

ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS GLACIOLACUSTRES DE LA MASSANA Y ORDINO (ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES): INFLUJO SEDIMENTARIO ENTRE LAGOS DE OBTURACIÓN YUXTAGLACIAR E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL



La Rinconada - Sevilla 2013

V. Turu (1) y J. Bordonau (2)

- (1) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66. AD-0500 Andorra la Vella. igeofundacio@andorra.ad
(2) RISKMAT. Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès (S/N). 08028-Barcelona. jaume.bordonau@ub.edu

Abstract (Geochemistry analysis from glaciolacustrine sediments from La Massana and Ordino –Andorra, Southeastern Pyrenees-: Paleoenvironmental interpretation of the sedimentary influx between glacially constrained paleolakes)
Geochemistry of glaciolacustrine deposits in the Pyrenean range is poorly studied. In that sense we have investigated the fine grained deposits of La Massana-Ordino paleolakes in order to increase the knowledge of such deposits. Chemical comparisons between basement rocks and glaciolacustrine deposits indicate an enrichment of chemical elements like Fe & Al. Because most of the catchment was occupied by glaciers, chemical basement denudation should be linked to glacial erosion in the Upper Pleistocene (UP). Since climatic weathering cannot be involved, geochemical variations are related to chemical precipitation in the paleolakes waters. In essence UP climate changes drive to changes in the chemical equilibrium that were recorded on glaciolacustrine sediments.

Palabras clave: Pleistoceno superior, geoquímica, depósitos glaciolacustres, cambios climáticos

Key words: Upper Pleistocene, geochemistry, glaciolacustrine deposits, climate changes

INTRODUCCIÓN

El estudio geoquímico se realizó en el marco de un proyecto de arqueología ceramológica (Molera *et al.*, 1997). Para ello se efectuó un muestreo exhaustivo de arcillas glaciolacustres en diversas localidades de la cuenca de la Valira del Nord (20 muestras). El presente trabajo utiliza los avances realizados en la última década en relación con la cronología del glaciario en el Principado de Andorra (Turu, 2002; Turu & Planas (2005), Turu *et al.* 2011), lo que ha permitido mejorar la interpretación paleoambiental del sector NW de Andorra a finales del Pleistoceno superior.

SITUACIÓN

La zona estudiada se centra entre las localidades de Erts (N42°33'44"-E1°29'48"-1335 msnm), La Massana (N42°32'42"-E1°3'53"-1230 msnm) y Ordino (N42°33'22"-E1°31'59"-1300 msnm) en la parte inferior de la cuenca del río Valira del Nord. El substrato rocoso de la cuenca de la Valira del Nord está formado por rocas pre-Hercínicas con un aumento del grado de metamorfismo de sur (pizarras) a norte (gneiss), distribuidas en franjas de orientación EW como producto de una sucesión de pliegues anticlinales (domo de la Pallaresa, domo térmico de Hospitalet y Aston, Zwart, 1965; Eeckhout, 1986) y sinclinales (sinclinal de Llavorsi y de Tor-Cassamanya; Clariana, 2004). Al sur de la cuenca dominan las pizarras sericíticas mientras que al norte predominan los micaesquistos con biotita, moscovita, andalucita, cordierita, granate y estaurrolita, los cuales presentan abundancia de aluminio, manganeso y hierro entre otros cationes. Algunos de los materiales son especialmente reactivos a las condiciones de pH y estado redox, destacando las pizarras y esquistos carbonosos del Silúrico que presentan sulfuros de hierro (pirita) y chialtolita, o los calcoesquistos del Devónico que son fuente de carbonatos. La red hidrográfica está orientada NS de forma que drena la gran diversidad litológica de la cuenca.

Durante gran parte del período comprendido entre los 15 y los 30 Ka BP, la parte inferior de la cuenca de la Valira del Nord estuvo obturada por el principal glaciar de Andorra, la Valira de Orient (Vilaplana, 1985; Turu, 2005). El nivel de base local del valle era variable, ya que se han observado sedimentos de vertiente progradados por facies glaciofluviales y glaciolacustres (Turu *et al.*, 2002). Durante este período, el glaciar del valle de Ordino se adentraba en el lago yuxtaglaciario de forma intermitente (Turu & Bordonau, 1997) erosionando, deformando y retrabajando parcialmente los sedimentos glaciolacustres (Turu, 2001). Algunos de los avances del glaciar de Ordino producían la obturación de un valle local (valle de Arinsal) alimentado por las aguas de fusión del glaciar del mismo nombre, situado aguas arriba de Erts (Turu, 2002).

METODOLOGÍA

El muestreo se centró en los complejos turbidíticos de los deltas proglaciares descritos por Turu & Bordonau (1997). Posteriormente en el Instituto Jaume Almera del CSIC se procedió a efectuar análisis de difracción FRX de un total de 23 muestras. El tratamiento estadístico multivariante (análisis de conglomerados jerárquico de mínimas distancias con DataDesk 4.0; Num. Reg. 00650909) permitió observar similitudes geoquímicas para los diferentes elementos analizados (ver Fig. 1; Turu *et al.* 2001). Las muestras 1a y 1b no se relacionan con el resto debido a su procedencia extracuenca. Las muestras 9, 11a, 7d y 5b corresponden a aportes con una baja variabilidad litológica (aporte carbonático predominante). Las muestras 12b y 3a presentan una notable similitud, indicando que la cuenca mixta estaba influenciada por los aportes provenientes de Ordino. A una distancia inferior (3) se emparentan dos grupos de muestras; un grupo asociadas con las muestras 12c y 3c, mientras que el otro con el resto de muestras emparentadas prácticamente por pares.

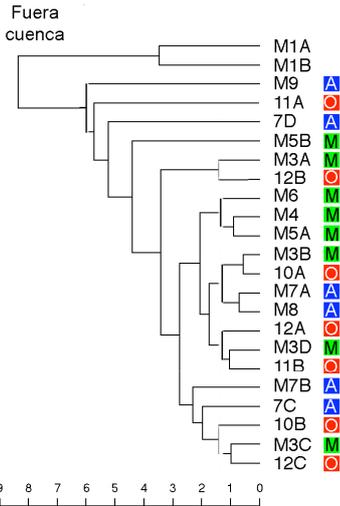


Fig. 1: Dendrograma de correlación entre muestras según TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO y MgO . A mayor distancia menor afinidad con el resto de muestras. Influjo sedimentario de la cuenca a la cual corresponde la muestra: M-cuenca mixta de mezcla de aguas, O-cuenca de Ordino, A-cuenca de La Massana.

La primera interpretación de los resultados (Turu et al. 2001) evidenció la existencia de una repetición de situaciones paleogeográficas sinópticas basadas en las descritas por Turu & Bordonau (1997). La falta de dataciones absolutas no permitió establecer la sucesión cronológica de las situaciones sinópticas.

DATOS

La posición geográfica, estratigráfica (modificada de Turu, 2002) y cronológica de las muestras queda especificada en la Tabla 1.

Comparando los datos obtenidos en las muestras con los existentes del substrato rocoso (Zwart, 1965; Mey, 1967; Jäger & Zwart, 1968; Eeckhout 1986) se observa un enriquecimiento de ciertos elementos

como el aluminio y el hierro (Tabla 1).

Prat (1980) efectuó difracción de Rx de diversas muestras del Principado, una de ellas correspondiente al valle de Arinsal (sector de muestras A-M7). Dicha muestra presentaba un 10% de arenas, un 64% de limos y un 26% de arcillas (correspondiendo el 77% de la fracción arcillosa a illita y el 23% restante a clorita). Según Prat (1980) la disolución de las rocas calcáreas del Devónico por las aguas frías era muy activa ya que el 24% de la muestra analizada presentó carbonatos.

MECANISMO DE ALTERACIÓN

Las rocas presentes en la cuenca son metamórficas (pizarras, esquistos, calcoesquistos, micaesquistos y gneiss) y mayoritariamente peraluminicas (biotita, moscovita, andalucita, sillimanita, estauroilita, cordierita, granate, ...), la alteración de las cuales aporta los cationes analizados al sistema.

La alteración del substrato

De forma general las aguas meteóricas contienen O_2 y CO_2 disueltos que confieren un carácter ácido y oxidante al agua y promueven la hidrólisis y la oxidación.

La oxidación de los minerales de hierro y magnesio provoca un desequilibrio eléctrico en la estructura mineral y obliga a la eliminación de cationes enriqueciendo la solución de bases. La desestabilización de los sulfuros de hierro (básicamente pirita) presentes en las pizarras del Silúrico produce actualmente aguas muy ácidas y oxidantes ($pH < 4$ y $Eh > 0$; Turu, 1994) liberando sulfato y hierro. La disolución de los carbonatos presentes en la cuenca (Turu & Bertran, 1995) produce aguas básicas ($pH > 7,5$). Cuando ambas soluciones entran en contacto los solutos pueden precipitar en forma de óxidos, hidróxidos, sulfatos y carbonatos. Cuando la solución es alcalina tiene lugar la disolución de los minerales metamórficos.

Muestra	AIO3	P2O5	K2O	CaO	SiO2	TiO2	MnO	Fe2O3	MgO	LI	Altura	SD	Fe/Ti	Al/Ti	Ref.	Datación	Cal BP	±2σ	Análíticas y datación	Coord. X	Coord. Y	Afloramiento(1)	
JM1a	20,71	0,08	3,08	0,49	58,78	0,89	0,04	8,87	0,88	7,02	1000		9,97	23,27	Extra cuenca				530250		18520		
JM1b	22	0,09	3,28	0,71	55,89	1,01	0,04	9,38	1,09	8,62	1035		9,29	21,78	Extra cuenca				530330		18675		
Gneiss	13,59	0,15	4,46	1,23	72	0,33	0,02	0,703	0,53	6,15												2,13	41,18
Calcoesqu.	14	0	1,6	34,2	48,35	0,13	0,38	0,33	1,15	0,13			2,54	107,7									
Micaesquis.	17,11	0,2	2,86	3,42	63,93	0,7	0,02	1,77	2,17	6,15			2,53	24,44									
Pizarra Gr.	30,65	0,09	3,08	1,31	52,5	1,37	0,05	2	0,8	6,8			1,46	22,37									
Promedio	18,84	0,11	3	10	59,2	0,63	0,12	1,201	1,16	4,81			2,16	48,92									
Desvest	8,03	0,086	1,17	16,1	10,78	0,55	0,17	0,81	0,72	3,14			0,51	40,07									
A-M3a	23,23	0,17	4,17	3,42	54,33	0,96	0,08	8,29	2,57	7,21	1221	SD3b	8,64	24,2	a	t > a > g	19.480	448		532762		27498	IV-1.2.3
A-M3b	22,87	0,19	3,81	3,09	56,82	1	0,07	7,79	2,21	6,9	1227,9	SD5	7,79	22,87	b	AND9(Be10)	18.077	1.309	Turu et al (2011)	532795		27500	IV-1.2.2
A-M3c	21,89	0,14	3,84	3,35	53,02	0,94	0,07	7,5	2,31	7,37	1246,7	SD5	7,98	23,29	c	b > c > p	17.989	655		532815		27545	IV-1.2.9
A-M3d	22,5	0,13	3,99	1,64	54,15	1,01	0,07	7,18	2,29	5,58	1288	SD4b	7,11	22,28	d	l > d > b	18.300			533023		27359	IV-3.2.1
A-M4	19,25	0,14	3,15	1,1	59,03	1,03	0,08	7,38	2,05	4,83	1251,5	SD3a	7,17	18,69	e	f > e > s	21.265	419		532910		26650	IV-3.1.5.1
A-M5a	20,39	0,18	3,85	2,01	54,67	1,04	0,08	7	2,03	7,39	1300,5	SD3a	6,73	19,61	f	β115016	20.875	322	Turu (2002)	532230		27645	IV-2.1.4.0
A-M5b	21,17	0,15	3,96	4,94	51,31	1,01	0,11	7,99	2,11	8,73	1297	SD3b	7,91	20,96	g	β169909	19.800	450	Turu et al (2011)	532230		27645	IV-2.1.4.0
A-M6	19,18	0,16	3,1	1,1	59,9	1,05	0,09	7,02	2,04	4,76	1256	SD2c	6,69	18,27	h	β203440	28.480	360	Turu et al (2011)	532431		27495	IV-2.1.7
A-M7a	20,9	0,17	3,67	3,34	54,63	1,03	0,08	7,66	2,29	7,52	1286	SD3a	7,44	20,29	i	β133970	25.901	759	Turu (2002)	531837		28496	IV-6.1.2.2
A-M7b	21,55	0,15	3,84	6,31	50,11	0,93	0,09	7,56	2,41	9,81	1275	SD2b	8,13	23,17	j	β203441	29.231	465	Datación inedita	531588		28562	IV-6.1.2.3
A-M7c	21,3	0,15	3,99	3,88	50,74	0,9	0,07	7,63	2,46	7,93	1285	SD3a	8,48	23,67	k	l > k > s	23.778	637		531588		28562	IV-6.1.2.3
A-M7d	23,05	0,13	4,31	3,26	50	0,82	0,09	8,17	2,43	7,94	1299	SD3b	9,96	28,11	l	β203443	18.520	440	Turu et al (2011)	531588		28562	IV-6.1.2.3
A-M8	21,3	0,16	3,79	4,06	52,46	1,01	0,08	7,73	2,39	7,91	1279,6	SD2c	7,65	21,09	m	h > m > i	27.191	560		531755		28855	IV-6.1.4
A-M9	22,14	0,15	4,12	1,12	53,21	1,12	0,09	9,31	1,99	5,69	1362,2	SD6b	8,31	19,77	n	n < q	16.000			530835		29255	IV-6.2.1
A-10a	22,9	0,16	4,01	6,68	50,89	1,02	0,07	7,73	2,24	7,05	1270	SD5	7,58	22,45	o	o < p	17.800			533165		27985	IV-3.1
A-10b	21,29	0,17	3,67	3,89	52,93	0,97	0,08	7,56	2,2	7,36	1275	SD5	7,79	21,90	p	p < c	17.900			533165		27985	IV-3.1
A-11a	15,79	0,14	2,46	5,83	57,86	0,9	0,07	5,85	1,62	7,42	1332,9	SD6	6,5	17,54	q	β203438	16.950		Turu & Planas (2005)	534323		28695	VI-1.4.2
A-11b	20,54	0,17	3,52	5,3	53,22	1,01	0,07	7,07	2,06	8,28	1328,8	SD6	7	20,34	r	r > q	17.250			534323		28675	VI-1.4.5
A-M12a	20,9	0,18	3,68	1,79	56,28	1,05	0,07	7,038	2,07	5,14	1380	SD3a	6,7	19,9	s	β203444	21.655	515	Datación inedita	534783		29070	IV-5.1.8
A-M12b	24,02	0,16	4,29	2,9	53,08	0,94	0,07	8,47	2,69	9,48	1400	SD3b	9,01	25,55	t	g > t > l	19.160	445		534783		29070	IV-5.1.8
A-M12c	21,05	0,16	3,76	3,89	53,57	0,96	0,07	7,26	2,17	7,46	1415	SD4b	7,56	21,93	u	d > u > r	17.775			534783		29070	IV-5.1.8
Promedio	21,3	0,158	3,76	3,47	53,91	0,99	0,08	7,58	2,22	7,23			6,65	27,09									
Desvest	3,968	0,041	0,76	6,48	9,5	0,24	0,06	2,816	0,62	1,96			2,64	17,06									

Tabla 1: Resultados analíticos correspondientes a las muestras de arcillas glaciolacustres de Andorra, valores en tanto por ciento (%). LI: Lost on Ignition. Altura: Sobre el nivel del mar. SD: Secuencia deposicional. Relaciones Fe/Ti y Al/Ti. Ref. y Datación: Datos cronológicos y extrapolados según su posición estratigráfica. Cal BP: Calibración según INTCAL98-INTCAL04 y <http://www.calpal-online.de>. Las coordenadas están en el sistema oficial de Andorra (Lambert III). Los afloramientos (1) corresponden a los descritos por Turu & Bordonau (1997). Dataciones inéditas corresponden a sedimentos de vertiente al sur de Ordino (β203441) y en la Serra de l'Honor (β203444).

Esta hidrólisis reemplaza cationes por los hidrogeniones de la solución alcalina produciendo tanto la lixiviación hidrolítica de bases en todas las fases alumínicas (removiéndose Si, Fe, Mn, P y Mg), como la neoformación de arcillas, clorita e illita en abundancia en climas fríos (Blaise, 1989). Thom *et al.* (2007) han observado que este proceso puede darse en unos pocos centenares de años en clastos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo en Noruega.

Las arcillas de neoformación son transportadas a la cuenca (lago de obturación glaciario) y sedimentan según su forma, densidad y propiedades de floculación; siendo la clorita y la illita las primeras en hacerlo (Blaise, 1989).

La alteración durante el transporte

Los períodos de retroceso glaciario conllevan una mayor fusión y un incremento del aporte de agua al sistema, produciendo una mayor cantidad de lixiviados y un aumento de sedimentos en transporte. Brown *et al.* (1994) observaron que, en el glaciar del Alto Arolla (Valais, Suiza), el contenido en iones disueltos está en relación con la carga sedimentaria en suspensión de las aguas de fusión. También observaron un aumento en el consumo del CO₂ disuelto cuando se incrementaba la concentración de las partículas en suspensión (arcillas y limos), indicando que las aguas de fusión se enriquecen de solutos por la alteración de éstas (hasta un 30% más según Wadham *et al.*, 2001), especialmente si son de naturaleza carbonática.

La tipología de glaciar existente adquiere también su importancia, siendo los glaciares de base templada los que más favorecen la erosión subglaciario y promueven la reactividad por el detritus generado (Wadham *et al.*, 2001). En este sentido Turu (1998) describe deformaciones sinsedimentarias compatibles con las que se producirían bajo un glaciar de base templada en esta cuenca.

Por otra parte, las aguas proglaciares que circulan superficialmente por los sedimentos entre lagos, como fue el caso de la zona de estudio, favorecen la interacción con los materiales detríticos aumentando su concentración en solutos (Wadham *et al.*, 2001; Chmiel *et al.* 2007).

Finalmente, la escorrentía superficial producto de la fusión del manto nival en zonas no glaciadas también aportaría solutos a la cuenca (Chmiel *et al.* 2007). Este fue también el caso para las laderas que limitan el paleolago de obturación yuxtaglaciario.

RESULTADOS

En la Tabla 1 se muestran las variaciones de la relación Al/Ti, usada como indicador paleoambiental por Breuer *et al.* (2013). En la misma tabla se indica la posición estratigráfica de cada muestra en relación a las secuencias deposicionales (SD) de Turu (2002, modificado). Las dataciones absolutas disponibles (Tabla 1) permiten atribuir una cronología absoluta a cada una de las muestras.

En la Fig. 2 se muestra la relación geoquímica mencionada junto al registro NGRIP (Blockley *et al.*, 2012). Los aumentos relativos de la relación Al/Ti coinciden con la mayoría de los ciclos interestadales (GIS-4, GIS-3, GIS-2), y los descensos relativos con los ciclos estadales (GS-4, GS-3, GS-2c y GS-2a).

respecto a esta regla general durante el estadal GS-2b, lo que induce a pensar que dicho estadal no fue regular en este sector del Pirineo.

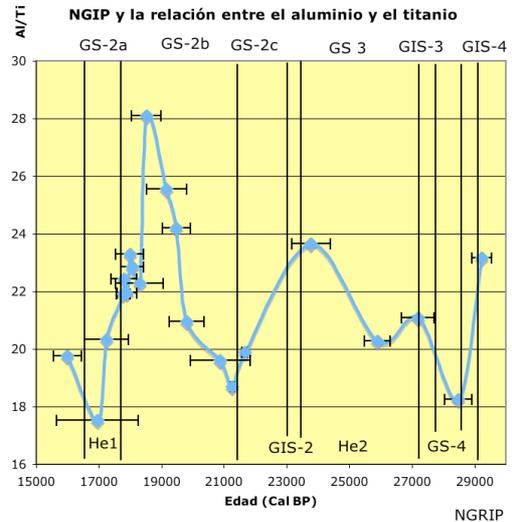


Fig. 2: Correspondencia entre Al/Ti obtenida y las fases climáticas identificadas en el registro NGRIP.

INTERPRETACIÓN

Las variaciones en la fusión glaciario producían una mayor o menor lixiviación del sustrato y variaciones en el aporte de partículas en suspensión al paleolago. Atendiendo a la correlación que se observa en la Fig. 2, las causas últimas que explicarían las variaciones geoquímicas en el complejo yuxtaglaciario habría que buscarlas en cambios climáticos ocurridos en el último tramo del Pleistoceno superior.

Correlación con las fases glaciares

El estudio de los sedimentos glaciares de la Valira del Nord muestra el carácter dinámico de los frentes glaciares en el último tramo del Pleistoceno superior. El interestadal GIS-4 estaría representado por una obturación de los valles de la Valira del Nord por parte del glaciar principal (Valira d'Orient), dando lugar a una sedimentación glaciolacustre (muestra A-M7b; SD 2 de Turu, 2002).

Durante el estadal GS-4, el avance del frente glaciario de Ordino al sur de Els Hortals (Fig. 3) obtura el valle de Arinsal (muestra A-M6).

Durante el interestadal GIS-3, la muestra A-M8 se deposita coincidiendo con una retirada de los frentes glaciares locales. La obturación de los valles de la Valira del Nord por parte del glaciar principal se mantiene, pero a un nivel de base menor.

GS-3 se caracteriza por una mayor obturación del valle de la Valira del Nord por parte del glaciar principal (muestra A-M7a) y por un posible avance de los frentes locales hacia Erts y Ordino (Fig. 3). La incursión del glaciar principal de la Valira d'Orient hacia la Valira del Nord construyó un cordón morrénico en la Serra de l'Honor (Fig. 3).

GIS-2 coincide con una relativa estabilización del nivel de base del paleolago al encontrarse obturado por la morrena de la Serra de l'Honor (Fig. 3). No obstante, la relación Al/Ti de la muestra A-M7c indica que existió un mayor aporte de lixiviados al paleolago (mayor oxidación e hidrólisis) y por tanto una mayor fusión ligada al retroceso de los frentes glaciares.

Durante el estadal GS-2c, el frente del glaciar de Ordino avanza y obtura el valle lateral de Segudet (muestra A-M12a, Fig. 3). El avance prosigue hasta la Serra de l'Honor (Turu & Bordonau, 1997). No se descarta que el glaciar del Valira del Nord y el de Andorra hubiesen confluído al inicio del estadal GS-2b. El retroceso del glaciar de la Valira del Nord y su posterior estabilización permiten la construcción del delta de Els Hortals (muestras A-M4 y A-M5a) por las aguas de fusión con una cierta oscilación del frente glaciar (muestra A-M5b). Aquí la relación geoquímica tiende a recuperar los valores anteriores pero de forma contenida, correlacionándose con las oscilaciones del frente glaciar.

Desde un punto de vista geoquímico, el inicio de la segunda mitad del estadal GS-2b sería similar al del interstadial GIS-2, con un aumento progresivo de la relación Al/Ti (muestras A-M3a; A-M12b y A-M7d) que respondería a un incremento en la lixiviación del substrato. Al igual que para el GIS-2, el nivel de obturación en el paleolago sería relativamente elevado y centrado en la Serra de l'Honor (Fig. 3). Posteriormente se produce un brusco decremento de la relación Al/Ti en el momento que se produce un avance del glaciar de Ordino sobre los sedimentos del delta de Els Hortals y la construcción de una *push moraine* en la Aldosa de La Massana (Turu, 1998; muestra A-M3d)

La parte final del estadal GS-2b se caracteriza por rápidos cambios en la relación geoquímica Al/Ti. En un primer momento el frente glaciar de Ordino retrocede y se produce un descenso del nivel de base del paleolago (muestras A-M3b y A-M3c), junto con una estabilización del frente glaciar de Ordino a La Massana (delta de Santa Caterina; Vilaplana, 1985). Un nuevo retroceso del frente glaciar al sur de Ordino habría permitido la sedimentación de las arcillas glaciolacustres de Les Molleres (muestra A-M10b y A-M10a Turu *et al.*, 2011) y la colmatación del lago de obturación lateral de Segudet (Fig. 3; Vilaplana 1985; Turu & Bordonau, 1997).

Dentro de un contexto generalizado de retroceso glaciar, el estadal GS-2a se caracteriza por una estabilización con ligeros avances y retrocesos del frente glaciar (muestras A-M11a y A-M11b) en las inmediaciones de Ordino (Turu *et al.* 2011).

Finalmente, en el estadal GIS-1 el glaciar de Ordino se retira (Turu *et al.*, 2011) y cesa la obturación del valle por parte del glaciar principal. El retroceso de los frentes glaciares deja al descubierto nuevas áreas rocosas susceptibles de ser alteradas por causas meteóricas (muestra A-M9).

Modelo geoquímico propuesto

El hierro es un elemento relativamente sensible a los cambios del estado de oxidación (redox) en contraste con el titanio que puede considerarse inmóvil, mientras que el aluminio es soluble cuando la solución adquiere un carácter muy ácido (Breuer *et al.* 2013). El paralelismo entre las relaciones Fe/Ti y Al/Ti indica que los lixiviados provenían de una solución muy ácida ($\text{pH} < 4$) y relativamente oxidante, relacionada con los materiales del Silúrico. Solamente la muestra A-M4 (inicio del GS-2b) presenta un comportamiento inverso entre Al/Ti y Fe/Ti que ha de interpretarse como un cambio en el estado redox en el paleolago.

Los cambios en el pH de la solución de lixiviados, debidos a la mezcla con aguas enriquecidas en carbonatos del substrato Devónico, producirían la precipitación de los solutos. Los compuestos precipitados serían transportados junto con el sedimento. El material en suspensión podría disolverse al llegar a los sectores progliaciares (Fig. 3). Finalmente los elementos sensibles a los cambios en el redox (Fe y Mn) y de solubilidad restringida (Al) precipitarían, mientras que los elementos más solubles (Ca, Mg y K) serían fácilmente transportados fuera de la cuenca.

Entre GIS-4 y GS-2b existe un paralelismo en la evolución de los elementos solubles (Ca y Mg) y los menos solubles (relaciones Fe/Ti y Al/Ti, Tabla 1), indicando que todos ellos habrían llegado al paleolago como partículas sedimentarias. En cambio en el estadal GS-2b los elementos solubles como el Ca y el Mg presentan un comportamiento inverso o incluso errático con respecto a las relaciones Fe/Ti y Al/Ti (Tabla 1), hecho que reflejaría un cambio en las condiciones geoquímicas del paleolago que favorecerían el transporte de los elementos más solubles fuera de la cuenca.

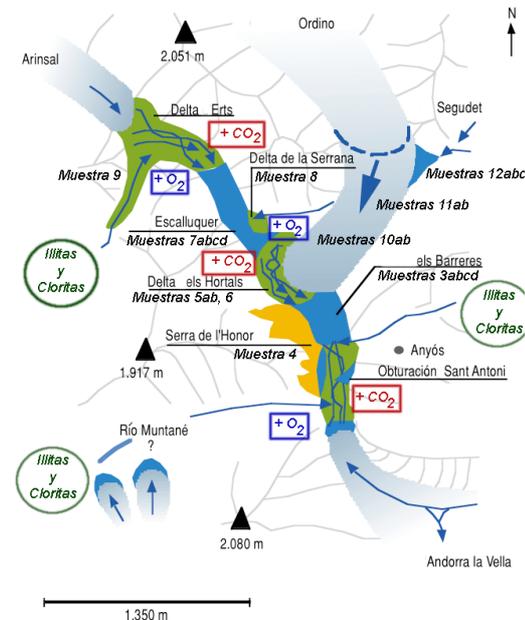


Fig. 3: Situación esquemática del funcionamiento del lago de obturación de La Massana y Ordino. La estabilización de los frentes promueve la formación de deltas progliaciares donde el agua de fusión puede enriquecerse en gases atmosféricos.

DISCUSIÓN

Si bien parece existir una correlación directa entre la curva NGRIP y la secuencia geoquímica del paleolago, dicha correlación parece no ser tan directa para el GS-2b. En este sentido mencionar que algo similar ocurre en el macizo del Carlit (vertiente sur de los Pirineos Orientales), al oeste de la zona de estudio, Delmás (2005) observó un retroceso generalizado del glaciar del Têt de forma anterior a los $19,8 \pm 0,44$ Ka Cal BP (datación Ly 12 122 en la base del afloramiento de la turbera de la Grave-Amont), en pleno GS-2b; y una recurrencia glaciar posterior atribuida al GS-2a (*Oldest Dryas*, H1). Así pues lo detectado en La Massana-Ordino no parece ser un caso aislado.

CONCLUSIONES

La evaluación de la alteración química del substrato durante el período en que el complejo yuxtaglaciario era activo, se ha obtenido comparando la relación entre elementos móviles/inmóviles (Al/Ti) del basamento registrados en los sedimentos del paleolago. La comparación de los datos isotópicos NGRIP (Blockley *et al.*, 2012) con los datos geoquímicos en su contexto cronológico permite afirmar que el funcionamiento del paleolago estaba ligado a los cambios climáticos ocurridos al final del Pleistoceno superior entre el interstadial GIS-4 y el estadal GS-2. Hay que destacar la importante variabilidad geoquímica observada en el estadal GS-2b y que refleja un cambio del funcionamiento limnológico del paleolago, asociado con una inestabilidad de los frentes glaciares como resultado de cambios en el régimen de precipitaciones (Dominguez *et al.*; 2013).

Referencias bibliográficas

- Blaise, B. (1989). Clay-Mineral assemblages from late Quaternary deposits on Vancouver Island, Southwestern British Columbia, Canada. *Quaternary Research*, 31, 41-56.
- Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M. & Ramsey, C.B. (2012). Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews*, 36, 2-10.
- Breuer, S., Kilian, R., Baeza, O., Lamy, F. & Arz, H. (2013). Holocene denudation rates from the superhumid southernmost Chilean Patagonian Andes (53°S) deduced from lake sediment budgets. *Geomorphology*, 187, 135-152.
- Brown, G.H., Tranter, M. & Sharp, M.J. (1994). *Impact of post-mixing chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland*. En: Advances in hydrological processes: Glacier hydrology and hydrochemistry (M. Sharp, K.S. Richards & Tranter, M. Eds.), Wiley, London (England), 139-154.
- Chmiel, S., Bartoszewski, S., Gluza, A., Siwek, K. & Zagórski, P. (2007). Physicochemical characteristics of land waters in the Bellsund region (Spitsbergen). *Landform Analysis*, 5, 13-15
- Clariana, P. (2004). El sinclinal de Tor-Cassamanya. Estudi estratigràfic i estructural, nova cartografia geològica a escala 1:25.000. *Horitzó*, 6, 3-13
- Delmàs, M. (2005). La déglaciation dans les massifs du Carlit, *Quaternaire*, 16 (1), 45-55
- Dominguez, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L. & Willenbring, J.K. (2013). Early maximum extent of paleoglaciaries from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports*, 3, 2034, doi:10.1038/srep02034.
- Eeckhout, B. Van Den (1986). A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra-France). *Geol. Ultraie.*, 45, 10-50.
- Mey, P.H.W. (1967). The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 153-220.
- Molera, J., Vendrell, M. & Ruf, M^a. (1997). Procés analític. En: *Roc d'Enclar: Transformacions d'un espai dominant (s. IV-XIX)*. Monografies del PCA, 4, (Andorra), 37-43.
- Prat, M.C. (1980). *Montagnes et vallées d'Andorre, étude géomorphologique*. Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux III, Burdeos (Francia), 267 pp.
- Jäger, E. & Zwart, H.J. (1968). Rb-Sr age determinations of some gneisses and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees). *Geol. en Mijnbouw*, 47, 349-357.
- Thorn, C.E., Darmody, R.G., Allen, C.E. & Campbell, S.W. (2007). Chemical weathering on the glacial foreland of Storbreen, Jotunheimen Mountains, Norway. *Landform Analysis*, 5, 87-88 (www.sgp.org.pl/lav05.htm).
- Turu, V. (1994). La Mina de Lloris: antecedents històrics i característiques geològiques. *Annals 1992 de l'IEA de Barcelona*, 87-136. (www.igeotest.ad/articulos/vsart.asp?ID=55)
- Turu, V. & Bertran, R.M^a. (1995). *Inventari dels tosquers i llosers d'Andorra*. En: La vida Medieval als dos vessants del Pirineu (Patrimoni Cultural d'Andorra, Eds.), Andorra la Vella (Andorra), 246-262 (www.igeotest.ad/articulos/docs/Tosquers_i_Llosers_Andorra.pdf).
- 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'IEA de Barcelona*, 41-104. (www.igeotest.ad/articulos/vsart.asp?ID=64).
- Turu, V. (1998). *Interpretación genética de la unidad deformada de la secció estratigràfica de Sornàs. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Principado de Andorra (Pirineos Orientales)*. En: Actas del V congreso nacional de geomorfología (SEG). Investigaciones recientes de la geomorfología española (A. Gómez-Ortiz y F. Salvador-Franch Eds.), Barcelona (España), 445-454 (www.igeotest.ad/articulos/docs/Drumlin%20Sornas.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). En: *Actas V Reunión del Cuaternario Ibérico (GTPEQ-SGP)*, Lisboa (Portugal), 81-84 (www.igeotest.ad/articulos/docs/Push%20Moraine.pdf).
- Turu, V., Molera, J., Vendrell, M., Bordonau, J.M. (2001). *Mostreig i relació geoquímica dels dipòsits lutítics de la cubeta de la Massana i Ordino, Valira del Nord (Pirineus Orientals): interpretació paleogeogràfica*. Fundació Marcel Chevalier, (Andorra), Inédito, 100 pp.
- Turu, V. (2002). Anàlisi secuencial del delta de Erts. Estratigrafia de un valle glaciario obturado intermitentemente. Relación con el último ciclo glaciario. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte 2, Aplicación. En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*. SEG - Dptm Geografía UVA, Valladolid, (España), 565-574 (www.igeotest.ad/articulos/docs/Delta%20Erts%20Part%202.pdf).
- Turu, V., Pous, J., Bordonau, J. & Palomar, J. (2002). La cubeta de sobreexcavació glaciaria de la Massana-Ordino (Pirineus Orientals): Aplicació de la prospecció geoelectrica. *Horitzó*, 2, 38-51 (www.iea.ad/images/stories/Documents/CENMA/Horitzo/Horitzo2/H2massana.pdf).
- 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). En: *Actas del VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, (UV-UPC, Eds.), Valencia (España), 1-15 (www.igeotest.ad/articulos/docs/TuruiPlanas.pdf).
- Turu, V. (2005). El llac de la Massana. *Horitzó*, 8, 23-25 (www.iea.ad/images/stories/Documents/CENMA/Horitzo/Horitzo8/H8article4.pdf).
- Turu, V., Vidal-Romani, J.R. & Fernández-Mosquera, D. (2011). Dataciones con isótopos cosmogénicos (10Be): El "LGM" (Last Glacial Maximum) y "the Last Termination" en los valles del Gran Valira i la Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos Orientales). En: *Actas del XIII congreso nacional AEQUA*, (Andorra), 19-23 (<http://www.igeotest.ad/articulos/vsart.asp?ID=66>).
- Vilaplana, J.M. (1985). Les fases glaciaries del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà. *Rev. Inv. Geol.*, 41, 67-82.
- Wadhams, J.L., Cooper, R.J., Tranter, M. & Hodgkins, R. (2001). Enhancement of glacial solute fluxes in the proglacial zone of a polythermal glacier. *Journal of Glaciology*, 47, 158, 378-386.
- Zwart, H.J. (1965). Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain, 1:50,000. *Leidse Geol. Meded.*, 33, 191-254.