

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 86 (1993)
Heft: 2

Artikel: Reconnaissance du contexte géologique et de la nature du remplissage d'un bassin lacustre du Jura méridional : le Lac de Cerin (Ain, France)
Autor: Bossuet, Gilles / Ruffaldi, Pascale / Martin, Jacques
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167247>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 16.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Reconnaissance du contexte géologique et de la nature du remplissage d'un bassin lacustre du Jura Méridional. Le Lac de Cerin (Ain, France)

Par GILLES BOSSUET ¹⁾, PASCALE RUFFALDI ¹⁾, JACQUES MARTIN ²⁾ et ALAIN CHOQUIER ³⁾
avec la collaboration de CHRISTINE MIGNOT ¹⁾

Mots clés: remplissage lacustre, Jura, méthodes géophysiques.

Keys words: lacustrine infilling, Jura, geophysical methods.

RÉSUMÉ

La reconnaissance de la géométrie et de la nature lithologique des sédiments piégés dans les anciens lacs est une entreprise généralement longue et complexe. Une approche combinant la mise en oeuvre des techniques classiques de carottages et des méthodes géophysiques a été appliquée à l'étude du lac de Cerin (Jura, Ain). A partir des prospections électriques et électromagnétiques, les variations d'épaisseur du remplissage lacustre ont pu être caractérisées et la morphologie du substratum morainique restituée. A ces résultats précieux pour l'analyse de la dynamique sédimentaire du comblement du lac, se sont ajoutées d'autres informations renseignant sur la relation entre la mise en place des dépôts glaciaires et la morphologie du substrat.

ABSTRACT

The surveying of geometry and lithology of lacustrine infillings is a long often complex operation. For the survey of the lake of Cerin (Jura, Ain) both coring and geophysical methods have been used. Electric and electromagnetic methods proved to be a useful means to study the variations of the thickness of lacustrine infillings and to obtain the shape of the till topography. Thanks to these results, it is possible now to study the sedimentary evolution of the lake filling up. Other informations are also taken into account such as relation between the location of glacial deposits and the bedrock morphology.

1. Introduction

L'étude des complexes sédimentaires piégés dans les anciens lacs se révèle d'un très grand intérêt pour la reconstitution du paléoenvironnement et l'établissement de corrélations entre les âges des corps sédimentaires et les phases climatiques depuis la dernière glaciation.

¹⁾ Laboratoire de Chrono-Ecologie, UPR 7557 du CNRS, 16, Route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France.

²⁾ Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, UFR Sciences, Place Leclerc, 25030 Besançon Cedex, France.

³⁾ CRG de Garchy, USR 701 du CNRS, 58150 Pouilly-sur-Loire, France.

La reconnaissance de la nature et de la répartition des sédiments formant le remplissage lacustre, de la morphologie des dépôts glaciaires et du substratum géologique se font habituellement à partir d'une exploration ponctuelle par sondages mécaniques, à la tarière ou au carottier, implantés le long de transects. Si ce mode d'exploration permet d'aborder convenablement l'étude de bassins de petite étendue à remplissage peu épais, il apparaît plus contraignant de mise en oeuvre lorsque les superficies à prospector atteignent plusieurs hectares ou dizaines d'hectares et lorsque les épaisseurs de sédiments à reconnaître excèdent la dizaine de mètres.

Avec les seuls sondages mécaniques, le degré de précision nécessaire à une reconnaissance détaillée de ces phénomènes, ne peut être atteint qu'au prix d'une augmentation importante du nombre de points d'échantillonnage et donc d'un alourdissement de la procédure d'acquisition des données.

C'est pourquoi, dans le cadre de programmes de recherche⁴⁾ intéressant l'étude de plusieurs bassins sous l'angle quantitatif – détermination du volume de sédiments – et qualitatif – caractérisation de la nature et de la structure du remplissage –, l'utilisation des méthodes géophysiques de surface, électriques et électromagnétiques, a été systématisée parallèlement aux moyens d'investigation classiques.

L'exemple du site de Cerin présenté dans cet article, illustre la démarche appliquée dans ces programmes et montre les résultats que l'on peut attendre sur chaque site étudié de l'approche combinée des différentes méthodes.

2. Caractéristiques physiques et biologiques générales

2.1. Situation géographique

Le lac actuel de Cerin se situe dans les zones très tectonisées du Jura méridional, au fond d'une gouttière synclinale orientée Nord-Ouest – Sud-Est à 764 m d'altitude, entre la vallée du Rhône, à 204 m d'altitude et la vallée du Furans, à 350 m d'altitude (fig. 1).

Dominé au Nord-Est par les hauts plateaux d'Innimond-Ordonnaz qui culminent à 1217 m d'altitude, le lac n'est plus en fait aujourd'hui qu'une étendue d'eau de 70 × 40 m, ceinturée par une tourbière encore en activité, de 700 × 300 m, qui se referme peu à peu sur lui. Ce petit plan d'eau représente la partie résiduelle d'un lac qui, après le retrait du glacier würmien du Rhône, s'est installé dans cette zone surcreusée.

Par rapport à la dynamique et à la typologie des remplissages lacustres et palustres de la chaîne jurassienne (Campy & Richard 1987), la lac de Cerin peut être classé dans le type 2; il caractérise les cuvettes isolées, alimentées surtout par les ravinements superficiels issus d'un bassin d'alimentation réduit. Le comblement total présente la séquence stratigraphique typique des remplissages tardiglaciaires et holocènes des lacs jurassiens, à savoir des sédiments d'abord détritiques à la base (silts, argiles), puis biochimiques (craie lacustre) et enfin organiques (tourbe) au sommet.

⁴⁾ Programme Dynamique et Bilan de la Terre (D.B.T INSU). « Dynamique des systèmes fluviaux au cours du post glaciaire. Etude de l'impact climatique dans des bassins représentatifs de moyenne latitude ». Responsable M. CAMPY. U. A. 157 C.N.R.S. Dijon.

Chronologie et typologie des remplissages lacustres du domaine jurassien et alpin. Responsables M. MAGNY, H. RICHARD. UPR 7557 C.N.R.S. Besançon.

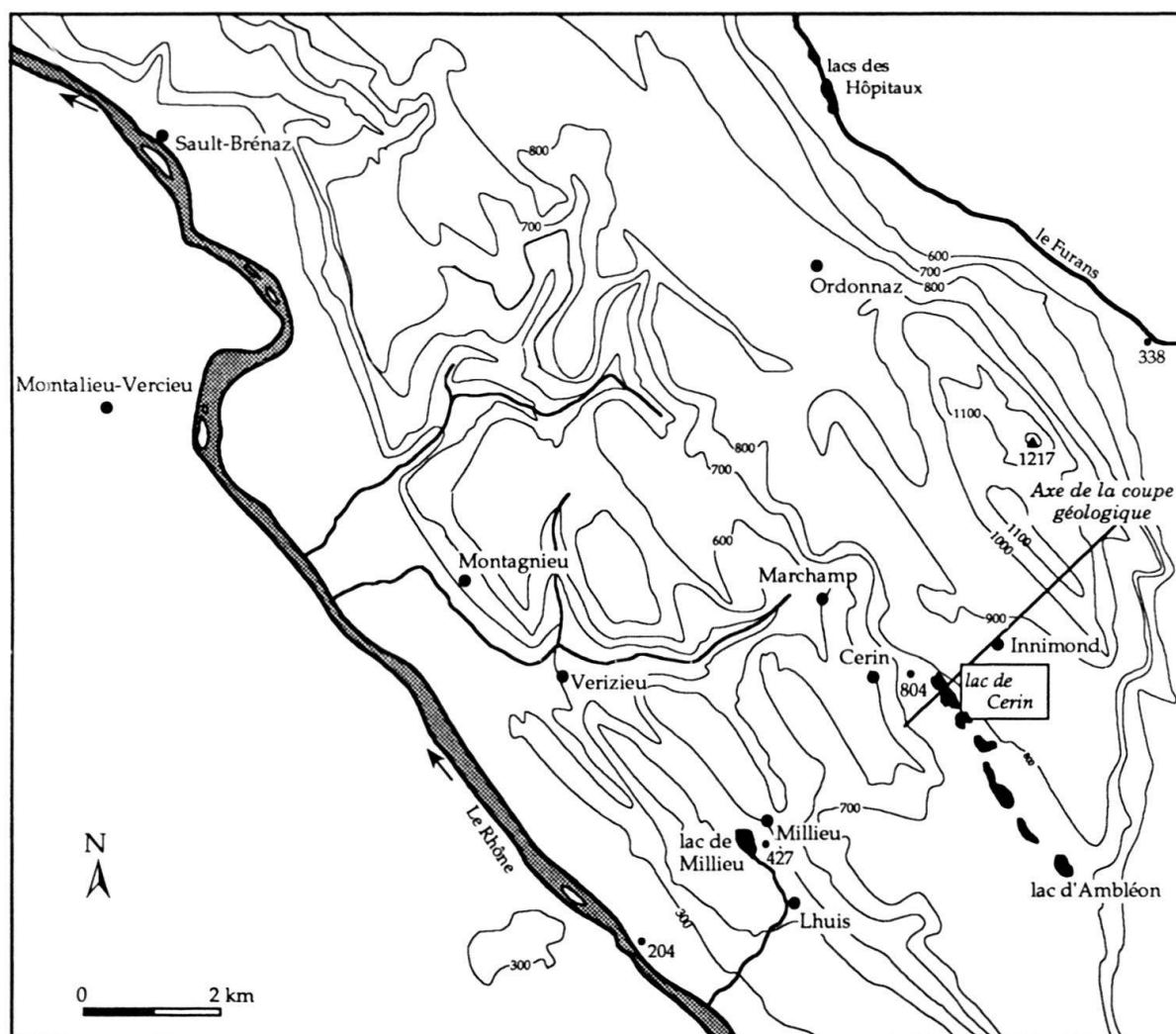


Figure 1: Situation géographique de la tourbière de Cerin.

Figure 1: Geographical situation of the peat-bog of Cerin.

La tourbière qui entoure le lac de Cerin est une tourbière de type basiline appelée plus communément «bas-marais alcalin» par opposition aux tourbières acides dites «haut-marais». A ce stade d'évolution, la tourbière est plate, la sédimentation organique est devenue dominante avec une surface d'eau libre qui ne cesse de se réduire progressivement: 4400 m² au début du siècle dernier (plan parcellaire cadastral de 1837), 3300 m² au début de ce siècle (Magnin 1904), 2400 m² actuellement.

L'existence du lac résiduel permet de suivre toute une dynamique de végétation depuis les groupements aquatiques liés aux eaux minéralisées (nymphéaie, groupements à *Scirpus lacustris* et à *Cladium mariscus*) jusqu'aux groupements à sphaignes des tourbières acides.

Une formation à *Cladium mariscus* ceinturant le lac contribue à son comblement et joue un rôle fondamental dans le processus d'atterrissement. Elle est également à l'origine de l'installation des groupements à sphaignes; ceux-ci sont très peu développés, car l'alimentation de la tourbière se fait essentiellement par les eaux de ruissellement calcaires, favorisant ainsi les prairies marécageuses à *Molinia coerulea*.

2.2. Contexte géologique et structural

La carte géologique à 1/50 000 (feuille de Belley) montre que les formations quaternaires du lac de Cerin se sont déposées dans un synclinal. Celui-ci affecte les niveaux carbonatés (calcaires et dolomies) du Jurassique terminal, Kimméridgien et Portlandien, surmonté par les niveaux marneux et marnocalcaires du Purbeckien et par des calcaires attribués au Berriasien ou au Valanginien inférieur. Le synclinal orienté Nord-Ouest–Sud-Est est nettement dissymétrique. Le flanc Sud-Ouest présente un pendage assez faible (10 à 15°) vers le Nord-Est, alors que le flanc Nord-Est montre des couches redressées à la verticale, voire renversées.

Sur le terrain, les conditions d'observation rendent difficile l'identification des niveaux immédiatement sous-jacents aux dépôts quaternaires. La construction d'une coupe géologique permet de formuler une hypothèse sur la géométrie du synclinal et sur la nature des terrains qui le constituent (fig. 2). La coupe ainsi réalisée montre que l'anticlinal d'Innimond, situé au Nord-Est, est déversé et chevauchant sur le synclinal du lac de Cerin. Le chevauchement d'une amplitude de quelques centaines de mètres se fait par l'intermédiaire d'une faille en rampe et en paliers. De telles structures sont connues dans le Jura (Martin 1987, Wildi et al. 1991, Martin et al. 1992). Dans ce type de configuration, le palier terminal se développe à la base ou au sein des couches crétacées provoquant soit le rebroussement de celles-ci en replis, soit la formation d'écailles verticales ou renversées poussées sur l'autre flanc du synclinal.

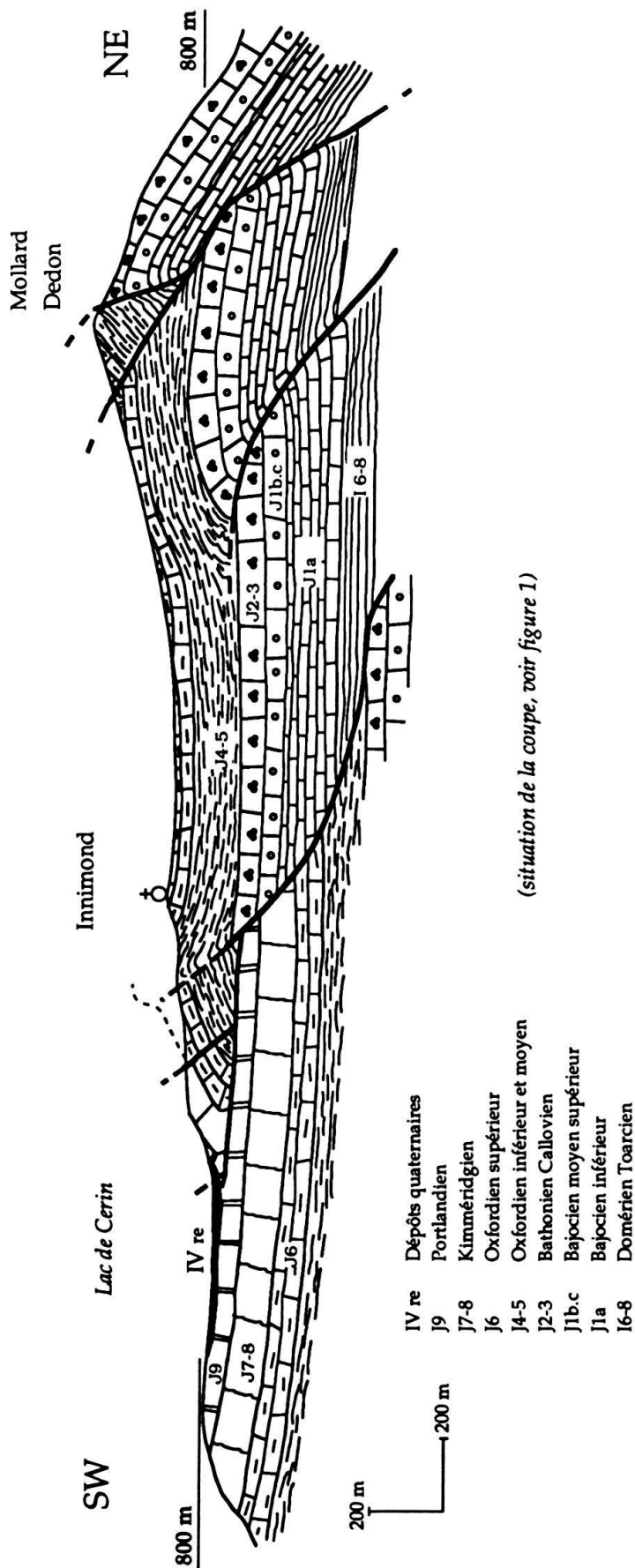
L'étude sur le terrain montre à 300 m au Nord du lac un lambeau de Berriasien-Valanginien à pendage inverse de 80° vers le Nord-Est et un repli anticlinal aigu affectant les niveaux de plaquettes dolomitiques du sommet du Portlandien. La dépression observée entre ces deux affleurements est due au passage des marnes purbeckiennes. Ces observations permettent de préciser la coupe géologique: le chevauchement s'est produit à la base du Crétacé, laissant en place une semelle de marnes purbeckiennes autochtones sous les terrains charriés constitués de replis et d'écailles crétacés. L'érosion antérieure aux dépôts quaternaires a enlevé ici la majeure partie des terrains charriés, mais a respecté, au moins en partie, la semelle de marnes purbeckiennes.

Les dépôts glaciaires, quant à eux, se présentent le plus souvent sous le faciès de moraine de fond: cailloutis hétérométriques avec ou sans blocs emballés dans une matrice argilo-sablo-graveleuse. Les éléments sont en majorité locaux, calcaire du Jura, avec une faible proportion de roches alpines (Kerrien et al. 1990). Ces dépôts nappent de manière continue les reliefs les moins élevés de la dépression de Cerin; deux arcs morainiques, moraines d'ablation, encadrent la tourbière au Nord-Ouest et au Sud-Est traduisant ainsi une stabilisation temporaire du glacier en cours de retrait.

L'examen des photographies aériennes fait apparaître plusieurs familles de linéaments, dont les principales présentent les orientations suivantes: N20 à N30, N110 à N130 et N150 à N170. Ces directions peuvent être rattachées à des réseaux de fractures observées dans le secteur.

2.3. Situation hydrogéologique

La cuvette du lac de Cerin correspond à un bassin versant de petites dimensions, environ 0,8 km². En l'absence d'émissaire superficiel, les eaux s'évacuent par des pertes



(situation de la coupe, voir figure 1)

Figure 2: Coupe géologique interprétative.

Figure 2: Interpretative geological section.

situées en bordure Est, l'une en position médiane, l'autre à l'extrémité Sud-Est. Ces exutoires sont en relation avec la faille chevauchante et drainent probablement les eaux vers le Sud-Est dans le sens du plongement axial des structures.

3. Matériel et méthodes

3.1. Sédimentologie

L'exploration ponctuelle par sondages mécaniques s'est effectuée à la sonde russe de type G.I.K, le long de six transects, définis en tenant compte de la topographie du bassin versant et du profil du lac (fig. 3):

- trois transects longitudinaux orientés Sud-Est–Nord-Ouest: TA, TE, T F/G,
- trois transects transversaux orientés Sud-Ouest–Nord-Est: TB, TC, TD.

A chaque sondage, espacé de 50 ou 75 m, une description précise de la profondeur et de la géométrie des corps sédimentaires a été réalisée. Les sondages ont été stoppés quand les sédiments, trop compacts ou chargés en cailloux et sables annonçant le matériel morainique, rendaient toute pénétration impossible.

Plusieurs sondages ont été prélevés pour des analyses palynologiques et sédimentologiques complètes et détaillées (Ruffaldi 1991, Magny 1991).

La plus grande séquence stratigraphique reconnue (15,70 m) offre, de haut en bas, la succession lithologique suivante:

tourbe – craie – gyttja crayeuse – craie laminée rose – gyttja à algues – sédiments argilo-silteux – gyttja à algues – sédiments argilo-silteux – rythmites.

De manière générale, la transition entre les dépôts de sédiments argilo-silteux et de rythmites est toujours nette et brutale. Dans les séquences les plus dilatées, les deux niveaux de gyttja à algues sont toujours présents. C'est dans les sondages de bord de tourbière que les dépôts de craie laminée rose sont les plus épais. Les dépôts de tourbe intercalés aux dépôts de craie révèlent des reprises de sédimentation crayeuse et des arrêts de tourbification, correspondant aux transgressions et aux régressions du niveau du lac. La transition craie-tourbe se fait toujours progressivement.

Cette série de transects a permis également de mettre en évidence, au niveau du transect D, l'existence d'un seuil probablement morainique, qui couperait la tourbière transversalement en son milieu. Le bassin du lac de Cerin serait donc partagée en deux cuvettes: une première cuvette au Sud-Est complètement comblée et une seconde cuvette, située au Nord-Ouest, dans laquelle se trouve encore le lac résiduel.

3.2. Prospection géophysique

Les méthodes géophysiques utilisées dans cette étude sont les méthodes de surface, électriques et électromagnétiques. Ces méthodes, en donnant accès à la résistivité électrique du sous-sol doivent nous permettre de différencier les formations a priori résistantes (tourbe, dépôts glaciaires, substratum calcaire...) des formations plus conductrices (craie, sédiments argilo-silteux et rythmites du remplissage lacustre, calcaires marneux...).

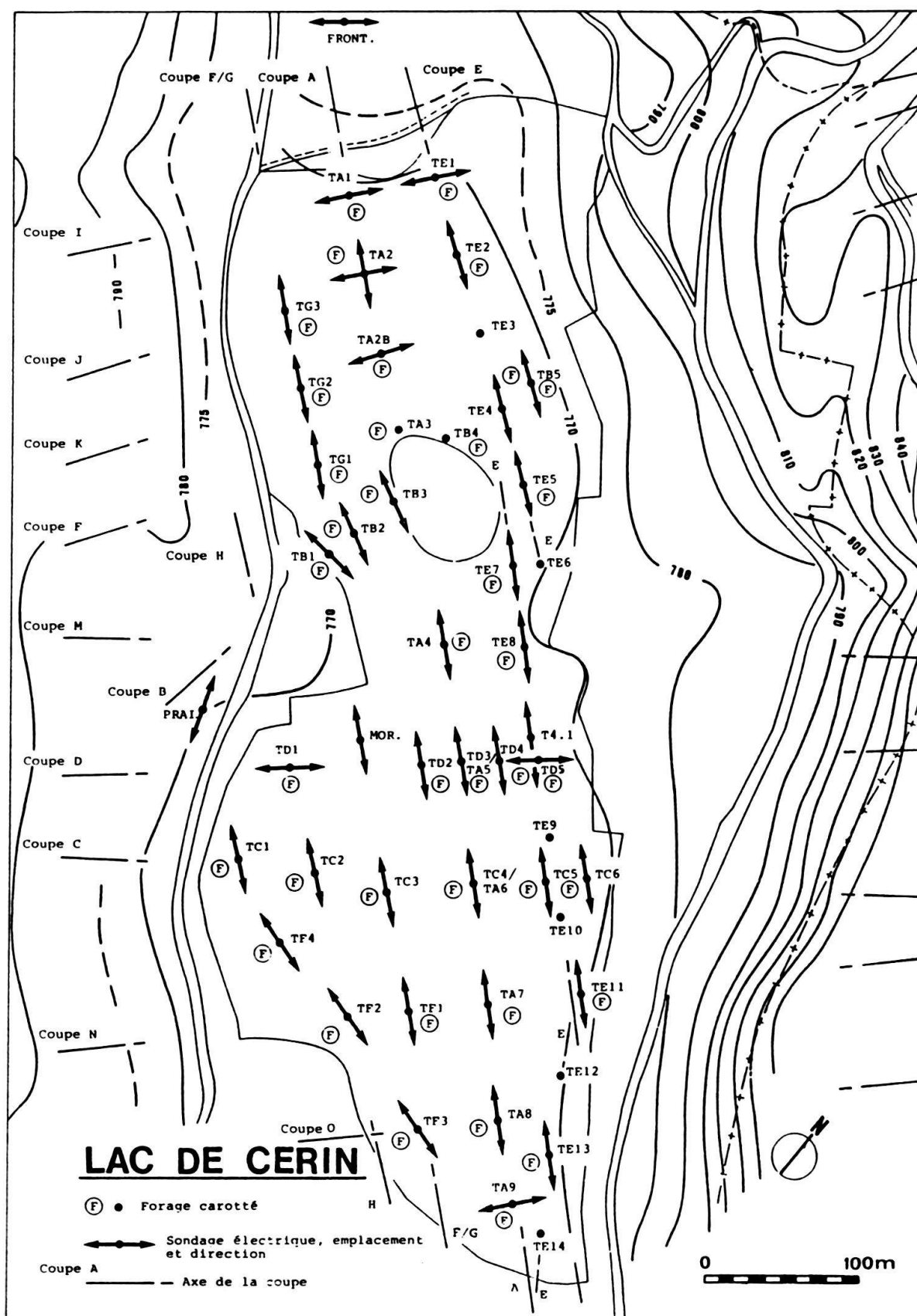


Figure 3: Localisation des forages mécaniques et des sondages électriques, position des coupes géoélectriques.

Figure 3: Location of the mechanical corings and resistivity soundings, position of geoelectric cross-sections.

3.2.1. La méthode Radio Magnéto-Tellurique, Radio MT

Il existe un grand nombre de méthodes électromagnétiques qui diffèrent par le type de source utilisée et la ou les composantes des champs mesurées. Dans l'application présentée, la méthode (A.N.V.A.R 1973) utilise comme source les ondes électromagnétiques issues des émetteurs de radio-diffusion et l'on mesure à la surface du sol deux composantes perpendiculaires du champ, l'une électrique, l'autre magnétique. Le rapport au carré du module des deux champs est directement proportionnel à la résistivité. Sur un terrain quelconque, on définit une résistivité apparente, qui dépend de la distribution des résistivités vraies dans le sol et qui s'exprime dans les unités usuelles en géophysique:

$$\rho_a = 0,2 T \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (\Omega m, s, \mu V/m, \gamma \text{ ou } nT)$$

Comme les champs décroissent exponentiellement à partir de la surface, on définit une profondeur de pénétration, cote à laquelle les modules des champs sont divisés par e ($= 2,718$). Dans les unités usuelles en géophysique, on a:

$$P = \frac{1000}{2\pi} \sqrt{10 \rho T} \quad \text{avec } P \text{ en m}$$

La profondeur moyenne du volume exploré par la mesure dépend donc de la fréquence du champ électromagnétique utilisé et de la résistivité globale des terrains contenus dans ce volume.

L'appareillage comprend outre le capteur magnétique et les deux capteurs capacitifs (A.N.V.A.R. 1973), un boîtier électronique incluant la chaîne de saisie des données et un système informatique de stockage et de traitement. Une version industrialisée de l'équipement est commercialisée par la société S.E.L.V.A (Loire Atlantique, France). L'appareillage tracté par un véhicule léger tous terrains enregistre en continu à fréquence constante les variations horizontales de la résistivité apparente (une mesure tous les 20 cm) le long d'un profil orienté dans la direction de l'émetteur sélectionné.

Grâce à cette mobilité, plusieurs profils ont été effectués sur les routes et les chemins d'exploitation ceinturant la tourbière pour préciser le contact entre les formations géologiques et localiser d'éventuels accidents structuraux affectant transversalement et longitudinalement le bassin.

3.2.2. La méthode électrique en courant continu

Cette méthode a été mise en oeuvre selon la technique du sondage électrique: étude des variations de la résistivité selon la verticale. On se propose ainsi de mettre en évidence, à l'intérieur du sol, des couches de résistivités différentes en relation avec l'épaisseur, la nature et la teneur en eau des couches géologiques rencontrées.

Dans la tourbière, 40 sondages électriques, dispositif Schlumberger, ont été réalisés dans le but, d'une part de reconnaître la morphologie du substrat morainique imperméable sur lequel les sédiments lacustres se sont déposés et d'autre part de préciser, dans le secteur étudié la géologie et notamment la géométrie de l'interface dépôts glaciaires-substratum antéquatenaire (fig. 3).

L'interprétation directe des sondages électriques, détermination des épaisseurs et des résistivités vraies des terrains géophysiques, s'est faite à partir d'un logiciel d'interprétation automatique à deux niveaux de précision, méthode de Gosh (filtre à 9 coefficients) et méthode de Johansen (filtre à 140 coefficients).

4. Résultats et interprétation

4.1. Caractéristiques électriques des formations géologiques

L'absence sur le site d'un forage mécanique profond ne nous a pas permis de reconnaître précisément la nature et l'épaisseur des formations sous-jacentes au remplissage lacustre. Seule une comparaison entre la colonne stratigraphique du remplissage et les diagrammes des courbes de sondages électriques de référence a pu être établie (fig. 4).

Des profils Radio MT et des sondages électriques réalisés à l'affleurement des dépôts glaciaires et des formations du Crétacé et du Jurassique nous ont cependant permis de déduire leur résistivité apparente correspondante.

L'étalonnage en résistivité apparente des différents terrains rencontrés a été réalisé. Pour chaque terrain, une fourchette des valeurs de résistivité a été définie et un log géoélectrique synthétique a été reconstitué en épaisseur, par comparaison avec la série stratigraphique préétablie (fig. 5).

L'examen de ce log permet de dégager les informations suivantes:

- difficulté à caractériser électriquement en profondeur les différents faciès du remplissage lacustre en raison de leur faible épaisseur et d'une atténuation du contraste de résistivité liée à la saturation en eau du remplissage. Seule la tourbe en position superficielle et plus généralement une partie de ce sédiment organique présente une plage de variation de résistivité apparente, 40 à 150 Ωm , vraiment distincte de l'ensemble formé par la craie, les sédiments argilo-silteux et les rythmites. Ces sédiments ne sont pas différenciés en tant que tels, car leur résistivité respective est intermédiaire entre celles des couches encaissantes, de telle sorte que l'on observe systématiquement la succession ρ tourbe > ρ craie > ρ sédiments argilo-silteux > ρ rythmite; la présence ou l'absence d'une de ces couches ne modifie pas le diagramme du sondage électrique tant que son épaisseur n'est pas suffisante (phénomène de suppression). C'est donc l'interprétation minimum, sans la présence du phénomène de suppression qui a été retenue: la séquence sédiments crayeux, sédiments argilo-silteux et rythmites constituant une seule couche géoélectrique conductrice, de résistivité comprise entre 30 et 70 Ωm . Son épaisseur pourra être évaluée, car l'ensemble de ces sédiments repose sur les dépôts glaciaires qui se manifestent comme des terrains électriquement beaucoup plus résistants (150 à 650 Ωm);
- la variation importante de la résistivité de ces dépôts, de 150 à 650 Ωm et les différences enregistrées dans les modèles déduits des courbes de sondages électriques, traduisent la grande hétérogénéité de ces formations; elles correspondent à des changements rapides de faciès (moraine à gros blocs, moraine argileuse, moraine argileuse à galets, graviers...) affectant verticalement et transversalement ces dépôts. Dans nos résultats, le glaciaire est représenté globalement par une résistivité moyenne de 100 à 250 Ωm (moraine de fond du bassin). Seuls les arcs morainiques bien différenciés marquent

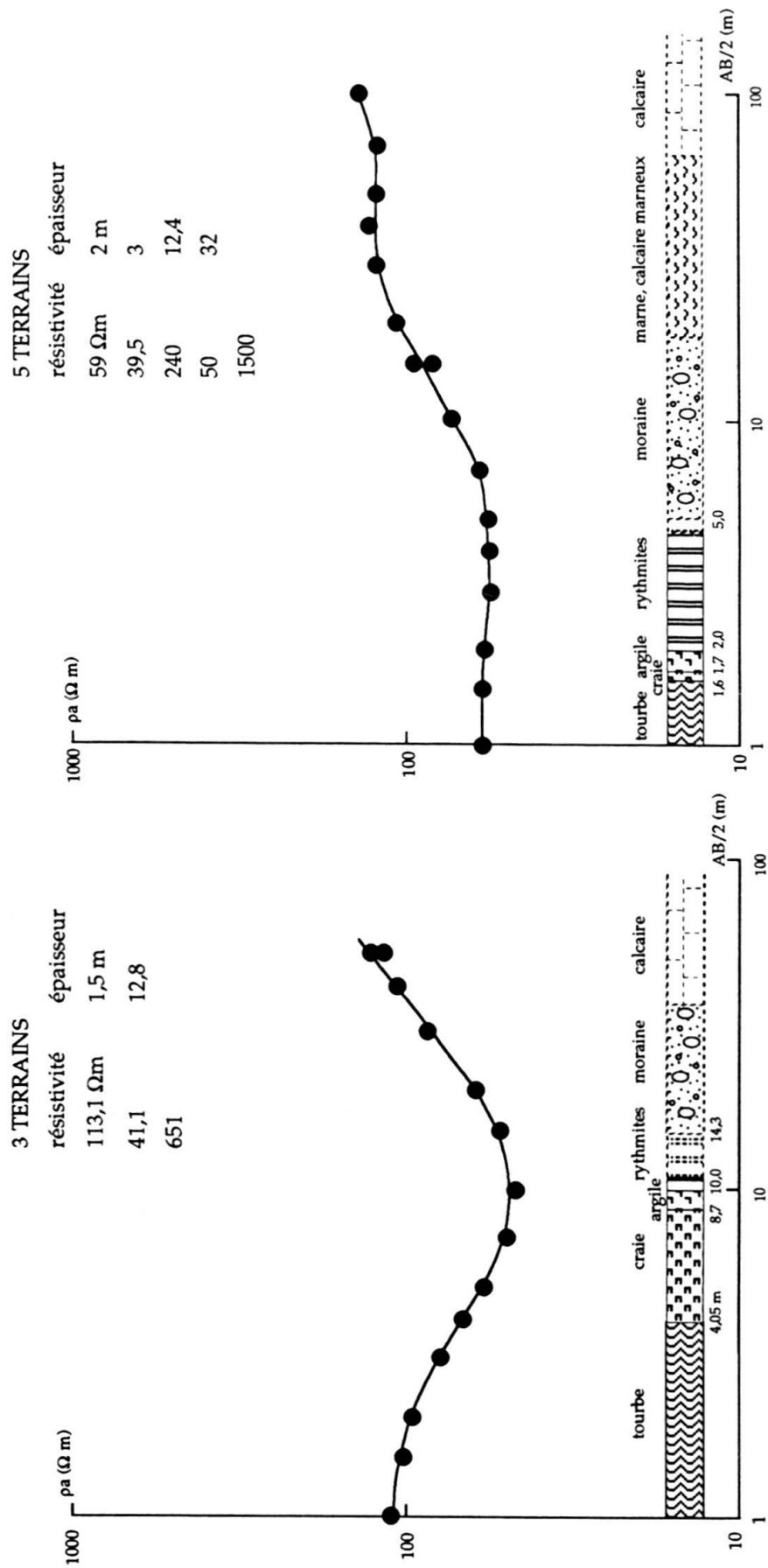


Figure 4: Courbes des sondages électriques et log stratigraphique des forages dans le remplissage lacustre.
Figure 4: Electrical sounding curves and drill logs of holes in lacustrine infillings.

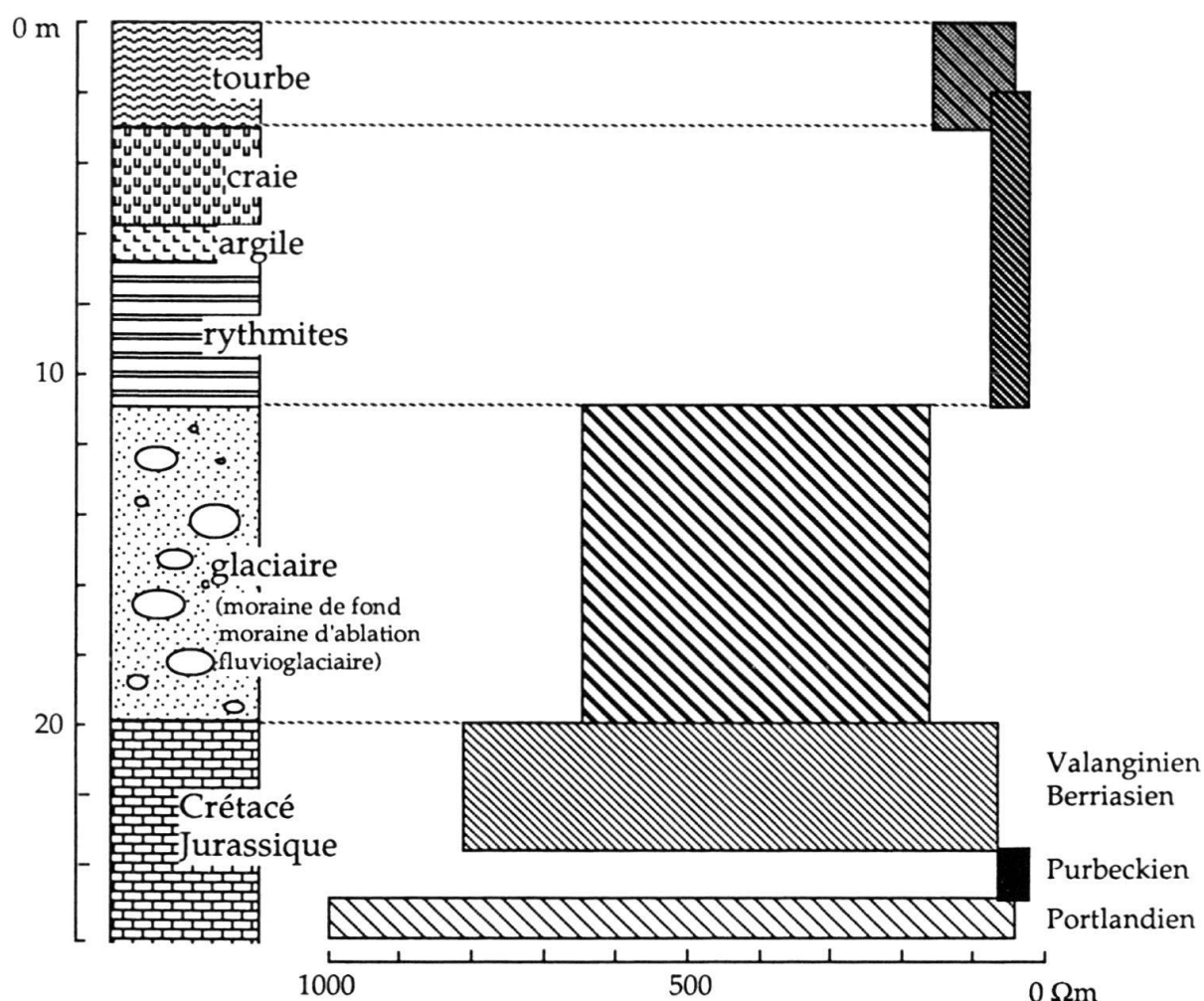


Figure 5: Log synthétique d'étalonnage. Plage de la variation de la résistivité apparente pour chaque couche ou ensemble de couches.

Figure 5: Drill log of calibration. Variation of apparent resistivity for one or several layers.

- nettement des noyaux résistants ($\rho > 500 \Omega\text{m}$) dans le recouvrement glaciaire. Dans l'ensemble, ces valeurs se rapprochent des valeurs de résistivités données pour ces formations, par M. Claudon (1977) dans son étude de la plaine de Pontarlier et M. Duraffourg et P. Palacio (1988) dans leur étude du synclinal de Frasn-Bonnevaux;
- les formations du substratum calcaire (Crétacé et Jurassique) présentent des résistivités élevées, plus de $1000 \Omega\text{m}$ pour le Portlandien, exception faite des marnes purbeckiennes qui se manifestent comme un terrain électriquement conducteur, de résistivité comprise entre 30 et $70 \Omega\text{m}$.

4.2. Profils Radio Magnéto-Tellurique

Ces profils, effectués aux endroits où la topographie du site le permettait, montrent:

- * des résistivités apparentes différentes selon le type de dépôt pour les formations glaciaires (structure, compaction, granularité) comme l'illustre le profil exécuté le long de

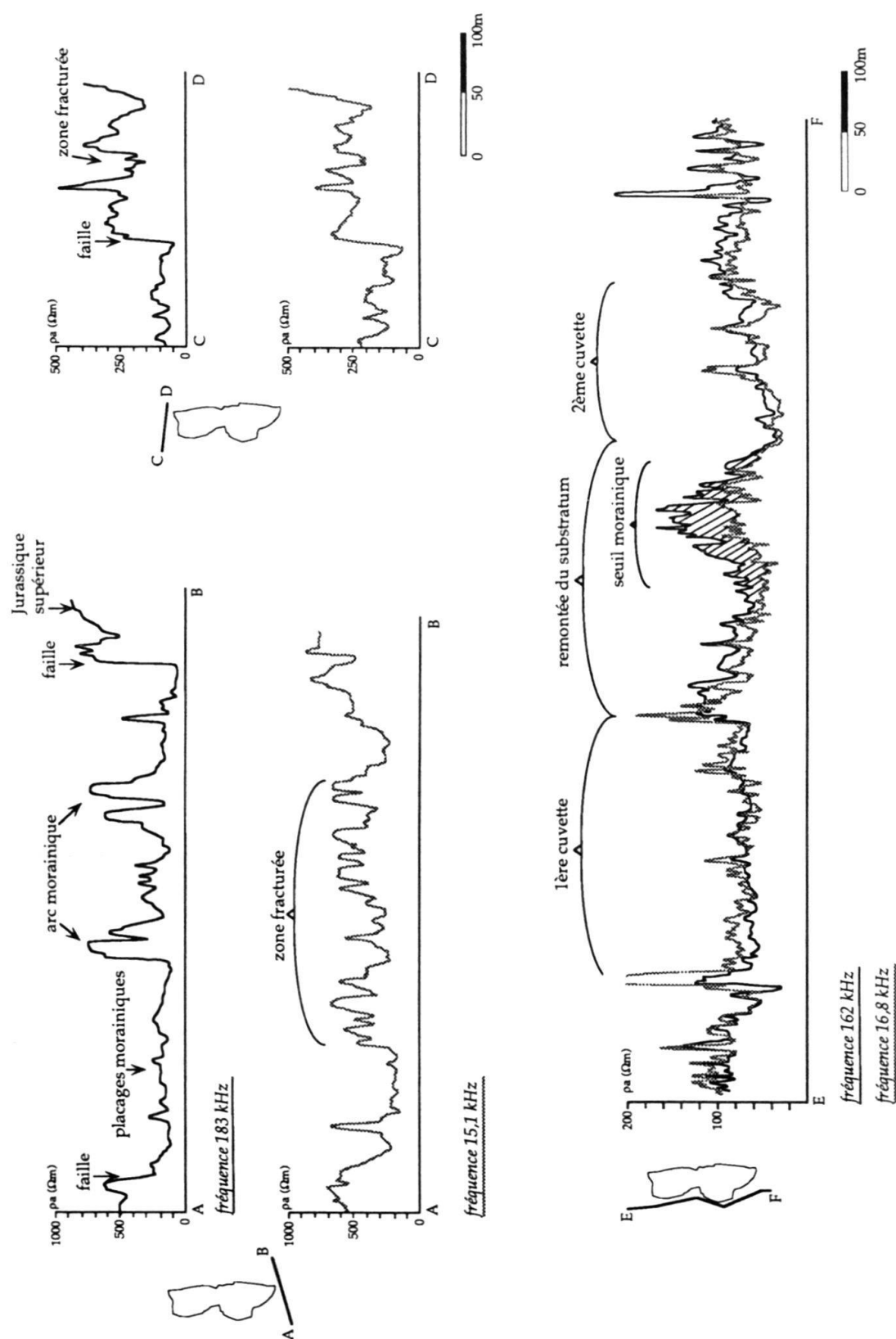


Figure 6: Exemples de profils Radio Magnéto-Telluriques enregistrés sur les dépôts glaciaires de Cerin.

Figure 6: Examples of multifrequency Radio MT profiles on glacial deposits of Cerin.

la route D41 (fig. 6): le bourrelet morainique recoupé deux fois par le profil apparaît à la fréquence 183 kHz sous la forme d'anomalies de résistivité apparente ($\rho_a > 500 \Omega\text{m}$) nettement plus élevée que le placage morainique environnant ($\rho_a = 200 \Omega\text{m}$); aux extrémités du profil, l'augmentation de ρ_a traduit la présence proche de la surface du Jurassique supérieur (Portlandien);

* sous la couverture quaternaire, le caractère très fracturé du substratum, notamment aux endroits correspondants à l'intersection des profils avec les accidents structuraux et à leurs cassures transverses: sur ces profils, la fracturation se marque par une chute ponctuelle de ρ_a avec un contraste prononcé par rapport à celle des zones moins fissurées (fig. 6); d'autres anomalies caractéristiques de structures déterminées existent comme celles correspondant au contact par faille entre deux compartiments (Thera 1977, Robin 1984) et qui se marquent sur le profil par la juxtaposition de deux paliers de résistivité (fig. 6); des calculs de modèles à deux dimensions ont été effectués par la méthode des éléments finis (programme Thera 1977) pour quantifier les effets du recouvrement sur des anomalies de ce type, lorsque le champ électrique est perpendiculaire à l'allongement de ces structures; la figure 7 représente les courbes théoriques obtenues pour une faille verticale et une faille oblique, avec et sans recouvrement, mettant en contact respectivement un socle à $1000 \Omega\text{m}$ avec des sédiments à $100 \Omega\text{m}$ et des calcaires à $300 \Omega\text{m}$ avec des marnes à $30 \Omega\text{m}$; l'allure des courbes modélisées, très comparable à celle des courbes expérimentales enregistrées en bordure du bassin (fig. 6), renforce l'interprétation proposée quant à l'origine de ce type d'anomalie;

* la possibilité de caractériser qualitativement les variations d'épaisseur du recouvrement glaciaire en comparant l'allure d'un même profil exécuté à des fréquences se situant dans des gammes différentes; sur le profil parallèle à l'allongement de la tourbière, on observe:

- à la fréquence 162 kHz, correspondant à une investigation superficielle du sous-sol (environ 6 m), une augmentation de la valeur de ρ_a aux endroits où le recouvrement glaciaire est le plus épais et/ou le plus résistant, à savoir aux extrémités de la tourbière et au centre de celle-ci, à l'emplacement du seuil morainique; à la baisse de ρ_a coïncide, de part et d'autre du seuil, l'emprise des deux cuvettes;
- à la fréquence 16,8 kHz où la profondeur d'investigation est plus importante (15 m environ), l'augmentation de ρ_a matérialise la remontée du calcaire; l'allure du profil pourrait alors figurer le modelé du substratum après érosion par le glacier.

4.3. Coupes géoélectriques

L'interprétation tabulaire des 40 sondages électriques aboutit à l'établissement d'un modèle comprenant le nombre de terrains rencontrés, la résistivité et l'épaisseur de chaque terrain. En tenant compte de la lithostratigraphie locale, le modèle retenu est le suivant:

* à la surface des résistivités de 80 à $130 \Omega\text{m}$ pour un horizon dont l'épaisseur est d'un mètre environ, la présence de cet horizon résistant dans le sédiment tourbeux n'est pas systématique;

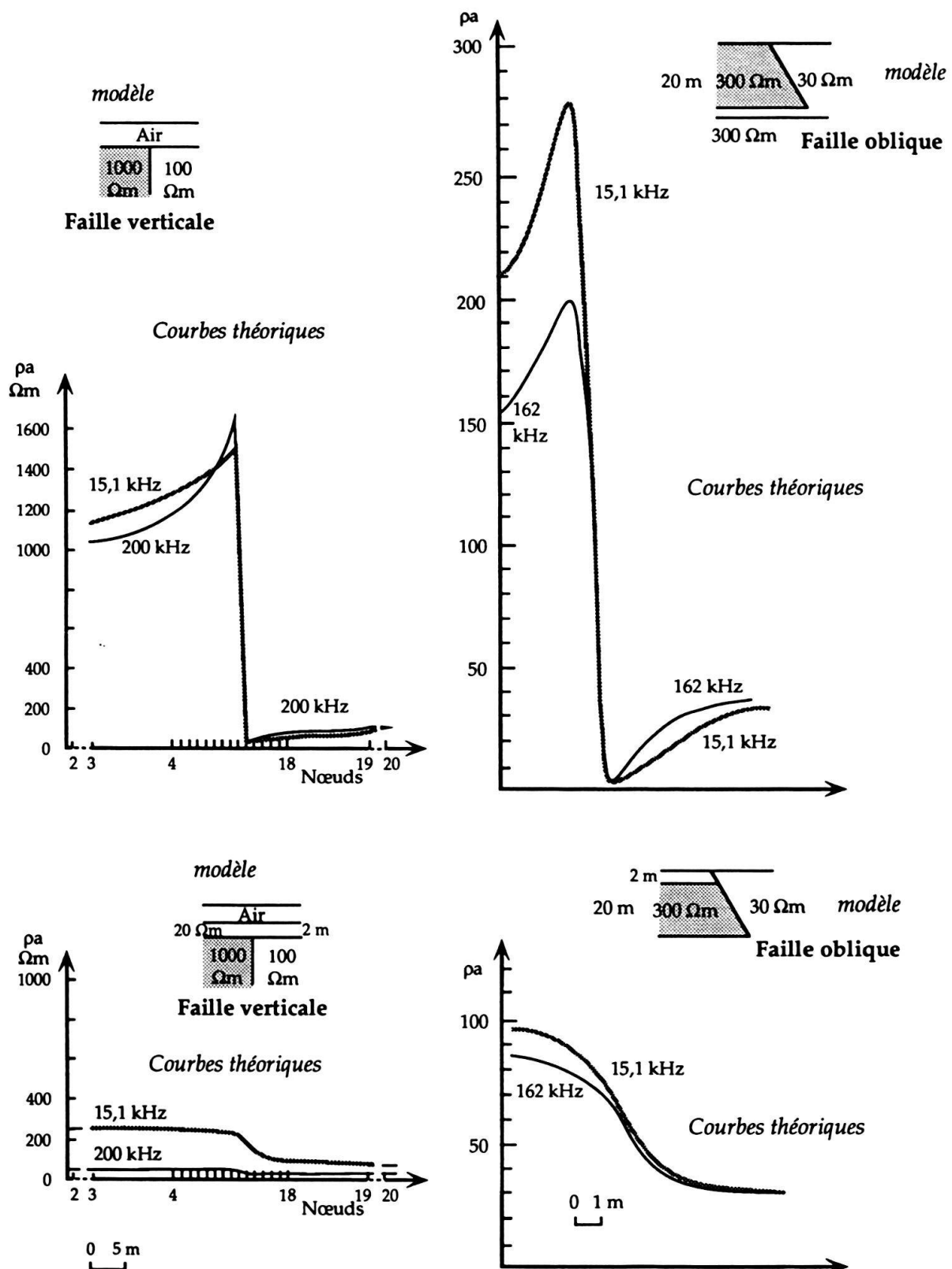


Figure 7: Résultats des calculs théoriques pour une faille verticale et une faille oblique avec recouvrement et sans recouvrement, en polarisation H.

Figure 7: Results of theoretical calculations in mode TE (transverse electric) for a normal fault and a diagonal fault, covered and exposing.

- * un horizon conducteur (30 à 50 Ωm) d'épaisseur comprise entre 5 et 20 m, il représente l'épaisseur cumulée des différents faciès formant le remplissage lacustre (tourbe, craie, argile et rythmites);

- * un niveau résistant (150 à 600 Ωm), d'épaisseur comprise entre 5 et 15 m correspondant aux dépôts glaciaires (moraine de fond);

- * un niveau conducteur (30 à 50 Ωm) interprété comme la semelle des marnes purbeckiennes, son épaisseur varie de 5 à 20 m;

- * une assise résistante (plus de 1000 Ωm) correspondant aux calcaires du Portlandien.

La corrélation de ces différents horizons d'un sondage électrique à l'autre a permis de réaliser des coupes géoélectriques.

S'agissant de la géométrie des formations à l'interface dépôts glaciaires/substratum, la mise en évidence d'un terrain conducteur entre les terrains superficiels et le substratum profond résistant est interprété comme la semelle des marnes purbeckiennes superposées aux calcaires et dolomies du Portlandien. Mais ce niveau conducteur pourrait également contenir des sédiments fins (argilo-silteux ou rythmites), plus anciens que le dernier maximum glaciaire, comme le suggère la présence, dans les analyses palynologiques des sédiments qui ont enregistré le Pléniglaciaire final, de taxons mésophiles (*Quercus*, *Fagus*, *Abies*, *Juglans*) et de représentants des végétations du Pliocène/début Pléistocène (*Carya*, *Pterocarya*).

S'il y a concordance entre le modèle géophysique et la série lithologique, des discontinuités sont cependant observées dans la présence ou la position en hauteur de ce niveau conducteur, ce qui nécessite pour pouvoir corréler les sondages électriques entre eux de placer des failles. En comparant ces discontinuités avec les données de la photogéologie, on remarque également qu'il y a coïncidence entre la disparition du niveau conducteur et certains linéaments repérés aussi sur les profils électromagnétiques et interprétés comme des failles; ces accidents structuraux auraient entraîné la remontée des niveaux profonds résistants au contact des niveaux superficiels. Ce sont ces données qui ont été retenues pour la construction des coupes à 1/5000 (fig. 8).

Au plan des conséquences hydrologiques, on notera le rôle que peut jouer, sous les formations quaternaires, la présence des calcaires portlandiens remontés par failles. Une alimentation de la nappe superficielle peut en effet se produire par le fond à partir des circulations karstiques, si celles-ci sont mises en charge.

4.4. Cartes d'isorésistivité apparente

Ces documents représentent à l'intérieur de la tourbière les variations horizontales de la résistivité apparente à partir des valeurs mesurées aux 40 points explorés par les sondages électriques.

La représentation cartographique de ces variations pour 15 profondeurs d'investigation différentes (des plus petites aux plus grandes longueurs de lignes) permet de visualiser l'évolution de cette distribution avec la profondeur (fig. 9). Trois situations caractéristiques peuvent être schématiquement décrites.

- à faible profondeur, entre 0 et 2 m (phénomène illustré par la carte en AB/2 = 1,5 m), où les variations cartographiées n'intéressent que le sédiment tourbeux: les valeurs les plus conductrices ($\rho_a < 70 \Omega\text{m}$) se concentrent préférentiellement en périphérie de la

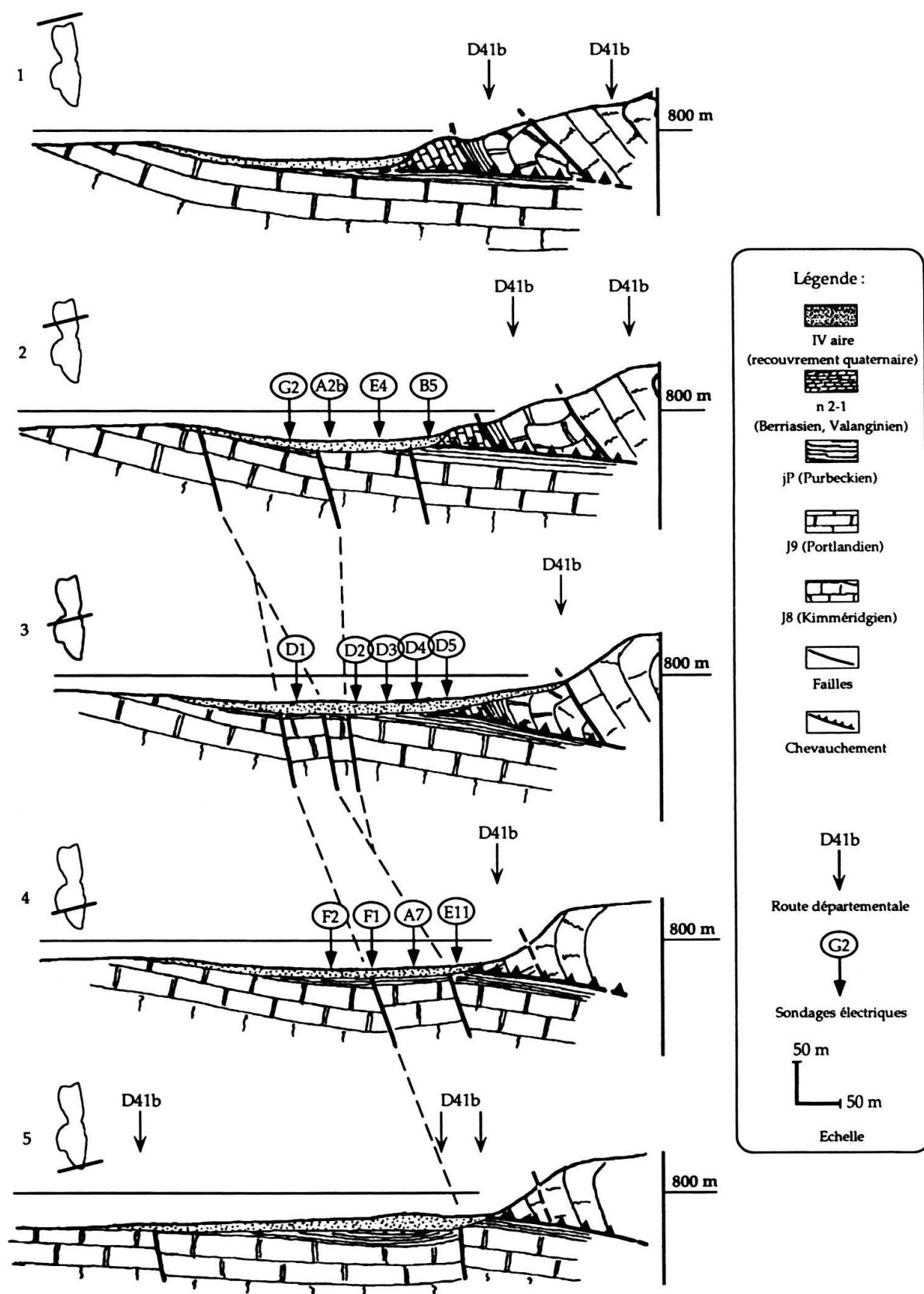
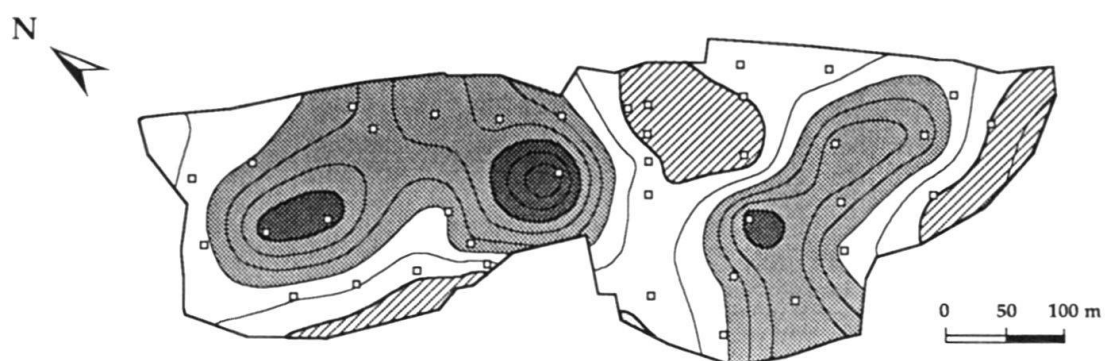
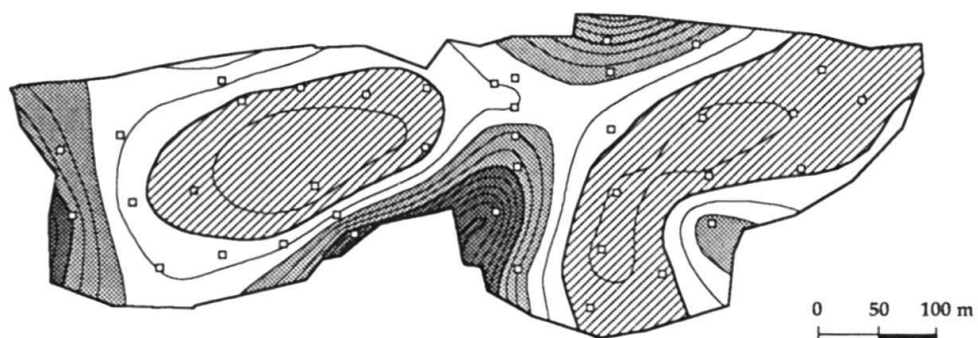


Figure 8: Lac de Cerin: coupes géologiques interprétatives.

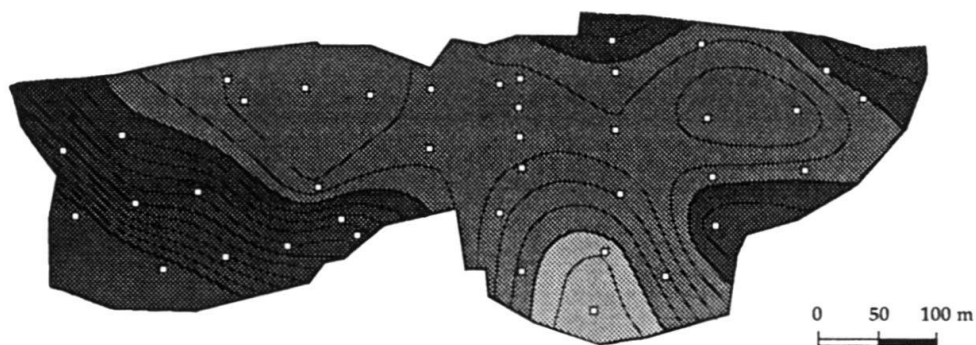
Figure 8: Lake of Cerin interpretative geological sections.



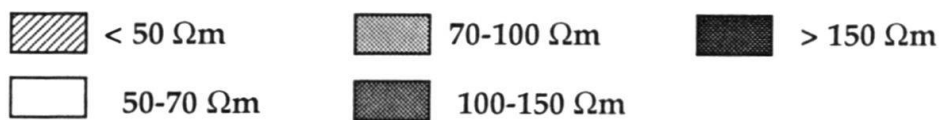
Résistivité apparente $AB/2 = 1,5$ m



Résistivité apparente $AB/2 = 15$ m



Résistivité apparente $AB/2 = 100$ m



□ sondages électriques

Figure 9: Lac de Cerin: cartes de résistivité apparente, dispositif Schlumberger pour $AB/2 = 1,5$ m $AB/2 = 15$ m et $AB/2 = 100$ m.

Figure 9: Lake of Cerin: maps of apparent resistivity in Schlumberger electrode configuration for $AB/2 = 1,5$ m, $AB/2 = 15$ m et $AB/2 = 100$ m.

tourbière et à l'emplacement du seuil morainique supposé dans les zones les plus influencées par les eaux d'origine carbonatée. De part et d'autre de cette limite, les valeurs de résistivité apparente les plus élevées ($\rho_a > 70 \Omega\text{m}$) occupent sous la forme de deux larges anomalies le centre des deux cuvettes, là où l'eau est faiblement minéralisée et l'acidité du sol plus forte;

- à moyenne profondeur, entre 5 et 15 m (phénomène illustré par la carte AB/2 = 15 m), les variations cartographiées intéressent cette fois l'ensemble du remplissage lacustre (tourbe, craie, sédiments argilo-silteux, rythmites): l'image obtenue est identique à la précédente, mais les valeurs des plages de ρ_a sont inversées; les valeurs $> 70 \Omega\text{m}$ se concentrent en périphérie de la tourbière et au centre du bassin, aux endroits où le remplissage lacustre est le moins épais et où les dépôts glaciaires, électriquement résistants, sont les plus proches de la surface; les valeurs de résistivité apparente les plus conductrices, $\rho_a > 70 \Omega\text{m}$, occupent le centre des deux cuvettes, là où le remplissage lacustre, électriquement conducteur, doit être le plus épais;
- à plus grande profondeur, au delà de 20 m (phénomène illustré par la carte AB/2 = 100 m), les variations cartographiées intéressent les dépôts glaciaires et/ou le substratum calcaire: les valeurs de ρ_a tendent à s'homogénéiser sur l'ensemble de la zone avec des maximums $> 150 \Omega\text{m}$ concentrés dans la partie Nord-Ouest et à l'extrémité Sud-Est de la tourbière, là où les dépôts glaciaires sont très proches ou au contact direct des calcaires du Portlandien.

4.5. *Forme et structure du bassin lacustre*

A partir des modèles déduits des 40 courbes de sondages électriques, les variations d'épaisseur du remplissage lacustre (tourbe, craie, argile, rythmites) ont pu être appréhendées sur toute l'étendue de la tourbière et la morphologie du substratum morainique précisée.

La représentation cartographique en courbes isobathes du toit de ce substratum confirme l'existence d'un seuil morainique (till d'ablation?) séparant à la cote 755 m le lac de Cerin en deux cuvettes (fig. 10):

- une première cuvette située au Nord-Ouest et dans laquelle se trouve le lac résiduel; elle présente une forme allongée dans l'axe de la gouttière synclinale et qui va en se rétrécissant en direction du seuil morainique. Un fort gradient entre courbes isobathes s'observe sur le bord Est de la cuvette, au pied de l'escarpement. Le fond de cette cuvette se situe à une altitude de 742 m environ, ce qui représente une épaisseur maximum de sédiments accumulés égale à 20 m au point TE-7;
- une seconde cuvette située au Sud-Est et qui actuellement est complètement comblée; elle présente une forme en arc de cercle, et se trouve décalée par rapport à l'axe de la dépression et à la position de la cuvette septentrionale; sa morphologie pourrait induire l'effet d'accidents structuraux. La puissance maximale du remplissage est atteinte au point TC-3, où l'épaisseur de sédiments est de 19 m.

En considérant l'épaisseur du remplissage comme nulle aux points correspondant à l'intersection de la surface de la tourbière avec les bords du bassin, le volume total des sédiments piégés dans le lac de Cerin est estimé à $1\,360\,000 \text{ m}^3$, pour une étendue horizontale du domaine cubé du 14 hectares. L'épaisseur moyenne du remplissage lacustre serait de 9,65 mètres.

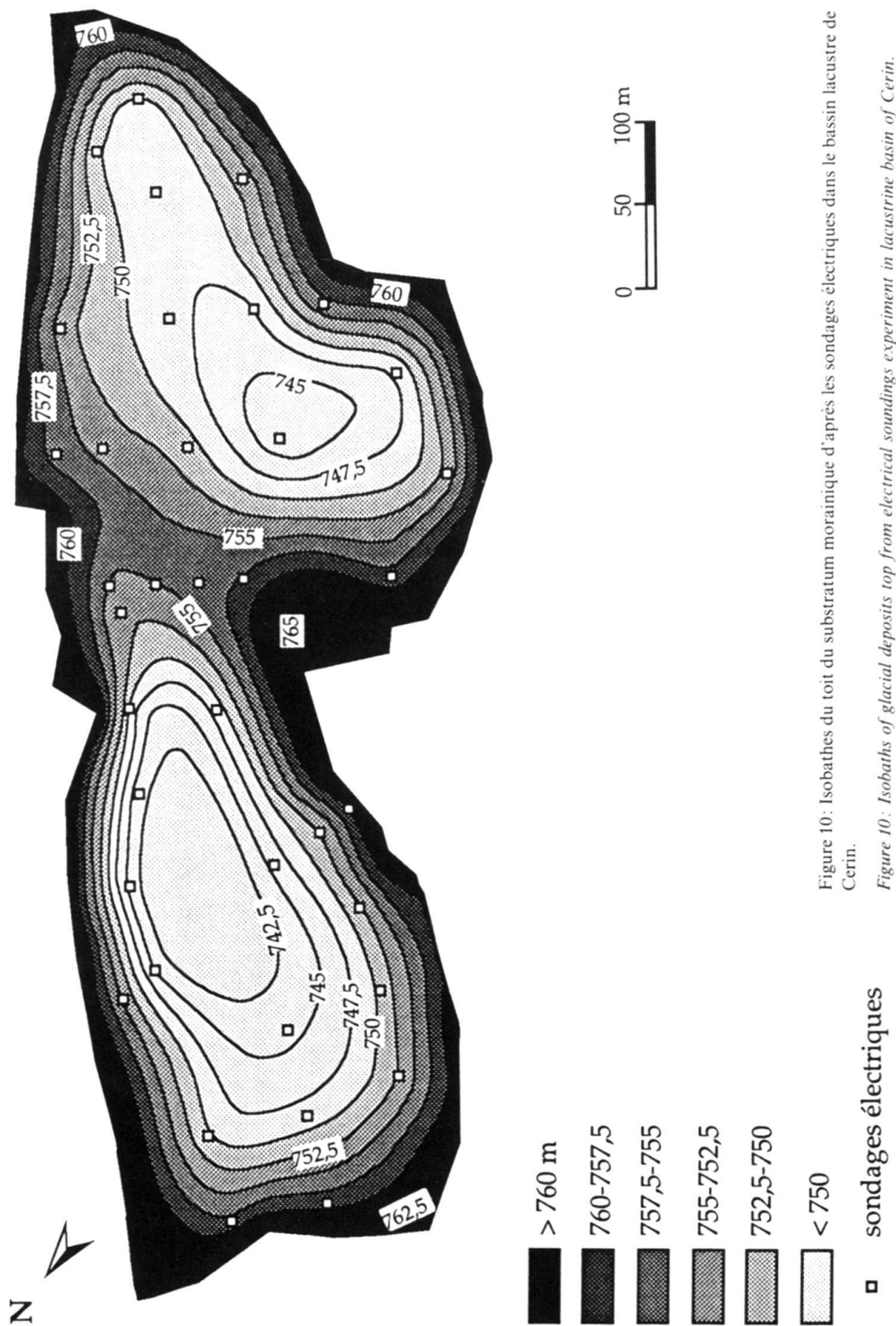


Figure 10: Isobathes du toit du substratum morainique d'après les sondages électriques dans le bassin lacustre de Cerin.

Figure 10: Isobaths of glacial deposits top from electrical soundings experiment in lacustrine basin of Cerin.

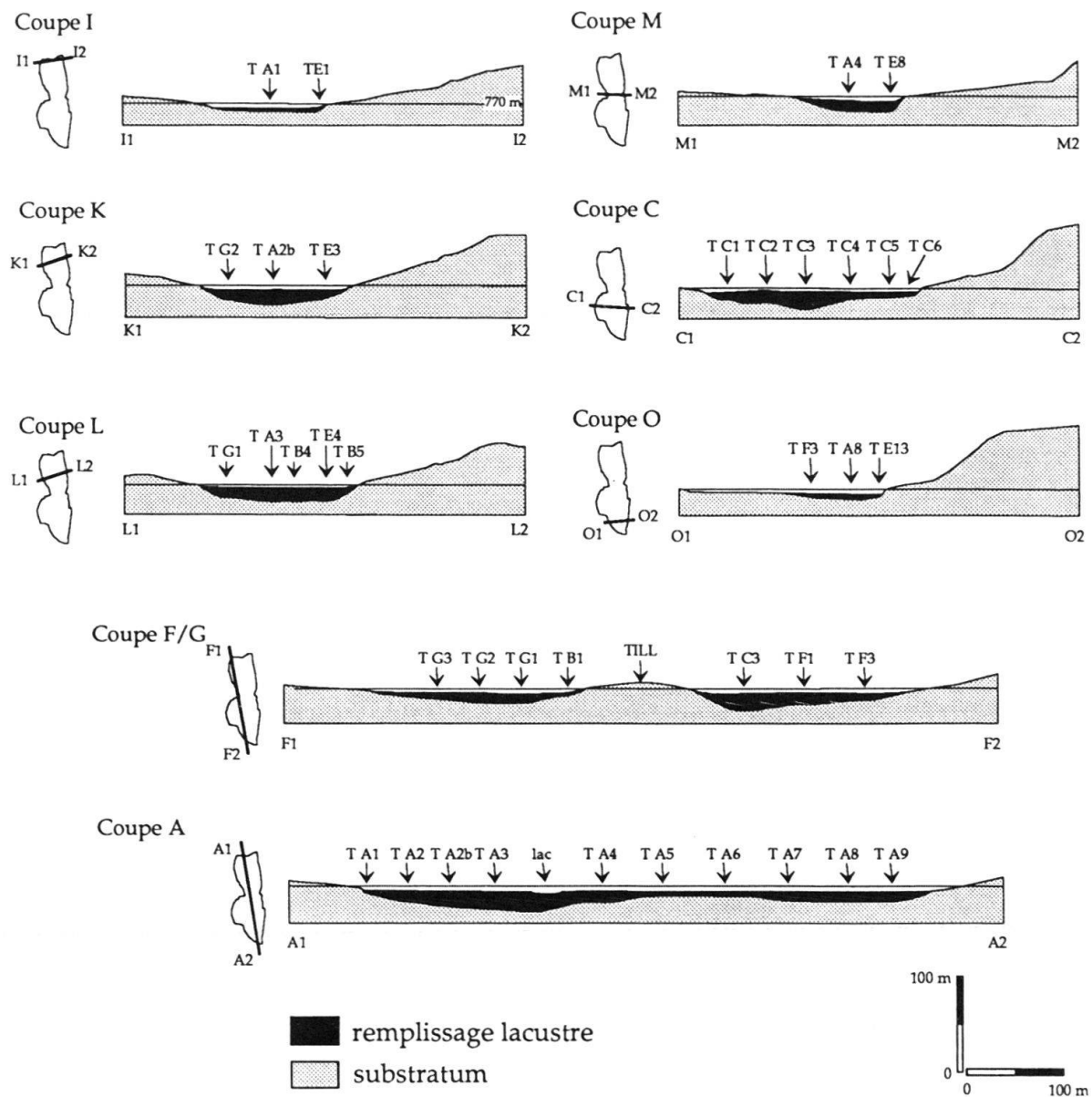


Figure 11: Coupes sérieées du remplissage lacustre de Cerin d'après coupes géoélectriques.

Figure 11: Serial sections of lacustrine infillings of Cerin deduced from geoelectric cross-sections.

A partir de ces données géophysiques, des coupes sérieées recoupant les deux cuvettes ont été construites (fig. 11). Elles montrent que les variations d'épaisseur du remplissage lacustre sont contr l es par la dissymétrie du relief de la gouttière synclinale et les irrégularités topographiques du substratum morainique.

Dans la partie centrale du site, la présence proche de ces dépôts glaciaires s'accompagnerait d'une remontée du toit du substratum calcaire. Dans le prolongement d'une anomalie topographique remarquable, et sous 5 m de recouvrement, le seuil morainique sépare le bassin en deux cuvettes de surcreusement. Par rapport aux deux barrages morainiques frontaux qui traduisent aux extrémités du site une stabilisation du glacier au cours de sa phase de retrait (Kerrien et al. 1990), ce seuil pourrait matérialiser un

stade supplémentaire de stationnement du glacier dans le bassin, mais de plus courte durée que les précédents, compte tenu de son empreinte très peu marquée dans le paysage.

5. Conclusion

Des résultats enregistrés à Cerin, plusieurs enseignements peuvent être tirés pour l'étude d'autres remplissages lacustres du Quaternaire récent :

- les variations de faciès dans les sédiments du remplissage seront difficiles à mettre en évidence en raison de leur faible épaisseur et du contraste peu marqué entre leurs propriétés électriques. En ce qui concerne le recouvrement glaciaire, les mesures ont permis de déceler certaines des variations latérales et verticales de faciès dans ce type de dépôt. Un forage mécanique profond aurait sans doute permis de mieux apprécier encore l'hétérogénéité de ces formations, en étalonnant électriquement en profondeur les différences entre ces dépôts, en fonction de leur structure et de leur granularité;
- dans des conditions difficiles d'observation, c'est l'interprétation des données cartographiques et de terrain accompagnée de la prospection géophysique qui ont permis de formuler une hypothèse sur la géométrie du synclinal et sur la nature des terrains qui le constituent; la relation étroite mise en évidence entre la mise en place des dépôts glaciaires et la morphologie du substratum confirme l'importance du paramètre géomorphologique dans les paramètres agissant sur le milieu lacustre;
- à l'intérieur de la tourbière, la reconnaissance géophysique a très bien cerné les variations d'épaisseur du remplissage lacustre et pallié avantageusement la difficulté, voire l'impossibilité à sonder manuellement au-delà de 10 m de profondeur, la topographie du fond du bassin lacustre a pu être ainsi restituée vraisemblablement avec une bonne approximation compte tenu de la taille de la maille élémentaire de mesures.

A partir de la carte représentant la morphologie du bassin, l'implantation de sondages mécaniques complémentaires a été optimisée en fonction du caractère plus ou moins dilaté des séquences stratigraphiques préliminaires. De ce point de vue, ces résultats fournissent la base indispensable de travail à l'étude quantitative des sédiments piégés et à l'analyse de la dynamique sédimentaire de comblement du lac qui vont maintenant pouvoir commencer. Ils justifient donc amplement le recours aux méthodes de prospection géophysique envisagé dans ce type d'exploration.

Remerciements :

Les auteurs tiennent à remercier H. Richard, M. Magny, N. Botella et J. C. Rougeot.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A.N.V.A.R (Agence Nationale pour la Valorisation de la Recherche) 1973: Brevet n° 73-11-573. Dispositif pour la prospection magnéto-tellurique de subsurface, Guineau B, Dupis A.
- CAMPY, M. & RICHARD H. 1987: Dynamique et typologie des remplissages lacustres tardi- et postglaciaires de la chaîne jurassienne. Documents du CERLAT, Mémoire n° 1, 165–180.
- CLAUDON, M. 1977: Etude hydrogéologique de la plaine de Pontarlier. Thèse, Univ. Franche-Comté.

- DURAFORG, M. & PALACIO, P. 1981: Etude géologique, géophysique, géochimique et hydrologique du synclinal de Frasne-Bonnevaux. Thèse Docteur Géologie Appliquée, Univ. Franche-Comté.
- KERRIEN, Y., JUVENTIN, G., LORENCHET DE MONTJAMONT, M., MONTJUVENT, G. & GAILLARD, C. 1990: Carte géol. France (1/50 000), feuille de Belley (700). – Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières.
- KERRIEN, Y., MONTJUVENT, G., COMBIER, J., GAILLARD, C., GIREL, J. LAURENT, R. LORENCHET DE MONTJAMONT, M. 1990: Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Belley (700). Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières.
- MAGNY, M. 1991: Une approche paléoclimatique de l'Holocène. Les fluctuations des lacs du Jura et des Alpes du Nord françaises. Thèse, Univ. Franche-Comté.
- MAGNIN, A. 1904: Végétation des lacs du Jura. Paris, Klincksieck.
- MARTIN, J. 1987: Les replis crétacés indicateurs de raccourcissements dans le Jura: application au Risoux. Ann. Sc. Univ. Fr. Comté, Géol. 4/8, 45–54.
- MARTIN, J., PHARISAT, A. & RANGEARD, Y. 1992: Le synclinal des Verrières (Haute chaîne jurassienne): nouvelle interprétation structurale. Ann. Sc. Univ. Fr. Comté (publication en cours).
- ROBIN, G. 1984: Etude structurale par géophysique dans le bassin hydrogéologique du Nohain (Nièvre). Application de la méthode magnétotellurique à la détection d'écoulements souterrain en milieu carbonaté fissuré. Thèse 3e cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- ROYER, J. M., VADAM, J. C. GILLET, F., AUMONIER, J. P. & AUMONIER, M. F. 1978: Etude phytosociologique des tourbières acides du haut-Doubs. Réflexions sur leur régénération et leur génèse. Coll. Phyto. «La végétation des sols tourbeux», Lille, 295–344.
- RUFFALDI, P. 1991: Première contribution à l'étude de la végétation tardiglaciaire et holocène du Bugey: l'exemple de la tourbière de Cerin (Ain, France). Revue de Paléobiologie 10, 137–149.
- THERA, A. 1977: Interprétation des mesures magnéto-telluriques à partir d'un modèle à deux dimensions. Thèse 3e cycle, Paris VI.
- WILDI, W., BLONDEL, T., CHAROLLAIS, J., JAQUET, J. M. & WERNLI, R., 1991: Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la haute chaîne du Jura. Eclogae Geol. Helv. 84, 265–277.

Manuscrit reçu le 30 mars 1992

Révision acceptée le 15 mars 1993