

**Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geología**

**GL31A GEOLOGÍA GENERAL
Semestre Primavera 2007**

Apuntes Terreno 1: Santiago-Horcón.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Rocas Estratificadas.

PI3t. 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 (Fig. 2).

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 (Fig. 3).

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 (Fig. 4).

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 Maipú (Diamante), y que el volumen de estos flujos piroclastos es, probablemente, de 450 km³.

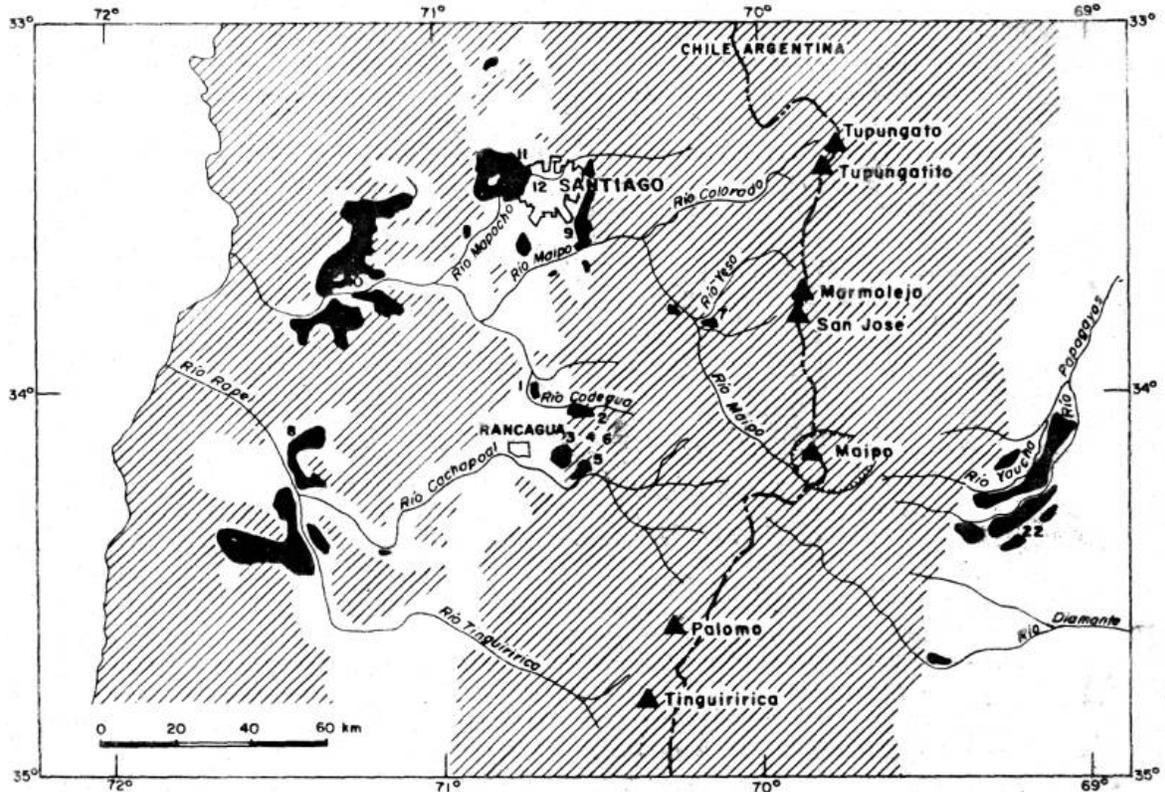


Figura 2: Mapa de Afloramientos de depósitos piroclásticos correlacionados con la Ignimbrita Pudahuel.

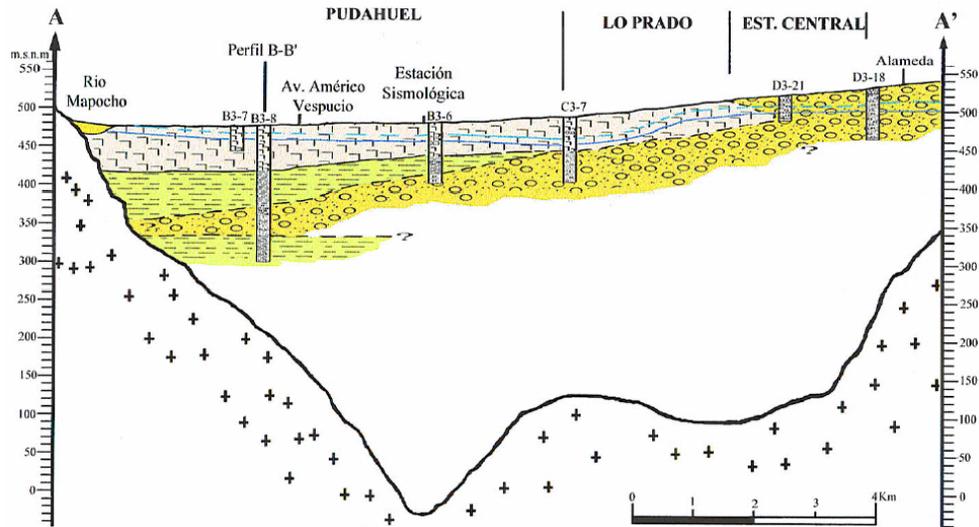
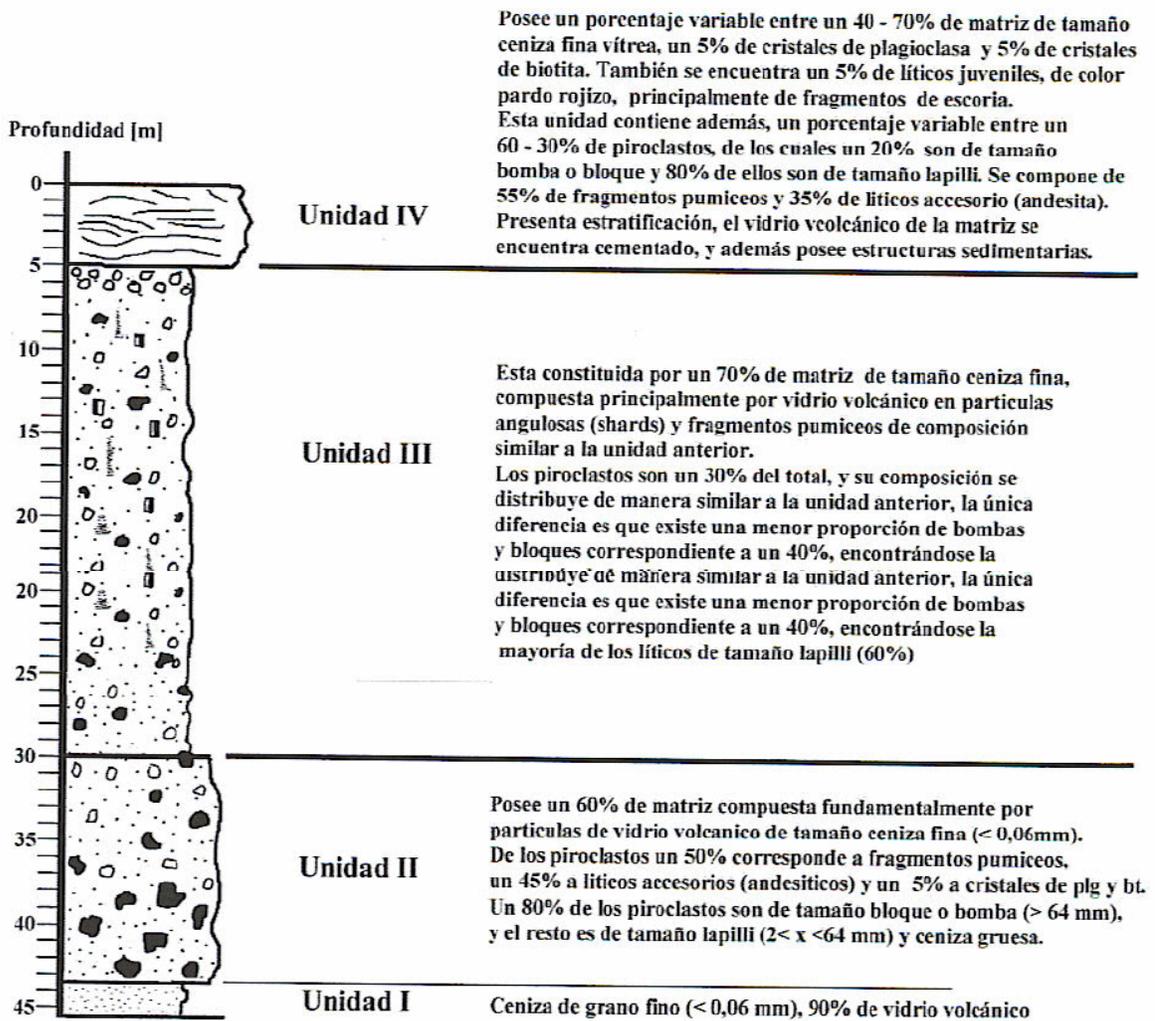


Figura 3: Sección en profundidad de Ignimbrita Pudahuel con datos integrados de Geofísica y Pozos.

COLUMNA IGNIMBRITA PUDAHUEL



SIMBOLOGIA

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

Figura 4: Columna estratigráfica de Ignimbrita Pudahuel.

MP1m. Formación Caleta Horcón (Mioceno Superior-Plioceno): La evolución Terciaria a lo largo de la costa de Chile está dominada por la interrelación continente-oceano, asociada al alzamiento andino y las fluctuaciones glacioeustáticas. En Horcón se encuentra la Formación homónima definida por H. Tomas (1958), que corresponde a un conjunto de sedimentos integrado por areniscas, arcillolitas y limolitas gris a café que en posición prácticamente horizontal aparecen formando un acantilado en la costa entre Maitencillo y Horcón. Estos sedimentos poco consolidados probablemente descansan sobre una antigua superficie de erosión de las rocas del batolito costero (Fig. 5). Posee un espesor mínimo de 90 m, dado por la altura del acantilado. Se le ha asignado una edad Mioceno superior, debido a que se correlaciona con la Formación Navidad y Formación Ranquil, datadas por fósiles de bivalvos.

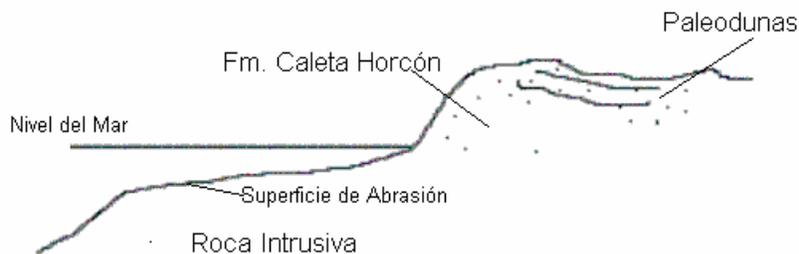


Figura 5: Perfil esquemático del sector Caleta Horcón.

Kia2. Formación Las Chilcas (Aptiano? – Albiano (Kinf)) (Thomas, 1958): Secuencia volcánica y sedimentaria, de aproximadamente 3000 m de espesor, que aflora en la zona oriental de la cordillera de la Costa y se extiende hacia el este hasta el área del embalse de Huechún. Se dispone en aparente concordancia sobre la Formación Veta Negra y subyace en discordancia de erosión a la Formación Lo Valle. Esta intruida por granitoides de 90-100 Ma. Los niveles basales se componen de rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas con intercalaciones de lavas andesíticas y basálticas. Subiendo estratigráficamente gradan a conglomerados y areniscas con restos vegetales (depósitos sintectónicos), interpretados como facies de abanicos aluviales, en las cuales se intercala un distintivo nivel de calizas marinas fosilíferas. Hacia el techo se encuentran lavas basálticas y andesítico-basálticas. Las calizas marinas poseen una fauna que indicaría el Albiano Medio (Kinf-sup) (Martínez-Pardo et al., 1994). Lavas y flujos piroclásticos, cercanos a la base de la formación, han sido datados por U-Pb en circón en 109 ± 0.1 y 106.5 ± 0.2 Ma, mientras que edades K-Ar, en roca total, indican valores de 101 ± 3 y 100 ± 3 Ma, valores que han sido interpretados como edades cercanas a la cristalización (Gallego 1994, en Wall et al., 1999).

Js1m. Formación Cerro Calera (Jurásico Medio-Superior): Se observa una secuencia sedimentaria marina que consiste en una intercalación de areniscas y lutitas, perteneciente a la parte inferior del miembro Nogales de la Formación Melón, definida por H. Thomas (1958), posteriormente se redefinió esta unidad denominándola como Formación Cerro Calera (asignada al Bajociano), que sobreyace a la Formación Ajjal e infrayace a la Formación Horqueta.

2.2 Rocas Intrusivas.

En la zona de estudio, estas rocas conforman el llamado Batolito Costero. En el sector de Zapallar se pueden distinguir buenos afloramientos.

Jsg. SuperUnidad Mincha (Jurásico Medio-Superior): Esta formada por tres unidades.

Unidad Puerto Oscuro: Dioritas cuarcíferas de piroxeno y/o anfíbolos; monzodioritas de hiperstena y biotita; gabros de piroxeno y olivino, gris verdoso.

Unidad Tranquila: Principalmente sienogranitos, gris claro, de grano fino; sienitas cuarcíferas mirmequíticas subordinadas.

Unidad Cavilolén: Granodioritas y tonalitas, de grano fino a medio.

2.3 Perfil Estructural.

En general, las rocas estratificadas de edad Jurásica y Cretásica, que afloran en la Cordillera de la Costa, presentan un manteo hacia el este, conformando así el flanco occidental de un gran sinclinorio que comprende toda la cordillera de Los Andes en la zona central de Chile. (Fig. 6). En la figura también se aprecia esquemáticamente la ubicación de las distintas unidades intrusivas en la cordillera de la Costa, las cuales presentan edades más jóvenes a medida que avanzamos al este.

2.4 Geomorfología.

El valle por donde fluye el río Aconcagua en su trayecto final hacia el océano presenta 4 rasgos geomorfológicos: Batolito Costero (**Jsg**), Terrazas Fluviales (**Qc**), Planicies Costeras y distintas generaciones de Dunas y Paleodunas (**Qe**).

Existe una superficie superior que es anterior a la generación de la terraza más alta. La terraza superior se distingue por su cubierta de rodados de mayor tamaño, con respecto de las otras terrazas, y está compuesta principalmente de rocas volcánicas (65%) en una matriz arcillo-limosa.

Las terrazas medias difieren de las superiores tanto en sus índices morfométricos como en la petrología dominante de los rodados que las componen.

La terraza inferior suele confundirse con el fondo del valle. Su superficie se ve afectada por los afluentes del Río Aconcagua, por lo que está compuesta por material fluvio-aluvional reciente.

Las planicies litorales están en relación directa con la posición del nivel del mar, ejerciendo esto a su vez un control sobre el escurrimiento del río. Donde la planicie litoral más alta conforma un solo cuerpo con la terraza superior, se han encontrado fósiles de bivalvos (fósiles guía del Mioceno de Fm Navidad) y pelecípodos (Muy comunes en el Plioceno de Fm Horcón), perteneciendo estos un tipo de fauna característica de un dominio litoral.

Las dunas aparecen sobre las planicies costeras y se relacionan de igual forma con las variaciones del nivel eustático del mar. A medida que el mar retrocedía los sedimentos quedaban expuestos a la acción de un clima fresco y seco con vientos del SW. Las más antiguas se hayan sobre las planicies superiores y más adentro del valle. Entre ellas es posible notar el desarrollo de pequeños horizontes de suelo.

Leyenda.

-  **Q1**
Pleistoceno-Holoceno
Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa; en menor proporción fluvioglaciales, deltaicos, litorales o indiferenciados. En la Depresión Central, regiones Metropolitana a IX: abanicos mixtos de depósitos aluviales y fluvioglaciales con intercalación de depósitos volcanocásticos.
-  **Qe**
Pleistoceno-Holoceno
Depósitos eólicos: arenas finas a medias con intercalaciones bioclásticas en dunas y barjanes tanto activos como inactivos. En las regiones I a VII: dunas de Santo Domingo y Quivolgo.
-  **PI3t**
Pleistoceno
Depósitos piroclásticos principalmente riolíticos, asociados a calderas de colapso. En la Depresión Central y valles de la Cordillera Principal, regiones V a VII: Ignimbrita Pudahuel y Toba Loma Seca.
-  **MP1m**
Mioceno Superior-Plioceno
Secuencias sedimentarias marinas transgresivas: areniscas, limolitas, coquinas, conglomerados, calizas y fangolitas. En la costa, regiones II a VIII: formaciones La Portada, Bahía Inglesa, Coquimbo, Navidad y Tubul.
-  **MP1c**
Mioceno Superior-Plioceno
Secuencias sedimentarias clásticas de piedemonte, aluviales, coluviales o fluviales: conglomerados, areniscas y limolitas. En las regiones I a IV: formaciones Huaylas, Lauca y Pastos Chicos, Gravas del Copiapó; en la región XI: Formación Galeras.
-  **Kia2**
Cretácico Inferior alto-Cretácico Superior bajo
Secuencias sedimentarias y volcánicas: rocas epiclásticas, piroclásticas y lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones lacustres, localmente marinas. En la Precordillera y Cordillera de la Costa, regiones III a Metropolitana: formaciones Cerrillos, Viñita (occidental) y Las Chilcas.
-  **Kia3**
Cretácico Inferior alto
Secuencias y complejos volcánicos continentales: lavas y brechas basálticas a andesíticas, rocas piroclásticas andesíticas a riolíticas, escasas intercalaciones sedimentarias. En las regiones I y II: formaciones Suca, Punta Barranco y Estratos de Quebrada San Cristóbal; en la Cordillera Patagónica, región XI: Grupo Divisadero.
-  **Ki2m**
Cretácico Inferior (Neocomiano)
Secuencias volcánicas y sedimentarias marinas: lavas andesíticas y basálticas, tobas y brechas volcánicas y sedimentarias, areniscas y calizas fosilíferas. En la Precordillera, región III: Estratos Cerro El Águila; en la Cordillera Principal, región IV: Formación Los Pelambres; en la Cordillera de la Costa, regiones V y Metropolitana: Formación Lo Prado.

Kiag
Cretácico Inferior alto-Cretácico Superior bajo (123-85 Ma)

Dioritas y monzodioritas de piroxeno y hornblenda, granodioritas, monzogranitos de hornblenda y biotita. En la Cordillera de la Costa, regiones II a IV, al este del Sistema de Fallas Atacama-El Romeral y asociados a mineralización de Fe-Cu-Au (Candelaria) y Cu-Au (Andacollo); en la Cordillera de la Costa, regiones V a X.

Js2c
Jurásico Medio-Superior

Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales: rocas epiclásticas, piroclásticas, y lavas andesíticas a riolíticas. En la Cordillera Principal, regiones III a IV: formaciones Lagunillas, Algarrobal, Mostazal. En la Cordillera de la Costa, regiones V y Metropolitana: Formación Horqueta.

J2m
Jurásico

Secuencias volcánicas y sedimentarias marinas: lavas y brechas, andesíticas y basálticas, calizas y areniscas marinas fosilíferas. En la Cordillera de la Costa, región I: Formación Caleta Ligate; en la Depresión Central, regiones II a III: formaciones Sierra Candeleros y Sierra Fraga.

Js1m
Jurásico Medio-Superior

Secuencias sedimentarias marinas litorales: calizas, areniscas, lutitas calcáreas, en parte bituminosas, con intercalaciones epiclásticas y niveles evaporíticos superiores. En las regiones I y II: formaciones Los Tarros, Chiza, Guantajaya, Cholita, Pachica, Duplijsa y Grupo Caracoles; en las regiones V a VII: formaciones Cerro Calera, Río Colina y Nacientes del Teno.

Jsg
Jurásico Medio-Superior (180-142 Ma)

Monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda. En la Cordillera de la Costa, regiones I a VI; en la Cordillera Principal, regiones X y XI: Plutón Panguipulli y borde oriental del Batolito Norpatagónico; en la península Antártica.

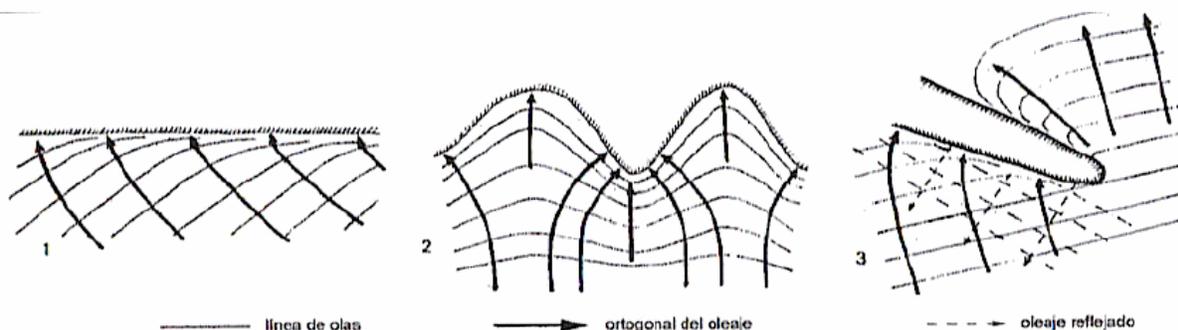
3. DINÁMICA LITORAL

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.

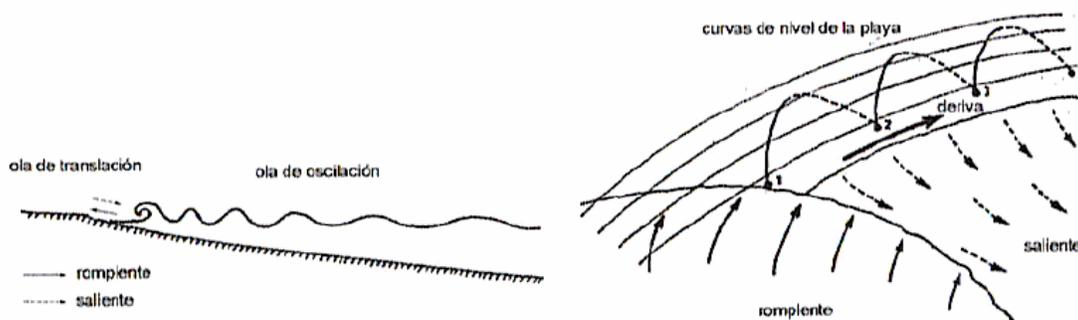
Oleaje, mareas y corrientes litorales, son las acciones básicas responsables de esas transformaciones, cuyo balance está asociado a la intensidad y ritmos que caracterizan a aquéllas: fenómenos con alta frecuencia y baja intensidad (p. ej.: oleaje, mareas y comentes, «tipo»), junto a otros con baja frecuencia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

3.1 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.

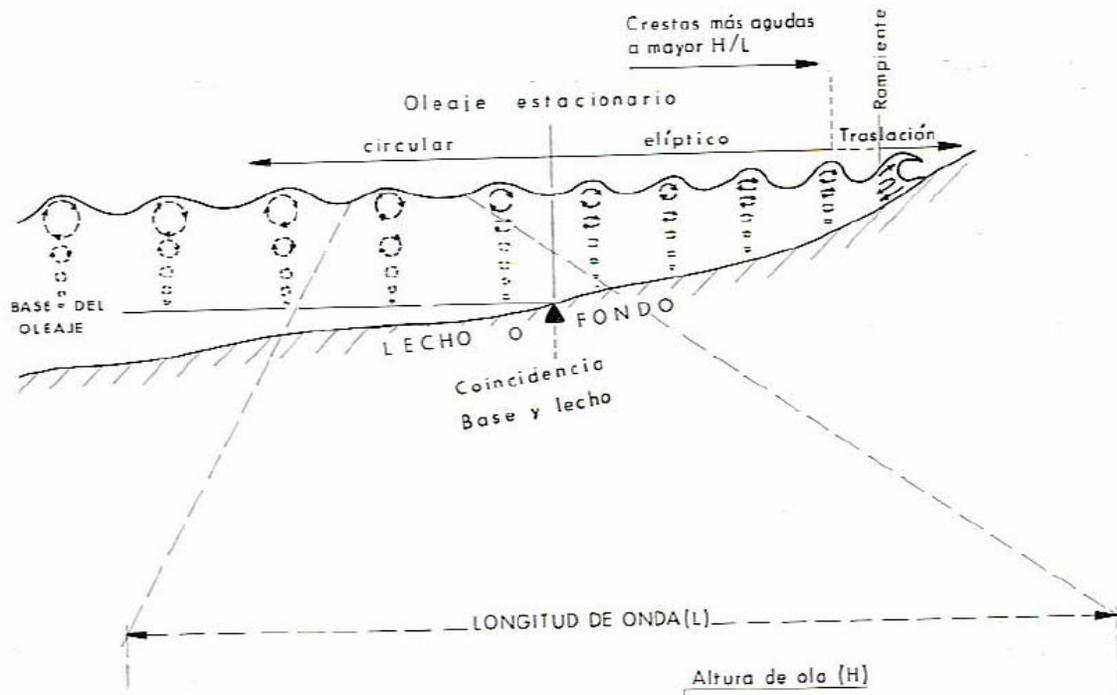


Refracción del oleaje al acercarse a una costa de pendiente suave, rectilínea (1) o indentada (2). Reflexión y difracción contra un obstáculo (3).



Deformación y rompimiento de olas en la costa

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



3.2 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.

3.3 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.

3.4 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 redepositación 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.

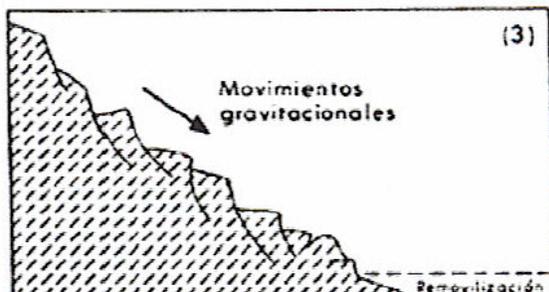
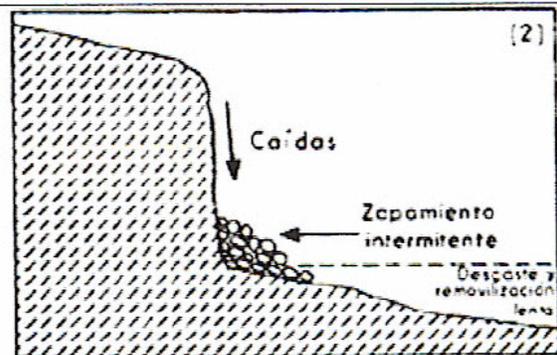
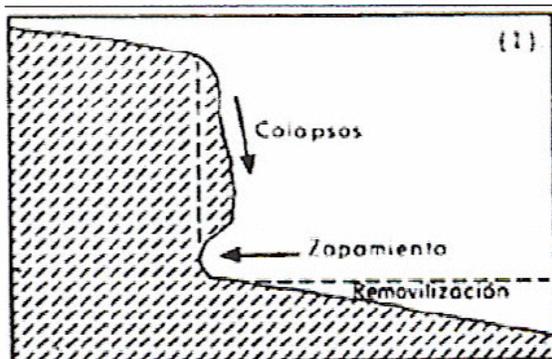
Alzamientos y hundimientos de la costa, debido a una tectónica regional de gran escala, o una tectónica de bloques restringida a pequeñas áreas, también son importantes en su preservación. De tal manera, un alzamiento puede elevar una terraza y conservarla como reliquia de una abrasión pasada intensa, 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 5 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 zocavamiento y removilización rápida del material.
 - (2) Caídas de material con removilización lenta y zapamiento alternante
 - (3) Movimientos gravitacionales complejos (deslizamientos, colapsos)

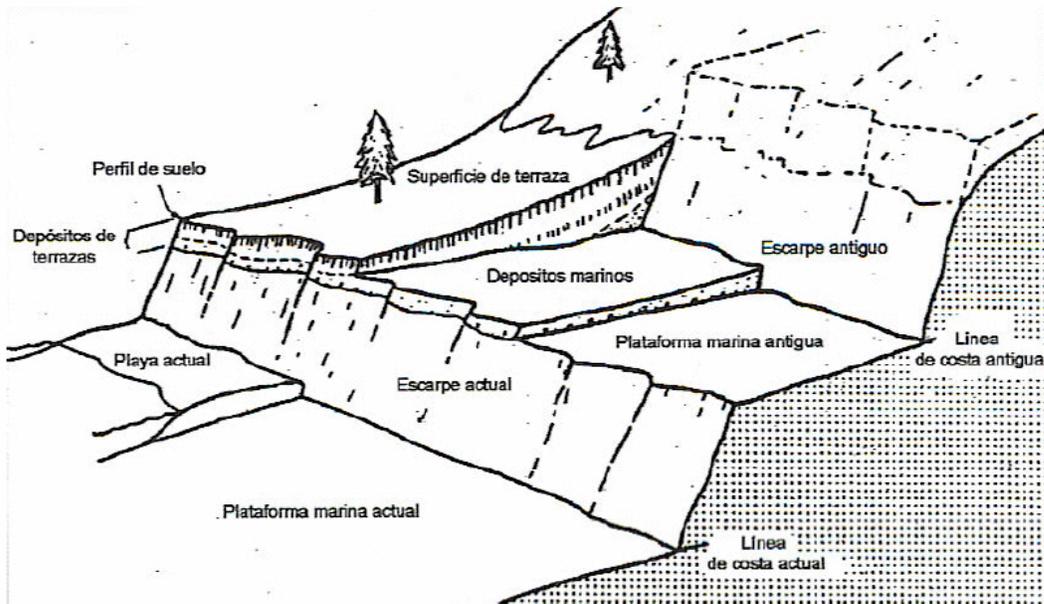


Figura: Terrazas marinas

4. ACTIVIDADES DE CADA PARADA.

Parada 1: Cenizas de Pudahuel.

- Descripción petrográfica los depósitos piroclásticos.
- Realizar una columna esquemática.

Parada 2: Cuesta Chacabuco.

- Realizar un perfil esquemático Oeste-Este.

Parada 3: Las Chilcas.

- Descripción petrográfica de las rocas presentes.
- Realizar un esquema del afloramiento.

Parada 4: Nogales.

En el corte del camino se aprecian distintas estructuras: fallas normales subverticales, filones manto y diques que cortan la secuencia sedimentaria.

- Confeccionar un dibujo esquemático del afloramiento.
- Descripción petrográfica de las rocas presentes.

Parada 5: Cuesta El Melón. (Optativa)

- Descripción petrográfica de las rocas.
- Realizar un esquema del afloramiento.

Parada 6: Zapallar. (Optativa)

- Descripción petrográfica de las rocas.
- Realizar un esquema del afloramiento.

Parada 7: Horcón.

- Descripción petrográfica de las rocas.
- Realizar un esquema del afloramiento.