

ANALISIS DE LA CARTA GEOMORFOLOGICA DE LA CUENCA DEL MAPOCHO ANALYSIS OF THE MAPOCHO BASIN'S GEOMORPHOLOGICAL CHART

JOSE F. ARAYA VERGARA

Departamento de Geografía - Universidad de Chile

ABSTRACT

The Mapocho basin (Central de Chile) is divided into two morphotectonic styles by the Mapocho fracture. In the northern section, of the Santiago depression an intense monoclinal warping and a deep alveolar excavation evidence important uplift of the western border. In the southern section, the asymmetry is stronger than the former one and inverse, giving a fault angle depression.

This fracturation of the depression's bottom has affected both the conditions of sedimentation and the drainage patterns, causing antecedence phenomena and antagonistic effects between tectodynamics and external morphogenesis.

Concerning present tectonics and seismicity, the presence both of different tectonic compartments and depositional landforms in the depression, is possibly more important than the faults themselves in the explanation of the distribution of seismic intensities.

In the northern section of the depression there is a characteristic combination between alluvial cones and "glacis" (bahadas). Moreover, marshy terraces correspond to bad drainage conditions. In the southern section, in exchange, the central compartments are occupied by proximal cones and distal terraces.

Slopes are presented as slope systems and a new classification supported on the structure and the external dynamics is used. At the same time, the concept of dissection balance allows relate slopes and talweg dynamics. Therefore, it can be known if the more important morphogenetic processes are present or ancient.

So, the fluvial landforms at the depression's bottom are inherited. In the present conditions it is unlikely the transport of coarse sediments from the high mountain toward the depression. Moreover, the torrential and sheet wash morphologic systems are also inherited. Present through put of material from active slopes toward beds and depressions is possible only during heavy storms of rainy years.

1. CONCEPCION DE LA CARTA (Ver mapa fuera de texto)

Este tipo de carta está concebido como una base para la comprensión de los procesos morfogenéticos actuales. Así, la clasificación de los fenómenos está orientada a mostrar encadenamiento entre ellos. Como las formas son señaladas en su estado actual, ello supone en gran parte una herencia del Cuaternario, de modo que el grado de actualismo de los procesos varía mucho siguiendo las categorías de formas. Por ejemplo, los taludes de la alta cordillera son de funcionamiento actual; en cambio, los grandes conos de las deyecciones del piedmont no lo son. Por lo tanto, ambas formas tienen un significado distinto en la morfogénesis regional actual. Mientras los primeros se comportan como acumuladores de corto término, los segundos lo hacen como acumuladores de largo término. Así, los procesos de erosión, transporte y acumulación actuales estarán regulados por el grado de actualismo de los acumuladores.

De este modo, interesa destacar en la carta categorías de fenómenos según los siguientes principios metodológicos:

En estos sistemas montañosos liminares, la morfotectónica de bloques es definitoria de las relaciones entre cuencas fluviales y depresiones intermontanas. Consecuentemente, se presentan las formas tectónicas (escarpas de falla facetadas; crestas monoclinales; corniza en estructura tabular y escalón de piedmont) —que permiten dar la noción de bloques— y los lineamientos tectónicos comprometidos en fracturas, que puedan mostrar la relación entre la fracturación y la morfogénesis externa.

En lo referente a las *vertientes*, ellas son tratadas como sistemas y no como vertientes individuales simples. En otras palabras, los taxones se refieren a varios tipos de vertientes individuales que se combinan de una manera dada para conformar el sistema o la gran vertiente. Se trata de reconocer las características de los interfluvios que separan a los colectores de orden más avanzado en la cuenca y su papel en la morfogénesis del sistema. En consecuencia, se resalta las *influencias estructurales*, ya que ellas marcan la posibilidad de afloramientos rocosos que puedan tomarse en cuenta como potenciales aportes de sedimentos. Cada estructura da una *combinación característica* de sectores de afloramiento y de formas coluviales con sus respectivas formaciones, la que debe ser tomada en cuenta en una interpretación geodinámica. De la clasificación estructural de los sistemas de vertientes queda implícita la acción de la geodinámica externa frente a cada morfoestructura. Por esta razón, ella es resaltada más especialmente en cuanto a la *tendencia erosiva* de las vertientes de media montaña y de relieves bajos, en los cuales la estructura no es tan definitiva en la explicación de los fenómenos externos como en la alta montaña. Ello se debe a razones morfoclimáticas y, por lo tanto, bióticas. En la media montaña hay poca o nula influencia del frío —al menos en las condiciones actuales— y las formaciones superficiales cubren mejor las morfoestructuras (ver Apéndice).

En seguida se trata de las *formas de base de vertiente o de contacto entre montaña y cuenca intermontana*. Esencialmente aparecen aquí los conos y los glacia, los cuales son considerados como *los principales depósitos correlativos* a las formas de erosión de montaña. Estas formas deben ser enfocadas como manifestaciones de la dinámica del Cuaternario, pero como *reguladores de la dinámica actual hacia el fondo de la cuenca*. Ellas permiten conocer la evolución de las condiciones de la dinámica de depósito a través del Cuaternario Reciente y la influencia de sus materiales en la dinámica actual de los lechos, a los que sirven de sustrato.

En lo concerniente a las *acciones fluviales* se da relevancia a *las formas polifásicas* a través de la *noción de terraza*. Se da vía libre aquí a la terraza principal, cuya superficie significa una diferencia de fase con respecto a las formas fluviales actuales. Los *lechos de erosión* son tratados en relación con la noción de *balance de disección*, que define la relación resultante entre la actividad de las vertientes y la del talweg en un valle. El balance es positivo si el río —en su manifestación actual o reciente— puede evacuar los materiales del talweg y aun, erosionar. El balance es negativo si el río no puede evacuar los sedimentos que son proporcionados al talweg, acomodando su canal a este mayor abastecimiento (TRICART, 1977). Cuando los lechos tienen importantes cantidades de sedimentos, es necesario reconocer los *tipos de lechos móviles* con categorías que indican directa o indirectamente la influencia de los regímenes fluviales actuales o pasados. En fin, las *formas de acumulación* como los conos aparecen en el mapa acompañados de los glacia y pueden ser tomados también como formas de contacto. En este sentido, conviene hacer una separación entre los conos caóticos (torrenciales) y los conos regulares o grandes conos (TRICART, 1972). Los primeros son los más asociados con los glacia; los segundos forman el gran piedmont. La carta está planeada para mostrar estas relaciones espaciales, que influyen tanto en la dinámica como en la naturaleza de los materiales comprometidos.

La representación de las *formas palustres* tiende a mostrar cómo ellas son resultado de la situación deprimida de una parte de la cuenca, por lo que se cuida mucho de dejar bien indicadas sus relaciones colaterales.

Finalmente, al representar las *formas glaciales y nivales*, se ha escogido aquellos fenómenos que con más claridad y objetividad muestren la importancia relativa que han tenido y tienen en la cuenca las acciones glacio-nivales. Tiende a mostrarse el sector en que los ambientes glacial y periglacial se manifiestan como decisivos en las relaciones entre erosión, transporte y sedimentación.

2. ANALISIS DEL MAPA (Ver mapa fuera de texto)

Los fenómenos representados en la carta tienden a distribuirse según los macroambientes morfológicos en que está inserta la cuenca del Mapocho. Por esta razón, el análisis se tratará en

torno a los cuatro ambientes siguientes: cordillera principal, cordón transversal con media montaña, cordillera de la Costa y depresión intermontana.

2.1. CORDILLERA PRINCIPAL (ALTA MONTAÑA)

La cordillera principal o alta montaña drenada por la cuenca del Mapocho presenta dos tipos de región estructural: *cadena plegada* y *plateau*. Ambas corresponden a una región estructural mucho mayor, constituida por la *cobertura detrítica volcánica*.

2.1.1. Morfotectónica de bloques

La alta montaña está dividida en dos secciones principales por la fractura del valle del Mapocho orientada en dirección E-W.

A. En la *sección norte* la fracturación de dirección N-S es importante, pero también lo es la oblicua NNE-SSW. Ambos juegos de fracturas, representados por los talwegs de los valles principales, separan monoclinales netos en la parte occidental y residuos de plateau en la oriental. El bloque oriental de esta sección es el más alto de la cuenca y lo individualiza la fractura del río San Francisco.

B. En la *sección sur* la fracturación N-S es menos nítida en el interior del bloque, pero el contacto con la depresión intermontana constituye el rasgo más notable de la tectónica de bloques. Se trata de la *escarpa de falla facetada* que delimita a la cordillera plegada por el oeste. A las referencias a esta escarpa ya conocidas (BRUGGEN, 1950; TRICART et al., 1965) se agrega ahora particularidades significativas: ella se presenta notoriamente *desalineada*. Los planos de desalineamiento coinciden con las fracturas transversales marcadas en la carta como lineamientos, cuya dirección es la misma que la del valle del río Mapocho, única fractura que atraviesa la parte de la cuenca correspondiente a la cordillera principal.

2.1.2. Las vertientes (Ver Apéndice)

La cadena plegada está representada conspicuamente en el cordón del cerro Ramón. El estilo plegado de pequeño radio de curvatura, hace que las vertientes se distribuyan en dos principales grupos: discordantes indiferenciadas e inversas con cara libre. Las cumbres montañosas son comúnmente hog-backs y siguen haces de crestas, debido al fuerte buzamiento y, a veces, posición casi vertical de las capas. Hay pues una morfoestructura preferentemente discordante de las vertientes, lo que favorece el apareamiento de muchas cornizas proporcionadoras de detritos. Se trata de una de las cadenas con pendientes más fuertes.

El plateau tiene su mejor manifestación al sur del río Molina y al este del estero Covarrubias. Sus partes culminantes sustentan vertientes residuales de plateau, cuyas pendientes son relativamente bajas; directamente, no parecen proporcionar cantidades importantes de detritos a los talwegs. Su posición es, en general, más o menos conforme. Como el estilo de la deformación del plateau es de gran radio de curvatura, las capas se comportan casi como horizontales. Por esta razón, sus bordes muestran vertientes de corniza rugosa. A veces la condición de borde de plateau es favorable al desarrollo de vertientes de Richter debido a la recesión de la cara libre siguiendo la ley de Bakker. En estos bordes no son importantes los taludes, posiblemente porque muchos materiales pueden haber sido evacuados en edad reciente.

En el resto de la cordillera principal el plateau está muy disectado o el estilo morfoestructural es de mayor plegamiento. Son abundantes las vertientes de cara libre rugosa y talud, inversas de cara libre y conformes, estando menos representadas estas últimas. En los valles principales más altos son notables los taludes, lo que refleja una buena proporción de detritos de las caras libres, como ocurre en los valles de El Cepo y de la Yerba Loca, hacia la parte superior y media del valle del río San Francisco y en el valle superior de El Arrayán. El valle de este nombre es típicamente monoclinial. Su vertiente oeste es conforme, en tanto que la este es inversa, figurando la primera como mucho más pasiva en su actividad morfogenética.

Los interfluvios más altos de la cuenca corresponden a vertientes no englaciadas con signos de glaciación; en general se encuentran por encima de los 3.000 m de altura. Corresponden a las cabeceras de las cuencas El Cepo, la Yerba Loca, río San Francisco en sector de La Disputada y estero El Arrayán. Los únicos glaciares se encuentran en la cabecera del estero de la Yerba Loca —conformando el conjunto de La Paloma— y en la cabecera de la cuenca de El Cepo, cuyas lenguas forman parte del conjunto glacial de El Plomo. En este último caso, el hielo llega hasta

4.250 m (VIAL, 1983). En ambos casos, se trata de manifestaciones actuales poco importantes de glaciación.

Mucho más importante es la consideración de los circos glacio-nivales y sus formas asociadas. En las cabeceras de las cuencas nombradas, ellos cubren toda el área nororiental de la cuenca. Constituyen en parte lo que se propone denominar Cordillera Englaciada de El Plomo, la cual actualmente está profundamente englaciada hacia la vertiente oriental, que drena fuera de la cuenca del Mapocho. El reconocimiento de formas morrénicas (VIAL, 1983) en los valles altos asociados a los circos, demuestra que pertenecieron al dominio glacial en el Cuaternario. En las condiciones actuales pertenecen ampliamente al dominio nival y periglacial, por lo que la potencialidad de las vertientes para proporcionar detritos por gelifracción sigue siendo importante, por cuanto las paredes de los circos son sectores de avalanchas.

Como formas actuales asociadas a los circos llaman la atención los *glaciares rocosos*, que parecen estar bien asociados sistémicamente con los taludes de avalanchas. La abundante nivación invernal actual asegura el funcionamiento de estas formas, facilitando el congelamiento del agua intersticial y un movimiento lento de los detritos, del orden de los centímetros por día. Los glaciares rocosos parecen ser los índices ambientales más importantes de la zona de circos en la cordillera del Mapocho. Los estudios más modernos los ubican como formas de transición entre los ambientes glacial y periglacial para distintas partes del mundo (WHITE, 1976). Determinaciones de MARANGUNIC (1976) en un glaciar rocoso de la cuenca del Aconcagua permiten concluir en que estas formas pueden contener importantes reservas de agua, con caudales de algunos pocos metros cúbicos por segundo y una velocidad de movimiento de los detritos de alrededor de 1 cm por día. Estos datos son importantes si se piensa que en general las lenguas terminan en un talud en su parte terminal, donde el material queda sometido a la acción de la gravedad: el torrente periglacial se encarga entonces de arrastrar estos detritos en la época de fusión. Por ello se hace más interesante aún considerar en seguida la acción fluvial en la alta cordillera.

2.1.3. Los talwegs y el balance de disección

Los fondos de los principales valles de la alta cordillera pueden dividirse longitudinalmente en dos partes: la parte superior —comúnmente junto a la zona de circos— y la inferior, aguas abajo. En la parte superior tienen importancia los taludes de detritos de las vertientes y los conos laterales (vertientes con talud), los cuales tienden a ahogar el fondo del valle, por lo que el río debe acomodarse a su ubicación sin poder evacuar los materiales gruesos. En la inferior, no hay interferencia de taludes ni de conos en el fondo del valle, el cual está incidido por el río. Por lo tanto, en los cursos superiores hay *lecho de erosión con balance de disección negativo* y en los inferiores hay *lecho de erosión con balance de disección positivo*.

Lo último significa que, en las condiciones actuales, los materiales aportados a los talwegs en los cursos superiores no son arrastrados importantemente por los ríos, sino en sus fracciones más finas. Los sedimentos gruesos deben tender a permanecer en los valles superiores, debido a la retroacción negativa. Por su parte, la ausencia de taludes y conos en el sector de retroacción positiva, no significa necesariamente que estos materiales son arrastrados por una mayor competencia del río; parece más bien tratarse de escasez de aportes laterales en los valles ya que los taludes existentes no están próximos a los lechos.

2.2. CORDON TRANSVERSAL Y MEDIA MONTAÑA

Desde la cuenca del estero de El Arrayán hacia el oeste la altura de la montaña baja y la cordillera principal se conecta con un cordón transversal que delimita a la cuenca del Mapocho por el norte: el cordón de Chacabuco. Estos relieves pasan difícilmente de los 2.500 m de altura, siendo comúnmente mucho más bajos.

2.2.1. Morfotectónica

A diferencia de la cordillera principal, el margen norte de la cuenca carece de fracturas relevantes de dirección N-S. La dirección predominante es NE-SW o NNE-SSW como en algunos valles afluentes en la cordillera principal. Ella corresponde a los valles principales. Otras fracturas están en dirección WNW-ESE, lo que coincide aproximadamente con la dirección del cordón transversal.

El estilo tectónico predominante es el de deformación de mediano radio de curvatura que da generalmente relieves monoclinales con buzamiento sensiblemente hacia el E. Frente a esta situación general existe otro estilo tectónico discordante muy dislocado con manteos comúnmente mayores a 60°, lo que hace aparecer hog-backs dispersos entre los monoclinales suaves.

2.2.2. Las vertientes y los talwegs (Ver Apéndice)

El tipo de región estructural en que están estas formas es la cobertura detrítico-volcánica. El carácter menos esbelto y más bajo del conjunto con respecto a la cordillera principal, parece haber influido en una mayor acción de la vegetación y de la acción coluvial productora de formaciones superficiales suavizantes del modelado de las vertientes. De este modo, la estructura no es necesariamente la condición definitiva de clasificación de estas vertientes. Ellas fueron preferentemente clasificadas desde el punto de vista de la tendencia erosiva.

Por lo tanto, se reconoce aquí esencialmente dos clases de vertientes: las de flanco de valle activo y las de flanco de valle pasivo. Son las primeras las que parecen tener más relación con la dinámica reciente y actual de los talwegs.

De acuerdo con los tipos de lecho a lo largo del perfil longitudinal de los ríos principales, la ubicación relativa del tipo de balance de disección tiende a ser inversa a la de la cordillera. Los cursos superiores muestran más bien un lecho de erosión incidido, en tanto que los inferiores indican acomodamiento al relleno detrítico, ya sea sobre glaciares de derrame o de lechos torrenciales.

El cordón de Chacabuco está separado de los monoclinales de Polpaico por una depresión alargada que se propone denominar con el nombre de Depresión Periférica de Polpaico, la cual será tratada al presentar el fondo de la cuenca.

2.3. CORDILLERA DE LA COSTA

2.3.1. Morfotectónica

Las fracturas más notables se muestran mediante lineamientos de orientación general NE-SW. Otras direcciones (E-W o NE-SE) aparecen con frecuencia secundaria. La única dirección N-S clara es indicada por la fractura del valle de Tiltill, que separa la cordillera de la Costa del cordón transversal.

2.3.2. Las vertientes y los talwegs (Ver Apéndice)

Los interfluvios de la cordillera de la Costa que corresponden a la cuenca del Mapocho están en dos tipos de región estructural: la cobertura detrítico-volcánica y el batolito. La primera sobreyace al segundo en un estilo monoclinal con buzamiento hacia el este, de modo que las vertientes residuales son a la vez conformes y en este caso pueden aparecer como de flanco de valle pasivo. Las formas de excavación sobre la gran vertiente generan vertientes de flanco de valle activo y que también pueden ser discordantes indiferenciadas.

Las formas de excavación más severas en este frente montañoso son los grandes alvéolos, cuya superficie es de varias decenas de kilómetros cuadrados: el alvéolo de Chicauma tiene 8 km de fondo por 10 de ancho; el de Lipangue, 10 de fondo por 8 de ancho. La disección afecta en ellos tanto a la cobertura como al batolito, de modo que las vertientes alveolares son afectadas por los dos tipos de rocas. Las vertientes superiores son de pendientes fuertes y en juego con las inferiores presentan una concavidad generalizada. Desde el punto de vista de la tendencia a la erosión, se trata de vertientes de flanco de valle activo. En la leyenda aparecen bajo la rúbrica de alvéolo, término que tácitamente les atribuye el carácter de activas, propiedad que no se superpone cartográficamente para no recargar la simbología.

La existencia de los alvéolos hace que aparezcan, especialmente hacia la parte alta del frente montañoso, las vertientes residuales. Estas se manifiestan como formas heredadas de la vertiente prealveolar. Interfluvios residuales y vertientes alveolares caracterizan, pues, el frente montañoso de esta parte de la cordillera de la Costa.

Mientras los interfluvios residuales tienen las características de vertiente de flanco de valle pasivo, las vertientes alveolares se manifiestan como activas. Sus caracteres rocosos y la abundante cantidad de detritos de base de vertiente revela una importante actividad morfogenética en el Cuaternario, opuesta a la aparente pasividad de la vertiente residual. Esta mayor actividad, más restringida, parece continuar en el actual.

En lo concerniente a la acción fluvial, su patrón tiende a ser opuesto al de la cordillera principal. En las partes altas de los perfiles longitudinales el lecho de erosión está incidido en el fondo del valle, sin acomodación a depósitos laterales o longitudinales. Esto se nota también en los alvéolos, si se observan las disecciones de los colectores en sus cursos superiores. Aguas abajo, en cambio, aparecen con frecuencia lechos torrenciales, tanto en los alvéolos como en los valles, especialmente en la cuenca del estero de Tiltill y de Lampa; en este último —aguas arriba de Lampa— también aparecen meandros libres en amplio lecho de detritos. Por lo tanto, mientras en

los cursos superiores hay muestras de retroacción positiva, en los inferiores aparecen signos de retroacción negativa. Debido a esto, en las condiciones actuales es poco probable el paso de sedimentos gruesos aguas abajo de los sectores de balance negativo, dejando vía sólo a los finos.

Hay asociaciones geomorfológicas que generan sistemas morfológicos muy característicos de esta parte de la cuenca del Mapocho. En los alvéolos los sistemas constan de las siguientes partes, de arriba hacia abajo: la cuenca de recepción con retroacción positiva, los lechos torrenciales, los conos torrenciales y el glacis de derrame terminal o distal. Las cuencas torrenciales más pequeñas constan de una cuenca de recepción, el lecho torrencial y el cono torrencial. Por su parte, los colectores principales de la cuenca del Lampa y Tiltil reciben la influencia de los conos torrenciales laterales en la tendencia a retroacción negativa.

2.4. LA DEPRESION INTERMONTAÑA

La parte intermontana correspondiente a la cuenca del Mapocho puede subdividirse en dos secciones separadas por una línea diagonal que pasa aproximadamente por los cerros de Renca y Pudahuel. Se trata de las secciones septentrional y central de la depresión de Santiago. La meridional corresponde a la cuenca del Maipo.

2.4.1 Sección septentrional

A. Los bordes de la depresión y las formas de contacto

En el borde oriental, al N de la fractura del valle del Mapocho, la escarpa facetada de Santiago está ausente; el contacto entre la media montaña y el fondo de la depresión es indentado en alveolaciones y carece de indicaciones tectónicas guías fácilmente discernibles. La media montaña, casi inexistente frente a la escarpa de falla de Santiago, avanza aquí unos 20 km hacia el W. Esta diferencia parece deberse a que la fracturación N-S es reemplazada aquí por un sistema NE-SW y otra componente WNW-ESE.

Entre Chacabuco y Chicureo, tres géneros de formas hacen juego en el contacto entre montaña y fondo de depresión: los conos caóticos, los glacis coluviales y los glacis de derrame. Los conos caóticos sólo aparecen como formas correlativas a cuencas de drenaje bien desarrolladas; contienen abundantes bloques, abombamientos separados por talwegs y comúnmente sustentan la vegetación natural, ya que están cubiertos de suelo; aguas abajo, dan paso a glacis de derrame con abundantes sedimentos finos; los materiales gruesos difícilmente pasan del tamaño de la grava y son subangulosos; los suelos son más profundos y de tendencia pesada, indicando condiciones de drenaje inferiores a las de los suelos de los conos; los coloides dan tal ligosidad al suelo, que éste se vuelve muy duro y compacto al secarse; continua pedregosidad pequeña se ve hacia la superficie, del tamaño de la gravilla, pero siempre englobada en abundante material fino; da la sensación de que algunas facies pueden corresponder a glacis de ahogamiento. Los glacis de derrame que no tienen conexión con conos están naturalmente ajenos al desarrollo de cuencas de drenaje importantes y aparecen como el producto de la arroyada de varias vertientes, como ocurre en el sector de Peldehue.

En el *borde septentrional* aparece una depresión periférica entre el cordón de Chacabuco y los monoclinales de Polpaico. Ella está orientada en la dirección de la fracturación general para esta parte (NE-SW). Así, se puede proponer que el tipo de contacto entre montaña y fondo de depresión es aquí en depresión periférica. La fractura directriz de ésta separa un paisaje de monoclinales de media o baja montaña que se destaca al sur de ella.

Una serie de glacis marca el contacto entre la montaña y el fondo de esta depresión. Este se divide en dos secciones: la oriental está ocupada por glacis de derrame y la occidental, por una terraza aluvial aparentemente de menor pendiente que el glacis. El cuerpo de éste es rico en gravilla y arena. Las gravas también están representadas dando cuenta de algunas facies de escurrimiento concentrado. Las gravas finas, gravillas y arenas están estructuradas en lentes largos y delgados, revelando la acción de posibles arroyadas concentradas. El suelo en esta parte es relativamente delgado. La terraza occidental se destaca por un cambio en el uso de la tierra, apareciendo profusamente ocupada por campos de cultivo. En la parte oriental tiende a haber bastante adaptación del drenaje concentrado actual a la morfología del glacis; la incisión de los talwegs es muy leve y se puede proponer que en edad reciente la retroacción fue negativa, aunque en el presente hay una suave tendencia a la retroacción positiva (¿neutra?). En la terraza occidental, en cambio, la incisión fluvial es más manifiesta y se puede hablar de un balance reciente positivo.

El *borde occidental* es el pie de la cordillera costera, cuyo frente es abrupto, pero sin lineamientos tectónicos notables de dirección N-S. Estructuralmente, el contacto se realiza con vertientes conformes, cuya base es ahogada por la sedimentación del fondo. Estas vertientes tienden a hacer juego con los monoclinales de Batuco y Polpaico, separados de la montaña occidental por la fractura de Tiltill-Lampa.

Por lo tanto, no es de extrañar que las formas de contacto más comunes sean conos caóticos. Estos son muy importantes en los alvéolos, revelando aportes sedimentarios considerables en el Cuaternario. Como se indicó más atrás, en los alvéolos puede haber paso desde los conos a los glaciares de derrame, así como se ve en la carta para la salida del alvéolo de Lipangue.

B. El fondo de la depresión septentrional

Cuatro unidades geomorfológicas componen el fondo de la sección septentrional: el cono regular del río Colina, el glacis de ahogamiento distal de Colina, **la superficie palustre de la fosa de Batuco y el llano de inundación aluvial de Lampa.**

El cono regular del río Colina tiene su ápice en Peldehue y se extiende hacia el SW por unos 10 a 12 km. Su superficie se caracteriza por contener suelos evolucionados y bien aprovechados agrícolamente. El drenaje sobre esta superficie parece ser relativamente bueno.

El cono da paso hacia el SW y el W a un abanico de materiales finos de muy baja pendiente y mal drenaje, al cual se propone calificar como *glacis de ahogamiento*. Se trata de una superficie limosa, con tendencia al hidromorfismo en los suelos, los cuales también se comportan como suelos salinos. **Este glacis se pone en contacto con el fondo palustre de la fosa de Batuco por el norte y con el llano de inundación fluvial de Lampa por el W.**

El nivel de terraplenamiento palustre de Batuco está inserto en lo que se propone llamar la **fosa de Batuco por ser éste un sector muy deprimido y prácticamente endorreico. Ello se traduce en ambientes lagunares, cuyos residuos han generado un área palustre muy planiforme y donde aún hay tendencia a la formación de someras lagunas cuando los inviernos son lluviosos, como ocurre junto a los restos de la laguna de Batuco. Como puede esperarse, la superficie está constituida por suelos sumamente hidromorfos, habiendo muchos restos de pantanos.**

El llano de inundación aluvial de Lampa se organiza al sur del pueblo de este nombre. Se trata de una extensa superficie de canales anastomosados, cuyo funcionamiento se realiza a través de muchos canales de desborde y de algunos derrames de desborde. Se trata de un área de amplia divagación del escurrimiento concentrado en una superficie en que la constitución del terreno es más o menos parecida a la del glacis de ahogamiento. Abunda el material fino con una proporción importante de limo. El haz de canales anastomosados es rechazado hacia el este por el glacis de derrame de Lipangue.

En esta parte de la cuenca, el drenaje está muy acondicionado por las características del fondo. En el cono del Colina, sólo en la parte superior (proximal) el río está incidido. Aguas abajo, y sobre todo en el glacis, hay falta de definición de las líneas de drenaje, que son muy divagantes, lo que también ocurre en el llano de inundación aluvial de Lampa. Todo hace pensar en una retroacción negativa manifiesta en el balance de disección. Se está, pues, en presencia de una cuenca con mal drenaje y deprimida. TRICART (en TRICART & MICHEL, 1964, y TRICART et al., 1965) indica que esta parte septentrional se caracteriza por un hundimiento importante, lo que explica la configuración disectada de sus márgenes, debido a que las fallas recientes están en profundidad y sepultadas por los sedimentos.

El relleno más potente y alto parece ser sin duda el correlativo a la cuenca del Colina, cuyo cono de deyecciones —en cierto modo abombado— parece el responsable del aumento de la depresión en la fosa de Batuco, por un efecto de barrera de cono aluvial y de glacis.

2.4.2. LA SECCION CENTRAL

Se trata de la sección ocupada principalmente por la ciudad de Santiago y sus alrededores.

A. Los bordes de esta sección

La *escarpa de falla facetada y desalineada* es un muy brusco contacto entre el fondo de la depresión y la montaña andina. Pero ella no está sola; hace juego con una estrecha banda descrita por TRICART & MICHEL (1964) y TRICART et al. (1965), compuesta de cenúglomerados antiguos y cortada por fallas que la hacen desaparecer en dirección W. Por esta última razón en la carta aparece como *escalón de piedmont*, figurando en el paisaje como un *piedmont alto*. En el extremo norte e inmediatamente al S del Mapocho, una rama importante del escalón se separa de la línea

de la escarpa de falla principal, apuntando hacia el NW y presentándose como un horst de cenúglomerados.

Las importantes formas deposicionales de contacto son aquí los conos de deyección generalmente caóticos. Algunos glaciares completan el cuadro.

En el borde norte adquieren mayor importancia los glaciares, los cuales se desarrollan principalmente en las rinconadas o alveolaciones colmatadas de sedimentos.

Un aspecto parecido se halla en el borde occidental con glaciares en las rinconadas que más claramente aparecen como alvéolos colmatados.

Hacia el sur, el borde va por la parte abombada del cono del Maipo, virando luego hacia la línea de los cerros Chena y Lonquén.

B. El fondo de la depresión

Los fundamentos de la tectónica y la disposición de las formaciones detríticas fueron objeto de un análisis profundo por TRICART & MICHEL (1964) y TRICART et al. (1965). Las fallas puestas en el mapa están extraídas de la carta aparecida en el segundo de estos trabajos. El problema ahora es cómo aceptar la presencia de fallas en las deyecciones del piedmont cuando ellos no están fallados en superficie. En primer lugar, hay que destacar que la carta de TRICART et al. (1965) muestra las formaciones y la tectónica del fondo de la depresión, pero no especifica los conos de deyección. En segundo lugar, estos autores aclaran que "la uniformidad relativa de los grandes conos aluviales, que aparecen como únicos en la superficie, disimula probablemente diferencias locales considerables en profundidad, condicionadas por el juego de bloques que prolongan los accidentes de los bordes" (TRICART et al. 1965: 643).

Luego, no hay manifestaciones directas de escarpas de falla o grietas en la superficie del cuadrilátero tectónico mostrado en el mapa.

Tres bloques principales estructuran el fondo de la depresión central: a) El bloque solevantedo de Quinta Normal, Pudahuel y Maipú, b) El bloque deprimido de Peñaflor, Talagante y El Monte y c) La que TRICART et al. (1965) llaman fosa subandina, entre la falla que se propone desde el C° Santa Lucía hasta el C° Lonquén y el borde andino.

Las evidencias geomorfológicas de esta situación son indirectas, como se apreciará de la descripción de las formas exógenas en seguida.

Tres grupos de formas constituyen esencialmente el fondo de la depresión central de Santiago: los conos regulares del piedmont, la terraza principal de llano aluvial y la terraza de ceniza volcánica.

Los conos regulares del piedmont cubren la mayor parte del fondo de la cuenca. En el caso del Mapocho se trata prácticamente de dos conos. El interno o proximal se extiende desde más o menos El Arrayán hasta aproximadamente el cerro Santa Lucía. El externo o distal se extiende desde la estrechez existente entre los cerros San Cristóbal y Santa Lucía hasta tocar los mantos de ceniza volcánica de Pudahuel. Ambos conos son de ripios y gravas con una importante fracción arenosa (ARAYA-VERGARA et al. 1976; ROJAS, 1981). Los conos del Mapocho se ponen en contacto con el cono proximal del Maipo en la línea que sigue el zanjón de la Aguada, que escurre por un talweg que debe haber sido el desagüe natural de la quebrada de Macul. El cono correlativo a la cuenca de esta última es el cuarto en importancia después de los del Mapocho y el del Maipo, coalesciendo con ellos. El cono proximal del Mapocho tiene unos 15 km de largo y el distal unos 12. Todas estas formas están bien cubiertas por suelos evolucionados y en algunos sectores, como en la Quinta Normal, hay suelos fósiles, enterrados por el suelo superficial actual. Por lo tanto, distintas circunstancias de morfogénesis de superficie de conos han afectado a los de la cuenca de Santiago después de depositarse los ripios. A una primera fase de formación de suelos sucedieron todavía inundaciones que afectaron las partes más deprimidas acumulando limos de inundación que fosilizaron el suelo. Sobre el limo se formó el suelo más superficial. De acuerdo con determinaciones de C 14, el suelo fósil tiene una edad superior a los 2.000 años (STENBERG, 1976), luego los limos de inundación y el suelo superficial son más recientes, lo que permite pensar que sobre este piedmont ha habido recurrencias fluviales y pedogenéticas dentro de los últimos 2.000 años.

La terraza principal del llano aluvial es sincrónica como forma con los grandes conos del piedmont, ya que el cono exterior del Mapocho, aguas abajo, grada hacia ella aproximadamente a partir de una línea que une a los cerros de Lo Aguirre y de Chena y hasta la confluencia con el río Maipo. Como la pendiente disminuye en relación con la de los conos, el drenaje no es tan bueno como en estos últimos, generándose algunas áreas de notorio mal drenaje entre Padre Hurtado y Peñaflor, Lonquén y al sur de Talagante, pero, con todo, el aspecto de este sector es muy parecido al de la parte distal de los conos, con cuerpo de ripios y gravas y suelos bien evolucionados sobre estos materiales, pero quizás con características más propias de los planosoles.

Junto al borde occidental de la cuenca aparecen los mantos de cenizas volcánicas de Pudahuel y de Maipú; su espesor es variable, pero puede ser superior a los 50 m según la descripción de pozos presentada por TRICART et al. (1965), quienes a su vez muestran detalladamente estos materiales, los cuales tienen el aspecto de ser depósitos directos de un volcanismo explosivo. Morfológicamente estos mantos tienen las características de terrazas altas, lo que permite hablar de *terrazas de cineritas*, notoriamente más altas que la terraza aluvial del Mapocho. Sedimentológicamente —cerca de la superficie— las cineritas muestran estructuras que acusan tratamiento hídrico (hidrocineritas), lo que puede estar ligado con el período de aterrazamiento fluvial de los productos de explosión volcánica, que —en profundidad— son totalmente caóticos.

La superficie de la terraza principal de cineritas es edáficamente pobre, y comúnmente, no está ocupada agrícolamente, en contraste con la superficie aluvial de la terraza principal del Mapocho.

Los tres grupos de formas que constituyen el fondo de la cuenca central —conos, terrazas y mantos de cineritas— carecen de funcionamiento fluvial actual en su superficie. Los grupos de lechos principales mostrados en la carta están incididos en ellas. Los lechos mayores episódicos (de grandes crecidas) parecen bien calibrados para contener los mayores caudales, sin que la superficie de la terraza principal sea inundada, al menos por causas puramente naturales, porque las inundaciones conocidas en los últimos de los años más lluviosos son producidas principalmente por inadecuado diseño de las obras civiles.

Si se sigue el curso del Mapocho entre El Arrayán y El Monte, tres sectores pueden ser identificados: a) Entre El Arrayán y Quinta Normal el lecho es con difluencias y los canales muestran tendencia a adaptarse a los bancos de rípios y gravas; b) En el sector de Pudahuel, el Mapocho atraviesa la terraza cinerítica en canal único y relativamente calibrado, y c) aguas abajo de las cineritas, el drenaje se abre cada vez más en canales anastomosados. En consecuencia, entre El Arrayán y Quinta Normal el balance de disección parece presentar retroacción positiva en un pasado reciente, pero no necesariamente en el presente; en el sector de Pudahuel, la evidencia de retracción positiva es clara, implicando un solevantamiento en bloque de esta parte, posterior al terraplenamiento fluvial de las cenizas; aguas abajo de las cineritas, una retroacción negativa tiende a contrarrestar la evolución más generalizada con retroacción positiva, de edad reciente.

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

3.1. INTERACCIONES ENTRE LA MORFOTECTÓNICA Y LA MORFODINÁMICA EXÓGENA

Se aprecia que en la cuenca existen diferentes estilos tectónicos en cuanto a las formas de dislocación, que en parte revelan la transición entre dos grandes sistemas de deformación regionales. Hay que recordar que la depresión intermontaña de Santiago es el primer accidente —pasando desde el Norte Chico a Chile Central— relacionado con la larga depresión intermontaña longitudinal hacia el sur.

Es posible que, debido a esto, las fracturas más extendidas en la cuenca sean NE-SW y también transversales. La fractura de la escarpa de falla facetada de Santiago no corresponde al estilo general de la cuenca, pero sí a un estilo que domina el borde de la depresión intermedia al sur de ésta. Probablemente la fractura del Mapocho separa estos dos estilos, por lo menos para la cordillera principal.

La carta muestra evidencias de que la fracturación que afecta al juego de bloques de la montaña influye en la compartimentación del fondo de la depresión intermontaña, cuyo juego de bloques está condicionado por fracturas del sistema NE-SW y transversal. Este juego de bloques secundarios ha desempeñado un papel importante en las diferentes etapas del relleno de la depresión, como es evidenciado por la distinta estructuración de cada uno de los compartimentos. En efecto, llama la atención que en la sección septentrional haya una combinación característica entre conos y glaciares, indicando un fácil paso de la deyección fluvial a la arroyada en el Cuaternario Reciente. Aún más, hay manifestaciones de glaciares de ahogamiento y de terrazas palustres combinadas con ellos. A partir del Mapocho, en cambio, los bloques de la parte central son esencialmente ocupados por conos y terrazas, estas últimas destacándose en posiciones más distales. La condición morfotectónica que permite esta diferencia debe estar relacionada con la fractura del Mapocho, proyectada hacia la fosa en forma de fractura en bayoneta, cuya inflexión

está en el cordón del San Cristóbal, coincidiendo finalmente con la falla que TRICART et al. (1965) ubican junto al río Mapocho.

La ubicación in extenso de la *fractura en bayoneta del Mapocho* parece de mucha trascendencia geomorfológica, por la notable diferencia que la depresión muestra entre las secciones al N y al S de ella:

a) Aunque la sección norte carece de una asimetría notable y fácilmente definible, el contacto con su borde W es mucho más brusco que aquél con su borde E. Siendo característica la alveolación de los bordes, existe una asimetría entre la posición geomorfológica de los alvéolos. Mientras el fondo de los alvéolos orientales de Colina (Peldehue) está incompletamente colmatado por los sedimentos de conos y glaciis y su morfología es parecida a la del fondo de la depresión, el de los occidentales de Chicauma y Lipangue está elevado, con revestimiento de lechos torrenciales y conos caóticos. Por otra parte, el buzamiento de los estratos en la vertiente conforme disectada por los alvéolos occidentales es mayor que el de las vertientes conformes de los monoclinales de Polpaico. Ello quiere decir que la dislocación ha sido más severa en el borde occidental que hacia el borde nororiental de la depresión. Por lo tanto, la flexura anotada por TRICART et al. (1965) junto al alvéolo de Lipangue parece importante para esta diferenciación. En consecuencia, una intensa deformación monoclinal acompañada de una profunda excavación de alvéolos evidencia un solevantamiento importante del borde occidental frente al oriental. En la excavación de alvéolos, las fracturas oblicuas y transversales parecen haber jugado un papel importante.

b) La sección sur, en cambio, tiene una asimetría más notable que la norte: a la conocida escarpa de falla facetada del borde oriental se opone una sucesión de alveolaciones en el occidental, cuyo fondo está incompletamente colmatado de sedimentos de glaciis o de terraza aluvial. Por ende, la influencia de las diferencias de intensidad tectónica entre ambos bordes de la depresión es decisiva para explicar su modelado. Debido a una mayor intensidad de solevantamiento del bloque oriental, su borde aparece como sistema importador de masa y energía, en tanto que el occidental se ve como importador: los relaves de los grandes conos de deyección transmudados en terrazas ahogan las alveolaciones excavadas en vertientes conformes, cuya base queda sepultada bajo los aluviones al sur de Padre Hurtado.

Debido a este tipo de asimetría morfotectónica, esta sección de la depresión no debiera ser considerada como un "graben" típico, sino más bien como una *depresión de ángulo de falla*, de acuerdo con las experiencias de COTTON (1953 y 1957) en Nueva Zelanda, porque el bloque occidental hundido está basculado hacia el sistema de fallas orientales. Pero esto no ocurre de una manera simple, como en el modelo de Cotton: el bloque está fracturado y con un hundimiento diferencial de sus compartimentos: los bloques Peñaflor-Talagante-El Monte y fosa subandina están más hundidos que el bloque Quinta Normal-Maipú. Este *juego de compartimentos* ha sido de fundamental importancia en el drenaje del fondo, debido a los *efectos antagónicos entre la tectodinámica y la morfogénesis exógena*. Un fenómeno de *epigénesis*, incluyendo estructuras discordantes, se advierte en el bloque Quinta Normal-Maipú. El explica las terrazas de cineritas de Pudahuel y Maipú, cuyo terraplenamiento parece ser previo al hundimiento de los bloques deprimidos al N y al S. Su disección por *antecedencia* debe haberse producido antes que la depositación y terraplenamiento distales del cono exterior del Mapocho y del cono interior del Maipo, a juzgar por la notable diferencia de altura existente entre la terraza de cineritas y la de los conos (10 m en Pudahuel; 4-5 m en el borde de Maipú (Cerrillos) según TRICART et al., (1965). Aún más, la profundización de la garganta epigénica debe haber continuado después de la formación de los conos de deyección, pues aquella es sincrónica con la disección de éstos. El bloque meridional Peñaflor-Talagante-El Monte (aguas abajo de la zona epigénica) presenta condiciones de drenaje insuficiente no sólo por la presencia de canales anastomozados del río, sino también por la existencia de zonas cenagosas o niveles de terraplenamiento palustre. Ello quiere decir que en la evolución reciente la velocidad de incisión lineal del talweg principal en el exutorio no ha sido suficiente para contrarrestar la tendencia a depresión del bloque, en el balance del vaciado de la depresión durante el Cuaternario Reciente.

Como puede apreciarse de la comparación anterior, la disposición tectónica de la depresión tiene caracteres en cierto modo inversos si se toma como referencia la fractura del Mapocho: mientras en la sección norte la mayor diferenciación tectónica de bloques está al W, en la sección sur aparece al E; mientras en la sección N los alvéolos y anfiteatros incompletamente colmatados están al E, en la sur se ubican al W. En otras palabras, hay cierta inversión de basculamiento del fondo de la depresión a partir de la fractura.

Se demuestra fácilmente entonces que la actividad tectónica de la depresión tiene proyecciones modernas. Ello supone una sismicidad fuerte durante el Cuaternario, posiblemente siguiendo un carácter oscilatorio de la tectónica, como se ha demostrado en Japón (KOBAYASHI, 1955), donde

los períodos de movimientos lentos (etapas de preparación) se alternan con umbrales sísmicos bruscos. Pero la repartición de fallas y fracturas no permite fácilmente determinar centros actuales de mayor magnitud sísmica, porque fallas y sismos no se asocian siempre en un mismo sector, pudiendo haber deformaciones lentas sin sismicidad notable y, viceversa, terremoto sin funcionamiento discernible de fallas. Observaciones de BRÜGGEN (1943), a raíz del terremoto de 1906, muestran que las intensidades varían según los materiales. Así, intensidad 10 fue detectada en Lampa, a raíz quizás de su posición sobre glaciares de ahogamiento, superficie palustre y zona de divagación fluvial con materiales finos móviles y superficie freática aflorante. Como estas características son las de un bloque deprimido, esto parece favorable a mayores intensidades sísmicas. Menores intensidades (7 a 8) fueron observadas sobre los rípios de los grandes conos de deyecciones, pero en Renca la intensidad fue 10, posiblemente por influencias de la falla ligada a la fractura en bayoneta del Mapocho, fenómeno que parcialmente Brügger vislumbró. En el bloque deprimido de Talagante también se observó intensidades altas, atribuidas por este autor a un terreno saturado de agua. Ahora se sabe que en esta zona hay afloramiento de superficie freática y debe recordarse que el terremoto de 1906 fue en invierno (agosto) cuando la humefacción es mayor. Los alvéolos incompletamente colmatados también se manifestaron como sectores de alta intensidad según STEFFEN (1907), lo que —a juicio de Brügger— se debe al bajo espesor del relleno. La menor intensidad (6) está anotada sobre la fosa subandina, a pesar de la cercanía de las escarpas de falla del borde oriental.

Por lo tanto, parece ser que la compartimentación en bloques deprimidos y menos deprimidos es más importante que las fallas mismas en la distribución de intensidades. No necesariamente las fracturas aparentemente más importantes se comportan como las de mayor riesgo sísmico, así como tampoco cualquier falla es funcional en un determinado sismo.

3.2. PROCESOS Y FORMAS EXÓGENAS RELICTOS Y ACTUALES

Las bases para la comprensión de las etapas de la morfogénesis, relacionadas con los cambios climáticos en el Cuaternario fueron establecidas por TRICART (en TRICART & MICHEL, 1964, y TRICART et al., 1965). El reconocimiento de oscilaciones en el período de formación de los conos del Mapocho fue hecho por ARAYA-VERGARA et al. (1976) y ROJAS (1981). En estas circunstancias, esta parte de la discusión agregará lo relativo a la evolución de sistemas, con el objeto de formarse una idea del grado de actualismo de los procesos.

Conviene distinguir cuatro clases de sistemas:

A. Sistema volcánico y paravolcánico

Los materiales del escalón de piedmont y de las terrazas de cineritas revelan una etapa volcánica y paravolcánica importante en la depresión, pero estratigráficamente muy anterior a la formación de los grandes conos de deyección de la depresión. Como el aterrazamiento de las cineritas implica acción fluvial posterior al volcanismo, seguida de una importante disección del paisaje anterior a la construcción de los conos, los materiales volcánicos de Pudahuel y Maipú no pueden tener relación sistémica con el volcanismo asociado a los estrato-volcanes modernos de la alta cordillera; aquéllos deben estar insertos en sistemas volcánicos no identificados, no obstante los hallazgos de TRICART et al. (1965) en los cerros de Lo Aguirre.

B. Sistema glaci-fluvial

Para interpretar a la alta cordillera como subsistema exportador de masa, hay que dividirla en dos partes:

a) *El sector de circos* revela la acción glacial más reciente en forma de glaciares de montaña y de valle, cuyos relictos son los glaciares rocosos. Pero el volumen de los circos y de los valles glaciales altos adyacentes no parece explicar todo el aporte de masas de detritos fuera del subsistema. Paralelamente hay que referirse a las vertientes del área no englacada en el Cuaternario Reciente.

b) Las *vertientes extraglaciales de la cordillera* presentan importantes muestras de acción mecánica, especialmente en los casos inversos y discordantes. En aquellas del valle del Mapocho se observa *derrumbios ordenados (éboulis ordonnés)* en elementos o segmentos de vertientes en actual estado biostático. Estas muestras de rextasia pasada indican que durante las edades frías del Cuaternario Reciente, la acción glacial fue acompañada de un impacto periglacial en el resto de la montaña, especialmente en sus vertientes discordantes. La tendencia al cumplimiento de la ley de Bakker en las vertientes del borde de plateau (vertiente de Richter), así como el funciona-

miento de otras vertientes de corniza y talud, indican que la proporción de detritos en el Pleistoceno Superior debe haber sido mucho mayor que aquella que se deduce por la acción glacial directa. Como la mayor parte de los fondos de valle de la cordillera tiene balance de disección positivo, es natural pensar que fueron capaces de evacuar los detritos proporcionados por las vertientes. Si las edades glaciales fueron favorables a la detritificación de las rocas por crioclastia, las posteriores fases de deshielo deben haber hecho aumentar el caudal y la torrencialidad de los ríos, favoreciendo la evacuación de los detritos hacia la depresión intermontana.

Sólo en estas consideraciones puede comprenderse el gran volumen y extensión de los conos importantes del piedmont de Santiago. Pero la zona de conos del piedmont no está estructurada solamente según una yuxtaposición simple (lateral); también hay acreción longitudinal, pudiendo distinguirse entre conos proximales y distales. En la estructuración de este piedmont, se cumple en general el modelo propuesto por DENNY (1967), en el cual *los conos distales son más recientes que los proximales*. Comparando el área de los conos con la de las cuencas correspondientes, se ve que el piedmont se ha constituido de acuerdo con la ley del *crecimiento alométrico*: el área de los conos está relacionada con la de las cuencas en forma directa y de acuerdo con las experiencias de BULL (1962) y HOOKE (1968).

En el lapso del Postglacial se conoce una secuencia de oscilaciones climáticas con fases más húmedas y más secas que el clima actual, a juzgar por las oscilaciones en Patagonia (AUER, 1970) y lo que se sabe de Chile Central (VARELA, 1976). Estas oscilaciones continúan en el presente, esperándose reactivaciones posibles en la dinámica de las vertientes y de los talwegs (ARAYA-VERGARA, 1984). En cuanto al funcionamiento del sistema actual, debe considerarse que todas las vertientes inversas y discordantes son potencialmente activas; las áreas del aporte de detritos en la cordillera están en los sectores de los valles indicados en la carta con balance de disección negativo. En estas condiciones, *es poco probable el transporte de sedimentos gruesos hacia el fondo de la depresión*. Los rípios y gravas existentes en los lechos de ésta deben ser *carga de substitución* a partir de los conos mismos. De la montaña, sólo se aprecia transferencia de sedimentos finos. Pero, en la depresión misma, la inestabilidad de los lechos de grava y rípios acusa por lo menos un transporte lento.

Los años lluviosos pueden desencadenar en las vertientes y en los talwegs procesos que fueron más permanentemente activos en las edades húmedas del Postglacial. Por ello debe considerarse que todas las vertientes son potencialmente activas, incluyendo las de flanco de valle pasivo, porque —aparte de los procesos de remoción de materiales sueltos que puede haber en las vertientes discordantes y activas—, puede haber procesos de remoción en masa en vertientes en actual estado biostático, produciéndose algunas corrientes de tierra y de barro (ARAYA-VERGARA, 1984).

En cambio, los conos de la depresión son inactivos y sólo puede comentarse la actividad de los lechos en ellos. En el caso del Mapocho, aguas arriba de Santiago, dentro de su lecho de crecida, los meandros y difluencias tienen bajo grado de sinuosidad. La razón entre el ancho del canal de bajas aguas y el ancho de la zona de descarga de crecida en llena fluctúa aproximadamente de 1:9 a 1:24 para el lecho episódico y entre 1:4 y 1:10 para el periódico. De acuerdo con la clasificación tentativa de SCHUMM (1971) atendiendo al modo de transporte de sedimentos y tipo de canal, estos canales pertenecen a la clase "*carga de fondo*" (bedload), con sinuosidad menor que 1:3 y razón ancho-profundidad mayor que 40. Durante las grandes crecidas del invierno de 1982, con caudales conjeturales, los flujos más altos alcanzaron los límites del lecho de llena y las escarpas de terraza cóncava fueron erosionadas. Una de ellas, perteneciente a una plataforma en parte natural y en parte artificial, retrocedió 20 a 30 m durante 2 días de tormenta con intensidad pluvial de al menos 20 mm por día. Las difluencias fueron también un factor importante de expansión de las aguas. La principal de ellas soportó un canal de desborde que produjo inundación más allá del límite del lecho de llena (lecho mayor episódico). Una deyección deltaica afectó la plataforma de terraza sobre el borde, en una superficie de 5 km de largo por 2 ó 3 de ancho. Importantes cantidades de sedimentos fueron depositados en esta área, cuyo espacio está urbanizado.

C. Sistemas torrenciales

Hay que destacar que estos sistemas se encuentran preferentemente en los bordes occidental norte y norte de la depresión y que están representados más conspicuamente por los grandes alvéolos. Los conos de bloques correlativos a ellos muestran una superficie con evolución pedológica y desarrollo de matorral, lo que implica un actual estado de biostasia. Pero estos conos correlativos representan sólo a una parte del vaciado de los alvéolos, ya que su volumen es muy inferior al de éstos, respecto de los cuales también su edad relativa debe ser menor. Los lechos torrenciales aguas arriba de los conos indican una competencia hidrodinámica muy

grande y no son totalmente explicados por la dinámica actual. El funcionamiento de conos y lechos torrenciales debe entenderse sincrónico con la formación de los grandes conos del piedmont en edades más húmedas que la actual.

Sin embargo, debido a la fuerte gradiente de estos sistemas, las vertientes de la cuenca de recepción son actualmente de flanco de valle activo. Las oscilaciones climáticas del Postglacial y los umbrales actuales por años lluviosos hacen que la torrencialidad continúe, por lo menos en lo referente a los lechos. También hay lechos torrenciales no correlativos a alvéolos, como el de Tiltit, que presenta algunas recurrencias actuales. Todos estos sistemas son actualmente torrenciales desde el punto de vista hidrológico, pero con efectos morfogenéticos que sólo afectan significativamente a los materiales finos.

D. Sistemas ligados a la arroyada

La localización de estos sistemas puede deducirse de la de los glaciares, que se concentran en los bordes de la parte septentrional y de la parte centro occidental de la depresión. Por lo tanto, su asociación común es con vertientes de flanco de valle pasivo y con partes distales de conos (a los que reemplazan lateralmente); siempre tienen que ver con paisajes de media o baja montaña. No hay manifestaciones actuales de arroyada en la superficie de los glaciares, que está en etapa de biostasia. Los talwegs los disectan. Por lo tanto, la arroyada actual a lo más puede afectar a las vertientes, desde donde las aguas se concentran fluvialmente. **Los fenómenos de inundación que afectan a la fosa de Batuco y al llano aluvial y glaciares de ahogamiento de Lampa son actualmente de carácter fluvial, cumpliendo sin embargo un papel emparentado con la arroyada, debido a la situación deprimida y de mal drenaje de esta parte de la depresión y dejando como testimonio los canales anastomosados y derrames de desborde del estero de Lampa.**

Al parecer, las vertientes de flanco de valle pasivo son —en su categoría— por lo menos tan antiguas como los glaciares. Si éstos pueden gradar aguas arriba a conos torrenciales, quiere decir que corresponden a las edades húmedas y torrenciales del Cuaternario Reciente. En las condiciones actuales, la potencialidad erosiva en las vertientes pasivas es más baja comparativamente que en las activas.

REFERENCIAS

- ARAYA-VERGARA, J.E. 1984. Erosional thresholds during a humid year on the dry temperate dominion in Chile - 25. *Congrès International de Géographie* Vol. I, Theme 1: Processus et mesure de l'érosion. Paris, France. 1-6.
- ARAYA-VERGARA, J.F., C. GARÍN & D. ROJAS. 1976. Los materiales de los cortes del Metro como unidad estratigráfica: Formación Santiago. *Primer Congreso Geológico Chileno*. Santiago. 1:D 21 - D 36.
- AUER, V. 1970. The Pleistocene of Fuego - Patagonia. Part. V. Quaternary Problems of South America. *Ann. Ac. Sci. Fenn. A*. 100. Helsinki.
- BRUGGEN, J. 1943. Contribución a la geología sísmica de Chile. *Imprenta Universitaria*. Santiago.
- BRUGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Ed. I.G.M. Santiago.
- BULL, W. B. 1962. Relation of textural patterns to depositional environment of alluvial fan deposits. *J. Sedim. Petrol.* 32(1): 211-216.
- COTTON, C.A. 1953. Tectonic relief with illustrations from New Zealand. *Geogr. J.* 119: 213-222.
- COTTON, C.A. 1957. Landscape, as developed by the processes of normal erosion. *Whitcombe & Tombs*. New Zealand. 2 nd. Ed.
- DENNY, CH. S. 1967. Fans and pediments. *Amer. J. of Sci.* 265(2): 81-105.
- HOOKE, R.L. 1968. Steady state relationships on arid regions alluvial fans in closed basins. *Amer. J. of Sci.* 266(8): 601-621.
- KOBAYASHI, K. 1955. Up and down movements now in action in Japan. *Geol. Rundschau*. 63: 233-247.
- MARANGUNIC, C. 1976. El glaciar de roca "Pedregoso". *Primer Congreso Geológico Chileno*. Santiago 1:D.
- ROJAS, D. 1981. Condiciones de sedimentación en la cuenca de Santiago. *Imp. Depto. de Geología*. Santiago.
- SCHUMM, S.A. 1971. Fluvial Geomorphology and River Mechanics In: SCHUMM, S.A., Ed. 1972. *River Morphology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa.: 365-417.
- STEFFEN, H. 1907. Einige Ergebnisse der Untersuchungen über das mittelmittelchilenische Erdbeben vom 16 August 1906 - *Petermanns geogr. Mit.* 6.
- STEHBERG, R. 1976. Un sitio habitacional alfarero temprano en el interior de la Quinta Normal, Santiago, datado en 180 A.C. *An. U. del Norte* (10): 127-140.
- TRICART, J. 1972. Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1:20.000, 1:25.000, 1:50.000). *Centre National de la Recherche Scientifique. Service de Documentation et de Cartographie Géographiques Mémoires et Documents*. Vol. 12. *Cartographie Géomorphologique*. 77. Paris: 37-105.

- TRICART, J. 1977. Précis de Géomorphologie. Tome II. Géomorphologie Dynamique Générale. Sedes. CDU. Paris.
- TRICART, J., A.R. HIRSCH & J.C. GRIESBACH. 1965. Géomorphologie et eaux souterraines dans le bassin de Santiago du Chili. Bull. Fac. Lettres Strasbourg. 43(7): 605-673
- TRICART, J. & M. MICHEL. 1964. La geomorfología de la cuenca de Santiago y sus relaciones con las aguas subterráneas. Bull. Fac. Lettres Strasbourg. 42(8): 545-559.
- VARELA, J. 1976. Geología del Cuaternario de Laguna de Taguatagua (Provincia de O'Higgins). Actas del Primer Congreso Geológico Chileno. 1: D 81-D.114.
- VIAL, A. 1983. Fotointerpretación del modelado glacial de los Andes de Santiago: cuencas del Mapocho y del Olivares. Memoria para optar al título de Geógrafo. U. de Ch. Santiago. Inédita.
- WHITE, S.E. 1976. Rock glaciers and block fields: review and new data. Quaternary Res. 6: 77-87.