

PRIMERA PARTE

RECONOCIMIENTO GEOMORFOLÓGICO EN LA CUENCA
DEL RÍO MAULE

por JEAN TRICART

La cuenca del Maule, a pesar de su importancia económica para Chile, ha sido el objeto de muy pocos estudios geológicos y geomorfológicos. Es por qué nos pareció útil publicar en *Informaciones Geográficas* las presentes notas de terreno, las cuales no pasan del nivel de un reconocimiento preliminar, el cual tenía por finalidad preparar un estudio más detallado destinado a servir de base para un inventario de aguas subterráneas. Este proyecto ha sido abandonado. Eso es la razón por la cual comunicamos nuestras notas al público científico.

Como es frecuente en el Valle Central, la cuenca del Maule ha sufrido una fuerte influencia del volcanismo y de los movimientos tectónicos, incluso durante el Cuaternario. Para poner en evidencia la deformación tectónica de las acumulaciones, es indispensable poder identificarlas con certeza. En el campo, el método más eficiente es establecer una escala de los tipos y grados de meteorización de su material. Tales observaciones deben completarse por estudios de laboratorio. Desgraciadamente, las muestras que habíamos cogido se han extraviado entre Chile y Francia. Estamos, pues, en la obligación de limitarnos a las observaciones de campo. Empezaremos con este punto, antes de presentar algunas descripciones regionales.

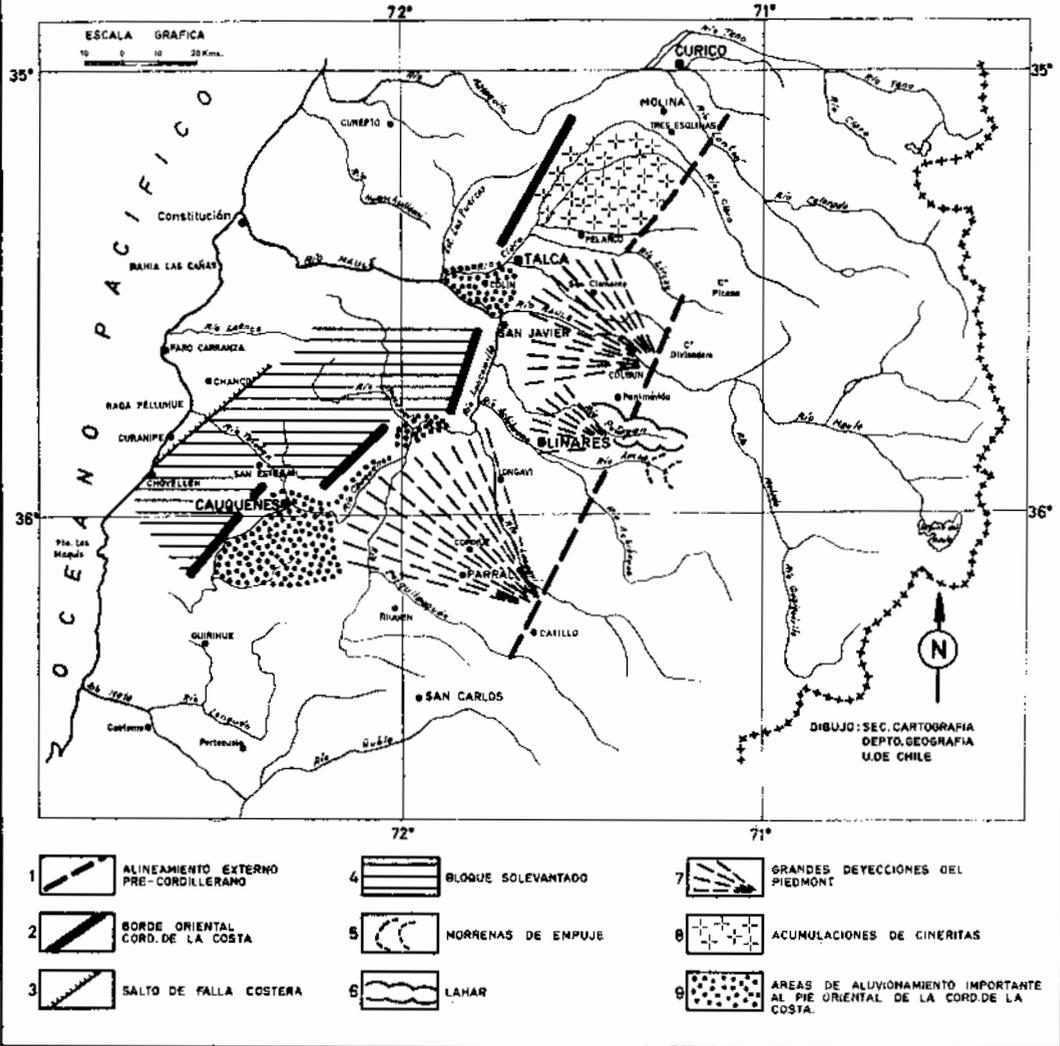
I. TIPOS DE METEORIZACION CARACTERÍSTICOS DE LAS
DIVERSAS ACUMULACIONES

La presente escala define los grados y los tipos de meteorización del área. Ella ha sido establecida en los sitios favorables, donde la evolución geomorfológica permite una buena identificación de las diversas acumulaciones sucesivas. Por su parte, la presente escala proporciona un criterio de identificación de las mismas en los sitios donde el punto de vista geomorfológico se torna dudoso, como, por ejemplo, cuando la posición relativa de las diferentes terrazas ha sido modificada por movimientos tectónicos. Establecer una escala de este tipo es la primera preocupación que debe tener un geomorfólogo durante

(1) El presente artículo consiste de notas tomadas en el terreno durante un gira de reconocimiento realizada en el año 1967 en compañía de los Ings. CASTILLO, de la CORFO HENRIQUEZ y FORNOS del IIG y, para el área de Cauquenes del prof. R. BÖRGEL, de la Universidad de Chile. El prof. BÖRGEL nos hizo visitar varios cortes examinados por él y nos comunicó su experiencia de la zona. Nos quedamos sinceramente agradecidos a nuestros compañeros por los cambios de ideas que tomaron lugar durante la gira y al IIG por la movilización y la comunicación de perfiles de perforaciones.

CROQUIS GUIA PARA LA UBICACION DE LOS RASGOS GEOMORFOLOGICOS DESCRITOS POR EL PROF. TRICART

(Prof. J.Araya V. - Comité de Redacción)



un trabajo de reconocimiento. Pero él debe conservar una actitud dialéctica y pensar siempre en mejorar y completar esta escala en cada oportunidad, mientras el trabajo está avanzando.

La terraza más baja, la que domina inmediatamente la llanura inundable (lecho mayor del río), la designamos por el símbolo Q. Las terrazas más altas,

y, por consecuencia, más antiguas, se indican usando una numeración que crece con su antigüedad: Q, para la anterior a Q, y, sucesivamente: Q,, Qiv, Qv, etc. . . Es más prudente empezar la numeración por el más reciente, siempre más seguro. No es raro que estudios más detallados permitan descubrir restos de acumulaciones muy antiguos. Si se utilizara el símbolo Q, para la acumulación la más antigua, sería necesario cambiar toda la simbología cada vez que se realiza tal descubrimiento, lo que presenta grandes inconvenientes.

Q' (terrazza más baja), ha permanecido muy poco alterada en la superficie. Los suelos son del tipo regosuelo, sin formación de arcilla, solamente con una pequeña fracción limosa, la cual proviene, por parte, de la percolación de limos de desbordamiento al fin del período de acumulación del material. Hasta 2 ó 3 m. de profundidad, solamente pueden observarse algunos rodados de rocas que han sido podridos o que se han tornado frágiles, pero la mayor parte de los cantos de estas rocas permanecen bien frescos. El grado de alteración es mínimo, lo que confirma la edad reciente de estas acumulaciones.

Q,, ofrece, al contrario, una cubierta arcillosa, en parte elaborada *in situ*, en parte acumulada por procesos de coluvación. Puede observarse la presencia de películas de arcilla en la superficie de los cantos y, a veces, a lo largo de las grietas que las afectan, hasta varios metros debajo de la superficie. Eso nos indica que se habían formado suelos muy desaturados, lo que ha permitido una intensa lixiviación. Los rodados de rocas granulares son podridos hasta 2 a 4 m. y frágiles hasta una mayor profundidad. Estas características no son tan claras cuando el material aluvial consiste de cantos de rocas básicas, los cuales han quedado casi frescos (caso de las acumulaciones del Río Claro).

Q,, ofrece también grandes diferencias en el grado de alteración según la naturaleza petrográfica del material. Las rocas ácidas granulares son podridas hasta los 10-20 m., en cambio las rocas básicas están poco afectadas. Por ejemplo, el basalto compacto no está podrido, solamente se quiebra, a lo largo de fisuras cuyas paredes son recubiertas de óxido de hierro. Pero, en la superficie, se ha formado, por la alteración, una capa arcillosa de 1-1, 2 m. de espesor en la cual todos los cantos han desaparecido. Debajo de ella, aparecen, en la arcilla, algunos rodados que han resistido, sean enteros, sean fragmentos. La arcilla ha penetrado profundamente por lixiviación en el material subyacente.

Qiv está mucho más alterado aún. En el Alto del Nabo, en Catillo, todos los cantos están podridos en una capa superficial de varios metros de espesor. Solamente pueden identificarse los basaltos de 10-30 cm. de diámetro, a pesar de que son muy frágiles. La única roca que ha resistido a la alteración es una andesita con fenocristales de feldespato. En la superficie, se observa una capa arcillosa de 1-2 m. de espesor, la cual ha sido parcialmente erosionada: los bloques de andesita sobresalen del suelo. A los 1-1,5 m. de profundidad, aparecen, en la arcilla, cantos basálticos podridos. A 20 ó 30 metros debajo de la superficie, la matriz arenosa se encuentra alterada, con manchas de óxido

de hierro. Los rodados de rocas granulares son podridos, los de rocas básicas que quiebran a lo largo de fisuras revestidas de óxido de hierro.

La intensidad de las alteraciones se explica por el clima, caracterizado por alternancia de una estación seca nítida y de una lluviosa con totales anuales de precipitaciones suficientes. Contraste de humedad de este tipo son favorables para la meteorización. Así ésta ha llegado a producir arcilla y suelos profundos, y a permitir un movimiento importante del hierro. Pero lo que es una diferencia con las regiones mediterráneas del Viejo Mundo, aquí no han ocurrido fenómenos de rubefacción.

No nos parece que el área haya conocido amplios cambios del clima durante el cuaternario, lo que es también, una diferencia con el Mediterráneo europeo y norteafricano.

En efecto, no hemos observado ningún fenómeno periglaciario, a pesar de la alta susceptibilidad de los cantos alterados frente a la fragmentación por el hielo y deshielo. Solamente en algunos períodos el escurrimiento difuso ha sido intenso, principalmente durante la acumulación de Q₁. En esta época, los productos de alteración y los suelos anteriores han sido descabezados lo que ha hecho sobresalir los bloques no alterados en la superficie. Cerca de la confluencia de los ríos Maule y Claro, puede observarse una ladera con esta característica que se termina hacia abajo por una explanada (glacis) que se une al Q₁.

Esta ausencia completa de rasgos periglaciares es tanto más notable si se considera que las lenguas glaciares de la cordillera han llegado hasta muy bajas alturas.

II. LA TERMINACION DE LOS GLACIARES (ver croquis)

Hemos visitado las obras de la represa de Ancoa, las cuales nos ofrecieron muy buenas posibilidades de observación. En el propio sitio del dique, existen morrenas, apoyadas sobre un umbral glacial. El material es una mezcla de paquetes sin estratificaciones y de otros con estratos peliculares que han sufrido dislocamientos. Una parte de esta morrena es una morrena de empuje. Hasta los 4-5 m. de profundidad, ha sido observada una fuerte ferruginización, pero las rocas granulares no son podridas. Otra morrena empujada puede identificarse un poco aguas arriba de Roblería, donde un corte muestra un lente de limo y de arena fina con estratificaciones peliculares que han sido afectadas por pequeños plegamientos. Esta lente se encuentra dentro de gravas.

Hacia aguas arriba, el valle presenta características de un valle de glaciar en forma de U.

La morrena terminal del embalse se encuentra a los 525 m. de altura. Su edad parece ser por lo menos igual a la de Q₁, posiblemente más antigua. Efectivamente, del lado izquierdo del valle, aguas abajo, una terraza viene a apoyarse contra la morrena. Esta terraza es por lo menos Q₁, pero, proba-

blemente $Q_{1,1}$, a pesar de que su alteración sea menos intensa que la que, habitualmente caracteriza aquella acumulación.

Aguas arriba de Roblería, al pie del Paso Putagán, en el valle del río Ancoa, hemos notado 4 m. de depósitos lacustres, de tipo pelicular, semejantes a varvas, pero sin capas orgánicas, formados por una alternancia de limos y de arenas finas. Su facies es típico de los materiales proglaciares. Llegan hasta 480-490 m. de altura. Han sido represados por la morrena terminal del embalse.

A pesar de la llegada de lenguas glaciales hasta los 525 m. de altura durante el período de depósito de la terraza $Q_{1,1}$ o $Q_{1,2}$, no se ha encontrado ninguna huella de fenómenos periglaciales en todo el área. Eso es una diferencia considerable con Europa y Africa del Norte, donde varios tipos de fenómenos periglaciales son muy desarrollados y han desempeñado un papel muy importante, quebrando las rocas, proporcionando grandes cantidades de detritos sobre las laderas, destruyendo una gran parte de los suelos y de las formaciones de alteración anteriores. En la cuenca del Maule, los productos antiguos de meteorización han sido conservados en gran parte. Solamente, han sido adelgazados sobre las laderas por el escurrimiento difuso.

Estos productos forman el material parental de numerosos suelos. Es además probable que, sobre superficies planas, se hayan conservado parcialmente suelos antiguos, troncados, que han sido transformados posteriormente por la acción de una nueva pedogénesis, como es muy frecuente en extensas partes de la pampa argentina, principalmente en la pampa deprimida.

Las observaciones realizadas en el sitio de la represa Ancoa nos muestran además, que la edificación de las acumulaciones aluviales es contemporánea de los períodos glaciales como, también, en Europa y en Africa del Norte. Por tanto, no es la influencia directa del frío que provocó las acumulaciones. El muy potente proceso de fragmentación de las rocas, que es la gelifracción, no ha funcionado en el área estudiada. Debemos entonces buscar otros mecanismos morfoclimáticos. La importancia del escurrimiento difuso implica una cubierta vegetal menos densa. Es posible que la existencia de importantes superficies de nevados en la cordillera haya provocado la formación de un anticiclón en la región de los fiordos. Hemos comprobado su existencia en Argentina. Durante las dos últimas regresiones marinas, fuertes acciones eólicas han afectado la pampa deprimida y la pampa semiárida. Sus efectos más lejanos se encuentran en el S y SW del Uruguay. Los vientos venían del SW durante estas épocas. Es, entonces, bien posible que el anticiclón patagónico haya afectado, también, el sur del valle central. En la cuenca del río Bío-Bío, se observan campos de dunas antiguas, fijadas por la vegetación, que han sido edificadas por vientos del sur. Cubren, por ejemplo, grandes extensiones de ambos lados del río Laja, aguas arriba de la ciudad de Laja, y forman una faja al borde norte del río Itata. El material afectado son arenas medias a finas, constituidas por hidrocineritas. Pero condiciones lito-

lógicas favorables no son suficientes; el clima, también, importa. Por eso, estamos inclinados a pensar que, durante los períodos glaciales, la circulación atmosférica ha sido alterada en el sur del Valle Central. Un clima más inestable, más irregular, con períodos de sequía alternando con lluvias torrenciales habría resultado de estos cambios. Un tal clima es desfavorable para la vegetación, y al contrario permite una morfogénesis más intensa. Pero, debemos también considerar la actividad volcánica. Las lluvias de cenizas, por ejemplo, eliminan, durante un cierto tiempo, la influencia biostática del estrato herbáceo de la vegetación, sin disminuir las precipitaciones; al contrario, eso también favorece el escurrimiento y provoca la llegada de grandes cantidades de material en los fondos de valles. A pesar de la ocurrencia de cubiertas de cenizas sobre la terraza Q₁ y Q₂, no creemos que la influencia del volcanismo haya desencadenado la edificación de las acumulaciones aluviales. En efecto, éstas no consisten principalmente de cenizas, sino esencialmente, de cantos de naturaleza muy diversa, lo que demuestra la llegada, en el fondo de los valles, de detritos proporcionados por las laderas de todas partes de las cuencas. Las cenizas cubren las terrazas y no se integran en los rellenos aluviales. El origen de las acumulaciones fluviales nos parece esencialmente climático, pero sin ninguna influencia directa del frío, sin ningún carácter periglacial.

Esta conclusión, sacada de las observaciones geomorfológicas, nos parece ofrecer una cierta importancia, no solamente para los suelos, como lo hemos enfocado más arriba, sino para las ciencias naturales en general. La ausencia de cambios climáticos muy amplios en una parte extensa del Valle Central ha probablemente favorecido la permanencia de muchas especies vegetales y animales endémicas. Su área de extensión ha podido variar los aspectos fisiológicos de la cobertura vegetal también, como nos lo hace pensar el aumento del escurrimiento difuso sobre las laderas. Pero, de todas maneras, estos cambios han sido poca cosa en comparación con Africa del Norte y Europa Occidental y Central, donde los períodos fríos del Cuaternario han originado enormes modificaciones en los tipos de cubierta vegetal (por ejemplo, formaciones de tundra han ocupado áreas donde crece en el presente un bosque caducifolio) y en la composición específica.

III. LAS TERRAZAS EN EL VALLE CENTRAL

El Valle Central forma el piedemonte de la Cordillera y de la Precordillera. Por esos, es una región de extensas acumulaciones aluviales, principalmente en forma de conos de deyecciones (ver croquis). La fuerte pendiente de los ríos andinos y la violenta disección de la sierra tiene como consecuencia la predominancia de los materiales gruesos: rodados y hasta bloques. El volcanismo que siguió activo durante todo el Cuaternario exagera este carácter. Además, el Valle Central es una fosa de hundimiento donde los movimientos tectónicos han queda-

do activos. El estudio de las terrazas permite poner mejor en evidencia el juego complejo de estos diferentes factores que han interferido entre si.

1º AL NORTE DEL RÍO MAULE:

Entre los Cerros Perquín y Colorado, existe una gran depresión donde se han edificado importantes acumulaciones de material grueso (rodados de 15-30 cm., numerosos bloques de 50 cm.), el cual ha sido traído por el río Maule. A lo largo de la carretera de penetración hacia Colbún, se observan tres terrazas:

— Q, la cual se torna rápidamente más ancha, aguas abajo del cerro Perquín. Se ha edificado posteriormente el cambio de cauce del río Maule.

— Q, , se ha conservado principalmente dentro de los rincones de las laderas. Su material es alterado sobre 2-3 m. de espesor.

— Q, , es una acumulación gigantesca que se ha ubicado a lo largo de todas las aberturas que existían entre los cerros. El material se ha amontonado aguas arriba de los cerros que obstaculizaban el escurrimiento. Ella se dirige hacia Perquín y San Clemente, hacia la Q. la Zorra, hacia el río Lircay y se mezcla con su propio material. Esas alteraciones superficiales son intensas. Las rocas granulares están podridas, las lavas básicas se abren en forma de cebolla. El modelo de acumulación se ha conservado solamente en sus líneas generales, siendo muy fuerte la disección en lomajes y valles, a veces con laderas empinadas (ver croquis y foto 1).

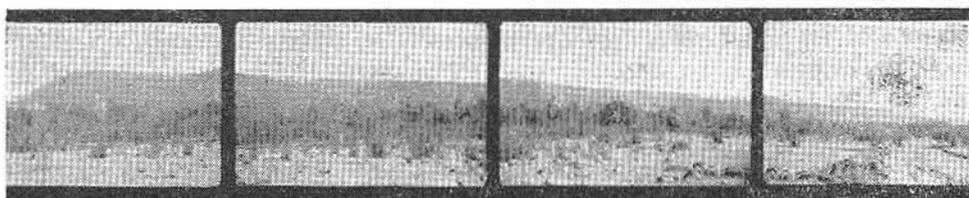


Foto 1: Q, , más alta que Q, ,.

Los cortes que resultan de la construcción de nuevos canales de riego muestran que Q, , ya había sufrido una disección importante cuando se depositaron las cenizas volcánicas que lo cubren. En efecto, estas cenizas son muy delgadas, casi imposibles para identificar sobre la parte alta de las lomas y se tornan más espesas hacia los valles poco entallados. En los vallecitos en forma de cuna, llegan a los 5-10 m. de espesor.

En la parte alta de la cuenca del río Lircay (ver croquis), frente a Vilches Bajo, un camino nuevo nos mostró la siguiente sucesión:

a) Inmediatamente por debajo de la superficie del plan alto, hidrocineritas arenosas, bien lavadas, con algunos cantos pequeños aislados y estratificaciones peliculares nítidas, 5 metros;

- b) Cineritas sin estratificaciones, color ocre anaranjado 8 m.;
- c) Cineritas estratificadas, arcillosas, de color anaranjado, fosilizando pequeñas incisiones excavadas en (d);
- d) formación de cantos rodados del río Lircay principalmente de rocas volcánicas, con una matriz de cenizas y lentes de cenizas. Toda la formación ha sufrido alteración (rocas granulares podridas);
- e) En el lecho del río Lircay, una colada volcánica cortada por el río.

Esta acumulación se extiende hacia aguas abajo, llegando a formar un gran cono de deyecciones disectado en lomajes por valles de fondo plano, con terrazas. La del Estero Picazo tiene 50 m. de profundidad en el sifón del canal de riego. Detrás del cerro Auquil, se encuentra una importante acumulación de cineritas que cubre Q₁. El cono baja hacia el sur a lo largo del camino de Pelarco.

Aguas arriba, en la Q₂ de los Gredos, afluente del río Lircay, puede también observarse una colada volcánica, cortada en cañón, recubierta por una acumulación Q₃, muy meteorizada. Esta colada consiste, en su parte inferior, de andesitas compactas, y, en su parte superior, de material escoriáceo. Cerca de un molino, aflora un cenuglomerado que parece pasar lateralmente, hacia arriba, a la colada volcánica. Una parte de los bloques que lo integran son angulosos, otros bien desgastados.

Así, al norte, el río Maule ha edificado una acumulación Q₄, muy potente la cual ha sepultado una depresión entre los Cerros Perquín y Colorado. La acumulación no ha sido solamente muy abundante sino además muy violenta, con algunos caracteres catastróficos. Estos parecen resultar de erupciones volcánicas, cuya ocurrencia es comprobada por las intercalaciones de cenizas que se han observado interestratificadas en la acumulación Q₁, del Río Lircay. Como consecuencia de esta violenta acumulación, el río Maule ha buscado una salida en cualquier parte y se ha dirigido momentáneamente hacia el río Lircay. Una serie de esteros, al norte del río Maule, corren del SE hacia el NW, conforme a la inclinación general del gran cono edificado por el río Maule (Q₄) (ver croquis).

2º AL SUR DEL RÍO MAULE:

En el sector de piedemonte, pueden observarse las siguientes terrazas:

- El río Maule forma canales anastomosados, con bancos de rodados.
- Una terraza muy baja, todavía inundable, pero cultivada (Q^ob).
- Un resto de terraza Q₁, muy angosta en la margen derecha, más ancha en la izquierda, formada por rodados muy frescos, casi sin matriz. El borde de terraza es frecuentemente abrupto, como consecuencia de los socavamientos de orillas por los canales anastomosados. Su altura aumenta paulatinamente hacia aguas arriba (2 m. 1,5 km. aguas arriba del puente de la Panamericana 3 m. cerca de orillas del Maule, 4-5 m. cerca de Santa Ana de Querf).

— Una terraza Q_1 , cuya altura es superior de 2-3 m. respecto a Q_2 , a lo largo de la Panamericana.

En la margen derecha del río Maule Q_1 , forma una faja angosta al pie de una acumulación de cineritas que cubre totalmente Q_2 . Estas cineritas se han acumulado mayormente contra la falda oriental de los cerros, como en cerro Caiván y, a veces, en el área al pie occidental de los cerros aparece una pequeña superficie que no ha sido recubierta por ellas. Al pie del Cerro Bobadilla, cineritas coluviales se hunden por debajo de Q_1 . Así se comprueba la ocurrencia de dos períodos de lluvias de cenizas: uno posterior a la acumulación de Q_2 , y anterior a la de Q_1 , y el otro intermedio entre Q_1 y Q_2 .

Hacia el sur, al S del cerro Divisadero, la superficie de Q_1 se termina contra un escarpe rectilíneo de 3-4 m. de alto, que desaparece rápidamente hacia el W. Presenta todas las características de un escarpe de falla. Más al sur, se encuentra un resto de cono de deyecciones Q_1 del río Maule, con las alteraciones típicas. El ha sido basculado y se hunde rápidamente, hacia el W debajo de la acumulación Q_2 . Cerca de Santa Elena, una serie de esteros se han instalado al contacto del cono Q_1 y son alimentados por la capa freática del cono. Todo eso se ubica al pie de un gran derrame de cenizas que parece hundirse debajo de Q_2 . Inmediatamente al N del río Maule, él se termina por una falla o una flexura hacia el S. El río Maule parece haber edificado su cono Q_1 dentro de una cubeta inclinada del S hacia al N, al pie de una falla o flexura. Esta cubeta parece posterior a la acumulación de Q_2 . Al pie del cerro Divisadero, la cubeta es fuertemente basculada hacia el W. En efecto, la superficie de Q_1 sube claramente hasta 8 m. de altura relativa inmediatamente aguas abajo del cerro Divisadero. Aguas arriba, llega a los 10-12. Aguas abajo del sitio de la represa de Colbún, las acumulaciones son muy nítidas, con las siguientes facies:

— Q_2 consiste de rodados muy desgastados de 20-30 cm. con una capa de 2-3 m. de espesor de bloques de 1-2,5 m., todos de brecha volcánica gris amarillenta. Estos bloques pueden resultar de una ruptura glacial, provocada por el volcanismo.

— Q_1 , es menos grueso con capas arenosas llegando a los 0,2 m. de espesor y algunos rodados grandes dispuestos en líneas. El buzamiento de las capas es fuerte (5-10°) hacia el SW; la parte superior de la acumulación es la más gruesa. Por eso, se puede deducir que el cambio de cauce del río Maule, cuando abandonó la depresión. El Colorado-Perquín, escurrió al fin del período de acumulación de Q_2 . Puede ser una consecuencia del hundimiento tectónico que afectó la superficie de Q_1 , al SE del cerro Divisadero. En efecto, el antiguo cauce de Perquín se ubica sobre el bloque no hundido.

A lo largo de la carretera nueva entre Colbún y Panimávida, conos de deyecciones locales Q_1 , se funden con el cono del río Maule. No se observa ya ningún basculamiento; al contrario del Sector Norte. Pero, en Panimávida, el contacto entre Q_1 y Q_2 es rectilíneo y muy brusco a lo largo del Estero Rarí.

Resulta probablemente de una falla NE-SW, conforme a la alineación de las fuentes termales. Una gran extensión, muy llana, de Q, que se termina bruscamente al pie de la precordillera ocupa probablemente una pequeña fosa tectónica. En ella no se encuentra ningún afloramiento Q,,. Aguas abajo, en S. Bartolo, el río Putagán, en su margen derecha, socava una acumulación Q,, muy típica, de solamente 2 m. de altura relativa. En la margen izquierda, Q, se encuentra a la misma altura. Eso da a pensar que se trata de un compartimiento intermedio, menos hundido que los que son ocupados por los conos Q, del río Maule y del río Achibueno, que se encuentran al N y al S.

En el valle del río Putagán se encuentra el material de un enorme lahar que ha venido del alto valle del río Ancoa por el Portillo Putagán. El forma todo el Cerro cota 748 al lado del portezuelo. Su superficie baja paulatinamente hasta los 300 m. cerca de El Colo. El material está intensamente alterado: cerca de la superficie, solamente han resistido los bloques de andesita feldespática. Hasta, al menos, los 5-6 m. de profundidad, se encuentran arcillas de alteración de color marrón-rojizo favorables a la formación de cárcavas. Cerca de El Colo, el material de este lahar es retomado en un gran cono de deyecciones Q,, con una alteración fuerte pero menor que la del lahar. El cono Q,, se hunde rápidamente hacia el W, pasando por debajo de Q,, cerca de Capilla Palacios (foto 2).

El mismo tipo de material se encuentra también en el Alto del Nabo, al lado del río Achibueno. Se trata de un altiplano subiendo suavemente hacia el SE, a partir de los 400-430 m. de altura, disectado por valles, con un modelado ondulado. El camino que sube al Alto Nabo ofrece una serie de cortes en los cuales puede apreciarse una formación de rodados bien desgastados con algunos bloques, más numerosos en la parte superior del depósito y más gruesa en general. El espesor visible llega a los 70 m. La alteración es intensa en toda la acumulación y semejante a la del lahar del Valle de Putagán. Este cono de deyecciones se une al norte, con otro del río Ancoa, más disectado y de mayor pendiente.

Al pie del Alto del Nabo, en Benítez, se ha conservado un angosto resto de Q,, formado probablemente por material del Estero Llepo. El borde de terraza, que domina Q, tiene unos 10 m. de alto. Presenta todas las apariencias de un escarpe de falla, limitando la extensa llanura formada por Q, con algunas digitaciones de material holoceno (Q°).

El borde de la precordillera entre los ríos Lircay y Achibueno se caracteriza por una serie de acumulaciones en forma de abanicos (ver foto 2). El vulcanismo ha participado directamente en su edificación, durante el Cuaternario antiguo, (lahar del río Putagán, Q_{iv} y cenizas volcánicas interstratificadas en el Q,, del río Lircay), pero durante el Cuaternario más reciente, los depósitos son de origen climático. Importantes lluvias de cenizas, llegando desde el este, han tomado lugar durante los períodos intermedios entre Q,, y Q,, (Q',,,) y Q,, y Q, (Q',,,). Importantes movimientos tectónicos han seguido

Valle Central y se encuentra también en la Cuenta de Santiago y en la hoya del río Biobío.

3º EN EL SECTOR DEL ESTERO (PICAZO Y DEL RÍO CLARO:

El estero Picazo forma un límite morfodinámico. Al sur, se encuentran extensiones grandes de conos de deyecciones. En la propia cuenca del estero Picazo, las cenizas predominan. El gran abanico ubicado en la desembocadura del estero Picazo consiste únicamente de cenizas, parcialmente retomadas en forma de lahar. Hacia el sur, estas cenizas parecen apoyarse sobre el cono de deyecciones $Q_{1,2}$, del río Lircay, pero no hay buenos cortes y la superficie es una llanura muy uniforme que se establece sobre ambas formaciones. Las cenizas son también muy abundantes en la precordillera al norte del estero Picazo, donde ellas se encuentran muy alteradas y yacen sobre formaciones volcánicas más antiguas, también ricas en cenizas y con fuerte meteorización. Una gran parte de las hidrocineritas del Valle Central han sido provistas por este sector.

En el Valle del río Claro, cerca de Tres Esquinas, puede comprobarse que la extensa cobertura de cenizas que se encuentra en el área se ha depositado en el período $Q'_{1,2}$. En efecto, $Q_{1,2}$, no aparece en la superficie; está siempre escondido por las cenizas. Encajonadas en la superficie recubierta de cenizas, pueden observarse dos terrazas muy nítidas: Q_1 y Q_2 . La terraza Q_1 , se sigue en dirección de Molina donde parece unirse con las acumulaciones del río Lon-tué. Hacia aguas arriba, ella puede identificarse muy lejos, hasta más allá de El Bolsico, donde ella sigue siendo encajonada dentro de la capa de cenizas. El lecho del río Claro está cortado abruptamente dentro de una colada de cenuglomerado. Las cenizas, alrededor de Tres Esquinas pasan de los 50 m. de espesor y bajan hasta el nivel del río Claro, por lo menos.

IV. LAS ACUMULACIONES EN LA PARTE HUNDIDA DEL VALLE CENTRAL

Como ya lo hemos indicado, las acumulaciones aluviales más antiguas se hunden por debajo de las más recientes hacia el oeste. Esta disposición es particularmente nítida a lo largo del río Maule y entre éste y el río Achibueno.

Al norte de Talca, entre los ríos Lircay y Claro, se extiende una amplia acumulación de cenizas disectada en lomajes entre los cuales se encuentran numerosos esteros acompañados por una faja de rodados que se han depositado durante Q_1 y Q_2 . Los paleosuelos de color café con leche y con horizonte B de concreciones ferruginosas han sido en gran parte erosionados. Solamente se han conservado, troncados sobre la parte convexa superior de las lomas. Al norte de Medias Aguas aparece, en la parte superior de las cineritas, una capa ligeramente consolidada, tufácea. En esta área, pueden observarse, en las cineritas, suelos fósiles con precipitación de carbonato de calcio en forma de ca-

pititas (costras embrionales) y de concreciones tubulares a lo largo de antiguas raíces. De manera general, las costras calcáreas son muy poco frecuentes en Chile, lo que es una gran diferencia con España y África del Norte. Su formación exige condiciones de sequía que provocan la evaporación del agua en el suelo. Su presencia al N de Medias Aguas es un argumento en favor de la ocurrencia durante el Cuaternario (intervalo entre $Q_{1,1}$ y $Q_{1,2}$) de períodos secos.

En el área de Linares, las cineritas cubren $Q_{1,1}$ y no $Q_{1,2}$, como en el sector al norte de Talca. Al sur de Linares, son delgadas a lo largo del río Ancoa (0,3-0,5 m.). Su espesor aumenta hacia el sur, pasa los 2-3 m. en las orillas del río Achibueno. En ambos casos, ellas faltan en la superficie de $Q_{1,1}$ la cual consiste únicamente de rodados y un poco de cenizas retomadas en su matriz. Los suelos desarrollados sobre las cineritas son más variados que al N y cambian en función del drenaje. Pasan de suelos hidromórficos, con tendencia planosólica en los sectores mal drenados de superficies de acumulación y de fondos de valles secundarios llanos, a suelos ocreos con movimientos de hierro en los sectores con buen drenaje externo. Pero, en ningún caso aparecen concreciones de óxido de hierro. El drenaje interno de los suelos sobre cineritas es siempre malo. Como consecuencia del aumento paulatino del espesor de cineritas hacia el S, al S del río Longaví predominan, en este material, una topografía de lomajes con suelos ocreos.

Un cambio importante de modelado se manifiesta a lo largo del río Liguay. Al norte, una llanura muy plana compuesta de acumulaciones de diferente edad yuxtapuestas al mismo nivel, una al lado de la otra. Al sur la orilla es abrupta y domina la orilla derecha de 5-7 m. Un relieve de disección con lomas y valles ocupa el área hasta el río Perquilauquén, alrededor de Parral, Belén Niquén. El derrame de ceniza forma un gran cono en el cual los ríos son entallados, principalmente en su curso inferior. Las cenizas se terminan entre Niquén y la Panamericana. El relieve de acumulación es muy plano, con un material de rodados de no más de 10-15 cm., muy desgastados. En la ciudad de Parral, al paso bajo nivel del ferrocarril, pueden observarse 5 m. de cenizas, sin que los rodados aparezcan. A lo largo del río Perquilauquén, cerca de la carretera a Cauquenes, existen dos niveles distintos de terrazas:

— El gran cono disectado, formando una terraza de 15 m. sobre el lecho del río.

— Una terraza baja, a los + 5 m., integrada únicamente por cenizas retomadas.

El gran cono baja paulatinamente hasta el río Cauquenes. Pero, este sector, hemos encontrado huellas de cambios de cauces que se examinarán más adelante.

Las facies de las cineritas en el área del río Longaví y de Copihue ofrecen una cierta variedad. Por lo general, a 1 m. aproximadamente, debajo de la superficie existe una capa compacta, algo endurecida, que ha resistido a la

maquinaria cuando se construyó la carretera formando bloques hasta de un metro en los escombros. Ciertos horizontes son además, arcillosos. Todo eso explica el mal drenaje interno de los suelos y su tendencia hidromórfica. En Copihue, hemos levantado el corte siguiente:

— Suelo ocre-naranjado, arcillo-limoso, sin concentraciones de óxido de hierro, desarrollado en una capa poco compacta.

— Capas compactas que resisten un cuchillo, con numerosas pequeñas piedras pómez de 2 cm. al máximo. Algunas capitas más arenosas y más blandas. Esta capa se endurece hasta 1,5 m.

— Capas arenosas, sueltas, con estratificaciones peliculares finas, algunas películas siendo más finas y más ricas en minerales de color negro. Este material presenta una facies de decantación en aguas calmas, sin ninguna intervención del factor biótico.

— Grava con abundante matriz arenosa, alternando con bancos de arena en los cuales se encuentran líneas discontinuas de pequeños rodados cuyos cantos no pasan 5-7 cm. en espesor de más de 1,2 m.

Este derrame se adelgaza rápidamente en los alrededores de Linares y termina en las afueras N de esta ciudad. Las dos capas superiores descritas en Copihue pueden observarse, con algunos cambios de detalle, hasta Parral por lo menos. Longaví parece ubicado sobre el borde del derrame.

Cerca de Catillo, la acumulación Q₁, con su cubierta cinerítica, forma un enorme cono de deyecciones. Su eje pasa por la ciudad de San Carlos. El río Perquilauquén se ubica sobre su flanco NE. El río Ñuble ubica una posición vecina de la generatriz central del cono. Hasta aguas arriba, las cenizas se tornan gradualmente más delgadas, lo que permite la alimentación de una capa freática artesiana en el cono, tapada aguas abajo por la cubierta de cineritas poco permeables. Estas cineritas no han llegado por el valle del río Perquilauquén, en el cual no se encuentran. El área de Catillo presentan, también, evidencias de deformaciones tectónicas cuaternarias. A la salida del valle del río Perquilauquén, al pie de la precordillera, se encuentra un cono de grandes dimensiones, profundamente alterado. En la superficie, afloran arcillas de alteración, de color marrón-ocre, erosionadas en zanjitas, con restos de rodados; hasta los basaltos no muy masivos han sido meteorizados. Debajo de la arcilla, los cantos están podridos con fenómenos de ferruginización. La alteración es del tipo de la del Alto del Nabo y del Qiv. Este cono parece haber sido edificado por el río Perquilauquén y por el río Longaví; puede observarse sobre ambas márgenes del río Perquilauquén, pero con una diferencia de nivel de unos 30-40 m., siendo más baja la margen izquierda. Se trata probablemente de una falla. El río Perquilauquén no se ha entallado aún hasta la base del material del cono Qiv.

Entre Remulcao y Catillo, aparece la siguiente sucesión:

— A lo largo del río Catillo, en el fondo del valle, una terraza baja Q₁, nítidamente cortada por el lecho encajonado.

— A lo largo de la carretera, desde Parral hacia aguas arriba, una terraza Q₁, con una cobertura de cenizas que se adelgaza paulatinamente. Cerca de Remulcao no tiene más de 1-1,5 m. de espesor.

— Una acumulación potente de rodados muy desgastados, bien lavados, de hasta 10-20 cm. que puede observarse muy bien en los cortes de la carretera, sobre 8-10 m. de espesor. La alteración es bastante fuerte: todas las rocas granulares están podridas, la arcilla ha sido lixiviada y la matriz arenosa está ferruginizada. Las características son las de Q₁, , , .

La carretera sube más al E, sobre el gran cono Qiv del río Perquilauquén.

Qiv se hunde por debajo de Q₁, , y éste, a su vez por debajo de Q₁, hacia el oeste. En la región de Parral, Q₁, , con su cubierta de cenizas forma toda la superficie. Es más agua abajo que se diferencia nuevamente Q₁, bajo la forma de una acumulación de cenizas retrabajadas. En este sector también, el último período de movimientos tectónicos importantes parece ser el Q₁, , .

El hundimiento del borde occidental de la fosa puede ponerse en evidencia por intermedio del estudio de los sondajes. El resumen de los principales de ellos es el siguiente:

a) En Molina (Vinícola Patria), sobre el cono edificado en conjunto por los ríos Claro y Lontué, se han encontrado:

0-4 m. arcilla.

4-19 m. conglomerado arcilloso.

19-34 conglomerado arcilloso con bloques.

34-48 rodados, arena, bloques.

48-51 arcilla y rodados.

El facies es muy grueso y consistente, por parte de derrames violentos, posiblemente del tipo lahar.

b) En San Clemente (tanque de agua), sobre el cono antiguo del río Maule:

0-64 m. arcilla.

4-16 rodados con bloques.

16-48 rodados, bloques, arcilla, arena.

48-51 arcilla.

c) En Talca, tanque de agua:

0-18,5 m. arena blanca fina, limo, arcilla (cubierta de cenizas)

18,5-25 gravas, arena, bloques.

25-27 rodados con bloques.

27-37 grava y arena.

37-45 rodados con arcilla y bloques.

45-47 rodados y arena

47-64 arcilla dura con bloques

64-65,5 Rodados y arena

65,5 roca alterada

El pozo, ubicado cerca del borde occidental de la fosa ha atravesado prin-

principalmente material no muy grueso, con algunas capas con bloques, depositadas probablemente por derrames violentos.

d) En Longavi (Soc. Industrial Aisén):

0-4 m. arena fina.

4-12 arena gruesa

12-30 arena y grava.

El material es fino, probablemente depositado en un área represada.

(e) En Linares (Fábrica IANSA):

0-2 m. arcilla con bloques.

2-5 arcilla con bloques y arena, grava.

5-117 arcilla y arena, en alternancias.

En el Servicio de Aguas, el perfil es del mismo tipo hasta 168 m., con capas mezcladas de bloques y rodados entre 1 y 68 m. y 71 y 106 m.

La acumulación es muy espesa en este sector, uno de los más hundidos, entre los conos del Achibueno y del Putagán.

El mismo tipo de material se ha encontrado también en el pueblo de Retiro, hasta 105 m. (las arenas y la arcilla predominan, con intercalaciones de capas con rodados y bloques entre 35-41 m. y 46-52 m.), y en el Fundo Santa Luisa, hasta 86 m., donde las intercalaciones de rodados son más frecuentes pero delgadas.

f) En Niquén (Fundo Colliguay), hasta los 265 m., se han encontrado principalmente rodados de 0 a 130 m. y, más abajo, arena con capas de rodados y, a veces, de bloques.

g) En San Javier, cerca del río Maule en el borde occidental de la fosa y hasta los 35 m., la acumulación consiste de material grueso, con bloques, mal lavados (arcilla). El pozo se ubica en Bobadilla (sur del pueblo).

h) En Parral, al lado de la carretera a Catillo:

0-42 m. arena fina y arcilla.

42-47 rodados.

47-57 arena con proporciones varias de arcilla.

57-67 arcilla con delgadas capas de arena.

67-75,5 arena

75,5-118 arena, arcilla, grava, capas de rodados con arena.

118-124 arena lavada, gravas.

124-181 arena, arcilla, a veces, mezcla de arcilla y arena.

181-190,5 arena fina

La acumulación, muy espesa, consiste esencialmente de material fino, en un área de hundimiento, probablemente con efecto de represamiento, al norte, por los conos del Maule y del Achibueno.

Las perforaciones, a pesar de su baja densidad, ponen en evidencia la existencia de sectores de mayor hundimiento, con gran espesor de material cuaternario, a veces fino. Parral, se encuentra en uno de ellos. Linares también. Al

contrario, Talca está ubicada sobre un relleno mucho menos espeso, lo que confirma una instalación reciente del río Maule en su cauce actual.

Los fenómenos de hundimiento son favorables a la formación de acuíferos cuando el material acumulado no es arcilloso. Del otro lado, los ríos, cuando corren, al pie de la precordillera, sobre los aluviones gruesos, pueden alimentar las capas freáticas. Otro factor más que debe considerarse es la existencia de las capas de cineritas, generalmente poco permeables, que pueden actuar como techos de los acuíferos contenidos en las formaciones gruesas subyacentes y permitir la formación de un artesianismo. En efecto, la inclinación original de los conos de deyecciones, frecuentemente basculados además por deformaciones tectónicas permite que los acuíferos se pongan en carga. Hacia aguas abajo, las formaciones aluviales se terminan contra el material impermeable de la Cordillera de la Costa, que provoca un efecto de represamiento. Este ha sido acentuado por los cambios de cauce de los ríos atravesando la cordillera y por la estrechez de sus valles, aguas abajo del Valle Central.

Un típico ejemplo de estos fenómenos nos es proporcionado por el cono Q₁, de Talca, con su cubierta de cineritas y su terminación contra la Cordillera de la Costa. Su alimentación freática proviene del río Lircay y de los esteros vecinos y, además, de la infiltración a través de las cenizas delgadas y arenosas del pie de la precordillera. Es también posible que el río Claro contribuya con infiltraciones. Pero eso exigiría que la base de la acumulación de rodados muy permeables del Q₁, sobre los cuales descansa su lecho, llegue hasta la parte superior del material grueso de Q₂, situado por debajo. No lo sabemos.

A lo largo del río Maule, en Q₁, se encuentra capas freáticas superficiales en equilibrio con el lecho del río. Mas profundo, probablemente, existe un acuífero artesianiano en Q₁, cuyo techo es formado por las cineritas Q₁,. Su alimentación se realiza en el borde de la precordillera, antes del hundimiento de Q₁, en dirección de la fosa. Hacia el sur este acuífero se termina entre Panimávida y el cerro Quilipín, por razones tectónicas. Debido a la cubierta de cenizas de Q₁, hacia el SE, este acuífero descarga sus aguas hacia arriba en la capa freática contenida por Q₁ y Q₂. Condiciones semejantes existen probablemente en el área de Linares en Q₁, cubierto, en este sector, por cenizas, como Q₁, más al norte. Su alimentación provendría del río Ancoa. Es probable la alimentación del río Putagán, en el Valle Central, por este acuífero.

V. ANTIGUOS CAUCES EN LA CORDILLERA DE LA COSTA

Cambios de cauces importantes han tomado lugar, durante el Cuaternario, en la Cordillera de la Costa. Ellos resultan de dos tendencias dinámicas opuestas:

— Una tendencia a la acumulación de material de arrastre proporcionado por la cordillera y la precordillera, como consecuencia del volcanismo prin-

principalmente durante el Cuaternario antiguo, y de la ocurrencia de períodos secos.

— Una tendencia a la incisión de los lechos, como consecuencia del levantamiento tectónico de la Cordillera de la Costa, levantamiento comprobado por la existencia de niveles marinos a alturas grandes.

Estas dos tendencias han operado en dirección opuesta, realizando una contradicción dialéctica, la cual ha sido el motor de la evolución morfogenética. Esta visión de conjunto tiene que ser ajustada para cada época. En efecto, los movimientos de bloques, resultado de la actuación de las fuerzas internas no son sincronizadas con la llegada de mayores cantidades de material de arrastre, resultado de cambios climáticos o del volcanismo, según los casos. El volcanismo es también una manifestación de la dinámica interna, pero afecta otra unidad estructural. La cordillera Andina, y sus relaciones con los movimientos de bloques de la Cordillera de la Costa no son evidentes.

Durante los períodos de abundante llegada de material de arrastre por los ríos, la tendencia general al encajonamiento ha sido interrumpida; al contrario, reinó durante algún tiempo una dinámica de acumulación. Evidentemente, ésa ha sido más intensa al borde oriental de la Cordillera de la Costa donde se depositó todo el material que no había sido abandonado por los ríos en el Valle Central. Al contrario, la tendencia al encajonamiento ha predominado en la parte occidental de la Cordillera de la Costa, donde las llegadas de material detrítico han sido mucho menores y donde la proximidad del océano favoreció la incisión de los ríos. Pero esa no fue continua a lo largo del Cuaternario, como consecuencia de las oscilaciones eustáticas del nivel general de los mares, las cuales han interferido con los movimientos tectónicos locales. Durante las regresiones glacioeustáticas de las dos últimas glaciaciones, el nivel marino ha sido deprimido hasta la cota 100 y 120 m.

Durante los interglaciares, al contrario, ha subido hasta alturas un poco superiores a la actual (6-8 m. durante el último interglacial, 12-15 m. durante el penúltimo). De manera general, los períodos de tendencia climática hacia la acumulación fueron los períodos de regresión glacioeustática: hemos comprobado que, en el valle del río Ancoa, las terrazas son contemporáneas de las morrenas glaciales. La tendencia climática es antitética de la tendencia eustática en la evolución de los ríos, lo que es un caso muy general en la superficie del globo. En efecto estos diversos factores y los mecanismos que ellos desencadenan son sumamente complejos. Por eso, debemos estudiarlos con una metodología dialéctica. Debemos cuidar de no adoptar posiciones sistemáticas que privilegien tal factor o tal otro al costo de los demás o, aun peor, que nieguen, la posibilidad de la actuación de uno u otro de los factores.

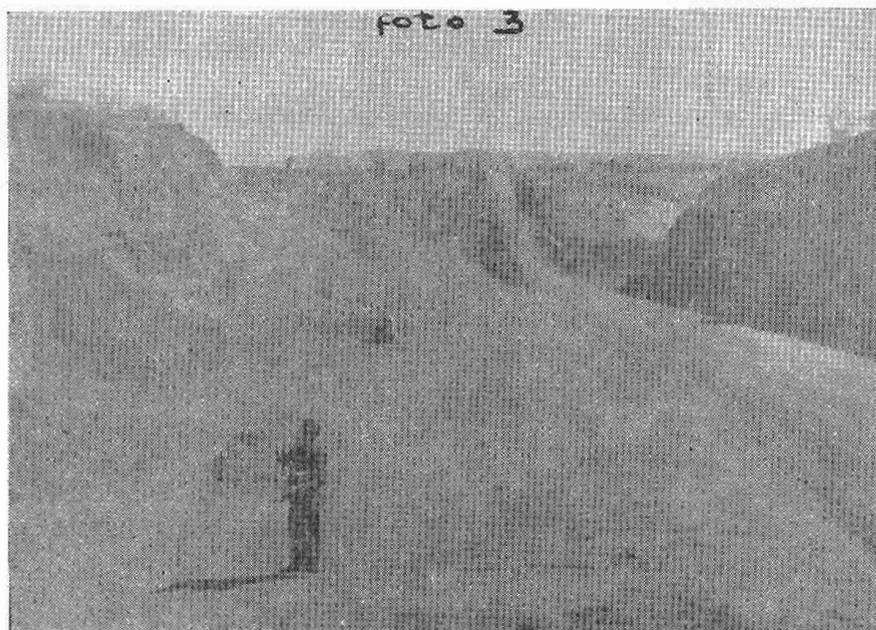
De manera general, importantes acumulaciones de origen climático y volcánico predominan sobre el borde oriental de la Cordillera de la Costa en ocasión de la incisión de los ríos, en gran parte, consecuencia del levantamiento en bloque; es la característica esencial de la faja litoral.

19 EL BORDE ORIENTAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA:

La persistencia desde el Terciario superior, de climas semihúmedos ha permitido una intensa alteración del material de la Cordillera de la Costa, la cual ha resultado en la elaboración de relieves caracterizados por amplias depresiones de suaves pendientes (alvéolos) y cerros aislados. Este tipo de modelado es particularmente nítido al borde oriental de la Cordillera de la Costa entre Cauquenes y Parral y al WSW de Talca. Más al oeste, por ejemplo, a ambos lados del río Maule, la disección es menor, con predominio de lomas altas y hasta planaltos, cortados por valles más angostos. En el borde oriental de la cordillera, la alteración del relieve permitió la edificación de extensas acumulaciones detríticas que han desbordado el Valle Central y sepultado las depresiones. Numerosos alvéolos han sido transformados en llanuras aluviales. Los ríos han cambiado frecuentemente de cauce, buscando su camino hacia la costa. Siendo la parte axial de los conos más alta que las faldas, durante las crecidas, principalmente en las más violentas y catastróficas, la tendencia de las aguas era abandonar el eje del cono para concentrarse en la depresión marginal, frecuentemente al final de la crecida, cuando las aguas bajaban. Nuevos cauces se han formado así, llevando muchas veces el material de arrastre hasta alvéolos más bajos. Una red compleja de fajas aluviales se ha edificado entre cerros, pasando de un alvéolo sepultado a otro, terminándose, a veces, en depresiones sin salida que han sido transformadas en áreas palustres. Algunas de ellas han permanecido hasta el período actual y han sido drenadas de una manera artificial (Laguna el Ciénago, hoja Pichibenco del mapa al 1/50.000). El desbordamiento del relleno a partir del Valle Central ha provocado algunas inversiones de drenaje. La acumulación de material ha llegado del este y sepultado valles locales inclinados hacia el este, hacia el Valle Central. Este tipo de evolución se ha producido principalmente durante el Cuaternario antiguo, como consecuencia de la llegada masiva de material volcánico (derrames piroclásticos y lluvias de cenizas). En ciertos casos, el encajonamiento posterior de los ríos importantes, como el Maule y el Perquilauquén, siendo más fácil en las formaciones detríticas del Valle Central que el basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, ha originado nuevamente una inversión de drenaje, la cual ha restablecido el escurrimiento de los esteros locales hacia el este, en dirección contraria a la de la acumulación que había sepultado su valle anterior. Eso se observa a lo largo del río Cauquenes, del estero Belco, del río Purapel. Para ilustrar esta evolución general, tomaremos algunos ejemplos:

a) Area de Cauquenes.

La Cordillera de la Costa ha sido intensamente afectada por la alteración antigua y su relieve presenta extensos alvéolos con una altura baja (menos de 150 m.) frente a la desembocadura del río Perquilauquén, que llega de la Cordillera. Durante los períodos del volcanismo, material originado de las cuencas anteriores de los ríos Ñuble y Longaví ha desbordado en el río Per-



quilauquén, aumentando su capacidad de acumulación. Por eso el borde de la Cordillera de la Costa ha sido parcialmente sepultado por el material detrítico andino. El río Cauquenes acompaña aproximadamente el borde del gran cono de deyecciones de Parral (hoja Pichibelco). Al oeste del Cono, una serie de digitaciones aluviales penetran dentro de la Cordillera de la Costa. Una de ellas sigue, hacia aguas arriba, el Valle del río Cauquenes, cuyo cauce actual resulta de una inversión de drenaje posterior a la acumulación. Más al norte los aluviones del Perquilauquén han sido encauzados por los cerros de Colimávida y Bella Unión (Hoja villa Seca), los cuales han formado una barrera entre él, y los ríos Achibueno y Longaví. En consecuencia, se han dirigido hacia el NW, a lo largo del valle del río Purapel, cuyo cauce actual ofrece, también un ejemplo de inversión de drenaje como el del río Cauquenes, que es posterior al gran cono de Parral (Q.). Se vincula con el nuevo recorrido del río Perquilauquén entre los cerros Colimávida y Bella Unión.

Huellas de un escurrimiento anterior del Perquilauquén por Cauquenes se encuentran a los 6 Km E de esta ciudad, en los cortes de la carretera (ver foto 3). Una terraza intensamente disectada se observa a una altura de 170 m. aproximadamente. Llega hasta las casas de El Boldo, al W de la represa. Más abajo otra terraza acompaña el río Cauquenes, bajando hacia el E. Esta última es, por consecuencia, posterior a la inversión de drenaje. Pertenece al conjunto Q. .

La diferencia de altura entre las dos acumulaciones es de unos 40 m. La terraza superior consiste de material andino, muy alterado. El corte de la carretera es el siguiente:

1) Arcilla de alteración, marrón rojizo, con un suelo lixiviado ocre-gris 0,5-0,7.

2) Horizonte de concentración de óxido de hierro y de manganeso, discontinuo y no endurecido. 0-0,2 m.

3) Aluviones andinos con arcilla de alteración rojiza entre los detritos rodados, manchas de óxido de hierro y de manganeso. Las rocas granulares están totalmente podridas. Las rocas básicas son recubiertas de óxido de hierro y se descaman en forma de cebolla. 5 m.

4) Mismo material, pero menos alterado. Las rocas granulares están podridas pero las rocas básicas permanecen frescas.

La alteración es típica del Q₁, . . . Además, no se encuentran cenizas en el material, lo que implica que es anterior al Q₂, del cono de Parral. Su altura también es superior. También, hemos visto, en el área de Catillo, las acumulaciones de Q_{1v} y Q₁, hundirse por debajo de las más recientes. Podemos así concluir que mientras el Valle Central se hundió (posteriormente al Q₂,) el borde oriental de la Cordillera de la Costa no era afectado por este movimiento. Eso resulta en una deformación de perfil longitudinal del río Perquillauquén, la cual provocó el abandono del cauce antiguo por Cauquenes y la integración del río en la red del Maule. El hundimiento del Valle Central hizo que el cauce del Perquillauquén divergiera hacia el norte en vez de encajonarse por antecendencia en la Cordillera de la Costa. El período de incisión climática entre Q₁, y Q₂, ha sido favorable para esta evolución y la acumulación de Q₁, y de su cubierta de cenizas no ha sido suficiente para interrumpirla. Se limitó a desbordar ligeramente en las partes más bajas del borde de la Cordillera de la Costa. Durante el Q₁, los materiales propios del río Cauquenes han recubierto parcialmente los aportes andinos Q₁, en el sector de El Boldo, antes de encajonarse dentro de ellos aguas más abajo. Durante Q₂, el río Perquillauquén ya pasaba entre los cerros Colimávida y Bella Unión, lo que nos hace pensar que este cauce se ha organizado durante el período de incisión Q₂,', o durante el fin de la acumulación de Q₁, . . .

El antiguo cauce de Perquillauquén (ver foto 4) por Cauquenes puede reconstruirse en varios otros sitios (1). Por ejemplo, cerca de San Esteban, al puente sobre el río Tutuvén. Un corte muestra aluviones muy alterados cortados por una ladera donde permanecen algunos rodados de basalto casi frescos. La altura del material aluvial es de 175 m. pero él ha sido cortado. Los cantos

(1) Hemos sido guiados en este sector y a lo largo del litoral por nuestro colega y amigo R. BÖRCEL. Los resultados relacionados aquí han sido elaborados a partir de observaciones realizadas conjuntamente bajo su dirección y discutida con él.



no pasan de los 5-7 cm. y son menores que en Cauquenes. Eso comprueba la existencia de un antiguo escurrimiento $Q_{,,}$, hacia la costa.

El valle del río Tutuvén se continúa por el del río Curanilahue, con una divisoria de aguas a los 260 m. en un valle muy ancho, de fondo plano que es típicamente un valle muerto. Desgraciadamente, ninguna observación pudo realizarse en la divisoria, de tal forma que no se puede identificar la edad exacta del abandono del antiguo cauce. En el Salto, en el valle del río Tutuvén, se ha edificado, posteriormente al escurrimiento $Q_{,,}$, un pequeño cono de deyecciones. Su altura es de 240 m. aproximadamente. Está formado por gravas de esquistos locales que se interestrifican dentro de un depósito de limo y de arena fina con estratificaciones peliculares, de facies lacustre. Desgraciadamente, no es posible datar este cono con precisión ($Q_{,,}$ o $Q_{?}$). Aguas abajo de El Durazno, el río Tutuvén se encajona rápidamente en el basamento, cor-

tando una garganta al pie de un bloque aplanado a una altura de 625-650 m. Esta garganta termina al llegar a las terrazas marinas bajas.

Es muy posible que algunos movimientos de bloques hayan afectado este sector de la Cordillera de la Costa. Los aplanamientos de 625-650 m. son más altos que los otros relieves del área. Los restos de material aluvial andino de San Esteban, a los 175 m. de altura, son más bajos que la divisoria de aguas en el valle Muerto que une los valles del río Tutuvén y Curanilahue (La Capilla). Tales movimientos contribuirían a explicar el abandono del curso del Perquilauquén (+ Longaví + Ñuble) por Cauquenes. Pero, para afirmarlo, se necesitan estudios más detallados, antes de todo, un mapeo geomorfológico de todo el área.

b) Río Purapel.

Como el valle del río Cauquenes, el del río Purapel ha sido utilizado por el río Perquilauquén para desembocar en el océano. Una digitación de material andino perteneciendo al Q_{III}, o al Q_{IV} entra en ello. La divisoria actual de aguas entre el río Purapel, con drenaje invertido hacia el Valle Central y la Quebrada Honda que se encajona fuertemente hacia el Pacífico es un valle muerto y ancho que culmina a un poco más de 350 m. de altura. La disposición es semejante a la del sistema Tutuvén-Curanilahue.

La menor acumulación de material andino permite observar mejor las condiciones geomorfológicas que existían cuando llegaron los aluviones de la Cordillera. Después de un largo período de alteración del granito, un período más seco provocó la formación de explanadas ("glacis"). Se caracterizan por un material de cantos poco rodados de cuarzo de 10 cm. máximo que no pasan de 2-3 m. de espesor. Explanadas de este tipo se observan bien a lo largo de la carretera de Constitución al SE de Viñales, con una altura vecina de 300 m. al pie del cerro Cuatro Robles (alt. 390 m.), el cual es un típico inselberg. Mas al E, los alvéolos parecen hundidos en dirección del Valle Central. En ellos, al W de la Rinconada, pueden observarse restos muy nítidos de terrazas constituidas por maicillo re TRABAJADO, las cuales suben hacia el E. Estas terrazas han sido edificadas con material local antes de la llegada de los rodados andinos, lo cual se originó como consecuencia del paroxismo volcánico del Cuaternario antiguo.

En el valle del río Purapel, se sospecha una evolución idéntica a la del sistema río Cauquenes-río Tutuvén. La inversión de drenaje sería la consecuencia de un levantamiento del bloque costero, afectando la divisoria de aguas y explicando el encajonamiento de la Q. Honda.

c) Río Maule.

En el Cuaternario antiguo, el río Maule recibía mucho menos aguas que en el presente. Su cuenca era más reducida:

—Al sur, el Perquilauquén y una parte del agua del río Longaví se escurrían por Cauquenes.

—Al norte, una parte (si no la totalidad) del río Claro se unía con el río Lontué.

Cerca de la ciudad de Talca, a lo largo de la carretera de Colín, se observan dos terrazas nítidas del río Claro. Q, muy fresca, domina los canales anastomosados actuales de 1-1,5 m. En la superficie, los rodados son recubiertos por una delgada capa de cenizas retrabajadas (0,1-0,3 m.), las cuales son material de desbordamiento. La terraza Q,, se encuentra solamente a 3 m. más de altura. Su borde, nítido, presenta un perfil convexo-cóncavo. En la superficie, aparece una cubierta de cenizas retrabajadas de 0,3-0,5 m. de espesor. No hay más formas de acumulación visibles, muy al contrario, un modelado incipiente de disección con vallecitos suaves y cortos, ubicados únicamente cerca del borde de la terraza. (Foto 5).

Aguas abajo de Colín, aparece una terraza más alta, en ambos márgenes del valle. Su altura llega a los 100 m. sobre el interfluvio, cerca de Ponchoví. El relleno pasa los 40 m. de espesor y se termina, allá, por una cubierta de 3-5 m. de cenizas. Al W de Colín la acumulación se asocia con explanadas cortando el basamento. La alteración de esta acumulación es típica de Q,,,. Los rodados de rocas granulares se encuentran podridos en todo su espesor. Los suelos desarrollados en las cenizas, con concentraciones muy marcadas de óxidos de hierro y de manganeso, caracterizan también las cenizas Q',',. En el sector de la confluencia, el material es típico del río Claro en la parte norte, del río Maule en el borde sur. El material del río Claro, por lo general, predomina nítidamente, lo que se explica por el hecho que, durante Q,,, una importante parte de la cuenca actual del río Maule era todavía drenada por Cauquenes. El material del río Claro predomina hasta cerca de Linares de Parrales (hoja Pencahue al 1/50.000).

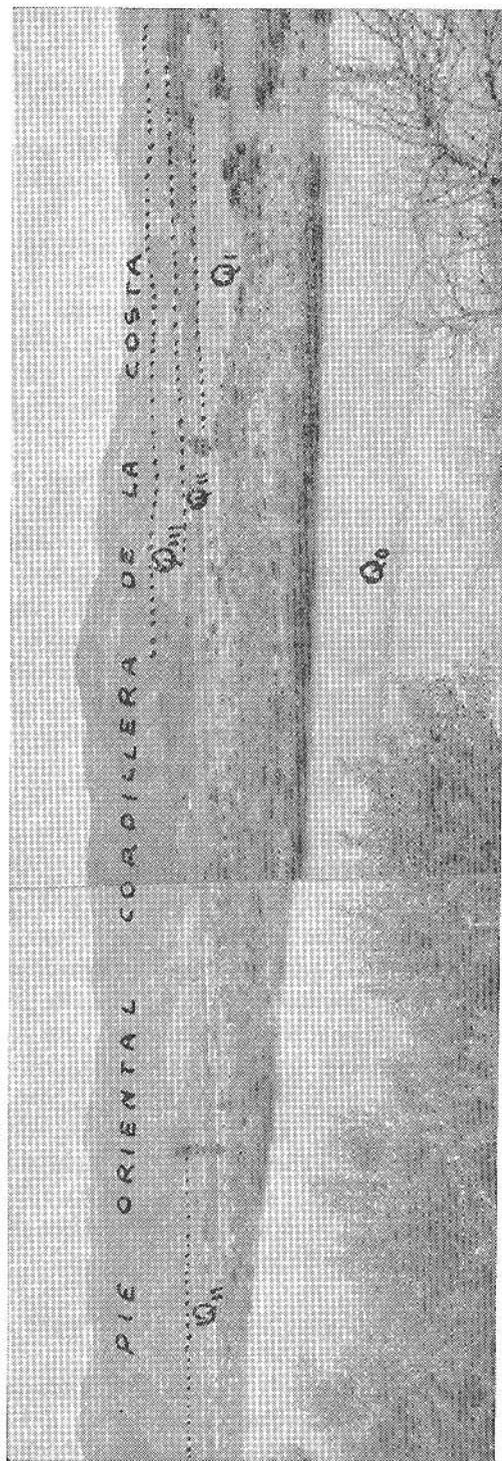
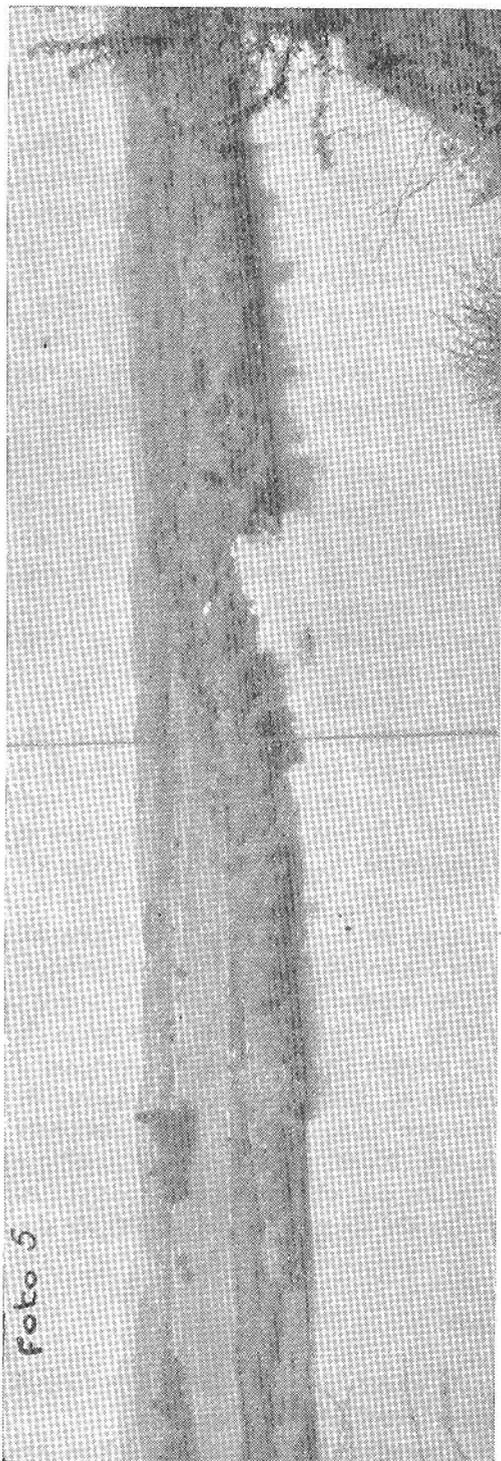
La acumulación Q,,, de la confluencia de los ríos Claro y Maule aparece deformada por movimientos tectónicos. En efecto, en Talca, la parte superior de las cineritas Q',', no pasa de los 100 m. a pesar de estar cortada, cuando, en Ponchoví (hoja Pencahue), los rodados Q,,, llegan a los 90 m. a pesar de encontrarse intensamente disectados. En la margen derecha del río Claro, cerca de Talca, la acumulación Q,,, no aparece en ninguna parte en alturas de 100 m. y un poco menos. Ella se encuentra por debajo de las formaciones más recientes. Tenemos así evidencia de un leve levantamiento de la Cordillera de la Costa en este sector. Parece mucho menor que el área ubicada más al sur, lo que explicaría la concentración progresiva del drenaje por el río Maule durante el Cuaternario.

2º EL ÁREA LITORAL: LOS NIVELES MARINOS.

A lo largo de la costa, extensos restos de niveles marinos llegando a fuertes alturas evidencian la tendencia del bloque litoral al levantamiento.

Al sur, en los alrededores de la desembocadura del río Curanilahue, en-

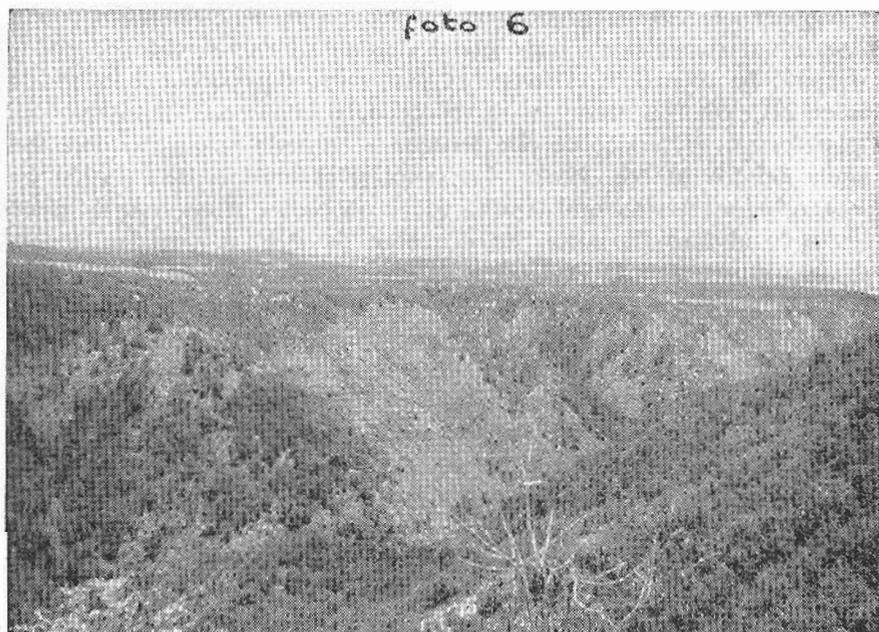
Foto 5



contramos un bloque fuertemente levantado. Su parte superior forma un aplanamiento inclinado del SSW hacia el NNE (C° Deshecho, 550 m. C° Niguini 807 m.). El C° Niguini es uno de los puntos más altos de este sector de la Cordillera de la Costa. Este bloque cae por un abrupto bastante rectilíneo que corre en dirección SW-NE desde el río Chovellén hasta los alrededores de Bodega. Presenta aspecto de escarpe de falla, no muy disectado y cortado en garganta por los ríos mayores. Al pie de esta escarpa, un plano inclinado baja desde los 270-250 m. de altura. Su relieve es suavemente disectado, con numerosos vallecitos. El granito está muy alterado; lo que ofrece un contraste con las escarpa, donde se ha conservado fresco. El maicillo pasa de los 10 m. de espesor a pesar de estar erosionado. En su parte baja, en una altura de 125 m. este plano inclinado está recubierto por los depósitos marinos de Coihueco. La transgresión marina ha aprovechado la existencia de una explanada, que ella ha reabajado en forma de superficie de abrasión. (Foto 6).

En Coihueco, en la ladera de un vallecito, se observa el material depositado en condiciones de transgresión:

- 1) En la parte superior, material de ladera con bolones de granito;
- 2) Arenas medianas y finas, cuarzosas, mezcladas de carbonato de calcio polvurulento, formando muchos blancos. Este carbonato proviene muy probablemente de detritos de conchas que han desaparecido. Estratificaciones peliculares;



3) Arenas medianas con estratificaciones de dunas y de playa.

El corte indica una submersión gradual en aguas más profundas en la parte superior. El material ha sufrido una cierta diagénesis; la arena ha sido endurecida en una arenisca blanda, pequeñas costras ferruginosas se han formado y los óxidos de hierro han colorado la arena en marrón y rosado.

El depósito marino llegaba por lo menos hasta los 120-125 m. de altura. Su base se encuentra a los 100 m. Por debajo, el basamento aflora entre los 100 y los 70 m. formando un acantilado muerto.

A partir de 70 m. de altura aflora nuevamente una formación marina, que baja hasta 50 m. aproximadamente. Es arenosa, también. Su topografía es en forma de plano inclinado. Otra formación marina más aparece por debajo de los 30 m.

El río Rahue aparece ubicado a lo largo de una falla NW-SE limitando dos compartimentos. El del NE sería más levantado. En efecto, a una altura de 100 m., aproximadamente, puede observarse allí una formación marina mucho más reciente que la de Coihueco: consiste de arenas finas, sin ninguna consolidación y poco ferruginizada (hoja Curanipe).

Más al norte, en Loanco (hoja Chanco), puede observarse un cerro que llega a los 100 m. de altura, el cual está formado por areniscas marinas negruzcas que presentan un busamiento de 20° hasta el NW (litoral). Este busamiento no parece ser original, siendo el material marino y no dunario. Alrededor del cerro, una plataforma de 50 m. de altura consiste de arenas marinas finas.

Al NE del río Loanco (Pinotalca), el aspecto es muy diferente. Los micaesquistos están cortados por una plataforma de abrasión sobre la cual corre la carretera. Su superficie es irregular, con rocas y pequeñas manchas de rodados de 5-10 cm. La altura es de 25-40 m. Una escarpa esquistosa domina esta plataforma. El origen de este antiguo acantilado parece ser una flexura orientada del SW al NE. Hacia el océano, la plataforma de abrasión pasa a una acumulación marina que sepulta rocas residuales, como aquella donde se ha edificado al faro Carranza. En dirección del NE, se torna cada vez más angosta y desaparece en la Punta Valdés (hoja Constitución).

Estas observaciones preliminares ponen en evidencia la existencia de una serie de antiguos niveles marinos muy altos, demasiado altos para poder explicarse solamente por el efecto de las oscilaciones glacioeustáticas del nivel general del mar. En efecto, los cálculos nos indican que si todos los glaciares del Globo hubiesen fundido, el nivel marino no pasaría los 50 m. encima de la actual. Pero los estudios realizados en la Antártida han mostrado que el hielo continental se ha formado allí hace mínimo 2 ó 3.000.000 de años y que, a partir de este período, nunca ha desaparecido. En consecuencia se admite que el nivel máximo general del mar no ha pasado unos 20 m. sobre el actual durante el Cuaternario. Estas cifras son muy inferiores a las alturas en las cuales se observan depósitos indiscutiblemente marinos a lo largo del

litoral entre Curanipe y Constitución. Eso implica que estos depósitos han sido levantados. Además, el estado de meteorización —muy variable en poca distancia de depósitos que se encuentran a la misma altura—, indica movimientos de bloques. Esta conclusión confirma las evidencias que se han obtenido en el estudio del piedemonte de la precordillera, en el Valle Central y en el borde oriental de la propia Cordillera de la Costa.

Para determinar con más precisión estos movimientos, es necesario entrar en una segunda fase de la investigación, apoyada sobre un mapeo geomorfológico y estudio de sedimentos.

CONCLUSION GENERAL

Este reconocimiento geomorfológico confirma ciertas observaciones anteriormente realizadas en otras partes de Chile. Ellas nos permiten plantear el problema de la comparación entre el medio "mediterráneo" de Chile y el verdadero Mediterráneo de Europa y de Africa del Norte.

En realidad, Chile Central y el Mediterráneo europeo son bastante diferentes y es muy peligroso transponer sin discriminación los resultados que se han obtenido en Europa y en Africa del Norte a Chile. Es una falta de criterio que descuida totalmente el carácter original de Chile Central. Yo diría, es desconocer su personalidad geográfica.

Las principales diferencias son las siguientes:

1) La alteración es más fuerte en Chile Central que el Mediterráneo. El espesor de los maicillos pasa frecuentemente en Chile, los 5-10 m., lo que es excepcional en el mediterráneo. La alteración de las formaciones aluviales es también mucho más fuerte en Chile. No conocemos, en el Mediterráneo una alteración cuaternaria tan profunda y tan intensa como las que caracterizan el Qiv y aun el Q,,, de la cuenca del Maule. Las alteraciones de este tipo se encuentran en Europa central, por ejemplo los plan altos del piedemonte alpino de Bavaria, no en el Mediterráneo. Pero, por lo general, en Bavaria, son menos profundas.

2) En el cuaternario del Mediterráneo, esta alteración menos intensa que en Chile presenta frecuentemente una rubefacción nítida. En el sur de Francia, en el Languedoc, por ejemplo el material es de color rojo cuando ha sido meteorizado durante el Cuaternario antiguo (antes del penúltimo período frío, o sea, de Q,,). Este color rojo, a pesar de ser vivo, no corresponde necesariamente a una alteración de los minerales. Al contrario, el puede afectar material en el cual minerales alterables han quedado frescos. En Africa del Norte, la rubefacción se manifiesta en depósitos más recientes. Suelos rojos han sido, a veces redepositados en el último período frío. Pero, nunca los suelos holocenos son rojos. El problema de la rubefacción es un problema complejo que necesita ser estudiado más. Los mecanismos que producen los suelos rojos son mal conocidos, en parte porque son mecanismo del pasado, no actuales. Pero

podemos indicar que los suelos rojos y las alteraciones rojas del Mediterráneo se encuentran siempre en regiones más secas que Chile Central, generalmente con menos de 700 mm. anuales de precipitaciones. Podemos también atraer la atención sobre el hecho que la diferencia nítida entre Chile Central y el Mediterráneo, en cuanto a la rubefacción, indica probablemente diferencias en los mecanismos pedogenéticos y en los tipos de suelos.

3) Los paleoclimas cuaternarios han sido poco diferentes del clima actual en Chile Central. Solamente hemos encontrado la evidencia de períodos con cubierta vegetal menos densa, abierta, como consecuencia de una sequía más intensa y/o de lluvias más irregulares. Eso permitió ciertas acciones cíclicas y una mayor eficacia del escurrimiento. No hubo cambios muy marcados de clima, lo que ha permitido la permanencia de muchas especies vegetales y animales. Al contrario, en el Mediterráneo, los cambios climáticos han sido mucho más acentuados. Fenómenos periglaciales y nivales han sido activos a alturas del nivel del mar en el valle inferior del Ródano y a partir de alturas tan bajas como 400 m. cerca de Niza y de 800 m. en el norte de Marruecos. La acción del hielo ha quebrado una gran cantidad de material y proporcionado abundantes formaciones de laderas, de explanadas y grandes acumulaciones aluviales. Los suelos anteriores han sido en gran parte destruidos. Los detritos son más abundantes y constituyen el material original de numerosos suelos, del tipo rendzine o rankc.

Los períodos fríos han sido también poco favorables a la vegetación cuyo efecto biostático disminuyó mucho. Los fenómenos de escurrimiento han sido, por consecuencia, más intensos, lo que es un carácter común con Chile, pero no debe equivocarse uno con la palabra "pluvial" que se usa para designar esta mayor importancia del escurrimiento. Como en Chile, el escurrimiento ha sido más eficaz porque las condiciones ecológicas no permitían que se desarrollara una cubierta vegetal densa. Pero, los períodos fríos ("pluviales") del Mediterráneo, han provocado un marcado empobrecimiento de la flora y de la fauna. Muchas especies han desaparecido. Este efecto destructor ha sido aumentado por la disposición geográfica: el mar Mediterráneo y el desierto del Sahara se extiende del W al E y han formado obstáculos para la migración de especies. Nada semejante existe en Chile. Los cambios de biocenosis han sido mucho más drásticos en el Mediterráneo por dos razones: oscilaciones climáticas más acentuadas y obstáculos a la migración de las especies orientados en el sentido latitudinal. Eso lleva una consecuencia: los fósiles son un mejor guía en el Mediterráneo que en Chile, porque las biocenosis han cambiado más con el tiempo.

4) Por fin, la movilidad del carbonato de calcio ha sido mayor en el Mediterráneo que en Chile Central. Esta característica ya se manifiesta en los fenómenos de rubefacción que pueden desarrollarse solamente en un material descarbonatado. Pero, la encontramos también en la precipitación del carbonato. Ello ha permitido la formación, en el Mediterráneo, de extensas costras

calcáreas, bien endurecidas, llegando a 2 y 3 m. de espesor. Se manifiesta también en la consolidación de los aluviones en conglomerados calcareos y de muchas formaciones de laderas en brechas. Nada de eso se encuentra en el Chile Central, donde las costras y las concreciones de carbonato son escasas. Debemos tomar en cuenta el factor litológico, es evidente. Pero muchas rocas volcánicas, incluso las cenizas, pueden liberar carbonato de calcio. En el Mediterráneo, costras y concreciones se han formado, alimentadas por ellas. Ellas son menos desarrolladas que cuando afloran calizas, pero son nítidas. No es el caso en Chile Central. Debemos formular la hipótesis de una influencia climática, de un régimen diferente del agua y de la temperatura en el suelo. Las heladas son muchos menos más frecuentes en Chile Central que en el Mediterráneo, en el presente. La diferencia ha sido aún mayor durante los períodos fríos. Estudios del movimiento del agua en el suelo son necesarios para estudiar este problema más a fondo.

El principal rasgo común que se encuentra en Chile Central y en el Mediterráneo es la génesis de explanadas por el escurrimiento más intenso de los períodos glaciales. En ambas regiones, estas explanadas se integran en un mismo sistema de formas con las acumulaciones aluviales. Pero, en el Mediterráneo, la intensidad de la gelifracción ha proporcionado grandes cantidades de gravas, gravillas y piedras. La explanadas de "epandaje" predominan. En Chile Central la alteración ha elaborado un material más fino, más fácilmente arrastrado, lo que torna más frecuente las explanadas coluviales y de denudación.

En suma, los estilos morfogénéticos son bien distintos en las dos regiones. Eso es la traducción de una evolución paleoclimática diferente y de una actuación morfogénética de los procesos. Este impacto de los paleoclimas no se limita a la geomorfología: lo encontramos también en los suelos y en la biogeografía. Es finalmente todo el medio físico que es diferente, a pesar de ciertas apariencias. Para conocer mejor la naturaleza de Chile Central, no se debe intentar aplicar mecánicamente a ella los resultados y los conceptos que se han elaborado en el Mediterráneo. Por su carácter original, ella merece ser estudiada por sí misma.

RECONOCIMIENTO GEOMORFOLOGICO DE LA CUENCA DEL RIO MAULE

RESUME

Le Valle Central a fonctionné comme une région de piémont au pied des Andes. Les accumulations y ont été commandées par la triple influence:

—du volcanisme, avec mise en place de grands cônes pyroclastiques au Quaternaire ancien puis de cinérites dont il existe deux mappes principales, mises en place avant l'édification du dernier et de l'avant-dernier remblaiement.

—des oscillations climatiques, qui se sont traduites par l'arrivée de langues glaciaires jusqu'à la cote 500 environ (avant-dernière période froide) et par la mise en place simultanée de remblaiements alluviaux. Aucune manifestation périglaciaire n'a été observée. Les remblaiements ont été édifiés sous l'influence du ruissellement, devenu plus efficace, probablement par suite d'une diminution de densité de la couverture végétale occasionnée par une certaine sécheresse.

—de mouvements tectoniques qui ont soulevé, au cours du quaternaire, le flanc maritime de la Cordillera de la Costa et accentué l'affaissement du Valle Central. Dans celui-ci des jeux de blocs ont eu lieu. Se prolongeant jusque dans le Quaternaire récent, ils ont provoqué déplacements de cours d'eau, principalement lors des périodes d'accumulation climatique, par déversement.

Au cours du Quaternaire, le bassin du Maule s'est constitué graduellement par concentration des cours d'eau traversant la Cordillera de la Costa. C'est ainsi que le rio Claro d'une part, l'ensemble Achibueno-Perquilauquén, rejoignant directement le Pacifique, en ont été identifiés. Ils sont jalonnés d'alluvions andines et ont été soulevés dans leur partie aval, comme les terrasses marines. Dans la partie amont de ces vallées mortes, un renversement de drainage, avec écoulement vers le Maule, s'est produit. Ces changements de cours sont dus à la combinaison d'un ennoyage du bord oriental de la Cordillera de la Costa par les apports d'origine andine, qui ont envahi des alvéoles néogènes et recouvert des glaciaires, et d'un soulèvement, pendant le Quaternaire, de divers blocs côtiers. Le Maule inférieur se localise dans un secteur peu soulevé, ce qui a favorisé la concentration du drainage à son profit.

La conclusion insiste sur les grandes différences qui existent entre cette région et la Méditerranée occidentale, les oscillations climatiques ont été beaucoup moins amples, ce qui a permis la perpétuation de la faune et de la flore; les actions périglaciaires sont inconnues, même au contact des moraines terminales; les formations rubéfiées manquent à peu près totalement, les croutes calcaires sont rares et embryonnaires; par contre, les altérations sont beaucoup plus intenses et plus épaisses, avec d'importantes migrations des oxydes de fer et de manganèse. Il est donc dangereux, comme cela se fait trop souvent, de vouloir transposer au Chili Central méridional les concepts élaborés en Méditerranée occidentale.