

*A. Jorge Arellano**

**IMPLICACIONES DEL
MEDIOAMBIENTE
DEL PLEISTOCENO
TARDIO Y HOLOCE-
NO TEMPRANO
Para la ubicación de
ocupaciones humanas
precerámicas en la Sierra
Central del Ecuador**

* Carrera de Arqueología. Univ.
Mayor de San Andrés.
La Paz, Bolivia

Introducción

El presente trabajo formó parte de las iniciales investigaciones llevadas a cabo en el marco del Proyecto Paleoindio-Formativo en la Sierra Central del Ecuador, realizado entre 1989-1992 y fue dirigido a determinar las áreas factibles para ubicación de asentamientos tempranos, en el entendido que para esa parte de la Sierra se propugnaba dos hipótesis: La una, que la sierra central se encontraba despoblada durante el período comprendido entre el límite Pleistoceno-Holoceno debido a la glaciación y una in-

tenza actividad volcánica. Y la otra, por la ausencia de una prospección dirigida a la ubicación de sitios correspondientes al paleoindio o precerámico y formativo.

Para el efecto, postulamos que debió existir un corredor libre de hielos por el cual se conectaron los grupos de cazadores recolectores transhumantes del Norte hacia el Sur, es decir aquellos grupos ubicados en la zona del Ilalo (Bell 1965; Mayer-Oakes 1986; Salazar 1979, 1980, 1984) con los de Chobshi (Lynch y Pollock 1980) y Cubilan (Temme 1982). En este sentido, sitios tempranos debían ocurrir en este corredor

Con este objetivo, mediante un exhaustivo trabajo de campo en toda la sierra central, se realizó un análisis de la forma y depósitos geológicos producidos durante el Pleistoceno y Holoceno temprano. Los datos geomorfológicos obtenidos fueron traducidos en dos mapas, el primero para conocer los límites del máximo avance de los hielos y el segundo el área de

dispersión de la cangahua derivado de la actividad volcánica en el pleistoceno.

Pero no sólo debíamos reconocer el corredor intercuenas y el periodo en el cual posiblemente se abrió, sino también inferir si las condiciones ambientales podían haber sido aptas para una estadía prolongada y si había la posibilidad de recursos para la subsistencia. Estos últimos aspectos fueron sólo correlacionados de regiones cercanamente similares de Colombia y Bolivia, donde se efectuaron estudios específicos al tema en cuestión.

El medio geomórfico actual

La denominada sierra central del Ecuador se encuentra limitada aproximadamente entre los paralelos 1° 20' y 2° 20' de latitud Sur y meridianos 78° 30' y 79° 10' de longitud Oeste. Para Baldock (1982:12) está comprendida dentro la unidad geomórfica "sierra", la cual conforma un sector de la cordillera de los Andes que atraviesa el Ecuador de Nor-

Noreste a Sud-Sudoeste. Esta unidad geomórfica mayor se divide en tres sub-unidades: Cordillera occidental, valles interandinos y cordillera oriental, con dos conexiones bien definidas hacia las unidades geomórficas de la costa y el oriente a través de cuatro importantes cuencas de drenaje, la de los ríos Cataruma, Chan Chan, Chimbo y Cebadas-Chambo.

El marco geomorfológico actual que presenta la sierra central, fue producto de una combinación de los procesos endógenos y exógenos que actuaron con considerable intensidad para el modelado del paisaje, fenómenos que aún continúan con intensidad modificando la superficie de esta parte de la sierra.

Entre los procesos exógenos el de mayor importancia por su influencia en la formación de los valles interandinos en la sierra central, es la erosión. Aspecto que puede observarse en las pronunciadas pendientes y en los perfiles transversales de las cuencas mencio-

nadas que apenas se constriñen a la etapa juvenil dentro del ciclo geomórfico fluvial.

De la misma forma la erosión glaciaria diseñó el paisaje a partir de los 3.000 metros de altura, proporcionando los elementos para la conformación de corrientes fluviales con poder erosivo. En este análisis pueden ser integradas las cuencas de los ríos Cataruma, Chimbo y Cebadas que muestran en sus orígenes a valles glaciares de típica forma en U con amplias planicies asociadas a circos glaciares y donde se desarrollan por ejemplo los ríos Simiatug, Salinas, Yasipan, Atillo Osogoché.

El proceso de acumulación de sedimentos o agradación es perceptible en la cuenca sedimentaria de Riobamba por la variedad tipológica de sedimentos, depositados en capas prácticamente horizontales tanto por el agua corriente como por la acción eruptiva de los volcanes próximos Carihuairazu, Tunguragua y Sangay que formaron cangahua. Paralela-

mente el viento realizó un intenso trabajo de erosión, transporte y agradación, en particular en la cuenca del río Cebadas-Chambo que presenta áreas con depósitos de dunas de arena como las de Palmira, Cebadas, Guano y Chimborazo.

La glaciación de montaña está representada por la deposición de morrenas, sedimentos de composición litológica heterogénea, en toda el área de influencia del Chimborazo y la planicie de Osogochi-Atillo.

Entre los procesos endógenos, el diastrofismo y vulcanismo fueron las causantes para definir el modelo estructural de la sierra central, esta trama particular se observa en la disposición paralela rectangular de las tres cuencas de drenaje fluvial, que reflejan el control producido por un sistema de bloques fallados, que dieron lugar a la reactivación erosiva vertical de los ríos de Alausí, Chimbo, Cebadas-Chambo, Simiatug, Chazo Juan y Cristal.

Por otra parte la situación geográfica de los volcanes Chimborazo, Carihuairazu, Tungurahua y Altar, definieron el límite superficial de la cuenca sedimentaria de Riobamba influyendo notablemente en el aporte de sedimentos de naturaleza terrígena y volcánica para su relleno.

A partir de estas consideraciones, en la sierra central podemos definir las siguientes áreas o sectores puntuales con características geomórficas específicas: El arco volcánico que proporciona un diseño de drenaje fluvial de carácter radial. En el valle de Riobamba los niveles de terrazas cubiertas por cangahua (ash falls) y una delgada capa de suelo. Los depósitos coluviales en las faldas de los montes con pendiente abrupta de la cuenca del río Cataruma. Las amplias terrazas aluviales de Pallatanga, del río Guasuntos-Zula y los grupos de terrazas sobre las laderas del río Chambo. Morrenas, tilitas y depósitos fluvio-glaciares en el sector de Osogochi-Atillo-Zula. La cu-

bierta de arenas negras frecuentemente en forma de barjanas en Palmira.

En las cuencas de los ríos Chan Chan y Chimbo, la serie de derrumbes y deslizamientos causados por el carácter piroclástico poco consolidado de las rocas que acentúa la remoción en masa.

También en las serranías interdivisorias de aguas ubicadas en el área de Cebadas (sobre los 3.000 metros), se observa una meteorización pronunciada de las rocas, con diaclazamiento y cizallamiento que da lugar a escombros de talud y reptación de rocas.

El área de Salinas contiene abrigos, cuevas y formas rocosas de mesetas residuales, debidas a una erosión diferencial producida por la acción combinada del agua y viento. De manera similar, en Palmira la acción eólica (deflación) formó en la cangahua una variedad de figuras talladas.

Finalmente es importante enfatizar que la extrema acción

de los procesos geomórficos que se producen en la sierra central, está condicionada por la cercanía de dos niveles de base opuestos uno del otro que son la costa y la Amazonía.

Esquema Paleo-geomorfológico del límite Pleistoceno-Holoceno en la Sierra Central

La paleo-geomorfología del límite Pleistoceno-Holoceno Ecuatoriano es poco conocida, de la misma forma que su cronología y paleo-ecología. No obstante se la correlaciona con los estudios realizados en la sabana de Bogotá y laguna Fuquene de Colombia (Salazar 1988: 82).

Para los objetivos del presente análisis de la sierra central, es importante tener en cuenta los actuales rasgos proporcionados por las glaciaciones, en especial del último periodo que de acuerdo a Deler et al. (1983: 15), entre los 21000 y 13000 años AP recubrían los Andes Ecuatorianos hasta los 3500 metros de altura con ocasionales prolongaciones hasta los 3200 metros.

Así mismo las investigaciones de Guevara y Hastenrath (1977) y Hastenrath (1981) han determinado la existencia de cuatro complejos de morrenas en los principales nevados de la sierra, mencionando que los dos primeros complejos se encuentran generalmente cubiertos por una espesa capa de toba, con una variante en los nevados Chimborazo y Carihuairazu donde están cubiertos además, por piedra pomez y una vegetación abundante (Guevara y Hastenrath 1977: 21). Posteriormente se verificó que estos complejos pertenecen al último periodo glacial, equivalente al Wisconsin del hemisferio Norte y que fueron depositados a partir de los 23000 años AP (Hastenrath 1981. citado por Salazar 1988: 81).

Esta propuesta es confirmada por Clapperton y Vera (1986) al indicar que "en el área de Chimborazo-Carihuairazu, se conoce que las morrenas se han formado entre los 10000 y 35000 años AP" y que las morrenas "más frescas" son de esta

edad (Claperton y Vera 1986: 19).

Por consiguiente durante el Wisconsin tardío, los glaciares en su máxima extensión alcanzaban a los 3200 metros de altura. Aunque Sauer (1965), indica la presencia de una morrena en la región de Sibambe a 2240 metros cortada por el río Chan Chan (Sauer 1965: 287). Aquí es también posible observar un valle en U que se desarrolla desde la altura del cerro Danas hacia el río Chan Chan.

Los paisajes pronunciadamente glaciares se encuentran en la zona de Salinas-Simiatus. El río Salinas tiene su cauce a través de un valle glacial bien modelado, con morrenas laterales. Estructuras de morrenas frontales pueden ser observadas en el trayecto Partidero-Simiatus, como también en las alturas del cerro Boliche hacia las serranías occidentales del Chimborazo.

Se presenta igualmente una alta frecuencia de depósitos morrénicos en la parte Norte de

la sierra central, en las zonas del volcán Chimborazo, cerro Igualata y volcán Tungurahua.

La cordillera occidental sin embargo no presenta muchos rasgos de actividad glacial, con excepción del mencionado en el área de Sibambe. Es posible que los mismos fueran borrados por la intensa actividad volcánica que se desarrolló durante este periodo y luego por la variedad de procesos geomórficos en el post-glacial.

Por el contrario la cordillera oriental contiene todos los caracteres de la erosión glacial. En la región de Zula, Atillo, Yasipan se tienen rastros de circos glaciares contiguos que aportaron material a una sola lengua glacial en el Wisconsin y que al retirarse formaron artesas glaciales con valles colgantes y lagos en rosario. Idénticos glaciares existieron en toda la región Noroccidental y Nororiental de esta parte de la cordillera.

En tanto hacia el Suroeste, laguna Culebrillas o río Jubal, la glaciación se desarrolló con ma-

yor amplitud cubriendo extensas superficies para crear llanuras de derrubios glaciares y tilitas.

De manera que, las áreas libres de hielos durante la fase más fría del Wisconsin tardío, configuraron una especie de corredor que conectaba la actual cuenca del drenaje del río Chan Chan con la cuenca sedimentaria de Riobamba para continuar hacia el oriente siguiendo el valle construido por el río Pastaza.

Entonces el páramo en la última glaciación predominaba en todo el corredor y la cuenca de Riobamba. No obstante las evidencias de paleofauna demuestra que también debió existir un oasis boscoso para permitir su subsistencia, durante la fase más temprana del Wisconsin.

Salazar (1989) sobre la base de Van der Hammen (1979) realiza una interpretación de las variables paleoambientales en el período Wisconsin, indicando que la fase más fría comenzó hacia los 24000 años AP hasta

los 19000 AP, mejorando el clima entre los 12000 y 11000 AP (Interestadio Susaca), siguiendo un intervalo frío muy corto y finalmente un nuevo recalentamiento entre los 10000 y 8000 AP (Interestadio Guantiva).

Así mismo el Holoceno contiene "algunas fluctuaciones entre los 5500 y 1000 Antes de Cristo, donde la línea del bosque sobrepasó en 300 a 400 metros el límite actual, reduciendo el piso ecológico del páramo (Salazar 1988: 83).

En este sentido, la sierra central del Ecuador también ha participado de estas fluctuaciones climáticas. Por ejemplo en el cerro Igualata se pueden distinguir tres grupos de morrenas dispuestas a los 3600, 3670 y 4000 metros de altura, si bien todas pertenecientes a la última fase glacial del Wisconsin, confirman las tres variables climáticas mencionadas por Salazar (1989) y Hastenrath (1981).

Los potentes depósitos glaciares y fluvioglaciares observados en los cortes producidos

por los ríos Guamote y Cebadas, cubiertos en parte por sedimentos holocénicos arenolimosos y los que se encuentran en las cercanías de San Juan, pueden ser incluidos en el primer estadal que se produjo, luego de los 24.000 AP, periodo cuando se incrementó las precipitaciones y formación de corrientes torrentosas de gran poder erosivo y con rápida deposición de materiales.

Luego de esta deposición de sedimentos glaciofluviales y fluviales se inició la deposición del material piroclástico denominado cangahua, hacia el Oeste del río Cebadas-Chambo que marca el límite oriental de sus afloramientos. La cangahua según Laurent de Noni (1977: 135) tiene su origen en las cenizas volcánicas eruptivas de tipo ash falls en los volcanes explosivos y que modificadas por el agua y viento fueron convertidas en una masa compacta de litología uniforme que descansa directamente sobre el relieve pre-existente (Ochsenius 1987: 31).

Hall (1977: 95) también menciona que durante la "época glacial" el Chimborazo se encontraba en actividad y citando a Wolf (1892) indica que la ciudad de Riobamba se asienta sobre un enorme lahar (cangahua?). Acerca del Tungurahua indica dos épocas de actividad volcánica de un volcán pre-Tungurahua (Hall 1977: 87) sin especificar una data para un determinado periodo geológico (Pleistoceno tardío - Holoceno), más adelante continúa una "renovación de la actividad en tiempos prehistóricos" con cuatro épocas (Hall 1977: 87), indudablemente esta actividad es reciente.

A partir de estos datos podemos resumir que es factible la existencia de una actividad volcánica paralela al desarrollo temprano de la glaciación Wisconsin y que el medioambiente geomorfológico de la sierra central del Ecuador durante el límite Pleistoceno (Wisconsin tardío) -Holoceno tenía las siguientes características: Los hielos se habían retirado a 3600 metros de altura ampliando

considerablemente el páramo, produciéndose una etapa o proceso erosivo en los materiales depositados de cangahua. El Chimborazo se había transformado en un volcán apagado y el volcán pre-Tungurahua destruido.

Por último se inició una nueva etapa deposicional de sedimentos incluyendo las cenizas volcánicas producidas por el Tungurahua y el Sangay, las que actualmente dan la configuración de suelos arenosos de color negro en la sierra central.

El Paleoclima del límite Pleistoceno - Holoceno

El paleoambiente en el Pleistoceno tardío (Wisconsin) y Holoceno temprano en la sierra central Ecuatoriana, puede ser inferido principalmente sobre la base de los estudios palinológicos efectuados en Colombia y luego con los efectuados en la cuenca del Titicaca en Bolivia, estos últimos tendrían mayor relación por haber soportado una glaciación similar a la de los Andes Ecuatorianos.

En primer término es importante establecer que durante el Wisconsin tardío y el Holoceno temprano existía un corredor libre de "hielos" conectando la cuenca de Riobamba con la región de Alausí.

Como la cuenca de Riobamba se encontraba a un nivel más bajo, se constituía en un refugio forestal interno en la que subsistían una variedad de especies de la denominada paleofauna. Hasta el presente se conoce que la mayor parte de esta fauna fueron hervívoros. Hoffstetter (1952), indica que "la fauna es rica en individuos pero relativamente pobre en especies" y "los animales más abundantes son los caballos de la especie *E. (Amerhippus) Andium* Wagner Branco" (Hoffstetter 1952: 33). Al respecto, en la quebrada Sanancahuan sobre el río Guamote fue posible ubicar restos de la mencionada especie, en sedimentos fluviales de litología arenosa mezclada con carbonatos de calcio, que actúan como cemento en capas de estratificación entrecruzada.

En una correlación paleoclimática para la sierra central, se tiene que en el Wisconsin tardío entre los 24000 AP a 16000 AP correspondiente a la última fase de la máxima extensión de los glaciares, el clima sería frío y lluvioso produciendo en el corredor interandino un ambiente de páramo húmedo con corrientes fluviales semi-torrentosas. A este se asocia una actividad volcánica con abundancia de cenizas y material piroclástico.

Esta caída periódica de ceniza en el "refugio forestal" de la cuenca de Riobamba y corredor interandino fue destruyendo paulatinamente la vegetación, dando lugar a la "contaminación creciente del elemento vegetal y la colmatación de los bebederos naturales" (Ochsensius 1987: 42) acelerando la extinción de la paleofauna.

El escenario paleoclimático de la sierra central también presenta periodos de recalentamiento con valores de precipitación y humedad cercanos a los actuales, entre los 16000 AP

a los 14000 AP del Holoceno temprano, en el Holoceno medio, 8000 AP a 6000 AP y en el Holoceno reciente dos cortos periodos entre el 3200 AP al 2800 AP y entre los 1500 a 1000 AP. (Tabla 1).

Los periodos de enfriamiento con regímenes de precipitaciones extremas, especialmente en el invierno de las altas montañas, se intensificaron entre los 13000 AP a 9000 AP dentro de lo que se considera el límite Pleistoceno - Holoceno y posteriormente entre los 6000 AP y 1500 AP. Sin embargo estos periodos al margen de las precipitaciones invernales fueron "climáticamente secos" (Servant y Fontes 1984: 26).

Conclusiones

Con las investigaciones realizadas se pudo verificar la presencia de un corredor libre sólo después de los máximos avances de la glaciación del Wisconsin (24000 AP a 19000 AP). Este estrecho corredor que conectaba la cuenca del Rio-

bamba con la cuenca de Alausí, estuvo desarrollado siguiendo los cursos de los actuales valles de los ríos Chambo hacia el Norte y Pumachaka hacia el Sur, y su apertura se originó entre los 19000 a 13000 AP periodo en el que posiblemente también se depositó la primera capa de cangahua.

Por otra parte, el medioambiente de páramo al principio circunscrito al corredor, se fue ampliando alrededor de los 13000 AP, hasta alcanzar sus límites actuales a los 9000 AP con lo cual aumentó la posibilidad de un tránsito más fluído de grupos culturalmente tempranos, además de proporcionar medios de subsistencia.

El periodo crítico para la ubicación de asentamientos precerámicos se encuentra entre los 13000 y 9000, por que para entonces la cangahua del último gran evento volcánico en la sierra central se había depositado en el corredor y sobre ésta se formó un delgado perfil de suelo.

Al mismo tiempo, por el retroceso de los glaciales se había formado un suelo rico en material orgánico a ambos lados del corredor. Este suelo posteriormente fue cortado por corrientes derivadas del deshielo para formar los grupos de terrazas que se observan en el área de Tixán. El proceso fue más intenso hacia la zona de Salinas, donde las corrientes de agua profundizaron hasta los depósitos de cangahua, lo que dió lugar a la formación de cuevas, abrigos y pequeños valles con suficientes accesos recursos de vegetación nativa.

Este corredor contiene todas las características geográficas propicias para ocupaciones tempranas, puesto que al margen de abrigos rocosos tienen la directa intercomunicación con zonas bajas provistas de una vegetación típica de valles, en los cuales la fauna pudo haber sido abundante. Sin embargo no hay que pensar en ocupaciones más allá de los 10000 AP.

REFERENCIAS

- Baldock, J. M.
1982 Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador. Dirección General de Minas, Quito.
- Clapperton, C. y R. Vera
1986 La secuencia glacial del Cuaternario en el Ecuador. Una interpretación al modelo de W Sauer. *Paisajes Geográficos*, 16: 3-20, Quito.
- Deler, J. P., N. Gomez y M. Portais
1983 El manejo del espacio en el Ecuador. Centro de Investigación Geográfica, Quito.
- Graff, K.
1981 Palynological investigations of two post glacial peat bogs near the boundary of Bolivia and Perú. *Journal of Biogeography*, 8: 353-368.
- Guevara, S. y S. Hastenrath
1977 La glaciación reciente en los nevados Chimborazo, Carihuairazu, Illinizas, Quilindaña, Sincholagua, Pichincha, Atacazo y Corazón de los Andes Ecuatorianos. *Revista de Geología y Minas*, 7: 19022, Quito.
- Hall, M. L.
1977 El volcanismo en el Ecuador. IPGH, Sección Nacional del Ecuador, Quito.
- Hastenrath, S.
1981 The glaciation of the Ecuadorian Andes. A. Balkema, Rotterdam.

- Hoffstetter, R.
1952 Les mamíferes pleistocenes de la Republique du l'Equateur. *Memoires de la Societe Geologique du France*. 31: 1-391, (Memoire 66).
- Laurent de Noni, G.
1977 Volcanismo Reciente en el Ecuador. *Revista Geográfica* 9: 135-145, Quito.
- Lynch, T. F., y S. Pollock
1980 Chobshi Cave and its place in Andean and Ecuadorian Archaeology. *Anthropological Papers in Memory of E. H. Swanson Jr.* pp. 19-40, Idaho Museum of Natural History.
- Mayer-Oakes, W. J.
1986 El Inga. A paleoindian site in the sierra of northern Ecuador. *Transactions of the American Philological Society*. 74, Part 4.
- Ochsenius, C.
1987 Contribución a la paleoecología y paleoclimatología en los Andes del Ecuador durante el pleistoceno tardío, paróxismo volcánico y crisis ecológica en la sierra. *Revista Geográfica* 28: 29-49, Quito.
- Salazar, E.
1979 El Hombre Temprano en la región de Ilalo, Sierra del Ecuador. Departamento de Difusión Cultural, Universidad de Cuenca.
- 1980 Talleres prehistóricos en los Altos Andes del Ecuador. Imprenta Universidad de Cuenca.
- 1988 El Hombre temprano en el Ecuador. Ayala M. E., editor: *Nueva Historia del Ecuador*. 1: 73-123. Corporación Editora Nacional, Quito.
- Sauer, W.
1965 Geología del Ecuador. Editorial Ministerio de Educación, Quito.
- Servant, M. y J. C. Fontes
1984 The late quaternary low fluvial terraces in the Bolivian Andes. *Cahiers Serie Geologie* 14: 15-28, Paris.
- Van der Hammen, T.
1979 Historia y tolerancia de sistemas parámetros. *El Medioambiente Páramo*. Edit. Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas, Caracas.

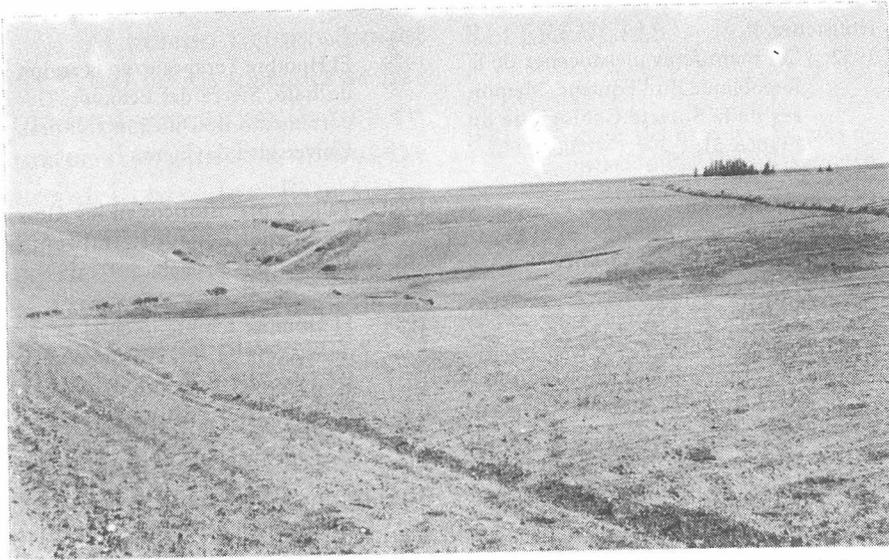


Figura 1. Terrazas formadas luego del retroceso de los glaciares. Región de la Merced, Tixan. Sierra Central del Ecuador, Provincia Chimborazo.



Figura 2: Valle glacial de Atillo, con río anastomozado y lagos en rosario. Sierra Central del Ecuador, Provincia Chimborazo.

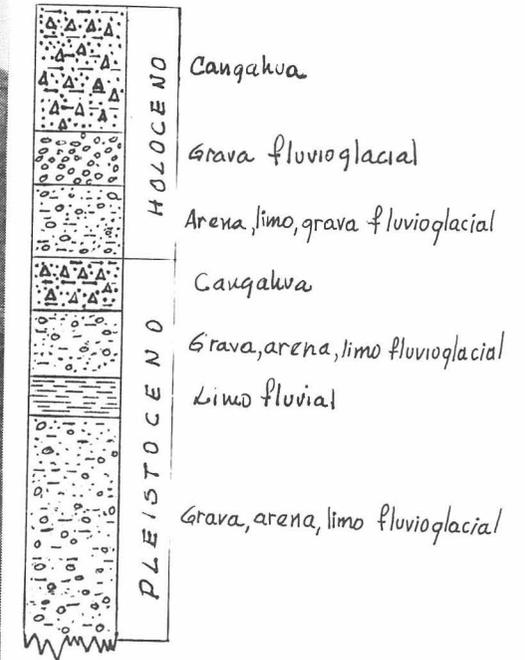


Figura 3: Perfil Estratigráfico de los procesos deposicionales de sedimentos en la cuenca del valle de Cebadas-Chambo. Periodo Pleistoceno tardío-Holoceno temprano, Quebrada de Sanancahuan.

Tabla 1

Eventos climáticos de los Andes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno

Periodo	Servant, 1971 Diatomeas Hiclu Kota Altiplano Bolivia	Servant y Fon 1972 Sedimentología Lagos Altiplano Bolivia	Servant et al. 1981 Sedimentología Altiplano Bolivia	Graf. 1981 Palaología Toribores Perú-Bolivia	Wirman, 1992 Sedimentología Lago Titicaca Bolivia	Ybert, 1994 Palaología Rio Chugvira- guillo, Altiplano Bolivia	Servant y Fon 1994 Tarnozas Fluviales, Andes Bolivia-Perú	Olivera 1996 Sociocultología Lago Titicaca Bolivia	Steinitz 1998 Laguna Conito Ecuador	Human y Gonzales, 1960 Sabana de Bajota, Colón Ecuador	Apes Apes $\times 10^3$
H O L O C E N O	Fase fría 2000 B.P.			Frio y poco húmedo 1.500	Fase de baja caída de agua 5.500	Fase más de las poco húmeda 2.000	1.500 Escalante húmedo	3.000? Bajada del nivel de laguna con tierra seguía.	1000 seguida 1.600	3.000 10.000 11.000 Frio 12.000 13.000	2
	Reenfriamiento to a partir de 5.000 B.P.		Período frío	3.500			Enfiamiento 10.000		2.800 seguida 3.300	Fase seca 10.000 11.000	4
P L E I S T O C E N O T A R D I O	Fase fría 9.000 B.P.		Período frío	5.300 Anual to de humedad		Menes frío pero húmedo	6.000 Escalante-húmedo 7.000		4.000	14.000 15.000 16.000 17.000	6
				7.500						18.000 19.000	8
				Frio y seco						Recalentamiento 19.000 Frio	10
										19.000 20.000	12
										21.000 22.000	14
										23.000 24.000	16
										25.000 26.000	18
										27.000 28.000	20
										29.000 30.000	22
										31.000 32.000	24