

Utilisation des méthodes géophysiques pour l'auscultation des digues en eau

Étude de cas sur le canal du Centre (France)

Grégory BIÈVRE

Laboratoire régional des Ponts et Chaussées d'Autun

Christophe NORGEOT

DESS de Géophysique appliquée de l'université Paris VI

RÉSUMÉ

Différentes méthodes d'auscultation géophysiques non destructives ont été testées sur un corps de digue (canal du Centre, France) où des fuites existent en pied de digue. Le canal est ici construit en profil mixte (déblai côté vallée et remblai côté coteau). Une étude géologique détaillée du secteur, préalable aux mesures géophysiques, indique que la structuration locale du site, composé de formations jurassiques carbonatées de plateforme assez fortement fracturées et organisées en lanières étroites pentées vers l'est, permet la présence d'une nappe de versant qui jouerait un rôle non négligeable dans l'apparition des fuites. De plus, le canal, dans le secteur d'étude, recouperait au moins deux failles. Des mesures de paramètres physiques sur des eaux en différents endroits (puits, drains, sources, piézomètres en forage dans le corps de digue, fuites en pied de digue) révèlent la présence de trois types d'eaux (eau du canal, eau de nappe, eau de mélange). Des prospections géophysiques ont été menées aussi bien sur le corps de digue (sismique réfraction, radio-magnétotellurique, radar) que sur le fond du canal (trainé électrique aquatique de résistivité apparente) pour caractériser l'ensemble du secteur. Un appareil expérimental de trainé aquatique de potentiels électriques spontanés a également été testé. Une campagne de forages mécaniques a permis de caler l'ensemble des données. Les résultats indiquent une bonne adéquation ainsi qu'une bonne complémentarité entre les différentes techniques mises en œuvre, de même qu'une extrême complexité du site d'étude. Enfin, ce travail confirme l'utilité des méthodes géophysiques pour le diagnostic des corps de digue en eau.

DOMAINE : Sciences pour le génie civil.

ABSTRACT

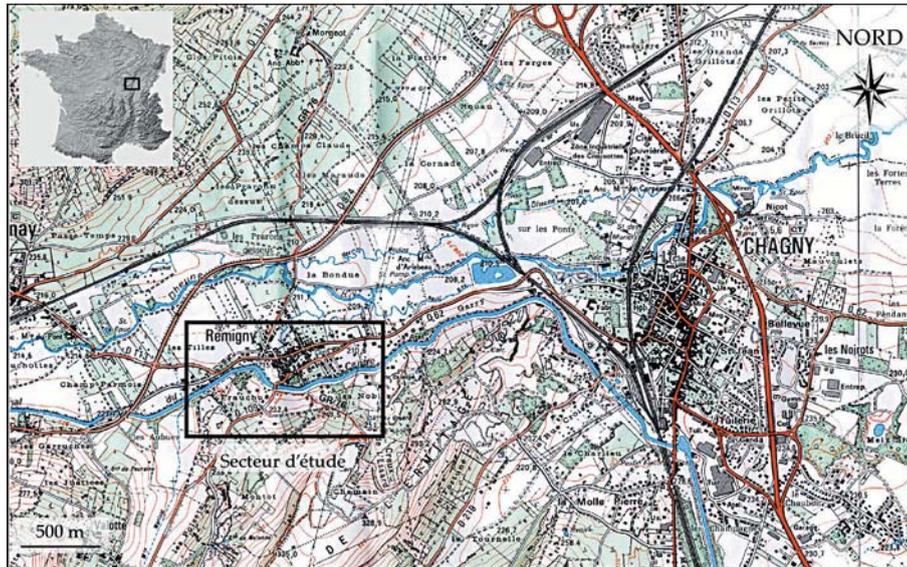
ON THE USE OF GEOPHYSICAL METHODS FOR THE CHARACTERIZATION OF EARTH DAMS.
A CASE STUDY ON THE CANAL DU CENTRE (FRANCE)

Various non-destructive geophysical prospecting methods were tested on an earth dam (canal du Centre, France), where leakages exist and can be observed downslope. The canal was built with a mixed transversal profile (cut on the table side and filled on the valley side). Previous to geophysical prospecting, a site modelling was carried out using a geological study indicating that the local structure of the site, made up of carbonate Jurassic platform strata heavily broken up into narrow strips gently dipping towards the East, allows the presence of a water table within these strata that could partly be responsible for observed downslope leakages. Furthermore, the canal crosses at least two faults in the study area. Measured physical parameters on water in different places (wells, drains, sources, canal, piezometers within the dam, downslope leakages...) reveal the occurrence of three types of water (water table, canal water, mix water). Geophysical prospecting has been carried out on the dam (seismic refraction, radiomagnetotellurics, ground-penetrating radar) as well as at the base of the canal (subaquatic resistivity profiling) in order to characterize the whole area. An aquatic Streaming Potential profiling device has also been tested. Drillings on the dam allow the calibration of the whole set of data. Results display a good correlation as well as good complementarity between the different methods that were used, along with the site's extreme complexity. Finally, this research confirms the relevance of geophysics for the assessment of earth dams.

FIELD: Civil engineering sciences.

INTRODUCTION

Depuis de nombreuses années, les habitants de la commune de Rémigny (Saône-et-Loire ; Fig. 1) qui se trouvent à proximité du pied de digue du canal du Centre (côté vallée) sont victimes d'infiltrations d'eaux. Ces dernières sont observables en pied de digue de même que dans plusieurs habitations.



□ **Figure 1**
Localisation géographique du secteur d'étude.

Une inspection visuelle du canal réalisée par la société ISL [ISL, 1994] indique que ce dernier n'est pas la seule source d'alimentation des fuites observées dans la digue, mais que la nappe de versant joue aussi un rôle. Deux observations complémentaires renforcent ces indications :

- le débit des fuites varie en fonction de la pluviométrie, bien que le niveau d'eau du canal reste constant ;
- des infiltrations dans le canal existent en rive droite, c'est-à-dire côté coteau ; l'origine de ces eaux est donc forcément la nappe de versant.

Cependant, il reste difficile de faire la part des choses (alimentation des fuites par le canal *versus* alimentation par la nappe), aucun suivi piézométrique n'ayant été effectué depuis l'étude ISL de 1994. Les essais de traçage à la fluorescéine, au droit des deux zones de fuites en pied de versant, montrent que des fuites existent en provenance du canal et alimentent également ces résurgences.

Il est apparu nécessaire de disposer d'informations sur l'organisation stratigraphique, structurale et hydrogéologique de cette partie du canal, afin de pouvoir mieux apprécier la proportion d'eau en provenance du canal responsable des infiltrations dans les habitations. Dans le cadre de cette étude, des reconnaissances par méthodes géophysiques (radio-magnétotellurique) ont été employées, et des forages ont été réalisés pour caler les méthodes [Rousseau et de Sambucy, 1993]. Après un travail de synthèse [Norgeot, 2000], qui intégrait des données de sondages mécaniques et de radio-magnétotellurique (RMT), d'autres prospections ont été menées (sismique réfraction, traîné aquatique de résistivité apparente, radar géologique).

Cet article présente une synthèse des méthodes géophysiques non destructives mises en œuvre sur ce site et identifie celles qui ont donné des résultats exploitables. Les résultats obtenus suite au test d'une méthode de traîné aquatique de potentiels électriques spontanés PS [Norgeot, 2000] sont également exposés. Ce travail, qui s'inscrit pleinement dans les thèmes actuels de recherche [Mériaux et al., 2001 ; Fauchard et Mériaux, 2004], montre l'intérêt de faire précéder toute étude et mesure sur l'ouvrage en lui-même par une étude géologique et structurale détaillée lorsqu'il est intimement lié à l'encaissant géologique.

Par la suite, le mot « infiltration » désignera tout apport d'eau depuis la nappe de versant vers le canal et « fuite » tout départ d'eau depuis le canal vers l'extérieur (au travers du corps de digue, ou par le substratum).

CADRE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

Le secteur d'étude se situe sur la commune de Rémigny, à proximité de la ville de Chagny (cf. Fig. 1). Le canal du Centre emprunte la vallée de la Dheune ; il est ici situé en pied de coteau et construit en profil mixte : déblai côté coteau et remblai côté vallée (Fig. 2).

La morphologie de la région révèle deux grands ensembles. La partie occidentale est un plateau calcaire qui domine la plaine de Bresse, à l'est. Ce plateau calcaire est entaillé par la Trouée de la Dheune (Fig. 3), qui joint le Morvan à la plaine de Saône.

Les niveaux calcaires du secteur d'étude sont datés du Jurassique moyen et supérieur (cf. Fig. 3 et 4). Il s'agit de formations carbonatées plus ou moins massives, à stratifications marquées, déposées en milieu peu profond (nombreuses passées oolithiques, stratifications obliques), qui alternent avec des formations marneuses (marnes à Digonelles du Callovien, marnes de l'Oxfordien moyen et de l'Oxfordien supérieur). La plaine est constituée de formations fluvio-lacustres et fluviales qui se déposent depuis le Tertiaire dans le fossé bressan. Les pieds de pente sont formés d'éboulis et de colluvions.

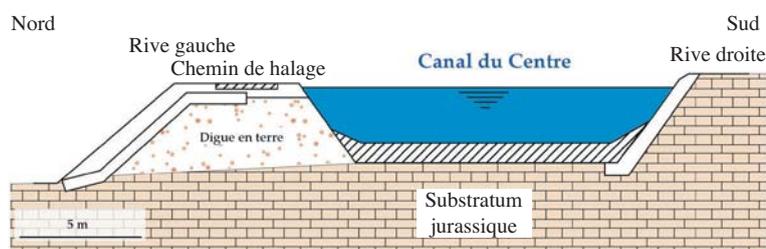
Du point de vue structural, l'organisation de la région est principalement liée à la phase tectonique alpine. Ces mouvements ont été actifs durant tout le Tertiaire ; plusieurs phases, surtout lors de la crise oligocène, ont contribué à l'approfondissement de la dépression bressane. L'ensemble des niveaux calcaires se trouve alors découpé et s'effondre vers l'est.

Dans le cas précis du secteur d'étude, la vallée de la Dheune constitue une charnière structurale d'échelle régionale (Fig. 3a). Au nord se trouvent les plateaux tabulaires ou monoclinaux faillés de l'Arrière-Côte, organisés en marches d'escaliers effondrées vers l'est ; il s'agit de la limite sud du Seuil de Bourgogne. Au sud de la trouée de la Dheune, les plateaux jurassiques correspondent à la structure monoclinale faillée du chalonnois, arrangée en lanières étroites séparées par des accidents et pentées d'environ 5° vers l'est-sud-est. Cette unité structurale s'ennoie sous la Bresse à l'est (cf. Fig. 3). La trouée de la Dheune est un fossé d'effondrement résultant de la réactivation d'une faille varisque [Rat, 1986]. Cette dernière est le prolongement de l'accident qui limite la bordure septentrionale du bassin de Blanzay et a fonctionné en décrochement sénestre [orientation N60-70°E ; Fleury et Gélard, 1983].

Les deux niveaux qui forment l'encaissement du canal du Centre au droit du secteur étudié sont, d'une part, le Bathonien supérieur et Callovien (de bas en haut : Grenu inférieur, marnes à *Digonella divionensis*, Grenu supérieur, calcaires à chailles rubanées et calcaires argileux noduleux) d'une puissance d'environ 25 m et, d'autre part, les calcaires de Saint-Romain d'une puissance d'environ 50 m (Fig. 3b et cf. Fig. 4).

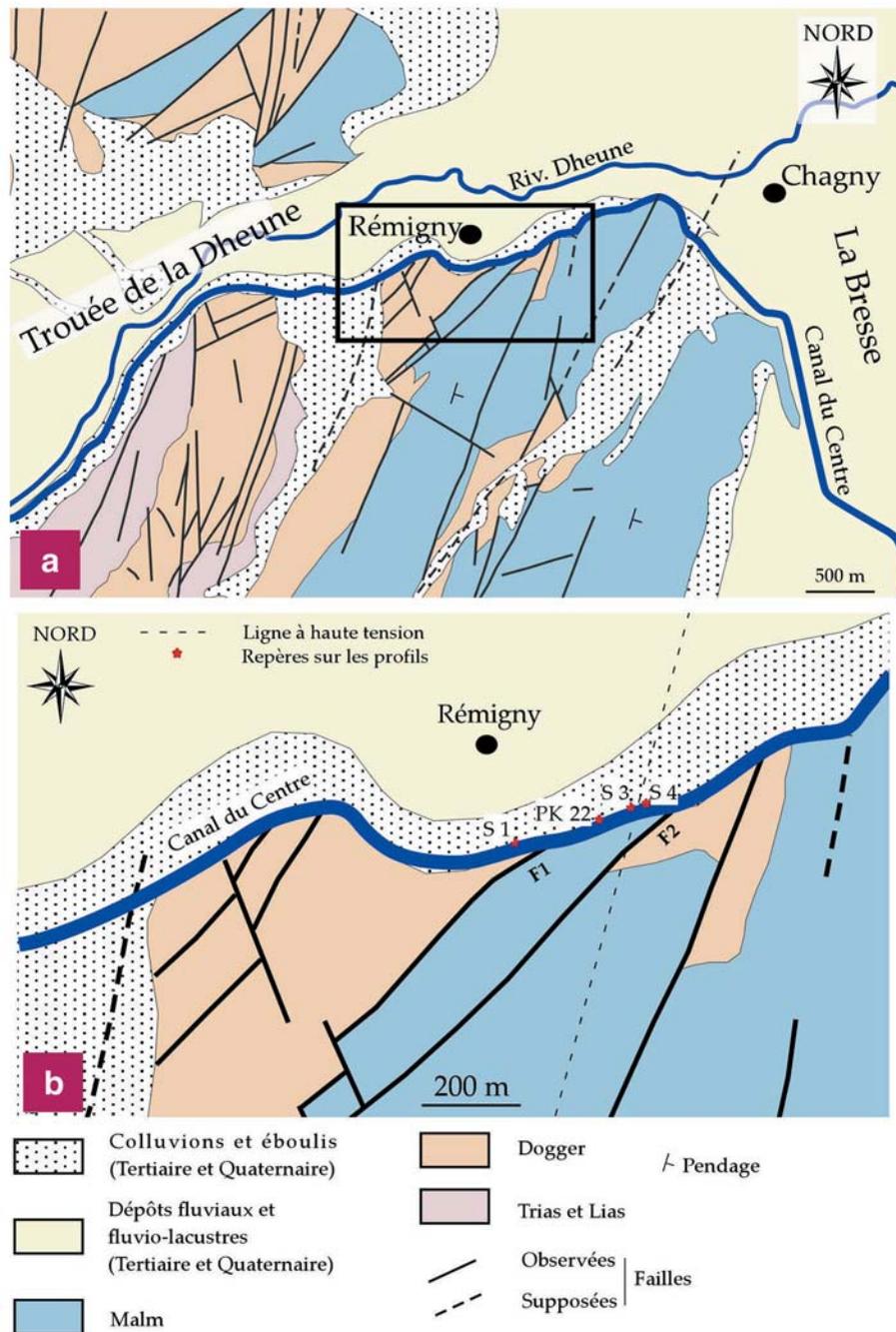
Ces deux formations sont séparées par une faille, notée F1 sur la figure 3b, orientée N40-45°E, avec effondrement du bloc situé à l'ouest. En fin de zone vers l'est, une deuxième faille verticale de même orientation (F2 sur Fig. 3b) met en contact les calcaires de Saint-Romain et les calcaires du Bathonien supérieur et Callovien, effondrés vers l'est (cf. Fig. 3b).

L'organisation sédimentaire (formations carbonatées stratifiées) et la structuration morphotectonique (lanières étroites pentées vers l'est et fracturations importantes) favorisent la présence d'aquifères dans ces niveaux jurassiques (terrains karstiques), les eaux étant rapidement dirigées vers une cassure. À la base des Calcaires de Nantoux (cf. Fig. 4), par exemple, qui est plus ou moins dolomitisée, se sont formées plusieurs grottes situées dans la région [Fleury et Gélard, 1983]. De plus, d'après la carte géologique, il semblerait que le canal, dans le secteur d'étude, soit en partie bâti au droit de deux failles F1 et F2 (cf. Fig. 3b).



□ Figure 2

Coupe transversale du canal du Centre au niveau du secteur d'étude. Modifié d'après ISL [1994].



□ **Figure 3**

Cadre géologique du secteur d'étude [d'après Fleury et Gélard, 1983].

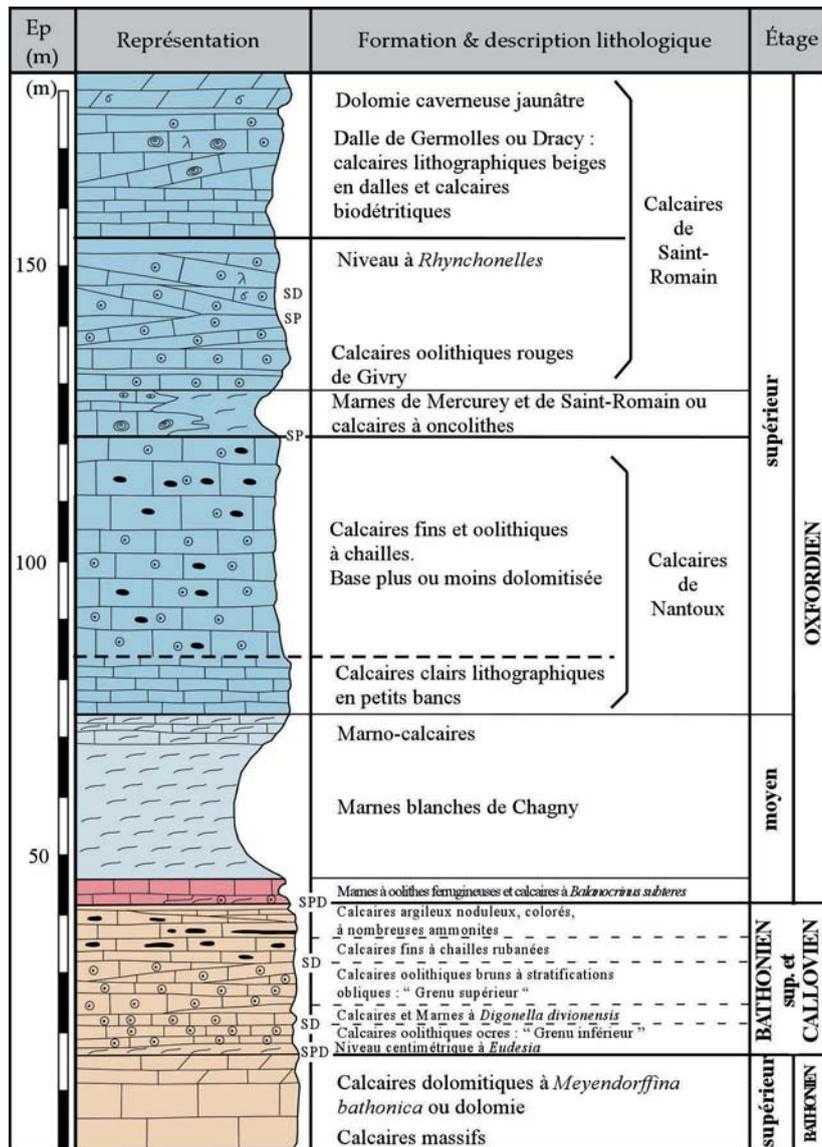
a. Schéma structural régional.

b. Zoom sur le secteur étudié et position des points repères.

MÉTHODES D'ÉTUDES ET RÉSULTATS

Mesures physiques sur les eaux

Des mesures ponctuelles sur des prélèvements d'eau ont été réalisées en divers endroits : canal, puits, drains, forages, infiltrations, source. Trois séries d'échantillonnages ont été effectuées en juillet 1996, octobre 1996 et janvier 1997 [Archambault, 1997]. Trois paramètres ont été mesurés pour tenter



□ **Figure 4**

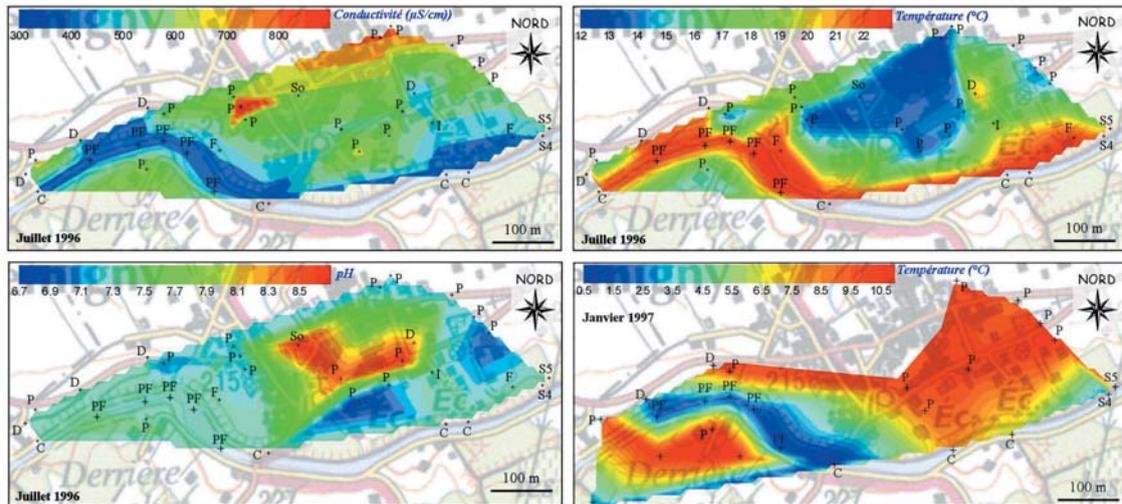
Log lithostratigraphique des terrains rencontrés [d'après Fleury et Gélard, 1983]. SD : surface durcie, SP : surface perforée, SPD : surface perforée durcie.

de caractériser les eaux et l'origine des fuites : nappe de versant, canal ou les deux. Ces paramètres sont :

- la conductivité électrique qui représente la facilité avec laquelle le courant électrique peut circuler. Elle est exprimée ici en microSiemens par centimètre ($\mu\text{S}/\text{cm}$) ;
- la température de l'eau, exprimée en degrés Celsius ($^{\circ}\text{C}$) ;
- le pH.

Les cartes (Fig. 5) présentent les mesures effectuées en juillet 1996 ainsi que les mesures des températures du mois de janvier 1997. La densité des points de mesures ainsi que le lieu de prélèvement (drain, canal, sondage, source, puits) sont indiqués sur cette figure. Des points fictifs notés PF ayant les mêmes caractéristiques que l'eau du canal ont été ajoutés, afin de représenter le cheminement de l'eau du canal ; une interpolation a été construite par triangulation.

L'observation de ces cartes permet de révéler plusieurs types d'eaux sur la base des caractéristiques physiques. Pour le mois de juillet 1996, il existe d'abord une eau de faible conductivité (inférieure à $450 \mu\text{S}/\text{cm}$), température élevée (supérieure à 21°C) et de pH voisin de 7,5. Ensuite, il est possible de discerner une eau de forte conductivité (supérieure à $500 \mu\text{S}/\text{cm}$), faible température (inférieure à

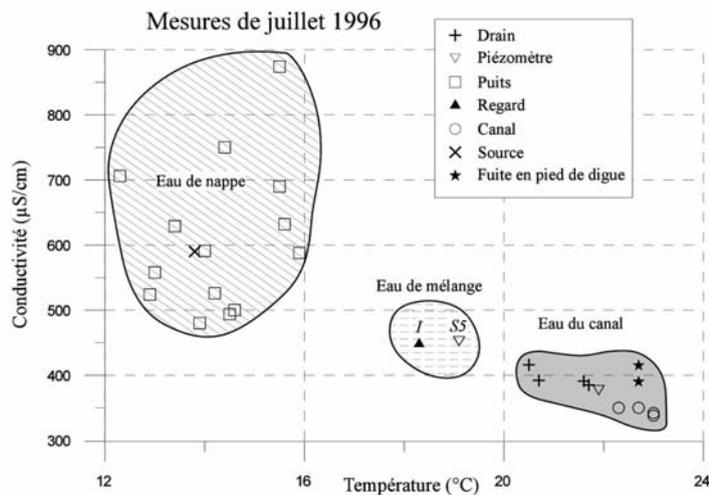


□ **Figure 5**

Mesures physico-chimiques de juillet 1996 et octobre 1997 [données issues de Archambault, 1997].

C : canal ; D : drain ; I : moyenne des infiltrations chez l'habitant ; P : puits ; S_n : piézomètre en forage ; So : source ; PF : point fictif.

□ **Figure 6**
Diagramme conductivité – température d'après les mesures physico-chimiques de juillet 1996 [données issues de Archambault, 1997]. L'analyse de ce diagramme permet de distinguer trois types d'eaux qui correspondent à l'eau du canal, à l'eau de nappe et à une eau intermédiaire entre les deux précédentes (eau de mélange).



17 °C) et de pH supérieur à 7,5. Ces deux types d'eau correspondent respectivement à l'eau du canal, de forte température (eau de surface en été), puis à une eau de nappe, de faible température, car située dans le substratum, et de forte conductivité puisqu'elle peut se charger en ions en transitant dans l'aquifère. Les pH, *a priori*, ne permettent pas d'effectuer le même type de différenciation.

La carte des températures de janvier 1997 permet de distinguer deux origines d'eaux, les températures étant logiquement réparties de façon inverse par rapport à l'été (cf. Fig. 5) : l'eau du canal est dans ce cas plus froide que l'eau de nappe.

Une première analyse de ces cartes révèle que certaines mesures faites dans des puits (donc vraisemblablement sur une eau de nappe) présentent les mêmes caractéristiques que celles portant sur des infiltrations dans des habitations. De même, des eaux d'infiltration présentent les mêmes caractéristiques que l'eau du canal. Ces résultats indiquent *a priori* une origine mixte des eaux qui s'infiltrèrent dans les habitations.

La construction d'un diagramme température *versus* conductivité des prélèvements de juillet 1996, présenté sur la figure 6, permet de confirmer cette première analyse et de mettre en évidence une répartition des points selon trois groupes qui s'individualisent de façon nette. Les mesures effectuées sur les eaux de nappe (les puits et la source) se caractérisent par une faible température (12 à 16 °C)

et une forte conductivité (450 à 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$). À l'inverse, celles qui concernent les eaux du canal sont faiblement conductrices (300 à 425 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et plus chaudes (20 à 24 °C). Deux mesures (température de 18 à 19 °C et conductivité de l'ordre de 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$) montrent un stade intermédiaire, correspondant vraisemblablement à un mélange d'eau de nappe et d'eau du canal. Il est aussi possible de penser que la proportion d'eau du canal est plus importante, les caractéristiques de ces eaux étant plus proches de celles du canal que de celles de l'eau de nappe. Cette hypothèse peut toutefois être à moduler en fonction de la vitesse d'écoulement de l'eau du canal dans le sol *via* des fuites.

Il est intéressant de voir que les deux points intermédiaires correspondent à une mesure effectuée dans un forage en berge du canal et sur une infiltration dans une habitation. La mesure en sondage (repère S5, cf. Fig. 5 et 6) indique que le remblai de digue est traversé par de l'eau du canal ainsi que par de l'eau de nappe, cette dernière étant originaire des formations carbonatées en place. La mesure sur l'infiltration dans l'habitation (repère I, cf. Fig. 5 et 6) indique que ces dernières sont dues à une eau de mélange.

Méthodes géophysiques

Différentes méthodes géophysiques ont été employées pour tenter d'identifier les formations présentes. Les prospections ont été menées sur le corps de digue (radio-magnétotellurique, sismique réfraction, radar géologique) ou bien sur le fond du canal (trainé aquatique de résistivité apparente). Une technique en développement, le trainé aquatique de potentiels spontanés, a aussi été mise en œuvre. Elle est présentée après les sondages mécaniques. La figure 7 donne l'emplacement des différents profils géophysiques.

Radio-magnétotellurique

Deux profils de radio-magnétotellurique (RMT) ont été réalisés d'ouest en est sur le chemin de halage, côté vallée [Rousseau et de Sambucy, 1993 ; localisation des profils sur la figure 7]. La découverte de cette méthode est à porter au crédit de Cagniard [1953], la mise en application de la RMT datant du milieu des années 1970 [e.g. Guineau, 1975]. La RMT est une technique de prospection électromagnétique à basse fréquence avec émetteur rejeté à l'infini. Elle fournit une mesure en continu de la résistivité apparente du sous-sol en utilisant les émetteurs de radiodiffusion civile dont les fréquences se situent entre 10 kHz et 1 MHz. Les ondes émises se propagent dans la terre en générant des courants électriques par induction. Ces derniers peuvent être reliés aux champs électrique et magnétique qui sont mesurés, pour des fréquences déterminées, respectivement par un dipôle capacitif placé au niveau du sol et par une bobine inductive. Le calcul des résistivités apparentes est effectué par l'équation (1) régissant les phénomènes magnétotelluriques [Cagniard, 1953] :

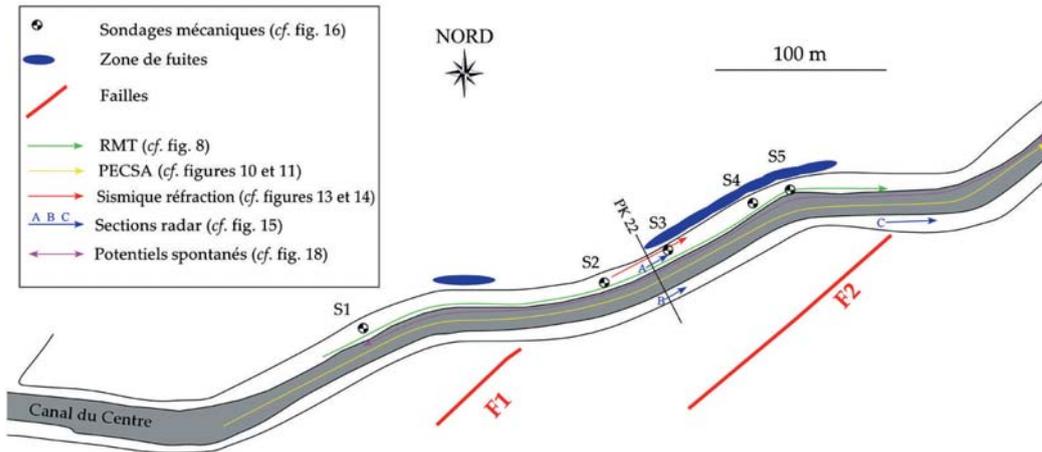
$$\rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (1)$$

avec

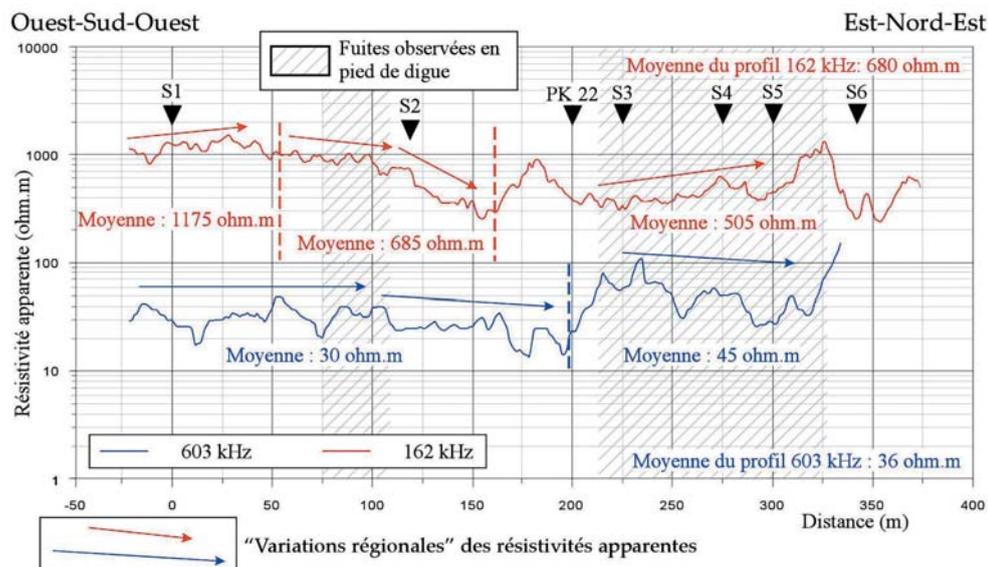
- ρ_a = résistivité apparente ($\Omega \cdot \text{m}$),
- E_x = champ électrique à la surface du sol (V/m),
- H_y = champ magnétique à la surface du sol (A/m), perpendiculaire à E_x ,
- f = fréquence de l'onde électromagnétique choisie (Hz),
- μ_0 = perméabilité magnétique du vide ($= 4\pi 10^{-7}$ H/m).

Le matériel de mesures est tracté par un véhicule qui circule sur le corps de digue. En conditions facilement carrossables, il est possible de réaliser plusieurs kilomètres de mesures par jour. Les résultats se présentent sous la forme de profils de résistivité apparente (Fig. 8). Deux fréquences ont été utilisées (162 et 603 kHz), les plus basses fréquences permettant une profondeur d'investigation théorique plus importante.

Le profil à 603 kHz indique une moyenne pour l'ensemble du profil de 36 $\Omega \cdot \text{m}$. Il est possible de distinguer deux ensembles, sur la base de l'analyse des « variations régionales » [Lagabrielle et Hollier-Larousse, 1985 ; Hollier-Larousse, 1997], matérialisés par des flèches sur la figure 8. Ces dernières indiquent la « tendance » de l'allure des courbes : augmentation moyenne ou diminution des valeurs de résistivité apparente. Le premier secteur, depuis le début de profil jusqu'au PK 22, a une résistivité apparente moyenne de 30 $\Omega \cdot \text{m}$ et présente quelques variations locales de faible amplitude (cf. Fig. 8). À partir du PK 22 et jusqu'en fin de profil, la valeur moyenne est de 45 $\Omega \cdot \text{m}$ et comporte aussi quelques variations locales de faible amplitude. Il ressort de ce profil un compartimentage en deux blocs, les terrains superficiels étant globalement un peu plus résistifs à partir du PK 22.



□ **Figure 7**
Localisation des mesures géophysiques.



□ **Figure 8**
Profils de radio-magnétotellurique (RMT) réalisés sur la crête de digue [modifié d'après Rousseau et de Sambucy, 1993]. La position des profils est indiquée sur la figure 7. La valeur moyenne de résistivité apparente de chaque profil est donnée, de même que celle de chaque zone homogène. Les flèches indiquent les « variations régionales » des résistivités apparentes [Lagabrielle et Hollier-Larousse, 1985].

Le profil à 162 kHz intéresse un volume de terrain plus important et correspond donc à une investigation *a priori* à plus grande profondeur. La moyenne pour l'ensemble du profil est de 680 Ω.m. De la même manière que précédemment, il est possible de distinguer trois zones sur la base des variations latérales des résistivités apparentes (cf. Fig. 8).

La profondeur de pénétration (ou profondeur de peau) est donnée par l'équation (2) [McNeill et Labson, 1991] :

$$z = \sqrt{\frac{\rho}{\pi \mu_0 f}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2)$$

avec

- z = profondeur de pénétration (m),
- ρ = résistivité apparente moyenne (Ω.m),

- μ_0 = perméabilité magnétique du vide ($= 4\pi 10^{-7}$ H/m),
- f = fréquence de l'onde électromagnétique (Hz).

Ainsi, à 162 kHz, avec une résistivité apparente moyenne du profil de 680 Ω .m (cf. Fig. 8), la profondeur de pénétration est d'environ 32 m et, à 603 kHz, de l'ordre de 4 m. On admet que la profondeur d'investigation d est égale à la moitié de la profondeur de pénétration. Pour une acquisition à 162 kHz, les données porteront donc sur l'encaissant géologique ($d = z/2 = 16$ m) ; de la même manière, le profil à 603 kHz intéressera les niveaux superficiels qui constituent le corps de digue ($d = z/2 = 2$ m).

Des travaux récents [Fauchard et Mériaux, 2004] ont cependant montré que cette méthode reste difficile à mettre en œuvre sur digue. Aujourd'hui, la préférence va à des méthodes électromagnétiques à basse fréquence (EMBF) de type Slingram.

Profilage électrique continu en site aquatique (PECSA)

La technique mise en œuvre consiste à injecter du courant électrique continu, au moyen d'un dipôle AB d'écartement fixe de 10 m, traîné sur le fond de l'eau, et à mesurer les différences de potentiel induites *via* un dispositif multiélectrodes NM_x également au fond de l'eau [Lagabrielle et Teilhaud, 1981 ; Lagabrielle, 1983, 1984 ; Lagabrielle et Chevalier, 1991]. L'ensemble comporte huit électrodes de mesures définissant sept dipôles dont le plus grand a un écartement NM_7 de 100 m (Fig. 9).

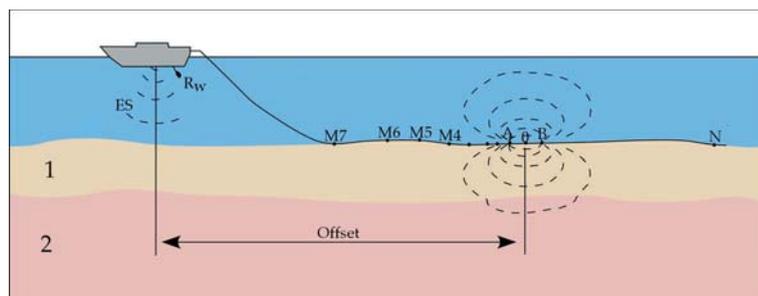
Pour un profil de PECSA donné, on enregistre donc simultanément sept résistivités apparentes définissant un sondage électrique qui correspond à des profondeurs d'investigations croissantes de NM_1 à NM_7 . La réalisation de plusieurs sondages électriques le long d'un profil, selon un pas d'échantillonnage approprié, permet d'étudier les variations verticales et latérales des résistivités apparentes du sous-sol le long de ce profil. Il est possible de réaliser, par cette méthode, plusieurs kilomètres de profilage par jour. Le calcul des résistivités apparentes est effectué par l'équation (3) [Lagabrielle, 1984] :

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{i} \quad (3)$$

avec

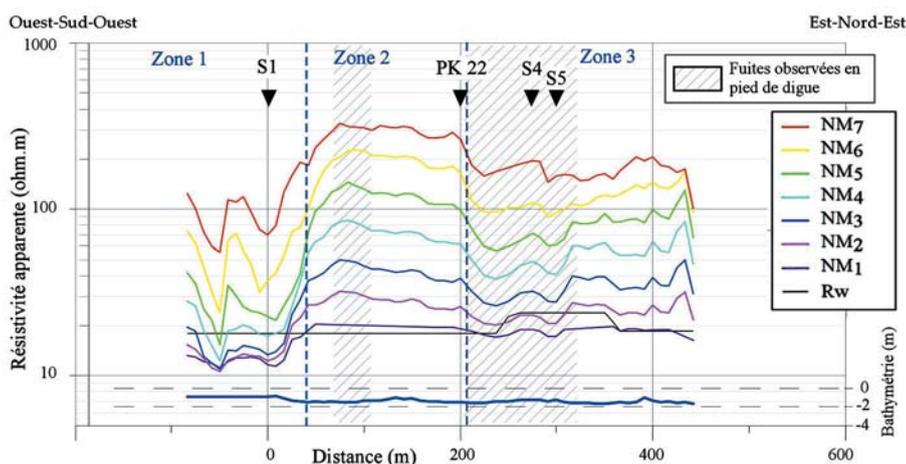
- ρ_a = résistivité apparente (Ω .m),
- $k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM_i} - \frac{1}{AN_i} - \frac{1}{BM_i} + \frac{1}{BN_i}}$: facteur géométrique, fonction du dispositif de mesure,
- ΔV = différence de potentiel mesurée (V),
- i = intensité du courant injecté (A).

Deux profils de résistivité apparente ont été réalisés afin d'établir les propriétés électriques du sous-sol sous le canal (cf. position des profils sur la figure 7). Les résultats obtenus sont de très bonne qualité et n'ont nécessité aucun filtrage *a posteriori*. La résistivité de l'eau, mesurée au moyen d'un quadripôle entièrement immergé de 24 cm en configuration Schlumberger, est constante sur l'ensemble



□ **Figure 9**

Profilage électrique continu en site aquatique. Dispositif de mesure de la résistivité apparente du sous-sol sub-aquatique appliquée ici aux terrains 1 et 2 de résistivités respectives ρ_1 et ρ_2 . A, B : électrodes d'injection – M_x , N : électrodes de mesure – R_w : mesure de la résistivité de l'eau – ES : échosondeur, mesure de la bathymétrie – offset : distance entre le bateau et le centre du dispositif de mesure (0), considéré comme étant au milieu du dipôle d'injection AB.



□ **Figure 10**

Profils de résistivité apparente en milieu aquatique [Bièvre, 2002]. Bathymétrie : hauteur d'eau dans le canal ; R_w : résistivité apparente de l'eau ; NM_1 à NM_7 : résistivité apparente du sous-sol selon des écartements d'électrodes de mesure croissants de 1 à 7 ($NM_1 = 56$ m, $NM_7 = 100$ m). La position des profils est indiquée sur la figure 7.

du profil (environ $20 \Omega.m$; Fig. 10). Les deux traînées ayant fourni des résultats analogue, un seul profil est présenté.

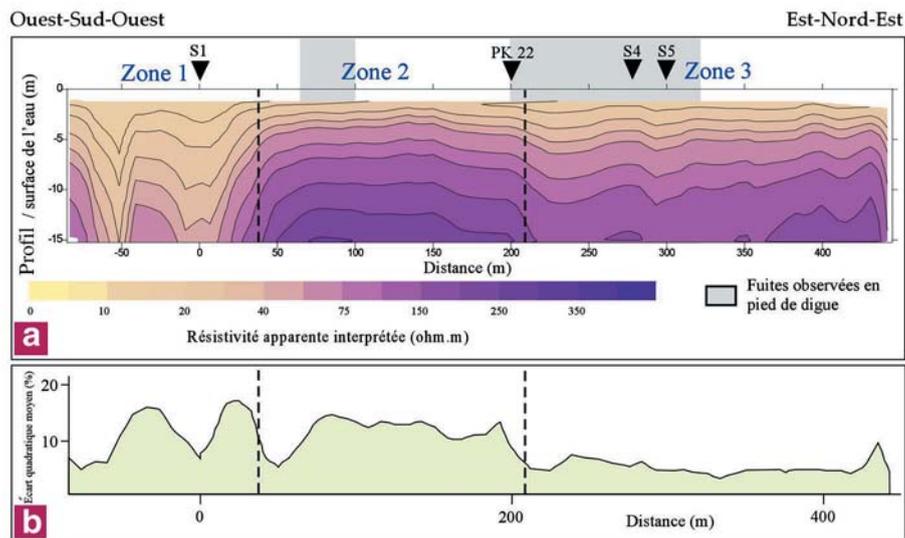
Les données de PECSA apportent des informations sur des terrains situés en dessous du fond du canal et donc en dessous du corps de digue. Ces mesures intéressent alors la géologie de l'encaissant du canal. Il faut cependant rester prudent quant aux interprétations ; en effet, les données des profils de résistivité apparente, unidimensionnels, rendent compte d'enregistrements de résistivités en trois dimensions.

Les résistivités apparentes sont comprises entre $10 \Omega.m$ (NM_1) et $300 \Omega.m$ (NM_7). Les mesures sont régulières et varient dans le même sens, les résistivités apparentes augmentant avec l'écartement des électrodes. L'analyse des profils permet de définir un compartimentage du sous-sol sub-aquatique en trois zones principales, sur la base des réponses électriques. La première zone (début de profil jusqu'à l'abscisse $x = 40$ m) est faiblement résistive, de même que la troisième (au-delà du PK 22). Entre les repères $x = 40$ m et le PK 22, le sous-sol est plus résistif et semble indiquer que le substratum est plus massif et moins fracturé. Cette organisation tend à être retrouvée en fin de profil.

Sur un même profil, l'ensemble des sondages électriques a été utilisé afin de réaliser les inversions, fondées sur la méthode de Zohdy [1989] et implémentées selon un algorithme de calcul développé au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. Pour cela, la mesure de la résistivité de l'eau ainsi que la bathymétrie sont nécessaires, la couche d'eau étant comprise comme la première couche de terrain du modèle [Lagabrielle et Chevalier, 1991]. Il s'agit d'une inversion unidimensionnelle qui propose une distribution verticale des résistivités apparentes interprétées en fonction de la profondeur. L'assemblage horizontal des interprétations verticales unidimensionnelles donne une coupe verticale bidimensionnelle ; elle s'obtient en utilisant une grille de calcul élaborée ici par triangulation avec interpolation linéaire.

Le modèle obtenu est cohérent avec les observations effectuées sur les profils de résistivité apparente : trois zones principales se dégagent sur la base des propriétés électriques (Fig. 11a). Il semble aussi qu'un pendage existe au sein de la zone 3 (depuis le PK 22 jusqu'à la fin du profil). Le sous-sol semble devenir de plus en plus résistif à mesure que l'on se dirige vers la fin du profil et retrouve une répartition des faciès électriques semblable à celle observée au sein de la zone 2.

La phase d'inversion des données permet aussi de disposer d'erreurs de prévision, c'est-à-dire de l'écart quadratique moyen, au sens des moindres carrés, entre les mesures expérimentales et les mesures issues de la prévision par le modèle proposé. Il est alors possible d'évaluer le degré de cohérence entre les sondages expérimentaux et le modèle obtenu. Les calculs sont effectués sondage par sondage (et donc de manière indépendante les uns des autres) et la courbe d'écart quadratique moyen présente indéniablement une certaine ressemblance avec les résultats de résistivité apparente : les compartimentages se retrouvent aux mêmes endroits (Fig. 11b ; la courbe représente



□ Figure 11 [d'après Bièvre, 2002]

a. Inversion des données électriques aquatiques et assemblage en profil bidimensionnel.
b. Écart quadratique moyen entre mesures expérimentales et prévisions du modèle.

l'écart quadratique moyen, exprimé ici en pourcentage, entre mesures expérimentales et données inversées). Il semble donc qu'un paramètre inhérent au terrain influence la qualité du modèle. Il est probable qu'une des conditions limite à l'emploi de cette technique, telle que la tabularité des formations du sous-sol [Lagabrielle, 1984], ne soit que peu respectée en début de profil, jusqu'au PK 22 ($x = 200$ m), au vu des divergences entre modèle calculé et sondage électrique.

Sismique réfraction

Afin de disposer de données géophysiques complémentaires sur le corps de digue, deux profils de sismique réfraction ont été acquis, centrés sur le PK 22, sur un linéaire de 45 m (cf. Fig. 7). Cette méthode de prospection classique est fondée sur l'étude de la propagation des ondes mécaniques (ondes de compression) dans la partie supérieure du sous-sol lorsque les couches sont sub-horizontales. Une source sismique est créée puis déplacée le long d'un profil. Différents géophones placés le long de ce profil permettent d'enregistrer le temps d'arrivée des vibrations et de construire une courbe temps-distance appelée dromochronique (Fig. 12). En sismique réfraction, ce sont les temps des « premières arrivées » qui sont utilisés (*i.e.* les premières vibrations enregistrées par le géophone depuis la génération de l'ébranlement).

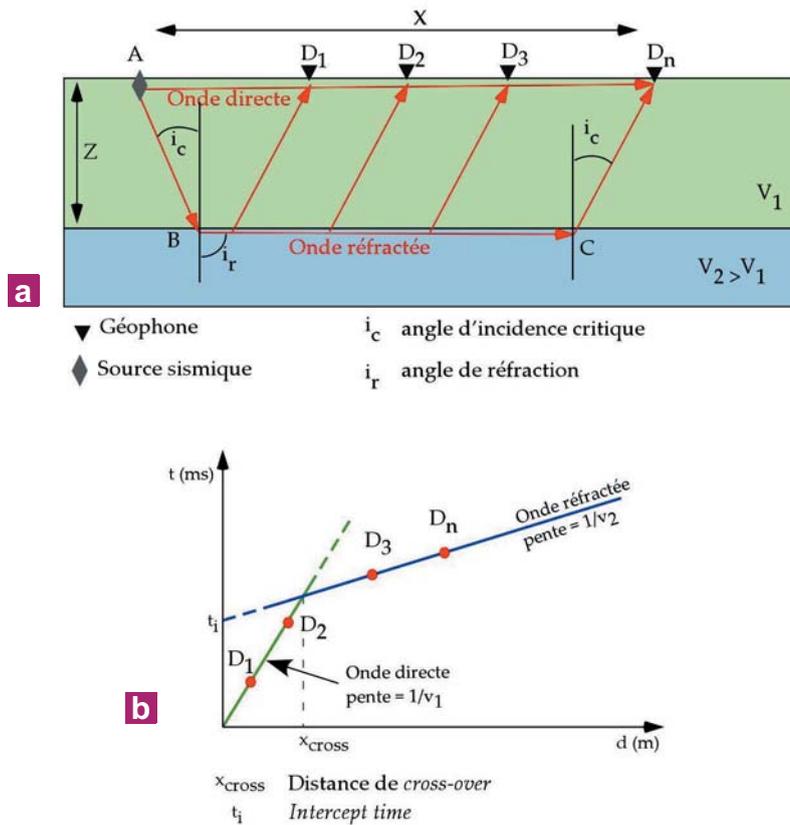
Afin que les ondes émises depuis la surface, avec un angle d'incidence i_c , atteignent une interface située à une profondeur Z , se réfractent le long de cette interface selon un angle i_r ($i_r = 90^\circ$) puis rejoignent les géophones à la surface, il faut que le milieu permette l'émergence d'un rayon réfracté. Les conditions minimales nécessaires sont, d'une part, que la stratification réponde aux conditions d'angle limite et, d'autre part, que le milieu 2 permette une propagation plus rapide des ondes P que le milieu 1 [Keary et Brookes, 1991]. Cette condition définit la notion d'angle critique (i_c) qui est régie par l'équation 4, appelée loi de Snell [Keary et Brookes, 1991] :

$$\frac{\sin i_c}{v_1} = \frac{\sin i_r}{v_2} = \frac{\sin 90^\circ}{v_2} = \frac{1}{v_2} \quad (4)$$

avec

- i_c = angle d'incidence critique (en degrés),
- i_r = angle de réfraction (= 90 degrés),
- v_1, v_2 = vitesses de propagations des ondes P dans les milieux 1 et 2 (en m/s, avec $v_1 < v_2$).

De façon évidente, pour les géophones les plus proches de la source, l'onde directe est la plus rapide. Puis, en s'écartant, l'onde réfractée, qui atteint la première interface (cf. Fig. 12 : limite entre les sols superficiels à vitesse v_1 et le substratum à vitesse $v_2 > v_1$), se déplace plus rapidement car la vitesse



□ Figure 12

Principe de la sismique réfraction pour un milieu tabulaire à deux couches 1 et 2 avec une distribution croissante des vitesses des ondes mécaniques en fonction de la profondeur ($V_2 > V_1$).

a. Cheminement des ondes directes et réfractées et dispositif simplifié d'acquisition des données [adapté de Keary et Brookes, 1991].

b. Construction de la courbe temps-distance (dromochronique) d'après les données a.

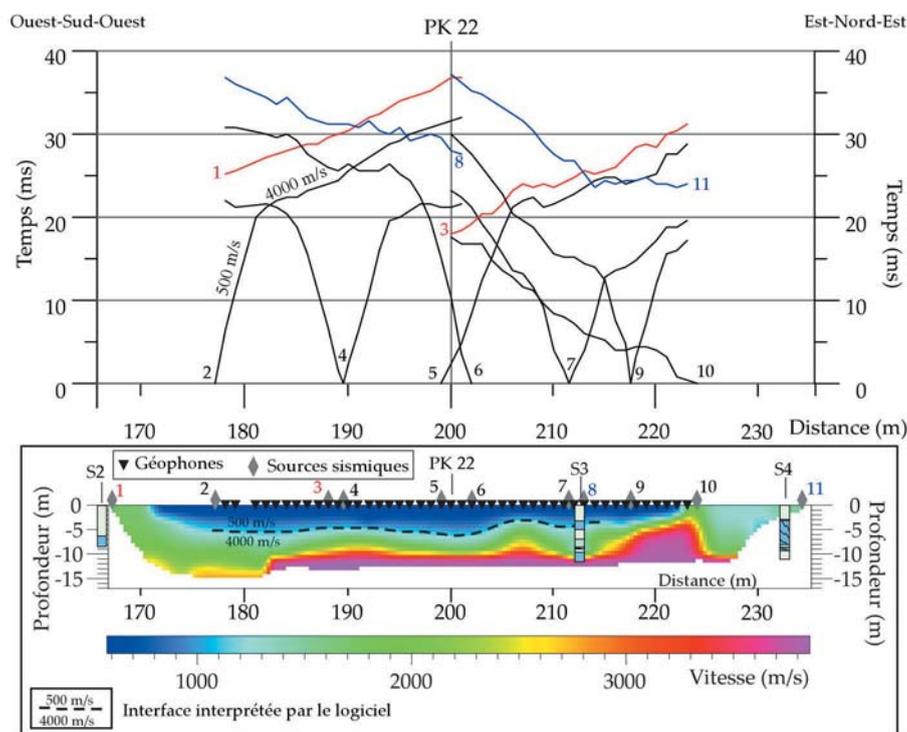
de propagation est plus importante dans ce deuxième milieu. Au-delà d'une certaine distance, appelée distance de *cross-over* (x_{cross} sur la figure 12), c'est l'onde réfractée qui arrive la première au géophone. Connaissant la distance et le temps, il est possible de calculer les vitesses de propagation des ondes sismiques dans les différentes couches. Puis, par le biais de relations géométriques et trigonométriques (équations 4 et 5), il est possible de calculer les profondeurs de ces interfaces sous les tirs par l'équation 5 :

$$Z = \frac{t_i v_1 v_2}{2\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (5)$$

avec

- Z = profondeur de l'interface sous le tir (m),
- t_i = *intercept time* (s) ; il s'agit de la valeur temporelle que prend la courbe de pente $1/V_2$ pour une distance nulle,
- V_1, V_2 = vitesses de propagations des ondes P dans les milieux 1 et 2 (m/s).

Les mesures ont été réalisées avec un dispositif ABEM Terraloc MK3 comportant 24 géophones espacés de 1 m, les deux profils ayant deux géophones communs pour permettre un bon recouvrement. Les ébranlements ont été générés à la masse. De façon générale, on considère que pour obtenir une caractérisation correcte d'une interface située à une profondeur Z , le dispositif en surface doit être d'une longueur $4Z$. L'objectif étant ici de caractériser l'interface entre le corps de digue et le substratum, situé entre 3 et 6 m (cf. paragraphe « sondages mécaniques »), le dispositif retenu a un espacement intergéophones de 1 m, et une longueur totale de dispositif unitaire de 23 m. Avec cette configuration matérielle, un site dégagé et deux opérateurs, le rendement est d'environ 150 à 200 m par jour au maximum, ce qui représente 6 à 8 profils. Les dispositifs ont été centrés sur le PK 22, afin de



□ **Figure 13**

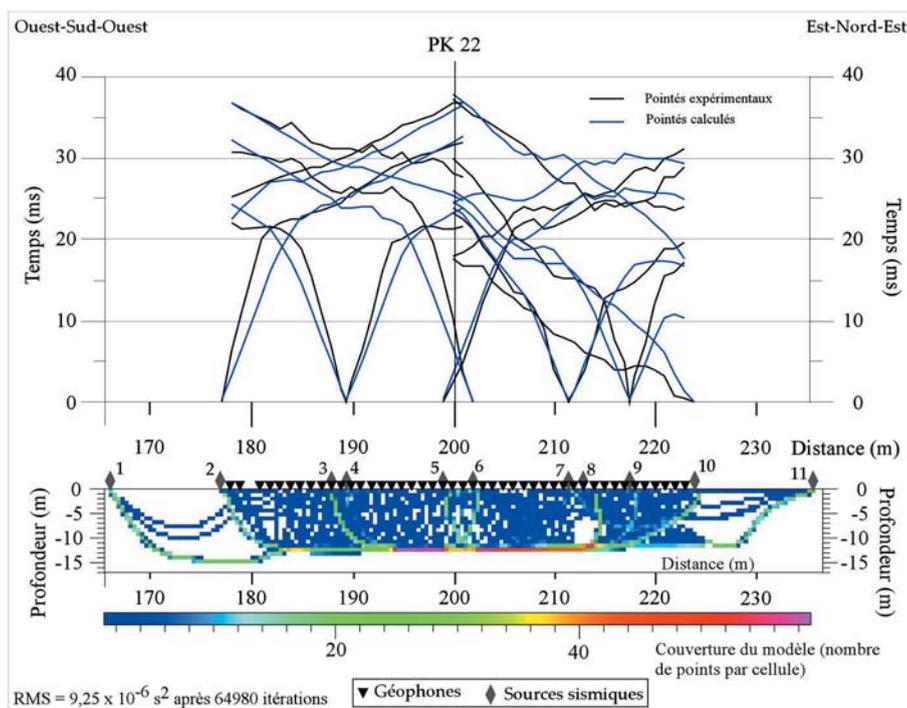
Dromochroniques et modèle d'inversion obtenus sur le secteur d'étude. Les chiffres de 1 à 11 indiquent la correspondance entre la source sismique et les dromochroniques résultantes. Un géophone n'a pas fonctionné et est absent de la représentation (troisième géophone à partir de la gauche). La position des profils est indiquée sur la figure 7 [Document CETMEF].

confirmer, à cet endroit, les variations latérales observées en électrique aquatique au niveau du substratum. Les dromochroniques sont représentées sur la figure 13. Un géophone n'ayant pas fonctionné correctement (troisième géophone à partir de la gauche), ses résultats n'ont pas été pris en compte.

La plus grande partie du profil indique un substratum (environ 4 000 m/s) situé sous une couverture (environ 500 m/s) qui diminue d'épaisseur en direction de l'est. La dromochronique de tir de fin de ligne à l'est (tir n° 10 à 224 m) indique que les ondes mécaniques se propagent directement avec une vitesse plus importante que celle des ondes dans le substratum pour le reste du profil, plus à l'ouest). Il est probable qu'à cet endroit une zone comportant des fractures verticales ouvertes serve de guide d'onde et permette aux ondes mécaniques de rejoindre très rapidement le substratum sous le remblai. Cette analyse est confortée par l'observation du tir à offset n° 11 à 234 m (ce tir intéresse le substratum situé au droit des géophones) : les ondes mécaniques, sous cette même partie de profil, se propagent très rapidement puis retrouvent un milieu plus lent, correspondant vraisemblablement au substratum. Il semble donc que, à la fin de ce profil, l'extrémité est se situe au droit d'une zone fracturée.

Ces données ont ensuite été traitées par la méthode de recuit simulé [*simulated annealing* ; Abbot et al., 2001 ; Pullammanappallil et Louie, 1994, 1997]. Succinctement, à la différence des procédés classiques de calcul de profondeur d'interfaces (*e.g.* méthode des *plus-minus* [Hagedoorn, 1959] ; méthode des réciproques [Hawkins, 1961]), cette modélisation est à rapprocher d'une tomographie. Les modèles de profil sismique sont obtenus par une technique de type Monte-Carlo, qui est une méthode numérique de simulation fondée sur les formules d'échantillonnage et les approches probabilistes (résolution statistique du problème direct sans inversion).

Il suffit alors de disposer de la géométrie des lignes de tir ainsi que des pointés des premières arrivées (*i.e.* les données qui servent à construire les dromochroniques). Les résultats se présentent sous la forme d'une image montrant les gradients de variation de vitesse en fonction de la profondeur. Les interfaces entre les couches de différentes vitesses se trouvent là où la variation de gradient de vitesse est la plus prononcée. L'application permet aussi de placer les interfaces entre les différentes couches (*i.e.* interface entre 500 et 4 000 m/s), après avoir déterminé les vitesses sismiques de ces dernières (à partir de l'analyse des dromochroniques) et les avoir intégrées au modèle.



□ **Figure 14**

Comparaison des dromochroniques expérimentales (mesures de terrain) et calculées (i.e. pointés retenus par le logiciel) ; la partie inférieure de la figure indique la couverture du modèle, c'est-à-dire la densité de points utilisés par le logiciel pour calculer le modèle [Document CETMEF].

Il est aussi possible de disposer d'erreurs de prévision sur la qualité du modèle obtenu (Fig. 14) : écart quadratique moyen, au sens des moindres carrés, entre les mesures expérimentales et calculées, comparaison graphique des dromochroniques expérimentales et calculées ainsi que le maillage du modèle, qui indique le nombre de fois qu'une cellule a été utilisée pour réaliser les calculs. De façon évidente, les cellules les plus utilisées pour le calcul du modèle correspondent aux pointés retenus par ce dernier ; l'observation de cette figure permet alors d'observer le cheminement calculé des ondes sismiques et de vérifier leur cohérence avec la structure auscultée.

Les résultats obtenus sont concordants avec les dromochroniques et soulignent la décroissance progressive de l'épaisseur de couverture vers l'est (i.e. épaisseur du corps de digue) ainsi que la présence d'une zone perturbée au droit du tir n° 10 à 224 mètres.

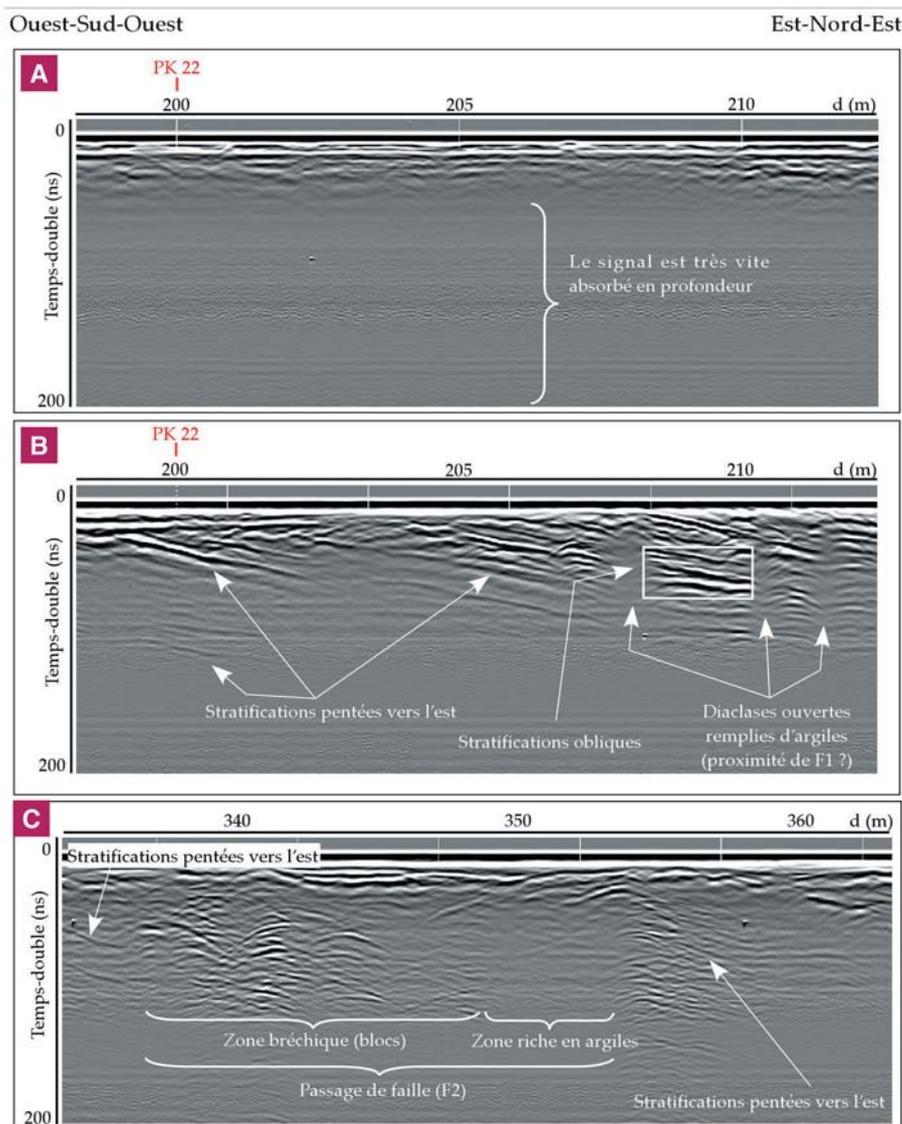
La courbe pointillée noire (cf. Fig. 13) est le résultat d'un calcul de positionnement d'interface par le logiciel. Il faut noter la bonne corrélation entre le sommet des calcaires compacts du sondage S3 et l'inversion sismique qui indique une interface entre les niveaux de couverture à vitesse lente (500 m/s) et le substratum à vitesse rapide (4 000 m/s) à cette même profondeur (environ 3 m).

Toutefois, en dessous, les niveaux rencontrés sont des marnes et des argiles, qui ne sont pas mises en évidence par le modèle (pas de diminution de vitesse observable plus en profondeur). On atteint ici une des limites de la sismique réfraction, qui nécessite une distribution des vitesses sismiques croissante avec la profondeur. En effet, en cas d'intercalation d'une couche lente entre deux couches rapides (ici un niveau de marnes entre deux niveaux de calcaires), cette couche lente ne sera pas détectée [équation 4 ; Keary et Brooks, 1991].

Radar géologique

Deux profils de radar géologique ont été réalisés. Le premier sur le corps de digue et le deuxième sur le chemin de contre-halage (rive sud, côté coteau) afin de disposer d'informations sur cette berge (cf. Fig. 7). Les principes généraux de cette technique de prospection non destructive à grand rendement

sont présentés dans de nombreux articles [e.g. Cariou et al., 1997 ; Bièvre et Maurin, 2002]. La méthode consiste à envoyer des impulsions électromagnétiques dans le sous-sol par le biais d'une antenne, à une fréquence centrale déterminée, et à enregistrer le signal en retour pendant un temps d'écoute déterminé. Les ondes se propagent en s'atténuant dans le sous-sol et se réfléchissent partiellement sur les interfaces séparant des matériaux de propriétés électromagnétiques différentes. L'amplitude des réflexions mesurées par l'antenne est proportionnelle aux contrastes électromagnétiques entre les matériaux situés de part et d'autre de l'interface. La juxtaposition des signaux temporels puis leur inversion au moyen de traitements mathématiques adaptés (e.g. migration, inversion de la forme d'onde) permet d'obtenir une image à haute résolution de la géométrie du sous-sol [Daniels, 1996]. Dans certains cas, les profils bruts fournissent une indication de la géométrie qui peut être interprétée, en première approche, à partir des mesures non traitées. Les profils de la figure 15 se présentent sous la forme d'une coupe temporelle avec une échelle de couleur corrélée à l'amplitude des réflexions. Ces mesures n'ont pas été traitées dans ce travail. Les distances sont référencées par rapport au PK 22 qui correspond à l'abscisse $x = 200$ mètres.



□ **Figure 15**

Profils de radar géologique acquis sur le site d'étude. L'acquisition a été effectuée avec une antenne de fréquence centrale 200 MHz et un pas d'échantillonnage de 50 scans par mètre.

a. Profil en crête de digue au droit du PK 22.

b. Profil côté coteau au droit du PK 22.

c. Profil côté coteau 140 m après le PK 22.

La position des profils est indiquée sur la figure 7 [Document CETMEF].

Le matériel utilisé pour cette étude est un radar GSSI de type SIR10H. Le choix de la fréquence centrale de l'antenne, en configuration monostatique (la même antenne sert à l'émission et la réception des ondes), s'est porté sur 200 MHz, pour un temps d'écoute de 200 ns et un échantillonnage de 50 « scans » par mètre. Cette disposition permet d'obtenir une profondeur d'investigation (estimée de l'ordre de la dizaine de mètres au maximum) et une résolution suffisantes pour les structures que l'on cherche à mettre en évidence (stratifications, fractures).

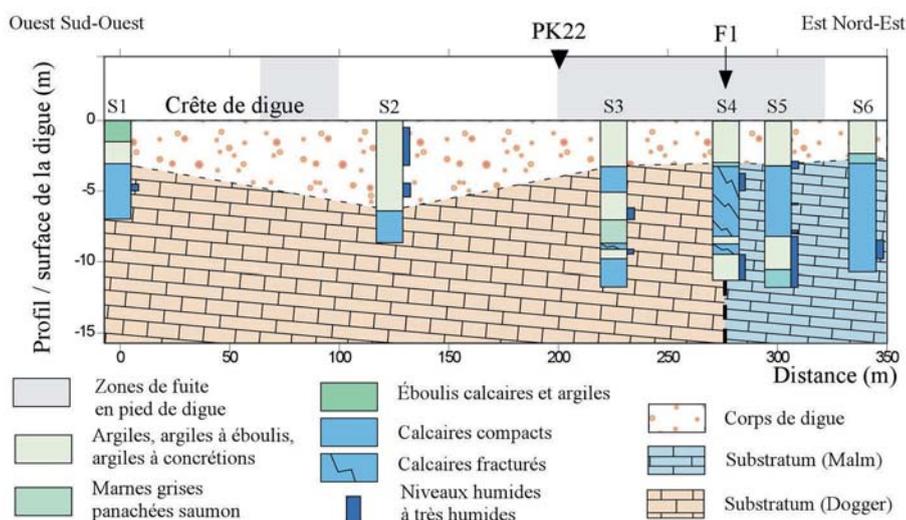
Une première observation révèle tout d'abord un fort contraste entre les deux rives (Fig. 15a). Le profil réalisé sur la berge sud (Fig. 15b), c'est-à-dire en déblai, contient des réflexions assez fortement marquées, jusqu'à un temps d'écoute pouvant atteindre 120 ns. Le profil au nord, sur le corps de digue (cf. Fig. 15a), ne montre que quelques échos au-delà de 50 ns. Cela est dû à la nature du corps de digue, qui contient une quantité importante d'argiles et de marnes qui empêchent, du fait d'une résistivité trop faible, la propagation des ondes électromagnétiques en profondeur. La valeur moyenne de la résistivité du corps de digue est fournie par la RMT (cf. Fig. 8) et indique une valeur de 30 Ω .m. D'une façon plus générale, on considère que le radar géologique est inadapté à l'auscultation de terrains ayant une résistivité apparente inférieure à une centaine d'ohm.m.

Sur la berge sud, au niveau du PK 22 (cf. Fig. 15b), le pendage des couches vers l'est est mis en évidence et confirme les données issues de la géologie. De plus, il est possible d'observer des stratifications obliques, ce qui permet de préciser que l'on se situe ici dans la partie inférieure des calcaires de Saint-Romain (cf. Fig. 3, 4 et 15b).

Le passage de la faille F1 (cf. Fig. 3b et 7) n'est pas clairement décelable sur les profils radar. Il n'est possible d'observer que quelques indices de diaclases ouvertes remplies d'argiles (cf. Fig. 15b). À partir d'une distance d'environ 130 m après le PK 22, de fortes réflexions sont clairement identifiables sur le profil sud (Fig. 15c). Elles correspondent vraisemblablement au passage de la deuxième faille (F2 ; cf. Fig. 3b et 7) : organisation chaotique, fortes réflexions dues la présence de blocs, concentrations de matériaux électriquement conducteurs de type argiles et/ou marnes.

Sondages mécaniques

Une campagne de forages mécaniques par vibro-percussion et rotation hydraulique (VPRH) a permis de préciser la nature et l'état des remblais ainsi que des formations jurassiques [Rousseau et de Sambucy, 1993]. Il s'agit de forages destructifs, que l'on appelle couramment du « carottage continu », qui permettent d'obtenir des coupes de sondages détaillées et précises avec un rendement important (jusqu'à plusieurs centaines de mètres par jour). L'ensemble des sondages, réalisés sur la digue côté vallée, est présenté sur la figure 16 (localisation en plan sur la figure 7). Les coupes obtenues



□ **Figure 16**

Forages mécaniques et extrapolation géotechnique [modifié d'après Rousseau et de Sambucy, 1993]. La position des sondages est indiquée sur la figure 7.

nues indiquent des alternances de calcaires et de marnes jurassiques situées sous une couverture qui correspond au remblai de la digue. La profondeur moyenne de la base du corps de digue est d'environ 2,5 m, sauf au droit du sondage S2, où elle atteint environ 6 m. Il s'agit aussi du seul endroit où des niveaux humides à très humides ont été observés dans le corps de digue. Ces niveaux existent à une cote inférieure à celle du plancher du remblai de digue, c'est-à-dire que l'eau rencontrée se trouve dans les formations jurassiques en place.

Au droit du sondage S4, l'ensemble des niveaux calcaires rencontrés est fracturé. Cette observation rejoint celles de la carte géologique, de la PECSA, de la sismique réfraction et du radar géologique : la faille F1 passe à proximité de ce sondage (cf. Fig. 3 et 7) et permet d'expliquer les chutes de résistivité apparentes enregistrées (cf. Fig. 10 et 11a), de même que se confirme la présence de la faille F1 détectée par sismique réfraction (cf. Fig. 13) et par le radar géologique (F1 et F2, cf. Fig. 15b et 15c).

Trainé aquatique de Potentiels Spontanés (PS)

La méthode des potentiels électriques spontanés (PS) est une technique d'auscultation géophysique non destructive, classiquement employée sur terre en instrumentation ponctuelle. L'objectif était ici de développer une méthode de trainé aquatique à grand rendement pour la caractérisation de fuites dans les digues.

Cette méthode est fondée sur la mesure de potentiels électriques naturels créés de façons diverses dans le sous-sol par des interactions électrochimiques entre des minéraux, des processus électrocinétiques, un gradient de température ou de pressions interstitielles. Ces processus induisent un flux d'ions et donc la création d'une différence de potentiel (ddp). C'est le potentiel créé par un écoulement hydraulique dans le sol, appelé aussi potentiel d'électro-filtration ou encore potentiel électrocinétique, qui est principalement utilisé dans les applications de génie civil. Succinctement, la ddp mesurée entre un point aval et un point amont de la zone de circulation est expliquée par la polarisation résultant du couplage entre la solution ionique qui circule et la double couche électrique (dite « de Helmholtz ») des parois capillaires du milieu poreux [MacInnes, 1961 ; Corwin et Hoover, 1979]. En présence d'une eau neutre ou basique, le potentiel est positif, une zone de fuite générant une anomalie négative et une remontée de zone imperméable une anomalie positive [Aubert, 1997].

La valeur du potentiel électro-cinétique créé est donnée par l'équation (6) [Corwin et Hoover, 1979] :

$$V = \frac{\rho \varepsilon \zeta}{4\pi \eta} \Delta P \quad (6)$$

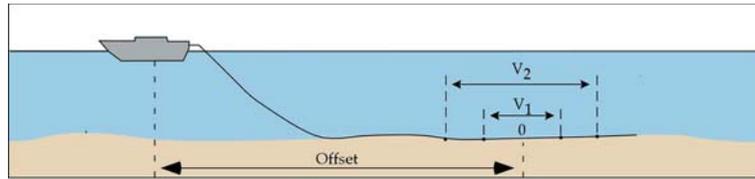
avec

- V = potentiel électro-cinétique (volt),
- ρ = résistivité de la solution (Ω.m),
- ε = constante diélectrique de la solution (F/m),
- ζ = ddp à travers la double couche de Helmholtz (V), appelée aussi potentiel dzêta,
- ΔP = différence de pression le long du chemin parcouru par le fluide (Pa),
- η = viscosité dynamique de la solution (Pa.s) ;

La PS à terre est une technique ancienne : elle a été utilisée dès la première moitié du XIX^e siècle pour la mise en évidence de gisements de sulfure de cuivre. Depuis, cette méthode, couramment usitée pour la localisation de gisements minéralisés [Sato et Mooney, 1960 ; Corwin, 1976], a été développée pour des études de circulations de fluides dans le sous-sol [Corwin et Hoover, 1979 ; Aubert, 1987], pour des applications géotechniques [Al Saigh et al., 1994 ; Bogoslovsky et Ogilvy, 1970 ; Ogilvy et al., 1969] ainsi que pour des applications géologiques et géodynamiques plus fondamentales [Aubert et al., 1991 ; Trique et al., 2000 ; Hovhanissian et al., 2000 ; Jouniaux et Pozzi, 1997].

Le matériel utilisé comprend un câble (ou « flûte ») muni de quatre électrodes impolarisables à écartement fixe (dispositif en gradient) définissant deux dipôles de mesure. La flûte est traînée sur le fond du canal et reliée à un ordinateur portable qui fait office de millivoltmètre, par le biais d'une carte d'acquisition et d'un logiciel adapté, et d'unité de stockage des données (Fig. 17). Cet ensemble est embarqué sur le bateau. Il s'agit donc d'un moyen de prospection peu coûteux, très simple à mettre en œuvre et qui permet l'acquisition de plusieurs kilomètres de données par jour.

Trois profils réalisés côté halage sont présentés (Fig. 18 ; localisation des profils sur la figure 7). Les mesures ont été acquises avec des électrodes d'écartements 5 m et 15 m, avec deux sens de parcours (de l'est vers l'ouest : EO, ou bien de l'ouest vers l'est : OE) et à deux périodes (une série au mois de juillet et une série au mois d'août).



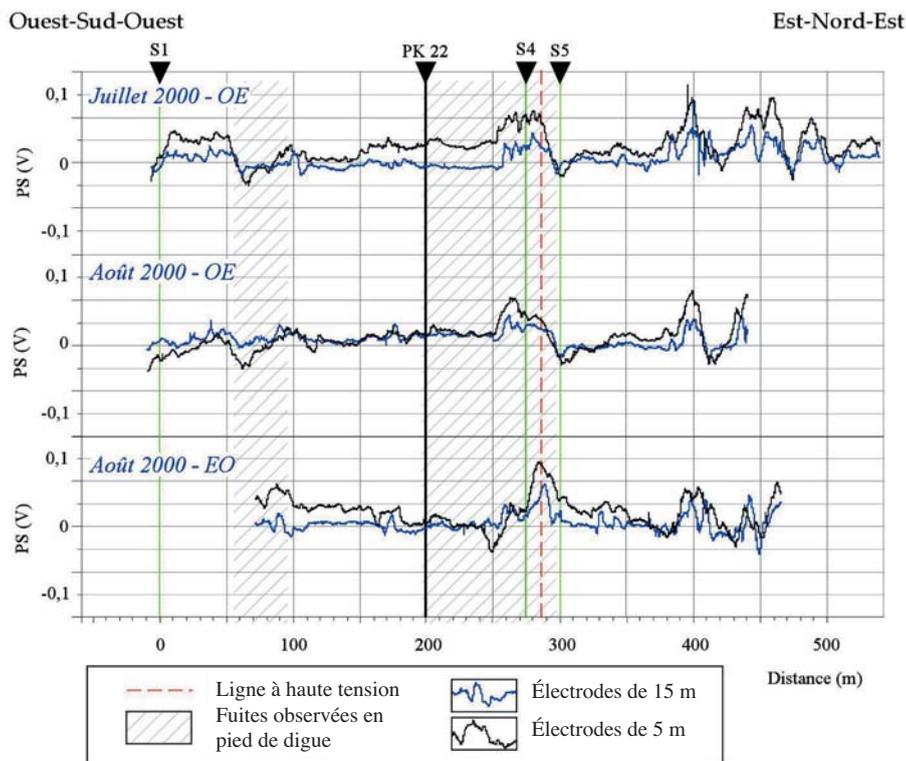
□ **Figure 17**

Dispositif de mesure du trainé aquatique de potentiels spontanés.

V_1 : différence de potentiel mesurée par les électrodes d'écartement de 5 m.

V_2 : différence de potentiel mesurée par les électrodes d'écartement de 15 m.

Offset : distance entre le bateau et le centre du dispositif de mesure (0).



□ **Figure 18**

Profils de potentiels spontanés (PS) aquatiques effectués côté halage du canal [Norgeot, 2000 ; Bièvre et Norgeot, 2003]. Les mesures ont été effectuées avec des électrodes d'écartements 5 m et 15 m, avec deux sens de parcours (d'est en ouest : EO, ou bien d'ouest en est : OE) et à deux périodes (juillet 2000 et août 2000). La position des profils est indiquée sur la figure 7.

Une première analyse des résultats montre que des anomalies positives et négatives sont détectées et qu'elles sont localisées aux mêmes endroits sur les profils. Les acquisitions ayant été effectuées dans les deux sens et à deux périodes différentes, on constate que le système permet une bonne répétabilité des mesures et que les anomalies enregistrées correspondent à une variation d'un paramètre physico-chimique au niveau des électrodes.

Une première anomalie négative est repérée au niveau de la première zone de fuite, sur les profils OE (entre 0 et 50 m ; cf. Fig. 18), avec une ddp d'une amplitude d'environ -100 mV. L'extension latérale de cette anomalie est assez importante, de l'ordre d'une vingtaine de mètres. Une autre anomalie négative est observée, uniquement sur le profil EO, au niveau de la deuxième zone de fuite (x = 250 m, électrodes de 5 m ; cf. Fig. 18), avec un potentiel négatif d'amplitude supérieure à 100 mV et une extension latérale d'environ 20-25 m. Les trois profils présentent ensuite une forte anomalie

positive à la fin de la deuxième zone de fuite avec une large extension latérale. D'autres anomalies, assez fortes, négatives et positives, sont observables en fin de profil entre les abscisses 350 et 450 mètres.

La théorie propose que les anomalies générées par des fuites (zone drainante depuis le canal jusqu'en pied de digue) soient de potentiel négatif [Aubert, 1997]. Deux anomalies de ce type sont repérées sur les profils de PS au niveau des zones de fuites en pied de digue (cf. Fig. 18). Toutefois, leur extension latérale est très importante (20 à 25 m). Les observations visuelles dans le canal [ISL, 1994] rapportent que la taille des fuites est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres au maximum (infra-métrique en tout cas).

D'autres anomalies, positives celles-ci, sont détectées (fin de la deuxième zone de fuites, $x = 250$ à 300 m ; fin du profil, à partir de $x = 380$ m ; cf. Fig. 18). Elles correspondraient à une eau neutre ou basique ou bien à une remontée d'un niveau imperméable [Aubert, 1997].

Enfin, une comparaison avec les données issues de la littérature [Ogilvy et al., 1969 ; Al-Saigh et al., 1994 ; Bogoslovsky et Ogilvy, 1970] laisse apparaître que l'amplitude des anomalies détectées est importante (jusqu'à une centaine de mV), alors qu'elles ne dépassent guère quelques dizaines de mV dans les travaux consultés.

DISCUSSION DES RÉSULTATS

Selon les données géologiques, les formations carbonatées bathono-calloviennes et oxfordiennes qui forment le sous-sol sont organisées en lanières étroites, avec une stratification pentée à l'est-sud-est et une fracturation importante de l'ensemble du massif (cf. Fig. 3 et 4). De plus, d'après les relevés physico-chimiques (cf. Fig. 5 et 6), ces terrains comportent au moins une nappe de versant circulant par le biais des fractures et/ou le long des plans de stratification.

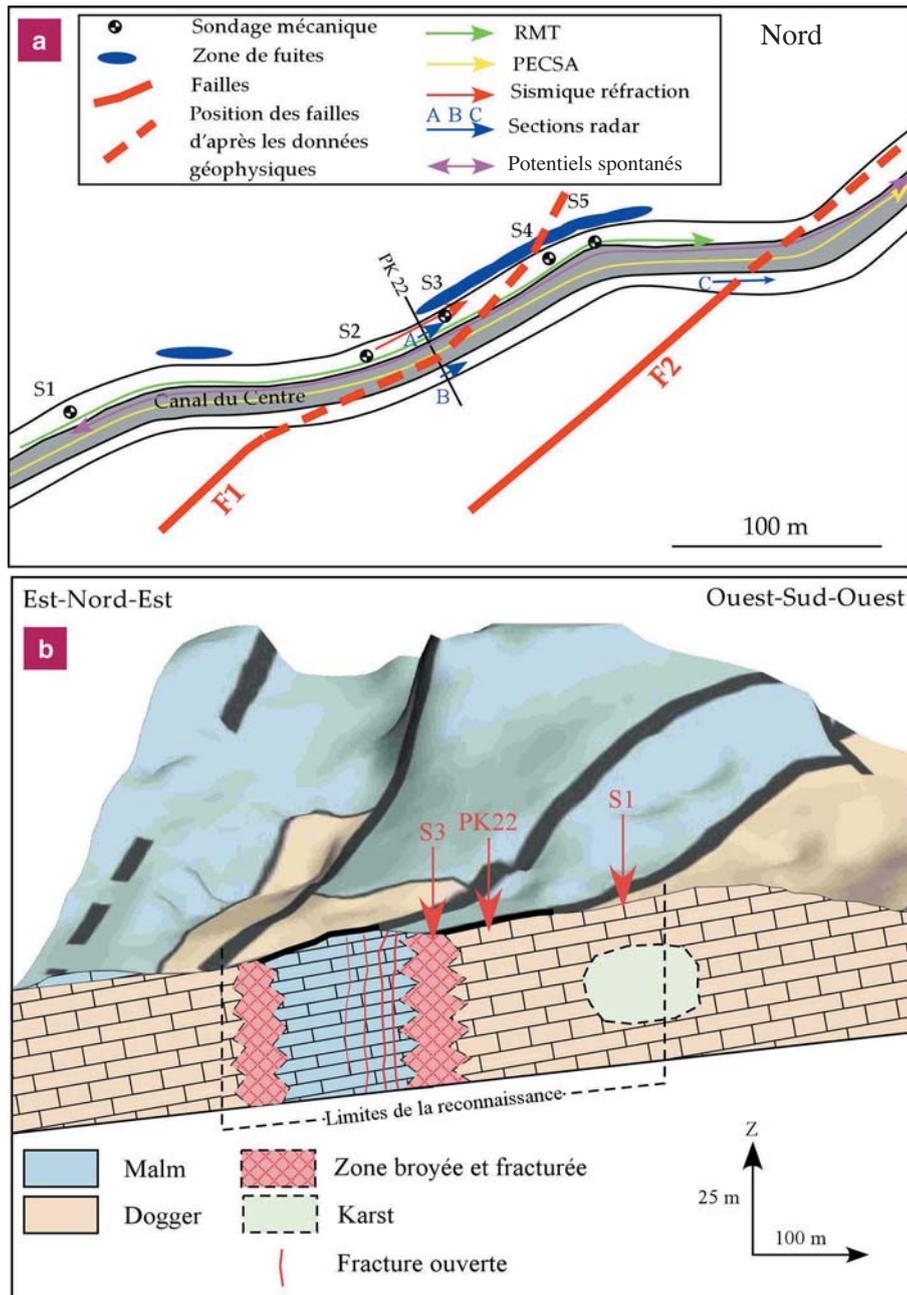
Les sondages mécaniques montrent l'existence de zones humides au sein des formations carbonatées jurassiques en place, en dessous du remblai constituant la rive gauche (côté halage) du canal (cf. Fig. 16). De plus, il apparaît qu'à partir du PK 22 le canal est bâti au droit d'une faille (F1) qu'il suit en partie (cf. Fig. 3b).

La comparaison des sondages mécaniques et des mesures géophysiques montre une assez bonne adéquation générale des différentes méthodes entre elles. Il est possible d'effectuer un découpage en trois zones : la première zone depuis le début des profils de PECSA jusqu'au repère $x = 40$ m, la deuxième jusqu'au PK 22 et la troisième jusqu'à la fin de la zone de prospection. Il est aussi possible de positionner le passage des accidents F1 et F2 d'après les données géophysiques (Fig. 19a).

Première zone : du début des profils jusqu'à l'abscisse $x = 40$ m

Les données de RMT sont assez aisément corrélables avec les sondages mécaniques pour les hautes fréquences, c'est-à-dire les niveaux superficiels (cf. Fig. 8 et 16). Pour les mesures à plus basse fréquence, la première partie du profil indique un lien logique entre des valeurs de résistivités apparentes qui diminuent progressivement le long du profil tandis que le toit du substratum pend vers l'est et que le volume de matériaux plus conducteurs augmente dans la première tranche du sous-sol. L'organisation électrique des terrains (corps de digue conducteur situé sur un substratum plus résistif) influence la mesure à 162 kHz : le courant électrique circule plus facilement au sein des faciès conducteurs. Ainsi, l'organisation locale tend à concentrer le courant électrique dans la partie supérieure du sous-sol et limite sa pénétration en profondeur.

La comparaison de la PECSA avec les résultats des sondages mécaniques et des observations visuelles de zones de fuite le long de cette première zone peut paraître énigmatique (cf. Fig. 10, 11 et 16) : le calcaire est atteint à 3 m en forage (S1) et ne semble pas présenter d'importantes zones d'humidité (une seule arrivée de 4,4 à 5,2 m). En dessous, les résistivités apparentes restent faibles et sont difficilement explicables si ces niveaux correspondent à des calcaires compacts. Néanmoins, une campagne de PECSA réalisée pour le compte de la Direction départementale de l'Équipement de Saône-et-Loire (DDE 71) fait ressortir une allure comparable des profils, indiquant une bonne répétabilité des mesures [Bièvre, 2003]. En se reportant aux données structurales, on sait que les formations carbonatées en place qui composent le sous-sol sont pentées à l'est et que les fluides peuvent y circuler. Il est donc possible que la zone de fuite observée au début du profil résulte en partie d'un écoulement depuis la nappe de versant. Son origine est donc située plus à l'ouest par rapport à sa sortie en pied de digue et elle transite sous le canal : cette zone de faible résistivité observée pourrait s'expliquer



□ **Figure 19**

Interprétation géologique des données géophysiques.

a. Position des failles F1 et F2 sous le canal et la digue d'après la synthèse des données géophysiques.

b. Synthèse géologique du secteur d'étude.

par une circulation d'eau en partie dans le substratum. Il est probable que les faibles valeurs des résistivités signent ici une zone plus ou moins fortement karstifiée. Cette idée est confortée par l'irrégularité, dans ce secteur, des valeurs de résistivité apparente (cf. Fig. 10 et 11), qui indique une hétérogénéité latérale importante. Ces constatations indiquent de toute évidence un substratum de faibles caractéristiques mécaniques.

Enfin, ces observations permettent d'indiquer que la profondeur d'investigation de la RMT à 162 kHz, à cet endroit, est limitée à 6 à 7 m, les sondages mécaniques indiquant un calcaire compact jusqu'à 6 m au moins (cf. Fig. 8 et 16). Le karst est vraisemblablement situé à une profondeur plus importante.

Deuxième zone : depuis l'abscisse $x = 40$ m jusqu'au PK 22

L'augmentation de l'épaisseur de la couverture argileuse du corps de digue vers l'est, qui passe d'environ 2 m (S1) à 6 m (S2), en même temps que les zones humides dans les niveaux de couverture deviennent importants, induit une baisse des valeurs de résistivités apparentes en RMT à basse fréquence, ce qui est en accord avec les résultats de sismique réfraction et l'analyse des sondages mécaniques (cf. Fig. 8, 13 et 16). Toutefois, la RMT à 603 kHz reste stable, ce qui indique que, pour cette fréquence, les niveaux situés en dessous de 2 m n'influencent pas les mesures. Cela est concordant avec l'estimation de profondeur d'investigation qui a été obtenue pour cette fréquence ($d = 2$ m ; cf. paragraphe « radio-magnétotellurique »), qui cantonne ainsi l'analyse uniquement au corps de digue. Il n'existe pas d'anomalie sur les profils RMT basse fréquence au niveau de la première zone de fuite en pied de digue (cf. Fig. 8).

Cette zone présente un lien logique entre un forage qui atteint le calcaire vers 6 m (S2) et une distribution verticale des résistivités apparentes de PECSA indiquant des niveaux qui deviennent rapidement de plus en plus résistifs en même temps que l'on pénètre les calcaires compacts (cf. Fig. 10, 11 et 16).

Troisième zone : depuis le PK 22 jusqu'à la fin des profils

À partir du PK 22, on se trouve dans une deuxième zone de fuites en pied de digue. Les sondages montrent une variabilité latérale importante (cf. Fig. 16). Ils indiquent un sous-sol composé de niveaux où alternent marnes, argiles et calcaires fracturés. De plus, le nombre de zones humides en forage est important, de même que les fuites observées en pied de digue. On se situe ici au droit d'une zone broyée et fortement fracturée, qui correspond au passage de la faille F1 à partir de la base de la digue, située à environ 2,5 m de profondeur.

La RMT ne fait pas ressortir ces variations (cf. Fig. 8). L'analyse des profils de PECSA dévoile un enfoncement général des niveaux résistifs à partir du PK 22 (cf. Fig. 10 et 11). La comparaison avec les données de forages indique que l'anomalie se situe au niveau d'une zone de faille (cf. Fig. 16). La fin du profil montre une remontée progressive des niveaux résistifs (« pendage des faciès électriques » ; cf. Fig. 11). On peut penser que l'on passe graduellement à des formations de moins en moins fracturées, plus compactes, où les circulations d'eau sont moins importantes.

La sismique réfraction met en évidence le passage d'une faille, aux environs du sondage S4 (cf. Fig. 13), ce qui est entièrement concordant avec les informations géologiques (cf. Fig. 3).

Cet accident géologique est aussi détecté en radar sur le profil réalisé en rive sud (cf. Fig. 15b). D'après l'interprétation de ces profils, il semble que des fractures ouvertes et remplies d'argiles existent à proximité de l'axe principal de l'accident, ce qui permet d'expliquer la remontée progressive des résistivités apparentes en PECSA à cet endroit.

Ces anomalies sur les enregistrements géophysiques (PECSA, sismique réfraction, radar géologique) sont parfaitement alignées avec les informations géologiques (cf. Fig. 3b) et permettent de placer le cheminement de l'axe principal des fractures F1 et F2 sous le canal et le corps de digue (cf. Fig. 19a).

Modèle géologique et intégration des données de PS

L'analyse de l'ensemble des données acquises permet de dresser un modèle d'organisation géologique pour interpréter les mesures de PS (Fig. 19a et 19b). D'après cette étude, il apparaît que les fuites observées en pied de digue ne correspondent que pour partie à une alimentation par des fuites observées dans le canal. Il semble aussi que le substratum soit le siège d'une circulation plus ou moins importante de fluides, à la faveur de l'organisation géologique : lithologie favorable à une karstification, stratification pentée de façon générale vers l'est et fracturation plus ou moins importante des formations carbonatées. Il est donc possible que des fuites qui existent dans le canal ne rejoignent pas directement le pied de digue, mais plutôt le substratum, en accord avec Fleury et Gélard [1983] à propos des circulations d'eaux phréatiques. Ainsi, des anomalies PS enregistrées, mais non reliées à des fuites en pied de digue trouvent une explication possible. De plus, des infiltrations ont été relevées en rive droite [ISL, 1994]. Elles amènent dans le canal des eaux de nappe aux caractéristiques physico-chimiques différentes (pH, teneurs en ions, variations très locales de résistivité ; cf. Fig. 5 et 6). Ces infiltrations pourraient aussi être à l'origine d'anomalies relevées en PS mais non corrélables à des fuites en pied de digue. L'observation des profils (cf. Fig. 18) indique de façon nette une bonne répé-

tabilité des mesures, ce qui suggère que les anomalies enregistrées sont dues à une modification des conditions physico-chimiques au niveau des électrodes. Les fortes anomalies positives (entre S3 et S4 sur la figure 18) de même que les anomalies positives/négatives observables en fin de profil (cf. Fig. 18, à partir de l'abscisse 350 m), toutes avec une extension latérale importante, se situent exactement au droit du passage des deux failles mentionnées par la carte géologique (cf. Fig. 3b) et dont la position a été confirmée par la géophysique (PECSA, cf. Fig. 10 et 11 ; sismique réfraction, cf. Fig. 13 ; radar géologique, cf. Fig. 15) et les sondages mécaniques (cf. Fig. 16). Les forages ont de plus révélé des circulations d'eau plus ou moins importantes à ces endroits. Il est alors possible de proposer que les signaux PS enregistrés résultent d'infiltrations et/ou circulations d'eaux de nappe à ces endroits. Il y aurait alors conjointement, dans cette zone, des infiltrations d'eau depuis la nappe de versant dans le canal et des fuites depuis le canal vers le pied de digue.

CONCLUSIONS

Différentes méthodes géophysiques d'auscultation non destructives ont été testées sur le canal du Centre afin de connaître leurs possibilités et leurs limites dans le cadre de l'auscultation des digues. Il ressort de ce travail une facilité générale d'utilisation sur le terrain de ces techniques qui, pour la plupart d'entre elles, offrent de grands rendements.

Les méthodes mises en œuvre apportent des informations complémentaires entre elles, selon qu'elles portent sur la digue ou sur le substratum. Elles sont en adéquation avec les observations géologiques (cartographie, forages) et permettent de préciser certains points non observables directement sur le terrain (position d'une faille sous couverture récente, indices de karstification). Les résultats acquis grâce aux différentes techniques utilisées pour cette étude montrent l'intérêt d'avoir recours à une approche utilisant plusieurs méthodes (mesures physiques sur les eaux, étude géologique de détail, méthodes géophysiques) afin de maîtriser l'ensemble des paramètres d'influence.

Il ressort aussi de ce travail une grande complexité du site qui rend difficile la localisation, au niveau du canal, des fuites observées en pied de digue. Plusieurs paramètres sont en cause qui mêlent de façon intime le rôle du canal et celui de la nappe de versant.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOTT R.E., LOUIE J.N., CASKEY S.J., PUPLLAMMANAPPALLIL S., Geophysical confirmation of low-angle normal slip on the historically active Dixie Valley fault, Nevada, *Journal of Geophysical Research*, **106**, **2001**, pp. 4169-4181.
- AL-SAIGH N.H., MOHAMMED Z.S., DAHHAM M.S., Detection of water leakage from dams by self-potential method, *Engineering Geology*, **37**, **2**, **1994**, pp. 115-221.
- ARCHAMBAULT C., **1997**. Résultats non publiés.
- AUBERT M., La méthode des potentiels électriques spontanés (PS) en hydrogéologie, *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, t. III, n° 5, **1987**, pp. 953-956.
- AUBERT M., Application de la mesure des potentiels électriques de polarisation spontanée (PS) à la reconnaissance des formations superficielles, *Livre des résumés, 1^{er} Colloque GÉOFCAN*, 11-12 septembre **1997**, Bondy.
- AUBERT M., DANA I.N., DUPUIS J.-C., Application de la méthode de polarisation spontanée à la découverte des circulations d'eau souterraine en terrain volcanique, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **312**, série II, n° 3, **1991**, pp. 325-330.
- BIÈVRE G., *Poursuite du développement de la méthode de Polarisation Spontanée – Couplage avec une prospection géoélectrique aquatique (PECSA)*, Rapport de recherche LCPC, n° 1AEP21, **2002**.
- BIÈVRE G., *Prospection géoélectrique aquatique sur le Bief de Chagny-Première partie : rapport de prospection géophysique*, Rapport d'étude LRPC d'Autun n° 15697, **2003**.
- BIÈVRE G., MAURIN P., Évaluation d'un radar géologique sur le site-test géophysique du LCPC à Nantes (France), *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, **240**, **2002**, pp. 73-85.
- BOGOSLOVSKY V.A., OGILVY A.A., Natural potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs, *Geophysical Prospecting*, **18**, **1970**, pp. 261-268.
- CAGNIARD L., Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**, **1953**, pp. 605-645.
- CARIOU J., CHEVASSU G., CÔTE Ph., DÉROBERT X., LE MOAL J.-Y., Application du radar géologique en génie civil, *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, **211**, **1997**, pp. 117-131.
- CORWIN R.F., Offshore use of the self-potential method, *Geophysical Prospecting*, **24**, **1976**, pp. 79-90.

- CORWIN R.F., HOOVER D.B., The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, **44** (2), **1979**, pp. 226-245.
- DANIELS D.J., *Subsurface-penetrating radar*, The Institution of Electrical Engineers, London, UK, **1996**, 300 pages.
- FAUCHARD C., MÉRIAUX P., *Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues – Guide pour la mise en œuvre et l’interprétation*, Projet National CriTerre, CEMAGREF Éditions, **2004**, 150 pages.
- FLEURY R., GÉLARD J.-P., *Notice explicative de la feuille Chagny à 1/50 000*, Éditions du BRGM, Orléans, **1983**.
- GUINEAU B., Exemples d’applications de la méthode magnétotellurique de prospection géophysique à l’étude de structures ou de formations géologiques situées sous un très faible recouvrement, *Geophysical Prospecting*, **2**, **1975**, pp. 104-123.
- HAGEDOORN J.G., The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections, *Geophysical Prospecting*, **7**, **1959**, pp. 158-182.
- HAWKINS L.V., The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations, *Geophysics*, **26**, **1961**, pp. 806-819.
- HOLLIER-LAROUSSE A., *Contribution à la valorisation d’une méthode géophysique électromagnétique utilisée en géophysique appliquée de subsurface : la radio magnétotellurique*, Diplôme d’ingénieur CNAM, Paris, **1997**, 217 pages.
- HOVHANISSIAN G. M., POZZI J.-P., BERNARD P., Les signaux transitoires PS sur des échantillons saturés et non saturés, *Livre des résumés, Réunion spécialisée de la S.G.F.*, 16 mars **2000**, Paris.
- ISL Bureau d’ingénieurs conseil, *Canal du Centre-Bief 23-24 Méditerranée. Rapport d’étude diagnostic d’étanchement*, Rapport ISL n° VNF-017 du 26 décembre **1994**, Paris.
- JOUNIAUX L., POZZI J.-P., Laboratory measurements anomalous 0.1-0.5 Hz streaming potential under geochemical changes : implications for electrotelluric precursors to earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **102**, n° B7, **1997**, pp. 15335-15343.
- KEARY P., BROOKS M., *An introduction to geophysical exploration*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, **1991**, 254 pages, 2nd Edition.
- LAGABRIELLE R., The effect of water on direct current resistivity measurement from the sea, river or lake floor, *Geoexploration*, **21**, **1983**, pp. 165-170.
- LAGABRIELLE R., La prospection électrique par courant continu en mer, *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **132**, **1984**, pp. 5-11.
- LAGABRIELLE R., CHEVALIER M., Prospection électrique par courant continu en site aquatique, *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **171**, **1991**, pp. 57-62.
- LAGABRIELLE R., HOLLIER-LAROUSSE A., Les deux types d’informations contenues dans les profils de magnétotellurique artificielle : exemple d’application à la prospection archéologique, *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **137**, **1985**, pp. 17-24.
- LAGABRIELLE R., TEILHAUD S., Prospection de gisements alluvionnaires en site aquatique par profils continus de résistivité au fond de l’eau, *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **114**, **1981**, pp. 17-24.
- MACINNES D.A., *The principles of electrochemistry*, Dover Publishing Co, New York, **1961**.
- MCNEILL J.D., LABSON V., Geophysical mapping using VLF radio fields, In : NABIGHIAN M.N. (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Soc. Expl. Geophys., **2**, part B, **1991**, pp. 521-640.
- MÉRIAUX P., ROYET P., CÔTE P., HOLLIER-LAROUSSE A., FRAPPIN P., Méthodes de reconnaissance géophysique à grand rendement pour les digues de protection contre les crues, *Livre des résumés, II^e Colloque GEOFCAN*, Orléans, septembre **2001**.
- NORGEOT C., *Test de la Polarisation Spontanée pour la recherche de fuites dans les digues*, Mémoire de DESS de géophysique appliquée, Université Paris VI/LRPC d’Autun, **2000**.
- OGILVY A.A., AYED M.A., BOGOSLOVSKY V.A., Geophysical studies of water leakages from reservoirs, *Geophysical prospecting*, **17**, **1969**, pp. 36-62.
- PULLAMMANAPPALLIL S.K., LOUIE J.N., A Generalized Simulated-Annealing Optimization for Inversion of First-Arrival Times, *Bull. of the Seismological Society of America*, **84**, n° 5, **1994**, pp. 1397-1409.
- PULLAMMANAPPALLIL S.K., LOUIE J.N., A combined first-arrival travel time and reflection coherency optimisation approach to velocity estimation, *Geophysical Research Letters*, Vol. **24**, n° 5, **1997**, pp. 511-514.
- RAT P., *Bourgogne Morvan*, Guide Géologique Régional, 2^e édition, Masson, Paris, **1986**.
- ROUSSEAU F., DE SAMBUCY, *Rapport d’étude géotechnique sur le Bief 23-24 Méditerranée du canal du Centre*, Rapport LRPC d’Autun n° 90-2502, **1993**.
- SATO M., MOONEY H.M., Electrochemical mechanism of sulfide self-potentials, *Geophysics*, **25**, **1960**, pp. 226-249.
- TRIQUE M., PERRIER F., FROIDEFOND, AVOUAC J.-P., Étude de variations de potentiel électrique associées à des variations de niveau de lac, *Livre des résumés, Réunion spécialisée de la SGF*, 16 mars **2000**, Paris.
- ZOHDI A.A.R., A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves, *Geophysics*, **54**, n° 2, **1989**, pp. 245-253.