

CENIZAS DE PUDAHUEL

Geología del área de estudio:

Qip. Ignimbrita Pudahuel (Pleistoceno Medio): Depósito de flujo piroclástico macizo, que afloran en la depresión Longitudinal, en la Cordillera de La Costa y en la vertiente occidental de la Cordillera Principal, a lo largo de los valles de los ríos Maipo y Cachapoal. En Argentina, afloran en el margen oriental de la Precordillera, a lo largo del valle del río Papagayos (figura 1). En el área de estudio, los afloramientos en esta zona ocupan un área aproximada de 60 km². Por el sur, se extienden hasta Maipú y limitan hacia el oeste con la vertiente oriental de la cordillera de La Costa. Cubre depósitos aluviales de los ríos Mapocho y Maipo y del estero Lampa, y está cubierta por depósitos aluviales de los ríos Mapocho y estero Lampa. La potencia observada alcanza los 10 m, aunque estudios geofísicos y datos de pozos indican un espesor máximo aproximado de 40 m en la zona de Pudahuel (figura 2).

Está formada por tobas riolíticas de ceniza y pómez de hasta 15 cm de diámetro, y escasa biotita. Líticos accidentales y restos de madera carbonizada se encuentran suspendidos en la matriz. Localmente, presenta retrabajo fluvial. En el área de estudio, Lagos (2003) reconoce 4 unidades diferenciables de cenizas (figura 3).

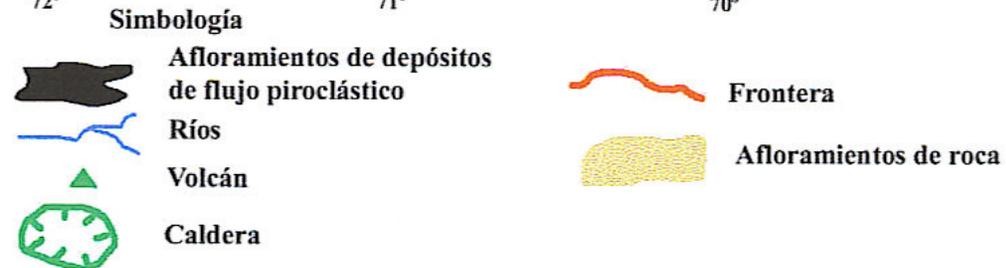
La buena selección y tamaño del grano, y el contacto nítido, con calcos de carga, de la unidad I con el nivel de limos que la infrayace, permite interpretar esta unidad como un depósito piroclástico de caída, formado por la acumulación de piroclastos que fueron incorporados a la columna eruptiva y que, posteriormente, al ser expandida lateralmente, caen directamente al suelo.

Las unidades II y III, definidas en Lagos (2003), se habrían originado a partir de un flujo o colada piroclástica, la cual se produjo por el colapso de una columna eruptiva. La posición estratigráfica y el alto contenido de líticos de la unidad II, indica que correspondería a un nivel rico en líticos ubicado en la base de los depósitos de flujo piroclástico, según el modelo de Sparks (1973). La unidad III posee características similares a la unidad II, pero con una disminución del contenido y tamaño de los líticos hacia el techo de la unidad. Esto permite asociarla a la depositación del flujo principal, según el modelo de Sparks (1973). Esta unidad es muy homogénea y en su interior presenta chimeneas de desgasificación y zonas de concentración de líticos en la base y fragmentos pumíceos en el techo.

Debido a las características texturales, como la estratificación laminada y cruzada, además de gradación inversa de los fragmentos líticos, la Unidad IV se puede asociar a depósitos de una oleada piroclástica, la cual se habría transportado en un régimen turbulento. Otro aspecto importante es el alto nivel de soldamiento que presenta el vidrio de la matriz del depósito, lo que indica una alta temperatura de la oleada al depositarse. La oleada piroclástica se habría originado posteriormente al colapso de la columna eruptiva que formó los depósitos de las unidades inferiores.

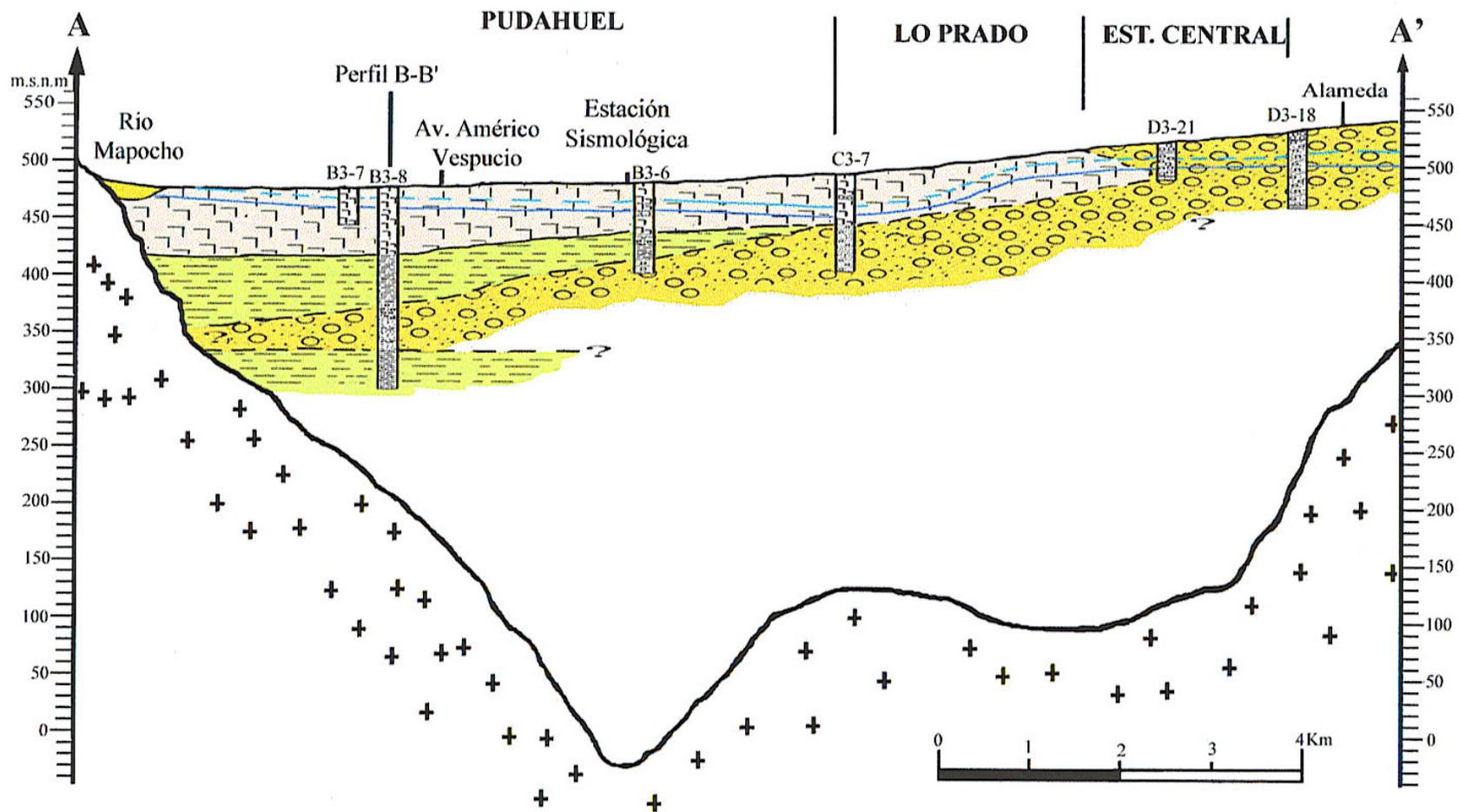
La edad de estos depósitos, según Stern *et al* (1984), basado en métodos de trazas de fisión (“fission – track”) en circones, dieron edades de 0.47 +/- 0.07 Ma y 0.44 +/- 0.08 Ma, compatibles con las edades obtenidas en Argentina, mientras que Wall *et al* (2001), basado en dataciones radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar en Biotita, arrojaron edades de 2.3 +/- 0.3 Ma y 2.2 +/- 0.3 Ma.

Se interpreta que las cenizas de Pudahuel se habrían originado producto de una erupción volcánica de un mismo centro o varios centros cercanos, correspondiente al Complejo Volcánico Maipo (Diamante), y que el volumen de estos flujos piroclastos es, probablemente, de 450 km³.



Distribución de los afloramientos de depósitos de flujo piroclástico, en el Valle Central.
(modificado de Stern, 1984)

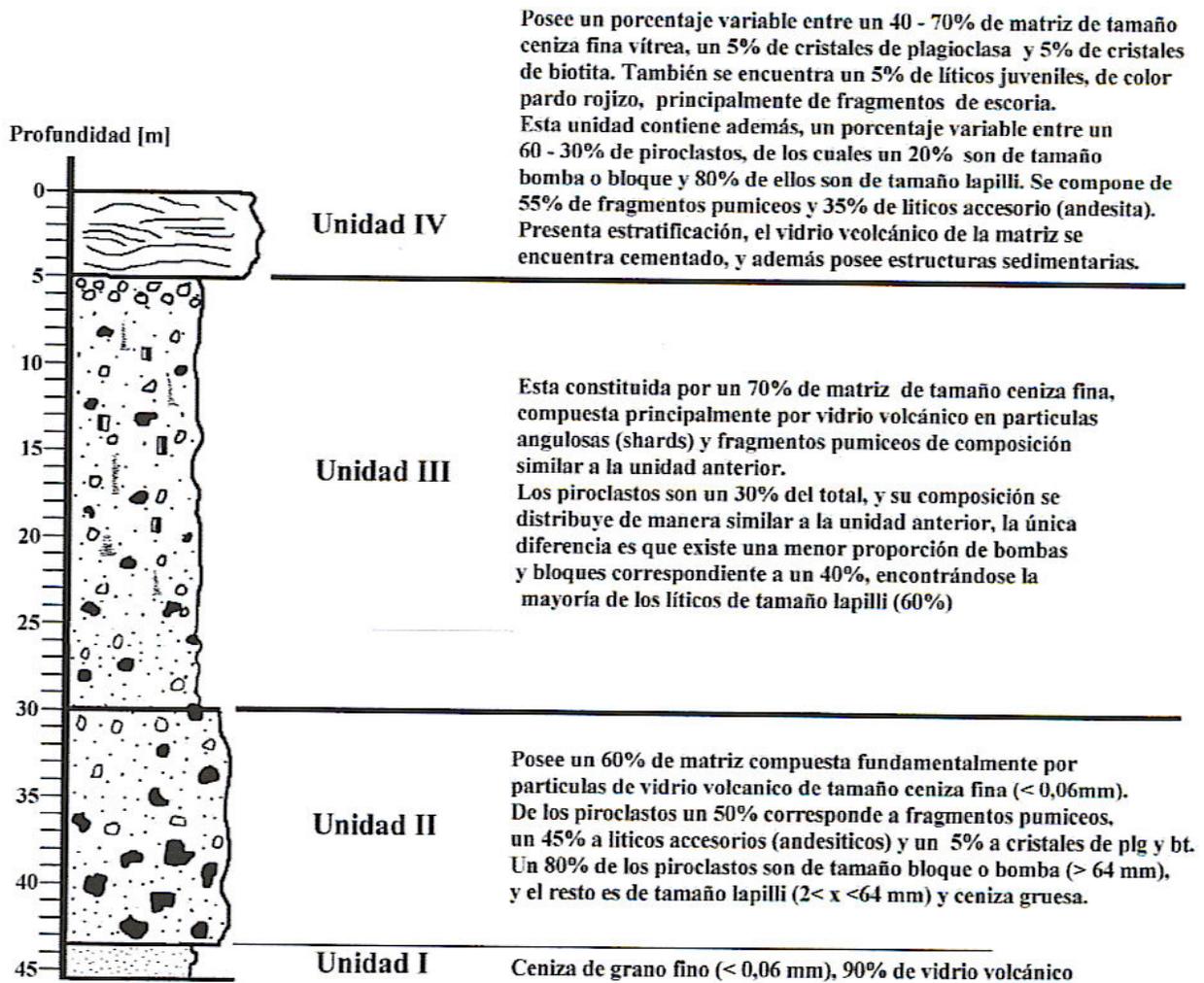
Figura 1: Distribución general de los depósitos piroclásticos.



Perfil geológico con dirección Este-Oeste, la información de sondajes se obtuvo de Valenzuela (1978), mientras que la ubicación del basamento rocoso se obtuvo de Araneda (2000). La línea celeste indica la profundidad del nivel freático en 1985 y la línea azul corresponde a este nivel en 1998.

Figura 2: Perfil que corta zona de estudio.

COLUMNA IGNIMBRITA PUDAHUEL



SIMBOLOGIA

- Fragmentos líticos
- Fragmentos pumiceos
- Cristales
- Chimeneas de desgasificación
- Estructuras de flujo turbulento

Modelo de columna estratigráfica de la Ignimbrita Pudahuel.

Figura 3: Descripción de los depósitos de cenizas.

BASAMENTO PALEOZOICO DEL LITORAL CENTRAL

En Las Cruces encontramos la zona de migmatitas en la costa N de Playa Grande y también en las diversas puntillas como El Lacho, Quiquel y la Puntilla. Pero esta zona de migmatitas no penetra muy al interior pues allí predomina la tonalita en su aspecto normal, cubierta en parte por los sedimentos terciarios.

En las migmatitas de esta región entran en su formación tres tipos de materiales: a) esquistos metamórficos, b) tonalitas y c) granitos.

Esquistos metamórficos.

Anfibolitas.

Son de color negro grisáceo y textura granoblástica; en ellas gran parte de la anfíbola está transformada en biotita seguramente por efecto de la introducción de materiales potásicos derivados del granito de microclina, de modo que se puede hablar en realidad de rocas de andesina y biotita; juntamente con los materiales potásicos ha penetrado algo de fósforo que se ha fijado dentro de los feldespatos en forma de apatita.

En este grupo participan también otros elementos que son los siguientes:

Esquistos Sericíticas.

Ellas aparecen en bancos delgados al E de la Caleta. Son rocas de color negruzco, aspecto verdoso, formadas en su mayor parte por hojitas muy finas, constituidas por sericita fibrosa, en parte recristalizadas a moscovita; existen también algunas láminas de biotitas alargadas, orientadas longitudinalmente; en muchas de ellas se ha segregado abundante magnetita. En partes se encuentran pequeños ojos de oligoclasa sin maclas que encierra poeciloblásticamente cristallitos de sericita. También existe algo de clorita verde pálida.

Esta roca contrasta fuertemente con las anfibolitas que forman la base de las migmatitas de la región y tanto por la textura como por la constitución mineralógica no parecen corresponder a un producto de alteración sericítico sino más bien a un sedimento arcilloso metamorfoseado.

Esquistos de Labradorita y Clorita.

Se encuentran formando la base oscura de la migmatita en La Caleta. Son rocas de color gris oscuro, grano muy fino y textura sacaroide. Bajo el microscopio aparecen constituidas por granos xenomorfos de labradorita An_{60} y en menor proporción de cuarzo con diámetro que varían de 0,1 a 0,5 mm, excepcionalmente aparecen algunos de 2 mm. Los granos están envueltos por una masa fibrosa de clorita verde muy pálida a incolora, posiblemente mezclada con serpentina, la cual a veces penetra en haces dentro del feldespato y está salpicada con calcita. Sobre esta masa se superponen hojitas de biotita, con largo hasta de 0,5 mm y de moscovita.

Las hojitas de biotita tienen el aspecto de micas clásticas por las pequeñas dobladuras. Esta roca contrasta fuertemente con las que forman la base de la migmatita y parecen haber sido originalmente sedimentos, lavas y tobas que han alcanzado un metamorfismo de bajo grado.

Cuarcita de Biotita.

Ella aparece en forma de listas negras de 5 cm de ancho dentro del granito y contiene ojos de éste último. Tiene color gris café, textura sacaroide de grano muy fino algo bandeada; en los planos de foliación se han introducido guías de cuarzo y feldespato; los ojos de granito que encierra contienen algo de granate (espesartita). Bajo el microscopio muestra textura cristaloblástica y aparece constituida por un agregado de granos de cuarzo xenomorfos, cuyo diámetro oscila entre 0,1 a 0,5 mm. Aparecen algunos mayores pero formados por la unión de dos o tres de estos granos individuales. Existen también algunos granos xenomorfos de oligoclasa, pero en muy pequeña cantidad y casi siempre bastante arcillizados.

La biotita, en forma de jirones, está dispersa en toda la masa y ubicada en los contactos entre los granos de cuarzo. Suelen encontrarse pequeños granos de granate ligeramente birrefringentes. Aparecen

algunos porfiroblastos de microclina microperita envolviendo a los otros granos, los cuales penetran en guías diminutas por los planos de foliación.

Como esta roca está encerrada en la tonalita, se encuentran todas las transiciones entre un estado puro y la tonalita que conserva cantidades apreciables de este material, es decir, formando un gneiss de mezcla. Entonces toma el aspecto granular grueso con un fondo de la cuarcita y abundantes ojos de feldespato y cuarzo en disposición bandeada.

Los grandes cristales de andesina An_{30} y cuarzo de la tonalita han reemplazado el material de la cuarcita biolítica, quedando algunos de los cristales encerrados por ellos y otros bordeándolos. Además algunos cristales de granate. Existe también algo de microclina en guías como fenómeno final del proceso.

Tonalitas.

En la zona de Las Cruces, estas rocas a veces aparecen en su estado original en forma de filones, los cuales generalmente han asimilado bastante material de las rocas metamórficas. Tales filones son concordantes con la foliación o discordante; pero en general se observa una fuerte asimilación del material oscuro de las rocas córneas, el cual ha sido recrystalizado en forma de biotita que envuelve los granos de plagioclasa y cuarzo de la tonalita, formándose los gneisses castellanos análogos a los que existen en la costa entre Cartagena y San Antonio, es decir gneisses de mezcla. En El Quisco y Algarrobo las rocas predominantes son las tonalitas de biotita, las cuales se extienden desde Punta de Talca hasta cerca de Quintero, con algunas interrupciones, provocadas por las otras facies. También hacia el interior de este tramo de costa ellas predominan. Son rocas de color gris claro de grano medio a grueso, en las cuales predominan el color blanco correspondiente a la plagioclasa y cuarzo, moteado con negro por las hojas de biotita que se intercalan, las cuales a veces son más abundantes en ciertas fajas dándoles un aspecto bandeado. Frecuentemente en la superficie meteorizada toma un aspecto amarillento. Por los efectos de la meteorización adopta las formas tan características de las rocas de grano grueso, que consisten en una disyunción en bloques superpuestos separados por grietas que al ensancharse por el embate de las olas las van derribando para formar playas de bloques en las puntillas, las cuales poco a poco van reduciendo su tamaño para convertirse en arenas gruesas que se acumulan en las playas abrigadas entre dos puntillas.

En los escasos afloramientos de Las Cruces donde se puede ver la tonalita más o menos pura, se observa un engranaje con las rocas córneas como indica la figura

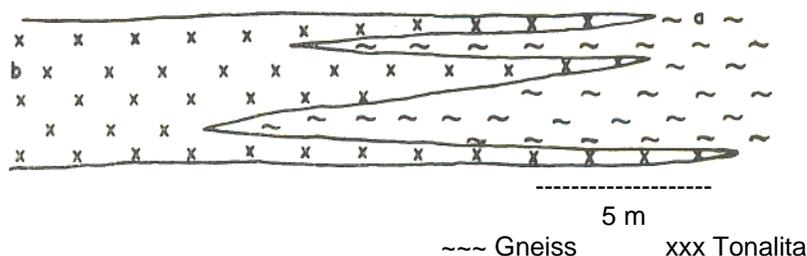


Figura. Tonalita que engrana con rocas córneas del sector Las Cruces

Pero aun en la parte izquierda de la figura la tonalita no está enteramente exenta de asimilación, lo cual se manifiesta en cierta tendencia gnéisica. En algunas partes la tonalita ha experimentado algo de milonitización presentándose con características análogas a las tonalidades milonitizadas del Quisco y Algarrobo, es decir en forma de una micro brecha con fragmentos de plagioclasa y cuarzo y una pasta clorítica con algo de epidota. Esta milonitización parece ser posterior a la formación de la microclina microperita.

Los componentes de la tonalita: son plagioclasa, cuarzo y biotita. La composición de la plagioclasa es algo variable, en promedio corresponde a oligoclasa-andesina An_{30} , pero llega a valores más altos en An (hasta An_{45}) cuando el material asimilado está en mayor proporción. Estas plagioclasas nunca están enteramente exentas de microclina, la cual se presenta como pequeñas inclusiones o en venillas dentro de los cristales o rodeándolos. Las líneas de maclas polisintéticas con frecuencia están encorvadas, fracturadas. El cuarzo

presenta extinción ondulosa acentuada y la biotita aparece incluida entre los minerales anteriores o rodeándolos.

Por aumento de la cantidad de microclina la tonalita pasa sucesivamente a granodiorita, monzonita cuarcífera y granito, pero estas diversas especies se presentan irregularmente y no como intrusiones separadas y bien definidas.

En el sector comprendido entre Punta de Talca y Puntilla El Quisco hay pequeños indicios de estructuras planas pero muy poco marcadas; en cambio, las diaclasas están bien desarrolladas; ellas corresponden a fracturas longitudinales, transversales y tendidas, las dos primeras son casi verticales y muchas veces están ocupadas por filones lamprofídicos; las últimas tienen una inclinación de 10° hacia el poniente y son las que han desempeñado el mismo papel que las capas sedimentarias con inclinación mar adentro, impidiendo la formación de acantilados. Estas tonalitas están constituidas por plagioclasa, cuarzo, biotita con cantidades subordinadas de anfíbola y feldespatos potásico.

Lamprofídicos.

En varios lugares de la región abundan los filones lamprofídicos ubicados generalmente en las juntas de las rocas tonalíticas o graníticas. Ellos constituyen rocas duras de color negro o negro verdoso, de grano muy fino hasta afaníticos. En algunos casos llevan inclusiones de rocas graníticas, indicando que se han ubicado en zonas brechizadas, es decir, que las juntas se produjeron con desgarramiento de las paredes. Las potencias varían de pocos centímetros a un metro.

Por lo general, tienen textura porfídica. La masa fundamental está constituida por microlitas de anfíbola y plagioclasa, con abundante magnetita diseminada; el tamaño de las microlitas es de 0,1 a 0,2 mm, pero cuando los filones tienen potencias superiores a 0,20 m se observa que el tamaño de los cristales es mayor en el centro del filón que en las salbandas. La anfíbola es una hornblenda, su composición parece ser la misma que la de los fenocristales. La plagioclasa es oligoclasa An₂₀ con maclas rudimentarias.

Los fenocristales corresponden a clinopiroxena y hornblenda; su proporción es muy variable en las distintas muestras examinadas, en algunas muy abundantes y en otras faltan totalmente. Su tamaño es del orden de 0,5 a 1 mm. Está bastante transformada en actinolita.

Los fenocristales de piroxena en algunas muestras son muy abundantes, pero en otras faltan casi totalmente. Ellos son incoloros. Corresponden a diópsido con 20% de hedenbergita y algo de jadeíta.

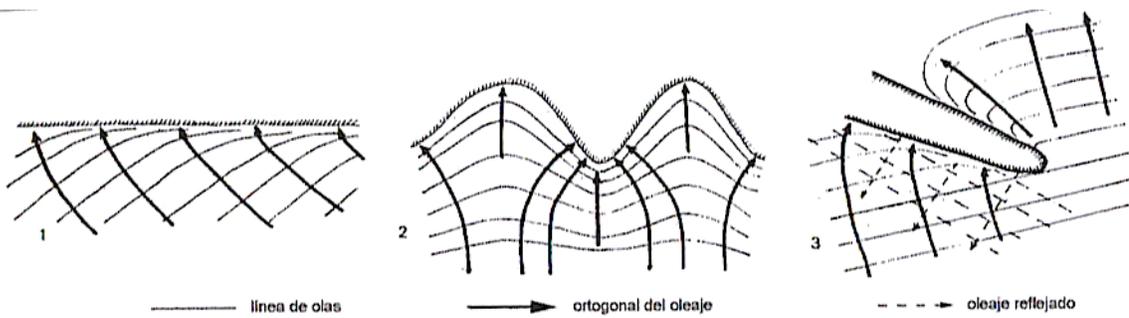
DINÁMICA LITORAL

A nivel general, los materiales presentes en la franja costera están sometidos a una acción «reorganizadora» y otra complementaria de «tránsito». Aportes procedentes del dominio terrestre y detritos arrancados al mismo en acantilados, sufren continua reelaboración y desplazamiento a lo largo de dicha franja, pudiendo pasar parte de ellos hacia zonas más profundas en los fondos marinos, donde quedarán estabilizados.

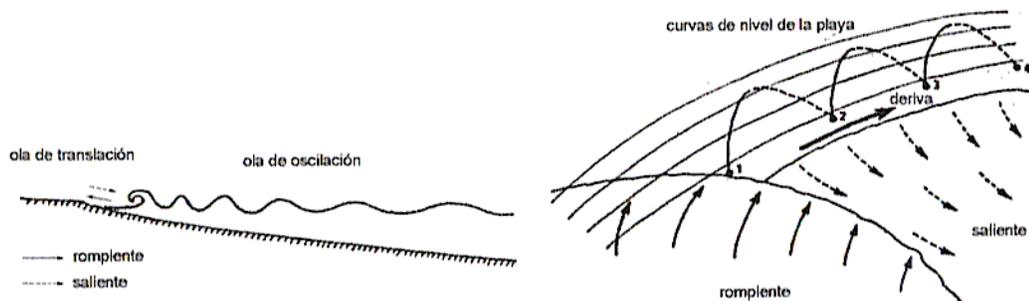
Oleaje, mareas y corrientes litorales, son las acciones básicas responsables de esas transformaciones, cuyo balance está asociado a la intensidad y ritmos que caracterizan a aquéllas: fenómenos con alta frecuencia y baja intensidad (p. ej.: oleaje, mareas y comentes, «tipo»), junto a otros con baja frecuencia y alta intensidad (p. ej.: oleaje de tormentas, variaciones en el nivel del mar y mareas excepcionales).

Oleaje

Son ondulaciones estacionarias en el agua, que conllevan transporte de energía y formadas a partir de una perturbación; normalmente se propagan según la dirección del viento, principal generador del oleaje. El oleaje incidente en la costa puede experimentar una serie de modificaciones, como son: *refracción*, con retroceso o retardo del frente que oscila y se sitúa paralelo a la ribera; *reflexión*, que produce su reenvío hacia el mar cuando no llega a romper la ola y choca con la línea de ribera; y *difracción*, con transferencia de la energía a sotavento respecto de un obstáculo, originando arcos en su entorno. La acción morfogenética de las olas depende de la energía liberada de ellas sobre la rompiente.

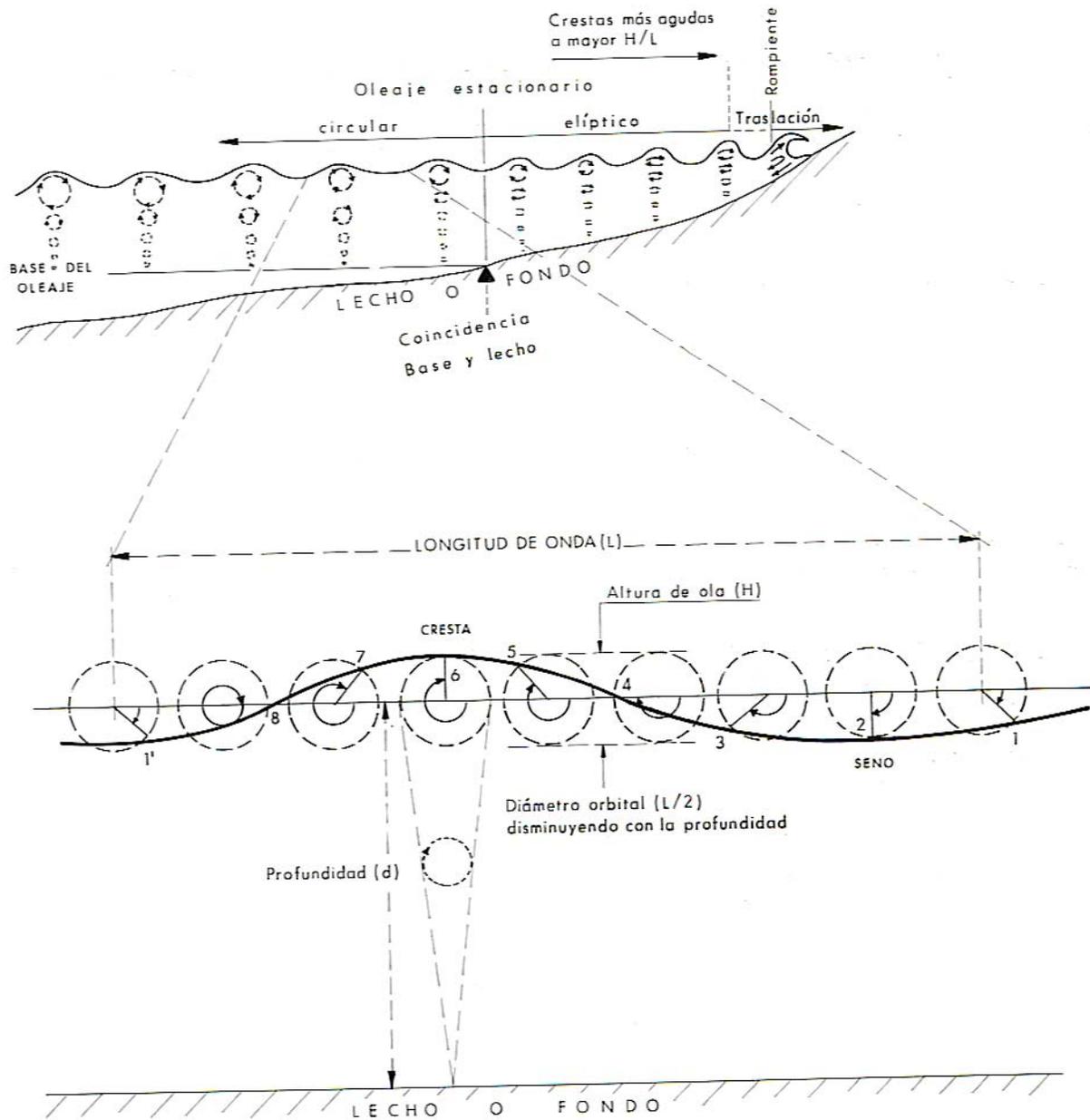


Refracción del oleaje al acercarse a una costa de pendiente suave, rectilínea (1) o indentada (2).
Reflexión y difracción contra un obstáculo (3).



Deformación y rompimiento de olas en la costa

Mecanismos de deriva litoral. Posiciones sucesivas de una partícula (1,2,3,4.).



Mareas

Son oscilaciones periódicas en el nivel medio de las aguas estabilizadas (océanos, mares y grandes lagos), debido a interacciones gravitatorias Tierra-Luna-Sol (figura 11.5). La ritmicidad normal, causada por esas fuerzas atractivas, suele conducir a: mareas semidiurnas (con dos variaciones en 24 horas), diurnas (con una variación en 24 horas) o mixtas, a la vez que mareas vivas y muertas cada 14-75 días.

Junto a los factores generales anteriores, deben considerarse otros controlados por las condiciones morfológicas y dinámicas locales: tamaño, profundidad y topografía de la cuenca, influyen decisivamente en la magnitud de los ascensos-descensos (pleamar-bajamar). Éstos pueden ser: micromareales (microtidales), oscilaciones menores de 2m; mesomareales (mesotidales), entre 2 y 4m; y macromareales (macrotidales), superiores a los 4m.

La capacidad transformadora de estas oscilaciones se debe, más que a su carácter intrínseco, al efecto impulsor ejercido sobre el oleaje, que amplía así su zona de actuación sobre la costa. Otro efecto derivado de las mareas, es la existencia de una franja sometida al ambiente subacuático y subaéreo alternativamente, la

intermareal (intertidal), que soporta fenómenos específicos de sedimentación, meteorización, actividad biológica y acción del oleaje.

Por último, las corrientes asociadas a los ascensos - descensos del agua, o **corrientes de marea**, influyen decisivamente en la reorganización de los materiales a lo largo de la costa.

Corrientes de ribera, costeras o litorales

En el dominio de la ribera litoral las corrientes están asociadas a las mareas y el oleaje, generando la **deriva** y resaca.

Las grandes corrientes oceánicas, causadas por variaciones de composición y temperatura en las aguas o por los vientos dominantes, tienen un papel fundamental para la distribución de corales, hielos marinos y masas de agua con termicidad, salinidad y carga de sedimentos diferenciales; sin embargo, todos ellos son fenómenos que, salvo ambientes específicos, influyen indirectamente sobre la dinámica costera y lo hacen según las aguas propias en cada región, es decir, en función de su latitud, posición y fisonomía del litoral.

Las corrientes de marea afectan predominantemente a los estuarios y zonas semiconfinadas en la costa; allí donde la morfología resulta propicia, el ascenso - descenso llega a alcanzar velocidades de hasta 4 m/s. Con situaciones específicas, como ocurre en ciertos estuarios, al avanzar la marea provoca corrientes de ascenso reflejadas por unas ondas de crecida con gran energía, los **bores** (a veces referidos en castellano como **macareos**), que llegan a afectar al fondo originando regueros o canales de *bores*.

Las corrientes debidas al oleaje proceden del retorno del agua hacia el mar. Olas que inciden paralelas a la costa dan lugar a corrientes divergentes, con desplazamiento a lo largo de la ribera, junto a otras de retorno formando canales (regueros concentrados, de resaca o *rip*) que arrastran el material hacia el dominio marino. Con oleajes en resonancia, interferencia del incidente y reflejado, aparecen modelos más complejos de circulación: aunque similares a las anteriores en su conjunto, éstas son corrientes muy dispersas y divergentes en toda la línea de ribera, por lo cual llegan a constituir un sistema casi permanente de removilización. Finalmente, un oleaje incidente oblicuo consolida unos sistemas de circulación en sentido único predominante: el resultado queda manifiesto por notables desplazamientos, o «*deriva*», en los materiales desde una zona a otra de la ribera, donde acaban estabilizándose y desarrollan morfologías características.

PLATAFORMAS (TERRAZAS) DE ABRASIÓN

Las terrazas marinas de abrasión se forman debido a la interacción existente entre el océano y la tierra, donde la acción morfogenética de las olas erosiona la costa, provocando su desmembramiento y posterior redepósito de los sedimentos mar adentro. Otros agentes erosivos lo constituyen la acción química del mar (salinidad, que provoca hidrólisis y corrosión de las rocas), y la actividad biológica, tanto marina como terrestre.

La conservación de terrazas marinas depende de varios factores, tales como el cambio del nivel del mar, alzamientos y hundimientos de la costa y de la erosión posterior que la pueda afectar.

Al cambiar el nivel eustático global una terraza ya formada se puede preservar (regresión) o destruir (trasgresión). Sucesivas regresiones del mar dan paso a un sistema de terrazas escalonado, siempre que entre dos regresiones el mar tenga tiempo suficiente para erodar el litoral. Durante una trasgresión sólo permanecerá la terraza que se elaborará a partir de este nuevo nivel del mar.

Alzamientos y hundimientos de la costa, debido a una tectónica regional de gran escala, o una tectónica de bloques restringida a pequeñas áreas, también son importantes en su preservación. De tal manera, un alzamiento puede elevar una terraza y conservarla como reliquia de una abrasión pasada intensa, mientras que en su base el mar reinicia la formación de una nueva. Un hundimiento dejará la terraza bajo el nivel marino, mientras que el mar reinicia la formación de una nueva. En este último caso, la terraza generalmente se erosiona.

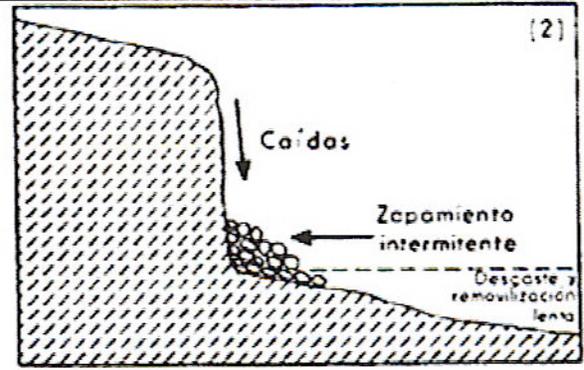
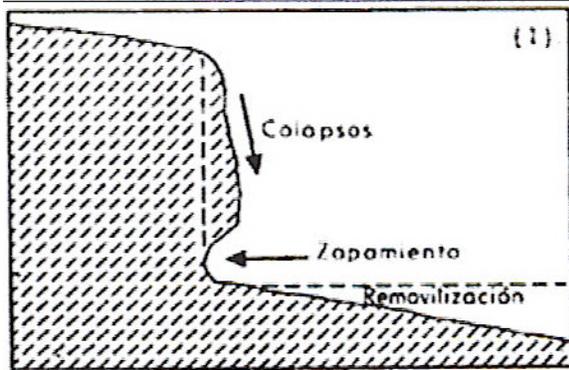
De esta manera la altitud de una terraza marina antigua emergida refleja movimientos tectónicos verticales y/o fluctuaciones globales del nivel del mar.

Así mismo, es importante observar, que la permanencia en el tiempo de una terraza elevada es limitada y depende exclusivamente de los procesos erosivos posteriores que la afecten, tales como la meteorización. A menudo es difícil delimitar terrazas muy antiguas, y se prefiere referirse a ellas como superficies de abrasión sin indicar el ambiente y conservando el proceso que le dio lugar.

En consecuencia, una sucesión de terrazas o superficies de abrasión, resulta de importantes y complejos procesos de cambios eustáticos globales, alzamientos y subsidencias. Por ello, un estudio de éstas ayuda a comprender la tectónica generalmente local, a veces regional, de la zona, y permite estimar tasas de alzamiento.

Para el caso del Pleistoceno y Holoceno en Chile Central, se han reconocido hasta 4 terrazas de abrasión, que afectan principalmente a rocas del Terciario Superior (Fm. Navidad, Fm. Coquimbo), y al basamento Paleozoico. Se ubican a diferentes alturas, que van entre los 5 a los 220 msnm. Una 5ª terraza es reconocida en la zona de Talinay (IV región, Chile) ubicada a más de 500 msnm, que es interpretada como generada durante el Plioceno.

Las edades estimadas de las terrazas Cuaternarias van, de más joven a más vieja (y de menor altitud a mayor altitud) son: 5 – 10 m (6 – 105 Ka); 25 – 28 m (125 – 210 Ka); 50 – 54 m (330 – 430 Ka); 150 – 220 m (~ 480 Ka).



- Procesos más comunes asociados a la acción directa del mar en una costa acantilada
- (1) Colapso por zapamiento y removilización rápida del material.
 - (2) Caídas de material con removilización lenta y zapamiento alternante
 - (3) Movimientos gravitacionales complejos (deslizamientos, colapsos)

(según Davis, 1980, in Pedraza, 1996)

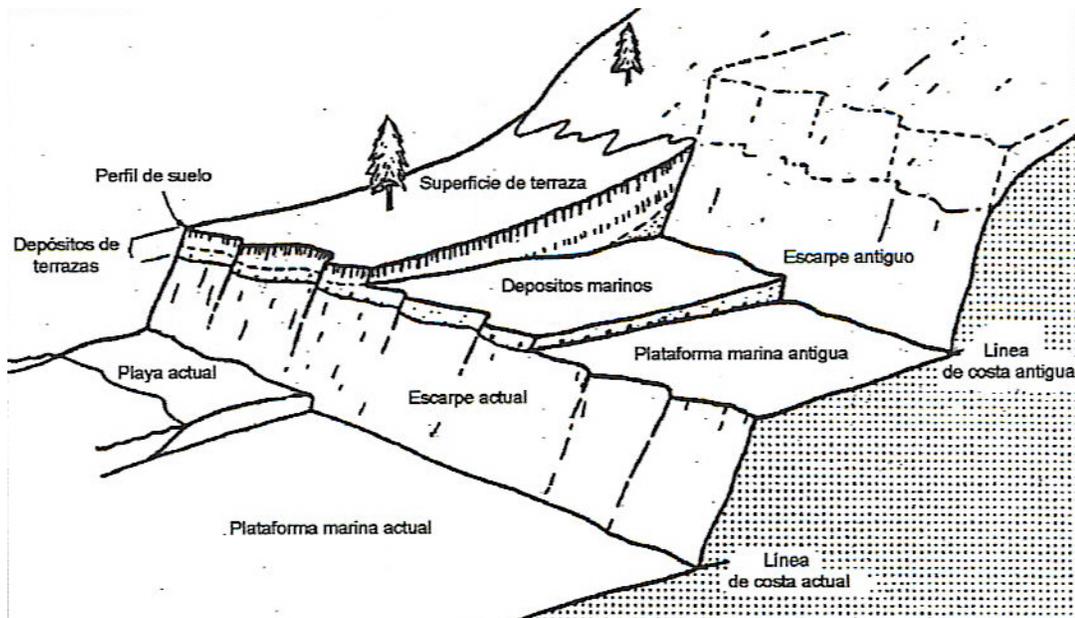


Figura: Terrazas marinas