

STRUCTURE DES GRANDS BASSINS GLACIAIRES DANS LE NORD DE LA PÉNINSULE IBÉRIQUE : COMPARAISON ENTRE LES VALLÉES D'ANDORRE (PYRÉNÉES ORIENTALES), DU GÁLLEGO (PYRÉNÉES CENTRALES) ET DU TRUEBA (CHAÎNE CANTABRIQUE)



Valenti TURU i MICHELS¹, Geoffrey S. BOULTON², Xavier ROS i VISUS³,
Jose Luís PEÑA-MONNÉ⁴, Carles MARTÍ i BONO⁵,
Jaume BORDONAU i IBERN⁶, Enrique SERRANO-CAÑADAS⁷,
Carlos SANCHO-MARCÉN⁸, Ana CONSTANTE-ORRÍOS⁴,
Jaume POUS i FÀBREGAS⁶, Juan José GONZALEZ-TRUEBA⁹,
Jordi PALOMAR i MOLINS¹⁰, Ramon HERRERO i SIMÓN¹¹
& José María GARCIA-RUIZ⁵

RÉSUMÉ

Les grandes vallées glaciaires de la Péninsule Ibérique sont situées dans la chaîne pyrénéo-cantabrique, principalement dans le bassin de l'Èbre. Ainsi, les vallées d'Andorre, de la Noguera Pallaresa et de la haute vallée du Gállego, dans les Pyrénées, ont eu des appareils glaciaires longs de 42, 50 et 40 km respectivement. Dans les vallées du Sil (bassin du Miño) et du Trueba, dans la Chaîne Cantabrique, ils atteignaient 42 et 16,5 km (Serrano-Cañadas, 1996 ; Gómez-Ortiz *et al.*, 2001 ; Turu & Peña, 2006a et b ; Redondo-Vega *et al.*, 2006). L'une des caractéristiques géomorphologiques de la plupart de ces vallées est l'existence d'une dépression morphologique du substratum dans les parties moyennes et terminales, interprétée comme la conséquence de l'érosion glaciaire. Dans tous les cas, on observe une architecture litho-stratigraphique commune (Vilaplana & Casas, 1983 ; Bordonau *et al.*, 1989 ; Bordonau, 1992 ; Turu *et al.*, 2002) représentée par trois unités géoélectriques : une unité inférieure très épaisse, avec des résistivités électriques basses (70 – 200 Ohms par mètre), qui traduit la présence de matériaux fins considérés comme d'origine lacustre ; une unité intermédiaire, moins épaisse, avec des valeurs de résistivité plus élevées (400 – 800 Ohms par mètre), pouvant être interprétée comme un système fluvio-deltaïque pro-glaciaire et une unité géoélectrique supérieure, avec des valeurs de résistivité très variables (100 – 1500 Ohms par mètre), constituée de sédiments alluviaux subactuels. La comparaison des données de type géophysique et géomécanique (sismique à réfraction et essais pressiométriques) montre que l'unité intermédiaire, considérée comme d'origine fluvio-deltaïque, présente des valeurs de vitesse sismique anormalement élevées, ainsi que de hautes valeurs de consolidation. Cette observation effectuée pour la première fois dans la vallée d'Andorre (Turu, 2000) montre des remarquables corrélations entre les hautes vitesses sismiques et les valeurs élevées de consolidation, ainsi que la très nette corrélation entre les hautes valeurs de consolidation et les tills sous-glaciaires. Elle permet d'interpréter l'unité intermédiaire comme essentiellement glaciaire et de remettre en question le modèle simple d'une séquence de comblement lacustre et deltaïque proposé jusqu'à maintenant.

Mots-clés : Vallées glaciaires, ombilics, Pyrénées, Chaîne Cantabrique, sismique réfraction, sondages électriques verticaux, unité géoélectrique intermédiaire, consolidation glaciaire.

ABSTRACT

STRUCTURE OF THE LARGE GLACIAL BASINS IN THE NORTHERN IBERIAN PENINSULA. A COMPARISON STUDY: ANDORRA (EASTERN PYRENEES), GÁLLEGO (CENTRAL PYRENEES) AND TRUEBA VALLEY (CANTABRIC RANGE)

Valley glaciers between 16 and 50 km in length developed during Pleistocene glacial maxima in the southern part of the Pyrenean-Cantabric range (Iberian Peninsula). Glacially-overdeepened basins are a common feature of the middle and lower sections of these glaciated valleys. Three geoelectrical units can be recognized in several basins: a thick lower unit, with low resistivity values (70 – 200 Ohms per metre), interpreted as fine

¹ Igeotest Andorra SL (Fundació Marcel Chevalier). E-mail : igeofundacio@andorra.ad

² Dpt. Geology and Geophysics, University of Edinburgh

³ Geo3 Andorra SL

⁴ Dpt. Geografía, Universidad de Zaragoza

⁵ Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC)

⁶ Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona

⁷ Dpt. Geografía, Universidad de Valladolid

⁸ Dpt. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

⁹ Dpt. Geografía, Universidad de Cantabria

¹⁰ Geoterna Cataluña SCP

¹¹ Dpt. de Física i Enginyeria Nuclear, Universitat Politècnica de Catalunya

glaciolacustrine deposits; a thinner intermediate unit, with higher resistivity values (400 – 800 Ohms per metre), interpreted as glaciofluvial deltaic deposits; and an upper geoelectrical unit with very variable resistivity values (100 – 1500 Ohms per metre) considered to be recent alluvial deposits. Vertical electrical resistivity soundings (VES) have been complemented by seismic soundings and geotechnical tests. Seismic profiles show anomalous high velocities (higher than 3000 m/sec) for the intermediate geoelectrical unit of deltaic sands and gravels. Pressurometer tests carried out in the sediments corresponding to the upper unit also show anomalously high pre-consolidation values (higher than 2 MPa) which cannot be attributed to the sedimentary load. As shown by Boulton & Hindmarsh (1987), Boulton & Dobbie (1993), Boulton *et al.* (2001) in an Icelandic glacier, and Turu (2000) in the Andorra glaciated valley, layers with high seismic velocities and high consolidation values are best explained as subglacial tills deposited in setting of a high hydraulic gradients. The new data also suggests that the intermediate geoelectrical unit is of glacial origin.

Key-words: Glaciated valleys, overdeepened valleys, Pyrenees, Cantabrian mountains, seismic refraction survey, vertical electrical soundings, pressurometer tests, geoelectrical units, glacial consolidation.

1 - INTRODUCTION ET ANTÉCÉDENTS

La prospection géophysique des vallées glaciaires des Pyrénées méridionales a été initiée par les chercheurs de l'Université de Barcelone il y a plus de 20 ans (Vilaplana, 1983 ; Vilaplana & Casas, 1983 ; Bordonau *et al.*, 1989 ; Bordonau, 1992 ; Turu, 2000 ; Turu *et al.*, 2002). L'une des caractéristiques de la plupart de ces vallées glaciaires est l'existence d'une dépression morphologique du substratum dans les parties moyennes et finales, interprétée comme le résultat de l'érosion glaciaire. Pour Bordonau (1992), dans les vallées de morphologie glaciaire des Pyrénées méridionales, on observe une architecture stratigraphique commune formée, de bas en haut, par des argiles et des limons plus ou moins sableux d'origine glacio-lacustre, des graviers et des sables d'origine essentiellement fluvio-deltaïque, des graviers et de gros galets fluvio-torrentiels subactuels.

Au cours des dix premières années de prospections géophysiques dans les grandes vallées glaciaires des Pyrénées méridionales (Bordonau, 1992), les données ont semblé cohérentes avec l'interprétation génétique des trois unités géoélectriques. Toutefois, l'unité intermédiaire, théoriquement constituée par des sédiments fluvio-deltaïques, présente des valeurs de vitesse sismique anormalement élevées (jusqu'à plus de $V_L = 3000$ m/s), les essais pressiométriques montrent très fréquemment des hautes valeurs de pression de consolidation (plus de 2 MPa), qui ne peuvent pas résulter d'une sédimentation fluviale au cours de laquelle la consolidation des sédiments n'est acquise que par gravité. Cette observation a conduit à réinterpréter l'unité intermédiaire du bassin d'Andorre la Vieille comme essentiellement glaciaire (Turu, 2000).

Complétant celles réalisées en Andorre, des prospections géophysiques de types géoélectrique et géomécanique ont été effectuées dans deux autres grandes

vallées glaciaires de la Péninsule Ibérique : la vallée du Trueba (Chaîne Cantabrique) et la haute vallée du Gállego (*Ribera de Biescas*, Pyrénées Centrales) afin de détecter des niveaux surconsolidés sub-superficiels (tab. 1, fig. 1).

2 - RELIEF ET LITHOLOGIE DES VALLÉES ÉTUDIÉES

2.1 - LA VALLÉE D'ANDORRE LA VIEILLE

Le plus grand bassin glaciaire de la Vallée du Valira (562 km²), affluent du Sègre, est situé vers 1000 m d'altitude entre la ville d'Andorre la Vieille et Les Escaldes où convergent les vallées du Valira d'Orient (166 km²), du Madriu (45 km²) et du Valira du Nord (146 km²) dominée par le plus haut sommet de l'Andorre (Coma Pedrosa, 2942 m). De direction générale NE-SW, le bassin de 5 km de long et 0,5 km de large, est entouré de sommets dont l'altitude est comprise entre les 2402 m (Bony de la Pica) et 960 m au pont roman de la Margineda. La vallée est située dans des terrains métasédimentaires du Paléozoïque dont la structure générale E-W est associée au synclinal de Llavorsí (Casas & Poblet, 1989). On y observe les granites intrusifs du batholite d'Andorre-Mont-Louis, d'âge tardihercynien (Soler & Enrique, 1989).

2.2 - LA VALLÉE DE BIESCAS-SABIÑÁNIGO

Le bassin supérieur du Gállego est constitué par la Ribera de Biescas (entre les villages de Biescas et Sabiñánigo) et par la vallée du Tena (en amont de Biescas) où se trouve le village de Panticosa, proche du Balaïtous (3150 m). La Ribera de Biescas et son prolongement dans la dépression du Val Ancha sont

Système Montagneux	Caractéristiques des vallées glaciaires étudiées						
	Vallée Glaciaire	Lat.	Long.	Bassin km ²	Extension glaciaire Altitude - Longueur		Orientation
Cantabrique	Trueba	43°05' N	3°30' W	43	1718-740m	16,5 km	SE
Pyr. Centrales	Gállego	42°40' N	0°15' W	300	3151-780m	40 km	S
Pyr. Orientales	Andorre	42°30' N	1°30' E	456	2942-860m	34 km	S

Tab. 1 : Situation des vallées glaciaires étudiées dans le N et NE du bassin de l'Ebre.

Tab. 1: Location of the glaciated valleys in the study.

Unité Géoélectrique	Trueba			Gállego			Andorre		
	Ro	VL	h	Ro	VL	h	Ro	VL	h
	Ω m	km/s	m	Ω m	km/s	m	Ω m	km/s	m
Supérieure	40-1950	0.3-1.6	2-5	40-2270	> 0.4	5-26	55-1500	> 0.4	12-18
Intermédiaire	230	?	15	160-650	< 2.5	30	140-100	< 3.1	27
Inférieure	100-225	?	45	35-80	?	50	70-85	?	77
Substratum	2000-60	?	-	255-530	-	-	1-3000	0.8 - 4	-

Tab. 2 : Données acquises dans les vallées étudiées et comparaisons entre elles. (Ro) Résistivité électrique, (VL) Vitesse sismique longitudinale, (h) Puissance sédimentaire de l'unité géoélectrique.

Tab. 2: Summary of sequence characteristics: (Ro) Electrical resistivity, (VL) Velocity of seismic longitudinal waves, (h) Thickness of the different geoelectrical units

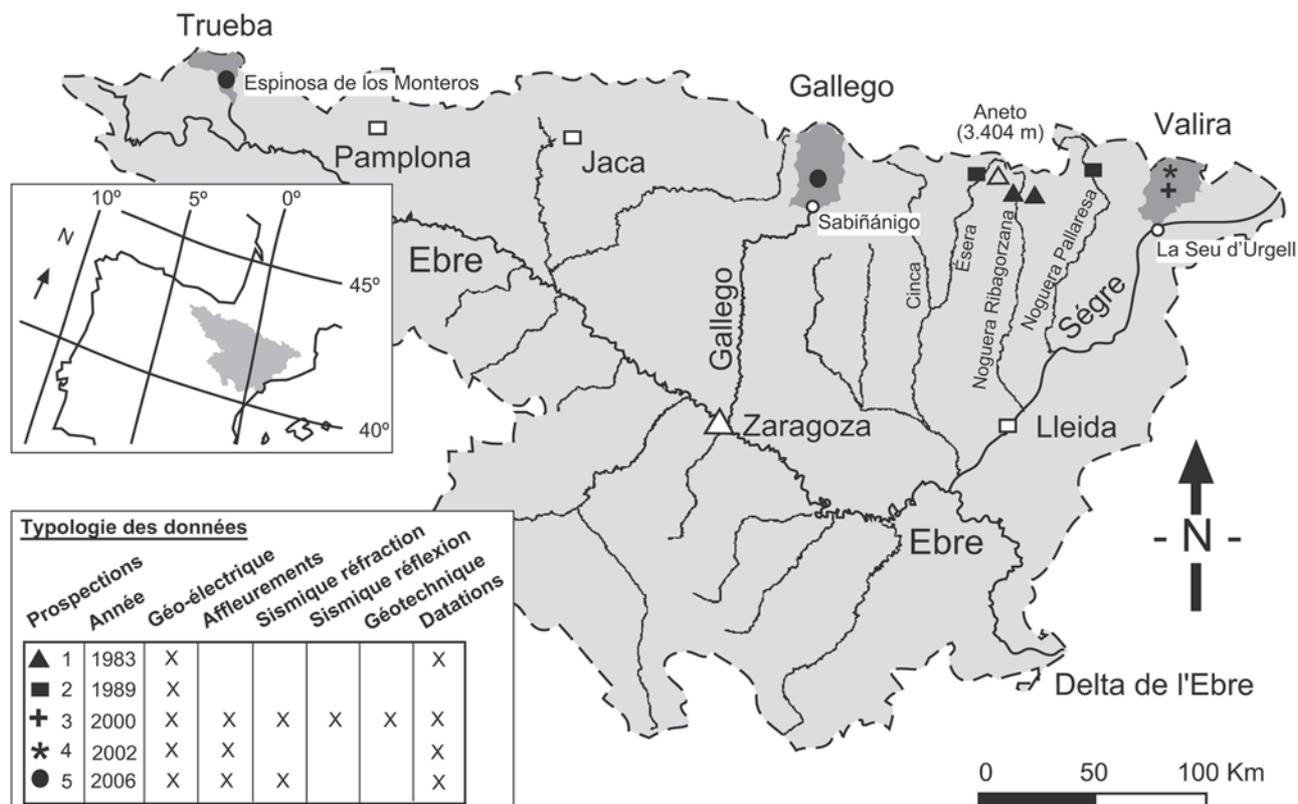


Fig. 1 : Localisation des vallées glaciaires étudiées dans le N et le NE de la Péninsule Ibérique. 1 - bassins glaciaires de Bono et Barruera (Vilaplana, 1983 ; Vilaplana & Casas, 1983 ; Bordonau *et al.*, 1989 ; Bordonau, 1992 ; Bordonau *et al.*, 1993 ; Pallàs *et al.*, 2006) ; 2 - bassins glaciaires de Benasque et Esterrri d'Àneu (Bordonau *et al.*, 1989 ; Bordonau, 1992 ; Serrat *et al.*, 1994) ; 3 - bassin glaciaire de l'Andorre (Turu, 2000 ; Turu & Planas, 2005 ; Turu & Peña, 2006a et b) ; 4 - bassin glaciaire de la Massana et Ordino (Vilaplana, 1985 ; Turu, 2001 ; Turu *et al.*, 2002 ; Turu 2002b) ; 5 - bassins glaciaires du Gállego et du Trueba (Serrano-Cañadas, 1991 ; Serrano-Cañadas, 1996 ; Sancho *et al.*, 2004 ; Peña *et al.*, 2003 ; Peña-Monné *et al.*, 2004).

Fig. 1: Ebro drainage system and location of the study areas. 1 - glacially overdeepened basins of Bono and Barruera (Vilaplana, 1983; Vilaplana & Casas, 1983; Bordonau *et al.*, 1989; Bordonau, 1992; Bordonau *et al.*, 1993; Pallàs *et al.*, 2006); 2 - glacially overdeepened basins of Benasque and Esterrri d'Àneu (Bordonau *et al.*, 1989; Bordonau, 1992; Serrat *et al.*, 1994); 3 - main glaciated valley of Andorra (Turu, 2000; Turu & Planas, 2005; Turu & Peña, 2006a et b); 4 - overdeepened basin of la Massana and Ordino (Vilaplana, 1985; Turu, 2001; Turu *et al.*, 2002; Turu 2002b); 5 - glaciated valleys of Biescas (Gallejo river) and Trueba (Serrano-Cañadas, 1991; Serrano-Cañadas, 1996; Sancho *et al.*, 2004; Peña *et al.*, 2003; Peña-Monné *et al.*, 2004).

creusés dans des turbidites (flysch) et des marnes éocènes, avec un contact mécanique majeur (chevauchement) à Oliven. Le *Val de Tena* est limité au sud par les "Sierras Interiores" (calcaires et grès du Crétacé et du Paléocène) et constitué par des matériaux du Perm-Trias à lithologie volcanique (andésites), des calcschistes et schistes paléozoïques ainsi que par des roches cristallines du batholite tardihercynien de Caunterets (Serrano-Cañadas, 1991).

2.3 - LA VALLÉE DU TRUEBA

D'altitude modeste (1718 m Castro Valnera), les montagnes de la province de Burgos alternent avec des dépressions (Espinosa de los Monteros, 800 m) correspondant en général à des plis de direction dominante NW-SE et qui sont excavées par érosion différentielle. Ces plis sont formés par des marnes, calcaires et des turbidites mésozoïques déposés sur un socle érodé.

Dans le nord du synclinal de Villacayo-Tobalina, se trouve la vallée de Lunada, creusée dans des marnes turbiditiques inclinées de 12° vers le SE, et la dépression d'Espinosa de los Monteros, installée dans des grés (flysch d'Espinosa).

3 - MÉTHODOLOGIE

Dans chacune des trois vallées glaciaires étudiées, les observations géomorphologiques et sédimentologiques ont été réalisées selon la méthodologie de Vilaplana (1981), les prospections géoélectriques en combinaison avec des sondages mécaniques selon Bordonau (1992), la prospection sismique à réfraction en combinaison avec des essais géotechniques selon Turu (2000). Les sondages électriques verticaux (SEV) ont été effectués avec une configuration du type Schlumberger (Orellana, 1982) et interprétés avec le programme IPI2WIN (Bobachev *et al.*, 2003). Les profils sismiques à réfraction (Sheriff & Geldard, 1991) ont été réalisés avec une configuration de tir central. Les données géotechniques sont de type SPT (*Standard Penetration Test*) et DPSH (*Deep Probing Super Heavy*) ainsi que les essais pressiométriques de Menard (Baguelin *et al.*, 1978).

4 - RÉSULTATS

4.1 - LE BASSIN D'ANDORRE LA VIEILLE

4.1.1 - Évolution glaciaire

D'après Turu & Peña (2006a et b), dans la basse vallée du Valira, les terrasses fluviales que l'on trouve dans le système du Sègre et du Valira sont en relation avec des dépôts morainiques frontaux (fig. 2). Les auteurs mettent en évidence plusieurs cycles glaciaires en relation avec les terrasses fluviales ainsi qu'un niveau très étendu (terrasse T3) d'âge par luminescence (OSL) 125 – 120 Ka (fin du Pléistocène moyen). Ils montrent également que deux autres niveaux de terrasses étagées situés au-dessus (T1 et T2), sont plus anciens et non datables par la luminescence (> 1 Ma). La deuxième terrasse (T2) est directement en relation

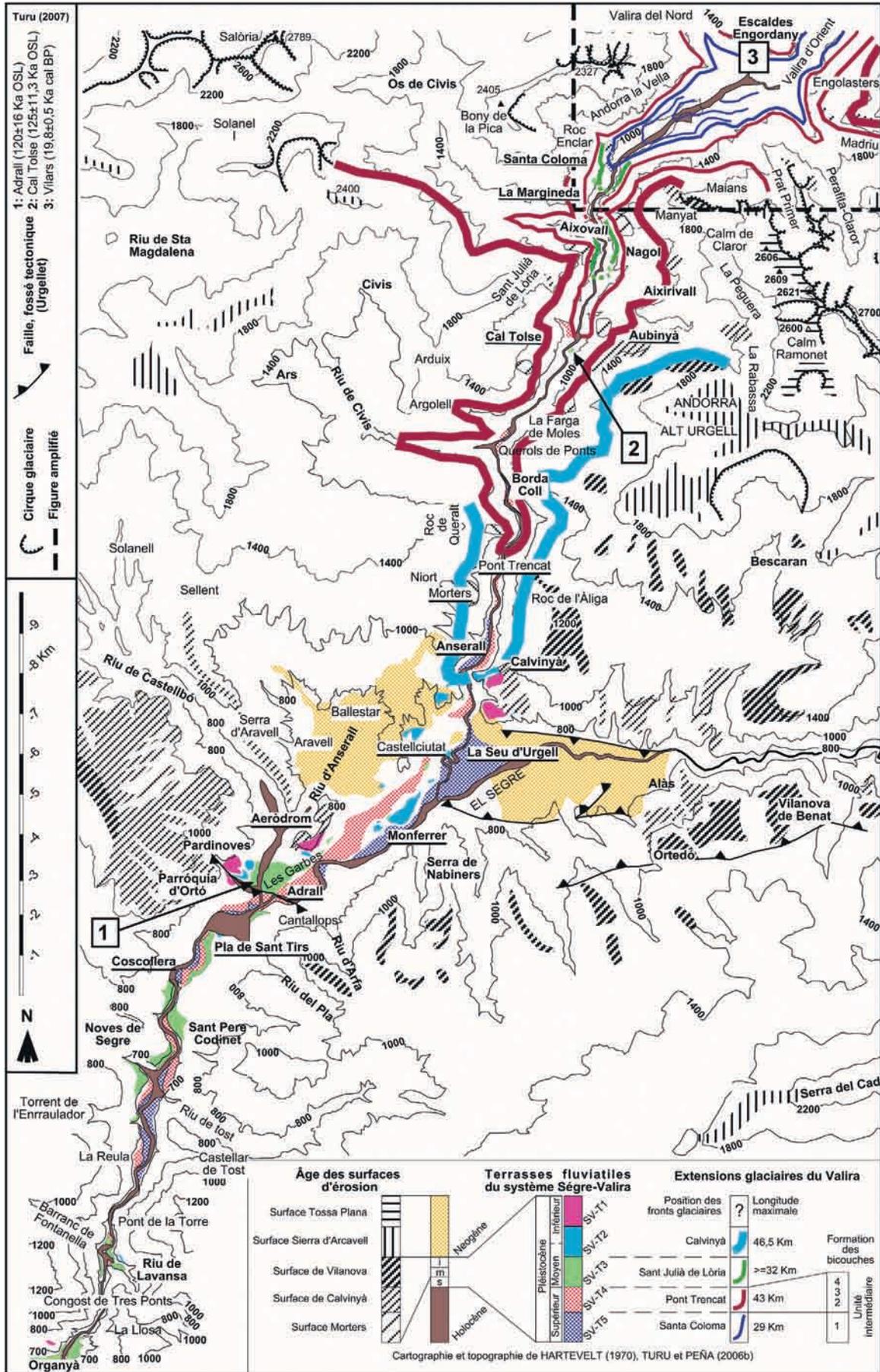
avec un cordon morainique fronto-latéral situé aux portes de la Seu d'Urgell et qui indique une extension maximale de 46,5 km du glacier du Valira lors du Pléistocène moyen ou inférieur. Lors du dernier cycle glaciaire, la longueur de ce glacier n'aurait pas dépassé 43 km (Turu & Peña, 2006b) à Pont Trencat dans l'Alt Urgell (Espagne). D'après ces auteurs, plusieurs stades de retrait et de stabilisation post-maximum peuvent être observés à Sant Julia de Loria (37 km), à la Margineda (31,5 km) et à Santa Coloma (29 km). Durant le dernier maximum glaciaire global (LGM, 20,3-19,4 Ka cal. BP, Turu & Peña, 2006b) la langue arrivait plus bas que la Margineda (stade 2, fig. 3), mais selon les évidences géomorphologiques, l'extension glaciaire maximale dans la vallée du Valira du Nord et dans les Escaldes a dû être antérieure à 27 Ka BP (Turu, 2002b ; Turu & Planas, 2005).

4.1.2 - Les données de terrain

Les premières études géophysiques remontent à 1993 avec la réalisation de sondages électriques verticaux (SEV) effectués par les chercheurs de l'Université de Barcelone. En 1997, les premiers profils sismiques à réfraction et des mesures d'ondes longitudinales (P) et transversales (S) ont été effectués par les chercheurs de l'Université de Barcelone, avec le concours d'entreprises privées (Igeotest SL). Les premières études géomécaniques ont débuté en 1995 avec des essais pressiométriques et les premières études hydrogéologiques en 1998, avec des essais de pompage et des tests d'infiltration. Actuellement, l'entreprise andorrane Igeotest SL au travers de sa fondation pour les Sciences Naturelles (Fondation Marcel Chevalier), dispose de données géophysiques : 30 profils de sismique à réfraction à ondes longitudinales (type P) dont 14 avec des données de type S ; 156 sondages électriques verticaux avec une configuration de type Schlumberger ; 10 tomographies électriques avec une configuration de type Wenner ; des données hydrogéologiques avec environ 12 essais de pompage et plus de 30 essais d'infiltration ; des données géomécaniques et géologiques avec un total de 92 unités de prélèvement intacts (cylindre de terrain de 45 cm de long et de 72 mm de diamètre) ; 103 unités de prélèvement remaniées de type SPT

Fig. 2 : Extension du glacier du Valira pendant le Pléistocène d'après les données géomorphologiques et les affleurements de Turu & Peña (2006b). Cartographie des terrasses fluviales d'après les données de Turu & Peña (2006a et b, modifié). Cartographie des surfaces d'érosion d'après Hartevelt (1970, modifié). Lieu 1 et 2 : Datations par luminescence (Lum 24 et Lum 27, ITN Sacavém) d'après Turu & Planas (2005) dans les sédiments glaciofluviaux (1 = 120 ± 15,6 Ka OSL ; 2 = 125 ± 11,25 Ka OSL). 3 : Datation AMS (β-169909, Beta Analytic, Florida) pour des sédiments organiques correspondant à un dépôt de type *kame* dans Els Vilars (Escaldes-Engordany), d'âge compris entre 20250 et 19350 ans cal. BP (Turu & Peña, 2006b). Les évidences géomorphologiques, sédimentologiques, édaphologiques et des datations de luminescence (Lum 25 et Lum 26, ITN Sacavém) d'après Turu & Peña (2006b) dans les sédiments glaciofluviaux (lieu 1 > 1 Ma OSL), montre une grande extension glaciaire pendant le Pléistocène inférieur. Les glaciers pendant le Pléistocène moyen et supérieur ont eu une moindre extension et les glaciers ont été toujours enboîtés dans les vallées.

Fig. 2: The maximum extent of established Pleistocene glacial phases in the Valira based on geological data after Turu & Peña (2006b). Fluvial terraces after Turu & Peña (2006a and b, modified). Surface erosion cartography after Hartevelt (1970, modified). Locations 1 and 2 show sites of luminescence datings of fluvial sediments (1 = 120 ± 15,6 Kyr OSL and 2 = 125 ± 11,25 Kyr OSL ; samples Lum 24 and Lum 27 dated at ITN Sacavém) after Turu & Planas (2005) work. 3 shows the location of AMS dates (β-169909, Beta Analytic, Florida) on low organic material in kame sediments at Vilars (Escaldes-Engordany). Ages range between 20250 and 19350 years cal BP according to Turu & Peña (2006b). The geomorphological, sedimentological and edaphic evidences and luminescence datings (Lum 25 and Lum 26, ITN Sacavém) from Turu & Planas (2005) in glaciofluvial sediments (site 1 > 1 Myr OSL) shows a great glacial extension during the Lower Pleistocene, Lesser glacial extents occurred during the Upper and Middle Pleistocene when the glaciers did not extend beyond the margin of the mountain belt.



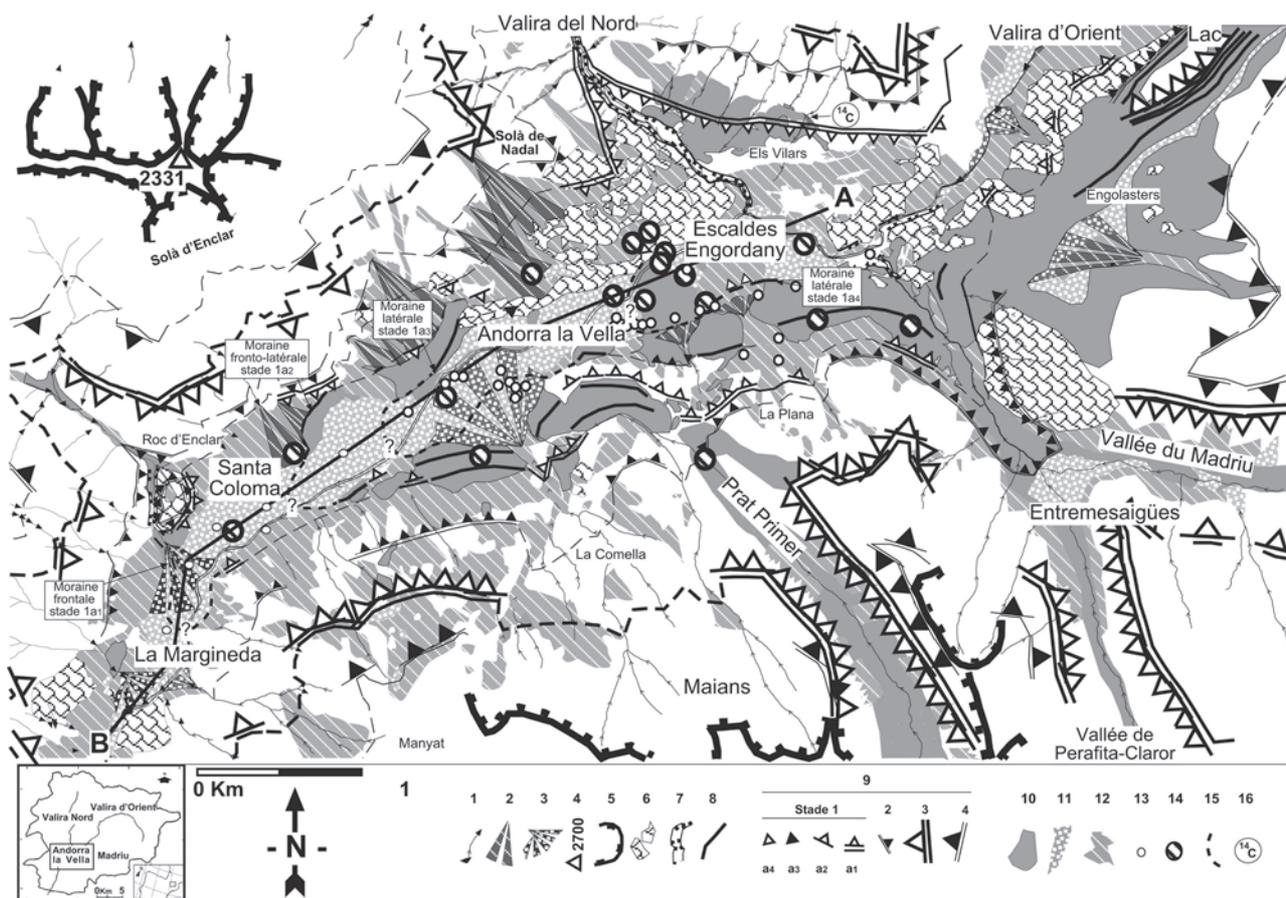


Fig. 3 : Carte géomorphologique de la vallée principale du Valira entre les villages de La Margineda, Santa Coloma, Andorre la Vieille et Les Escaldes. (1) réseau fluvial, (2) cône alluvial, (3) cône de déjection, (4) pic, (5) cirque glaciaire, (6) roches moutonnées, (7) gorge sous-glaciaire, (8) cordon morainique, (9) épaulements glaciaires en correspondance avec les stades glaciaires détectés dans le sous-sol de l'Andorre, (10) till non différencié, (11) alluvium, (12) colluvium, (13) localisation des forages réalisés, (14) localisation des chantiers étudiés, (15) situation prouvée des fronts glaciaires au stade glaciaire 1, (16) datation AMS des matériaux déposés lors du stade glaciaire 2 (20.250-19.350 ans cal. BP, Turu & Peña, 2006b). Situation de la coupe AB effectuée.

Fig. 3: Geomorphological map of the Valira valley between La Margineda and Andorra-Escaldes. (1) fluvial network, (2) alluvial cone, (3) debris cone and scree, (4) mountain peak, (5) glacial cirques, (6) hummocks, (7) subglacial gorge, (8) morainic ridge, (9) reconstructed glacier margins, (10) till, (11) alluvium, (12) colluvium, (13) locations of boreholes, (14) excavation sites, (15) glacier front at stage 1, (16) AMS data from materials deposited at the time of the glacial stage 2 (20250-19350 years cal BP, Turu & Peña, 2006b). Location of the AB profile is also shown.

(Standard Penetration Test) ; plus de 77 essais pressiométriques de Ménard (AFNOR NF P94-110) obtenus en effectuant 1596 m cumulés de perforation destructive avec plus de 137 sondages de 6 et 36 m de profondeur. Igeotest SL dispose également des données sédimentaires issues de 385 m de carottage répartis sur 30 points de sondages profonds de 8 à 30 m. L'ensemble de ces données obtenues sur plus de 36 chantiers ou sites permet donc une bonne connaissance des 15 premiers mètres de profondeur. Celle des 20 m inférieurs est plus faible et nous n'avons pas de données au-delà de 35 m de profondeur (fig. 4).

4.1.3 - Interprétation

À partir des nombreuses données de terrain précédemment citées, une description stratigraphique et sédimentologique des 35 premiers mètres de dépôts a pu être réalisée (fig. 5). L'identification des couches comme étant des tills sous-glaciaires a été possible grâce à des coupes de terrain dans les chantiers, le plus

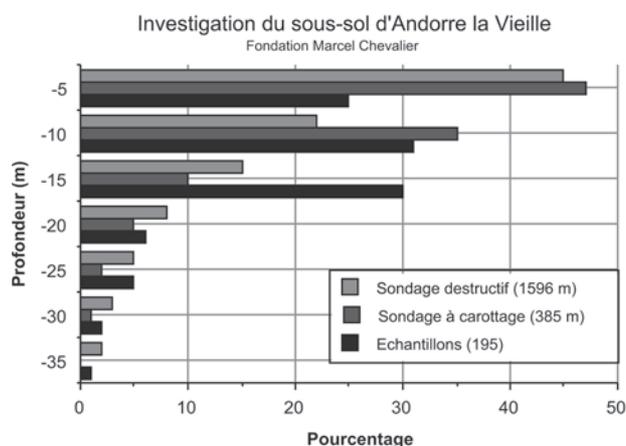


Fig. 4 : Typologie et nombre de données du sous-sol dans le bassin d'Andorre la Vieille cédées par Igeotest SL (project de fondation Marcel Chevalier) pour cette étude. Le degré de connaissance diminue avec la profondeur.

Fig. 4: Types and frequencies of soundings from Andorra la Vella basin made by the Marcel Chevalier foundation project (funded by Igeotest Ltd.) for this study.

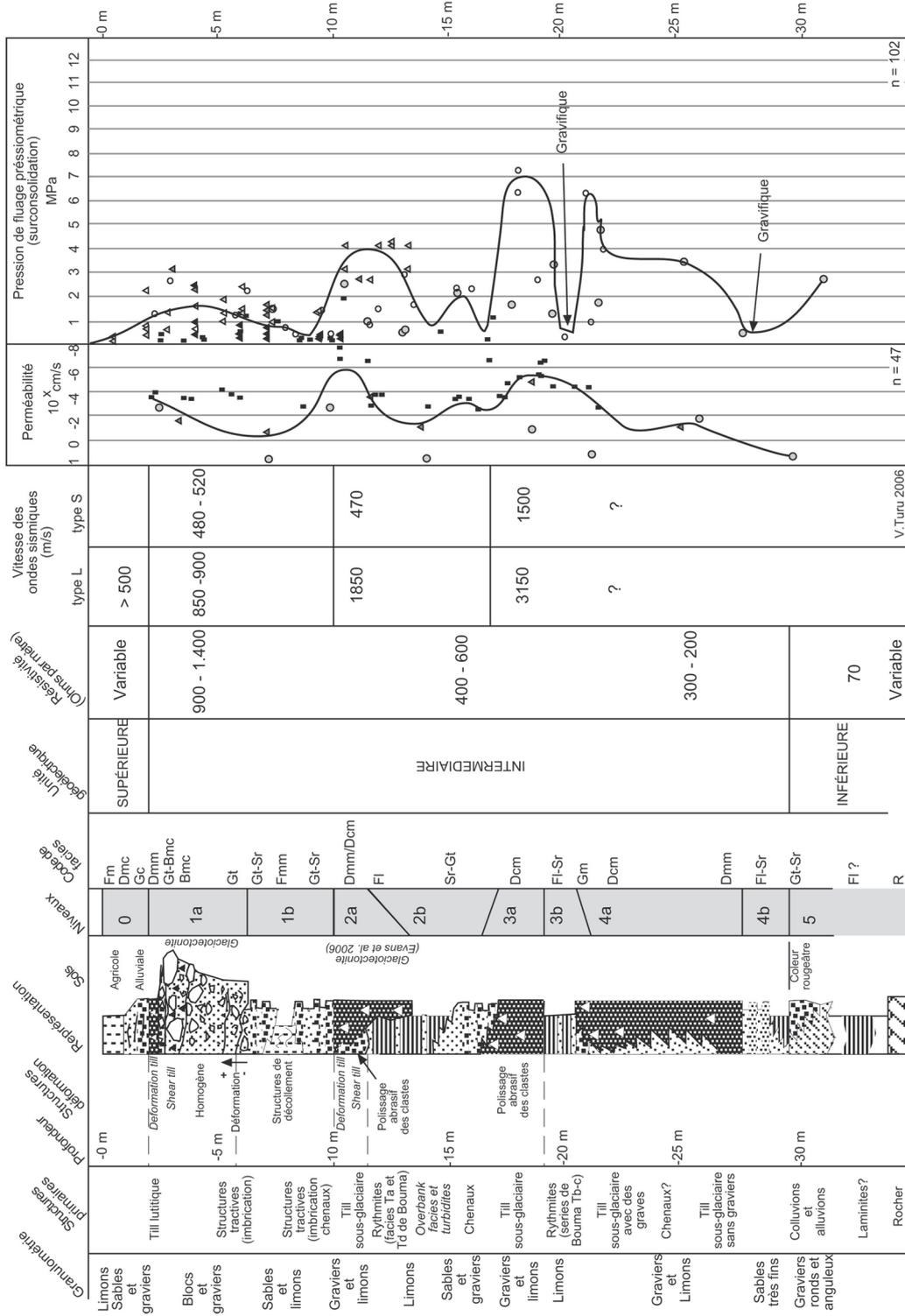


Fig. 5 : Profil stratigraphique de synthèse du bassin d'Andorre la Vieille avec la corrélation entre les données géophysiques et hydrogéotechniques. Du point de vue de la composition sédimentaire de ces niveaux, on peut faire la séparation des bicouches 1a/1b et 2a/2b généralement massives, par rapport aux autres niveaux grâce à la prédominance des blocs, des galets ainsi que des graviers et des sables (en plus). On a pu également observer dans les coupes de terrain des structures de type trachif (imbrication des clastes). Les bicouches 3a/3b et 4a/4b présentent des faciès nettement glaciaires (till sous-glaciaire) ; des rythmites proximales et distales avec présence de limons et sables, grano-classement et laminations. Les niveaux les plus consolidés peuvent présenter, dans la partie supérieure, une couche de till sous-glaciaire.
Fig. 5: Synthetic stratigraphic profile from the Andorra la Vieille basin showing the geophysical and hydrogeotechnical data. Sedimentary units 1a/1b and 2a/2b are generally massive. At building outcrops tractive structures (imbrication) can be observed. Sedimentary units 3a/3b and 4a/4b are interpreted as subglacial till. Rythmites and turbidites are also present. A subglacial till facies occurs in the most consolidated upper layers (1a & 2a layers).

souvent entre 5 et 15 m de profondeur et exceptionnellement jusqu'à 20 m dans les parties latérales de la vallée. Elle l'a été surtout grâce aux nombreux sondages mécaniques destructifs avec essais pressiométriques en combinaison avec des prélèvements intacts et remaniés.

La figure 6 représente la stratigraphie du bassin d'Andorre suivant l'axe central de la vallée, entre les Escaldes et La Margineda. Elle synthétise les résultats des études géophysiques, géologiques et géomécaniques. L'interprétation géophysique (fig. 6a) s'appuie sur des sondages électriques verticaux (SEV), à partir desquels ont pu être distingués trois unités géoélectriques majeures décrites par Bordonau (1992). Dans l'unité intermédiaire, ont été différenciées des couches compactes à partir de sismique à réfraction (fig. 6b) et des données de consolidation des sédiments obtenues lors des essais pressiométriques (fig. 6c). La reconnaissance des tills sous-glaciaires a été faite à la fois grâce aux chantiers d'oeuvre (fig. 6d) pour la partie plus superficielle et grâce à des prélèvements lors des sondages mécaniques (fig. 6c). Souvent, on constate la présence d'une couche plus ou moins importante de tills sous-glaciaires au toit des couches consolidées. Entre les couches consolidées, on trouve des matériaux de granulométrie diverse avec des structures sédimentaires tractivées (imbrication des clastes, stratification entrecroisée) associées à des surfaces érosives et channeliformes, et des structures sédimentaires de turbidité (série incomplète de Bouma, termes Ta, Tc-Td, Td, Mutti, 1992). L'ensemble suggère des faciès de débordement de chenaux (*overbank*) dans un milieu subaquatique, tandis que les niveaux avec des restes végétaux présents dans le forage carotté à Santa Coloma (fig. 6c) traduisent un milieu sédimentaire subaérien.

Ainsi l'unité supérieure est formée d'alluvions subactuelles. L'unité intermédiaire, proposée comme essentiellement glaciaire, est formée par une alternance de couches différemment surconsolidées. Aux Escaldes (fig. 6c, chantier Prat del Roure), la partie supérieure de l'unité inférieure est formée par un sol rougeâtre reposant sur des dépôts alluviaux (graves rondes) corrélaté par Turu & Peña (2006b) avec le toit de la terrasse fluviale T3 de 125-120 Ka OSL, tandis qu'à Santa Coloma (fig. 6c, base du sondage carotté à Santa Coloma), la partie supérieure de l'unité inférieure est formée par un sol brun avec des restes végétaux recouvrant des dépôts colluviaux (graves anguleuses). L'ensemble de l'unité inférieure n'est pas connue, mais les basses valeurs de résistivité électrique suggèrent la présence de matériaux à granulométrie

fine considérés, suivant Bordonau (1992) comme associés à des lutites glacio-lacustres.

La structure interne de l'unité inférieure devrait être divisée au moins en deux parties : une partie supérieure formée d'alluvions ou de colluvions et recouverte par des sols montrant des évolutions édaphiques différentes (sol rougeâtre et sol brun) et puis un dépôt glacio-lacustre dans la partie inférieure. Cette division rappelle la succession stratigraphique décrite par Bordonau (1992) pour l'ensemble du comblement des ombilics glaciaires dans les Pyrénées, mais les différentes évolutions édaphiques des sols nous suggèrent la possibilité d'avoir en même temps des dépôts sédimentaires d'âge différent dans cette unité. Dans les Alpes, Nicoud *et al.* (2002) montrent que le remplissage sédimentaire würmien de l'ombilic de Grenoble (vallée de l'Isère) succède à une phase de creusement, affectant les sédiments de l'auge glaciaire rissienne et le substratum rocheux, et qu'il est donc possible de trouver en contact des sédiments d'âge très différent dans un ombilic glaciaire. Il est difficile de dire si l'ensemble de l'unité inférieure correspond à un cycle stadial-interstadial ou à un cycle glaciaire-interglaciaire antérieur. Néanmoins, on peut envisager une évolution du dépôt de l'unité inférieure en deux phases séparées par une période d'érosion, semblable à celle décrite par Nicoud *et al.* (2002) dans les Alpes.

4.2 - LES BASSINS DE LA RIBERA DE BIESCAS ET DE LA VALLÉE DU TRUEBA

Le bassin de la Ribera de Biescas (fig. 7) a été étudié par Barrère (1966), Martí Bono (1978) et Serrano-Cañadas (1991) qui ont reconnu l'existence de manifestations glaciaires anciennes dans les vallées latérales. Dans la partie finale de la vallée principale, ils ont également décrit un seul front morainique à Senegüé, daté par OSL à 35,7 Ka BP, un till glaciaire plus ancien à Aurín (âge OSL 85 ± 5 Ka BP) et un dépôt fluvio-glaciaire associé (âge OSL 67 ± 7 Ka BP), ainsi que des roches moutonnées et striées en relation avec une haute terrasse fluvio-glaciaire à Sabiñánigo (âge OSL 155,8 Ka BP) (Peña *et al.*, 2003, 2004 ; Sancho *et al.*, 2004).

Dans le bassin de la vallée du Trueba (Serrano-Cañadas, 1996), on trouve un complexe morainique frontal à Espinosa de los Monteros qui repose sur le substratum rocheux et une séquence de retrait très complète (fig. 8). Un deuxième complexe morainique frontal a été observé plus au nord, à Bârcenas.

Fig. 6a et 6b : Coupe AB, section longitudinale de la vallée principale d'Andorre. Localisation des travaux géophysiques (sondages électriques verticaux et sismique à réfraction) et représentation de la résistivité électrique dans le sous-sol en utilisant le logiciel de Bobachev *et al.* (2003) ; la prospection sismique à réfraction détecte les couches de haute vitesse longitudinale dans le sous-sol, souvent en relation avec des tranches de haute résistivité électrique. Individualisation des trois unités géoélectriques. Socle hercynien avec en général une résistivité électrique basse mais variable.

*Fig. 6a et 6b: Longitudinal AB section along the main Andorran valley showing the localization of the geophysical surveyed sites. Representation of the electrical resistivity with depth obtained by using the Bobachev *et al.* (2003) software. Layers with high longitudinal seismic velocities usually show high electrical resistivity. Three geoelectrical units are shown. The electrical resistivity of the Hercynian bedrock is usually low.*

(c) Vallée d'Andorre la Vieille (Pyrénées Orientales)

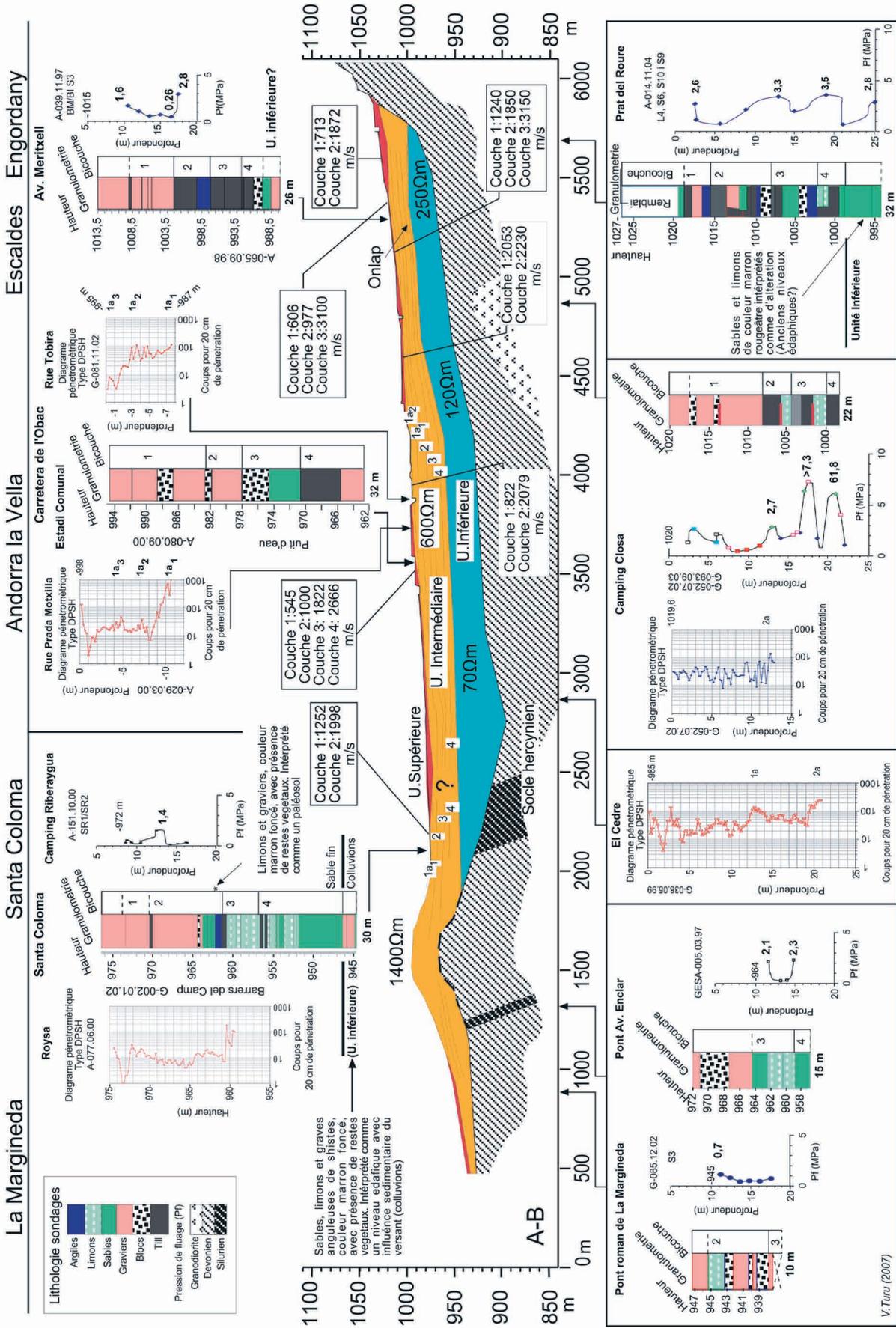


Fig. 6c : Situation des forages et des essais géotechniques (essais pressiométriques et pénétrométriques réalisés). Les couches sismiques de haute vitesse sont étroitement liées à des couches avec des hautes valeurs de résistance mécanique (haute pression de fluage pressiométrique et hautes valeurs à la pénétration dynamique). Les forages carottés et les prélèvements intacts sélectifs ont permis de reconnaître la nature des couches étudiées. Avec ces données, il a été possible de corréler des couches sédimentaires dans l'unité intermédiaire et d'observer une relation en « onlap » vers l'amont de la vallée. Les valeurs de consolidation (pression de fluage, Pf) les plus élevées sont dans les parties hautes du bassin (Les Escaldes) et les plus faibles vers l'aval (Santa Coloma - La Margineda).
 Fig. 6c: Localization of boreholes and geotechnical surveyed sites (penetrometric and pressurometric tests). Layers with high seismic longitudinal velocities are closely related with high pressurometric values (Pf). High consolidation values (Pf) are recorded upstream (Les Escaldes) while lower values are recorded downstream (La Margineda). Borehole data show us the lithology and the structure of the intermediate geoelectrical unit. Four layers with high longitudinal seismic velocities and overconsolidation values are present within the intermediate geoelectrical unit. The units show an onlap relationship.

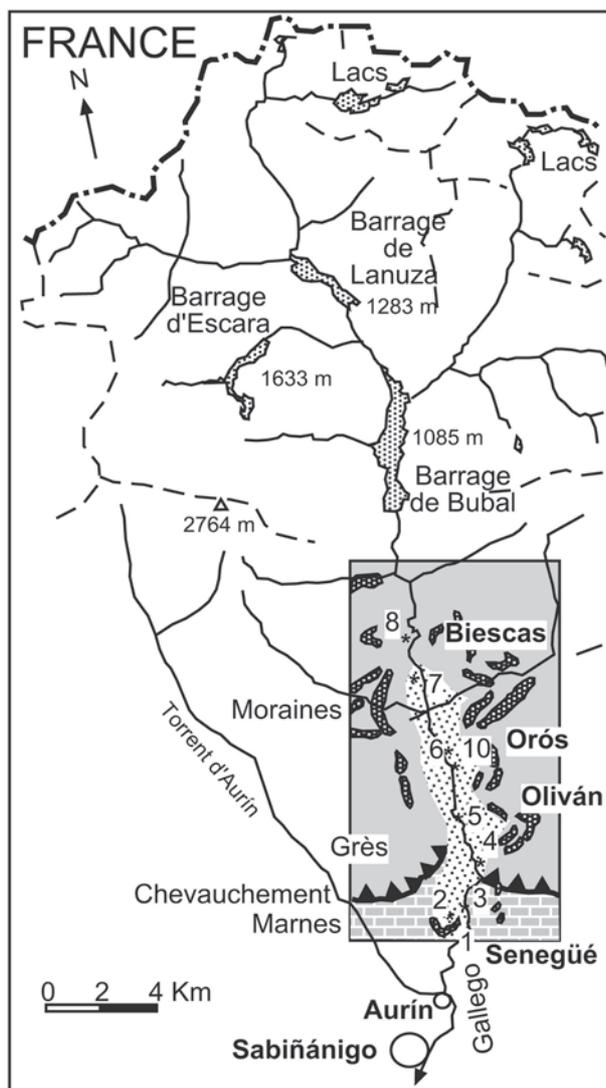


Fig. 7 : Cadre général de la vallée de l'Alto Gállego, dans les Pyrénées Centrales. La partie encadrée correspond à la Ribera de Biescas jusqu'à la moraine frontale de Senegüé, Localisation des stations où ont été effectués des travaux de prospection géoélectrique (points 1 à 10) et géomécanique (points 2 et 10).

Fig. 7: Sketch map of the Alto Gállego valley in the Central Pyrenees. The geoelectrical (1 to 10) and geomechanical (2 and 10) measurement sites are located between Biescas and the frontal moraine of Senegüé.

Un peu plus éloigné du complexe morainique d'Espinosa, nous avons également reconnu un till supraglaciaire reposant sur un dépôt fluvio-glaciaire (point 16, fig. 8). La position du dépôt, (70 m au-dessus du niveau actuel de la rivière) et la dégradation de la forme originelle, suggèrent un complexe plus ancien que le dépôt morainique frontal d'Espinosa, mais, dans la vallée du Trueba, aucune datation ne permet d'établir une chronologie des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires.

4.2.1 - Prospection géophysique et interprétation

La prospection du sous-sol a été basée sur la réalisation de sondages électriques verticaux et sur la sismique à réfraction. Dans le cas de la vallée du Haut Gállego, à la Ribera de Biescas (fig. 7), il a été nécessaire d'effectuer deux sondages de type DPSH jusqu'à 25 m de profondeur à Orós Bajo et à Senegüé, pour

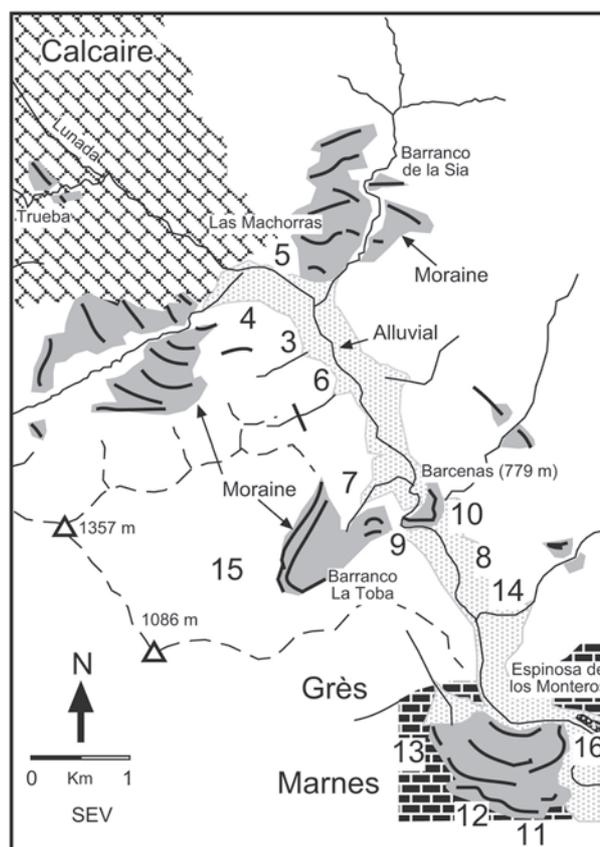


Fig. 8 : Cadre général de la vallée du Trueba dans la Chaîne Cantabrique. Les stations où ont été effectués des travaux de prospection géoélectrique et géomécanique sont indiqués entre le village de Las Machorras dans le territoire des "Pasiegos", et les villages de Barcenas et Espinosa de los Monteros où se trouvent des moraines frontales.

Fig. 8: Sketch map of the Trueba valley in the Cantabrian mountains. The geoelectrical and geomechanical sites are located between Las Machorras ("Pasiegos" territory) and Barcenas and Espinosa de los Monteros where frontal moraines are present.

lever les incertitudes du modèle d'interprétation de résistivité électrique. Dans la vallée du Trueba, au-dessus d'Espinosa de los Monteros (fig. 8), cette opération n'a pas été nécessaire.

Dans les deux cas étudiés, les trois unités géoélectriques définies par Bordonau (1992) dans les remplissages sédimentaires des bassins glaciaires des Pyrénées méridionales ont été identifiées. A la Ribera de Biescas (fig. 9a et b), on observe, entre Orós et Oliván, une importante dépression du substratum rocheux de plus de 150 m qu'on pense être le résultat d'un surcreusement glaciaire et qui coïncide avec un accident tectonique chevauchant majeur. Dans la vallée du Trueba (fig. 10a et b), la dépression est plus modeste, de 60 m environ, avec une morphologie échelonnée du substratum rocheux qui divise la vallée en deux bassins. Le village de Barcenas se trouve à la limite des deux, avec la présence du substratum rocheux près de la surface. Dans la vallée du Trueba, la géométrie de l'unité intermédiaire et de l'unité inférieure suggèrent une continuité sédimentaire (changement de faciès), compatible avec un système sédimentaire glacio-lacustre similaire à celui décrit par Bordonau (1992).

Vallée de Biescas (Pyrénées Centrales)

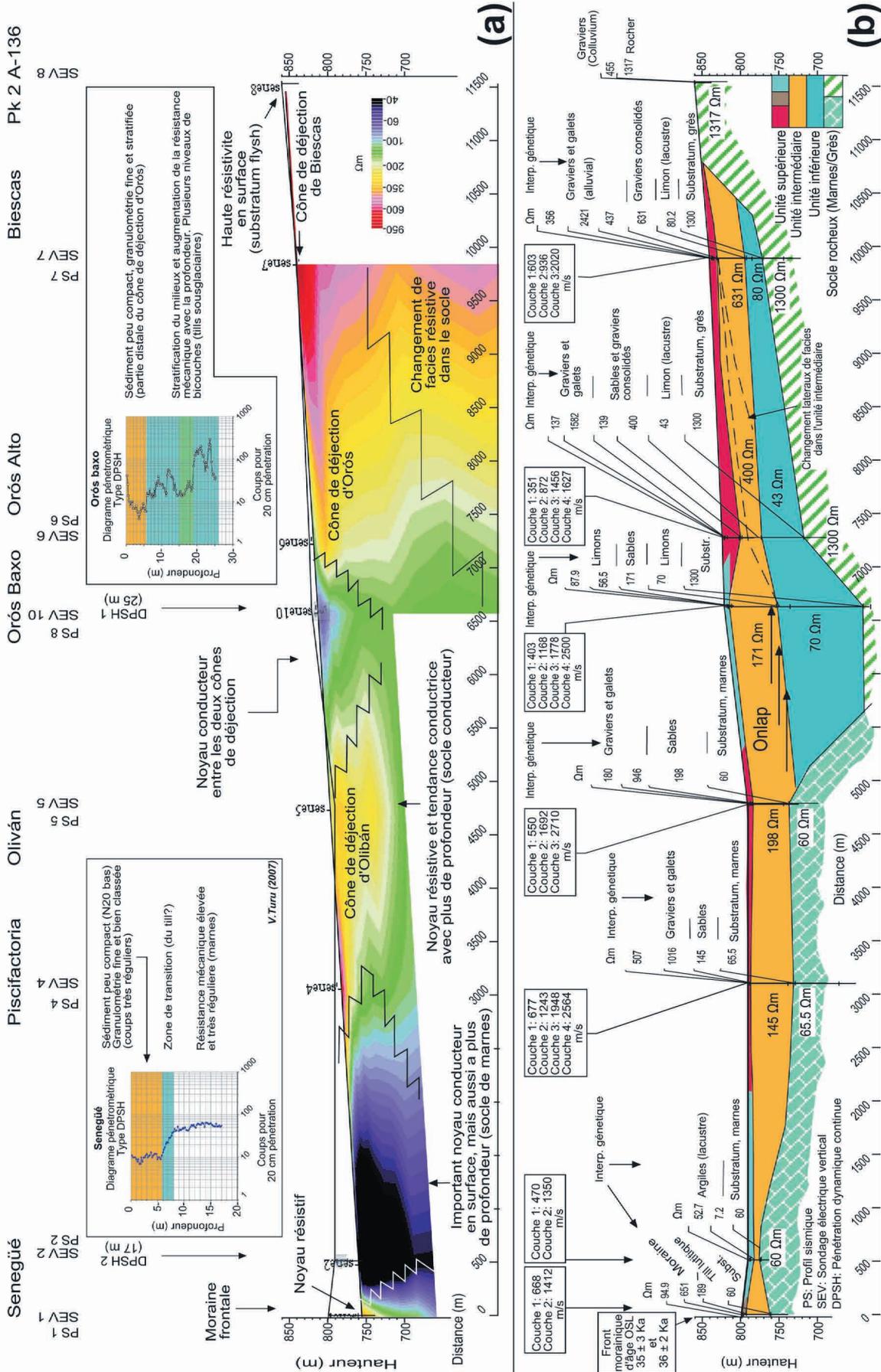
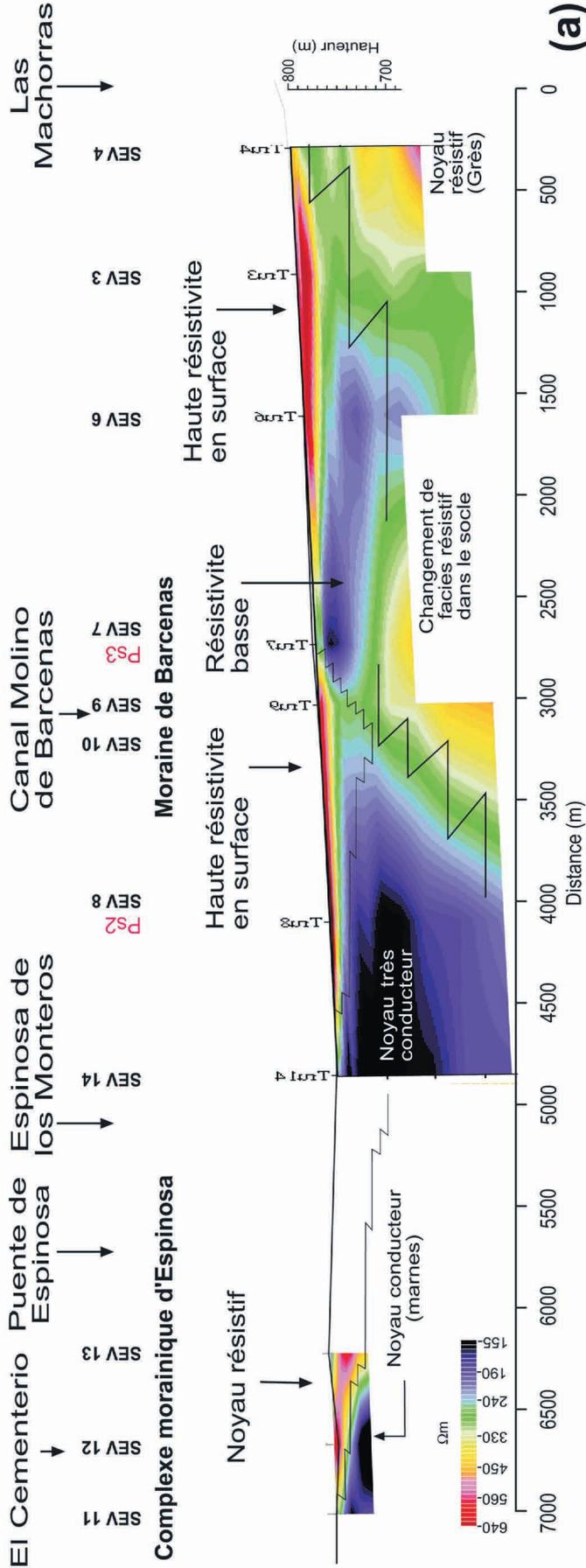


Fig. 9a : Section longitudinale de la vallée de la Ribera de Biescas jusqu'à Senegüé. Situation des travaux effectués (sondages à pénétration dynamique continue, sondages électriques verticaux et sismique à réflexion) et représentation de la résistivité électrique dans le sous-sol en utilisant le logiciel de Bobachev et al. (2003). Interprétation des faciès de résistance pénétrométrique dans Orós Baso et dans Senegüé.

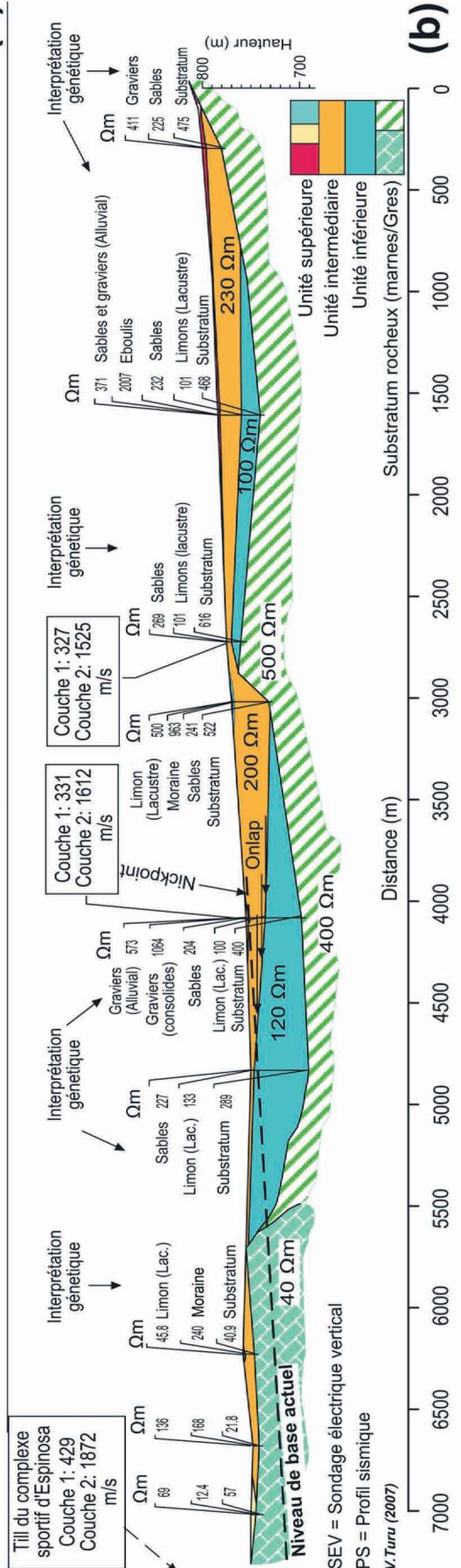
Fig. 9b : Individualisation des trois unités géoélectriques et présence de couches avec de hautes vitesses sismiques longitudinales étroitement corrélées avec des hautes valeurs de résistance mécanique de type DPSH dans les premiers 25 m de profondeur. Socle sédimentaire avec en général une basse résistivité électrique pour les marnes et haute mais variable pour les grès.

Fig. 9c : Représentation of the three geoelectrical units. High longitudinal seismic velocities and high mechanical penetrometric strengths are present in the intermediate geoelectrical unit. The electrical resistivity of bedrock is usually low for marls and high for sandstones.

Vallée du Trueba (Chaîne Cantabrique)



(a)



(b)

SEV = Sondage électrique vertical
 PS = Profil sismique
 V.Turró (2007)

5 - DISCUSSION ET CONCLUSION

Comme dans la vallée d'Andorre, la prospection sismique a également permis d'identifier des couches de forte vitesse sismique et de grande résistance mécanique (Turu, 2000). Elles se trouvent dans l'unité intermédiaire. Dans la Ribera de Biescas, elles ont été identifiées dans les premiers 25 m de profondeur à partir de registres pénétrométriques (DPSH), tandis que dans la vallée du Trueba, elles se situent très près de la surface, à des profondeurs inférieures à 10 m.

Les similitudes entre les vallées de la Ribera de Biescas et de l'Andorre sont grandes, mais on observe des différences avec la vallée du Trueba. Elles portent sur la position des couches surconsolidées et sur le rapport géométrique de l'unité intermédiaire avec l'unité inférieure.

Si dans les trois vallées, les unités géoélectriques (Bordonau, 1992) et les couches surconsolidées (Turu, 2000) ont pu être identifiées, dans la vallée du Trueba, les couches surconsolidées se trouvent exclusivement au toit de l'unité géoélectrique intermédiaire. Dans les vallées pyrénéennes, elles font partie de celle-ci. Néanmoins, on ne nie pas la possibilité de l'existence d'une moraine de fond à la base de la vallée du Trueba.

Les couches consolidées du Trueba se trouvant géomorphologiquement en corrélation avec le complexe morainique d'Espinosa de los Monteros et celui de Bárcenas, les unités géoélectriques inférieures et intermédiaires sont automatiquement antérieures et en corrélation avec le till supraglaciaire situé à 70 m au dessus du fond de la vallée du Trueba dans Espinosa (point 16, fig. 8).

De plus, le contact entre les unités géoélectriques intermédiaire et inférieure est en "onlap" vers l'aval pour la vallée du Trueba (fig. 10b), tandis que pour les vallées des Pyrénées, il est en "onlap" vers l'amont (fig. 5c et 9b). Suivant les critères de la stratigraphie séquentielle dans le sens de Mitchum (1977), Haq *et al.* (1987) et son application dans les milieux glacio-lacustres (Turu, 2002a et b), cette relation géométrique suggère un changement des faciès sédimentaires entre l'unité inférieure et l'unité intermédiaire pour la vallée du Trueba. Pour les deux vallées des Pyrénées, ce contact angulaire est sûrement une discontinuité stratigraphique majeure. Dans le cas de l'Andorre, la présence d'un sol entre les unités intermédiaire et inférieure paraît confirmer cette hypothèse.

L'étude des trois vallées glaciaires (fig. 11), parmi les plus grandes et les plus représentatives du Nord de la Péninsule Ibérique, montre les similitudes qui existent dans le remplissage des bassins glaciaires intramontagnards, indépendamment de leur situation géographique. Cette observation traduit une évolution glaciaire commune. C'est à partir des résultats des prospections géophysiques et géomécaniques très nombreuses dans la vallée de l'Andorre que des corrélations avec la présence de tills sous-glaciaires et glacioteconites ont été proposées pour l'unité intermédiaire.

De ce fait, pour les vallées pyrénéennes étudiées, et plus concrètement celle de l'Andorre, la géométrie des corps sédimentaires correspondant aux unités géoélectriques inférieure et intermédiaire constituerait une surface de discontinuité stratigraphique majeure. Ce n'est pas le cas pour la vallée du Trueba. Pour cette vallée de la Chaîne Cantabrique, les unités géoélectriques inférieure et intermédiaire correspondent à des changements de faciès des paraséquences (Mitchum, 1977 ; Haq *et al.*, 1987 ; Turu, 2002a et b). La vallée du Trueba s'adapte mieux au modèle génétique de dépôts de Bordonau (1992), mais comme remplissage deltaïque rétrograde.

Par contre, en Andorre, cette discontinuité sépare deux milieux sédimentaires antagonistes. Les paléols et restes végétaux présents à -13 et -30 m de profondeur dans Santa Coloma et Escaldes au-dessous de l'unité intermédiaire, en sont les meilleurs témoins. La présence de ces niveaux édaphiques permet de penser que cette discontinuité représente un hiatus sédimentaire. Mais on ne peut toutefois pas écarter l'hypothèse de l'existence de surfaces érosives géométriquement plus ou moins profondes entre les deux unités.

La signification des couches surconsolidées dans les trois vallées serait la même, suivant Turu (2000). La correspondance doit être établie directement avec des processus de consolidation glaciaire. Pour les deux vallées pyrénéennes étudiées, l'unité intermédiaire est considérée comme d'origine glaciaire. Dans la vallée du Trueba, ces couches surconsolidées se trouvent au toit de l'unité géoélectrique intermédiaire et nous pensons qu'elles résultent des réavancées du glacier jusqu'à sa partie terminale.

Fig. 10a : Section longitudinale de la vallée du Trueba jusqu'à Espinosa. Situation des travaux effectués (sondages électriques verticaux et sismique à réfraction), représentation de la résistivité électrique dans le sous-sol en utilisant le logiciel de Bobachev *et al.* (2003) et interprétation des faciès résistifs.

*Fig. 10a: Longitudinal section from the Trueba valley to Espinosa showing the localization of the surveyed sites (vertical electrical soundings and seismic refraction). Resistivity facies interpretation and representation of the electrical resistivity with depth are obtained using the Bobachev *et al.* (2003) software.*

Fig. 10b : Individualisation des trois unités géoélectriques et présence d'une unique couche à hautes vitesses sismiques longitudinales dans l'unité supérieure, corrélée avec le till de la moraine d'Espinosa de los Monteros. Dans cette vallée, l'unité supérieure correspond à l'unité intermédiaire des vallées étudiées dans les Pyrénées, tandis que l'autre unité correspond à l'unité inférieure des vallées étudiées dans les Pyrénées. Socle sédimentaire avec en général une basse résistivité électrique pour les marnes et haute mais variable pour les grès.

Fig. 10b: Representation of the three geoelectrical units. A single layer of high longitudinal seismic velocities in the upper geoelectrical unit corresponds to the till of the frontal moraines at Espinosa de los Monteros. The upper unit in this valley can be correlated with the intermediate one observed in the Pyrenean valleys. The two lower units in the Trueba valley can be correlated with the lowest one observed in the Pyrenean valleys. The electrical resistivity of bedrock is usually low for the marls and high for the sandstones.

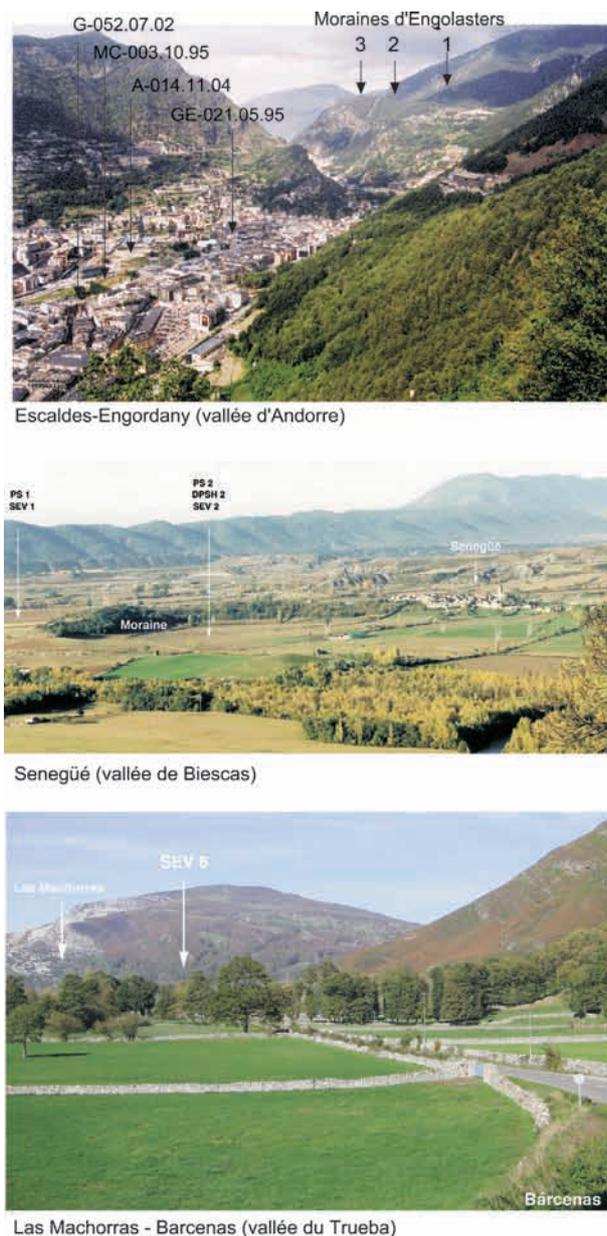


Fig. 11 : Images des trois vallées prospectées. Vallée d'Andorre, vision de la haute partie de la vallée et cordons morainiques latéraux d'Engolasters. Vallée du Gállego, vision du front morainique frontal à Senegüé. Vallée du Trueba, vision du fond de la vallée en amont du front morainique du village de Barcenas.

Fig. 11: Images from the three studied valleys. The lateral morainic ridges of Engolasters and the upper part of the Andorra valley, the morainic front of Senegüé in the Gállego valley and the Trueba valley upstream from the morainic front of Barcenas.

Le devenir de l'unité inférieure est dès lors posé. Dans la vallée du Trueba, elle serait génétiquement en relation avec l'unité intermédiaire. L'une et l'autre font partie d'un remplissage deltaïque rétrograde déposé lors du retrait du front glaciaire après la formation du premier complexe morainique d'Espinosa. Dans les deux vallées des Pyrénées, il est plus difficile de statuer car, du fait de l'épaisseur des dépôts, la prospection géoélectrique n'a pas eu une résolution suffisante permettant de différencier des faciès électriques. Il faudra donc employer d'autres techniques géophysiques comme la sismique à réflexion ou des sondages plus profonds.

L'une des questions majeures est l'âge du surcreusement glaciaire. L'âge des ombilics est évidemment antérieur au dépôt de l'unité inférieure. Pour les vallées des Pyrénées, il nous est difficile de dire quelle partie de l'ensemble sédimentaire des ombilics correspond à un cycle stadiaire-interstadaire würmien, à un cycle glaciaire-interglaciaire antérieur ou même à plusieurs cycles glaciaires. En effet, les différentes évolutions édaphiques des sols observées au toit de l'unité inférieure dans la vallée d'Andorre nous suggèrent la présence de dépôts sédimentaires d'âge très ancien dans cette séquence. D'après les datations OSL effectuées dans le Haut Gállego et dans le système Sègre-Valira (Peña *et al.*, 2003 ; Peña *et al.*, 2004a et b ; Sancho *et al.*, 2004 ; Turu & Peña, 2006a et b), on est sûr que les sédiments présents dans les grandes vallées glaciaires pyrénéennes correspondent au Pléistocène supérieur, mais aussi au Pléistocène moyen. Néanmoins on peut envisager une évolution du dépôt de l'unité inférieure en deux phases séparées par une période d'érosion, semblable à celle décrite par Nicoud *et al.* (2002) dans les Alpes, sur les bordures de la vallée. On pourrait ainsi expliquer l'existence de dépôts sédimentaires d'âge différent dans l'unité inférieure.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient Guy Jalut pour la discussion et la correction grammaticale. Nous sommes reconnaissants à Gérard Nicoud et à Marc Calvet pour les commentaires constructifs qui ont amélioré de manière significative le manuscrit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AFNOR, 1991** - Sols : reconnaissance et essais - Essai pressiométrique Ménard (NF P94/110). In <http://www.afnor.fr/portail.asp>
- BAGUELIN F., JEZEQUEL J.-F., & SHIELD D.H., 1978** - The pressuremeter and foundation engineering, series on rock and soil mechanics. *Trans Tech Publications*, 617 p.
- BARRÈRE P., 1966** - La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragón). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2, 83-93.
- BOBACHEV A.A., SHEVNIN V.A., & MODIN I.N., 2003** - IPI2WIN version 3.0.1e ; <http://www.geol.msu.ru/deps/geophys/rec-lab3.htm>
- BORDONAU J., POUS J., QUERALT P., & VILAPLANA J.-M., 1989** - Geometría y depósitos de las cubetas lacustres del Pirineo. *Estudios Geológicos*, 45, 1/2, 71-79.
- BORDONAU J., 1992** - *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geofoma, Logroño, 251 p.
- BORDONAU J., VILAPLANA J.-M., & FONTUGNE M., 1993** - The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 316 (II), 807-813.
- BOULTON G.S., & HINDMARSH R.C., 1987** - Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, B92, 9059-9082.
- BOULTON G.S., & DOBBIE K.E., 1993** - Consolidation of sediments by glaciers : relation between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial groundwater flow. *Journal of Glaciology*, 39, 26-44.
- BOULTON G.S., DOBBIE K.E., & ZATSEPIN S., 2001** - Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International*, 86, 3-28.

- CASAS J.-M., & POBLET J., 1989 - Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements : le « synclinal de Llavors », dans les Pyrénées centrales (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **308** (II), 427-433.
- EVANS D.J.A., PHILLIPS E.R., HIEMSTRA J.F., & AUTON C.A., 2006 - Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, **78**, 115-176.
- GÓMEZ-ORTIZ A., MARTÍ-BONO C.E., & SALVADOR-FRANCH F., 2001 - Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000). In A. Gómez-Ortiz & A. Pérez-González (eds.), *Aportación española a la V conferencia internacional de geomorfología (Tokyo, 2001)*, (<http://www.ub.es/geocrit/sn-77.htm>). Sociedad Española de Geomorfología et Servei de Gestió i Evolució del Paisatge Universitat de Barcelona, Barcelona-Madrid, 139-184.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., & VAIL P.R., 1987 - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**, 1156-1166.
- MARTÍ-BONO C., 1978 - Aspectos geomorfológicos del Alto Aragón Occidental. *Estudios Geográficos*, **39**, 473-494.
- MITCHUM R.M. Jr., 1977 - Seismic stratigraphy and global changes of sea level ; Part 11 : Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In C.E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists , **26**, 205-221.
- MUTTI E., 1992 - *Turbidite sandstones*. AGIP Mineralia, Torino, 275 p.
- NICOUD G., ROYER G., CORBIN J.-C., LEMEILLE F., & PAILLET A., 2002 - Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent : Apports nouveaux du forage GMB1 (1999) dans la région de Grenoble (France). *Géologie de la France*, **4**, 39-49.
- ORELLANA E., 1982 - *Prospección geoelectrica por corriente continua*. Paraninfo, Madrid, 523 p.
- PALLÀS R., RODÉS A., BRAUCHER R., CARCAILLET J., ORTUÑO M., BORDONAU J., BOURLÈS D., VILAPLANA J.-M., MASANA E., & SANTANACH P., 2006 - Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees : a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposures ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 2937-2963.
- PEÑA J.L., SANCHO C., LEWIS C., MCDONALD E., & RHODES E., 2003 - Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca) : Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragones*, **4**, 91-109.
- PEÑA J.L., LEWIS C., MCDONALD E., RHODES E., & SANCHO C., 2004 - Ensayo cronológico del Pleistoceno medio-superior de la cuenca del río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro). In G. Benito & A. Díez-Herrero (eds.), *Contribuciones recientes sobre Geomorfología (Actas VIII Reunión Nac. de Geomorfología. Toledo)*. Sociedad Española de Geomorfología y Consejo Superior de Investigación y Ciencia, Madrid, 165-172.
- PEÑA-MONNÉ J.L., SANCHO C., LEWIS C., MCDONALD E., & RHODES E., 2004 - Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). In J.L. Peña Monné, L.A. Longares & M. Sánchez (eds.), *Geografía Física de Aragón, aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 71-84.
- REDONDO-VEGA J. M., GONZÁLEZ-GUTIERREZ B., SANTOS-GONZÁLEZ J., & GÓMEZ-VILLAR A., 2006 - Sedimentación glaciolacustre en la Montaña Cantábrica Leonesa. In A.Y. Pérez-Alberti & J. López-Bedoya (eds.), *Geomorfología y Territorio : Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela 13-15 septiembre 2006*. Universidad de Santiago de Compostela, **171**, 83-100.
- SANCHO C., PEÑA J.L., LEWIS C., MCDONALD E., & RHODES E., 2004 - Registros fluviales y glaciares cuaternarios de las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). In F. Colombo et al. (eds.), *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón (VI Congreso Geológico de España)*. Sociedad Geológica de España, Zaragoza, 181-205.
- SERRANO-CAÑADAS E., 1991 - Glacial Evolution of the Upper Gállego Valley (Panticosa Mountains and Ribera de Biescas, Aragonesa Pyrenees, Spain). *Pirineos*, **138**, 83-78.
- SERRANO-CAÑADAS E., 1996 - El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **21**, 737-747.
- SERRAT D., BORDONAU J., BRU J., FURDADA G., GÓMEZ-ORTÍZ A., MARTÍ J., MARTÍ M., SALVADOR F., VENTURA J., & VILAPLANA J.M., 1994 - Síntesis cartográfica del glaciario surpirenaico oriental. In C. Martí-Bono & J.M. García-Ruiz (eds.), *El Glaciario surpirenaico : nuevas aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, 9-16.
- SHERIFF R.E., & GELDART L.P., 1991 - *Exploración sísmológica, procedimientos e interpretación de datos*. Noriega Limusa, **II**, 275 p.
- SOLER A., & ENRIQUE P., 1989 - La terminación sur-occidental del batolito de Andorra-Mont Lluís : características petrológicas y geoquímicas. *Acta Geologica Hispanica*, **24**, 2, 139-146.
- TEIXIDÓ T., PALOMARES I., VALLS P., & MARTÍNEZ P., 2003 - Prospecció sísmica de la cubeta d'Andorra la Vella - Escaldes-Engordany. *Horitzó*, **4**, 3-25. (<http://www.iea.ad/crecit/imatges/H4prospecciosismica.pdf>).
- TURU V., 2000 - Aplicación de diferentes técnicas geofísicas y geomecánicas para el diseño de una prospección hidrogeológica de la cubeta de Andorra, (Pirineo Oriental) : implicaciones paleohidrogeológicas en el contexto glacial andorrano. In *Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología*. ITGE-IGME, Madrid, 203-210. (http://aguas.igme.es/igme/publica/pdfactu_tec_geofi/14a_comunicacion.pdf).
- TURU V., 2001 - Ejemplos de deformación sinsedimentaria en la cubeta glaciolacustre de la Massana, Push Moraine de la Aldosa y delta dels Hortals, Principado de Andorra (Pirineos Orientales). In *Actas GTPEQ-AEQUA-SGP. V Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, 81-84.
- TURU V., 2002a - Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glacial obturado intermitentemente, relación con el último ciclo glacial. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte I : El método utilizado. In *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología-Universidad de Valladolid, Valladolid, 553-564.
- TURU V., 2002b - Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glacial obturado intermitentemente, relación con el último ciclo glacial. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte II : Aplicación. In *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología-Universidad de Valladolid, Valladolid, 565-574.
- TURU V., POUS J, BORDONAU J., & PALOMAR J., 2002 - La cubeta de sobreexcavació glacial de La Massana-Ordino, Pirineus Orientals : Aplicació de la prospecció geoelectrica. *Horitzó* (<http://www.iea.ad/crecit/imatges/massana.pdf>), **2**, 38-52.
- TURU V., & PLANAS X., 2005 - Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales). In J. Corominas, E. Alonso, M. Romana & M. Hürlimann (eds.), *Actas del VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Valencia, 21-24 de Junio de 2005. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, vol I, II et III, 1488 p.
- TURU V., & PEÑA J.L., 2006a - Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales) : relación con el glaciario y la tectónica activa. In A. Pérez-Alberti & J. López-Bedoya (eds.), *Geomorfología y Territorio : Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Santiago de Compostela 13-15 septiembre 2006. Universidad de Santiago de Compostela, **171**, 101-112.
- TURU V., & PEÑA J.L., 2006b - Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales) : morrenas y terrazas fluviales. In A.Y. Pérez-Alberti & J. López-Bedoya (eds.), *Geomorfología y Territorio : Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Santiago de Compostela 13-15 septiembre 2006. Universidad de Santiago de Compostela, **171**, 113-129.
- VILAPLANA J.M., 1983 - Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geologica Hispanica*, **18**, 217-233.
- VILAPLANA J.M., 1985 - Les fases glaciales del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà. *Revista d'Investigacions Geològiques*, **41**, 67-82.
- VILAPLANA J.M., & CASAS A., 1983 - Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y Barruera (Alta Ribagorça, Pirineo Central). *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **6**, 283-309.