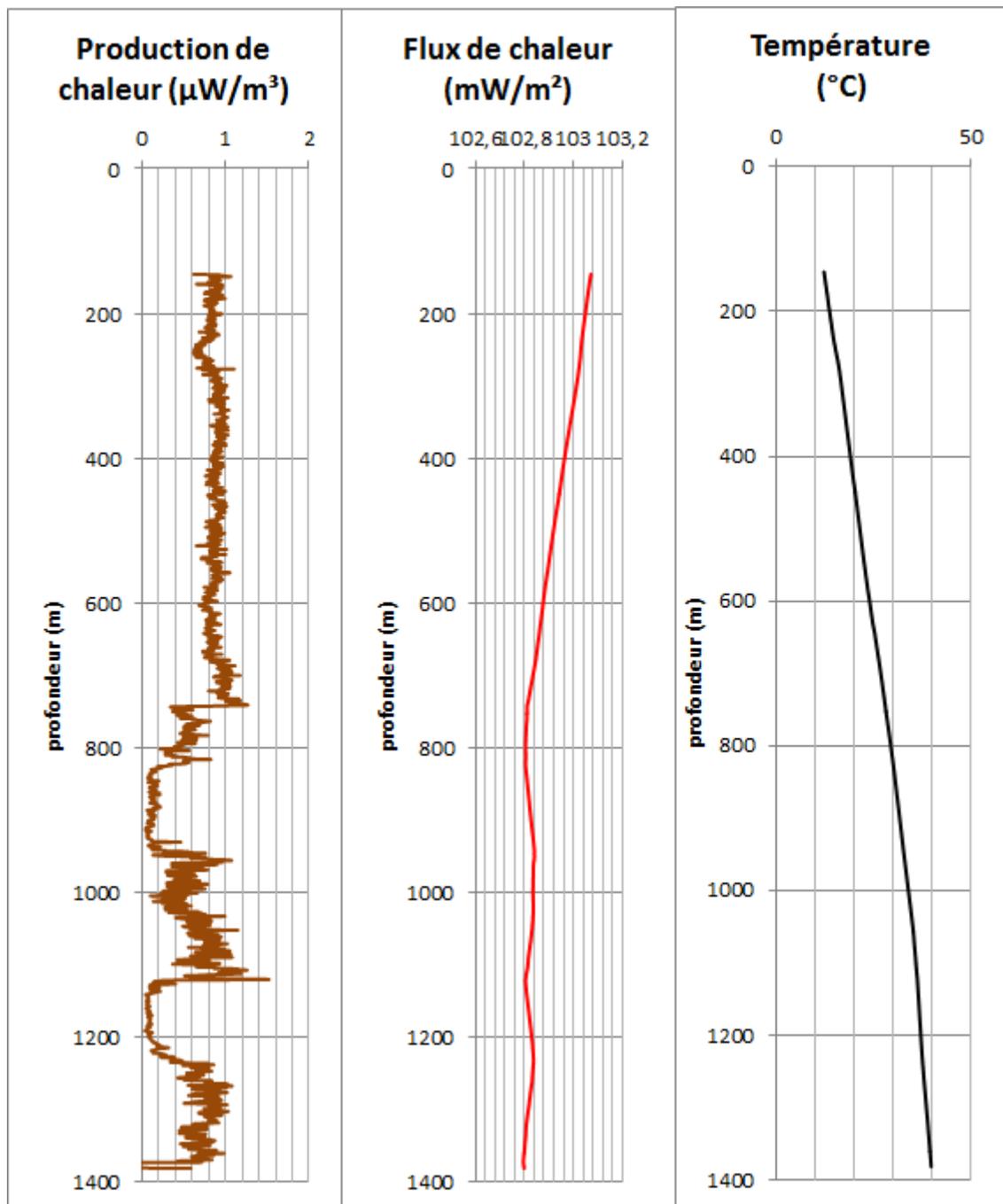
Puits 40 : A188



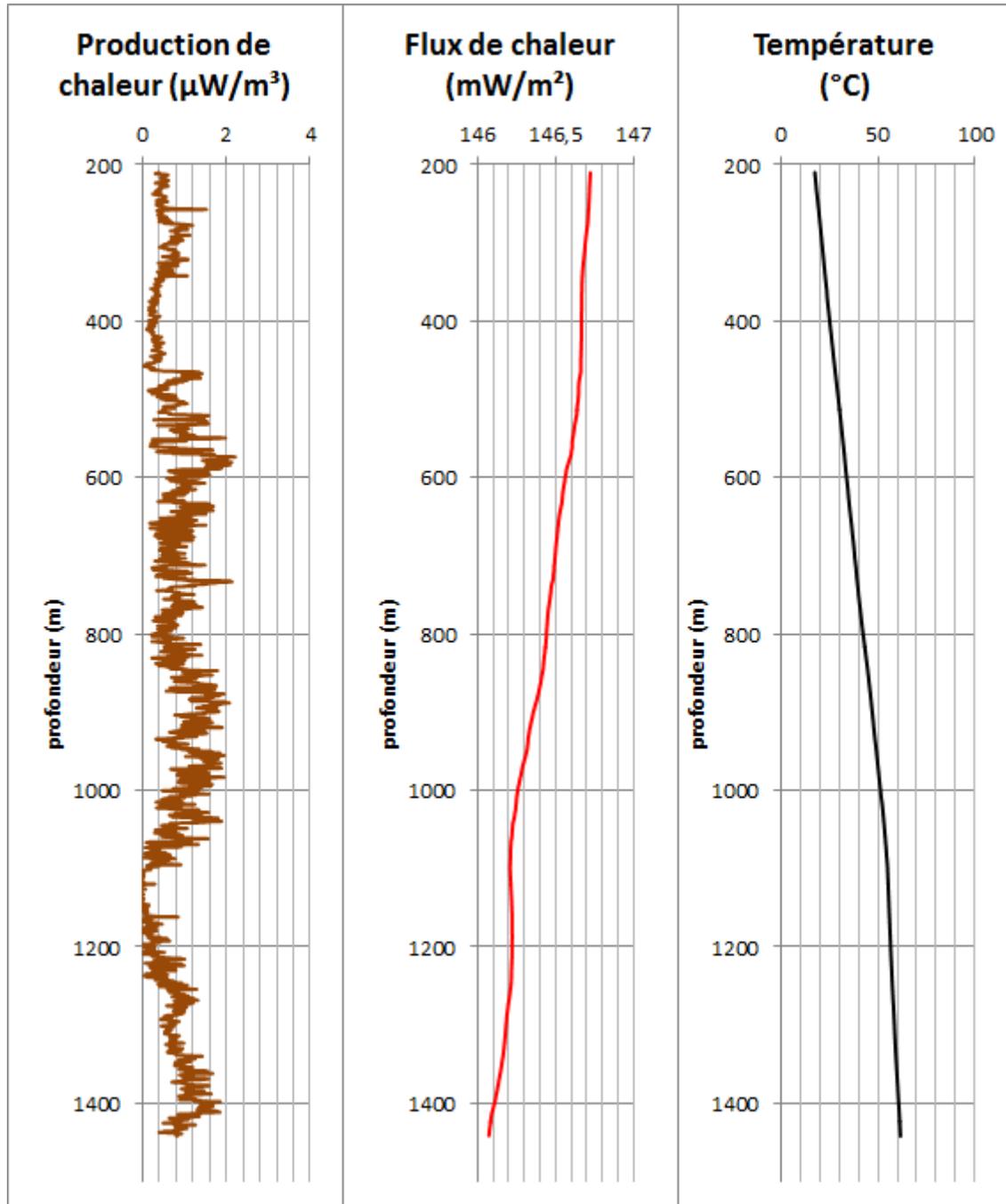
Puits 41 : A190



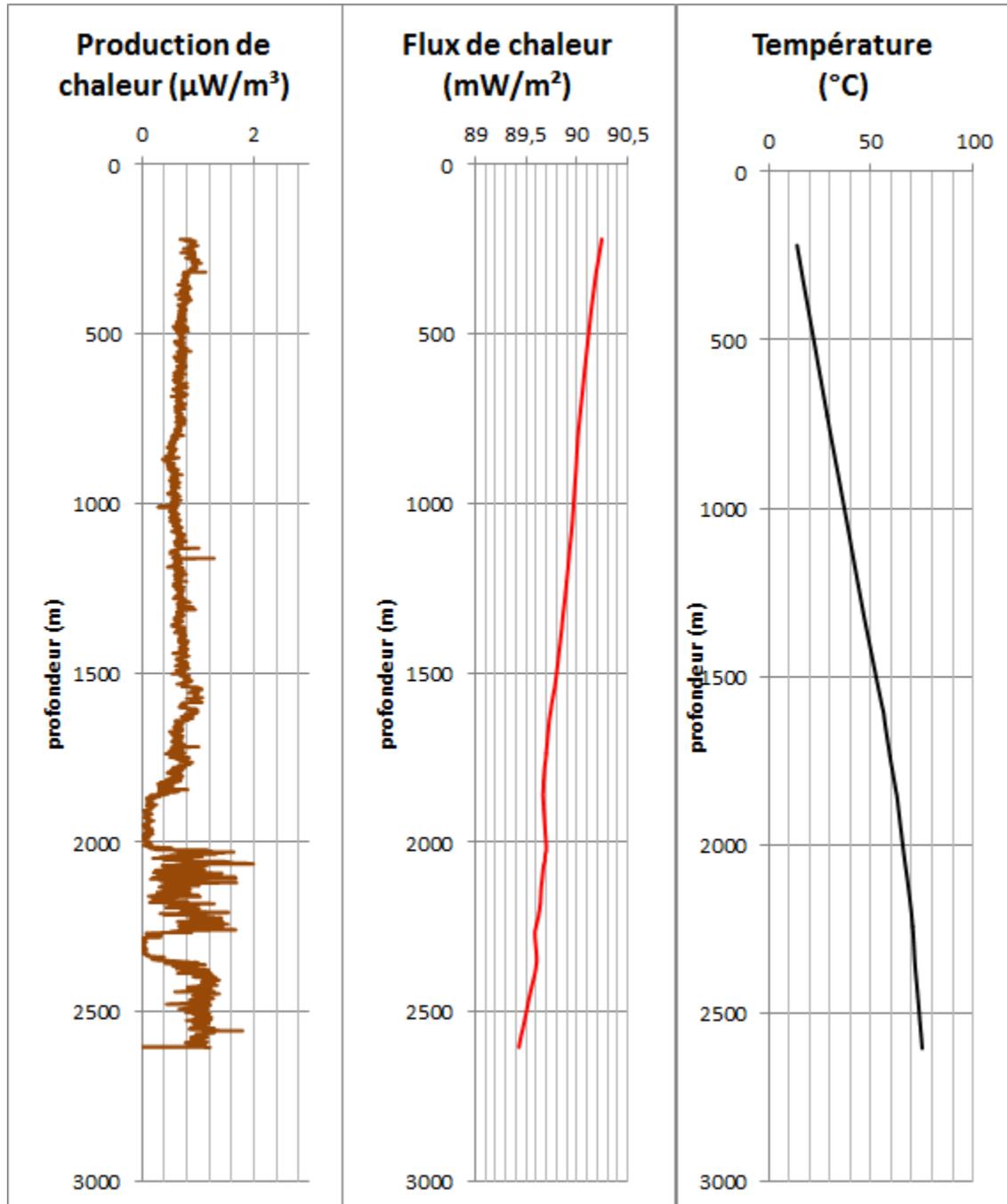
Puits 42 : A192



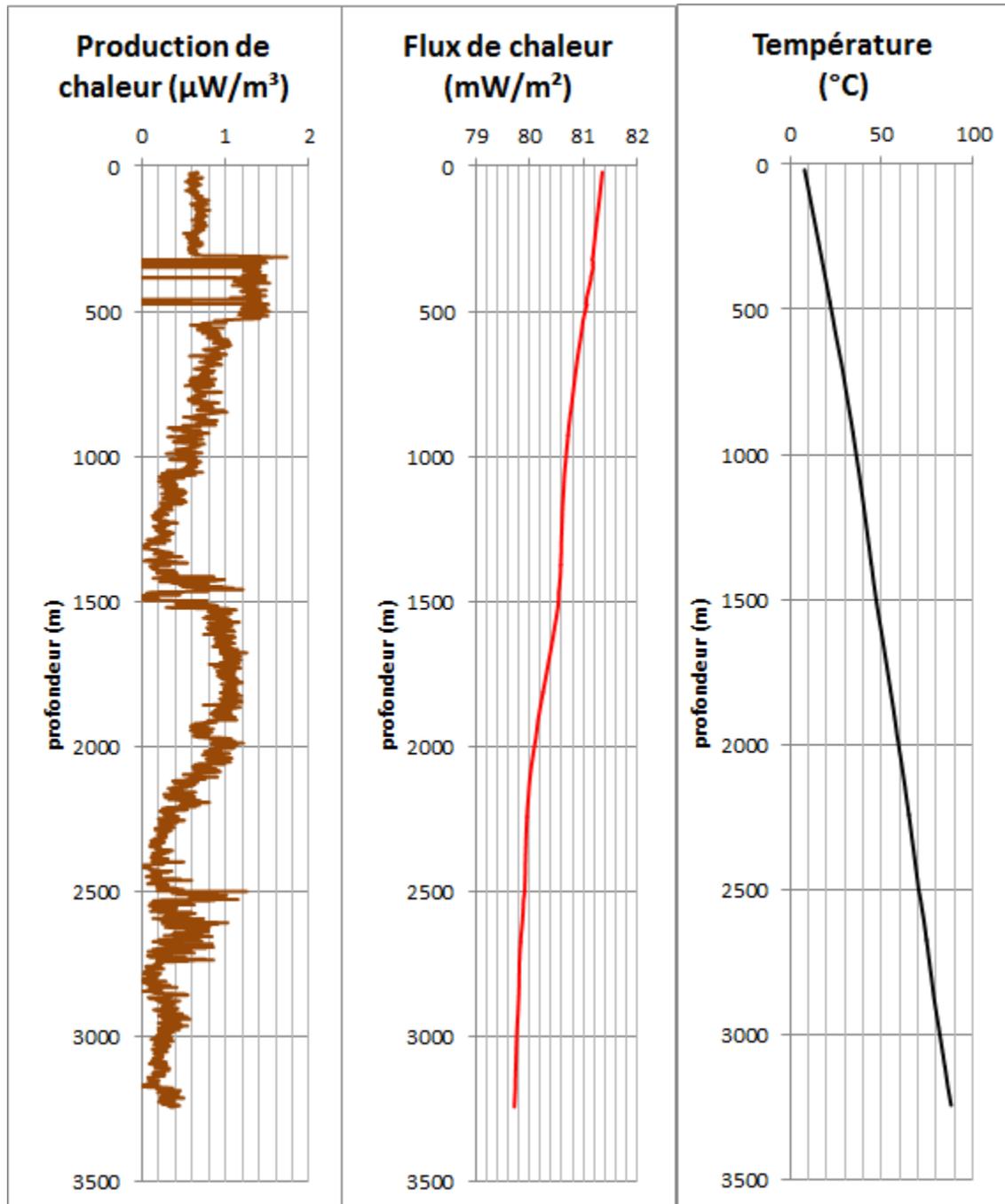
Puits 43 : A194



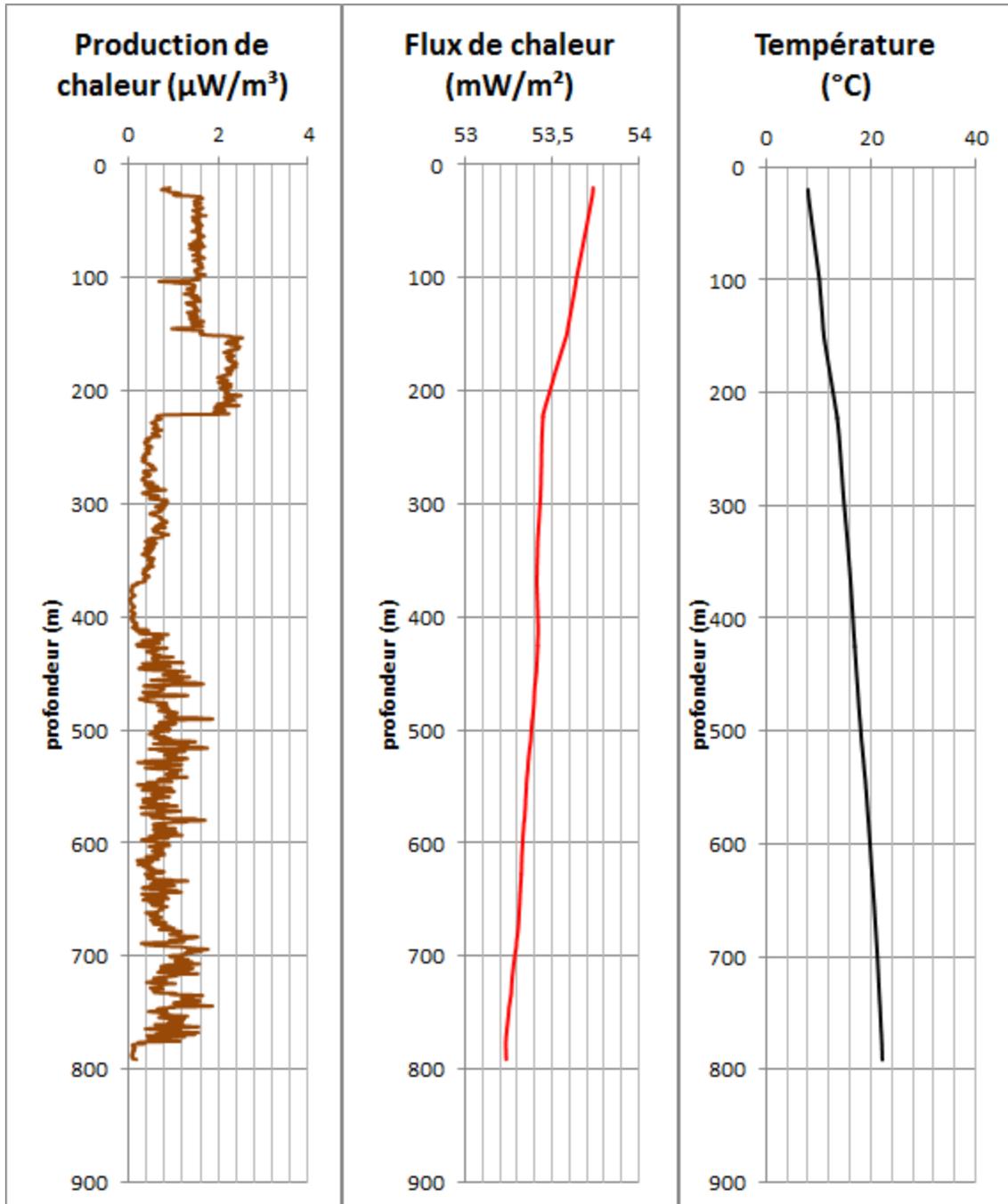
Puits 44 : A196



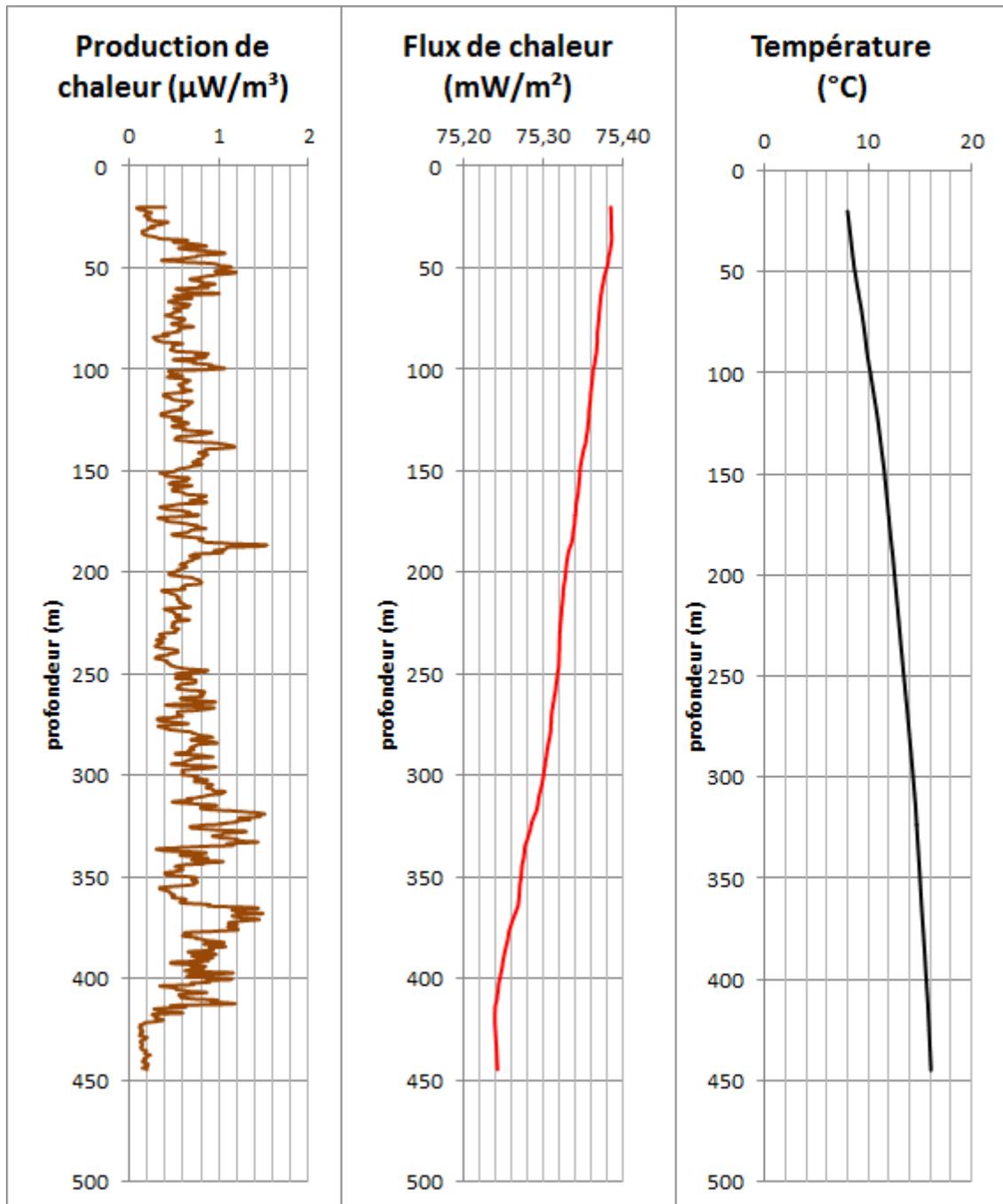
Puits 45 : A197



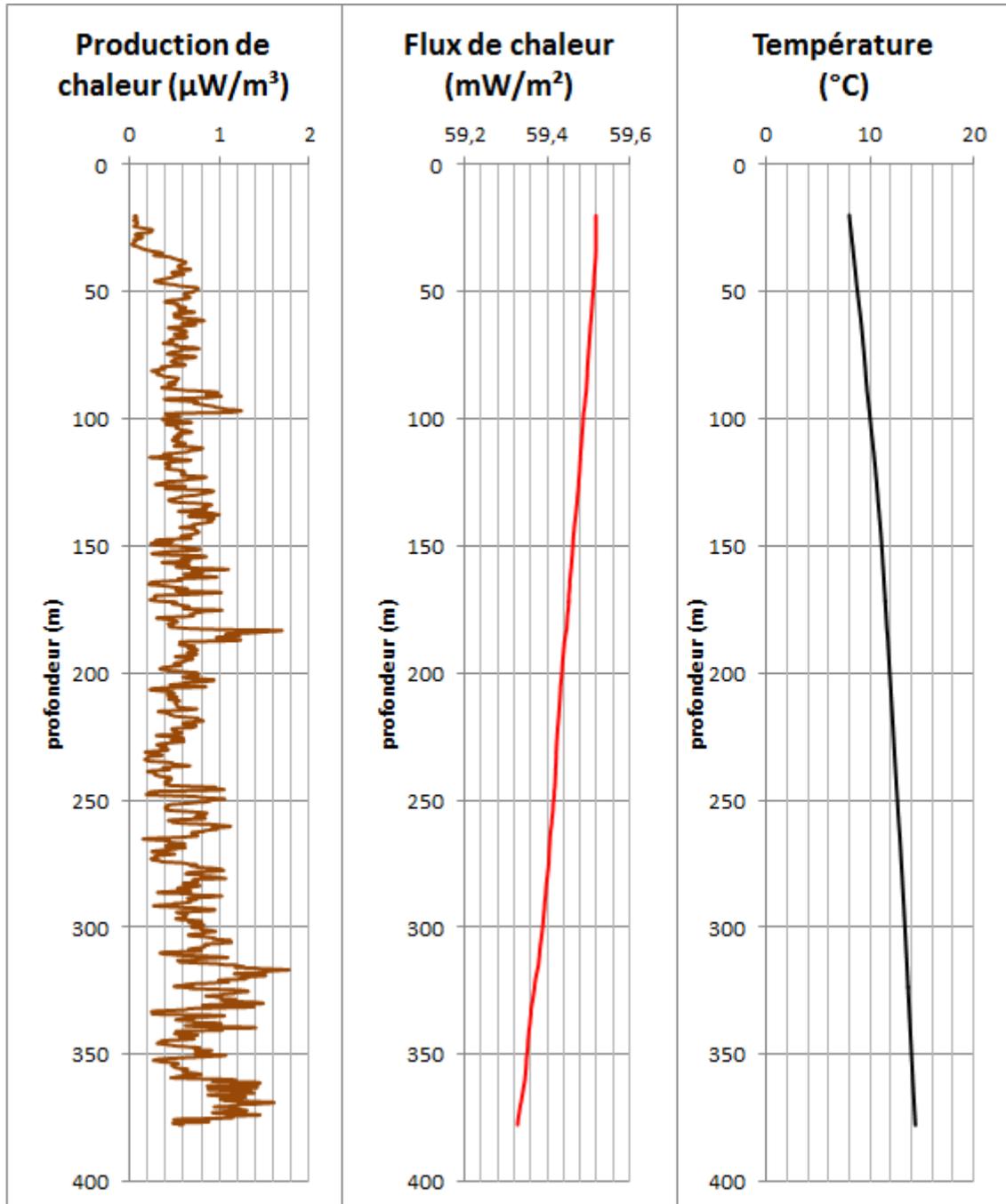
Puits 46 : A198



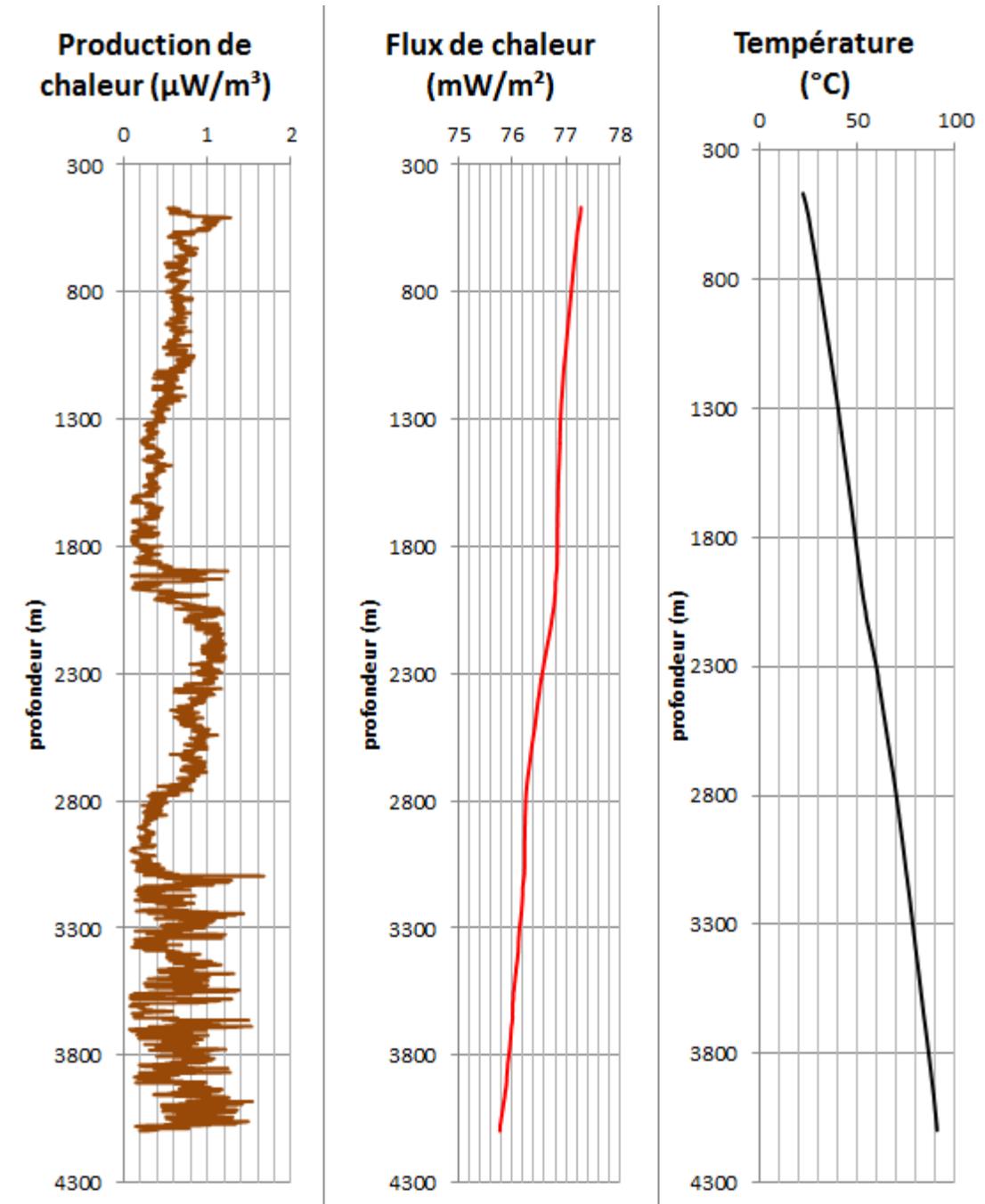
Puits 47 : A199



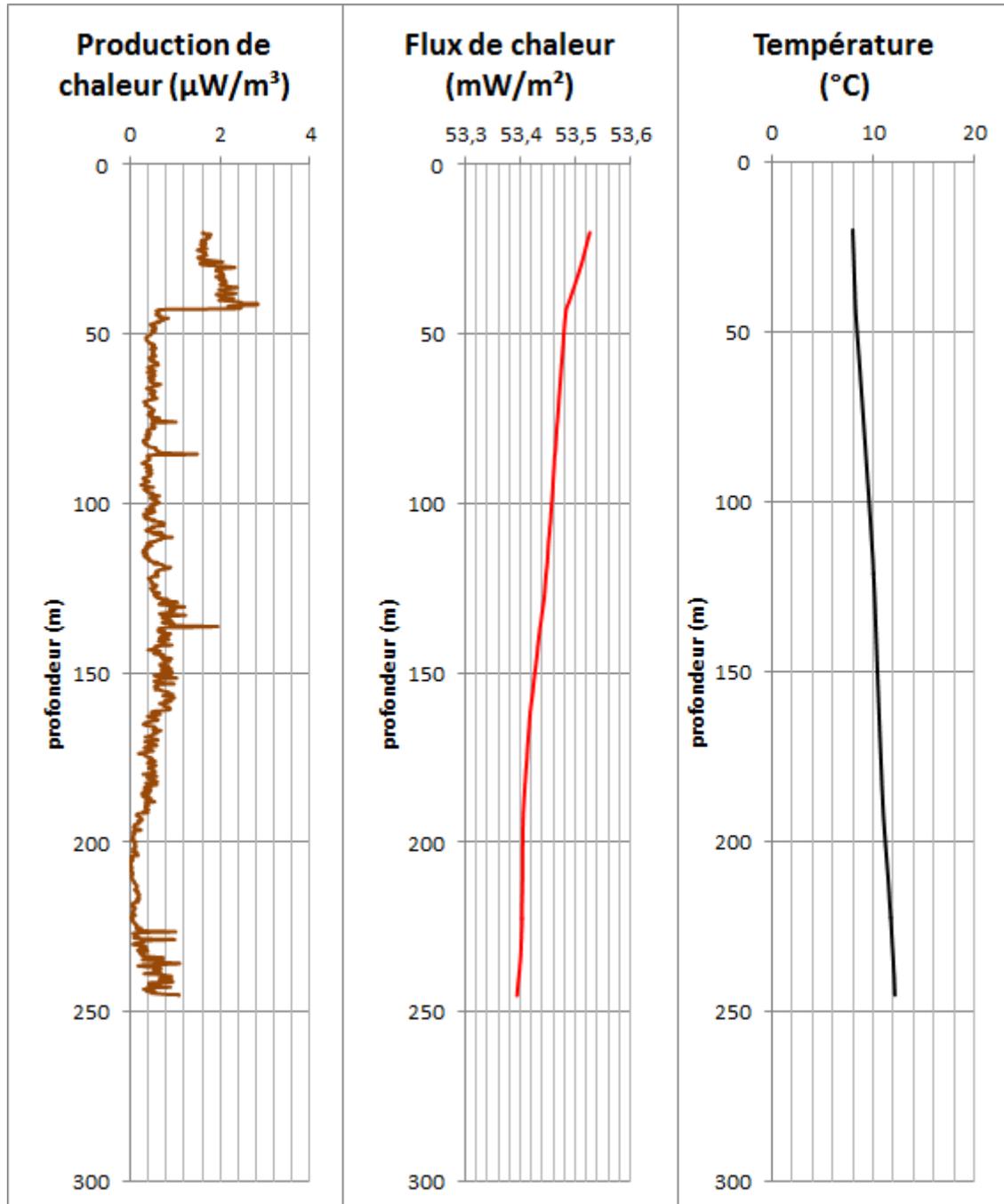
Puits 48 : A200



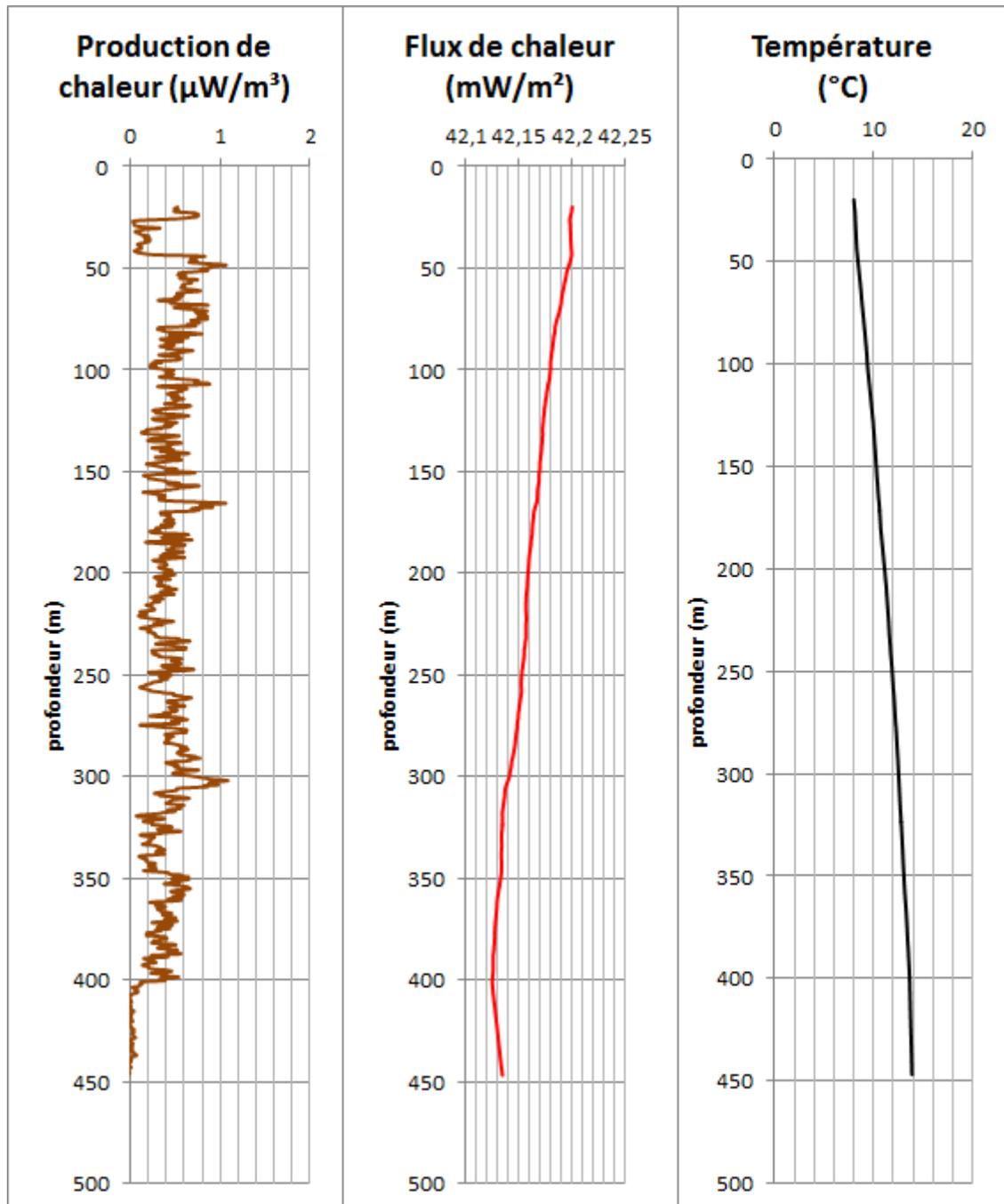
Puits 49 : A214



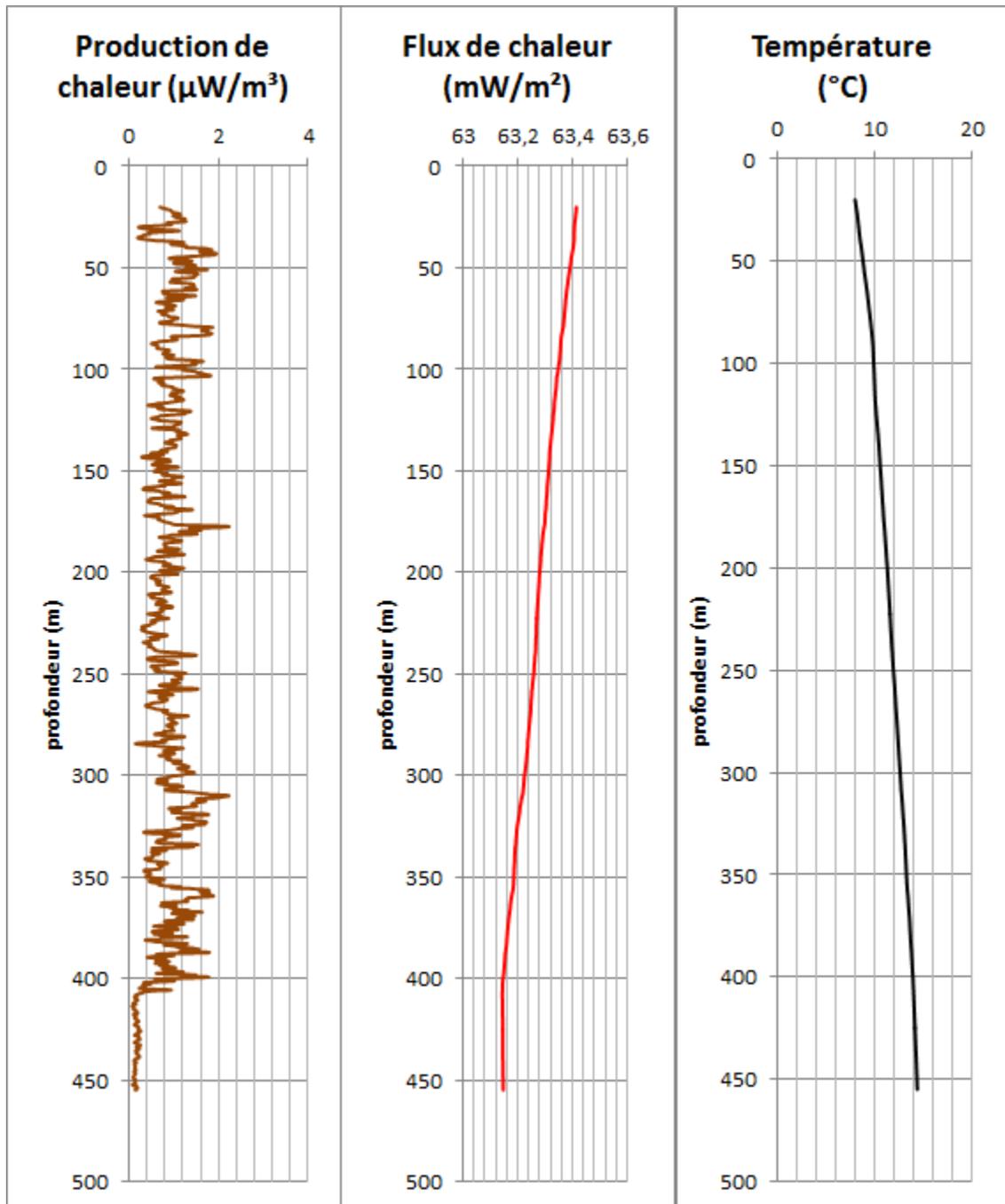
Puits 50 : A215



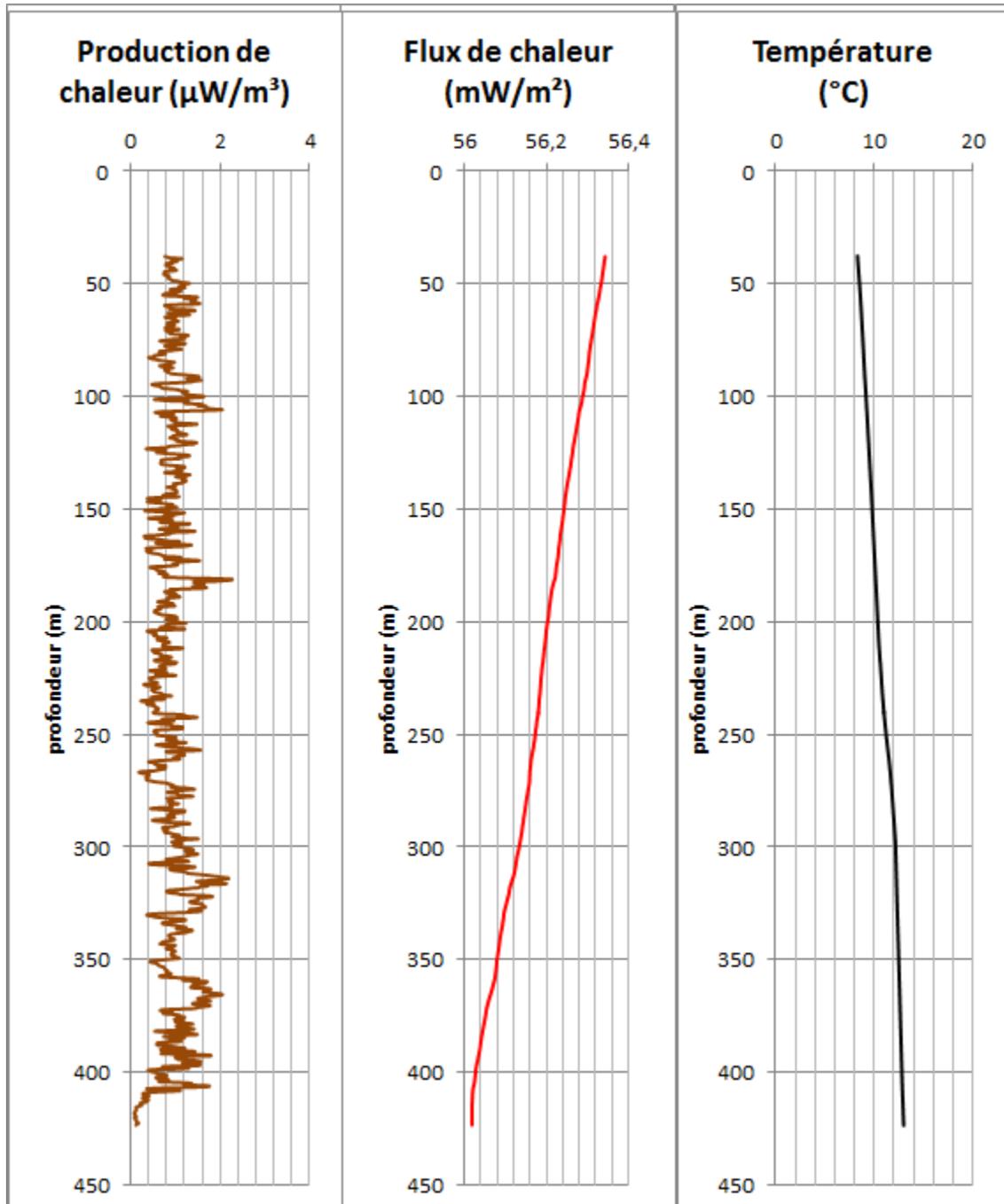
Puits 51 : A221



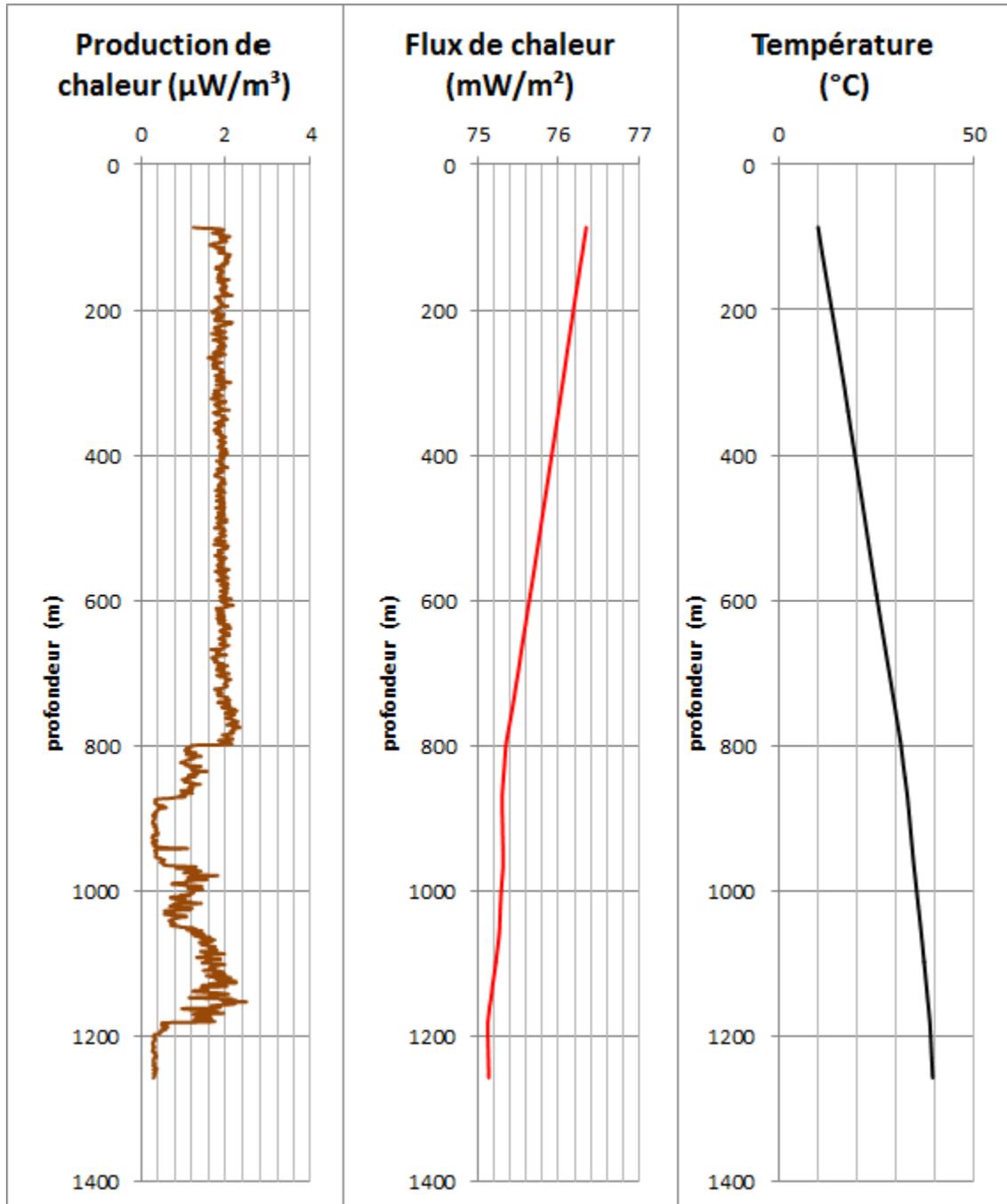
Puits 52 : A222



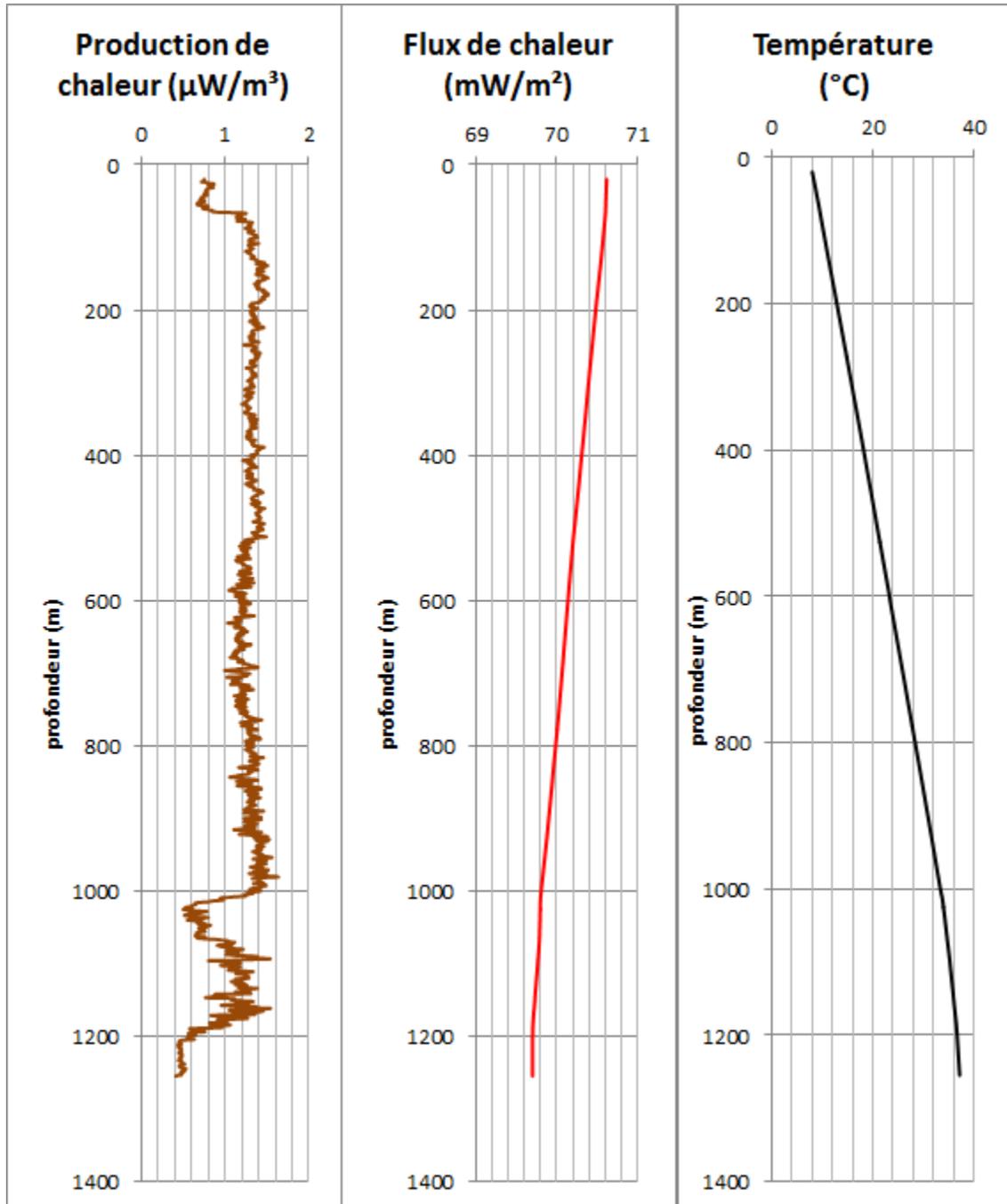
Puits 53 : A223



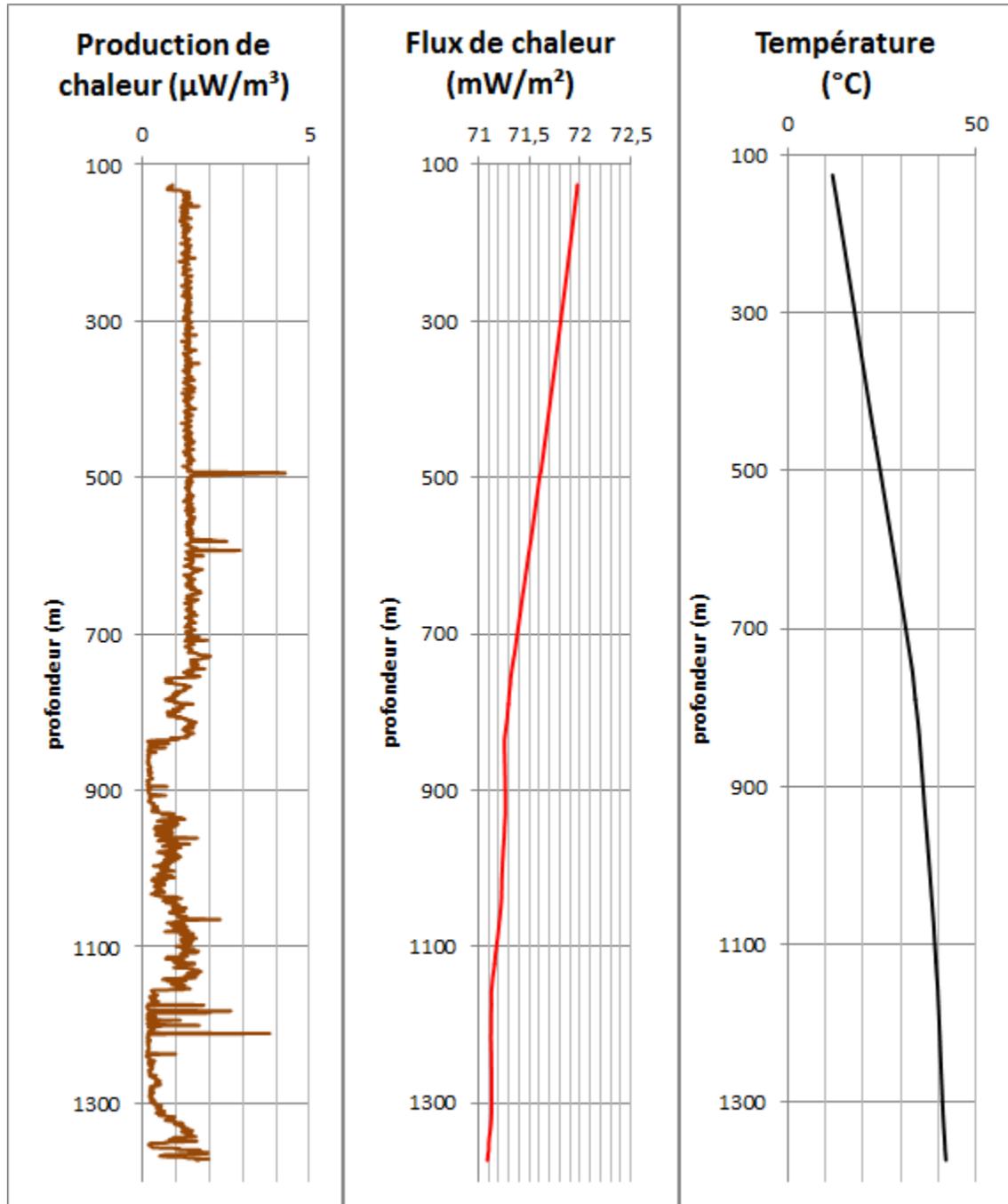
Puits 54 : A224



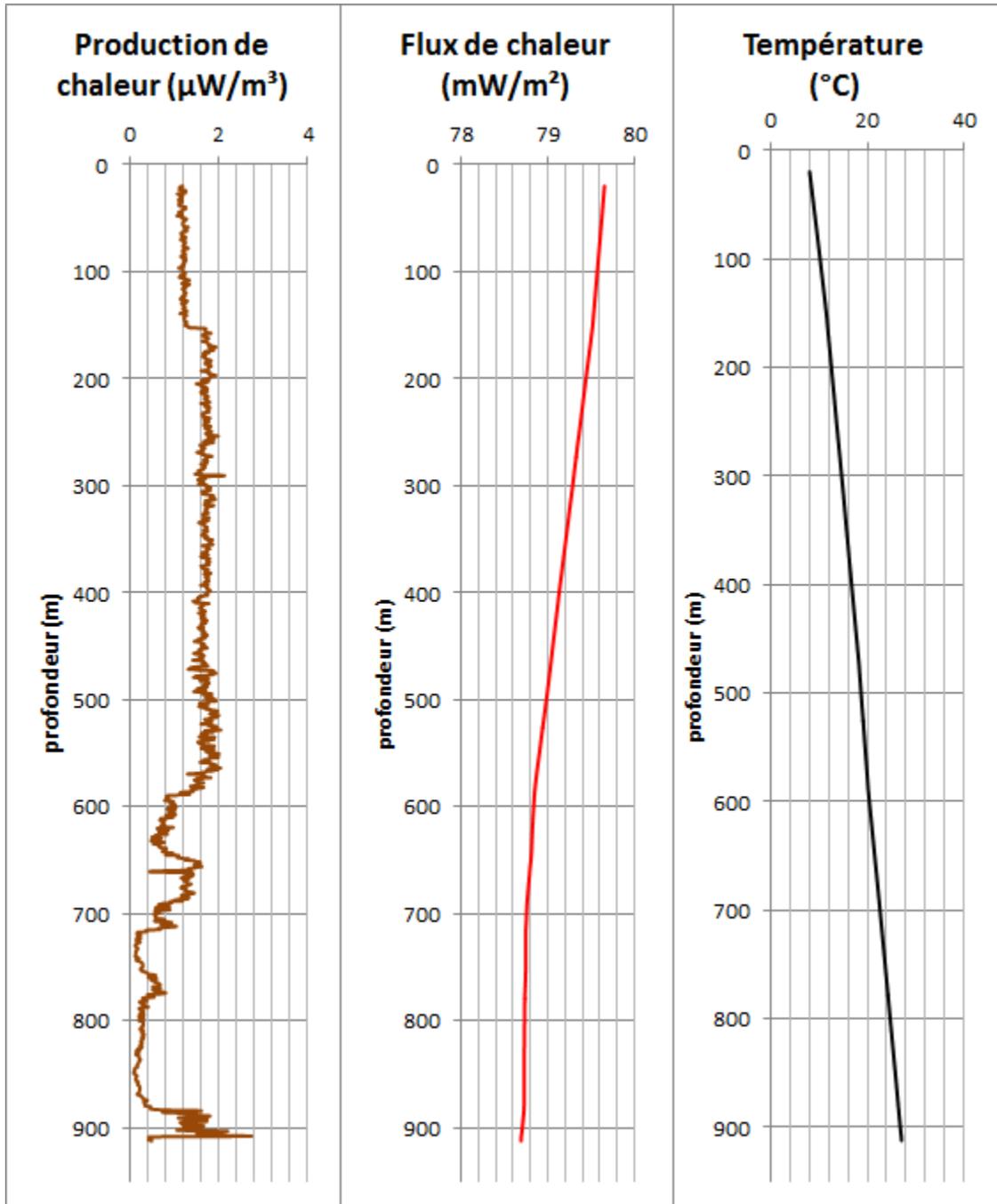
Puits 55 : A225



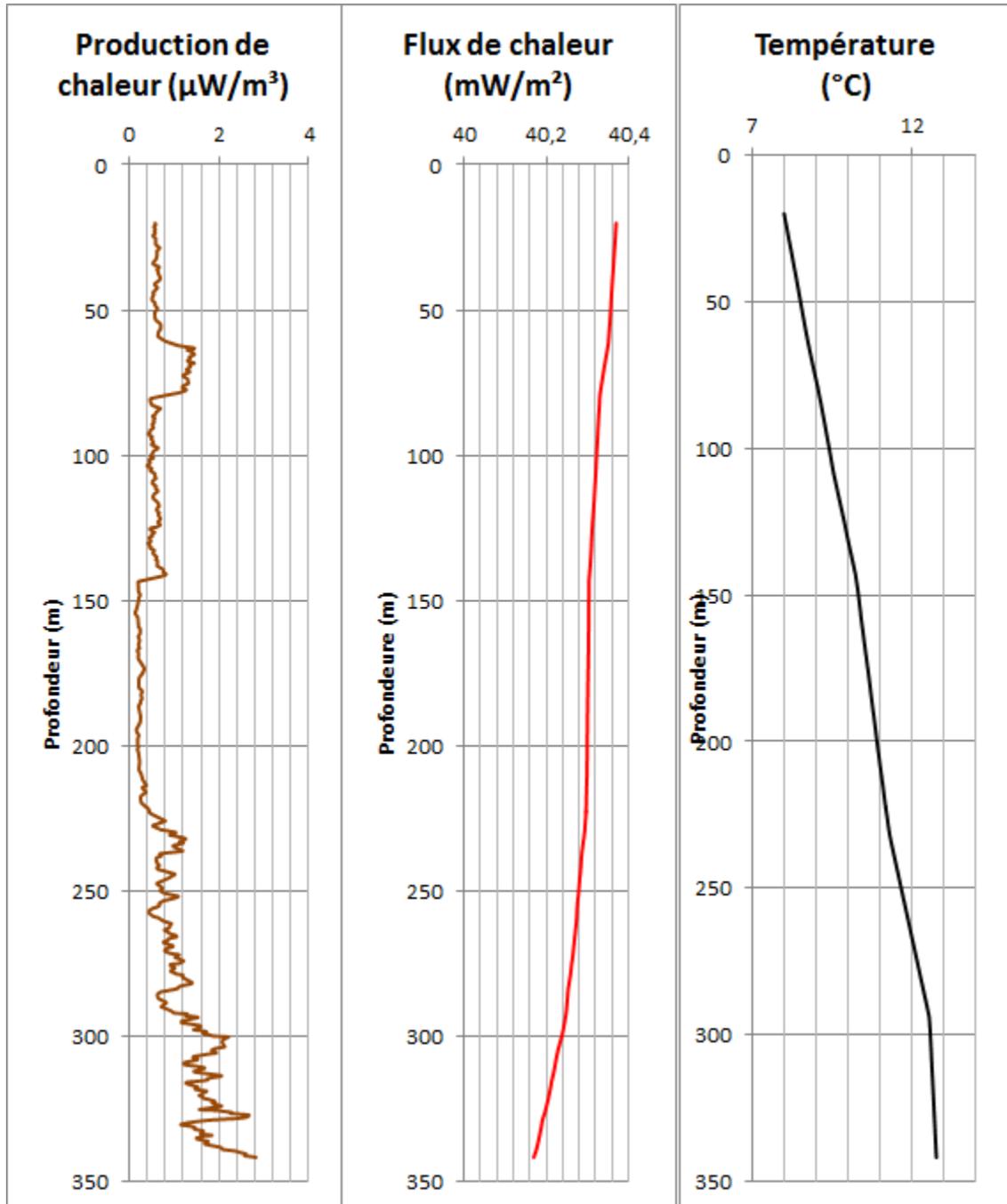
Puits 56 : A227



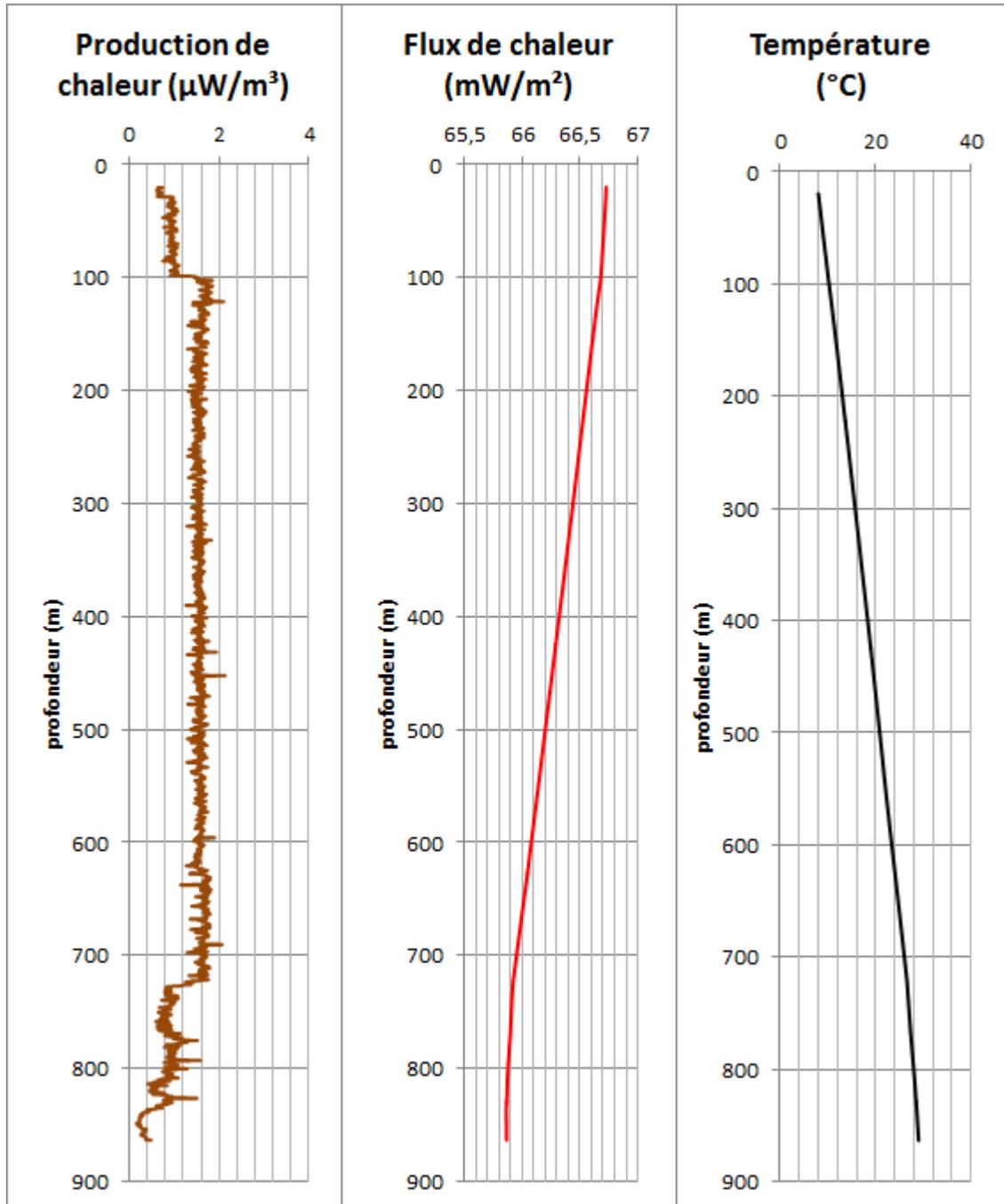
Puits 57 : A228



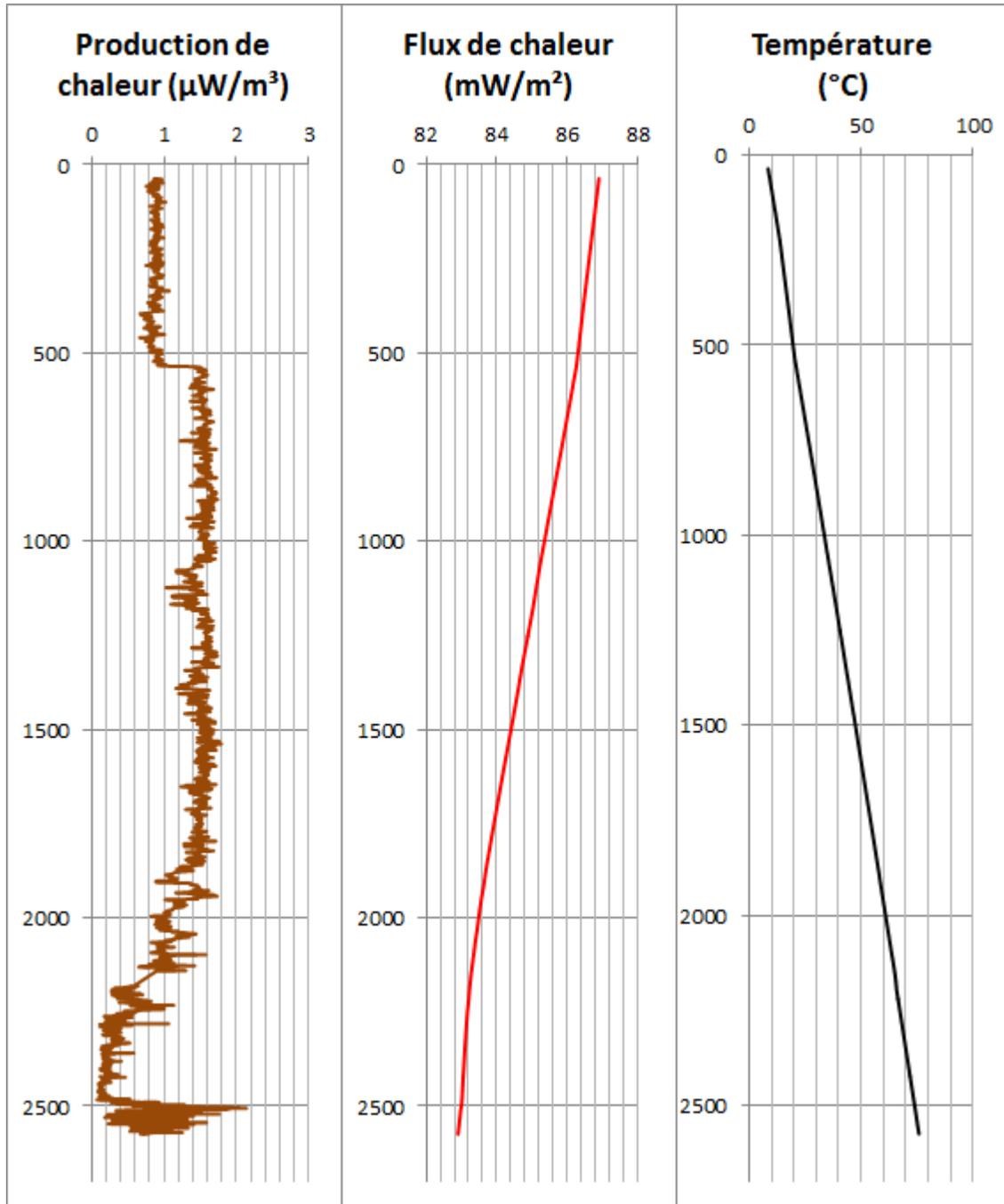
Puits 58 : A229



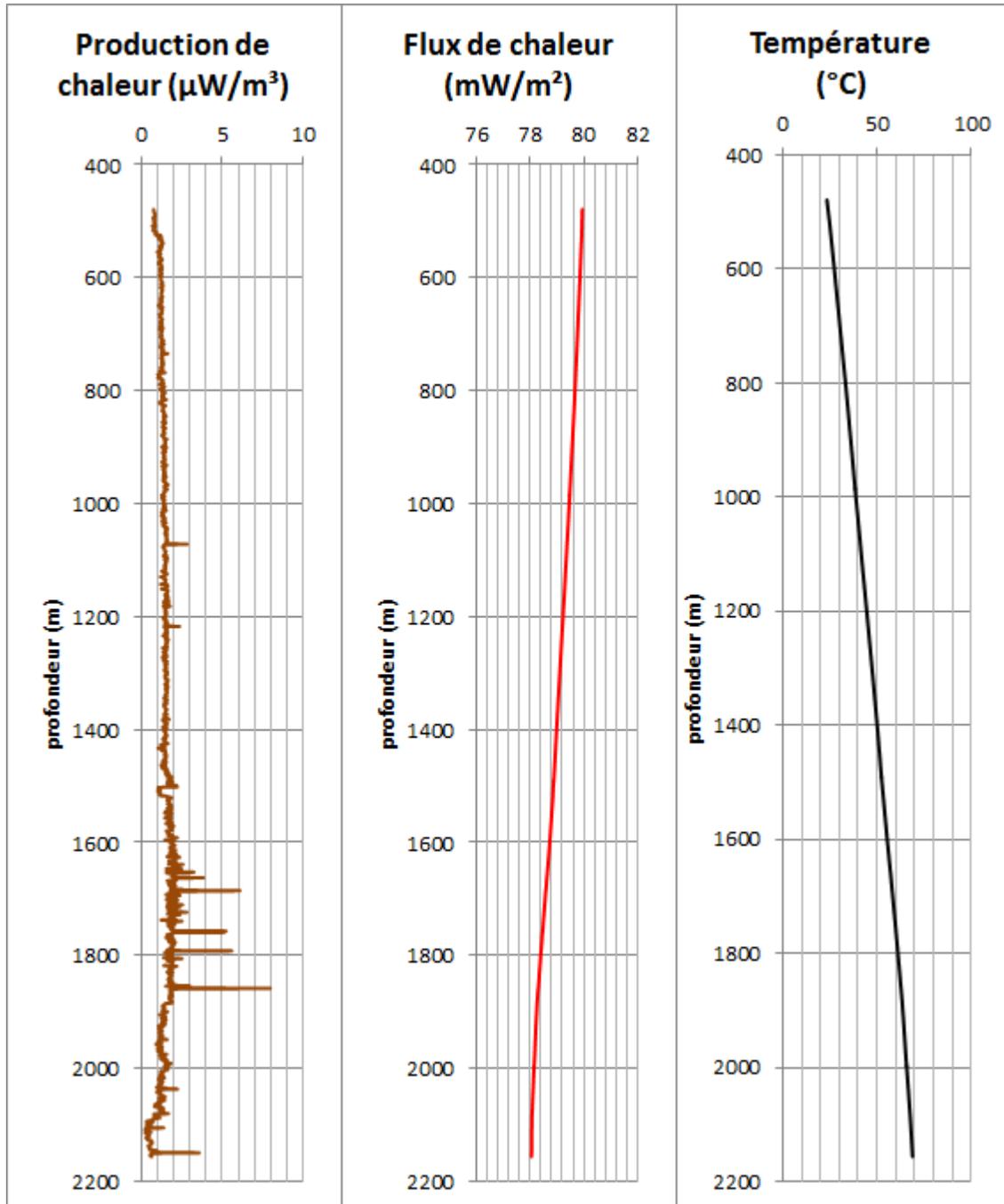
Puits 59 : A236



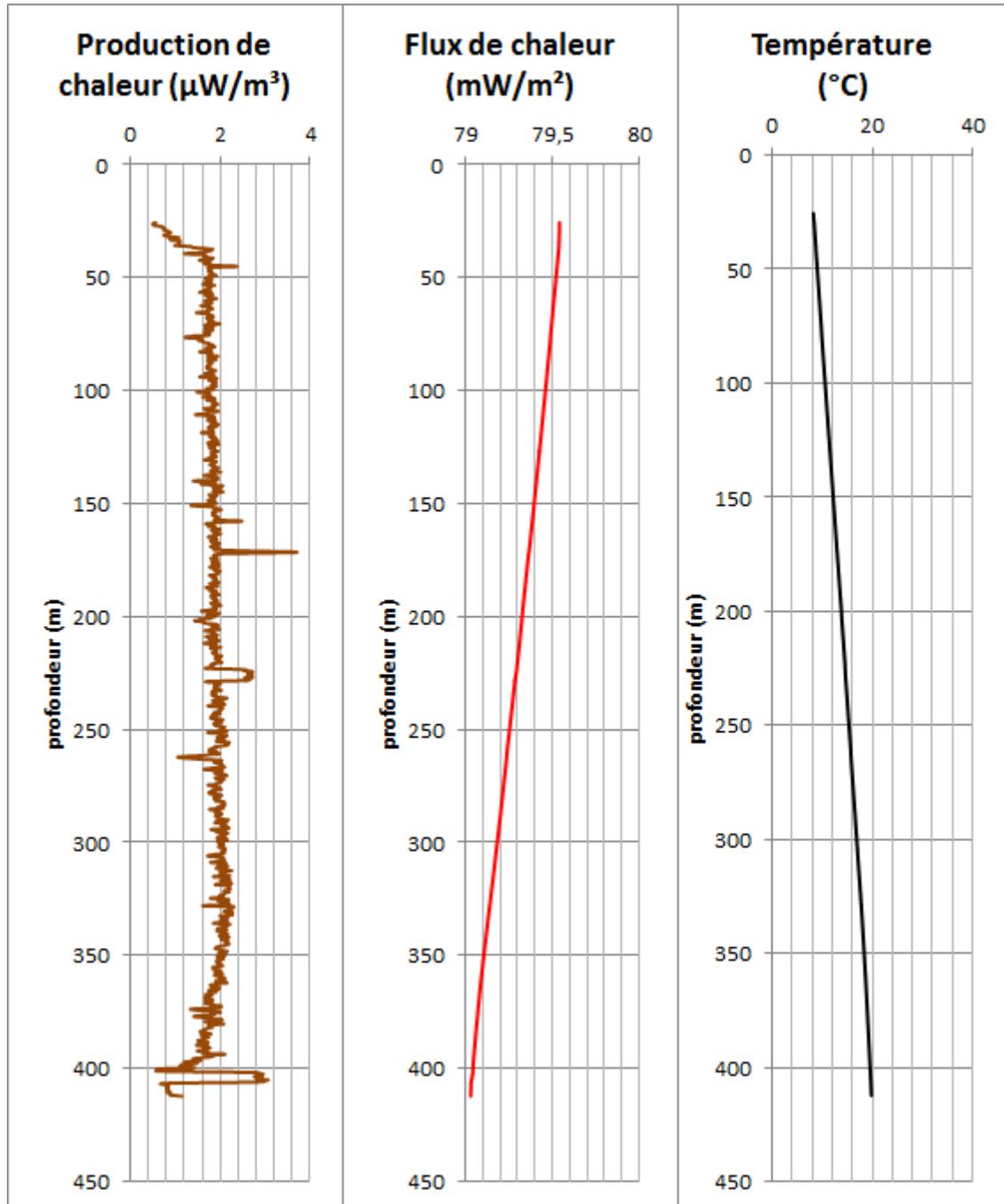
Puits 60 : A246



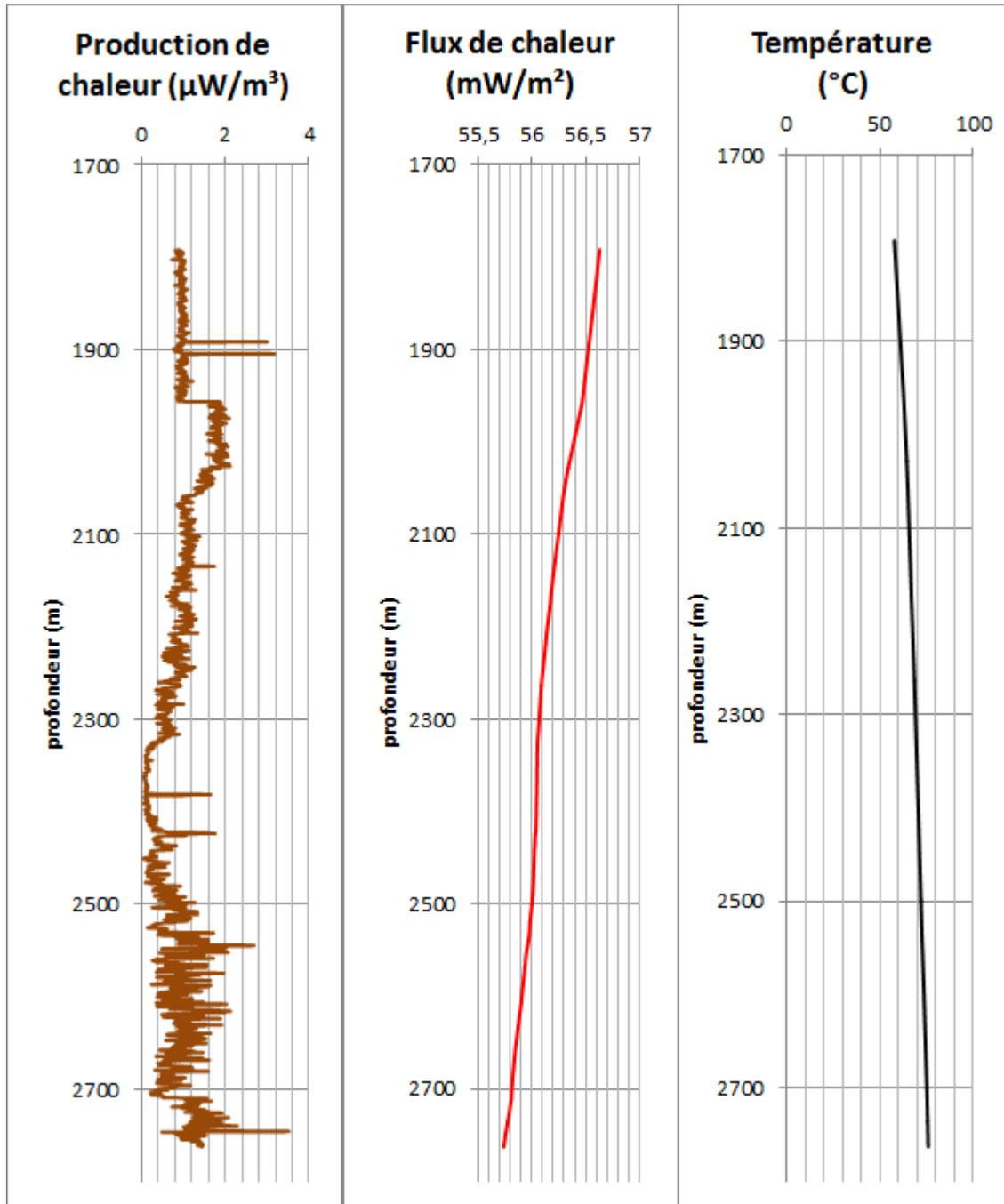
Puits 61 : A248



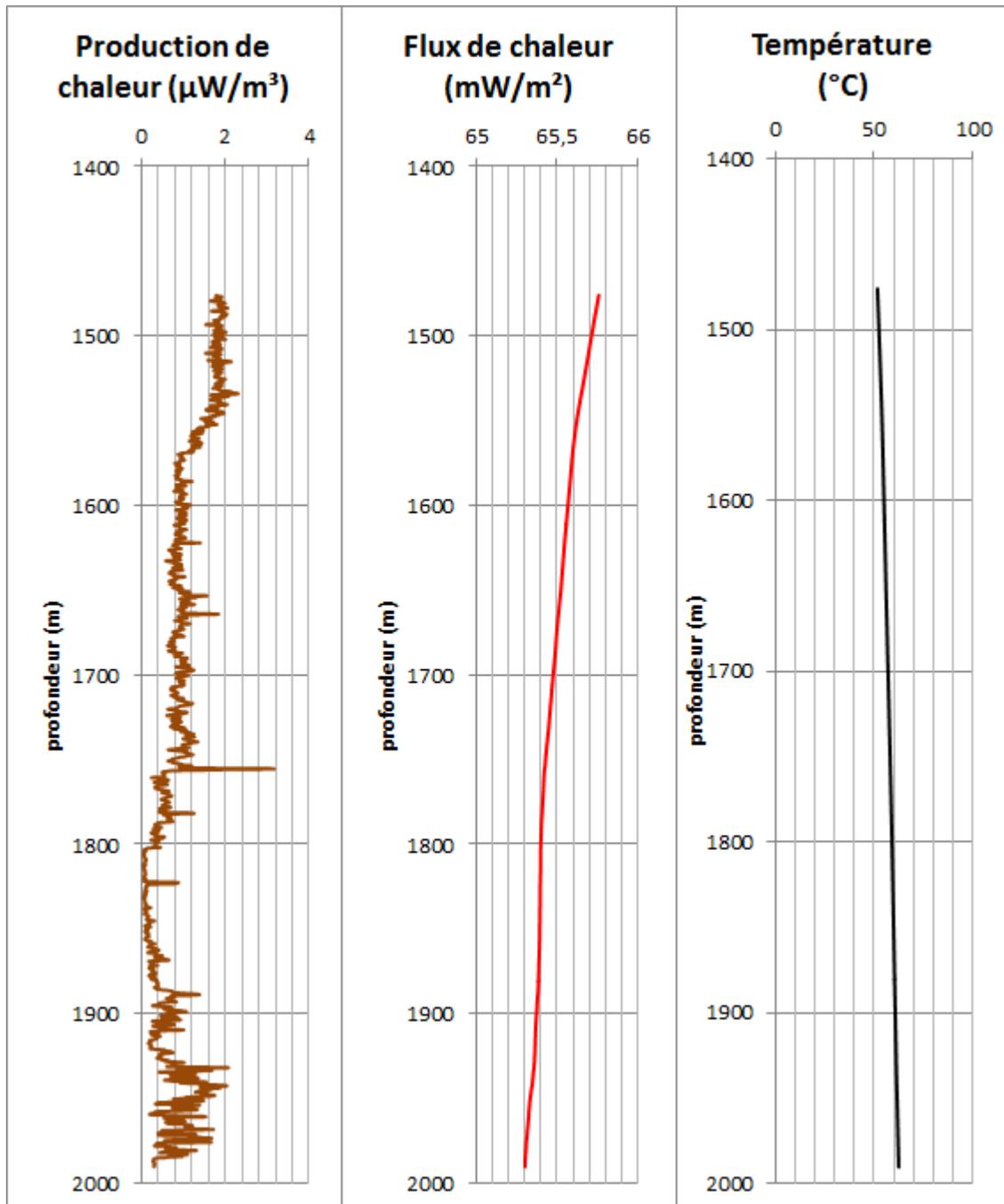
Puits 62 : A250



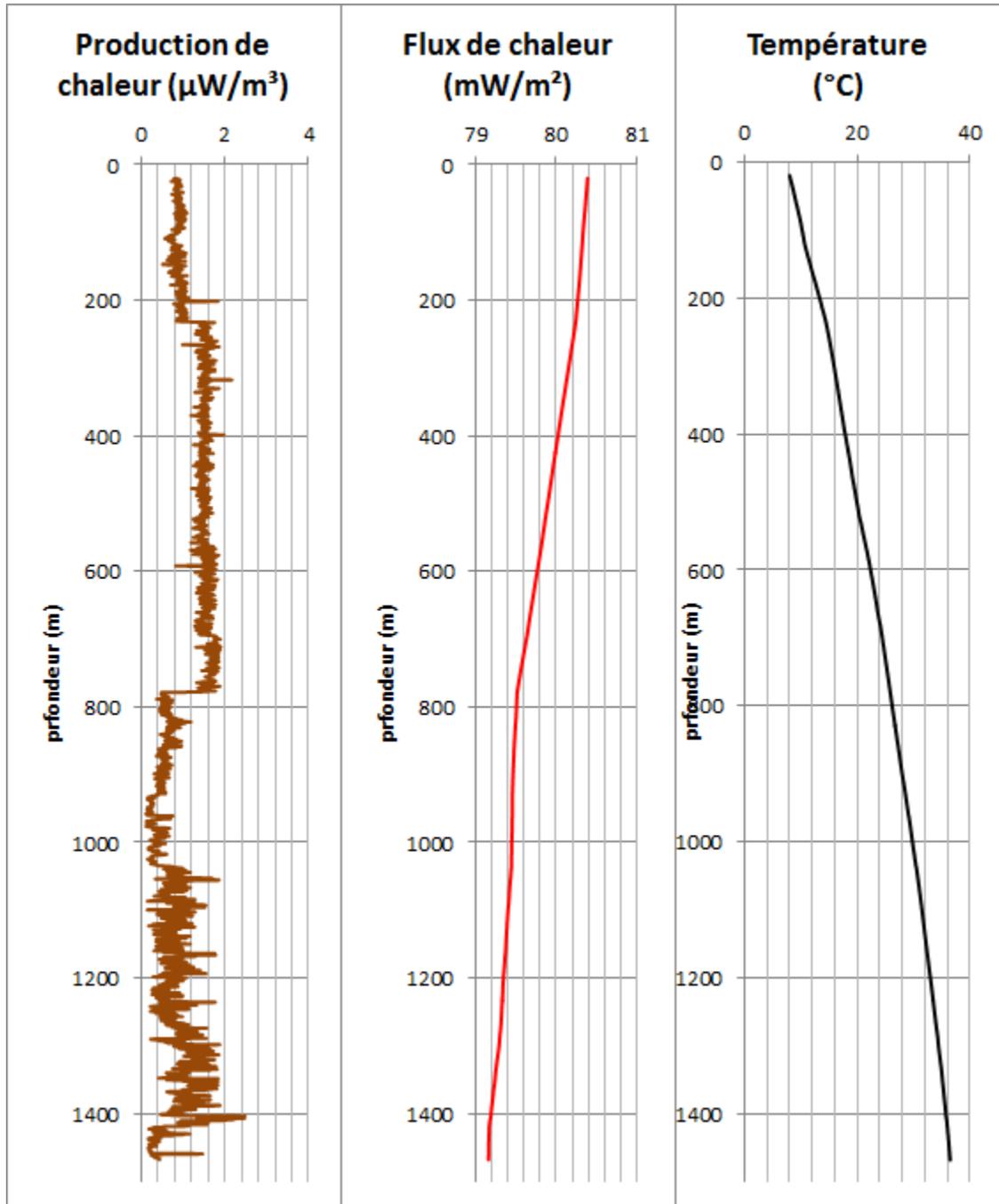
Puits 63 : A252



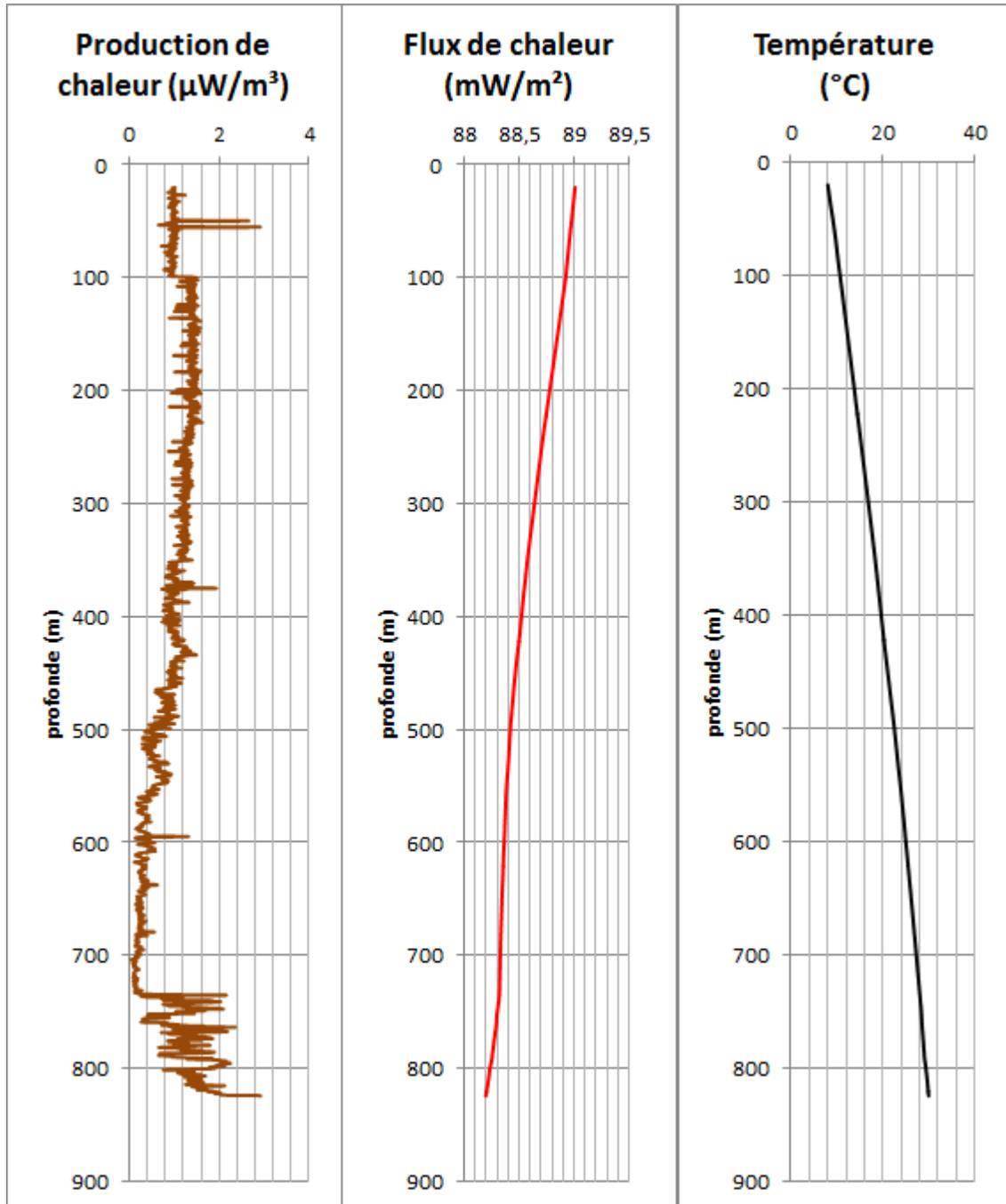
Puits 64 : A253



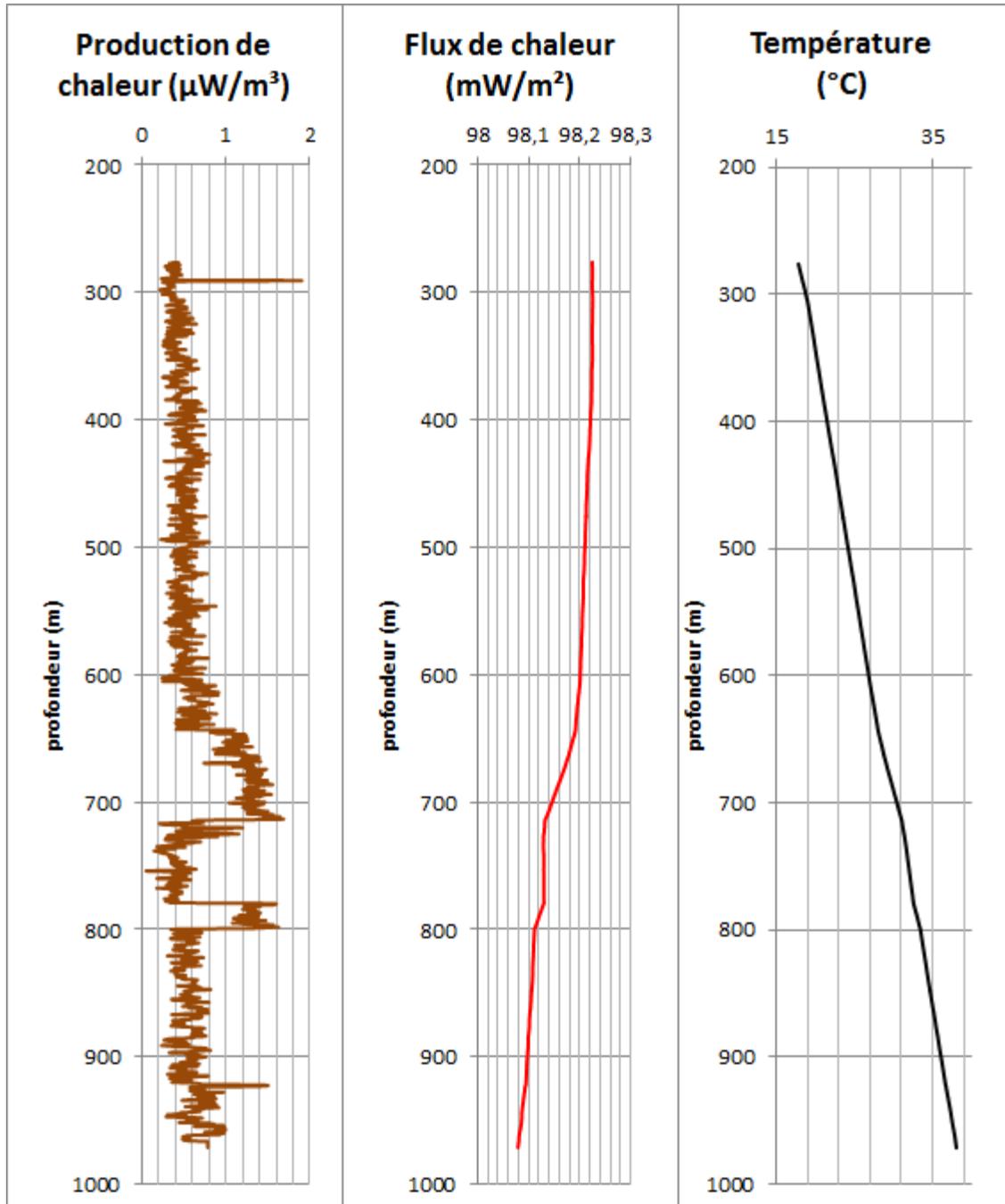
Puits 65 : A254



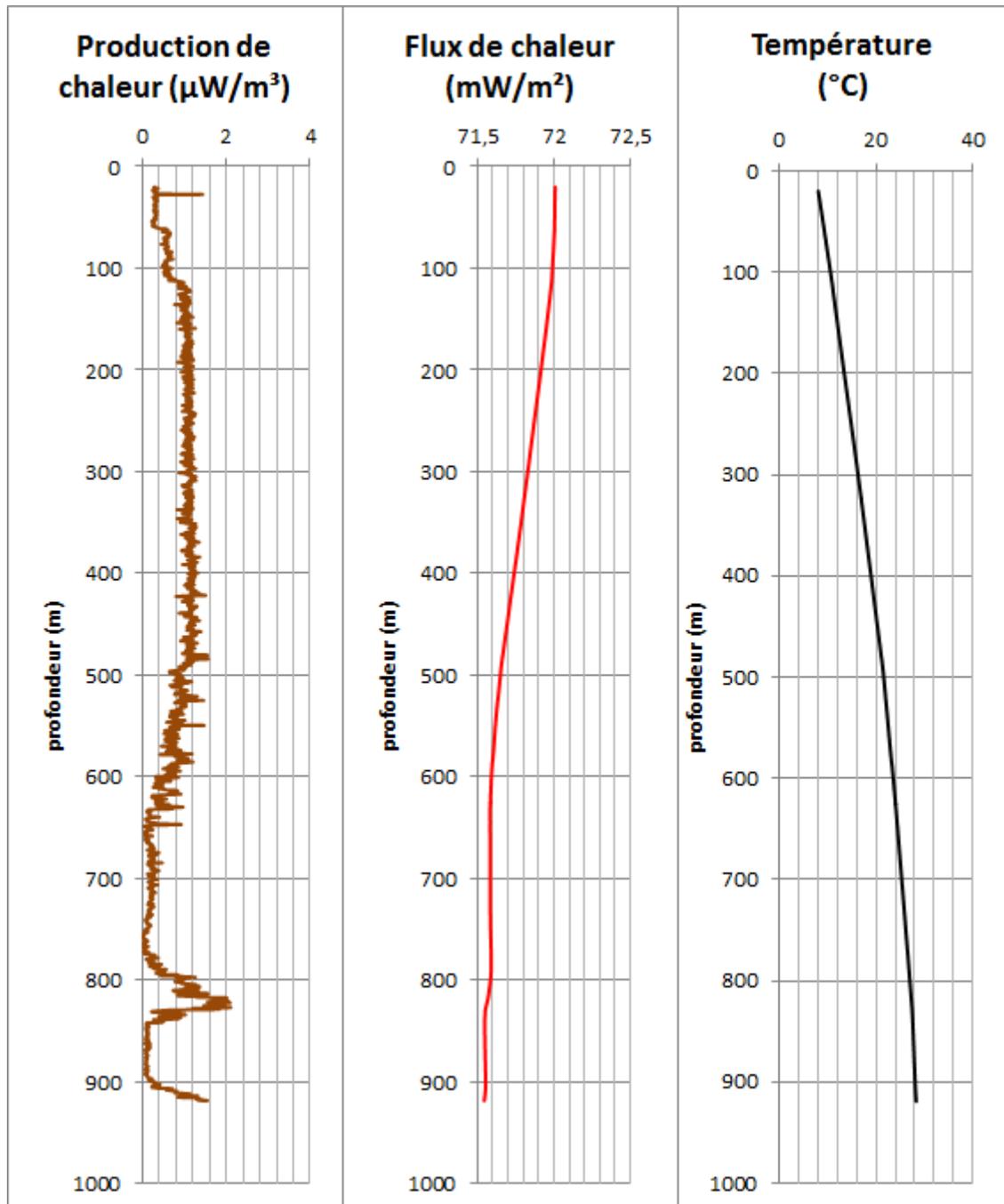
Puits 66 : A255



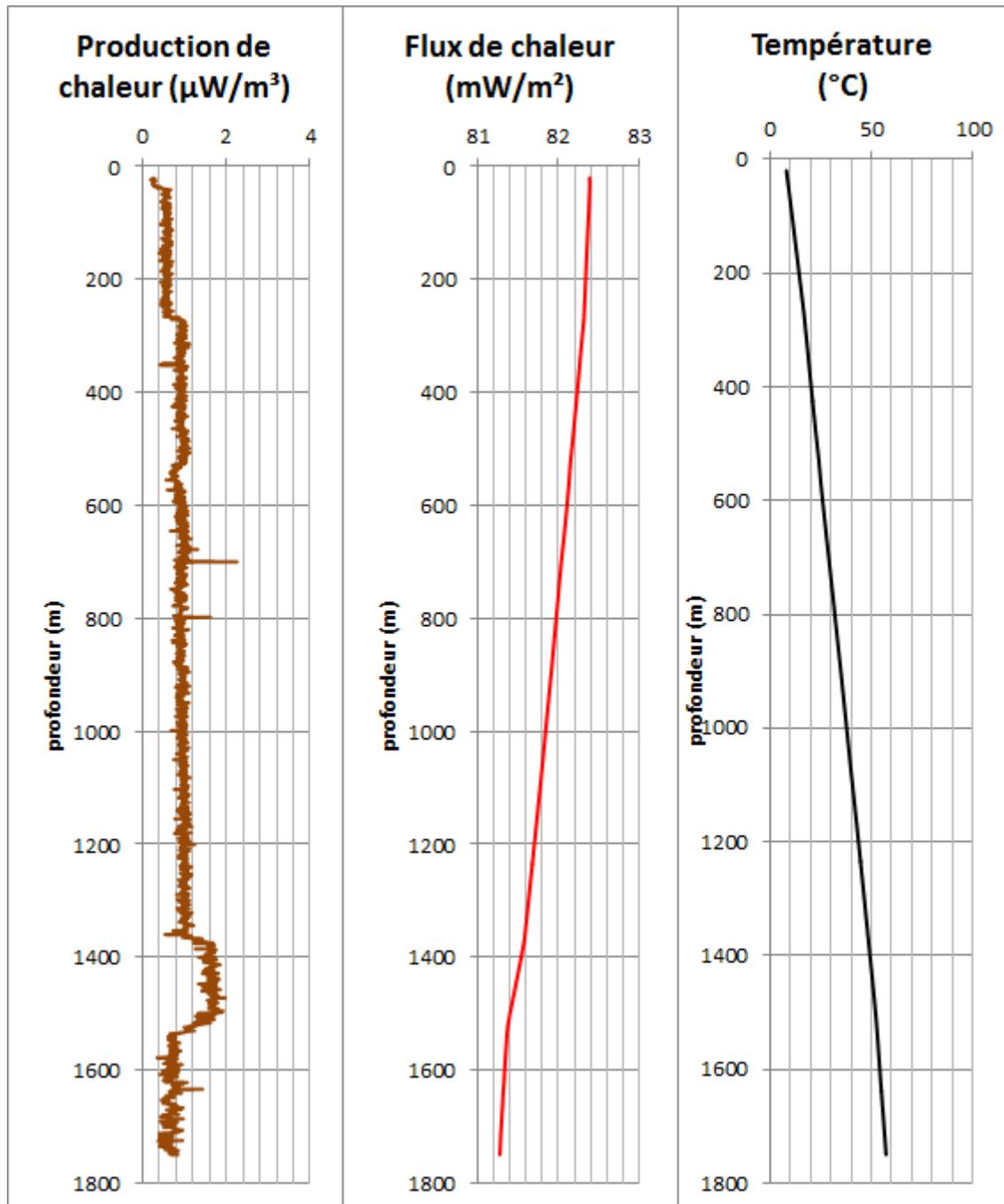
Puits 67 : A256



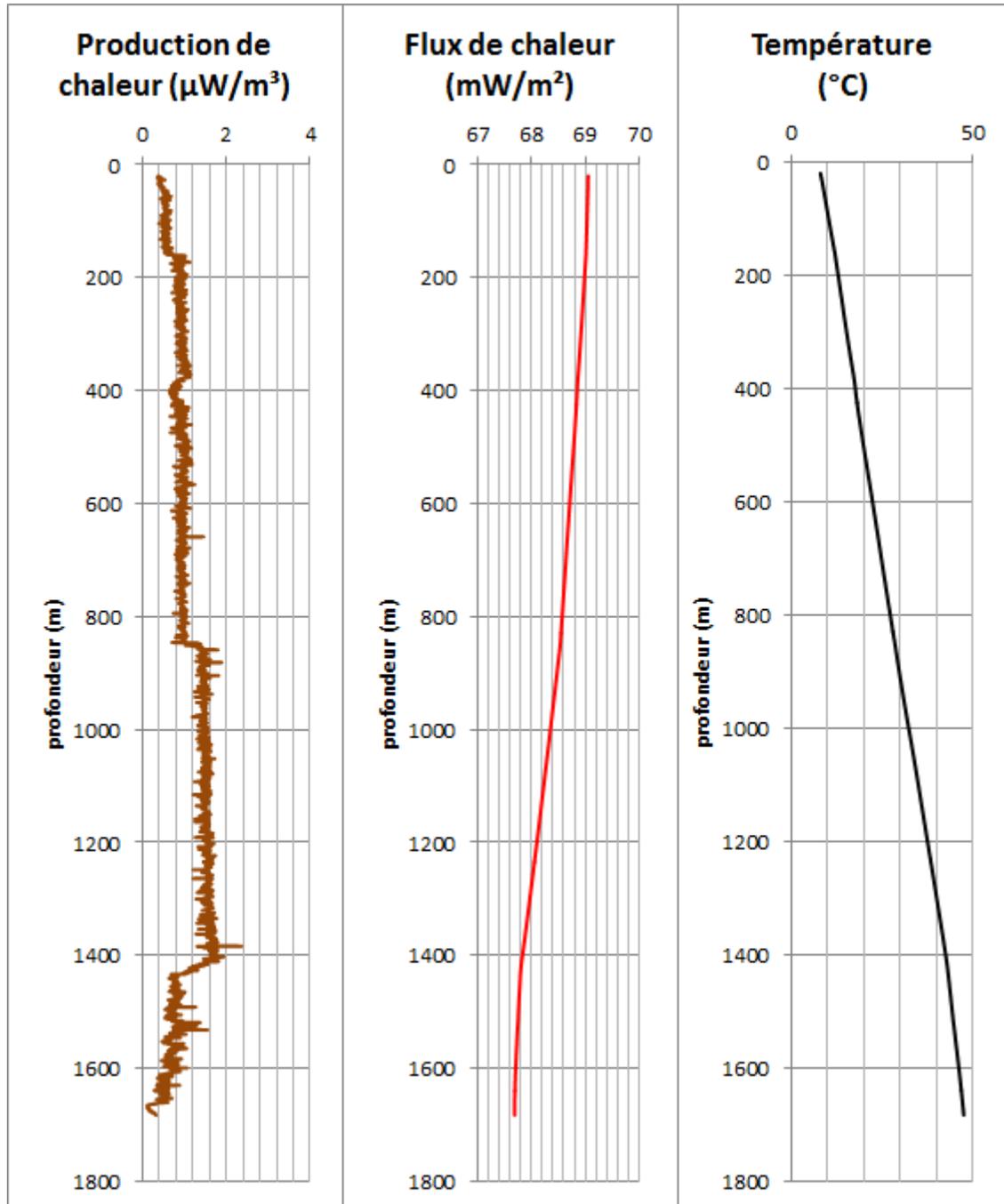
Puits 68 : A257



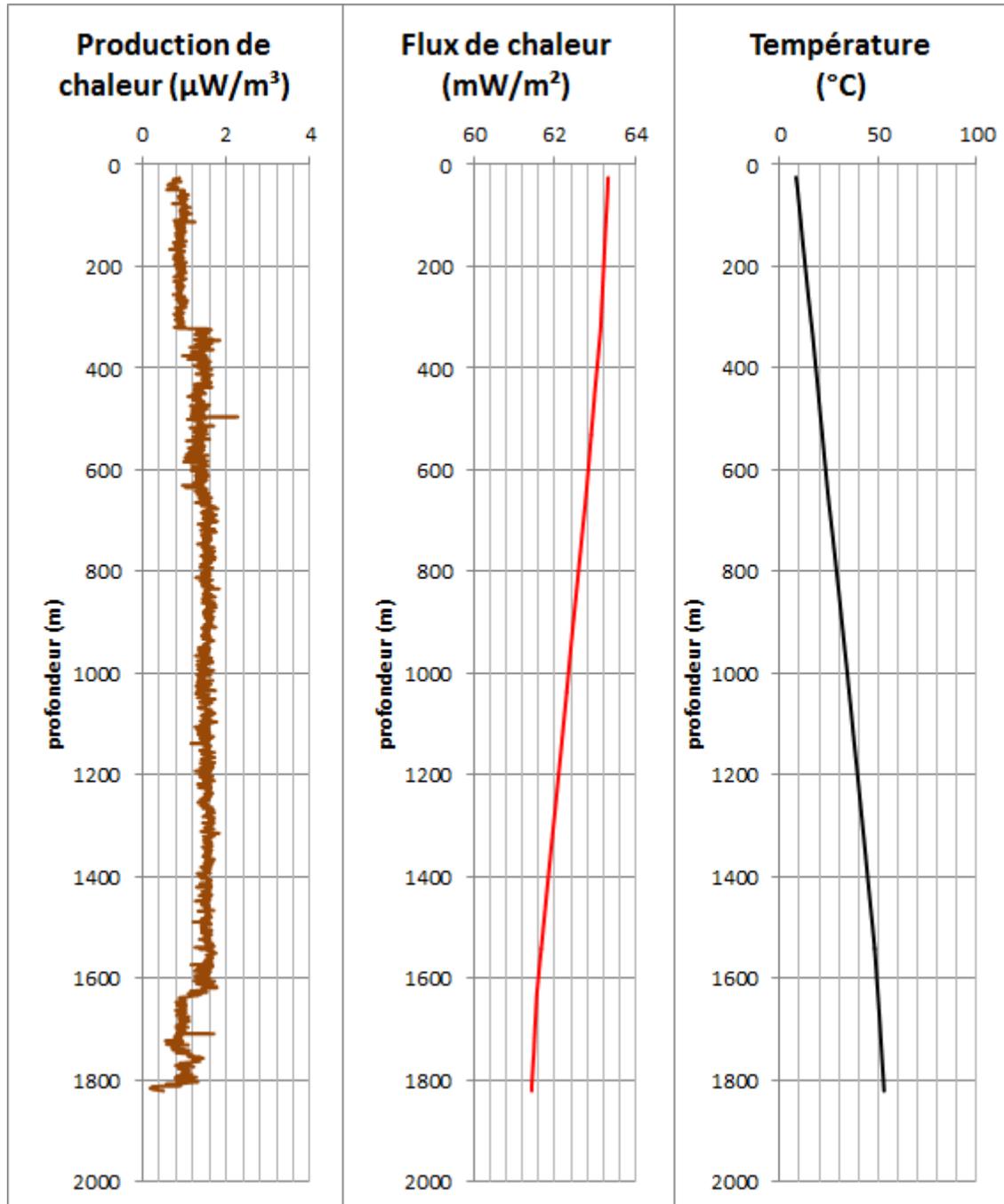
Puits 69 : A258



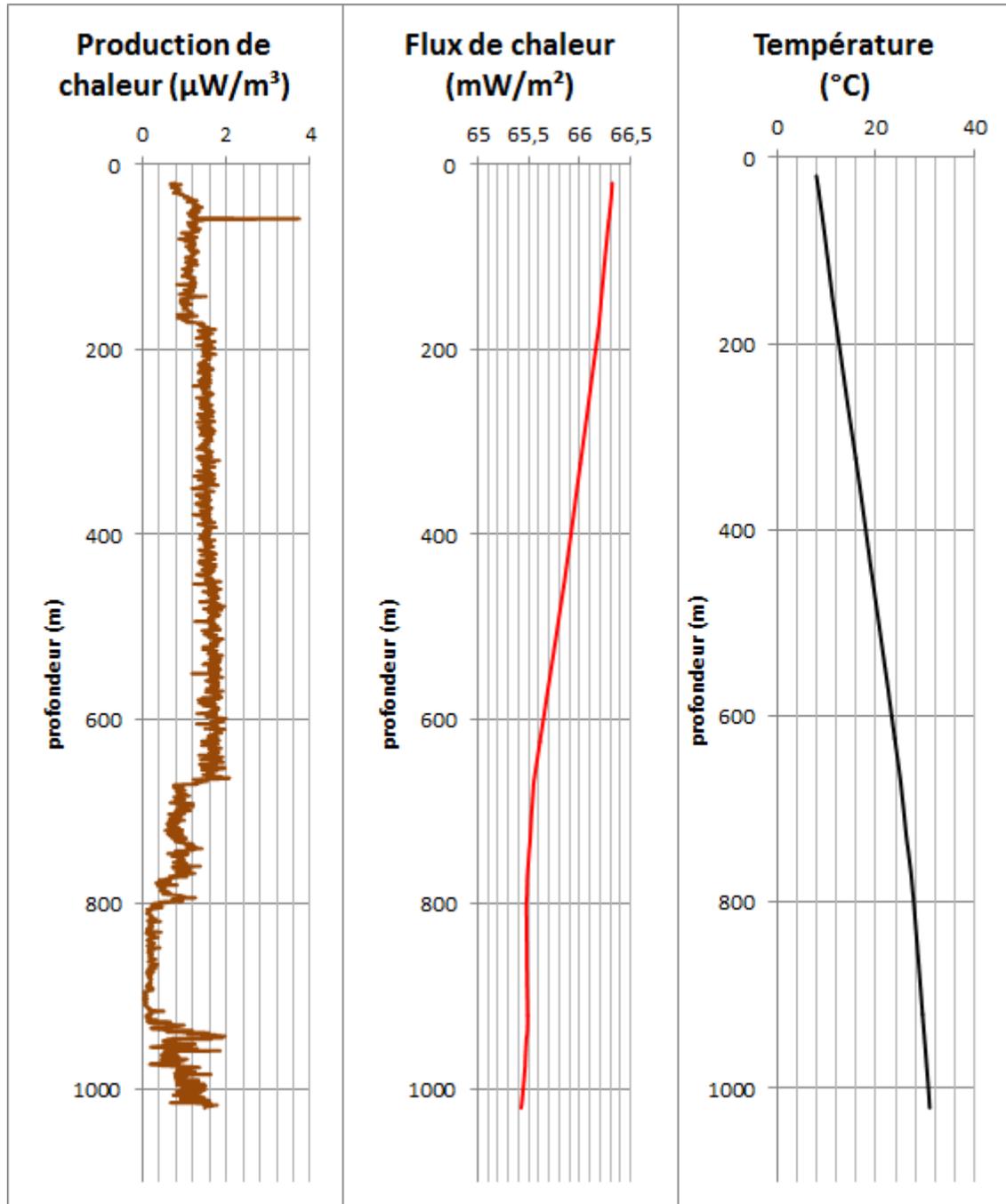
Puits 70 : A259



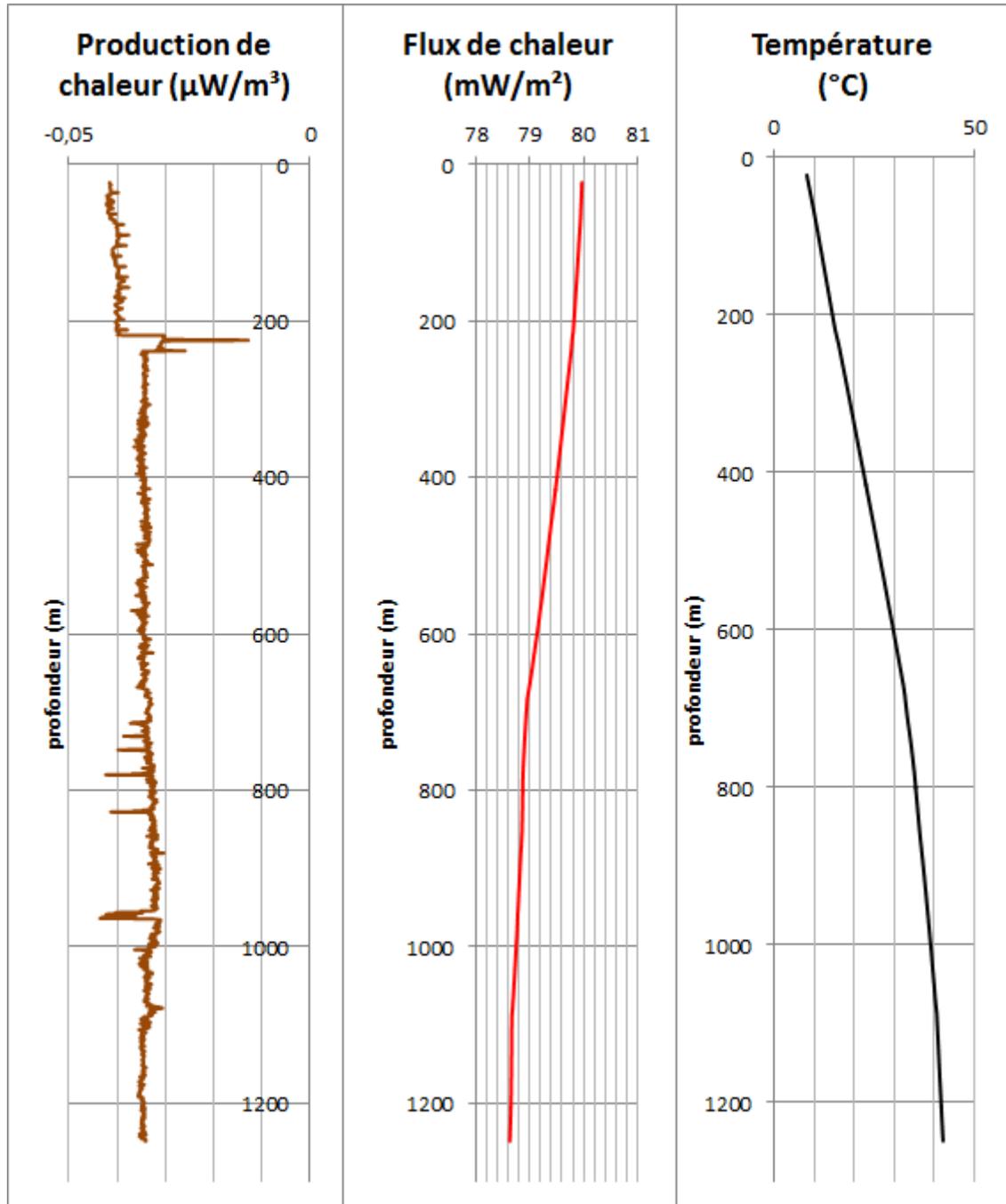
Puits 71 : A261



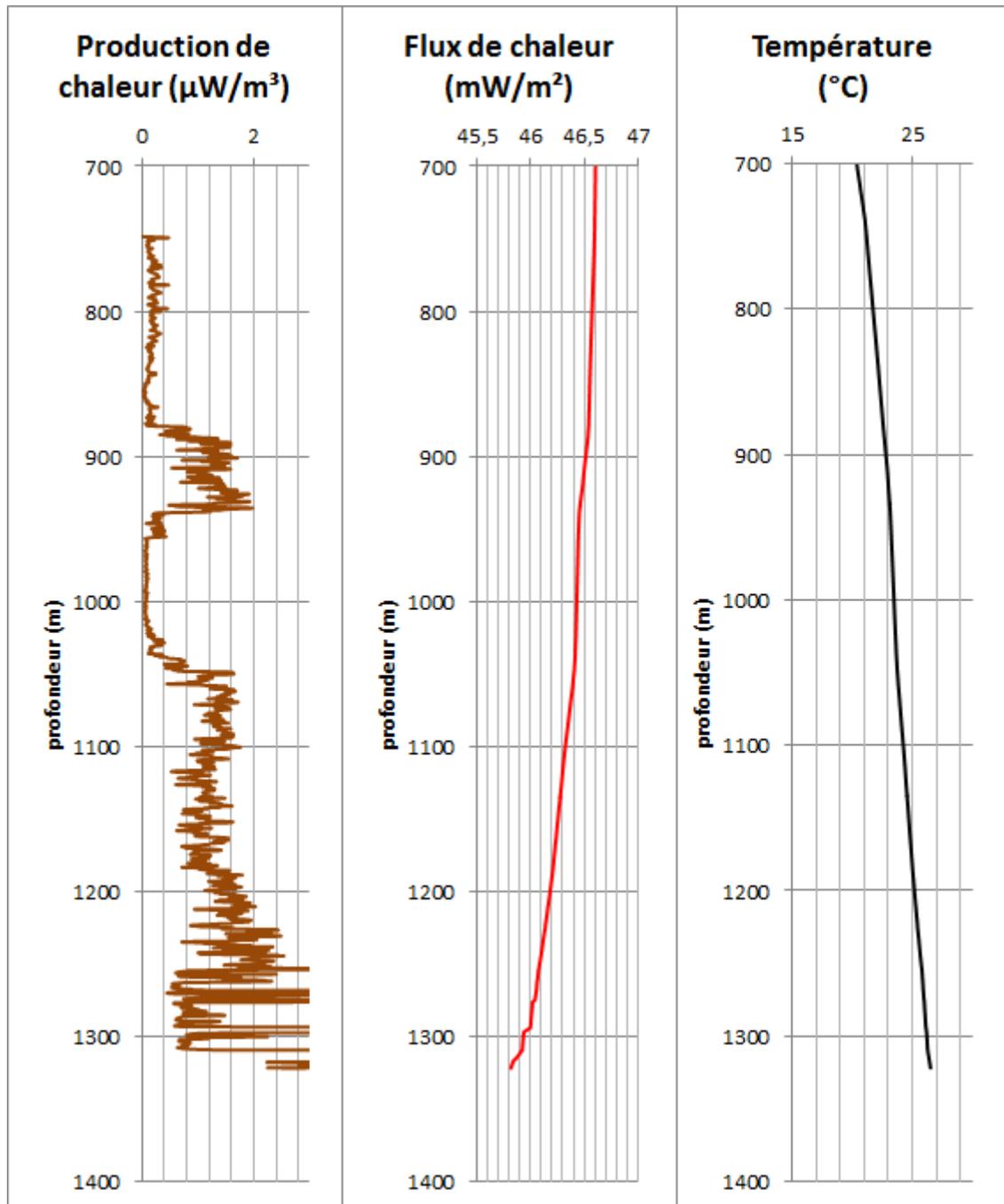
Puits 72 : A263



Puits 73 : A266



Puits 74 : A267



Puits 75 : A270

