

Volcanismo en la provincia de La Pampa

Aportes teóricos y didácticos



ARTICULACIÓN / ESCUELA
UNIVERSIDAD / SECUNDARIA

Gustavo W. Bertotto
Mauro I. Bernardi
Aldo J. Richter



EdUNLPam
Universidad Nacional de La Pampa



Libro
Universitario
Argentino

ARTICULACIÓN / ESCUELA
UNIVERSIDAD / SECUNDARIA

Volcanismo en la provincia de La Pampa

Aportes teóricos
y didácticos

Gustavo W. Bertotto
Mauro I. Bernardi
Aldo J. Richter

Bertotto, Gustavo Walter

Volcanismo en la provincia de La Pampa : aportes teóricos y didácticos / Gustavo Walter Bertotto ; Mauro Ignacio Bernardi ; Aldo Javier Richter. - 1a ed. - Santa Rosa : Editorial de la Universidad Nacional de La Pampa, 2022.

Libro digital, PDF - (Articulación Universidad-Escuela Secundaria)

Archivo Digital: descarga y online

ISBN 978-950-863-455-9

1. Erupción Volcánica. 2. Suelo Volcánico. 3. Geología. I. Bernardi, Mauro Ignacio. II. Richter, Aldo Javier. III. Título.

CDD 551.21098

COLECCIÓN ARTICULACIÓN UNIVERSIDAD-ESCUELA SECUNDARIA

Volcanismo en la provincia de La Pampa. Aportes teóricos y didácticos

Gustavo W. Bertotto, Mauro I. Bernardi y Aldo J. Richter

Fotos de tapa: (Arriba) *Sierras de L. Calel*, Aldo Richter, septiembre de 2016.

(Abajo) *Volcán Cerro Negro*, Gustavo W. Bertotto, octubre de 2010.

Ilustraciones: Tomás Díaz Herrero

Edición: Esp. Melina Caraballo (Dpto. de Edición - EdUNLPam)

Diseño y Diagramación: DCV Gabriela Hernández (Dpto. de Diseño - UNLPam)



Impreso en Argentina

ISBN 978-950-863-455-9

©Cumplido con lo que marca la ley 11723
La reproducción total o parcial de esta publicación, no autorizada por el autor, viola los derechos reservados. Cualquier utilización debe ser previamente autorizada.

EdUNLPam - Año 2022

Cnel. Gil 353 PB - CP L6300DUG

Santa Rosa - La Pampa - Argentina



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-
NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Rectorado: Nilda Verónica Moreno

EdUNLPam

Presidenta: Yamila Magiorano

Director: Rodolfo Rodríguez

Consejo Editor

Gustavo Walter Bertotto

María Marcela Domínguez

Victoria Aguirre

Ana María T. Rodríguez / Stella Shmite

Carla Suárez / Elke Noellemeyer

Lucía Colombato / Rodrigo Torroba

María Pía Bruno / Laura Noemí Azcona

Alicia María Vignatti / Silvia Gabriela Bast

Mónica Boeris / Ricardo Toso

Griselda Cistac / Patricia Lázaro

Índice

Introducción	1
Enfoque pedagógico de la propuesta didáctica.....	2
Enmarque curricular	3
Capítulo 1. Conceptos generales	4
1.1. Estructura interna del planeta Tierra	4
Propuesta de actividad para el aula	5
1.2. El calor interno de la Tierra	7
Propuesta de actividad para el aula	10
1.3. Tectónica de Placas.....	11
Bordes de placa	15
Propuesta de actividad para el aula	18
1.4. Tipos de rocas	20
Clasificaciones de las rocas ígneas	21
1.5. Generación de magma en la Tierra.....	22
1.6. Erupciones volcánicas	23
1.7. Estilos eruptivos	24
1.8. Productos volcánicos.....	26
Gases	26
Material fragmentario	28
Material masivo: coladas y domos	29
1.9. Morfologías volcánicas.....	31
Volcanes en escudo.....	31
Volcanes compuestos	32
Volcanes piroclásticos	33
Calderas.....	34
Erupciones fisurales	35
1.10. Breve reseña de la metodología de estudio de las rocas	36
Trabajos de gabinete, campo y laboratorio	36
Estudios geoquímicos y petrográficos	38
Propuesta de actividad para el aula	41
Capítulo 2. Volcanismo efusivo en La Pampa	46
2.1. Volcanismo en la zona de convergencia sudamericana y en Payunia	46
2.1.1. La cordillera de los Andes.....	46
2.1.2. La provincia volcánica Payenia o Payunia.....	47
2.2. Coladas basálticas	48
2.2.1. Características generales.....	48
2.2.2. Determinaciones químicas	55
2.2.3. Principales características de los flujos de lava que ingresan al territorio pampeano.....	56
Colada basáltica El Huaico	56

Colada basáltica Pampas Onduladas.....	57
Colada basáltica Pampa de Los Carrizales	58
Colada basáltica El Puesto.....	60
Colada basáltica Pampa de Ranquelcó	60
Colada basáltica Pampa de Luanco	61
Colada basáltica El Corcovo.....	62
Meseta Basáltica Valle del Colorado.....	63
2.2.4. Cavidades volcánicas en la provincia de La Pampa.....	63
Cueva de Halada	63
Cueva El Julepe	64
2.2.5. Campos de estructuras de inflación en la provincia de La Pampa ..	66
2.2.6. Volcanes basálticos en La Pampa.....	67
Breve descripción de los volcanes basálticos pampeanos	68
Volcanología	74
Litofacies volcánicas.....	74
Evolución volcanológica.....	77
Generación de los depósitos	77
Fases eruptivas.....	78
Consideraciones respecto a los estilos eruptivos hawaiano y estromboliano ..	79
Propuesta de actividad para el aula	81
Capítulo 3. Volcanismo explosivo en La Pampa	84
3.1. Introducción	84
3.2. Descripción de algunas localidades con rocas producto de volcanismo ex-	
plosivo en La Pampa	90
Lihué Calel	90
Cerro Colón	91
3.3. Tipos de erupciones formadoras de Choiyoi.....	92
3.4. Caída de cenizas en La Pampa.....	94
Propuesta de actividad para el aula.....	96
Referencias.....	100
Bibliografía de la propuesta pedagógica	105

Introducción

El presente libro recopila y contextualiza conocimiento producido a partir de los resultados de investigaciones sobre temas propios de las “Ciencias de la Tierra”, en particular del generado por equipos de investigadores-docentes de la UNLPam.

Hace foco en aquellos aspectos que permiten entender y explicar los principales fenómenos volcánicos que afectaron a la zona geográfica que hoy conocemos como provincia de La Pampa. En ese sentido, se pone énfasis en el volcanismo desarrollado en esta área, proponiendo marcos teóricos producidos por las Ciencias Geológicas, e incluyendo conocimiento generado a partir de trabajos científicos de proyectos de investigación, tesis y material de cátedras vinculadas a la carrera de Geología de la UNLPam.

Se ha puesto especial cuidado en la reescritura y adaptación de dichos trabajos, sumado una cuidada inclusión de fotos ilustrativas y esquemas aclaratorios. De esta forma, se pretende que las y los docentes del nivel secundario dispongan de un material de referencia a la hora de abordar estos temas en el aula. También se hacen sugerencias de actividades áulicas, articuladas con los marcos teóricos, que ofrecen propuestas de enseñanza y alternativas de aprendizaje para las y los estudiantes.

De esta manera, se ha buscado generar un texto que cubra un “vacío” de recursos destinados a docentes que requieren fuentes de formación e información confiable en los temas abordados. Asimismo, aporta a la contextualización regional de contenidos escolares en el nivel educativo al que va dirigido.

Por todo lo expuesto, el presente libro es un material inédito que cubre varios aspectos, teóricos y didácticos, aún no abordados en las temáticas presentadas. De esta forma, satisface los requisitos y objetivos formulados en la convocatoria de la EdUNLPam, aportando a la mejora de la enseñanza y aprendizaje en el nivel secundario.

Asimismo, se presenta como una propuesta que fortalece la articulación entre la Universidad y el Nivel Secundario en el ideario de que el saber construido por la Universidad es un bien público, al que se debe tener libre acceso y estar disponible, particularmente para quienes ejercen la docencia.

No es la pretensión de este libro cubrir todos los aspectos del saber, sino hacer foco en aquellos que permiten entender y explicar los principales fenómenos volcánicos que afectaron a la zona geográfica que hoy conocemos como La Pampa.

De esta manera, se ha pretendido generar un texto que aporte a la mejora de la enseñanza y aprendizaje en la temática en el nivel secundario.

Con el propósito de simplificar la información, se omitieron algunos datos o contenidos que pudieran confundir al lector (por ejemplo, se ha quitado el margen de error de cálculo en la expresión numérica de las edades de las rocas).

Las direcciones electrónicas citadas se deben considerar vigentes para su acceso a la fecha de publicación del presente libro. Las posibles modificaciones o alteraciones quedan fuera de las previsiones de la presente publicación.

Enfoque pedagógico de la propuesta didáctica

La educación en las “Ciencias de La Tierra” —o Geociencias—, pretende la alfabetización científica —geocientífica— y tecnológica de nuestros/as estudiantes en este campo de saberes, contribuyendo a su formación como ciudadanos críticos y responsables. Asimismo, “la comprensión profunda de los efectos que tienen los fenómenos geológicos en el condicionamiento (actual y pasado) para la evolución de los ecosistemas y el desarrollo de la vida, requiere de ciudadanos que perciban y asimilen el carácter transitorio y cambiante de los paisajes geológicos” (Lacreu, 2009).

Por lo tanto, es fundamental fomentar en las y los estudiantes una mirada cuestionadora sobre los fenómenos naturales, en tanto objetos de estudio, ampliando su capacidad para observarlos, describirlos y explicarlos al apropiarse de los modelos que la ciencia construye —y las formas en que estos fueron construidos—.

Las propuestas de actividades que se incorporan en el presente texto se enmarcan en una perspectiva constructivista de la enseñanza y aprendizaje escolar. Poniendo énfasis en la construcción, por parte de cada estudiante, de una mirada más amplia, analítica y crítica sobre el fenómeno/proceso natural que se está analizando. Asimismo, su escritura fue pensada en función de favorecer la transposición didáctica de los modelos científicos propuestos. De esta forma, la contextualización áulica, en los diferentes escenarios de enseñanza, queda a consideración de cada docente para ser ajustada en función de su planificación.

La progresiva resolución de las consignas propuestas pretende hacer foco en la construcción de los principales conceptos desarrollados en cada sección del libro, como también la aproximación a algunos de los modelos que las Geociencias han generado para explicar estos conceptos. Para ello, se incluye el planteo de ejemplos y casos de los contextos naturales cercanos que, dado su significatividad, permiten la aplicación y transferencia de las ideas en construcción, fortaleciendo el aprendizaje.

Considerando este enfoque se pretende, a través de la propuesta didáctica del texto, promover en los espacios de enseñanza el planteo de problemas de diferentes dimensiones —por ejemplo, a través del análisis de casos—. Esto permitirá, en las y los estudiantes, la producción de ideas e hipótesis que intentan resolver un interrogante sobre el que no se tiene una respuesta inmediata y sobre la que se necesita ampliar la información que se dispone para poder resolverla (Jaén, 2008).

Se procura, además, a través de la progresiva introducción de terminología específica, la incorporación significativa del lenguaje formal y simbólico de las Ciencias de La Tierra, como consecuencia del proceso de aprendizaje (Sanmartí *et al.*, 1999). Asimismo, se aspira al fortalecimiento de habilidades cognitivas —en tanto

competencias científicas que permiten construir nuevo conocimiento— como la identificación, la descripción, la relación, la inferencia, la formulación de explicaciones teóricas, la fundamentación y argumentación, entre otras (Furman, 2010).

Enmarque curricular

Los contenidos desarrollados en el presente texto están propuestos en los “Materiales curriculares” del Ciclo Orientado de la Educación Secundaria en la provincia de La Pampa, en particular en el espacio curricular “Ciencias de La Tierra”, correspondiente al cuarto año, Orientación Ciencias Naturales. Favorece el desarrollo de dos de los tres ejes que propone para su enseñanza: ejes “La estructura y dinámica de la litósfera” y “Los materiales sólidos de la litósfera: rocas y minerales”. Asimismo, aporta, parcialmente al tercer eje: “Los procesos externos que modelan el paisaje”.

Es importante mencionar, también, que el presente texto hace aportes fundamentales al desarrollo de la asignatura “Geociencias”, correspondiente al quinto año de la Educación Secundaria, Orientación Ciencias Naturales, del Colegio de la UNLPam (diseño curricular para la ESO, Resol. 432/13 CS de la UNLPam, y a la propuesta de revisión de contenidos para el Col. de la UNLPam 2018-2019).

Capítulo 1

Conceptos generales

1.1. Estructura interna del planeta Tierra

La Tierra es un planeta cuya fisonomía y morfología superficial han estado en permanente transformación desde su origen, hace aproximadamente 4550 millones de años. La mayor parte de esta dinámica superficial responde a procesos que ocurren en el interior del planeta. Estos pueden desarrollarse en un corto periodo de tiempo mediante sismos o erupciones volcánicas o bien de manera lenta con procesos que involucran cientos de miles o millones de años, como el levantamiento de las cadenas montañosas. Para comprender esto, es necesario señalar que el interior del planeta Tierra no es homogéneo, sino que se divide en grandes capas y subcapas con diferente composición química-mineralógica y diverso comportamiento mecánico. Desde la superficie hacia el centro del planeta y teniendo en cuenta la composición química-mineralógica, la Tierra se encuentra conformada por: la corteza (superior e inferior), el manto y el núcleo. La corteza es la capa más externa, con espesores que varían entre 5 y 8 km (en zonas oceánicas), 30 km (en zonas continentales no cordilleranas) a 100 km (en zonas cordilleranas). El manto es la capa de la Tierra de mayor espesor, extendiéndose desde la base de la corteza hasta los 2900 km, donde comienza la transición con el núcleo. Este último está compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel y se extiende hasta los 6370 km de profundidad (Figura 1.1).

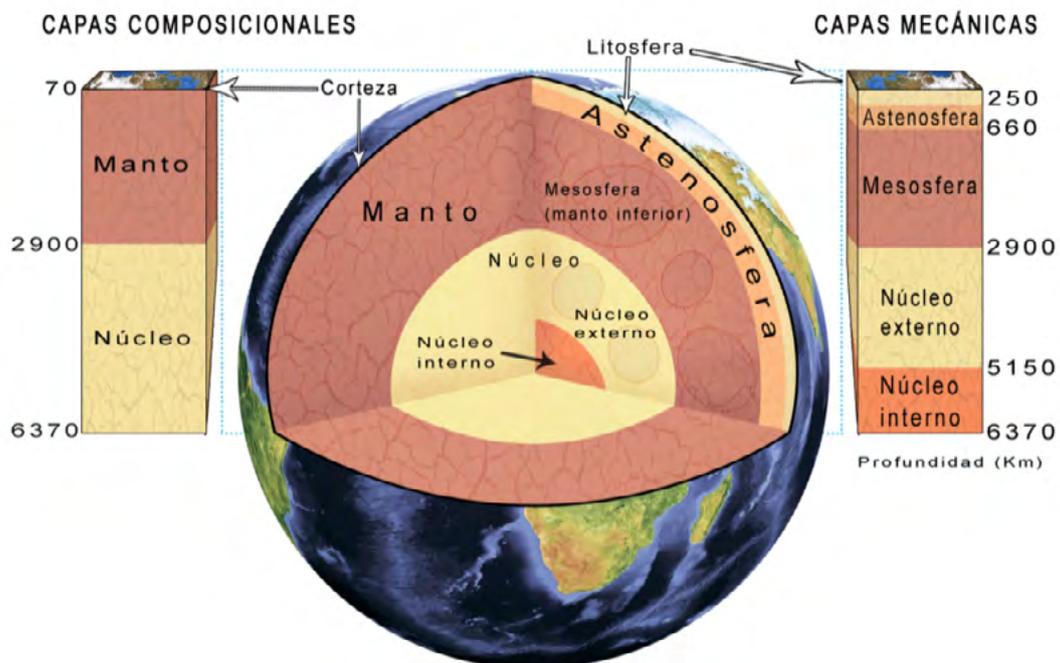


Figura 1.1. Estructura interna de la Tierra. Fuente: elaboración de Tomás Díaz Herrero.

Asimismo, la Tierra se divide en capas con diferente comportamiento mecánico; la corteza y la parte superior del manto superior forman la litosfera. Por debajo (dentro del manto), se encuentra la astenosfera, conformada por roca en estado plástico y parcelas de roca fundida que se extiende hasta una profundidad de aproximadamente 400 km y tiene la capacidad de fluir. En términos generales, la litosfera se comporta de manera frágil, es decir, se fractura ante esfuerzos de corta duración, mientras que la astenosfera presenta un comportamiento dúctil o plástico. Por debajo, se encuentra la mesosfera (manto inferior), también con comportamiento dúctil y, finalmente, el núcleo externo líquido y el núcleo interno sólido. Las corrientes convectivas internas en el núcleo externo y el movimiento e interacción entre ambos sectores del núcleo serían responsables de la generación del campo magnético terrestre. Por último, se encuentra el núcleo interno, el cual está en estado sólido. A medida que la Tierra se vaya enfriando, el núcleo interno sólido irá creciendo a expensas de los sectores inferiores del núcleo externo (Condie, 2015). La consistencia de las capas terrestres en profundidad se ha determinado a partir del análisis del comportamiento y velocidad de propagación de las ondas sísmicas, las cuales no se transmiten, o se desaceleran, al atravesar medios líquidos o de comportamiento viscoso.



Propuesta de actividad para el aula

Actividad N° 1 Una “mirada” hacia el interior de nuestro planeta	
Objetivos de aprendizaje:	<ul style="list-style-type: none"> • Diferenciar las capas que conforman el interior planetario, en función de sus características físicas y químicas. • Identificar algunos de los métodos que usan los científicos para inferir la conformación interna del planeta. • Relacionar los procesos formativos del planeta con las características que asumen las capas del planeta. • Relacionar algunas de las propiedades físicas de los materiales, como la densidad, con su “ubicación” relativa en las capas internas del planeta y del resto de los planetas del sistema solar. • Vincular factores, como la presión y temperatura, con las características físicas y estado de agregación posible de los materiales de las capas del planeta.
Recursos “en línea” para ampliar información sobre el tema:	<p>Video: “Corteza terrestre, manto y núcleo”, disponible en https://youtu.be/ArTDDDBTV4Lk</p> <p>Texto: Folguera, A. y Spagnuolo, M. (2010). “De La Tierra y los planetas rocosos. <i>Una Introducción a la tectónica</i>”. Colección “Las Ciencias Naturales y la Matemática”. Bs. As.: Ministerio de Educ. de la Nación. Cap. 1, 2, 6 y 10. (texto de libre disponibilidad en: http://www.bnm.me.gov.ar/giga1/documentos/EL002057.pdf)</p>
Modalidad de trabajo áulico sugerida	<ul style="list-style-type: none"> • Individual para la resolución de la consigna A. • Grupal para la consigna B.



Propuesta de consignas para el desarrollo de la actividad:

A. Respondemos las siguientes preguntas:

1. Los geofísicos infieren que el manto inferior es de naturaleza sólida, en contraste con el núcleo externo, que sería un “fluido”, entonces...:
 - a) ...¿Cómo se pudieron conocer estas características físicas? Fundamentá la respuesta.
 - b) ...¿Cómo se hizo para conocer la composición química de estas capas?
2. ¿Cuál es la interfaz/discontinuidad que se ubica entre...:
 - a) ... el manto inferior y el núcleo externo?
 - b) ... y entre la astenosfera y la litosfera?
 - c) ... el manto inferior y el superior?
3. ¿Cuál es la ubicación relativa, en las capas del interior terrestre, de los elementos químicos con mayor densidad y “pesados”? ¿Y la de los menos densos y “livianos”?
4. ¿Cuál es el tamaño del núcleo terrestre, expresado en km de diámetro? ¿y su volumen, en proporción con el del planeta?
5. ¿Qué elementos químicos se espera que abunden en el núcleo terrestre?
6. ¿Qué explicaciones ofrecen los científicos a la presencia de elementos muy densos y escasos (como el platino, iridio y níquel) en el manto terrestre cuando el “modelo de capas” del planeta predice que estos deberían estar ubicados en el núcleo terrestre (o muy cerca de él)?

B. Fundamentamos las siguientes afirmaciones:

1. Los “puntos de fusión” de los materiales que conforman el manto, núcleo externo e interno, son mucho más elevados que cuando esos mismos materiales están en la superficie.
2. El estado físico (estado de agregación) de los materiales del núcleo externo del planeta difiere del núcleo interno.
3. La ubicación, en profundidad, de los materiales en función de su densidad es similar en todos los planetas y satélites del Sistema Solar.
4. En la corteza terrestre, se encuentran materiales que, dada su densidad, deberían haberse integrado al núcleo durante la formación de este.

1.2. El calor interno de la Tierra

La mayor parte de los procesos geológicos que dan forma a la superficie terrestre, como el volcanismo y el movimiento de las placas tectónicas, son producidos por la transmisión de calor desde las profundidades del planeta hacia su superficie.

El origen del calor interno de nuestro planeta responde a una suma de procesos fisicoquímicos, los cuales, en su mayoría, provienen de las etapas tempranas de formación de la Tierra y sus consecuencias aún permanecen activas, aunque en menor magnitud que en el pasado geológico. Algunas de las principales fuentes son: 1) Energía proveniente del crecimiento planetario por adición de cuerpos menores (acreción), la cual se estima que fue suficiente para fundir los planetas terrestres o rocosos a medida que crecían; 2) Cambios estructurales de los minerales por gravedad; a medida que un planeta crece, los minerales internos cambian de estructura por las altas presiones a empaquetamientos más densos y al producirse este cambio se libera calor (proceso exotérmico); 3) Desintegración de isótopos radiactivos, lo que aporta calor; y 4) Formación del núcleo, la cual fue un proceso que liberó calor (exotérmico).

Durante los inicios de la formación del sistema solar, el centro de este estaba ocupado por un “protosol” rodeado de un disco de residuos estelares, constituidos por gas, polvo y objetos rocosos, incluyendo hielo. Por acción de la atracción gravitatoria, estas partículas comenzaron a unirse formando grumos, cuyas colisiones dieron lugar a cuerpos mayores de dimensiones kilométricas denominados planetesimales. Estos cuerpos, uno de los cuales pasó a ser la Tierra, permanecieron girando en órbitas en torno al sol en formación, atrapados por su fuerza de gravedad. Cada “protoplaneta” fue captando, por acción de la gravedad, cuerpos rocosos dando lugar a un incesante bombardeo y colisión de estos contra las superficies planetarias en un proceso conocido como acreción. La pérdida de altura y de velocidad asociadas al impacto de estos cuerpos, lo cual se traduce en la pérdida de energía potencial y cinética, respectivamente, se estima que generó cantidades importantes de energía térmica. Esta energía fue la que fundió gran parte del volumen de los planetas rocosos (Mercurio, Venus, Tierra y Marte) en sus etapas iniciales de formación. Al estar en estado líquido gran parte de estos planetas, fue posible la separación y hundimiento de elementos más pesados como el hierro y níquel y la formación de los núcleos en estos. Entonces, nuestro planeta, en sus comienzos, fue una gran bola de roca fundida que comenzó a enfriarse lentamente, desde su superficie hacia el interior, liberando calor hacia el espacio exterior. Este calor remanente de la formación del planeta aún continúa movilizándose y se suma al flujo térmico generado por otros procesos.

Por otro lado, y en relación con la diferenciación química mencionada anteriormente, la formación del núcleo terrestre involucró elementos químicos metálicos pesados como el hierro y el níquel. La segregación y hundimiento de los elementos metálicos pesados hacia el centro del planeta trajo como consecuencia la transformación de energía potencial en energía térmica, lo cual habría generado también cantidades apreciables de calor, que aún la Tierra libera en su superficie. Este proceso exotérmico habría ocurrido en un período relativamente corto (50 Ma) durante los últimos estadios de la acreción hace unos cuatro mil quinientos millones de años (Condie, 2015).

A medida que un planeta “crece”, los minerales que conforman las rocas internas cambian su configuración cristalina a empaquetamientos más densos para adaptarse a las presiones y temperaturas en continuo crecimiento. Este proceso

denominado cambio de fase es de tipo exotérmico, es decir que libera calor al medio, lo cual contribuye al flujo térmico interno del planeta.

Pero no todo el calor interno del planeta está vinculado a la Tierra temprana y a los impactos de otros cuerpos rocosos. Las rocas que conforman las capas internas de nuestro planeta contienen elementos con isótopos radioactivos, particularmente uranio (^{235}U y ^{238}U), torio (^{232}Th) y potasio (^{40}K), los cuales son inestables y, con el tiempo, se transforman o “decaen” en nuevas especies isotópicas estables emitiendo energía. Debido a que las reacciones de descomposición de estos isótopos son exotérmicas, parte de esta energía desprendida es en forma de calor. Lo que constituye un aporte importante principalmente en la superficie de la Tierra, ya que los elementos radioactivos se han concentrado en particular en la corteza continental al momento de su formación. Curiosamente, estas zonas se asocian al mínimo flujo calórico terrestre, debido a que las rocas de composición granítica que conforman la corteza continental son malas conductoras del calor. Además, a lo largo de la historia terrestre, los procesos magmáticos y tectónicos han dado lugar a un engrosamiento de esta corteza, tornándose aún más dificultosa la llegada del calor a la superficie. Sin embargo, existen algunas regiones que, como resultado de su configuración geológica, permiten que el flujo de calor ascendente que llega a la superficie sea bastante más intenso. Estas áreas más calientes están preferentemente relacionadas con las dorsales centro-oceánicas, en las cuales el espesor de la corteza disminuye notablemente y el manto se encuentra más próximo a la superficie. En este sentido, el calor es transmitido más fácilmente en las rocas basálticas que conforman la corteza oceánica, ya que estas son mejores conductoras del calor que las graníticas, las que se encuentran, de forma abundante, en las cortezas continentales, como ya comentamos. También constituyen regiones de mayor flujo térmico aquellas relacionadas con arcos volcánicos jóvenes, situados en zonas de subducción (por ejemplo, los Andes) que conllevan gran actividad volcánica y sísmica, y los puntos calientes relacionados a plumas ascendentes del manto.

Es importante tener presente que el calor puede transmitirse esencialmente por dos formas básicas: radiación y conducción, y otras más complejas como convección y advección. La radiación es la transferencia de calor por emisión sin que los cuerpos estén en contacto, por ejemplo: la que nos llega desde el sol. La conducción (o difusión) es la transferencia de energía dentro de un objeto o entre distintos objetos que están en contacto físico. En la convección y advección, intervienen fluidos en la transferencia de calor de una zona de mayor temperatura a otra de menor temperatura.

El calor que se genera en el interior de la Tierra se desprende gradualmente alcanzando la superficie. Desde la parte más caliente de nuestro planeta, el núcleo interno, el calor se transmite hacia el núcleo externo por conducción. El núcleo externo presenta corrientes de convección, las que, además de transmitir calor hacia el manto inferior, son las responsables de la generación del campo magnético terrestre. Desde las capas profundas del manto hasta la base de la litosfera, el calor asciende transportado por las corrientes convectivas de los materiales que forman el manto. Estas corrientes, además de transmitir calor, son una fuente de energía para el movimiento de las placas tectónicas. El fenómeno de convección puede observarse, por ejemplo, cuando calentamos agua en una olla. El volumen

de agua del fondo de la olla se calienta en primera instancia y pierde densidad, por lo cual asciende hacia las zonas superficiales, allí vuelve a enfriarse, ganando peso y hundiéndose nuevamente al fondo del recipiente. En este movimiento cíclico, el agua transmite calor a su entorno, generando corrientes que tienen cierta analogía con las generadas en el núcleo externo y manto, sin embargo, en el caso de la Tierra, existe diferencia con este ejemplo ya que la fuente de calor no está únicamente en el núcleo. Cuando el calor alcanza la litosfera, la convección deja de ser la forma predominante en la transmisión y esta comienza a producirse nuevamente por conducción (Figura 1.2).

Tal como comentamos más arriba, nuestro planeta aún conserva en su interior parte del calor generado durante su formación, el cual se suma a aquel producido por el decaimiento de los isótopos radiogénicos concentrados principalmente en las rocas de la corteza. La evidencia de esto es lo que denominamos el gradiente geotérmico de la Tierra, el cual se define como el aumento de la temperatura con la profundidad. En el interior de la corteza terrestre, ese incremento es, en promedio, de aproximadamente 30°C por cada km que avanzamos en profundidad, mientras que, a mayores profundidades, ese gradiente disminuye drásticamente, de tal manera que, para el núcleo terrestre, situado entre los 2900 y los 6370 km de profundidad, se estiman temperaturas de entre 4500 y 6600°C (5500°C es la temperatura de la superficie del sol) (Condie, 2015). Si imaginamos que el gradiente geotérmico aumentase con el mismo ritmo con el que lo hace en las regiones superficiales, la temperatura del núcleo rondaría entre los 90.000 y 190.000°C aproximadamente, lo cual con seguridad haría de la Tierra un planeta inhabitable.

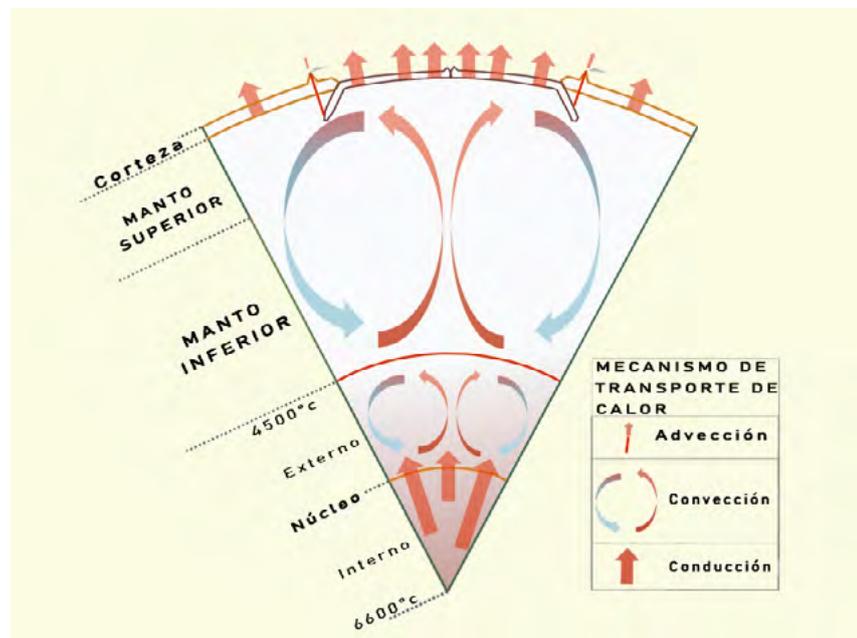


Figura 1.2. Estimaciones del flujo de calor del interior terrestre. Fuente: elaboración de Tomás Díaz Herrero con datos de https://en.wikipedia.org/wiki/File:Heat_flow_of_the_inner_earth.jpg y valores de temperatura de Condie (2015).



Propuesta de actividad para el aula

Actividad N° 2 “Al calor del planeta”	
Objetivos de aprendizaje:	<ul style="list-style-type: none">• Interpretar algunos de los modelos científicos que explican el origen de la geotermia planetaria.• Identificar las formas en que el calor interno del planeta llega a su superficie y la manera en que este se transmite en las diferentes capas.• Relacionar el flujo del calor interno con la tectónica de placas.• Relacionar factores como la presión y profundidad con los cambios térmicos hacia el interior planetario.
Recursos “en línea” para ampliar información sobre el tema:	<p>Video: “Geotermia y placas tectónicas”, disponible en https://youtu.be/T2WqVjeOpXo</p> <p>Texto: Folguera, A. y Spagnuolo, M. (2010). “De La Tierra y los planetas rocosos. <i>Una Introducción a la tectónica</i>”. Colección “Las Ciencias Naturales y la Matemática”. Bs. As.: Ministerio de Educ. de la Nación. Cap. 4. (texto de libre disponibilidad en: http://www.bnm.me.gov.ar/giga1/documentos/EL002057.pdf)</p>
Modalidad de trabajo áulico sugerida	<ul style="list-style-type: none">• Individual para la resolución de la consigna A.• Grupal para las consignas B y C.



Propuesta de consignas para el desarrollo de la actividad:

A. Respondemos las siguientes preguntas:

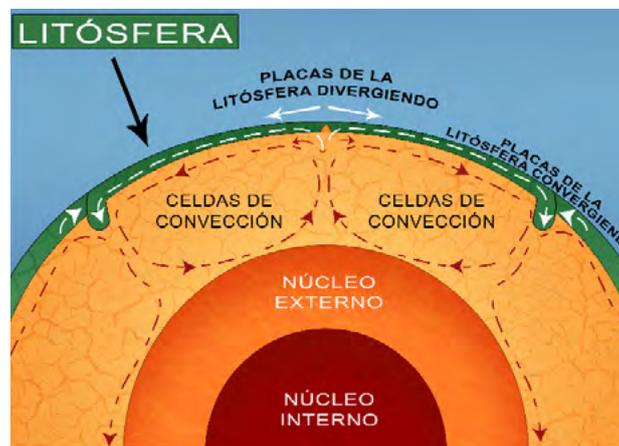
1. ¿Cuáles son los fenómenos naturales más evidentes, observables a nivel de la superficie terrestre, que demuestran la transmisión del “calor interno” del planeta?
2. ¿Cuáles serían las principales “fuentes” del calor interno del planeta?
3. El calor interno del planeta llega a la superficie por dos formas de transmisión: conducción y convección. Explicá las diferencias entre ambas.
4. Se afirma que la transmisión de calor, desde el núcleo externo hacia la litosfera, se da por convección, ¿en qué se basan los científicos para sostener esta afirmación?
5. ¿Cómo se formaría una “celda de convección”?
6. ¿Por qué la transmisión de calor en la litosfera sería por conducción?

7. ¿Qué es la energía geotérmica? ¿De qué forma se puede, potencialmente, aprovechar?

B. Sobre el “gradiente geotérmico”, resolvemos lo siguiente:

1. ¿Qué expresa este gradiente?
2. ¿Cuál es el incremento térmico promedio por cada 100 m de profundidad? Con esta lógica, ¿cuál sería la temperatura de un material ubicado a 200 km de profundidad?, ¿y a 1000 km?, ¿y en el centro mismo del planeta (6300 km aprox.)?
3. ¿Por qué dicho gradiente no se sostiene de la misma forma en las zonas superficiales del planeta que en el interior de este?

C. El esquema que se incluye a continuación muestra, de forma muy simplificada, el interior terrestre con algunas “celdas de convección” dibujadas simbólicamente. Obsérvenlo con detenimiento y respondan lo siguiente:



1. ¿En qué “capa” del interior del planeta se observa esa convección?
2. ¿Qué características/propiedades físicas debería tener esa capa? ¿Qué diferencias térmicas cualitativas son esperables en la base y parte superior de la capa para que se transmita el calor? Fundamenten.
3. ¿Qué cambios puede generar, en la litósfera, el “impacto” de dos corrientes de convección ascendentes adyacentes? ¿Qué relación podría establecerse entre la influencia de las celdas de convección y la tectónica de placas?

1.3. Tectónica de Placas

Nuestro planeta, desde su nacimiento, hace aproximadamente cuatro mil quinientos cincuenta millones de años, permanece en constante cambio y evolución. Si de alguna manera pudiéramos conseguir una imagen de la Tierra tomada desde el espacio en el pasado, por ejemplo, de hace doscientos millones de años atrás, nos

encontraríamos con una configuración de los continentes muy diferente a la que vemos actualmente a partir de los satélites (Figura 1.3). Comprobaríamos que, en algún momento de la historia de nuestro planeta, no habría sido necesario cruzar el océano Atlántico en avión o en barco para llegar al continente africano, sino que hubiesen bastado unas horas de viaje en automóvil. También nos percataríamos de que unas vacaciones en la costa del mar habrían tenido destinos diferentes a los que actualmente frecuentamos. Lo mismo sucedería si optáramos por un viaje a las grandes montañas andinas; llegaríamos a Chile sin haberlas cruzado. Así, hubo un tiempo en que Sudamérica y África fueron una sola tierra y la cordillera de los Andes aún no había surgido; hubo un tiempo en el que lo que hoy son desiertos extremadamente áridos fueron extensas selvas tropicales y lo que antes eran regiones sumergidas bajo el mar, hoy, son enormes cordones montañosos que albergan las montañas más altas del planeta.



Figura 1.3. Las diferentes posiciones geográficas de los continentes en el transcurso del tiempo geológico. A la izquierda hace unos doscientos millones de años; a la derecha, en la actualidad. Fuente: <https://www.shutterstock.com>

Los cambios en la fisonomía de la superficie de la Tierra responden a un conjunto de procesos gravitatorios y térmicos que tienen origen mayormente en el interior del planeta y que comenzaron a actuar luego de la formación de la Tierra y continúan manifestándose en la actualidad. En ocasiones, podemos ser testigos de estos procesos energéticos a partir de una erupción volcánica o un movimiento sísmico. Sin embargo, la mayor parte de las expresiones superficiales de esta dinámica interna se producen en una escala de tiempo tan grande que nos resultan indetectables, por ejemplo, el levantamiento de una cadena montañosa como los Andes.

En el transcurso de la historia, muchos naturalistas han postulado un gran número de hipótesis intentando explicar la aparición de una cordillera en una región y su ausencia en otras o bien el origen de algunos procesos geológicos, como el

volcanismo. A comienzos del siglo XX, Alfred Wegener presentó un modelo teórico sobre el movimiento de los continentes, conocido como deriva continental, en el que postulaba, con base en una serie de evidencias geológicas y paleontológicas, que los continentes no se encontraban en la posición actual en el pasado geológico. Sin embargo, debieron pasar varias decenas de años hasta que, a partir de la llegada de nuevas técnicas y herramientas batimétricas, se llevaron a cabo los primeros estudios topográficos del fondo oceánico. Uno de los principales descubrimientos fue el de la presencia de extensas cordilleras submarinas en las regiones centrales de los océanos, las cuales actualmente se conocen como dorsales centro-oceánicas y se caracterizan por un intenso volcanismo y elevado flujo de calor a lo largo de estas (Folguera y Spagnuolo, 2009). En este contexto, un geólogo estadounidense llamado Harry Hess propuso el modelo de expansión del fondo oceánico que, junto al de la deriva continental, conformaron las bases de la teoría de la tectónica de placas. Esta nueva hipótesis planteaba que las dorsales centro-oceánicas se encuentran situadas sobre las regiones donde se produce ascenso por convección del material del manto, aumentando así el flujo térmico por debajo de estas. Los esfuerzos tensionales que se producen, en parte por la intrusión de este material fundido, fracturan la corteza dando lugar a vías de escape del magma que sella estas grietas formando nueva corteza oceánica. El continuo fracturamiento y ascenso de material fundido genera un movimiento lateral del suelo oceánico como si se tratase de una cinta transportadora, consumiéndose en las zonas de subducción, donde la corteza oceánica más antigua es llevada nuevamente hacia el interior de la Tierra. De esta manera, el calor asciende desde el interior del planeta transportado por un flujo de material caliente, el cual transmite el calor y se enfría en las dorsales, extendiéndose lateralmente para, luego, sumergirse de nuevo en el interior terrestre mediante un proceso conocido como subducción.

La litosfera es la capa mecánica más superficial de la Tierra formada por la corteza y la parte superior del manto terrestre y es en la cual se ponen de manifiesto los procesos internos del planeta que, actualmente, son explicados a través del modelo de tectónica de placas. A su vez, esta capa rígida superficial se encuentra dividida en fragmentos de tamaño y forma variable denominados placas tectónicas las cuales se mueven una con respecto a otra (Figura 1.4).

En la actualidad, se reconocen siete placas principales: Norteamericana, Sudamericana, Pacífica, Africana, Euroasiática, Australiana y Antártica, siendo la del Pacífico la de mayor tamaño. La mayoría de las grandes placas incluye un continente entero y una gran área de suelo oceánico. A su vez, existen placas de menor tamaño, aunque no menos importantes, como son las placas del Caribe, Nazca, Filipina, Arábiga, Cocos, Scotia y Juan de Fuca, entre otras.

Estas placas de litosfera se deslizan lentamente sobre la astenosfera, la cual comprende una región del manto que no es del todo rígida debido a que un pequeño porcentaje del material que la conforma se encuentra parcialmente fundido, es decir, en estado líquido. Esta capa más blanda y deformable permite el desplazamiento de las placas, que, por el contrario, no podrían deslizarse por la enorme fuerza de rozamiento que se generaría entre la litosfera y la astenosfera si esta última fuera tan rígida como la primera. Por último, las placas tectónicas se definen como continentales u oceánicas con base en el tipo de corteza (roca) que las conforman.

Las placas continentales son aquellas donde su corteza se encuentra conformada por un tipo de roca cuya composición mineral y química promedio corresponde a la de una roca ígnea plutónica denominada granodiorita. Por otra parte, las placas oceánicas presentan una corteza cuya composición mineral y química promedio responde a la de una roca ígnea volcánica denominada basalto.

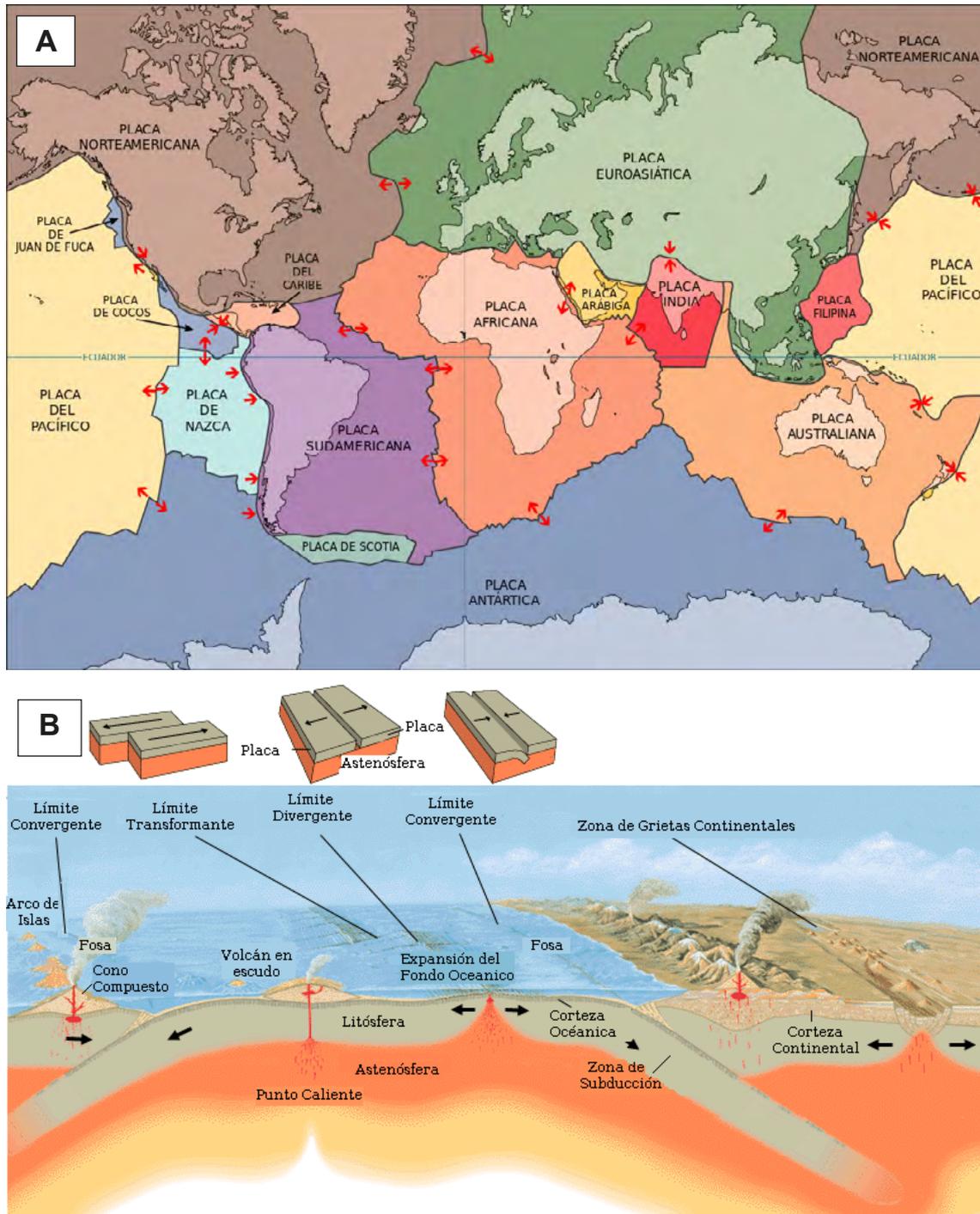


Figura 1.4. A) Placas tectónicas principales. Fuente: USGS - Versión en español Daroca90 - <http://pubs.usgs.gov/publications/text/slabs.html>, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=31474745> B) Tipos de límites de placas, ambientes tectónicos y volcanismo. Fuente: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Límitesdeplacastect%C3%B3nicas.PNG>

Bordes de placa

Las placas litosféricas se mueven lentamente y de manera ininterrumpida; a razón de unos pocos centímetros al año y según como se produzca ese movimiento, estas pueden separarse, colisionar o incluso rozarse por sus márgenes dando lugar a bordes de placa divergentes, convergentes y transformantes, respectivamente. Los bordes o márgenes de placa divergentes se localizan donde dos placas tectónicas se separan y permiten el ascenso de material fundido desde el manto terrestre formando nueva litosfera, como sucede en las dorsales oceánicas. En los bordes o márgenes convergentes, dos placas colisionan, lo cual trae aparejado el descenso continuo de una placa de litosfera oceánica por debajo de otra placa continental u oceánica; o bien cuando dos placas continentales colisionan se produce un gran apilamiento y levantamiento (por ejemplo, Himalaya). Por último, cuando dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin que exista formación o destrucción de litosfera, se denomina borde o margen transformante. En efecto, cada una de las placas tectónicas se encuentra conformada por una combinación de dos o tres de estos tipos de márgenes dinámicos; por ejemplo, la placa de África está circundada mayormente por bordes divergentes lo cual hace que su superficie aumente gradualmente ya que es en estos bordes donde se crea nueva litosfera. Un borde de placa divergente se genera inicialmente en el interior de una placa, la cual es sometida a procesos de estiramiento y adelgazamiento cortical dando lugar a un conjunto de fracturas en la parte superior de la corteza, lo que se conoce como sistema de *rift* y *rifting* al mecanismo que lo produce. Si el proceso persiste, con el tiempo, pueden llegar a individualizarse dos placas. Este proceso es el que se produce en las zonas de las dorsales centro-oceánicas, aunque también puede presentarse en zonas continentales como actualmente sucede en el noreste del continente africano. En este sector de África, la placa se está desgarrando de tal manera que, si el proceso continúa, quedará separada en dos placas individuales. En ese momento, la región del rift, geomorfológicamente caracterizada por un gran valle, se inundará de agua dando lugar a un nuevo mar, tal como está ocurriendo en el Mar Rojo. Un hecho similar ocurrió cuando América y África comenzaron a separarse, hace unos ciento ochenta millones de años, lo cual trajo como resultado la aparición y evolución del océano Atlántico.

La extensión y adelgazamiento de la corteza producida durante la formación de un rift da lugar, eventualmente, a la aparición de una dorsal oceánica entre las dos placas que divergen. Al dividirse la placa y comenzar a separarse un fragmento de otro, se generará entre ambos un espacio que es invadido por magma que asciende del manto. Este material fundido resulta de la brusca descompresión a la que son sometidas las rocas que conforman el manto situado debajo de las dorsales. La pérdida de presión es un proceso que produce un descenso en el punto de fusión de los minerales que conforman las rocas, dando lugar a que estas fundan parcialmente a las mismas temperaturas en las que antes permanecían totalmente sólidas. A medida que este material alcanza la superficie, pierde temperatura, solidificando y formando nueva corteza. Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia ambos lados de la dorsal, abriendo un nuevo espacio en el que se incorpora más material proveniente del manto. Este último asciende y disipa parte de su calor transmitiéndolo a las rocas adyacentes más frías, lo cual

resulta en la dilatación y expansión de estas, que genera un abombamiento por encima del nivel medio del suelo oceánico y la posterior aparición de las dorsales.

La velocidad de expansión en las dorsales varía entre 5 y 20 centímetros anuales (Folguera y Spagnuolo, 2009) y, a medida que la nueva corteza formada se aleja de la cresta de estas, se va enfriando, volviéndose más densa y pesada. Eventualmente, esta corteza más antigua, y por lo tanto más fría y pesada, ejercerá presión sobre el material dúctil de la astenosfera y se hundirá en ella, dando lugar a una zona de subducción.

Las fosas oceánicas constituyen la expresión topográfica superficial del proceso de subducción y son los sitios donde el fondo oceánico que forma parte de una placa se flexiona por debajo de otra. De esta manera, aquellas rocas formadas en las dorsales centro-oceánicas son transportadas nuevamente a grandes profundidades en las que imperan condiciones de alta presión y temperatura. Parte de este conjunto de rocas que conforman la corteza oceánica contiene agua en la estructura cristalina de los minerales que las conforman, a causa de la interacción entre estas con el agua marina o bien con fluidos hidrotermales calientes cerca de las dorsales. El agua es un importante agente reductor del punto de fusión de los minerales, por lo que se requiere de menos temperatura para fundir una roca hidratada que una roca formada enteramente por minerales anhidros (libres de agua). El agua incorporada en la zona de subducción a través de estas rocas "húmedas" es liberada de la estructura cristalina de los minerales que la contenían e integrada ahora a la zona del manto situada por encima de la placa que se hunde, disminuyendo su punto de fusión. De esta manera, se desata la fusión parcial del manto, dando lugar a pequeños cuerpos de magma que ascienden y se acumulan en sitios denominados cámaras magmáticas y, en ocasiones, alcanzan la superficie dando lugar a cadenas de volcanes en forma de arco, paralelas a la fosa oceánica. Un ejemplo local de este proceso es el que se produce en el margen oeste de Sudamérica donde una serie de placas oceánicas se hunden por debajo de la placa sudamericana dando como resultado la cadena de volcanes activos incluida en la cordillera de los Andes (Figura 1.5). Además, el proceso de subducción está asociado a la producción de terremotos y formación de montañas, cuyas proporciones y extensión estarán vinculadas a la velocidad y ángulo de inclinación con el que las placas se subducen por debajo de otras.

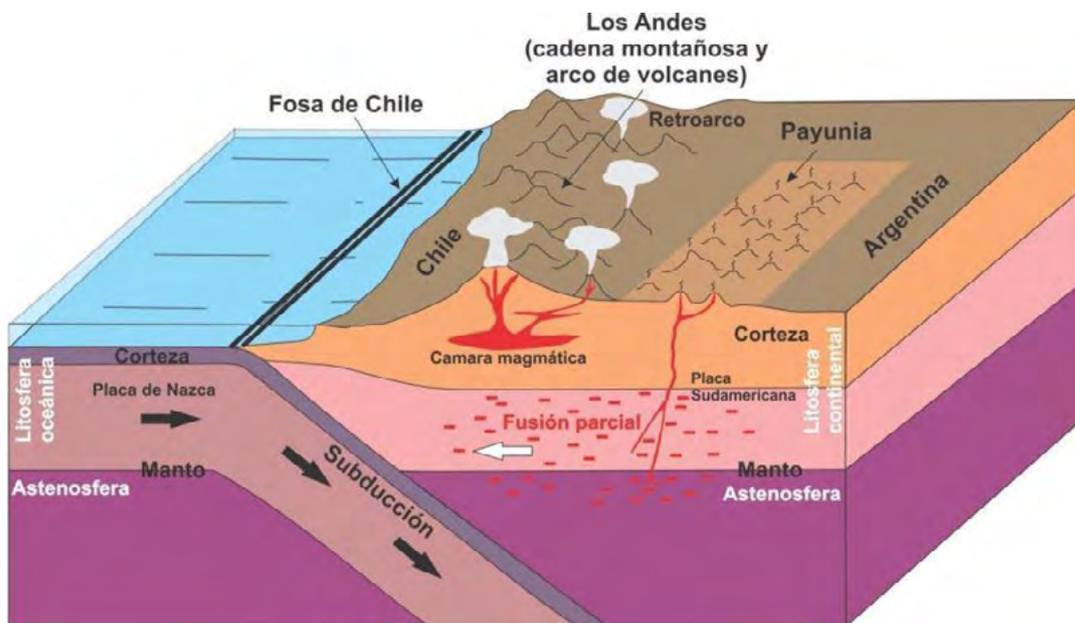


Figura 1.5. Esquema del proceso de subducción que se produce en el borde occidental de Sudamérica y que dio lugar, entre otras cosas, al levantamiento de la cadena andina y al volcanismo actual y pasado de la región. Fuente: Elaborado por M. I. Bernardi con base en Jordan, Isacks, Ramos y Allmendinger (1983) y Stern *et al.* (1990).

Finalmente, un tercer tipo de borde de placa es aquel en el que no se crea ni se destruye corteza y se conoce como borde transformante o pasivo. En estos sitios, dos placas tectónicas se desplazan de forma paralela y horizontal entre sí y están íntimamente asociadas a la expansión del suelo oceánico y a las dorsales oceánicas en el modelo de tectónica de placas. Si observamos una imagen del fondo oceánico sin agua con las dorsales oceánicas, notaremos que estas cadenas de volcanes submarinos consisten en segmentos cortos (Figura 1.6) y desplazados lateralmente uno con respecto al otro por fajas irregulares de suelo oceánico. Estos cinturones, denominados zonas de fractura, se encuentran dispuestos casi de manera perpendicular con respecto al eje de las dorsales.

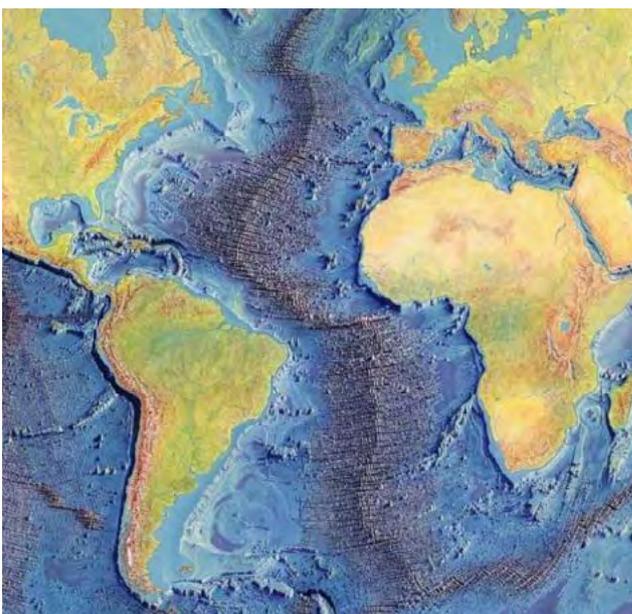


Figura 1.6. Zonas de fracturas y bordes transformantes que segmentan las dorsales centro-oceánicas. Fuente: Berann, Heezen y Tharp (1977) <https://www.loc.gov/item/2010586277/>

Los bordes transformantes se definen como una falla vertical en la que la dirección de deslizamiento es paralela a la superficie terrestre; este movimiento fragmenta la corteza y forma un notable sistema de fracturas. No todas las fallas transformantes afectan la litosfera oceánica, sino que algunas de estas desgarran la litosfera continental: por ejemplo, la mundialmente conocida Falla de San Andrés, que atraviesa California, constituye una parte del límite entre la placa norteamericana y la del Pacífico.



Propuesta de actividad para el aula

Actividad N° 3 “Se mueve; todo se mueve... siempre se mueve”	
Objetivos de aprendizaje:	<ul style="list-style-type: none"> • Identificar y delimitar las principales placas tectónicas, ubicándolas geográficamente. • Diferenciar los tipos de bordes de placas, usando criterios científicos para agruparlos. • Relacionar procesos volcánicos y sísmicos con la dinámica de los bordes de placas. • Relacionar la antigüedad relativa de la corteza terrestre, en particular la oceánica, con la tectónica de placas. • Describir y caracterizar algunas formaciones geológicas del planeta, identificando sus posibles procesos formativos.
Recursos “en línea” para ampliar información sobre el tema:	<p>Video: “Las placas tectónicas”, disponible en https://youtu.be/T2WqVjeOpXo</p> <p>Texto: Folguera, A. y Spagnuolo, M. (2010). “De La Tierra y los planetas rocosos. <i>Una Introducción a la tectónica</i>”. Colección “Las Ciencias Naturales y la Matemática”. Bs. As.: Ministerio de Educ. de la Nación. Cap. 3 y 5. (texto de libre disponibilidad en: http://www.bnm.me.gov.ar/giga1/documentos/EL002057.pdf)</p>
Modalidad de trabajo áulico sugerida	<ul style="list-style-type: none"> • Individual para la resolución de la consigna A. • Grupal para la consigna B.

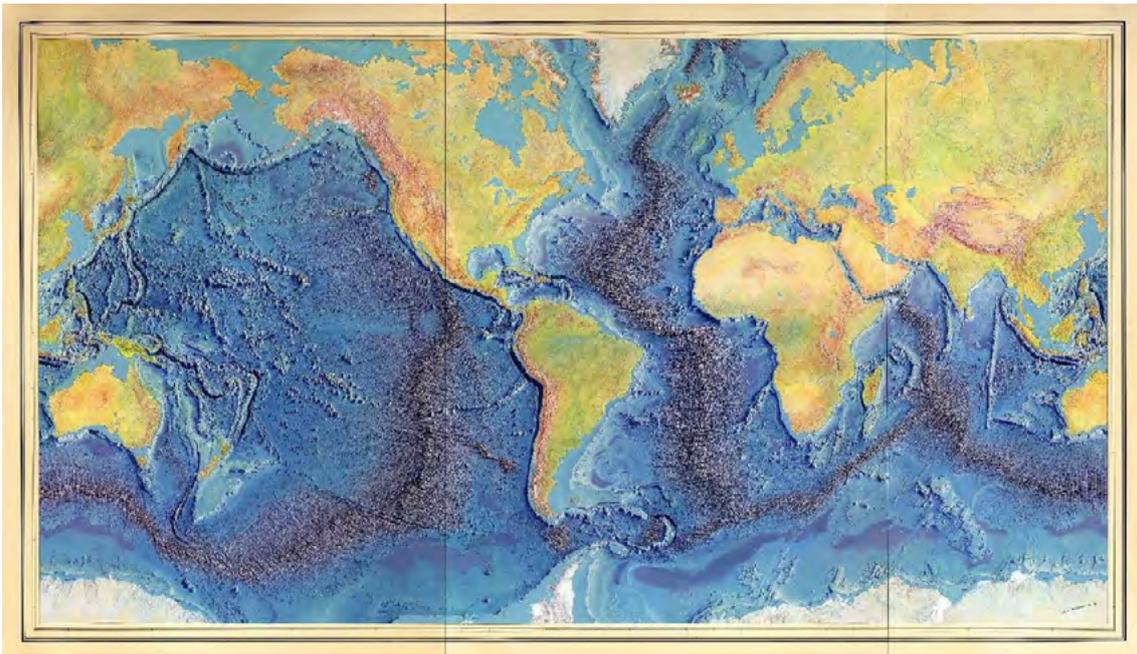


Propuesta de consignas para el desarrollo de la actividad:

A. Considerando las características de la dorsal centro-oceánica del Atlántico, resolvemos lo siguiente:

1. Ubicá y señalá dicha dorsal en la siguiente imagen¹:

1 Berann, H. C., Heezen, B. C. & Tharp, M. (1977) Manuscript painting of Heezen-Tharp "World ocean floor" map by Berann. [?] [Map] Retrieved from the Library of Congress, <https://www.loc.gov/item/2010586277/>.



2. Nombrá las principales placas litosféricas limitadas por esta formación geológica y ubicalas en la imagen.
3. ¿Qué tipo de borde de placas tectónicas evidencia esta dorsal? ¿Cuáles son las características más relevantes de estos bordes de placas?
4. ¿Por qué a este tipo de bordes se los denomina “constructivos”?
5. El tipo de litosfera generada en estos bordes es del tipo “oceánica”, entonces...:
 - a) ... ¿Por qué su antigüedad relativa, en el planeta, raramente supera los 200 Ma?
 - b) ... ¿A qué se debe que la densidad de los materiales que la forman es mayor que el de la litósfera continental?
6. Fundamentá la siguiente afirmación: “El magma liberado por los volcanes generados en este tipo de bordes presenta diferencias en su composición química con respecto al que se libera en los volcanes propios de bordes de placas convergentes”.
7. Cuando estos bordes tectónicos se generan en la zona continental del interior de una placa, reciben el nombre de “rift”. Citá dos ejemplos y ubicalos geográficamente.
8. ¿Cuál es la forma en la que el calor se transmite del interior de la Tierra hasta esta zona de bordes? Realizá un esquema que permita explicarlo.
9. La “nueva” litosfera, generada en las dorsales oceánicas, se compensaría por destrucción de esta en otras zonas de bordes tectónicos: ¿cuáles serían esas “zonas” y los tipos de bordes involucrados?

B. Analicemos tres formaciones geológicas importantes de nuestro planeta: la falla de San Andrés, la cordillera de los Andes y el Himalaya. Para ello, deberán indagar, en las fuentes que consideren adecuadas, para ampliar información (deben citar dichas fuentes).

1. Sobre la “falla de San Andrés”:
 - a) ¿Cuáles son las placas involucradas en su conformación?
 - b) ¿Qué tipo de borde de placa genera la “falla”?
 - c) ¿Cuál es la actividad geológica predominante?
 - d) ¿En qué orientación cardinal se desarrolla esta falla?
2. Sobre el origen del Himalaya:
 - a) ¿Cuáles son las placas tectónicas involucradas en su conformación?
 - b) ¿Qué tipo de borde se establece entre estas placas?
 - c) ¿En qué “tiempo geológico” se estima que se inició su formación?
 - d) ¿Cuál es la explicación que se da ante la presencia de fósiles de organismos marinos en la cima de esta formación geológica?
3. Sobre la cordillera de los Andes:
 - a) ¿Cuál es su ubicación geográfica global y su orientación cardinal?
 - b) ¿Cuál es el nombre de la placa tectónica en la que se encuentra?
 - c) ¿En qué “tiempo geológico” se estima que se inició su formación?
 - d) ¿Cuál es la explicación, que ofrece la Geología, sobre la forma en que esta cordillera se generó?
 - e) ¿Cuáles son las placas tectónicas involucradas en su conformación y qué tipo de borde se establece entre estas?

1.4. Tipos de rocas

En Geología, se dividen las rocas en tres grupos principales: ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Las rocas ígneas se forman cuando el magma o roca fundida se enfría y solidifica. El magma se puede formar a varios niveles de profundidad de la corteza y el manto terrestre y, a medida que se enfría, crecen los cristales de varios minerales. Cuando el magma permanece en el interior profundo de la corteza, se enfría lentamente durante miles de años y da lugar a las rocas ígneas denominadas plutónicas, que normalmente tienen tamaño suficientemente grande de los minerales como para ser distinguidos a simple vista. Debajo de los grandes volcanes, es común que se formen rocas ígneas plutónicas; un ejemplo común es el granito. Esta roca está

formada por minerales de colores claros (o félsicos) denominados cuarzo, feldespato y mica blanca o muscovita. El granito y otras rocas composicionalmente relacionadas son las componentes principales de la corteza continental.

Durante las erupciones volcánicas, el magma llega a la superficie de la Tierra y, al entrar en contacto con el aire o agua, se solidifica en muy corto tiempo y no hay posibilidad de que crezcan los minerales/cristales. Debido a este enfriamiento brusco, se forma vidrio volcánico acompañado por gran cantidad de pequeños cristales. Estas rocas solidificadas en la superficie terrestre se denominan volcánicas dentro del grupo de las ígneas. Un ejemplo es el basalto, constituyente principal de los suelos marinos y presente en los volcanes del oeste de La Pampa y en la Patagonia. Esta roca está formada por minerales de color oscuro (o máficos), como olivino y piroxenos, que contienen en su composición química una cantidad relativamente significativa de hierro y magnesio.

Rocas sedimentarias: se forman por la acumulación, compactación y cementación de partículas minerales inorgánicas y orgánicas en la superficie y parte superior de la corteza terrestre. Las partículas o fragmentos que son la materia prima de las rocas sedimentarias provienen de la destrucción de rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas preexistentes, por procesos de meteorización.

Rocas metamórficas: se forman a partir de cambios en la mineralogía o la textura de una roca ígnea, sedimentaria o metamórfica en estado sólido. Estos cambios responden al reajuste de la roca original a las nuevas condiciones físicas y se producen a temperaturas y presiones elevadas que se dan en la profundidad de la corteza terrestre y en el manto superior. Estas rocas pueden ser expuestas en la superficie a causa de los movimientos tectónicos de la litosfera.

Clasificaciones de las rocas ígneas

Las rocas ígneas pueden clasificarse con base en sus minerales formadores identificados con lupa (clasificación de campo), con microscopio petrográfico (clasificación petrográfica) o con base en su composición química (clasificación química).

La Unión Internacional de Ciencias Geológicas recomendó clasificaciones y nomenclatura para las rocas ígneas (Le Maitre *et al.*, 2002). Una simplificación de la clasificación de campo para las rocas puede observarse en la Figura 1.7, donde, a partir de la cantidad relativa de tres minerales principales (plagioclasa = P, cuarzo = Q y feldespato potásico = A), es posible dar nombre a una variedad importante de rocas ígneas comunes. Esta clasificación puede hacerse más detallada a partir del análisis de secciones delgadas de rocas al microscopio petrográfico y, además, en caso de que contengan otros minerales, se utilizan otros diagramas particulares.

La clasificación química se aplica principalmente a las rocas volcánicas por la dificultad en la identificación de minerales debido a su pequeño tamaño o a la presencia de vidrio.

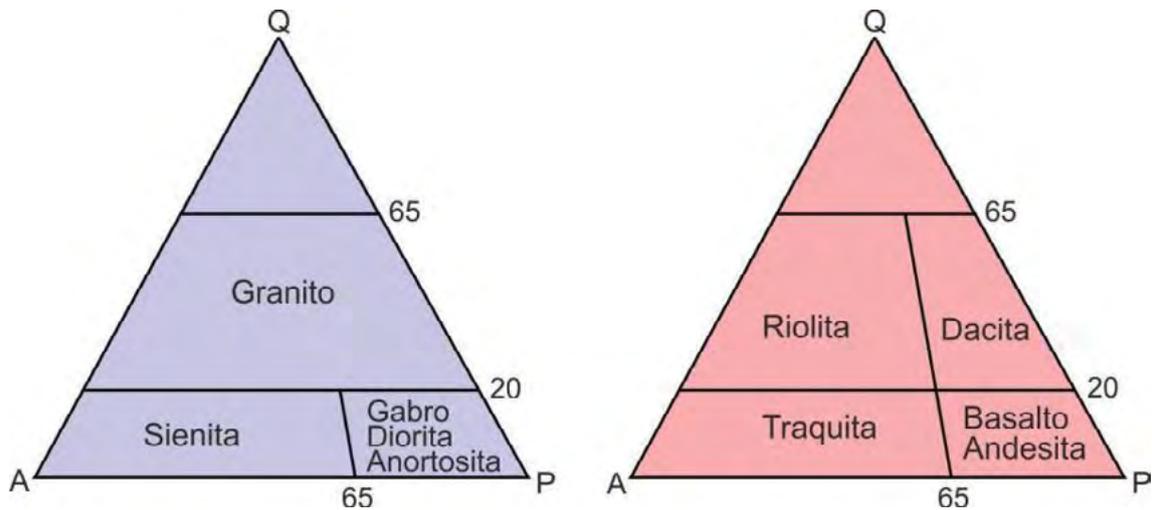


Figura 1.7. Esquema clasificatorio de campo simplificado con base en el contenido relativo de tres minerales comunes: cuarzo, (Q), feldespato (A) y plagioclasa (P). Fuente: Elaboración propia con base en Le Maitre *et al.* (2002).

Cuando se cuenta con estos datos químicos, la roca se puede clasificar sobre la base de la concentración de algunos elementos o agruparla según el contenido de sílice o dióxido de silicio (SiO_2) en:

- Rocas ígneas (y magmas) ultrabásicas: menos de 45 % de SiO_2 . Por ejemplo, peridotita, roca común en el manto.
- Rocas ígneas (y magmas) básicas: de 45 a 52 % de SiO_2 . Por ejemplo, basalto, roca común en los suelos oceánicos y en extensos derrames sobre los continentes.
- Rocas ígneas (y magmas) intermedias: de 52 a 65 % de SiO_2 . Por ejemplo, andesita, frecuente en volcanes de las zonas de subducción.
- Rocas ígneas (y magmas) ácidas: más de 65 % de SiO_2 . Por ejemplo, riolita, presente en volcanes de las zonas de subducción.

Es importante aclarar que los términos ácidos, básicos y ultrabásicos no están relacionados con las concentraciones de hidrógeno como sucede con el pH.

1.5. Generación de magma en la Tierra

La formación primaria de magmas en la Tierra se origina en el manto, en sectores donde una porción de la roca que lo forma pasa a estado líquido (fusión parcial). Esta fusión se produce a partir de tres mecanismos principales: 1. Aumento de temperatura o calentamiento, normalmente asociado a los puntos calientes y plumas ascendentes del interior terrestre; 2. Disminución de la presión sin pérdida significativa de calor o descompresión adiabática al ascender de forma relativamente rápida una porción del manto, lo cual es importante debajo de las dorsales centro-oceánicas; y 3. Descenso de la temperatura de fusión de un sector del manto por adición de volátiles, principalmente agua, lo cual sucede exclusivamente en zonas de subducción.

La mayor cantidad de magma en nuestro planeta, aproximadamente el 62 %, se genera en el ámbito de las dorsales centro-oceánicas; en las zonas de subducción, se produce el 26 % y, finalmente, en las zonas de intraplaca, se origina el 12 % (Schmincke, 2004). La mayoría del volcanismo de intraplaca está asociado a plumas ascendentes desde el manto inferior en los llamados puntos calientes de la Tierra. Estas son zonas de mayor temperatura que su entorno y este calor asciende en forma de plumas, sin desplazarse lateralmente como las placas tectónicas. Al permanecer fijas, estas plumas dejan un rastro o cadena volcánica en la placa que pasa por encima como la cadena de las islas de Emperador-Hawái.

Los magmas generados en el manto en todas estas zonas tienen composiciones esencialmente basálticas, sin embargo, principalmente en las zonas de subducción, se originan, también, magmas de composiciones andesíticas y riolíticas o graníticas. Es importante destacar que una pequeña parte del magma (~12 %) llega a superficie generando rocas volcánicas, en cambio, el resto (~88 %) cristaliza a distintas profundidades como rocas plutónicas formando parte de la litosfera.

1.6. Erupciones volcánicas

Dentro de los fenómenos geológicos que se producen de manera espontánea, la actividad volcánica es uno de los más frecuentes. En términos generales, una erupción volcánica se produce a partir de la descompresión abrupta de un sistema conformado por un fundido con una carga importante de gases. La actividad volcánica suele percibirse como un proceso que produce erupciones muy explosivas, sin embargo, muchas no lo son. ¿Qué determina que un volcán expulse el magma con violencia o con “tranquilidad”? Los principales factores que influyen son la composición del magma, su temperatura y la cantidad de gases disueltos que contiene. Estos factores afectan una propiedad del magma denominada viscosidad o la facilidad con que este se desplaza. Cuando más viscoso es un material, mayor es su resistencia para fluir (por ejemplo, la miel es más viscosa que el agua), también influye en la viscosidad la cantidad de sólidos que contiene el fluido, por ejemplo, una miel cristalizada es más viscosa que su equivalente sin cristales: lo mismo sucede con el magma. La viscosidad de los magmas asociados con erupciones explosivas puede ser varias veces mayor que la de los magmas expulsados de manera relativamente tranquila.

Factores que afectan a la viscosidad

El efecto de la temperatura sobre la viscosidad se puede percibir fácilmente, por ejemplo, la miel se vuelve más fluida (menos viscosa) al calentarla. La movilidad de la lava está muy afectada por la temperatura; cuando se enfría, su movilidad disminuye y el flujo termina deteniéndose.

Un factor más significativo en el comportamiento de los magmas es su composición química. La viscosidad de un magma está directamente relacionada con su contenido en sílice. En general, cuanta más sílice tenga, mayor será su viscosidad.

La facilidad para fluir de un magma rico en este compuesto se ve impedida porque este forma estructuras químicas que se enlazan dando lugar a largas cadenas, incluso antes de que empiece la cristalización (Llambías, 2008). Por consiguiente, debido a su elevado contenido de sílice, las lavas ácidas son muy viscosas y tienden a formar coladas gruesas, comparativamente cortas. Por el contrario, las lavas básicas, que contienen menores tenores de este compuesto, tienden a ser bastante fluidas y se conoce el caso de coladas que han recorrido distancias de más de 150 kilómetros antes de solidificarse (por ejemplo, coladas de Mendoza-La Pampa).

1.7. Estilos eruptivos

La actividad volcánica se manifiesta a través de diferentes estilos eruptivos o tipos de erupciones, los que pueden definirse como: hawaiano, estromboliano, vulcaniano, pliniano e hidromagmáticos. En los cuatro primeros estilos, no hay participación de agua; en cambio, en los estilos hidromagmáticos, hay interacción magma-agua. La distinción de estilos eruptivos está relacionada principalmente a la explosividad, a la altura de la columna de erupción y a los productos generados. Cuando es posible observar las erupciones, se las puede identificar a partir de su propia actividad, por ejemplo, midiendo la altura de las columnas eruptivas; en cambio, en volcanes inactivos, se deben estudiar los materiales generados para inferir cómo fue la actividad.

- **Hawaiano:** son las erupciones más tranquilas o menos explosivas y los magmas son del tipo basáltico. La fragmentación del magma es muy baja y da origen a emisiones continuas de lava en forma de surtidores o fuentes (Figura 1.8). Durante este estilo, se generan flujos de lava, pequeños volcanes piroclásticos y volcanes en escudo. El nombre se debe a la gran frecuencia de este estilo eruptivo en los volcanes de Hawái.
- **Estromboliano:** las erupciones son de baja explosividad y fragmentación de magmas basálticos. Los productos generados son piroclastos principalmente de tamaño bomba/bloque, los cuales son expulsados a partir de pulsos separados con intervalos de pocos minutos (Figura 1.8). Los edificios volcánicos característicos son volcanes piroclásticos llamados también conos de escoria. El término estromboliano proviene del volcán Stromboli, en el sur de Italia, con actividad ininterrumpida desde hace decenas de años.
- **Vulcaniano:** las erupciones son explosivas y generan fragmentos piroclásticos de tamaño variable desde ceniza a bloque. La salida de magma se produce de manera episódica y la composición de los magmas es típicamente andesítica. Los volcanes son del tipo compuesto y el nombre de este estilo proviene de la isla de Vulcano en el sur de Italia.
- **Pliniano:** las erupciones son muy violentas, con importante fragmentación del magma, generando piroclastos de tamaño ceniza, la que tiene una gran dispersión favorecida por el viento (Figura 1.8). Los edificios típicos son los volcanes compuestos. La denominación de este estilo se debe a Plinio el Viejo, naturalista, quien vivió en el siglo I.

- Hidromagmáticos: también conocidas, en sentido amplio, como erupciones freatomagmáticas, surtseyanas o freatoplinianas. Las erupciones hidromagmáticas se refieren a toda erupción donde el magma interactúa con agua y se produce una erupción explosiva a causa de la presión del vapor generado. Son de alta explosividad y producen gran cantidad de material de grano fino tamaño ceniza. Los edificios eruptivos tienen cráteres de diámetro grande en relación con su altura y se denominan anillos de cenizas y maers (Figura 1.9).



Figura 1.8. A) Fuente de lava hawaiana de aproximadamente 300 m de altura, volcán Pu'u 'O'o (Hawai) en 1984. Fuente: <https://www.flickr.com/photos/usgeologicalsurvey>
 B) Erupción subpliniana del volcán Calbuco (Chile) en 2015; cenizas de uno de los pulsos de

esta erupción cayeron sobre La Pampa, columna eruptiva de varios km. Fuente: imgur.com

C) Erupción estromboliana del volcán Strómboli, Italia, en 2017. Fuente: <https://www.flickr.com/photos/veronique-mergaux/>



Figura 1.9. Maar Los Loros, formado por hidromagmatismo, al tomar contacto magma ascendente con agua del río Colorado, sur de Mendoza. Fuente: Imagen de Google Earth®.

1.8. Productos volcánicos

La actividad volcánica genera productos que se pueden agrupar en tres tipos: gases, materiales fragmentarios y materiales masivos.

Gases

Los magmas tienen la capacidad de contener gases en solución mientras estén bajo la presión necesaria para que no escapen. Cuando los magmas ascienden, comienza a disminuir la presión sobre estos y, por lo tanto, los gases empiezan a escapar del líquido magmático. Para determinar los tipos de gases y las proporciones de estos en los volcanes activos, se realizan observaciones a distancia con instrumentos que poseen sensores especialmente diseñados. Además, se efectúan muestreos de gases y vapores en las fumarolas, los cuales son luego analizados. El mayor componente de los gases detectados en los volcanes corresponde a vapor de agua (H_2O), seguido por dióxido de carbono (CO_2), dióxido de azufre (SO_2), nitrógeno (N) y cantidades menores de cloro (Cl), hidrógeno (H) y argón (Ar) (Figura 1.10). Los volcanes son una fuente natural de gases para la atmósfera, parte de los cuales vuelve a ingresar en las profundidades de la Tierra en las zonas de subducción. Los gases contenidos en el magma son importantes como promotores de las erupciones y su concentración está vinculada con las características químicas del magma y el estilo eruptivo.



Figura 1.10. Gases emitidos desde pequeños conos piroclásticos en la cima del Etna, Italia. Mayormente, se trata de vapor de agua, pero también se observan minerales de azufre color amarillo formados a partir de la salida de gases. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Material fragmentario

Durante las erupciones y por la expansión de los gases que contiene, se puede generar la fragmentación del magma. Estos fragmentos de magma o piroclastos son expulsados con distintos grados de violencia y pueden depositarse en las proximidades de la boca de salida, formando parte del edificio volcánico, o viajar varios kilómetros en el terreno a gran velocidad como flujos piroclásticos o cientos a miles de kilómetros en la atmósfera, movilizadas por el viento. El primer caso se da en los magmas menos viscosos (basálticos) durante erupciones hawaianas y estrombolianas, en tanto que la mayor fragmentación y dispersión de piroclastos se genera durante la erupción de magmas más viscosos (andesíticos, dacíticos y riolíticos), los que están más cargados de gases. El diámetro de los piroclastos varía de menos de 2 mm (ceniza) a más de 64 mm (bombas y bloques) llegando, en algunos casos, a tener algunos metros y pesar varios miles de kilogramos (Cuadro 1.1, Figura 1.11).

Las partículas de ceniza se producen a partir de los magmas viscosos cargados de gases durante una erupción explosiva. A medida que el magma asciende por la chimenea, los gases se expanden rápidamente, generando una espuma en el fundido, que recuerda a la espuma que sale de una botella de cerveza recién abierta. A medida que los gases se expanden de manera explosiva, la espuma se rompe en fragmentos vítreos muy finos. A veces, la lava espumosa es expulsada como piedra pómez, un material que tiene tantos agujeros (huecos vacíos) que puede flotar en el agua. Los piroclastos de tamaño variable entre 2 y 64 mm son denominados lapilli y pueden tener formas fluidales o escoriáceas. Las partículas mayores que los lapilli se denominan bloques, cuando tienen caras y bordes relativamente rectos, debido a que, al ser expulsados, ya estaban solidificados. Por su parte, las bombas son expulsadas como lava en estado plástico o semifundido y, a menudo, adoptan formas fluidales o aerodinámicas al viajar por el aire. Debido a su tamaño, las bombas y los bloques suelen caer en las laderas del edificio volcánico. Sin embargo, a veces son expulsadas a cientos de metros del volcán por la fuerza de los gases que escapan.

Tamaño (diámetro ½)	Forma	Condición de eyección	Nombre	
			Fragmento individual	Acumulación de fragmentos
mayor de 64 mm	redondeada a subangular	plástica	bomba	aglomerado
	angular	sólida	bloque	brecha
de 2 a 64 mm	redondeada a angular	líquida o sólida	lapilli	aglomerado de lapilli o brecha de lapilli
menor de 2 mm	generalmente angular (puede ser redondeada)	líquida o sólida	ceniza	ceniza (sin con- solidar) o toba (consolidada)

Cuadro 1.1. División de los piroclastos. Fuente: Scasso y Limarino (1997).



Figura 1.11. Depósito fragmentario con piroclastos de tamaño variable de ceniza hasta bomba/bloque. Sector superior del volcán Nevado, Payunia, sur de Mendoza. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Material masivo: coladas y domos

Las erupciones pueden dar origen a coladas o flujos de lava con distintas características según su composición química y su temperatura, entre otras, así como a domos. El mayor desarrollo de las coladas se da en el volcanismo efusivo de composición basáltica y a partir del estilo eruptivo hawaiano, principalmente. Las velocidades de avance de las coladas de lava son de unos metros a unos pocos centenares de metros por hora.

Se distinguen tres tipos de coladas de lava derramadas en la superficie en ambientes subaéreos teniendo en cuenta la morfología superficial de estas: “*pahoehoe*”, “*aa*” y “en bloques” (los dos primeros son vocablos hawaianos) (Figura 1.12a, b, c).

Las coladas de lava *pahoehoe* se desarrollan con magmas de baja viscosidad (basálticos) y presentan morfología superficial suave y con ciertas ondulaciones de escala métrica a kilométrica. Pueden presentar rugosidades superficiales generadas cuando la capa superior, en estado semisólido, se arruga por el desplazamiento de lava fluida debajo: las más típicas son las lavas cordadas (Figura 1.12a, d). Más detalles sobre las morfologías y modo de emplazamiento de este tipo de coladas se desarrollarán en el capítulo referido a las coladas basálticas pampeanas.

Las coladas de lava del tipo “*aa*” se caracterizan por tener una superficie formada por bloques de caras ásperas y rugosidades cortantes (Figura 1.12b). Estas coladas tienen mayor espesor que las *pahoehoe* debido a un aumento de la viscosidad y el frente de avance es similar al de una cinta transportadora o a las orugas de una máquina topadora. A medida que avanzan, la corteza exterior se rompe y cae, sirviendo de apoyo para el núcleo que se encuentra semifundido.

Las coladas en bloque son una variante de las coladas *aa* y se forman por magmas de viscosidades mayores tanto basálticos como andesíticos o más ricos en sílice. Los bloques del frente de avance y superficie son de dimensiones mayores a los de las coladas *aa* y suelen tener caras más lisas (Figura 1.12c).

Por su parte, cuando las lavas basálticas se emplazan en ambiente subácueo, por ejemplo, en los fondos marinos, se desarrollan morfologías particulares denominadas “lavas en almohadilla” o “almohadilladas”. Esto se debe a que los sectores en contacto con el agua de mar se enfrían rápidamente, aislando el interior de la colada, que queda fundido, el cual sigue moviéndose y rompe la costra superficial enfriada, desarrollando una estructura alargada y redondeada. Al repetirse este proceso, las estructuras generadas se acumulan y dan lugar a esta formación característica, la cual, si la encontramos en rocas antiguas, nos da indicios de que esas coladas fueron derramadas en ambiente subácueo (Figura 1.12e).

Los domos son cuerpos masivos que no se desplazan más allá de la boca de salida a causa de la elevada viscosidad del magma que los forma. Son característicos de magmas ricos en sílice que generan rocas como las riolitas y suelen aflorar luego de erupciones explosivas, como sucedió con el volcán Chaitén, en el sur de Chile, en 2008-2009 (Figura 1.12f).



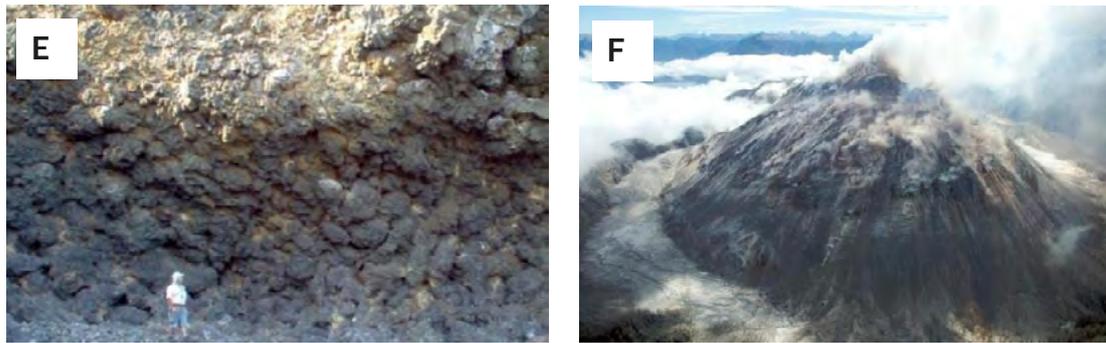


Figura 1.12. A) Hinchamiento y rebrote en colada *pahoehoe* de Hawái en 2012. Fuente: <https://www.flickr.com/photos/scotnelson>. B) Flujo activo *aa*. Fuente <https://www.usgs.gov/media/images/how-do-lava-flows-cool-and-how-long-does-it-take>. C) Colada en bloques del volcán Tuzgle, Jujuy. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto. D) Dedo de lava que se rompió en el extremo y dio lugar a lava cordada, volcán Etna, Italia. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto. E) Depósito de lavas almoHADILLAS, Sicilia, Italia. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto. F) Domo del volcán Chaitén, sur de Chile, en 2009; durante la erupción, las cenizas cubrieron parte de Chubut. Fuente: <https://www.flickr.com/photos/sbeebe>

1.9. Morfologías volcánicas

La acumulación de material a partir de la salida de magma, alrededor de una boca de salida o chimenea volcánica, genera distintas geoformas volcánicas. Muchos volcanes están coronados por un cráter o depresión central del edificio volcánico. El cráter es la expresión superficial de la chimenea volcánica, la cual es el conducto por el que asciende el magma desde una cámara magmática o una zona de fusión. Algunos volcanes, en lugar de cráter, presentan una depresión formada por colapso, las cuales tienen tamaños notablemente mayores a los cráteres y se conocen como calderas.

Volcanes en escudo

Los volcanes en escudo están formados mayormente por coladas de lava superpuestas que, al derramarse alrededor de la boca de salida, se extienden por la superficie y se acumulan con un ángulo relativamente bajo, normalmente menor a 10° (Figura 1.13). Tienen esta denominación porque se asemejan a un escudo de los guerreros de la antigüedad. Para que se genere esta morfología, las lavas deben ser muy fluidas (basálticas) y emanadas a partir del estilo eruptivo hawaiano.

Los volcanes más grandes de la Tierra son de este tipo y se encuentran en la isla grande de Hawái (por ejemplo, Mauna Kea y Mauna Loa). El volcán Mauna Loa tiene una altura de aproximadamente 9,5 km, de los cuales 5 km están bajo el agua, ya que su base está en el fondo del océano. También existen edificios volcánicos en escudo de menor tamaño, por ejemplo, en México e Islandia, con diámetros menores a 10 km, los que se denominan volcanes en escudo de tipo *scutulum* (Walker, 2000). En el límite entre Mendoza y La Pampa, existe un volcán en escudo tipo *scutulum* llamado Loma Jagüel del Moro.



Figura 1.13. Volcán escudo Mauna Kea visto desde la ladera norte del Mauna Loa. Las protuberancias de su perfil son volcanes piroclásticos. En primer plano, se observan pequeños volcanes piroclásticos. Fuente: <https://www.usgs.gov/media/images/shield-volcano-mauna-kea-viewed-northern-slope-mauna-lo>

Volcanes compuestos

Los volcanes compuestos o estratovolcanes poseen edificios casi simétricos de tamaño considerable y pueden elevarse varios miles de metros sobre el terreno (Figura 1.14). Están formados por coladas de lava intercaladas con estratos de piroclastos. La lava menos fluida que los forma y la erupción de material piroclástico hacen que se generen laderas más empinadas que en el caso de los volcanes en escudo. Estos volcanes están formados típicamente por rocas de composición intermedia (andesitas y traquitas).

En las zonas de subducción, se generan, frecuentemente, volcanes compuestos; la mayoría de los que se encuentran activos se ubican en la zona denominada “anillo de fuego del Pacífico”. Algunos ejemplos son el Monte Fuji de Japón, el Santa Elena en EE. UU., el Popocatepetl en México y, en la cordillera argentino-chilena, los volcanes Lascar y Villarica en Chile y Copahue y Lanín en la zona limítrofe de Chile y Argentina. Este tipo de volcanes está asociado a las erupciones más violentas, como, por ejemplo, la del Vesubio en Italia en el año 79.



Figura 1.14. Volcán Lanín, Neuquén, ejemplo de volcán compuesto. Fuente: Fotografía de A. J. Richter.

Volcanes piroclásticos

Los volcanes piroclásticos, también llamados conos de escoria, están contruidos con fragmentos de magma (piroclastos), comúnmente del tipo basáltico, acumulados alrededor de la boca de salida (Figura 1.15). Estos fragmentos, al ser eyectados, poseen temperaturas de entre 900 y 1200 °C permitiendo que, en algunos casos, al caer y acumularse rápidamente, se suelden fuertemente. Los piroclastos sueltos tienen el ángulo de reposo relativamente alto (entre 30 y 40 grados) desde el punto de vista de la estabilidad de las pendientes, formando, por lo tanto, pendientes muy empinadas. Los edificios volcánicos de este tipo son relativamente pequeños, comparados con los volcanes en escudo y los compuestos, ya que miden, por lo común, menos de 200 metros de altura. A menudo, se forman cerca de centros eruptivos más grandes, agrupándose y formando campos volcánicos con numerosas bocas de salida. En Payunia, existen más de 800 conos piroclásticos, constituyendo una de las regiones de la Tierra con mayor densidad de este tipo de volcanes (e.g. Inbar y Risso, 2001). Estos últimos, normalmente, se forman a partir de una sola erupción, por lo que se denominan conos monogenéticos; esta erupción puede estar compuesta por varios pulsos eruptivos, con una duración total de meses a unos pocos años.



Figura 1.15. Al centro, volcán piroclástico en el campo Los Volcanes, Payunia. En primer plano, depósito de lapilli y, al fondo a la izquierda, volcán compuesto Payún Liso, sur de Mendoza. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Calderas

Por lo común, los edificios volcánicos poseen en su cima una depresión subcircular o cráter con las paredes internas más o menos empinadas, dependiendo de la caída de roca hacia el centro de salida de lava. Por otra parte, las calderas son también estructuras aproximadamente circulares, pero difieren de los cráteres en que son de mayor tamaño y, fundamentalmente, porque tienen una génesis distinta. Se forman, con frecuencia, luego de una erupción violenta con salida de material piroclástico de características intermedias a ácidas y el posterior colapso de la cima del edificio volcánico. La razón para que se produzca este colapso es el vaciamiento parcial de la cámara magmática sobre la cual se ha construido el volcán, por lo que se produce una pérdida de sustento para toda la estructura rocosa. Aunque la mayoría de las calderas se originaron luego de una erupción explosiva, algunos volcanes basálticos en escudo de Hawái desarrollaron en su cúspide calderas de hasta 5 km de diámetro, las que se formaron por hundimiento gradual a medida que el magma era drenado a superficie.

Una de las calderas más grandes de la Tierra es la del cerro Galán, en la provincia de Catamarca, con un diámetro medio de 40 kilómetros. El volcán Payún Matru en la provincia de Mendoza, dentro de la Payunia, posee una caldera de aproximadamente 7 km de diámetro (Figura 1.16).



Figura 1.16: Caldera de aproximadamente 7 km de diámetro del volcán Payún Matru (flechas blancas) y fisura (flecha amarilla) por donde se emitieron importantes volúmenes de lava, algunos de los cuales llegaron a La Pampa luego de recorrer más de 100 km. Payunia. Imagen de Google Earth®.

Erupciones fisurales

El mayor volumen de lava que llega a superficie es expulsado a través de fisuras en la corteza sin generar conos volcánicos; estas fisuras son las que forman las dorsales centro-oceánicas. Las lavas expulsadas de esta manera son de baja viscosidad y composición basáltica. También existen fisuras en los continentes por donde se han derramado importantes volúmenes de lava basáltica cubriendo grandes áreas. Un ejemplo de esto lo constituye el campo basáltico de Paraná (Brasil-Uruguay-Paraguay-Argentina)-Etendeka (Namibia), formado en el período Cretácico durante los comienzos de la separación de este sector de África y América. Otros casos actuales se pueden encontrar en Islandia y Hawái (Figura 1.17).

Un ejemplo más cercano y de menor volumen de erupciones fisurales se localiza en la Payunia, asociado al volcán Payún Matru, en el sur de Mendoza (Figura 1.16). Allí, una fractura denominada “La Carbonilla”, de dirección aproximada este-oeste, permitió el ascenso a superficie de importantes volúmenes de magmas que formaron el Payún Matru y varias coladas de lava, algunas de longitudes mayores a 100 km que culminan en la provincia de La Pampa.



Figura 1.17. Erupción fisural en Hawái, en 1979, donde se extruyeron lavas basálticas. Fuente: <https://library.usgs.gov/photo/#/item/51dc7b15e4b097e4d3838a9e>

1.10. Breve reseña de la metodología de estudio de las rocas

Trabajos de gabinete, campo y laboratorio

Cualquier salida de campo implica una preparación previa (trabajos de gabinete) que incluye la ubicación de sitios de interés, accesibles según el objetivo de estudio, mediante el procesamiento de imágenes satelitales y la recopilación de antecedentes de investigaciones previas. En el campo, se localizan los puntos ubicados sobre los mapas, imágenes u hojas geológicas confeccionadas previamente. Según el objetivo, se pueden relevar los diferentes aspectos geológicos que se observan durante el recorrido de una transecta o bien siguiendo algún rasgo geológico en particular (por ejemplo, una capa de un mismo tipo de roca, una falla, los límites de un cuerpo de roca, etc.). Se lleva a cabo una descripción general del área, se toman datos y fotografías de los afloramientos, se realizan mediciones de parámetros geométricos y espaciales y se toman y rotulan muestras de los diferentes tipos de rocas (en nuestro caso) para realizar posteriores estudios con microscopio petrográfico y análisis químicos (Figura 1.18).

Como ejemplo para la situación específica del trabajo sobre rocas volcánicas, las muestras se seleccionan teniendo en cuenta, entre otras cosas, los siguientes criterios:

- Ubicación de la roca en el perfil del afloramiento, es decir, si forma parte de la base, del núcleo o del techo de la capa (sea esta una colada o no); también se toman muestras del sustrato sobre el que se movilizaron las lavas o apoyaron las rocas piroclásticas.
- Presencia de vesículas, cambios notables en el tamaño de los cristales o de la textura de la roca, cambios en la coloración, alteraciones químicas o físicas,

presencia de bandeados con diferentes coloraciones o composición mineral, etc.

- Alineaciones u orientación de ciertos rasgos (por ejemplo, los cristales de minerales con formas laminares, tabulares o prismáticas suelen aparecer orientados en una dirección preferencial).
- Grado de dureza y morfología de la muestra. Con frecuencia, los piroclastos se presentan como fragmentos sueltos con formas fluidales (aerodinámicas) o bien retorcidas que constituyen pequeños volúmenes de lava eyectados desde la chimenea volcánica.



Figura 1.18. Trabajos de campo. A) muestreo de depósitos de ceniza basáltica debajo de una colada pahoehoe en volcán Morado al oeste de Gobernador Ayala. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto. B) Trabajos sobre rocas intermedias del volcán compuesto Cerro Nevado en Mendoza. Fuente: Fotografía de M. I. Bernardi. C) Muestreo de una colada de lava activa por personal del Observatorio Volcánico de Hawái. Fuente: <https://www.flickr.com/photos/usgeologicalsurvey>

Para extraer las muestras, se utiliza piqueta o masa y cortafierros. Por lo general, se lleva a cabo una primera descripción de campo, por lo que es imprescindible tener una lupa de mano. Muchas veces se recurre a elementos para raspar y comprobar la dureza de minerales o bien reactivos químicos para identificar ciertas especies minerales (por ejemplo, ácido clorhídrico para identificar carbonatos, los cuales, al entrar en contacto, generan una “efervescencia” característica).

Finalmente, las muestras se embolsan y rotulan según un código preestablecido. Se toman fotografías y se esquematiza el afloramiento rocoso en la libreta de campo indicando, entre otras cosas, la ubicación de la muestra dentro de este.

Estudios geoquímicos y petrográficos

El muestreo de rocas se lleva a cabo con el fin de describir sus componentes al microscopio (estudio petrográfico) y para la realización de análisis geoquímicos en los que se determina la composición química global de la roca o bien de los minerales que la constituyen. En un principio, se describe la muestra de roca (muestra de mano) a simple vista, enfocándose en la textura y estructura de esta, y, si es posible, en el tipo, tamaño y características de los minerales que la conforman (Figura 1.19).

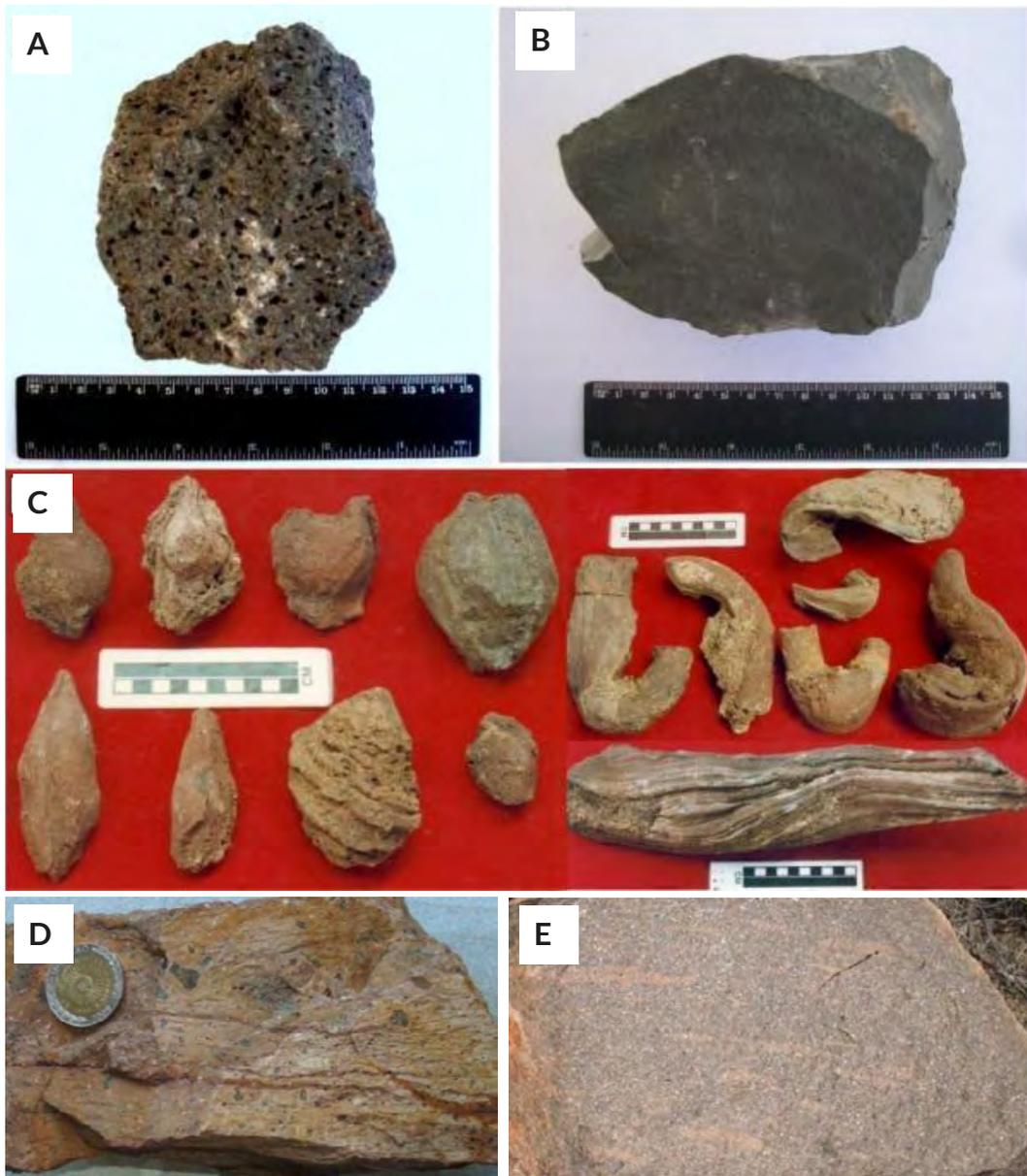


Figura 1.19. Muestras de diferentes tipos de rocas (volcánicas) recolectadas durante los trabajos de campo. A) Basalto con vesículas. B) Basalto masivo. C) Bombas volcánicas fusiformes, acintadas y retorcidas. D) Riolita con bandas y pequeños clastos de distinto color, Lihué Calel. E) misma roca que en D, foto de campo. Fuente: Fotografías de M. I. Bernardi y G. W. Bertotto.

En el laboratorio, se confeccionan secciones o cortes delgados de roca. El procedimiento de preparación de cortes delgados consiste en cortar una pastilla o “chip” de la muestra de roca (fragmento rectangular de unos 5 x 2 x 1 cm, aproximadamente) (Figura 1.20a), el cual se adhiere a una lámina de vidrio mediante resina epoxi transparente. Utilizando una máquina desbastadora (Figura 1.20b) y luego friccionando a mano sobre un vidrio con esmeril en polvo y agua, se desgasta la pastilla hasta alcanzar un espesor de 30 micras (trigésima parte de 1 mm) (Figura 1.20c). Posteriormente, a partir del uso de un microscopio petrográfico (microscopio de luz polarizada) (Figura 1.20d), se describen en detalle las asociaciones mineralógicas, las características y abundancia de cada especie mineral y la microtextura de la roca (Figura 1.20e y f).

Sobre algunas muestras seleccionadas, se efectúan análisis químicos, a partir de los cuales se obtienen las concentraciones de los elementos que forman parte estructural de los minerales de la roca (elementos mayores o mayoritarios) y de los presentes en pequeña proporción (elementos traza). Para los estudios químicos, se realiza un preparado previo de las muestras que consiste en la trituración, cuarteo y pulverizado de estas, mediante el uso de prensas, morteros y molinos (Figura 1.20g y h). Posteriormente, un pequeño volumen de la roca pulverizada es lavado y procesado mediante el uso de ácidos y otros compuestos (Figura 1.20i).

Para determinar la edad “absoluta” o numérica de una muestra, se utilizan metodologías basadas en el conteo de isótopos radioactivos de varios elementos (por ejemplo, potasio y argón), a partir del cual se obtiene una relación de abundancia (K/Ar) que permite obtener la edad de la muestra, con un intervalo de error, mediante el uso de algoritmos. Durante los estudios de campo y gabinete, se estima también una edad relativa de las rocas a partir de relaciones de campo, por ejemplo, entre los diferentes flujos de lava y entre estos y el sustrato sobre el que se desplazaron.

El equipamiento necesario para obtener las concentraciones de elementos mayores, traza e isótopos en las muestras de roca es variado y de características muy particulares (Figura 1.20j-l). Algunos laboratorios de universidades argentinas tienen parte de este equipamiento; el resto de los análisis se realizan en universidades del exterior con las cuales se tienen convenios o en laboratorios privados.



Figura 1.20. Algunos equipamientos para las tareas de laboratorio y gabinete. A) Pastillas o “chips” de rocas para preparado de secciones delgadas. B) Cortadora y desbastadora de rocas para la confección de secciones delgadas (Laboratorio de Cortes de Roca, UNLPam). C) Secciones delgadas de roca finalizadas. D) Microscopio petrográfico. E) y F) Sección delgada de roca (basalto) observada al microscopio petrográfico. Simbología de minerales: Ol: olivino, Px: piroxeno, Pl: plagioclasa. G) Prensa para triturado de la muestra. H) Tamizado de muestra triturada para análisis químico. I) Lavado y centrifugado de muestra pulverizada para análisis químicos. J) Espectrómetro de Fluorescencia de rayos X (UNIMORE, Italia). K) Espectrómetro de Masas por Ionización Térmica (TIMS) (UFRGS, Brasil). L) Microsonda electrónica (ICATE, San Juan). Fuente: Fotografías de M. I. Bernardi.



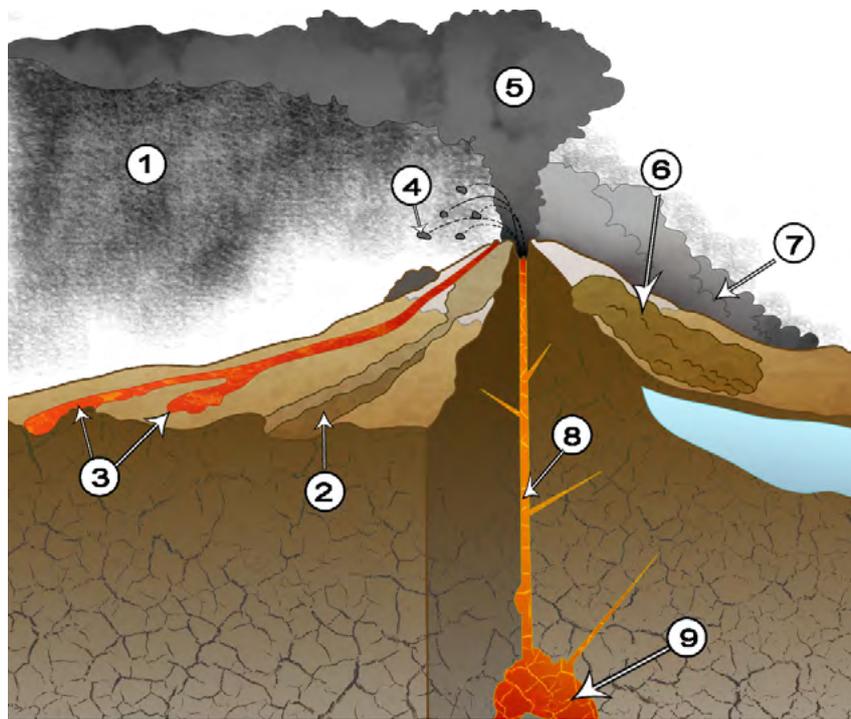
Propuesta de actividad para el aula

Actividad N° 4 “Lo que los volcanes nos cuentan. El volcanismo en clave de lectura”	
Objetivos de aprendizaje	<ul style="list-style-type: none">• Identificar las partes reconocibles y productos generados en un volcán tipo.• Clasificar los tipos de volcanes usando como criterios los estilos eruptivos.• Relacionar los estilos eruptivos con las características de las coladas de lavas que generan y los factores que las condicionan.• Diferenciar rocas ígneas plutónicas y volcánicas.• Identificar las principales rocas ígneas propias de los diferentes tipos de volcanes.• Reconocer la presencia de cristales en diferentes tipos de rocas ígneas, estableciendo relaciones con la velocidad de enfriamiento que experimentaron las mismas.
Recursos “en línea” para ampliar información sobre el tema	<p>Video: “Las placas tectónicas”, disponible en https://youtu.be/T2WqVjeOpXo</p> <p>Video: “¿Qué tipo de erupciones volcánicas existen?”, disponible en: https://youtu.be/KWbAfF90DLc</p> <p>Video: “Tipos de Volcanes”, disponible en: https://youtu.be/2yzz8lbZ1XY</p>
Modalidad de trabajo áulico sugerida	<ul style="list-style-type: none">• Individual para la resolución de las consignas A y B.• Grupal para las consignas C y D.



Propuesta de consignas para el desarrollo de la actividad:

- A. La siguiente imagen corresponde a la estructura general de un volcán y los productos generados en una erupción. Relacioná las estructuras y procesos numerados en esta, completando la tabla:



Estructuras/procesos	Número de la referencia
Cámara magmática	
Conducto o chimenea magmática	
Flujo de lodo o rocas (lahar)	
Flujo piroclástico	
Caída de ceniza	
Nube eruptiva	
Bombas volcánicas	
Avalancha/deslizamiento de escombros	
Flujo de lava	

B. Sobre las rocas ígneas y su contexto formativo:

1. ¿Cuál es el criterio que se usa para clasificar las rocas ígneas en “ácidas” y “básicas”?
2. ¿Cuál es la diferencia fundamental entre rocas “plutónicas” (o intrusivas) y “volcánicas” (o extrusivas)? Ejemplificá cada caso.
3. ¿Qué relación puede establecerse entre el tipo de volcán (según su erupción) y las rocas que producirían una vez enfriado el magma? ¿Qué tipos de

“coladas de lava” se generan en cada caso? (nota: consideren la fluidez, viscosidad y distancia que recorre el magma)

4. ¿Qué relaciones pueden establecerse entre la velocidad de enfriamiento del magma y el tamaño de los cristales de una roca ígnea?
5. Las rocas intrusivas (plutónicas) difieren de las extrusivas (volcánicas) por las características de los minerales que las forman. ¿Cuál es esa diferencia y a qué se debe?
6. Ampliá las diferencias entre rocas intrusivas y extrusivas, en función de la nueva información adquirida.

C. Las siguientes imágenes representan tres tipos básicos de volcanes, según el tipo de erupción. Obsérvenlas detenidamente y completen el siguiente cuadro:

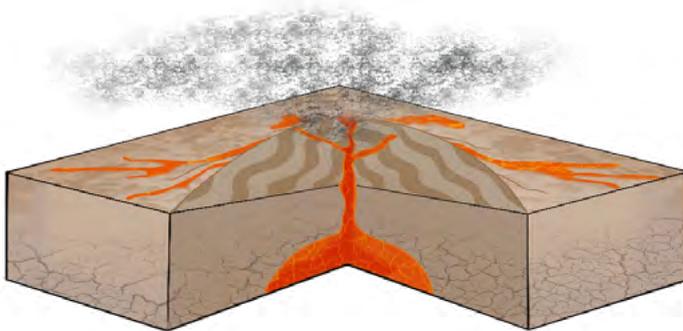


Imagen 1



Imagen 2

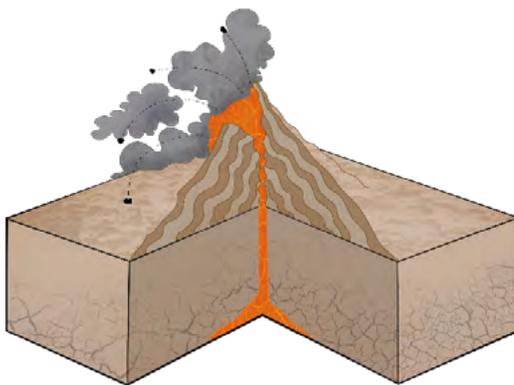


Imagen 3

Características por comparar		Imagen 1	Imagen 2	Imagen 3
Tipo de erupción (pliniana, estromboliana, hawaiana)				
Con flujos lávicos extensos				
Con flujos lávicos de poca extensión, relativa				
Grado de explosividad (alto, medio o bajo)				
Altura de la “nube eruptiva”				
Roca ígnea formada por la solidificación del magma eruptado (roca extrusiva)	Basalto			
	Andesita			
	Riolita			
Roca plutónica formada por la solidificación del magma en el interior del edificio volcánico (roca intrusiva)	Gabro			
	Diorita			
	Granito			
Este tipo de volcanes es frecuente en bordes de placas: convergentes, divergentes o transformantes				
El magma se formó a temperaturas relativamente altas (más de 900 °C) o relativamente más bajas (menos de 900 °C)				
Contenido de dióxido de silicio SiO ₂ de este magma (alto, medio o bajo)				
Fluidez de su lava (alta o baja)				
Viscosidad de su lava (alta o baja)				
Contenido o concentración de gases del magma (alto, medio o bajo)				
Ejemplos de este tipo de volcanes, actualmente activos				



!!!Simulando el trabajo de un geólogo!!!...

D. Vamos a simular el trabajo de campo y laboratorio de un/a geólogo/a. Para ello, supongamos que son entusiastas aprendices de Geología, que van a colaborar con una persona especializada en un trabajo de investigación. Por lo tanto, se les solicita que indaguen las características y abundancia de cada tipo de mineral que pueda conformar una roca ígnea, la cual es parte de una colada de lava basáltica, proveniente del volcán Morado, ubicada en la zona de Gobernador Ayala, La Pampa.

Para iniciar el trabajo, deberán...:

1. ... delimitar geográficamente la zona de estudio y...
2. ... trazar la ruta más adecuada que deberían recorrer desde sus lugares de residencia hasta dicha zona.

Una vez completada esta parte, tienen que...:

3. ... hacer un listado de los posibles recursos y materiales que necesitarán para el trabajo en el campo.
4. ... establecer la cronología de los pasos a seguir, desde la extracción de la muestra de roca hasta la determinación de su composición mineralógica.

Capítulo 2

Volcanismo efusivo en La Pampa

2

2.1. Volcanismo en la zona de convergencia sudamericana y en Payunia

2.1.1. La cordillera de los Andes

La subducción en el oeste de Sudamérica, si bien con variantes, existe de manera continua desde hace al menos doscientos millones de años; sin embargo, el levantamiento de la cadena andina es un proceso más reciente que ocurre desde hace aproximadamente más de veinticinco millones de años. Los Andes constituyen un excelente ejemplo de convergencia de placas, con subducción de una placa oceánica por debajo de una placa continental y la consecuente formación de una cadena montañosa y volcánica a lo largo de esta (Figura 2.1). Se extienden unos 8000 km desde Venezuela hasta la provincia de Tierra del Fuego y, con base en sus características morfológicas, fue dividida en Andes del Norte (10°N-3°S), Andes Centrales (3°S-33°S) y Andes del Sur (33°S-56°S). La cordillera de los Andes contiene a los volcanes más altos del planeta situados en la zona limítrofe entre Argentina (Catamarca) y Chile (Atacama).

La placa continental sudamericana interactúa con varias placas oceánicas: Antártica (suroeste), Scotia (sureste), Cocos (noreste) y Nazca (oeste), siendo esta última la de mayor relevancia en lo que respecta a la evolución de la cordillera andina actual. La variabilidad morfológica y geológica que se presenta en toda la extensión de la cordillera andina revela diferencias geométricas en la zona de subducción que la forma. A lo largo de los Andes, las placas no subducen con el mismo ángulo en toda su extensión, sino que estas muchas veces se encuentran fragmentadas y se hunden con diferentes inclinaciones a lo largo del margen. Asimismo, este ángulo de hundimiento de la placa puede ir variando con el tiempo. Para el caso de la placa de Nazca, se pueden distinguir regiones donde tiene un ángulo de aproximadamente 30°, las cuales se denominan “zonas de subducción normal” y corresponden a áreas con actividad volcánica moderna en la propia cordillera (por ejemplo, volcanes Copahue, Calbuco, Villarica, Chaitén, Puyehue y Peteroa). Cuando la placa oceánica se hunde por debajo de la otra con un ángulo mucho menor al “normal”, puede ocurrir que la actividad volcánica y la deformación generada se manifieste en sectores más alejados de la zona de subducción. Estas zonas se conocen como “zonas de subducción subhorizontal”. Un buen exponente de este proceso en nuestro país lo constituyen las Sierras Pampeanas (por ejemplo, Sierras de Córdoba y San Luis), cuyo levantamiento es producto de la deformación en zonas internas de la placa Sudamericana, como consecuencia de la subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca a estas latitudes. La actividad volcánica ligada a este proceso, en

este sector, está representada por los volcanes de Pocho en el oeste cordobés y el cerro El Morro en San Luis, entre otros.

En este sentido, el sector extraandino del sureste de Mendoza, norte de Neuquén y oeste de La Pampa se encuentra cubierto por una extensa planicie de lava resultante de una intensa actividad volcánica que se desarrolló a partir del Mioceno (\approx 24 millones de años) y perduró hasta tiempos prehistóricos. Esta amplia zona, situada a unos 500 km al este de la fosa de Chile, se conoce como provincia volcánica Payenia, según Polanski (1954), o geográficamente como Payunia, y su formación es el producto de la interacción entre las dos placas mencionadas anteriormente (Figura 2.1).

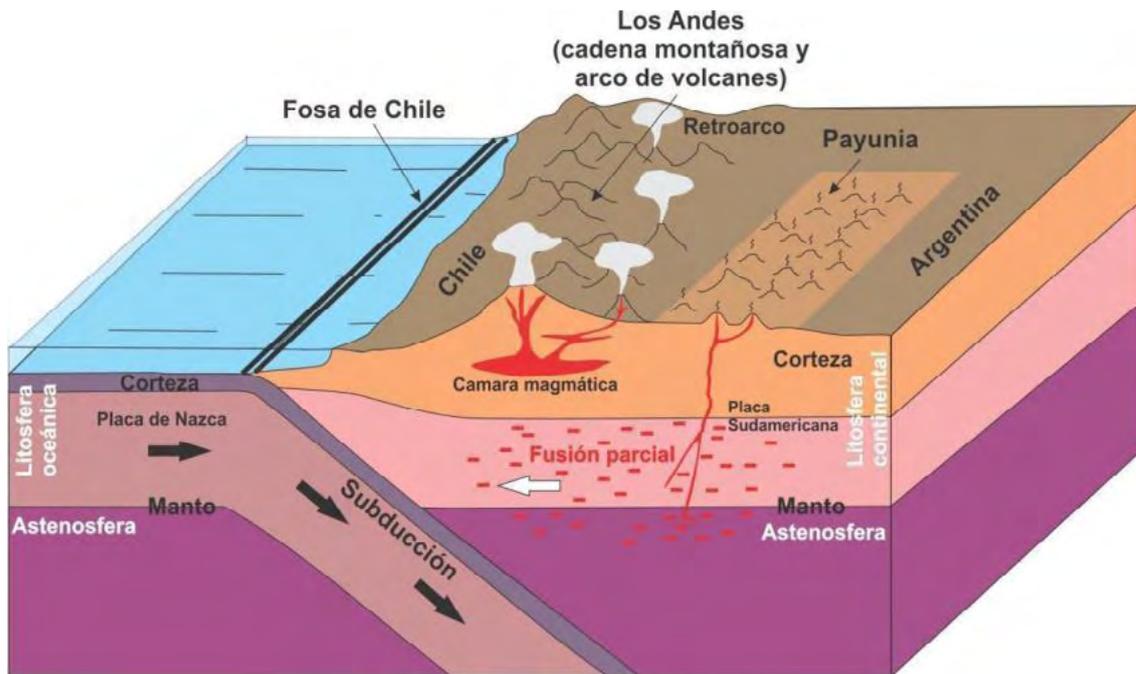


Figura 2.1. Esquema del proceso de subducción que se produce en el borde occidental de Sudamérica y que dio lugar, entre otras cosas, al levantamiento de la cadena andina y al volcanismo actual y pasado de la región. Fuente: Elaborado por M. I. Bernardi con base en Jordan (1983) y Stern *et al.* (1990).

2.1.2. La provincia volcánica Payenia o Payunia

Payunia se encuentra comprendida dentro del sector norte extraandino de la Zona Volcánica Sur de los Andes. A esta latitud, la placa de Nazca se hunde por debajo de Sudamérica con un ángulo de hasta 30° a una velocidad de aproximadamente 9 cm/año (Simkin *et al.*, 1994). El volcanismo que dio forma a Payunia, y que actualmente no muestra actividad, se produjo a partir de procesos internos a profundidades del manto superior ubicado debajo de esta zona, como consecuencia de la subducción.

Esta provincia volcánica contiene rocas que se formaron desde hace veinticuatro millones de años hasta unos 1000 años atrás y comprende la mayor extensión y concentración de conos piroclásticos (más de 800) de Sudamérica (Inbar y Risso, 2001). Durante diferentes épocas eruptivas en que la actividad ígnea se desarrolló, fueron formados varios volcanes compuestos y se extruyeron grandes volúmenes de lava

basáltica, las que representan las principales unidades de rocas volcánicas del área. Payunia fue subdividida en varios campos volcánicos de acuerdo con su posición geográfica, características geoquímicas y edades (Bermúdez *et al.*, 1993; Gudnason *et al.*, 2012; Ramos y Folguera, 2011). Por lo general, estos campos se encuentran vinculados a uno o dos centros eruptivos poligenéticos mayores, rodeados por numerosos volcanes piroclásticos monogenéticos de mucho menor tamaño. De norte a sur, los campos volcánicos definidos y los volcanes mayores son: Campo Volcánico del Diamante (Vn. Maipo 1900 m s. n. m.), Campo Volcánico del Nevado (Vn. Nevado, 3980 m s. n. m.), Campo Volcánico Llancanelo, Campo Volcánico Payún Matru (Vn. Payún Matru, 3691 m s. n. m. y Vn. Payún Liso, 3715 m s. n. m.), Campo Volcánico Tromen (Vn. Tromen 3978 m s. n. m.), Campo Volcánico Chachahuén y Campo Volcánico Auca Mahuida (Vn. Auca Mahuida, 2258 m s. n. m.).

2.2. Coladas basálticas

2.2.1. Características generales

Los flujos lávicos continentales extremadamente largos son un fenómeno poco común y los volcanólogos han enfocado sus investigaciones en la interpretación de los mecanismos de emplazamiento que permitieron su gran desarrollo longitudinal (y areal en algunos casos). A nivel mundial, los principales casos citados en la bibliografía corresponden a las coladas lávicas cuaternarias del noreste de Australia, denominadas Undara y Toomba, con más de 100 km de extensión; las lavas terciarias del Río Columbia en EE. UU. y la colada de Thjorsa (>140 km) de 8500 años de antigüedad en Islandia. Además, los extensos flujos basálticos *pahoehoe* del Mesozoico tardío de Deccan en India tienen más de 400 km e incluso, en algunos casos, pudieron alcanzar 1000 km de longitud; estos últimos han sido considerados como los remanentes de las coladas lávicas más extensas del planeta. En Argentina, dos de las coladas más extensas del mundo del período Cuaternario (de edad menor a 2,6 millones de años) se encuentran en Payunia; estas se denominaron Pampas Onduladas y Pampa de Los Carrizales (Pasquaré *et al.*, 2008) y serán descritas más adelante.

En este capítulo, se tratan afloramientos que comprenden, de oeste a este, un sector del sureste de Mendoza y la porción más occidental del territorio pampeano hasta el margen oeste del valle del río Chadileuvú (Figura 2.2). El mapeo de las coladas basálticas realizado en diversos estudios permitió identificar cuerpos de lava con el objetivo de individualizar ciclos de erupción, determinar los tamaños y formas de las coladas, centros de emisión y relaciones cronológicas entre las coladas. En la Tabla 2.1 se sintetizan estos aspectos. El análisis de una colada de lava incluye aspectos tales como cobertura, volumen, espesor, longitud, características de la superficie y bordes, entre otros. Estos parámetros están controlados por el caudal de lava aportado desde la fuente, las propiedades físicas de la lava (densidad, viscosidad, temperatura, velocidad de enfriamiento, desgasificación, entre otras), la pendiente del terreno y topografía en general y las características del centro eruptivo.

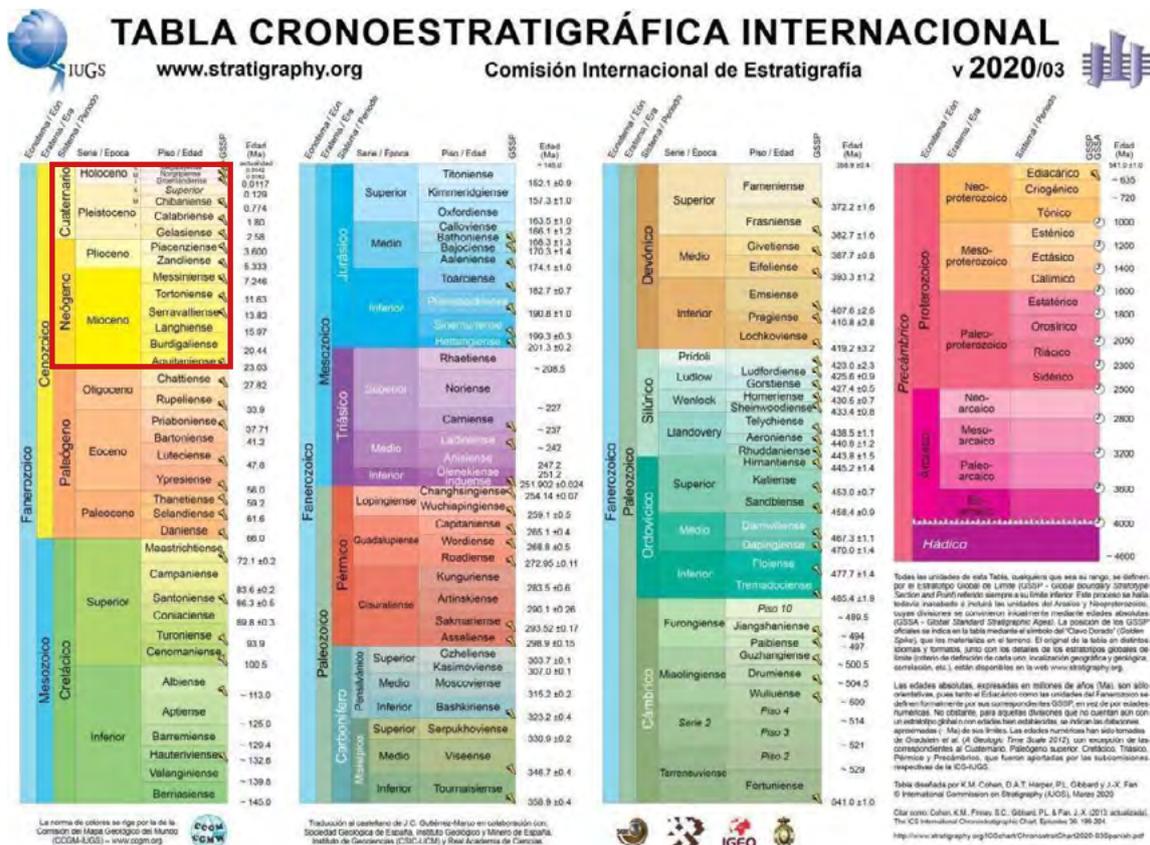


Figura 2.3. Tabla del tiempo geológico. Los basaltos pampeanos han sido emitidos durante los periodos Neógeno y Cuaternario. Fuente: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03Spanish.pdf>

Los centros eruptivos que originaron a las coladas se sitúan mayoritariamente en la provincia de Mendoza, con la excepción del volcán Cerro Negro (2), situado en el noroeste pampeano. Este cerro no es el “Cerro Negro” conocido como el punto más alto de La Pampa, sino que se trata de otro volcán situado unos kilómetros al sur de este.

Las coladas de lava basáltica extremadamente largas (> 100 km) son un fenómeno poco común en la superficie terrestre. Los espesores de todas las coladas varían entre 2 y 20 m y los volúmenes de lava emitida para cada colada varían entre 0,01 km³ y 17 km³. El volumen se calcula a partir de la medición de la superficie y del espesor de la colada. Los volúmenes calculados para estos flujos lávicos corresponden a volúmenes mínimos, ya que gran parte de las coladas están semicubiertas por sedimentos modernos. Esto impide medir su espesor total en todos los puntos de estudio, por lo que los cálculos se realizaron tanto con espesores totales como con espesores aflorantes, es decir, lo que se observa sobre la superficie. A modo de comparación, el mayor volumen estimado fue de ~17 km³ y corresponde a la colada Pampa de Los Carrizales, valor que equivale a aproximadamente 5000 veces el volumen de agua del cuenco principal de la Laguna Don Tomás y unas 500 veces el volumen de agua de la laguna del Bajo Giuliani.

Los perfiles transversales de todas las coladas presentan una estructura interna caracterizada por una capa o corteza superior que contiene vesículas formadas a partir de burbujas de gas que escapan del cuerpo de la colada a medida que esta se enfría. Este nivel superior vesicular puede conformar hasta el 50 % del espesor total del flujo. En el sector inferior de las coladas, se forma otra capa o corteza vesicular con menor desarrollo. Las cortezas superior e inferior rodean un sector central o núcleo de estructura masiva, es decir, con bajo a nulo porcentaje de vesículas (Figura 2.4). Las coladas de lava que alcanzaron el oeste pampeano se desplazaron siguiendo un mecanismo denominado inflación, el cual fue modelizado a partir del estudio de coladas activas en las islas de Hawái durante investigaciones previas (Hon *et al.*, 1994). Según esta propuesta, la colada avanza a través de una serie de lóbulos individuales que se unen lateralmente (coalescen) y aumentan su espesor gracias a la inyección de lava por debajo de una corteza externa que se forma a medida que transcurre el tiempo y el lóbulo se enfría. En un principio, esta corteza tiene un comportamiento dúctil, es decir que se deforma plásticamente al someterla a un esfuerzo (como una plastilina). A medida que transcurre el tiempo, esta corteza se engrosa y enfría y comienza a comportarse como un objeto rígido que se fractura ante un esfuerzo desde el interior líquido (Figura 2.5). Esta corteza soporta la presión creciente por la adición de lava al núcleo líquido aislado por esta, dando lugar a la inflación o hinchamiento del lóbulo (Figuras 2.5, 2.6).

El enfriamiento de los sectores internos de la colada es heterogéneo, dando lugar a la circulación de lava a través de vías preferenciales denominadas tubos o túneles de lava (Figura 2.7). El transporte de lava a través de estos túneles se lleva a cabo con muy poca pérdida de calor, por lo que puede movilizarse a gran distancia sin solidificarse.

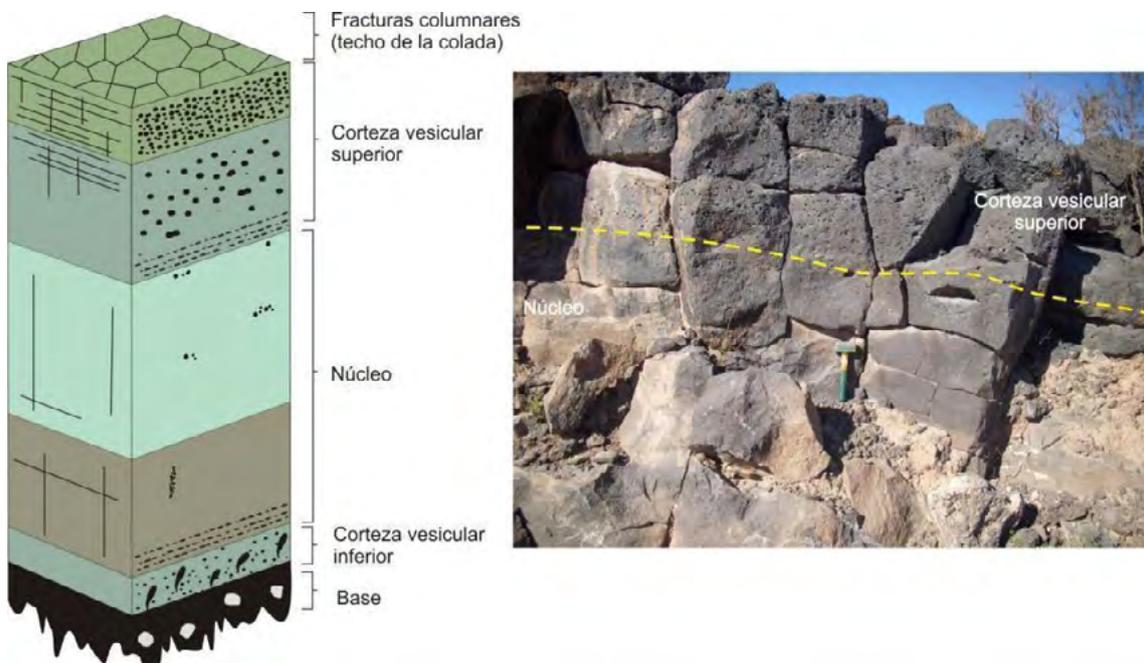


Figura 2.4. Perfil típico de las coladas de lava del oeste pampeano. A la derecha, se observa un afloramiento de basalto en el que se indica la zona vesicular y el núcleo masivo de la colada. Fuente: elaborado por M. I. Bernardi.

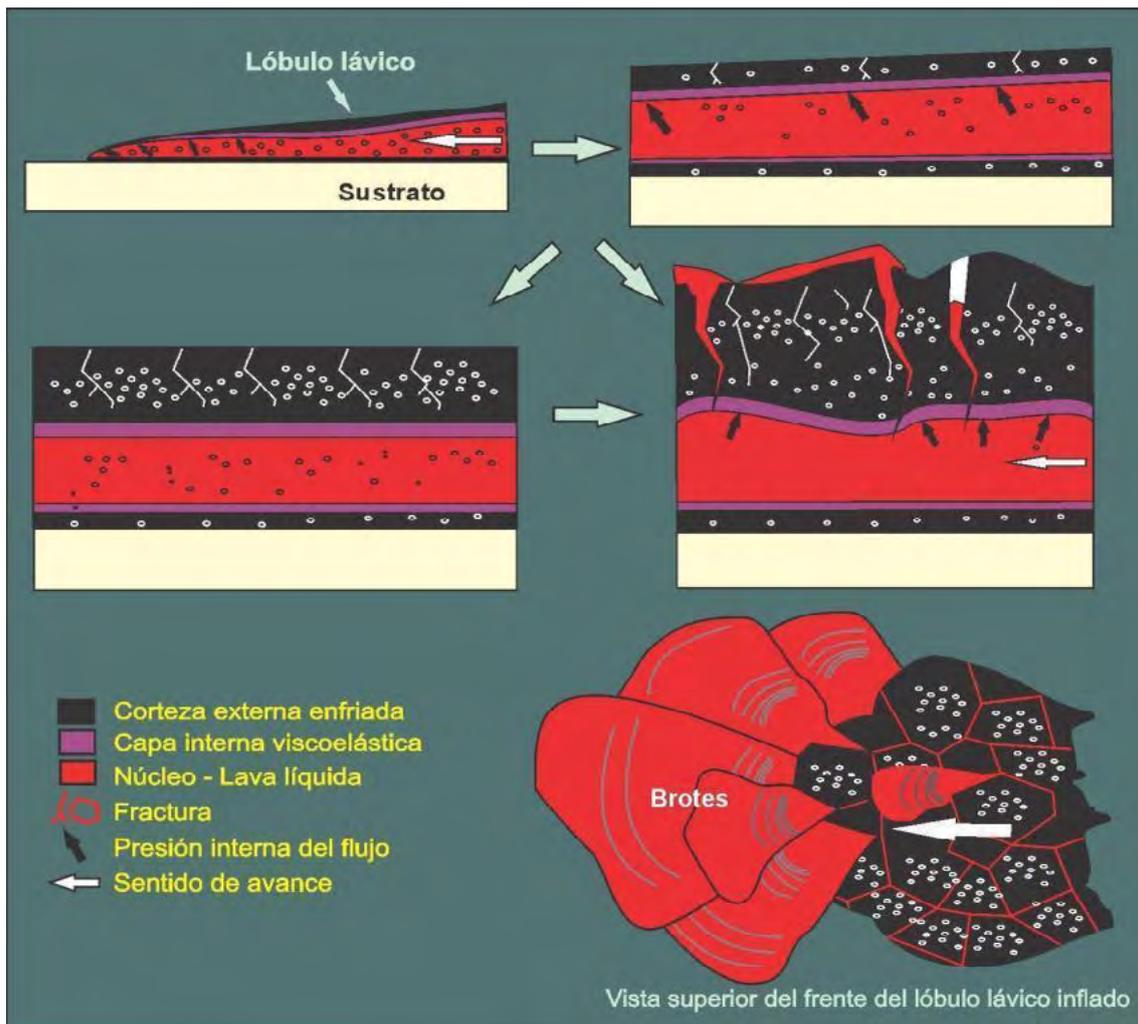


Figura 2.5. Esquema del modelo de inflación basado en la descripción de flujos activos de Hon *et al.* (1994). Un lóbulo lávico aumenta su espesor conforme ingresa lava líquida a su interior, el cual se encuentra protegido por una corteza enfriada y solidificada. La presión interna generada por el flujo entrante se reparte uniformemente en todo el perímetro interno de la colada, dando lugar a un levantamiento generalizado de esta, otorgándole una estructura de techo plano y espesor uniforme. Cuando esta presión es localizada, se producen elevaciones puntuales del techo del flujo, confiriéndole una topografía irregular. Las presiones crecientes pueden dar lugar a rupturas a través de las cuales se producen brotes de lava líquida. Los brotes adyacentes se unirán (coalescerán) y formarán nuevos lóbulos, permitiendo, de esta manera, que el flujo lávico continúe avanzando. Fuente: elaborado por M. I. Bernardi.



Figura 2.6. Ejemplo de inflación en un flujo *pahoehoe* del volcán Kilauea (Hawái) en 2016. Un flujo previo está ahora inflado (izquierda de la foto) y elevado unos 3 m sobre el camino. En primer plano, se observa un flujo activo que se inflará si continúa el aporte de lava. Fuente: <https://www.usgs.gov/media/images/k-laueas-older-61g-lava-flows-have-now-inflated-left-side-ph>



Figura 2.7. A) Superficie solidificada de una colada *pahoehoe*. Una rotura en la costra deja ver la lava líquida circulando por debajo. Fuente: <https://www.flickr.com/photos/usgeologicalsurvey>. Video de esta imagen en <https://www.usgs.gov/media/videos/skylight-and-small-flow>. B) Túnel de lava formado durante una erupción del volcán Kilauea (Hawái) en 1970. Fuente: <https://library.usgs.gov/photo/#/item/51dc7a52e4b097e4d38389d0>

El techo o superficie de las coladas *pahoehoe* no siempre es plano, sino que puede presentar ondulaciones e irregularidades de escala métrica. Estas se producen por procesos de inflación local que dan lugar a geoformas llamadas túmulos, dorsales y elevaciones de techo plano (Figuras 2.8a y b). Los túmulos exhiben fracturas que se producen en la parte superior debido al proceso de inflación, que ocurre cuando llegan nuevos aportes de lava y se ejerce presión debajo de la superficie solidificada.

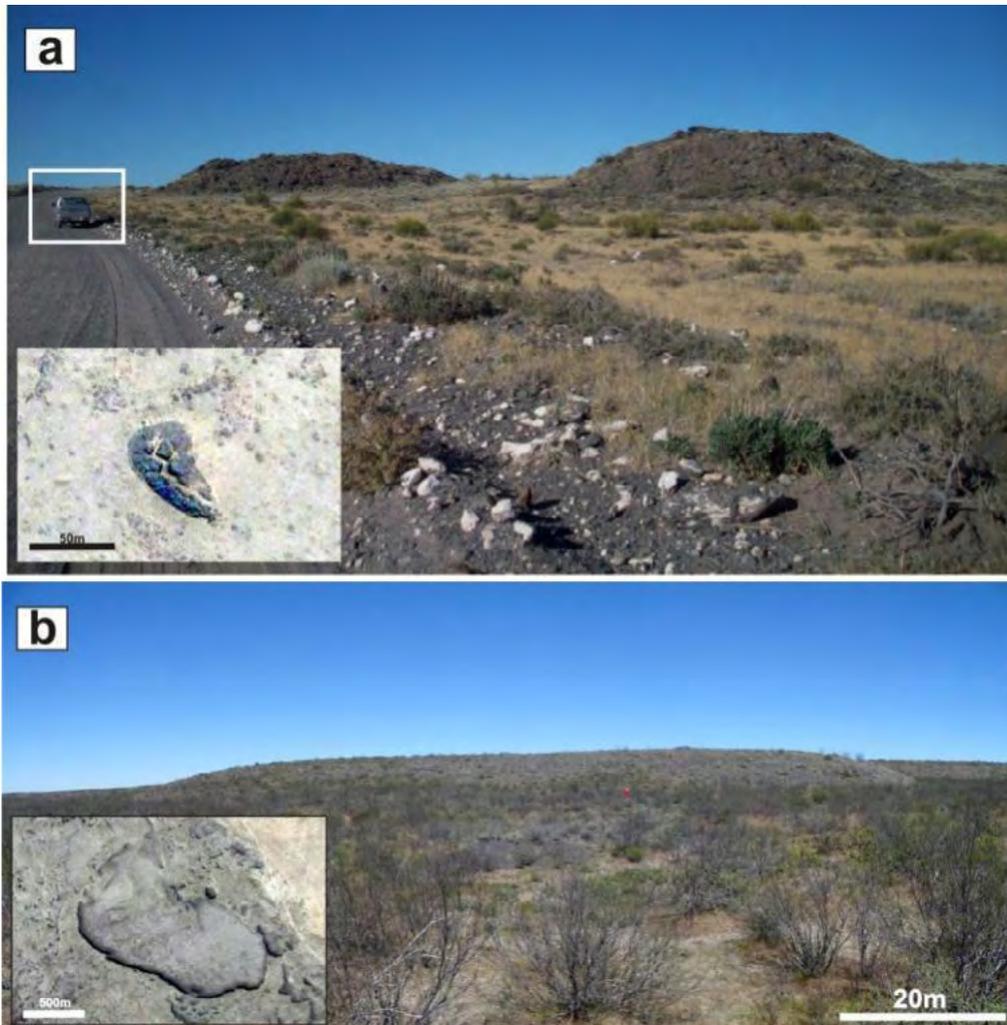


Figura 2.8. Estructuras producidas por la inflación en el techo de las coladas. En el borde inferior izquierdo, se observa una imagen satelital de estas estructuras. A) Túmulos, se recuadra un vehículo para tener idea de la escala; B) Elevación de techo plano. La superficie original de la colada, actualmente, está apenas cubierta por arena y vegetación. Fuente: Elaboradas por M. I. Bernardi.

Las coladas se emplazaron, inicialmente, como flujos laminares y, a partir de altas tasas de suministro de lava, el proceso de inflación pudo incrementar entre 8 y 40 veces el espesor inicial de los flujos. Esta última inferencia se realizó teniendo en cuenta el emplazamiento de coladas activas de Hawái. Las coladas *pahoehoe* activas observadas en Hawái comienzan a desplazarse como mantos delgados de no más de 50 cm de espesor que en 15 días, aproximadamente, pueden adquirir espesores de hasta 4 o 5 m gracias al proceso de inflación. En algunos casos, las coladas

del oeste pampeano han alcanzado espesores de hasta 20 m. Finalmente, con el paso del tiempo, el suministro de lava desde la fuente (volcán o fisura) se redujo, lo que llevó a que la lava circulara a través de una red de túneles de lava.

Mediante el procesamiento de datos químicos, se calculó la viscosidad de estas lavas, obteniéndose valores muy bajos, de entre 3 y 50 Pa s (esta unidad se lee Pascales segundos). Estos valores equivalen a las viscosidades de sustancias que van desde la miel líquida (10 Pa s), salsa de tomate (50 Pa s), mostaza (70 Pa s), hasta un jarabe de caramelo (100 Pa s). Con los cálculos de este y otros parámetros físicoquímicos de las rocas que forman las coladas, se llevaron a cabo estimaciones de la velocidad de avance de estas al momento de su emplazamiento, obteniéndose valores muy altos de movilidad (hasta 2 m/s). A partir de modelos de tablas y gráficos obtenidos de datos experimentales por diversos autores, se estimó que aquellas lavas de gran extensión (> 70 km) pudieron experimentar un enfriamiento muy gradual (5 a 10 °C/km) durante el emplazamiento del flujo laminar inicial. Posteriormente, la inflación y el desarrollo de túneles lávicos produjeron una drástica reducción de la velocidad de enfriamiento a valores de entre 0,5 y 1 °C/km.

La baja velocidad de enfriamiento sumada a las bajas viscosidades y a los altos valores de movilidad de estas coladas fueron los factores desencadenantes del sobredimensionamiento longitudinal y superficial de aquellas.

2.2.2. Determinaciones químicas

Las rocas de las coladas estudiadas son de composición química básica. Este término indica que están compuestas por entre 44 y 53 % de dióxido de silicio (SiO_2), lo cual se determina mediante la realización de análisis químicos de elementos mayores. Algunas de las lavas exhiben indicadores químicos a partir de los cuales se registra que la fuente profunda de estas, situada en algún sector del manto superior debajo de esta región, fue contaminada por fluidos que provienen de la deshidratación de la placa de Nazca que subduce por debajo de Sudamérica. Otras coladas no muestran estos patrones químicos, por lo que su fuente se mantuvo libre de esa contaminación durante la generación de los magmas. Esto se estableció a través de la obtención e interpretación de datos químicos de elementos traza y relaciones isotópicas.

Las temperaturas de generación de estos magmas, en profundidad, varían entre los 1300 °C y algo más de 1400 °C y los valores de presión obtenidos revelaron que las profundidades a la que se generaron fueron de entre 60 y 100 km. Los valores de temperatura de las lavas que emergieron a la superficie fueron estimados entre 1100 y 1200 °C. Esto se estimó sobre la base de modelos geoquímicos llevados a cabo con un grupo de elementos traza denominado “tierras raras” y a través de un software especializado.

Tabla 2.1. Coladas que ingresan en territorio pampeano. Edades, centros eruptivos y algunas características morfométricas de las mismas.

Época eruptiva	Colada	Centro eruptivo	Edad	Long. (km)	Sup. (km ²)	Vol. (km ³)
Pleistoceno medio	El Puesto	Vn Morado	200.000 años (I)	70	856,2	4
	Pampas Onduladas	Campo Volcánico Payún Matru. Fractura La Carbonilla	307.000 a 384.000 años (I, II, III)	167 (a) 181 (b)	739 (a) 978 (b)	7,2 (a)
	Pampa de Los Carrizales		400.000 años (IV)	181,2	2570	16,5
Pleistoceno inferior	El Corcovo	Vn Huanul	840.000 años (V)	70	415	2
	Meseta Basáltica Valle del Colorado	Campo Volcánico Auca Mahuida	862.000 años (I)	40-60	176	-
Plioceno superior	Pampa de Luanco	Campo volcánico Chachahuén	2,85 millones de años (I)	122	1020	7,5
	El Huaico	Vn Negro (2)	3,41 millones de años (V)	11,7	72	0,8
Plioceno Inferior	Pampa de Ranquelcó	Campo volcánico Chachahuén	3,8 a 5,1 millones de años (VI)	116	1890	9,5

Referencias. Edades radimétricas. Metodología, autor (año de publicación): (I) K/Ar, Bernardi *et al.* (2019); (II) Ar/Ar, Espanon *et al.* (2014); (III) He/Ne, May *et al.* (2018); (IV) K/Ar, Melchor *et al.* (2000); (V) K/Ar, Bertotto *et al.* (2006); (VI) K/Ar, Cortelezzi y Dirac (1969). Parámetros morfométricos: Espanon *et al.* (2014) y Pasquaré *et al.* (2008).

2.2.3. Principales características de los flujos de lava que ingresan al territorio pampeano

Las coladas de lava aflorantes en territorio pampeano son del tipo *pahoehoe* y se describen a continuación (de norte a sur) (Figura 2.9):

Colada basáltica El Huaico

La colada El Huaico se sitúa en territorio pampeano, 25 km al noroeste de la localidad de La Humada. El centro de efusión de esta fue el volcán Cerro Negro (2) localizado en la provincia de La Pampa a los 36°08'S y 68°11'O. Este derrame lávico se observa como un manto de espesor uniforme, continuo y aislado respecto a otras coladas y con una marcada dispersión lateral. El cuerpo de lava cubrió una superficie aproximada de 72 km², alcanzando una longitud máxima de 11,7 km. El sentido

general de avance del flujo fue hacia el noreste y alcanzó una amplitud lateral máxima de 11,2 km en su sector medio-proximal. La vista aérea de la colada muestra numerosos lóbulos lávicos intensamente erosionados, conformando los sectores perimetrales de esta. El techo del flujo se encuentra cubierto por una capa arenosa que alberga una vegetación de arbustos bajos. El perfil longitudinal de esta exhibe un relieve suave, sin grandes resaltes, con una pendiente promedio de entre 0,8 y 0,9° al noreste. El cálculo del volumen de lava eructado arrojó valores de entre 0,7 y 0,9 km³. Esta colada extruyó a través de un sistema de fracturas de orientación noroeste-sureste y, al salir, se desplazó con rumbo principal hacia el noreste. La continuidad del afloramiento revela la ausencia de relieves importantes que pudieran obstaculizar o condicionar la trayectoria de la colada. Como consecuencia, esta pudo desplazarse sin controles topográficos a través de un terreno de muy poca pendiente. Los lóbulos presentan un espesor relativamente homogéneo en casi todo el perfil oriental del flujo, con valores de entre 11 y 15 m. Se infiere que el desplazamiento y dispersión de este derrame lávico de tipo *pahoehoe* se realizó a través del desarrollo, coalescencia e inflación de lóbulos en el frente del flujo.

Colada basáltica Pampas Onduladas

El complejo volcánico Payún Matru comprende un conjunto de volcanes cuaternarios situados en el retroarco de Mendoza, con centro en los 36°24'S y 69°12'O. El edificio volcánico principal es el Payún Matru, correspondiente a un estratovolcán coronado por una caldera de colapso, con numerosos conos basálticos menores asociados que se vinculan con un sistema de fracturas de 70 km de extensión y orientación oeste-este, denominado La Carbonilla (Llambías, 1966). Esta constituyó el mayor sistema de efusión de flujos basálticos en este sector y ha estado activa, probablemente, desde los inicios del Cuaternario. En el campo volcánico Payún Matru, los conos volcánicos se concentran y alinean siguiendo una dirección aproximada este-oeste correspondiente al rumbo de esta fractura. La colada basáltica Pampas Onduladas fue descrita como el flujo de lava más extenso del planeta desarrollado durante el período Cuaternario (Pasquarè *et al.*, 2008). Se encuentra localizada en el sector este del campo volcánico Payún Matru y su punto de origen ha sido asignado al extremo oriental de la fractura La Carbonilla (Núñez, 1976; Pasquarè *et al.*, 2008). El sustrato sobre el que fluyó la colada Pampas Onduladas está compuesto por flujos basálticos y rocas sedimentarias del Mioceno (González Díaz, 1979; Narciso *et al.*, 2007). A través de análisis químicos de isótopos de potasio y argón, se obtuvieron edades entre 307.000 y 370.000 años para la colada Pampas Onduladas (Espanon *et al.*, 2014; Bernardi *et al.*, 2019).

Pampas Onduladas es una colada del tipo *pahoehoe* y ha sido definida como un flujo compuesto, el cual se movilizó siguiendo el mecanismo de inflación evidenciado por sus rasgos morfológicos, estructurales y texturales. Su morfología externa se encuentra dominada por túmulos y elevaciones de techo plano. La parte proximal de la colada corresponde al sector este de la fractura La Carbonilla, cerca del volcán Payún Matru, mientras que su punto final se localiza en el valle del Río Chadileuvú, en la provincia de La Pampa, obteniendo una longitud total de aproximadamente 180 km para esta y una superficie cubierta de 978 km². Las causas principales de

la notable extensión de la colada pudieron ser una baja viscosidad junto con una muy baja velocidad de enfriamiento y una tasa de efusión grande y sostenida en el tiempo. La viscosidad promedio para la colada Pampas Onduladas fue calculada entre 3 y 96 Pa s a temperaturas de 1130 a 1170 °C (Espanon *et al.*, 2014; Pasquaré *et al.*, 2008).

Colada basáltica Pampa de Los Carrizales

La colada Pampa de Los Carrizales comprende un extenso flujo basáltico compuesto que extruyó desde el segmento oriental de la fractura La Carbonilla en Mendoza y que culminó su recorrido en un sector denominado Punta de la Barda, situado a los 37°8'S y 67°14'O, en la provincia de La Pampa. Este flujo de lava fue datado mediante el método K/Ar en 400.000 años (Melchor y Casadío, 1999). La dirección de movimiento de la colada es, en promedio, hacia el sureste, alcanzó una longitud de 181 km, ingresó unos 100 km dentro del territorio pampeano, y presenta anchos variables entre 18 km (medio-proximal) y ~5 km (distal), cubriendo un área mínima de 2570 km². Su morfología superficial se encuentra definida por un microrelieve otorgado por estructuras de inflación como túmulos, elevaciones de techo plano y dorsales de inflación. La colada en general exhibe espesores entre 4 y 8 m en sus porciones terminales y entre 6 y 12 m en las porciones cercanas al sector de salida del flujo. Se estimó un volumen de lava mínimo de 16,5 km³ para esta colada. Esta circuló sobre un terreno con algunas irregularidades y obstáculos del relieve, evidenciadas por numerosas ventanas lávicas que, actualmente, funcionan como pequeñas cubetas sedimentarias o depresiones en las que desaguan arroyos temporarios que dan lugar a lagunas y salitrales.

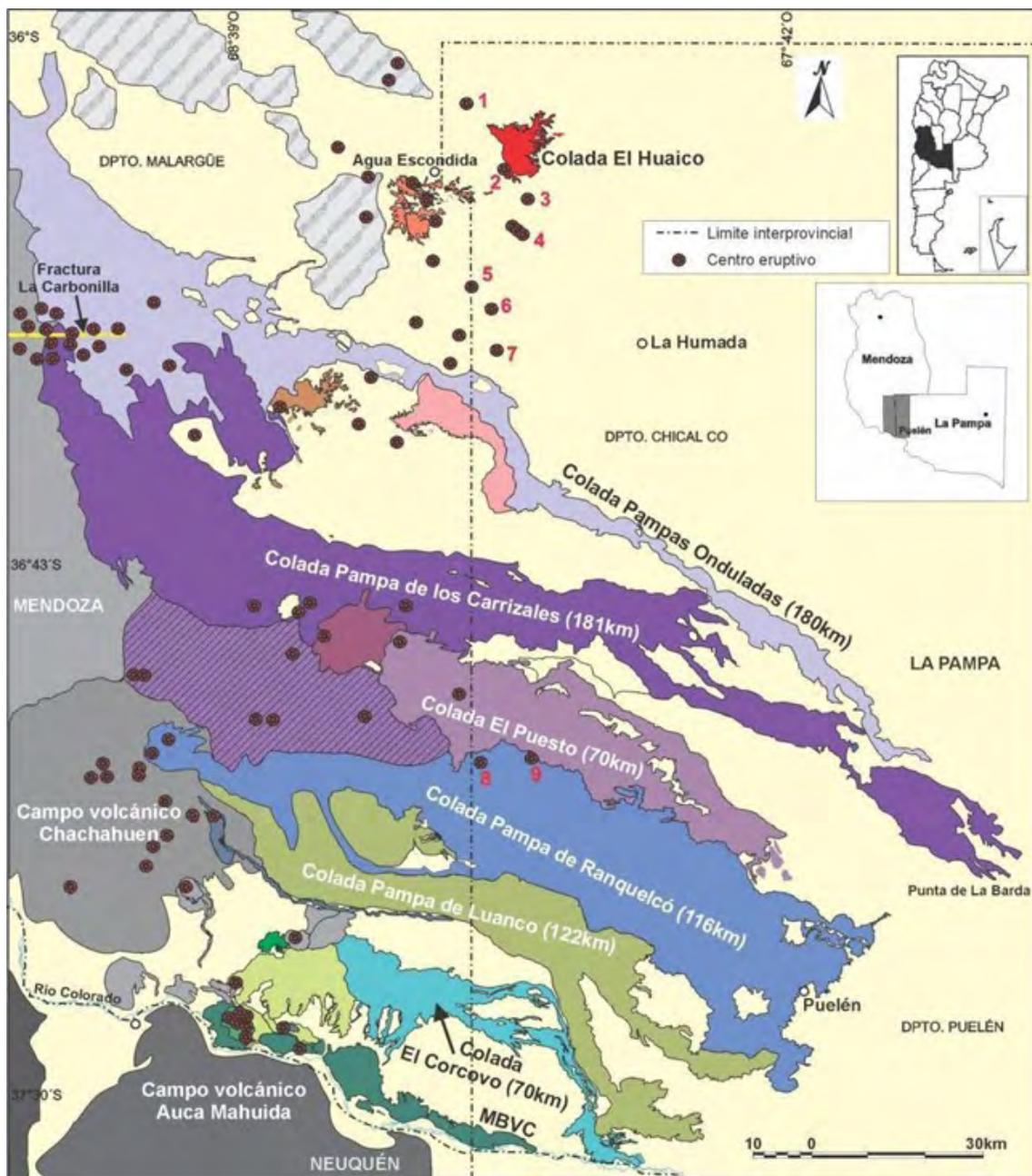


Figura 2.9. Mapa de coladas basálticas. Se indican aquellas que presentan mayor extensi6n y que ingresan en territorio pampeano. Adem6s, se enumeran y localizan los diferentes conos volc6nicos comprendidos dentro de los l6mites de la provincia de La Pampa. Referencias: MBVC: Meseta Basáltica Valle del Colorado. Conos volc6nicos: 1. Cerro Negro (1), 2. Cerro Negro (2), 3. Cerro Agua de Torres, 4. Cerros De D6az, 5. Cerro Loma Jagüel del Moro, 6. Cerro Puntudo, 7. Cerro La Negra, 8. Cerro Escorial, 9. Cerro Agua Poca. Fuente: Elaborado por M. I. Bernardi.

Colada basáltica El Puesto

La colada de lava El Puesto se ubica en el sector central de todos los afloramientos y presenta una notable extensión. Se estima que extruyó desde un volcán mendocino denominado cerro Morado situado a los 36°51'S y 68°21'O y culminó su recorrido en las proximidades del actual salitral de La Copelina, ubicado a los 37°12'S y 67°35'O. A partir de análisis químicos de isótopos de potasio y argón, se determinó una edad de 200.000 años (Pleistoceno medio) para las lavas del cerro Morado. La dirección de movimiento del flujo fue predominantemente sureste con algunos derrames de poca extensión hacia el oeste, noroeste y sur del centro eruptivo. El flujo alcanzó un desarrollo longitudinal de 70 km, ingresando 50 km dentro de territorio pampeano. Presenta un ancho promedio de 11 km con un máximo de 20 km en su sector medio, cubriendo un área mínima de 856 km². Las estructuras de inflación alcanzan alturas variables entre 5 y 10 m con respecto al terreno adyacente y, en sus márgenes distales, se pudieron determinar potencias promedio de hasta 5 m para sectores del flujo sin inflación. El volumen mínimo de lava se estimó en 4 km³. Esta colada presenta una morfología alargada y rectilínea en planta, con márgenes irregulares y numerosas ventanas lávicas, lo cual hace suponer un sustrato previo con altos topográficos a los que debió rodear la colada. Inicialmente, esta se desplazó sobre un piso de naturaleza mayormente basáltica. Durante el emplazamiento de la colada, se produjeron algunos derrames hacia el interior de una antigua depresión elongada en sentido noroeste-sureste denominada Bardas Bayas, situada inmediatamente al norte del cuerpo de lava principal. Esta depresión tiene un ancho variable entre 5 y 8 km y se extiende por unos 60 km, culminando en el salitral de La Copelina. Los derrames lávicos hacia el interior de la depresión se unieron dando lugar a la formación de un flujo secundario, paralelo al cuerpo de lava principal, el cual ocupó de manera parcial a total el fondo plano de la depresión. Este ramal presenta una longitud de 46 km y anchos que varían entre los 1,5 y 5 km. Los aspectos más importantes que se observan en esta colada son aquellos originados principalmente por acumulaciones locales de lava. Dentro de las estructuras observadas, los túmulos constituyen las de mayor abundancia siguiendo las elevaciones de techo plano (Figura 2.8), dorsales de inflación, pozos de inflación y túneles lávicos. El caso más notable de estas últimas estructuras lo constituye la "Cueva de Halada", la cual será descripta más adelante en este mismo capítulo.

Colada basáltica Pampa de Ranquelcó

La colada Pampa de Ranquelcó es un flujo compuesto de gran extensión con origen en centros eruptivos situados en el cuadrante noreste del complejo volcánico Chachahuén. La lava se desplazó con sentido este-sureste, culminando su recorrido en los alrededores de la localidad de Puelén, en la provincia de La Pampa. A partir de análisis de isótopos de potasio y argón, se infiere que este flujo de lava estuvo activo en algún momento entre tres y cinco millones de años atrás (Cortelezzi y Dirac, 1969). La colada Pampa de Ranquelcó está delimitada al sur por la colada Pampa de Luanco y se encuentra por debajo de las coladas Pampa de Los Carrizales (400.000 años) y El Puesto (200.000 años) en su margen norte. Se presentan algunos conos monogenéticos coronando esta planicie lávica, los cuales emitieron pequeñas

coladas y productos piroclásticos sobre aquella. Entre estos, se encuentran el volcán Escorial y el volcán Agua Poca, el cual estuvo en actividad hace 600.000 años.

El frente de la colada Pampa de Ranquelcó presenta disposición aproximada norte-sur y bordea parte del margen noroeste de la laguna Gran Salitral, situada a los 37°29'S y 67°27'O. En este sector, pudo observarse que parte del sustrato sobre el que se desplazó la colada está conformado por depósitos sedimentarios correspondientes al Mioceno superior.

La colada Pampa de Ranquelcó tiene una longitud mínima de 116 km, ingresando unos 70 km en territorio pampeano. La mayor amplitud lateral es alcanzada en el frente del flujo con 28 km de ancho, en el cual el espesor de los afloramientos varía desde 2 a 6 m en los alrededores de la localidad de Puelén. Este flujo lávico descendió desde una altitud de aproximadamente 1300 m s. n. m. en las Sierras de Chachahuén hasta los 430 m s. n. m. en el Gran Salitral, lo cual determina una pendiente regional promedio de 0,4° hacia el sureste para el sector de emplazamiento. La colada se desarrolló como un vasto manto lávico cuyo techo exhibe morfologías lobuladas en planta y perfiles transversales escarpados. Se estimó un volumen mínimo de 9,5 km³ de lava que se dispersó en un área aproximada de 1890 km², la mayor cobertura superficial de las coladas del oeste pampeano. Las irregularidades topográficas de la colada son conferidas por túmulos, elevaciones de techo plano, dorsales de inflación y pozos de inflación. Las elevaciones de techo plano ocupan el mayor porcentaje superficial de la colada mientras que los túmulos aparecen en grupos de manera intermitente en todo el ámbito de esta.

Colada basáltica Pampa de Luanco

La colada Pampa de Luanco es un flujo basáltico de gran extensión cuyo sector de origen no se focaliza en un volcán en particular, sino que, al igual que la colada Pampa de Ranquelcó, se extruyó simultáneamente desde varios centros eruptivos situados en el cuadrante noreste del complejo ígneo Chachahuén. Las investigaciones sobre esta colada indican que tendría una edad de 2,9 millones de años de antigüedad (Bernardi *et al.*, 2019). En los sectores proximales y medios, el sustrato está conformado por rocas volcánicas y depósitos sedimentarios del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno inferior. En el sector distal, esta colada se subdividió en dos grandes ramales, los cuales circularon sobre depósitos sedimentarios del Mioceno superior.

La colada se encuentra representada por un flujo simple con un desarrollo longitudinal de 122 km, de los cuales ingresan unos 60 km a territorio pampeano. El ancho del flujo varía entre 8 km (sector proximal) y un máximo de 15 km (sector medio superior) y exhibe un área de cobertura mínima de 1020 km². La lava se movilizó, inicialmente, con sentido sureste en su tramo proximal y hacia el este en su tramo medio. En su sector distal, se subdividió en dos ramales: un ramal oeste con una longitud de 36,7 km y un ancho de 2 a 4 km en sus tramos medios y 10 km en su porción terminal y un ramal este de 33,6 km de longitud y anchos de entre 3 y 6 km. Ambos brazos se desplazaron casi paralelamente en dirección sursureste y hacia el este en sus terminaciones. El flujo Pampa de Luanco exhibe una trayectoria curvilínea, la cual fue controlada, en mayor medida, por la topografía previa. Los sectores

proximales y medios presentan un techo plano-cóncavo y una extensa cubierta de sedimentos arenosos que cubre parcialmente la superficie del flujo. Se determinaron espesores aflorantes de entre 6 y 8 m en los sectores medios inferiores del flujo mientras que, en los brazos terminales de este, se midieron espesores promedio de 6 m para el ramal oeste y de hasta 4 m para el ramal este. Se estimó que el volumen mínimo de lava emitido fue de 7,5 km³. Inicialmente, el flujo se movilizó en el flanco oriental del complejo ígneo Chachahuén sobre terrenos con pendientes de hasta 2°, las cuales se redujeron en los sectores medios. Las características morfoestructurales de la colada revelan un desplazamiento a través de lóbulos paralelos alargados donde la presencia de relieves laterales sirvió para centrar la dirección del flujo y evitar la expansión lateral de los lóbulos.

Colada basáltica El Corcovo

La colada basáltica El Corcovo comprende un extenso flujo lávico del tipo *pahoehoe* que se extiende entre los 37°16' y 37°36'S y desde 68°32' a 67°54'O. Tuvo origen en el volcán Huanul, el cual tiene morfología en escudo con un cráter de 4 km de diámetro medio, delimitado por un anillo de lava de 20 m de altura sobre el terreno circundante. Las investigaciones indican que el volcán Huanul estuvo activo hace 840.000 años, durante el Pleistoceno inferior (Bertotto *et al.*, 2006). Se determinaron al menos ocho unidades lávicas emitidas por el volcán Huanul, dentro de las cuales la colada El Corcovo es la más antigua y la de mayor desarrollo areal y longitudinal. El sustrato en las porciones proximales está compuesto por rocas sedimentarias del Cretácico superior, mientras que, en las porciones distales, suprayace a areniscas y conglomerados del Mioceno superior.

La colada El Corcovo alcanzó una distancia de 70 km, de los cuales 40 km ingresan en territorio pampeano, y cubrió un área mínima de 415 km². En su tramo proximal y medio, la colada se dispersó radialmente sobre el cuadrante sureste del centro de emisión y luego transitó sobre una superficie con pendiente no mayor a 0,5° al este, alcanzando una amplitud lateral máxima de 11 km. En el sector medio, la colada El Corcovo exhibe espesores aflorantes de entre 4 y 6 m y se encuentra cubierta por otro flujo lávico de edad similar. En su porción terminal, la colada se movilizó con rumbo oeste-este, paralelamente al curso del río Colorado. El espesor alcanzado por el frente del flujo pasa de 1-2 m a casi 10 m de manera abrupta, lo que estaría sugiriendo que la colada ingresó, acumuló, infló y niveló una depresión del terreno, la cual pudo tratarse de un paleocauce del río Colorado, evidenciado por los depósitos sedimentarios de origen fluvial que subyacen el flujo en este sitio. La obtención de datos de espesores promedio mínimos permitió calcular un volumen de lava aproximado de 2 km³ para la colada El Corcovo. En los sectores proximales y distales de la colada, se observan frecuentes geoformas asociadas a acumulaciones locales de lava. Estos rasgos morfológicos comprenden, principalmente: túmulos, elevaciones de techo plano y dorsales de inflación.

Meseta Basáltica Valle del Colorado

La Meseta Basáltica Valle del Colorado se encuentra representada por un apilamiento de 4 coladas basálticas que limitan una escarpa de rumbo general sureste, la cual exhibe desniveles de hasta 70 m de altura con respecto a la planicie fluvial del Río Colorado. Este relieve bordea el margen norte del cauce del río de manera casi ininterrumpida por unos 60 km, culminando inmediatamente al oeste de la localidad de Gobernador Ayala, en la provincia de La Pampa. Se infiere que la meseta basáltica formaba parte de los sectores más distales de coladas emitidas desde el campo volcánico Auca Mahuida (Neuquén) y disectadas luego por el río Colorado, ya que se observan afloramientos similares en el margen opuesto de este último y con el mismo número de unidades. El techo de la meseta está interrumpido por volcanes piroclásticos monogenéticos (formados por una sola erupción) más antiguos, entre los cuales se encuentran los cerros El Águila, Rial, El Pozo, La Yegua y El Carrizo en el extremo occidental de esta. Según análisis químicos, se ha propuesto que los basaltos de la base de la Meseta Basáltica Valle del Colorado fueron emplazados hace 862.000 años (Pleistoceno). Esta edad es igual a algunas obtenidas en coladas del volcán Auca Mahuida. Asumiendo un área de erupción cercana al volcán Auca Mahuida, se estima que estas coladas mantiformes recorrieron distancias de entre 40 y 60 km. La superficie mínima que abarca la meseta basáltica sobre el margen norte del río Colorado es de 176 km². Las coladas que la conforman exhiben geometrías tabulares y espesores uniformes que varían entre 6 y 8 m. La unidad lávica basal de la secuencia asienta sobre depósitos de arena y cantos rodados de hasta 15 m de potencia, probablemente del Pleistoceno inferior. La base de cada unidad lávica se encuentra separada de la siguiente por bolsones de hasta 2 m de espesor, formados por bloques irregulares y lajas de basalto de diferentes tamaños y disposición caótica mezclados con material escoriáceo vítreo. Este aspecto evidencia una posible interacción entre lava de las distintas unidades y agua del río Colorado.

2.2.4. Cavidades volcánicas en la provincia de La Pampa

Cueva de Halada

La cueva o caverna de Halada es una geoforma volcánica lávica subterránea, situada a, aproximadamente, 60 km al noroeste de la localidad de Puelén, a los 36°57'S y 68°05'O. Esta constituye lo que se denomina un túnel o tubo de lava maestro o principal. Este tipo de estructura se vincula al gran desarrollo longitudinal de la colada que lo contiene (El Puesto) y se forma a partir de la convergencia o unión de tubos secundarios, los cuales resultan del enfriamiento y solidificación heterogénea de los sectores externos e internos de la colada (Figura 2.10a). La lava que circulaba dentro del túnel de Halada durante su formación fue totalmente drenada hacia otros sectores de la colada, permaneciendo el conducto vacío en la etapa final del emplazamiento de la colada, mientras que muchos túneles similares permanecieron colmatados por la lava que circulaba en su interior. Morfológicamente,

comprende una galería principal de techo arqueado y tres galerías secundarias de escasa longitud (Figura 2.10b). El largo total del túnel es de 370 m, con un desnivel de 10,2 m respecto a la boca de entrada. La altura máxima es de 2,2 m y su ancho máximo es de 22,9 m (Bertotto, 1996; Martínez, 1998). La entrada comprende un pequeño orificio en el techo de 0,60 m de diámetro. El basalto que conforma el túnel es de estructura mayormente vesicular, haciéndose algo más masivo hacia los laterales de la sección transversal de este. El techo y las paredes se encuentran parcialmente tapizados por parches y pequeñas estalactitas de carbonato de calcio y yeso (Figura 2.10c) y, por sectores, exhibe pequeñas gotas de lava de hasta 2 cm. Según una clasificación sugerida por Calvari y Pinkerton (1999) basada en la morfología de túneles lávicos descritos en coladas del volcán Etna (Italia), el túnel de Halada exhibe características de un túnel simple y simétrico, formado a partir del enfriamiento de un flujo inflado estable.

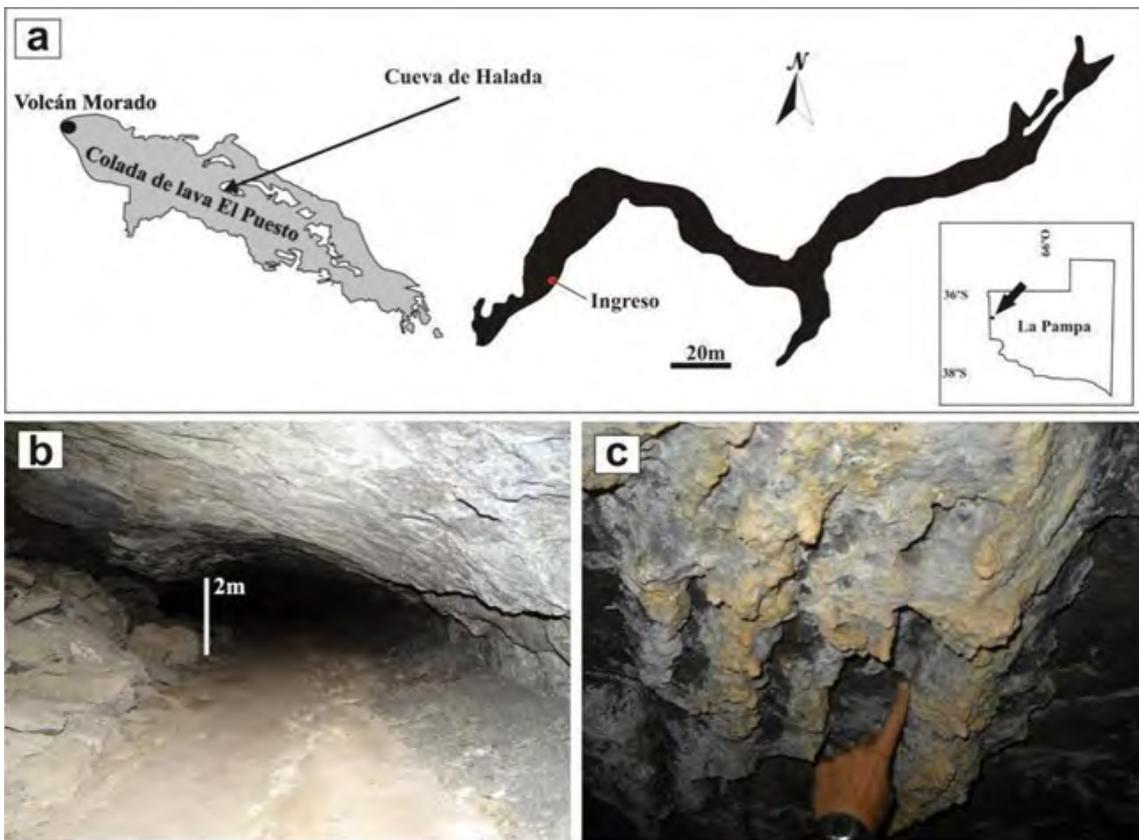


Figura 2.10. Túnel de lava “Cueva de Halada”. A) Ubicación, extensión y morfología, B) sección transversal interna, C) “Cortina” de pequeñas estalactitas de carbonato de calcio en el techo del túnel. Fuente: M. I. Bernardi.

Cueva El Julepe

La cueva El Julepe es una cavidad subterránea de origen volcánico lávico de forma cómica con una base circular de 78 m² de superficie, diámetro promedio de 10,8 m y altura máxima de 3 m (Figura 2.11a-1). Se ubica a los 37°13'S y 67 41'O, a unos 20 km al oeste de la localidad de Puelén. Se encuentra situada en un punto distal

de la colada Pampa de Ranquelcó, a unos 100 km del sector de efusión de esta y se aloja en la sección superior de una estructura de inflación del tipo elevación de techo plano (Figura 2.11a-2). El ingreso a la cueva El Julepe se realiza a través de un orificio circular en la superficie de la colada, de 1,5 m de diámetro, y el acceso al interior de la cavidad se encuentra a 2 m de profundidad (Figura 2.11b-1). La roca que conforma la cueva es un basalto de estructura vesicular. La cavidad presenta una estructura fragmentada por fracturas resultantes de la contracción por enfriamiento de la colada y por la distensión de esta durante el hinchamiento por inflación (Figura 2.11b-2). El piso está cubierto por arena y bloques provenientes del desmoronamiento del ingreso y de desprendimientos del techo de la cavidad (Figura 2.11b-3). La cueva no presenta desarrollo de espeleotemas (estalactitas, estalagmitas, etc.) y solo se observan parches y rellenos de fracturas de material carbonático no vinculado con la roca volcánica. El origen de esta cavidad es primario y no erosivo, es decir, como consecuencia de procesos propios de la dinámica, emplazamiento y solidificación del flujo lávico. Se ha planteado que la formación de esta cavidad se produjo a partir del enfriamiento heterogéneo del sector interno de la estructura inflada en la que se encuentra alojada. Esto trajo como resultado la permanencia de algunas parcelas rellenas con lava líquida y, en una etapa de solidificación avanzada de la estructura, el fundido pudo escapar de alguna de estas, dejando atrás pequeñas cavidades (Bernardi *et al.*, 2019).

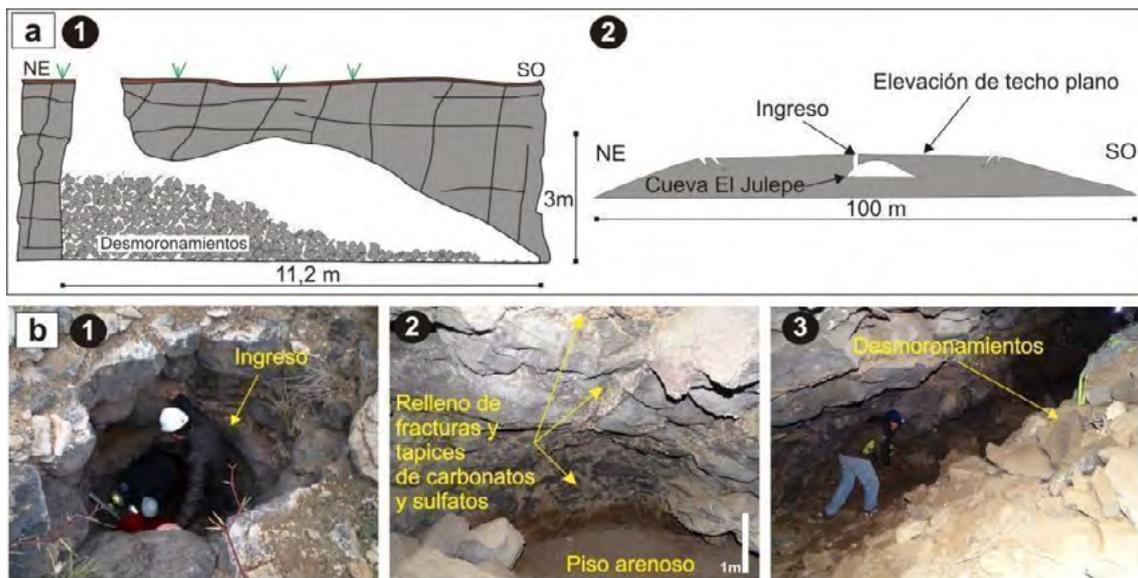


Figura 2.11. Cueva El Julepe. a-1) Esquema del perfil lateral de la cavidad, a-2) Ubicación espacial de la cueva El Julepe, en el interior de una estructura de tipo elevación de techo plano, generada por inflación local, b-1) Boca de ingreso a la cueva El Julepe, b-2) Sector interno de la cavidad en el que se observan fracturas rellenas de material carbonático, b-3) Sector interno de la cavidad en el que se observan desmoronamientos provenientes del orificio de entrada y de la caída de bloques del techo de la cueva. Fuente: M. I. Bernardi con base en Bernardi *et al.* (2019).

2.2.5. Campos de estructuras de inflación en la provincia de La Pampa

Un campo de estructuras de inflación comprende un sector del flujo en el que se concentran numerosas geoformas resultantes de ese proceso (túmulos, elevaciones de techo plano, dorsales de inflación). Las coladas de la región presentan numerosos campos de estructuras infladas en diferentes zonas, siendo lo más frecuente que estas aparezcan en los sectores distales del flujo, es decir, aquellos más alejados de la fuente. En los flujos lávicos que ingresan a territorio pampeano, existen dos campos de estructuras de inflación bien desarrollados. Uno se encuentra al este de la localidad de Gobernador Ayala y corresponde a la porción terminal de la colada El Corcovo ($37^{\circ}34'54''\text{S}-67^{\circ}59'02''\text{O}$) (Bernardi *et al.*, 2015), la cual se infiere que ingresó a un antiguo cauce del río Colorado en este sitio (Figura 2.12a). El otro se sitúa inmediatamente al noroeste del salitral de La Copelina, a unos 32 km al noroeste de la localidad de Puelén, y comprende el sector terminal de la colada El Puesto ($37^{\circ} 2'49''\text{S}-67^{\circ}49'33''\text{O}$) (Bernardi *et al.*, 2019) (Figura 2.12b).

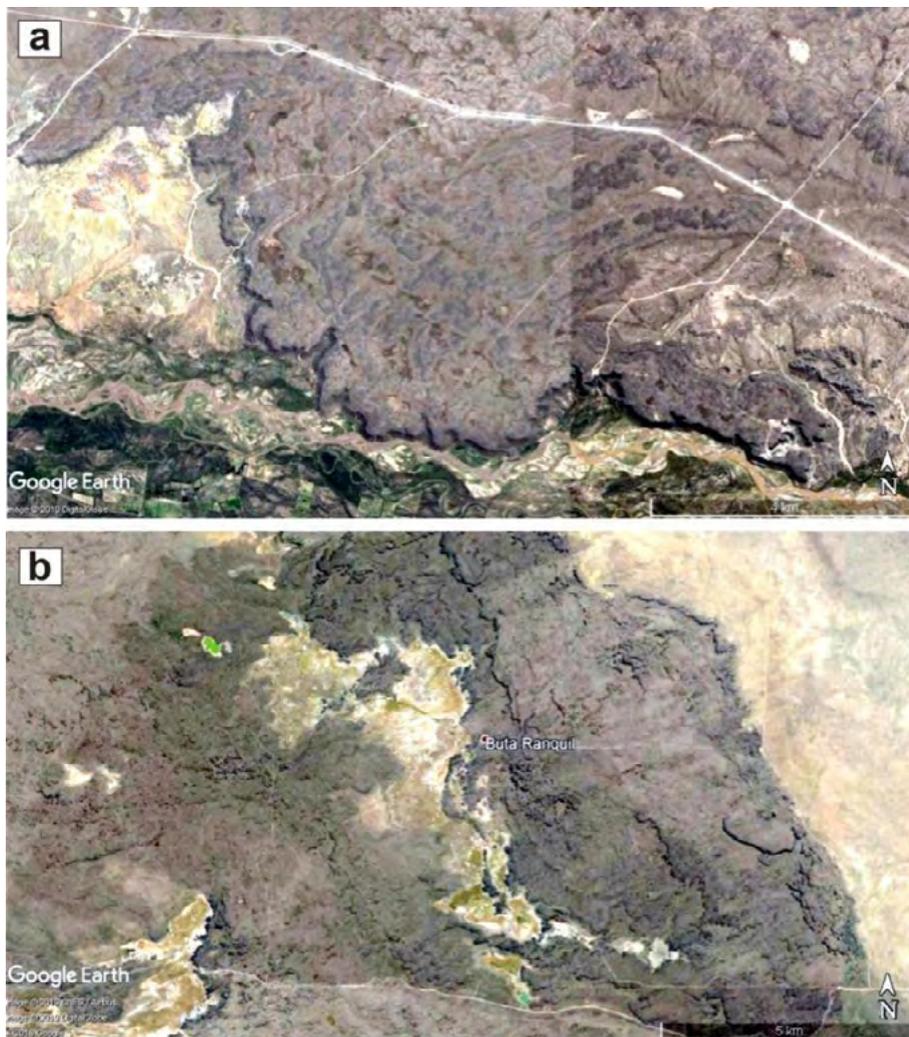


Figura 2.12. Campos de estructuras de inflación. Se observan pequeños relieves sobre el techo de la colada, correspondientes a estructuras de inflación local (túmulos, elevaciones de techo planos, dorsales). A) Sector distal de la colada El Corcovo , 10km al este de Gdor. Ayala. B) Sector distal de la colada El Puesto sobre ruta provincial 16. Imágenes de Google Earth®.

2.2.6. Volcanes basálticos en La Pampa

Los cerros basálticos pampeanos que han sido reconocidos como antiguos volcanes son: Agua Poca, Escorial (o Amarillo) y Del Nido en el departamento Puelén y La Negra, Puntudo, Loma Jagüel de Moro, De Díaz 1, 2 y 3, Agua de Torres, Negro (1) y Negro (2) en el departamento Chical Co. Sobre las rocas de estos cerros, puede observarse la acción de la erosión con variable intensidad. El volcán Del Nido presenta un cráter perfectamente reconocible y no se observan cárcavas o erosión radial. El cráter del cerro Agua Poca también es perfectamente reconocible, pero, en la zona basal de este, se ha desarrollado de forma incipiente la clásica erosión radial, conocida como erosión en sombrilla, producida fundamentalmente por acción de las lluvias. En cambio, en los cerros Escorial, La Negra, Puntudo, Negro (1 y 2) y Agua de Torres, el efecto de los agentes erosivos es más notorio, no tienen cráter y presentan grandes zanjonos o cárcavas.

Estos diferentes grados de erosión pueden ser utilizados para tener una idea de la antigüedad de las rocas que forman los cerros, es decir, cuánto tiempo hace que estos volcanes hacían erupción y la edad relativa entre ellos: el menos erosionado es el más joven.

Se conoce la antigüedad de varios de los volcanes y sus lavas a partir de la realización de análisis químicos de isótopos de potasio (K) y argón (Ar) sobre muestras de las rocas que generaron. Estos centros eruptivos son: Agua Poca, Cerro Negro 1, Cerro Negro 2 y cerros de Díaz. Para inferir la edad del resto de los centros eruptivos, se utilizaron criterios morfológicos. Se tuvo en cuenta el grado de erosión, esto es, esencialmente, el nivel de destrucción de cada edificio volcánico. De esta manera, basándose en las edades disponibles y en los reconocimientos de campo, se puede establecer una cronología de las erupciones (Figura 2.13).

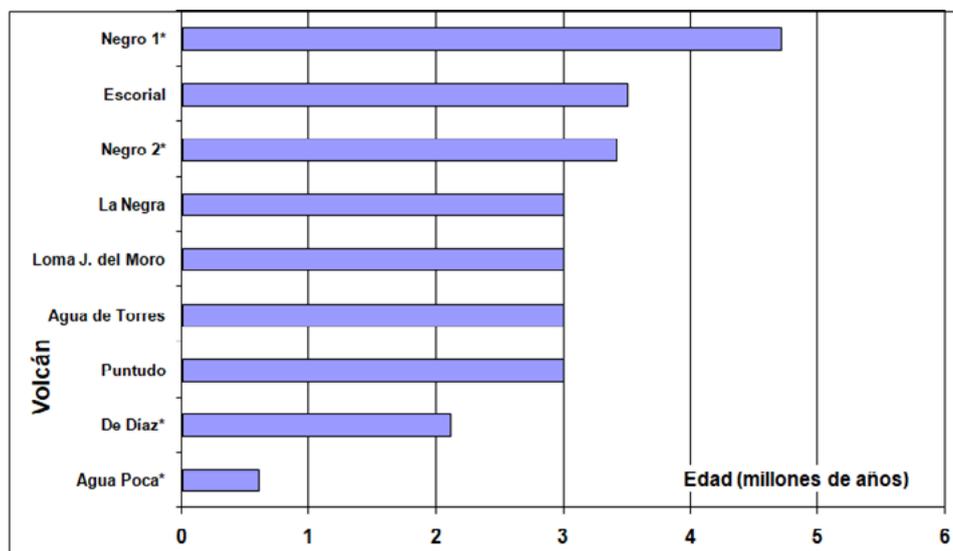


Figura 2.13. Gráfico de las edades de los volcanes basálticos pampeanos, estimadas sobre la base de dataciones por análisis químicos isotópicos y reconocimientos de campo. Con un asterisco, se indican las localidades cuyas rocas poseen dataciones por análisis químicos. Fuente: G. W. Bertotto.

Breve descripción de los volcanes basálticos pampeanos

Cerro Negro 1

El cerro Negro 1 se encuentra ubicado en el extremo noroeste de la provincia de La Pampa a los 36°04' de latitud sur y 68°17' de longitud oeste (Figura 2.9). Se eleva unos 40 m sobre el terreno y su cima constituye el punto geográfico más alto de esta provincia a los 1188 m s. n. m (Figura 2.14). Está formado por lava masiva y aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento. Los aglomerados volcánicos contienen una matriz vesicular y bombas, generalmente, de hasta 1 m de diámetro, aerodinámicas, mayormente en forma de cintas y fusiformes. En varios sectores y debido al pequeño tamaño de los piroclastos, esta unidad pasa a lapillita. Las brechas contienen bloques de hasta 35 cm de largo. La lava masiva forma diques y varias coladas del tipo *pahoehoe*. Se obtuvo una edad a partir de análisis de isótopos K-Ar de 4,71 millones de años, por lo que este volcán estuvo activo en esa edad durante el Plioceno.



Figura 2.14. Cerro Negro (1). Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Cerro Negro 2

Esta elevación se localiza en la provincia de La Pampa a los 36°09' de latitud sur y 68°12' de longitud oeste (Figura 2.9) y se eleva unos 60 metros sobre el terreno y 1100 m s. n. m. (Figura 2.15). Está compuesto por aglomerados volcánicos, brechas volcánicas y lava masiva. Los aglomerados volcánicos tienen alto grado de soldamiento y están formados por una matriz vesicular y bombas de formas aerodinámicas en general, siendo notable la presencia de bombas en cintas. Las brechas contienen bloques de hasta 30 cm de largo. La lava masiva se presenta en forma de diques y coladas. Las coladas son del tipo *pahoehoe*, la más voluminosa se denomina

Pampa de Ranquel Co y fue descrita previamente. A partir de la edad obtenida por análisis de isótopos K/Ar, se puede inferir que este volcán estuvo activo hace unos 3,41 millones de años durante el Plioceno superior (Bertotto *et al.*, 2006).



Figura 2.15. Cerro Negro (2). Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Cerro Agua de Torres

El cerro Agua de Torres está ubicado en el noroeste de la provincia de La Pampa, a los 36°12' de latitud sur y 68°08' de longitud oeste (Figura 2.9). Posee una altura aproximada sobre el terreno de 90 m y tiene 1090 m s. n. m. (Figura 2.16). Está compuesto por aglomerados y brechas volcánicas, diques y capas de lava. Los aglomerados y brechas tienen alto soldamiento, se disponen en los sectores superior y central de la elevación y forman capas de 1 a 2 m de espesor. En la zona cuspidal del edificio volcánico, predominan las brechas y aglomerados con abundante matriz de tamaño lapilli. Los aglomerados contienen bombas con formas aerodinámicas y, dentro de estas, son frecuentes los tipos en cintas y fusiformes de hasta 1 m de diámetro, la mayoría. Es de destacar, dentro de los aglomerados y brechas, la presencia de pequeños trozos de roca, de hasta 5 cm, de la corteza superior por donde ascendió la lava. Las capas de lava se presentan en niveles superpuestos de 40 cm de espesor mínimo, diferenciándose entre sí por el variable contenido de vesículas; se disponen perimetralmente al cerro. Con base en relaciones de campo, fue incluido en el Pleistoceno por González Díaz (1972) y en el Plioceno-Pleistoceno inferior por Bertotto (2003).



Figura 2.16. Cerro Agua de Torres. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Cerros De Díaz

Estos cerros se ubican en la provincia de La Pampa entre las localidades de La Humada y Agua Escondida (Mendoza) (Figura 2.9). Comprenden tres edificios volcánicos alineados según la dirección noroeste-sureste, con centro aproximado en $36^{\circ}14'S$ y $68^{\circ}10'O$, 28 a 47 m de altura sobre el terreno y 1023 a 1042 m s. n. m. (Figura 2.17). Están formados por aglomerados volcánicos de alto soldamiento y coladas de lava. Los aglomerados están constituidos por una matriz de clastos vesiculares tamaño lapilli y bombas de formas aerodinámicas. Las coladas de lava son del tipo *pahoehoe*. En la base del cerro central, se identificaron estructuras formadas por lava masiva que podrían corresponder a relleno de fracturas. Con base en dataciones por análisis químicos isotópicos K-Ar, se puede indicar que estos volcanes estuvieron activos hace unos 2,11 millones de años durante el Pleistoceno inferior.



Figura 2.17. Los tres centros eruptivos Cerros de Díaz alineados. Imagen de Google Earth®

Cerro Loma Jagüel del Moro

El cerro Loma Jagüel del Moro se localiza sobre el límite entre las provincias de La Pampa y Mendoza, a los $36^{\circ}19'$ de latitud sur, $68^{\circ}14'$ de longitud oeste y 18 km al oeste de la localidad de La Humada (Fig. 2.9). Debido a su diámetro basal (3,2 km) con relación a la altura sobre el terreno (100 m) y las pendientes de sus laderas, de 3° a 7° , se lo puede clasificar como volcán en escudo (Figura 2.18). Dentro del gran grupo de volcanes en escudo, Loma Jagüel del Moro es similar a los de tamaño menor, como los formados en Islandia y denominados del tipo *scutulum*. Está formado por coladas de lava y aglomerados piroclásticos de soldamiento alto. Las coladas son del tipo *pahoehoe* y representan el mayor volumen del cerro. Los aglomerados están compuestos por matriz y bombas aerodinámicas de hasta 1,5 m de largo; en algunos

casos, se disponen en capas de 5 cm de espesor promedio. Con base en relaciones de campo, fue asignado al Holoceno por González Díaz (1972) y al Plioceno-Pleistoceno inferior por Bertotto (2003).



Figura 2.18. Volcán loma Jagüel del Moro de gran extensión lateral en relación con su altura. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Cerro Puntudo

El cerro Puntudo se localiza en la provincia de La Pampa, próximo al límite con la provincia de Mendoza y 17 km al oeste de la localidad de La Humada (Figura 2.9). Se eleva unos 20 m sobre el terreno, 1000 m s. n. m. y su ubicación es 36°22' de latitud sur y 68°12' de longitud oeste (Figura 2.19). Morfológicamente, se trata de una elevación de forma cónica sin cráter. Está formado por coladas de lava *pahoehoe* y por un aglomerado volcánico con alto grado de soldamiento. Este se dispone ocupando la cúspide del cerro, está compuesto por bombas en cintas, fusiformes y escoriáceas contenidas por una matriz de lava vesicular. Las coladas de lava están desconectadas del sector central del cerro y muestran los efectos de erosión catafilar; en lajas y columnar, el espesor mínimo es, en general, de 4 metros. Con base en relaciones de campo, fue asignado al Pleistoceno por González Díaz (1972) y al Plioceno-Pleistoceno inferior por Bertotto (2003).



Figura 2.19. Cerro Puntudo. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Cerro La Negra o Negra muerta

Este cerro se localiza en la provincia de La Pampa, 23,5 km al sudoeste de la localidad de La Humada, a los 36°25' de latitud sur y 68°11' de longitud oeste (Figura 2.9). Tiene una altura de 20 m sobre el terreno y 990 m s. n. m. Morfológicamente, se trata de una elevación de forma irregular sin cráter, sus taludes inclinan entre 4° y 9° (figura 2.20). Está compuesto por aglomerados volcánicos de alto soldamiento y una colada de lava *pahoehoe*. Los aglomerados se ubican en el sector cuspidal del cerro y están formados por una matriz lávica que contiene bombas cilíndricas, fusiformes, en cintas y escoriáceas de hasta 2,2 m de largo. Con base en relaciones de campo, fue asignado al Pleistoceno por González Díaz (1972) y al Plioceno-Pleistoceno inferior por Bertotto (2003).



Figura 2.20. Cerro La Negra. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Cerro Escorial o Amarillo

Este cerro está ubicado 65 km al noroeste de la localidad de Puelén a 37°01' de latitud sur y 68°13' de longitud oeste (Figura 2.9). Morfológicamente, es una elevación mesetiforme de contorno casi circular sin cráter, con una altura media de 30 m con respecto al terreno circundante (874 m s. n. m.) y diámetro basal de 600 m. Está formado por diques de lava, fragmentos de escoria sueltos, trozos de coladas de lava basáltica y escasos aglomerados volcánicos. Los diques son de lava vesicular rojiza con orientaciones variables, pero, en general, concéntricas. Según observaciones de campo, la erosión es la principal causante de que en el volcán Amarillo no exista cráter. Con base en relaciones de campo, fue asignado al Plioceno por Wichmann (1928), al Pleistoceno por Sobral (1942) y al Plioceno superior-Pleistoceno inferior por Bertotto (1997).

Cerro Agua Poca

El centro eruptivo Agua Poca se localiza en la provincia de la Pampa, 60 km al noroeste de la localidad de Puelén y a los 37°01' de latitud sur y 68°07' de longitud oeste (Figura 2.9). Está formado por dos elevaciones mayores alineadas en lo que posiblemente represente una fractura de salida de magma. La de mayor tamaño se denomina Agua Poca, presenta forma de cono abierto hacia el sur, tiene 70 m de desnivel con respecto al terreno circundante y 815 m s. n. m. (Figura 2.21). Los diámetros medios de la planta externa y del cráter volcánico son de 650 y 280 m, respectivamente. Está constituido por una alternancia de niveles de aglomerados volcánicos de alto soldamiento y aglomerados volcánicos de bajo soldamiento junto con escasas bombas y bloques aislados sin soldar, cuyos tamaños varían entre 6,5 y 200 cm de largo. El material piroclástico que forma las capas de aglomerado de bajo soldamiento es mayoritariamente escoriáceo. Los niveles del aglomerado de alto soldamiento son de 0,1 a 0,3 m de espesor cada uno, en general superpuestos, formando paquetes de mayor espesor. En este centro eruptivo, son dominantes las bombas fusiformes y en cintas.

Sobre rocas del centro eruptivo Agua Poca, se realizaron análisis de isótopos (K-Ar) con el fin de determinar la edad: estos indican una antigüedad de entre 600.000 y 640.000 años para este volcán (Bertotto *et al.*, 2000, 2006).

En rocas de Agua Poca, fueron hallados xenolitos (inclusiones) de rocas ultramáficas (periodotitas) provenientes del manto superior, lo que permitió realizar inferencias sobre la composición de este sector de la Tierra debajo de esta zona entre aproximadamente 40 y 70 km de profundidad.



Figura 2.21. Cerro Agua Poca. Fuente: Fotografía de G. W. Bertotto.

Volcanología

Litofacies volcánicas

Una litofacies es una unidad geológica que puede diferenciarse por el tipo de roca, textura, minerales y tamaño de sus componentes. En los volcanes de la zona limítrofe de La Pampa-Mendoza, se identificaron diferentes tipos de litofacies, las que se describen a continuación.

a) Aglomerados volcánicos

a-1) Aglomerados de bajo soldamiento

Están formados mayormente por piroclastos frágiles de formas irregulares (no fluidales) y, en menor medida, por bombas fluidales o aerodinámicas y bloques (Figuras 2.22-1, 2.22-2, 2.22-4 y 2.22-9). Se disponen en capas, formando parte fundamental de los taludes (paredes) de los edificios volcánicos. Estas capas alcanzan los 4 m de espesor y poseen una estratificación interna grosera, con formación de paquetes de mayor espesor por superposición de capas. El grado de soldamiento es variable, pero, en general, va de nulo a medio. Los piroclastos que forman las capas son mayormente escoriáceos y rojizos.

a-2) Aglomerados y brechas de alto soldamiento

Están constituidos por una matriz vesicular a masiva y piroclastos (Figuras 2.22-2, 2.22-3 y 2.22-4), generalmente del tipo bombas aerodinámicas, dentro de las cuales son frecuentes los tipos fusiformes, en cintas, esferoidales, cilíndricas y escoriáceas de 5 cm hasta 2,2 m de largo, con características similares a los piroclastos aislados sin soldar. Los depósitos se disponen en los sectores superior y central de las elevaciones, formando capas de 2 cm a 2 m de espesor que, por superposición, alcanzan hasta 8 m.

En todos los volcanes, son matriz soportados, aunque el porcentaje de matriz es variable. En algunos sectores, el aglomerado pasa transicionalmente a brecha de alto soldamiento, debido a que los piroclastos pasan a tener formas angulosas. Principalmente en las porciones centrales de los edificios volcánicos, estas brechas contienen bloques basálticos de hasta 35 cm de largo. En la zona cuspidal de algunos edificios volcánicos, predominan las brechas y aglomerados con abundante matriz piroclástica de tamaño lapilli.

b) Piroclastos sueltos

En los volcanes mencionados, el volumen de piroclastos aislados y sin soldar es poco significativo. Tienen color rojo a negro (dependiendo del grado de oxidación de los minerales de hierro) y tamaños de entre 2 cm y 2 m, aunque la dimensión más frecuente fluctúa entre 5 cm y 1 m. Habitualmente, se localizan en zonas perimetrales, sobre los faldeos externos de los edificios volcánicos. En su gran mayoría,

poseen formas aerodinámicas; dentro de estas, las más comunes son las bombas fusiformes bipolares y unipolares, en cintas y cilíndricas (Figuras 2.22-5 a 2.22-8).

Como rasgos típicos, se pueden mencionar la presencia de estrías longitudinales, normalmente adquiridas al girar sobre sí mismas en su trayectoria aérea, encontrándose aún en estado plástico (Figuras 2.22-8); grietas transversales (y en varias direcciones), formadas cuando el piroclasto tiene el núcleo en estado plástico, aunque no así su superficie (Fig. 2.22-6); desarrollo de zonación vesicular (Figuras 2.22-7); repliegues en el cuerpo del piroclasto, formados durante el vuelo debido a su estado plástico (Figuras 2.22-7); proyecciones discoidales, producidas al girar el piroclasto en vuelo (Figuras 2.22-5); curvaturas, posiblemente debidas al impacto de la bomba contra el suelo; y variación en la coloración de un individuo, con interior negro y superficie rojiza o bandas alternantes rojizas y negras, debidas al repliegue de la bomba en el vuelo (Figuras 2.22-7).

c) Cenizas

Solo se hallaron depósitos de piroclastos de tamaño ceniza en dos centros eruptivos (El Oscuro y Morado 3 en Mendoza). Esta se dispone en estratos lentiformes, en un caso de 20 cm a 4 m de espesor. Son depósitos no consolidados y con soldamiento muy bajo (Figuras 2.22-9). En ambos volcanes, están entre niveles de aglomerados de bajo soldamiento.

d) Coladas de lava

Las coladas de lava estudiadas son del tipo *pahoehoe* y poseen espesores que van de 30 cm a 6 m para cada colada (Figuras 2.22-9).

En algunos casos (cerros Loma Jagüel del Moro y Huanul), las coladas representan el mayor volumen del centro eruptivo. En el cerro Escorial o Amarillo, entre otros, las coladas de lava se hallan erosionadas, generalmente en forma de catáfilas, observándose bochones de roca basáltica masiva a escasamente vesicular de 1,5 a 2 m de diámetro, mientras que, en otros casos, muestran erosión en lajas y columnar.

A simple vista, las coladas están formadas por una roca de color gris oscuro a negro con vesicularidad variable, desde muy alta en la superficie hasta casi nula en el sector medio. En la zona central de algunas de ellas, se observaron agrupamientos de vesículas, subhorizontales e inclinadas (láminas y cilindros). Además del túnel "Cueva de Halada", en varias coladas, existen pequeños túneles de lava, desde 35 cm de ancho, conocidos como dedos de lava hasta de 2 m de ancho.

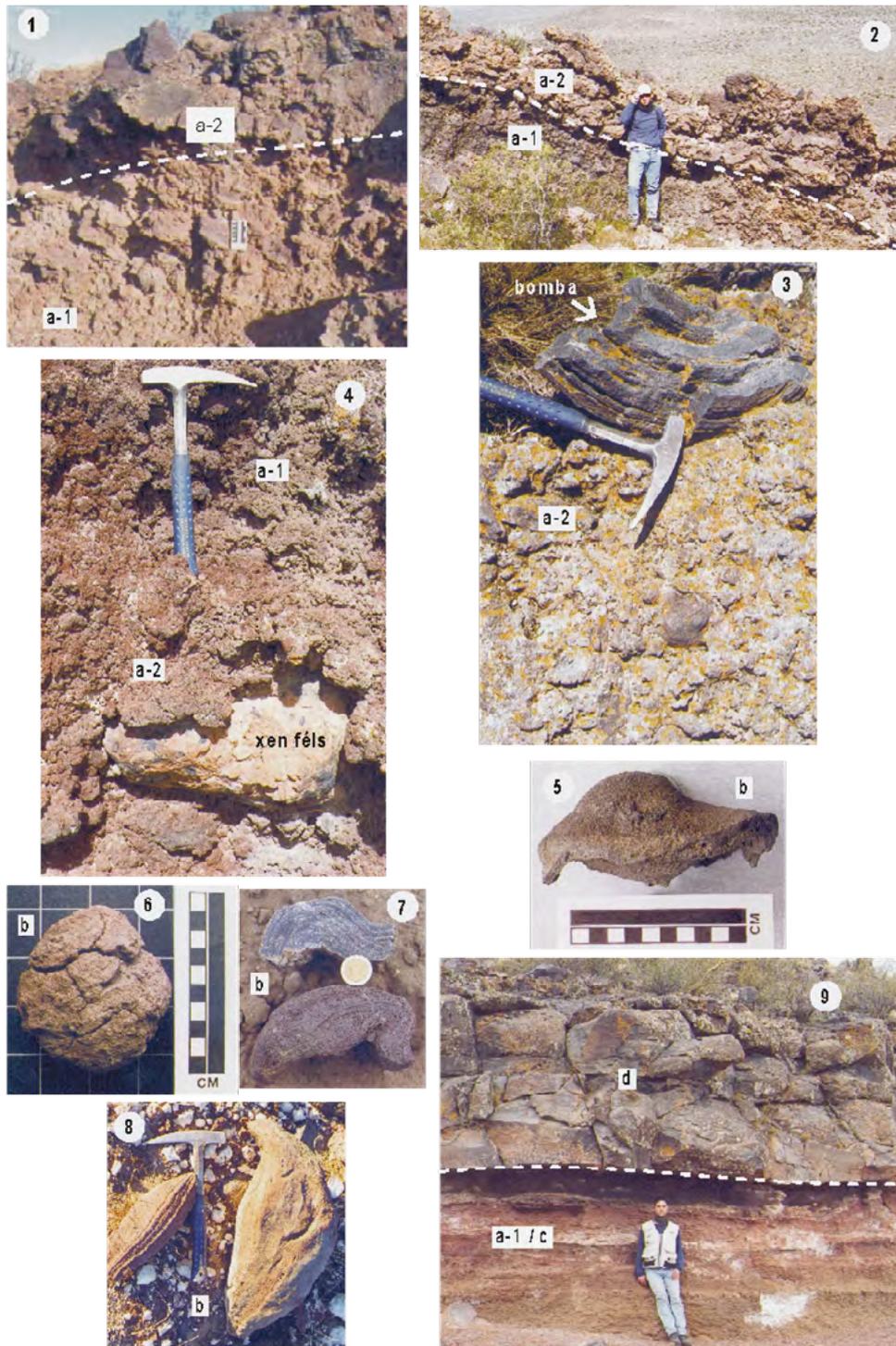


Figura 2.22. Fotografías de las litofacies volcánicas identificadas en volcanes de la zona limítrofe de Mendoza-La Pampa: 1) contacto entre las litofacies a-1 y a-2 en el cerro Agua Poca, nótese la mayor erosión en el nivel inferior debido al escaso soldamiento; 2) litofacies a-1 y a-2 en el cerro El Águila; 3) litofacies a-2 en el cerro La Negra: se marca una bomba contenida en el aglomerado; 4) litofacies a-1 y a-2 en el cerro La Blanca; fotos 5 a 8 litofacies b; 5) bomba con proyecciones discoidales; 6) bomba esferoidal con estrías en la corteza; 7) bomba en cintas replegada, con zonación vesicular; 8) bombas fusiformes bipolares con estrías longitudinales; 9) colada de lava (litofacies d) sobre intercalaciones de capas de aglomerado (a-1) y ceniza (litofacies c) en el cerro Morado 3. En las fotos 1, 2 y 9, se marcan los contactos con una línea de trazos blanca. Fuente: Bertotto (2003).

Evolución volcanológica

Como se indicó previamente, los volcanes pueden ser divididos en monogenéticos y poligenéticos, dependiendo de si son construidos por los productos generados en una erupción o si son los resultantes de varias erupciones. Los volcanes monogenéticos generalmente están compuestos por un único tipo de magma y, en la mayoría de los casos, tienen solo un conducto por donde asciende este. En cambio, los volcanes poligenéticos involucran un complejo sistema de conductos de ascenso de magma y múltiples aberturas de salida o centros eruptivos adventicios. Además, es común que en la construcción de estos volcanes participe más de un tipo de magma.

Los volcanes aquí presentados fueron definidos como monogenéticos por la homogeneidad del magma eruptado en cada uno de ellos y por las características simples de sus bocas de emisión. Además, no existen indicios de erosión ni de formación de suelo entre sus unidades, es decir, el tiempo transcurrido entre cada pulso eruptivo fue muy corto.

Generación de los depósitos

La clásica fuente de lava hawaiana consiste de tres partes: a) la interna o central, con alta densidad de clastos muy calientes, la mayoría de los cuales caen dentro del cono que rodea a la boca de emisión y se acumulan contribuyendo a la formación del lago de lava central; b) la parte intermedia de la fuente, portadora de piroclastos calientes que pueden caer sobre el borde del cono y formar una colada de lava o permanecer sobre el tope del volcán como un depósito soldado; y c) el sector externo de la fuente de lava, compuesto por piroclastos que, durante el vuelo, se enfrían lo suficiente como para comportarse de forma frágil al llegar al suelo (Figura 2.23).

Las geoformas que resultan a partir de actividad de fuentes de lava hawaiana típicamente tienen un núcleo consistente de un cono de aglomerado muy soldado. Por encima del núcleo, hay un cono de aglomerado poco soldado consistente de lava interestratificada y depósitos piroclásticos.

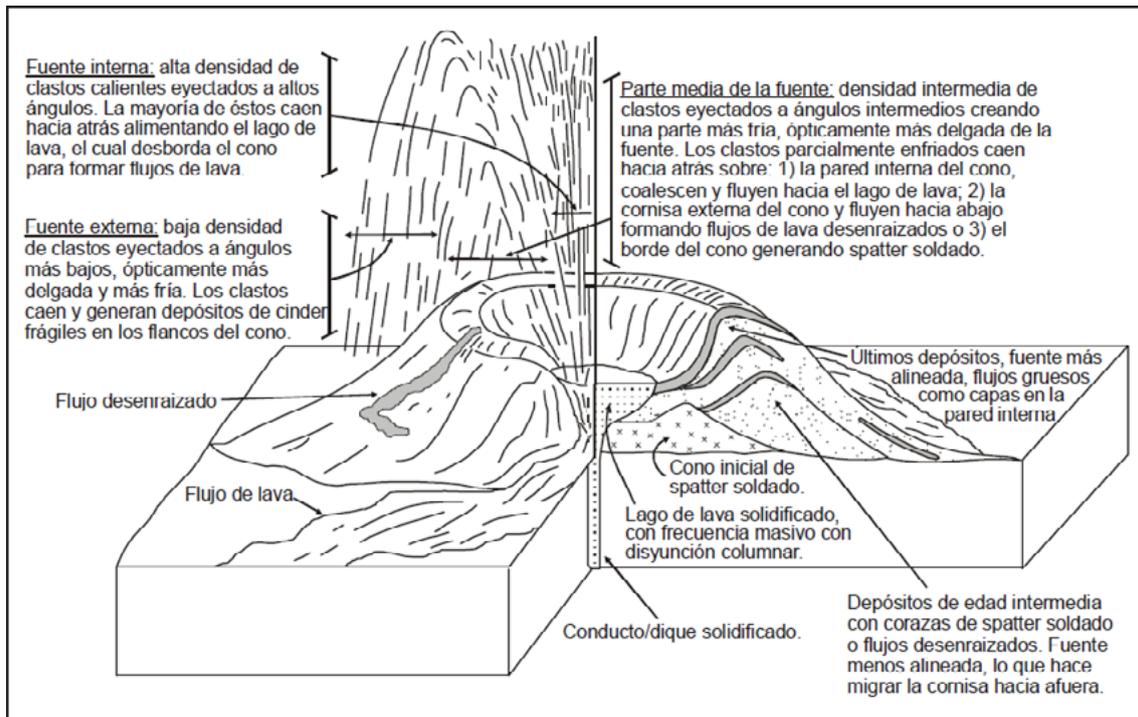


Figura 2.23. Estructura dinámica y rasgos resultantes de una fuente de lava (piroclástica) con sus depósitos y morfologías posteruptivas Fuente: Bertotto (2003) según Head y Wilson (1989).

Fases eruptivas

Basándose en observaciones de volcanes activos, se puede establecer una secuencia eruptiva de los volcanes de la zona limítrofe La Pampa-Mendoza, descrita a continuación.

- Fase eruptiva inicial: comprende el conjunto de primeros pulsos, se infiere que existieron varios pulsos por las estratificaciones groseras de estos depósitos. Durante esta fase se depositaron aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento (litofacies a-2) (Figuras 2.22, 2.24). Para la formación de los aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento, podría postularse que la matriz cayó desde sectores medios de una fuente de lava de tipo hawaiana (Figura 2.23). Por su parte, los piroclastos se depositaron desde zonas un poco más elevadas, lo cual les permitió enfriarse más durante el vuelo e impidió que perdieran su forma al caer. De todos modos, tanto la matriz como los piroclastos pudieron soldarse fuertemente por haber caído simultáneamente. Este soldamiento indica alta temperatura, pero no lo suficientemente alta como para que los piroclastos pierdan su identidad.
- Fase eruptiva media o principal: está compuesta por el conjunto de pulsos responsables de los depósitos de mayor volumen, que conforman sucesiones de capas de aglomerados (Figura 2.24). Los niveles de bajo soldamiento habrían sido depositados a partir del sector externo de una fuente de lava hawaiana (Figura 2.23) y los depósitos de alto soldamiento se habrían originado a partir de sectores medios de una fuente de lava (Figura. 2.23).

- Fase eruptiva final: comprende el conjunto de pulsos finales que generó coladas de lava, depósitos de aglomerados y bombas aisladas sin soldar. Esto podría deberse a que hacia el final de la erupción aumentó la relación magma/gas, con lo cual el ascenso y salida de magma fue menos explosivo, generándose los depósitos nombrados (Figura 2.24).

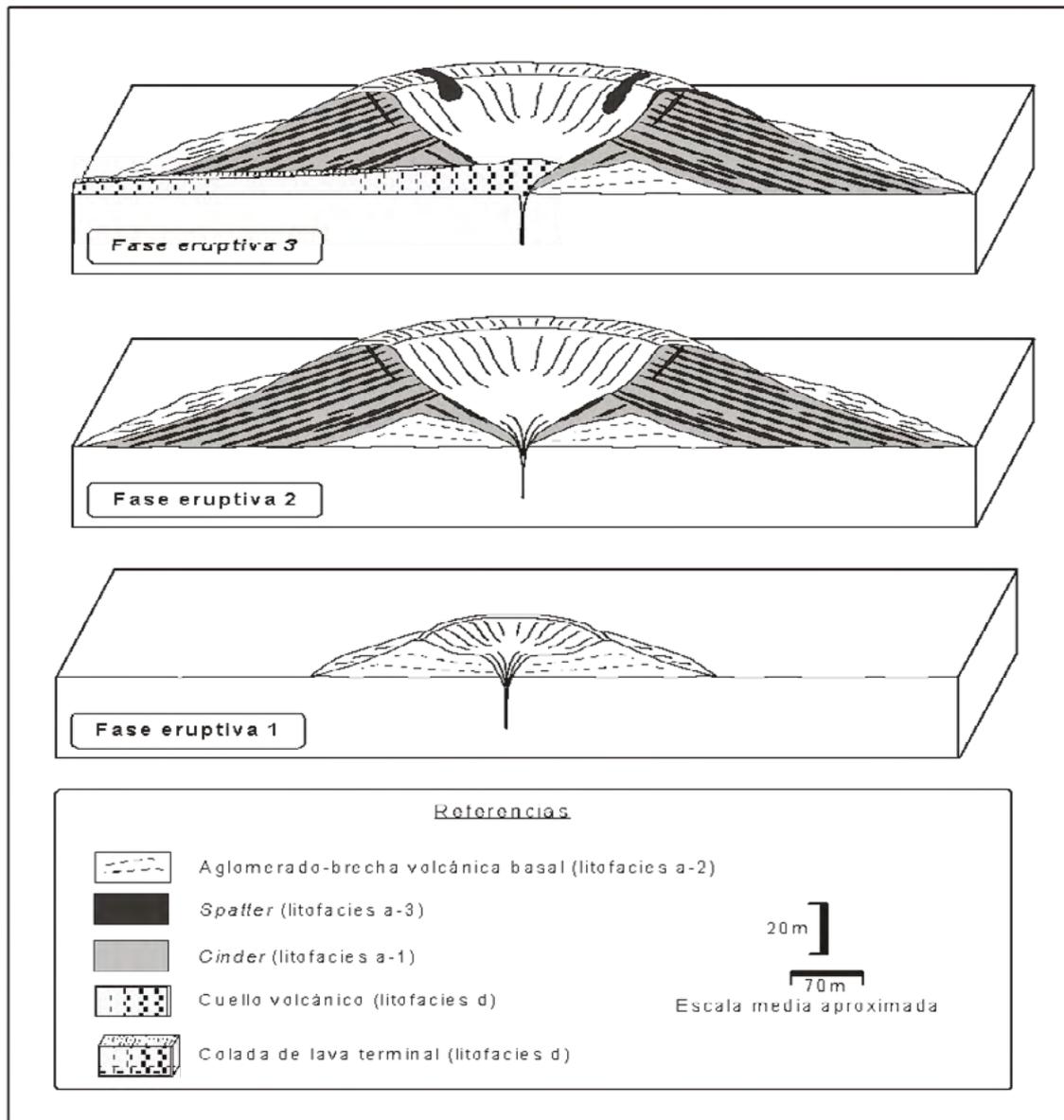


Figura 2.24. Diagramas bloque de los depósitos generados a partir de las fases eruptivas inferidas. Fuente: Bertotto (2003).

Consideraciones respecto a los estilos eruptivos hawaiano y estromboliano

Las erupciones hawaianas se caracterizan por lavas basálticas altamente fluidales y de bajo contenido gaseoso. Generan flujos de lava y, en menor medida, piroclastos. Los flujos de lava pueden viajar gran cantidad de kilómetros desde la boca de salida

y se superponen para formar volcanes escudo acompañados por pequeños conos de piroclastos. El material piroclástico ocurre en tamaños que van desde lapilli a bombas. Los depósitos piroclásticos son de reducido volumen y extensión areal y tienen escasa participación de fragmentos de grano fino.

Las erupciones estrombolianas están caracterizadas por explosiones discretas, separadas por períodos de quietud de menos de un segundo a varias horas, que ocurren en una columna de magma cerca de la superficie. Los piroclastos consisten en bombas, lapilli escoriáceo y ceniza.

Los depósitos de las erupciones estrombolianas difieren de los producidos por las hawaianas, principalmente, en la mayor dispersión de los piroclastos y en la abundancia de material de tamaño fino. Asimismo, la actividad hawaiana produce una alta proporción de salpicadura de lava soldada debido al mecanismo denominado “fuente o surtidor de lava”, generando edificios volcánicos relativamente pequeños con piroclastos íntimamente soldados.

La distinción entre erupciones hawaianas y estrombolianas no es simple, además, muchos volcanes basálticos, en el curso de su actividad, han variado de un estilo a otro. Por ejemplo, la erupción de 1973 del volcán Heimaey, en Islandia, comenzó con actividad del tipo hawaiano a través de emanaciones de lava a lo largo de una fisura de 1,5 km de largo. Posteriormente, la actividad se centralizó y cambió a estromboliana, construyendo un edificio volcánico de 200 m de alto a partir del cual la lava continuó fluyendo.

La transición del estilo hawaiano al estromboliano es principalmente dependiente de la velocidad de ascenso de magma, así como, en las erupciones hawaianas, el “estilo transicional” involucra una mezcla gas-magma que se ha fragmentado antes de alcanzar la superficie y la cual, en consecuencia, genera una fuente de lava de altura menor que la del estilo hawaiano. Además, a bajas velocidades, la presencia de grandes burbujas de gas moviéndose en el magma hace que la fuente de lava sea inestable, con la altura fluctuando alrededor de un valor medio.

Un cono de escoria formado por erupciones estrombolianas está compuesto por clastos sueltos no soldados, ya que la mayoría están solidificados al caer debido a que la relación gas/lava es alta en este tipo de erupciones, permitiendo que el calor se disipe rápidamente. Los piroclastos de escoria de la mayoría de los volcanes de Payunia incluidos aquí tienen cierto grado de soldamiento, lo cual permite inferir que no estaban completamente fríos al momento de caer y que se depositaron a partir de los sectores externos de una fuente de lava hawaiana.



Propuesta de actividad para el aula

Actividad N° 5 “Volcanismo en nuestra provincia: lo que los escenarios geológicos nos relatan”	
Objetivos de aprendizaje	<ul style="list-style-type: none">• Identificar las principales características de los volcanes “basálticos”.• Relacionar la composición química, viscosidad y temperatura formativa de las coladas de lava, con su flujo y distancias relativas que estas recorren.• Reconocer y ubicar, temporal y geográficamente, las principales coladas de lava que ingresaron a nuestra provincia.• Vincular las coladas basálticas con los posibles campos volcánicos en los que se originaron.• Ubicar algunos centros eruptivos situados, actualmente, en nuestra provincia.• Comparar algunas erupciones actuales con las características del magmatismo basáltico de los volcanes y coladas en nuestra provincia.
Modalidad de trabajo áulico sugerida	<ul style="list-style-type: none">• Individual para la resolución de las consignas A y D.• Grupal para las consignas B, C, E y F.



Propuesta de consignas para el desarrollo de la actividad:

A. Respondemos las siguientes preguntas:

1. ¿Cuáles son los parámetros, que usan los vulcanólogos, para determinar las características de una colada de lava (o flujos lávicos)?
2. ¿De qué forma la viscosidad y la temperatura de enfriamiento determinan la longitud del recorrido de una colada de lava?
3. ¿Cuáles son las características químicas que determinan la densidad y viscosidad del magma?
4. ¿Por qué, cuando una colada de lava es extensa, los vulcanólogos piensan en que se trata de una colada tipo “basáltica”?
5. ¿Cuáles son las “edades” en las que se habrían originado las coladas de lavas basálticas que, actualmente, se identifican en nuestra provincia? ¿A qué períodos geológicos corresponderían?
6. ¿Desde qué “gran campo magmático (provincia magmática)” provienen las coladas basálticas que ingresaron a nuestra provincia? Ubicá,

geográficamente, esta zona y el área en la que se encuentran dichas coladas en La Pampa.

7. ¿Cuál es la “orientación cardinal” general del recorrido de las coladas lávicas que ingresan a La Pampa? Proponé una posible hipótesis al respecto.

B. Observen, detenidamente, la información que brinda la Figura 2.9 y respondan:

1. ¿Cuál sería la colada que recorrió mayor distancia? ¿Cuál sería el “campo volcánico” que la originó?
2. ¿Cuál es la colada lávica que llega hasta lo que hoy es la localidad de Puelén en nuestra provincia? ¿En qué “campo volcánico” se habría originado dicha colada?
3. ¿Cuál sería la colada que se ubica enteramente en nuestra provincia?
4. ¿De qué campo volcánico provendrían las coladas que son atravesadas, actualmente, por el río Colorado?

C. Observen, detenidamente, la información que brinda la Tabla 2.1 y respondan:

1. ¿Cuál sería la colada más “antigua”? ¿De qué campo volcánico procedería?
2. ¿Cuál sería la colada más “joven”? ¿De qué campo volcánico procedería?
3. ¿Cuál sería la colada que ocupó mayor superficie? ¿De qué campo volcánico procedería?

D. Respondemos las siguientes preguntas:

1. ¿Qué características comunes presentan las coladas lávicas, en su estructura interna, al hacer un corte transversal de estas?
2. ¿Por qué las cortezas de las coladas presentan “vesículas”?
3. Las coladas de lava que alcanzaron el oeste pampeano se desplazaron siguiendo un mecanismo denominado “inflación”, entonces:
 - a) ¿Qué características tiene ese mecanismo?
 - b) ¿Qué relación puede establecerse entre este mecanismo y el mayor o menor recorrido del flujo lávico?
 - c) ¿Qué relación podría establecerse entre este mecanismo de flujo de las coladas y la formación de cavernas?
 - d) ¿Cuáles son los túneles/cavernas que se han encontrado en nuestra provincia y en qué coladas se encuentran? Ubícalas geográficamente.

- E. En nuestra provincia, se encuentran algunos cerros basálticos que se los ha identificado como antiguos centros eruptivos/volcanes:
1. Nombren algunos de estos cerros que se hallan en la “zona norte”.
 2. Ubiquen, geográficamente, el cerro/volcán “Agua de Torres”. Informen su altura (m s. n. m.) y grado de erosión (comparativa con otros cerros).
 3. ¿Cuáles son los indicadores que se usan para estimar las edades de estos volcanes y sus coladas de lava? ¿Cuáles son las antigüedades relativas en las que hicieron erupción algunos de estos volcanes?
 4. Estos volcanes, cuando estaban activos, ¿tenían erupciones muy explosivas como los actuales de los Andes o eran similares a los de Hawái/Islandia? Fundamenten.
 5. ¿A qué puede deberse que algunos piroclastos tamaño bomba que se encuentran en estos volcanes tengan formas “retorcidas”?
- F. Busquen información sobre la erupción del Volcán Kilauea del 30/09/2021 y respondan las preguntas al respecto. (Nota: citen las fuentes que usaron)
1. ¿A qué categoría de volcán (Hawaiano, Stromboliano o Pliniano) podría corresponder?
 2. ¿Qué tipo de rocas extrusivas (volcánicas) produciría?
 3. ¿Qué tipo de rocas intrusivas (plutónicas) produciría?
 4. ¿Cuál sería su nivel de “explosividad” relativo (bajo, medio o alto)?
 5. ¿Qué tipo de lavas produciría (básicas, básicas-ácidas o ácidas)?
 6. Fundamenten la siguiente afirmación: “Este tipo de volcán puede servir para imaginarnos cómo podría haber sido el vulcanismo en la zona de La Pampa, hace unos 300.000 años”...

Capítulo 3

Volcanismo explosivo en La Pampa

3

3.1. Introducción

El interior de la corteza terrestre puede hospedar parcelas de roca fundida, las cuales se conocen como cámaras magmáticas. Como vimos anteriormente, este material fundido, llamado magma, durante las erupciones, puede ascender y solidificarse en superficie formando parte de domos, coladas de lava, flujos piroclásticos o piroclastos de caída. Con frecuencia, este magma es rico en diversos tipos de gases en solución, principalmente vapor de agua y dióxido de carbono, los cuales permanecen disueltos en el magma, como consecuencia de las altas presiones a las que se encuentra sometido en profundidad. Del mismo modo en el que una bebida gasificada y agitada expulsa el líquido contenido en ella luego de quitar la tapa del envase que la contiene, un magma experimenta un proceso similar al descomprimirse a medida que se acerca a la superficie. Los gases disueltos se escapan y forman burbujas en el interior del fundido. Si las paredes de estas burbujas resisten la presión a medida que estas aumentan de tamaño, el magma alcanzará la superficie y será expulsado “tranquilamente” como una colada de lava que, al solidificarse, preservará estas burbujas como un rasgo textural denominado vesículas. Por otro lado, si la presión interna de las burbujas es tan alta que rompe las paredes de magma que las separan, se producirá una erupción volcánica explosiva y el magma sufrirá un proceso denominado fragmentación. Este último mecanismo convierte al cuerpo de magma en una suspensión constituida por gases, cristales rotos, fragmentos de vidrio volcánico, denominados pómez o escoria, en conjunto con trozos de rocas arrancadas de las paredes del volcán como producto de la violencia de la erupción. Esta mezcla es expulsada por encima del cráter del volcán y forma lo que se conoce como columna o pluma eruptiva, la cual puede alcanzar alturas de hasta 40 kilómetros o más durante las erupciones plinianas. Parte del material no puede ser sostenido o levantado por la columna eruptiva, por lo que colapsa, produciendo flujos piroclásticos que se deslizan por las laderas del edificio volcánico o por el interior de calderas (Figuras 3.1, 3.2). Estos flujos poseen una baja viscosidad y una gran movilidad como resultado de su alto contenido en gases y elevada temperatura (entre 500 y 600 °C). Al llegar al pie del volcán, estos flujos se dispersan y forman extensas mesetas. El producto final del depósito y enfriamiento de un flujo piroclástico se denomina ignimbrita. Las ignimbritas están asociadas a erupciones explosivas y a magmas intermedios a ácidos que dan origen a riolitas y dacitas, generalmente.





Figura 3.1. A) Colapso de una columna eruptiva y estadio inicial de un flujo piroclástico, Anak Krakatoa, 2010; B) frente de un flujo piroclástico, Anak Krakatoa, 2010; C) Flujos piroclásticos descendiendo por las laderas de los volcanes Mayon, Filipinas, en 1984 (C) y Santa Helena, EE. UU., en 1980 (D). Fuente: A y B, fotos de Arnold Binas <https://www.flickr.com/photos/hshdude/5468108858/in/album-72157625548473514/> y <https://www.flickr.com/photos/hshdude/5467512115/in/album-72157625548473514/>; C: http://volcanoes.usgs.gov/lmgs/Jpg/Mayon/32923351-020_caption.html, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=246427>; D: <https://www.sciencebase.gov/catalog/item/51dd9568e4b0f72b4471d25b>

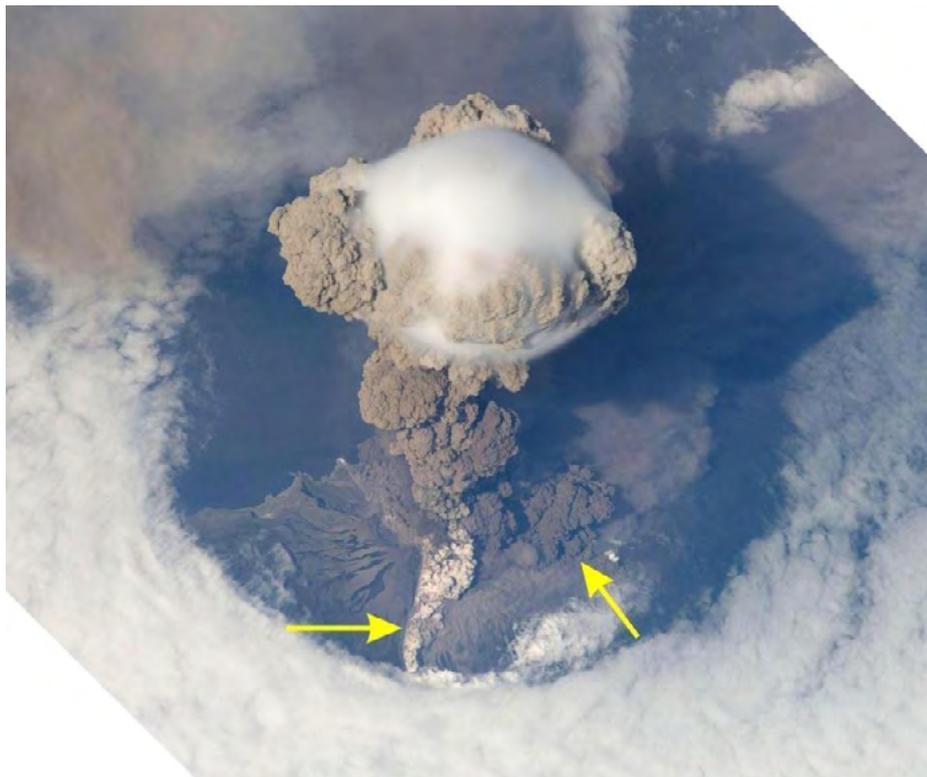


Figura 3.2: Erupción Pliniana del volcán Sarychev en las islas Kuriles (Rusia), al norte de Japón, en 2009. Alrededor de la columna eruptiva, no hay nubes debido a que fueron desplazadas por la onda expansiva de la erupción. Se indican con flechas dos probables flujos piroclásticos descendiendo por una ladera del volcán. Imagen tomada desde la estación espacial internacional. Fuente: NASA <https://www.flickr.com/photos/gsfsc/3660169591/>

En la provincia de La Pampa, los afloramientos de rocas relacionadas con volcanismo explosivo se encuentran mayormente distribuidos en una franja oblicua de orientación noroeste-sureste, que se extiende aproximadamente entre las localidades de La Humada y Algarrobo del Águila hasta la desembocadura del río Curacó en el río Colorado (Figura 3.3). Estas rocas volcánicas y plutónicas pertenecen a una extensa actividad magmática, la cual tuvo su mayor expresión entre los 280 y 240 millones de años correspondientes a los períodos Pérmico y Triásico. Las rocas generadas durante esta actividad se encuentran distribuidas a lo largo de sectores que se ubican desde la provincia de La Rioja hasta Río Negro y fueron incluidos dentro de una extensa unidad magmática denominada Grupo Choiyoi. En La Pampa, las rocas del Grupo Choiyoi fueron agrupadas en tres unidades geológicas denominadas Formación Zúñiga, Formación El Centinela y Formación Choique Mahuida (Lambías, 2001; Linares *et al.*, 1980; Melchor y Llambías, 2004).

La Formación Zúñiga fue definida a partir de afloramientos próximos al puesto Zúñiga y está dominada por rocas graníticas. Estos se sitúan al noroeste de la localidad de Algarrobo del Águila, entre el cauce del río Atuel y la denominada Planicie Pedemontana de Chicalcó, Chos Malal (Figura 3.4) y en varios afloramientos localizados desde General Acha hasta el sur de Puelches (Figura 3.3). Se planteó que las rocas de la zona de Algarrobo del Águila podrían corresponder a la parte superior de una cámara magmática relacionada con un volcán actualmente erosionado (Espejo y Silva Nieto, 1996; Melchor y Llambías, 2004; Silva Nieto *et al.*, 2016).

La Formación El Centinela incluye rocas volcánicas de tipo andesíticas que fueron emitidas en forma de coladas de lava y también como flujos piroclásticos y domos. Se observan al sur de Algarrobo del Águila con importantes afloramientos en el cerro El Centinela, Lomas de Olguín y en la zona de Puelches (en las proximidades de Lihué Calel). Los dos primeros afloramientos comprenden elevaciones de no más de 150 m de altura y abarcan la región norte y centro del departamento Chical Co (Espejo y Silva Nieto, 1996; Linares *et al.*, 1980; Melchor y Llambías, 2004; Silva Nieto *et al.*, 2016).

La Formación Choique Mahuida está compuesta por coladas de lava y flujos de ignimbritas riolíticas y son las que ocupan la mayor superficie en La Pampa. Se encuentran en varias elevaciones localizadas en el valle de los ríos Atuel, Salado y Chadileuvú, como el cerro Colón, el cerro de Las Piletas, el cerro Choique Mahuida (Figura 3.5) y la sierra de Choique Mahuida, aunque las rocas que mejor representan a esta última unidad corresponden a aquellas que integran la Sierra de Lihué Calel (Figuras 3.3 y 3.6).

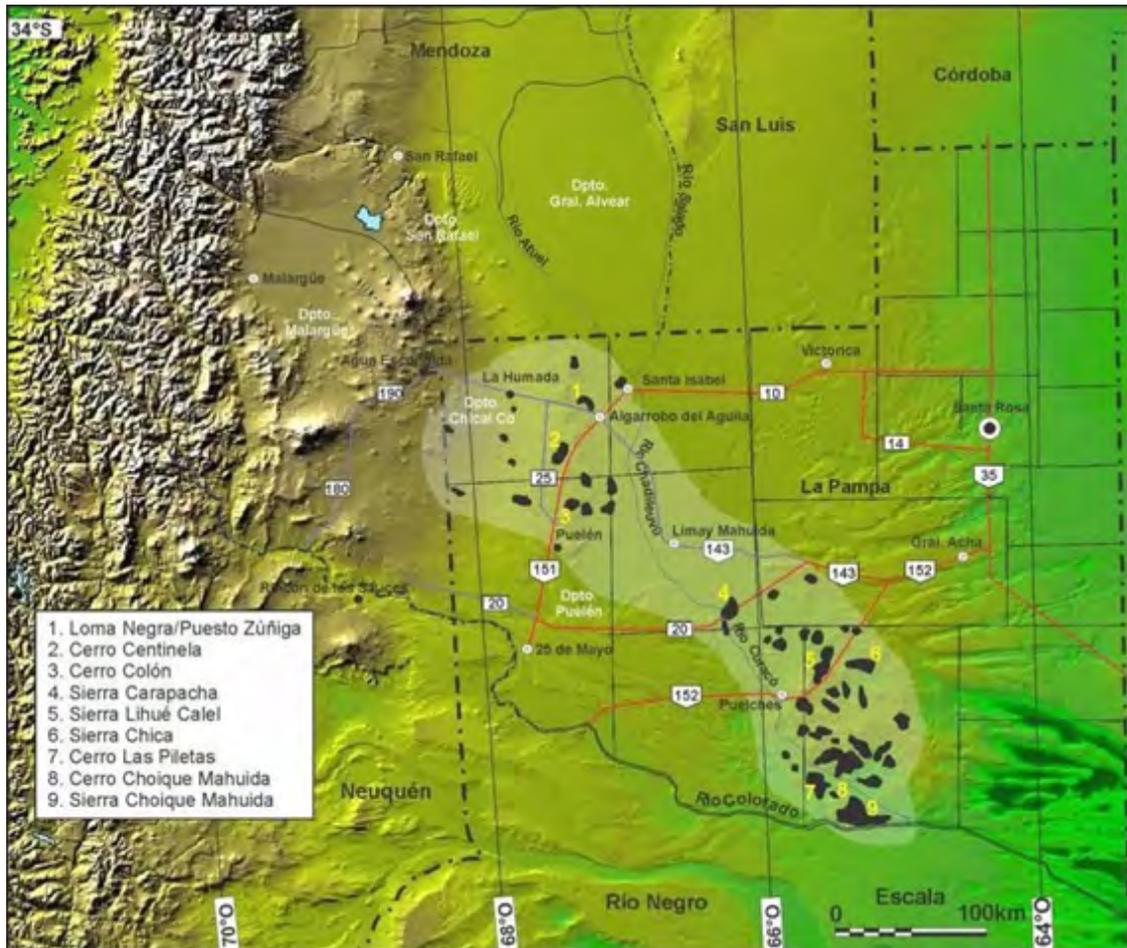


Figura 3.3. Principales afloramientos de rocas pertenecientes al volcanismo explosivo del Pérmico-Triásico en La Pampa. Fuente: elaboración de M. I. Bernardi con base en Linares *et al.* (1980) y Llambías y Sato (2011) sobre imagen de radar de https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/southAmerica_sp.htm





Figura 3.4. Afloramientos de granitos en Chos Malal. Fuente: G. W. Bertotto.



Figura 3.5. Cerro Choique Mahuida, afloramiento de riolitas del magmatismo Choiyoi (Espejo y Silva Nieto, 1996) en el centro-sur de La Pampa. Fuente: Fotografía de Martín E. Buss Jacob.

3.2. Descripción de algunas localidades con rocas producto de volcanismo explosivo en La Pampa

Lihué Calel

La sierra de Lihué Calel se ubica en el sector centro-sur de la provincia de La Pampa y exhibe alturas máximas de hasta 590 metros sobre el nivel del mar, constituyendo el rasgo topográfico de mayor altura de la provincia (e.g. Llambías, 2008). Estos afloramientos representan los remanentes de uno de los tantos volcanes que formaron parte del magmatismo Choiyoi. Las rocas que forman la sierra fueron definidas como extensos niveles de ignimbritas que alcanzan al menos 950 m de espesor (Sruoga y Llambías, 1992) y que fueron depositados hace aproximadamente doscientos cuarenta millones de años (Linares *et al.*, 1980; Rapela *et al.*, 1996).



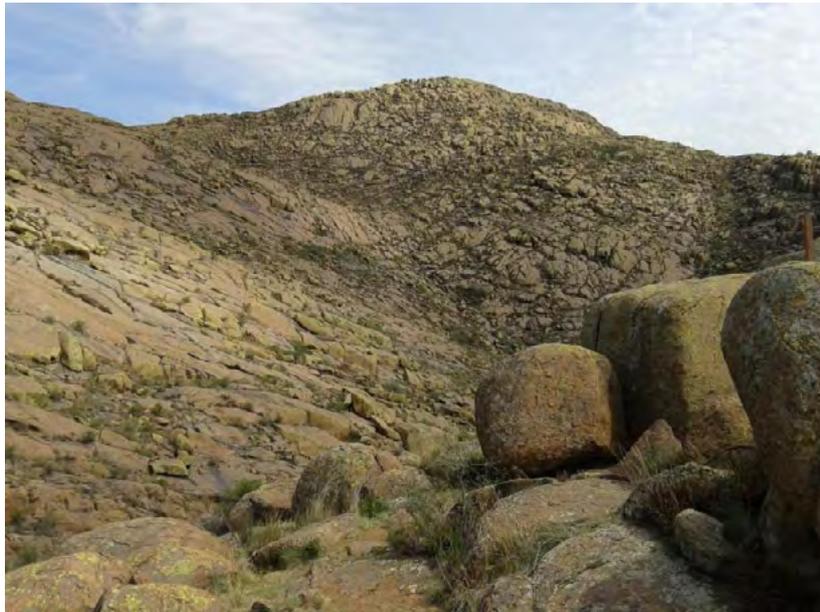


Figura 3.6. Aspecto general del sector sur de la sierra de Lihué Calel. Los rasgos erosivos como formación de bloques y “descascaramiento” de la superficie de estos son similares a los de las rocas graníticas de Chos Malal (Figura 3.4). Fuente: Fotografías de G. W. Bertotto.

Cerro Colón

El Cerro Colón se localiza en el oeste de La Pampa a los $36^{\circ}56'$ latitud sur y $67^{\circ}21'$ longitud oeste. Lo componen, principalmente, depósitos de ignimbritas muy soldadas (flujos piroclásticos) y, en menor medida, capas de piroclastos de grano fino también muy soldados (Figura 3.7). La sucesión tiene un espesor de al menos 150 metros (Llambías *et al.*, 2003; Melchor y Llambías, 2004). Las rocas son mayormente riolitas y la edad del volcanismo que las originó está entre 237 y 266 millones de años, según análisis geoquímicos isotópicos (Linares *et al.*, 1980; Barrionuevo *et al.*, 2013). Debido a su gran tenacidad, estas rocas son útiles con fines ornamentales según un estudio realizado por Buss Jacob (2007).



Figura 3.7. A) Cerro Colón. B y C) Cerro Colón, aspecto de dos sectores donde afloran rocas formadas por depósitos de piroclastos finos de caída (izquierda) y por flujos piroclásticos (derecha). Fuente: Buss Jacob (2007).

3.3. Tipos de erupciones formadoras de Choiyoi

Un proceso eruptivo está controlado por características propias del magma que alcanza la superficie, tales como su composición química, temperatura y contenido en gases, los cuales condicionan su viscosidad. Esta última no solo depende de la temperatura, sino también de la proporción de sílice. Cuando una erupción es de muy baja a nula explosividad, uno de los productos más comunes son las coladas de lava. El estilo eruptivo que favorece la emisión de flujos lávicos se denomina hawaiano. El estilo estromboliano es muy parecido al anterior, pero con una mayor fragmentación del magma. Estos dos estilos son manifestaciones de baja explosividad en magmas básicos; en el otro extremo, están las erupciones plinianas. Estas son muy explosivas y típicas de magmas ácidos a intermedios. Las erupciones plinianas son a conducto abierto, la enorme expansión que sufre entonces el magma, unido al brusco descenso de presión cuando se alcanza la superficie, desencadenan una columna eruptiva en forma de hongo y con altas velocidades constituida por

gases y piroclastos que puede alcanzar alturas de más de 40 km (Figura 3.2). A partir de estas columnas, los piroclastos van cayendo a modo de lluvia, formando extensos mantos piroclásticos que recubren la topografía previa o, en determinadas condiciones, estas columnas pueden colapsar en su parte basal formando flujos piroclásticos dirigidos que viajan a ras del suelo a altas velocidades (superiores a 100 km/h) (Llambías, 2008) (Figuras 3.1, 3.2). Asociadas a grandes descargas de magma por erupciones plinianas, están las calderas, las cuales, como se vio con antelación, se forman principalmente por colapso de la parte superior de un edificio volcánico.

En el caso de Lihué Calel, el estudio de sus rocas reveló que la actividad y posterior colapso de este edificio volcánico devino en la formación de una caldera de unos 1.000 metros de profundidad, que continuó emitiendo material piroclástico. Estos flujos se depositaron dentro de la caldera y formaron estos niveles ignimbríticos de gran espesor (Figura 3.8) (Llambías, 2008b), lo cual conllevó a un importante soldamiento que les otorgó a estas rocas características similares a las de los granitos, cuyo lento enfriamiento y cristalización se produce en el interior de la corteza. Por esta razón, también, es que las rocas de Lihué Calel tienen características erosivas similares a granitos (Aguilera *et al.*, 2014), por ejemplo, los de Chos Malal (Figura 3.4), también pertenecientes al magmatismo Choiyoi.

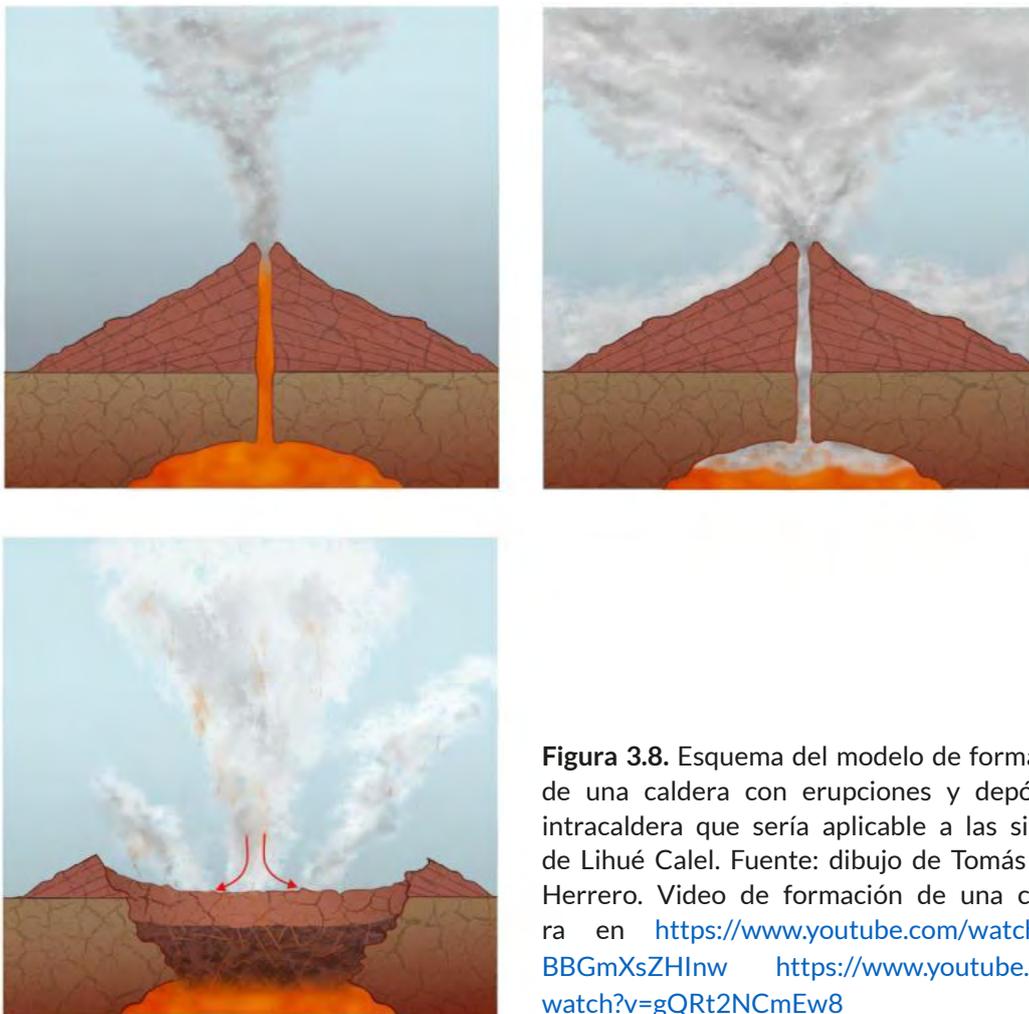


Figura 3.8. Esquema del modelo de formación de una caldera con erupciones y depósitos intracaldera que sería aplicable a las sierras de Lihué Calel. Fuente: dibujo de Tomás Díaz Herrero. Video de formación de una caldera en <https://www.youtube.com/watch?v=-BBGmXsZHlnw> <https://www.youtube.com/watch?v=gQRt2NCmEw8>

3.4. Caída de cenizas en La Pampa

En algún momento de la historia geológica de cualquier sector de la superficie terrestre, es muy probable que haya caído ceniza volcánica proveniente de una erupción de alta explosividad. En la cordillera de los Andes, existe gran cantidad de volcanes que han tenido erupciones explosivas, las cuales han producido columnas eruptivas lo suficientemente altas como para que el viento disperse las cenizas. Debido a que la dirección predominante de los vientos es del oeste, es frecuente que haya caída de cenizas en Argentina. En el caso de La Pampa, las últimas caídas de cenizas corresponden a erupciones subplinianas de volcanes situados en Chile (Calbuco y Puyehue-Cordón Caulle) (Figura 3.8). Sin embargo, una situación muy recordada es la ocurrida en el año 1932, luego de la erupción del volcán Quizapu en la zona limítrofe entre Argentina y Chile, a la latitud del norte de La Pampa. Las cenizas caídas en la zona norte de La Pampa y en particular en General Pico y alrededores fueron de gran importancia para la localidad por las dificultades generadas (Figura 3.9). Hoy en día, estas cenizas están cubiertas por una delgada capa de suelo o sedimentos.

Otros ejemplos se presentan en los médanos cercanos a la ciudad de Toay, donde es común observar una capa de color gris-blancuecina constituida por cenizas volcánicas. Como se vio previamente, estas cenizas son fragmentos de magma enfriados rápidamente durante la erupción con aristas agudas, lo que les confiere propiedades abrasivas (Figura 3.10). Esto llevó a que este material fuera usado por pobladores de Toay, en décadas pasadas, como elemento de limpieza o “puloil”.

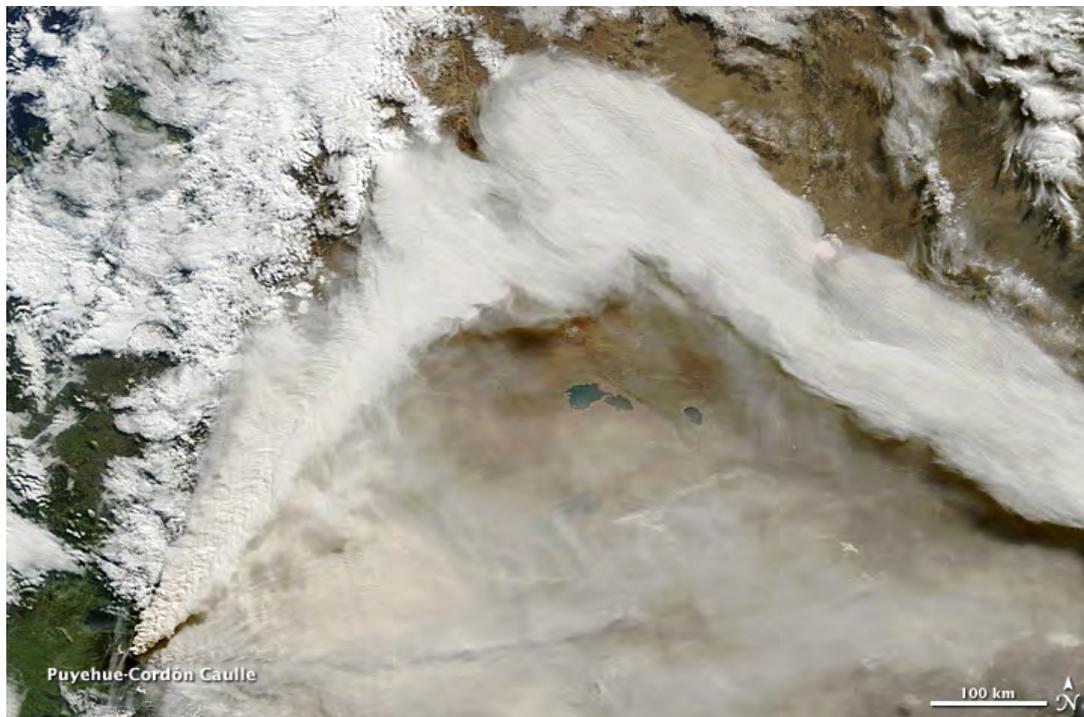


Figura 3.8 . Caída de ceniza en varias provincias de Argentina, incluyendo La Pampa, por migración al noroeste de la pluma eruptiva del Puyehue en 2011. Fuente: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/50858/eruption-of-puyehue-cordon-caulle>



Figura 3.9: Imágenes de la Colección Filippini de la ceniza caída en General Pico en 1932 y trabajos de limpieza. Fuente <https://fototecabernardograff.wordpress.com/>

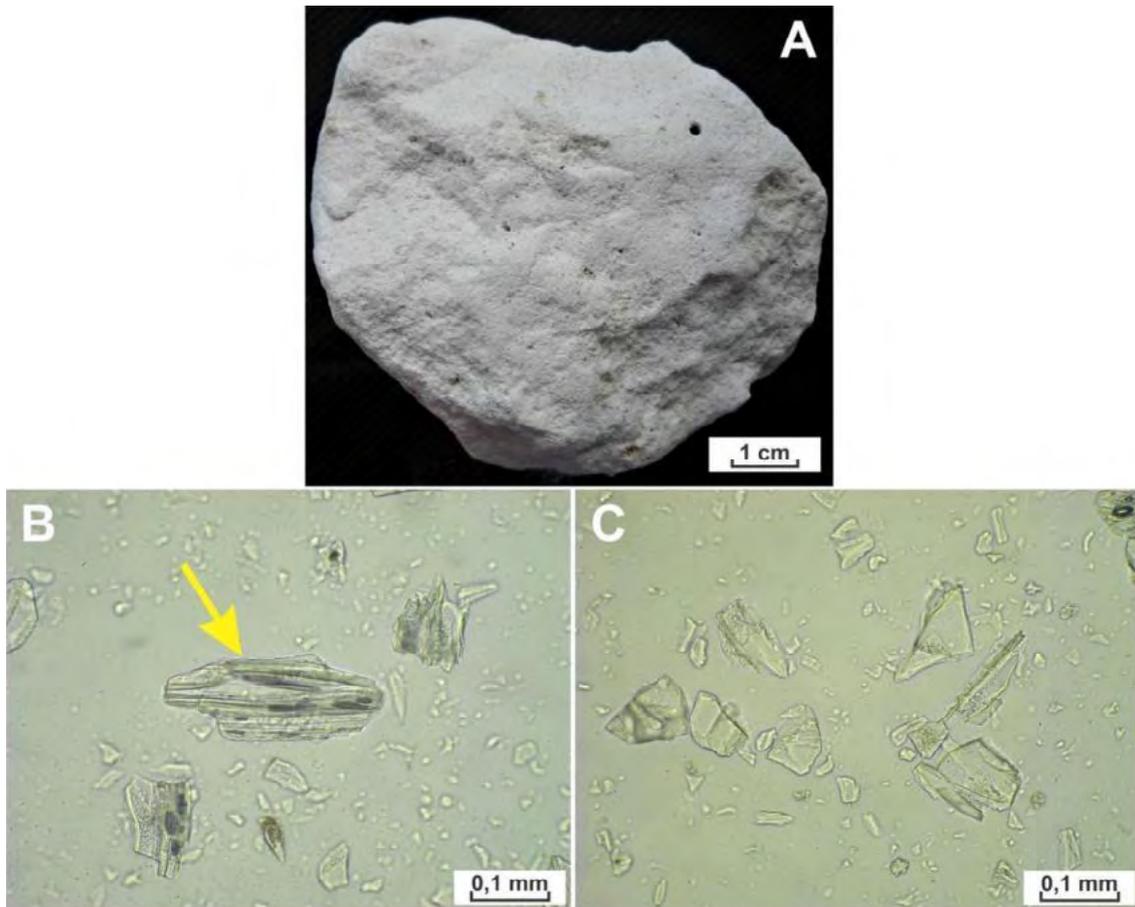


Figura 3.10: Cenizas de los médanos de Toay. A) Trozo extraído de la capa aflorante; B y C) Imágenes tomadas con microscopio óptico a luz natural, se observan, mayormente, fragmentos de vidrio volcánico y pequeñas pómez (flecha). Fuente. Fotografías de G. W. Bertotto.



Propuesta de actividad para el aula

Actividad N° 6 “Cuando había volcanes muy explosivos en nuestra provincia: un viaje en el tiempo para conocerlos”	
Objetivos de aprendizaje	<ul style="list-style-type: none"> • Identificar las principales características de los volcanes “riolíticos”. • Comparar las coladas y rocas ígneas de los volcanes “basálticos” con los “riolíticos”. • Reconocer y ubicar, temporal y geográficamente, la unidad magmática que influyó en nuestra provincia, situando algunos de sus afloramientos. • Reconocer, en el afloramiento de Lihué Calel, las características de un proceso volcánico “explosivo” en nuestra provincia.
Modalidad de trabajo áulico sugerida	<ul style="list-style-type: none"> • Individual para la resolución de la consigna A. • Grupal para las consignas B y C.



Propuesta de consignas para el desarrollo de la actividad:

A. Respondemos las siguientes preguntas:

1. ¿De qué forma el aumento de la presión de los gases contenidos en el magma genera “fragmentación”?
2. ¿Qué características tendrá la roca que se forma a partir de la expulsión del volcán y posterior enfriamiento de un magma fragmentado? Citá los nombres con los que se designan, en general, a este tipo de rocas volcánicas.
3. ¿Qué son las “ignimbritas”? ¿Por qué se forman solo en volcanes de explosividad alta o intermedia?
4. En la delimitación geográfica actual de nuestra provincia, se han encontrado numerosas evidencias de una unidad magmática denominada “Grupo Choiyoi”:
 - a) ¿En qué consiste esta “unidad magmática”?
 - b) ¿Cuál es su edad geológica relativa?
 - c) ¿Cuál era la ubicación del continente americano, en relación con los demás continentes, en el periodo geológico en que se generó esta unidad magmática?
 - d) Señalen, en un mapa de La Pampa de escala adecuada, la/s zona/s donde afloran rocas que fueron incluidas en el Grupo Choiyoi.
 - e) Algunos de esos afloramientos coinciden, posicionalmente, con las coladas basálticas que “ingresaron” en nuestra provincia —con una diferencia temporal importante—. Señalen, en un mapa (a escala adecuada), algunos sitios en nuestra provincia donde es posible encontrar rocas vinculadas con el volcanismo explosivo del grupo Choiyoi y rocas producidas en el volcanismo basáltico.



La siguiente consigna permite recuperar y fortalecer el análisis comparativo entre los dos tipos de volcanismo que se evidencian en nuestra provincia, a nivel de las rocas volcánicas que produjeron:

B. Considerando los dos tipos principales de rocas volcánicas, las basálticas y las riolíticas, aflorantes en La Pampa, completen el siguiente cuadro comparativo, colocando una **X** en la/s celda/s que corresponda/n en cada caso. Luego, justifiquen las características señaladas con #.

Nota: Consideren la posibilidad de que la misma característica pueda ser compartida por los dos tipos rocas o que no corresponda a ninguno:

CARACTERÍSTICAS DEL VOLCÁN, DEL MAGMA O DE LA ROCA	Rocas Volcánicas	
	Basalto	Riolita
Intrusiva (Plutónica) #		
Extrusiva (Volcánica)		
Menos del 52 % de SiO ₂		
Más del 65 % de SiO ₂		
Formada a partir de magmas ácidos		
Formada a partir de magmas básicos		
Frecuente en volcanes tipo Hawaianos		
Frecuente en volcanes tipo Plinianos		
Colores predominantemente oscuros		
Colores predominantemente claros		
Formada a partir de magmas extruidos a más de 900 °C		
Formada a partir de magmas extruidos a menos de 800 °C		
Típica del magmatismo en bordes de placas divergentes		
Típica del magmatismo en bordes de placas convergentes #		
Típica del magmatismo en las dorsales centro-oceánicas		
Formada a partir de magmas muy viscosos #		
Formada a partir de magmas poco viscosos		
Formada a partir de magmas muy explosivos		
Formada a partir de magmas poco explosivos		



Vamos a centrarnos en el análisis de los “Afloramientos de Lihué Calel”, como ejemplo de volcanismo “explosivo” en nuestra provincia. Para ello:

C. Resuelvan las siguientes consignas:

1. ¿A qué “unidad magmática” corresponde?
2. ¿Cuál sería su antigüedad geológica? ¿Qué diferencia temporal se puede establecer entre la edad de las rocas de Lihué Calel, con la de...:
 - a) ... la sierra de la Ventana?
 - b) ... las sierras de San Luis y Córdoba?
3. ¿Cuál es la altura actual de la geoforma (en m s. n. m.)? ¿Cómo se denomina el cerro de mayor altura dentro de las sierras?

4. La antigüedad de la formación ha “permitido” que los agentes erosivos desgasten de forma importante a las rocas volcánicas de esta. ¿Qué tipos de erosiones se observan en las rocas de las siguientes imágenes? (corresponden a Lihué Calel):



- a) ¿Qué indicios se pueden observar, en el paisaje y en las rocas, que permitan deducir que el proceso volcánico que lo originó fue de naturaleza “explosiva”?
- b) ¿Por qué, en el escenario de Lihué Calel, no es posible reconocer el edificio volcánico vinculado con la erupción que dio origen a las rocas que se visibilizan?
- c) Caractericen y clasifiquen las rocas observables en el escenario de las sierras de Lihué Calel, respondiendo los siguientes interrogantes:
- ¿Son intrusivas (plutónicas) o extrusivas (volcánicas)?
 - ¿Predominan las riolíticas o las graníticas?
 - ¿Podrían ser consideradas como basálticas? Fundamentá.
 - ¿Cuál es el color predominante?
 - ¿Cuál es la forma predominante y a qué se debería?
 - ¿Se observan “inclusiones de minerales”?
- d) ¿Cuál es la influencia que tiene el escenario de las sierras sobre el establecimiento de una biodiversidad particular en su zona de influencia?

Referencias

- Aguilera, E. Y., Sato, A. M., Llambías, E. & Tickyj, H. (2014). Erosion surface and granitic morphology in the Sierra de Lihuel Calel, Province of La Pampa, Argentina. In *Gondwana Landscapes in southern South America* (pp. 393-422). Springer, Dordrecht.
- Barrionuevo, M., Arnosio, M. & Llambías, E. J. (2013). Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas.
- Berann, H. C., Heezen, B. C. & Tharp, M. (1977). Manuscript painting of Heezen-Tharp "World ocean floor" map by Berann. [?] [Map] Retrieved from the Library of Congress, <https://www.loc.gov/item/2010586277/>.
- Bernardi, M. I., Bertotto, G. W., Jalowitzki, T. L., Orihashi, Y. & Ponce, A. D. (2015). Emplacement history and inflation evidence of a long basaltic lava flow located in Southern Payenia Volcanic Province, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 293, 46-56.
- Bernardi, M. I., Bertotto, G. W., Ponce, A. D. & Rubiano Lorenzoni, G. M. (2019). Primera descripción morfológica e interpretación genética de la cueva volcánica El Julepe. Sector suroriental de Payenia, La Pampa, Argentina.
- Bernardi, M. I., Bertotto, G. W., Orihashi, Y., Sumino, H. & Ponce, A. D. (2019). Volcanología y geocronología de extensos flujos basálticos neógeno cuaternarios del sureste de Payenia, centro-oeste de Argentina. *Andean Geology*, 46(3), 490-525.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. (1993). Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 161- 172. Mendoza.
- Bertotto, G. W. (1996). Morfología del túnel lávico cenozoico "Cueva de Halada". Departamento Puelén, provincia de La Pampa. *Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*, (6), 13-15.
- Bertotto, G. W. (1997). Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Escorial y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa, Argentina. Tesis de grado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, 114 p. (inédito).
- Bertotto, G. W. (2000). Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2), 59-71.

- Bertotto, G. W., Orihashi, Y., Nagao, K. & Motoki, A. (2006). New K-Ar ages on re-
troarc basalts of Mendoza-La Pampa. *Encuentro Científico del ICES*, (2).
- Bertotto, G. W. (2003). Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos ce-
nozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la pro-
vincia basáltica andino cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza (Doctoral
dissertation, Universidad Nacional de La Plata).
- Buss Jacob, M. E. (2007). Evaluación del aprovechamiento como roca ornamental
de las volcanitas del Cerro Colón (36°57'S, 67°23'O) provincia de La Pampa.
- Calvari, S. & Pinkerton, H. (1999). Lava tube morphology on Etna and evidence for
lava flow emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal
Research*, 90(3-4), 263-280.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. & Fan, J. X. (2013; actualizado). The ICS
International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204. [http://www.
stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03Spanish.pdf](http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03Spanish.pdf)
- Condie, K. C. (2015). *Earth as an evolving planetary system*. Academic Press.
- Cortelezzi, C. & Dirac, M. (1970). Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa.
- Espanon, V. R., Chivas, A. R., Phillips, D., Matchan, E. L. & Dosseto, A. (2014).
Geochronological, morphometric and geochemical constraints on the
Pampas Onduladas long basaltic flow (Payún Matrú Volcanic Field, Mendoza,
Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 114-129.
- Espejo, P. M. & Silva Nieto, D. S. (1996). Hoja Geológica 3966-II Puelches (1:
250.000), Provincias de La Pampa y Río Negro. Programa Nacional de Cartas
Geológicas de la República Argentina. Dirección Nacional del Servicio
Geológico, Boletín, 216, 1-35.
- Folguera Telichevsky, A. & Spagnuolo, M. G. (2009). De la tierra y los planetas roco-
sos: una introducción a la tectónica.
- González Díaz, E. F. (1972). Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida.
Servicio Nacional Minero Geológico.
- González Díaz, E. F. (1979). Descripción Geológica de la Hoja 31d, La Matancilla.
Servicio Geológico Nacional.
- Gudnason, J., Holm, P. M., Søgner, N. & Llambías, E. J. (2012). Geochronology of
the late Pliocene to Recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic
province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37,
191-201.
- Head III, J. W. & Wilson, L. (1989). Basaltic pyroclastic eruptions: influence of
gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the forma-
tion of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows.
Journal of Volcanology and Geothermal Research, 37(3-4), 261-271.

- Hon, K. E. N., Kauahikaua, J. I. M., Denlinger, R. & Mackay, K. (1994). Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 351-370.
- Inbar, M. & Risso, C. (2001). A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field-Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45(3), 321-343.
- Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A. & Allmendinger, R. W. (1983). Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 3(3), 20-26.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman R.W., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A. Schmid, R. Sørensen, H. & Woolley, A. R. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Linares, E., Llambías, E. J. & Latorre, C. O. (1980). Geología de la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Revista, 35(1), 87-146.
- Llambías, E. J. (1966). Geología y petrografía del volcán Payún Matrú. *Acta Geol. Lilloana*, 8, 265-310.
- Llambías, E. J. (2001). Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40°S. El Sistema Triásico en la Argentina. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, Argentina, 55-68.
- Llambías, E. J. (2008). Geología de los cuerpos ígneos. Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina.
- Llambías, E. J. (2008b). La sierra de Lihuel Calel. Volcanismo explosivo acontecido hace 240 millones de años. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. *Anales Vol.* 46, no. II p. 537-550.
- Llambías, E. J., Quenardelle, S. & Montenegro, T. (2003). The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), 243-257.
- Llambías, E. J. & Sato, A. M. (2011). Ciclo Gondwánico: La Provincia Magmática Choiyoi en Neuquén. Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. En *Relatorio del VXIII Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, HA Leanza, C. Arregui, O. Carbone, JC Danieli, JM Vallés (Eds.) (pp. 53-62).
- May, V. R., Chivas, A. R., Dosseto, A., Honda, M., Matchan, E. L., Phillips, D. & Price, D. M. (2018). Quaternary volcanic evolution in the continental back-arc of southern Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 88-103.

- Martínez, O. N. (1998). Descripción topográfica y geológica de la caverna Halada y su entorno, provincia de La Pampa. *Revista Salamanca*, 10.
- Melchor, R., Casadío, S., Tickyj, H., Quenardelle, S. y Leanza, H. A. (2000). Hoja Geológica 3766-III La Reforma.
- Melchor, R. N. & Llambias, E. J. (2004). Hoja Geológica 3766-I Santa Isabel, Provincia de La Pampa (1: 250.000). SEGEMAR, Boletín, 344.
- Narciso, V., Zanettini, J. C. M., Santamaría, G. y Mallimacci, H. S. (2007). Hoja Geológica 3769-II Agua Escondida. Provincias de Mendoza y La Pampa. SEGEMAR. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín, 300, 54.
- Núñez, E. (1976). Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 1-92.
- Pasquarè, G., Bistacchi, A, Francalanci, L., Bertotto, G. W., Boari, E., Massironi, M. & Rossotti A. (2008). Very long pahoehoe inflated basaltic lava flows in the Payenia Volcanic Province (Mendoza and La Pampa, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 131-149.
- Polanski, J. (1954). Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuaderno de Investigaciones y Estudios, 4, 4-10.
- Ramos, V. A. & Folguera, A. (2011). Payenia Volcanic Province (Southern Andes): an exceptional quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 53-64.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Llambías, E. J., Labudía, C. & Artabe, A. (1996). "Gondwana" magmatism of Patagonia: inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third International Symposium on Andean Geodynamics, Act: 791-794, Saint-Maló, Francia.
- Scasso, R. A. & Limarino, C. O. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas (No. 552.54 SCA).
- Schmincke, H. U. (2004). *Volcanism* (Vol. 28). Springer Science & Business Media.
- Silva Nieto, D. G., Espejo, P. M., Chernicoff, C. J., & Zappettini, E. O. (2016). Hoja Geológica 3766-IV, General Acha, Provincia de La Pampa.
- Simkin, T., Unger, J.D., Tilling, R. I., Vogt, P. R. & Spall, H. (1994). *This Dynamic Planet. World map of volcanoes, earthquakes, impact craters, and plate tectonics.* United States Geological Survey, Smithsonian Institution.
- Sobral, J. M. (1942). Geología de la región occidental del territorio de La Pampa. In *Anales I Congreso*.
- Sruoga, P. & Llambías, E. J. (1992). Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 141-152.

- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. & Kyser, T. K. (1990). Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(3), 294-308.
- Walker, G.P.L., 2000. Basaltic volcanoes and volcanic systems. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 283–289.
- Wichmann, R. (1928). Contribución a la geología de los departamentos Chical-Có y Puelén, de la parte occidental de la Pampa Central. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.

Bibliografía de la propuesta pedagógica

- Fernández Marchesi N. E. y Pujalte A. (2019). Manual de elaboración de secuencias didácticas para la enseñanza de las Ciencias Naturales.
- Furman, M. y Podestá, M. E. (2010). La Aventura de Enseñar Ciencias Naturales. Bs. As.: Aique.
- Gellon G., Rosenvasser Feher E., Furman, M. y Golombek, D. (2005). La ciencia en el aula. Lo que nos dice la ciencia sobre cómo enseñarla. Buenos Aires, Editorial Paidós. 1a ed. 264 p.
- Jaén, M. (2000). ¿Cómo podemos utilizar en geología el planteamiento y resolución de problemas? Revista Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (8.1) 69-74.
- Lacreu, H.L. (2009). La importancia de las Geociencias para la construcción de ciudadanía en el currículo de la enseñanza básica. Publicado en: Laguna Sicca, N.A., Moreira da Costa, A.D. y Sousa Fernández de, S. A., (organizadoras) Processo Curricular, diferentes dimensões, Cap 1:17-36, Editora Insular, Florianópolis, 2009.
- Lacreu, H.L. (2015). Geociencias para la formación ciudadana. Simposio 6: Ciencias de la Tierra, Educación y Sociedad, XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, 4 8 10 2015, Chile.
- Moreira, J., Praia, J. F. y Borges, F. S. (2002). Construcción de materiales didácticos en geología de campo: un estudio sobre alumnos de enseñanza secundaria, La. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 10(2), 185-192.
- Pedrinaci, E. (2013). Presentación: ¿Qué geología deberíamos enseñar en la educación secundaria? Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 21(2), 114-116.
- Praia J. y Marques, L. (1997). El trabajo de laboratorio en la enseñanza de la geología: reflexión crítica y fundamentos epistemológico-didácticos. Revista Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (5.2), 95-106.
- Sanmartí, N., Izquierdo M. y García, P. (1999). Hablar y escribir: una condición necesaria para aprender ciencias. Cuadernos de pedagogía, 281, 54-58.

