

TURU, V. (2002a) *Análisis secuencial del delta de Erts. estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. relación con el último ciclo glaciar. valle de Arinsal, Pirineos Orientales, parte I : El método utilizado*; ESTUDIOS RECIENTES (2000-2002) EN GEOMORFOLOGÍA, PATRIMONIO, MONTAÑA Y DINÁMICA TERRITORIAL, (SEG-Departamento de Geografía UVA Eds.); Valladolid, 555-563; <http://www.igeotest.ad/articulos/vsart.asp?ID=37>

TURU, V. (2002b) *Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. relación con el último ciclo glaciar. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte II : Aplicación*; ESTUDIOS RECIENTES (2000-2002) EN GEOMORFOLOGÍA, PATRIMONIO, MONTAÑA Y DINÁMICA TERRITORIAL, (SEG-Departamento de Geografía UVA Eds.); Valladolid, 565-574; <http://www.igeotest.ad/articulos/vsart.asp?ID=38>

## **Analyse séquentielle du delta d'Erts. Stratigraphie séquentielle d'une vallée glaciaire obturée de façon intermittente. Relations avec le dernier cycle glaciaire. Vallée d'Arinsal, Pyrénées orientales**

Valentí Turu i Michels

<sup>(1)</sup> DRYAS<sup>2</sup>, Av. Príncep Benlloch 66-72, bureau 308, Andorra la Vella, Principat d'Andorra  
Email: [vturu@andorra.ad](mailto:vturu@andorra.ad); Tel. et Fax: + 376 – 820323

Traduction par **Romain Roger Roch GIL**, Ingénieur géologue de l'école nationale supérieure de géologie (Nancy)

**Résumé :** La vallée d'Arinsal est caractérisée par une sédimentation fluvio-glaciaire et glacio-lacustre lors de la déglaciation du dernier cycle glaciaire dans les Pyrénées (BORDONAU, 1992). La vallée a été obturée de façon intermittente par les avancées du glacier de la vallée principale (*Valira du Nord*) générant des montées et des chutes du niveau de base local. Un affleurement exceptionnel, à proximité du village d'Erts a permis d'identifier des faciès turbiditiques assimilables à ceux du type I et II de MUTTI (1992), des faciès deltaïques de type GILBERT (1980) et des faciès glaciaires (tills glaciaires). L'étude détaillée de l'affleurement, ainsi que la corrélation de celui-ci avec 30 autres affleurements à moins de 5 Km, ont permis d'effectuer une analyse du bassin en utilisant la stratigraphie séquentielle. En tout, 5 séquences de dépôts ont été observées, de 8100 ans chacune, générées par les épisodes d'obturation glaciaires étant survenus entre 60 ka et 15 ka BP

**Mots clés :** Dernier cycle glaciaire, obturation intermittente, sédimentation deltaïque, sédimentation turbiditique, stratigraphie séquentielle, Pyrénées Orientales

**Abstract:** Erts delta sequence analysis. The stratigraphy of an intermittent obturated glacial valley, relationship with the last glacial cycle. Arinsal valley, South Eastern Pyrenees At the NW part of the Principality of Andorra we can distinguish two valleys, the Arinsal valley where is the highest mountain of Andorra (Coma Pedrosa peak, 2942 m a.s.l) and the Ordino valley, both valleys converge in La Massana village (1250 m a.s.l). The Pleistocene glaciolacustrine basin of La Massana has been studied by some authors like LLOBET (1947), FONTBOT? *et al.* (1957) and TAILLEFER (1957). An important advance in the knowledge of that basin has been carried out in the 80's by PRAT (1980) and VILAPLANA (1985). In the 90's an intense construction activity has given the opportunity to study many outcrops in both valleys (TURU and BORDONAU, 1997). One of the most important outcrops of the Arinsal valley is situated near the Erts village (1300 m a.s.l), in which we find at the bottom turbiditic facies (type I and II of MUTTI, 1992) overlaid by deltaic GILBERT (1890) facies and glacial facies (subglacial till) at the top of the outcrop, that shows a close relationship with an synsedimentary obturation of the valley by the advance of the principal glacier (from Ordino valley) and described by TURU (2001). The seismic stratigraphy dispositional sequences (VAIL, 1984) has been used as a tool to realise a basin analysis of the Arinsal glaciolacustrine deposits. A new type 3 unconformity and a type 3 dispositional sequence has been defined for this kind of dispositional environment and is characterised by an erosion-sedimentation of an subglacial till and the diposit of only an TST and a HST. 5 dispositional sequences has been distinguished separated by type 1 and 3 unconformities; type 2 unconformities has not been distinguished because we are not in an tectonic and/or sedimentary subsident environment. All the glaciolacustrine and glaciofluvial diposits were sedimented between 60 Kyr and 15 Kyr BP.

**Keywords:** Last glacial cycle, intermittent obturation, deltaic sedimentation, turbiditic sedimentation, dispositional sequences, South Eastern Pyrenees.

## 1.Introduction et objectifs

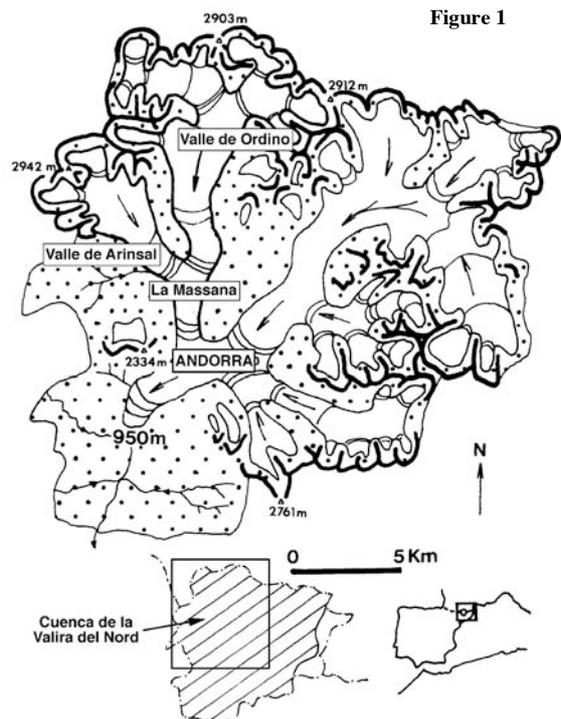
### 1.1 Introduction

La principauté d'Andorre présente globalement 3 vallées qui confluent à Andorre la Vieille pour former le Gran Valira, affluent du Sègre. La vallée d'Arinsal a une altitude comprise entre 2949 mètres (pic de Coma Pedrosa) et 1300 mètres (La Massana), elle reçoit les apports de la sous-vallée de Pal, et au niveau du village de la Massana, la vallée se joint à celle d'Ordino pour former le bassin du *Valira del Nord* situé au NW de la principauté (**Fig. 1**). La dernière glaciation dans les Pyrénées centrales et orientales est caractérisée, d'après BORDONAU (1992), par une extension maximale des fronts glaciaires antérieure à 31 ka BP, une phase de retrait et de stabilisation de ses fronts, antérieure à 26 ka BP, une phase de retrait généralisée des fronts glaciaires en deux étapes, la première est appelée *Glaciers de Vallée* et elle est antérieure à 16 ka BP, la deuxième est celle de *Glaciers d'altitude* avec un âge antérieur à 13 ka BP. Finalement les langues glaciaires sont restées confinées dans les cirques entre 10 ka et 11

ka BP. Cet article présente la preuve que dans le bassin du Valira du Nord, la phase *Glaciers de Vallée* est caractérisée par des oscillations du front glaciaire de la vallée d'Ordino dans la cuvette de La Massana, ce qui entraîna la construction d'un delta proglaciaire, déformé par la glaciotectonique (TURU, 2001), et a obturé de façon intermittente la vallée d'Arinsal. On montrera donc comment les avancées et les retraits successifs du front glaciaire de la vallée d'Ordino ont provoqué l'oscillation du niveau de base et se sont enregistrés dans la sédimentation glacio-lacustre et fluvio-glaciaire de la vallée d'Arinsal.

### 1.2 Objectifs

L'objectif ultime est de réaliser une analyse du bassin du contexte glacio-lacustre et fluvio-glaciaire qui a eu lieu au Pléistocène supérieur dans les vallées qui forment le bassin du Valira du Nord. En ce sens-là, le présent travail fait partie, avec celui de TURU (2001), de cette analyse de bassin et est encore en cours d'étude. Plus particulièrement le travail présenté ici, recherche la corrélation des épisodes de déformation présentés dans TURU(2001) avec les épisodes sédimentaires associés dans la vallée d'Arinsal. Pour cela, on a assimilé le remplissage sédimentaire de la vallée d'Arinsal à celui qui se produit dans un bassin de marge passive, lorsqu'un édifice deltaïque se construit uniquement selon les changements du niveau de base. On a ainsi donc utilisé les principes de la stratigraphie séquentielle pour l'étude du remplissage sédimentaire de la vallée.



## 2.Méthodologie

### 2.1 Le contexte de l'étude

La méthodologie suivie pour effectuer l'analyse de la vallée du Valira du Nord est basée sur : 1 – l'inventaire exhaustif des affleurements montrant une relation avec l'histoire glaciaire (TURU et BORDONAU, 1997), 2.1 – l'étude des sédiments qui ont subi une déformation glacio-tectonique (TURU,1999 et 2001), 2.2 – l'étude des sédiments qui se sont déposés dans un contexte glacio-lacustre et fluvio-glaciaire (TURU *et al.*1995), 3. - la relation spatio-temporelle ou analyse de bassin. Cet article se situe dans le deuxième point cité dans cet aparté.

### 2.2 La stratigraphie séquentielle

#### 2.2.1 Définitions

Pour VAIL *et al.* (1987), la stratigraphie séquentielle est « une méthode permettant de définir un cadre chrono-stratigraphique à échelle globale en se basant sur la datation précise de lignes temps entre des discordances d'origine eustatique, qui limitent des unités de dépôt génétiques ». D'après VERA (1994), le terme de stratigraphie séquentielle permet de différencier clairement deux acceptations différentes et complémentaires. La première correspond à un concept analytique et la deuxième à un concept synthétique. Le concept analytique consiste en l'interprétation et en la modélisation stratigraphique des associations de faciès. Il faut alors, à la base du travail, reconnaître dans les matériaux de remplissage du bassin, les unités (ensembles de strates) délimités par des surfaces qui marquent un changement des conditions génétiques qui affectent l'ensemble du bassin. Ces unités sont appelées « unités génétiques » et leur reconnaissance est obligatoire dans toute l'analyse du bassin. Le terme « synthétique » prétend mettre en place une échelle temporelle des changements globaux (chronostratigraphie séquentielle) qui soit complémentaire de l'échelle chronostratigraphique. Dans le cas des sédiments de la vallée d'Arinsal, on a uniquement utilisé l'aspect analytique de la stratigraphie séquentielle. On a également élaboré une échelle temporelle avec les datations absolues des sédiments répertoriés.

#### 2.2.2 Brève introduction aux séquences de dépôt

Pour MITCHUM (1997) une séquence de dépôt correspond à une succession stratigraphique relativement concordante de strates ayant un lien génétique, où le toit et la base sont des discontinuités, et donc des surfaces corrélatives. VAIL *et al.* (1984) a établi les critères essentiels pour la reconnaissance et la subdivision des séquences. La limite des séquences est établie au travers des discontinuités pouvant être de deux types (type 1 ou 2) et qui servent à définir le type de séquence de dépôt. A partir des discontinuités de type 1 et 2, on définit ici, uniquement pour cet environnement sédimentaire la discontinuité de type 3. Elle est définie comme une surface générée par l'érosion et/ou la déformation/compaction de sédiments lors d'une avancée glaciaire. Cette surface peut-être immédiatement suivie par un till sous-glaciaire. Pendant la période où le glacier se trouve au-dessus des sédiments sur lesquels il a progradé, il se produit des interruptions sédimentaires assimilables à des lacunes, tandis qu'un ou des till (s) sous-glaciaire (s) peuvent se déposer à partir de l'érosion des matériaux progradés (discontinuité). Il peut également y avoir une déformation glacio-tectonique assimilable a une discordance (**Fig 2**), ou bien y avoir une consolidation avec ou sans érosion des sédiments sous-jacents (TURU, 2000). Ces sédiments sont alors déformés parallèlement à la surface de dépôt et donc de façon semblable à une disconformité. Il faut également remarquer que lors d'une avancée des fronts glaciaires, on produit une obturation de la vallée d'Arinsal, et donc son inondation, si bien que cette discontinuité de type 3 dans ce contexte sédimentaire-là est associé à un changement du niveau de base de la vallée, fait indispensable pour que le système présente les mêmes caractéristiques que celles de VAIL *et al.* (1984). Au niveau des secteurs du bassin qui n'ont pas été progradé par le front glaciaire, cette discontinuité est une surface corrélative qui peut ne pas montrer d'érosion.

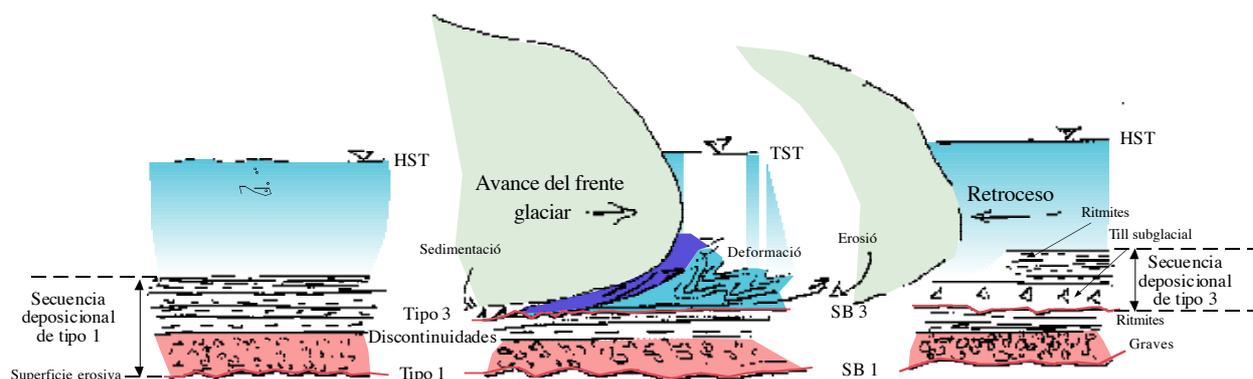


Figure 2

### 2.2.3 Paraséquences et cortèges sédimentaires

Les paraséquences sont définies comme étant un ensemble de strates relativement concordantes limitées par des surfaces d'inondations. Il peut s'agir de surface d'aggradation, de rétrogradation ou de progradation en fonction de la charge sédimentaire et des variations du niveau de base. Définis par (VERA, 1994), les cortèges sédimentaires (*System tracts*) regroupent sous un même nom un ensemble de systèmes de dépôts contemporains et déposés dans des conditions de niveau de base identiques. Les modèles de cortèges sédimentaires sont établis en fonction de leur caractère transgressif rétrogradant (CT cortège transgressif ou *TST transgressive system tract*), régressif progradant (PBN prisme de bas niveau ou *LST, lowstand system tract*), transgressif aggradant ou progradant (PHN prisme de haut niveau ou *HST, highstand system tract*). BOSELINI *et al* (1989, dans VERA, 1994; fig 6,7) situe les paraséquences et les cortèges sédimentaires dans les séquences de dépôts (**Table 1**).

Tableau 1	Unité de dépôt	Séquence de dépôt	System Tracts	Système de dépôt	Paraséquence	Élément de dépôt	Association de faciès	Faciès	Strate	Lamination	
+					RANG STRATIGRAPHIQUE						-

### 2.2.4 Application, particularités et limitations

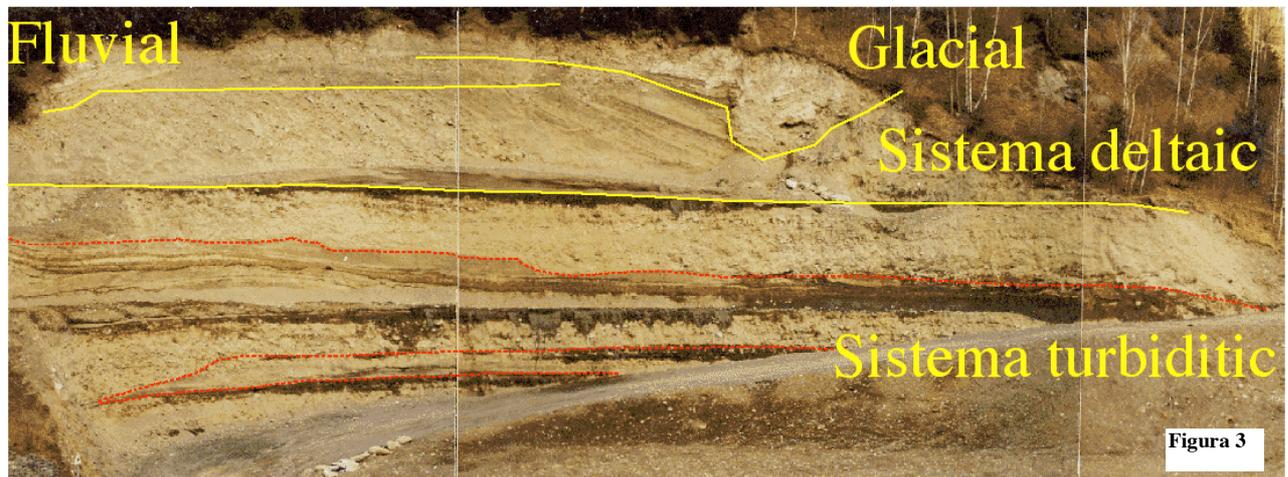
Il faut tout d'abord faire remarquer que lors de l'application de la stratigraphie séquentielle dans un contexte sédimentaire où l'entière de la série ne dépasse pas les 50 ka, l'usage du terme de « discontinuité » est excessif et qu'en réalité il s'agit plutôt de lacunes. Cependant pour ne pas modifier la nomenclature établie, on continuera d'appeler les discontinuités de type 1, 2 et 3 comme telles, tout en sachant que les arrêts de la sédimentation (ou les érosions) ont duré quelques centaines d'années, ou moins d'un millier en tout. Les séquences de dépôts qui peuvent se mettre en place dans de petits bassins de sur-excavation glaciaire, ne peuvent être que de type 1 ou 3, puisqu'il n'existe pas d'accommodation importante des matériaux par compaction, et que l'on ne se trouve pas dans un contexte de tectonique subsidente permettant de générer une discontinuité de type 2. Les séquences de dépôt de type 3 se forment après une limite de séquence de type 3 (LS 3, ou *SB 3 Type 3 Sequence Boundary*) et ne présentent ni PBN, ni PBP (Prisme de bordure de plateau ou *SMST Shelf Margin System Tract*), elles ne peuvent développer que le CT et le PHN. Si le début de la série se dépose sur une discontinuité de type 1 (LS1, Limite de séquence de type 1), la séquence de dépôt sera de type 1 et la discontinuité de type 3 (*US 3, Type 3 Unconformity Surface*) se produira entre le CT et le PHN, sans pour autant marquer le début d'une nouvelle séquence.

### 3. Description

#### 3.1 L'édifice deltaïque d'Erts

##### 3.1.1 Généralités

L'affleurement par excellence permettant d'identifier clairement la présence d'un édifice deltaïque se trouve au voisinage du village d'Erts et les systèmes de dépôts identifiés sont des systèmes glaciaires, fluvio-glaciaires, deltaïques et turbiditiques (Fig.3). Les faciès présents dans le système glaciaire sont des éléments de type "drift" qui proviennent de la fusion d'icebergs ou bien ont été déplacés par le front du glacier d'Arinsal et la sédimentation d'un till sous-glaciaire. Les faciès fluviatiles sont moins importants que les autres systèmes. On les rencontre au niveau des topset et ont été traités avec les autres systèmes de dépôts. Le système deltaïque est de type GILBERT (1980, dans CORRALES *et al*, 1977) et l'on observe clairement les faciès du front deltaïque (foreset) et du prodelta (*bottomset*). Le système turbiditique est situé dans la partie intermédiaire et inférieure de l'affleurement, où l'on peut observer des corps lenticulaires avec une disposition plano-parallèle. Les associations de faciès correspondent à une série tronquée de BOUMA (1962, dans CORRALES *et al*, 1977). L'édifice deltaïque a été construit uniquement par des changements du niveau de base local, qui sont la conséquence de l'ouverture et de l'obturation de la vallée d'Arinsal par les différents avancées et retraits glaciaires du glacier d'Ordino au voisinage de La Massana (Fig.4).



Pendant les épisodes d'avancées du front du glacier d'Ordino, on a assisté à une remontée du niveau de base local en même temps que le glacier d'Arinsal progradait sur les matériaux deltaïques en générant une discontinuité de type 3. Lors des épisodes de retrait du glacier d'Ordino, on a assisté à un abaissement du niveau de base local. Des discontinuités de type 1 ont alors été générées. Parallèlement à l'édifice deltaïque d'Erts, on en a identifié deux autres (Fig.3 original de TURU et BORDONAU, 1997), un situé en position proglaciaire par rapport au front du glacier d'Ordino (delta *dels Hortals*) et l'autre qui fonctionnait lors de l'inondation de la vallée d'Arinsal et était alimenté par les eaux de fusion du glacier d'Ordino (delta *de la Serrana*).

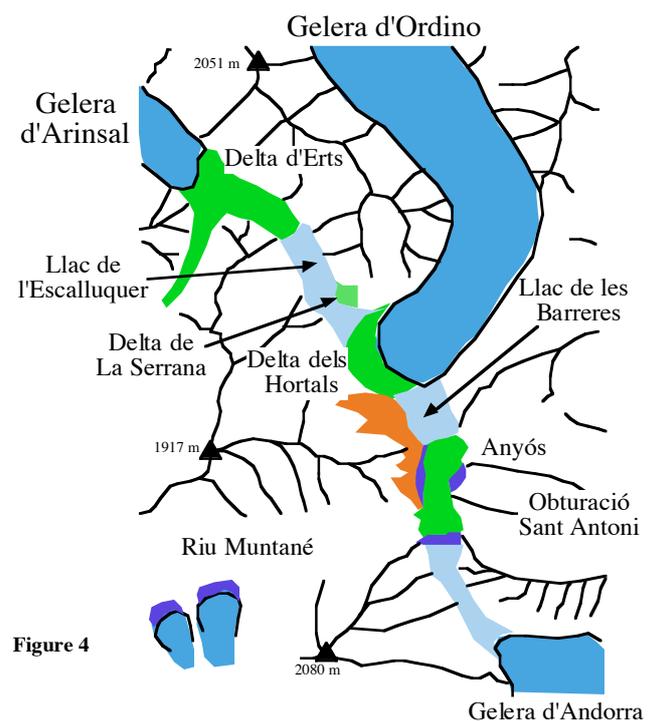
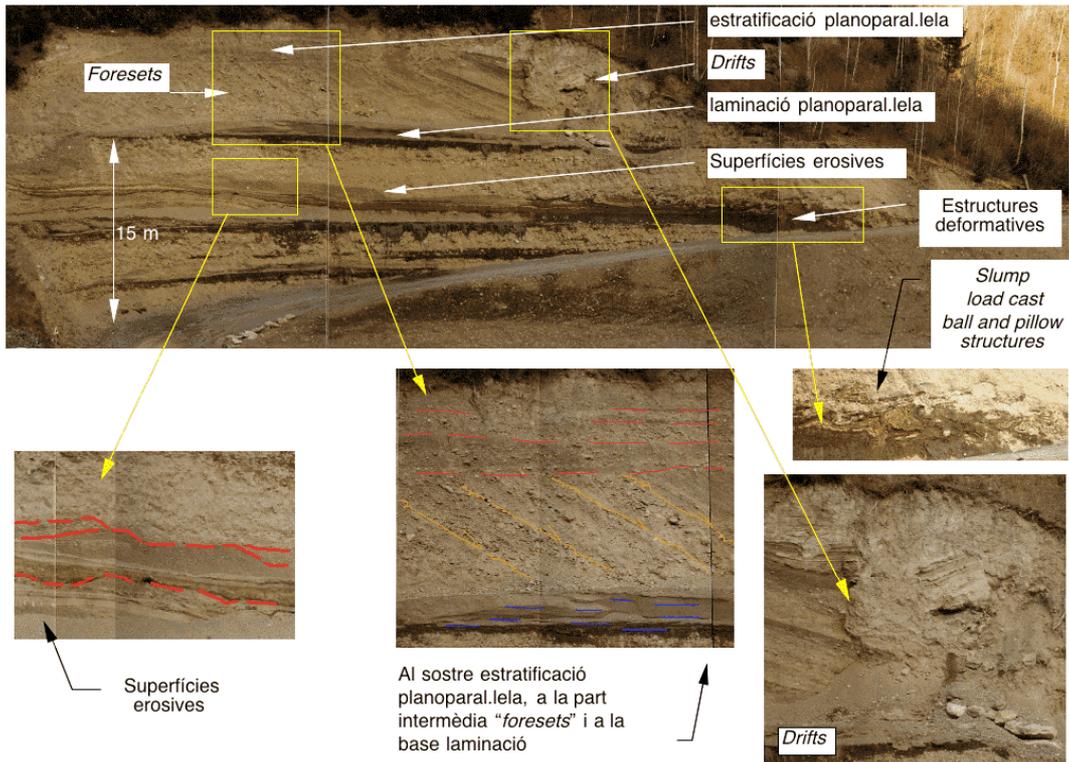


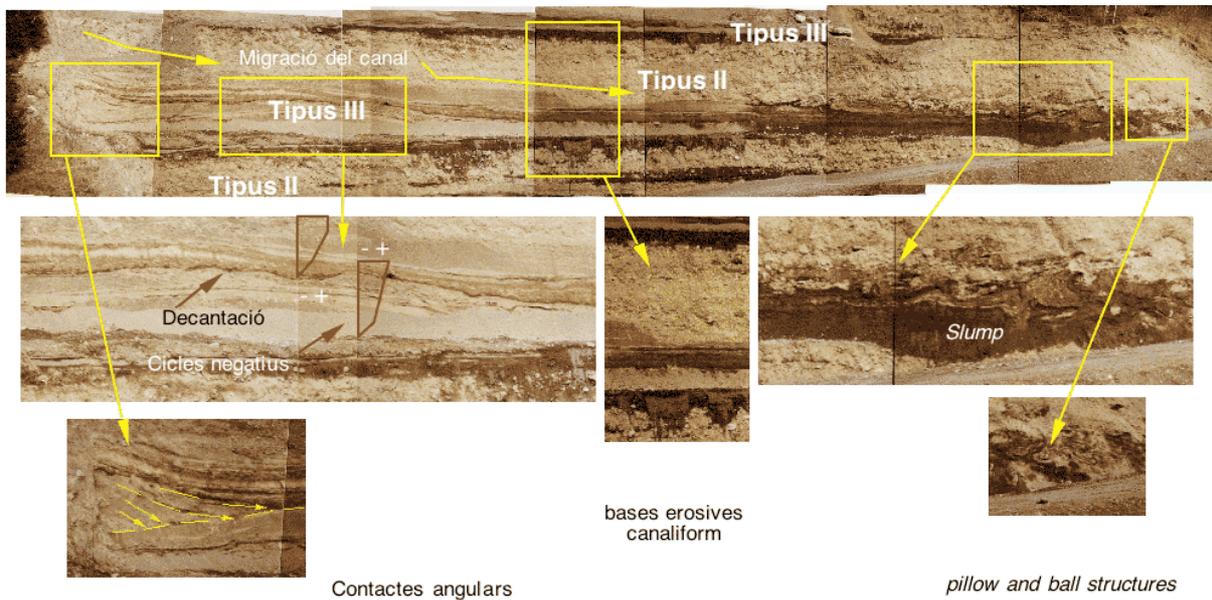
Figure 4

### 3.1.2 Reconnaissance des parasequences et des cortèges sédimentaires

En appliquant la nomenclature de la stratigraphie séquentielle on peut dire que la surface séparant le système de dépôt turbiditique du deltaïque (**Fig.5a et 5b**) correspond à une surface de type "tsts" (*top slope fan surface*), et est interprétée par la progradation des matériaux sédimentés au niveau du front deltaïque au dessus des faciès de talus deltaïque et du pro-delta. On peut également distinguer au niveau de la partie supérieure de l'affleurement (**Fig.5a et 5b**) des *foresets* de progradation deltaïque (*low system wedge, lsw*) qui progradent sur le système turbiditique (*sf, slope fan*). Ce front deltaïque passe de progradant à rétrogradant (*offlap*) et on identifie une surface d'inondation (ST, surface transgressive *TS Transgressive Surface*) qui marque la fin du PBN et le début du CT (**Fig.5b**).



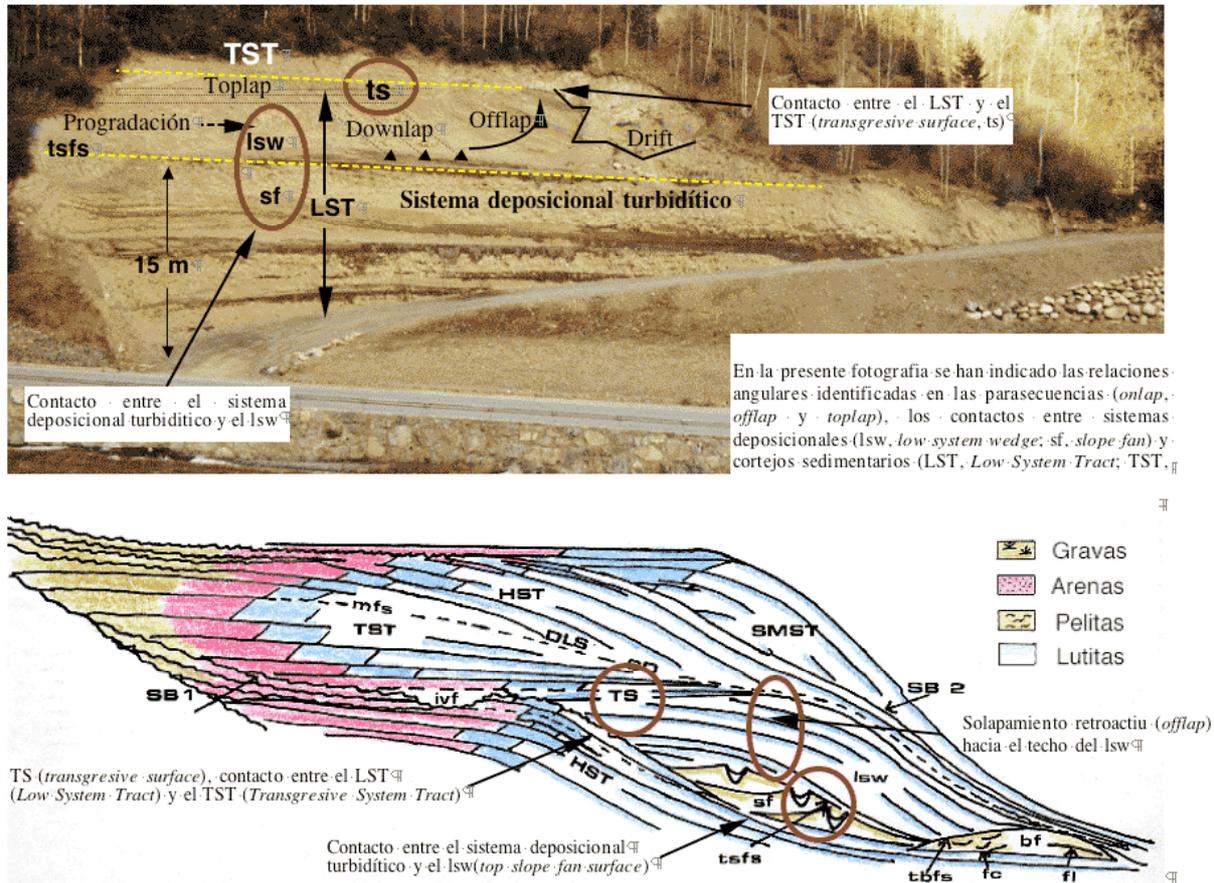
**Figure 5a** : Structures sédimentaires type du delta d'Erts qu'on été reconues



#### 4. Interprétation

##### 4.1 Introduction

L'affleurement d'Erts joue le rôle d'une "pierre de rosette" pour corréler les dépôts des autres deltas. Ils sont tous inventoriés dans TURU et BORDONAU (1997) dans la vallée d'Arinsal et la cuvette de La Massana. Pour la corrélation on a utilisé les niveaux de tills sous-glaciaires qui constituent d'excellents niveaux repères.



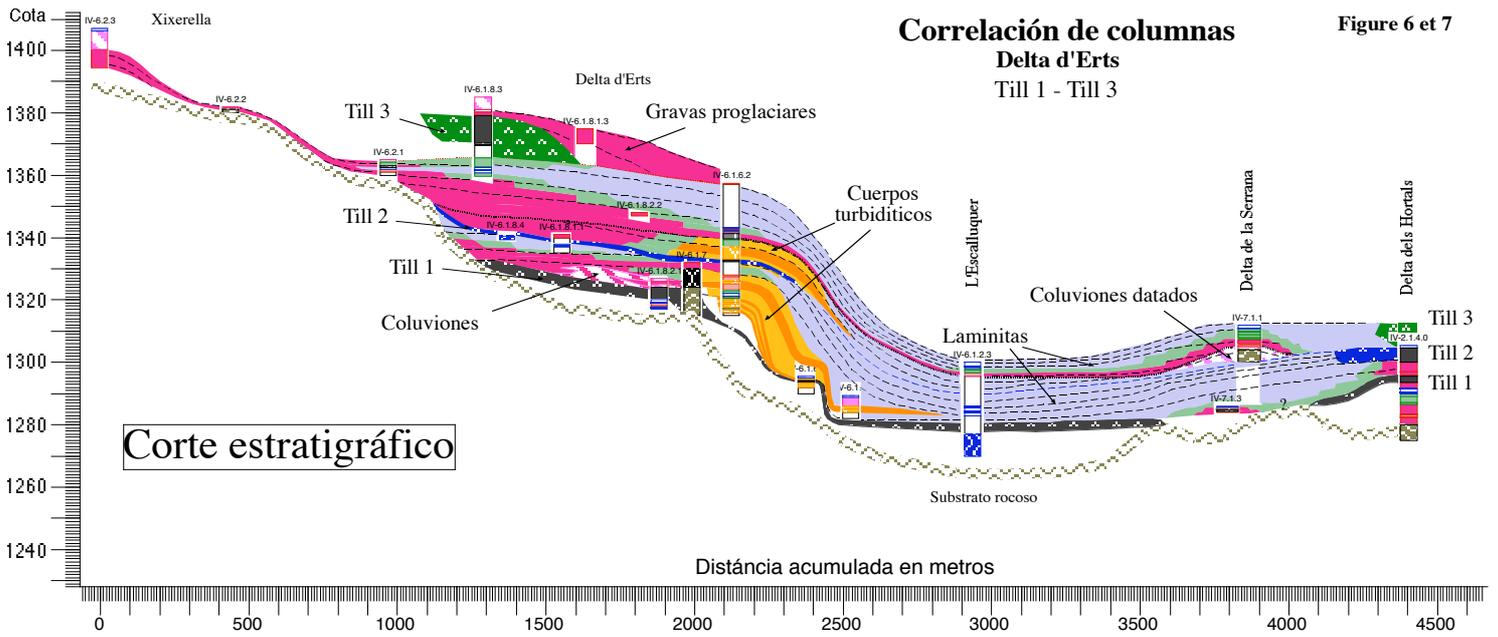
**Figure 5b** : Delta type de VAIL *et al.* (1984) où on a situé les surfaces identifiées au niveau du delta d'Erts (ST, TSFS, *offlap*).

##### 4.2 Unités de dépôts

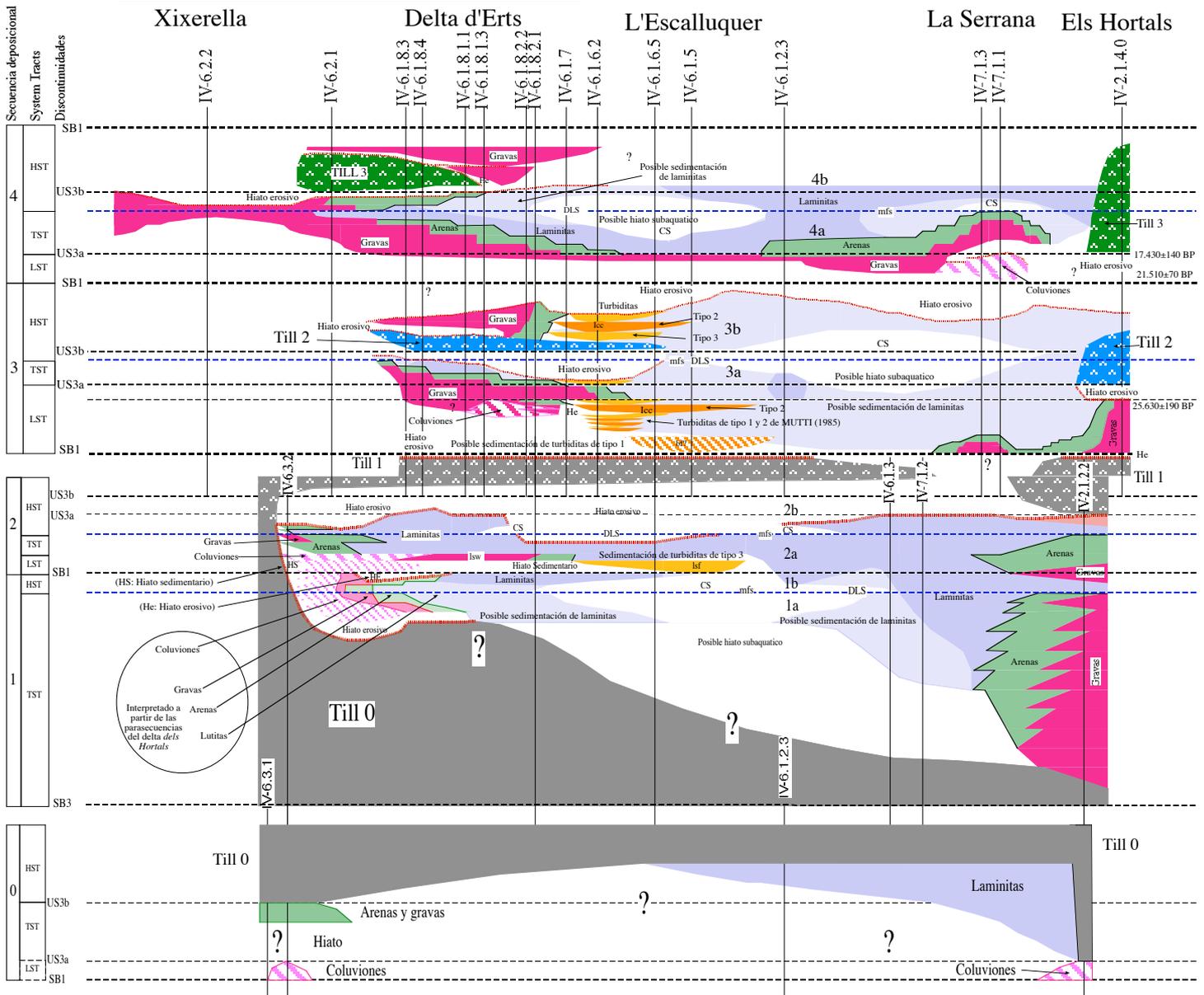
Les unités de dépôts identifiées sont composées par tous les matériaux qui ont été déposés par les différentes avancées et retraits des fronts glaciaires d'Ordino et d'Arinsal. L'étude de la distribution des matériaux, leur géométrie et l'identification des discontinuités a été effectuée selon une coupe stratigraphique (**Fig.6**) et une représentation chronostratigraphique (**Fig.7**). En tout on a identifié 5 séquences de dépôts dans ces unités de dépôt, séparées par des surfaces de type 1 et 3.

# Correlación de columnas Delta d'Erts Till 1 - Till 3

Figure 6 et 7



## Representación cronoestratigráfica



#### 4.2.1 Unités de dépôts pré-Till 0

Il existe peu d'affleurements déposés avant l'épisode d'avancée glaciaire qui a mis en place le premier till sous-glaciaire identifié (Till 0). Les matériaux déposés avant le Till 0 sont des colluvions et des dépôts fluvio-glaciaires et glacio-lacustre. Au niveau de cette unité de dépôt on a distingué qu'une seule séquence de dépôt (SD 0) de type 1 et qui s'achève par une discontinuité de type 3 (dépôt du Till 0).

#### 4.2.2 Unité de dépôt post-Till 0/pré-Till 1

Entre l'épisode de l'avancée glaciaire correspondant au Till 0 et l'épisode de l'avancée du Till 1, on a mis en évidence le fonctionnement de deux édifices deltaïques, se trouvant tous les deux en position proglaciaire sur chacun des fronts glaciaires, l'un au niveau de la Massana, alimenté par les eaux de fusion du glacier d'Ordino (delta *dels Hortals*) et l'autre à Erts, alimenté par les eaux de fusion du glacier d'Arinsal (delta *d'Erts*). Entre les deux édifices, des rythmites glacio-lacustres se sont déposées, correspondant aux faciès distaux de courants turbiditiques de ces fronts.

La construction progressive du delta *dels Hortals* a également abouti à une obturation progressive de la vallée d'Arinsal, cependant, l'avancée du front du glacier d'Ordino sur son delta proglaciaire obtura de façon importante la vallée d'Arinsal et cela se traduit par des caractéristiques rétrogradantes de la sédimentation des paraséquences du delta *d'Erts*. Peu après l'avancée du glacier d'Ordino, se produisit l'avancée du glacier d'Arinsal, et ce dernier a progradé sur les dépôts proglaciaires, les deux masses de glace se sont probablement rejointes.

\*Chronostratigraphie : L'aspect analytique de la stratigraphie séquentielle est expliqué à partir de la représentation chronostratigraphique (**Fig.7**). Sur l'axe des abscisses, on a représenté les matériaux des deltas *dels Hortals* et *d'Erts*. Les subdivisions de l'axe des ordonnées (axe chronologique) sont arbitraires, puisque le taux de sédimentation n'est pas connu. Cependant, les deux matériaux se sont déposés avant 26 ka BP.

Au delta *dels Hortals*, on a identifié deux séquences de dépôt; la séquence de dépôt 1 qui est de type 3 (LS 3, Limite de séquence de type 3) et elle est composée de deux cortèges sédimentaires : un CT et un PHN, tandis que la deuxième séquence de dépôt est de type 1 (LS 1) .

Dans le secteur du delta d'Erts le CT n'a pas été identifié et par interpolation au niveau de la représentation chronostratigraphique, on a proposé une position, dans l'éventualité d'observer de nouveaux affleurements.

-Séquence de dépôt 1 : Le dépôt du premier cortège sédimentaire est caractérisé par une sédimentation rétrogradante, puisqu'en suivant l'évolution verticale de la série du delta *dels Hortals*, après une surface d'inondation maximale (SIM, *MFS Maximum Flooding Surface*) on passe à une sédimentation de laminites glacio-lacustres, caractéristiques du PHN. Cette SIM génère une surface avec un biseau basal (dls, *down lap surface*) qui a été identifiée sur le terrain par un affleurement important, à partir duquel fut défini le delta *dels Hortals* (TURU, 2001).

- Séquence de dépôt 2 : Elle commence par un abaissement du niveau de base local et est séparée de l'unité précédente par une surface de discontinuité de type 1. A la base de la séquence sédimentaire, on trouve un PBN avec un lsw (*low system wedge*) au sud d'Erts et un lbf (*low basal fan*) près de l'Escalluquer (**Fig.6 et 7**). Les paraséquences du delta d'Erts et celles que l'on a interprétées au niveau du delta *dels Hortals* indiquent une rétrogradation qui permettent de développer un CT puis un PHN, avec une progradation des faciès fluvio-glaciaires sur les faciès glacio-lacustres, produite par l'avancée des fronts glaciaires sur les sédiments déposés précédemment.

#### 4.2.3 Unité de dépôt post-Till 1 à Till 3

On a identifié trois édifices deltaïques, l'un, très développé dans le secteur du delta *d'Erts*, un autre, dans le secteur de La Serrana et proche du troisième (delta *dels Hortals*). Le delta de La Serrana s'est construit à partir des eaux de fusion latérales du glacier d'Ordino (VILAPLANA, 1985), le delta *d'Erts* était alimenté par les eaux de fusion du front glaciaire du glacier d'Arinsal et des apports du petit bassin de Pal-Xixerella, tributaire d'Arinsal, et le delta des Hortals s'est construit dans une position proglaciaire.

\***Coupe stratigraphique** : Sur la coupe stratigraphique de la **figure 6**, on a représenté en abscisse la position des matériaux présents dans les villages de Xixerella et d'Erts, comme par exemple ceux du delta de La Serrana et du delta *dels Hortals*. Le delta *dels Hortals* s'est construit par l'empilement de lamines chevauchantes s'étant mises en place lors des épisodes d'avancées du front glaciaires correspondant au Till 2 et au Till 3 (TURU 2001), qui produisirent une obturation de la vallée d'Arinsal et la construction du delta *d'Erts*. Entre les trois édifices deltaïques, des rythmites glacio-lacustres se sont déposées.

\* **Chronostratigraphie** : La subdivision de l'axe des ordonnées est arbitraire (**fig.7**), cependant on dispose de trois datations absolues (**Tableau 2**) que l'on a, par corrélation, situées sur l'axe des temps. Elles ont permis d'estimer un intervalle de temps de sédimentation au minimum de 8100 ans pour chacune des deux séquences de type I identifiées.

\* Séquence de dépôt 3 : cette séquence est de type 1 et commence après la diffluence des fronts glaciaires d'Arinsal et d'Ordino (fin de la séquence de dépôt 2). Elle est caractérisée par un niveau de base local bas, et avec l'érosion partielle des sédiments des séquences de dépôts antérieures (discontinuité de type 1). On a identifié plusieurs corps turbiditiques dans le delta *d'Erts* de type II et III de MUTTI (1985) et la construction d'un nouvel édifice deltaïque au niveau *dels Hortals*. Dans le delta de La Serrana (**fig. 6 et 7**) on a identifié le début de la sédimentation. Il est également possible qu'au début du PBN on ait pu générer des turbidites de type I de MUTTI (1985) entre *l'Escalluquer* et La Massana, mais on n'a pas pu les mettre en évidence, et pour cette raison, ce corps sédimentaire a été représenté en trait discontinu (bf, **fig. 6 et 7**). Le caractère des paraséquences du PBN du delta *d'Erts* est progradant, jusqu'à ce que le front glaciaire d'Ordino prograde sur le delta *dels Hortals* et obture la vallée d'Arinsal, moment auquel les paraséquences deviennent rétrogradantes (**fig. 6 et 7**); le CT qui commence par une discontinuité de type 3 (Surface corrélée avec l'avancée du glacier d'Ordino). La SIM marque le début du PHN qui coïncide avec le moment où le front glaciaire d'Arinsal avance sur le delta *d'Erts* (discontinuité de type 3b) et lors du retrait du glacier, un complexe progradant se construit, correspondant à un niveau de base élevé. Parallèlement, on assiste à la formation de turbidites du type III de MUTTI (1985), dues à un apport détritique abondant. La fin du PHN est provoquée par un abaissement du niveau de base local, ce qui génère une érosion importante (discontinuité de type 1) des dépôts antérieurs.

\* Séquence de dépôt 4 : Cette séquence est également de type 1 et commence après le retrait du front glaciaire d'Ordino et de La Massana (Till 2). Au début de la série, le niveau de base local est si bas, que l'on enregistre uniquement le dépôt des sédiments de versants (colluvions) mises en évidence dans le secteur de La Serrana (datation absolue, **tableau 2**) et que l'on considère comme faisant partie du PBN (**fig.6 et 7**). Le CT commence avec une nouvelle obturation de la vallée d'Arinsal par le front glaciaire d'Ordino (US 3a, *Unconformity Surface*), ce qui provoque une nouvelle inondation et le début d'un nouvel épisode de sédimentation deltaïque à Erts et à La Serrana avec des paraséquences rétrogradante. Le CT s'achève par la SIM et dls. Cela marque le début du PHN.

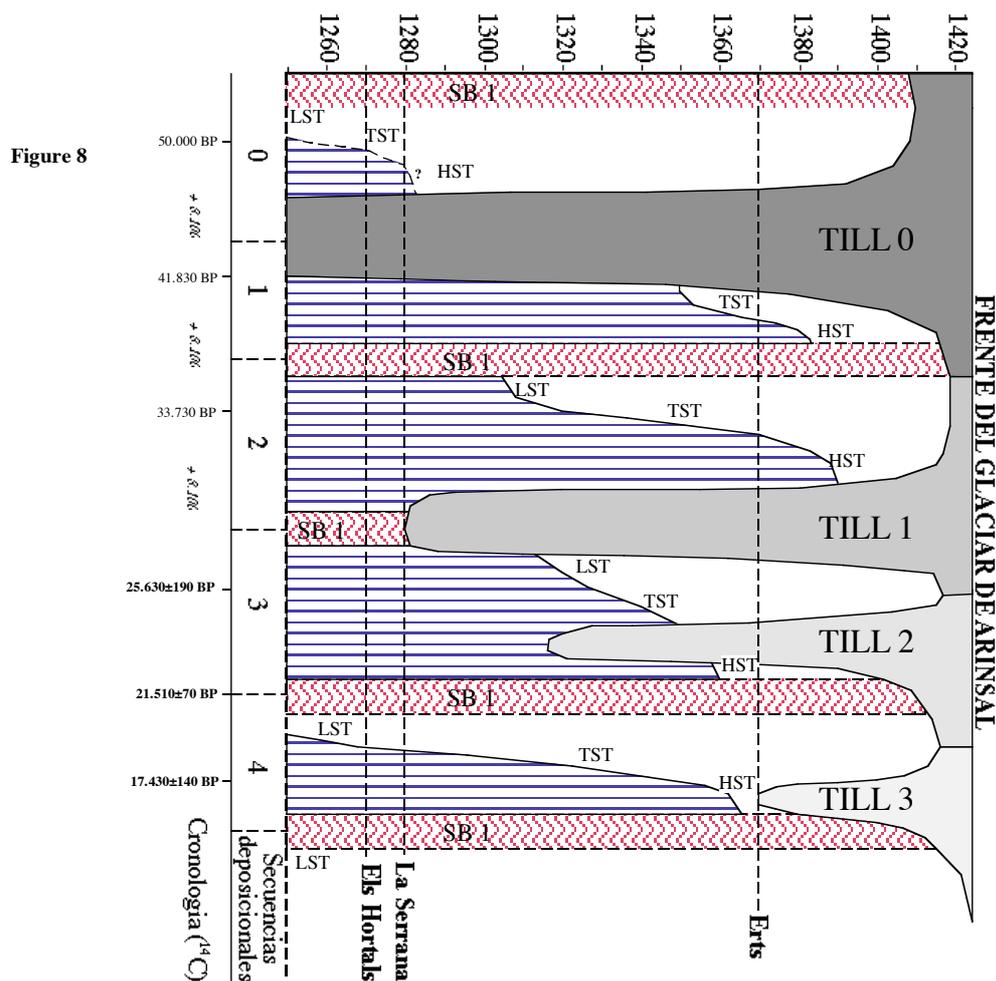
<b>Tableau 2:</b> Datations effectuées dans la cuvette de La Massana				
Localisation	Ref.	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Datation non calibrée	1 $\sigma$
La Serra de l'Honor	$\beta$ -115016	-1,49 %	17.439-17.600 ans BP	$\pm$ 140 années
La Serra de l'Honor	$\beta$ -115017	-2,16 %	25.580-25.640 ans BP	$\pm$ 190 années
La Serrana	$\beta$ -133970	-2,15 %	21.510-21.570 ans BP	$\pm$ 70 années

Le PHN présente des paraséquences progradantes au niveau du delta d'Erts (fig.6 et 7), ce qui permet de supposer que le front du glacier d'Arinsal devait se trouver à proximité. La surface UB3b marque le début de la progression du front du glacier d'Arinsal sur le delta d'Erts, et lors de la phase de retrait du front glaciaire, un complexe progradant est construit, associé à un niveau de base élevé en position proglaciaire. Le PHN s'achève par une baisse soudaine du niveau de base local qui génère une érosion importante des séquences de dépôt antérieures. Cette surface érosive correspond à une nouvelle discontinuité de type 1 qui marque la fin de la sédimentation deltaïque de la vallée d'Arinsal qui était provoquée par les obturations dues au front glaciaire. Cela signifie que par la suite, le front du glacier d'Ordino ne rebouchera plus cette vallée.

## 5. Discussion

A partir de l'analyse stratigraphique effectuée, un graphique (fig.8) a été réalisé. Il présente l'extension glaciaire en fonction de la séquence de dépôt. On a situé sur ce graphique les différents cortèges de chaque séquence de dépôt et l'altitude probable de l'inondation de la vallée d'Arinsal pour chaque cortège (en bleu). On a également représenté les discontinuités identifiées (LS1 et LS3) entre les différentes séquences (en rouge) et on a placé les datations absolues dont on dispose. A partir de ces datations, on a pu estimer qu'entre le PBN de la séquence de dépôt 3 et le PBN de la séquence de dépôt 4, il y a une différence d'âge de 8.100 ans. On observe également que le PBN de la séquence 4 a duré aussi longtemps que le CT et le PHN de la séquence 3 réunis.

Si on suppose que chaque système de dépôt a duré 8.100 ans, le PBN de la séquence de dépôt 2 correspondrait à un âge absolu de 33.730 ans BP, et en suivant le même raisonnement, le till sous-glaciaire 0 serait antérieur à 42.000 années BP et postérieur à 50.000 années BP.



## 6. Conclusions

Ce travail cherche à corréler des épisodes d'avancée glaciaire avec les dépôts glacio-lacustres et fluvio-glaciaires de la vallée d'Arinsal. Pour cela on a assimilé que le remplissage sédimentaire de la vallée était analogue à celui se produisant au niveau d'une marge passive où la sédimentation deltaïque n'est fonction que des changements du niveau de base, et avec cette hypothèse on a procédé à une analyse séquentielle à partir de 30 affleurements répertoriés sur distance cumulée de 5 km. Au total, 4 niveaux de till sous-glaciaires ont pu être identifiés parmi les matériaux deltaïques du delta d'Erts et ils ont été utilisés comme des niveaux repères pour la corrélation des dépôts fluvio-glaciaires et glacio-lacustres présents dans les autres édifices deltaïques présents dans la vallée d'Arinsal (delta de la Serrana et dels Hortals)

On a distingué 5 séquences de dépôts séparées par des discontinuités de deux natures différentes, la discontinuité de type 1, correspondant à celle définie par VAIL (1984), et la discontinuité de type 3 qui a été définie particulièrement pour l'environnement de dépôt du cas étudié.

Cette dernière (LS3, Limite de séquence de type 3 ou SB3, *Type 3 Sequence Boundary*) correspond à une surface qui a été générée par l'érosion et/ou la déformation/compaction d'un matériel progradé lors d'une phase d'avancée glaciaire, et peut-être suivie immédiatement par la mise en place d'un till sous-glaciaire. Une discontinuité de type 3 correspond au début d'une séquence de type 3 qui ne présente ni PBN, ni PBP, et qui ne développe que le CT et le PHN. D'autre part, il faut préciser que les séquences de type 2 de VAIL *et al.* (1984) n'ont pas été identifiées étant donné qu'on ne peut pas générer une accommodation importante des dépôts dans le contexte sédimentaire étudié pour donner lieu à des discontinuités de type 2 de VAIL *et al.* (1984).

A partir des datations absolues dont on dispose, on a remarqué que les séquences de dépôt ont une durée de 8.100 ans, et que le PBN a une durée aussi longue que le CT et le PHN ensemble. En considérant qu'il s'agit là de la durée moyenne des séquences de dépôts, on en conclut que l'extension glaciaire maximale ayant eu lieu dans la vallée d'Arinsal est antérieure à 42 ka BP et postérieure à 50 ka BP, date qui est en accord avec l'âge annoncé par BORDONAU (1992) pour les Pyrénées lors du dernier cycle glaciaire.

## 7. Remerciements

Nous remercions le Dr. Joan Rossel (UAB) pour ses notes et ses suggestions sur le rapport de l'analyse séquentielle du delta d'Erts (TURU 2002), sur lequel l'article présent est basé. Nous remercions également le Dr. Jaume Bordonau (UB) pour la révision de l'interprétation glaciaire du rapport.

## 8. Bibliographie

- BORDONAU, J. (1992) *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*; Ed. Geoforma, Logroño, 251 pp.
- BOUMA, A.H. (1962) *Sedimentology of some flysh diposits*; Ed. Elsevier, Amstredam, 168 pp.
- BOSELLINI, A.; MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. (1989) *Rocce e successioni sedimentaire*; Ed. UTET, Torino, 395 pp.
- CORRALES, I.; ROSSELL, J.; SANCHEZ de la TORRE, L & VERA, J.A. (1977) *Estratigrafía*, Ed. Rueda, Madrid, 718 pp.
- GILBERT, C.K. (1890) Lage Bonneville; *Us Geol. Survey, Mem. 1*
- MITCHUM, R.M.Jr. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.11: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy; En *Seismic stratigraphy* (C.E. Payton, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. (AAPG), Mem. 26, 205-221
- MUTTI, E. & RICCHI-LUCCHI, F. (1972) Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies; *Mem. SGI*, 11, 161-199
- MUTTI, E. (1992) *Turbidite sandstones*; Ed. Agip Mineralia, Milan, 275 pp.
- PRAT, M.C. (1980) *Montagnes et vallées d'Andorre, étude géomorphologique*, Thèse de III cycle, Inst. de Géogr. U.B. III, Bordeaux, 267 pp.
- TURU, V. & BORDONAU, J. (1997) El glacialisme de les valls de la Valira del Nord (Principat d'Andorra), síntesi d'afloraments; *Annals 1995 de l'Institut d'Estudis Andorrans*, Barcelona, 41 - 104
- TURU, V. (1999) Interpretación genética de la unidad deformada de la sección estratigráfica de Sornàs, un "Drumlin" en los valles de la Valira del Nord, Principado de Andorra, Pirineos Orientales; En *Investigaciones recientes de la geomorfología española: aportaciones a la reunión nacional de geomorfología*; (A.Gómez y F.Salvador, Eds.) Servei de Gestió i Evolució del Paisatge, U de Barcelona, Granada, 445-455
- 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); En *V reunião del quaternário Ibérico*, Actas GTPEQ-SGP-AEQUA, Lisboa, 81-85
- TURU, V. (2002) *Estratigrafia seqüencial aplicada al delta d'obturbació juxtaglacial d'Erts, relació amb el darrer cicle glacial. Valira del Nord, Pirineus Orientals*; Informe interno del Dep. Geodinámica y Geofísica de la UB, Barcelona, 63 pp y anejos
- VAIL, P.R.; HARDENBOL, J. & TOOD, R.G. (1984) Jurassic unconformities, Chronostratigraphy, and Sea Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy; En *interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*; (J.S.Schlee, Ed.), AAPG, Mem. 36, 129-144
- VERA, J.A. (1994) *Estratigrafía, principios y métodos*; Ed. Rueda, Madrid, 805 pp.
- VILAPLANA, J.M. (1985) Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà; *Rev. Inv. Geol.*, 41, 67-82